

DEBRECENI EGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR

Dr. Lóki József–Dr. Szabó József

A külső erők geomorfológiája

környezettan és környezettudományi szakosoknak



Debrecen, 2006

Lektorálta:

DR. NEMERKÉNYI ANTAL

Utánnnyomás

Tartalomjegyzék

	oldal
1. Bevezetés, alapfogalmak (Szabó J.)	5
A geomorfológia általános jellege	5
A geomorfológia általános rendszere	7
2. Aprózódás és mállás (Lóki J.)	15
Aprózódás	15
A hőingás okozta aprózódás	16
A fagy okozta aprózódás	17
A víz hajszálcsőves hatása	17
A víz lágyító hatása	18
A szél hatása	18
A hullámverés hatása	18
Sókrystal-növekedéses aprózódás	18
A nyomásnövekedés hatása	18
A növényzet hatása	19
Az állatvilág hatása	19
Az antropogén aprózódás	19
Mállás	19
A mállás típusai	21
Az oldásos mállás	21
A szilikátok mállása	22
Az oxidációs mállás	23
A biológiai mállás	24
Az aprózódás és a mállás a Föld különböző éghajlati területein	24
3. Tömegmozgások (Szabó J.)	27
Fogalom, tipizálás	27
A tömegmozgások feltételei	29
A tömegmozgások típusai	36
Omlások	36
Csúszamlások	41
Kúszások	55
Folyások	58
Tömegmozgások és éfirnyezeti kérdések	63
4. A jég felszínformáló munkája (Lóki J.)	65
A hóhatár	65
A lavinák	66
A gleccserek	66
A gleccser szerkezete	67
A gleccser mozgása	68
Gleccserrepedések	71
A gleccser felszíne	72

A gleccser által kialakított formák	73
A jégtakarók felszínalakító munkája	76
A jégtakarók olvadékvizeinek eróziós és akkumulációs formái	80
A periglaciális területek formái	83
A derázió jelentősége magyarországi tájtypusokban	90
5. A folyóvíz felszínformáló munkája (Szabó J.)	91
A folyóvíz a mederben	93
Árterek	112
A folyó munkája hosszszelvény mentén	115
Völgyképződés, völgytypusok	120
Hordalékkúpok	127
Delták	132
Teraszok	136
A folyóvíz munkájának néhány magyarországi jellemzője ..	144
Folyóvízi felszínfejlődés és környezet	146
6. A partfejlődés (Szabó J.)	149
A partfejlődés általános jellege	152
Alá- és felmerülő partok	159
A partfejlődés magyarországi vonatkozásai	161
A partfejlődés környezeti vonatkozásai	163
7. A szél felszínformáló munkája (Lóki J.)	165
A lebegtetett hordalékszállítás	168
Az ugráltatott hordalékszállítás	169
A görgetett hordalékszállítás	172
A szél munkavégző képessége	172
A kiűjtés és a szélvarás folyamata és formái	173
A felszín kímélyítése	176
A szél felhalmozó (akkumulációs) munkája	178
A szabadon mozgó futóhomok formái	180
A részben kötött homokterületek formái	186
A szelerózióval kapcsolatos környezeti kérdések	194
8. A kőzetminőség hatása a felszínformák kialakításában (Lóki J.) ..	205
A mészkő és karsztjelenségek	205
A dolomit és felszínformái	211
A lösz és felszínformái	212
A homokkő, konglomerátumok és agglomerátumok pusztulása	215
A gránit lepusztulása	216
A bazalt formaképzése	218
Az agyagos, márgás felszínnek pusztulása	218
Ajánlott irodalom	221

I. Bevezetés, alapfogalmak

A geomorfológia általános jellege

*az földfelszín formáinak
tana + geomorfológia*

Jóllehet a földfelszín általános jellegére, annak formáira és azok változásaira irányuló megfigyelések és vizsgálatok valamilyen szinten mindig beletartoztak a természetkutatók „programjába”, a rendszeres és célirányos elemzőmunka viszonylag későn kezdődött. Ezt az is mutatja, hogy a földfelszín formáinak tana (geomorfológia) mint egy tudományra vonatkozó megnevezés még másfélszáz éves sincs (Neumann, 1858). Am a XIX század végén megindult viharos fejlődése következtében ma már a Földdel foglalkozó tudományok (geotudományok) klasszikus ágának tekinthető. Alapfogalmai jórészt kikristályosodtak, határai körvonalazódtak és rendszere is kiépült. Kutatási eredményeit könyvtárnyi kézikönyv foglalja össze, és azokat számos tudományág hasznosítja. Nyilvánvaló, hogy egy heti kétórás egyetemi kollégium legfeljebb vázlatos áttekintést adhatna róla. Jelen esetben azonban ennél hasznosabbnak tűnik, ha jelentős tematikai korlátozással, viszont egyes témakörök kiemelésével nem a geomorfológia - mint tudomány - épületének teljes és arányos bemutatását tűzzük ki célul, hanem arra törekszünk, hogy a társadalom természeti környezetének kutatására az annak megóvását szem előtt tartó hasznosítás érdekében vállalkozó jövőbeni szakemberek gyakorlati munkájához adjunk alapvetően szükséges ismereteket.

A tematikát a fentiek szellemében úgy állítottuk össze, hogy az tartalmilag ugyan legfeljebb a „fejezetek a geomorfológiából” címet viselheti, de szerkesztésében mégis tükröződjék benne a geomorfológia belső logikája.

A geomorfológia által vizsgált felszín (felszíni domborzat) környezetünk egyik meghatározó eleme, természeti és társadalmi folyamatok színtere. Egyrészt „pillanatnyi” adottság, másrészt azonban a környezet más elemeivel kölcsönhatásban időben változó összetevő. Azt mondhatjuk, hogy az általános társadalmi megítélésben jobbra az első közelítés a meghatározó, és a domborzatot általában kevésbé változó, viszonylag stabil, statikus környezeti elemnek szokták tekinteni. Ez nagy általánosságban igaz is, mert ha pl. hegységrendszerek kialakulására vagy lepusztulására gondolunk, ahol a változások mértékeként legalábbis a tízmillió éves nagyságrend használható, de még ha az ezekenél akár tízszer gyorsabban formálódó, nagy

folyóvizek által feltöltött síkságokra tekintünk, a domborzat olykor kontinens méretű nagy formái akkor is inkább stabil környezeti elemként jelennek meg. Természetesen a társadalomnak tevékenysége során erre a stabil adottságra is figyelnie kell, hiszen az nagyon sok más természeti összetevőre hat, sőt magának a társadalomnak is a szó legszorosabb értelmében vett szilárd alapját képezi. Statikus jellege azzal a „haszonnal” jár, hogy viszonylag jól „kiszámítható” környezeti adottság, amire relatíve könnyen lehet alapozni. De ez az alapozás szükséges! Ehhez pedig általános jellemzőit – sőt esetenként az apró részleteit is – ismerni kell.

A domborzati formák azonban sok esetben egyáltalán nem tekinthetők statikus adottságnak. Dinamikájuk környezetünkben akárhányszor szembeötlő. És itt nemcsak olyan látványos változásokra kell gondolnunk, mint amikor pl. a vulkánok kiszórt vagy kifolyt anyaga napok alatt a felismerhetetlenségig megváltoztatja a felszín konfigurációját, vagy ha egy katasztrófális hegyomlás pillanatok alatt nagyméretű völgyeknek ad egészen új arculatot, stb. Bár ezek a katasztrófaként megélt események is hozzátartoznak a természet felszín is alakító változásaihoz, legalább ennyire fontosak azok a viszonylag jól körülhatárolható helyen, tehát koncentráltan jelentkező, a felszín emberöltői időben is lényegesen átalakító folyamatok, amelyekkel az adott körzetekben tartósan kell számolni (folyóvizek mederváltozásai, száraz területek mozgó futóhomok formái, tenger- és tópartok gyors eltolódásai, stb.).

pl.: folyóvizek mederváltozásai, tenger- és tópartok gyors eltolódásai

Mindezek arra utalnak, hogy környezetünk felelős emberi tevékenységet megalapozó ismerete nem lehet teljes a felszíni formák és az azok változását (létrejöttét) eldőlő folyamatok megfelelő szintű ismerete nélkül.

Az elmondottakat még azzal is ki kell egészíteni, hogy a felszín gyors (gyorsuló) változásához maga az ember is hozzájárul, megváltoztatva ezzel saját környezeti adottságait. Ez a felszín-átalakítás nem mindig tudatos, illetve sok esetben nem a formai változtatás a célja, hanem az csak a célhoz vezető szükségszerű lépés, esetleg annak mellékterméke. (Gondoljunk pl. a külszíni bányászat olykor több négyzetkilométer kiterjedésű, százméteres mélységű gödreire. Ezeket az ember csak azért mélyíti, hogy a szükséges érchez, energiahordozóhoz, stb. hozzájusson.) Viszont ezekkel a formákkal (tájsebekkel) mint új környezeti adottsággal számolni kell – mégpedig célszerűen jó előre! Az ember tehát maga is módosítja környezetének geomorfológiai képét. Ennek következményei között azonban – a már említetteken túlmenően – arra is gondolni kell, hogy az emberi tevékenység, így az általa

létrehozott formák is, új, ott addig nem ható természetes formaképző folyamatokat indítanak el, esetleg már működő hatásokat erősítenek fel. A felszín domborzata tehát ezek által tovább fog változni. Napjainkban e jelenség felerősödésének vagyunk a tanúi.

A környezet geomorfológiai képét ezért változásában is ismeretünk kell.

A földfelszín anyagát mindig valamilyen folyamattal szembevetve vizsgáljuk. A geomorfológia általános rendszere

Ha a földi tájak geomorfológiai képét akarjuk megérteni, a megértéshez vezető út lényegesen leegyszerűsíthető annak a belátásával, hogy beállnak az anyag, a folyamat és a forma hármás egysége valósul meg. A földfelszín anyagát mindig valamilyen folyamat(ok) rendezzi(kt) különböző formákba. Telen kollégium kereteiben elsősorban a folyamat- és formaelemzést állítjuk a középpontba, hiszen az anyag megismertetését döntően más tárgy(ak) tűzik ki célul. Természetesen maguk a formaképző folyamatok is igen sokfélék. Ezek alapvető típusairól, energiaforrásaikról, hatásterületeiről, és ottani domborzati következményeiről az 1. táblázat ad áttekintést. A táblázat lényegében a geomorfológia egész rendszerét (geomorfodinamikai főrendszer) foglalja össze. Lényege röviden úgy összegezhető, hogy a felszín domborzata (a relief) a Föld belső hőenergiájából táplálkozó ún. endogén (belső) és a napenergiát hasznosító exogén (külső) erők (folyamatok) gravitációs térben megvalósuló kölcsönhatásként formálódik. Mivel a belső erőről és legfontosabb hatásaikról a földtan alapjai e tárgy ad áttekintést, és mert a jelen kollégium időbeli keretei is eléggé korlátozottak, a következőkben csak a legfontosabb exogén erőről és az általuk kialakított formákról lesz szó.

Az exogén folyamatok jellege és típusai

Az exogén folyamatok hatásának elemzéséhez világosan kell látni, hogy azok hatékonysága döntő mértékben függ a felszín felépítő kőzetek (anyag) jellegétől. A földbelső anyagának gravitációs differenciálódása során kialakuló elsődleges (magmatikus) kőzetek eredeti állapotukban általában nagy-szilárdságúak, s a különböző exogén folyamatoknak jól ellenállnak. A belső erők által belőlük létrehozott szerkezeteket és formákat a külső erők ezért csak akkor képesek viszonylag gyorsan átalakítani, ha előzetesen meggyengít az anyagok is átalakulnak, és ezzel lecsökken az ellenállóképességük.

Külső
endogén
magmatikus
erők

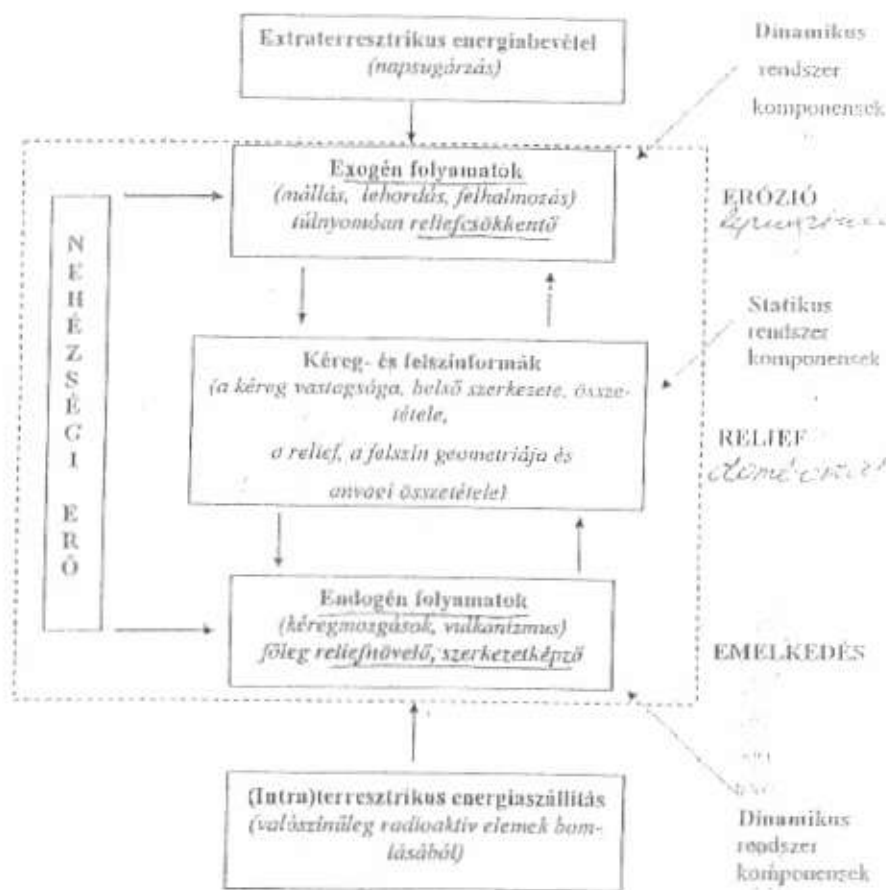
tel. következmények!

természetben ez a folyamat abban a pillanatban megkezdődik, amikor a magmatikus kőzetek a felszín közelébe vagy éppen a felszínre kerülnek. Ez ugyanis alapvetően új körülményeket jelent számukra, és ezért a kőzetekben olyan változások kezdődnek, amelyek révén azok a megváltozott körülményekhez „igazodnak”, azokkal „igyekeznek” egyensúlyba kerülni. Átalakulásuk összefoglaló neve a mállás, amelynek legfontosabb fizikai és kémiai típusairól az első fejezet ad rövid áttekintést. A mállás geomorfológiai szempontból lényegében a felszín anyagának az előkészítését jelenti az exogén folyamatok általi áttelepítésre (elszállításra). Az anyag áttelepítése a felszíni domborzat (a relief) megváltozását, tehát a geomorfológiai kép átalakulását jelenti. Ennek során az addigi formák többé-kevésbé átalakulnak, esetleg megsemmisülnek, és ugyanakkor újak is képződnek. A külső erőknek általában a fizikailag elmállott (felaprózott) és kémiai összetételében is megváltozott kőzeteken van olyan, emberi mércével is gyors formaképző hatása, amelynek alapján különösen jogos a felszín dinamikájáról beszélni. Mivel a következőkben a felszíni formák alapvetően a ható folyamatok szerint és az általuk előidézett változásokban kerülnek bemutatásra, ezért a jegyzet tartalmában és szerkezetében lényegében **dinamikus geomorfológiai** jellegű.

Mivel a földfelszín a földi gravitációs tér része, a rajta és a közelében végbemenő exogén folyamatok anyagáthalmazó tevékenysége is a gravitációs tér hatásainak van alávetve. Ez azt jelenti, hogy az általuk elszállított anyag – aminek a zöme eredetileg az endogén folyamatok révén relatíve magas helyzetbe került felszíni alakzatokból (ról), pl. hegységekről, kiemelt fennsíkokról, stb. származik – lerakódva általában a felszín mélyebben fekvő részein halmozódik fel. Ezáltal a mélyedések feltöltődnek, ami a felszín magasságkülönbségeinek a nivellálódásához vezet. Ezért jogos az a viszonylag közkeletű, szinte axióma szerű megállapítás, hogy a külső erők tevékenységének lényege az endogén folyamatok által létrehozott felszíni magasságkülönbségek csökkentése ill. eltüntetése. Ha azonban a kérdést kicsit alaposabban megnézzük, akkor meglehetősen sok ellenpéldát is találunk. A szél pl. egy eredetileg szinte teljesen sík felszínen akár 200 m magasságú futóhomok buckát is építhet. A kőzetek (pl. mészkő) belsejében fellépő oldási folyamatok hatására hasonló nagyságrendű beszakadások keletkezhetnek. Magasra kiemelt, egyenletes felszínűket, a lefolyó víz olykor megbökkentően mély völgyekkel szabdal fel (a Coloradó menti „malmas” sík pátót hirtelen a folyó közel 2000 m mély, meredekfalú völgye szakítja meg). Az exogén folyamatok tehát lokálisan növelhetik is a felszín magasságkülönbségeit (tagoltságát). Ezt a tájak geomorfológiai képének vizsgálá-

tánál akkor is figyelembe kell venni, ha tudjuk, hogy e magasságkülönbségek kialakulásának többnyire az endogén erők előzetes működése - pl. bizonyos területek magasra emelése - a feltétele (a futóhomok buckák képződése esetén nem!), és hogy az exogén folyamatok tartós, zavartalan működése, pl. a folyóvíz munkája, végül mégiscsak a szintkülönbségek eltűnése irányába hat.

1. táblázat
A geomorfodinamikai förendszer (F. Ahnert – 1996 – után)



mállás

Érdekes megfigyelés a felhalmozásról

ERÓZIÓ

RELIEF

EMELKEDÉS

malmas, egyenletes felszínű

A felszín formáló külső erők meglehetősen sokfélék. Közös és eltérő vonásaik alapján mégis néhány jól elkülöníthető csoportba sorolhatók. Valamennyi fajtájukat a gravitációs erő „mozgatja” ugyan, de hatásmechanizmusuk, és a létrehozott formák is lényegesen különböznek a szerint, hogy a formaképző anyagot közvetlenül mozgatja a gravitáció, vagy valamilyen közvetítő (szállító) közeg közbeiktatásával.

1. A gravitáció hatására közvetlenül, szállító közeg nélkül lezajló anyagáttelepítő folyamatokat összefoglalóan - az angol *mass movement* ill. a német *Massenbewegung* kifejezések szó szerinti fordításával - **tömegmozgásoknak** nevezzük.
2. Ha a gravitáció anyagmozgató hatása valamilyen szállítóközeg közbeiktatásával érvényesül, akkor a folyamat elnevezését általában az **adott közeg határozza meg**. Ilyenkor a szállított anyag lényegében a **mozgó közeg hordaléka**. A földi természetben a felszínen vagy azzal érintkezve két olyan általánosan elterjedt anyag van, amelyik a szilárd földkéreg közeleinek, talajának áttelepítésénél szállítóközegként szolgálhat:

colikus folyamatok:
- a levegő közbeiktatásával lezajló anyagáttelepítő folyamatok

- a földi gázburok, amelyet ugyan a napenergia készítet mozgásra, de mozgása jellegét jelentős részben a gravitációs tér szabja meg. Mivel az anyagáttelepítés szempontjából a felszínnel közel párhuzamos légmozgások (szelek) a legfontosabbak, ezért a levegő közvetítésével lezajló anyagáttelepítő, formaképző folyamatokat a mitológiai Eolus isten (a szelek istene) nevéből **colikus folyamatoknak** hívjuk.
- a víz, amely a felszíni lejtőkön lefelé mozogva szilárd és folyékony halmazállapotban is képes a kéreg anyagának a felszín domborzatát módosító áthalmazására.

- A lejtőn lefelé mozgó jég geomorfológiai tevékenységét **glaciális folyamatnak** (glaciális /latin/= jeges, fagyos) nevezzük.
- Ha a **cseppfolyós víz** visz magával anyagot a lejtőn, akkor leggyakrabban (és legáltalánosabban) **erózióról** beszélünk (erado /latin/= eltöröl, levakar).
Az erózió szót ugyan olykor más felszínalakító exogén folyamatok esetében is használják, de akkor rendszerint

fluvialis f.
- ha a levegő közeg nélkül lezajló folyamatok közé tartoznak

karsztos f.
- a víz oldó hatása révén kialakuló formák és képes anyagot transzportálni

litorális f.
- a tenger vízének és a szárazföld határáján történő folyamatok

periglaciális f.
- az a terület a fagyás és olvadás folyamatai miatt gyártva a lejtőkön.
- az anyagmozgató hatása a víz és a jég miatt egyaránt

elő teszik az adott folyamat saját nevét is, pl. „colikus erózió”. Jelző nélküli használat esetén a lejtőn lezajló víz tevékenységére gondolunk.

Ha a lejtőn mozgó víz meghatározott pályához kötődik (pl. mederben mozog), akkor folyóvízről van szó. Annak tevékenységére leggyakrabban a **fluvialis folyamat** (folyóvízi erózió) kifejezést alkalmazzuk (fluvius /latin/= folyó). Mivel a mozgó víz nemcsak szemeses (klasztikus) jellegű anyagszállítást végezhet, hanem a víz oldó hatása révén oldott formában is képes anyagot transzportálni, erre az esetre külön kifejezést - **karsztos folyamat** - használunk. (A kifejezés a Szlovéniában található Karszt-hegység nevéből származik, amelynek jól oldódó mészkövén először figyelték meg részletesen ezt a felszínformáló folyamatot.)

- Földünkön viszonylag elterjedt az exogén folyamatoknak az a típusa, amelyeknél a **szél által mozgatott víz** tölti be a közvetítő közeg szerepét. Ez a jelenség elsősorban a **hullámozás** formájában valósul meg, és érthetően elsősorban a felszíni vizek és a szárazföld határsávjában, a **partokon** formálja a morfológiai képet. Ez esetben **litorális folyamatokról** beszélünk (litoralis /latin/= parti, tengerparti).

- A közvetítő közeg sajátos formája, ha az **anyagmozgató és a formaalakító a cseppfolyós víz és a jég váltakozva** (szinte együttesen) végzi. Ez természetesen olyan területeken jellemző, ahol a **fagyás és az olvadás** folyamata gyakran ismétlődik, így a folyamatokban mindkét halmazállapotú víznek - olykor alig szétválasztható - szerepe van. Ezeket a jelenségeket a geomorfológiában viszonylag későn kezdték megismerni és tanulmányozni, és csak újabban sorolták külön folyamatesorokba. Ma összefoglalóan **periglaciális (jégkörnyeki) folyamatok** néven említjük őket.

Az exogén folyamatok általános formaképző mechanizmusa

(Az anyag felhalmozása + anyagmozgás / ártóhatás)
 Minden exogén folyamat közös jellemzője, hogy a felszínformákat vagy az anyag elszállításával, tehát a felszínét a korábbi állapothoz képest anyaghiányt előidéző, vagy a szállított anyag felhalmozásával alakítják ki. (A formák a két folyamat gyakori idő- és térbeli váltakozásának jegyeit is magukra viselhetik.)

Az anyag elszállítása révén kialakult formák (pl. folyóvölgyek, szélbarázdák, stb.) természetesen elsősorban a felszín kimélyülését jelentik (negatív formák), de az is előfordul, hogy az anyag elszállítása ellenére a környezetből kiemelkedő (pl. kipreparálódó) alakzatok (pozitív formák) keletkeznek. Ilyenek a sivatagi tanúhegyek, a gombasziklák, vagy a kimélyülő folyóvölgyek közötti hegy- és dombhátak, a bevágódó gleccserek völgyfői között tornyosuló karszicsok, stb. A formaképzés anyagelszállítás révén zajló folyamatára a geomorfológiában nincs igazán általánosan használt összefoglaló megnevezés. Ehelyett az egyes exogén folyamatok esetében sajátos kifejezések jelölik azt. A lefolyó víz ilyen jellegű tevékenységére a denudáció, a jég letaroló és kimélyítő munkájára az exaráció, a szélre a defláció, a parti hullámozásra az abrázió a nemzetközi irodalomban is leggyakrabban használt kifejezés.

Közülük a denudáció megfelelő előjelzővel (pl. a „jég denudációs munkája”) több exogén folyamat megjelölésére is alkalmas. (Az is előfordul néha, hogy az erózió kifejezés helyettesíti az előbbieket - pl. glaciális erózió. E kifejezésnek tehát van egy szűkebb - az exogén folyamatok lepusztító, felszínalacsonyító típusát jelölő - és egy tágabb, valamennyi exogén folyamatot felölelő, vagyis lényegében az exogén kifejezéssel szinonim értelme: exogén folyamat = eróziós folyamat.)

A szállított anyag formátságát, felhalmozását a geomorfológia akkumuláció néven foglalja össze. Az akkumuláció során az elszállított (vagy a tömegmozgások esetén egyszerűen csak elmozdult) anyag rendszerint vagy az endogén erők hatása miatt eleve mélyebb fekvésű, vagy az exogén folyamatok által kimélyített felszíneken halmozódik fel. Ilyenkor kétségtelenül a felszíni magasságkülönbségek csökkenése, a felszíni egyenetlenségek kiegyenlítődése a jellemző következmény. Lokálisan azonban az akkumuláció is növelheti a felszín egyenetlenségét. Egy hegyomlás völgybe zúdult törmelke az addig síma völgytalpon tekintélyes kiemelkedéseket hozhat létre. A mozgó gleccser által szállított közettörmelék (moréna) a jégár végén olyan magas sáncokká torlódhat össze, amelyek a jég elolvadása után valószínű dombvidék formáját öltik. Am mindkét esetben közös, hogy a létrejött

kiemelkedések magassága nem éri el a felhalmozott közetanyag származási helyének magasságát. (Az omladékhalmoz teteje alacsonyabb lesz, mint az a hely, ahonnan anyaga leomlott, a gleccser halmozta törmelékűdombok - végmorénák - magassága is elmarad anyaguk kiszakítási helyének magasságától.) A felszín magasságának és magasságkülönbségeinek egyidejű növekedése akkumuláció révén csak az eolikus folyamatok esetén gyakori (futóhomok buckák keletkezése). Más exogén folyamatoknál ez csak kivételesen fordul elő. (A felszín alatti jégmagok képződése pl. dombot emelhet a felszínen (pingó), de hasonló eredménye van a dagadó lápok fejlődésének is.)

A domborzat, a domborzati formák a földi tájak jellegének legfontosabb meghatározó elemei közé tartoznak. A formákban sok esetben döntően az exogén geomorfológiai folyamatok hatásai tükröződnek. Egyetlen tájban is több exogén folyamat működhet egyidejűleg, de időbeli különbséggel is. Így a tájakban különböző folyamatok által, különböző időben kialakított formák együttes jelenléte is természetes. Sőt az is előfordul, hogy egy-egy jelenlévő forma több folyamat együtthatásának komplex eredménye. A formák kialakulási menetének, komplex jellegének felismerése gyakran nem egyszerű feladat. Ilyenkor alapvető segítség, ha ismerjük az egyes folyamatok hatásmechanizmusát, formaképző hatását. Ezért választottuk azt a didaktikailag is indokolható tárgyalási módot, hogy a különböző exogén folyamatokat és az általuk kialakított formákat az egyes fejezetekben külön elemezzük, és mutatjuk be.

denudáció - lefolyó víz

exaráció - jég letaroló és kimélyítő munkája

defláció - szél

abrázió - parti hullámozás

felszíni egyenetlenségek kiegyenlítésére
 általában (de nem minden esetben) is
 az akkumuláció.

2. Aprózódás és mállás

örögy perzselés mállás

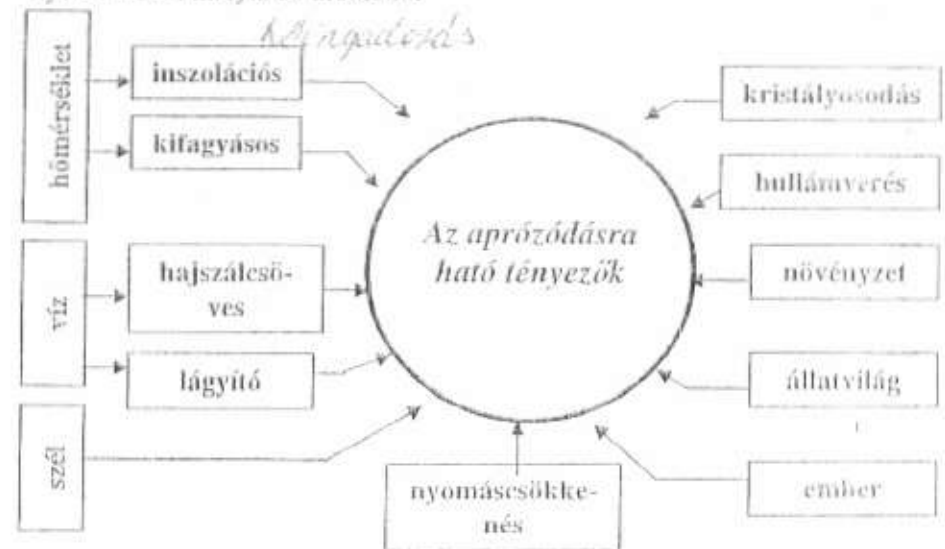
→ *korábbiakból a szedimentáció és üledékes mállás.*

A Föld felszínén állandó változások mennek végbe. Az egyik helyen a kőzet pusztulása, a másik helyen az üledék felhalmozódása figyelhető meg. A lerakódott kőzetrétegekből alakulnak ki az üledékes kőzetek. A leülepedést szedimentációnak, az új kőzet kialakulását diagenézisnek is szokták nevezni. Ebben a fejezetben a Föld felszínén végbemenő kőzetpusztulás folyamataival foglalkozunk.

A felszín pusztulása általában több folyamat együttes hatására megy végbe, ennek ellenére meg szokták különböztetni az aprózódást és a mállást. Az aprózódást, megkülönböztetve a kémiai mállástól, fizikai mállásnak is nevezhetjük.

Aprózódás = fizikai mállás

Az aprózódás a litoszféra felszínén végbemenő olyan fizikai (mechanikai) folyamat, amelynek során először kisebb nagyobb repedések keletkeznek, majd a kőzet egyre kisebb darabokra esik szét anélkül, hogy a kőzet anyaga megváltozna. Az aprózódás folyamatát több tényező kiválthatja (2.1. ábra). Az aprózódás típusait aszerint szokták megkülönböztetni, hogy a ható tényezők közül melyik az uralkodó.



2.1. ábra Az aprózódásra ható tényezők

gyarmat / gyökér → abszorpció / elvezetés → hővezetés

A hőingadozás okozta (inszolációs) aprózódás

A litoszféra kőzetét alkotó ásványok különböző színűek és a kristályszerkezetükben is jelentős eltérések vannak. A hőmérséklet ingadozása következtében előálló felmelegedés és lehűlés hatására a kőzeteket alkotó ásványok kiterjedése és összehúzódása megváltozik. A felmelegedéskor a felszínre érkező energia először a kőzet külső részén érezteti hatását. Azonban a felső réteg ásványszemcséinek felmelegedése illetve kitágulása is eltérő. A sötét színű kőzetrészek gyorsabban felmelegsznek, mint a világosak, ugyanis a kőzetek hőmérsékletének változása a hőfelvevő képességüktől - fajhőjüktől függ.

A hő behatolása a kőzet belsejébe a hővezetőképességtől függ. A rossz hővezető képességű kőzeteknél a külső rész jobban felmelegszik, és erősebben kiterjed, mint a mélyebben fekvő része.

hűgő érvényes mértékű is

A hőmérséklet változásának hatása az ásványok kristályos szerkezetétől is függ. Vannak olyan ásványok (pl. kalcit), amelyek a hőmérséklet emelkedésének hatására egyik irányban kitágulnak, ugyanakkor a rá merőleges irányban összehúzódnak. A szabályos rendszerű kristályok és amorf ásványok kiterjedése független az iránytól. Pl. az opángömbnek az alakja nem, csak a mérete változik meg a hőmérséklet változásának hatására.

abszolút mértékű hőmérséklet nyomás mértékű

Az aprózódás szempontjából az a fontos, hogy milyen mértékű nyomás alakul ki a kőzetet alkotó ásványszemcsék között. Az így előálló feszültségek hatására a kőzetet alkotó ásványok közti összefüggés meglazul, repedések jöhetnek létre. A hőingadozás hatására a kőzet felszínén szemcsés kőzettörzések, vagy leveles, hagymalejzserű leválások keletkeznek.

A kőzetek aprózódásához jelentős hőmérséklet-ingadozásra van szükség. Előnyös, ha ez rövid idő alatt következik be. A hőingás éghajlati területeken át változik. Jelentős ható tényező a besugárzás, a felhőzet, a csapadék, a víz és a növényzet.

az abszolút aprózódáshoz jelentős hőm. ingadozás kell. hűgő mértékű: évszakok, éjszaka, napköz, tél, nyár

a fajhő az a hőmennyiség - gramkalóriában kifejezve - amely az 1 g tömegű anyag hőmérsékletének 14,5 °C-ról 15,5 °C-ra való felmelegedéséhez szükséges. Az SI mértékegységben a fajhőt joule per kg kelvinben fejezzük ki (J/kg K), ahol 1 cal/gC = 4186 J/kgK.

hőm. fagypontra aláért.

↳ fagy előtti aprózódás

A fagy okozta aprózódás

A Föld felszínének azon a területein, ahol a hőmérséklet gyakran a fagypont körül ingadozik a kőzetek aprózódása elsősorban a fagynak köszönhető. A fagy hatása azon alapszik, hogy a víz nagyobb tömegű jéggé alakul át (1 cm³ vízből 1,0908 cm³ jég keletkezik). Közismert, hogy először a víz felszíne fagy meg, majd a fagyás lefele halad. A jég feszítő hatása csak zárt térben nyilvánul meg akkor, ha a térfogatnövekedés nem talál elegendő helyet a kiterjedésre. Ha pl. egy palackot teletöltünk vízzel és a hőmérsékletet 0 °C alá csökkentjük, akkor a palack nyakánál keletkező „jégdugó” akadályozza a térfogat felfelé növekedését, így a nyomás oldal irányba hat, amelynek következtében a palack szétreped.

jégdugó

A fagypontra feletti hőmérsékleten a különböző okok miatt kialakult egyenetlen felszíni kőzetrepedésekbe behatol a víz. Amikor a hőmérséklet fagypontra alá süllyed, akkor a palackhoz hasonlóan jégdugó keletkezik. A fagy hatására bekövetkező 9%-os térfogatnövekedés a kőzetrepedésekre nagy nyomást gyakorol. Ez a nyomás -22 °C-on éri el maximumát (22000 N/cm²). A nyomás hatására a repedés bővül és tovább halad a kőzet belsejébe. A hőmérséklet emelkedésekor az olvadákvíz már a kibővült repedést tölti ki. Itt azt is meg kell jegyezni, hogy a fagyáspont a nyomástól is függ, ezért a kőzet belsejében a nagyobb nyomáson alacsonyabb hőmérsékleten következik be a fagyás.

nagyobb nyomás - alacsony hőm. en. következik be a fagyás.

A fagyás, olvadás és újrafagyás a kőzetek aprózódásához vezet. A jég okozta aprózódást gelivációs aprózódásnak is szokták nevezni.

A víz hajszálcsoves hatása

A víz hajszálcsoves hatása kisebb jelentőségű. Elsősorban a nagyobb agyagtartalmú kőzeteknél figyelhető meg. Amikor a nedvesség hatására a kőzetek vízzel telítődnek a térfogatuk megnő, majd a kiszáradás után lecsökken. A térfogat növekedésekor a kőzetszemcsék között a nyomás megnő, összehúzódáskor pedig lecsökken. A nyomás változásának hatására repedések keletkeznek, illetve zárulnak össze. A repedésekbe kerülő kőzetdarabok a nyílások összezáródásakor tovább aprózódnak, a repedések peremei pedig töredeznék.

nedvesség - kőzetek telítődése megnő - kiszáradás → hajszálcsoves aprózódás

nyomás csökkenése

*Lp. plasztal -> csak akkor a fedő réteg
szakad el a nyomás méhétől -> szepítés
Aprózódás és mállás*

A víz lágyító hatása

Az agyagos, márgás kőzetek a felszínre érkező csapadékból vizet vesznek fel, amelynek hatására meglágyulnak. A kőzetekben az átnedvesedés után a szemcsék közötti összefüggés csökken, ezért a további aprózódás könnyebben végbemegy.

A szél hatása (defláció)

A szél által szállított kőzetszemcsék egymáshoz és a felszíni kőzetekhez csapódva kopnak, töredeznék, aprózódnak. Az aprózódás mértéke szoros összefüggésben van a kőzetek ellenálló képességével. A puhább kőzetek gyorsabban pusztulnak, a keményebbek jobban ellenállnak. Ennek köszönhető, hogy a levegőben hosszabb utat megtett kőzetszemcsék többsége kemény kvarc. A szél aprózódást elősegítő hatása a növényzet nélküli, vagy a gyér növényzetű területeken jelentős.

A hullámverés hatása (abrázió)

A parthoz nagy erővel csapódó hullámok egyrészt letörik a kiálló kőzetdarabokat, másrészt behatolnak a kőzetrepedésekbe, ahol a levegő összenyomásával feszítő hatást fejtenek ki. A parttól visszafelé áramló víz pedig szétváhatóást fejt ki, amikor a levegő nyomása hirtelen lecsökken. A nyomás növekedésének, illetve csökkenésének ritmikus váltakozása gyorsítja a part kőzeteinek aprózódását. Itt még azt is meg kell említeni, hogy a hullámzó víz által szállított kőzetdarabok a parthoz csapódva szétföredeznek valamint a part kőzeteinek pusztulását is elősegítik.

*behatol a kőzetrepedésekbe -> összenyomja a levegőt
↓
feszítő hatást fejt ki
↑
nyomás növekedés
↓
csökkenés*

Sókristály-növekedéses aprózódás

Azokban a kőzetekben, amelyek vizekben oldódó sókat tartalmaznak a sókristályok kialakulásával együtt járó térfogatnövekedés feszítő ereje idéz elő aprózódást. A kőzetfelszínen, illetve közvetlenül alatta érzékelhető a párolgás. A víztartalom csökkenésének hatására a kőzet pórusaiban, kapillárisaiban lévő oldat egyre jobban telítettebbé válik és elkezdődik a sók kristályosodása.

A nyomásnövekedés hatása

A felszín alatti kőzetekre a mélységüktől függően nagy nyomás hat. A felszín állandó pusztulása, vagy mesterséges pusztítása (pl. bányászat) csök-

kenti a fedő rétegek vastagságát, és a nyomás mértékét is. A nyomás csökkentésének hatására a kőzetek kitágulnak és közöttük repedések, törések képződnek. Az egymás fölötti rétegek elválása, a repedések kialakulása elősegíti a különféle aprózódási, mállási folyamatok beindulását (pl. a víz, vagy a növényzet gyökere könnyebben behatol a meglazult kőzetek repedéseibe. A nyomásnövekedéses aprózódás a Föld bármely területén bekövetkezhet.

A növényzet hatása

turgor nyomás

A kőzetek repedéseibe behatoló gyökerek fejlődése közben turgor nyomás lép fel. A nyomás mértéke a gyökér méreteitől (vastagság, hosszúság) függ. Az így kifejlődő nyomás 10 - 15 kp/cm². A gyökerek tágitják a kőzetek repedéseit és ezáltal az aprózódást elősegítik.

Az állatvilág hatása

A talajban élő és járatokat készítő állatok (giliszta, vakond, ürge, földi kutyta, stb.) lazítják a kőzeteket. Egyrészt az állatok építő, romboló tevékenysége, másrészt az üregek beszakadása elősegíti a kőzetek aprózódását. A partfalakba, feltárások rétegeibe üregeket, fészket vajú madarak (parti fecske) kőzetlazító, aprózódást elősegítő tevékenysége közismert. A tengerpartokon a fűrökagylók csökkentik a sziklák állóképességét. Így a fellazított partfalat a hullámverés gyorsabban tudja pusztítani.

A csordákban vonuló nagy testű legelésző állatok taposó hatása elsősorban a lösz, homok és homok területen aprózódásában jelentős. A növényzet gyorsan kipusztul és az aprózódott kőzettörmelék elszállítódik.

Az antropogén aprózódás

Az ember természetátalakító tevékenységével közvetlenül, vagy közvetve elősegíti az aprózódást. A bányászati, az ipari és építési tevékenység, továbbá a mezőgazdasági talajlazítás mellett a különféle erősségű rezgéseket elősegítő munkálatok is ide sorolhatók.

Mállás vegyi folyamat

A mállás vegyi folyamat, amelynek során a kőzetek, illetve ásványos alkotórészeik a víz és a hőmérséklet együttes hatására kémiai összetételükben, sőt anyagukban változnak meg. A mállás során átalakulnak a kőzetek.

málladék. A mállást befolyásoló legfontosabb tényezőket a 2.2. ábra szemlélteti.



2.2. ábra A mállásra ható tényezők

A mállás egyik legfontosabb tényezője a víz. Már a kis mennyiségű víz is képes elindítani a mállási folyamatot. A víz oldóképesével hat a kőzetek mállására. Az oldóképeség viszont a széndioxid (CO₂) tartalomtól, a hőmérséklettől és a nyomástól függ. A tiszta levegő kevés széndioxidot tartalmaz, viszont az esővízben oldott levegőnek már magasabb a CO₂-tartalma. A szerves anyagok oxidációjának köszönhető, hogy a talaj pórusaiban lévő levegőnek a széndioxid tartalma megközelítheti az 1 %-ot is.

A vízben oldott széndioxidnak egyharmada H₂CO₃ alakjában – hidratizáltan – van jelen (H₂O+CO₂ ↔ H₂CO₃). Ez tulajdonképpen a szén-sav. Szén-sav vízben oldott CO₂

A levegőben van még kevés salétromsav és ammónia is, amelyek az elektromos kisülések alkalmával keletkeznek. A növényekből is jutnak a kőzetekbe mállást okozó vegyületek. A kőzetek felszínén megtelepszenek salétromsavat termelő baktériumok. Ezek a szén-sav szükségletüket a kőzetek szén-savas sóiból fedezik. Az esővízzel hozzájuk jutott ammóniát salétromsavvá oxidálják, s a sav oldja ki a kőzetből a szükséges szén-savat.

Azokon a kőzetfelületeken, ahol a baktériumok már korábban megtámadták a felszínt a zuzmók, algák és gombák könnyebben megtelepszenek. Ezek a növények készítik elő a kőzetfelszínt a magasabbrendű növények számára. A növények széndioxid és savtermeléssel elősegítik a kémiai mállást. Az

elhalt növények anyagaiból a baktériumok hatására szintén széndioxid keletkezik. Az átalakulás során különféle savak (hangyasav, ecetsav, oxálsav, stb.) is keletkeznek kisebb mennyiségben.

A hőmérséklet változása meghatározza a mállás mértékét. A hőmérséklet emelkedése növeli a víz oldóképeségét és ezáltal fokozódik a mállás. Ha a hőmérséklet csökken, akkor a víz oldóképesége is csökken. Az alacsonyabb hőmérsékletű víz viszont több széndioxidot képes lekötni.

A nyomás növekedése csökkenti a víz fagyáspontját és növeli a CO₂ felvevő képességet. A nyomás csökkenésével a széndioxid gyorsan távozik az oldatból.

A vas, mangán és szulfid tartalmú kőzetekben a vízben oldódó oxigén oxidáló hatásával segíti a mállás folyamatát. Az oxidáció során a kőzetekben található magnetitből (Fe₃O₄) vörösvasérc (hematit -Fe₂O₃) és gyeptvasérc (limonit - barnavasérc) képződik. Fe₃O₄ -ből Fe₂O₃

A kőzetek mállásérzékenysége eltérő. Az opál és a kvarcit ellenáll a mállásnak. A tiszta mészkőnek és dolomitnak nincs mállásterméke, viszont a szén-savas víz oldóhatása jelentős. A könnyen aprózódó, repedezett, porózus kőzetek gyorsabban mállnak. A kőzetek repedései növelik a mállásnak kitett felületet.

Az állatvilág szerepe a kémiai mállásban jelentéktelen. Csupán csak a földigilisztát említhetjük, amely az aprózódás elősegítése mellett a bélsatornáján áthaladó anyagok vegyi átalakulásával a mállásban is szerepet játszik. Az ember természetátalakító tevékenységével sok helyen elősegíti a mállást (pl. savas szennyvizek, műtrágyák, különféle vegyi anyagok használata, növényvédőszeresek, stb.), ami már tiszta vízben is jól oldható.

A mállás típusai

A kőzetek mállása során különféle kémiai folyamatok játszódnak le. Attól függően, hogy melyik az uralkodó különféle típusokat különböztethetünk meg.

Az oldásos mállás azokon a kőzeteken jelentkezik, amelyek kőzetalkotó ásványa vízben, vagy enyhén savas vízben oldódik. A vízben jól oldódó

közetek közül a kősó (NaCl) és a kálisó (KCl) a legjelentősebbek, közepesen oldódónak a gipsz (CaSO₄·2H₂O) tekinthető. A karbonátos közetek oldódása már a gyenge szénsav hatására is elkezdődik. Oldáskor a kalciumkarbonátból kalciumhidrokarbonát keletkezik (CaCO₃ + H₂CO₃ = Ca(HCO₃)₂), ami már tiszta vízben is jól oldható.

intenzitás: hőm, nyomás

Az oldás intenzitása a körülményektől (hőmérséklet, nyomás, stb) függ. Az oldást főként a vízben lévő CO₂ mennyisége határozza meg. A mészkőben lévő oldhatatlan szilikátok más mállási folyamatokkal pusztulhatnak le.

oldást: CO₂ mennyisége

A szénsav oldó hatása meggyorsítja a magmás közetek elbomlását is, ugyanis hatással van a földpátok és a vas-magnézium ásványok mállása során keletkezett oldható alkotórészekre.

A szilikátok mállása

hidrolízis és hidratació

A földkéreg főképpen szilikátokból álló közetekből épül fel, ezért ezeknek a szétbomlása a legfontosabb mállási folyamat. A szilikátok átalakulása elsősorban a hidrolízis során megy végbe, de a mállásban a hidratációnak is szerepe van. A szilikátok a vízben csak kisebb mértékben oldódnak, s az oldás során ionok kerülnek az oldathoz. A víz molekuláinak kis része pozitív töltésű hidrogénionokra és negatív hidroxilionokra bomlottan van a vízben (H₂O = H⁺ + (OH)⁻).

kovasavas vegyület: K, Na, Ca, Mg, Fe

A legfontosabb közetalkotó szilikátok főképpen a kálium, nátrium, kalcium, magnézium, alumínium és vas kovasavas vegyületei. A gyenge kovasav sói vízben elbomlanak (disszociálnak) pozitív töltésű fémionra és negatív kovasavionra. A kovasavion a víz pozitív hidrogénionjaival kovasavvá egyesül. A víz negatív hidroxilionjai pedig a szilikátok elbomlásakor keletkező fémionokkal fémhidroxidokat képeznek. Így képződik a K, Na, Ca, Mg, Fe, Al hidroxidja.

A természetben gyakorlatilag tiszta víz nincs, az oldatok savas, vagy lúgos kémhatásúak. Az oldatok savanyúságát és lúgosságát pH értékben szokták kifejezni. A pH érték a hidrogén-koncentráció (az egy liter vízben lévő hidrogénionok súlya gramm-egyenértékben kifejezve) negatív logaritmus. A vizes oldatok H⁺ és (OH)⁻ ionokat tartalmaznak. A 25°C hőmérsékletű tiszta vízben a két ion koncentrációjának szorzata 10⁻¹⁴. A savanyú oldatban a H⁺, a lúgos oldatban az (OH)⁻ ionok vannak túlsúlyban, a semleges oldatban pedig a mennyiségük egyenlő. Tehát a savanyú oldatok pH értéke kisebb, a lúgos oldatoké nagyobb 7-nél, a semlegeseké pontosan 7-tel egyenlő.

savas pH, semleges pH

*an oldat savanyú
↑
kényszer
↓
a mállás
↓
hidroxidok*

hidroxidok képződése

A szilikátok mállását az oldat pH értéke jelentősen befolyásolja. Ha a SiO₂ és Al₂O₃ oldhatóságát tanulmányozzuk különböző pH értéknél, akkor megállapíthatjuk, hogy a SiO₂ a pH érték növekedésével egyre jobban oldódik, viszont az Al₂O₃ a pH 6-8 értékeinél nem, de a pH 4-es és 10-es értékeinél jól oldódik.

(pH 6-8) allitos mállás - laterit (nedves trópusok)

Így előfordulhat pl. a pH 6-8-as értékénél, hogy a szilikátok bomlásából keletkező SiO₂ oldódik és elszállítódik az Al₂O₃ pedig helyben marad. A mállásnak ezt a típusát allitos mállásnak nevezzük, amelynek a terméke a nedves trópusokra jellemző laterit. Abban az esetben, ha a pH értéke 4, akkor az Al₂O₃ jól, a SiO₂ pedig gyengébben oldódik. Így az Al-ból és Si-ból alumínium-hidroszilikátok képződhetnek. A mállásnak ezt a formáját sziallitos mállásnak nevezzük. A sziallitos mállás során agyagásványok képződnek, amelyek nagyon fontos alkotórészei a talajoknak. Ha a pH értéke 9 körül, akkor az Al₂O₃ és SiO₂ nagy mennyiségben kerül oldathoz. Ekkor a folyamat eredménye montmorillonit vagy montmorillonit típusú szilikát lesz. A sziallitos mállás végtermékei azok az agyagásványok, amelyek a humusz mellett a talajok legfontosabb alkotórészei.

(pH 4) sziallitos mállás - agyagásványok

Az oxidációs mállás *montmorillonitos mállás (pH 9)*

A közetekben előfordulnak olyan ásványok (vas, mangán, stb.), amelyek a vízben oldott oxigén hatására oxidálódnak. A kémiai reakcióhoz szükséges oxigén a levegőből kerül a csapadékba, illetve a talajvízbe. Az oxidáció gyakran más mállási folyamatokkal együtt, vagy azokat követően megy végbe. Az aprózódás és más mállási folyamatok elősegítik az oxidációt.

Az oxidációs folyamatok közül leggyakoribb és a legjobban felismerhető a vas és a mangán oxidálása. Az oxidáció során a közetekben előforduló ferrosavas (Fe²⁺) háromértékű ferrivassá (Fe³⁺) alakul. Így képződhet vörösvasérc (Fe₂O₃), vagy barnavasérc (Fe₂O₃·H₂O). Hasonló módon játszódik le a mangán oxidációja is. *ferrosavas (Fe²⁺) - ferrivassá (Fe³⁺)*

A kőzet tartalmazhat olyan ásványokat, amelyekből málláskor kénsav keletkezik. Ilyenek a sulfidok, amelyek közül legelterjedtebbek a pirít és a markazit. A sulfidok is víz és oxigén hatására oxidálódnak. Pl. a pirítből oxidáció következtében ferrihidroxid (limonit) és kénsav keletkezik. A keletkező kénsav növeli az oldat savasságát, amely vagy kimosódik, elszállítódik, vagy a szomszédos ásványok elbontására felhasználódik. Az oxidáció helyi végterméke a vörösbarna, rozsdaszínű limonit lesz.

limonit

oxidáció → kőzetek szilárdsági csökkenés →
földfelszín felépítésétől függően különböző mértékű felaprózódás
→ talaj és geomorfológiája

Növények tápanyagfelvétel
→ növényi anyagok és
szerves anyagok → mállás képzés

Az oxidáció hatására a kőzetek szilárdsága csökken és ezáltal a külső erők felszínpusztító munkája telgyorsul.

A biológiai mállás } *szerves anyagok, komplexképző szerves vegyületek és a humuszanyagok* } mállást előidézők

A biológiai mállás során is fizikai-kémiai folyamatok játszódnak le, azzal a különbséggel, hogy a széndioxid, valamint a szerves savak biológiai tevékenység révén jönnek létre. Az élőlények lélegzése során képződik a CO₂, amelyről nagymértékben függ a talajnedvesség oldóképessége. A szerves savak, a komplexképző szerves vegyületek és a humuszanyagok is jelentősen befolyásolják a mállást. A növények a tápanyagfelvétel céljából savas anyagokat választanak ki, amelyek hatására beindul a kőzetek kémiai bomlása. A komplexképző anyagok hatására az oldhatósági viszonyok módosulnak azáltal, hogy a vas- és alumínium-oxidokat vihetik az oldatba, s a növényi tápelemek nagyobb mennyiségben maradnak vissza a mállás helyén. A biológiai mállás tehát fontos eleme a talajképződésnek, mert megszabja a talajok tápanyagkészletének alakulását.

Az aprózódás és a mállás a Föld különböző éghajlati területein
intenzitása ebben oldódnak

Az aprózódás és a mállás mértékének meghatározása nehéz feladat. A mérték nehezebb, hogy az aprózódás, mállás intenzitása térben és időben nagyon eltérő. A különböző éghajlati területeken az aprózódás és a mállás hatóerejei nagyon változatosak. A széttöredezett, elbomlott kőzetanyag egy része helyben marad, a többi elszállítódik. Nem egyszerű a szállított aprózódott, mállott kőzet mennyiségének a meghatározása sem. Vannak becslések arra vonatkozólag, hogy az egyes kontinenseken milyen mértékű a mechanikai és a kémiai denudáció. *→ víz által kivitt anyag*

Az egyes területek felszíni kőzeteinek pusztulása a ható tényezőktől függ, amely éghajlati területenként változik. Természetesen csak azonos kőzetnél érvényes ez a megállapítás. A kőzetek különbségei kiegyenlíthetik az éghajlati adottságok eltéréseit. Pl. egy nehezebben aprózódó kőzet a hőmérséklet nagyobb ingásnál sem esik olyan könnyen szét, mint egy könnyebben aprózódó kőzet a kisebb hőingású területen.

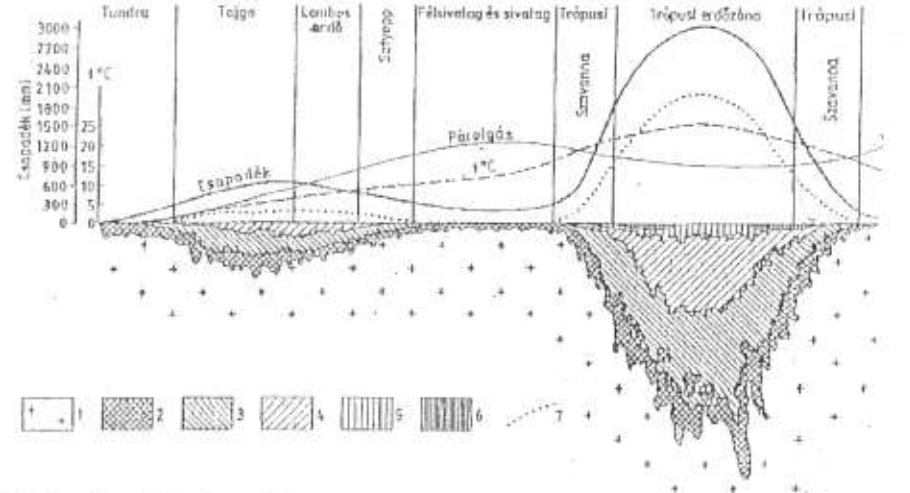
Az egyenlítőtől a pólusok irányába haladva az aprózódást és a mállást tekintve eltéréseket tapasztalunk. Általánosságban elmondható, hogy a száraz

éghajlati övek és területek az aprózódásnak, a nedvesek pedig a mállásnak kedveznek.

Az egyenlítő mentén a trópusi esőerdő-övezetben az állandóan magas hőmérséklet és a bőséges csapadék hatására a mállás nagyon jelentős. A mészkő területek kivételével – ahol az oldásos mállás a jellemző – a különböző kőzeteket vastag málladéktakaró borítja (2.3. ábra - Strakhov nyomán).

A szavanna és szubtrópusi övezetben, továbbá a trópusi monszunterületeken a nedves évszakban a mállás a száraz időszakban pedig az aprózódás a jelentősebb. Azt azonban meg kell jegyeznünk, hogy a mediterrán területek esős évszaka a hűvösebb téllal esik egybe, ezért ott a mállás nem olyan jelentős, mint a szavannán.

A mérsékelt övben is elkülöníthetők a mállás és az aprózódás időszakai az egyes éghajlati területeken. A mállás a nyári félévre jellemző az óceáni nedves területeken. A száraz kontinentális területeken ebben a félévben az inszolációs aprózódás figyelhető meg. A téli évszakban az óceáni éghajlati területeken a hőmérséklet csökkenése miatt a mállás mértéke csökken. A hideg kontinentális területeken ebben az évszakban a kifagyásos aprózódás a jellemző.



2.3. ábra A mállás és a talajképződés néhány tényezője a Sarkoktól az Egyenlítőig (Strakhov, N. M. – 1967 – nyomán) 1. mállatlan kőzet, 2. gyengén mállott zória, 3. hidrocillám, montmorillonit, heidelit zóna, 4. kaolinit zóna, 5. vas-hidroxid, Al₂O₃, 6. vasalumínium mállási kéreg, 7. növényi produkció

A sivatagi területeken az aprózódás a jelentősebb, de megfigyelhetők a mállási folyamatok is. Ez az időszakos záporoknak és a hajnalonként jelentkező harmatképződésnek köszönhető. A felszínen kicsapódott nedvesség beszivárog a kőzetek repedéseibe és a magas hőmérséklet hatására elkezdődik a mállás. A hőmérséklet emelkedésekor az oldathól elpárolog a víz és a sók kicsapódnak. A vas- és mangánvegyületek a kőzetszíneken bekérgeződést alkotnak. A kéreg alatt a kőzetmálladék megtalálható.

A hideg éghajlati övben és a magas hegységekben a mállás nagyon lassú ütemű, vagy időszakosan szünetel, ezzel szemben a kifagyásos aprózódás nagyon jelentős.

Tömegmozgás hozza létre a lejtőt.

3. Tömegmozgások

Fogalom és tipizálás

↳ közvetlenül vagy közvetve felszíni tömegelhelyeződés

Tömegmozgások gyűjtőnév alatt a gravitáció hatására közvetlenül, közvetítő közeg nélkül végbemenő felszíni tömegelhelyeződéseket értjük.

Mivel a nehézségi erő az anyagot a Földön „lefelé” mozgatja, ezért a tömegelmozdulására elsősorban a lejtős felszínek alkalmasak. A különböző lejtőkön bekövetkező tömegmozgásokat - a mozgások nagy többsége ilyen - ezért lejtős tömegmozgásoknak hívjuk. Előfordulnak azonban olyan helyzetek is, amikor nem a lejtő teremti meg a mozgás lehetőségét, hanem éppen fordítva, a tömegmozgás hozza létre a lejtőt. Ennek tipikus esetei a talajsüllyedések. Természetes módon vagy társadalmi hatásra különféle okokból (pl. felszín alatti oldási folyamatok, talajtömörödés, bányajáratok beszakadása, stb.) a felszíni rétegek megsüllyedhetnek, esetleg beszakadhatnak (tömegmozgás!), és a süllyedés révén magasságkülönbség jön létre, a besüllyedt térszín peremén kialakuló lejtőkkel. Az így létrejött lejtőkön ezután esetleg további tömegmozgások - lejtős tömegmozgások - kezdődhetnek.

Mivel a tömegmozgásokhoz szállítóközeg nem szükséges, ezért annak (víz, levegő) hiányában is létrejöhetnek. Megjelenésük így nem kötött a földi természethez, előfordulásuk kozmikus értelemben is általánosnak mondható. Az űrszondák a Mars bolygóról hatalmas, a Földön azonosítottaknál nagyobb tömegmozgásos formák lényeképeit közvetítették (Coprates-szakadék). Tömegmozgás nyomainak a Holdon járt asztronauták is megörökítették.

Maguk a lejtős tömegmozgások is sokfélék. Áttekintésük nagyszámú kézikönyvben, tanulmányban olvasható. Az egyes beosztások között azonban meg lehetően nagy különbségek vannak. Az eltérések mögött sokszor nem érzékelhetők érdemi elvi differenciák, gyakran csupán arról van szó, hogy az egyes szerzők rendszerezésükhöz eltérő szempontokat használtak. A formalakítás megértéséhez legcélszerűbb a mozgások mechanizmusának elemzése. Ha ezt a szempontot választjuk az osztályozás alapjául, akkor egyúttal generikus rendszerhez jutunk, ami ahhoz is hozzásegít, hogy a konkrét formajellemzésen túl a formák változásának (fejlődésének) tendenciáit is felismerjük.

A mozgás mechanizmusa alapján négy tömegmozgásos folyamat típusa különíthető el:

1. **Omlások:** ha a gravitáció hatására mozgó anyag útjának nagyobb részét szabadeséssel teszi meg. Ez érthető módon általában meredek lejtők (falak) esetében következik be. A sebesség nagy, a felgyorsult, esetleg már a levegőben szétterjedő közettömeg a felszínhez csapódva rendszerint nem kerül azonnal nyugalomba, hanem pattogva, gurulva tovább mozog, és közben még jobban felaprózódik. Az omlás sajátos típusa, ha az elmozduló anyag a mozgás során a lejtőre támaszkodva elfordul, ledől (**dőlés**).
2. **Csuszamlások:** a lejtőn mozgó kőzet- vagy talajtömeg a nyugalomba maradó lejtőrésztől egy markánsan kirajzolódó felszín (csuszamlási felszín vagy csúszó pátlya) mentén válik el, és azon mintegy lesziklik. A csuszamlások legfontosabb ismérve a csúszási felszín megléte. A lecsúszó anyag ugyan mozgás közben darabokra szakadhat (olykor egyben marad), de az egyes darabokon (szeleteken) belül a részecskék egymáshoz viszonyított helyzete nem változik meg. A mozgás sebessége tág határok között ingadozhat (cm/nap nagyságrendtől m/s-ig), de mindenképpen kisebb, mint az omlások esetén. A vízzel átitatva lecsúszó anyag mozgás közben a természetes rázkódás miatt időlegesen megfolyósodhat (tixotrópia), így a csuszamlás folyásba mehet át. Nyugalomba jutva azonban a folyékony állapot gyorsan megszűnik.
3. **Folyások:** ha a lejtő anyaga képlékeny állapotba kerül (elsősorban vízfelvétel útján), részecskéi egymáson vagy egymás mellett elmozdulnak, és lemezes (lamináris) vagy örvénylő (turbulens) folyás kezdődik. Az eltérő, néha csak cm/s nagyságrendű, máskor akár 10 m/s sebességgel folyó „massza” határozottan elválik a lejtő mozdulatlan részétől. Ahhoz hasonlóan, ahogyan a víz a folyó fenekétől. A tömegmozgásos folyás azonban elvileg különbözik a vízfolyástól, mert itt a víz a kőzetet vagy talajt átitatva, zagy formájában, azzal együtt mozog, a folyóban viszont a víz szállítja a hordalékát.

A „gyakorlatban” persze nem mindig ilyen egyszerű a szétválasztás, mert a folyókban is előfordulhat olyan nagy hordaléktöménység, hogy már nehéz megmondani, a víz sodorja-e a lejtő anyagát, vagy maga a sár folyik. A kínai löszvidéket keresztvező Huang ho pl. áradások idején a víztömeg 30%-át is meghaladó lebegő löszös hordalékkal telítődhet, s ilyenkor nehéz eldönteni, hogy még vízfolyásnak minősíthető-e. (Ritkább esetben viszont víz nélküli ún. száraz folyások is előfordulnak. A száraz homok szemcséi kohézió hiányában meredekebb lejtőn legyőzik a közöttük lévő belső súrlódást, és „megfolyanak”.)

4. **Kúszások:** a leglassabb (cm/év nagyságrendű) tömegmozgások. A lejtő legfelső, legfeljebb néhány m vastagságú talaj- vagy törmelék rétegében következhetnek be, a mélység felé csökkenő sebességgel. Így a mozgásnak nincs élesen kirajzolódó alsó határa. Alapjellegüket megtartva, tartósan fennmaradhatnak, de az is megtörténik, hogy felgyorsulva csuszamlásokba mennek át, azok előjeleiként is értékelhetők (**progresszív kúszások**).

A tömegmozgások feltételei *ha a nyíróerő meghaladja a nyírási ellenállást*

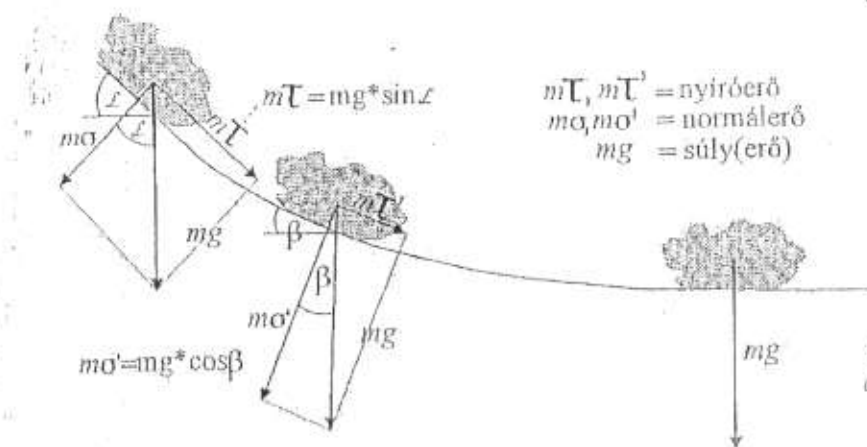
Egyszerűen fogalmazva azt mondhatjuk, hogy a lejtők tömegmozgásos elmozdulására akkor kerül sor, ha a lejtőanyag súlyából, tehát végső soron a nehézségi erőből származó **nyíróerő** meghaladja az anyag ezzel szemben ható **ellenállását (nyírási ellenállás)**. Mivel a nyíróerők összetevői döntően a lejtők geometriai jellemzőitől (magasság, meredekség) függenek, ezért a tömegmozgások feltételeinek ezt az oldalát **domborzati feltételként** is értelmezhetjük. A nyírási ellenállást viszont a lejtő anyagának tulajdonságai határozzák meg, ezért a másik oldal vizsgálata lényegében a **litológiai (kőzettani) feltételek** elemzését jelenti.

↳ nyírási ellenállás

Domborzati feltételek

A nehézségi erő hatására a lejtő különböző pontjain ébredő erők a 3.1. ábrán láthatók. Megállapíthatjuk, hogy a lejtőn fekvő **m** tömegű kőzetdarab **mg** súlyllyal nehezedik a lejtőre ($g =$ a nehézségi gyorsulás). Ez a függőlegesen ható erő

két komponensre bontható. Az egyik a lejtő felszínével megegyező irányú, a kőzetdarabot a lejtőn lefelé elmozdítani törekvő nyírófeszültség (τ), ill. nyíróerő ($m\tau$), a másik a lejtőre merőleges normálfeszültség (σ) ill. normálerő ($m\sigma$). Világos, hogy a komponensek nagyságát a lejtőszög határozza meg, mégpedig úgy, hogy a nyíróerő a lejtőszög szinuszával, a normálerő annak koszinuszával arányos. A lejtő meredkebbé válásával (az ábrán $\alpha > \beta$) a nyíróerő növekszik, és vele együtt az elmozdulás valószínűsége is (vízszintes helyzetben a nyíróerő értéke 0, 90°os lejtőn viszont maximális). Mivel a nyíróerőben a tömeg is képviselve van, az pedig a lejtő egységnyi felületén egyrészt a lejtő magasságától, másrészt a lejtőanyag sűrűségétől függ, ezért a mozgás megindulásánál ezek is fontos szerepet játszanak. (Ugyanis $m = Vd$, ahol V az anyag térfogata, d pedig annak sűrűsége. Egységnyi felületen a térfogatot a rétegoszlop magassága határozza meg.)



Lejtőszög
Fasetta
eltérő állás
közé meggyeik
a lejtő felülettel

Normál lejtő:
↳ felül domború,
alul homorú!

3.1. ábra A nyíróerő ($m\tau$, $m\tau'$) nagyságának változása a lejtőszög (α , β) függvényében

Nézzük meg röviden a tömegmozgások domborzati feltételeinek összevetését!

A lejtőtípusokról

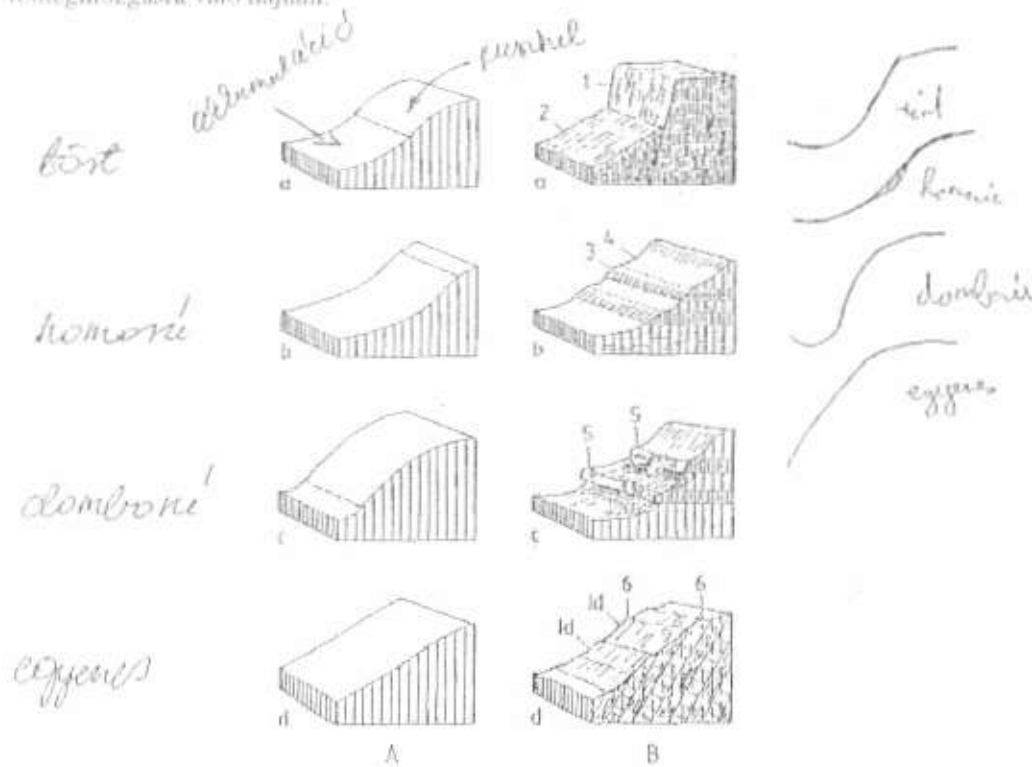
A természetben a feltételek általában bonyolultabban jelentkeznek, mint az elvi levezetésben. A lejtők legfontosabb meghatározója, a lejtőszög pl. csak kivételesen adható meg egyetlen adattal. Az alapvető lejtőtípusokról készített összefoglalás (3.2. ábra) ezt jól mutatja. Csak a viszonylag ritka egyenes lejtők különböző részein azonos a lejtőszög. Ilyen lejtők leginkább kemény, fevdén rétegzett kőzeteken fordulnak elő, ahol a rétegek dőlésszöge megegyezik a lejtőfelszínével (**fazetta**), ezért a lejtőfelszín ott egyúttal rétegfelszín is. A többi egyszerű lejtő meredeksége nem egyforma a lejtő különböző szegmenseiben. Az alsó részükön meredkebbé váló **domború lejtők** általában azt jelzik, hogy a lejtő lábánál tartós anyagelhordás történik (pl. egy folyó alámosó tevékenysége révén), s ez okozza az alsó rész meredekségét. Az is előfordulhat azonban, hogy a lejtőlábnál olyan erős akkumuláció történik (pl. egy folyó feltölti a völgyét), hogy a korábbi lejtő alsó szakasza teljesen eltemetődik, és annak csak a felső, domború szakasza látszik ki a felhalmozódásból. Mindkét esetben a lejtőtől független folyamatok okozzák a domború keresztmetszetet. Ezzel szemben a homorú lejtők többnyire magán a lejtőn végbemenő anyagelhordás eredményei. A lejtőn lehordott anyag annak lábánál felhalmozódva a lejtőt meghosszabbítja, és így alakul ki a homorú keresztmetszet.

