

1. A külső erők tevékenységét megelőző kőzet-előkészítő folyamatok
(aprózódás és mállás)

1.1. Az aprózódást és mállást befolyásoló tényezők

1