Az említett egyszerű lejtők különböző örvözdéséből alakuló **összetett lejtők** leggyakoribb típusa a felül domború, alul homorú, **normál lejtő**. Ez a két lejtőszegmens találkozásánál, az ún. inflexiós vonalon (a valóságban inkább sávban) a legmeredkebb. A 3.2. ábra néhány többszörösen összetett lejtőtípust is bemutat. A tömegmozgások leggyakoribb kioldódásai helyei a lejtők legmeredkebb sávjai. A lejtők megnyúlásából (meghosszabbításából) származó meredekség csökkenés csökkenté a tömegmozgások valószínűségét, és ezt sokszor maga az ember is megteszi a lejtők elplanírozásával.

A lejtők magasságáról

A magas lejtők nagy súlyuknál fogva tömegmozgás generálók. Ezért ott, ahol természetes vagy mesterséges okokból megnő a lejtőmagasság, növekszik a tömegmozgások esélye. A bevágódó völgyek magasabbá váló lejtői a hátráló

tenger- vagy folyópartok, ha háttérük felé a térszín magasodik, mozgásvesztések. Katasztrófális tömegmozgásokat az ember is elindíthat, ha a lejtők tetejére építkeznek, így növelve meg azok súlyát, és egyben magasságát is. Ilyen okokból számos új nagy lakóterület került veszélybe pl. a miskolci Ávason, vagy Kassán a Hernád felett. A lejtő magasságnövekedésének veszélyességét különösen fokozza, ha a magasságot növelő anyagfelhalmozódás sűrűsége nagyobb, mint magának az eredeti lejtőnek a sűrűsége. Olyan eset is bekövetkezhet, hogy a lejtő súlya anyagának megváltozása miatt a magasság növekedése nélkül is megnő - pl. a lejtőanyag tömörödésével, vagy a pórusok vízzel való feltöltődése révén. Ilyenkor a domborzati adottságok változása nélkül is változik a tömegmozgásra való hajlam.



3.2. ábra Egyszerű és összetett lejtőtípusok (Cholnoky J. alapján)

közelműködés közötti súrlódás → ^{első súrlódás} Tömegmozgások

Litológiai feltételek

rétegek közötti súrlódás
→ külső súrlódás

Adott lejtő nyíróerőkkel szembeni ellenállása főleg annak anyagi minőségétől függ. A nyírási ellenállás a kemény, merev kőzetek esetében a legnagyobb. Ezek a nyíróerőkkel szemben általában az ún. gyengései síkokban, pl. repedések mentén, réteghatárokon tanúsítanak legkisebb ellenállást. Az elmozdulást itt a rétegek közötti súrlódás (külső súrlódás) határozza meg. Laza, törmelékes kőzetek (regolitok) esetében a réteghatárokon fellépőnél sokszor nagyobb a közetszemcsék közti súrlódás (belső súrlódás) jelentősége. Különösen így van ez rétegzetlen, homogén anyagoknál. Mivel a belső súrlódás annál nagyobb, minél nehezebben tudnak az egyes szemcsék egymáson elmozdulni, értékét a szemcsék mérete, alakja döntően befolyásolja. Nagyobb és durvább szemcséjű üledékek esetén meredekebb lejtők is stabilak maradnak. Az is növeli a stabilitást, ha a szemcseméreték széles intervallumban szóródnak. Kohézió nélküli anyagoknál a belső súrlódás értékét a még stabilan megálló legmeredekebb lejtők lejtőszöge mutatja meg. Ez a belső súrlódási szög (ϕ). Néhány jellegzetes értéket a 2. táblázatból olvashatunk le.

2. táblázat

Néhány gyakori üledék jellegzetes belső súrlódási szöge (ϕ) F. Ahmert (1996) könyvéből.

Anyagtípus	Belső súrlódási szög(ϕ) - fokban
Laza iszapos homok	27-33
Tömör iszapos homok	30-34
Laza, lekerekített szemcséjű homok egyveretű szemcsenagysággal	27,5
Tömörödött, lekerekített szemcséjű homok egyveretű szemcsenagysággal	34
Laza, szögletes szemcséjű homok	33
Tömörödött, szögletes szemcséjű homok	45
Laza homokos kavics	35
Tömör homokos kavics	50

Ha a lejtőn érvényesülő nyírófeszültségről és normálfeszültségről fentebb mondtakat és a 3.1. ábrát figyelembe vesszük, akkor az anyag elmozdulása szempontjából meghatározó nagyságú, ún. kritikus nyírófeszültség (s) és az ehhez tartozó normálfeszültség (σ) a belső súrlódási szög függvényében az alábbiak szerint írható fel:

$$s = g \sin \varphi, \quad \text{és} \quad \sigma = g \cos \varphi,$$

ahonnan:

$$\frac{s}{\sigma} = \frac{g \sin \varphi}{g \cos \varphi} = \operatorname{tg} \varphi$$

és ebből következően:

$$s = \sigma \operatorname{tg} \varphi.$$

Felhat kohézió nélküli anyagoknál a kritikus nyírófeszültség a normálfeszültség és a belső súrlódási szög tangensének szorzatából adódik. Ezt az összefüggést már C. A. Coulomb észrevette a XVIII. században, és kohéziós anyagok esetére a kohézió (c) értékével kiegészítve írta föl a tömegmozgások vonatkozásában klasszikusnak mondható képletét:

$$s = \sigma \operatorname{tg} \varphi + c.$$

Ez szavakban azt jelenti, hogy konstans belső súrlódási szög (φ) és kohézió (c) esetén a tömegmozgás megindulásához szükséges kritikus nyírófeszültség (s) a normálfeszültség (σ) lineáris függvénye, ami viszont a lejtőszög koszinuszától függ (lásd fentebbi!). Mivel meredek lejtő esetén a koszinusz érték kicsi, ezért a mozgás megindulásához szükséges kritikus nyírófeszültség is alacsony, a mozgás könnyen megindul.

A kohézió nagysága az egyes anyagoknál a külső körülményektől függően változhat. A fizikai mállás aprózó hatása a szerves kőzetrészek közötti, a kémiai mállás a kőzeten belüli kohéziót csökkenti. A kohézió azonban növekedhet is. Ha például vasoxid, kalciumkarbonát, stb. – válnak ki,

előmérés a belső felülettel és a felületi felület
→ könnyű elmozdulás.

Opóriumos nyomás → nehézem indul megmozgások

azok cementező hatása növeli a kohéziót. Különleges szerepe van a víznek. Hatása eltérő lehet. Ha a talajnedvesség csak a pórusok egy részét tölti ki, a szemcséket kergező vízhiány nagy felületén kialakuló nagy felületi feszültséggel a száraz állapothoz képest növeli a szemcsék közötti kötődést (negatív pórusvíz nyomás). A mozgás nehezebben indul meg. Ha a víz minden pórust kitölt, eltűnnek a belső felületek, és így a felületi feszültség is, sőt a szemcsék közötti víz a szemcsékre még felhajtó erőt is gyakorol (pozitív pórusvíz nyomás), megkönnyítve ezzel a részecskék egymás melletti elmozdulását. A könnyű elmozdulás folyást is eredményezhet.

Homokvár! A víztartalom változásának eltérő irányú hatásai közismertek a homok esetén: kisebb vízmennyiség növeli a „homokvárak” állékonyságát, a túl nedves homok viszont elfolyik. Ennek veszélyes megnyilvánulása a bányászok rettegett „folyóshomokja”. Az agyag állékonysága is jelentősen és gyorsan változik vízfelvétel esetén. A változások attól is függenek, hogy milyen agyagásványok az adott agyag fő alkotói. Különösen mozgásveszélyesek a vízfelvétel hatására megduzzadó, térfogatnövekedést is mutató montmorillonit (szmektit) agyagok. A kötőmelék és kavics is pépszerű tömeggé válik, ha köbtartalmával megegyező mennyiségű víz itatja át. A lösz is jó példa a vízfelvételre képes állékonyságváltozásra. A lösz több méter magas függőleges falakban képes tartósan megállni. A falak peremén függőleges sík elválások („oszlopok”) jönnek létre, s ezek a vízteresztd peremi oszlopok erős vízfelvétel esetén a talpuknál áznak el, vesztik el kohéziójukat, és függőleges síkok mentén omlanak vagy törnek le. Általában azt mondhatjuk, hogy a tömegmozgások többsége (csuszamlások, folyások) számára a gyors konzisztenciaváltozásra képes anyagok az ideálisak. A merev, szilárd kőzetek csak elmállásuk után válnak ilyené. A mállás azonban az előzőekhez képest igen lassú folyamat, így a kristályos és a kiömlési kőzetek általában csak hosszú idő után, és alkalmas környezeti (pl. éghajlati) körülmények között válnak mozgásveszélyessé.

Az anyagi minőség ismeretében, adott belső súrlódási szög és kohézió értékek mellett viszonylag pontos becslések adhatók a különböző lejtőszögekhez tartozó, még stabil lejtők magasságára. Meghatározására a talajmechanikában számos, többé-kevésbé bonyolult matematikai összefüggést is használnak. Ezek helyett tájékoztatásul itt A. Myslívéc összeállítását mutatjuk be (3.3. ábra).

A tömegmozgások típusai

Omlások

Általános jellemzés

Az előző fejezetben definiált omlásokat általában a meredek sziklafalak jellegzetes folyamatainak tekintik. A meredek - nem feltétlenül függőleges - lejtő valóban az omlások elengedhetetlen feltétele. Az anyagi minőség tekintetében azonban nem ilyen szigorúak a „követelmények”. Viszonylag puha anyagi lejtők is leomolhatnak (pl. löszfalak), sőt kifejezetten laza törmelékfelhalmozódások omlásai is gyakoriak. Ez utóbbi omlások sokszor másodlagos folyamatok: kemény kőzetfalak omladékanyagának továbbomlása. Az omlások lehetőleg mérettartománya olyan széles (hegyomlásoktól a homokpergásig), hogy a méret nem tekintendő a folyamatok meghatározó jegyének. Sajátos mechanizmus alapján a különösen nagy tömegű omlásokat jellemzi. Százliter m^3 -t is meghaladó omlások esetén a lezuháló anyag mozgása már nem ítható le egyszerűen a gravitáció és a súrlódás figyelembevételével. Számolni kell a keletkező nagy hőmennyiség miatti olvadással ill. légnávjelenséggel. Ennek jeleit lehetett észlelni a perui Huescaran 1970-es túlhajló pereméről leszakadó jégtömb feloldása nyomán keletkező törmelékklavina esetében.

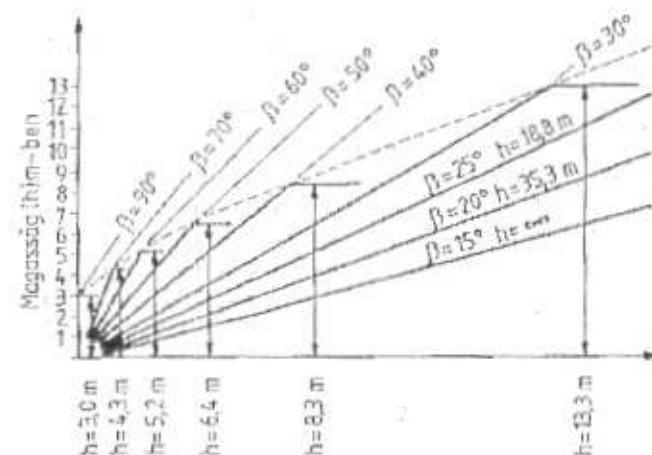
Az omlások szempontjából az a legfontosabb, hogy a lejtő vagy a fal peremét alkotó anyag már előzetesen elveszte kontinuitását (pl. repedések, hasadékok keletkezésével, de az is lehet, hogy a lejtőperemet már hosszabb idő óta kohézió nélküli anyag alkotja), amely aztán valamilyen külső hatásra megmozdul. Ha a kőzet eredeti szerkezete nem ilyen, akkor elsősorban a fizikai aprózódás folyamatai idézhetik ezt elő. Különösen jelentős a résekbe behatoló víz oldó, mállasztó hatása, a fagyás-olvadás, a jégkristály-növekedés, a gyökerek feszítő, lazító hatása (3.12. ábra).

Formai megjelenés

Az omlások közös formai jegye a falszerű meredek lejtő, ami az egymást követő omlások során mindinkább hátrál. A pusztulás révén hátráló falakat a geomorfológiában általánosságban kliffnek nevezik.

36

kliff - pusztulás révén hátráló falak
KLIFT



3.2. ábra Különböző lejtőszögű (β) agyagos földtömegek állékonysága adott kohézió ($c = 0,12 \text{ kg/cm}^2$) és belső súrlódási szög ($\varphi = 15^\circ$) esetén ($h = a$ a még stabil lejtők magassága). Myslívec, A. ábrája Kettner, R. - 1960 - alapján.

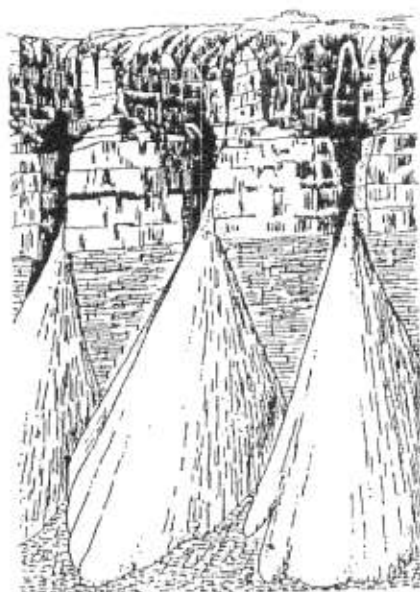
Az el- vagy kiszakadás helyén, többnyire a lejtő felső peremén, vagy annak közelében karéjos, lefelé többnyire szűkülő „sebek” (un. garatok), olykor pedig üreg- vagy fülkeszerű bemélyedések keletkeznek. A leomló anyag a garat vagy az üreg alatt halmozódik fel a lejtőn (3.4. ábra). Legtöbbször egy félbevágott kúp vagy egy legyező formáját ölti (törmelék-kúp), amely az omlások ismétlődése miatt fokozatosan növekszik, csúcsa megközelítheti vagy el is érheti a garat alját. Ha egymás szomszédságában több kúp jön létre, azok egységes törmelék-lejtővé olvadhatnak össze. A törmelék-lejtő elsődleges forma is lehet, ha viszonylag kisebb méretű omlások egymás mellett hosszabb, tagolatlan lejtőszakaszon gyakorta ismétlődnek, és törmelékük szinte egybefüggő köpenyként borul a lejtő lábára. A törmelék-kúpra omló anyag darabjai általában még tovább ugrálnak, görögnek a kúp lejtőjén, mégpedig úgy, hogy a nagyobb méretűek a nagyobb tehetetlenség miatt messzibbre jutnak, egészen a kúp aljáig. Ezért a törmelék-kúp anyaga a törmelék szemmagysága tekintetében enyhén osztályozott (fejénél az apróbb szemcsék, peremén a nagyobb darabok vannak túlsúlyban). Ez az osztályozottság éppen fordított jellegű, mint a később tárgya-

37

kolluvium - omlásor lején kialakuló törmelékhalmoz, omladék

A külső erők geomorfológiája

landó folyóvízi akkumuláció hordalékkúpjain, és így egyéb jelek mellett, hozzásegít a formák származásának utólagos megfejtéséhez. Az omlások útján kialakuló törmelékhalmoz, az omladékot – formájától függetlenül - összefoglalóan kolluviumnak nevezzük. A sokszor igen meredek lejtőjű törmelékhalmozok felszíne nem stabil, és pl. újabb ráomló anyag hatására könnyen maga is omladozni kezd. A kiújuló mozgás nemcsak az ütődés következménye, hanem az is előfordul, hogy az érkező plusz anyag miatt a kúp jobbra egyenes lejtőjének meredeksége átlépi a belső súrlódás szögét, és a törmelék kohézió híján elveszti állékonyságát. A belső súrlódási szög a durva törmelék túlsúlya esetén akár a 36° -t is elérheti, de a kolluviumok maximális lejtőszöge általában is 30° feletti. Ha az omladékhalmoz hosszú időn át megmarad, vagy éppen növekszik a fal lábánál, annak szabad magasságát csökkenti, mintegy megtámasztja, és ezzel rontja az újabb mozgások megindulásának lehetőségét.



Törmelékhalmoz

3.4. ábra Törmelékgaratok a spitzbergai sziklafalakon (Cholnoky J. -1911 - alapján)

(3) Omlástípusok kőanyagok gyakorisága alapján omlások

Az omlásokat leggyakrabban a kiújulásuk gyakorisága szerint osztályozzák. A gyakoriság elsősorban a fal jellegétől és a külső kiváltó körülményektől függ. Vannak falak, ahol az omlások gyakorta, több-kevesebb rendszerességgel kiújulnak. Ilyen esetekben az ismétlődés szabályosságától függően szabályos vagy szabálytalan periódusú omlásokról beszélünk. Ha az omlások csak ritkán (esetlegesen) következnek be, akkor az epizódikus omlások közé tartoznak.

Szabálytalan periódusú omlások

• Partomlások

Talán a legközönségesebb omlástípus. Kiváltója az állóvizek abráziója vagy a vízfolyások oldalazó eróziója. Mindkettő a part alámosását okozza, s a part lábától elszállított anyag miatt, ott sokszor túlhajló lejtő alakul ki, ami időnként a saját súlya miatt leszakad. Az is előfordul, (laza szerkezetű anyagok esetén), hogy a leomlást az alsó rész átázása váltja ki. Ilyenkor gyakran dőlés következik be, de csuszamlások is kioldódhatnak. Tehát több tömegmozgás együttesen is formálhatja a partokat. A leomlott vagy lecsúszott anyag egy időre védelmet nyújt a partnak, azt meg is támaszthatja, újabb omlás tehát csak annak elhordása után következhet be. Mivel az elhordás számos körülménytől (pl. árvizektől, a hullámmozgás változásától, stb.) függ, ezért a kiújulás ideje bizonytalan, a periódus szabálytalan.

• Kőlavínok

Viszonylag meredek lejtőkön felhalmozódott laza üledékek jelentik a leggyakoribb kiindulási helyüket. Többnyire korábban eljegesedett magashegységek alhavasí övezetében alakulnak ki. A hajdani kárfülkék, meredek kárcsuesok, teknővölgyek lejtőin felhalmozódott morénatömegek maradványai, vagy éppen a jelenkori fagyaprózás hatására létrejött törmelékek sokféle okból (túlmedvesedés, extra súly – pl. hótakaró, a lejtő felső részéről érkező plusz anyagmennyiség, stb. miatt) veszíthetik el stabilitásukat, és „lezúdulnak” a lejtőn. Ha ez gyakorta ugyanazon a helyen ismétlődik, a leomló anyag a kemény sziklafelszínt is

- parkolás
- költés

A hóval érke geomorfológiája

kezdi, és abba lavinasatornát mélyít. Az egymás mellett fekvő, egymással párhuzamos lavinapályák a lejtő felső részének feltűnő, barázdált jeleget adnak. Az alsó, sokszor az erdőnybe nyúló lavinaszakaszok rendszerint szétterülő, lecsiszoló formában végződnek.

Mivel a hólavínok kiváltásában gyakran a hótakaró is közrejátszik, ezért a hóval levereődve leomló anyag már tulajdonképpen átmenetet jelent a hólavínok felé.

Szabályos periódusú omlások

Ahol az omlások előfeltételei szabályos, általában jól prognosztizálható időközönként jönnek létre, ott maguk a mozgások is meglehetősen egyenletes ritmusban jelennek meg. Erre ideális lehetőséget ad, ha az éghajlatnak az omlások szempontjából legfontosabb tényezői (hőmérséklet, csapadék) határozott évszakos megadozást mutatnak.

széles körű időjárás

Érdekes szabályos (szezonális) periódusa van a kő- és talajpergésnek. A magashegységek és periglaciális tájak fagyaprózásra hajlamos kőzetek (dolomita, durva homokkő, stb.), valamint a trópusi egyperiódusú esők övének szikla-falán különösen jól megfigyelhető az omlások évszakossága. Előbbi esetben a fagyváltozékony időszak, utóbbinál az esős évszakot követő száraz periódus eleje (a kiszáradás jellegzetes időszaka) a pergések tipikus szezonja. Hasonló szezonális jellemzi a mediterrán területek (nyáron) és a monszunvidékek (télen) omlásait.

Jellegzetes napszakos periódusa van viszont a trópusi sivatagok inszolációs lözettpattogzásának. A szíriai napnyugta tájban megfigyelt „zenéje” ennek tipikus példája.

Epirodikus omlások

E ritka és rendszertelen mozgások általában különleges okok (földrengés, vulkánkitörés, átgondolatlan emberi beavatkozás, stb.) következtében oldódnak ki. Legjellegzetesebb képviselőik a legnagyobb környezeti átalakítást, adott esetben pusztítást okozó hegyomlások. Különösen kedvező előfeltételeket kínálnak számukra a pleisztocén idején eljegesedett hegységekben a jég által meredekre gyalult lejtők (pl. gleccservölgyek oldalai), amelyek a jég elolvadása után el-

vesztették támaszukat, és ugyanakkor az atmoszférikus folyamatok hatása alá kerültek. Hegységszerkezeti jellemzők, tektonikus összetöröttség, rétegtani viszonyok fokozhatják az omlásveszélyt.

Csuszamlások

A csuszamlásoknak az előző fejezetben adott meghatározásából logikusan következik, hogy a folyamatok megindulásához a már tárgyalt általános domborzati és litológiai feltételek szükségesek, de nem feltétlenül elégségesek. A lejtőt felépítő anyagok állékonyságát leghatásosabban csökkentő víz - felszín alatti vagy csapadékvíz - kellő mennyiségű jelenléte, illetve megnövekedése nélkül csak elvétve alakulnak ki. Ebből következik, hogy a csuszamlások elsősorban a humidus (vagy fokozatosan nedvesebbé váló) tájak laza, vízfelvételere képes anyagokból álló lejtőinek jellegzetes folyamatai. Az nem szükségszerű, hogy a lejtő egész tömege ilyen jellegű kőzetből épüljön fel. Tömör kőzetek közé megfelelő módon települt (pl. a lejtő irányába dőlő), konzisztencia változásra hajlamos rétegek is kedvező lehetőséget nyújtanak a csuszamlások kioldásához.

A belsőtrópusi területek vastag málladéktakaróba burkolt lejtőin főleg az Egyenlítő környéki kétperiódusú esők övében keletkeznek gyakran katasztrofális méretű csuszamlások. Ezek az esőerdőben is nagy pusztítást okoznak, de az erdő irtása még inkább fokozza valószínűségüket. Hideg télü vidékeken a felszínközeli rétegek víztartalma fagyváltozékony időszakban lényegesen megnövekedhet, ezért ezek is alkalmasak a csuszamlások számára. Periglaciális területek fagyott altalaja pedig csúszópályaként is szerepelhet.

A talajvíz víztartalmának téli növekedését nemcsak a téli csapadék, az olvadékvizek beszívargása és a kismértékű párolgás okozza. Ehhez az is hozzájárul, hogy a közetszemcsék és a jégkristályok közti pórusokban lévő víz a kapillárisokban fölfelé emelkedik és megfagy. Ezzel a talajt lazítja, és új pórusok keletkeznek, ami további vízemelkedést tesz lehetővé. A folyamat tartóssága esetén a talaj vízben lényegesen gazdagodik, s ha tavasszal a fagy felenged, a nagy víztartalom csökkenté állékonyságát, növeli csuszamlásra vagy folyásra való hajlamát.

Csuszamlásos formák azonban nemcsak humidus vidékeken fordulnak elő. Még belső sivatagi területekről is hatalmas méretű reliktumformákat írtak le. A reliktum- és fosszilis formák egy korábbi nedvesebb klíma maradványai, és így az éghajlatváltozás bizonyítékai. Nagy valószínűséggel ilyen jellegűek a Mars szakadékvölgyeinek oldalán megfigyelt hatalmas méretű csuszamlások is.

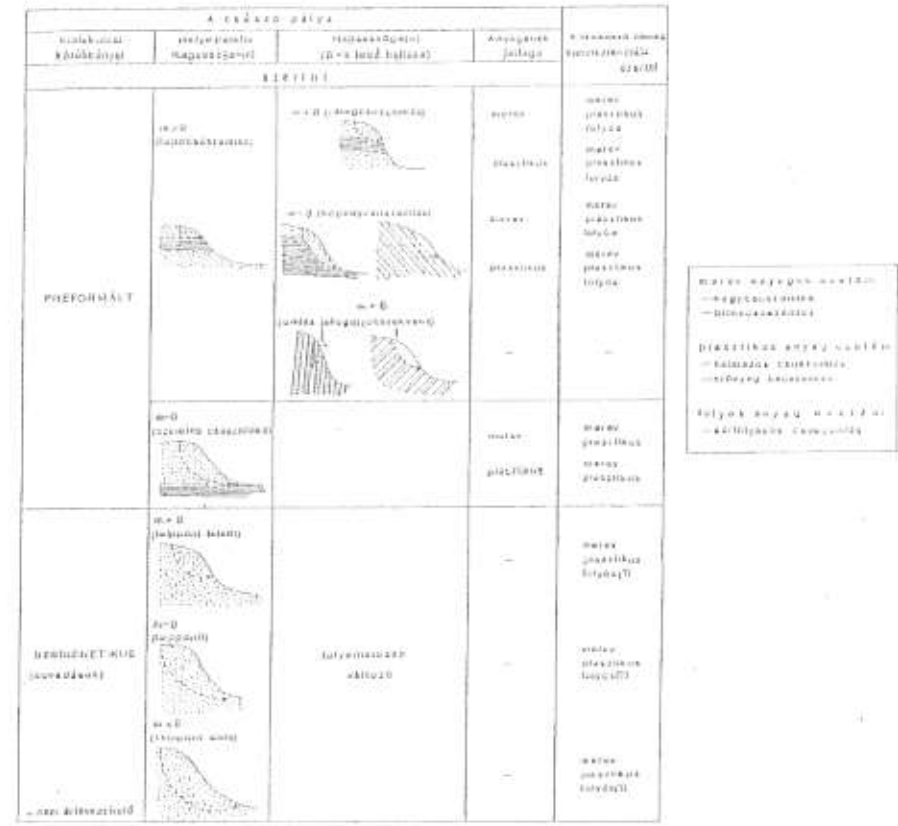
A csuszamlások tipizálása

A csuszamlások rendszerezése már több mint fél évszázados múltra tekint vissza. Sharpe, C. F. S. (1938) és Varnes, D. J. (1958) klasszikusnak tekinthető osztályozása óta igen sok különböző beosztás jelent meg, s mivel ezek többnyire eltérő szempontok szerint készültek, ma a formailag egyébként is rendkívül változatos csuszamlástípusok világos áttekintése elég nehéz. Az alábbi osztályozás a tisztánlátás megkönnyítésére a magyar földrajzi irodalomban már korábban felvetett azon gondolat (Pécsi M. 1971) rendszeres továbbvitelén alapszik, hogy a csuszamlásosztályozás kiindulópontja a folyamat meghatározásának legfontosabb tartalmi jegye, a csúszópálya legyen (Szabó J. 1982).

A főbb csuszamlástípusok a csúszópálya legfontosabb ismérvei (kialakulási körülményei, viszonylagos magassága, a lejtőhöz viszonyított hajlásszöge és anyagi jellege) alapján különböznek el. A csuszamlás formái jellemzőit mindezen túl a csúszó anyag tulajdonságai (elsősorban konzisztenciája) is lényegesen befolyásolják, ezért az utolsó osztályozási szempont ezt vizsgálja (3.5. ábra).

1. A csúszópálya kialakulási körülményei szerint:

a) **Homogén anyagú** (pl. agyagos) lejtőkön a nyírószilárdságot meghaladó nyíróerő esetén a csúszópálya csak a mozgás megindulásának pillanatában, a pillanatnyi erőviszonyoktól függően jön létre. Ezek a **szingenetikus csúszópályák** görbült, többnyire parabolid felszínnek. A mozgás mechanizmusát az elmozdulással ellentétes irányú forgás (rotáció) jellemzi, s a csuszamlás általában a felszín alatt viszonylag mélyen pattan ki. Ezért e szingenetikus csuszamlások a nemzetközi irodalomban gyakran említett rotációs, ill. mélyfészklő típusok (**slumpok**) fő csoportját képezik. Legtalálhatóbb magyar elnevezésük a **suvadás**, mert Cholnoky J. az Erdélyi-medencében végzett, XX. század eleji kutatásai során ezt a típust ismerte fel (3.6a. ábra), és az ott használt népi nevet vezette be a szakirodalomba.



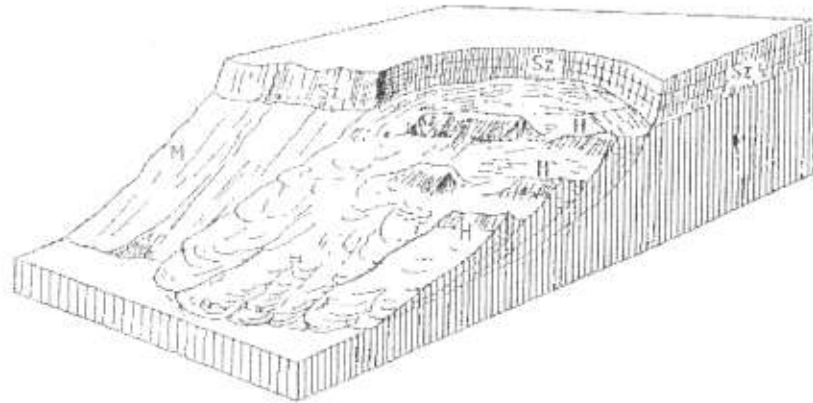
3.5. ábra A csuszamlások genetikus osztályozása (Szabó J. 1982)

Hangsúlyozni kell, hogy a Mezőség műcén – torton, szarmata –üledékei nem teljesen homogének. Bennük agyagosabb és iszaposabb (vízzáró-vízáteresztő) rétegek váltakoznak. Gyakran nagyméretű, szabálytalan alakú – esetenként gömböc formájú – homokkő konkreciók is közbetelepülnek, sőt a homokkő olykor vastag padokat is alkot. A lecsúszott tömegek jellegzetes formáinak (koporsók) összetartásában e padoknak létszegtelenül szerepük van. Ahol ezek a koporsós suvadások kialakultak, a rétegek a falban hátrafelé dőlnek, s a csúszópálya nem a rétegfelszíneken, hanem a rétegféjeken alakult ki (obszkevens csuszamlások). Tehát a csúszópálya formája

*szingenetikus csúszópályák
elmozdulással ellentétes irányú forgás-rotáció
↓
slumpok
suvadás*

a rétegektől tulajdonképpen független, s a lejtő rétegzettség a csúszópálya kialakulásában nem játszik szerepet. A csúszás szempontjából a lejtő „homogén” jellegű.

b) Rétegzett, repedezett, **inhomogén** közeli- vagy talajösszetételben rendszerint a különböző kohéziójú vagy belső súrlódási szögű rétegeket elválasztó felületek válnak csúszópályává, mintegy előre jelezve a csúszás helyét (**preformáció**). A preformált csúszópályák általában sík vagy közel sík felszínek.



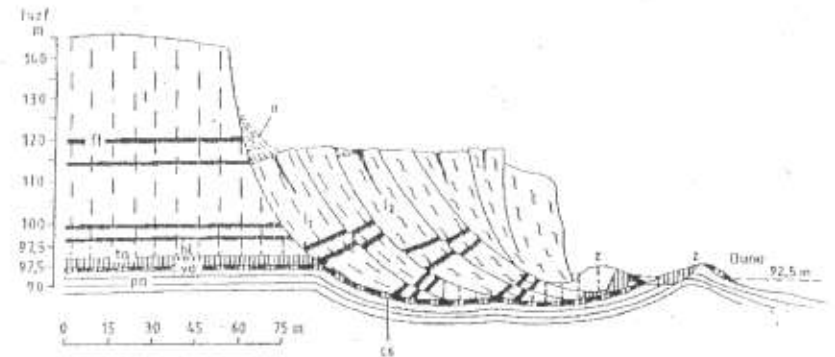
3.6a. ábra Sivadás (Cholnoky J. rajza 1922): M = mezőségi agyag, Sz = szarmata vagy pannóniai mészkő, homokkő, H = a sivadás bupái

2. A csúszópálya viszonylagos magassága szerint:

A meginduló csuszamlás pályájának magassága (m) a lejtőlábhoz képest lehet **talpponti** ($m=0$), **talppont feletti** ($m>0$) és – a szingenetikus típusoknál – esetenként **talppont alatti** ($m<0$). Ez utóbbi jellegzetes következménye a lejtőláb előtti felfsúv, pl. a völgytalp felüpposodása. Ha a preformált csuszamlás csúszópályája magán a lejtőn, az előtér felett viszonylag magasan helyezkedik el, úgy célszerű **lejtőcsuszamlásnak** nevezni. A talpponti típust viszont Pécsi M. után **szeleletes csuszamlásnak** hívjuk. A név arra utal, hogy ilyenkor a lecsúszó anyagot a lefelé görbülő szakadásfelszínnek nagy szele-

talpponti $m=0$
talppont feletti $m>0$
talppont alatti $m<0$

tekre tagolják (3.6b. ábra). E szakadások mentén is történik elmozdulás, és emiatt a rotáció ebben a típusban is jelentős szerepet játszik.



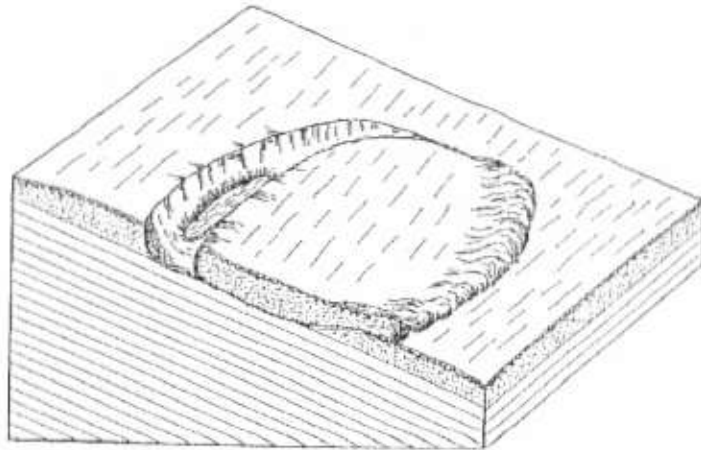
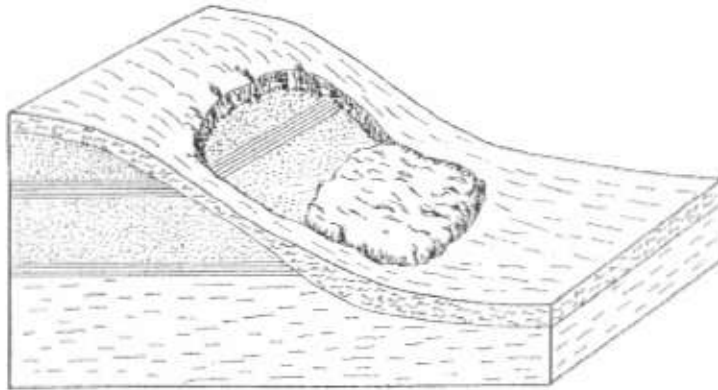
3.6b. ábra Szeleletes csuszamlás a Duna mentén (Pécsi M. - 1991 -tömbszelvénye): l = száiban álló löszösszet, l₁ = frissen megcsúszott lösz, l₂ = korábbi csuszamlás halmaza, hl = halvány rézsasztalú homokos lösz, o = omladék, z = a Duna medréből kitüremlett földhalmaz és pannóniai agyag, ft = fosszilis (eltemetett) talajok, ta = sötétszürke agyagos vályogtalaj, pa = pannóniai agyag, va = vörösiszap, cs = csúszólap.

3. A csúszópálya a lejtőszöghöz való viszonya szerint: *csúszópálya hajlásszöge α lejtő meredeksége β*

Preformált csuszamlások elsősorban akkor alakulnak ki, ha a csúszópálya a lejtő irányába dől. A folyamat eredménye szempontjából igen lényeges, hogy a csúszópálya hajlásszöge (α) hogyan viszonyul a lejtő meredekségéhez (β).

- „Ideális” a $\beta > \alpha$ eset, mert ilyenkor a lejtő elmetszi a felszínre kifutó réteget, s annak nincs alátámasztása, a csuszamlás könnyen kioldódik (**rétegcuszamlás**).
- Ha $\alpha > \beta$, akkor a kőzetet tagoló rétegek a lejtővel párhuzamosak, mintegy önmagukat tartják. **Csúszások mégis kialakulhatnak**, ha a lejtő felszínén vízfelvétele alkalmas anyagok **vannak**. Ezek átázásával az állékonyság csökken (a súly a vízfelvétel miatt viszont nő), és valahol – jobbára a lejtő alsóbb részein – bekövetkezik az **összeroppanás**, s az átázott

fedőréteg leszánkózik a lejtőn. A csúszó anyag lehet a lejtő szálban álló kőzete, de még gyakrabban az arra boruló málladék- vagy törmelék-, esetleg talajtakaró (3.6c,d. ábra). A tömeg ezért többnyire viszonylag vékony köpenyként mozog (köpenyesuszamlások), s főleg ezek tartoznak a nemzetközi irodalomban gyakran említett sík (transzlációs) csuszamlások közé.



3.6c,d. ábra A köpenyesuszamlások két típusa

- Ha a réteg meredekebben áll, mint maga a lejtő ($\alpha > \beta$), a rétegfeltek csak a lejtő felső részén léphetnek felszínre. Az ilyen lejtők szerkezetükből adódóan nem csúszásveszélyesebbek, rajtuk sokkal inkább a mozgással megegyező irányú forgással kísért omlásos jelenségek következnek be. Anyaguk jellegétől függően azonban meg is csúszhatnak, de ezek az obszekvens, réteghelyzettől független csuszamlások már a szingenetikus mozgáscsoportba tartoznak.

4. A csúszópálya anyagának jellege szerint:

A csúszópálya anyagának vizsgálata is csak a preformált csúszások esetén indokolt, hiszen a szingenetikus típusoknál az értelmeszerűen azonos a lejtő egészének anyagával. A tömegmozgások általános feltételei között már szó volt arról, hogy a rétegfeltek főleg akkor válhatnak csúszópályává, ha az érintkező rétegek közti laza, konzisztenciaváltozásra hajlamos töltelékanyag van. Ennek irányában merev anyagok repedési, hasadási síkjain ritkábban indul meg mozgás, mert a közöttük fellépő csúszósúrlódás jelentős visszatartó erő.

5. A lecsúszott anyag minősége szerint:

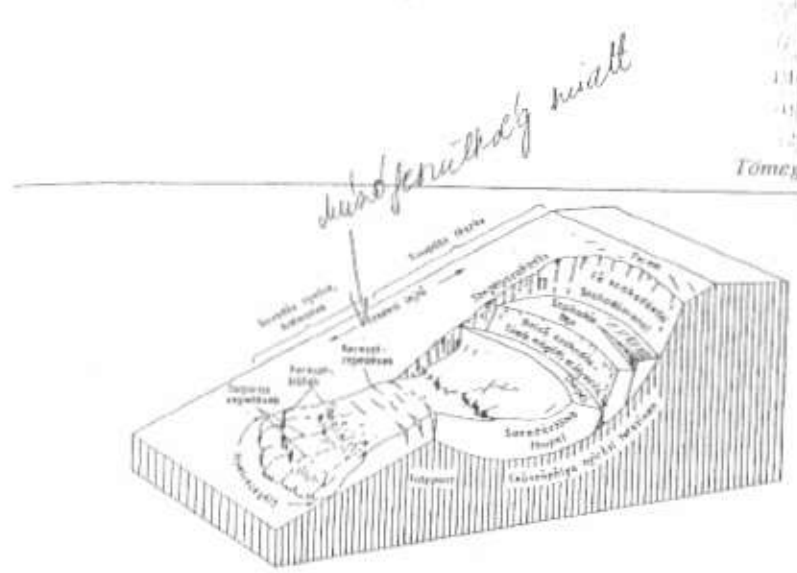
- Merev és rugalmas anyagok a csúszás során egy tömbben maradhatnak, vagy kisebb-nagyobb darabokra szakadhatnak. Előbbiek nagyméretű esetei a hegyesuszamlások, utóbbiak a blokkcsuszamlások. Mindkettő gyakran jelentkezik vulkánikus hegységekben, ahol a lecsúszó lávaközetek vagy agglomerátumok rendszerint elmállott tufafelzárteken, esetleg a laza nem vulkánikus fekéregeken mozduknak el.
- Plasztikus anyagok (laza üledékek) mozgás közben szennagólydva adják a „legklasszikusabb” hepehupás csuszamlás-felzárteket (halmazos csuszamlások). Ha egy darabban maradnak - ez főleg a köpenyesuszamlásoknál jellemző - szőnyegszerű formát öltenek.

kevés - egyet + darabokra szakadhatnak

- Pép- vagy breiszerű anyagok mozgása a lejtőn rendszerint folyásos jellegű, de a folyások gyakran csúszással is kombinálódnak. Ilyen jelenség következik be pl. ha a plasztikus anyagok a csúszás során pépszerűvé válnak (tixotrópia), és ilyenkor a csúszást folyásos jelenségek is kísérik. Az árázás utólag is bekövetkezik, ezért a balmazos és szőnyegcsúszások utólag is kiegészülhetnek folyásos formákkal. Ez elsősorban a csúszásnyelvek peremi részein jellemző (földfolyásos csúszások).

A csúszások formai elemzése

Csúszások alkalmával a lejtő anyaga egy többnyire keréjos formájú fal (szakadásfal) mentén szakad meg (3.7. ábra), s a fal előtti sebhelyen anyagláncy lép fel, ahol gyakran a csúszópálya kisebb-nagyobb része is felszínre kerül (csúszási tükör). A szakadásfal a lejtő helyi hajlásszög-növekedését jelenti, és egy újabb csúszások elősegítője lehet (hátraharapódzó szakcassziós csúszások). Az elmozdult anyag mögött keletkező anyagláncyos mélyedés (hepe), ill. – ha a csúszó tömeg maga is szétszakadozik – mélyedések többnyire lefolyástalanok. A vízáró csúszópályán mozgó és a szakadásfal tövében felszínre bukkanó talajvíz, esetleg csapadékvíz a mélyedésben tavat táplálhat (hepe-tó). A csúszás fő fala rendszerint a lejtő inflexiós vonala fölött alakul ki, ezért a mozgó anyag egy része a legmeredekebb lejtőszakaszon is áthalad. Ha ott megáll, a húzófeszültségek miatt keresztrepedések keletkeznek benne. A lejtő alacsonyabb részeire rácsúszó plasztikus tömeg többé-kevésbé szétterülve, kiszélesedő nyelvformát képez. A nyelvet hosszanti, illetve sugárirányú repedések tagolják. Az ép lejtőrésze rácsúszó anyag a sűrűdés miatt alul erősen fékeződik, ezért rendszerint domború peremmel áll meg. A földpárna jellegű leányek kialakulásához a csúszást kísérő vagy követő kúszási és folyási jelenségek is hozzájárulnak. Ha a lecsúszott tömeg a lejtő lábára telepszik, akkor a későbbiekben a lejtőt tömegtől csúszást gátló ellensúlyként szerepel. Ha azonban megáll a lejtő oldalában – az elmozdulás kicsi –, azt megterhelve újabb mozgások kiváltója lehet.



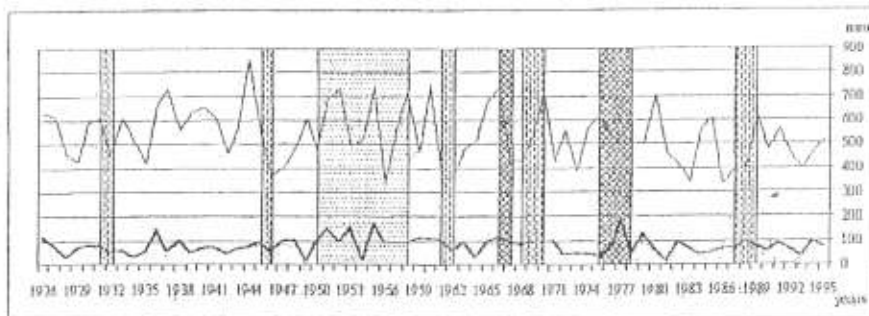
3.7. ábra A csúszások fontosabb formai elemei (Varnes, D. J. - 1958 - és mások alapján)

A csúszások anyagáttelepítő tevékenységük révén egészében a lejtőt lankásító folyamatok, tehát ismétlődésükkel fokozatosan csökkentik az abban lévő nyírófeszültségeket, s hosszabb távon a lejtő egyensúlyának helyreállítása irányába hatnak. A mozgások megszűntével a csúszás formái az anyagi minőségtől függő ütemben pusztulnak. Leggyorsabban a szakadásfal rézsúvé alakulása következik be, amit a hepek feltöltődése vagy lecsapolódása követ. Végül a csúszásra már csak a lejtő szabálytalan hullámossága utal.

A csúszások szerepe és jelentősége Magyarországon

Bár Magyarország domborzati viszonyai az országterület mintegy 70%-án (elsősorban az alföldeken) eleve kizárják csúszásos folyamatok kioldódását, mégis a részletes kataszteri felvételek azt mutatják, hogy a 230 hazai községből 107-ben napjainkban is előfordulnak. Ennek egyik oka az, hogy, ahol a domborzati adottságok megfelelőek, ott általában a litológiai viszonyok is kedvezőek a csúszások számára. A fiatal (harmadidőszaki) laza üledékből felépült dombvidékek mellett a vulkánikus hegységek területének jelentős részén is jobbára ez a helyzet, mert egykori tűzhányóink rétegvulkáni szerkezete, a kiömlési lávaközetek közt és alatt gyakran előforduló, többé-kevésbé elmállott tufaszintekkel ugyancsak alkalmas csúszásokra. A domborzatiilag megfelelő területek között leginkább a karbonátos kőzetekből felépült hegységi területek mentesek ezektől a folyamatoktól. Az ország mérsékeltén száraz éghajlata ugyan nem kifejezetten „csúszásbarát”, a megfelelő szintű vízbevitelre azonban, főleg a

féli félévben – a kis párolgás miatt, a relative alacsonyabb csapadékmennyiség ellenére - az évek jelentős hányadában mégis lehetőség van. Mivel a nedvesgellátás szempontjából kedvező évek meglehetősen rapszódikusan fordulnak elő, ezért a csuszamlásos folyamatok fellépésében is erős ingadozás figyelhető meg (3.8. ábra). (Ez a szabálytalan ritmusú előfordulás egyébként a csuszamlások jelentős kártételének egyik legfőbb oka. A csuszamlásmentes évjáratok ugyanis többnyire azt a megalapozatlan nézetet keltik, hogy a csuszamlásveszély elmúlt, a megelőző intézkedések feleslegesek.)



3.8. ábra A csuszamlás-gyakoriság és a csapadékmennyiség kapcsolata a Hernád mentén
a., A téli csapadék mennyisége Gibárton (1926-1990). A vízszintes szaggatott vonal a 65 éves, a folyamatos a 10 éves átlagokat mutatja.
b., A fontosabb csuszamlásos időszakok a Hernád mentén 1926-1990 között. 1 = bizonytalanul azonosítható csuszamlásos időszak, 2 = jelentős csuszamlásokkal járó évek, 3 = a legsúlyosabb csuszamláskárok időszakai

Magyarországon három olyan jellegzetes tájtypus van, ahol a csuszamlások a jelenlegi vagy a korábbi korszakok felszínalakulásában érdemi, egyes helyeken meghatározó szerepet játszottak, ill. játszanak (3.9. ábra).

- **Laza üledékekből felépült dombságok**

Dombságaink közül főként ott jelentős a természetes csuszamlások előfordulása, ahol a neogén üledékek adják a fő építőanyagot. Kifejezetten csuszamlás veszélyesek az agyagos-iszapos-homokos pannóniai üledékek. Ez utóbbiak meghatározó szerepet játszanak a Dunántúli-dombság legtöbb kistájának a felépítésében a Zalai-dombságtól a Baranyai-Tolnai-dombságokon át a Külső-Somogyig. Sajátos vonást kölcsönöz az itt előforduló csuszamlásoknak, hogy a viszonylag vastag

(több tíz m-t is elérő) lösztakaró miatt a csuszópályák többnyire elég mélyen, sokszor a pannóniai rétegek és a lösz határán helyezkednek el. Az Északi-középhegység medencedombságai közül főleg a K-en fekvők (Sajó-Bódva köze, Cserhát) felépítésében jelentős a pannóniai rétegek részaránya, ami ott jelentős csuszamlássűrűséget okoz. Mivel a lösztakaró hiányzik, sok a sekélycsuszópályájú halmazos- és köpenycsuszamlás.



3.9. ábra Csuszamlásgazdag tájtypusok Magyarországon
1 = laza üledékekből felépült dombságok, 2 = vulkánikus hegységek, 3 = magasparti övezetek.

- **Folyómenti és tóperemi magaspartok**

A lazaanyagú magaspartokon erős oldalazó eróziót kifejező folyóink mentén jellegzetes csuszamlásos partí sávok jöttek létre. Erre legjobb példa a Duna Budapest alatti szakasza, ahol a folyó az országhatárig hat magasparti sávot alakított ki. Valamennyit intenzív, nagy gazdasági károkat okozó csuszamlások jellemzik. A pannóniai- és löszrétegekben kialakult csuszó-

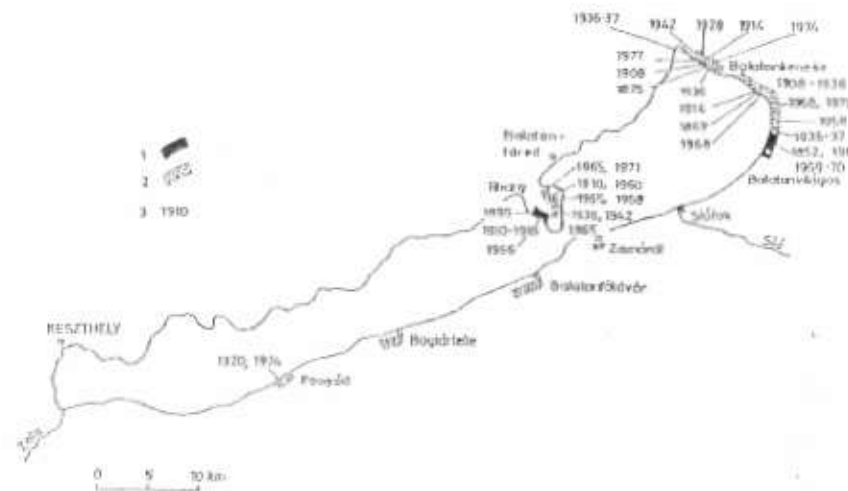
pályákon a csuszamlások sokszor a folyó hirtelen vízszintingadozásait (gyors apadását) követően jelentkeznek. Különösen csuszamlásveszélyesek a Hernád magyarországi magaspártjai az országhatártól Gesztelyig. Ez az ország legaktívabb csuszamlásos körzete. A Rába menti magaspártokat zömmel a ma már nem aktív csuszamlásos formák jellemzik (a folyó ugyanis többnyire régen eltávozott a magaspárt alsó peremétől). Jól ismert a Balaton menti (elsősorban pannóniai üledékekből épült) magaspártok csuszamlás- és omlásveszélyessége, Kenesétől kisebb megszakításokkal csaknem Fonyódig (3.10. ábra). Itt a tavi abrázió a partcsuszamlások megújítója. Hasonló a helyzet a Fertő-tó D-i magaspártján is.

- **Vulkánikus hegységek**

A korábban már jelzett rétegvulkáni felépítés következtében vulkánikus hegységeink többségének morfológiai alakulásában jelentős szerepe volt a csuszamlásoknak. Növelte a „csuszamláshajlandóságot”, ha a vulkáni kőzetek láza miocén feküledéke is a felszínre került, mert kiváló csuszópályát jelentett a meredek hegységperemi lejtőkön. A két tényező együttes hatására vulkánikus hegységeink többségének peremi övezetében (Visegrádi-hegységben, Mátra É-i oldalán, a Börzsönyben és a Tokaji-hegységben több helyen) egy keskeny, de hosszan húzódó, ma már (szerencsére) általában nem aktív csuszamlásos zóna alakult ki. Jelentős méretű csuszamlásos formák vannak az egykori kalderák belső, meredek oldalán és számos mélyrevágódott völgyben is.

Már utaltunk rá, hogy a csuszamlásos folyamatok gyakoriságát és veszélyességét a társadalom tevékenysége fokozza. A közlekedési vonalak építésénél szokásosan megjelenő részük mellett csuszamlásveszélyt okoznak a települések fejlődésével járó, nem eléggé előrelátó (vagy éppen felelőtlen) építkezések, a bányászat különböző típusai, de még a lejtős területeken helytelenül megválasztott mezőgazdasági földhasználat is. Jellemző példa lehet e tekintetben, hogy a felszínmozgások magyarországi katasztréjezése során az 1970-es években a Zagyva-völgyben a mozgások 72%-a, a Nógrádi-medencében 61%-a, a Sajó-völgyben 58%-a, a Baranyai-Hegyháton 55%-a bizonyult antropogén eredetűnek. Ez arra figyelmeztet, hogy a csuszamlásos folyamatok ma már nem tekin-

telők tisztán geomorfológiai jelenségekként, hanem egyúttal – jelentős részben a társadalom által felidézett – veszélyforrásként is kezelendők. Nem tisztán természeti, hanem részben (szemiantropogén) vagy teljesen (antropogén) veszélyként.



3.10. ábra A Balaton menti magaspártok helyzete és a jelentősebb tömegmozgások (évszámokkal).

1 = magaspárt közvetlenül a tó mellett, 2 = magaspárt távolabb, 3 = a mozgások ideje

A csuszamlások elleni védekezés

Mivel társadalmi szempontból a csuszamlások valamennyi típusa káros, esetenként katasztrófát okozó folyamat, mind előrejelzésük, mind megelőzésük gazdaságilag is fontos.

Az előrejelzés reálisan csak a valószínűség fokán oldható meg a csuszamlásveszélyes területek kijelölésével. Az ilyen területek a felszín átalakító, vagy annak természetes egyensúlyát megbontó társadalmi tevékenységek tervezésénél tekintettel kell lenni a csuszamlásveszélyesség fokozataira. A konkrétabb

előrejelzések adott körzetek viszonylag rövidebb időszakra vonatkozó időjárás jellegzetességeinek - elsősorban a csapadékviszonyoknak - a tanulmányozása alapján lehetségesek. Magyarországon főként a hócsapadékban gazdag, elhúzó-dó, esős olvadási periódussal záruló telek utáni tavaszi időszakokban a leggyakoribbak a csuszamlások.

Ma még a megelőzés lehetőségei is korlátozottak, de azzal sem élnek mindegyiket. A védekezés alapelve a lejtő biztonságának növelése. Ezt vagy a nyírófeszültség csökkentésével, vagy a nyírási ellenállás növelésével lehet elérni. Előbbi esetben a lejtőforma átalakítására (a lejtőszög-, vagy lejtőmagasság csökkentése) és súlyeloszlásának megváltoztatására (felül súlycsökkentés, alul megtámasztás) kell törekedni. A nyírási ellenállás fenntartása vagy növelése a litológiai adottságok befolyásolásával érhető el. Az állékonyságot leginkább a víztartalom túlzott megnövekedése csökkenti, tehát meg kell akadályozni a víz bejutását a lejtőbe, vagy ha már bejutott biztosítani kell annak mielőbbi távozását. Ezt elsősorban vízelvezetéssel (források gondozásával, alagsóvezetéssel, vízvezető árkokkal stb.) lehet elérni. Dombvidéki tájak mezőgazdasági hasznosítása kapcsán régóta ismert probléma, hogy a lejtőirányú szántás talajeróziót okoz, tehát a szakemberek helyette a szintvonal menté szántást ajánlják. Ez azonban a lejtők vizének visszatartását is jelenti, ami ugyan sokszor hasznos lehet a mezőgazdasági kultúrák fejlődése szempontjából, de fokozza csuszamlásveszélyt. Az ellentmondó helyzetből ma még viszonylag ritkán találják meg a helyes kivezető utat, hogy ti. ilyen lejtőkön meg kell változtatni a földhasznosítás módját. Sok szempontból hasznos lehet pl. az erdősítés.

Az erdősítés ill. az erdők szerepe a csuszamlások elleni védekezésben meglehetősen összetett. Az erdő egyik hatása, hogy gyökérzetével bizonyos mélységig összetartja a talajt ill. az alatta lévő kőzeteket, tehát mechanikailag szilárdítja, stabilizálja a lejtőt. Mechanikai védelme azonban csak a gyökérrégióra terjed ki. Mély csúszópályájú mozgások megállítására nem képes. Ilyenkor nem az erdő akadályozza meg a csuszamlást, hanem a csuszamlás viszi el az erdőt. Az erdőnek azonban nemcsak mechanikai fixáló szerepe lehet. A nagyvolumenű párologtatás révén a talaj víztartalmát csökkenti, tehát stabilizáló hatása így is érvényesül. Szerepénél még egy körülményt fontos figyelembe venni. A védekezés szempontjából ideális erdőállomány a lejtőn jelentékeny súlytöbbletet okoz, ami viszont csuszamlásgeneráló hatású.

Az erdőknek a csuszamlásokkal szembeni sajátos viselkedésére jó példák hozhatók az egyenlítői esőerdők övéből. Ott a kemény alapközetet több tíz m. vastagságban borító málladéktakarón a Föld legfejlettebb (és legnagyobb tömegű) erdőtüpusa borítja a lejtőket. Az erdőt a kuszó növények valóságban egybefonják. A nagymennyiségű csapadék azonban olykor olyan mértékben áztatja el a lejtők anyagát, hogy a vastag málladék egész hegyoldalmi felületeken megcsúszik, magával rántva az esőerdőt is, amelynek egybefont tömege hatalmas sebhelyeket okoz a hegyoldalakon. A szomszédos nagy hegycsuszamlások íves szakadással a hegyek peremét sokszor egészen elkeskenyítik, és azok trópusi körülmények között helyenként a glaciárisan kifaragott magashegységi kárgerincekre és kárfülkékre (lásd a jég munkájáról szóló fejezetet!) emlékeztetnek.

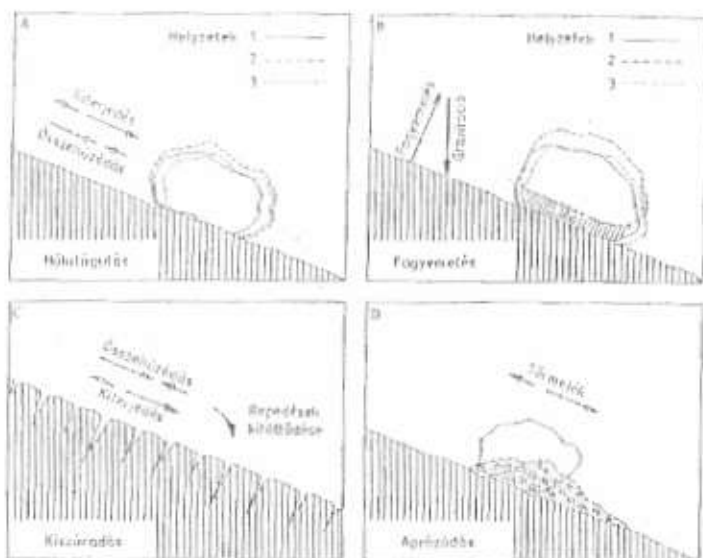
Kúszások

A lejtők szemmel észrevehetetlen kúszásos deformációja többféle mechanizmus változatos arányú részvételével következik be. A kúszások néhány jellegzetes, feltűnő hatásáról és a fontosabb részmechanizmusokról igen jó áttekintést adnak Sharpe ábrái (3.11. ábra).

A felszíni kőzetdarabok hőmérséklet-ingadozás miatt bekövetkező térfogatváltozásainak lejtőirányú komponense van. Ugyanez mondható el a nedvességváltozással járó kitágulásról, illetve összehúzódásról is. A tágulás a lejtő irányában mindig nagyobb, és így a törmelékdarabok lefelé mozognak. A fagyemelés (amely esetenként cm nagyságrendű is lehet) a lejtőre merőleges, olvadáskor viszont függőleges irányba (tehát a lejtőn lefelé) mozdulnak a szemesek. A kőzetdarabok szétesésekor, ami fizikai vagy kémiai hatásra egyaránt bekövetkezik, a törmelék zöme ugyancsak alacsonyabbra kerül. A fentiekben kívül még más folyamatok is hozzájárulhatnak kúszások fenntartásához (gyökerek növekedésének, esőcseppek becsapódásának hatása stb.).

A kúszások a lejtőt borító laza üledékekben hatnak, aminek az anyaga elsősorban a lejtő magasabb részéről származik, de belekeverednek a szálban álló lejtőalaphól kiszakított kőzetdarabok is. E folyamatok gyakran megfigyelt kísérőjelensége, hogy a szálban álló rétegek a sűrűdés következtében a lejtés irányába kampósan elvonszolódnak (3.12. ábra).

A kúszások – részfolyamataik feltételei alapján – elsősorban a kemény felü, nagy nedvesség-ingadozású területeken gyakoriak, de a nedves trópusokon és száraz éghajlaton is megfigyelhetők.



3.11. ábra Kúszó mozgásokat kiváltó mechanizmusok (Sharpe, C. F. Ábrája Kettner R. - 1960 - után)



3.12. ábra Kőzetrétegek kúszás hatására elvoncsolódása (Kettner, R. - 1960 - után)

Kúszástípusok

1. A törmelék-kúszás elsősorban a meredek oldalú sziklaszirtek lábánál felhalmozódó törmelék, illetve omladék felszíni részeinek lassú mozgását, tipikus száraz folyását jelenti. A mozgás mechanizmusát elsősorban az éghajlati viszonyok és a törmeléket alkotó kőzetdarabok mérete által is befolyásolt lejtőmeredekség határozza meg (a durvább kőzettörmelék belső surlódási szöge nagyobb, maximális meredeksége 35° -t is elérhet). Mindenekelőtt a hőingadozásból adódó térfogatváltozás, a jégkristály-növekedés, a szezonális fagyaprózás billentheti ki a törmelékdarabokat vagy tömböket egyensúlyi helyzetükből, s okozza lassú lejtőirányú mozgásukat. A nagyobb lejtőfelszíneket borító kötengerek, illetve a hosszan elnyúló kőfolyók kúszó mozgása nem több évi néhányszor 10 cm -nél. Főleg magashegységek meredek száraz völgyeiben és szilas lejtőin jellegzetesek. A pleisztocénban a periglaciális zónához tartozó középhegységekben is kialakultak, de az éghajlat változásával jórészt stabilizálódtak. A magyarországi vulkanikus hegységek magasabb részén (700 m felett) megfelelő expozíciós viszonyok között helyenként ma is aktívak. Ha a sziklafal irányából érkező utánpótlás révén a törmelékmezők meredeksége túllépi a maximális határértéket, a kődarabok egy része hirtelen legurul. Nagy hóterhelés is kiválthat rajtuk omlásos jelenségeket (kőlavínák). Tartós esőzések után viszont a kőzettörmelék folyássá (pl. mur - lásd a Folyások c. fejezetet) alakulhat.

2. Talajkúszás alatt a finomabb szemcséjű málladék- vagy talajtakaró (regolit) kúszó mozgását értjük. Különösen a mérsékelt övi hegységi-dombosági lejtőkön jellegzetes. A lassú deformálódás (max. $2,5\text{ cm/év}$ - Butzer) a gyeptakaró felszakadása nélkül megy végbe. A lejtőszög és a talaj kolloidtartalmának növekedése élnéki, s agyagosabb lejtőkön az elmozdulás elsősorban a nedvesedés-kiszáradás okozta térfogatváltozás következménye. E mozgást különösen jól felismerhetővé teszi a lejtőbe süllyedt izolált blokkok lassú helyváltoztatása, ami sokszor 5° alatti lejtőkön is megfigyelhető. A kúszások sajátos deformációt okoznak a lejtő fáinak növekedésében. A törzsek alsó részén, közvetlenül a talajszint felett a lejtőirányú nyomás hatására általában lejtőirányú görbület figyelhető meg (3.12. ábra). A törzsek a magasabb részekén már „normálisan” függőlegesen nőnek. A talajkúszás lankásabb lejtőkön is végbemegy, mint a törmelék-kúszás. Sokszor éppen a kötengerek alatti finomabb anyagú lankás lejtőkön jelentkezik.

Folyások

Képlékennyé vált anyagok lamináris vagy turbulens folyással mozognak a lejtő irányába. Képlékenységük vízfelvétel, vízzel való átitatódás következménye. Viszkózitásuk a szilárd részek és a víz arányától függ, ami viszont a lejtő meredeksége mellett a folyástípus és a sebesség fő meghatározója. Folyási jelenségek nemcsak a vízzel telített pépszerű, finomszemcséjű talajokban vagy málladékokban figyelhetők meg, hanem durvább anyagú, nagyméretű görgetegeket, blokkokat tartalmazó törmelékben is bekövetkezhetnek, ha elegendő víz áll rendelkezésre. Ma már tágabb értelemben mindezen anyagok folyásos mozgására a szoliflukció kifejezést alkalmazzák, amit 1906-ban Anderson, J. G. a fagyott alapzaton felolvadó, vízzel átitatott talaj mozgására vezetett be. A fagyott talajú területek jobb megismerésével mindinkább nyilvánvalóvá vált, hogy ott a tömegmozgásoknak ez a típusa különösen elterjedt, és igen sok sajátos forma kialakítója. E folyamatok összefoglaló megjelölésére a fagyhatás döntő szerepét hangsúlyozandó, a geliszoliflukció kifejezést használjuk.

A szoliflukciós folyamatok típusai

A tipizálás alapja elsősorban a mozgásban részt vevő anyagok jellege – mindekélt a szilárd részecskék mérete.

a) **Izap (sár)-folyások** döntően finomszemcséjű, laza, agyagos jellegű üledékes kőzetek vagy málladéktakarók lejtőin alakulnak ki. Sebességük igen tág határok között mozog, de még a lassú típusok (kis lejtőszög, nagy viszkózitás) is nagyságrendekkel gyorsabbak a kúszásoknál, és a felszíntől lefelé haladva sebességük általában nem csökken. Lamináris változataik lassabban, a turbulensek gyorsabban mozognak. Előbbiek inkább cm/s, utóbbiak néhány m/s (2-4) nagyságrendűek. Szemiarid területektől az alpesi tájakig igen különböző viszonyok közt jelennek meg. Ideális körülmény kialakulásukra, ha az alapanyag-„termelő” és a vizet szolgáltató időszakok szezonálisan változnak.

Az iszapfolyások kiindulási fészkei többnyire homorú sebhelyként jelennek meg a lejtőn, a lefolyó anyag pedig rendszerint nyelv formájában terül szét a lejtő alján. Alapformáik így sokban hasonlítanak a csuszamlásokéhoz, ami

azért sem véletlen, mert a két folyamat gyakran együtt vagy egymásba ártmenően hat.

Néhány altípus:

- **Talajfolyások:** a mérsékelt övi és trópusi nedves tájak művelés alatt álló területein a genetikai talajszinteket ölelik fel. Kialakulásuk főleg a téli végi olvadási periódusban, vagy intenzív nyári csapadékok hatására következnek be.
- **Lápkitörés:** leggyakrabban esős hegyvidékek dagadólápjain fordul elő, és a dónyszerűen felpúposodó, szilárd keretbe foglalt szemifluid tőzeg szétáramlását (esetleg csúszását) jelentik. Ilyen volt pl. az írországi knocknageeha-i láp kitörése.
- **Laharnak** nevezik a vulkáni por- és hamufelhalmozódások vízzel való átitatódásából eredő iszapfolyásokat. Kétféleképpük a két alapvető komponens (hamu és víz) keveredési módjától függ. Egyik lehetőség, ha a finomszemű vulkáni anyaggal fedett lejtő hirtelen nagy vízbevitelhez jut. A víz a folyékony csapadék mellett hóolvadásból vagy krátertavak kiömléséből is származhat. Az is gyakori eset, hogy a forró hamu hőfelszínre vagy jégmezőre (esetleg tóba) hull, és azt megolvasztva jut a folyás megindulásához elegendő vízhez. A laharnok igen mozgékonyak (egy 4 km széles jávai laharn 1929-ben 34 óra alatt 38 km-t tett meg). Mobilitásukat az anyagba foglalt gázok is növelik. Laharn jellegű sárfolyás temette be i. sz. 79-ben a Vezúv mellett a Herculaneumot is.

b) **Törmelékfolyások.** A magashegységek meredek lejtőre támaszkodó durva törmeléktakarói, törmelékkúpjai nagy esőzések idején annyira telítődhetnek vízzel, hogy hirtelen iszapos-sáros zagyáradatként zúdulhatnak a völgyekbe, sőt az azokban folyó vizekkel gazdagodva a völgyekben is tovább rohanhatnak akár 20-40 km-es óránkénti sebességgel. Az Alpokban murre-nak nevezik az ilyen törmelékfolyásokat, de talán még pusztítóbbak közép-ázsiai társai, a szelik. Közép-Ázsia hegyvidékein különösen sok törmelékfelhalmozás van, amelyek a völgyekbe zúdulva a vízfolyásokat elzárhatják, majd a felduzzadó tó vizétől elázva újra mozgásba jönnek, s gyakran csak a völgyek kijáratában szétterülve szűnnek meg. Az ilyen törmelékfolyásokkal feltöltött medencéket Észak-Amerika és Ausztrália szemiarid területein

LAHAR
MURE

SZELI
DOLSON

bolson-nak hívják. Az aktív törmelékfolyások hazánkban ritkák, de korábbi, nedvesebb-hűvösebb éghajlaton kialakult formamaradványaik egyes vulkánikus eredetű középhegységeinkben reliktomfermaként még azonosíthatók.

Geliszoliflukció (geliflukció) és típusai

Magas szélességek és magas hegységek állandóan fagyott altalajú (permafrost) lejtő területeinek jellegzetes tömegmozgásai. Ez az övezet lényegében mind horizontálisan, mind vertikálisan az erdőhatár és a hóhatár (illetve belföldi jég) közé eső periglaciális, ill. szubnivalis (alhavasi) területeket jelenti. A geliszoliflukciós mozgásokat itt nem akadályozza a mélyre nyúló gyökerek hálózata. Általában a folyások lassú típusába tartoznak, de már igen kis lejtőszög (1,7 - 2°) – a legkisebb a tömegmozgások folyamatai között – is elegendő megindulásukhoz. A nedvesebb periglaciális területeken általánosan elterjedtek, és szezonális aktivitásuk (évszakos vagy napszakos) idején szinte az egész lejtő folyamatos mozgásban van. Ebben lényegesen különböznek az inkább esetlegesen és területileg koncentráltabban működő szoliflukciótól. Mivel kis lejtőszög mellett is működnek, döntő szerepük van a lankás lejtők tereplépcsőkkel, teraszokkal való tagolásában. A domborzategyengetésnek ezt a módját összefoglalóan krioplanációnak nevezük.

KRIOPLANÁCIO

A geliszoliflukció alapja az, hogy a fagyott talaj fölött évszakosan (trópusi magashegységekben napszakosan) felolvadó réteg vízzel annyira telítődik, hogy egészében folyós masszává válik. Ez olyan mértékű lehet, hogy benne konvektív áramlatok is kialakulhatnak (a 4°-os víz lefelé, a 0°-os felfelé mozog a talajrészecskéikkel együtt). A vízzel való telítődést megkönnyíti, hogy ezek a fagy hatására kialakult laza rétegek jelentős homok- és iszapfrakciót tartalmaznak. Az agyagfrakcióban kevés az agyagásvány, így kevésbé kötődnek, sőt gyakori jellemzőjük a fixotrópia is (megrázkódtatás esetén átmeneti elfolyósodás). A talajfolyást a fagyemelés, illetve a jégnyomás is segíti, elsősorban a talajrétegek lazítása útján. E területek felszínalakulásában a jég szerepe olyan nagy, hogy a folyamatok egy része szinte átmenetet jelent a tömegmozgások és a jég munkája között.

A geliszoliflukciós folyamatok csoportosítását a Büdel, J. (1953) által javasolt alapelv szerint, a szabad és a kötött geliflukció megkülönböztetésével végezzük. Az előbbieket a teljesen növényzetmentes, fagy aprózta törmelékkel fedett periglaciális vidékeken, illetve a magashegységek övezetében hatnak, az utóbb-

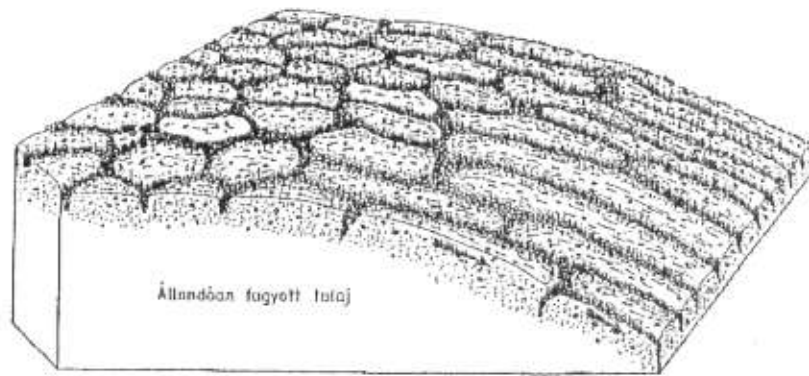
biak a növénytakaróval már kissé védett tundrák, illetve a havasi rétek zónájának jellemzői.

a) A szabad geliszoliflukció hatása a kevert szemcseösszetételű, de blokkméretrel (néhány dm-nél) finomabb laza üledéktakaróval borított lejtőkön elsősorban a lejtő irányába futó, egymással párhuzamos kőhantsávok kialakításában mutatkozik. Ezek a durvább kő- és a köztük futó, finomabb szemcséjű földszávok a Meinardus, W. (1910) által szerkezeti talajoknak nevezett képződmények lejtőn kialakult változatai. A szerkezeti talajok számos együtt ható folyamat eredményei. A fagyemelés és a horizontális irányú jégnyomás e folyamatok fő motorja. A fagyás és az olvadás eltérő sebességgel hatol be a száraz és a nedves laza rétegekbe, illetve a köves anyagokba, és eltérő hatást vált ki bennük. Az is fontos, hogy az olvadt zóna mélyebb rétegeinek átfagyása már ketős szorításban – a felső és alsó fagyott szint szorításában – történik. Mindezek miatt a felszín alatti nyomásvizonyok helyről helyre változnak, s hatásukra a nagy nedvességtartalmú finomszemcsés rész fokozatosan elkülönül a durvább kődaraboktól, amelyek oldalra és felfelé mozdulnak. A jobbára élükre állított kődarabok sík felszínén jellegzetes poligon formájú hálózatot alkotnak. Újabb kutatások a kiszáradó rétegek felszíni repedéseinek szerepét és főleg a regeláció (újrafagyás) anyagátmozgató hatását is hangsúlyozzák. A kögyűrűszerű poligonok már 1,7-2°-os lejtőn deformálódnak, oválissá válnak, 3-26° közti értékeknél pedig a lejtők irányába rendeződő sávokká alakulnak (3.13. ábra). A sávok távolsága a poligonok átmérőjével egyező, és néhány cm-től néhány méterig ingadozhat. Mivel egymástól nem távoli területeken mikro- és makroformák is előfordulnak, ezért a méretek nem a fagyváltozékonyság gyakoriságától és a fagybehatolás mélységétől, hanem inkább a laza üledékanyag vastagságától függenek.

A szabad geliszoliflukció szerepe fedezhető fel helyenként a hegységek sziklahavasi övének durva törmelék-tömegeiben is. Ott gyakran a lejtésre merőlegesen ívelt futású törmelékhaták és barázdák figyelhetők meg.

Oldalsó
↓
kötött szemcsés
↓
szubnivalis
konvektív áramlatok
melyek a sávok felé irányulnak

Kötött
↓
szubnivalis
konvektív áramlatok
melyek a sávok felé irányulnak



3.13. ábra Kőhantsávok kialakulása poligonok deformálódása révén
(Kettner - 1960 - könyvből)



3.14. ábra Girlandos gyepteraszók. A kötött geliflukció példái
(Pécsi M. -1971 - könyvből, Boch, S. alapján)

- b) A kötött geliflukció legjellegzetesebb formái a girlandos gyepteraszók. Gyepvel vagy tőzegmohával fedett nedves lejtők vályogos-közzettörmelékű szezonális talajaiban alakulnak ki. Az egymás fölött lépészerűen sorakozó teraszok ívelten futó domború peremeikkel, egymásra rakott párnákra emlékeztetnek. Helyenként hosszú nyelvek formájában előrenyúlnak, és a mérsékelt övi földfolyásos csuszamlásokhoz hasonlóak (3.14. ábra). A teraszokká formálódó kezdeti kidudorodások onnan származnak, hogy a gyepes-tőzeges talajtakaró a lejtőn különböző vastagságú, és olvadáskor egyenetlen mélységig enged fel. Ha újra fagy, az eltérő nedvességtartalom miatt egyenlőtlen mértékben kidudorodik, és lassan a mélyebb lejtőrészlet felé folyik. Domború homlokán a gyep felszakadhat, és a törmelékdarabokkal kevert belső földtömeg széttérjedve az előtte lévő felszínre folyik.

Tömegmozgások és környezeti kérdések

A tömegmozgások szerves összetevői a természetes felszínalakulásnak. A felszín helytől és időtől függően hirtelen és katasztrófikus méretekben, vagy alig látható módon, de tartósan hatva formálják. Bár – főként az első esetekben – a természeti folyamatok korábbi egyensúlyt lokálisan és időlegesen megbontják, mégsem tekinthetők „idegen elemnek” a geomorfológiai fejlődésben. Más megítélés alá esnek azonban a társadalom szempontjából. Az ember nézőpontjából azon felszínalakító folyamatok tipikus képviselői, amelyek a társadalomra csak veszélyt jelentenek, és kárt okoznak. Magától értetődő tehát, hogy a társadalom által hasznosított tájakban megkíséreljük hatásuk megszüntetését, vagy legalább minimalizálását. A tömegmozgások korlátozását szolgáló társadalmi tevékenységgel kapcsolatban néhány alapvető fontosságú tényre hívjuk fel a figyelmet.

- Az előző fejezetek röviden utaltak már a védekezés lehetséges módjaira, amelyek között kiemelt szerep jut a folyamat megelőzését célzó eljárásoknak. Mivel ezek az eljárások értelem szerűen vagy a felszín domborzatát, vagy annak anyagát változtatják meg, ezáltal - nemesak elvileg - magukban hordozzák azt a kockázatot, hogy a védekezés során más természetes folyamatok hatását is megváltoztatjuk. Az pedig – rendszerint nem is túl hosszú távon – a természetben olyan egyensúly-változásokat indukál, amelyek azután egyrészt a társadalomnak újabb

megoldandó problémákat okoznak, másrészt az addigi élővilág számára is új, esetleg elviselhetetlen körülményeket teremtenek, tehát természet- és környezetvédelmi gondokat vetnek fel. Nem lehet ezért eléggé hangsúlyozni, hogy a tömegmozgásos folyamatok elleni természetesen mondható társadalmi védekezést mennyire körültekintően kell megtervezni.

- A tömegmozgások, amint a tények mutatják - a védekezés ellenére sem szüntethetők meg teljesen. Felvetődik ezért a kérdés, hogy milyen körülmények között, és milyen áldozatok árán érdemes azok megfékezésére törekedni. A felfős elemzés számos esetben arra a következtetésre jut, hogy a befektetett energiák és az elérhető eredmény nem állnak arányban egymással (nem is szólva a környezet így felmerülő veszélyeztetéséről, vagy éppen azért nem!). E gondolatmenet konklúziója nem lehet más, mint annak a tudomásulvétele, hogy helytől és időtől függően a megoldás csak a tájhasználati mód megváltoztatásával érhető el (pl. a szántóföldi termelés felhagyása bizonyos lejtős területen, és helyette más földhasznosítási mód választása, vagy éppen a hasznosítás felhagyása). Tudomásul kell venni, hogy a társadalom nem tehet meg minden olyan földfelszíni beavatkozást, amit pedig az éppen rendelkezésre álló energiák látszólag megengednének.
- Ez utóbbival rokon a harmadik kiemelt problémakör. Azt mondhatjuk, hogy amennyire természetes a tömegmozgásos folyamatok elleni társadalmi védekezés, annyira megdöbbentő, hogy az ember, környezete sok adottságát figyelmen kívül hagyva, nagyszámúban kezd olyan tevékenységet, amellyel éppen maga idéz elő olyan tömegmozgásokat, amelyek súlyos veszélyt és kárt okoznak, s amelyek ellen azután újabb védekezési eljárásokat kell kidolgozni. Környezetünkben sajnálatosan szaporodnak azok a példák, amelyek azt mutatják, hogy sok tömegmozgásos katasztrófa lenne elkerülhető gondosabb előtervezéssel (lásd pl. a csuszamlásveszélyes lejtőkön gyakori építkezéseket).

Mivel a tömegmozgások ma is a felszínt alakító legdinamikusabb külső erők közé tartoznak, a körülményeket széles körben mérlegelő, velük kapcsolatos, felelős társadalmi állásfoglalás kialakításának jelentőségét aligha lehet túlbecsülni.

4. A jég felszínformáló munkája

A jég felszínformáló munkáját hazánkban közvetlenül nem tudjuk tanulmányozni, de a Föld felszínén napjainkban 15–16 millió km^2 -nyi területen fejt ki tevékenységét. A pleisztocén nagy eljegesedése idején a gleccserek és a jégtakarók a maiánál nagyobb területeket foglaltak el. Európában a jégtakaró a Kárpátok északi előteréig hatolva hatással volt a Kárpát-medence, éghajlatára, vízrajzára, élővilágára, a talajtakaróra és a felszíni formák kialakulására is. A jég munkájának ismerete nélkül nem tudnánk magyarázatot adni a magashegységi területek, a korábban jégtakaróval borított és a jelenlegi arktikus területek formáinak kialakulására. Éppen ezért ebben a fejezetben a szárazföldi jég felszínalakító tevékenységét tekintjük át. Megismerkedünk a magashegységek gleccserei és a nagy területre kiterjedő jégtakarók által kialakított formákkal, továbbá az állandóan fagyott talajú területek képződésével. Külön kitérünk arra is, hogy hazánkban a pleisztocénben a periglaciális éghajlat alatt milyen formák képződtek.

A hóhatár

A felszíni jégtakaró ott alakul ki, ahol a leesett hó hosszabb ideig nem tud elolvadni, illetve a lehullott hó mennyisége meghaladja az elolvadt hó mennyiségét, tehát a hótakaró állandó. A Föld felszínén azt a vonalat, ahol nyáron az állandó hó kezdődik **hóhatárnak** nevezzük. Az állandó hó határa éghajlati és domborzati tényezőktől függ. Abban az esetben, ha csak az éghajlati hatást vesszük figyelembe, akkor azt mondhatjuk, hogy a 0 °C-os izoterma közelében, kissé az alatt húzódik. Ezt éghajlati hóhatárnak szokták nevezni. Azonban az éghajlatot a domborzati viszonyok jelentősen módosíthatják (valódi hóhatár), ezért a valóságban a kettő nem esik egybe. A domborzati viszonyokat tekintve nagyon fontos tényező a lejtő kitétsége és a meredeksége. A déli és az északi fekvésű lejtőkön a hóhatár 2–300 m-es eltérés is lehet. A valódi hóhatár megállapításánál az orográfiai és az éghajlati viszonyokat is figyelembe kell venni.

A hóhatár földrajzi szélességenként is változik. Az egyenlítőtől a pólusok irányába haladva a magassága fokozatosan csökken. Az egyenlítőn 5000 m-t is meghaladja, a sarkokon a tengerszintig csökken le. A tengerszint feletti magasság jelentősen függ a csapadék mennyiségétől is. Azonos földrajzi szélességen a csapadékosabb területeken alacsonyabban, a szárazabb területe-

teken magasabban húzódik. Az egész Föld felszínét tekintve a tértől környéki területeken jelentkeznek a maximális értékek.

A felhalmozódott hó lavinákkal, vagy jéggé alakulva, gleccserekkel kerül az alacsonyabban fekvő magasabb hőmérsékletű területekre, ahol elolvad.

A lavinák

A hóhatár felett a meredek lejtőkön felhalmozódott hótömeg gyakran **lavinák** formájában zúdul az alacsonyabban fekvő, kisebb lejtőszögű területekre. A lavináknak két típusát szokták megkülönböztetni. A frissen esett száraz hóból képződött **porhólavina** kevésbé veszélyes. A **nedves- vagy fenéklavina** a már többször megolvadt, összefagyott hótömeg csúszás közben magával ragadja az aprózódással széttöredezett fellazult kőzetdarabokat. A nagy sebességgel mozgó kövek ütközben egymáshoz és a felszínhez csapódva a kőzetek további aprózódását idézik elő. Az útjába kerülő élőlényekre nagyon veszélyes.

A gleccserek

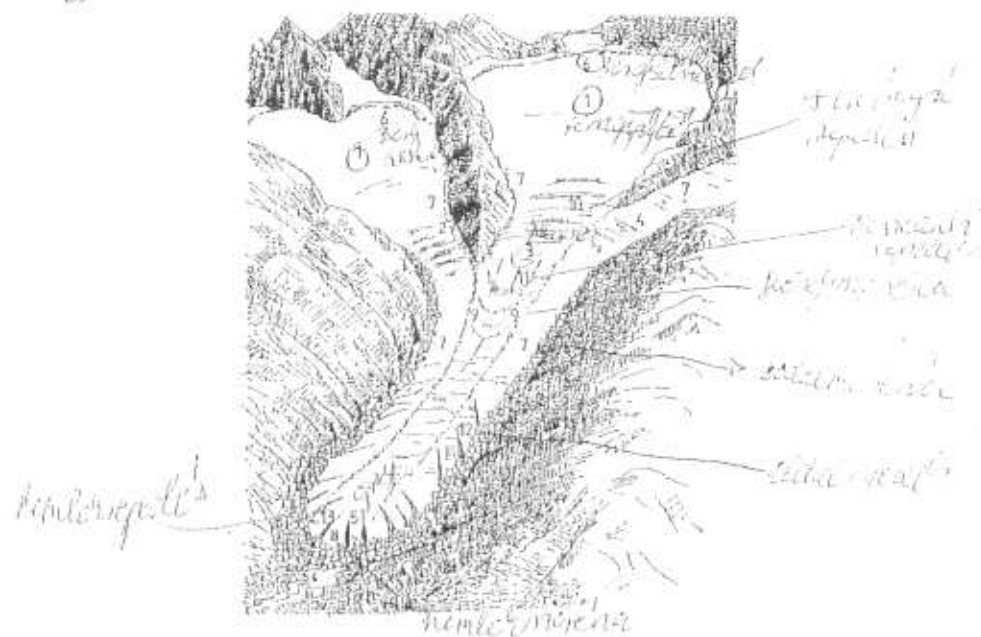
A magas hegységek kisebb lejtőszögű, lankás felszínén és a mélyedésekben a hó megmarad és napról napra gyarapodik. A felhalmozódott hó kristályai a napi hőmérsékletváltozás hatására szemcsés jéggé alakulnak. Kezdetben a fehér színű hó opálos színűvé válik, majd a levegő kiszorulásával tejfehér színű lesz. Az így átalakult havat **csonthónak**, **firnhónak**, **firnjégnek**, vagy egyszerűen csak **firnek** nevezik. A firnjéggel borított felszín a **firnyújtó** (4.1. ábra). A firnyújtóban a napi felmelegedés és a nagy nyomás miatt olvadákvizek képződnek, amelyek becsorognak a kőzetrepedésekbe. A hőmérséklet eséskor a repedésekbe jutott víz megfagy, további aprózódást eredményez. Így a firnyújtó mérete, mélysége egyre nagyobb lesz. A környező hegyoldalokról az aprózódott, legördülő kőzetdarabok is befagyhatnak a firnjég szemcséi közé.

A firnyújtóban a nyomás további növekedésével a jég szemek egyre nagyobbak lesznek, a méretük elérheti a 10–15 cm-t is. A nagy nyomás miatt a levegő még jobban kiszorul és kékeszöld színűvé válik. A képlékeny jég tökéletesen kitölti a mélyedéseket, majd az újabb réteg képződésekor a nyomás hatására a firnyújtó alacsonyabb peremű részén „kicsordul” és megindul a lejtőn lefelé. A lejtőn lassan lefele mozgó jégtömeget **gleccsernek** (4.1. ábra) nevezik. Ennek megfelelően a gleccsernek van egy tápláló területe, a firnyújtó és a fogyasztó területe, a nyelve.

A firnyújtóban felhalmozódott jég vastagsága és a gleccser hosszúsága több tényezőtől függ. Ebből a szempontból nagyon fontos a területen lehullott csapadék mennyisége és a hegyek tengerszint feletti magassága. A száraz kontinentális éghajlatú területeken még a nagy magasságú hegyekben sem találunk nagy gleccsereket. Az egyenlőtől a pólusok felé haladva a hóhatár tszf.-i magassága csökken, ezért a kisebb magasságú hegységekben is kialakulhatnak gleccserek.

A gleccser szerkezete

A hóhatár felett a csapadék télen és nyáron egyaránt túlnyomóan hó alakjában hull le. A téli levegő tiszrább, mint a nyári, ezért az évszakonként felhalmozódott hó, illetve az abból képződött firnjég is eltérő szennyezettségű. A gleccserjég rétegződése jól mutatja az eltéréseket. A téli hóból képződött jég kekes, vagy zöldeskék színű, a nyári hóból átalakult pedig szürkésfehér, vagy szürke.



4.1. ábra A gleccser általános képe. 1=firnyújtó; 2, 3, 4=gleccserek; 5= a gleccser csomópontja; 6=Bergschrund; 7=oldalmoréna; 8=homlokmoréna; 9=középmoréna; 10=keresztirányú repedések; 11=hosszanti repedések; 12=oldalsó repedések; 13=homlokrepedés; 14=gleccsernyelv (Cholnoky J. után)

A firngjégrétegek a firngyűjtő aljával párhuzamosan helyezkednek el, és a peremi a nyomás hatására kissé felhajlanak. Ez a rétegződés a firngyűjtőből kilépő jégnél is megmarad. A rétegek a gleccservölgy alakját veszik fel. A peremi területeken felhajlanak, középen pedig bemélyednek. A gleccser másik jellemzője a leveles, vagy palás szerkezet, amelynek a kialakulása egyrészt a rétegzettséggel, másrészt a nagy nyomással van összefüggésben. Színük alapján megkülönböztetjük a kék, illetve a fehér leveles szerkezetet. A levelek általában néhány cm, maximum 80–100cm vastagok.

A gleccser mozgása

A firngyűjtőből kilépő képlékeny jég a kőzetdarabokkal együtt a nehézségi erő hatására a lejtő mélyebb részei felé igyekszik és a folyóvízhez hasonlóan völgyekben halad a hóhatár irányába. A mozgás lassú folyásnak, illetve plasztikus csúszásnak tekinthető. A lefele mozgó jégár a befagyott kővekkel súrolja, csiszolja az útjába kerülő sziklákat és fokozatosan kialakítja a jellegzetes U-alakú gleccservölgyeket.

A gleccservölgyben lefele mozgó jégár sebessége éghajlati területenként nagyon változó. Évi mozgásuk 50–600 m, arktikus és antarktikus gleccsereknél több km. Ha egy gleccser sebességét tanulmányozzuk, akkor a folyóhoz hasonló eltéréseket tapasztalunk. Ott, ahol a völgy szikláival érintkezik a sebesség a súrlódás miatt kisebb. A leggyorsabban mozgó része, a sodorvonal, a kanyarulatokban megközelíti a völgy homorú oldalát.

A gleccserek mozgása évszakonként is változó. A legnagyobb sebesség a nyári hónapokban következik be, amikor az olvadékvizek elősegítik a csúszást. A sebesség gyorsulására hatással van még a táplálóterületen a firngjég mennyiségének növekedése is.

Gleccserrepedések

A gleccser mozgása közben – a kőzetfelszín egyenetlensége miatt – a jég alakváltozásra kényszerül. Ott, ahol a képlékeny jég „hajlása” nem tudja követni a felszín egyenetlenségeit repedések jönnek létre.

Repedés a táplálóterületen is kialakul. A legjelentősebb repedés – Bergschrund (4.1.ábra) – a gleccserjég mozgásakor a firngyűjtő hátsó falánál a jég és a sziklafal találkozásánál alakul ki. Szélessége és mélysége a jég

mozgása miatt állandóan változik. Ezt nem szabad összetéveszteni a peremrepedésekkel, amelyek szintén a firngyűjtőben képződnek, de nem közvetlenül a sziklapercemnél, hanem attól kissé beljebb. Kialakulásuk a sziklafalról a jégre verődő napenergia melegtő, olvasztó hatásával van összefüggésben.

Az első nagyobb keresztrepedések a firngyűjtő és a gleccsernyelv határán, a kárlépcsőnél alakulnak ki. A keresztrepedések a gleccser gyorsabb mozgású részén kezdődnek, itt a legszélesebbek és a peremi területek irányába kitérődnek. Azokon a helyeken, ahol a kárlépcső nagyon meredek, előfordul, hogy a repedés keletkezésekor a gleccserjég széttörredezik és gleccsertuhátag keletkezik. A lezúduló jégtömbök nagy lépcsőket, jégpiramisokat (séracok) alkotnak. Ezek alakja a nyári melegben az olvadékvizek hatására gyorsan változik.

A gleccsernyelv felszínén különböző irányú repedések alakulhatnak ki. A völgy kitágulási helyein a jég oldalirányú mozgása miatt a feszültségcsökkenés hatására hosszirányú repedések képződnek (ábra). Hasonlóan alakulnak ki a gleccsernyelv végén a sugaras irányú homlokrepedések. A gleccser és a völgyoldal találkozásánál a súrlódás hatására oldalrepedések jönnek létre. Az oldalrepedések a völgyoldalnál a legszélesebbek, a gleccser középvonala irányába haladva kiékelődnek. A gleccser alsó részén felfelé elvándoruló fenékrepedések is megfigyelhetők.

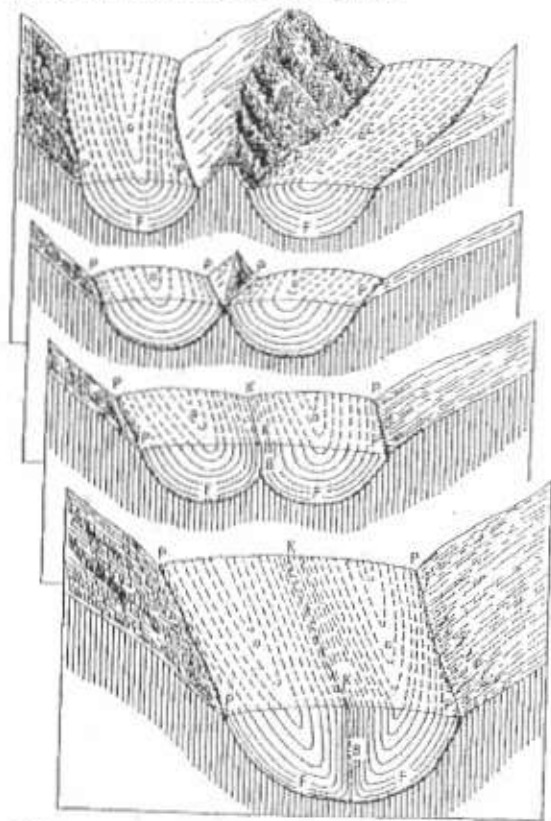
A gleccserrepedések szélessége elérheti a néhány métert, mélységük több tíz méter is lehet. Csak a kisebb gleccsereken és a peremi területeken hatolnak a gleccser aljáig. Lefele haladva fokozatosan összeszűkülnek. A repedések mérete a jég lassú mozgása miatt állandóan változik. Időnként össze is záródnak és újra képződnek.

A gleccser felszíne

A gleccser felszíne nagyon változatos. A napsütés és a meleg főszelek hatására különböző olvadásformák alakulnak ki. Az olvadás mértéke elsősorban a jég tisztaságától és fedettségétől függ. A porosabb, sötétebb részek jobban, a fehérek nehezebben olvadnak. A sötét sávok irányában, az olvadás hatására, mélyedések alakulnak ki. Ezeket „ekebarázdáknak” is szokták nevezni. Ezekben a mélyedésekben a lejtésnek megfelelően csordogál az olvadékvíz. A mélyedéseket a fehér jég gerincei választják el.

A mozgó jégfelszínen keresztirányú, kissé előre hajló ív alakú formákat is megfigyelhetünk. Ezek az **ogivák**, vagy magyar nyelven sárövek (4.2. ábra), amelyek kialakulása egyrészt a gleccserszerkezettel, másrészt a gleccser mozgásával van összefüggésben.

Az ogivák a gleccserszelvény különböző területein eltérő képet mutatnak. A fagyújtó közelében szélesek, hegyesen íveltek és halvány színűek. A világos övek, a jég elsődleges rétegzettségének megfelelően, a téli hó felhalmozódásából származnak, a sötét ívek pedig a poros nyári rétegekből. A sötét, poros ívek mentén a felszín jobban átmelegszik, olvadásfórnák, mélyedések jönnek létre, a világos övek pedig kiemelkednek.



4.2. ábra Az ogivák helyzete két egyesülő gleccsernél
O=ogivák; P=oldalmoréna; K=középmoréna; B=belső moréna; F=fenékmoréna
(Kettner, R. szerint)

A gleccserszelvény végén az ogivák sötétebbek, szélesebbek és a gleccser homlokfalával párhuzamos formák. A mélyedések és a kiemelkedések a sötét és világos ívek között nem szembetűnőek. Ezek kialakulása a leveles szerkezettel van összefüggésben. Az előbbieket réteggogiváknak, az utóbbiakat valódi ogiváknak is szokták nevezni.

1. OREWA = KÖZETTÖRMELEK

A gleccsert határoló hegyek lejtőitől az aprózódással képződő kisebb – nagyobb kőztdarabok gurulnak a felszínre. A gleccser két oldalán nagy mennyiségű kőzettörmelék, **oldalmoréna** halmozódik fel. Az oldalmoréna vastagsága helyenként elérheti az 50-60 m-t is. A gleccser felszínére jutó kőztdarabok egy része bejut a gleccser repedéseibe. A repedések szélességétől, illetve a kőztdarabok nagyságától függ, hogy milyen mélységre hatolnak. A gleccser aljáig lejutó törmelékot alsó morénának, vagy **fenékmorénának** nevezik. A gleccserjég belsejében maradt kőzettörmelék alkotja a **belső morénát**. Két közel azonos nagyságú gleccser találkozásakor a szomszédos oldalmoréna egyesülnek és a fővölgyben a gleccser közepén jutódnak. Ezt a képződményt **középmorénának** nevezzük (4.3. ábra).

A nagyobb gleccserek erősebb mechanikai hatást fejtenek ki, mint a kisebbek, ezért mélyebbre vágódnak be. Ott, ahol egy kisebb gleccser egy nagyobbal találkozott a két gleccserszelvény közötti szintkülönbség jól megfigyelhető. A kisebb gleccser által kialakított völgy a jég elolvadása után **függővölgyként** jelentkezik.

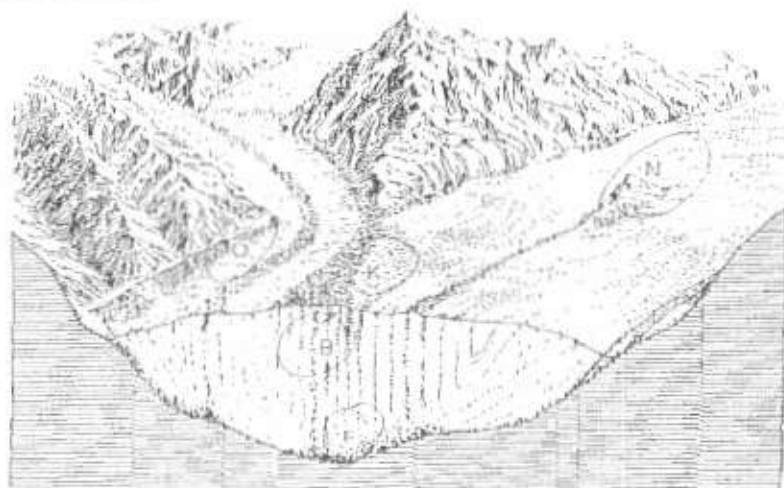
A gleccserjég sebességének eltérései azt is eredményezik, hogy az oldalmoréna kőzetanyagának egy része a gleccser sodorvonala irányába tart. Előfordulnak olyan gleccserek is, amelyeknél a kőztdarabok teljesen beborítják a jéget. Ezeket a gleccsereket **blokkgleccsereknek** nevezzük.

A gleccserszelvény helyenként hatalmas méretű kőzettömbök emelkednek ki, amely nem tartozik a morénaéhoz, hanem az alapkőzet keményebb darabja. Ha a keményebb kőzetet a gleccser nehezen tudja pusztítani, akkor két oldalról megkerüli. Ennek a formának a neve **nunatak**.

NUNATAK

A gleccser felszínére került kőztdarabok nagyon eltérő méretűek lehetnek. A kisebb kőztdarabok a napsugárzás hatására átmelegsznek és alutuk megolvad a jég. Az olvadákvizek az egyenetlen jégfelszínen a lejtésnek megfelelően csordogálnak. Helyenként a repedésekbe jutnak, máshol pedig a kőzetek által korábban kialakított mélyedésekbe, a gleccserszelvény

folytak. A gleccserüstökbe került kőzetdarabokat az áramló víz körbe mozgatja. Az egymást súroló, dörzsölő kővek dől lekopnak. Az ilyen formát gleccsermalomnak nevezük.



4.3. ábra Gleccsermoréna.
O=oldal, K=közép, E=fenék, B=belső moréna, N=nunatak

A gleccser felszínére időnként nagyobb kőzettömbök is kerülnek. A nagy méretű kőzetdarabokat a napsugárzás nem tudja átmelegíteni, sőt árnyékolással védik a betakart jégfelszínt. A környezetükben olvadó jég felszíne fokozatosan alacsonyabbra kerül. A kiemelkedő jég a tetején elhelyezkedő kőzettömbbel a gleccserasztal nevet kapta. Az egyre jobban kiemelkedő gleccserasztal lába az olvadás hatására fokozatosan elvékonyodik. Ilyenkor az elvékonyodó jég a tetején lévő kőzettömbbel a gombára emlékeztet. Ekkor már gleccsergomba a neve. A jég további olvadásakor a kőzet alámasztása bizonytalanná válik és lecsúszik. A kőzettömb vagy szétmorzsolódik, vagy alsóbb szintekre gurul és a folyamat kezdődik újra.

A különböző méretű kőzetdarabok fokozatosan, a gleccser sebességének megfelelően haladnak a gleccser végéig, ahol félkörívszerűen elhelyezkedve alkotják a homlokmorénát.

A gleccser vége a hóhatár alá nyúlik, alakja nagyon változatos. Előfordulnak nyelvszerűen elterülő, elvékonyodó és magas, meredek fállal végződő gleccserek is. A gleccser vége az éghajlat változásának megfelelően előre-

nyomul, vagy visszahúzódik. A visszahúzódó gleccsereknél a völgyben hátrahagyott morénasáncok jelzik a gleccserek egykori végét, ezek a végmorénák.

A gleccser végén a jég alól állandóan folyik ki a hideg olvadékvíz. Ez a hely tulajdonképpen a gleccserpatak kezdete. A kiáramló olvadékvíz nagy keresztmetszetű kijáratot, gleccserkaput alakít ki. A nagy sebességű víz szállítja a gleccserből kiolvadó morénaanyagot. Nagyobb gleccsereknél a gleccserkapu mögött a jégben alagutak is kialakulnak.

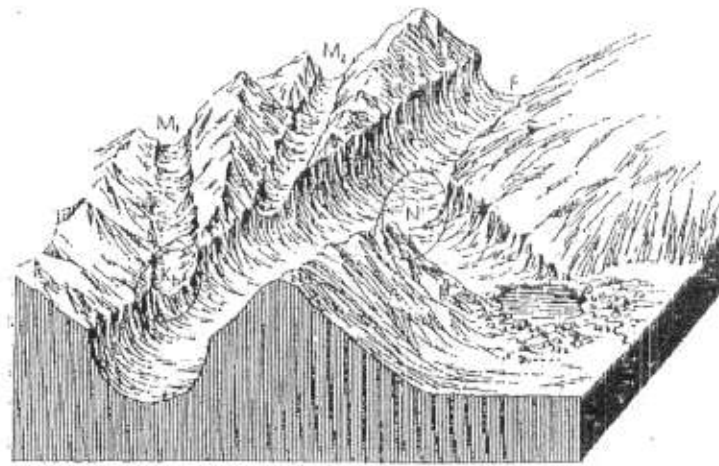
A pólusok felé haladva, ott, ahol a hóhatár a tengerszintig ereszkedik, a gleccserek vége a tengervízbe is benyúlik. A tengervíz mozgása jégtömböket, „jéghegyeket” szakít le a gleccserből. Mivel a jég fajsúlya kisebb a vízénél, ezért az úszó jéghegyeknek csak a csúcsa, 1/9-e látszik ki a vízből. Ezek nagyon veszélyesek a hajózásnál. A tengeráramlatok a sarkvidéki területről az egyenlítő felé sodorják a jégtömböket, amíg el nem olvadnak.

A gleccser által kialakított formák

A gleccserek visszahúzódásakor tanulmányozhatjuk a jégár által kialakított völgyeket. Az Alpokban és a Kárpátokban sok olyan völgyet láthatunk, amelyeket a pleisztocénben gleccserek formáltak. Ezek jellegzetes U-alakúak. Az ilyen völgyeket a szakirodalom teknővölgynek, vagy trog-nak (4.4. ábra) nevezi. A völgy oldal falának kőzetein sok helyen megfigyelhetők a gleccserbe fagyott kemény kőzetek karcolatai.

TROG

A pleisztocénben eljegesedett magashegységekben képződött nagy teknővölgyek talpa az erőteljesebb erózió miatt mélyebben van, mint a bele torkolló kisebb völgyeké. Ezek a kisebb völgyek lépcsővel csatlakoznak a fővölgyhöz. A jelenlegi vízfolyások a függővölgyekből vízesséssel zúdulnak lefelé. A nagy esésű vizek mélyítő eróziója hatására szurdokok alakultak ki. A teknővölgyben még megkülönböztethetjük a konfluencia- és divergencia-lépcsőket. A konfluencia-lépcső ott képződött, ahol két gleccser találkozott. Ettől a helytől kezdve a glaciális erózió fokozódott, a gleccser mélyebbre vágódott. A lépcső homlokai a gleccser mozgásirányát mutatja. Pontosan fordított, ellenesésű (divergencia) lépcső ott alakult ki, ahol a gleccser elágazott és emiatt csökkent a glaciális erózió mértéke.



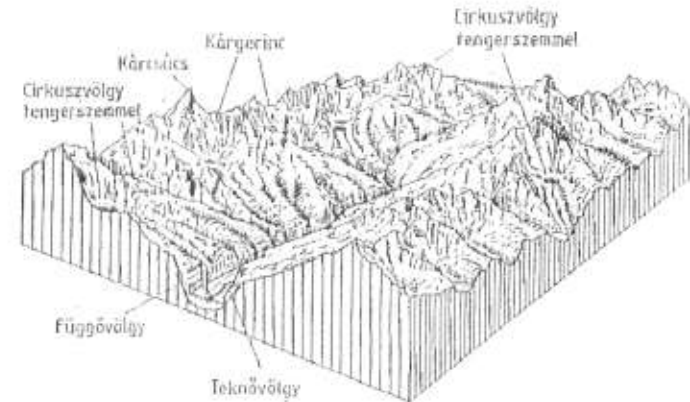
4.4. ábra Glaciális teknővölgy (trog) függővölgyekkel (M1, M2), K= konfluencia, N=divergencialépcső

Azokon a helyeken, ahol a jégkorszakban a gleccserek a tengerig nyúltak, a jég elolvadása után a teknővölgyet víz borította be. Ezt a formát Norvégiában fjordnak, Svédországban fjernek és Skóciában firtnek (försznek) nevezik. A teknővölgy víz alatti tenger felőli végén található a fjordküszöb, amely általában gleccsersűrűlt kemény kőzet. A tengerből kiemelkedő fjordküszöb neve a skär (ser).

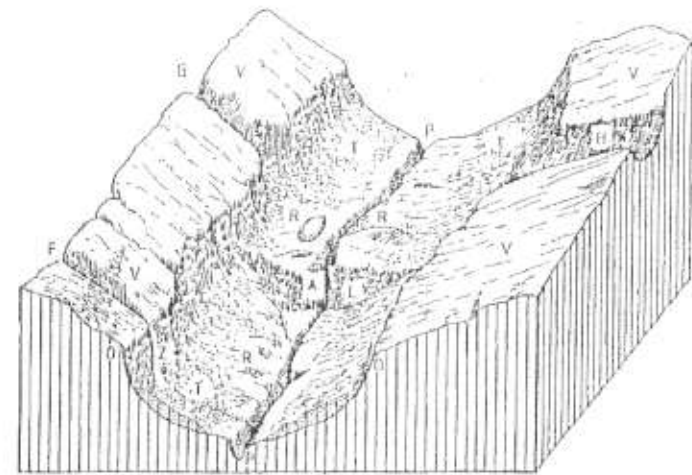
A teknővölgyek felső részén, ahol korábban a fírnó összegyűlt, a felszín hatalmas régi római cirkuszra emlékeztetnek. Ezek a cirkuszvölgyek, károk, kárfülkék. A kőzetek pusztulása, a szelektív erózió miatt, a felszínük változatos. A károk hátsó fala általában nagyon meredek, gyakran szinte függőleges, magassága néhány száz méter is lehet. A károkat kárgerincek választják el. Helyenként a gerincekből már csak a kárcsúcsok, a kárpírisok maradtak meg. A teknővölgyet a kárfülkétől a teknővég (kárküszöb) választja el. A túlmélyült kárfülkékben a jég elolvadása után tavak, u.n. tengerszemek alakultak ki (4.5. ábra). Tavak ott is létrejöttek, ahol a végmorénák eltorlaszolták a víz útját, ezeket végmorénatavaknak nevezük.

Az egykori gleccservölgyekben napjainkban sok helyen patakok, kisebb-nagyobb vízfolyások folynak. A bővizű patakok bevágódásával a glaciális völgy lassan átalakul. A völgy felső része U-alakú marad, a völgy talpán

pedig V-alakú bevágódás jön létre (4.6. ábra). Ezeket már fluvio-glaciális völgyeknek nevezük.



4.5. ábra A jég hatására kialakult domborzati formák (Flint, R. F. szerint)



4.6. ábra Folyóvízi bevágódás glaciális teknővölgybe. A=posztglaciális bevágódás; F, G= posztglaciális oldalvölgyek; H=oldalgleccser függővölgye; L=tófal; O= glaciális teknővölgy pereme; P=patakok; R=vásott sziklák; T=fagy okozta aprózódás hatására keletkezett törmelék; V=preglaciális völgy oldalfejődése; T=vízszint (Cholovský J. után)

A jégtakarók felszínalakító munkája

A jégtakarók – a gleccserekhez és a többi külső erőhöz hasonlóan – a felszínen pusztító és építő munkát egyaránt végeznek. Napjainkban a formák ott tanulmányozhatók, ahol a pleisztocénben vastag jégtakaró borította a felszínt, amely fokozatosan visszahúzódott. A nagy súlyú, mozgó jégtakaró felszínalakító munkája a harmadidőszakban kialakult domborzattól és a kőzet keménységétől függött. A jégtakaró központi részén, a változatos felszíni területen kisebb és nagyobb méretű lepusztulásformák figyelhetők meg. Ott, ahol a kőzetek keményebbek, ellenállóbbak voltak lapos hátszerű kiemelkedések, szikladombok és gátak a legjellemzőbb pozitív formák. A negatív formák különböző méretű bemélyedések lehetnek. Előfordulnak néhány méter hosszú, pár cm mélységű rovátkát, de sokfelé láthatók több km hosszú, viszonylag sekély (<30m) mélyedések, amelyek iránya jól jelzi a jég mozgásirányát. A kialakult sziklamedencék mérete is nagyon eltérő, a néhány méterestől a több száz km-ig terjedhetnek. A jégtakaró elolvadása után a mélyedésekben tavak alakultak ki. Ezzel magyarázható a Kanadában és a Finnországban található tavak többségének a kialakulása.

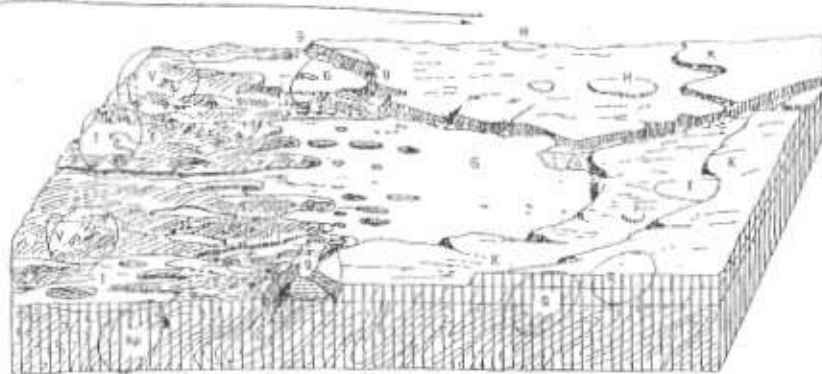
Azokon a területeken, ahol puhább harmadkori kőzetek borították a felszínt jelentősebb volt a lepusztulás. A jég pusztító munkájának hatására lépcső alakult ki, amelyet glintlépcsőnek nevezünk. A jég mozgásirányával szembenéző glintlépcső peremén fut a glintvonal, az előterében pedig a sziklamedencékben a glinttavak találhatóak (4.7. ábra).

A jégtakaró által lepusztított üledék a központi területtől távolodva egyre nagyobb vastagságban halmozódott fel. A glaciális üledék mértéke azonban ettől is függ, hogy a felhalmozódási területen milyen volt a jégtakaró előtti domborzat. Egyes helyeken csak pár tíz méter, másutt viszont megközelíti az 500 m-t is a glaciális üledék. A tekintélyes vastagságú üledékből különféle formák képződtek.

VÁNDORKŐ

A gleccserek által formált területekhez hasonlóan az egykori jégtakarók területén is kialakultak különféle morénák. A nagy területre kiterjedő fenékmorénák anyaga főleg agyagból, kőzetlisztből, homokból álló vályogos, márgás üledék. Az összetétele nagyon változatos. Helyenként kavicsok, kőtömbök, sőt kisebb-nagyobb méretű vándorkövek is előfordulnak a többségében finom alkotórészből álló üledékekben. A nagyobb méretű vándorkövek hossza több száz métert is elérheti. Kőzetanyagukból megállapítható, hogy a jégtakaró központi területéről (Európában Skandináviából) jégbe

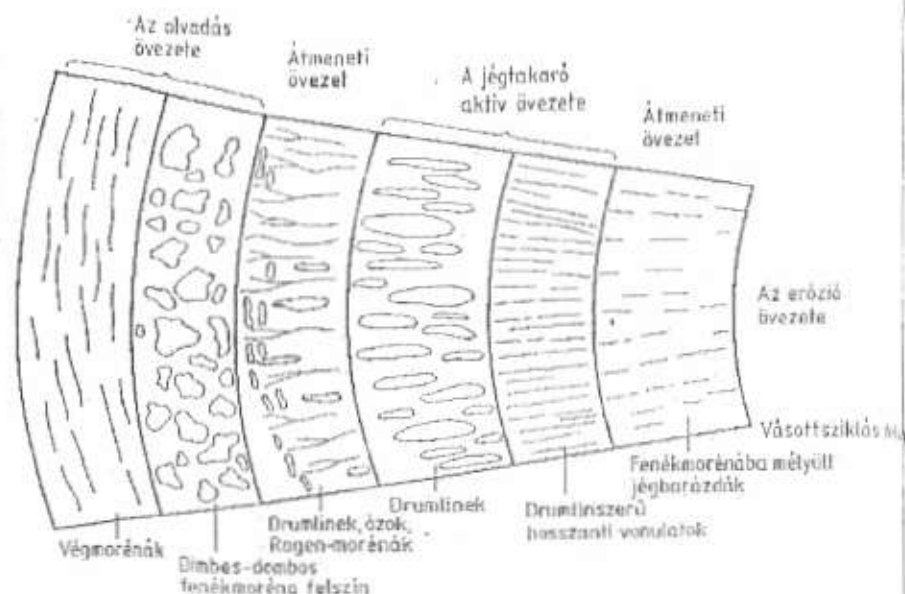
fagyva jutottak el jelenlegi helyükre. Európában a Német-Lengyel-síkságon a számuk megközelíti az 500-at.



4.7. ábra Jégtakaró által letarolt terület glaciális képződményei és formái. kp=kristályos masszívum; Q, R= paleozóos üledékes rétegek; V=vásott sziklás vidék; T=sziklamedencés glaciális tavak; G=glinttő; g=glintlépcső; H=tanuhegy; K=denudációs lépcső (Cholnoky J. után)

A fenékmoréna üledékekkel borított területek morfológiai szempontból az alábbi típusokba sorolhatók:

- Azokon a területeken, ahol a vastag fenékmoréna üledék a felszínt korábbi egyenletlenségeit eltüntette, **egyenletes felszíni tökéletes síkság** alakult ki. Ezek a területek a jégtakaró egykori peremétől távol találhatóak.
- A jégtakaró központi eróziós övezete mentén a fenékmorénába mélyült **hosszú barázdák** és a közöttük húzódó **alacsony gátszerű formák** a jellemzőek (4.8. ábra). A 2–5 m magas néhány száz méter hosszú gátak egymástól 50–100 m távolságra követik egymást és irányuk jól tükrözi a jég mozgását. A jégtakaró által lepusztított üledék a központi területtől távolodva egyre nagyobb vastagságban halmozódott fel. A glaciális üledék mértéke azonban attól is függ, hogy a felhalmozódási területen milyen volt a jégtakaró előtti domborzat. Egyes helyeken csak pár tíz méter, másutt viszont megközelíti az 500 m-t is a glaciális üledék. A tekintélyes vastagságú üledékből különféle formák képződtek.



4.8. ábra A jégtakaró alatt képződött formák modellje (Stodgen, D. E. és John, B. S. szerint)

A kiemelkedő hátságok között vannak olyanok, amelyek eróziós eredetűek. Ezek tulajdonképpen maradványgerinceknek tekinthetők, ugyanis a közöttük lévő barázdák a fenékmoréna-takaróba mélyültek. Előfordulnak azonban olyanok is, amelyek a moréna-takaró szintje fölé emelkednek. Ezeknek egy része kemény szálban álló kőzetből épül fel és ebből adódóan eróziós formának tekinthetők, viszont vannak felhalmozódással keletkezett kiemelkedések is.

- A harmadik formacsoportot a **drumlinek** alkotják. Ezeknek a jég mozgásirányában elnyúlt keskeny dombhátaknak a fő jellemzője, hogy a mozgás irányával szembeni lejtőjük $15-20^\circ$, a vele szemben fekvő lankásabb (10°), az oldallejtők szögértéke pedig eléri a 30° -ot. A drumlineket agyag, kőzetliszt és homok alkotja, amelybe kisebb-nagyobb kővek is beágyazódtak. Néhány drumlin feltárásnál azt is megfigyelték, hogy a magja szálban álló kőzet.

A drumlinek kialakulásának magyarázatára különféle elméletek születtek. A kutatók egy csoportja szerint a drumlin eróziós forma, amely a korábban lerakódott glaciális üledékből képződött, amikor a jég előretyomult. Ezzel az elmélettel nem magyarázhatók a fentebb említett lejtőzöngék, ugyanis ekkor a jéggel szembeni oldalon lankásabbnak kellene lenni. A másik elmélet szerint a drumlinek felhalmozódásos formák. Ők alakultak ki, ahol a jég nagy mennyiségű hordalékot szállított, amelyet a kiemelkedő szálban álló kőzet, vagy korábbi morénaanyag körül halmozott fel áramvonalas alakban.

Mindegyik elméletre lehet példát találni, de eddig egységes, minden formára érvényes magyarázat még nem született.

- A pleisztocénben jégtakaróval borított területen a jég mozgásirányára merőlegesen elhelyezkedő morénagátakat – **Rogen morénákat** – is megfigyelhetünk. Ezek a formák a nevüket a Rogen-tó melletti enyhén hajlott morénákról kapták. Magasságuk eléri a 30 métert, hosszuk 100-300 méter, de oldalirányban gyakran egymáshoz kapcsolódva hosszabb vonulatot alkotnak. A Rogen morénák feltárásaiban a kővekkel kevert agyag a jellemző. Felszínükön gyakran nagyobb kőtömbök is előfordulnak, amelyek a jég olvadásakor kerülhettek jelenlegi helyükre. Kialakulásuk valószínű az időnként felélénkülő jégmozgással hozható összefüggésbe.
- A jégtakaró egykori pereme felé közeledve **dombosági jellegű fenékmoréna-területek** találhatók. A változatos felszínt különböző alakú morénahalmok és zárt, lefolyástalan mélyedések alkotják. A medenék egy részét morénák határolják, de előfordulnak olyanok is, amelyeket a mozgó jég mélyített ki a lerakott fenékmorénában. A mélyedésekben általában a tavak vize csillog.
- A jégtakarók peremi területein – a gleccserekhez hasonlóan – **végmorénák** alakultak ki. A hosszan elnyúló végmorénák magassága a 100-200 m-t is eléri. A kialakulásukat tekintve általában három csoportba sorolhatók.

- Az első típust az **üledék-végmorénák** képviselik, amelyek a viszonylagos nyugalomban lévő jégtakarók határain alakultak ki a jégből kiolyált hordalékból. Az olvadákvizek a finomabb üledéket elszállították, ezért főként kavicsból és kőből épültek fel. Több helyen kő- és kavicsbányát nyitottak, ahol jól tanulmányozható belső szerkezetük.

- A második típust a feltorlaszolt végmorénák alkotják. Kialakulásuk a nagy súlyú jég előrenyomulásával magyarázható. A vastag jégtakaró előrehaladása közben felgyűrté, átformozta az előterében lévő különböző korú és anyagu fagyott üledéket. A feltarásokban a tektonikus folyamatoknál jellemző formák (pikkelyes szerkezet, redők, hullámok) figyelhetők meg („jégtectonika”). Az anyaguk nagyon változatos. A feltorlaszolt végmorénák magassága is változó, helyenként 50 m, máshol 200 m magasságúak is előfordulnak.
- A harmadik típusba a jég alól kipréselt végmorénák tartoznak. Kialakulásukat azzal magyarázható, hogy a jégtakaró legdélebbi területein a nyári felmelegedés hatására a fenékmoréna anyaga is megolvadt és a jég súlya miatt kipréselődött. Elsősorban a feltarásokban előforduló zágszerű anyagok utalnak a kialakulásukra.

A jégtakarók olvadékvizeinek eróziós és akkumulációs formái

Az egykori jégtakarók területén az olvadékvizek által kialakított formák is előfordulnak. A formák egy része a jég alatt áramló víz eróziós munkájának eredménye. Ilyenek az ároktavak, esorgótavak, amelyek a jég áramlásának irányában húzódnak. A több km hosszú árokban kialakult fő fenékszintje egyenletes, gyakran több, különböző mélységű medencéből áll. A tavak partja nagyon meredek, ezért a vizek gyorsan mélyül. Az ároktavak a viszonylag nyugalomban lévő jégperem közeli területeken alakultak ki, ahol az olvadékvizek a jég repedésein lejutottak a jég alatti alagútba és a jégperem irányába tartottak. A nagy nyomás és a sebesség hatására jelentős eróziót végeztek. Helyenként az áramlás olyan jelentős volt, hogy még ellenesésű lejtők is kialakultak. A tómedencék mélysége a kőzetminőségtől és az áramló olvadékvizek energiájától függ.

A nyugalmi helyzetben lévő, vagy visszahúzódó jégtakaró perem területeinél közelében ott, ahol a jég alatti térszín lejtése kicsi volt, a jég alatti alagútakban esorgó olvadékvizek lerakták hordalékukat. A vízi szállítással, illetve felhalmozással képződő formák a jég elolvadása után, hosszú karuyargó kiemelkedésként jelentkeznek. Ezeket a formákat ózoknak nevezik. Méreteik nagyon változók. Előfordulnak több száz km hosszúak is (pl. Svédországban az Uppsala-óza 450 km). A szélességük és a magasságuk összefüggésben van a hosszúságukkal, általában a hosszabbak szélesebbek

és magasabbak. A legnagyobbak magassága megközelíti a 100 m-t, szélességük néhány km.

Az ózok feltarásaiban megfigyelhetők a vízi szállítás jellemzői (átlós- és keresztirányú rétegzettség). Anyagi összetételüket tekintve megállapíthatjuk, hogy kavicsból, homokból és kőzetlisztből állnak. Néhány óza feltarásában a jég nagy nyomásának hatására felgyűrt fenékmoréna anyag is megfigyelhető, amelyet a vízi szállítású üledék befedett. Az ózok tetején előforduló nagyobb kőzetdarabok az elolvadt jégből, vagy annak felszínéről kerültek a jelenlegi helyükre.

Az ózokhoz hasonló fluvioglaciális felhalmozódásformák a kame-ek (kemek). Először az USA-ban kezdték el tanulmányozni ezeket a formákat, ezért az elnevezés is onnét származik. Észak-Európában is megtalálhatók az ózokhoz hasonlóan a jégtakaró peremi területének közelében. Alakjuk általában szabálytalan, felszínük lehet domború és lapos is. Előfordulnak horzszukás, gátszerű formák, amelyek iránya a jég mozgási irányával megegyezik. Magasságuk nem haladja meg a 30 m-t.

Belső rétegzettségük a fluvioglaciális folyóvízi felhalmozást igazolja. A homok- és kavicsrétegek vízszintesen és átlósan rétegzettek. A vízszintes rétegek azonban a formák meredek oldalajtóm szabadon végződnek. A belső szerkezetük alapján lehet következtetni a kialakulásukra. Az ózokkal ellentétben ezek a formák nem a jégalagútban képződtek, hanem a feldarabolódó, olvadó jégtömbök közötti mélyedésekben, illetve a jég és valamilyen térszíni kiemelkedés között. A kame-ek alakja az egykori jégtömbök közötti mélyedés alakjával áll összefüggésben, ugyanis a glaciális üledéket az olvadékvíz itt halmozta fel. Az eredeti formán csak a csuszamiasok változtattak. Az oldalajtóm végbement tömegmozgások az eredeti rétegződést megváltoztatták. A jég és a kiemelkedő kőzetfelszín között felhalmozódott glaciális üledék a jég elolvadása után teraszformájú (kame-terasz) képződmény alakjában maradt meg.

A jégtakaró peremén a szubglaciális olvadékvizek a gleccserkapukon át távoztak és átszakítva a végmorénát, annak előterében kezdték lerakni hordalékukat. Az így épülő hordalékkúp mérete a vízfolyástól, illetve a szállított hordaléktól függ. A hordalékkúp fejénél durva kavicsos, majd távolodva egyre finomabb üledék halmozódott fel. A hordalékkúpot építő vizek a végmoréna előtti terület felszínét átalakították, eltüntették annak egyenletlenségeit. A víz munkájának csak a nagyobb kiemelkedések tudtak ellenáll-

ni. Az épülő hordalékkúpok lassan enyhe lejtésű olvadékvíz síkságokká alakultak. Ezt a homokos, kavicsos anyagú területet a geomorfológiai irodalom sandernek nevezi.

A hordalékkúp induló területén a gleccserkapuban fejeződtek be a jég alatti formák. A jég alatti olvadékvizek által kialakított evorziós üstökben az ároktavak, csörgőtavak, valamint mellettük az ózok és a kame-ek találhatók. A hordalékkúpok tulajdonképpen az ózokhoz csatlakoznak.

A jégtakarók peremének változásakor az is megtörtént, hogy a jég rányomult az olvadékvíz síkságra, majd visszahúzódáskor kisebb-nagyobb holtjégtömböt hagyott hátra, amelyek elolvadásával a mélyedésekben tavak alakultak ki.

Azokon a területeken, ahol a jégtakaró a tengerben végződött, ott a szubglaciális vízfolyások deltát építettek a fluvioglaciális hordalékból. Ezeket sandr-deltáknak nevezzük.

A sanderek a jég visszahúzódása után már nem kaptak utánpótlást, felszínüket a posztglaciálisban a vízfolyások és a szél alakította. A vizek bevágódva felszabdalták és sugarasan szétágazó dombvonulatokat alakítottak ki. A homokkal borított felszíneken a száraz időszakokban futóhomok területek alakultak ki.

Az olvadékvíz síkságokat építő vízfolyások a jégtakaró előterében egyesültek és az általános lejtésnek megfelelően a tengerek felé tartottak. E vízfolyások által kialakított völgyeket ősfolyamvölgyeknek nevezzük. Németországban és Lengyelországban a D-felé tartó olvadékvizek az útjukba kerülő emelkedő térszín miatt futásirányukat K-Ny-i irányúra változtatták. A jégtakaró visszahúzódása, elolvadása után a vízhálózat megváltozott, de a jelenlegi vízfolyások (pl. Warta, Visztula, Odera, Elba, stb.) egyes szakaszain az ősfolyamvölgyekben folynak.

Előfordultak olyan területek is, ahol a jégtakaró pereme előtt mélyedések voltak és az olvadékvizek oda tartottak. Ezekben a mélyedésekben alakultak ki a jégduzzasztotta peremtavak. A jégtakaró visszahúzódáskor e tavak területe fokozatosan növekedett. Ilyenek az északamerikai nagytavak.

A jégtakaró pereme környékén kialakult glaciális, szubglaciális, fluvioglaciális felhalmozódási formákat glaciális sorozatnak nevezzük. Ezek a felhalmozódási formák mind agyagból, márgából, iszapból, homok-

ból és kavicsból állnak, ezért viszonylag gyorsan pusztulnak. Ezért a régebbi jégkorszaki formák már elmosódottabbak. Az épebb, jól kirajzolódó formák az utolsó eljegesedés glaciális sorozatához tartoznak.

A periglaciális területek formái

A nagy kiterjedésű és vastagságú jégtakarók hatással vannak a környezetük éghajlatára, növényzetére, vízrajzára, talajára és a külső erők felszínalakító tevékenységére. Éppen ezért a jégtakarók szomszédságában a felszín arculata eltér a jég által közvetlenül alakított és a távolabb fekvő melegebb területektől is. Ezt a jégtakaró körüli területet periglaciálisnak nevezzük. A periglaciális terület helyzete és kiterjedése a jégtakarótól függ. A sarki jégtakaró területének növekedésével délebbre tolódott, ellenkező esetben pedig a déli határa északabbra tevődött át.

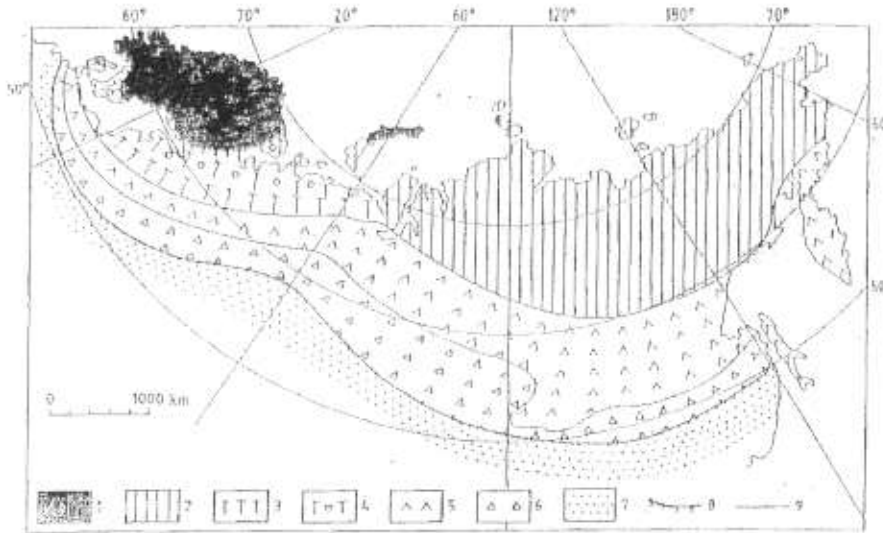
A magashegységi eljegesedett területeken is hatással van a jég a közvetlen környezetére, így ott is találhatunk periglaciális formákat. Ezek a területek azonban sokkal keskenyebbek, mint a poláris jégtakaró környezetében. A magashegységi területek periglaciális övei az éghajlatot, növényzetet, vízrajzot, talajt és a formákat tekintve más jellegűek.

Periglaciális területek nemesak a jégtakarók előterében vannak. Napjainkban a jég peremétől több száz km-re találhatók. A Föld periglaciális területei nagyon változatosak. A jégtakaró peremétől távolodva a periglaciális területek különböző típusait különíthetjük el (4.9. ábra).

Közvetlenül a jég határán húzódik az örökfagy területe (4.10. ábra), amelyet a nemzetközi szakirodalom permafrost néven tárgyal. Az állandóan fagyott területek ott alakulnak ki, ahol a hűvös nyári időszakot követően vastagabb réteg fagy át, mint amekkora felengedett. Így fokozatosan egyre jobban nő a fagyott réteg vastagsága. Az örökfagy területén nemesak a vízzel átitott rétegek fagnak át, hanem a kontinentális vidékek kevés vizet tartalmazó kőzetei is. Az állandóan fagyott területektől délre haladva először a kisebb, majd az egyre nagyobb olvadt területek váltakoznak a fagyottakkal.

Az állandóan fagyott területeken a helyi adottságoknak (domborzat, talajvíz áramlása) köszönhetően előfordulnak olyan kőzettömbök, kőzetlenesek, amelyek nem fagnak meg. Ezeket a szakirodalom taliknak nevezi. Az örökfagy területeken a nyári és téli hónapok hőmérsékletváltozásának hatására a kőzetektől, illetve a rétegek víztartalmától függően különböző

afakulnak ki. A nedvesebb éghajlatú területeken kialakulhatnak a felszíni jégkéreg, vagy ahol a nappali hőmérséklet a fagypont fölé emelkedik ott az aktív zónák, amelyeket fagyváltakozékony rétegek is neveznek.

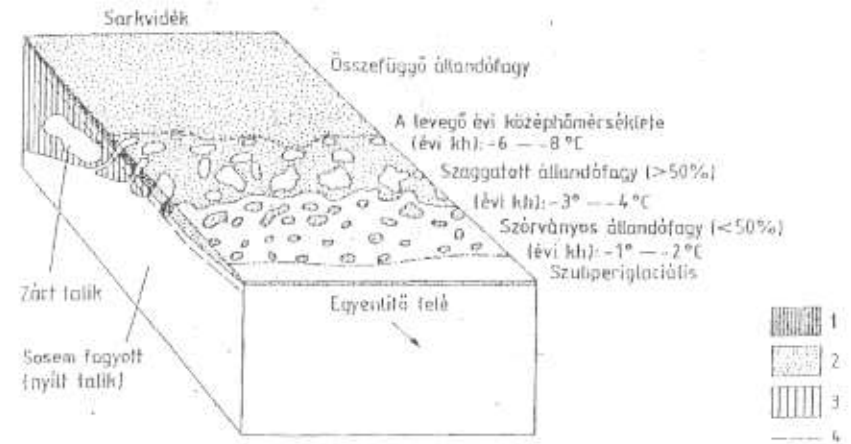


4.9. ábra A periglaciális területek főbb típusainak általánosított vázlatja Eurázsia példáján a 11000 évvel ezelőtti állapot szerint. 1. jégtakaró, 2. az összefüggő örökfagy öve általában, 3. az összefüggő örökfagy jégtakaró környéki (valódi glaciális) területe, 4. a 3. glaciálfuviális képződményekkel, 5. a szaggatott örökfagy öve, 6. szörványos örökfagy öve, 7. szubperiglaciális öv, 8. az utolsó végmorénávonulat maradványai, az örökfagy határa. (Székely A. nyomán)

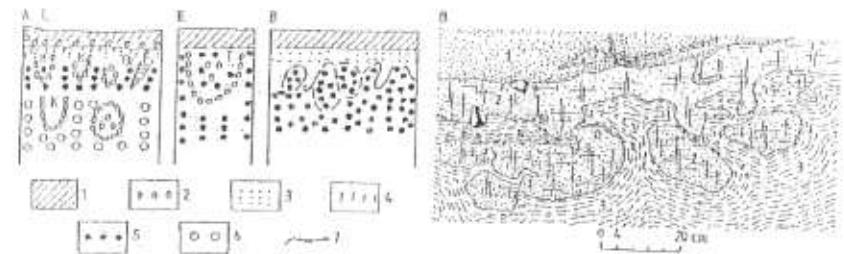
A fagyás hatására sok helyen a rétegek torzulása, feldudorodása figyelhető meg. A nyomás hatására jégdudorok jönnek létre. Sok helyen ezeket tözegréteg berítja, ezért tözegdudorként, **tőzeghalomként** jelennek meg. A fagyott területeken a rétegek gyűrődése miatt nagyon jellemzőek a krioturbációs formák (4.11. ábra), amelyek tulajdonképpen a fagy által összekevert üledékes formákat jelentenek.

Az örökfagy területén a felszín alatti jég cementjég, lemezjég, résjég, üregjég, jéglenese, jégék és jégékpolygon formájában jelentkezik (4.12 ábra). A cementjég a törmelékes kőzet hézagait kitöltő víz megfagyásával

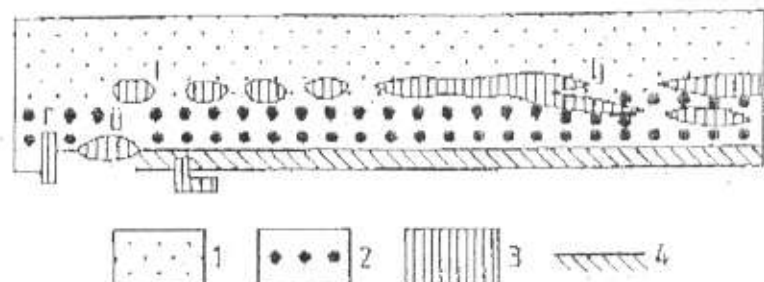
keletkeznek. A nagyobb üregekben **jéglenesék** keletkeznek. A különféle részek és üregek vízének megfagyása eredményezi a résjéget, illetve az üregjéget.



4.10. ábra Az örökfagy szerkezetének általánosított tömbszelvénye 1. évszakosan felengedő réteg, 2. évszakosan fagyott réteg, 3. állandóan fagyott föld, 4. az évi hőmérséklet-ingadozás nélküli szint. (Karte, J. és Lidtke, H. ábráját módosította Székely A.)

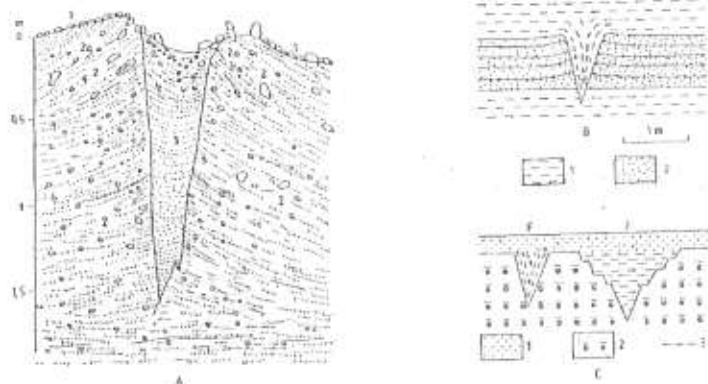


4.11. ábra Krioturbációs formák (Szerk :Székely A.). A=különböző feltárások alapján. I. különféle krioturbációs és fagyformák. II. fagyzsák nagyítva. 1. jelenkor talaj, 2. krioturbált, orientált kavics, 3. löszös fedőréteg, 4. fagyfésűk, 5. fiatal pleisztocén folyóvízi kavics, 6. idősebb folyóvízi kavics, 7. ráncolt talaj. B=ráncolt talaj (Würgeboden; Jahn, A. – 1975 Góra Pulawskánál). – 1. homok, 2. morénaanyag, 3. tözeg



4.12 ábra A talajjégformák 1. finom üledék, 2. durva üledék, 3. jég, 4. állandóan fagyott föld, r=révsjég, ü=üregjég, l=jéglencse, lj=lemezjég (Székely A. nyomán)

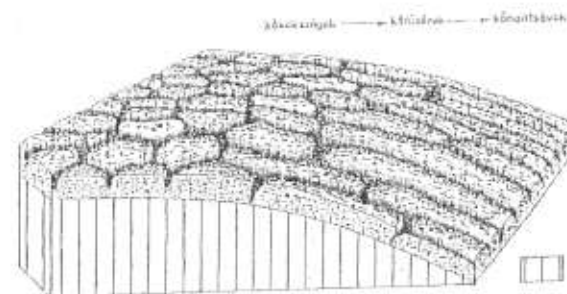
A gyors fagyás a jég- és fagyékek, továbbá a fagypolygonok kialakulását idézi elő. Az állandóan fagyott területeken nagyon gyakori forma a jégék. Kialakulásukat a vastag üledéktakaró és a sok nedvesség elősegíti. Ott, ahol a kevés a nedvesség, a fagy hatására kialakuló repedésekből fagyék (4.13. ábra) képződik.



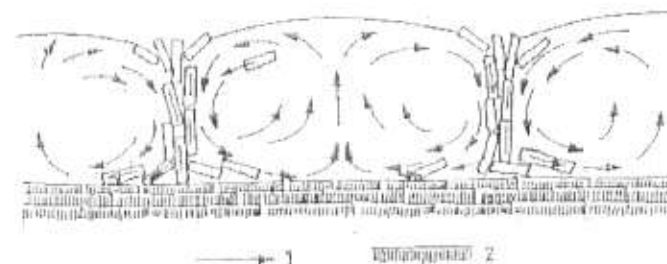
4.13. ábra Kitöltött fagy- és jégékek, A=homokék magas teraszon (Jahn, A. nyomán). 1. szoliflukciós kavicszsinór, 2. homokos kavics, 2a. a kavicsávokat helyenként fagyrepedés jelezte előre, 3. az éket kitöltő homok, B=agyagék, az idősebb alacsony teraszon (Semmel, A. nyomán): 1. ártéri agyag, 2. Lachi horzszaköves tufa, C=feltárások alapján (Szerk.: Székely A.). I. recens fagyék (F) és fosszilis rogyott jégék (J). 1. homokos lüsz, homokos kavics, 3. vékony murva

A fagyékek a felszínen poligonszerű repedéshálózatot hoznak létre. Ezek a polygonok azonban kialakulásukat tekintve különböznek a periglaciális területek gyakori jelenségétől, a fagymintás szerkezeti talajoktól (4.14. ábra). Ezeknek a szintén poligon mintázati formáknak a kialakulása az anyagosztályozással van kapcsolatban és alakjuk a kőzetektől valamint a lejtésvizszonyoktól is függ. Agyagos felszíneken kör alakúak, lejtőkön viszont a durvább kőzetanyag sáv alakban rendeződik.

A fagymintás szerkezeti talajok kialakulása a fagyás-olvadás hatására létrejött sűrűségkülönbségnek köszönhető. Az anyag belsejében köráramlás indul (4.15. ábra), a fagy a durvább törmeléklet a cellák határára kinyomja és a helyére finomabb anyag kerül. A fagy hatása a víztől függ, ezért nagyon fontos tényező a talajvíz mélysége és áramlása.

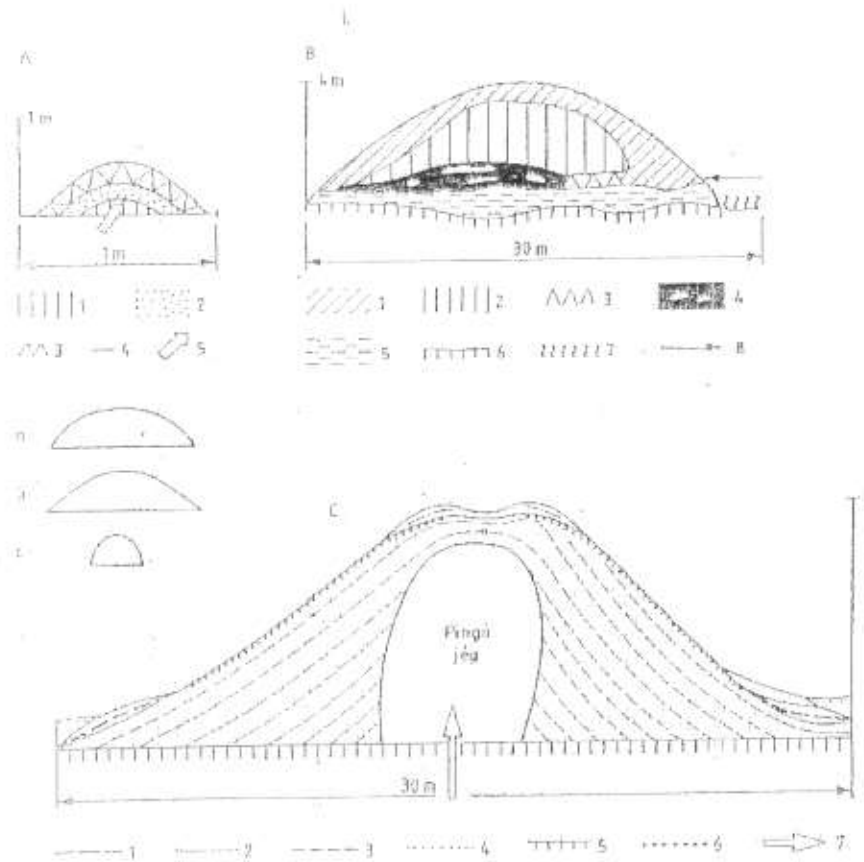


4.14. ábra Fagymintás szerkezeti talaj tömbszelvénye. 1. Állandóan fagyott talaj, vagy szálaban álló alapkőzet.



4.15. ábra A kőcpolygonok keletkezése Cholnoky I. (1911) szerint 1 = a törmelék mozgásának iránya; 2 = állandóan fagyott kőzet

A periglaciális területeken gyakoriak a fagy hatására keletkezett kiemelkedések. A legkisebb közülük a **tufur**, amelynek a magassága általában nem 1 m -t az 1 m -t (4.16. ábra). Általában zárt gyéptakaróval, tőzeggel borított (nem víztartó) anyagban alakul ki.



4.16. ábra Fagybalmok és jégdombok (Szerk. Székely A.)

A=tufur 1. iszap, 2. löszszerű üledék, 3. tőzeg, 4. felfagyott törmelék,

5. fagybehatolás iránya -

B=palsa 1. tőzeg, 2. állandóan fagyott tőzeg, 3. jég, tőzeg váltakozása,

C=pingó 1. moréna, 2. kiemelt moréna, 3. lápi iszap, 4. feltöltött tó,

5. állandófagy, 6. fagyváltozékonny réteg, 7. túlhűtött víz felpréselése

A tufuroknál nagyobb, magasabb formák a **palsák**. Ezek nemcsak a méretükben különböznek, hanem a felépítésükben is, ugyanis több méter vastag tőzeggel ágyazott jégmagjuk van. A jégmagot szerves, vagy szervetlen réteggel tagolt jégrétegek, jégiencsék alkotják.

A legnagyobb formák a jégdombok, vagy **pingók**, amelyek magassága elérheti a 100 m -t is, de többségük $5\text{--}10\text{ m}$. Kialakulásuk az alsóbb rétegekből felpréselődő víz megfagyásának köszönhető. A jég benyomul a fagyott szervetlen anyagba, amelyet vékony szerves anyag borít.

Az örökfagy területén olvadásformák is előfordulnak. A pingók jégmagjának növekedése a fedőréteg felszakadozását eredményezi. Ezt követően a jég olvadni kezd és a tetején kerek, tál alakú mélyedés keletkezik, amelyben az olvadékvíz tóvá duzzad. A jégmag elolvadása után a domb helyén tó lesz, amelyet **pingótónak** nevezünk.

A nagyobb kiterjedésű olvadásformák az **álászkok**. A jégécek olvadásával fokozatosan berogyik a felszín. Az olvadékvizek melegítő hatására a kiterjedése fokozatosan növekszik. A hosszan elnyúló mélyedések az **álászvölgyek**, amelyek oldalán a sárfolyások, tömegmozgások további felszínpusztulást eredményeznek.

A periglaciális területen az olvadás hatására az olvadékvizek a megolvadt talajréteget átítatják. A képlékeny, helyenként folyós állapotba került laza üledék a fagyott altalajú lejtőn lölyő, csúszó mozgásnak indul. Mozgás közben az anyag teljesen összekeveredik. Ezt a folyamatot **geliszoliflukciónak** nevezzük. A geliszoliflukció mértékét az éghajlat (hőmérséklet változása, csapadék mértéke), a kőzetanyag összetétele (szemcse nagyság, hézagterfogat, víztartó képesség) és a domborzat lejtésviszonyai határozzák meg.

A talajfolyáson kívül másik nagyon fontos folyamat a fagy okozta **aprózódás (geliváció)**. Így alakulnak ki a kötengerek. A kötengerek kőzetanyaga a fagy hatására tovább aprózódik, tehát egyre több finomabb szemcse-összetételű közettörmelék képződik.

Az aprózódás hatására a lejtőkön törmeléktakaró alakul ki. A köfolyások és a törmelék áthalmozódás hatására pusztul a felszín, enyhébb lejtők, alacsony hátak jönnek létre, és közben a mélyedések feltöltődnek. Ezt a faggyal történő felszínegyengetést a szakirodalom **krioplanációnak** nevezi.

A fentiek alapján megállapíthatjuk, hogy a periglaciális területeken a lejtők formálásában több folyamat is részt vesz. Ezt az összetett völgy- illetve lejtőformálást **deráció**nak nevezzük. A derációs formák a periglaciális területek déli határán az u.n. szubperiglaciális területeken gyakoribbak.

A pleisztocénben a szubperiglaciális terület a mai mérsékelt öv jelentős területeire, így hazánk területére is kiterjedt. Ennek köszönhető, hogy az akkor kialakult formák maradványai napjaink formakincsét is meghatározzák. A hegységekben (Börzsöny, Mátra, Zempléni) a kőtengerek, a kőfolyások, a törmelék-lejtők és a krioplanációs formák megfigyelhetők.

A száraz szelek a hortalékkúpokon féligkötött futóhomok formákat alakítottak ki, a finom porból, amelyet távolabb szállított a szél, lösz képződött. A dombosági területeken nagyon gyakoriak a derációs formák. Ezek közül leggyakoribbak a derációs völgyek, amelyek alakját a vonalas és a felületi erózió formálja. Kialakulásuk, a folyamat összetettségének megfelelően, több tényezőtől függ, ezért az alakjuk is nagyon változatos. Előfordulnak tál, teknő, kád, aszimmetrikus, stb. alakúak is.

A deráció jelentősége magyarországi tájtypusokban

Hazánk területén a periglaciális éghajlat alatt jellemző volt a derációs formák kialakulása. Ezek közül leggyakoribbak a derációs völgyek. A deráció elsősorban a dombosági területeken formálta a lejtőket, szélesítette a völgyeket és ez által keskenyebbé tette a völgyközi hátakat. A folyamat eredményeként először változatosabb, tagoltabb lett a felszín, majd a keskeny hátak lepusztulásával a reliefenergia csökkent.

A völgyek jelenlegi formája, fejlődése számos tényezőtől függ. A völgyek alakját a vonalas és a felületi erózió egyaránt formálta. A kialakulást és a völgyfejlődést a kőzetminőség, rétegzettség, lejtőszög, az éghajlat változása és a felszín borító növényzet egyaránt befolyásolja. Napjainkban a völgyek alakjának változására a felszín művelése is hatással van.

A derációs völgyeket formájuk alapján tál, teknő, kád, aszimmetrikus és kerekded tál alakú főbb típusokba szokták sorolni. (Az enyhe lejtésű, sekély völgyekre helyenként használják a *delle* elnevezést is.)

A derációs formák között meg kell említeni a derációs hátakat, gerinceket, nyergeket. Helyenként derációs piramisok és kúpok is megfigyelhetők.

A legtöbb derációs forma a Dunántúli-dombvidéken alakult ki.

5. A folyóvíz felszínformáló munkája

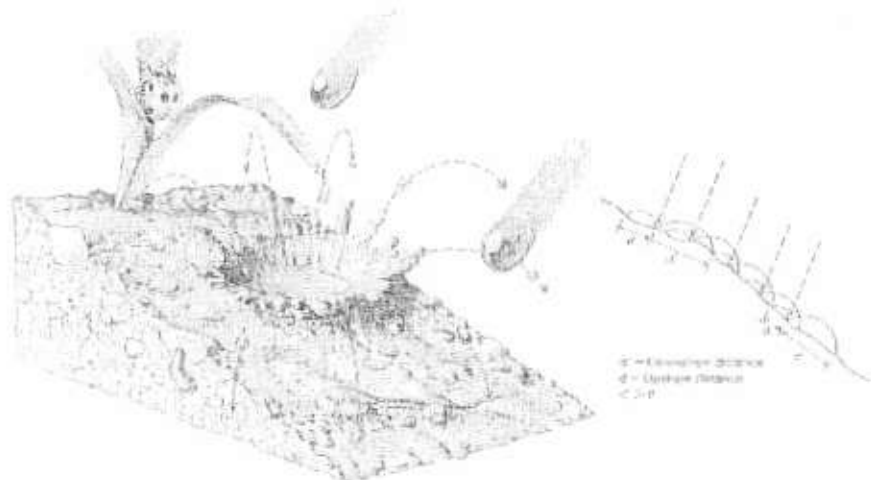
A szárazföldök lejtőin évente lefolyó mintegy 40 000 km³ víz a földfelszínt legáltalánosabban és legjelentősebben alakító külső erőhatás. Bár szerepét ma már nem tekintjük annyira túlnyomónak, mint jó száz évvel ezelőtt, amikor W. M. Davis azt még a „normális” jelzővel illette, mégis elmondhatjuk, hogy a jelenleg is jéggel borított, ill. a fagyváltozékonyság uralma alatt álló periglaciális területek kivételével a legtöbb földi tájban szembeötlőek a hatásai. Bár a pleisztocénben eljegesedett területek erősen őrzik még a jég munkájának nyomait is, ugyanakkor elmondható, hogy a jelenlegi száraz – akár sivatagi – környezetben is többnyire a lefolyó víz szabta meg a domborzat exogén erőkre visszavezethető morfológiai alapvonásait.

A lejtőkön lefolyó víz fogalma bővebb mint a folyóvíz fogalma. Folyóvíz alatt a meghatározott pályán, vonal mentén (lineárisan), tulajdonképpen mederben lefolyó vizet értjük. A folyók munkája azonban a lejtőn mozgó víz tevékenységének csak egy részét jelenti. Ez akkor is igaz, ha az árvizek idején a medréről kilépő folyók felszínalakító hatását – ami a folyóvízi erózió igen jelentős részét képezi – is ideszámítjuk. A lejtőn mozgó víz ugyanis nemcsak mederben halad, munkája tulajdonképpen az esőcseppek becsapódásával kezdődik (csepperózió). Ennek az az alapja, hogy – amint a 5.1. ábra is mutatja – a felszínre becsapódó esőcsepp által helyükéből kilendített talaj- vagy kőzetszemcsék röppályájukon lefelé messzibb repülnek, mint felfelé, és hatásokra így a lejtőn fokozatosan nettó anyagvesztés következik be.

A lejtőre került csapadékvíz túlnyomó többsége először meder nélkül, a felszín kisebb-nagyobb egyenetlenségei között indul lefelé, és már ekkor is jelentős anyagmennyiséget mozgathat. Eközben a felszínbe kis barázdákat mélyíti. Ezek általában nem tartós képződmények, mert pl. egy következő eső lefolyó vize gyakran betemeti vagy átrendezi őket. (Ebben éghajlattól függően más folyamatok is közreműködhetnek. Ilyen lehet olvadáskor a hólelmosása – abláció -, vagy a tél folyamán vízzel telítődött talaj folyása – szoliflukció, geli-flukció -, esetleg kisebb csuszamlások, de adott esőkben még a szél által mozgatott anyag lerakódása is.) Viszont az is előfordulhat, hogy az újabb esők lefolyó vize ugyanott kezdi ki a felszínt, és így a barázdák mélyülnek, hosszabbodnak, a

* Az elnevezést Pécsi M. (1964) vezette be a magyar szakirodalomban

előbb-utóbb a lefolyó vizeket is magukhoz „vonzó” fix helyzetű árkokká nőnek. Az alapvetően lineáris folyóvízi erózió lényegében ezeknek az árkoknak a kialakulásával kezdődik. Idővel ugyanis az árkokból folyóvízi völgyek fejlődhetnek (lásd később).



5.1. ábra A becsapódó esősepp hatása a lejtő anyagára (eseppezió) Marsh, W. M. (1987) után

A lejtőleemosás másik lehetséges útja, ha a lefolyó víz anyagmozgatása a lejtő felületén felületileg (areálisan) érvényesül. Erre akkor kerül sor, ha a lejtőre hirtelen nagy mennyiségű esővíz érkezik (intenzív csapadék), és az nem hárításban esondogál, hanem filmszerűen, sőt akár több cm vastag rétegben az egész lejtőt beborítja. Anyag-elfragadó hatása ekkor a lejtő egészén érvényesül, s azt felületileg koptatja, alacsonyítja. Olyan éghajlatú területeken, ahol az intenzív esők a jellemzők (főként a trópusi szavannákon, vagy egyes monszonvidékeken), ez a lejtőleemosás tipikus útja. Ez az egyik fő oka annak, hogy ott a lineáris vízpályák rendszerint hiányoznak, vagy alárendelt szerepűek, s a felszín fejlődése ezért döntően nagykiterjedésű, lankásan lejtő ún. elegyengetett felszínnek (trópusi tönkök) képződésével megy végbe.

A tönkfelszínnek fejlődésének meglehetősen bonyolult, a geomorfológiában máig sok vitát kiváltó, de a földfelszín általános fejlődése szempontjából igen

nagyjelentőségű kérdéskörével ebben a fejezetben érdemileg nem foglalkozhatunk, jóllehet benne kardinális szerepet játszik a felszínen lefolyó víz tevékenysége. Azt azonban hangsúlyozni kell, hogy a lejtők areális letarolása más éghajlatokon sem ismeretlen, így nálunk (nedves, vagy félszáraz mérsékelt öv) is jelentős lehet az anyagáttelepítő hatása. A talajerózió pl. jelentős részben a talajok felső szintjénck felületi lemosása révén valósul meg. Szerepe azonban elsősorban nem a formaképződésben fontos, hanem a talajpusztító hatása miatt igazán jelentős.

A lejtőkön lefolyó víz munkájának általános áttekintése kapcsán arra is utalni kell, hogy az alapvetően lineárisnak tekintett folyóvízi felszínalakítás a hordalékanyag felhalmozási fázisában maga is areálisan működik. A lefolyó vizek akkumulációja tehát általában areális.

A következőkben a mederben mozgó, de abból olykor kilépő víz, a folyóvíz tevékenységét elemezzük. Szűkebb értelemben ez a fluviális felszínfejlődés témaköre.

A folyóvíz a mederben

A vízfolyás természete

A folyamat részletesebb bemutatása az Általános természetföldrajz egyetemi tankönyvében olvasható, itt csak rövid, lényegi összefoglalását adjuk. E jelenség, és tulajdonképpen minden lejtőn folyó víz anyagáttelepítő tevékenységének alapja az az energiaátalakulás, amelynek során a kiemelt helyzetű víz helyzeti energiája mozgási energiává alakul. Az átalakulás nem megy veszteség nélkül (a keletkező mozgási energia kisebb, mint az eltűnő helyzeti). Ennek fő oka a sűrűdés. A folyás során fellépő belső (a vízrészecskék egymáshoz) és külső (a víz és a felszín közötti) sűrűdés miatt azonban nemcsak hő képződik, hanem - és számunkra most ez a fontosabb - a látszólagos energiavesztés nagyobb része az ún. nedvesített felület (a vízfolyás feneké és partja) átalakításának a következménye - az energia részben arra fordítódik. Mivel az egész átalakítási folyamat a mozgási energiára vezethető vissza, így annak mértékét első közelítésben a folyóvíz tömege és sebessége határozza meg ($E_m = mv^2/2$, ahol E_m = a mozgási energia, m = a tömeg, v = a sebesség). Tapasztalati tény azonban, hogy a vízfolyásokban mérhető középsebesség sokszor egyáltalán

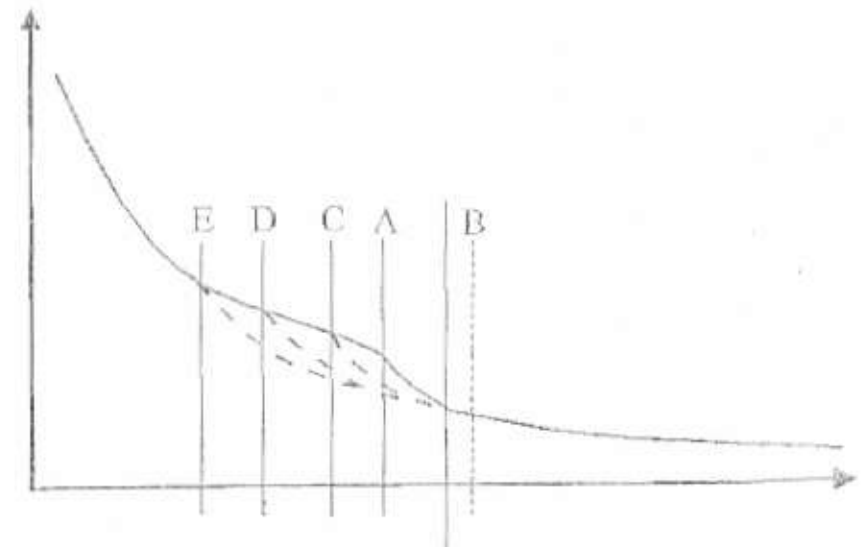
$$E_m = mv^2$$

nem tükrözi az adott vízfolyás tényleges felszínformáló tevékenységét. Ennek magyarázata a folyás sajátos jellegében, elsősorban az örvényképződésben keresendő. A lassan mozgó víz részecskéi nagyjából egymással párhuzamosan mozdulnak el (lemezés vagy lamináris folyás), de a sebesség növekedésével megindul az örvényképződés (turbulens folyás). Az örvényekben a vízrészecskék nemcsak előre mozognak, így az örvénylő víz mérhető átfolyási sebessége lényegesen elmaradhat a látvány alapján várható értéktől (pl. tajtékos hegyi patakok esetén). Emellett az örvénylő vízfolyás sebessége térben és időben igen gyorsan változik, és a gyorsulások döntő szerepet játszanak a mederpart és a fenék anyagának megtámadásában, vagy a hordalék megmozdításában. A természetben a felszínt erodáló vízfolyások általában turbulensek, turbulenciájukat előidéző nagyobb sebességük pedig elsősorban a viszonylag meredek lejtő (a nagyobb esés) következménye. (A mozgási energia összefüggésének másik tényezője, a tömeg hatása nyilvánvaló. A nagyobb tömegű vízfolyások jelentősebb felszínalakításra képesek.) A sebességet befolyásoló további fontosabb tényezők még: a meder alakja és a fenék érzékenysége.

Az esés szerepe

A fent elmondottak ellenére a vízfolyás sebessége, és eróziós képessége mégis döntően az esés függvénye. Az esés vizsgálata ezért kiemelt fontosságú a fluvialis geomorfológiában. Számszerűleg egyszerűen a folyó vízszintjének egységnyi távolságon bekövetkező csökkenésével fejezzük ki, és leggyakrabban m/km, vagy cm/km egységben, illetve ezrelékben (pl. 5m/km = 5 ezrelék) adjuk meg. A vízszín esése egy folyamatosan csökkenő függvénygörbét ad, szemben a fenék esésével, amely az üstök és zátonyok miatt szinte fűrészfogszerűen alakulhat. Az elegendően sok adat alapján megrajzolt esésgörbén (5.2. ábra) sokszor lépcsőszerű megtörések láthatók, amelyek hirtelen megnövekvő esésű szakaszokat jeleznek (pl. vízeséseket, sellőket). Tapasztalat szerint, a hosszú ideje külső zavarok nélkül fejlődő folyók esésgörbéje fölülről nézve homorú. Mivel a vízfolyás sebessége a nagyobb esésű részeken (a görbe meredekebb szakaszain, pl. a 5.2. ábra AB szakaszán) nagyobb, és erősebben képes mélyíteni a medrét, szintje ott hamarosan alacsonyabbra kerül. Emiatt a kérdéses helytől (a 5.2. ábrán "A") lefelé az esés (a görbe meredeksége) csökken, fölötte viszont megnő. Most a mélyülés ezen a megnövekedett esésű szakaszon (a 5.2. ábrán AC) fog megerősödni, tehát a folyó fenéke ott kerül alacsonyabb helyzetbe. Ha ezt a folyamatot tovább követjük, akkor annak eredményeként a nagyobb esésű sza-

szakasz a folyón felfelé fognak hátrálni (az 5.2. ábrán előbb a DC, majd ED szakasz válik meredekké), és egyre rövidebbek és egyre meredekebbek lesznek. Másik irányba (lefelé) a folyó szintje fokozatosan alacsonyabb szintre kerül, az esésgörbe tehát ott mindinkább ellaposodik. Ez oda vezet, hogy a görbe egészének homorúsága egyre kifejezettebb lesz. Figyelterthetünk tehát a megfigyeléssel, hogy a homorú esésgörbe a normál esésgörbe. Az is érthető, hogy a normál görbe gyakran csak igen hosszú idő alatt jön létre, mert az eredeti domborzati, szerkezeti, litológiai és az időben változó éghajlati feltételek csak lassú átforgatólást tesznek lehetővé. Így sok folyó esésgörbéje még nem egyenesen homorú, törések tartják, és több, egymástól többé-kevésbé független, és eltérő homorúságú szakaszból áll. A folyó futásirányára keresztben álló kemény kőzettest pl. hosszú időre megakadályozhatja a folyó bevágódását, és így az esés kiegyenlítését.



5.2. ábra A homorú esésgörbe fejlődése a nagy esésű szakaszok hátrálásával

A mederformálás mechanizmusa

A folyó mederformáló tevékenysége összetett folyamat, amelyben a víz ugyan alapvető, de nem egyedül szereplő. A nehézségi erő hatását a felszín felé közvetítő tiszta víz felszínformáló ereje ugyanis korlátozott. Mechanikai ereje (üti, nyomó, koptató hatása) ugyan bizonyos esetekben jelentékeny lehet, de pl. kőzetoldó képessége ezt jóval meghaladhatja. Így-vagy úgy, de a víz a vele érintkező felszíni anyagok egy részét magával ragadja (akár oldat formájában), és ha hordalékával együtt mozog tovább, akkor a felszínre kifejtett hatása lényegesen megnövekszik. Ilyenkor ugyanis már a hordalék is hozzájárul a part vagy a fenék formálásához. Ritka kivételtől eltekintve, a felszínt a hordalékát szállító folyóvíz alakítja. Hatásfoka és hatásának jellege alapvetően attól függ, hogy milyen a vízzel érintkező felszín anyaga. Kemény szálaban álló kőzet esetén általában más mechanizmusok érvényesülnek, és rendszerint lényegesen lassabban hatnak, mint ha a folyó medre laza üledékbe, esetleg éppen saját korábbi hordalékába mélyül.

Kemény, szálaban álló kőzetek, kohéziós anyagok esetén ható fő folyamatok: korrózió, korrázió, attríció, kavitáció.

- **Korrózió:** a víz a mederfalat, fenéket kémiaiilag bontja, oldja.
- **Korrázió:** az áramló víz által szállított hordalék koptatja, kőszőrüli a medret. Ez a legfontosabb összetevő. Részfolyamata a függőleges tengelyű örvények **evorziója:** a hordalékos víz a mederfenékbe üregeket, üstöket "fú".
- **Attríció:** görgőtetőtördelés. A víz a magával vitt hordalék-szemekkel bombázza és rongálja a medret, de a szállított darabok egymást is aprítják.
- **Kavitáció:** nagysebességű helyeken a csökkenő nyomás miatt a vízben vízpára buborékok keletkeznek, amelyek azután a csökkenő sebességű helyeken megemelkedő nyomás miatt összeroppannak. A fenék és a part közelében az összeroppanás a fenék ill. a part anyagát rongálja.

Laza mederanyag esetén a fenékből kiemelkedő szemcsékre a víz elragadó ereje hat, és ha az meghaladja a szemcse vízalatti súlyából és a szemcse többi

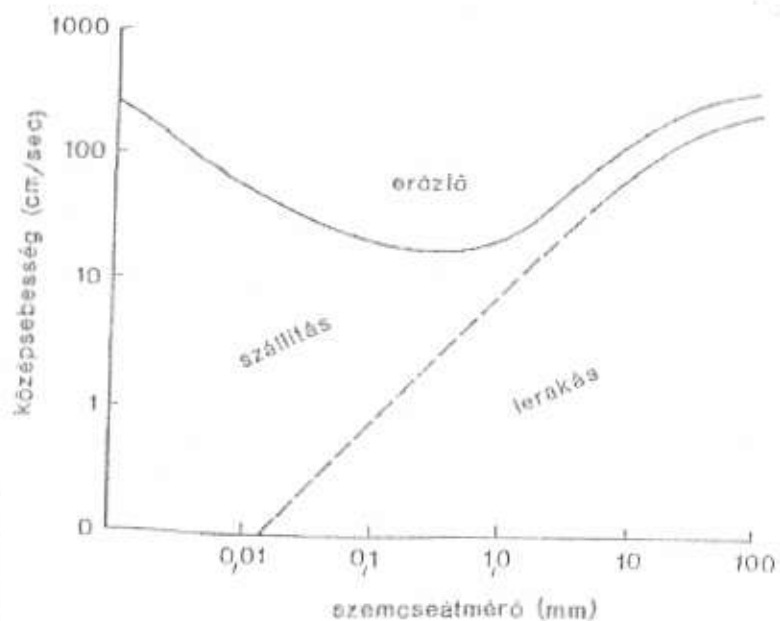
szemcse közé való beékelődéséből származó ellenálló erőt, akkor az megmozdul. Az elmozdulást segíti, hogy a fenékből kiemelkedő szemcse mögött olyan örvények keletkeznek, amelyek a szemcsére emelő hatást gyakorolnak. Ezt a hatást az is erősíti, hogy a szemcse alján és tetején a víz sebessége jelentősen eltérhet (a fenék felé közeledve a sebesség gyors ütemben csökken, és közvetlenül felette, egy ún. lamináris határretegben már csaknem nulla), ami emelő hatású nyomáskülönbséget okoz.

A hordalékszemek mozgásba hozásához szükséges feltételek gyakorlati vizsgálatában ma már klasszikusnak számító eredményeket ért el F. Hjulström svéd kutató (1935), akinek ezzel kapcsolatos diagramját (5.3. ábra) - esetenként módosított formában - napjainkig használják. Hjulström diagramján a hordalékszemek mozgásba hozásához szükséges ún. kritikus indító sebességeket ábrázolta a szemcsenagyság függvényében. Legfontosabb megállapítása, hogy ez a küszöbsebesség a 0,2 mm átmérőjű szemcsék esetén éri el a minimumát, és a szemcsenagyság csökkenésével és növekedésével egyaránt emelkedő értéket mutat. A nagyobb szemekhez tartozó nagyobb indítósebességek teljesen magától értetődőek, a nagyon finom homok valamint az annál is kisebb iszap- és homokszemek esetén már kevésbé. Ennek az a fő oka, hogy a finom szemcsék közt fellépő kohézió mintegy összetapasztja a mederfenék anyagát, és nehezíti a szemcsék mozgásba hozását. A Hjulström diagram másik fő vonala a kritikus lerakási sebességet mutatja. Ez azt a jól ismert tényt számszerűsíti, hogy a hordalékszemek mozgásba hozásához nagyobb sebességre van szükség, mint mozgásban tartásukhoz. A lerakó sebesség kerekén - bár nem minden szemcsenagyság esetén - az indítósebesség mintegy 2/3-a. A diagram mezejében az erózió, a szállítás és a lerakás övezetét az előbbi görbék különítik el. Ha a sebesség nagyobb az indítósebességnél, akkor a víz képes további hordalékszemek megmozgatására, tehát a fenék vagy a part laza anyagát erodálja. A szállítás sávjában már csak a mozgásba hozott hordalék továbbvitele lehetséges, a folyó nem képes további erózióra. Végül a lerakás az akkumulációt jelzi. Ilyen sebesség mellett a víz kiejti hordalékát, és medrét (ill. az előtűt területet) feltölti. Hjulström tapasztalati úton nyert sebességadatainak általánosítását némileg nehezíti, hogy azok a középsebességekre vonatkoznak, így elméletileg nem teljesen korrektek, hiszen - mint láttuk - a folyók hordalékmozgatás révén megvalósuló felszínalakító tevékenysége csak laza kapcsolatban van a középsebességgel.

Kemény, szálaban álló kőzetek, kohéziós anyagok esetén

Hordalékszállítás

A hordalékszállítás tanulmányozásának az ad különös jelentőséget, hogy a folyók felszínformáló tevékenysége lényegében annak keretében ill. eredményeként valósul meg. A hordalékszállításnak a gyakorlati órákon részletesebben bemutatott jellemzői közül itt csak a legfontosabbakat foglaljuk össze.



5.3. ábra A Hjulström diagram egyszerűsített formája. A felső görbe a kritikus indítósebességet, az alsó a kritikus lerakó sebességet mutatja

1. Hordaléktípusok, hordalékszállítási módok:

- Az **oldott hordalékszállítást** már említettük. Benne legnagyobb részarányt a CaCO_3 képviseli. Különösen a karsztos területek folyóinál lehet nagymértékű, de a folyóvíz a mészkövön kívül a szárazföld számos más kőzetfajából is sok CaCO_3 -at oldhat ki (pl.

ilyen a lösz). A Föld néhány folyamóriásának hordalékában az oldott rész 80%-ot meghaladó arányban van képviselve (pl. Lena, Jenyiszej, Szt. Lőrinc). Az oldott hordalék kiválására döntően a tengerekben kerül sor, zömmel az élővilág közvetítésével. A földtörténetben játszott nagy szerepére utalnak a Föld karbonátos lözeteiből felépült hegységei.

- **Folyékony anyagok szállítása.** Természetes körülmények között nem nagy a jelentősége, de társadalmi hatásra növekszik. Elsősorban nem felszínalakító, hanem környezetveszélyeztető jellegű. Az emberi eredetű szennyezés a fő forrása.

- **Klasztikus (szemeses) hordalék.**

Típusai:

Úszó: a felszínen mozog, többnyire a víznél kisebb sűrűségű anyagokból áll. Többisége **szerves (növényi) maradvány.** Mennyiségét és jellegét befolyásolja a vízgyűjtőben végzett emberi tevékenység jellege. Szerepe a felszínformálásban alárendelt, összetörődése főleg váratlan árvízi helyzetek előidézésével okozhat problémákat.

Lebegő: általában a homoknál **finomabb szemű hordalék.** Szemesét a víznél nagyobb sűrűségük ellenére is a víztest belsejében tartja a turbulenciából származó, az üledési sebességet meghaladó felhajtó erő. Tapasztalatok szerint a hordalék akkor lebeg, ha üledési sebessége nem éri el az átlagsebesség 8%-át (Wallacher L., 1991). A lebegő hordalék részaránya a hordalékon belül általában meghatározó. Livingstone (1964) becslése szerint a Föld folyóinak évi összes lebegtetett hordalékmenyisége mintegy 4×10^9 tonnára tehető, és tendenciájában összefüggő méretekben növekvő. A lebegő, oldott és fenékhordalék viszonylagos mennyiségét Lopatin (1952) a 10 : 3,5 : 1 aránnyal jellemezte. A folyók a pusztuló málladéktakaróból általában az erős kémiai mállású területeken kapnak jelentős lebegtetett hordalék utánpótlást (nedves trópusok, szubtrópusi, trópusi monszanterületek), de a lebegő hordalék korábban felhalmozott finomszemcséjű, laza üledékű területek (agyagos társzűnek, löszvidékek, stb.) eróziója következtében is feldú-

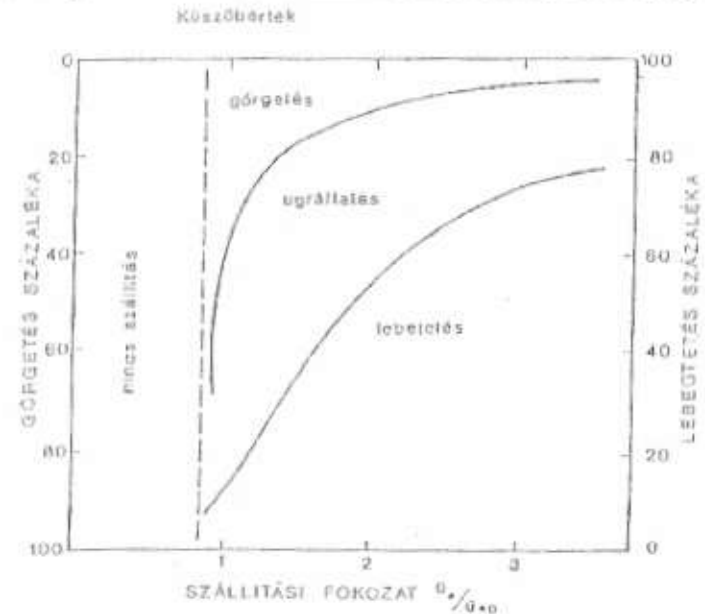
szulhat (pl. kínai löszterületek és a Huang-ho viszonya). A lebegő hordalék típusától függően alakulnak ki a Föld "színes" folyói (sárga, fekete, vörös, vagy annak hiányában "tisztá" folyók). Az emberi tevékenység az eróziótások és a helytelen földhasználat révén megerősödő talajerózió útján jelentősen növeli a folyókba kerülő lebegő hordalék tömegét.

Lokálisan ezzel ellenkező tendencia is megfigyelhető. A duzzasztógátak mögötti víztározók a lebegő hordaléknak is jellegzetes ülepítő medencéi, így a folyók gátak alatti szakaszain a szállított hordalék mennyiségének csökkenése következik be (Nílus - Asszuán - Nasszer-tó). A völgyzáró, vagy sókági duzzasztógátak így jelentősen megváltoztathatják a folyók felszínformálásának térbeli ritmusa. A régi duzzasztások által lépcsősé teszt völgytalpakra a klasszikus öntözési kultúrák területén évezredek példák is vannak.

Fenekhordalék: gyűjtőfogalom. A folyókban nem túl gyakori csúszó hordalék mellett a görgetett és az ugráltatva szállított hordalék tartozik bele. A folyók mélyítő és oldalirányú (m. laterális) eróziójának legfőbb eszköze. Ebben részarányát messze meghaladó jelentősége van. A kritikus indítósebesség elérésekor a nagyobb szemcsék görgetve indulnak meg, de a sebesség növekedésével gyorsan ugrálásba mennek át. A lebegtetés valamivel lassabb ütemben nő, ezért a meginduláshoz szükséges küszöbsebesség 1,5-2 szeresének megfelelő intervallumban általában az ugráltatott szállítás túlsúlya figyelhető meg (5.4. ábra). E fölött azután a lebegtetés válik uralkodóvá.

A szállított hordalék mennyisége és jellege a folyók futása mentén jelentősen változik. Előbbi elsősorban a vízhozam változásától függ, de azonos vízhozam mellett a sebesség (és a folyástípusok) ritmikus változása a hordalékszállításban kis távolságon belül is szélsőséges differenciákra vezet. E vonatkozásban egy, a folyó felszínformáló tevékenységének mechanizmusát döntően befolyásoló energetikai jelenségre kell rámutatni. A folyó azért mozdítja el a hordalékszemeket, mert ahhoz megfelelő energiameennyiséggel rendelkezik. A megmozdított hordalékszemek továbbszállítása azonban energiájának több-

kevesebb részét felemésztí, így a hordalékban feldúsult folyó további hordalék felvételére nem, vagy kevésbé képes, sőt a sűrűdés által is generált sebesség-ingadozások minimumánál annak egy részét kiejti. Ezáltal azonban lekötött energiájának egy része felszabadul, és ez újabb hordalékfelvételt tesz lehetővé. Így a sebesség és a hordalékszállítás időbeni és térbeni ingadozása jelentős részben egy önszabályozó rendszer (autodinamizmus) keretében valósul meg.



5.4. ábra A hordalékszálítási módok változásai a szállítási fokozat (U/U_0) függvényében. U_0 = nyitási sebesség, U = a mozgás megindulásának küszöbsebessége (Abbot és Francis - 1977).

A szállított hordalék mennyiségének tér-időbeli változása újabb hordalékszemek mozgásba hozásával (tehát a part és a fenék erodálásával), illetve lerakásával (vagyis a meder - esetleg az ártér - "felkavicsolásával") egy adott mederkeresztszeten belül is megvalósul. A folyó sebességének maximumát jelentő sodorvonalban (a külső sűrűdéstől legkevésbé érintett helyen - szimmetrikus meder esetén a középvonalban, valamint a felszín alatt) több és más hordalék

mozog, mint a partok mentén, ezért az esetleg lerakódó hordalék összetétele is más (durvább, ill. finomabb). Mindezek a folyamatok a felhalmozódó folyóvízi hordaléknak (üledéknek) sajátos jellegét és szerkezetét adnak, s annak ismeretében a folyóvízi felszínalakulás korábbi történései utólag is rekonstruálhatóvá válnak. Ezekbe a fontos rétegtani kérdésekbe a gyakorlatokon kapnak betekintést a hallgatók.

Ugyancsak a gyakorlati foglalkozások témakörébe tartozik a lerakott folyóvízi üledék anyagának részletesebb elemzése. Itt tehát csak utalunk arra a fontos körülményre, hogy a szállítás során a folyó hordalékát **méret, alak és anyagi minőség** szerint is osztályozza. A durvább anyag rakódik le először, legtávolabbi a legfinomabb anyag jut, és közben jelentősen kopik, ezáltal alakja is változik (nő az ún. görgetettsége vagy koptatottsága). A puha ásványok és kőzetek hamar kirostálódnak, ezért a folyókban fokozatosan feldúsul a kemény kvarcanyag. Az üledék anyagi összetétele szerencsés esetben (pl. a nehézsárvány szemek vizsgálatával) a felhalmozott hordalék forrásterületét is azonosíthatóvá teszi.

Mederformák és medertípusok

A mozgó víz elsősorban magában a mederben hoz létre különböző formákat, amelyek azonban nemcsak a folyás "termékei", hanem maguk is visszahatnak a meder további formálódására. A felszínformálás "embrionális" alakzatai a fenéken jönnek létre.

E kisméretű, és igen rövidéletű embrionális fenékformák nagyobb formákba rendeződnek. Ezek alapvető típusai a kimosási helyeken az **üstök vagy kottyanók**, és a **mederakkumuláció helyein a zátonyok**. Általános tapasztalat szerint a kottyanók és zátonyok a folyó folyásirányában mintegy 5-10 mederszélességnek megfelelő távolságban ritmikusan követik egymást. Kisvíz idején a kottyanók feltöltődése, áradások alkalmával a kimélyülés a jellemző.

Egy árhullám levonulásakor a fenékfolyamatok és formák elég szabályos sorrendben követik egymást. A kisvízkor viszonylag sima fenéket általában a legfinomabb iszapos anyag fed be, amelyet az érkező áradás vize felkavar, és lebegtetve visz tovább. Ilyenkor gyakran homokfodrok jelennek meg a fenéken. Ezután az áradó víz már az iszap alatti homokos-kavicsos anyagot támadja, és fenékhordekként viszi el, fokozatosan kimélyítve a fenéket. A vízfolyás lassulásával - a terülest követően - a kimélyítési helyeken először a legdurvább kavicsos, majd annak

tetőjére a homokos hordelek ülépszik le, mert a fenékhordelek mozgása megáll. Ebben a stádiumban is gyakori a homokfodrok keletkezése. Ezt követően viszonylag hosszabb idő (esetleg napok) után a lebegő hordalék is leülepszik, és a kiinduláshoz hasonló állapot következik be.

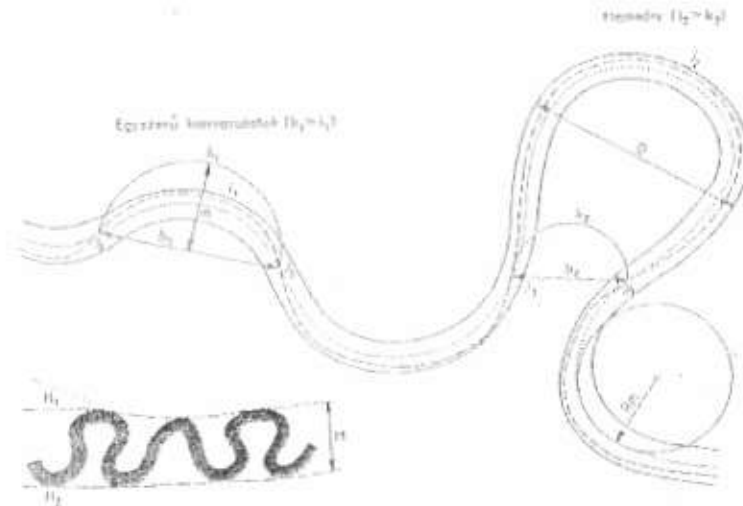
A zátonyok képződése sokszor akadályok mögött, ill. a sebességminimum helyein kezdődik, ezért a meder különböző helyein jelenthetnek meg. A képződési körülmények meghatározzák alakjukat és anyagukat. Általában a mederszéli zátonyok anyaga a legfinomabb. Tipikusak az egyes kanyarulatok közti gázlókban képződő, sokszor **áramvonalas formájú zátonyok**, amelyeknek a sodorvonal megosztásában és a kanyarulatfejlődésben is fontos szerepe van. A kanyarulatok belső ívén lassan mozgó vízből leülepedő zátonyok a part mentén övszerűen sorakozhatnak (**övszátonyok**). Durvább kavicsanyagból olykor a folyással szemben homorú perennel fejlődő parabolikus zátonyok is előfordulnak. A zátonyok gyakorta csoportosan jelennek meg a mederben, és fontos hálózatot alkotnak. Ez a zátonyképződés a szétágazó folyókban jellegzetes.

A meder futásvonalát tekintve a természetben három alaptípus jelenik meg. Ezek: az **egyenes** (angol: straight), a **kanyargó (meanderező)** és a **szétágazó** (angol: braided,). Közülük a legtermészetesebbnek tűnő egyenes meder a legritkébb, már ha a meder vonalát maga a folyó szabja meg. Az egyenesfutású medrek főleg tektonikai szerkezetek (pl. vetővonalak) által meghatározottak, vagy köztetani feltételek szabják meg irányukat (pl. a fő lejtésirányba rendeződött erősen eltérő keménységű kőzetsávok, amelyeknek könnyen erodálható, egyenesfutású közetpáasztái valóságos kényszerpályát jelölhetnek ki a folyó számára). A szabadon fejlődő folyók medre általában **kanyargó**, vagy **szétágazó** (a kanyargás nem tévesztendő össze a rácsos hálózatot alkotó szerkezeti vonalak által meghatározott, rendszerint hirtelen - szinte törés szerű - irányváltásokkal).

Kanyargó medrek

A kanyargó medrű folyó a köznapi életben is jól ismert. A nem egészen szabatos szakmai szóhasználat a nemzetközi gyakorlatot átvéve meanderezőnek is nevezi, figyelmen kívül hagyva, hogy a meander (a kis-ázsiai Menderes folyó kanyarulatái után) szűkebb fogalom a kanyarulatnál. Schoklits meghatározása szerint, ha egy kanyarulat két inflexiós pontja közti távolságra mint átmérőre rajzolt kör íve rövidebb, mint a folyó e szakaszon mért sodorvonalának hossza, csak akkor tekinthető meandernek (5.5.ábra). (A folyók kanyarulatainak jellem-

zésére alkalmazott különböző mérőszámok problémakörét részletesebben a gyűrűkératok anyaga tartalmazza.) A kanyargó folyó tehát csak kanyarulatának bizonyos fejlettségi stádiumától kezdve nevezhető teljes joggal meanderezőnek.

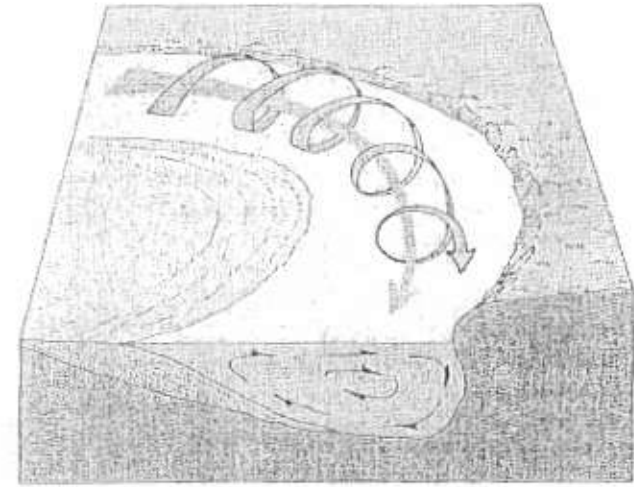


5.5. ábra Egyszerű folyókanyarulat és meander.

$J_1 - J_4$ = a kanyarulatok inflexiós pontjai, h_1, h_2 = a kanyarulatok húrjai, i_1, i_2 = a kanyarulatok ívhossza (az inflexiós pontok között, a sodorvonal mentén), k_1, k_2 = a kanyarulat húrjára mint átmérőre rajzolt félkör kerülete, D = a kanyarulat átmérője, m = a hórra merőlegesen mért ívmagasság. Pontozva a folyó középvonala, szaggatva a sodorvonal látható.

A kanyarulatképződés okainak feltárásával hosszú idő óta foglalkoznak a hidraulikában és a geomorfológiában, de a kérdés teljes egészében máig sem jutott nyugvópontra. Részletes áttekintésére itt nincs mód, csupán utalunk néhány véleményre, amelyek jelzik annak összetettségét. D. Kaighon (1984) lényegileg két kategóriába sorolta a folyókanyarulatokat magyarázó elméleteket. Az egyikbe olyan nézetek tartoznak, amelyek a kanyargást a folyás jellegzetes tulajdonságaival hozták kapcsolatba, a másikba olyanok, amelyek inkább a hordalékszállítás mechanizmusára alapoznak. A folyás vonatkozásában általában a kanyarulatokban fellépő másodlagos (helikoidális) áramlás szerepét hangsúlyozzák. Ezek a mederben keresztirányban, spirálisan haladó áramlások (5.6.

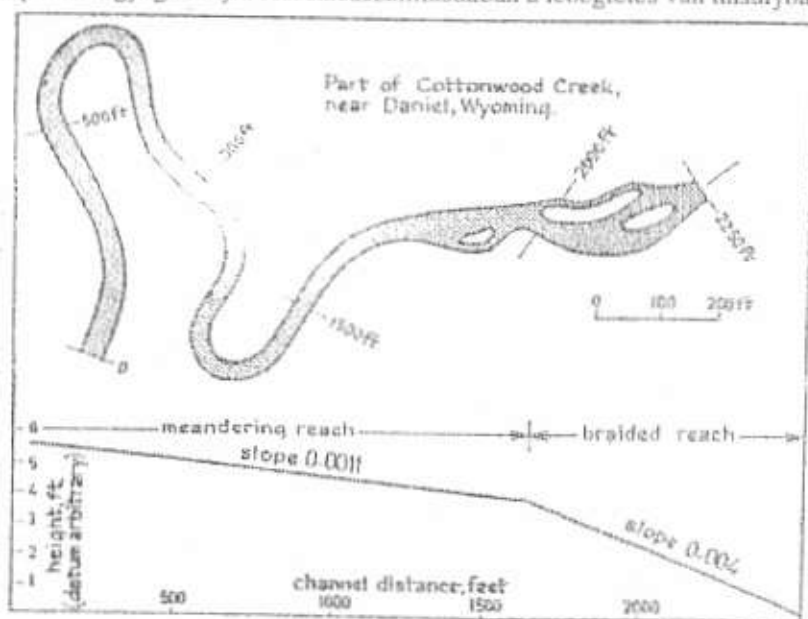
ábra) általánosan jelen vannak a kanyarulatokban, de nem egyértelmű, hogy azok alakítják-e a kanyarulatokat, vagy éppen ők maguk a kanyarulatok következményei. A hordalékmozgás és a kanyargás összefüggését is sok megfigyelés támasztja alá (lásd lejjebb!). Ezzel kapcsolatban viszont az okoz komoly problémákat, hogy vannak hordalékmentesen kanyargó vízfolyások is (ilyeneket nemcsak terepasztal kísérletekben figyeltek meg, hanem gyakran láthatók gleccserek tetején folyó olvadékvizek esetén is, sőt még a Golf-áramlás kanyarulataira is utalhatunk). Sok olyan magyarázat is van, amelyben az előbbi tényezők együttesen vannak jelen, de más okok is megjelennek. A legtöbb gondot a folyamat megindulásának megértése jelentette, amit az alábbi példák is alátámasztanak.



5.6. ábra Helikoidális áramlás a kanyargó folyóban (W. K. Hamblin - 1989 - után).

Morisawa (1968) számos elképzelést sorolt fel. Többek között olyan véleményt, amelyik a kanyargást a földforgással hozta kapcsolatba. Voltak, akik a nagy vízszint-ingadozású folyókhoz kötötték a kanyargást. Egyes nézetek szerint a kanyargás az érett vagy elaggott folyók sajátja. Visszatérő vélemény volt az, amelyik a kanyargást helyi körülményekre, folyóbeli akadályokra próbálta visszavezetni. Mások (pl. Sternberg) az esésből vezették le a kanyargást. Eszerint a

folyó az elszállítható hordaléknak megfelelően alakítja lejtőjét. Ha ehhez túl nagy a lejtő, akkor a folyó a kanyarulatfejlesztéssel addig növeli a hosszát, amíg az így csökkenő esés miatt a kívánatos arány helyre nem áll. Leopold és Wolman mérései azt mutatták, hogy a viszonylag kisebb esésű folyók kanyarognak. A nagyobb esésű folyókat vizsgálataik szerint a szétágazás jellemzi (5.7. ábra). Schumm (1963) a Préri több folyóján azt tapasztalta, hogy a meanderező folyók medrei mélyek és keskenyek, hordalékukban magas az iszap és az agyag aránya. Hordalékszállításukban a lebegtetés van túlsúlyban.



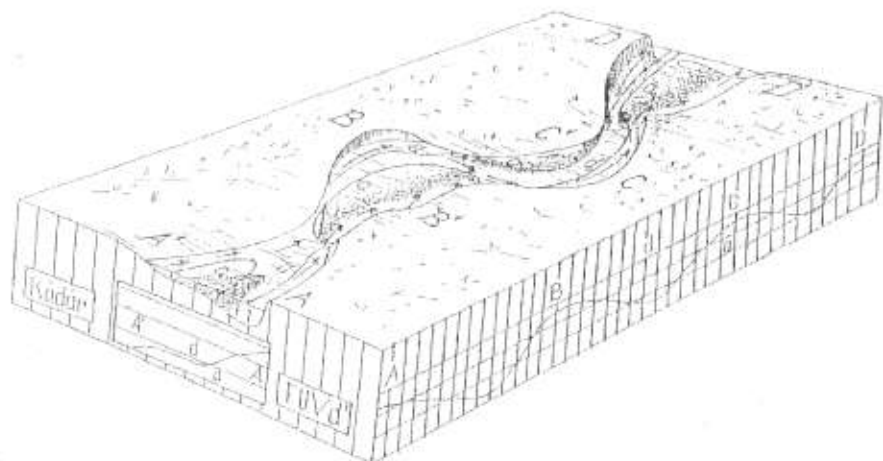
5.7. ábra A kanyargó és szétágazó medertípusok kapcsolata a folyó esésével (Leopold és Wolman -1957 - ábrája).

Számos kutató zömmel modellkísérletek alapján igyekezett a kanyargást magyarázni. A leghíresebb erre vonatkozó terepasztal kísérleteket J. F. Friedkin végezte a második világháború idején az amerikai hadsereg vicksburgi laboratóriumában. A kanyarulatfejlődés vizsgálata volt az egyik fő témája Kádár László debreceni professzor - Magyarországon úttörő - terepasztal kísérleteinek

is az 1950-es évek első felében. Friedkin az elragadó erő növekedés miatti partelmosás anyagából származó zátony sodorvonal-kitérítésével "indította" a kanyarulatfejlődést. Kádár e tekintetben a sebességminimum helyén keletkező áramvonalas zátony sodorvonal-megosztását, és az ugráltatott hordalékszállítás meghatározó szerepét hangsúlyozta. Magyarázata szerint a zátony által kilendített sodorvonal a partoknak ütközik, vagyis a kanyarulatképződés kezdetén a part alámosása mindkét oldalon felerősödik. Ha azonban a zátony nem két teljesen egyforma részre osztja a folyó sodrát, akkor az egyik oldalon erősebb lesz a part eróziója. A kitérített és kettéágazott sodor viszont nemcsak alámosza a partot, hanem vissza is térül (viasszaverődik) onnan, és az erősebb ág a gyengébbet magába fogadva, az ellentétes partnak ütközik. Ezáltal a part elmosása a folyó mentén váltakozva a szemben lévő partokon történik, és ez vezet a kanyarulat kialakulásához.

A kilendült sodornak a partok közötti "ingázását" az útja mentén képződő újabb zátonyok is erősítik, így az ellentétes partok alámosása egyre erősebb lesz, s az alámosási helyeken a pusztuló part mindinkább meredekké válik, és homorú formát ölt (magyar tájszóval ez a *suga*, a német irodalomban Prallhang). A szemben lévő oldalon a sodorvonalhoz való nagy távolság miatt a folyás lassú, ezért ott a parthoz illeszkedve hordaléklerakás (zátonyképződés) indul meg (5.8. ábra). Ezt a hordalékot, vagy annak nagyobb részét a folyó az előző kanyarulat homorú oldalán a part elmosásával termeli. A zátony növekedésével a part ott mindinkább domború lesz, a meder pedig egészében egyre jobban a homorú part irányába tolódik el. A domború partrész, a folyó által körülölelt *zug* (egy-egy magyarországi tájakon *szeg*, vagy *palaj* - németül Gleithang, angolul point bar) a kanyarulat fejlődésével növekszik. Ha a folyamat nem sikertelenül játszódik le, akkor azt is mondhatjuk, hogy a kanyarulat mintegy "lecsúszik" a zug lejtőjén (a német kifejezés erre utal). A kanyarulatfejlődés folyamán a hordalék a partok között mintegy kicserélődik, mert - mint láttuk - a sugából elvitt anyag a lejtőbb következő zug zátonyát növeli. Az is megfigyelhető, hogy a homorú part legerősebb alámosása nem a kanyarulat közepén, hanem valamivel az *alatt* történik. Ennek az az oka, hogy a folyó az egész folyókörnyéki terület általános lejtésirányának megfelelően (tulajdonképpen ez okozza magának a víznek a mozgását) legerősebben a suga folyás szerinti alsó szakaszához ütközik, hiszen ott a partfal csaknem szembenéz az általános lejtésiránnyal. Mindez azzal jár, hogy idővel a kanyarulatok nemcsak nőnek, hanem a folyásirányában fokozatosan felfelé is tolódnak. Ez a jelenség a kanyarulatok vándorlása. Ez

pedig azt jelenti, hogy hosszabb idő alatt - a kanyarulatok lefelé tofódása miatt - a folyó környezetének felszínközeli anyagát (üledékét) teljes egészében átrendezi (átdeigazza).



5.8. ábra A kanyargás kialakulása (Kádár L. - 1971 - ábrája). d = a kritikus indítósebesség (a bevágódás) helye, a = a kritikus lerakó sebesség (az akkumuláció) helye.

A kanyarulatok fejlődése közben a meanderek ívének hossza fokozatosan növekszik, tehát nő a folyó által megtett út, ami az esés csökkenésével jár. Ugyanakkor a kanyarulatok görbületi sugara és az ún. **burkolóvonalak** (a kanyarulatok külső széleit mindkét oldalon érintő vonalak - részletesebben lásd a gyakorlati anyagban!) közötti távolság adott folyónál lényegesen nem változik. Ezek értékeit elsősorban a folyó vízhozama határozza meg. Elhagyott, esetleg korábbi vízrendszerekhez tartozó folyókanyarulatok fenti jellemzőinek megmérésével ezért következtetni lehet az azokat kialakító folyó(k) méretére.

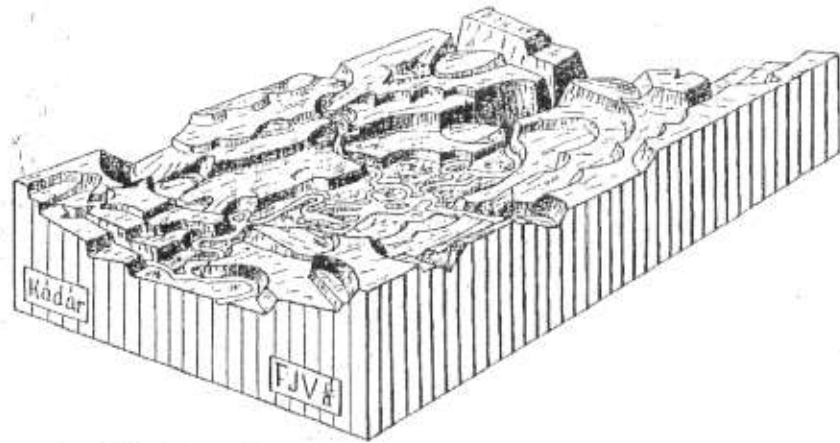
A kanyarulatok növekedése egy idő után odavezet, hogy a szomszédos meanderek homorú oldalán a partelhordás annyira előrehalad, hogy a közcük zárt zug nyaka mindinkább cikkeskenyedik, végül átszakad. A kanyarulat lefűződik. A lefűződés után a víz egy része ugyan bejut még a lefűzött kanyarulatba, de a megrövidült folyómeder nagyobb esése miatt a lefűződés helyén bevágódás kezdődik, és a vízszint egyre alacsonyabbra süllyed. Ezért a levágott ka-

nyarulatba egyre ritkábban (főleg csak áradások alkalmával) és egyre kevesebb víz jut. A víz beáramlását a bejáratánál kezdődő hordalék lerakódás (**malágy**) is nehezíti. Így az emelkedő gát mögött a levágott meder fokozatosan holtággá válik. Ez a **morotva** (az angolban oxbow lake). A nagyobb esésű, rendszerint hegy- vagy dombvidéki folyóknál a fejlődő kanyarulat olykor egy egész dombot vagy kisebb hegyet ölel körül. A növekvő kanyarulat ív mintegy lecsúszik annak lankás lejtőjén. A lefűződés pillanatában a folyó ezt a "hegyet" kettévágja, s az átszakadás helyén meredek lejtőt alakít ki. Így a lenyesett zugban egy meglehetősen aszimmetrikus, minden oldalról vízzel ölelt hegy (németül Umlaufberg = "körülfolyt hegy") magasodik (5.9. ábra). A lefűződést követő folyóbevágódás miatt az umlaufberg lejtőinek mind nagyobb része válik árvízmentessé, így az terasszá alakul (**umlaufberg-terasz**).

A kanyarulat azonban nemcsak lefűződéssel szűnhet meg. Már a Friedkin-féle kísérletek is kimutatták, és sok más megfigyelés is alátámasztja, hogy a kanyargó folyóban a vízhozam növekedésével - tehát áradások idején - a gyorsabbá vált folyás tehetetlensége miatt egyre kevésbé követi a meander ívét, viszonylag egyenesebb pályán, a zug lejtőjének alsó részét keresztezve halad. Ez különösen gyakran előfordul síksági folyók esetében, ahol a zugok felszíne is lapos, amit csupán a korábban képződött zátonyok (övezátonyok), és a köztük húzódó, kissé mélyebben fekvő (ezért gyakran vízzel telt) régi vízfolyási "csatornák" (velt pászta) élénkítnek. Az ilyen zugot **bereknek** nevezzük. A megáradt folyó hordalékának mind nagyobb része ugyancsak átkerül a homorú oldalról a kanyarulat belsejébe, és a megerősödött folyás hordalékával belevághat a zug felszínébe. Egy nagyobb árvíz esetén a berek felszínének bemetszése olyan jelentős lehet, hogy ott az ár elvonultával egy olyan élő meder marad, amelyik egy körívbe ékelődött hürként vágja le a kanyarulat ívét, s így a meander **kiegyenesedik** (5.10. ábra). Mivel a kiegyenesedés is okoz folyásrövidülést, az esés ez esetben is megnő valamelyest, és emiatt a folyó szintje mélyebbre kerül, a berek felszíne pedig egy idő után árvízmentes térszinné, tehát terasszá változhat. A kiegyenesedéssel kapcsolatban kialakuló, félholdra emlékeztető formájú teraszokat Kádár L. **meander terasz**nak (5.10. ábra) nevezte.

Ha egy folyó a meandereit viszonylag laza üledékkel borított felszínen formálja, akkor azok fejlődése relatíve akadályok nélkül, szabadon történhet, mint pl. az Alföldön a Tisza esetében. Ezeket **szabad meandereknek** (németül freie Meander) nevezik. A kemény száiban álló kőzetekbe kanyarogva bevágódó

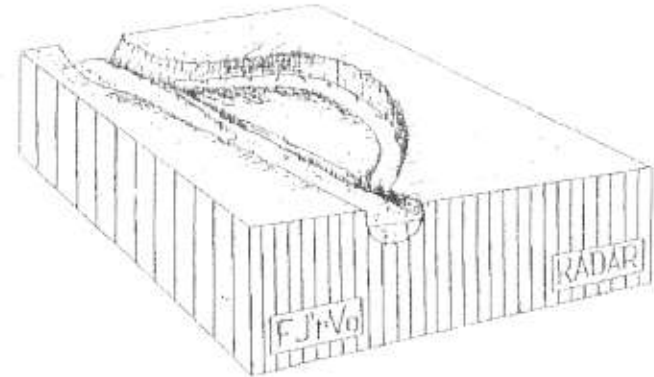
folyók viszont völgyük mélyítésével mindinkább a kemény kőzet foglyaivá válnak, kanyarulataik mint völgykanyarulatok jelennek meg. Ezek bemélyítése gyakran laza anyagon kezdődik, és a kanyarulatok annak átvágásával ráörklődnek az alsó kemény sziklaképződményekre. Ilyenkor **kényszer meanderekről** (németül Zwangsmeander) beszélünk. Az ilyen esetben igen lassan elkeskenyedő kanyarulatnyakak jellegzetes formáira utalva - az angol gooseneck kifejezésből - "libanyak" megnevezést is használják. Sokszor fényképezik pl. az USA Utah államából a San Juan folyó híres "libanykait", de szép példái a Duna mentén is láthatók, pl. Felső Ausztriában Schlögennél vagy a Kazán-szorosban, stb. Olyan eset is gyakori, hogy egy viszonylag széles völgyben egy kisebb folyó kanyarog. Kanyarulatai ugyan viszonylag szabadon fejlődhetnek, de növekedésüket a kemény szálban álló kőzetlejtők korlátozzák. Ezek a szorított meanderek.



5.9. ábra Umlaufberge képződése a kanyarulatok lefűződésével (Kádár L. - 1971 - ábrája). A nyílak a különböző kori umlaufbergeket mutatják.

A kanyarulatok tulajdonságai és a meanderfejlődés vázlatosan leírt menete azt jelzik, hogy adott folyó esetén, feltéve, hogy annak alapjellemzői (vízhozam, hordalékmennyiség, vagy a lejtő) érdemben nem változnak, a kanyarulatfejlődésnek megvannak a szélső értékei. Ez azonban nem jelenti azt, hogy ha egy folyó már elérte ezt az állapotot, akkor megszűnnek benne a további változások. A kanyarulatok lefűződésének és kiegyenesedésének térben és időben

rapszódikusan bekövetkező eseményei ugyanis újabb kanyarulatfejlődést indítanak el.



5.10. ábra A kanyarulat kiegyenesedésekor keletkező meander terasz Kádár L. szerint.

Szétágazó (fonatos) medrek

Szétágazás esetén a folyónak több, egymástól zátonyokkal vagy szigetekkel elválasztott medre van. A medrek viszonylag szabadon vándorolnak, mert formálódásukat, változásukat nem korlátozza a partok anyaga. Általában ott jelennek meg, ahol a vízhozam erősen ingadozik, a partok laza anyagból állnak, és így könnyen erodálhatók, a fenékhordadék pedig bőséges. A könnyen pusztuló partok miatt a folyó szélesedik, sekélyebbé válik, átlagos sebessége csökken, de turbulenciája erősödik, így a durvább fenékanyag mozgására is képessé válik. Jellegzetes a mederközepi zátony megjelenése, ami azután folyásirányba hosszabbodik, magas vizek esetén pedig vertikálisan is növekszik. Felső végét a rajta megjelenő növényzet stabilizálhatja, ami a lebegő anyag megkötésében is szerepet játszik. A zátony megosztja a sodorvonalat, és a medret. Ha az egyik ág vízszintje magasabb lesz, akkor onnan a zátony felett keresztáramlások indulhatnak a másik ág felé, s ezekből később újabb ágak vezérvonalai formálódhatnak. Így újabb ágak képződhetnek. Az új ágakba jutó kisebb vízmennyiség miatt ott a szállítási erő csökken, lerakódások keletkeznek, és az ágak el is záródhatnak. Így az ágak száma nem nőhet korlátlanul, hanem a folyó vízhozamára

ül és hordalékmenyiségétől függően elérhet egy maximális értéket, és ezután az elhaló és az új ágak tekintetében egy dinamikus egyensúly alakul ki. Az elágazó medrű folyó áradásai idején - a zátonyokat és a szigeteket elborító magas vízállás miatt - egységes medrűnek látszik. Mint fentebb említettük (5.7. ábra), Leopold és Wolman úgy találta, hogy a szétágazó medrek a meanderek esetén megfigyelhetőnél nagyobb esésű szakaszokon jönnek létre. Azonos esés esetén pedig a nagyobb hozamúakat jellemzi a fonatosság. A bőséges fenékhordalék és a szétágazás kapcsolatát jól mutatják a gleccserkapuk előtt felhalmozódó morénatömegek szétágazó folyói. Ezek az olvadékvizekből táplálkozó folyók nem bírnak a gleccser hozta sok törmelékkel, és szétágaznak rajta.

A szétágazó folyók kapcsán érdemes megemlíteni F. Ahnert beosztását (1996), amelyben a szerző a fentebb bemutatott elágazások, az ún. szélességi elágazások mellett eróziós és folyóhátas elágazásokról is ír. Az eróziós elágazások elősorban ott jönnek létre, ahol a széles folyómeder sziklaágyában a folyás irányával párhuzamosan keményebb és puhább (pl. homokkő és agyagpalu) kőzetsávok helyezkednek el. Ezeket a folyó eltérően erodálja, s a puhább kőzetben gyorsan mélyülő medrek között a kemény kőzetsávok medermegosztó szigetekként jelennek meg. A Rajnának a Rajnai-palahegységen áttörő szakaszán vannak e szétágazásnak szép példái. A folyóhátas elágazásnál a meder szélein emelkedő folyóhát (részletesebben lásd az ártéri alakzatoknál) alacsonyabb részén árvízkor a víz áttör, és árvízi csatornákat (németül Rinnen, angolul crevasse channels), hagyományos magyar néven fokokat formálva a környező völgytalp mélyebb részeibe jut, majd az általános lejtésiránynak megfelelően a folyóval nagyjából párhuzamosan futó medret alakít ki. Az ilyen medreket szűk folyóhátas erékeknek nevezték. Ha ez egy völgyben történik, akkor előfordul, hogy a folyóhát és a völgyoldal érintkezik. Ilyen helyen a kifolyt víz felduzzad, és ha szintje elég magas lesz, a folyóhátan át visszafolyik a folyóba.

Árterek

A folyók medre általában a kis- és középvíz befogadására szolgál. Árvíz idején a víz kilép a mederből, és elönti a környező területet, amit ártérnek mondunk. Ha azonban egy folyó szűk völgyben folyik, és erősen mélyül is völgyét, akkor a völgy alján nincs elkülönült meder, árvízkor tehát mindössze annyi történik,

hogy a víz magasabb szintben tölti ki a völgy alsó részét. A meder és az ártér ez esetben nem különül el. Ilyenkor árvízi mederről beszélünk.

A medertől elkülönülő ártérnek a kialakulás **dinamikája** alapján Pécsi M. (1971) három típusát különítette el.

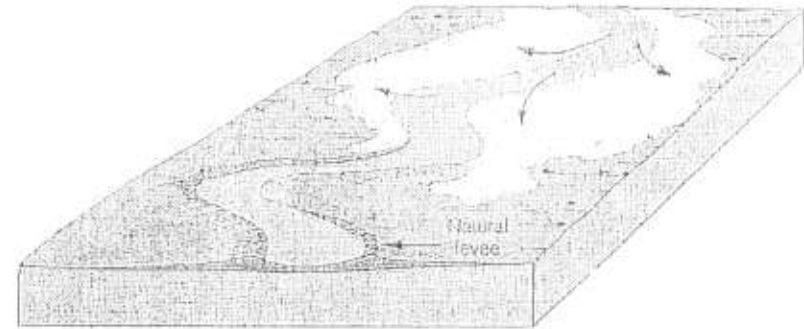
1. **Eróziós ártér.** Az alapközépig bevágódott meder mellett csak keskeny sávban húzódik. Sziklatalpán csak vékony folyóvízi hordalék van, ami mindenesetre vékonyabb, mint az árvízi vízoszlop magassága. Az ártérület (lejtése) esése kisebb, mint a bevágódó mederfenék esése.
2. **Akkumulációs ártér.** Előfordulhat egy hegységi völgy völgytalpán, ahol vastag folyóvízi hordalékból áll, és árvizek idején újabb rétegek rakódnak rá, ezáltal szintje emelkedik. Különösen a terjedelmes, akkumulálódó medencékben (hordalékkúpokon) jellegzetesek. A széles ártéren a lerakódó rétegek általában egymásra telepsznek, tehát az idősebbek vannak alul, a fiatalabbak felül (szuperponálódás). Ezt nevezzük normális rétegsorrendnek. Az is lehet azonban - az ártér szélessége miatt -, hogy az újabb lerakódások a régebbiek mellé kerülnek (juxtaponálódás).
3. **Eróziós-akkumulációs ártér.** Többnyire egyensúlyi folyók mentén található. A széles ártér anyagát a nagyjából azonos szintben fejlődő meder kanyarulataival többször átforgatta. Sokszor kusza mederhálózat jellemzi, és gyakran egy alacsonyabb és egy magasabb ártéri szintre tagolódik.

Az árterek keresztmetszetük szerint **dombori** és **lapos** típusokra tagolhatók.

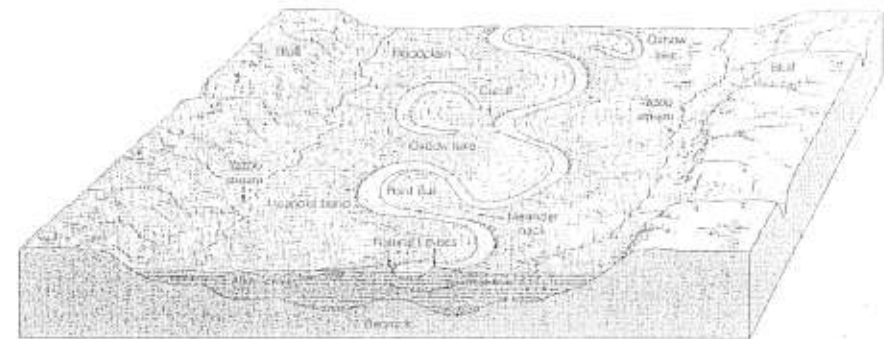
- **Dombori keresztmetszetet** általában a nagy folyók kis esésű árterei mutatnak (Mississippi, Amazonas, Tigris, Eufratesz, Gangesz, Indus, Mekong, Jangce, stb.). A meder mellett közvégtelenül a folyóhátak (franciául levee, németül Flußdamn) emelkednek (5.11. ábra). A folyóhátat az árvízkor medréből kilépő folyóból lerakódó üledék építi fel. Minél többször ismétlődik az elöntés, annál magasabb lesz a hát, viszont a magasodó hátra mind finomabb hordalék kerül. Anyaga tehát alulról felfelé finomodik, de általában is finomabb, mint a mederhordalék anyaga. hiszen a medréből kilépő árvíz kisebb sebessége miatt csak finom (főleg lebegtetett) hordalékot mozgat. Idővel épülése lassul, hiszen csak a magasabb árvizek csaphatnak át rajta. Nem válik ugyan teljesen ármentessé, de bizonyos védelmet nyújt - legalábbis az alacsonyabb árvizek el-

len. Terjedelmes folyómenti síkságokon ezért a folyóhátak a települések számára ideális terepet jelentenek. Az Alföld folyóinak többségét (pl. Tisza, Szamos, Körösök) kísérik, ill. a mederváltozások miatt kísérték folyóhátak. Ezek szövevényes rendszerét az ember ősidők óta kihasználta települései számára. A folyóhátak keresztmetszete általában aszimmetrikus. Épülésük módjából adódik, hogy külső oldaluk rendszerint lankásabb, mint a folyó felőli. Külső oldalukra csak a rajtuk átesapó, vagy az alacsonyabb részeiken átfolyó, és azt némileg kimélyítő víz (lásd "fok" az előző fejezetben) jut el. Annak hordaléka már igen finom, és vízszintes rétegekben töltögeti az ártéri lapályokat. A lapályokat (5.12. ábra) elhagyott medrek, meanderek hálózata tarkítja, sokszor terjedelmes ártéri mocsarakkal és jellegzetesen ovális alakú tavakkal. Az ártéri meandermaradványok között feltűnő az egykori kanyarulatok zugáiban képződött, íveltfutású, egymással párhuzamos övzátonyok rendszere. Közöttük az árvizeket lecsapoló erek hálózata is feltűnik. Finom iszapos-agyagos térszínükön helyenként homokos foltok vannak. Ezek általában ott keletkeznek, ahol egy-egy nagyobb erejű árvíz tör át a folyóhátakon, és viszonylag durvább hordalékát szétteríti a kiömlési kapu körzetében. Az ártéri lapályok sajátos képződménye a csatlós, vagy elvonszolt folyó (angol: yazoo). Az ártér középtájon (a főfolyó menti folyóhátak miatti) feldomborodó jellege miatt a mellékfolyók nem tudnak azonnal beleömleni a főfolyóba. Kénytelenek rövidebb-hosszabb távon a főfolyóval párhuzamosan haladni. Betorkolásuk csak a folyóhátak alacsonyabb vagy megszakadási helyén lehetséges. A csatlós folyók (nálunk pl. a Marcal a Rába mentén) gyakran több tíz km hosszan, valódi csatlósként kísérik befogadjukat (5.12. ábra).

- **Lapos árterek rendszerint a kis és közepes folyókat kísérik.** A domború árterekkel szemben formaszegénységük a feltűnő. Helyenként széles, sekély elhagyott medrek fordulnak elő rajtuk. A felszint horító, általában vékony, finom üledék alatt a fő építőanyaguk az az egykori fenék-hordalék, ami a régi meanderek eltolódó belső oldalán rendszerint ferde rétegzettséggel rakódott le.



5.11. ábra Folyóhát keletkezése árvízi elöntések révén (W. K. Hamblin -1989 - ábráján).



5.12. ábra Domború árterek jellegzetes formái - lefüzött mander (oxbowlake), övzátony (point bar), folyóhát (natural levee), csatlós folyó (yazoo stream) (W. K. Hamblin -1989 - ábrája).

A folyó munkája hossz-szelvénye mentén

Első közelítésben azt mondhatjuk, hogy a folyók az eredetük közelében lévő felső szakaszukon elsősorban anyagelhordó, völgyemélyítő tevékenységet végeznek, torkolatuk vidékén viszont hordalékukat lerakva feltöltik a felszínt. Ez főleg a hegységekből induló, és a tengerekbe széles síkvidéken átfolyva torkoló folyók esetén szembeötlő. Valóban: a tenger szintjébe leérkező folyóvizek már nem végeznek eróziós tevékenységet, ezért a tenger szintjét a folyóvízi

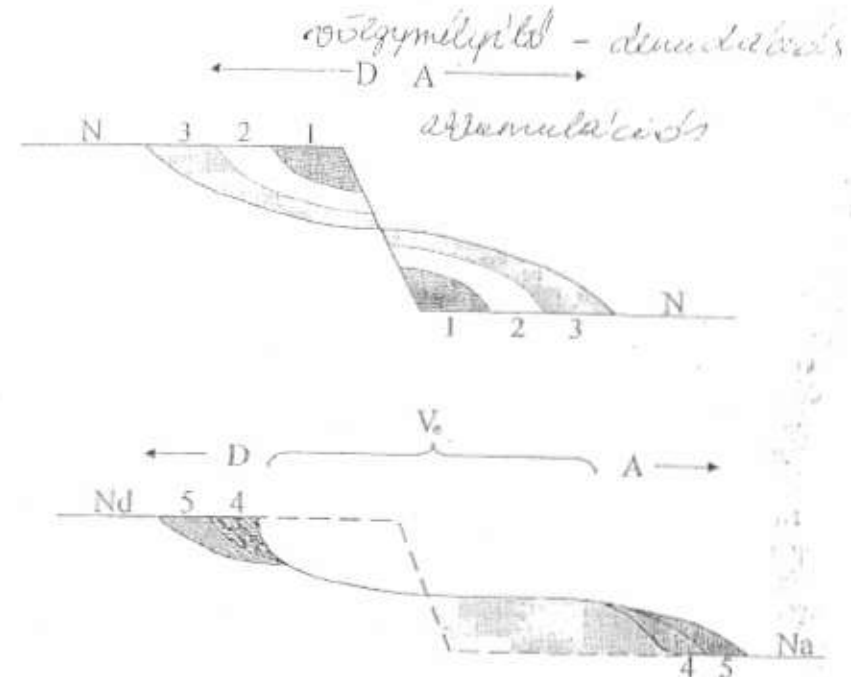
felszínalakítás alapszintjének, végső, vagy abszolút erózióbázisának nevezük. Mivel egy mellékfolyó számára a befogadó főfolyó jelenti az erózió alapszintjét, ezért azt közvetlen vagy relatív erózióbázisnak hívjuk.

A folyók munkájának alaposabb hossz-szelvénybeli vizsgálata alapján azonban a fenténl bonyolultabb kép rajzolódik ki.

A folyamatok és morfológiai következményeik megértéséhez induljunk ki egy olyan vízfolyásból, amelynek hossz-szelvényében egy terepi lépcső miatt határozott törés van (5.13. ábra). A lépcsőt most mint adottságot tekintjük, kialakulásával - ami nagyon sokféle lehet - nem foglalkozunk. A lépcső alatt és felett a lés esésű felszínen a befolyó víz nem végez érdemi felszínalakítást, egyensúlyi állapotban van (az egyensúlyi állapot kérdését részletesen lásd alább!). Viszont a lépcsőperemen hirtelen felgyorsuló folyó energiája ("munkavégző képessége") megnő, és azt előbb-utóbb beréseli. Ott völgy kialakulása kezdődik. A lépcső alatt lecsökkenő sebességből következő folyásváltozás viszont azt eredményezi, hogy a víz a lépcső perem bevágásával szerzett hordalékát a lépcső előtt lerakja. A képződő akkumulációs forma leginkább egy legyezőte (esetleg egy félösvagott kúpra) emlékeztet, ezért a geomorfológiában hordalékkúpnak nevezik. A folyó völgymélyítő (denudációs = "D") és akkumulációs ("A") szakasza egymás közvetlen szomszédságában van. A folyamat előrehaladtával a völgy mélyül, és hátrafelé hosszabbodik (regresszió), hiszen az esés a völgy felső végénél igen nagy, tehát a folyó ott képes a mélyítő erózióra. A másik oldalon viszont a hordalékkúp épülése zajlik, ami egyszerre jelenti annak magassabbá válását és az előtér felé való meghosszabbodását. A denudáció és az akkumuláció tehát térben kiterjed. Ez a folyamat addig tart, amíg a mélyülő völgy fenéke azonos szintre nem kerül a magasodó hordalékkúp felső végének szintjével. Ekkor ugyanis eltűnik a kiindulási helyzet lejtőtörése. A folyó eséscsübhéje ezzel - legalábbis a középső szakaszán - kiegyenlítődött. Most fontos változások következnek:

- A felső szakasz völgymélyülése gyakorlatilag megszűnik, hiszen eltűnt az előtérben lévő, eróziós erőt fokozó lépcső. A völgy ezután már csak a legfelső végén mélyül (és főleg hátrálva hosszabbodik!), mert most már csak ott van eróziót okozó lejtőtörés.
- A hordalékkúpon is változik a helyzet. Magassága érdemben már nem nő, a rajta végigtolyó víz hordaléka legnagyobb részét a kúp alsó peremén rakja le, mert ott hirtelen lecsökken az esés. A hordalékkúp te-

hát az előtér felé hosszabbodik. Az újabb és újabb hordaléktömegek a korábbi hordalékkúp lábára borulva ún. fiókhordalékkúpot vagy küpokat építenek.



5.13 ábra A völgybevágódás és a hordalékkúp képződés helyének időbeli változása a folyó mentén.

- Az eredeti terepi töréslépcső feletti szakaszon a folyó bevágódása (denudáció = D) mindinkább hátrál, a kialakuló völgy hosszabbodik és mélyül (1, 2, 3, 4. stádium). A lépcső előtérében a hordalék akkumulációja (A) hordalékkúpot eredményez, amely előrefelé hosszabbodik, és felszíne magasodik (a völgy fejlődésének megfelelő 1, 2, 3, 4. stádium). Végül a hordalékkúp felszínének magassága eléri a völgyfenék szintjét, az eredeti töréslépcső felemésződik, az esés kiegyenlítődik.
- A völgy a felső végén a nagy esés miatt tovább hosszabbodik, a denudáció helye tehát tovább hátrál. A hordalékkúp magassága érdemben nem változik, az előtér felé tolódo akkumuláció hordaléka viszont

betemeti a kúp peremét, és ott ún. fiókhordalékkúpok alakulnak ki. Az egymástól távolra került D és A szakaszok között a folyó közel egyensúlyi helyzetbe kerül, bár lokális denudáció és akkumuláció ezen a szakaszon is megfigyelhető (V_c).

A völgy felső vége fölött és a hordalékkúp pereme előtt a felszínt a folyó érdemben még nem alakítja, ezért ezek a területek az erózió szempontjából semleges (neutrális = N) állapotban vannak. Azt azonban prognosztizálni lehet, hogy a völgy felső vége felett a felszín előbb-utóbb a denudáció hatása alá kerül (N_d), a hordalékkúp előtere pedig idővel az akkumuláció térszínévé válik (N_a).

- A középső szakaszon megszűnik az eddigi egyértelmű denudáció ill. akkumuláció. A folyó denudációs és akkumulációs szakasza térben eltávolodik egymástól. A középső szakasz ugyanis - megcsökkent esése miatt - ezután elsősorban csak a legfelső szakaszon termelt hordalék továbbítására alkalmas, ami aztán főleg a fiókhordalékkúpokban akkumulálódik. A középső szakaszon (át) mozgó hordalék a lokális sebességingadozásoknak megfelelően helyenként és időnként (pl. kanyarulatképződés során) lerakódik, majd tovább vándorol, de a folyószakasz egészének jellege alig változik. Miközben tehát aktív folyamatok jellemzik, a folyamatok dinamikus egyensúlya miatt változatlan (stacionárius) állapotban van. A folyó dinamikus egyensúlyú folyamatokkal jellemzett középső szakasza idővel - ha a külső körülmények nem változnak - egyre hosszabbodik felfelé és lefelé is. Ezáltal a folyó egészének esésgörbéje mindinkább ellapul, rajta az átlagos esés csökken (a nagy esésű rész egyre inkább a legfelső részre "húzódik vissza"), a görbe alakjának konkáv jellege egyre kifejezettebbé válik (lásd az esésgörbéről szóló fejezetet!).

A folyók itt bemutatott hosszmetzeti fejlődése természetesen csak igen hosszú idő alatt, lényegében változatlan körülmények között mehet végbe. Ha azonban a folyótól független külső körülményekben változások következnek be, akkor ez a fejlődési vonal megszakad. Viszont újra is kezdődik (kezdődhet), akár úgy is, hogy a folyó mentén az eltérő külső hatások miatt több sajátos arculatú rész formálódik.

- Ha pl. tektonikus hatásra a folyó egy vagy több szakaszán lejtőtörések keletkeznek (mert ott a térszín megemelkedik és az esés megnő), akkor

a fenti folyamatok onnan kiindulva újra kezdődnek, és természetesen leg "rátelepszene" az előző fejlődési szakasz formáira.

- Ha az éghajlat vagy a lefolyási viszonyok (akár éghajlattól független) megváltozása miatt a folyó vízhozama lényegesen és tartósan megnő, az addigi dinamikus egyensúly felborul, és a nagyobb hordalékszállítási kapacitás¹ és kompetencia miatt a folyó egyensúlyi szakaszán erózió kezdődik. Idővel azonban a viszonyok elhez az új helyzethez illeszkednek (illeszkedési idő, angol: *relaxation time*, német: *Anpassungszeit*), és egy újabb dinamikus egyensúly alakul ki.
- De megzavarhatja az egyensúly felé haladó fejlődést a folyóba hirtelen kerülő sok hordalék is, aminek az elszállítására a folyó képtelen, ezért az felhalmozódva megemeli a folyó szintjét. A megemelkedett szint vízszint esésnövelő, az esésnövekedés pedig a sebesség és az elragadó erő növekedésével jár, tehát újra bevágódás kezdődik. A bevágódó folyó esése csökken, és az idő múlásával az illeszkedés is előrehalad, s az egyensúly lassan visszaáll.

A fenti "zavarok" nagyon eltérő időben (időtartamban), és akár több helyen is jelentkezhetnek, hatásaik igen sokféle módon kombinálódhatnak, és így az eredményük (ami soha nem végeredmény) nagyon változatos lehet egy folyó különböző szakaszain. Természetes, hogy az ilyen összetett hatásoknak a nagyobb méretű folyók inkább ki vannak téve mint a kisebbek, hiszen azokon egyetlen hatás "végiggördülése" is hosszabb időt vesz igénybe.

Amikor Cholnoky Jenő a XX. század elején kidolgozta a folyók szakaszjellegéről szóló elméletét, lényegileg ezeknek a folyamatoknak egyfajta megközelítését végezte el. Ő úgy fogalmazott, hogy a folyó munkavégző képességét kell az ún. elvégzendő munkához hasonlítani. Az elvégzendő munka kifejezés lényegében azt jelentette, hogy a folyó előtt hordaléka elszállításának feladata áll. Ha ennél nagyobb a munkavégző képessége, akkor fölös-energiájával völgyét mélyíti (felső szakaszjelleg), ha kisebb, akkor nem bír hordalékával, és lerakja (alsó szakaszjelleg). Egyenlőség esetén kanyargó középszakaszjellegről beszélhet, ami lényegében az egyensúlyi állapotot jelentette - bár az nem feltétlenül kanyargó (viszont kanyargás a bevágódó és az akkumulálódó részen is kiata-

¹ Kapacitás: a folyó *össz* hordalékszállító képessége, kompetencia: a folyó bizonyos méretű hordalékot mozgató képessége.

kulhat). Az egyensúlyi állapot problematikáját már az amerikai Gilbert (1876), majd Davis (1899) is nagyjából hasonló közelítéssel vetette fel, de az egyensúlyi folyó (angol: *graded river*) koncepcióját szisztematikusan J. H. Mackin (1948) dolgozta ki.

A *graded river* elméletében a folyóval kapcsolatos négy jellemző (a lejtő vagy esés, a vízhozam, a hordalék és a medertulajdonságok) játszik alapvető szerepet. E jellemzők akármelyikének bármilyen irányú változása előbb-utóbb az egyensúly visszaállításához vezet (*negatív visszacsatolás*). E folyamatok egyes mozzanatait az előzőekben bemutatott jelenségek kapcsán már említettük.

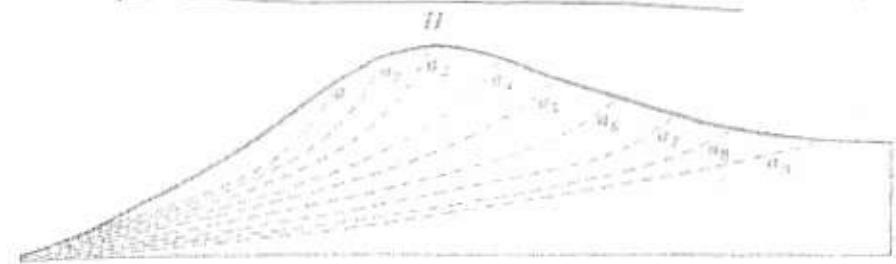
- A lejtő növekedése növeli a sebességet és az elragadó erőt, a folyó tehát bevág. Adott helyen a bevágás eséscsökkenő, tehát előbb-utóbb megszűnik a bevágás, visszaáll az egyensúly. Az eséscsökkenés viszont a hordaléklerakást eredményez, ami növeli az esést, tehát megszűnik az akkumuláció, és visszaáll az egyensúly.
- A vízhozam növekedése is növeli az elragadó erőt, ami bevágást, majd eséscsökkenést, emiatt sebességsökkenést és az eróziós képesség csökkenését okozza. Az egyensúly helyreáll. Fordított esetben: csökkenő vízhozam - csökkenő sebesség - lerakódás - növekvő lejtő - növekvő sebesség - lerakás vége - egyensúly helyreállása.
- A hordalék mennyiségének növekedésére (pl. egy gleccserből vagy hegycsuszamlásból) az egyensúlyi folyó a mozgáshoz túl nagy szemek felhalmozásával reagál, ezzel megnöveli a meder esését. Ez addig folytatódik, amíg a megnövekedett esés akkora sebességnövekedést okoz, hogy a folyó már képtessé válik a durva hordalék elszállítására is, tehát új egyensúly jön létre. Ha a hordalék finomodik, vagy mennyisége csökken, a sebesség "túl nagy" a megmozgatáshoz, tehát a folyó bevág. Ezután a folyamata az előbbieket szerint folytatódik, végül az egyensúly helyreáll.
- A mederalak megváltozása is kapcsolatban állhat az egyensúllyal. Ha pl. egy mellékfolyó vízmennyisége megnöveli a vízhozamot, ami a mederben mélyebb vizet eredményez (mederalak-változást), az a hidraulikus sugár (a keresztmetszet területének és a nedvesített kerületnek a hányadosa) megnövekedésével jár. A nagyobb hidraulikus sugár pedig sebességnövekedést okoz, és így a hordalék továbbállítása még akkor is biztosított, ha a folyó lefelé haladva az esés csökken (vagyis a mederalak megváltozása ellensúlyozhatja az eséscsökkenés sebességsökkenő hatását).

Völgyképződés, völgytípusok

Alapvető völgytípusok

A völgy a lejtőn lefolyó víz vonalas eróziójának az eredménye, tehát – mint látnuk – a lejtők nagyeesésű részein - normális lejtők esetén az inflexiós sávban - kezd kialakulni. Kialakulásának kezdeti fázisát a folyóvízről szóló fejezet beve-

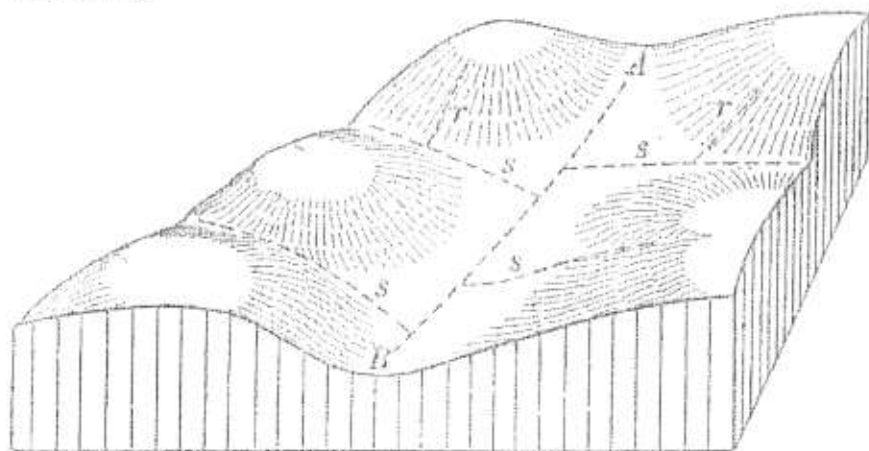
zető részében már bemutattuk. Természetes dolog, hogy a völgyek általában az általános lejtés irányába futó vizek termékei, vagyis irányuk (legalábbis kezdetben) az általános lejtés irányának megfelelő (*konzekvens völgy* – 5.14. ábra).



5.14. ábra Völgy fejlődése regresszióval. a_1 - a_3 konzekvens jelleggel, a_4 - a_6 obszekvens jelleggel

A bevágódó völgyek mind felfelé (regresszióval), mind lefelé (mélyüléskor következtében) hosszabbodnak. A völgy oldallejtőin lefolyó vizek maguk is előbb-utóbb völgyeket kezdenek mélyíteni, így ott az általános lejtésirányra és a fővölgyre csaknem merőlegesen ún. szubszekvens oldalvölgyek kialakulása indul meg. Fejlődésük előrehaladtával irányuk lassan változik, és mindinkább az általános lejtés irányába hajlanak el. Az oldalvölgyképződés a szubszekvens völgyek lejtőin is megindul (5.15 ábra). Ezek a „harmadrendű” oldalvölgyek (reszekvens völgyek) nagyjából a fővölgyvel párhuzamosak lesznek, de egy részük az általános lejtésiránnyal szemben fut (obszekvens völgyek). Ha az egész bemutatott folyamat egy nagyjából homogén anyagi felépítésű, de mindenesetre tektonikai zavaroktól mentes felszínen zajlik le, akkor a konzekvens irányú völgyek fejlődnek a leggyorsabban, a szembefutó obszekvens völgyek a leglassabban, tehát előbbieket lényegesen hosszabbra nőnek. Az is természetes, hogy a fő lejtésirányra merőleges szubszekvens völgyek keresztmetszete aszimmetrikus lesz. Az általános lejtéssel megegyező lejtőik ugyanis gyorsabban pusztulnak, mert több víz folyhat le rajtuk, és fokozatosan ellankásodnak. A szembenéző oldalon a kevesebb víz viszont rövidebb, meredekebb lejtőket eredményez. Az aszimmetriát az is elősegíti, hogy a szubszekvens völgyek alján a vízfolyások fokozatosan az általános lejtés irányába tolnak, ezért az általános lejtésiránnyal szembenéző lejtőket erősebben alámossák, és pusztítják.

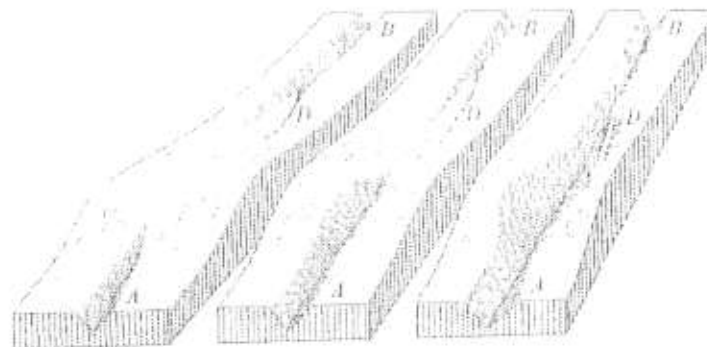
Ha a leírt völgyfejlődés egy olyan felszínen történik, amelynek a lejtése megegyezik a felépítő kőzet(üledék)rétegek dőlésével, akkor a szubszekvens völgyek konzekvens lejtői a réteglapon alakulnak ki (ezek a fazetta jellegű lejtők főleg akkor látványosak, ha anyaguk kemény szálbanálló kőzet, és felszínükön hiányzik a növénytakarás). A meredekebb obszekvens lejtőkön viszont a réteglejtők bukkannak elő, és ezek sajátos tömegmozgások (pl. omlások) kioldódási helyei lehetnek.



5.15. ábra Szubszekvens és reszekvens mellékvölgyek kialakulása konzekvens völgy mentén.

Ha egy hegység két ellenkező oldalán konzekvens völgyek fejlődnek (5.16. ábra), de regressziójuk sebessége eltérő (pl. a két oldal különböző csapadékmennyisége miatt), akkor a gyorsabban fejlődő völgy átréselve a hegy gerincét, annak ellenkező lejtésirányú lejtőjén hátrál tovább (és ott már obszekvens jellegű), majd elérve a másik völgy völgyfőjét, azt **lefejezi (kaptura)**. A kaptura bekövetkezése után az „agresszív” völgy a lefejezett völgy vizeinek lefolyását is a maga irányába fordítja, és így a terület vízrendszerének jellege alapvetően megváltozik. Kaptura úgy is kialakulhat, hogy egy regresszióval hosszabbodó völgy völgyfője egy másik völgy oldalát éri el, és így téríti maga felé annak vízfolyását (5.17. ábra). Ennek több fontos morfológiai következménye lesz. Egyrészt megváltozik a vízfolyás iránya, és a völgy bevágódása ezután az új irányú völgyben folytatódik. Másrészt a lefejezett völgy alsó szakasza víz nélkül marad, és száraz **völgytorzóvá** válik. A szárazon maradt torzófenék válto-

zatlan állapotban marad, előtte (fölötte) viszont a megváltozott folyásirányú völgy fenéke egyre mélyebbre kerül, s egy idő után **a völgytorzó a folyásiránnyal szembenező lépcsőként magasodik az élő völgy fölé**. Kapturáról lényegesen szó megemlítjük annak egy harmadik, viszonylag gyakori típusát, az ún. **mélyégi lefejezést vagy batükapturát** is. Ez akkor következik be, ha egy völgy vízfolyása a vízáteresztő fenékközetek miatt (pl. karsztosodó mészkővidékeken) elszivárog (elnyelődik), és az azt követő szakaszon a felszíni völgy víz nélkül marad, vagyis völgytorzóvá lesz. (Az eltűnt víz azután a felszín alatt tovább folyhat bűvő vagy esetleg barlangi patak formájában.) Felszíni kapturák sora formálta a vízhalózatot és a lefolyási irányokat pl. a Börzsöny hg. déli részén, mélyégi lefejezések nyomai láthatók az Aggteleki-karsztvidéken.

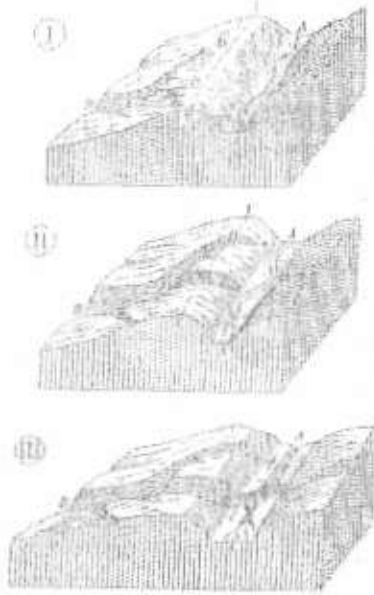


5.16. ábra Hátáló völgyfők találkozásával bekövetkező völgy lefejezés.

Epigenetikus völgyek *völgytorzó*

A fluvialis völgyalakulás jellegzetes, számos földi táj morfológiai fejlődésében döntő szerepet játszó típusa a **piüróklódó** vagy **epigenetikus völgyfejlődés**. Az epigenetikus völgyeket először a német F. von Richthofen írta le, Magyarországon pedig Lóczy Lajos mutatta be a Bihar hegységéből. A jelenség lényege, hogy a völgy bevágódása viszonylag puhább kőzeteken indul meg, de a bemélyedő völgyfenék egy alsó keményebb kőzetet ér, és a folyó abba fűrészeli tovább a völgyét. A kőzetminőségi váltás megváltoztatja a völgy jellegét. Fejlődése keményebb kőzetben meglassul, és a vízfolyás az addig viszonylag széles völgy alján már csak keskeny, meredekfalú, szurdokszerű völgy formálására

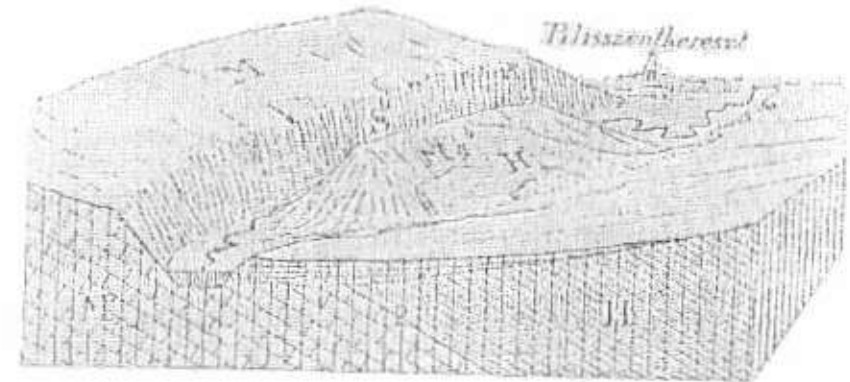
képes. A jelenség különösen akkor válik látványossá, ha a kemény kőzet csak a puhább üledékbe ékelődő tömbként jelenik meg, és idővel a burkoló puha kőzet valamilyen más folyamattal révén „kitakarítódik”. A kemény kőzetbe ékelődött folyó azonban a tehetetlensége miatt addigi helyén marad, jóllehet környezete időközben olyan alacsony szintre pusztult, hogy a folyó számára sokkal „kényelmesebb” utat biztosítana. Így az is előfordulhat, hogy a folyó vagy patak környezeténél magasabban folyik. Magyarországi klasszikus példáját Cholnoky Jenő rajzolta le a Pilis hg. ből (Pilisszentkereszti-szurdok (4.18. ábra), de hasonlóan tanulságos a Maros lippai szurdokának kialakulása is.



5.17. ábra Kaptúra völgytől és völgyoldal "találkozásá" esetén.

A sokszor tájképileg is megragadó epigenetikus szurdokok Kárpát-medencei példái között említhető a mészkőbe fűrészelt lües Tordai- és a Tur-i-lasadék Erdélyből, nálunk ilyen eredetű a bakonyi Caha-patak festői áttörése. Epigenetikus völgyszakaszok szép sorozata alakult ki a Cserhát dombvidékének Ny-i peremén, ahol a Bódvába futó patakok (Sas, Juhász, Rakaca, Garadna) ma a cserhádi pannóniai üledékekből álló dombok felől érkező víz útjait kereszteszik a Bódva menti devon- és triászkorú mészkővidéket, hogy völgyek ezen az alsó szakaszon szurdokszerűen összeszűküljenek. Ennek az az oka, hogy korábban e mészkővidéket is befedték a

Pannóniai-tenger(tó) laza üledékei, a völgyképződés azon indult meg, majd ráterőklődött az alsó mészkőfelekre. Jórészt epigenetikus eredetű a K-i Kárpátokat átfűrészelő számos völgyoszor (Aranyos-Beszterce, Tölgyes, Tatos, Ojtozi, Békás). Ilyen típusú az Elba áttörése az Elbajuhannokkö-hegységen (Szász-Svájc), a Duna Gicini-szurdoka Ausztriában, a Rajna völgye Schaffhausennél, a Rhone áttörése a Massif Central K-i peremén, hogy csak néhány lües és látványos európai példát említsünk.

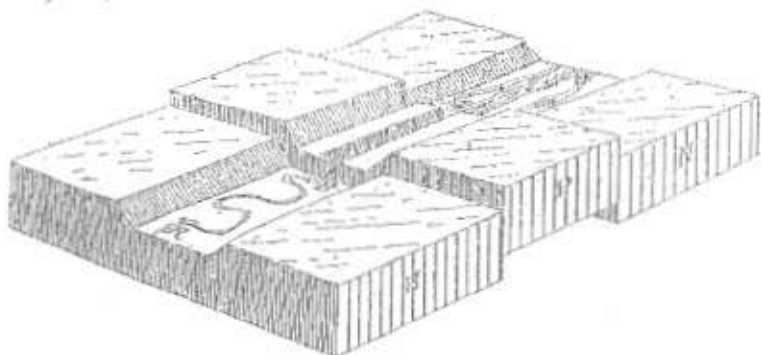


5.18. ábra A Pilisszentkereszti - epigenetikus szurdokvölgy tömbszelvénye Cholnoky J. szerint.

Antecedens völgyek

Antecedens völgyről vagy völgyszakaszról akkor beszélünk, ha a folyó mentén - rövidebb-hosszabb szakaszon - tektonikus emelkedés kezdődik, de az nem gátolja meg a folyó további útját, mert a folyó völgymélyítő erőztője lépést tart az emelkedéssel (5.19. ábra). Természetesen az így kialakuló, sokszor tekintélyes hegységeken áttörő völgyszakaszok is többnyire szurdokként, de legalábbis az emelkedő rész feletti völgyszakaszhoz képesti völgyszűkülésként jelennek meg. Az antecedens völgyfejlődés lehetőségére először Powell mutatott rá az amerikai Nyugat geológiai-geomorfológiai feltárása során még a XIX. század utolsó harmadában. A Dunának is több ilyen antecedens völgyszakasza van. Általában ilyen eredetűnek tartják pl. a Visegrádi-szorost, de antecedens völgyben keresztezi az Ott is a D-i Kárpátokat (Vöröstoronyi-szoros). Antecedens

jellegű a Rajna áttörési völgye a Rajnai-palahegységen, az Indus keresztvölgye a Himalájában, stb.



5.19. ábra Antecedens völgyszakasz kialakulása (Cholnoky J. ábrája).

A hegységek áttörése nemcsak antecedens völgyek révén történhet. Mint látni, a regressziós völgyfejlődés is elvezethet oda, hogy a folyó keresztel egy hegysíkvonalat. Sokszor egy-egy folyóvölgy helyzete miatt áttörési völgynek tűnhet, valójában a folyó esetleg csak két szomszédos hegység közötti, korábban is létezett „mélyvonalat” használt fel víze átvezetésére. Ezek az interkollin völgyek. A Duna vízgrádi szorosának magyarázatánál is felmerült már az antecedencia mellett a regressziós eredet ill. az interkollin jelleg is, sőt az epiogenetikus megjelenés is előfordul.

Völgykapuk

Ott ahol a hegységeket valamely folyó szélesebb, vagy kiszélesedő völgyvel kereszteli, vagy ahol szomszédos hegységek közt viszonylag alacsonyabb vízválasztó hátság alakultak ki, és így a hegységeken kényelmes átjárás lehetséges, általában kaputájokról beszélünk. Ezek a kaputájak sokszor a történelemben is jelentős szerephez jutottak, mint pl. az Odera és a Morva közötti vízválasztó területe, a Morva-kapu, a Rajna völgyéből Burgundiába átvezető Burgundiai-kapu, vagy a Weser melletti híres „Porta Westfalica”.

Némileg más a helyzet, ha a folyó a hegységből kilépve a síkságra érkezik. A síkságra lépő folyók tevékenységének jellege általában megváltozik. A lecsökkenő esés miatt a bevágást a lerakás váltja fel. Ezért a hegységekből a síkságokra lépve a völgy nemcsak azért szűnik meg, mert a vízfolyás elhagyja a hegye-

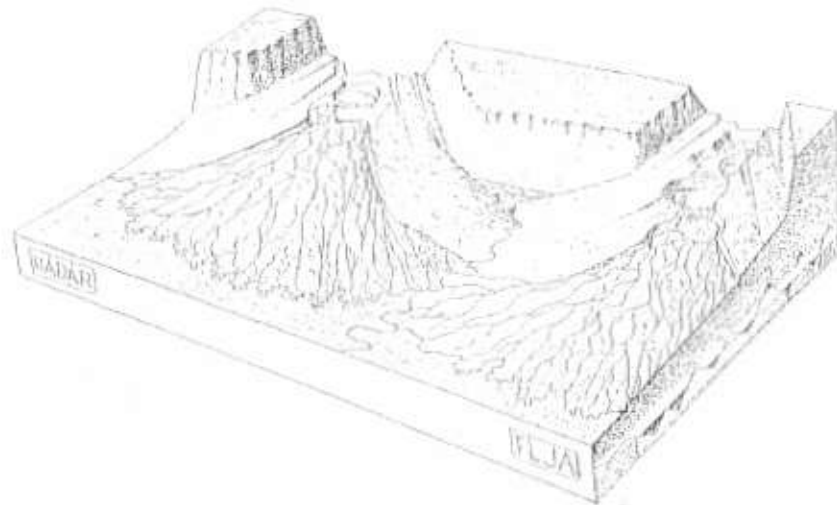
ket, hanem mert ott a mélyítő munkája is megszűnik. Ezeket a helyeket **völgykapuknak** nevezzük. A folyó esésgörbéjének változása miatt az esés idővel a völgykapu feletti részekben is csökken, és a folyó feltöltő tevékenysége a völgy alsó, völgykapu körüli szakaszán is megjelenik. Az akkumuláció tipikus helye azonban a völgykapu előtti térszín, ahol a folyó lerakott hordalékából **hordalékkúp**ot épít.

Hordalékkúpok

A hordalékkúpok fejlődése

A rendszerint kiterjesztett legyező formájára emlékeztető hordalékkúpok kialakulásának kezdeti alapvető oka a folyó eséscsökkenéséből következő hordaléklerakás. Sajátos formájának létrejöttéhez azonban az is hozzájárul, hogy a völgykapu előtt a folyó a hordalékát korlátozó körülmények (völgyoldal) nélkül, nagyon széles területre terítheti szét (5.20. ábra). Az árvizek idején medréből kilépve széttérülő folyó itt különösen lelassul, hiszen szélessége megnő, mélysége és így hidraulikus sugara csökken, ami sebességesökkentő, tehát a hordaléklerakás még inkább erősödik. Mivel a völgykapu előtt (a hordalékkúp fejeinél) a folyó először a legdurvább hordalékát rakja le, a hordalékkúp porózus – jórészt még kavicsos – anyaga jelentős vízmennyiséget nyel el, így a folyó vízhozama csökken, hordalékszállító kapacitása ezáltal is mérséklődik, az akkumuláció viszont fokozódik. Bull (1963) szerint a hordalékkúp fejeinél nincs eséscsökkenés, a fokozódó akkumuláció és az ezzel együtt megjelenő elágazások elsősorban a vízmennyiség csökkenésének következményei. Árvízkor a hordaléklerakás zömme a meder közelében történik, ezért a folyó medre és környezete fokozatosan a hordalékkúp legmagasabb részévé válik. Ez viszont gyakran odavezet, hogy a mederből kilépő árvizek lefolyanak a hordalékkúp alacsonyabb részeire, és közben olyan folyósvonalat (új medret) alakítanak ki, hogy az az árvíz után is a vízvezetés fő pályája marad, a folyómeder tehát a hordalékkúpon áthelyeződik. Ezt a folyamatot gyakran a folyók hordalékkúpjukról való **lecsúszásának** is nevezzük. Ezután az új meder körüli részek töltődnek legerősebben, s egy idő múlva ez lesz a kúp legmagasabb része. A folyamat megismétlődik. Ez az oka annak a sok megfigyelés alapján ismert ténynek, hogy a folyók hordalékkúpjukon gyakran változtatják futásukat. A hirtelen irányváltások a folyó környéki lakosság számára olykor katasztrófális követ-

jezményekkel juttat. Erre nézve sok adat van pl. a Huang-ho hordalékkúpján bekövetkezett árvizek történetében.



5.20. ábra Hordalékkúpok fejlődése Kálár L.(1971) rajzán.

A hordalékkúpon az egészvonal általában egyhén homorú, de a peremén domborúvá válik. Ott már általában csak a legfinomabb hordalék lerakódása történik, és azon túl a folyó hordaléktól megszabadult vize kitérít, és viszonylag minimális felszínformálást végez. A hordalékkúpon szétágazott folyó annak pereme alatt ismét egy ághal egyesül. Az akkumuláció súlypontja – mint fentebb már láttuk – mindinkább a hordalékkúp pereméi részére helyeződik át, és ott főhordalékkúp(ok) fejlődése is bekövetkezik. A főhordalékkúpok az eredeti hordalékkúp pereméire borulnak, azt mintegy betemetik.

A hordalékkúp-fejlődés sajátos kísérőjelensége, hogy a kúp rossz lefolyású peremére kerülő víz ott nehezen talál további lefolyást. Ebben részint a hordalékkúp magasabb pereme is akadályozza, de még inkább így van ez, ha hordalékkúpok egymás mellett épülnek, és közöttük maradnak hordalékszegény, rossz lefolyású, pangóvízes mélyedések, melyek könnyen elmocsarosodnak. A horda-

lékkúpok rosszleflyású szárnyain (esetleg elgátolva) kialakult mocsarak a hegységelőtéri medencecsücságok jellegzetes képződményei.

A Kárpát-medence belsejébe érkező két nagy folyó hegységelőtéri hordalékkúpjai mentén is megtalálhatók az így kialakult mocsarak. A Duna kisalföldi hordalékkúpjának déli szárnyán a Hanság, az északi oldalon a Mátyusföld vízenyos vidéke szép példák erre. A Tisza és több mellékfolyója által kialakított nagy ÉK alföldi hordalékkúp egyik oldalán (a Szamos mellékén) az Ecseki-láp, a másikon az (É-n) Beregrász és Munkács között a Szeronye-mocsár képviseli a hordalékkúp peremén mocsarak típusát.

A hordalékkúpok felszíne

A nagykiterjedésű, a Föld nagy folyói esetében százezer négyzetkilométerekben mérhető hordalékkúpok felszíne általában viszonylag egyhangú. A gyakran használt „asztalapsímaságú” jelző azonban megtévesztő lehet. Bár a függőleges magasságkülönbségek (relatív relief) általában szerények, sokszor az $5\text{m}/\text{km}^2$ -t sem érik el, helyenként még formagazdagságról is beszélhetünk. A leggyakoribb formák az élő és elhagyott folyómedrek. Ezek keletkezése a medervándorítások és elágazások alapján természetes. További formákat eredményez az egyensúlyi állapothoz közeli folyók kanyarulatfejlődése. A hordalékkúpok fejenek durvaszemű és laza üledékanyagában a folyók elágazása a tipikus. A belső részek finomodó – homokos-iszapos-agyagos -, az erózióknak jobban ellenálló anyagában a folyók általában kanyarognak.

A Tisza pl. már a Máramarosi-medencében jelentős mennyiségű durva hordaléket rak le, és szétágazó jellegű. Ezt a jellegét a Huszti-kapuból az Alföldre lépve is megtartja, majdnem pontosan a magyar határig. Nem sokkal Magyarországra érkezése után azonban már az apró kavics is kifogy a mederhordalékból, és megkezdődik egészen a torkolatig tartó meanderkezése. A Duna a Dévényi-kapu alatt ugyancsak szétágazó mederrendszerben folyik a kisalföldi hordalékkúpon egészen annak az alsó pereméig, Szap-vonaláig. Ott elfogy durva hordalékának jelentős része, és a Szap-Gönyű közti esésesökkenés sávjában már finomabb anyagot rak le. Az egységes mederbe került folyó azonban nem kezd kanyarogni. Károlyi Z. (1957) ezt azzal magyarázza, hogy a Duna fenekét innen egészen Fajszt-Gejzén vonaláig viszonylag keményfelszínű, lözettelcsérép szerűen elhelyezkedő, és csak az árvizek idején megmozduló kavicsréteg borítja, védi. Fajsztól, a kavics eltűnésével kezdődik a Duna ún. mozgómedrű, kanyargó szakasza. Hordaléka ott már finom, szemcsemérete megegyezik a mederanyag szemcseméretével.

A kanyarulatfejlődés kapcsán bemutatott ártéri- és mederformák is élénkítik a hordalékkúpok felszínét. Sok hordalékkúp homokos üledékanyagát a szél megtámadta, és rajta mozgalmassabb felszínű futólhomok területeket hozott létre. Erre főleg olyan helyeken került sor, ahol a folyó valamilyen okból már koráb-

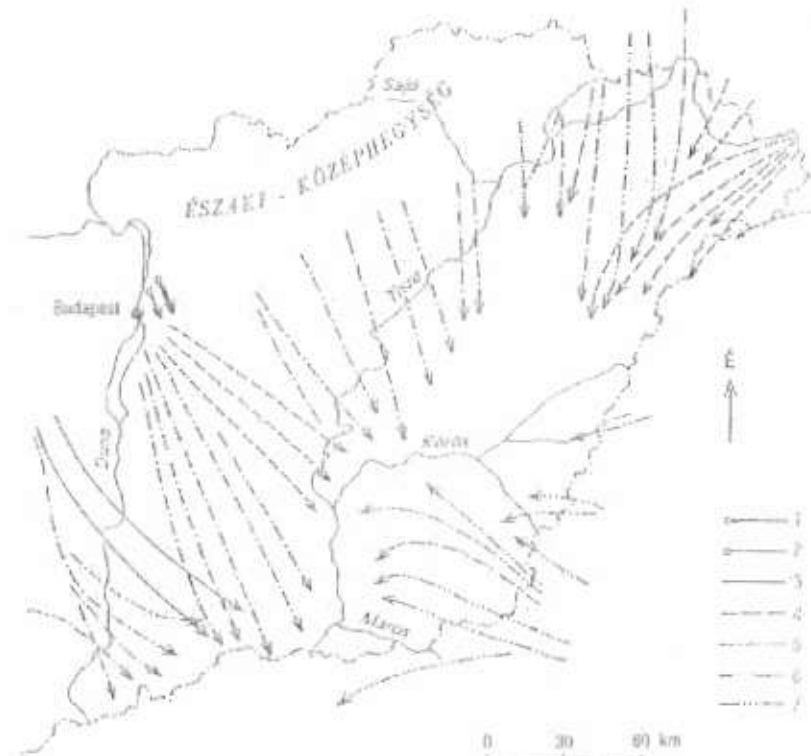
ban (esetleg még a pleisztocénban) elhagyta hordalékkúpját, így a felszín alakításában élő folyóvíz nem vehet(ett) részt. Ilyen homokos hordalékkúp-anyag adta az Alföldön a nyírségi, kiskunsági, tiszazugi, Tarna-menti, stb. futóhomokvidékek alapanyagát. A hordalékkúpok felszíne a peremek közelében a legegységesebb. Ott anyaguk már rendszerint iszapfinomságú. A folyó(k) által elhagyott hordalékkúp felszínre a pleisztocénban számos esetben lösztakaró borult, ami méginkább kiegyenlítette a felszíni magasságkülönbségeket, s ha később a lefolyó vizek nem szabdalták fel, úgy az ilyen térszínnek valóban „tengersík” vidék benyomását keltik.

A fiatal hordalékkúpok révén fejlődő és hosszabbodó hordalékkúpok felső és középső részein az akkumuláció fokozatosan megszűnik, sőt a folyó – főleg külső hatásokra – enyhén bevágó jelleget is ölthet. Emiatt a kúp tekintélyes részei valamelyest a folyó fölé magasodó árízmentes térszínre válnak. Ezek a hordalékkúp teraszok. A hordalékkúp teraszok az emberi megtelepedés és a társadalmi földhasznosítás számára ideális körülményeket nyújtanak.

A hordalékkúpok természetesen a széles hegységi-dombsági előterek és a medencesíkságok jellegzetes képződményei. Sok esetben viszont a szárazföld-peremi sekély (self) tengereket deltáik (lásd a következő fejezetben) révén feltöltő folyóknak a tenger szintje fölé emelkedő térszíneire borulnak. Tipikusan ilyen fejlődésen ment át a Kárpát-medence. A földtörténet utolsó itteni tengerének (Pannon-tenger) döntően D-i irányú visszahúzódásával párhuzamosan a hegységkeret irányából a centrum felé tartó folyók deltákat, majd azokra hordalékkúpokat építettek. Épülő hordalékkúpjaik (5.21. ábra) a tenger, később a visszahúzódásában is szerepet játszottak.

A Duna a medencébe lépve kezdetben (a pliocén végén és a pleisztocén elején) a mai Dunántól NY-i részén D-re tartva rakta le hordalékát, majd ezt követően építette fel kisalföldi hordalékkúpját. A középhegység vonalát áttörve az Alföldön eleinte DK felé folyt, „részletesen” keresztezte a Kiskunságot, sőt az akkor ott még nem létező mai Tisza hordalékkúpját még a Tiszazugban is építette. Csak a pleisztocén végétől esőszott le NY-i irányba hordalékkúpjától, és fokozatosan nyerte el mai É-D-i futásvonalát. Az ÉK-i Kárpátok irányából több vízfolyás (Tisza, Szamos, a Bodrogot összetevő folyók, stb.) hozott létre hatalmas, egybeépülő hordalékkúpokat, amelynek törzsterülete a Nyírség, de NY-on még a Hajdúhátat is magába foglalta. A Tisza később ugyancsak lecsúszott róla, s előbb a mai É-völgyén, majd tektonikus süllyedések miatt a Záhony-Tokaj vonalon alakított ki új lefolyási irányt. Az Alföld belsejének harmadik nagy hordalékkúpját a Maros építette DK felől. A negyedik, ma már egységes hegységelölési síksággá összenőtt hordalékkúprendszer az Északi középhegység irányából érkező számos

ékebb vízfolyás mávve. Viszonylag szerényebb hordalékmennyiségük miatt nem építettek jelentős hordalékkúpokat a Körösök. Az Alföld „melyvonala” végül a hordalékkúpok között, legnagyobb hordalékanyagot a Tisza mai futásvonalán alakult ki.



5.21. ábra A hordalékkúpok előnyomulási irányai az Alföldön a Pannon-tó visszahúzódása után (Borsy Z. ábrája).

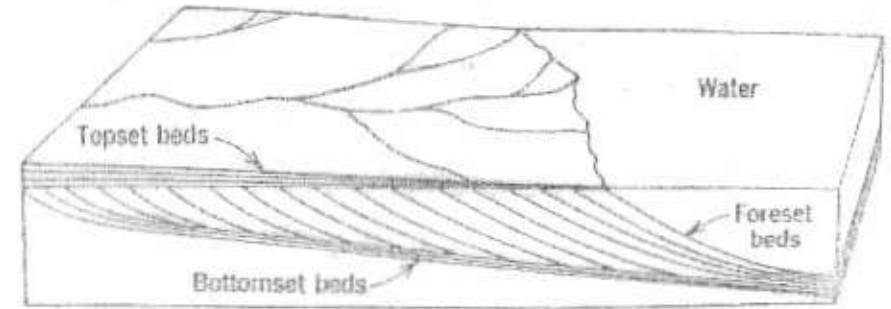
1= az alsópleisztocén hordalékkúp felszínre lévő része; 2= a középsőpleisztocén hordalékkúp felszínre lévő része; 3= a felsőpleisztocénig; 4= a würm elejéig; 5= a würm közepéig; 6= a felső-pleni-glaciális elejéig; 7= a későglaciálisig épült hordalékkúp

Delták

Deltafejlődés

A delták az állóvízbe többnyire eséstöréssel érkező folyók hordalékából épült jellegzetes képződmények. Kialakulásuk egyik feltétele, hogy a tóba vagy tengerbe viszonylag jelentős tömegű folyóhordalék érkezen. A „viszonylag jelentős” annyit tesz, hogy mennyisége haladja meg az állóvíz hullámzása vagy áramlása révén elszállítható anyag mennyiségét. Mivel a folyók torkolatához már rendszerint csak a legfinomabb, lebegő hordalék érkezik, azt az állóvizek mozgása könnyen elragadhatja, és pl. egy élesvízű tóban a tó csaknem teljes területén eloszolva ülepedhet le a fenékre. Sósvízű tengerbe érve a finom szemek hamar kicsapódnak (koagulálnak), leülepedésük felgyorsul, és nagyobb az esély, hogy az érkező hordalék közvetlenül a torkolatban halmazódjon fel. A gyors leülepedés miatt a kialakuló fenékrétegek az épülő képződmény mélyvize felé eső peremén meglehetősen meredek lejtővel halmazódnak fel (5.22. ábra). Így a leülepedő hordaléktömeg fokozatosan előrenyomul a tenger belseje felé. A terebélyesedő forma felszínén - az igen sekély vízben - viszonylag vízszintes rétegek (fedőledekek) rakódnak le a kisesésű, és ágakra szakadó folyó sekély medreiből. A folyó akár kisméretű áradásai is elegendőek ahhoz, hogy a víz a medrekből kilépve a közöttük lévő területeket elöntve valóságos iszaptengert hozzon létre. A víz ott hosszú ideig pang, így az épülő delta felszínét nádréteggel fedett mocsarak és sekély, állandóvízű tavak tarkítják. Közöttük a nagyobb ágakat összekötő kisebb medrek kusza hálózata alakul ki. Az egyes deltaágak mentén a felülálló folyóvízből az árterekhez hasonlóan folyóhátak épülhetnek. Ezek jellege és szerepe is hasonló az ott mondottakhoz. A delta külső, tenger felőli peremén a hullámzás turzásokat építhet, a turzások mögött a tenger felől mindinkább elzáródó lagunákkal, amelyek később tóvá alakulhatnak. Mivel a deltapereim általában kifelé tolódnak, mindig újabb-és újabb turzások fejlődnek, és az összefüggő turzások tekintélyes parti sávva szélesedhetnek. A turzások tetejére a szél dűnéket építhet, így a delták különböző szektoraiiban a lapos, egyenletes felszínt futóhomok vidékek formái élénkítik. (Mivel a tengerbe futó deltaágak nem egyenletesen fejlődnek, sőt egyes ágak időről-időre el is száradhatnak, ezért a turzásokból épült futóhomok vidékek a delta különböző, akár egymástól távoli részein is feltűnhetnek.) A delta épülése a legtöbb hordalékot hozó ágak mentén a legintenzívebb. Külső végükön ezek is szétágazhatnak, s így a delta peremén valóságos fiókdelta alakulhat ki.

*Szárnymezői kialakítás
delta fejénél szétágazás előtt, külső pereménél
előre - a szárnymezői A folyóvíz felszínformáló munkája*



5.22. ábra Fejlődő delta keresztmetszete jellegzetes rétegszerkezettel.

A előrenyomuló deltákon többnyire még az oldalsó részekre is jut hordalék. Ha ott a tengerben jelentékeny áramlások vannak, akkor azok ezt az anyagot nagyobb távolságra is elszállítják, ami azután a hullámzás közbejöttével a partok mentén a deltától viszonylag nagyobb távolságba is elnyúló ún. szárnymező kialakulására vezet. Az ilyen partok a kikötésre kifejezetten alkalmatlanok, ezért a deltatorkolatoknál általában nemcsak maga a szűkebben vett delta, hanem szélesebb környezete sem kedvező a hajózás számára. A del-tavidékek kikötői ezért rendszerint a delta fejénél, a szétágazás kezdete előtt, vagy a külső peremektől viszonylag távol épültek ki. Ez utóbbiak az ún. szárnymezői.

A Duna három főágból és sok kis mellékág kusza szövevényéből álló deltájánál a belső kikötők (Braila és Galati) a szétágazás előtt, Tulcea és Izmajli a szétágazás kezdetén vannak. A külső peremén épült Sulina a mesterségesen kialakított Suhna-ág erősen töltődő mesterséges kikötője. Az igazi nagyméretű tengeri kikötők (Constanta és Odesza) azonban jellegzetes szárnymezői, a turzásos partszakasz szélén vannak. A szárnymezői rendszere a deltától északra jelentősen hozzájárult az ottani sajátos partalkulat (a limánok - lásd a partfejlődésnél) kialakulásához is. A Duna deltán is kialakultak a tenger felől részben már távolra került nagy természeti értéket képviselő futóhomokos turzásvidékek (pl. Caraorman), és az is jól látszik, hogy a delta jelenleg is aktívan épülő részén fiókdelták fejlődnek.

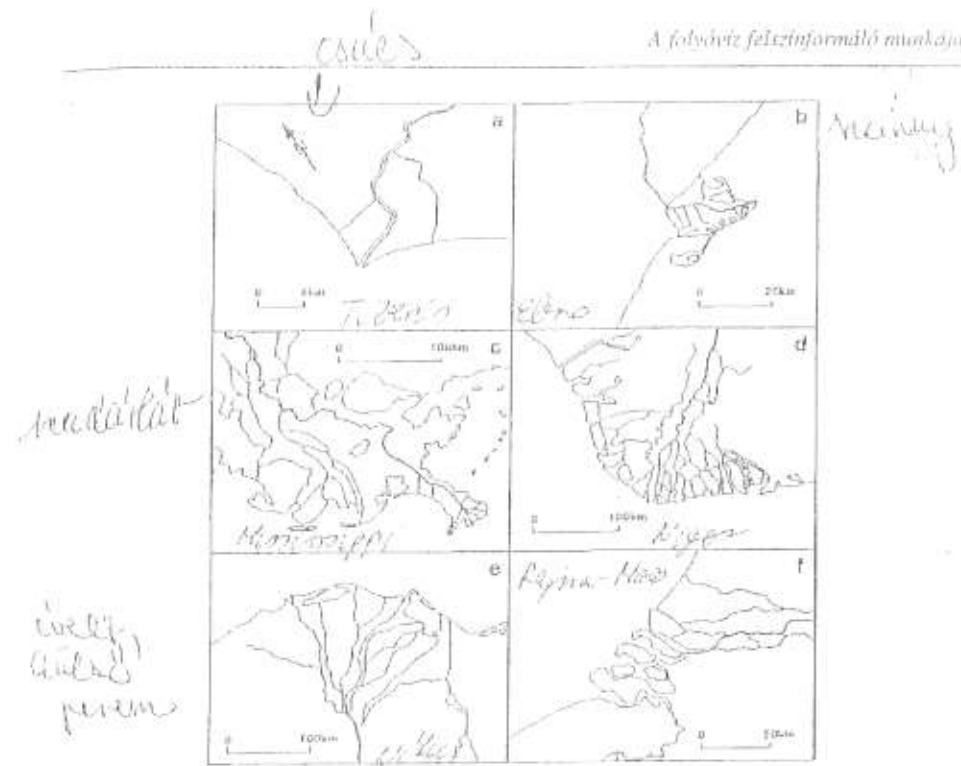
A delták a Föld legaktívabban fejlődő geomorfológiai alakzatai közé tartoznak. Fejlődési jellemzőikből adódik, hogy a jelenlegi tengeri delták fejlődése csak a posztglaciális tengerszint-emelkedés fő időszakának befejeződése után, legfel-

jobb 5-6000 éve kezdődhetett. Több tízezer km²-es nagyságuk (Mississippi, Nílus, Niger, Gangesz-Brahmaputra, stb.) alapján az épülés igen gyorsan történt. Ezzel jól egybevágnak azok az adatok, amelyek egyes ma is igen intenzíven fejlődő delták előnyomulási mértékét mutatják. A Mississippi deltaágai mintegy 30 m-t nyomulnak elő évente, a Po delta területe évente 100-110 hektárral gyarapszik, a Huang-ho esetében pedig 268m/év előnyomulást is mértek, ami földi rekordnak számít.

Deltatípusok

A deltafejlődés fentebb bemutatott általános folyamatai minden épülő deltán érvényesülnek, de eltérő súllyal. Intenzitásuk és hatásuk, s ezáltal a delta egészének jellege elsősorban a folyó hordalékmennyiségének a tengermozgásokhoz való viszonyától függ. Mivel a különböző földi partszakaszokon mindkét tényező számos változó körülmény függvénye, ezért a deltáknak is sajátos, formailag is erősen különböző típusa alakult ki.

- Ha a két tényező közel egyensúlyban van, akkor alakul ki a delták leginkább klasszikusnak nevezhető ívelt külső peremű formája, amelyet leginkább a névadó Nílus delta reprezentálhat (a képződmény ugyanis a nagy görög deltára [Δ] emlékeztető alaprajzáról kapta a nevét már az ókorban). Az ívelt perem a deltaágak közt kialakuló turzások következménye (5.23. ábra). Valójában a nagyméretű Nílus-delta nem egységes képződmény, egyes részei a „klasszikustól” eltérő típusba sorolhatók. Formailag az ívelt deltának a Nílusnál is tisztább képviselője a Niger hatalmas deltája. Némileg ezzel rokon a kisebb folyók ún. csücskdeltája (pl. a Tiberis Olaszországban), ahol a kisszámú deltaág közül egyszerre csak egy nyomul előre, csücskos formát alakítva, valamint a szárnydelta (Ebró – Spanyolország), amelynél az oldalt fejlődő turzások nem érik el a partot, ezért kiterjesztett szárnyak módjára „lebegnek” (5.23. ábra). A Duna részletesebben bemutatott deltája a három altípus komplex megvalósulása.



5.23. ábra Alakrajzi deltatípusok példákkal (Ahmet, F. - 1996 - könyvből)

a = Tiberis, b = Ebró, c = Mississippi, d = Niger, e = Nílus, f = Rajna-Maas

- Ha a tenger ereje nem elegendő a folyó nagytömegű hordalékának gyors elszállításához (legtöbbször zárt öblökben), akkor a folyóágak mentén kialakuló folyóhátak védelmében az adott ág igen ítemesen nyomul előre, olykor maga is tovább ágazik, így valóban egy madárláb-ra emlékeztető forma jön létre. Sokat idézett példája a Mississippi delta. (Fejlődése azt mutatja, hogy korábban nem a jelenlegi típusba tartozott.)
- Tölcséres v. töleséresedő delta rendszerint a nagy tengerjárás révén kimélyített tölesértorkolatokhoz kapcsolódva jön létre. Ezekben az esetekben a tenger munkája a meghatározó, a deltaágak csak tölesér belsejében jelennek meg, mint pl. az Amazonasz esetén. Az ilyen delták fej-

lődése két irányú lehet. Előfordul, hogy a tölesér belsejében az egyes ágak között szárazulat képződik, és a delta mindjobban kitölti a tölesért, de az is lehetséges, hogy korábbi deltaágakat ill. a közöttük lévő akkumulált területeket elönti a tenger, a delta pusztul (pl. a Rajna és a Maas közös deltája Hollandiában).

Teraszok

A teraszfejlődés folyamata

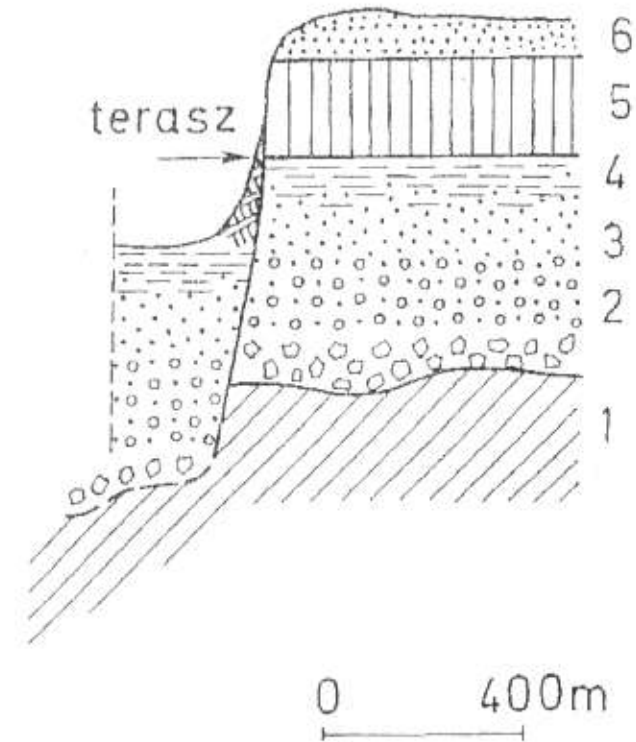
A terasz (vagy ma ritkán használt magyar szóval: **párkánysík**) olyan, egykor folyójárta felszín, amelyet ma már a legmagasabb árvizek szintje sem ér el. A teraszok rendszerint közel sík (legfeljebb enyhe lejtésű) térszínek, amelyeken a folyó hordalékának több-kevesebb maradványa is fellelhető.

A teraszok kialakulásának kézenfekvő magyarázata, hogy a folyó valamilyen okból fokozatosan belevág addigi völgye (ártere) fenékszintjébe, és ennek előrehaladtával olyan mélyre kerül, hogy vize már magas vizállások idején sem érheti el azt. Amíg a bevágás folyamata tart, addig az elöntések még lehetségesek, és ilyenkor valamennyi hordalék is kerül az árterek felszínére. Minél nagyobb a szintkülönbség ez annál ritkábban következik be, és a rákerülő hordalék egyre finomabb lesz. A kialakult teraszok **normális rétegsorát tehát az alulról felfelé való finomodás jellemzi** (5.24. ábra).

A keletkező teraszok jellegét lényegesen befolyásolja, hogy a folyó a terasz kivésését száلبan álló kőzetbe vágódva, vagy laza, esetleg saját korábbi tevékenysége során lerakott hordalékanyagba mélyülve végzi el. Előbbi esetben a folyamat lényegesen lassúbb, a terasz anyaga kemény szikla – ezek a **sziklateraszok**. A sziklateraszokon rendszerint csak kevés folyóvízi hordalék marad. Ha viszont a bevágódás hordalékba történik, akkor **hordalékteraszról** beszélünk.

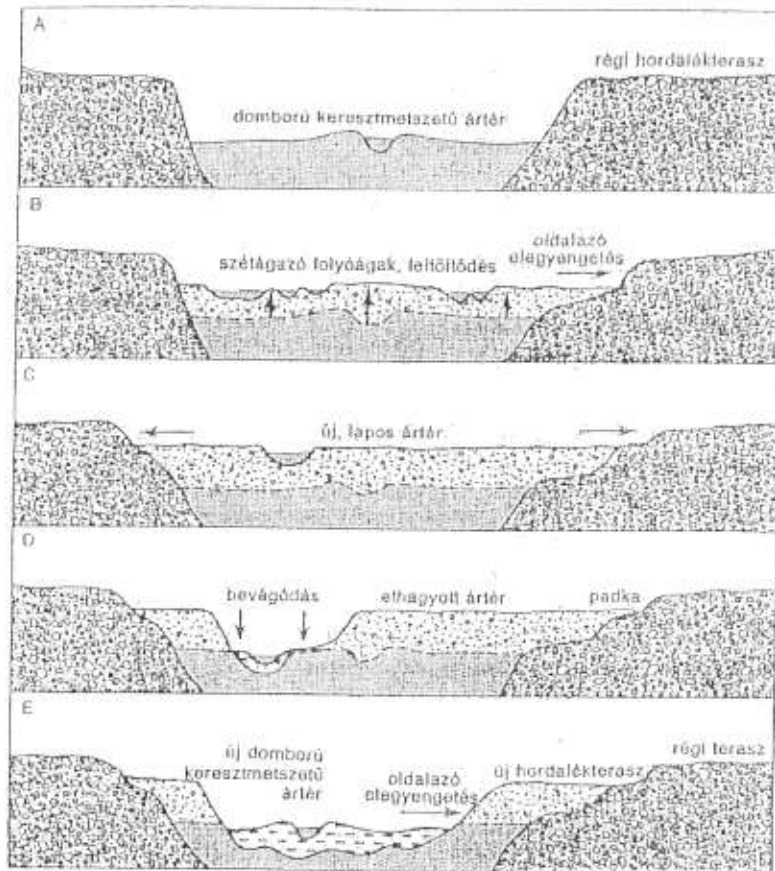
Ha a hordalékterasz anyaga a folyó saját korábbi hordaléka, az azt jelenti, hogy a bevágódást egy **feltöltési periódusnak** kellett megelőznie. Mivel ez gyakran előfordul, nyilvánvaló, hogy a teraszképződésnek egy, az előzőtől némileg eltérő útja is van. Ilyenkor a bevágódás és a völgytalp vagy ártér ún. „felkavicsolása” váltakozik egy laterális (oldalazó) eróziós periódus közbeiktatásával. Amint a 5.25. ábra mutatja, egy közel egyensúlyi folyó valamilyen hidrológiai változás

következtében erős feltöltő tevékenységbe kezd, ami később laterális erózióba megy át. Egy újabb hidrológiai változás viszont bevágódást indít el, és a vízfolylás ilyenkor saját hordalékából vésti ki igazi **hordalékteraszát**. Az ismételt megjelenő völgyszélesítés természetesen a kivésott terasz kisebb-nagyobb részének elrombolásával jár.



5.24. ábra Terasz normális (felfelé finomodó) rétegsorral, Pécsi M. - 1971 - ábrájának részlete.

1 = alapkőzet, 2 = felfelé finomodó kavicsos üledék, 3 = folyami homok, 4 = folyami homokos iszap, iszap, esetleg agyag, 5 = löss (nem a folyóvízből) 6 = futóhomok (eolikus eredetű).



5.25. ábra Hordalékterasz kialakulási stádiumai (Butzer után)

Amikor a kutatók vizsgálni kezdték a folyókat helyenként kísérő párkánysíkokat, hamarosan kiderült, hogy egy-egy folyó mentén olykor nemcsak egy, hanem egymás fölött több terasz is kialakult. Ez világosan utal arra, hogy az előbb leírt teraszképződési folyamatnak többször is meg kellett ismétlődnie. Az okok felderítését nehezítette, hogy a folyót kísérő teraszok viszonylag ritkán találha-

rók meg hosszabb szakaszon azonos szintben (ezek az ún. átfenő teraszok). Gyakoribb az az eset, hogy csak rövidebb teraszlarabokat lehet felismerni, ráadásul azok a folyó két oldalán nem is mindig szimmetrikus helyzetűek, gyakran pedig hiányoznak. (A rövidebb szakaszon kialakult, távolabbi teraszokkal nem párhuzamosítható párkánysíkokat stadiális vagy lokális teraszoknak nevezzük.)

Ilyen esetben felmerül a kérdés, hogy a teraszhiány a völgy két oldalán elevé aszimmetrikus helyzetben létrejött teraszokkal kapcsolatos, vagy utólagos pusztulás következménye. A teraszok pusztulása a folyóvíz természetének ismeretében egyáltalán nem meglepő, hiszen pl. a kanyargás kapcsán megfigyelhető oldalazó (laterális) erózió utólag elmoshatja az előzőleg kialakult teraszokat. Inkább azt kell mondanunk, hogy egy folyó mentén az a kivételes, ha két oldalon a teraszok szimmetrikus rendben „hiánytalanul” sorakoznak. Az is magától értetődő, hogy ha az egymás alatti teraszok a bevágódás következményei, akkor a magasabban fekvők az idősebbek, és az alacsonyabbak a fiatalabbak. Az idősebb, magasabb teraszok pusztulására tehát több idő és lehetőség van (volt). Nem véletlen ezért, hogy a folyók mentén rendszerint az alacsonyabb teraszok az épebbek, és a könnyebben felismerhetők. A terasz-pusztulás természetesen nemcsak az adott folyó tevékenységének a következménye lehet, hanem a völgylejtőn végbemenő különböző folyamatok (pl. tömegmozgások, vagy az areális lejtőleerosás, stb.) is elpusztíthatják, vagy a „felismerhetetlenségig” átalakíthatják azokat (pl. több egymás alatti teraszi összemosásnak). A teraszok formái átalakulása akkumuláció révén is bekövetkezhet. Közismert pl., hogy a Kárpát-medence folyói mentén a teraszok jelentős részét kialakulásuk után tekintélyes vastagságú (és esetleg több tíz méteres) lösztakaró fedte be. Magasságuk így az eredetihez képest nagyon megváltozott. Felismerésüket az is nehezíti, hogy a terasz azonosítását segítő folyóvízi anyag mélyen a lösztakaró alatt van eltemetve.

A teraszok pusztulásának okaként előzőleg az oldalazó eróziót, ill. a folyótól független lejtőfolyamatokat jelöltük meg. A terasz(ok) eltűnésének azonban egészen más, gyakorlatilag ellentétes oka is lehet. Ha ugyanis a folyó alapadottságai úgy változnak meg, hogy éppenséggel a hordaléklerakó munkája válik dominánssá, akkor a korábbi teraszokat a folyó az újonnan lerakott hordalékával be is temetheti. A völgykapuk táján épülő hordalékkúpok esetén a völgyi

teraszokkal ez gyakran bekövetkezik, és ezután az egykori teraszt már csak a hordalékkúpon végzett fúrásokkal, esetleg terepi feltárásokkal lehet azonosítani.

A teraszkeletkezés okai

A teraszkeletkezés általános mechanizmusának áttekintése után meg kell vizsgálni azokat a folyamatokat, amelyek a folyó életében olyan hidrológiai változásokra vezetnek, hogy a terasz kivésésére, a laterális erózióra és a feltöltésre ismételt sor kerülhet. Voltaképpen ezek a folyamatok tekinthetők a teraszkeletkezés okainak. Általában három különböző eredetű okot szoktak megjelölni, és ezeket teraszkeletkezési elméletek néven tartjuk nyilván.

1. **Tektonikus teraszelmélet.** Ennek lényege, hogy a bevágódáshoz szükséges energianövekedést a folyó esésének tektonikus mozgások által kiváltott megnövekedése okozza. Az esés növekedését egyaránt előidézheti a forrásvidék (a felső szakasz) emelkedése, vagy az alsó szakasz süllyedése. Például a Kárpátok hegycsoportjának emelkedése, vagy a belső medencék süllyedése. A megnövekedett energia miatti bevágódás kivési a teraszt, de közben az esés fokozatosan lecsökken, és a bevágás megszűnik. Újabb terasz kivéséséhez újabb tektonikus emelkedés kell.
2. **A klimatikus teraszelmélet** a folyó hidrológiai változását az éghajlat megváltozására vezeti vissza.
 - Ha a csapadékmennyiség megnő, növekszik a folyók vízhozama, vele hordalékszállítási kapacitása és kompetenciája, tehát a korábbinál több és nagyobb hordalék mozgására képesek. Így bevághatnak saját korábbi hordalékkal felöltött árterükbe, vagy számban álló sziklaaljakat is erodálhatják – nem utolsósorban megnövekedett hordalékmennyiségüknek köszönhetően.
 - Ha egyidejűleg az éghajlat melegebbé válik, a felszín borító buja növényzet csökkenti a folyóba kívülről kerülő hordalékmennyiséget, így a folyó képessé válik medre és völgyfőja hordalékának megmozgatására, és a bevágódásra.
 - Csapadékesőket esetén viszont a folyó vízmennyisége is csökken, tehát az addigi hordalékmennyiségének továbbszállítása is megnehezül, akkumuláció lesz a jellemző

- Ha ugyanakkor a hőmérséklet is csökken (és pl. megnő a fagy szerepe), a növényzet ritkul, csökken a felszín védő hatása, viszont megnő a fagyaprózás mértéke, és a tömegmozgások a lejtőről nagy törmelékmenyiséget szállítanak a folyókhoz. A völgybe kerülő nagy törmelékmenyiség és a folyó egyébként is lecsökkent vízhozama együttesen az árterek „felkaviccsolását” eredményezi.

Mivel a pleisztocén klímaingadozások idején ezek a változások a Föld jelentékeny részén lényegében így játszódtak le, kézenfekvő volt a gondolat, hogy a teraszképződés folyamatát erre vezessük vissza. A többszöri éghajlatváltozás és a mind nagyobb számban kimutatott teraszok ezt a nézetet tovább erősítették.

3. **Az eusztatikus tengerszintváltozások hatása.** Ha a tengerszint csökken, a betorkolló folyó alsó szakaszán az esés megnő, ami bevágódáshoz vezet. A bevágódás regresszióval felfelé terjed (bár egyre csökkenő mértékben) a folyó mentén, így az ártéri sík vagy völgytalp teraszra változik. A tengerszint csökkenésének megszűnte után bizonyos idővel megszűnik a bevágás, helyette a megerősödő laterális erózió völgyszélesedést okoz. Az esetleges tengerszintemelkedés viszont akkumulációt idéz elő (a torkolattól hátrálva csökkenő mértékben). A folyamatok többszöri ismétlődése több teraszt is létrehozhat, de a hatás a tengerektől távoli területeken már nem érvényesül, így a tengerszint változása a teraszképződésnek az előző két pontban említettekénél kevésbé általános (térben inkább korlátozott) oka. Mindenesetre a pleisztocén glaciálisok tengerszintsüllyedése és a köztes (inter) szakaszok, valamint a posztglaciális időszak tengerszint emelkedése számos területen felhasználható volt a teraszkeletkezés magyarázatára.

A bemutatott teraszelméletek mellett más – jobbra lokális érvényű és korlátozott számú terasz keletkezését magyarázó - elméletek is születtek. Csak említés szintjén utalunk arra, hogy a **völgylefejezéseknek** is van egy-egy vízrendszerben esésnövelő, vagy éppen a hidrológiai viszonyokat megváltoztató hatása. Érdemes felidézni azokat a koncepciókat is, amelyek szerint a teraszokat a folyóvíz **autodinamizmusa** alakítja ki. Ilyen felvetést már Davis is tett, nálunk Kádár L. fejtette ki részletesen az 1960-as években. Kádár így magyarázta pl. az umlaufberg- és meanderteraszok kialakulását (a bevágódást megindító esésnövekedést a kanyarulat lefűződés vagy kiegyenesedés okozza). Schumm és

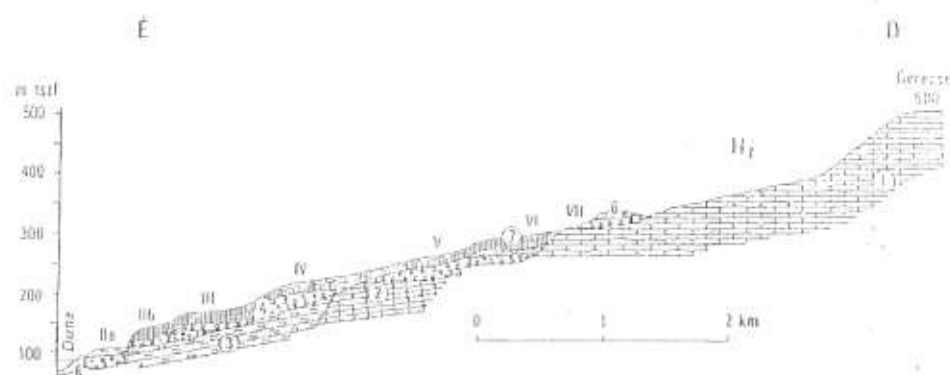
Parker (1973) szerint a széles feltöltött ártereken nem feltétlenül azért kezdődik bevágódás, mert a külső tényezők ellentétésre fordulnak. Ha pl. a felső szakasz mellékfolyói az eredeti erőhöz igazodnak, a hordalékmenyiségük csökken, s így automatikusan megindul a meder bevágódása. Mindenesetre a folyó autodinamizmusára alapozó elméletek általában a stadiális (lokális) teraszok magyarázatára alkalmasak, a hosszabb szakaszon megjelenő átmenő teraszok kialakulása aligha magyarázható helyi tényezők alapján.

A teraszképződési elméletek külön-külön is alkalmasak a teraszok kialakulásának magyarázatára. A konkrét teraszvizsgálatoknál azonban neheztű körülmény, hogy a bemutatott folyamatok együttesen, egymást erősítve, vagy éppen egymás hatását lerontva is felléphetnek. Így valamely folyó teraszrendszerének értelmezésénél igen körültekintően kell eljárni, és még bonyolultabb különböző folyórendszerek teraszainak párhuzamosítása. Amint a terasz kutatás szakirodalmi tanúsítja, a kutatók között az előidéző folyamatok típusát és fellépésének idejét tekintve máig sincs minden vonatkozásban teljes egyetértés.

Teraszrendszerek

A folyóteraszok részletesebb vizsgálata – terepi felvételezése, kialakulásuk módjának és idejének magyarázata – csak a XIX. század végén indult meg. Nálunk Cholnoky Jenő több folyó mentén végzett megfigyelései alapján azon a véleményen volt, hogy a Kárpát-medencében a folyók mentén két elég markánsan kirajzolódó terasz-szint alakult ki. A jobban fejlett, hosszabb szakaszokon is megfigyelhető alacsonyabb (15 m körüli relatív magasságú) ún. városi terasz, és az annál lényegesen magasabb (40-50 m), de szaggatottabb **fellegvári terasz**. Az elnevezés onnan van, hogy a hegyvidéki völgyek jelentősebb települései, városai jórészt az árvíz ellen védelmet nyújtó, ugyanakkor gazdaságilag is jól hasznosítható alsó teraszon, a hadászati védelem szempontjából századokon át kulcsfontosságú várak pedig a magasabb teraszon épültek. A Cholnoky által tektonikus mozgásokhoz kötött teraszok számát az 1930-as években fellendült teraszvizsgálatok (mindenekelőtt Kéz A. és Bulla B. dunai kutatásai) fokozatosan megnövelték. Előbb a kettő közötti, ún. **közbiülső teraszt** írták le, majd pedig a városi alatt és a fellegvári felett is kimutattak teraszokat. Az akkor már egyre részletesebben ismert pleisztocén éghajlatváltozások hatásait a teraszképződések magyarázatánál is kezdték figyelembe venni. (Az éghajlatváltozások irányította teraszképződést a poliglaciális szemlélet úttörőjének számító A. Penck és E. Brückner a Sváb-Bajor alpi előtéren, a Lech és az Iller mentén már a XX. század elején (1901-09) írt tanulmányukban bemutatták.) A magyaror-

szági folyóteraszok alapvetően máig használt rendszerét dunai vizsgálatainak elsősorban a Kárpát-medencei tapasztalatokkal való összevetése révén, az éghajlati és tektonikai hatások kombinált figyelembevételével az 1950-es évek végén (1959) írt dunai monográfiájában Pécsi M. rögzítette. Ebben (5.26. ábra) a teraszok száma – római számmal jelölve, kialakulásának valószínű ideje, relatív magassága egyaránt szerepel. Eszerint folyóink mellett általában két alacsony terasz képződött a holocénban (alacsonyabb és magasabb ártéri szint). Az ezek fölötti teraszok (II/a, II/b, III, IV, V, ...) a pleisztocén különböző fázisaival kapcsolhatók. Egyes folyószakaszokon azonban ennél magasabb és idősebb teraszok is vannak (VI-VIII), amelyek közül a legidősebbek prepleisztocénnek minősíthetők. A magyarországi teraszok rendszere sokban hasonló más országokban kimunkált teraszbeosztásokhoz.



5.26. ábra A teraszok jelzése és kora Pécsi M. szerint, a Dunának a Gerecse É-i lábánál kifejtődött teraszai példáján. Ez a beosztás terjedt el Magyarországon. H₁ = pliocén hegyláb felszín, II/a - II/b = wümi és riss korú teraszok, III = riss terasz, IV = mindel kori terasz, V = glnz kori terasz - valamennyi pleisztocén, VI-VII = pliocén korú terasz. 1 = mezozoos kőzetek általában, 2 = kréta homokkő, 3 = eocén márga, 4 = oligocén kavics konglomerátum, 5 = terasz kavics, 6 = édesvízi mészkő, alatta pannóniai gyöngykavics, 7 = lejtőlész, 8 = iszap.

A folyóvíz munkájának néhány magyarországi jellemzője

A magyarországi tájak túlnyomó többségének mai geomorfológiai képe a külső erők közül a folyóvíz felszínformáló tevékenysége gyakorolta a legjelentősebb és legszenbeötölőbb hatást. A hegy- és dombvidéki tájakon ez mindezekelőtt a **formák** vonatkozásában feltűnő, a síksági területeken – ahol a folyóvizek akkumulációs tevékenysége volt a meghatározó – viszont jelentős részben a felszíni és a felszínközeli üledékek többsége, tehát az **anyag is** (legalább elsődlegesen) folyóvízi eredetű.

Bár a hegységeink nagyléptékű táji és geomorfológiai tagolásában szerepet játszó folyóvölgyek többnyire a belső erők korábbi szerkezetképző hatásai által irányítottak, jelen formáik tekintélyes részét (pl. a helyenként igen széles vízgyűjtőket, a terjedelmes teraszfelszíneket) sokszor mégis a folyóvizek alakították. Még inkább így van ez a vulkánikus eredetű hegységek *belsejében*, ahol az eróziós völgyek adják a geomorfológiai váz meghatározó részét. Viszonylag több „kivétel” van a másodidei mészkőből épült hegységekben, ahol helyenként inkább a karsztos formák szabják meg a morfológiai kép jellegét (pl. Bükk-fennsík, Aggteleki-karszt, a Mecsek, Bakony egyes részei). Jóllehet a folyóvízi völgyek lejtőin általában más folyamatok (pl. tömegmozgások) is hatottak, de ezek kialakulásának egyik előfeltétele éppen a fluvialis völgyképződés volt. Hegységeink külső peremén, és sok helyen a belső hegységi medencékben, sőt számos völgylejtőn is több, viszonylag fiatal földtörténeti időszakban (pl. a pliocénben, és a pleisztocénben) hegyláb felszín képződésre került sor. A másodidei hegységekben pedig a kréta és az eocén idején tönkfelszínnek is képződtek. Mindezekben az igen összetett folyamatokban a lefolyó vizek **nem lineáris** tevékenysége meghatározó összetevő, de velük a fluvialis felszínfejlődés kapcsán nem foglalkoztunk. Viszont megállapítható, hogy ezek a korábban tekintélyes kiterjedésű egyenletes felszínnek később éppen elsősorban a fluvialis erózió révén semmisültek meg, vagy alakultak át olyan mértékben, hogy ma már csak szerény méretű maradványaik vannak, sőt egykori létük sok esetben csak rekonstrukciós kutató munkával igazolható. Összességében a folyóvízi eróziót a magyarországi geomorfológiai képek alakításában kiemelkedő jelentőségűnek tekinthetjük, és annak tájformáló hatásával a jelenben is számolni kell.

Laza üledékekből álló dombosági tájaink geomorfológiai vázát elsődlegesen a fluvialis völgyek szabják meg. Bár a domboságokat felépítő anyagok jelentékeny része (pl. a pannoniai üledékek) nem folyóvízi eredetű, de a nagyobb völgyek zöme folyóvízi erózió révén mélyült. A kisebb völgyek ugyan többnyire a pleisztocénban erőteljes deráziós folyamatok (lásd a periglaciális fejezetet) hatására keletkeztek, de egy részükben már megjelentek a fluvialis erózió formái jegyei, bennük a folyóvízi erózió szerepe növekvő. A domboságokon ugyan különösen fontos, a nem fluvialis lejtőfolyamatok felszínalakító hatása, de azok domborzati feltételeit döntően a folyóvízi felszínalakulás teremti meg. Ez általában a tömegmozgások folyamatokra is igaz, tehát egészében véve azt mondhatjuk, hogy domboságaink felszínformáló folyamatait elsődlegesen a fluvialis folyamatok „vezénylik”.

A Kárpát-medencék alföldjei a fluvialis felszínfejlődés ideális példaterületei. Az ország túlnyomó részét kitevő síkságok a pannóniai tenger eltűnése után a folyóvízi akkumuláció tartós térszínei voltak, amelyek több egymásba is beletnyúló, és időben igen változatosan fejlődő nagy hordalékkúpokból tevődnek össze. A társadalom évezredek óta a több száz m vastagságú folyóvízi hordalék-tömeg felszínén működik, kihasználva annak számos, a fejlődést segítő adottságát, de az utolsó kétszáz évben erőteljesen át is alakította azt. Az akkumulációs jellegű fluvialis felszínnek domborzati különbségei ugyan általában nem látványosak, de a szerény magassági differenciák számos geomorfológiai folyamat szempontjából döntő jelentőségűek voltak. A hordalékkúpok tartósan élő folyóvíz nélküli homokos térszínein alakultak ki pl. a nagy futóhomok vidékek – sok helyen máig őrizve a folyók egykori lefolyási helyeit és formáit (Kiskunság, Nyírség, stb.). Hasonlóképp elsősorban a hosszabb időszakokon át árvízmentes térszíneken jöttek létre az alföldi löszhátaságok, jóllehet az alföldi löszök nem feltétlenül folyóvízi eredetű alapanyagát sok helyen a folyók is átdolgozták. (A löszképződésre domboságainkon is vagy a folyóerózió által nem érintett völgyközi hátságok, vagy azok a völgylejtők voltak alkalmasak, amelyeken a folyóvízi erózió már nem hatott aktívan.) Az Alföld legterjedelmesebb részei a természetes tájfejlődés ember általi megzavarásáig a folyók ártereihez tartoztak, így a fluvialis felszínfejlődés számos jellegzetes formája és formacsoportja – de magának az aktív folyóvízi erózióknak a folyamata is – a mai gazdálkodás szempontjából figyelmen kívül nem hagyható adottságokat jelentenek.

Folyóvízi felszínfejlődés és környezet

Joggal mondhatjuk, hogy az emberi civilizáció elszakíthatatlan a folyóvizektől. Az első civilizált államok döntően a folyóvizek által alakított tájakban, a folyóvizekkel „szimbiózisban” jöttek létre (potamikus kultúrák). Az ember tehát a kezdetektől rá volt utalva a folyóvizekre. Nemcsak a szoros értelemben vett víziük miatt, hanem a víz hatására létrejött természeti, köztük a felszíni adottságok következtében is. Az emberi telephelyek jelentős része a folyóvíz alakította geomorfológiai térszíneken (a völgyek ármentes teraszain, a hordalékkúpok árvizek ellen viszonylagos védelmet nyújtó magasabb részein) fejlődött. A gazdaság, kiváltképpen a mezőgazdaság különböző ágai is jelentős részben folyóvíz formálta felszínhez kötődtek (meglehetősen általános vélemény szerint a folyóvízi laza üledékekkel feltöltött síkságoknak jelentős szerepe volt abban, hogy a Római-birodalom romjain a középkori ekés földművelés éppen Ny. Európában lendült fel először). A folyóvizek által teremtett kedvező geomorfológiai, és a részben abból következő kedvező talaj- és növényzeti adottságok miatt a társadalom természetesen ezek a területeket formálta a leghosszabb időn át, és formálta át a legerőteljesebben. Ez mindenekelőtt a fluvialis akkumuláció területeire érvényes, de hasonlóképpen nagyon erősen megváltoztak a folyóvízi völgyek alsó szakaszai, főleg a lejtők alsó szegmensei és a völgytalpak. Ezeken az ember – gazdaságának érdekében – háttérbe szorította a természetes fluvialis folyamatokat, sőt mind nagyobb területeket igyekezett teljesen elszigetelni azok hatásaitól. Ezért a fluvialis felszínfejlődés ma mára Föld jelentős nagyságú, és napjainkban is rohamosan növekvő területein nem mehet végbe természetes formájában, és ennek hiányában nem egyszálhatnak a folyóvizekkel való szabad kapcsolat alapján kialakult természetes tájak sem.

A Föld fejlett országainak többségében napjainkra a társadalom a kellenél is jobban redukálta a folyóvizek felszín- és tájformáló szerepét. A vízszabályozások és az árvízvédelem miatt nemcsak a felszíni és felszín alatti víz szabad mozgása szűnt meg, hanem az ember sok helyen a korábbi folyóvízi formákat is megváltoztatta. E természetátalakító munka egy ideig komoly gazdasági előnyökkel járt (pl. a termésmennyiség növekedésével), de ma már mindjobban láthatók hátrányai is, elsősorban a folyóvízi folyamatokhoz és formákhoz kötődő élővilág sokszínűségének rohamos csökkenésében. Ebből egyrészt további természeti egyensúly felbomlások következnek, másrészt viszont a technika

növekvő lehetőségei miatt az is világossá vált, hogy a folyóvízi tevékenység ilyen szintű korlátozása a lakosság szám növekedése ellenére sem mindenütt indokolt. Viszonylag jelentős területek hazánkban is visszaadhatók a folyóvízi folyamatoknak. Ezek nagy része ugyan nagy valószínűséggel nem fog már az ember beavatkozása előtti teljesen természetes állapotába visszaalakulni, de egy „természetközeli” szituáció létrejöttében joggal reménykedhetünk. Ez mindenekelőtt a hullámtereken következhet be, ha azok „kezelésében” a vízágyi, a természetvédelmi és a lakossági törekvések értelmes konszenzusa jön létre. A XIX. századi nagyszerű árvízvédelmi és folyószabályozási munkáink hatásainak újragagos átgondolásával, és a jelenlegi körülmények dikálta továbbfejlesztésével (pl. a fő védvonalak áthelyezésével, és a mai gátakon kívüli jelentékeny alföldi területeken a gazdasági hasznosítás intenzitásának csökkentésével) helyenként még a szabályozások előtti, a folyó természetes felszínalakítását elég korlátozó, sőt azt kihasználó földhasznosítási módok felelevenítése sem irreális lehetőség. Arra is gondolni kell, hogy ott, ahol a társadalom eddig csak kismértékben avatkozott be a folyó életébe, a szabad mederformálódást (pl. szakadó partok, zátonyok, kanyarulatok fejlődését) továbbra is lehetővé kell tenni.

Azzal is tisztában kell lenni, hogy a folyók „csatornázásával” nem szűnik meg azok anyagszállítása, tehát a felszíni formafejlődés sem, legfeljebb térben áthelyeződik. A világ jelentős részén ma is folyamatban lévő erdőirtás pl. megváltoztatja a lefolyási viszonyokat, lejtős területeken felerősödik az erózió, nő a hordalék mennyisége, változik a minősége (szennyezettsége), s bizonyos körzetekben (hullámtereken, tározó tavakban, stb.) a természetes viszonyokhoz képest sokszorosára gyorsul és anyagi minőségében is megváltozó, új problémákat felvető akkumulációval kell számolni. A vízjárás és a vízállás változása sok területeken más geomorfológiai folyamatok (pl. a tömegmozgások) katasztrofálisan fenyegető felerősödését is okozza. Mindez arra figyelmeztet, hogy a társadalomnak nemcsak a folyóvizek korábbi tevékenysége révén létrehozott képződményeket, mint geomorfológiai adottságot kell ismernie, hanem a változó körülmények közt zajló, de alapvető geomorfológiai jellemzőiben változatlan fluvialis folyamatok jövőben várható hatásait is.

6. Partfejlődés (litorális folyamatok)

A felszín anyagának áthalmozásában és formáinak alakításában a partfejlődés esetében is a víz a közvetítő (szállító) közeg, de a víz mozgását itt nem a lejtő váltja ki, és a mozgás általában nem is egyirányú. Az állóvizek parti sávjában ugyan előfordulnak a sekély vízben hordalékot is mozgó parti áramlások, de azoknak nincs kapcsolata a lejtővel. Nem tartozik viszont a litorális folyamatok közé a folyóvizek partszagató, partelmosó munkája, mert az a lejtőn folyó víz (a folyóvíz) tevékenységének része. A partfejlődés tehát az állóvizek parti zónájában játszódik le, kiváltója elsősorban az állóvizeket mozgó szél keltette hullámzás, de szerepet játszik benne – földrajzi helytől erősen függő mértékben – az árapály jelenség, és kisebb mértékben a főként ugyancsak szélre visszavezethető áramlások hatása is.

Felmerül a kérdés, hogy mekkora lehet a geomorfológiában a partok, a partfejlődés szerepe? Mivel első megközelítésben a part az a *vonal*, ahol az állóvíz és a szárazföld érintkezik, kiterjedése felületesen szemlélve nem tűnik különösebben jelentősnek, alakulása tehát a földi tájak geomorfológiai képe szempontjából akár elhanyagolhatónak is gondolható. Alaposabban vizsgálva a kérdést, néhány lényeges dolog azonban e feltételezésnek egyértelműen ellene szól.

- a. A szárazföld és a tenger szabálytalan futású érintkezési vonala meglepően hosszú. A szigetek *nélküli* szárazföldi partvonalat Keilletal (1989) különböző méretarányú, (általában 1:200 000 és 1:2 000 000 közötti) térképeken mért adatok alapján 286 300 km-re tette (minél részletesebb térképen mérünk, az eredmény annál nagyobb). És ebben az értékben még nem szerepel a tavi partvonalak hossza!
- b. **A part nem vonal!** Legfeljebb egy függőleges falként megjelenő partot, és azt is csak szűk időmetszetben lehetne vonalként értelmezni. A part sokkal inkább egy állandóan változó, de sokszor igen jelentős szélességű sáv. Lapos partokon néhány fokos lejtővel mélyülő vízben kialakuló, néhány m magas hullám hullámvölgye és hullámbegye már önmagában is szinte pillanatra több tíz méteres amplitudóval tolja el a víz és a szárazföld érintkezési vonalát (1°-os lejtő és 1 m-es hullám

esetén az egyes hullámok között pl. elvileg akár 60 m-rel, 0,5°-os lejtőn 5 m magas hullámoknál pedig 600 m-rel is eltolódhat a víz pereme). Tovább növeli a parti sáv szélességét a tengerjárás. Az árapályból a Föld jelentős hosszúságú partszakaszain fordul elő a hullámok játékát meghaladó vízszintingadozás, ami tovább szélesíti a parti sávot. (A Fríz-szigetek ármékában elterülő Watt-tengernek az árapály ingadozás miatt naponta kétszer vízmentessé váló zónája helyenként a 30 km-es szélességet is eléri.) A partok kiterjedése tehát egy adott időben összeföldi viszonylatban semmiképpen sem mondható jelentéktelennek.

- c. A partok (a partvonal) helyzete nemcsak rövid időbeli periódusokban változik. A tengerszint közepes szintjének hosszabb idő alatt bekövetkező emelkedése ill. esőkenése, vagy a szárazföldek szintingadozása az említetteknel jóval nagyobb mértékben változtathatja meg a partok helyzetét. A Földön sok helyen a mai tengerektől akár több száz km távolságban is felismerhetők egykori tengerpartok nyomai. Erre a jellegzetes parti üledékek mellett tipikus parti formák is felhívhatják a figyelmet. Régióta ismertek pl a Skandinávia pleisztocén utáni emelkedése miatt 100 m-nél is magasabbra került tengerparti színlők. A magyarországi középhegységek peremén több helyen sikerült kimutatni a Pannóniai-tenger partalakzatait, a tatai Kálvária-dombon kialakított geológiai múzeumban pedig még kréta kori tengerpart részletei is láthatók. Másrészt viszont sekély (self) tengerek fenekéről, a jelenlegi partoktól tetemes távolságban kerültek elő olyan régészeti leletek, amelyek azt igazolják, hogy ott még a közelmúltban is emberi telepek számára alkalmas viszonyok voltak. Az Északi-tenger fenekéről, az Ijmuidentől 80 km-re lévő Bruine-zátony sekély vizéből pl. mezolitikus csonteszközöket halásztak ki, de még a híres Dogger-zátonyon is nagyszámú mamutfogat találtak. A partfejlődés a földtörténeti múltban hatalmas területeket érintett, és következményei mind a visszamaradt anyagok, mind a ma is felismerhető formák révén a társadalom mai életét is befolyásolják.

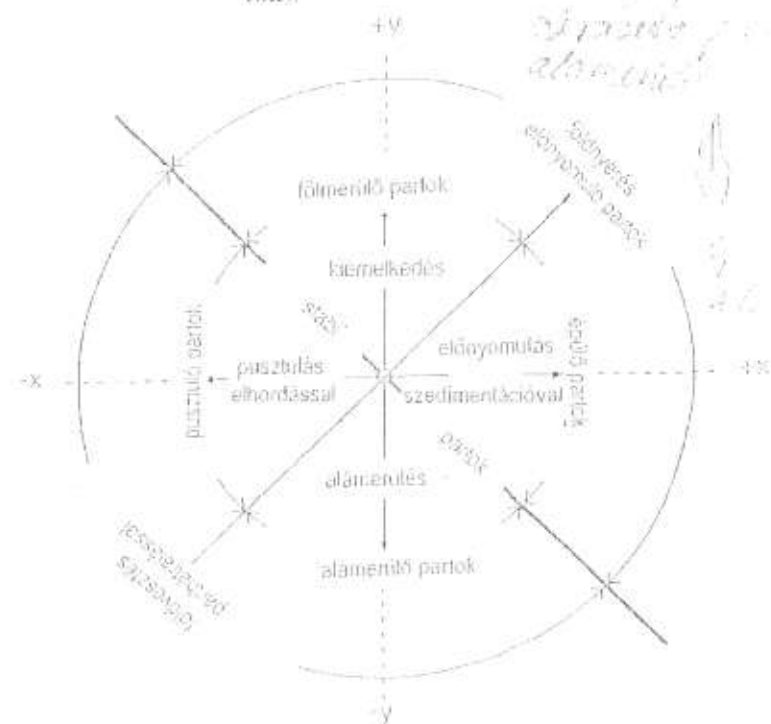
A partok helyzete hosszabb időt tekintve szinte csak kivételesen marad változatlan. A partfejlődés a szárazföld számára nyereséget és területvesztést egy-

150

aránt okozhat. Amint azt Valentin (1952) ábrája (6.1. ábra) is mutatja, a part eltolódásának a fő okai az alábbiak:

Területvesztés (parthátrálás) két okból következhet be:

1. ha a partot a tenger ereje pusztítja (abráziós part),
2. ha a szárazföld süllyedése vagy a tengerszint emelkedése miatt a part mintegy alámérvül (alámérvülő partok).



6.1. ábra A partfejlődés sémája Valentin (1952) szerint.

Területnyereség (part előnyomulás) hasonlóképpen két okra vezethető vissza:

1. a parti akkumulációra (épülő partok),
2. a szárazföld emelkedésére, vagy a tengerszint esőkenésére (felmerülő partok).

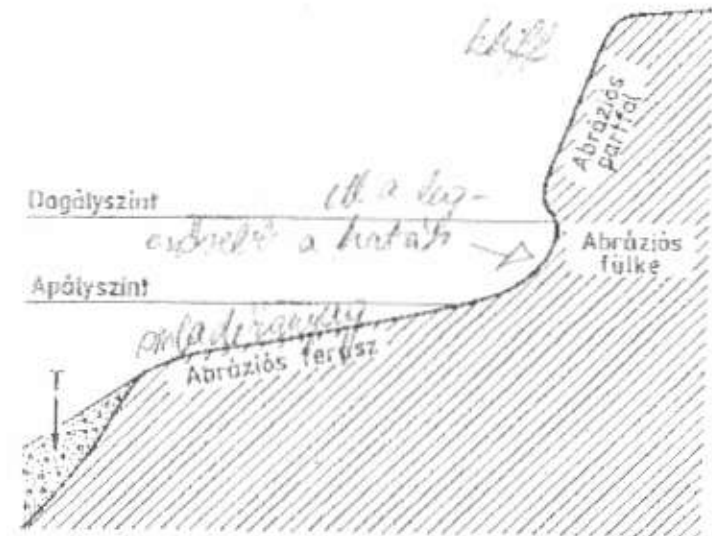
A fentiek azt mutatják, hogy a partok változása és eltolódása nemcsak külső körülmények (tengerszint-változás, függőleges tektonikus mozgások) miatt, hanem a partokon általánosan jellemző folyamatok miatt is végbemegy. A partfejlődésnek ezért vannak általánosan érvényes jellemzői, de a konkrét (morfológiai) parttípusok az általános folyamatokat módosító tényezők hatásait tükrözik.

A partfejlődés általános jellege (abráziós és épülő partok)

Ha valamely partszakaszon a szárazföld és a tenger szintmagassága hosszabb időn át változatlan marad (ez természetesen igen ritkán teljesülő feltételezés), ott a partfejlődés általános iránya leggyakrabban a mélyvíz magas partoktól a sekély vízű alacsony partok felé mutat.

Mélyvízű magas partok jellegzetes hullámtípusa, a hullámtörés elsősorban mechanikai erejével rongálja a partfalat. A hullámozgás (részletesebb bemutatását lásd a vízföldrajzi anyagban!) ritmusából adódóan, pillanatról-pillanatra igen széles határértékek között ingadozó nyomás szinte a kalapács hatását keltve, előbb-utóbb a legkeményebb anyagú partfal kőzetét is kikezdi. Erősebb hullámtörés esetén a partfalra ható nyomás hirtelen többszáz atmoszférára növekedhet, majd akár a normál légköri nyomás alá is csökkenhet. A pusztulás üteme a tenger mechanikai ereje mellett döntően a part anyagi összetételétől, szerkezetétől és állottsági fokától függ. De segíti a part pusztulását a víz oldó hatása is, ami többé-kevésbé minden anyagon érvényesül. A korróziós hatás természetesen mégis döntően a kőzettípus és az adott kőzet oldékonyságának függvénye. Mészkőpartokon a víz oldó hatására kialakult formák pl. sokszor kifejezetten szembeötlők. Bár az említett hatások igen jelentős pusztítóerőt képviselnek, a mélyvízű partok pusztulása eleinte mégis viszonylag lassú, mert mély víz esetén a fenéken a vízmozgás jelentéktelen, így a vízből hiányzik az abrázió legfontosabb segédanyaga, a hordalék. A pusztuló partfal mély vízbe hulló anyaga eleinte nyugalomban van. Csak mennyiségének növekedésével csökken annyira a partfal előtt a vízmélység, hogy a hullámozgás a fenékre rakódott törmelék is képes megmozgatni. Ezután már annak hatása is érvényesül, és a pusztulás folyamata ettől kezdve egy időre felgyorsul. A hullámozgó víz a partfalra a legerősebb hatást a közepes vízszint körül fejt ki (6.2. ábra), így ott fokozatosan egy bemélyedés (abráziós fülke) alakul ki. Mélységének növekedésével megszűnik felette lévő (szikla)fal (kliff) alátámasztása, és az saját súlya miatt előbb

utóbb leszakad. Az omladék – ha a víz nem túl mély – egy időre védheti a falat a további pusztulástól, de ha a hullámozgás megmozgatja anyagát, akkor gyorsítja is az újabb fülke kialakulását, majd beszakadását, és így a kliff hátrálásait (aktív kliff). Ha a part előtt tekintélyes az árapály, akkor a jelenség szélesebb függőleges metszetben, gyorsabban játszódik le. A hátráló fal előtt – a fülkebeszakadások sorozata miatt – egyre szélesedő, sekélyvízű parti sáv (abráziós terasz) jön létre, amelyen a hullámozgás ide-oda mozgatja a vízbe került omladékanyagot. Annak segítségével tovább támadja a hátráló falat, de egyúttal az abráziós terasz felszínét is koptatja, és nem utolsó sorban formálja magát a hordalékot is. Az abráziós hordalék szemcséinek mérete csökken, alakjuk pedig kerekedik.



6.2. ábra Az abráziós fülke fejlődése (Borsy Z. - 1993 - után).

T = abráziós törmelék

(Valamennyi külső erő közül a parti hullámozgás hozza létre a leggyömbölyűbb kavicsokat – „gyöngykavics” – hatása így sokszor évmilliók után is jól felismerhető.) Az abráziós teraszon mozgó hordalék nagyobb része előbb-utóbb a terasz előtti mélyebb vízbe jut, s ez is hozzájárul a part előtti vízmélység által-

nos csökkenéséhez és a fenék lejtőjének lankásodásához. A part előtt mind szélesebb sávban sekélyedő vízben (az abráziós teraszon) a hullámozgás ereje fokozatosan legyengül, megszűnik a hullámtörés, és helyére a hullámmorajlás különböző típusai lépnek. Ezek közös vonása, hogy pusztító erejük kisebb, vagyis a hullámozgás energiájának nagy része felemészthető az abráziós teraszon. Az abráziós fal hátrálása lelassul, sőt ha a sekély vízben az akkumuláció jut túlsúlyra, akár meg is áll. A hullámozgás egy idő után már nem is éri el a fal alját, a part vonala fokozatosan távolabbra kerül, háttérben a szárazon maradt partfallal (holt kliff). Az eredetileg mélyvízű magas part így fokozatosan lapos, sekélyvízű parttá alakult, ahol már egészen más folyamatok irányítják a megváltozott tendenciájú partfejlődést.

A mélyvízű partok formái

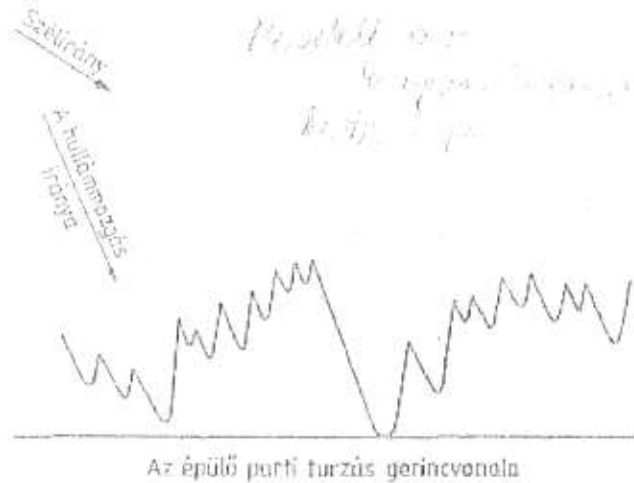
Az abráziós parthátrálás sem időben sem térben nem egyenletes. A part eredeti futásvonalától, anyagi minőségétől függően helyenként gyorsabb a pusztulás, ott ívelt öblök keletkezhetnek, amelyeket a lassabban pusztuló részek sarkantyúí választanak el egymástól. Ezek a földnyelvek idővel hosszabbodnak és keskenyednek, akár át is szakadhatnak, így abráziós kapuk és hidak keletkeznek. A parti kőzetek gyengeségi síkjai, repedései stb. mentén a hullámozgó víz mélyebben behatolhat a kőzet belsejébe, s mechanikai ereje az oldó hatással is kiegészülve abráziós barlangokat is formálhat. A kapuk és hidak beszakadásával a part előtt különálló sziklaalakzatok (abráziós tornyok) alakulnak ki.

Sekélyvízű partok formái

A nyílt víz felől a kislejtésű sekély part felé tartó hullámok a mélység csökkenésével a fenékhez sűrűlődvé fékeződnek, de egyúttal magukkal ragadják a fenék laza homokos vagy kavicsos anyagát, amelyből azután még a part előtti, esaknem vízszintes strandfelszín elérése előtt a víz alatt a hullámozgás irányára keresztbefutó gátszerű hár, zátony, víz alatti turzás (angol: offshore bar, német Barre) épül. Ez a hullámátbukás zónájában a legtipikusabb, de a hullámok méretétől függően egymás mögött több is épülhet belőlük. Tengerjárásos partokon a többszörös turzásoképződést a vízszint változása is elősegíti. A strand apálykor is víz alatt maradó részén (elő-strand) képződő formák dagálykor átrendeződhetnek, vagy elmosódnak. A közepes dagálykor idején víz alá kerülő szegélyen (nedves strand) a partra futó, szerényebb méretű hullámok által szállított anyag

egy része ott felhalmozódik. A visszaáramló víz (soog) ugyanis kevesebb hordalék megmozgatására képes, mint amennyit az előző pillanatokban lerakott (vö. a kritikus indító és lerakó sebesség arányát!). Ehhez az is hozzájárul, hogy a homokos-kavicsos partanyag pillanatok alatt elnyeli a kifutott víz egy részét, tehát visszafelé kevesebb víz mozog, kisebb hordalékszallító kapacitással. A folyamatot sajátossá teszi, hogy a víz és vele a hordalékszemek rendszerint íves pályát futnak be. A hullámok ugyanis a szél irányának megfelelő szögben futnak fel a partra, de onnan a visszaáramlás a legmeredekebb lejtő irányába történik (6.3. ábra). Ennek egyik következménye az, hogy a visszafelé mozgó hordalék szemeséji fokozatosan oldallirányba is elmozdulnak, így a strand hosszában jelentékeny mennyiségű anyagvándorlás megy végbe. Bár ennek mindenkor iránya döntően a szélirány meghatározta hullámirányoktól függ, de a „nettó” elmozdulás az uralkodó szél által meghatározott, és ez hosszabb távon megszabja a part akkumulációs formáinak vándorlási irányát is. Az íves pályák másik következménye az, hogy a visszafelé új irányba - a legnagyobb lejtő irányába - mozgó víz a lejtőn fokozatosan gyorsulva egyre több hordalékot ragad el, s a parton ott fokozatosan sekély, a nyílt víz felé nyitott falat (stranddelle) formál. Az egymás mellett sorakozó delléket a közöttük kifutó víz alakította hárak választják el. Ha kisméretű hullámok legalább néhány órán át azonos szögben (tehát árapály mentes helyeken) ismétlődnek, a parton a stranddellék és az elválasztó földnyelvek hosszú sora alakul ki. A kifutó hullámok által lerakott üledékből már néhány óra alatt parti turzás képződik, amelynek a háta mögött, vele párhuzamosan, a turzáson átesapó vízből keskeny strandi vízerecske (német: Strandrille) látható. A nedves strand feletti partrészt már csak szökőár idején önti el a tenger (száraz strand), így az itt kialakuló turzások viszonylag hosszú időn át vízmentesek maradhatnak. Közben anyaguk némileg tömörödhet, sőt a kiszáradó homokot a szél átrendezheti, és futóhomokformák kialakulása kezdődhet meg. A parti dűnék kialakulásának ez az egyik lehetséges kezdő fázisa. Mindez a turzás olyan megerősödését eredményezi, hogy az a következő (esetleg vihar nélküli) szökőárak ostromát is kiállja, és ezáltal a part előrenyomul, a szárazföld gyarapszik. Ha a változó magasságú árapály és a változó erősségű hullámozgás együttes hatását tekintjük, úgy könnyen érthető, hogy a partokon egymás mögött a turzások egész sorozata jöhet létre. Általános szabály, hogy közülük mindig a legkülső (a víztől legtávolabbi) a legidősebb, és a vízhez legközelebbi a legfiatalabb, amelyik rendszerint a víz utolsó visszahúzódási fázisában keletkezett.

A fenti folyamatok árapály nélküli strandokon is jelen vannak, csak kisebb szélességben és szerényebb vertikális kiterjedésben. Mindkét esetben jellemző, hogy a hullámok méretüktől függően eltérő zónában fejtik ki hatásukat, és nem is mindig azonos eredménnyel. Mérsékelt övi tengerpartokon a nyári hullámzás általában kisebb erejű, a partok a kialakuló turzasiendszerek révén ilyenkor épülnek, de az erősebb téli hullámok idején a tenger ismét előre nyomul. Így a partfejlődés nagyjából azonos sávban ritmikusan változó előjelű lehet.



6.3. ábra A partra kifutó hordalék cikk-cakkos pályája

A turzások a part jellegétől (futásvonal, vízmélység, stb.) függően különböző helyzetben jöhetnek létre, és ezáltal az egész parti sávnak sajátos jelleget kölcsönöznek. Ha a turzás közvetlenül a part mentén alakul ki, úgy a kisebb beöblösödéseket viszonylag gyors ütemben elválaszthatja a nyílt víztől (rekesztő turzás). A parttól távolabbi turzás (olasz: *lido* vagy német: *Nehrung*) hosszúságának növekedésével tekintélyes méretű tengerrész (olasz: *laguna* vagy német: *Haff*) veszti el egyre inkább a nyílt vízzel való kapcsolatát. Amíg a lagúna vízszintje a *lido* alacsonyabb vagy éppen hiányzó szakaszain (*lido*kapu) lehetséges, élő lagúnáról (*laguna viva*) beszélünk. Ha a *lido*kapu bezárul, a nyílt víztől elzárt lagúna (*laguna mortua*) sajátos fejlődésnek indul. Az éghajlati és a vízellátási körülményektől függően vize kiédesedhet, vagy éppen

ellátási körülményektől függően vize kiédesedhet, vagy éppen besósodik, benne ennek megfelelő növényzet telepedhet meg, amely pusztuló szerves anyagával a parttól érkező egyéb hordalékkal együtt hozzájárul a lagúna feltöltődéséhez. Ha a hosszanti irányba megnyúló, egyes turzás növekedése során mély víz peremére ér, ott a sekély és mélyvíz határán elfordul, és jellegzetes turzaskampó keletkezik (Hel félsziget a Gdanski-öbölben). Különböző irányból érkező hullámok által alakított, a tenger belsje felé hosszabbodó turzások összeérve turzasháromszöget alkotnak. A háromszög belsejében a holt lagúnák fejlődésénél említett folyamatok kezdődhetnek. Az is előfordul, hogy a fejlődő turzás a parthoz közeli szigetet kapcsol a szárazföldhöz (olasz: *tombolo*). Híres példája a Monte Argentario kettős *tombolo*-ja a Tirrén-tengerben.

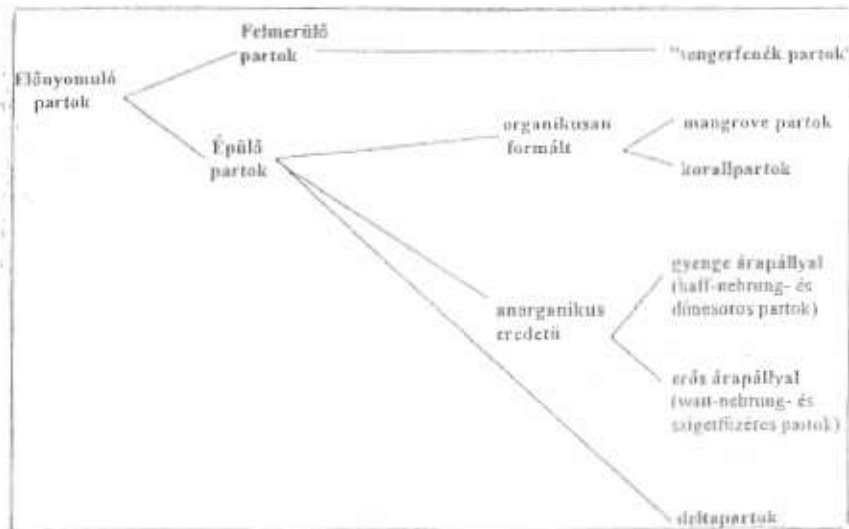
A sekélyvízű partok többségénél a bemutatott folyamatok akkumulációs hatása a döntő, így azok általában az épülő partok csoportjába sorolhatók. Ezt tükrözi Valentin (1952) beosztása is (6.1. táblázat) az épülő partokról. A köztük tartozó deltákról részletesebben a folyóvízről szóló fejezetben van szó.

Különleges helyzet alakul ki az olyan sekélyvízű lapos partokon, ahol a viszonylag erős tengerjárás a part lassú süllyedésével párosul, és ugyanakkor még jelentős mennyiségű finom folyóvízi hordalék is érkezik a partra. Ha az egyes folyamatok közötti kényes egyensúly hosszú időn át fennmarad, s a süllyedést az akkumuláció éppen ellensúlyozza, akkor a szárazföld peremén igen széles, esetenként több tíz km-es „amphibikus” parti sáv jön létre, általában napi kétszeri vízborítással. Legismertebb földi példájuk az Északi-tenger D-i partvidékén Hollandiától Dániáig húzódó Watt-tenger. A kis magasságkülönbségek ellenére mikroformákban gazdag, és egyes magassági szintjeiben az élővilágnak sajátos feltételeket nyújtó wattok (6.4. ábra) a Föld néhány más vidékén is előfordulnak (pl. Brit-szk. egyes részein, É-Amerika K-i partján, a Bengáli-öböl É-i peremvidékén).

Vannak olyan épülő partok, ahol az épülést döntően az élővilág okozza. Ilyenek a trópusokon jellemző korall partok és mangrovés partok.

A 18°-nál melegebb, ideálisan 25-30°-os, tiszta, turbulensen mozgó, 27 m-nél nem mélyebb vízben, a tengerfenéken helyhez kötötten élő korallok (tulajdonképpen polipok) testébe épített mészből felépülő korallzatonyok a tengerszintig emelkedve sajátos partformákat jelentenek az északi szélesség 32, és a déli szélesség 31,5°-a között. Részben kontinensek, részben szigetek peremén jellegzetes telepek egy részének fejlődése lépést tartott a holocén tengerszint emelkedésével, ill. éppen a tengerszint emelkedése készítette gyorsabb növekedésre őket (Daly, 1934).

6/1. táblázat
A partok osztályozása Valentin (1952) szerint



Mivel a posztpleisztocén tengerszint emelkedés mintegy 100 m-re tehető, a korallak legfeljebb 130 m mélyen kereshetők. A korallmészkövek azonban egyes szigeteken ennél jóval nagyobb mélységben is folytatódnak (a Bikini-szigeteken – Marshall-szigetcsoport – 640 m-ig megfúrták), nyilvánvaló, hogy az ilyen korallzónák jóval idősebbek, és létezésük csak a tengerfenék süllyedésével magyarázható. Erre utalnak a mély óceáni fenékről olykor több ezer m. magásra emelkedő kialudt vulkánok, a lapostetejű geyotok, amelyek ma mintegy 1000 m mélyen lévő tetején a korallok a vulkánok utólagos izosztatikus süllyedésére utalnak. Erre gondolt már Darwin is 1842-ben, amikor elkészítette a korallszigetek (partok) osztályozását. Az egykor a tenger színe fölé emelkedő hegy peremére települt szegélykoralloknak a vulkán süllyedését követő növekedése vezetett a gyűrűszerű atollok kialakulásához. A legnagyobb atoll, a Marshall-szigetekhez tartozó Kwajalein hosszabbik átmérője mintegy 120 km.

A trópusi területek partépülését a védettebb, de erős tengerjárású partszakaszokon a különböző fokig sűrű fajokból álló, sűrű mocsárerdők (mangrove) segítik. Gyökérzetük iszapmegkötő képessége révén a szárazföld felőli rész mindinkább töltődik, ugyanakkor az erdő külső szélé fokozatosan a tenger belseje felé tolódik. Legtöbbször bőséges iszapmennyiséget szolgáltató folyótorkolatok közelében, és általában védettebb – sokszor éppen korallpáttakkal védett – iszapos lagúnákban alakulnak ki.



6.4. ábra A wattok általánosított keresztmetszete

Alá- és felmerülő partok

Mivel hosszabb idő alatt általában sem a tengerszint, sem a partmenti szárazulatok nem maradnak változatlan helyzetűek, a fentebb bemutatott parti folyamatok hatását és a part morfológiai megjelenését döntően befolyásolja egyrészt a változás (süllyedés-emelkedés) iránya, mértéke, sebessége, ritmusa, másrészt pedig az, hogy az alámerülő parton előzetesen milyen folyamatok (belső vagy külső erők) alakították a szárazföldi felszínt. (A felmerülő partok esetében a változatosság kisebb, mert a tenger alól hosszabb idő-után előbukkanó felzárkók – parti sziklák – többnyire a kiegyenlített tengerfenék (pl. abráziós terasz, vagy turzások partszegély) ismertető jegyeit viselik, azok pedig a Föld különböző területein alapvetően hasonlóak. Természetesen a felmerülés után a szárazföldi folyamatok – esetleg igen gyorsan – átformálják őket.) Az alámerülő partok tipizálásáról ad áttekintést Valentin (1952) táblázata (6.2. táblázat). A legtöbb jól ismert parttípus glaciálisan, vagy folyóvíz formálta területek alámerülésével alakul ki. Jellegüket befolyásolják, sőt sok helyen megszabják a partvidék szerkezeti adottságai.

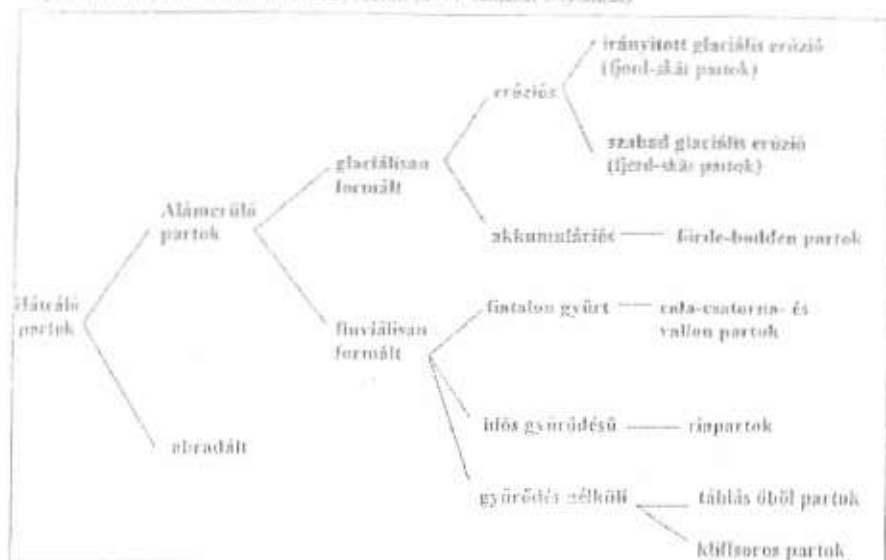
Az É-i szélesség mintegy 50. és a D-i szélesség 40. fokától a sarkok felé a partok többségének formái elsősorban a jég felszínalakító munkájának jegyeit viselik. A lineáris gleccsererózió (irányított glaciális erózió) mély-tektonóvölgyeibe benyomult tengert a látványosan csipkés, mély öblökkel tagolt fjordos partok jellemzik (Norvégia, D-Chile, Új-Zéland, Alaszka, Izland, Grönland egyes partszakaszai). Ha jégtaoláró legyalulta felszín bukik a tenger alá, ott a skász (vagy ser) partok dömszerűen lekerekített hátú sziklaszigetekkel tarkított sajátos típusa jelenik meg (D. Finnország, Svédország). A glaciális akkumuláció

területén, a jég alatti (szabglaciális) olvadékvizek egykori medreibe benyomuló tenger ugyancsak csipkés, de a fjordokénál szelídebb külsejű partvidéke, a **földés part** (Schleswig-Holstein). A **fenékmoréna** területeket előtűnt tengerpartok a nagy, sekély öblökről, a **boddene**kről kapták a nevüket (Balti-tenger DK-i partvidéke).

A pleisztocénban eljegesedett területektől az egyenlítő felé eső partvidékeken a külső erők közül leginkább a folyóvizek által kialakított formák nyomják rá bélyegüket a partok jellegére. Ahol (rendszerint) fiatal **lánchegységek** mely, szők, **kanyonszerű** folyóvölgyeit öntötte el a tenger, ott **cala (kala) partok** jönnek létre (Provence,). Idős **leköpt** **röghegységek** elmerülő völgyei a **ria partok**ot formálják (Bretagne, Galicia). Táblás síkvidékek széles folyóvölgyeibe benyúló, sokszor turzásokkal többé-kevésbé elgátolt tengerpartok, a **limánok** (Fekete-tenger ÉNy-i partvidéke).

6/2 táblázat

A partok osztályozása Valentin (1952) szerint (a 6/1 táblázat folytatása)



A Föld nagyszerkezeti egységeinek peremén kialakult fiatal töréslépcsők helyenként igen **markáns partokat** alkotnak (**töréslépcsős partok** - Vörös-tenger, Grönland É-i pereme). Kifejezetteen szerkezeti jellegűek azok a partok, ahol a **lánchegységek** **parttal párhuzamos vonulatai közötti szinklinálisokat** önti el a tenger. Ezek a **dalmát-típusú** vagy **csatorna partok** a névadó helyen kívül több ezer km-es hosszúságban jellemzik pl. É-Amerika Ny-i partvidékét. Csaknem ellentettjük a **keresztpart**. Ott alakulnak ki, ahol a **hegységláncok** hosszú félszigetek formájában **mintegy belefutnak a tengerbe** (pl. a Peloponnészoszi-félsziget D-i vége). A két szélső esettel legalább azonos gyakorisággal fordul elő, hogy a gyűrt szerkezetek csapásiránya ferde szöveget zár be a parttal (**ferde** vagy **diagonális partok**). A szerkezeti vonalakkal párhuzamos partokat **konkordáns**, az azokkal szöveget bezárókat **diszkordáns partoknak** is nevezik. (a ria partok pl. diszkordánsak).

A felsoroltakon kívül sok további sajátos parttípus is létezik a szárazföldet alakító folyamatok szerint, és egy-egy partszakasz jellegének kialakításában több folyamatípus is részt vehet.

A partfejlődés magyarországi vonatkozásai

Magyarországon - tengerpartok hiányában - a tájak jelenlegi geomorfológiai fejlődésében a partalakulás szerepe többnyire elhanyagolható (mint jeleztük, a folyóvizek partváltozása nem tartozik e problémakörbe). Gyakorta illig, csak a Balaton mentén (és kisebb részben a Ferő tó szegélyén) vannak recens, lokálisan pedig ma is fejlődő partformák. Bár a Balaton sok vonatkozásban kiemelkedő hazai jelentősége önmagában is indokoltá teszi a partfejlődés tárgyalását, ezt még az is alátámasztja, hogy a magyar tájak korábbi földtörténeti fejlődésében időnként a parti folyamatok is jelentékeny szerepet játszottak, és az egykori partok anyag- és formamaradványai sok felé megtalálhatók, s mind a geomorfológiai kép, mind az ökológiai viszonyok nem jelentéktelen összetevői.

A balatoni partfejlődésének egyrésztől a tó feltűnő sekélysége (3-4 m-es átlag-mélység), a kialakulása óta eltelt viszonylag rövid idő (20-25000 év) alatti jelentékeny vízszíntingadozása, másrésztől a tóparti tájak eltérő jellege kölcsönöz sajátos vonásokat.

A tó jelenlegi vízállása mellett medre É-D-i (kereszt)irányban aszimmetrikus. A D-i part több száz m szélességben igen sekély (<1-1,5m) vizű szegélye (homo-

kos aljzatú **strand**) viszonylag meredek lejtővel ereszkedik a tófenék általános, bár 4 m-nél alig mélyebb (tehát a partfejlődés szempontjából még mindig sekély) szintjére. Ez a szint az É-i part felé azután fokozatosan emelkedik, de a partközeli részeken a víz még mélyebb, mint a D-i part előtt. A tó hullámozását leginkább a tóra a Bakony irányából érkező bukószél (vázsonyi szél) határozza meg, de a tó hosszában az állóhullámok (seiche) mintegy egy 12 órás periódusú lengése is ismert.

A déli part felé kifutó hullámok legjelentősebb hatása az erőteljes **vízalatti és vízparti turzásépítés**. A fenéken sorakozó, a parttal párhuzamos turzások, a **gerendék okozzák** azt a **fürdőzők által is jól ismert jelenséget**, hogy a tóba befelé tartva a **vízmélység ritmikusan változik**, és a gerendék tetején, a parttól akár néhány száz m-re is csak térdig ér a víz. A déli part turzásai a tó léte során több vízszintmagassághoz igazodva, a jelenlegi partnál távolabb és magasabban képződtek, és **rekesztőturzásokként** sorra elzárták a tó déli oldalának azokat az öbleit, amelyek a Somogyi-dombság (Külső- és Belső-Somogy) meridionális völgyeinek tófelőli kijáratában voltak. Az elzárt öblözetek fokozatosan elláposodtak, bennük jelentős vastagságú tőzegréteg keletkezett. A D-i part így kialakult **bereksora szinte füzérszerűen kíséri a tó partját** (Sző-
Szemesi-, Lellei-,
Ponyódi-, Nagy-berék). Némileg különös helyzetű a Szántódi-berék, amelynek elkerítését a Balaton két nagy medencerésze közti áramlások miatt sajátos irányban alakult **turzások háromszöge zárta be (turzásháromszög)**. A berék között, a meridionális völgyeket elválasztó hátaik É-i végén, valamint a Balaton medencéjének árkos bezökkenése miatt is több helyen magaspartok alakultak, amelyek pannóniai iszapos-homokos-agyagos falát a **hullámozás kiváltotta tömegmozgások pusztították (kliffek)**, elsősorban a vízszintemelkedés időszakában. Ma már **mind a strand háta mögötti turzások, mind a magaspartok előterei jórészt beépültek, a vízparton hosszú szakaszokon partvédő művek vannak, s még a közlekedési vonalak is többnyire a magaspart előtt futnak**. A hullámok közvetlen parti hatását a tavat csaknem körbekerítő nádasok is visszafogják. Mindezek miatt a magasfalak tömegmozgásait ma már többnyire nem közvetlenül a hullámozás (abrázió), hanem sokkal inkább a csapadékvizonyok és a tó felőli vízszivárgás által befolyásolt felszín alatti vízmozgások váltják ki. Ez a típusú partfejlődés jellemezte ill. jellemzi a Balaton K-i oldalának (Fűzfő – Aliga közötti) magaspartjait is, és mai napig is elég jelentős abrázió éri a Tihanyi-félsziget kevéssé kiépített Ny-i oldalát. (Hasonló jellegű **holt kliffként** minősíthető a Fertő tó pannóniai üledékekből épült, magas D-i pereme, amelyen a

tömegmozgások ugyancsak napjainkig működnek). A Balaton É-i oldalán a turzások helyett inkább a korábbi magasabb vízállásokhoz igazodó, a tóközeli korábbi szakaszaiból származó **abráziós teraszok** (magasabb parti szintűek) lépcsős peremei színesítik a Balaton-tóvízra délies kitétettségű lejtőinek alsó szakaszát.

A földtörténet korábbi szakaszaiban (főként a miocénban, és azon belül is elsősorban a pannóniai időszakban) képződött abráziós falak és az előterükben húzódó abráziós teraszok maradványai főként a Dunántúli-középhegység peremén fordulnak elő. Ezek általában a hegységeket övező, a folyóteraszok feletti szintben kialakult hegylábfelszínnek fölött, a hegységek meredek sziklafalainál maradtak meg (Vértes, Gerecse, stb. a Dunántúli-középhegységben, Mezőcsanak). Tengerparti strandok gyöngyszerűre kerekített, sokszor szinte tisztán kvarc-
szemcsékből álló homok- és kavicsrétegei nemcsak az őstörténeti rekonstrukciókat segítik, de fontos ipari nyersanyagok is (Fehérvárusurgó, Káli-medence, stb.).

A partfejlődés környezeti vonatkozásai

Aligha kell bizonygatni a partok jelentőségét a társadalmi fejlődésében és mai életében. A tengerpartok mindig a legenergikusabb tájak közé számítottak. A „partra utalt” ember egyrészt kereste annak számára legelőnyösebb szakaszait, másrészt igyekezett fellépni a szempontjából kedvezőtlen fejlődési tendenciák ellen. Az estek többségében a partvonal gyors megváltozása ellen, a viszonylagos egyensúly biztosítása érdekében lépett és lép. Ez sok esetben létkérdés volt számára. Gondoljunk pl. Ny. Európa számos körzetében a vihardagályok látogatata, alámerülő partokra Hollandiától Dániáig. (Helfgoland szigete ezer év alatt ilyen módon területének több mint felét veszítette el). Az abráziós partok kártételét védművekkel akadályozta vagy lassította. Másutt a túl gyors partpusztulás (kikötők feliszapolódása) ellen kellett küzdenie. A mesterséges vízmélyítésnél (kotrás) általában célravezetőbb terelóművekkel befolyásolni a börtaléklétesítés helyét, s így biztosítani a kikötők szükséges vízmélységét. A történelmi tapasztalatok azonban azt mutatják, hogy a partfejlődés tendenciájának lokális megváltoztatása rendszerint más partszakaszok fejlődésének akaratlan, és adott esetben kedvezőtlen irányú átalakulását okozza. (Adott kikötő megfelelő vízmélységének biztosítása pl. oda vezethet, hogy a kikötő bejárata fog feltöltődni.) A parti folyamatok jobb ismerete csökkentheti az ilyen meglepetések felidő-

A költő erők geomorfológiája

szél sebességét. Napjainkban mindinkább arra is figyelni kell, hogy a partfejlődés mesterségesen megváltoztatott tendenciája a partvidékek ökológiai egyensúlyát is megbontja, ami további, az emberre is hátrányos következményekkel járhat.

Közismert, hogy voltak, és vannak olyan partszakaszok is, ahol az ember nem a parti folyamatok egyensúlyát, hanem a gyors partváltást akarja elérni. Tevékenysége ilyen esetekben általában a szárazföld növelését előzza.

A Watt-tenger vidékén pl. ősidők óta alkalmazták a földművelésnek azt a módszerét, hogy a part előtt, azzal párhuzamosan épített, vesszőből font sövényekkel akadályozták meg, hogy a dagálykor partra jutó hordaléknak a tengerbe való visszakerülését. A polderépítésnek is csaknem ezeréves hagyománya volt már Hollandiában, amikor megkezdték a XX. század modern, „nagyvípusi” polderépítését. A polderépítés lendülete azonban a század végére megtört. Nemcsak gazdasági és gazdaságossági okokból (elfogytak a kiszáritás után jó termőterületeköt limzsonálható partközeli tengerfenékek), hanem mert mindinkább nyilvánvalóvá lett, hogy a partvidék életének ilyen drasztikus megváltoztatása súlyos ökológiai problémákat okoz. Ma már világossá kell látnunk, hogy a mesterséges partalakítás nem egyszerűen energetikai kérdés...

A partok rövidtávú megváltozásának és megváltoztatásának problémái mellett a hosszabbtávú és lassúbb, de akár planetáris méretű partváltásokra is gondolni kell. A globális klímaváltozás (melegedés) egyik legegyszerűsebb hatása a tengerszint emelkedése, ami világméretben az alómműlő partok részarányának növekedését okozza, és az ilyen partok folyamatainak jobb ismeretét igényli.

7. A szél felszínformáló munkája

A felszíni formák alakításában a külső erők között nagyon jelentős szerepe van a szélnek is. A Földön számos olyan vízhiányos terület alakult ki, ahol nem védi növényzet a felszínt, ezért a munkaképes szél mozgásba tudja hozni a közetszemcséket. A szél munkája, ellentétben a folyóvízzel és a jéggel, nem a nehézségi erőnek köszönhető, hanem az egyes területeken kialakult légnyomáskülönbségeknek. A levegő mozgása mindenhol kialakulhat, nagy felületeket érint, ezért a felszín átalakítása areálisan történik. A szélnek nem jelent akadályt a lejtő sem, így a szél által mozgatott szemcsék a lejtőn felfelé is haladhatnak, sőt lebegtetett állapotban több ezer km távolságra is eljuthatnak. Mivel a szél mozgóereje nem a nehézségi erő, ezért az erózióbázisa sem a tenger. A száraz, tengerszint alatti (depressziós) területeken is kialakulhat eolikus felszínfejlődés. Azonban az üledék, vagy az aprózódott közetszemcsék nagy nedvességtartalma csökkenti a szél erózió vérszélyét. Ezért azt is mondhatjuk, hogy a szél erózióbázisa a talajvíz.

A fentebb felsorolt különbségek mellett megfigyelhetők hasonlóságok is a külső erők felszínalakításában. A szél és a víz hasonlóan mozgatja hordalékát. Mindegyiknél megfigyelhető a görgetett, ugráltatott és lebegtetett hordalékszállítás. Azt azonban meg kell jegyeznünk, hogy a víz szállítóképesége a nagyobb sűrűsége miatt jelentősebb, mint a szél. Így a folyóvíz olyan méretű szemcséket is képes lebegtetve szállítani, amit a szél csak ugráltatni, esetleg görgetni tud. A szél által ugráltatva, görgetve szállított szemcsék gyorsabban kopnak, élük lekerekítettebbek lesznek. A szél és a víz munkája egyaránt az erejétől függ, ami időszakonként változik. A szállítás, illetve felhalmozás során mindegyik közeg a nagyság és a fajsúly szerint osztályozza hordalékát. A könnyű, kis méretű hordalék nagyon hosszú utat tesz meg. A szél azonban a vízzel ellentétben a kavicsot már nem tudja elszállítani, ezért maradéktakaró formájában helyben marad. Mindegyik külső erő végez puszító, szállító és felhalmozó munkát.

A szél munkájának tanulmányozásakor megkülönböztették a homok kifújását, szállítását és felhalmozódását. Ezeket sorban deflációnak, transzportációnak és akkulációnak nevezték el. A szél erózió formáinak csoportosításánál olvashatunk a deflációs és akkulációs formákról, deflációs és akkulációs területekről, stb.

A kötöttebb talajokon végzett széleróziós kutatások alapján először Chepil hívta fel a figyelmet a szélnek egy másfajta károsító hatására. Ez nem közvetlenül a szélerónek köszönhető, hanem a szemcsék ugráló mozgásának, amikor a talajrészecskék egymáshoz ütődve lekopnak, szétesnek, szétrombolódnak. Ezt a folyamatot megkülönböztetve az egyszerű kifújástól, abráziónak nevezzük. A talajaggregátumok abráziója azért is fontos, mert a részecskék szétesése, aprózódása újabb és újabb erodálható szemcséket tesz szabaddá. Ezzel tulajdonképpen megnyílik az erózió időtartama, ugyanis a folyamat addig tarthat, amíg a talaj alkotó elemeire bomlik.

A széleróziós folyamatokban így most már a szél munkájánál külön kell választani a deflációt és abráziót. Ezzel a szélerózió fogalma tágabb értelmű fogalommá vált. A deflációt a szerkezetnélküli laza talajok pusztításánál használhatjuk. A szélerózió tágabb fogalma abban nyilvánul meg, hogy a defláció mellett az abráziót is magába foglalja. A kötöttebb szerkezettel bíró talajok szél okozta pusztítására, mivel ott a kifújás és az abrázió egyaránt jelen van, a szélerózió fogalom használata az indokolt.

A szemcsék kifújása során az egyes mozgástípusokat is elkülönítették és ennek megfelelően megkülönböztették az effluxiót, extruziót, detruziót és az efflációt. Az effluxió tulajdonképpen 0,1–0,5 mm átmérőjű szemcséknek a közvetlen széleró hatására történő elmozdulását jelenti. A szemcsék többsége ugráló (szaltáció) mozgással halad előre. Az extruzió akkor figyelhető meg, ha nagyon erős szélben a 0,5 mm-nél nagyobb átmérőjű talajrészecskék gördülve, csúszva haladnak előre. A detruzió az érdes, barázdás felszín kiálló részeinek lepusztulását, illetve a barázdák közötti mélyedések feltöltődését jelenti. A finom por kifújását és tovaszállítását efflációnak nevezük. A fentieket figyelembe véve a defláció is egy tágabb fogalomnak tekinthető (7.1. ábra).



7.1. ábra A szélerózió fogalomrendszere

A szélerózió folyamatának legfontosabb része a kifújás, mivel a felszín pusztítása a legerodálhatóbb talajrészecskék elmozdulásával kezdődik. A szemcsék indulását a talajfelszín feletti szél sebességének, turbulenciájának, a részecskék nagyságának, fajsúlyának, helyzetének és a talaj nedvességének bonyolult összefüggései határozzák meg. Amikor a szél sebessége eléri a felszínen lévő talajszemcsék elmozdításához szükséges sebességet (átmozgásebesség, kritikus indítósebesség), akkor a szélerózió folyamata a kifújással megindul, majd bizonyos távolságra szállítás után lerakódik.

A szél hordalekzsállításának sajátosságait először Bagnold, R. A. (1941) írta le széleskörűen végzett vizsgálatainak alapján. Később még számos kutató megfigyelte, mérte és elemezte a szélerózió folyamatában résztvevő szemcsék mozgástípusait (lebegés, ugrálás, gördülés vagy csúszás). A kezdeti mérések és azok eredményeiből levont következtetések általában homoktalajokra vonatkoztak, de tulajdonképpen, ha a talaj részecskéinek nagyságát a

$$D_e = \frac{\sigma d}{2,65}$$

következő képlettel (equivalens átmérővel) fejezzük ki, akkor a kötöttebb talajokra is érvényesek.

ahol:

D_e = a részecske equivalens átmérője; σ = a részecske térfogattömege; d = a részecske valóságos átmérője; 2,65 = a kvarcsemse térfogatsúlya, illetve a tömör talajszemese fajsúlya.

A szélerózió folyamatának megindulásához a légáramlás energiája is szükséges. Az örvénylő x, y, és z koordináták menti sebesség segíti a talajszemcsék felemelkedését. A talajszemcsék elmozdulása ezért elsősorban nem az átlagsebességtől, hanem inkább az örvények maximális sebességétől és mélyétől függ. A szélerózió dinamikájának tanulmányozására ezért elsősorban a sebességprofil szoktuk használni Brunt, D. (1944) és Karman, T.

$$V_z = \frac{V_0}{\sqrt{z}}$$

(1934) szerint érdes felszín felett a következő összefüggés áll fenn:

$$V_z = 5,75 V_0 \log \frac{z}{z_0}$$

* v.ö. az 3. fejezet „A vázlatos termélete” 0. részével is.

ánol:

V_z = az áramlási sebesség z magasságban; z_0 = az a magasság, mely alatt a sebesség 0; V = surlódási sebesség, mely a nyíróerőszükséglettel „ T ” van kifejezve; σ = a légáram sűrűsége

A szélesebbesség mellett a talajrészecskék nagyságától, alakjától, térfogat illetve faj súlyától döntően függ, hogy milyen mozgástípusban haladnak előre. Az eolikus felszínfejlődésnél megkülönböztetünk lebegtetett, ugráltatott és görgetett hordalékszallítást.

A lebegtetett hordalékszallítás

A tavaszi hónapokban, amikor erősebb szelek fújnak, elsősorban a futóhomok területeken, de a kötöttebb talajú növényzettel nem védett felszínnek felett is gyakran észlelhetünk porviharokat. A felszín felett azokat a szemcséket soroljuk a lebegő mozgásúak közé, amelyek függőleges és vízszintes mozgást is végeznek, majd elmozdulnak a forrásterületükről, és az áramlási viszonyoknak megfelelően kisebb-nagyobb távolságban lassan rakódnak le.

A levegő áramlási viszonyaitól függ, hogy milyen magasságig emelkedik. Gyakran előfordul, hogy az áramló por csak néhány tíz méter magasságig emelkedik és a vízszintes áramlás szállítja tovább.

A sivatagi területeken évente nagy mennyiségű por kerül a levegőbe. A magasabb légrétegekbe kerülő por a légáramlatokkal gyakran más kontinensekre a forrásterületétől több ezer km-re is eljut.

A nagyobb távolságú elmozdulásnál uralkodóan a 0,02 mm átmérőjűnél kisebb szemcsék a jellemzőek. Az ennél nagyobb átmérőjű szemcsék a forrásterülethez közel gyorsabban leülepednek. Azokban a talajokban amelyekben a lebegtetésre alkalmas méretű részecskék nagyobb százalékban vannak jelen a szerves anyag könnyen összetapad a finom szemcsékkel, ezért ezek a talajok humuszban gazdagabbak.

A levegőben lebegő anyag mennyisége elsősorban a talaj szemcseösszetételétől függ. A kísérletek mérési eredményei alapján megállapíthatjuk, hogy általában 10%-os szuszpenziós mozgással kell számolnunk.

A hazai futóhomok területeken végzett széleróziós kutatásokból ismert, hogy a jól osztályozott, típusos futóhomokban ez a finom anyag csak kis százalékban fordul elő. Ezért hazai viszonylatban a lebegtetett hordalékszallítás az „elporosodott” talajú területeken jelentősebb. Korábban, a pleisztocén folyamán a jelenlegi futóhomok területeinken jelentősebb lehetett, hiszen a pleisztocén folyóvízi rétegsor több finom iszapos, agyagos üledéket tartalmazott. A szél munkájának köszönhető, hogy a finom üledéket kifújta, kisebb-nagyobb távolságba szállította. A hordalékkúp maradékából és a futóhomokból alakította ki a szélerózió formakincsét. A futóhomok rétegek között előforduló, finomabb üledékanyagot tartalmazó rétegek éppen a szél-erő ritmikus változására utalnak. A több finomabb szemcsét tartalmazó réteg éppen a kis szélesebbeségnél, esetleg a szélesesedő időszakokban halmozódott fel.

Napjainkban a szántóföldi területekről a levegőbe kerülő finom por szemcsékkel együtt a vegyi anyagokat és a pollent is nagy távolságra elszállítja a szél és a lakott területeken a légúti, valamint az allergiás megbetegedések kifejlődését segíti elő.

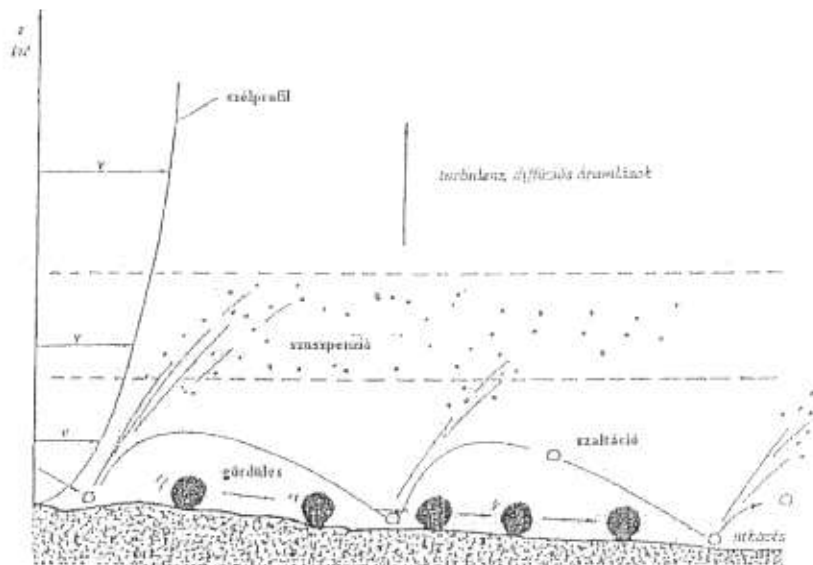
Az ugráltatott hordalékszallítás

A talajszemcsék mozgásai közül a szaltáció a leglényegesebb. Az ugráló mozgást végző szemcsékre már az első szélesatoma kísérleteknél felfigyeltek (Bagnold, R.A. 1941).

Az ugráló mozgás során a szemcsék felemelkednek a felszínről, majd a levegő ellenállása és a gravitáció hatására különböző pályákat követnek. A 0,1–0,5 mm átmérőjű részecskék meredek szögben emelkednek fel (7.2. ábra), de nem tesznek meg hosszú utat, mert túl nagyok ahhoz, hogy az áramlat fenntartsa őket, ezért a felszíni szemcsék közé becsapódnak.

A szélesatoma kísérleteink alapján megállapíthatjuk, hogy az ugráltatott hordalékszallítás a jól osztályozott futóhomoknál és a különböző genetikai talajoknál másképpen megy végbe. A futóhomok, miután a szél elérte a kritikus indító sebességet, azonnal ugráló mozgásba kezd. Az ugráló mozgást végző szemcsék a felszínre csapódva, mozgásmennyiségük egy részének átadásával, újabb szemcséket indítanak. A szemcsék többsége (80–90%-a) ugráló mozgással halad előre. Az egymáshoz ütköző kvarc szemcsék felülete az abrázio hatására sérül. A szemcsék felületén – megfelelő nagyság mellett – a becsapódási helyek jól látszanak. A binokuláris mikroszkópon készített felvételeken a szél által szállított kvarc szemcsék felülete ezért mattnak tű-

nik. Az elektronmikroszkóppal készített felvételeinken (7.3. ábra) jól látszanak a szemcséken becsapódáskor képződött "kráterek", amelyek kisebb nagyságnál mattá teszik a felületet.



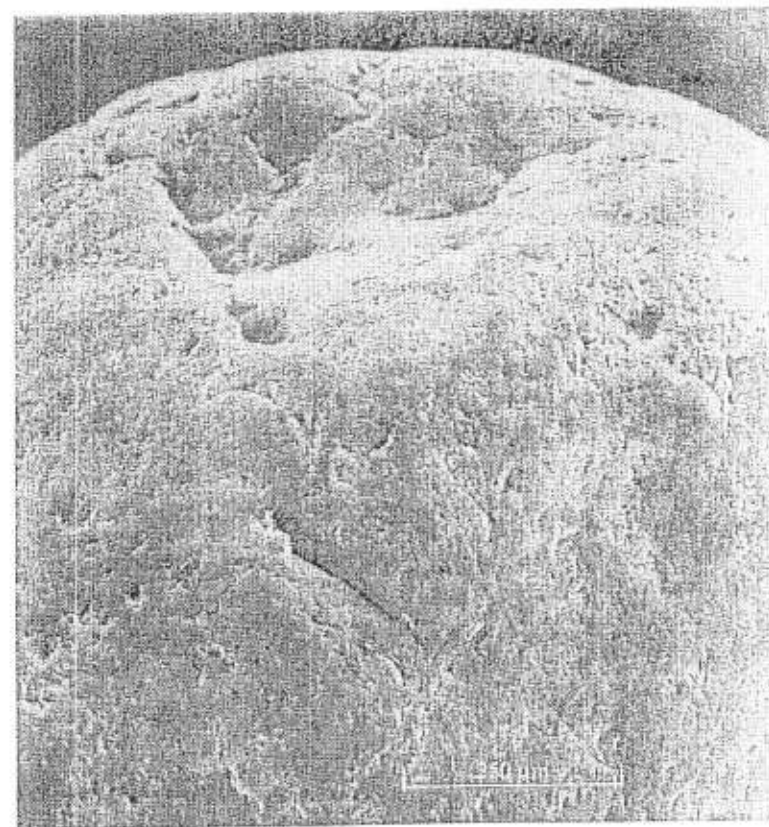
7.2. ábra A talajszemcsék mozgása a szél-erózió folyamatában

Az ilyen szemcsék sokat segítenek a felszíni és a mélyebb homokrétegek értékelésénél. Így pontosan megállapítható, hogy az egyes rétegek milyen szállítással kerültek a jelenlegi helyükre.

Az ugráló mozgás közben – elsősorban a becsapódó szemcsék hatására – az üledék finom frakciója az örvénylő levegőbe kerülve a felszínről nagyobb magasságra emelkedik. Mivel a jól osztályozott homokban kevés a finom frakció, ezért a szemcséket összetartó kohéziós erő is kisebb. Az alacsonyabb indítósebesség, továbbá a kisebb mértékű lebegtetett hordalékszállítás is ennek köszönhető.

A több finom frakciót tartalmazó talajokat csak az erősebb szelek tudják mozgásba hozni. A levegő örvénylő mozgása a különálló finom szemcséket a magasabb légrétegbe emeli. Ezeknek a szemcséknek a mennyisége csekély, mert a finom szemcsék többsége kisebb-nagyobb aggregátumokká összetapadva van jelen. A finom szemcsék magas százalékarányával magyarázható, hogy ezek a talajok magasabb sebességfokozaton kezdik az ugráló

mozgást. A felszín felett áramló levegő és a szemcsék közötti talajlevegő molekulacsoportjainak eltérő mozgásmennyisége a talajszemcséket mozgásba hozza. Az indítósebesség elérése után a szemcsék többsége ezeknél a talajoknál is ugráló mozgást végez. A becsapódás pillanatában a korábban összetapadt talajrészecskék szétesnek, így egyre több szállításra alkalmas méretű szemese képződik, illetve az abrázio hatására nagy mennyiségű finom anyag képződik, ami lebegő mozgással magasabb légrétegbe kerül. A lebegő poranyag egyrészt a szemcsék közötti különálló, másrészt az egymáshoz csapódó aggregátumokról és a felszínről leváló talajrészecskékből adódik. Az erózió indulásával azonnal nagyon sok poranyag kerül a levegőbe.



7.3. ábra A futóhomok szemese felülete (150-szeres nagyítás scannings elektronmikroszkóppal)

A szemcsék szaltációs mozgása akkor fejeződik be, amikor a pálya természetes vagy mesterséges akadály miatt megtörik, vagy a szélsébség lecsökken. Ilyen esetben a szelerózió is megszűnik.

A görgetett hordalékszállítás

Azok a szemcsék vagy aggregátumok, amelyek túl nagyok ahhoz, hogy a szeleró hatására elhagyják a felszínt az ugráló szeracsék becsapódása miatt mozdulnak el és gördülnek tovább. A felszínre csapódó energiáját veszített szemcsék rövidebb távon szintén gördülő mozgást végez. A szemcsék a direkt szeleró hatására is megtesznek hosszabb-rövidebb utat, majd azután kezdenek ugráttatva előre haladni.

A felszíni gördülés teszi ki a teljes mozgás 7–25%-át. Ennek a szemese mozognak a jelentősége abban mutatkozik meg, hogy az aggregátumok gördülés közben morzsolódnak, szétesnek és így szaltációs vagy szuszpenziós szállításra alkalmas méretűvé válnak, tehát mozgásfajtaát változtathatnak.

A szél munkavégző képessége

A szél munkavégző képessége a szélenergia függvénye, ami viszont egyenesen arányos a gyorsulásával. Ezzel magyarázható, hogy a lökésszerű szél nagyobb pusztítást végez, mint az egyenletes sebességű. Természetesen a nagyobb sebességű szél erősebb a lassúbbnál, mert az egyenletes sebessége csak akkor maradhat meg, ha az egyenletes gyorsulása le tudja győzni a súrlódás és a szállított hordalék fékező hatását. Tehát a nagyobb sebesség mellett a sebesség megtartásához nagyobb gyorsulásra van szükség.

A szél munkavégző képessége a szélenergián kívül a szállított hordaléktól is függ, ugyanis az erő a tömeg és a gyorsulás szorzata. A szállított hordalék mennyisége növeli a mozgó levegő tömegét, így a munkavégző képességét is. A szél a szállított hordalékkal végzi letaroló munkáját. Ezt szélmarásnak, szélkorroziónak nevezzük.

A munkavégzés közben jelentős sűrűlítés lép fel, amely viszont csökkenti a szél munkavégző képességét. A sűrűlítés mértékétől függ, hogy képes-e további munkavégzésre, a felszín pusztítására, vagy lerakja hordalékát és építi a felszínt. Természetesen a hordaléktól megszabadult levegő mozgása ismét felgyorsulhat, a gyorsulás növekedése pedig ismét növeli munkavégző képességét. Így szakaszos kifújások és hordaléklerakások figyelhetők meg.

A szél munkavégző képességét jelentősen befolyásolja a felületi réteg nedvességtartalma is. A nagyobb nedvességtartalmú réteg szemcséi között felépülő kohéziós erő gátolja a szemcsék indulását. Ilyenkor az áramló levegő sebességétől, hőmérsékletétől és páratartalmától függ a felszín kiszáradása, a szemcsék közötti kohézió csökkentése. A talaj nedvességtartó képessége természetesen a szemcsék méretétől, humusz- és CaCO_3 tartalmától is függ.

A szél munkavégző képességét erősen csökkenti, sőt teljesen megszüntetheti a növényzet. A zárt növénytakaró csökkenti a szél sebességét, felfogja a szállított hordalékot. A laboratóriumi kísérletek igazolják, hogy a 10–20 cm magasságú zárt növénytakaró képes megakadályozni a szeleróziót. Ez azzal magyarázható, hogy a levegőben mozgó szemcsék többsége a felszín közelében ugráló mozgással halad előre és a pályájuk magassága általában nem haladja meg a 10–20 cm-t. Így a növényzet megtöri a szemcsék pályáját, a felszín borításával pedig megakadályozza az újabb szemcsék indulását.

A szélre ható fentebb említett tényezők figyelembe vételével megállapíthatjuk, hogy a szél felszínformáló tevékenysége csak bizonyos területeken érvényesül. Elsősorban a növényzet nélküli, vagy gyér növényzetű területekre jellemző, de időszakosan ott is előfordul, ahol a természetes állapotok megváltoznak (pl. antropogén hatásra).

A szél munkája során több részfolyamatot (kifújás, szélmarás, szállítás, felhalmozás) különítettünk el. A továbbiakban ezekről részletesebben szólnunk.

A kifújás és a szélmarás folyamata és formái

A kifújás során a felszíni szemcséket kimozdítja a szél az eredeti helyükről. Ez a folyamat egyrészt ott megy végbe, ahol a megfelelő szemcseméret képződik (pl. sivatagi inszolációs aprózódással), másrészt pedig ahol korábban üledékes kőzet halmozódott fel. Az eolikus szállításra alkalmas üledék felhalmozását végezhetette a folyóvíz (pl. hordalékkúpon), a tengervíz (pl. lapos, homokos tengerparton), a jégtakaró (pl. morénák), vagy éppen a szél korábbi időszakban.

A szélmarás (korrozó) a szélnek a felszín kőzeteit súroló, koptató tevékenysége. A kőzetek pusztítását a szél által szállított hordalék végzi. A szállítás közben a mozgó szemcsék egymáshoz és a felszínhez csapódva töredeznek és kopnak. A kopás mértéke a szél erején kívül a kőzet keménységétől is függ. Ennek köszönhető, hogy a szállítás során az idő múlásával, illetve

bizonyos távolság után a keményebb szemcsék lesznek az uralkodók az eolikus hordalékban. A sokat mozgott homok szemcséi többségében kvareből állnak. A kemény kvareszemcsék élei is lekopnak a mozgás során, görgetettségi értékük fokozatosan nő. Itt kell megjegyeznünk, hogy a folyóvízi és a tengerparti homok is lehet erősen gömbölyödött, ha a vízben hosszú utat tett meg. A szél által szállított hordalék azonban gyorsabban kopik. Abban az esetben, ha a szél egy hordalékkúp, vagy a tengerpart homokját mozgatja, akkor a görgetettségének mértéke attól is függ, hogy az alapkövet mennyire gömbölyödött.

A szél által szállított kemény kvareszemcsék a felszínhez csapódva vésik, csiszolják a felszín kőzeteit. A homokba ágyazott kavicsok felületét simára csiszolják, majd amikor a kavics kibillen helyzetéből az újabb sík felület lecsiszolásával él, éles kavics alakul ki. Gyakran előfordul, hogy három él kialakulásával sarkos kavics jön létre.

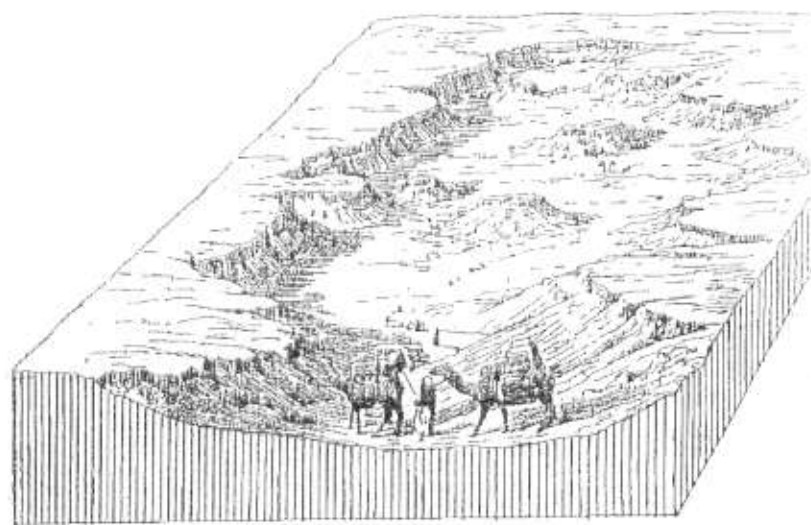
A kemény kőzetek csiszolása a felület kifényesedését eredményezi, ugyanis a sivatagi területeken a szilikátkőzetek felületét gyakran vasmangános bevonatok borítják. Úgy néz ki a felület, mintha belakkozták volna, innét származik a sivatagi lakk elnevezés.

A különböző keménységű kőzetekből a szélmarás a puha részeket gyorsan pusztítja, a keményebbek hosszabb ideig ellenállnak, így sajátos formák alakulnak ki. Azokon a helyeken, ahol pl. a homokkő repedéseit kovasavas oldatok járták át, ott keményebbé, ellenállóbbá válik. Így a szelektív erózió hatására a puhább homokkő helyén mélyedések, üregek képződnek, kialakulnak a homokkősziklák kőrácsai, köfüggönyei és köcsipkéi.

A szél szelektív eróziója megfigyelhető a felszín felületi pusztulásánál is. A puhább kőzetből álló felületrészek gyorsabban, a keményebbek lassabban pusztulnak. A felület pusztulásával deflációs mélyedések, sőt nagy kiterjedésű, lefolyástalan deflációs medencék (7.4 ábra) alakulnak ki.

A keményebb kőzetrészek hosszabb ideig ellenállnak az erózióknak és kisebb-nagyobb területen mutatják az eredeti felszín magasságát. Úgy is mondhatjuk, hogy tanúsítják az erózió előtti szintjét. Ezért ezeket a formákat a szakirodalom tanúhegyeknek, Belső-Ázsiából származó elnevezéssel, jardangoknak nevezi. A kiemelkedés a kőzet keménységét tekintve nagyon változatos lehet. Előfordulhat, hogy az egész kiemelkedés homogén kemény

kőzet, vagy a felszíni kemény réteg alatt különböző ellenállású rétegek váltakoznak. Ez a felszín további fejlődése szempontjából nem lényegtelen.

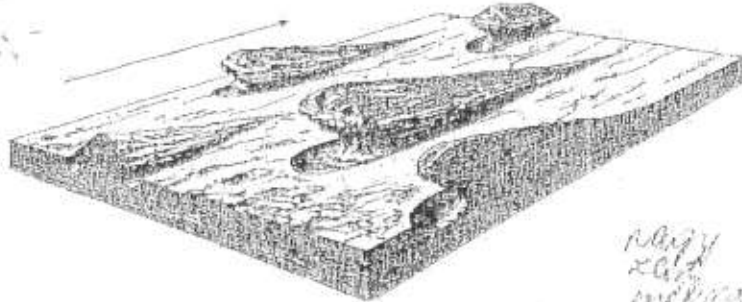


7.4 ábra Deflációs medence (Cholnoky J. után)

Az idő múlásával a homogén kemény kőzetek is pusztulnak. A szél energiája és a hordalékszállítás módja meghatározza a kőzet pusztulását, illetve a sajátos forma kialakulását. A szél a kemény kvareszemcsék többségét (> 80 %-át) a felszín közelében ugráltatva szállítja. A felszínből kiemelkedő azítla az áramló levegőt kettéosztja, megkerülésre kényszeríti. Így a szűkebb keresztmetszeten áramló levegő felgyorsul és a szállított hordalékkal nagyobb pusztítást végez. Mivel a legtöbb hordalék a felszín közelében halad, ezért a szikla felszínközeli részei pusztulnak. Nagyon jelentős a kőzetpusztulás a szikla szélverte oldalán is. Az egyirányú szél munkájának köszönhetően áramvonalas alak kezd kialakulni. Ezeket a formákat szfinx – szikláknak nevezzük (7.5 ábra).

Azokon a helyeken, ahol a puhább és keményebb kőzetrétegek váltakoznak a tanúhegyek alakjának változása a következőképpen megy végbe (7.6 ábra).

A tanúhegy oldalán a puha rétegek a szélmarás hatására gyorsan pusztulnak a kemények pedig példányszemen kiállnak. A túlhajló, alátámasztás nélkül maradt kemény rétegek idővel letöredeznek és a hegy lábához gurulnak, ahol törmelék-kúp formájában felhalmozódnak. A hegy lábánál felhalmozódott kemény közettörmelékéből épült törmelék-lejtő megvédi a tanúhegyek alsó részét a lepusztulástól, ezért csak a felső része pusztul. Ekkor tulajdonképpen egy kettős esonakakúp jön létre, ahol az alsó lejtőszöge kisebb, a felsőé pedig nagyobb. Amikor a kiálló felső rész teljesen lepusztult, akkor a keményebb közettörmelékéből álló alsó rész is lassan pusztul, amíg teljesen el nem tűnik. Ebből a törmelék-kúpból sziflux-szikla azért nem képződik, mert az alsó részének kopásakor a lejtő fentebbi részéről újabb törmelék kerül a helyére.



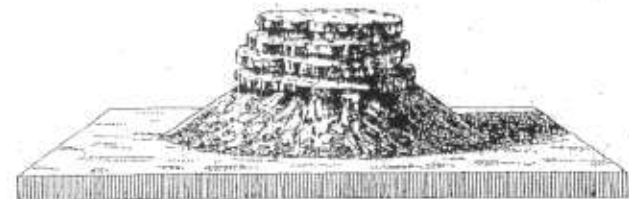
7.5. ábra Sziflux-sziklák (Kádár L. után)

A különböző keménységű rétegekből felépülő kisebb szikladarabokból különböző alakokat képes formálni a szél. Ilyenek a **gombasziklák**, **ingőkövek**. Hazánkban Sirokon a vár melletti sziklák (apáca és barátság-sziklák, ürdögasztal) amelyek a szél munkájának köszönhetik létrejöttüket.

A felszín kimélyítése

A heterogén keménységű kőzetfelszíneken a munkaképes szelek különböző alakú és nagyságú mélyedéseket alakítanak ki. A nagyobb kiterjedésű zárt mélyedéseket a sívagi területeken, amint már az előző fejezetben említettük **deflációs medencéknek** nevezzük. A deflációs medencék mélysége változó. A szél fokozatosan kifújja a szemcséket és mélyíti a felszínt. A felszín kimélyítésének gátat szabhat a talajvíz közelsége, a szemcsék közötti kohéziós erő növekedésével. Ezeken a helyeken a mélyedésekben található az

oázisok. Azokon a területeken, ahol az aprózódás különböző méretű szemcséket termelt, ott a **finom szemcsék távozása után durva maradéktakaró** borítja a felszínt és védi a szél pusztító, mélyítő munkájától. A kavics méretű kőzetdarabok a hőingadozás hatására tovább aprózódnak homokszemcsékké, amelyet a szél kifúj a kavicsok közül. A **kavicsal borított száraz felszíneket kavicssvatagoknak** nevezük. A felszín kimélyítését a talajnedvességen és a maradéktakarón kívül egy keményebb réteg közbetelépülése is megakadályozhatja.



7.6. ábra A tanúhegy lepusztulásának folyamata (Kádár L. után)

Előfordulhatnak olyan területek is az agyagsivatagokban, ahol csak kis területen, keskeny sávban található puhább kőzet. Így a szél a szállított kemény hordalékával csak keskeny sávban tudja mélyíteni a felszínt. A párhuzamosan futó szélbarázdák között, hosszan elnyúló, helyenként áramvonalas formák alakulnak ki a keményebb agyagos negyedidőszaki képződményekből. Kimélyítéscsk a sivatagokon kívül a féligkötött futóhomokterületeken is előfordulnak.

A szél felhalmozó (akkumulációs) munkája

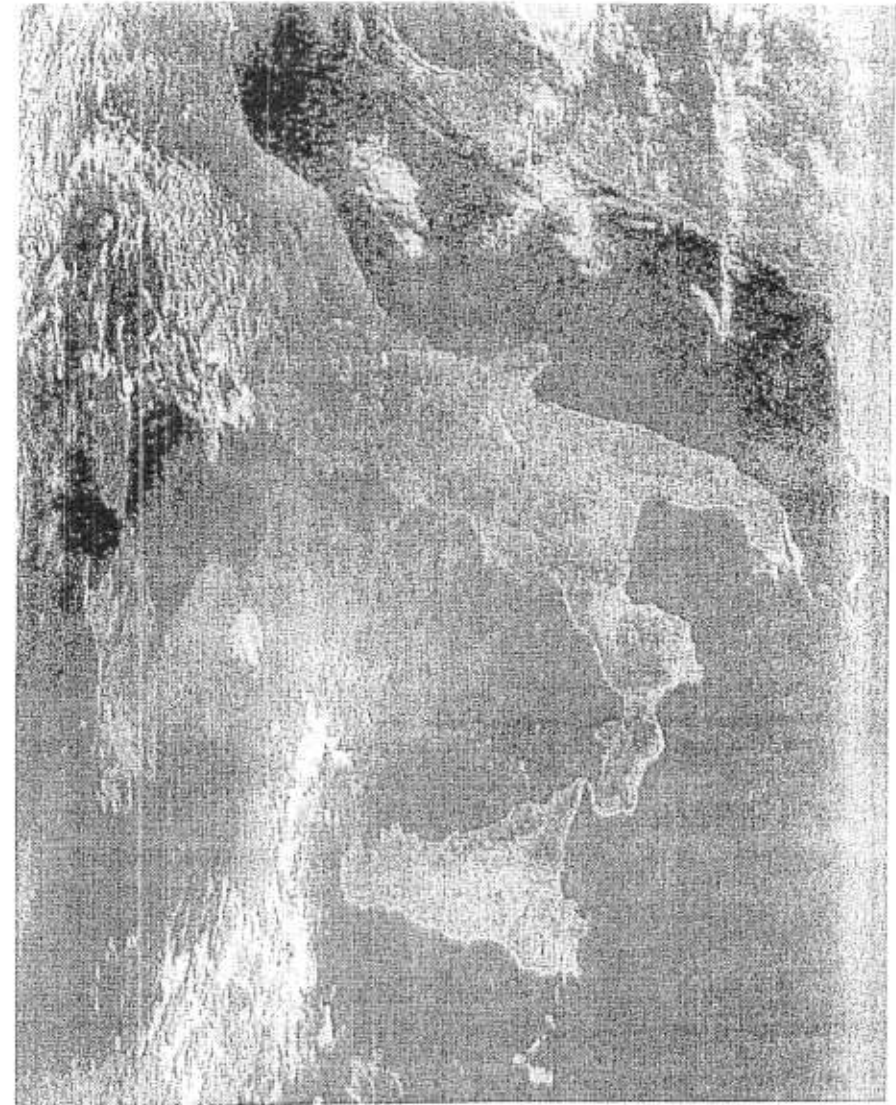
A szél energiájának csökkenésekor elkezdődik a szállított hordalék lerakása. A szállított szemcsék mérete a szél munkavégző képességétől függ, ezért a hordalék felhalmozásakor a szemcsenagyság szerinti osztályozás figyelhető meg. Először a murvát, majd az egyre finomabb homokot és végül a port rakja le.

A homok és a por felhalmozódását külön kell választanunk, mert a por általában nagyobb távolsághan rakódik le és a képződő formákban is eltérések tapasztalhatók. A sivatagi területeken a levegőbe kerülő por gyakran a magasabb légrétegekbe is felemelkedik és a légáramlatokkal több ezer km-re is eljut (7.7. ábra). Így a Szaharából származó por felhalmozódását időnként még hazánkban is megfigyelhetjük.

A részben kötött futóhomok területekről kifújó por gyakran a közelben rakódik le és megfelelő éghajlati körülmények között lösz képződik belőle. Így történt ez hazánkban is a pleisztocénben a periglaciális éghajlat alatt. Ennek köszönhető a futóhomok területek szomszédságában található löszszel borított vidékek (Hajdúhát, Bácskai-löszhát) kialakulása. A futóhomok területek peremi részein a löszhomok és homokoslösz üledékek átmenetet jelentenek a löszszel fedett felszínnek irányába.

A homok áthalmozásánál először a legkisebb akkumulációs formákra, a homokfodrokra figyelhetünk fel. A szélesatorna kísérletekkel sikerült igazolni, hogy a homokfodrok kialakulása a szemcsék ugráló mozgásának köszönhető. A homokfodrok iránya mindig merőleges a szél irányára, és gerincevonaluk a szél irányában halad előre. Magasságuk nem éri el a 2 cm-t, gerinctávolságuk általában 20 cm alatt marad. A homokfodrok magassága összefüggést mutat a szél erejével, kb. 10 m/s-jg növekedés, azt követően

csökkenés figyelhető meg. Nagy szélerőnél a homokfodrok feldarabolódnak és eltűnnek.

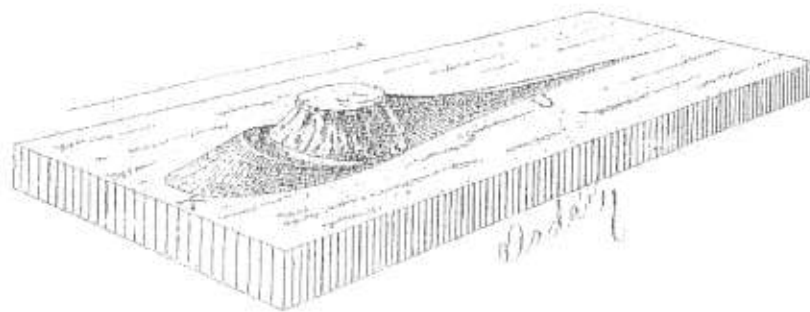


7.7. ábra A Szaharából érkező por ürfelvétele

Az akkumulációs kényszerformák között meg kell még említeni a karéjbuckát és az uszálybuckát, amelyek kialakulása mindig valamilyen akadályhoz kötődik.

Ha akadály kerül az áramló levegő útjába, akkor irányváltoztatásra kényszerül. Az akadályt két oldalról megkerülve a kiemelkedés előtt és mögött szélcsendes terület alakul ki. Az akadályon átbukó levegő energiája csökken ezért a szállított hordalékot kiejti, ami a szélcsendes zónában ívesen alakban halmozódik fel. Ennek a neve a karéjbucka (7.8. ábra). Az akadály mögött pedig a két irányból áramló levegő örvényeket kelt, amelyek besodorják a hordalék egy részét a szelárnýékos területre, ahol hosszú elnyúló háromszög alapú és keresztmetszetű forma, az uszálybucka alakul ki. A kisebb akadály mögött kialakuló felhalmozódást szélzászlónak is szokták nevezni, mert az uszály gerince pontosan kijelöli a formát létrehozó szél irányát.

A szél akkumulációs munkájának jelentős része a homok felhalmozódásából áll. A legnagyobb méretű futóhomok felhalmozódás a sivatagokban figyelhető meg, de akkumulációs homokformák a sivatagokon kívül is létrejöhetnek. Ezért meg szoktuk különböztetni a szabadon mozgó homokformákat és a félig kötött homokterületek formáit.



7.8. ábra A karéjbucka (K) és az uszálybucka (U) kialakulása (Kádár L. után)

A szabadon mozgó futóhomok formái

hosszanti dűne

A sivatagi területek legjellemzőbb formája a hosszanti dűne. A hosszanti dűnek gyakoriságára akkor figyeltek fel, amikor a sivatagi területekről elké-

szültek az első űrfelvételek. Az űrfelvételek elemzése alapján megállapították, hogy ezek a formák uralkodnak a Föld nagy sivatagjaiban.

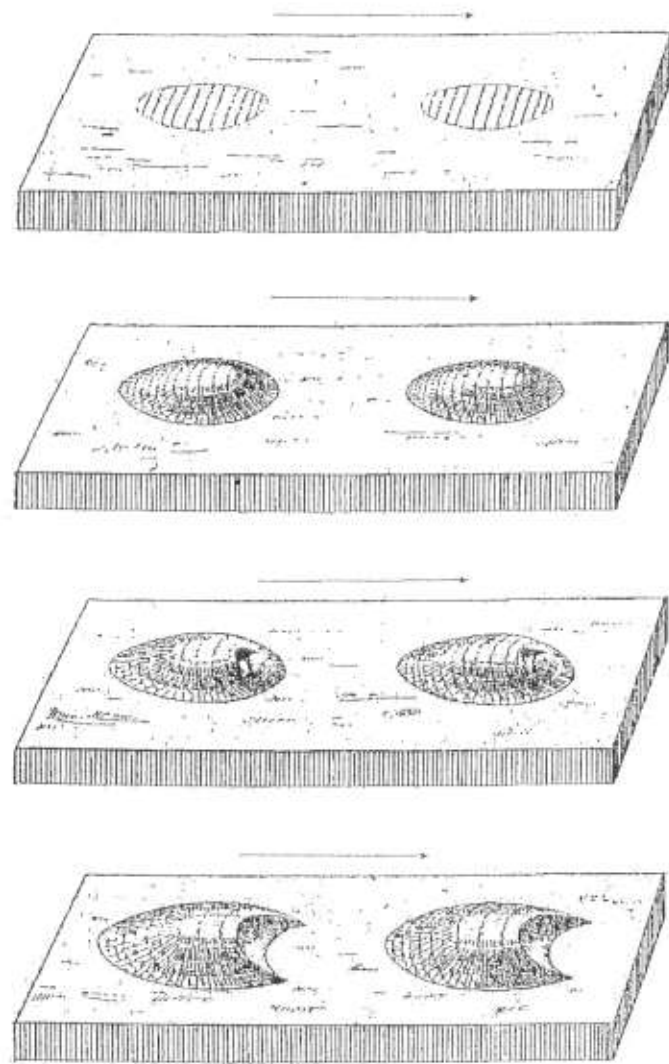
A hosszanti dűneket méretük alapján három csoportba szokták sorolni. A kisebbek néhány száz méter hosszúak, a közepes méretűek hossza eléri a 30–40 km-t és a nagyobbaké a 150 km-t is. A dűnek magassága eléri a 100–200 m-t, a szélességük pedig ötször-hatszor nagyobb, mint a magasságuk.

A hosszanti dűnek kialakulására különféle magyarázatok születtek. Abban azonban azonos vélemény alakult ki, hogy a hosszanti dűneket a szél spirálisan előrehaladó, örvénylő mozgásai alakítják ki. A kialakulásuk feltételeit az alábbiakban foglalhatjuk össze:

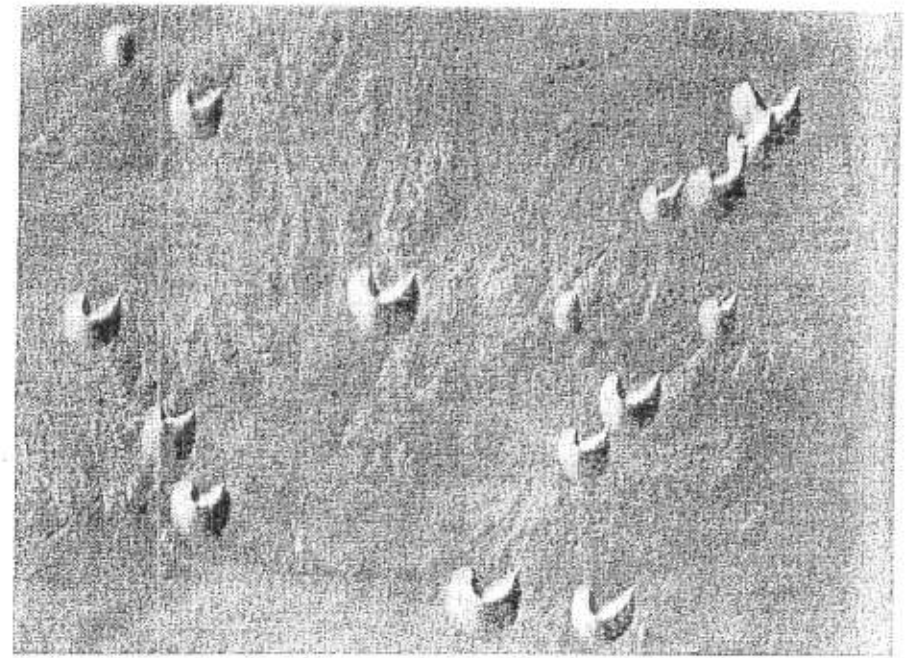
- erős egyirányú szelek fújnak (pl. a passzát övezet),
- a sivatagi felszín viszonylag egyenletes, nagy kiterjedésű, tagolatlan legyen,
- laza homokos üledék legyen a felszínen.

A sivatagi területek másik jellegzetes formája a barkán. Kevesebb helyen fordul elő, mint a hosszanti dűne. Ennek az a magyarázata, hogy ott alakul ki, ahol a keményebb sík felszínen a homoknak mérsékelt az utánpótlása és megfelelő erősségű a szél.

A barkánok kialakulására különböző elméletek születtek. King, W. J. H. a barkánokat a bálnahát buckákból származtatta. Kádár L. szerint a szél először lepeleszerűen teríti szét a homokot. A lepelhomok a szél ritmusosságának megfelelően foltokban fordul elő. A felszínen a futóhomok mikroformái, a homokfodrok, alakulnak ki. A homok fokozatos felhalmozódásával a szél irányának megfelelően ellipszis alaptajzú bucka kezd kialakulni, amelyet a bálna hátához való hasonlósága miatt a szakirodalom bálnahát buckának nevez. Ennek a felszínén is megfigyelhetők a szél irányára merőlegesen elhelyezkedő homokfodrok. Az egyre magasabb bucka a szélnek akadályt jelent. A buckát megkerülő levegő a két szárnyon a homokot gyorsabban mozgatja mint középen, sőt mögötte szelárnýékos terület alakul ki. Ennek megfelelően az ellipszis alakú bálnahát bucka pajzs alakot vesz fel, ahol a szelárnýékos részen homorú homokmentes tér van. Ez a forma a barkán (7.9-7.10. ábra). Ennek az áramvonalas formának a kialakulása hasonlít a szfix-szikiáéhoz azzal a különbséggel, hogy itt az egész forma a képződéssel egy időben a szél irányában halad előre.



7.9. ábra A barkánok kialakulása (Kádár L. után)

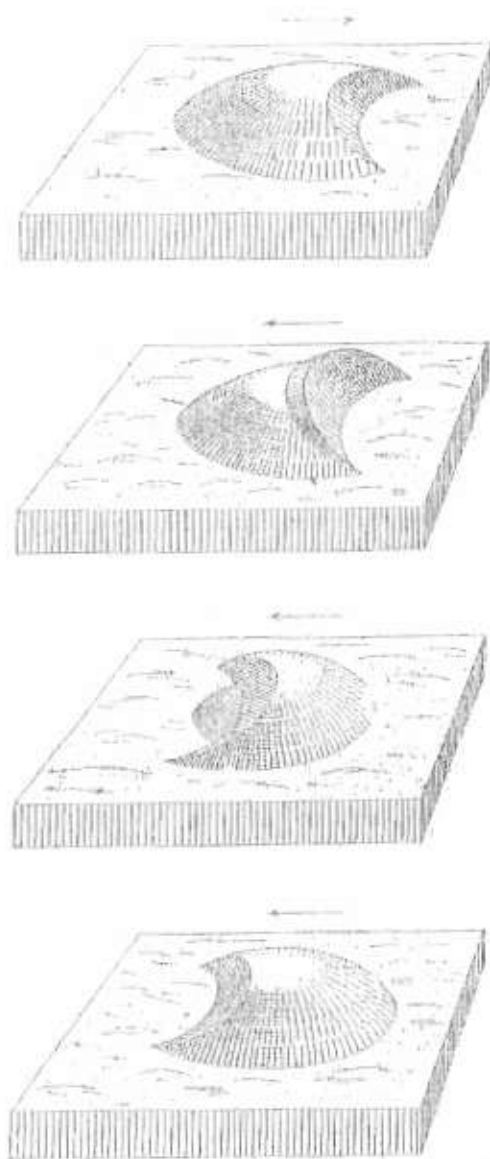


7.10. ábra Barkánok a Szaharában

Vejiszov, Sz. megfigyelései szerint a homokfodrok kialakulását követően a szél irányra merőleges hullámos térszín jön létre. A szél további munkájának eredményeként a hullámos felszín különböző magasságú részekre feldarabolódik, és elkezdődik az ellipszis alaprajzú formák kialakulása, amelyekből a fentiek szerint alakul ki a barkán.

A barkánok szélverté oldalán $5-8^\circ$, a szélárnyékos oldalon $32-35^\circ$ a lejtőszög. Az oldalajtók szöge pedig a kettő közötti értékeket vesz fel. Alakjukat tekintve a pajzs alakú és a félhold vagy sarló alaprajzú formát szokták megkülönböztetni. A méretük nagyon változó, általában néhány méter a magasságuk, de előfordulnak néhány dm és 100 m magasságúak is. Ennek megfelelően a hosszúsági és a szélességi értékük is tág határok között mozog.

Előfordulnak olyan sivatagi területek (pl. a Thur-sivatag), ahol a téli és a nyári félévben a szél iránya ellentétesre változik. A szélirány változásának hatására a barkán átalakul (7.11. ábra).



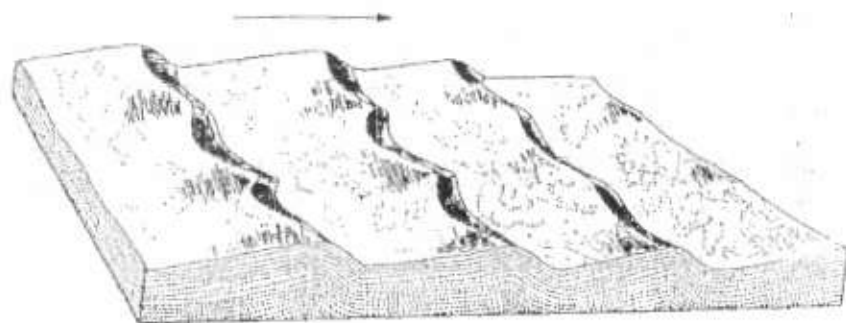
7.11. ábra A barkán visszafordulása ellenkező irányú szélben (Kádár L. után)

Ha a sivatagi területeken sok a homok, akkor a barkánok képződésekor a formák közel kerülnek egymáshoz. Az oldalirányban összehátródott barkánok gerince a keresztirányú dűnékre emlékeztetnek.

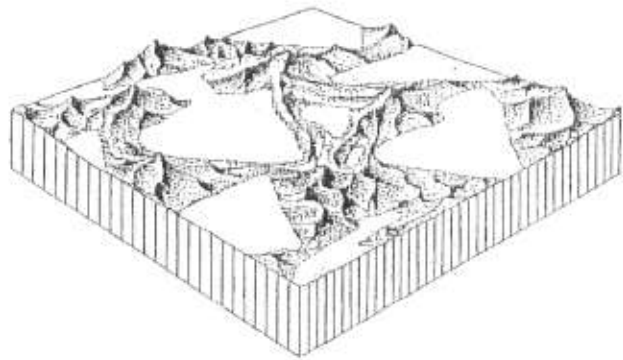
A szabadon mozgó futóhomok területek jellemző formái a keresztirányú (transzverzális) dűnék (7.12. ábra).

A keresztirányú dűnék ott alakul ki, ahol egyirányú grös szelek fújnak és nagy tömegű homok áll rendelkezésre. Az egymással párhuzamos dűnevonalok magassága 3–36 m. Gerinctávolságuk a magasságukkal áll összefüggésben. A kisebbek gerinctávolsága 30–100 m, a nagyobbaké 200–400m. Az aszimmetrikus keresztirányú dűnék szélverte lejtője 5–12°-os, a szélárnyékos pedig 33–35°.

Azokon a sivatagi területeken, ahol az erős, munkaképes szelek gyakran szabálytalanul változnak különböző alakú és méretű formák képződnek. Ezek közül a piramis vagy csillag alakú (7.13. ábra) dűnék és a hálószerű dűnevonalatok az ismertebbek.



7.12. ábra Keresztirányú dűnék (Borsy Z. után)



7.13. ábra Csillag alakú dűnék (Borsy Z. után)

A részben kötött homokterületek formái

A Föld felszínén a sivatagi területeken kívül is megfigyelhetők a szél által kialakított formák. Ezeket a homokos tengerpart, a fluvialis, fluvioglaciális és glaciális üledék homokjából formálta a szél. A futóhomok formáinak képződését a homokon kívül még a domborzati és talajvízviszonyok, az éghajlati adottságok, továbbá a növényzet is befolyásolja. A felsorolt tényezők hatásának köszönhető, hogy a félig kötött homokterületeken nagyon változatos formakincs jött létre.

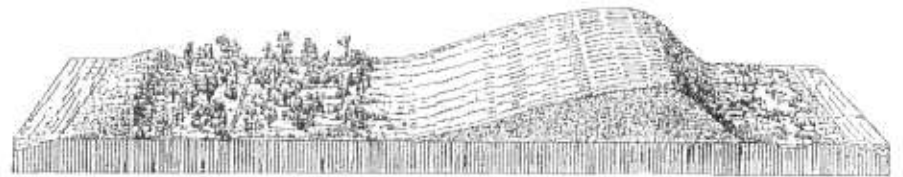
A sekélyvizű, lapos, homokos tengerpartokon a szárazföld irányába fújó szelek a homokot a parton dűnébe halmozza fel. A homok szállítása különösen akkor jelentős, ha apály idején erős szél fúj és széles sávban tudja támadni a gyorsan száradó homokfelszínt.

A nedves tengerparton a felhalmozott homokban kapillárisan emelkedik a víz és elég nedvességet kap ahhoz, hogy a felszínén a növényzet kialakulása elkezdődjön. A sós vizet kedvelő növényzet a szállított homokot megköti, viszont a fejlődését az újabb homokráfújás akadályozza. A dűne felszínén a homok és a növényzet harca figyelhető meg. Az egyre vastagabb homokban azonban a kapilláris vízemelés csökken, így minél magasabb a dűne, annál szárazabb a homok, amelyen a növényzet már nem tud megélni. A tenger irányából szállított homokot a növényzet már nem köti meg és ha elég erős a szél, akkor a parton felhalmozott dűnén túl is szállítja. Természetesen a parton felhalmozott homokon felfele áramló levegő energiája is csökken, ezért

a hordalék egy részét lerakja. A hordalék lerakása után a munkavégző képessége ismét nő, így válik ritmusossá. A felületén megjelennek a homokfödrek. A tenger irányából fokozatosan emelkedő dűne magassága a homok utánpótlásától és a területre jellemző szél erősségétől függ. A legmagasabb részén a széláramlás oldalán a lejtőszög meredekebb. Az így kialakult formát **parti dűnének** nevezzük.

A növényzettel nem védett parti dűnét is támadja a szél, helyenként szélbarázdát mélyít a felszínébe. A szélbarázdából kifúj homok és az az anyag, amely a parti dűnén nem kötődik meg a parti dűnével párhuzamosan halmozódik fel. Ha a parti dűnén túl a növényzet nem védi a felszínt, akkor a felhalmozott friss homokba szélbarázdát mélyít a szél és a szélbarázdából kifúj homokot szabályos, vagy aszimmetrikus parabola buckába halmozza fel. Hollandiában, Dániában és a Balti-tenger partján gyakoriak ezek a formák.

Azokon a tengerpartokon, ahol a szél nagy mennyiségű hordalékot szállít a szárazföld belseje felé, a növényzet nem képes megkötni a homokot. A szabadon mozgó homok ezeken a helyeken a szél irányára merőleges dűnesorokba rendeződik. A szél irányában lassan előrehaladó homokformát **vándordűnének** (7.14. ábra) nevezzük.

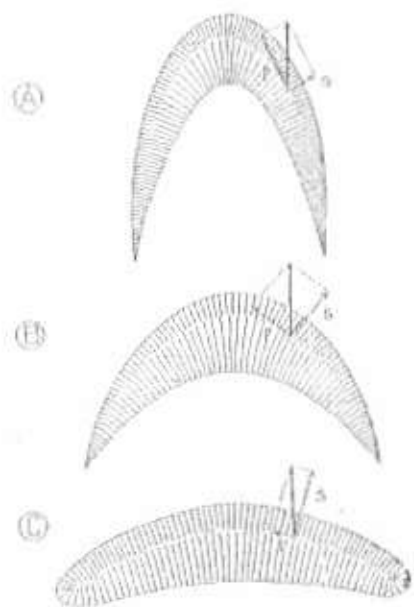


7.14. ábra A parti és a vándordűne tömbszelvénye (Kádár L. után)

A vándordűnék magassága helyenként eléri a 70–90 m-t. A szélverté oldaluk lankás, a széláramlásos pedig meredek. Mozgásuk a sivatagi homokformáknál sokkal lassabb, évente általában az 1 m-t nem éri el.

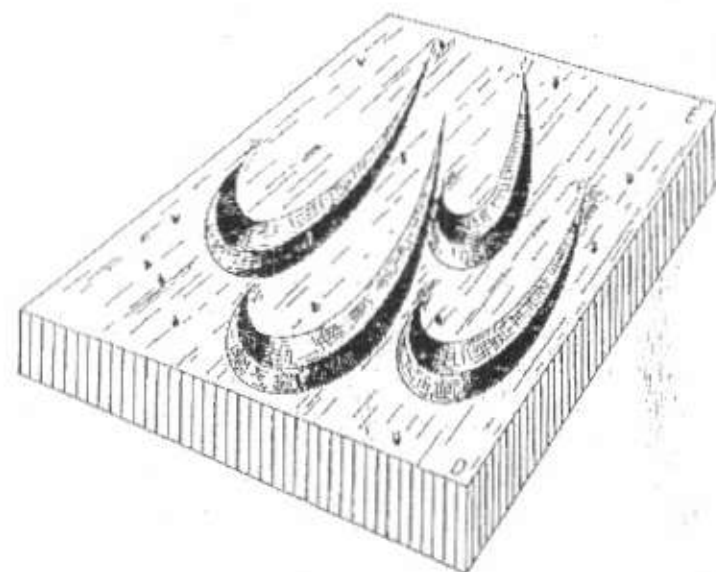
A félig kötött futóhomok területek egyik leggyakoribb formája a **parabola-bucka**. Nevét az alakjáról kapta. Azokon a területeken alakul ki, ahol az ellipszis alakú mélyedésből oldalirányban is szállít ki homokot a szél. A parabola-bucka mérete és alakja az erodálható terület méretétől és a homok mennyiségétől függ. Ha a parabola-mélyedésnek irányában kezd a szél fújni,

mozog, akkor a csücskére gyorsabban halad előre, alakja csúcsosabb (hajtúszerű) lesz. A nagyobb mennyiségű homok szállításakor a csücskés mozgása lelassul, a száruk a gyorsabb mozgása miatt kinyílnak és a forma kezd kiegyenesedni (7.15. ábra).



7.15. ábra Parabolabuckák
(Kádár L. után)

A parabolabuckák szél felőli lejtője lankás, általában 10° körüli, a szélárnyékos pedig $26-32^\circ$. A parabolabuckák alakja és mérete nagyon változó. A Német-Lengyel-síkságon és hazánkban hasonló méretűek fordulnak elő. A Duna-Tisza között a hosszuk általában nem haladja meg a 250 m-t, de a Nyírségben előfordulnak 600 - 700 méteresek is. A parabolabuckák között gyakoriak az aszimmetrikus alakúak. A Nyírség D-i részén olyan aszimmetrikus buckák fordulnak elő, amelyek nyugati szára fejletlen (7.16. ábra). Ezeknek a keleti szára helyenként eléri az 1500 m-t, magasságuk pedig a 15 - 18 m-t.



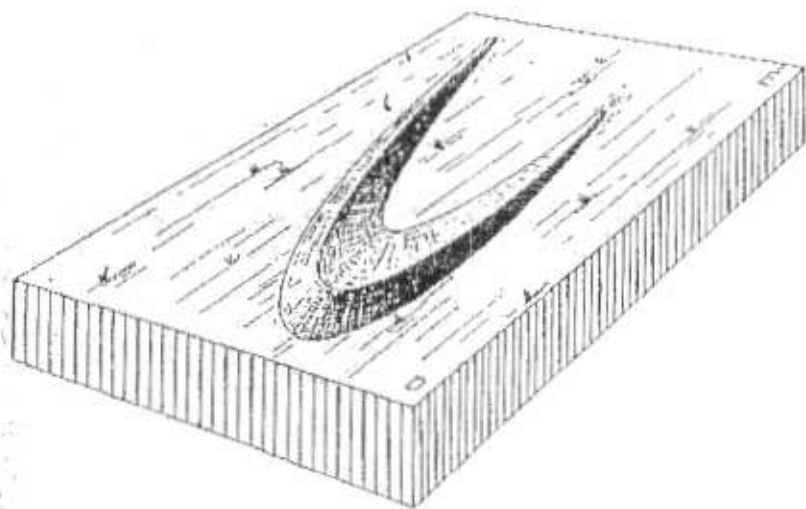
7.16. ábra Nyírségi aszimmetrikus parabolabuckák
(Borsy Z. után)

Az aszimmetrikus parabolabuckák kialakulása általában a szélirány kisebb mértékű megváltozásának köszönhető. A Nyírségben kialakult ÉÉNY-DDK-i irányú parabolák Ny-i szárának rövidülése az É-i irányú szeleknek köszönhető. Az É-D-i irányú parabolákat pedig az ÉÉK-i irányú szelek alakították aszimmetrikussá.

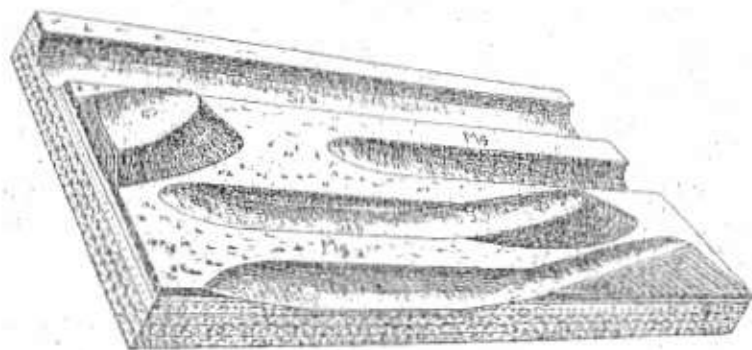
A hosszú, keskeny, hajtúszerű parabolabuckák (7.17. ábra) hazánkban a Duna - Tisza köze DNY-i és a Nyírség ÉNY-i részén alakultak ki.

A részben kötött futóhomok területeinken a leggyakoribb formák a szélbarázdák, a maradékgerincek és a garnadák (7.18.).

A szélbarázdák különböző alakúak és méretűek. Ott, ahol a növényzet jobban védte a felszínt és a szél csak keskeny sávban tudott támadni, hosszan elnyúló, keskeny szélbarázdák képződtek. A növényzet miatt ezek a barázdák oldalirányban nem tudtak növekedni, ezért az oldallejtőjük meredek. A mélységüket a talajvíz felszín alatti helyzete határozta meg. Gyakorik az 1–2 m mélységűek, de előfordulnak mélyebbek is. Hosszúságuk elérheti a 800 m-t.



7.17. ábra Hajtúszerű parabolabucka a Nyírség északnyugati részében (Borsy Z. után)



7.18. ábra A szélbarázda, maradékgerinc és a garmada (Cholnoky J. után)

A gyérebb növényzetű területeken az ovális alaprajzú szélbarázdák alakultak ki. Ezek a szélbarázdák sekélyebbek, szélesebbek és rövidebbek, mint a hosszan elnyúló, keskeny szélbarázdák. Hosszúságuk általában nem haladja meg a 400 m-t.

A legkisebb méretű kerek, vagy ovális alakú szélbarázdák csak néhány méter átmérőjűek és a mélységük is sekély. Ezek a növényzettel jobban fedett területeken alakultak ki. Kádár L. (1938) a Nyírségben előforduló ilyen formákat széllyukaknak nevezte. Belső-Somogyban nagyobb számban fordulnak elő. Napjainkban a vizet kedvelő növényzet borítja felszínüket, amiből a talajvíz közelségére következtethetünk.

A szélbarázdából kifújó homok általában a barázda végén halmozódik fel, de előfordul, hogy a szél távolabb szállítja, vagy leperszerően teríti szét. Ennek megfelelően megkülönböztethetünk egyik végén zárt, illetve mindkét végén nyitott szélbarázdát.

A szélbarázdákat csoportosíthatjuk a szerint is, hogy milyen üledékben alakultak ki. Hazánkban a futóhomok területek hordalékközpokon jöttek létre, ezért a szélbarázdák kezdetben folyóvízi homokos üledékbe mélyültek. Az akkumulációs futóhomok területek kialakulása után az újabb defláció már ezeket a területeket is érintette. Ennek köszönhető, hogy olyan szélbarázdák is megfigyelhetők, amelyek részben, vagy teljes egészében futóhomokba mélyültek. Ott, ahol a futóhomok takaró vékony volt a munkaképes szelek eróziója elérte a folyóvízi üledéket is. Hasonló jelenség megfigyelhető a korábban már tárgyalt különböző (tengerparti, glaciális) típusú üledékek képződött eolikus területeken is.

A deflációs területek jellemző formakincsét képezik a szélbarázdák között húzódó maradékgerincek. A hosszú, keskeny szélbarázdák közötti maradékgerincek párhuzamos futástak. Szélességük a szomszédos szélbarázdától függ. A szélbarázdák képződésekor a maradékgerinceket növényzet védte a pusztulástól, így hosszabb ideig az eredeti felszínnel azonos magasságúak voltak. A szárazabb időszakokban a növényzet gyérülésével a defláció hatására pusztulásnak indultak, elkeskenyedtek, alacsonyabbak lettek, sőt helyenként el is tűntek.

A felhalmozott futóhomok rétegekbe mélyült szélbarázdák közötti maradékgerincek részben, vagy teljes egészében futóhomokból állnak. Mivel ezek akkumulációs területeken találhatók, ezért a magasságjuk viszonylag

ző lehet. Tulajdonképpen a belső rétegzettség vizsgálatából lehet megállapítani, hogy a kiemelkedés akkumulációs formájú, vagy korábbi akkumulációs forma maradványa. A szélbarázdák tipizálásánál felhívtuk a figyelmet arra, hogy vannak olyan formák, amelyek részben futóhomokba, illetve az alapközetbe mélyültek. Ennek megfelelően a maradvékgerincek között is előfordulnak olyanok, amelyek alsó része folyóvízi, a felső pedig futóhomokból épül fel.

A részben kötött futóhomok területek jellemző akkumulációs formája a garmada. Homokanyagát a szélbarázdából hozta ki a szél. A szélbarázdából kifújó homok gyakran a parabola-buckához hasonló alakot vesz fel, ezért **parabola alakú garmadának** is szokták nevezni. A parabola alak akkor jön létre, amikor a kifújó homok közvetlenül a barázda végén halmozódik fel. A munkaképes szél hatására a garmadák tovább is vándorolhatnak. Így előfordulhat, hogy a barázdától távolabb is láthatunk parabola alakú garmadákat. A legnagyobb méretű formák magassága a Duna-Tisza közén és a Nyírségben eléri a 20 m-t is. A parabola alakú garmadák szélverte lejtője lankásabb, mint a szélárnyékos.

Azokon a területeken, ahol a szélbarázdából kifújó homok nem rakódott le közvetlenül a barázda végénél, hanem attól távolabb, ott ellipszis alaprajzú **hosszanti garmadák** alakultak ki. A garmadák gyakran csoportosan, garmadasorban fordulnak elő. Az egymást követő garmadák gerincvonala azonban nem esik egy egyenesbe, felülnézetben hullámosnak tűnik.

A részben kötött futóhomok területek nagy kiterjedésű kis relief energiájú formakincse a **homoklepel**. Fél évszázaddal ezelőtt először Bulla B. (1951) hívta fel a figyelmet a Duna-Tisza köze tagolatlan, lepelhomokkal borított területeire. A homoklepel megnevezést először Márosi S. (1967) vezette be a szakirodalomba. A homoklepelrel fedett felszínnek Belső-Somogyban és a Nyírségben is előfordulnak. A homok vastagsága nagyon változatos. Egyes helyeken csak néhány dm, máshol megközelítheti a 3 m-t is. A kisebb kiterjedésű lepelhomok terület a szélbarázdák mögött ott található, ahol a homok nem halmozódott fel garmadába. A nagyobb kiterjedésűek pedig a nagy akkumulációs homokmezők előterében alakultak ki.

A homokrétegek különböző üledékeket borítottak be. A hazai területeken előfordul a homok alatt löszös, mészsízes, tözezes és homokos üledék is. Nevainkban még meghatározásra vár a homoklepel takarók kialakulásának kora. Valószínű a holocén szárazabb időszakában, többszöri homokmozgás

hatására jöttek létre. A feltárásokban előforduló régészeti leletek ezt igazolják. Természetesen nem lehet kizárni azt sem, hogy a pleisztocén-végi nagy homokmozgások időszakában, az akkumulációs homokmezők kialakulása-kor, azok előterében a homok egy része még tovább haladt előre és ott rakódott le csökkentve a felszín egyenletlenségeit.

A jelentősebb kiterjedésű futóhomok területeket tanulmányozva megállapíthatjuk, hogy felszínükön nagyobb méretű **deflációs és akkumulációs** formák változtatják egymást. Ez abban mutatkozik meg, hogy a szél irányában haladva a lapos mélyebb területeket magasabban kiemelkedő futóhomok felhalmozódások kísérik. Ezeknek a nagyobb méretű formáknak az alakja és a kiterjedése is változó.

A **deflációs mélyedések** kisebb kiterjedésű, környezetüknél mélyebb területek, amelyek átmérője általában 2 km alatt marad. A peremükön felhalmozódott homok jelzi az eolikus kialakulását. A felhalmozott homoktömeg mérete a deflációs mélyedés kiterjedésétől, illetve a mélységétől függ. A deflációs mélyedés területén, a kialakulásának idején, a talajvíz közel volt a felszínhez.

A **deflációs laposok** már jelentősebb kiterjedésűek, méretük helyenként megközelíti a 10 km-t. Felszínüket a sekély (1 – 1,5 m mélységű) szélbarázdák teszik változatosabbá. A homok felhalmozódási területe felé fokozatos az átmenet.

A deflációs területekről kifújó homok **akkumulációs homokmezőkben** halmozódott fel. A környezetükből kiemelkedő homokmezők alakja, kiterjedése és relatív magassága nagyon változó. A részben kötött futóhomok területek akkumulációs nagy formái gyakran parabola alakúak. Ilyenek a hazai futóhomok területeken és a Német-Lengyel-síkságon is előfordulnak. Az akkumulációs homokmezőkben a garmadák összetorlódása figyelhető meg. A legnagyobb magasságú formák itt figyelhetők meg (pl. a Nyírségben Mezőladány határában). A szárazabb periódusokban az akkumulációs homokterületeket tovább alakította a szél. Felszínén szélbarázdák is előfordulnak. Mivel a homok vastagsága itt tekintélyes, ezért a legmélyebb szélbarázdák is ezeken a területeken fordul elő. A barázdából kifújó homok növelte a buckák magasságát, átalakította a formákat. Ennek köszönhető, hogy a buckákban fosszilis talajok és löszös rétegek is előfordulnak. Ezek a rétegek segítik a futóhomok mozgások korának a meghatározását.

A szélerózióval kapcsolatos környezeti kérdések (a szélerózió elleni védekezés)

A szélerózió elleni védekezésnél figyelembe kell vennünk, hogy mit, mitől és milyen módszerrel szeretnénk védeni. A védekezési módszerek ismertetésénél is ennek alapján járunk el. Külön tárgyaljuk a művelt szántóföldi területeken és a növényzettel egyáltalán nem védett szabadonfutó homokterületeken a védekezési lehetőségeket.

A szántóföldi területek védelme

A szélerózió elleni védekezésnél kezdetben a következő négy alapelvet tartották fontosnak:

- Növények, vagy növényi maradványok telepítése és fenntartása.
- Nem erodálható aggregátumok, rögök képzése, vagy szállítása a veszélyeztetett talajfelszínre.
- A szántóföld méretének csökkentése a szélirány figyelembe vételével.
- A talajfelszín egyenetlenné tétele.

A növényzet és a növényi maradványok hatása

A talajok szélerózió elleni megvédésének leghízosabb eszköze az állandó, zárt növényzet. Az állandó növényzettel való védekezésnél a füves vegetációval és az erdőkkel folytat kísérletek. A megfelelően kezelt fű még a homokos talajokat is megvédte. A terület füvesítésénél, a fűfajták kiválasztásánál a talaj és az éghajlati adottságok a meghatározóak. A füves terület hasznosításánál ügyelni kell a legeltetés mértékére, ugyanis a túllegeltetés esetén hamar fellép az erózió és komoly károk keletkeznek. Figyelembe kell venni az éghajlati tényezőket is, mert az elhúzódó, vagy ismétlődő aszályos időszakokban a vegetáció lassabban fejlődik. A fű telepítésének, illetve a kipusztult növényzet pótlásának időszakát jól kell megválasztani, mert a száraz időszakban a magvak csírázása lassú és a száraz talajjal együtt gyorsan elszállítja a szél. A vetést követően, a kelés és fejlődés időszakában, öntözéssel védekezhetünk a szárazság és a szélerózió ellen.

A veszélyeztetett területeken az erdők is megfelelő védelmet nyújtanak. Az erdők hatása a szélerózió csökkentésében is jelentős. Az erdők, fák magasságtól függő távolságon belül, a szélárnyékos oldalon, a növényzet nélküli fel-

színek is védelmet nyújtanak. Emellett az erdő beárnyékolja a felszínt, csökkenti a talaj felmelegedését és a felszíni párolgást.

A veszélyeztetett területeken az erdők telepítése is gyakran gondot okoz. A szélerózió, a homokvetés a csemetékben maradó károsodást idéz elő, ha nem fordítunk gondot a védekezésre. Az erdő-ültetvényeknél a zárt lombkorona kialakulásáig a sorok közötti területen egynyári növényekkel, takaróssal, később megfelelő aljnövényzettel védekezhetünk.

A növények magassága, sűrűsége, egyenetlensége, sortávolsága befolyást gyakorol a szélerózióra. A növények védőhatása a sűrűségük, a magasságuk és a stabilitásuk miatt eredményes. A növények gyökérzetükkel a talajhoz kötődnek, s bár a gyengébb szárú magasabb növények a szél hatására gyakran meghajolnak, de csak a viharos erősségű szél képes őket gyökereztől kiszakítani, vagy letörni.

A kritikus érésségi konstans, mely megmutatja, hogy a kiemelkedések egymástól való távolságának és magasságának milyen aránya nyújt védelmet a talaj számára bizonyos sebesség esetén, itt is érvényesül. A kiesi és az egymástól aránylag távol eső növények – mivel a szélesebbesség bizonyos értékén felül nem nyújtanak kellően érdes felszínt – a széleróziót gyakran nem tudják meggátolni.

A növények sűrűsége és magasságán kívül, a növény sorok irányának figyelembe vétele is fontos a szél sebességének csökkentése szempontjából. A szélesatorna kísérletekkel igazoltuk a szélirányra merőleges növény sorok eredményesebb védő hatását.

A homoki szőlőkben és gyümölcsösökben a ritka rozsvetés hasznos védekezési eljárásnak bizonyult. Ahol nincs lehetőség az öntözésre, a rozsvetés a talajszélesítés előtt le kell vágni, és tarlótakaróként a talajba sekélyen be munkálva a felszínen kell hagyni. A növény sorok között így borított felszín a szőlők és gyümölcsfák kilombosodásáig védelmet nyújt. *Roxxy Z.* szélesatorna-kísérletei és a terepen végzett megfigyelései szerint a rozsvetés-szalagokkal 1.5–2.0 m széles sávot lehet védeni a szélerózióval szemben.

A növénytermesztés alatt álló szántóföldi területeken növényi maradványokkal is védekezhetünk. A szélerózió csökkentésének egyik alapvető módszere az, ha a növények betakarítása után az otthagyt maradványokkal fedetten tartjuk a felszínt. A kalászosok aratása után a tarló kiváló védelmet nyújt a talajnak. Különösen a homokos talajú területeken a szélárnyékos oldalon

előkészítést végezni. A talaj előkészítését csak közvetlenül a vetés előtt ajánlott elvégezni, így egyrészt csökkenthető a talajművelések száma, másrészt a növényi maradványoknak erózióvédelmi és talajnedvesség-tartó hatása is van.

2. növényi maradványok a talaj felszínén az idő múlásával mulálni, posztul-
tákká válnak, ezért a mennyiségük csökken. Ez azonban nem szükségszerűen
jelentí azt, hogy az általuk nyújtott védelem a súlycsökkenésükkel arányosan
csökken.

3. talajok növényi maradványokkal történő védelmének alapvető módszere
általánosan alkalmazható. A növényi maradványok csökkentik a kisérgár-
zást, így módon megőrzik a talajnedvességet. A talajfelszín védelmének ez a
módsze hátrányokkal is jár. A növényesorok közötti takarás nehezíti a talaj-
művelést. A növényi maradványok visszatartják a gyomirtószereket és
használatuk esetén a gyomtalanításra más módszert kell alkalmazni. A hosz-
szantartó szárazság idején az is előfordulhat, hogy a száraz növényi marad-
ványokat az erős szelek elszállítják, illetve a hasznóművényeket növényi
maradványokkal takarják be.

Az eddigi gyakorlati és elméleti tapasztalatok alapján megállapíthatjuk,
hogy a növénytakaró aerodinamikai ellenállása révén lényegesen tompítja a
felszín-közeli szélességet és így a szélerózió kártételét. A növényborítás
hatékonyasága attól függ, hogy sikerül-e teljes fedettséget biztosítani a talaj-
nek. Természetesen a növényzet sűrűsége is nagyon fontos. A kis sor és
távolságú, mely gyökérzetű évelő növények (pl. lucerna) védőhatása a
legjobb. A nagy távolságú kúpás növényeknél (pl. burgonya, dohány,
cukorrépa, stb.) esetén, különösen, ha a sorok iránya megegyezik az uralko-
dó széliránnyal, a szélerózió komoly károkat idéz elő.

Az őszi kalászosok talajvédő hatása abban is megmutatkozik, hogy a téli
szélerózió ellen is védi a talajt. A nyári betakarítás után a laza talajon a tarló
meghagyása, vagy a másodnövény termesztése biztosítja a kívánt védelmet.

A tavaszi vetésű növények termesztése esetén a vetés előtti hatásos védel-
met különféle zöldtrágya növények termesztésével érhetjük el. Az ősszel
tudatosan meghagyott gyomnövények is jól védenek a szélerózió ellen, csak
arra kell ügyelni, hogy a gyomok magja ne fejlődjön ki. Ez elérhető a növé-
nyek virágzása utáni kaszálással.

A szélerózió által veszélyeztetett területen, a növényzettel történő védeke-
zésnél, a sorok kialakításánál mindig figyelembe kell venni az uralkodó
szélirányt. A védekezés akkor a leghatásosabb, ha a növényesorok iránya
merőleges a szélirányra, ugyanis ekkor lesz a legnagyobb az aerodinamikai
ellenállás, és ennek következtében a védőhatás is.

A talajtakaróként használt növényi maradványok (mulch) alkalmazása, a
jelentős előmunka igény miatt, főként a kisgazdaságokban célszerű alkal-
mazni.

A szőlőkben és gyümölcsösökben a sorközök gyepesítése is kiváló védőha-
tást biztosít. A kertészetekben, a zöldségtermesztésben a sorok közötti
műanyagfóliás talajtakarás egyrészt a szélerózió ellen tökéletesen véd, más-
részt csökkenti a talaj párolgását, továbbá a gyommentességet biztosít. A
kérdés csupán az, hogy a levegőtől elzártan a talajban lejátszódnó kémiai
folyamatoknak hosszabb távon mi lesz a hatása.

A táblaméretek csökkentésének a jelentősége

A szél iránya erősen változik és ritkán követi a táblahatárokat. Így az egyes
táblák talajvesztését nem határozhatjuk meg a veszélyeztetett terület szé-
lességéből és hosszából. A defláció szempontjából az uralkodó szélirányban
mért táblaméret a fontos ható tényező. Az uralkodó szélirány meghatározá-
sánál azoknak az időszakoknak a sokévi átlagát kell vennünk, amikor a
szántóföldi területnek nem, vagy csak kis mértékben nyújt védelmet a nö-
vényzet. Nálunk ez elsősorban a kora tavaszi hónapokban várható.

A szél irányában hosszan elnyúlt parcellák elsősorban azért veszélyesek,
mert a szél energiáját a különféle „széltörők” nem csökkentik. Az eróziónak
kitétt talaj hossza a szélirány mentén elsősorban a finom talajrészecskék
emisszióját befolyásolja, mivel a szemcsék jellemző mozgása (ugrálás, visz-
szapattanás) a részecskék ütközése útján felfelé viszi a porfrakciót.

A szélerózió során a parcellán a defláció mellett az akkumuláció is megfi-
gyelhető. A parcella végén a növényzet által felfogott talaj a közeli felszín-
ről származik. Gazdasági szempontból a hosszú parcelláról nagyobb távol-
ságra eljutó finom talajfrakció jelent a nagyobb kártételt. A felszínen át-
halmozódó anyag a talaj szerkezetét rontja. A felszín egyes részein a durva,
máshol a finomabb szemcsék felszaporodása figyelhető meg. A felső talaj-
szint áthalmozása során az elvetett növényi magvak egyik helyen a felszínre

kerülnek, máshol viszont mélyre temetődnek. Mindegyik esetben a növények hiányos kelése komoly károkat jelent.

A nagyparcellás művelés azért veszélyes, mert bármilyen irányú a szél az adott területen, mindenképpen nagy felületen tud támadni.

Védekezés mezővédő erdősávokkal

A mezővédő erdősávok nagyon hatékonyak az erózió csökkentésében. A szélerezőtől veszélyeztetett területeken sok országban fákat és magas növényzetet már régóta használnak a védekezésre. A szélakadályok és szélfogók kétféle módon befolyásolják a szélerezőt. Egyrészt annyira lecsökkentik a szélsébséget a szélárnyékban, hogy megakadályozzák a talaj mozgását. Másrészt csökkentik a tábla hosszát és ennek következtében a részecskék mozgását.

Hazánkban, világviszonylatban elsőként, már a XIX. szd. elején szélterő mezővédő erdősávokat telepítettek. *Molnár F. (1822)* a „folyó homok” eredetéről, veszedelmességéről, s elfojtásáról írt tanulmányában olvashatunk a futóhomokon létesített erdősávokról. A viszonylag kis méretű szántóföldi parcellák védelmét jól szolgálták a megfelelő védőhatású erdősávok.

A múlt században *Gál J. (1965)* elemezte az erdősávok klímatis, edafikus, biológiai tényezőkre gyakorolt hatását, továbbá a termőtalajok védelmében, a terméseredmények fokozásában, nyersanyag szolgáltatásban elért addigi eredményeket. Gyakorlati tanácsokat adott a különböző helyeken, különböző célokra létesítendő korszerű erdősáv rendszerekről. A termőhelyi adottságok figyelembe vétele mellett gyors növekedésű fák telepítését javasolta.

A különböző növekedési ütem miatt a fák különböző távolságon biztosítják a szélárnyékolást, de rendszerint ezt a távolságot úgy tekintik, hogy a szélakadály magasságának tízszeresével egyenlő.

A legtöbb fa és bokor több évet igényel ahhoz, hogy elérjük a tervezett magasságot. A fák telepítése a szárazabb homokterületeken nehézséget jelent. Mivel a fák csak megfelelő csapadék mellett élnek meg az elhúzódó szárazságok alatt, a kipusztulásuk a védősávban probléma lehet. Hazánkban is gyakran azt tapasztalhatjuk, hogy a védősáv mentén a természetű növények a fejlődésben elmaradnak. Ez különösen akkor következik be, ha többsoros,

magas erdősáv védi a parcellát. A zárt védősáv a vadon élő állatoknak is kedvez, gyakran otthont biztosít számukra. A korszerű tájvédelem tervezésekor gondolnunk kell arra is, hogy a védősávok a kártevőknek is otthon, búvóhelyet biztosítanak.

A talajművelés és a szélerező közötti összefüggések

A talajművelésnek, az erodálhatóság és a talaj érzékenységének szabályozásával, jelentős szerepe lehet a szél hatására bekövetkező talajvesztés mérséklésében. A védekezés szempontjából a talajművelés azért is fontos, mert hazánkban a szél károsító hatása a tavaszi hónapokban, leginkább áprilisban – a „böjti szelek” időszakában – várható, amikor a szántóföldeken még nincs, vagy fejletlen a növénytakaró.

A talajművelésnél a szélerező szempontjából alapkövetelmény, hogy a szemeseösszetétel kedvezőtlenül befolyásoló eljárásokat (pl. porosítást) mellőzni kell. A talajmarók és a különféle boronák használata növeli a talajban a porfrakció mennyiségét és elősegíti a szélerezőt.

A növényzettel, illetve növényi maradványokkal nem védett szántóföldi területeken a szélerező mértékét a felszín érzessége és a talajrögök mérete is befolyásolja. Éppen ezért az egyik lehetséges és viszonylag széles körben alkalmazott módszer a lehetőleg legjobban ellenálló felszín kialakítása. A talaj tulajdonságai megszabják a talajfelszín művelés által kialakítható szerkezeti állapotát, mégis bizonyos határok között beavatkozásunkkal befolyásolhatjuk, ronthatjuk, vagy javíthatjuk azt. A célunk mindenképpen az, hogy az okszerű talajművelés általános követelményei (gyomtalanítás, talajnedvesség megőrzése, vetőmagágy előkészítése) mellett, a talajt védjük a szélerező káros hatásai ellen.

A talaj rögössége már jelzi, hogy ellenáll-e a szélnek, vagy nem. A rögök megakadályozzák az eróziót, mert elég nagyok ahhoz, hogy megvédjék a többi, rögökkel betakart erodálható méretű részecskéket. A talajrögök művelés közben képződnek. Stabilitásukat és szilárdságukat a talaj kötöttsége, a talajnedvesség, a talaj szervesanyag tartalma, mésztartalma, stb. határozza meg. A rögök előbb-utóbb szétesnek. Porlasztásuk az időjárástól, a talajműveléstől, az állatok taposásától és a sűrűdéstől függ.

A szántást is felhasználhatjuk a talajfelszín érzécsítésére és a szélerező veszélyének csökkentésére. A szántást korszerű eszközökkel és módszerekkel

végezni. A szél irányában végzett szántáskor a baklatak közötti barázdákban felgyorsul a levegő mozgása, ami a szélerózió növekedését idézheti elő. A szántás iránya általában a parcella tájolásától függ.

A rögök és a talajaggregátumok mellett a műveléssel képzett hátak és mélyedések is megváltoztathatják a szélesebséget, amennyiben felfogják, illetve elterítik energiáját. Az egyenetlen felszín megfogja az ugráló részecskéket is.

A talaj szerkezetszerűségén, az érdességen, az aerodinamikai ellenálláson túl a talaj felszínének tömörsége is meghatározó a szélerózió szempontjából. A szélerózió különösen érzékeny talajoknál és táblákon sikeres védelmet nyújt a talajfelszín tömörítése. Erre elsősorban az adott talajtípusnál használható hengereket célszerű használni.

A laza homoktalajoknál különösen ügyelni kell arra, hogy a talajmunkákat megfelelő időszakban és megfelelő minőségben végezzék. A tavaszi vetésű növényeknél az őszi mélyszántást kerülni kell, mert a szélerózió a késő őszi és a téli időszakban is előfordulhat.

A könnyebb talajokon már kisebb a szélerózió veszélye, ezért az őszi szántás, vagy a szántás elvégezhető. Természetesen ezeknél a talajoknál is ügyelni kell a megfelelő tömörségű, érdes felületű felszín kialakítására. A megfelelő időben elvégzett őszi vetés után – kedvező időjárás esetén – a kicsit növény is segíti a szélerózió elleni védekezést.

A trágyázás szerepe a szélerózió elleni védelemben

A széleskörű kísérletek és a gyakorlati élet tapasztalatai azt bizonyítják, hogy a szélerózióval veszélyeztetett területeken nemcsak a finom ásványi anyagok távoznak a talajból, hanem jelentősen csökken a humusztartalom is. Ezen kívül azt is megállapíthatjuk, hogy a kisebb humusztartalmú talajokon könnyebben eróziózik a munkaképes szelek.

A szervesanyag, a humusz pótlásával egyrészt a talaj termőképessége nő, másrészt az erózióvédő hatása is megnő. A gazdagabb humusztartalmú talaj intenzívebb fejlődést biztosít a növénynek, így gyorsabban eléri azt a fejlettséget, amikor a szél erejét csökkenteni képes.

A nagyobb humusztartalmú talajok hőingadozása kisebb, és jobban megkötik a nedvességet. A nedvesebb talaj jobban ellenáll a szélerózióknak.

A kis humusztartalmú talajok hőingadozása az átlagosnál nagyobb, ezért a szerves anyagok lebomlása, kellő nedvességtartalom mellett néhány hónap alatt végbemegy. Azokon a területeken, ahol a talaj vízháztartása kedvezőtlen az istállótrágya gyorsan kiszárad, a humusztartalom növekedése jelentéktelen lesz. Az istállótrágya humusznövelő hatása attól is függ, hogy mennyire érett. Homokos talajainkon a középérett istállótrágya eredményezi a legkedvezőbb hatást. A sekélyen beforgatott szalmás istállótrágya ugyan nem növeli olyan mértékben a humusztartalmat, mint az érett, de a szalma talajérdesség-növelő hatása kedvező a szélerózió elleni védelemben. A trágya bomlását gyorsíthatjuk öntözéssel a kisebb csapadéku, aszályos területeken.

A talajok humusztartalmát növelhetjük zöldtrágyázással is. Hazánkban zöldtrágyaként rozsot, csillagfürtöt, somkórót, rozsos szőszös bükkönyt, napraforgót, stb. szoktak használni. A zöldtrágya növényeket szokták takarmánnyként is hasznosítani, illetve a leszántásukkal a talaj humusztartalma növelhető. A zöldtrágyákat célszerű fiatalon leszántani, mert az elvénuült növények, a magasabb rosttartalom miatt nehezebben bomlanak le. A szántás után célszerű a talajt tömöríteni, illetve a felszínt érdessé kell alakítani a szélerózió veszélyének csökkentése érdekében.

Az öntözés és a talajnedvesség-megtartás jelentősége a szélerózió elleni védekezésben

A szélerózió jelentkezését befolyásoló egyik nagyon fontos talajfizikai paraméter a talaj nedvességének állapota. A talajnedvesség jelentősen csökkentheti, sőt teljesen meg is akadályozhatja a deflációt. A talajnedvesség védőhatása több okra vezethető vissza. Ezek közül az egyik legfontosabb a talajrészecskéket összetartó kohéziós erő. A talajba kerülő víz a talajszemcsék felületén abszorbeálódik, vízhártya képződik, aminek a felületi feszültsége adja a részecskék közötti összetartó erőt. A szélerózió csak akkor jelentkezik, ha a szél ereje olyan mértékű, hogy le tudja győzni a szemcsék közötti kohéziós erőt.

Az öntözés és a csapadék védőhatása abban is megmutatkozik, hogy a talajok felszínén különböző vastagságú, illetve keménységű kéreg alakul ki. A nedves talaj kiszáradása során fellépő cementáló hatás nemcsak a kéreg ki-

alakulásával véd, hanem a morzsás szerkezet stabilitásának megtartásában is. A felszín kedvező alakulását, a morzsaképződést, az érdeességet elősegítő talajnedvesség állapot már közvetett védőhatásnak tekinthető. A megfelelő talajnedvességű talajban a magvak gyorsabban csíráznak, kelnek, és a kikelt növények gyorsabban fejlődnek. A jól kifejlődött növény védőhatása, amint fentebb láttuk, nagyon kedvező.

A talaj nedvességtartalma meghatározza a szerves anyagok lebomlását, humifikációját. A humuszban gazdagabb talaj tovább tartja a nedvességet és jobban ellenáll a szél károsító hatásának.

A talajrögzítő szerek védő hatása

Az elmúlt évtizedekben a szélerózió elleni védekezésnél a talaj felszíni rétegének rögzítésével, stabilizálásával is folytak laboratóriumi és terepi kísérletek. A kutatásoknál számos olyan anyag vált ismertté, amely képes egyrészt a talajszemcséket egymáshoz „ragasztani”, vagy vízálló morzsákká tömöríteni.

Hollandiában és Dániában már régebb idő óta iszapot kevernek a homokhoz, továbbá növényi magvak olajainak hígított változataival permetezik a felszínt és az így jobban ellenáll a szél támadásának.

Hazai viszonylatban a múlt század hatvanas éveiben eredményes kísérleteket végeztek agyag-humusz polimer(AHP) alapú trágyakészítmények felhasználásával. Később különböző vegyi anyagok alkalmazásával végeztek széleróziót csökkentő kísérleteket. A kísérletek eredményei alapján megállapították, hogy a használt anyagok az érdes felszín kialakítására, az érdeességet adó morzsák, rögek stabilizálására alkalmasak voltak. A hatásuk azonban nagyban függött a talajok tulajdonságaitól.

A most említett eljárások többsége ugyan sikerrel használható a szélerózió elleni küzdelemben, de egyrészt költségesek voltak, másrészt a környezeti ártalmak miatt nem tudtak szélesebb körben elterjedni.

A környezetkímélő kéregképző szerek közül a melasz bizonyult a legalkalmasabbnak. A laboratóriumi és szántóföldi kísérletek igazolták, hogy a futóhomok felszínén a megfelelő hígítású melaszoldat olyan kérget képez a

felszínen, amely a szélerózió ellen védelmet nyújt és nem akadályozza a növényzet fejlődését.

Összegezve megállapíthatjuk, hogy a tenyészidőszak kezdetén, amikor a növényzet nem védi a felszínt, a leghatásosabb módszer a defláció elleni védekezésre a talajrögzítő szerek használata. Arra azonban ügyeljünk, hogy környezetkímélő anyagokat használjunk a védekezésre. Nagyon fontos, hogy a kéregképző szerek használata előtt, vagy szorosan együtt gyomirtó szert is adagoljunk, mert a talaj minden mozdítása a gyomirtás érdekében csökkenti a stabilizáló szerek hatását.

A szabadon mozgó homokfelszínnek és egyéb területek védelme a szélerózió ellen

Az előző fejezetben a szántóföldi művelés alatt álló területek védelmével foglalkoztunk. A szélerózió azonban komoly károkat okoz azokon a területeken, ahol egész évben nem védi a növénytakaró a felszínt. Ezeknek a területeknek a jelentős része a trópusi és a mérsékeltövi sivatagokra esik, ahonnan nagy mennyiségű por jut el távoli lakott területekre, így hazánkba is. Ezen kívül a lapos homokos tengerpartokon, folyók és tavak mentén kisebb területen komoly széleróziós károk keletkeznek. Meg kell még említeni a külszíni bányákat, salak- és bányahányókat, széndepókat, stb., ahonnan nagyon sok veszélyes anyagot szállít el a szél.

A Föld nagy sivatagi területei kiterjedésük miatt nem védhetők, de egyes részein a termőterület kialakítása érdekében nagyon költséges védekezésbe kezdtek. Ilyenek az öntözött sivatagi területek (Libia, Izrael, stb.), vagy éppen az egyes arab országok, ahol olajszármazékokkal, aszfalttal borítják be a homokfelszínt.

A tengerparti homokdűnék stabilizálását, ott, ahol a közeli lakóházakat, ipari üzemet, utakat és vasutakat veszélyezteti a szél által szállított homok és por, a következő módok valamelyikével, vagy kombinálásával oldják meg a védekezést:

- Buldózerrel legyalulják a dűne szélnek legjobban kitért területét, a stabilizálást a széllel szembeni oldalon kezdik.
- Homokfogókat helyeznek ki a széllel merőleges irányban. A homokfogó lehet olyan, mint a hófogó, vagy műanyag háló,

esetleg száritott fűvel, náddal befert akadály. Egyes helyeken a szeleroziótól veszélyeztetett területet teljesen bekerítik.

- Használják szikladarabokat, zúzott követ, kavicsot, vagy palát a laza homokfelszín beborítására, védelmére.
- Különböféle természetes (széna, szalma, stb.) és vegyi anyagokat (pl. aszfalt) dolgoznak be a felszíni rétegbe.
- Karéval rögzített, laposan elhelyezett rőzset, ketrecdrót helyeznek el a homok mozgásának megakadályozására.
- Rendszeresen kéregképző vegyi anyagokkal permetezik a felszínt.
- Trágyázással növelik a homok humusztartalmát, majd a megfelelő humusztartalmú felszíneket fűvesítik, helyenként cserjékkel, fákkal ültetik be. A növényzet telepítésekor – annak védelme érdekében – az előző védekezési módszerek valamelyikét alkalmazzák. A növényzet gyorsabb fejlődése érdekében öntözik a felszínt.

A salak- és bányahányok, továbbá a széndepók a nagy kikötőkben és a tároló telepeken nagyon sok gondot jelentenek a védekezőknek is. Hazánkban a külszíni bányák, bánya- és salakhányok környezetének védelmére a jövőben nagyobb gondot kell fordítani.

Száraz, növényzet nélküli homokfelszínek ma már csak kisebb foltokban fordulnak elő (pl. a Duna–Tisza közén). A veszély jelentő laza homokfelszínek védelmére a legkímélőbb példát éppen hazánktól hozhatjuk, ugyanis a nagy szeleroziós veszélyek csökkenése az elmúlt századok komoly és nehéz védekezési munkálatainak köszönhető.

Már a XVIII. század végén felismerték, hogy a futóhomok veszélyessége és terjeszkedése fásítással, erdősítéssel, szőlők és gyümölcsösök telepítésével oldható meg. Az elmúlt két évszázadban, amikor az Alföld ármentesítéséért hatalmas munkálatok folytak, akkor – szinte azzal párhuzamosan – az Alföld fásításával a homokfűvás veszedelmét, a szeleroziós károkat csökkentették le jelentős mértékben. Jelentős költségfordítással, kutatásokkal alátámasztott, sok munkával sikerült elérni a legjobban veszélyeztetett területek ilyen erdősültségi fokát.

Jelenleg a homokterületeinken elsősorban a meglévő erdők, szőlők és gyümölcsösök védelmére kell gondolnunk, mert ezek területének csökkenése – különösen egy száraz időszak beköszöntésével – előidézheti a szelerozió nagymértékű felerősödését.

8. A kőzetminőség hatása a felszínformák kialakításában

A felszínformák tanulmányozása során figyelhetünk arra, hogy a különböző kőzetekből felépülő területeken más–más formakines alakult ki. A különböző minőségű kőzeteknek a felszínformákra gyakorolt hatásával a kőzetmorfológia foglalkozik. A továbbiakban azokkal a fontosabb kőzettípusokkal foglalkozunk, amelyeken nagyon jellegzetes felszínformák alakultak ki.

A mészkő és karsztjelenségek

A tengeri üledékből származó mészkő nagy kiterjedésű területeken fordul elő a Földön. A mészkő sajátos lepusztulása a „karsztosodás” és a karsztos formák és képződmények neve is a Karszt – hegységéből származik, illetve került be a szakirodalomba. Hazánkban a jelentősebb mészkőfelszíneket a Bükk-hegységben, az Aggteleki karszt területén, a Dunántúli-középhegységben, a Ny–Mecsekben és a Villányi-hegységben találjuk.

A mészkő sajátos formakinese az oldhatóságának köszönhető. Mivel az oldás mértékét több tényező is befolyásolja, ezért a kialakuló formakinesben eltérések is tapasztalhatók. A karsztosodás legfontosabb tényezői a következők:

- a kőzet fajtája
- a szerkezeti viszonyok,
- a klímavizonyok,
- a domborzati adottságok és
- a talajminőségi és mennyiségi jellemzői.

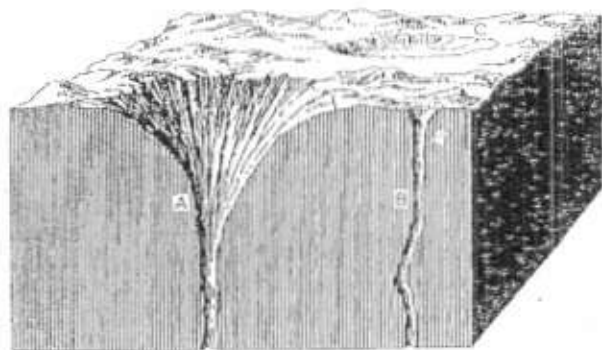
A karsztosodás szempontjából nagyon fontos, hogy a kőzet jól oldódó, szilárd szerkezeti és vízáteresztő legyen. A mészkő a szénsavtartalmú víz hatására kalciumhidrokarbonát oldattá alakul, és az oldás során málladéktakaró nem képződik. Így a korábban, szerkezeti mozgások hatására kialakult repedéshálózaton át az oldat akadálytalanul tud áramlani. A kőzet szilárdságának, állékonyságának köszönhető, hogy a repedéshálózat és az oldás hatására kialakult járatok, üregek nem omlanak be. A kialakult repedéshálózattól függ a kőzet vízáteresztő képessége. A mészkő vízáteresztése miatt felszíni vízfolyások csak ritkán fordulnak elő. Ezek általában bő vízhozamiak és a mészkőterületen csak átfolyanak. Helyi vízfolyások a kőzet belsejében alakulnak ki (pl. barlangi patakok). A felszíni vízfolyások gyér volta miatt a

mészköhegységekben a normális (folyóvízi) erózió formái csak kevés helyen figyelhetők meg.

A felszínre érkező csapadékvíz, az oldásos mállásnál tanultak szerint, kezdi a felszín átalakítását. A csupasz, talaj és növényzet nélküli mészköfelszínen a lejtés irányában lefolyó víz oldó és mechanikai hatására barázdák és köztük gerincek alakulnak ki. Az így kialakuló formákat korróziós karroknak nevezzük. Mivel a felszínt nem borítja növényzet és talaj, ezért a lejtőn élénk táruló karmező formái a fedetlen karrok csoportjába tartozik.

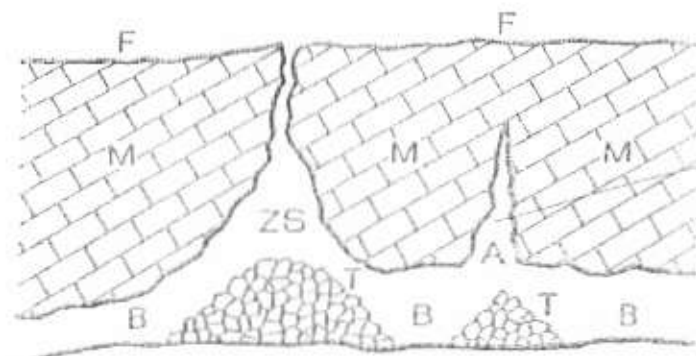
A részben, vagy teljes egészében talajjal, növényzettel borított mészköfelszínre érkező csapadékvíz és a hóolvadék a talajban széndioxiddal tovább dúsul, a növényzet hatására gyökérsavak is képződnek, ezért a mészkö oldódása erőteljesebb. Az így kialakuló karrokat részben fedett, vagy fedett karroknak nevezzük. Ezeket a formákat csak a növényzet és a talaj lepusztulása után figyelhetjük meg. A talajtakaró lepusztulása után a csupasz mészköfelszín karrosodása is megváltozik. A karrok mérete nagyon változó, a néhány mm-es mikrokarrtól a több méteresekig a különböző ható tényezőktől függően változik. A karrok a nagyobb méretű karsztos formák felszínén is kialakulnak.

A karmezők tölcsér alakú, domború mélyedése a víznyelő, vagy más néven ponor (8.1. ábra). A mészkö repedésein lefele szivárgó víz oldó hatására alakul ki. A kialakulását helyenként a vízben szállított törmelék korróziója is elősegíti. A víznyelő környezetében a felszínen az áramló csapadék- és olvadékvizek hatására árkok alakulnak ki.



8.1. ábra Víznyelő (ponor) tömbszelvénye (Cholnoky nyomán)

A mészköfennsíkok magasabb régióiban rábukkanhatunk lefele szélesedő, tölcsér alakú formákra is, amelyek tulajdonképpen barlangban végződnek. Ez a forma a zsomboly, vagy aknabarlang (8.2. ábra). Kialakulása a barlang mennyezetének beomlásával kezdődik. A mészkö repedésein lefele szivárgó víz meglazítja a barlang mennyezetének kőeit, amelyekből kisebb-nagyobb darabok zuhannak le. Így a boltozaton kialakul egy yanakút-tű, amit a francia szakirodalomban avennek neveznek. A boltozat további omlásával a kúrtó eléri a felszínt. A zsomboly nyílása alatt a barlangban a mennyezetről beomlott törmelékhalom megfigyelhető.



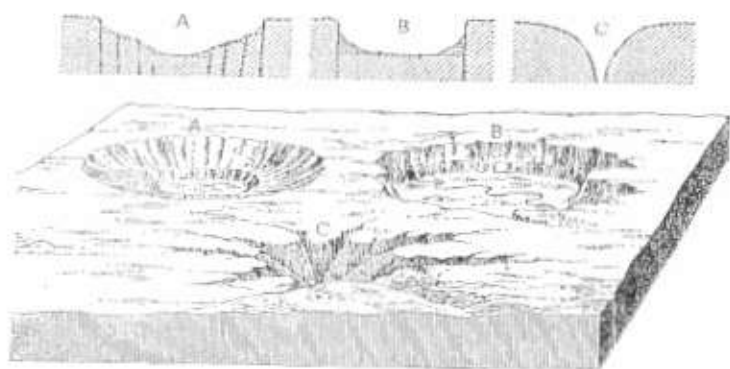
8.2. ábra Zsomboly és aven kialakulása (ZS zsomboly, M mészkö, B barlang, T törmelék, F felszín, A aven)

A sok repedéssel átszőtt mészköfelszínre érkező víz a mélyebb rétegekbe szivárog és közben oldja a kőzetet. Ennek hatására a mészkö tartása csökken és ahol jelentősebb az oldás, illetve az oldat elszivárgása, ott a felszín berogyásával mélyedés alakul ki. A mészköterületeken látható, kerék mélyedéseket dolinának (töbörnek) nevezzük (8.3. ábra). Átmérője a néhány métertől 2–300 m-ig változik, és a mélysége is különböző. Általában néhány méter, de vannak sekélyebbek (néhány dm) és néhány tíz méter mélységűek is. A rogyott dolina lejtője lankás, vagy a szakaszos berogyás hatására lepcsőszerű. Dolinák ott is kialakulhatnak, ahol a mélyebben kialakult üregek, barlangok beszakadnak. Ezeket szakadék dolináknak nevezzük. A szakadék dolinák lejtője meredek, átmérője több száz méter és a mélysége is meghaladhatja a 100 m-t. A dolina alján a beszakadt felszín maradványai sokig megfigyelhetők, amíg az oldás hatására el nem tűnnek. A dolinák felszínét is boríthatja talajtakaró és növényzet. A dolina alján sok helyen megtaláljuk a víznyelőt, ahol a lejtőkön lefolyó víz a kúrtó mélyén végződik.

dombszelvény

szélesedő

rog. C), ahol a víznyelő eltömődött (pl. vízzáró agyaggal) a dolinóban hosszú ideig megmarad a víz, dolinitóvá alakul (Aggteleki-tó).



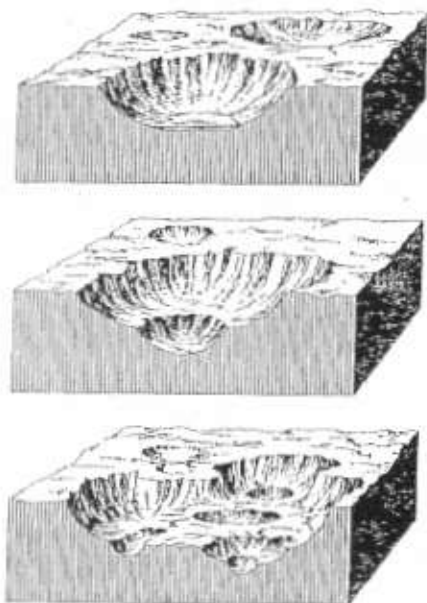
8.3. ábra Dolinák és víznyelő keresztmetszete és tömbszelvénye (Cholnoky nyomán)
(A rogyott, B szakadék dolinák, C víznyelő)

Az évi hatására a dolinák mérete fokozatosan növekszik, a szomszédos dolinák közötti távolság csökken. Az idő múlásával a dolinák közötti válaszfal is pusztul és nagyobb méretű, több részmedyéssé váló forma jön létre, amit uvalának (8.4. ábra) nevezünk.

A dolinánál és az uvalánál sokkal nagyobb méretű mélyedések is kialakulnak a nagy kiterjedésű mészkő területeken. Ezeket a szakirodalom polje (mező) néven tárgyalja. A nagyjából egyenletes felszínű poljék tektonikus süllyedés, vagy felszíni lepusztulással, denudációval alakulnak ki. Ennek megfelelően a tektonikus poljékat törésvonalak határolják, peremciken töréslépcsők alakulnak ki. A denudációs poljék olyan helyen alakulnak ki, ahol az elvékonyodó, lepusztuló karsztos kőzet alatt nem karsztosodó kőzet található. A polje peremi területein karsztos, denudációs réteglépcsők találhatók.

A karsztos területek jellemző felszín alatti képződményei a barlangok (8.5. ábra). A barlangok kialakulása a mészkő repedéseibe bejutó szénasavas víz oldó tevékenységével kezdődik. A felszín alatti mélység, és ezzel egyidejűleg a nyomás növekedésével az oldóképesség is nő. Ennek hatására a kőzetek repedései egyre nagyobb méretűek lesznek, üregek, folyosók alakulnak ki. A repedésekbe bejutó oldat közöttörmelékét (kavicsot, murvát, homokot) szállító, amelynek a súroló, esiszóforó hatása elősegíti a járatok, üre-

gek barlanggá tágítását. A felszín alá bejutó vizek a nagyobb méretű járatokban, barlangokban patakakká egyesülve a szállított hordalékkal folyóvízi eróziót végeznek és a járatok, üregek barlangrendszerre alakulnak. A karsztvízszint változásával a barlangrendszerek különböző magasságban emeletes elrendezésben fejlődnek. A barlangok vízutánpótlása a hegység karsztvízszintjétől függ. Előfordulhat, hogy a vízszint emelkedésével az alacsonyabb szinten korábban kialakult barlangokat a víz teljesen kitölti. A vízszint csökkenésekor pedig a vízzel borított barlangok járhatóvá válnak.

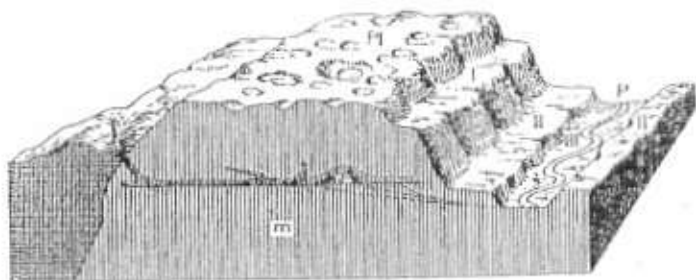


8.4. ábra Uvala kialakulása

A barlangoknak három típusát szokták megkülönböztetni. Ott, ahol a víznyelön át jut a mészkőbe és a járatok barlanggá szélesednek, nyelő vagy bújtató barlangról beszélünk. A bujtató barlang a kezdeti nagyobb üreg után összeshűkül. A mészkő repedéseiben áramló víz a karsziforrás előtt is kialakíthat nagyobb üreget, barlangot, amelyből kitér a felszínre. Ezt forrásbarlangnak nevezzük. Mindkét barlang mérete a víz áramlása miatt a mészkő belseje felé nő. A szénasavas víz oldó hatása és a patak eróziója azt eredményezheti, hogy a nyelő és a forrásbarlangot barlangrendszer köti össze.

szé, amelyet **átmenő barlangnak** nevezünk. A barlangrendszer alján gyakran barlangi patak folyik végig.

A barlangok jellegzetes képződményei a cseppkövek. A mészkő repedéseiből kilépő oldatból a nyomás csökkenése miatt a kalciumkarbonát lerakódik, a barlang falát bekérgezi, továbbá különböző alakú és színű cseppkövek jönnek létre. A cseppkövek színe a mészkőrétegek ásványi tartalmától függ.



8.5. ábra Barlangrendszer tömbszelvénye (Cholnoky nyomán)
(P patak, Pl plató, m mészkő, I – III. teraszok)

A barlang mennyezetéről lefele fejlődő cseppkővet sztalaktit, a barlang talpzatáról felfele növő sztalagmitnak nevezünk. A sztalaktit és sztalagmit cseppkőoszloppá nőhet össze. A barlangi patakból és a karsztforrások vízből lejtős felszínen mésztufa (tetarata) rakódik le. A lerakódást elősegíthetik a vízben lévő akadályok (pl. fatörzsek), ezáltal a lépcsőképződés is felgyorsul. Szép példákat láthatunk a Szilvásvárad melletti Szalajka-völgyben, vagy nagyobb méretekben a horvátországi Plitvicei tavaknál.

A mészkőterületek sajátos vízrajzi és hidrológiai viszonyai hatással vannak a gazdasági életre. A karsztos területek felszíni vizekben szegények, viszont a felszín alatti karsztvízben annál gazdagabbak. A természetes úton szűrt karsztvíz kitűnő minőségű ivóvíz. Hazánkban a karsztos területek forrásai számos települést látnak el ivóvízzel. Ezért a karsztos területek szennyezés elleni védelme nagyon fontos. A karsztvíznek jelentős szerepe van az iparban is. A nagy vízigényű iparágak vízellátását segítik, viszont a bányászatban a karsztvíz-betörések veszélyesebbek lehetnek. A bányászat biztonságosabbá tétele érdekében több helyen mesterségesen csökkentették a víz szintjét, aminek a hatására a területek vízgazdálkodása teljesen megváltozott.

A dolomit és felszínformái

Tiszta állapotban a fehér színével a mészkőre emlékeztető kőzet sok tulajdonsága különbözik a mészkőtől. A kalcium- és magnéziumkarbonáttól ($(CaMg)CO_3$) felépülő kemény, tömött kőzetben a lérengörögések és a hőmérsékletváltozás hatására hasadékok képződnek. A szén-savas víz csak nagyon gyengén oldja, ezért a mészkővel ellentétben a karsztosodása jelentéktelen. Kiseb üreges (barlangok) és szők járatok csak a repedések mentén alakulnak ki. Mivel a mállása nagyon kis mértékű, ezért még a csapadékos éghajlatú területeken sem jön létre a felszínen vastag talajtakaró és a növényzet is nagyon gyér.

Morfológiai szempontból a kőzet aprózódása a jelentősebb. A dolomithegyeket az aprózódásból származó törmelékletítő veszi körül. A dolomit aprózódása elsősorban a kifagyás hatására megy végbe. A repedésekbe beszivárgó, majd megfagyó víz nagyon sok törmeléklet termel, így a hasadékok egyre jobban tágulnak. A kőzet pusztításában szerepe van a víznek és a szélnek is. A termelődött törmelék körfolyásokkal, illetve a szél és a víz szállításával jut a lejtő alján gyarapodó törmelékletükhöz. A hasadékok mely, meredekfalú völgyekké alakulnak. A völgyek között a keményebb kőzet-tömbök meredek szőlafalak, tornyok, pillérek és bástyák formájában emelkednek ki és a növényzet nélküli csupasz kőzet a törmelékletítővel íguzos törtlejtőt alkot.

A dolomit aprózódását a hévízek is elősegíthetik. A dolomit repedéseit átjáró hévíz oldja a dolomitkristályok mészkőrgét, majd a mészkőoldat aragonit formájában csapódik ki, amely a víz elhűvése után kalcit-kristályokká alakul. A kristályok térfogatának növekedése aprózódást idéz elő. Ez játszódott le több helyen a Budai-hegységben is, és így alakult ki a „kőpor”, ami a keménysége miatt sírólószerként is használható.

Az alacsonyabb hegységi területeken a formák is kisebb méretűek, de hasonlítanak a magashegységi dolomitformákhoz. Ennek köszönhető, hogy az alacsonyabb dolomittérszének felszíne nagyon változatos.

Magyarországon a dolomitfelszínnek a Dunántúli-középhegységben több helyen (Tapolcától É-ra, a Veszprémi fennsík K-i részén, a Gerecsében és a Budai-hegységben több helyen) jól tanulmányozható. A völgyek frányát a

szervezeti vonalak határozzák meg. A tektonikának az aszimmetrikus völgyek kialakulásában is szerepe van.

A lösz és felszínformái

A lösz a Föld felszínén mintegy 13 millió km²-nyi területet borít. Különösen nagy kiterjedésű löszrel fedett felszínek alakultak ki É-Kínában, Euráziában: a Kárpátok és a Tien-San között, É-Amerikában a Mississippi- és a Missourri menti alföldön, továbbá D-Amerikában a Parana-alföldön. Hazánkban a Dunántúlon és az Alföldön is előfordulnak összefüggő löszterületek.

A fehéssárga színű, rétegzetlen, nagyfokú porozitású és vízáteresztő képességű közel többségében (50-70 %) 0,02-0,05 mm szemcseméretű kvarcból, 5-25 % kalciumkarbonátból, 5-25 % agyagos alkotórészekből áll.

Az aprózódással, mállással keletkezett és a különböző szállítóközeggel (víz, szél, jég, stb.) áttelepített, felhalmozott anyagból nem minden esetben lett lösz, ugyanis a képződésének az alábbi sajátos feltételei vannak:

- sík vagy enyhe lejtésű felszín, ahol az agyagos, iszapos por fel tud halmozódni,
- száraz éghajlat, ahol a kialakuló kalciumkarbonát, a lösz kötőanyaga, a kvácrcsemeséket bekérgezi,
- a port megkötő füves (sztyepp) növényzet, amelyet mészkövedék von be és a függőleges járatok kialakulásában is szerepet játszik.

A mészképződés feltételeinek elsősorban a sivatagi területek közelében lévő sztyepppek és a periglaciális övezetek felelnek meg. A nagy löszterületek közül a kínai lösz sivatagi, az amerikai, európai és ázsiai löszök pedig periglaciális eredetűek. A hulló port mindegyik esetben a szél szállította. A hulló por származhat kifagyásos és inszolációs aprózódásból, fluviális, tavi és glaciális üledékből. A hulló por száraz, időszakosan és állandóan nedves körülményben is felhalmozódhat.

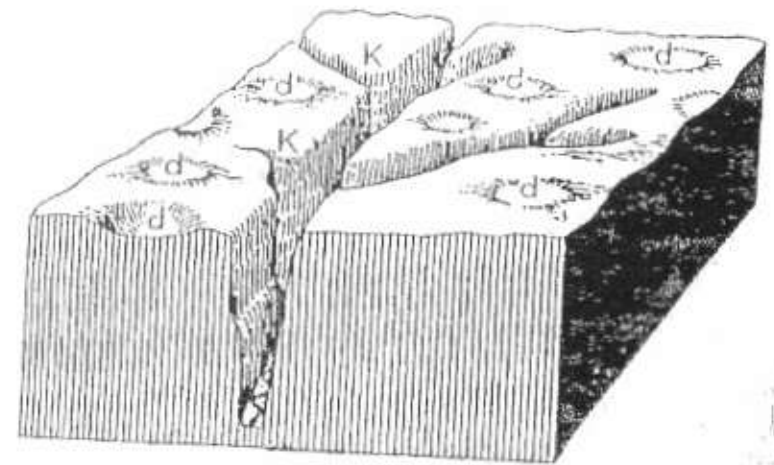
A tüszös szárazföldes lösz rétegzetlen. Ha a hulló por időszakosan nedves körülményben halmozódik fel, akkor mészszegény tömött szerkezetű infúziós lösz keletkezik. A lejtős területeken kialakult löszök a felszín pusztulásával áttelepíthetnek, így a felhalmozódási területen rétegzett, áttelepített, átmosott löszök figyelhetők meg.

időszakosan nedves körülmény -> mészszegény, tömött infúziós lösz

Magyarországon, elsősorban a Dunántúli-dömség területén, a deráziós (korráziós) folyamatokkal áttelepített finoman rétegzett lejtőlöszök, völgyi löszök a jellemzőek.

A száraz éghajlat nedvesebbé válásával megszűnik a lösz képződése és a csapadék mennyiségének növekedésével elkezdődik a felszín pusztulása. A csapadékvíz és a hóle beszívargása után a lösz mészsanyaga oldódásnak indul és a lefele haladó víz mechanikai munkát is végez. A lösz pusztulásának mértéke a mésztartalmával szoros kapcsolatban áll.

A löszfelszínre érkező víz a hajszálcsöveken lefele hatolva oldja a szemcsék cementáló anyagát, a kalciumkarbonátot. Így a hajszálcsövek vastagabb, függőleges járatokká alakulnak. Az oldás hatására a szomszédos járatok összeérnek és a felszínen a lefele áramló víz mechanikai hatására tölcsérszerű mélyedés jön létre. A tölcsérszerű mélyedések a kioldott függőleges járatokkal együtt alkotják a löszkutakat. Ezek a formák hasonlóan a mészkőfelszín víznyelőihez. Előfordulásuk nagyon gyakori a löszplatók peremi területein. A löszperem pusztulásával felszakadnak és löszszakadékokba torkollanak (8.6. ábra).



8.6. ábra Lössszakadék, löszkutak (k) és löszdolínák (d) tömbszelvénye (Cholnoky nyomán)

A mészkőterületekhez hasonlóan a löszrel fedett felszíneken is kialakulnak dolínák. A cementáló anyag kioldódásával a lösz elveszti állékonyságát és

berogyik. A felszínen néhány méter átmérőjű kerek mélyedések, löszdolinák keletkeznek, amelyek gyakran egy irányban sorakoznak. A lineárisan elhelyezkedő löszdolinák a felszín alatt összegyűlt víz áramlási iránya fölött alakultak ki.

A löszterületek gyakori formái a *völgyek*. A löszvölgyek kialakulása is összefüggésben van a kalciumkarbonát kioldódásával. Ott, ahol a löszkutak felszakadásával *löszszakadékok* jönnek létre, a csapadékvíz és a hólé eróziójának hatására *szakadékvölgyek* képződnek. A meredek falú szakadékvölgyekben a víz csak a nagy esők, vagy a gyors hóolvadáskor van. Tipikus asszónvölgyeknek tekinthetők, amelyek a sűrű bozótos növényzet miatt szinte járhatatlanok. Partjuk gyorsan pusztul és a környezetükben nagyon jelentős a talajerózió.

A lejtős löszös területeken a víz oldó hatására típusos *löszvölgyek* jönnek létre. Ahol erőteljesebb a mészkő kioldódása, a kőzetszemcsék összetömörödése, a felszínen lapos-toknó-alakú mélyedés, löszvölgy keletkezik. A löszvölgyek általában 200 – 300 m hosszúak és a mélységük nem haladja meg a 3 – 4 m-t. Több helyen megfigyelhető, hogy először löszdolinák keletkeznek, majd ezek összeérésével alakul ki a löszvölgy. A nagyobb mennyiségű csapadék és a hólé eróziója hatására a löszvölgy a lejtőn megnyúlva asszónvölgyé alakul.

A löszszakadékok és az asszónvölgyek völgyfője a lejtőkön ujjszerűen szétágazva vágódik vissza a lejtőbe. A *völgyek találkozásánál páholszerű völgyfő* alakul ki, amelyet a szakirodalom *löszcirkusznak* nevezett el.

A vastag lösztakaró oldásos és eróziós pusztulása hatására a völgyekkel, szakadékokkal tagolt területeken tornyok, bástyák és piramis-szerű formák alakulnak ki. Hazánkban Külső-Somogyban és a Szekszárdi-dombvidéken a tornyoknak és piramisoknak szép példányai láthatók.

A löszterületek karsztosodása nagyon eltérő. A karsztos formák kialakulása akkor jelentős, ha

- a felszínén nem alakult ki vastag talajtakaró,
- vízáteresztő kőzetre települt, a talajvíz szintje nem a löszben van, tehát a lösz szárazabb, mint a környezete,
- magas a CaCO_3 -tartalma,
- a vastagsága tekintélyes.

A löszben lefele szivárgó víz mindaddig megtartja mésztartalmát, amíg kicsapódásra nem kényszerül. A kicsapódás felszín alatti mélysége több tényezőtől függ. A nagy vastagságú lösz feltárásaiban jól megfigyelhetők a világos, szinte fehér rétegek, ahol a mész felhalmozódott. Ezek kialakulása egyrészt annak köszönhető, hogy a lefele szivárgó oldatból a víz lassan kiszikkad és a mész ott felhalmozódik. Másrészt az is megfigyelhető és laboratóriumban mérhető, hogy a nagyobb vastagságú löszökben az egymás fölötti rétegek szemcseösszetétele eltérő. Ott, ahol a lösz agyagtartalma nagyobb az oldat leszivárgása lassabb és felette a mészfelhalmozódás jelentősebb.

Az oldás hatására a löszben kisebb üregek is kialakulnak. Ezek mérete elsősorban a mésztartalomtól és a víz mennyiségétől függ. Az üregek gyakran függőleges irányúak és különböző alakúak. Ha ilyen üregekhez ér a lefele szivárgó oldat, akkor a mészkő cseppkőképződéséhez hasonlóan a nyomás-csökkenés hatására a kicsapódás itt is elkezdődik. Az üreget teljesen kitöltő meszes-márgás kongrécioikat *löszbabáknak* nevezzük. A löszbabák belseje általában tömött, de előfordulnak üregesek is. Az üregesek kialakulása azal magyarázható, hogy a mész kicsapódása valamilyen növényi maradványon (pl. gyökérsomó) kezdődött. Jelentős méretű löszbabák alakultak ki a Dunamenti löszben Dunaföldvár és Paks térségében. A téglagyártásra elsősorban a mészrétegek nélküli löszet használják és a löszbabákat is elvárolják.

A lösz pusztulását elősegíti és gyorsítja az emberi beavatkozás is. A lejtős felszín művelése, a kőzet állékonyságát csökkenti. A fellazított talajt a záporok vite gyorsan lemossa. Ott, ahol állandó utak vezetnek, a taposás, hacsikerék hatására a kőzet állékonysága állandóan csökken. A fellazított szemcséket a szél és a lefolyó víz elszállítja. Így a felszín állandóan mélyül és kialakul a *löszmélyút*. Hazánkban a mélységük több helyen eléri a 30 m-t, de Kínában vannak 100 m mélységűek is.

A homokkő, konglomerátumok és agglomerátumok pusztulása

A kvarchomokkő és a konglomerátum jól aprózódik, de az előzőekben tárgyalt kőzetekkel szemben egyáltalán nem oldódik és az egyéb mállási folyamatok sem jellemzőek, illetve ahol előfordul ott is nagyon lassúak. Ezzel magyarázható, hogy a folyóvízi erózióval szemben igen ellenállóak.

A bazalt formakínese

A bazaltterületeken a felszín pusztulása a kőzet kialakulásával szoros összefüggésben van. A forró bazalt kiömlésekor a láva felszíne a hőmérséklet csökkenésének hatására gyorsan bekérgeződik, majd az újabb kiömléssel új réteg képződik. A kihűlés során a térfogatesökkenés következtében a felszínre merőleges repedések alakulnak ki. Az éghajlattól függő aprózódás-mállás a repedéseket tágítja és így jönnek létre a bazaltira jellemző oszlopos formák.

A bazaltfelszínnek peremi területein, ahol az aprózódott, mállott kőzetanyagot az erózió és a tömegmozgás elszállítja tekintélyes méretű bazaltoszlopok sorakoznak egymás mellett. Ezek távolról úgy néznek ki, mint egy hatalmas orgona sipjai. Ezért kapta a formakínese a „bazaltorgona” elnevezést. Közeliről szemlélve az oszlopokon a bazalt rétegződése is megfigyelhető. A rétegződést a harántrepedések, illetve a repedések menti aprózódás jelzi.

Hazánkban nagyon szép bazaltorgonákat lehet látni a Tapolcai-medencében a Szent György-hegyen és az Északi-középhegységben a Somoskői várhegyen.

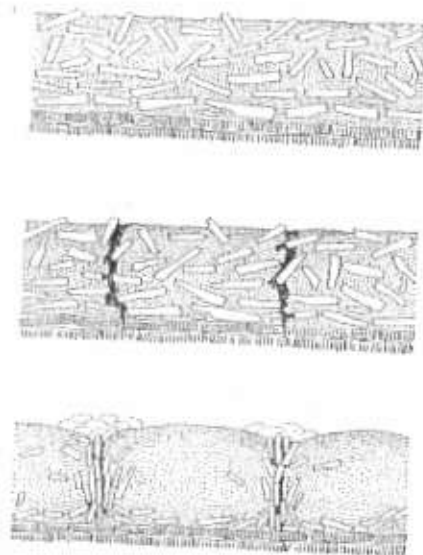
A bazalt területeken található „dolinák” azonban nem a vulkáni kőzet, hanem az alatta kioldódott mészkő berogyásának köszönhetően kialakulásukat.

Az agyagos, márgás felszínnek pusztulása

A vizet nehezen átengedő agyagos-márgás kőzetek pusztulása jelentős eltérést mutat a vízáteresztő és a kemény vulkáni kőzetektől. A száraz agyagfelszínen mély, helyenként 5–10 cm széles sűrű repedéshálózat alakul ki. A felszínre érkező csapadékot gyorsan magába szívja, de azt meg is köti, leadni nem tudja, képlékennyé válik. Ezért a kőzet pusztulása másképpen megy végbe a különböző éghajlati területeken.

A hideg, nedves éghajlaton az agyag- és márgafelszíneken a terület lejtésvonalainak megfelelően poligonális siktundra és lejtőtundra jelenségek figyelhetők meg.

A poligonális siktundra olyan síksági területen alakul ki, ahol az altalaj általában fagyott és a felső agyagos, márgás réteg a nyári hónapokban fölenged. A vízelvétel hatására az agyag megduzzad, meggyűrődik, konvekciós áramlások indulnak el (8.7. ábra).



8.7. ábra A poligonális tundra kialakulása. Az üledékben végbemenő lassú mozgások a poligonok képződésével (Cholnoky nyomán)

Az agyag megduzzadása és a konvekciós áramlások a tundra felszínét sokszögletűvé alakítják (8/8. ábra). Ezt nevezzük poligonális siktundrának. Ha a hegyoldalról aprózódással kőzetdarabok kerülnek a fölengedett agyagba, akkor a konvencionális áramlással kötörmelék poligonmezők alakulnak ki.

A lejtős felszíneken a nedves, lágy agyagon szoliflukció alakul ki. A kötörmelék agyaglejtőkön kősavas lejtőtundra figyelhető meg.

A nedves mérsékelt éghajlaton az agyag és márga felszínüket az areális és a lineáris erózió is gyorsan pusztítja. Ezeken a területeken lankás lejtők, széles, lapos völgyek és lekerekített dombok jellemzők. Gyakorlati a lejtőcsuszamlások és a deréziós völgyek. Hazánkban a Csallóközben, a Tisza-völgyekben és a Hegyhát területén, továbbá a Nógrádi- és a Északi-

bevágódott völgyek szűkek, kanyon- vagy szurdokvölgyek, ugyanis a lejtők pusztulása igen lassú.

A felszín pusztításában az inszolációs és a gelivációs aprózódásnak nagy szerepe van. Az aprózódott törmeléket a száraz területeken a szél is szállítja. Az el nem szállított aprózódott kőzetből törmelékhangok képződnek a nagyobb kőzettáblák lábánál.

A táblák peremén az aprózódás és a hegyomlások hatására változatos formák (kőtornyok, pillérek, kőhidak, bástyák, stb.) alakulnak ki. A formák kialakulásában nagy szerepe van a különböző keménységű rétegeknek. A homokkő és konglomerátum területeken megfigyelhető denudációs lépcsők kialakulása is az eltérő keménységű rétegekkel magyarázható. Nagyon szép formák alakultak ki Arizonában és az Elbai homokkőhegységben (Szász-Svájc). Hazánkban az Istenmezején található „Noé szőlője” említhető példaként.

Hasonlóan szép formák alakultak ki a vulkáni agglomerátumokban (pl. a Visegrádi-hegység Thuring-sziklák, Vadálló-kövek).

A gránit lepusztulása

A rétegzetlen, kristályos szerkezetű gránit kvarcból, csillámból és földpátból áll. Összetételét tekintve lehetnek apró-, közepes- és durva szemcészettségűek. A gránit kialakulása során a kibúlési hatására a felszínével párhuzamos, illetve ezekre merőleges hosszanti és keresztrepedések alakultak ki. A kőzet összetétele, valamint a repedéshálózat meghatározzák a pusztulását és a kialakuló formákat. A gránit pusztulása, éghajlati területtől függően, aprózódással és mállással egyaránt végbemehet. Ezzel magyarázható, hogy a lepusztulásának formái a különböző éghajlati területeken eltérőek.

A magashegyi területeken a fahatár felett a fagyokozta aprózódás hatására a repedések kitágulnak és merész formák (tornyok, piramisok, csúcsok, szőlők, stb.) alakulnak ki. Az aprózódáskor képződő törmelék a lejtők lábánál halmozódik fel, amely az erózió és a tömegmozgás hatására szállítódik az alacsonyabban fekvő területekre.

Az alacsonyabban fekvő erdős területeken a mérsékelt éghajlati övben az aprózódás helyett a kémiai mállás jelentősebb. A mállás során a gránit alko-

tórészeiből agyag, kaolin, homok képződik. A lejtőket beborítja a málladék-takaró, amely a völgyekbe lejutva vastagon felhalmozódik. A kiemelkedések enyhé lejtésűekké, lekerekítetté válnak.

A gránitnak nemcsak a felszíne mállik, hanem a repedések mentén befelé haladva a mélyebb részek is. Így alakulnak ki a gömb, ellipszoid és szak alakú formák. Az elmállott kőzetrészek lepusztulása után ezek a formák a felszínre kerülnek (exhumálódnak). A sima felületű gránitformák lekerekítettsége a mállás mértékétől függ. Először a formáknak csak kisebb része látszik ki a málladékból. Ott, ahol a repedésekből teljesen kikapcsol a málladék, a kővek egymáson labilisán helyezkednek el. Ezeket ingóköveknek nevezzük. Hazánkban a Velencei-hegységben lehet ilyen formákat látni.

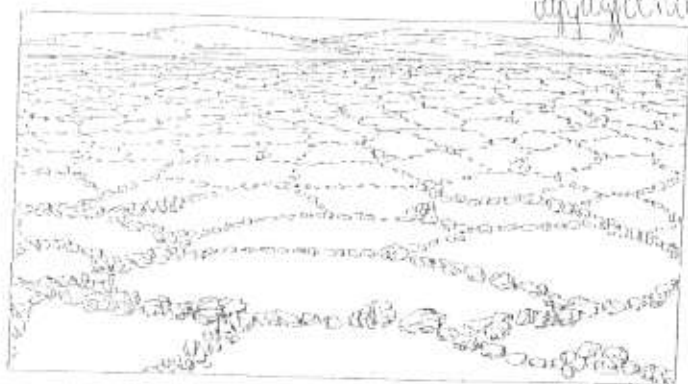
A periglaciális éghajlaton a növényzetnélküli felszíneken a fagy hatására kőmszkók, kőzsákok alakultak ki. Ezek további aprózódásának, darabolódásának köszönhető a periglaciális kötengerek kialakulása.

A gránithegyvonulatokban a hóhatár alatt, továbbá a meleg-mérsékelt és monszun éghajlat alatt a kúp és domszerű alakú formák figyelhetők meg. Ezek kialakulása egyrészt az egyenlítői kőzet szabályos lepusztulásával magyarázható, másrészt az éghajlattal is összefüggésben van. A kőzet kialakulásakor is képződhetnek felgömböszzerű formák, amelyekről gömbhéjak, pikelyek válnak le a lepusztuláskor. A durvaszemű gránitok lepusztulásakor a száraz évszakban az aprózódás, a nedves évszakban pedig a mállás és az aprózódott, mállott kőzet eróziója segíti elő a domszerű formák kialakulását. Az ilyen alakú formák (pl. trópusi szigethegyek) más kőzeteknél (pl. gneisz) is kialakulnak.

A meleg mérsékelt, nedves monszun- és mediterrán éghajlatú területeken a gránit málláskor 20–30 m málladéktakaró alakul ki. A vastag málladékban vannak gránitsziklák, amelyek a málladék lepusztulása után kötengerként maradnak a felszínen. A monszun éghajlaton erőteljesebb a mállás, mint a mediterrán területeken. A gránit legerőteljesebb mállása a forró, nedves trópusi területeken figyelhető meg.

A gránit felszíneken a függőleges repedések mentén a mállás hatására különböző méretű és alakú mélyedések (kötál) és néhány méteres kiterjedésű barlangok is kialakulhatnak.

mezőgazdasági jellemzők. A mai mérsékelt öv egyes területein a pleisztocénben a periglaciális éghajlat hatására a szoliflukció volt a jelentősebb ott, ahol a pusztglaciálisban a leptócsuszamlások, suvadások és a felszíni vízfolyások alakítják a felszínt.



3.5. ábra A poligonális siktundra vázlata

agygafelszín sivatagi jellegű
kalkszikák
↓
Badland

Az agyagos, márgás térszínek gyors pusztulása a forró, nedves éghajlaton igen jellegzetes. A bő csapadék (és magas hőmérséklet) hatására a lejtők gyorsan pusztulnak, a nedves, laza agyag szétfolyik és vízenyős, mocsaras területek alakulnak ki.

Az acidus és szennyezett területeken az agyag és márgafelszínek lepusztulása másképp mutat. A féligszáraz területeken a felszín pusztulása a nedves és a száraz évszakokhoz igazodik. A nedves időszakban a leőblítés és a vízfolyások lineáris eróziója a jellemző, a száraz évszakban pedig a defláció alakítja, mélyíti tovább az esőbarázdákat. Az agyagfelszínt fokozatosan a mély vízfolyások hálózata szövi be, amelyet az USA Dakota államában használt megnevezés után **badland**-nek hívnak.

A száraz sivatagos területeken gyakoriak a sós mocsarak, kervirek. A kiszáradt, sós mocsarak agyagfelszínre hatszögletű repedések alakulnak ki. A repedéseket a szél tagítja, szélbarázdákat alakítja ki. A szélbarázdák között a sós agyagfelszínek (jardangok) emelkednek ki. Ilyen formák főleg Libanonban és a Taika-Makán sivatag agyagtérszínein találhatók.

Ajánlott irodalom

- Almert, F. 1996: Einführung in die Geomorphologie Ulmer, Stuttgart, p.440.
- Bagnold, R. A. 1941: The Physics of Blown sand and Desert Dunes. London, p. 265.
- Borsy Z. 1961: A Nyírség természeti földrajza. Földr. Monogr. V. Budapest, p. 227.
- Borsy Z. 1977: A Duna-Tisza közti hátság homokformái és a homokmozgás szakaszai. Alföldi Tanulmányok, pp. 43-56.
- Borsy Z. 1988: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. Földrajzi Értesítő 38. 3-4. Pp. 211-244.
- Borsy Z. (szerk.) 1993: Általános természetföldrajz Budapest, p. 832
- Bulla B. 1933: Morfológiai megfigyelések a magyarországi löszös területeken. Földr. Közl. pp. 189-201.
- Bulla B. 1939: A magyar-medence periglaciális képződményei és felszíni formái. Földr. Közl. 67. pp. 280-281.
- Butzer, K. W. 1986: A földfelszín formakincse Gondolat, Budapest, p.520.
- Chepil, W. S. – Woodruff, N. P. 1963: Physics of wind erosion and its control. Advances in Agronomy. US Department of Agriculture, 15. pp. 210-302.
- Cholnoky J. 1902: A futóhomok mozgásának törvényei. Földr. Közl. pp. 6-38.
- Cholnoky J. 1922: Néhány vonás az Eerdélyi-medence képéhez Földrajzi Közl. pp. 106-122.
- Cholnoky J. 1926: A földfelszín formáinak ismerete (Morfológia) Budapest
- Easterbrook D. J. 1969.: Principles of Geomorphology McGraw-Hill book Company
- Embleton, C. – King, C. M. 1969: Glacial and Periglacial Geomorphology. London, p. 608.
- Embleton, C. – King, C. M. 1975: Glacial geomorphology. London, p. 583.
- French, H. M. 1979: Periglacial geomorphology. Progress in Physical Geography, 3. London.
- Hamblin, W. K. 1989: The Earth's Dynamic Systems New York – London, 1985 p.576.

- Hjulström, F. 1935: Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala 25, pp. 221-452.
- Jakucs L. 1971: A karsztek morfogenetikája. Budapest. Akadémiai Kiadó, p. 270.
- Kádár L. 1954: A szél felszínalakító munkája. In: Bulla B.: Ált. term. földrajz II. pp. 206-245.
- Kádár L. 1971: Specific Types of Fluvial Landforms related to the Different Manners of Load-Transport Acta Geographica Debrecina, pp. 115-178.
- Károlyi Z. 1957: A dunai hordalékvizsgálatok eredményeiből lezűrhető morfológiai következtetések Földrajzi Értesítő, pp. 11-26.
- Kettner, R. 1960: Allgemeine Geologie IV. Berlin, p. 361.
- Knighton, D. 1984: Fluvial Forms and Processes Edward Arnold, Bungay, Suffolk, p.218.
- Lászlóffy W. – Friedkin, J. F. 1949: Afolyómedrek vándorlása Vízügyi Közlemények, pp. 98-116.
- Leopold, L. B. – Wolman, M. G. 1957: River channel patterns: braided, meandering straight U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 282-B.
- Marosi S. 1967: Megjegyzések a magyarországi futóhomok-területek genetikájához és morfológiájához. Földr. Közl. pp. 231-255.
- Marsh, W. M. 1987: Earthscape – A Physical Geography John Wiley & Sons, p. 510.
- Morisawa, M. 1968: Streams, their dynamics and morphology New York
- Nilson, T. 1983: The pleistocene. Geology and Life in the Quaternary Ice Age. p. 651.
- Petts, G. and Foster, I. 1985: Rivers and Landscape Edward Arnold, Bungay, Suffolk, p.274.
- Pécsi M. 1964: A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. Földr. Ért. pp. 1-29.
- Pécsi M. 1965: A Kárpát-medencebeli löszök, lösszerű üledékek típusai és litosztratigráfiai beosztásuk. Földr. Közl. pp. 305-332.
- Pécsi M. 1991: A magyarországi Duna-völgy teraszai és szintjei In: Geomorfológia és domborzatminősítés, Szerk. Marosi S. Elmélet – Módszer – Gyakorlat 53. MTA-FKI Budapest p. 296.
- Pécsi M. 1971: Geomorfológia Tankönyvkiadó, Budapest, p.243.
- Sanders, J. E. 1981: Principles of physical Geology John Wiley & Sons, p.624.
- Schuman, S. A. 1963: The disparity between present rates of denudation and orogeny U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 454-h p. 13.
- Stefanovits P. 1981: Talajtan. Budapest. p. 216.
- Strakhov, N. M. 1967: Principles of lithogenesis. Oliver and Boyd, London. p. 245.
- Szabó J. 1996: Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tűzök geomorfológiai fejlődésében Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, pp. 223.
- Székely A. 1969: A Magyar-középhegyvidék periglaciális formái és üledékei. Földr. Közl. 17. pp. 271-298.
- Székely A. 1989: A derázió felszínformáló szerepe Magyarországon. Földr. Ért. 38/3-4, pp. 225-242.
- Valentin, H. 1952: Die Küsten der Erde Petermanns Geogr. Mitteilungen, Erg.-H. p. 246.
- Wallacher L. 1991: Üledékes kőzetek és kőzetalkotó ásványaik – I. Tankönyvkiadó, Budapest, p. 344.

1. 2 mill alá

2. 4.

3. I; H; I; I

4. D

5. C

6. Mezőkés + malacsi

7. abszolúció + transzpa

8. okapi,

9. nyír, Dél-D. + traktus malacsi, parlagkő

10. néholkés; nitrogén; okapi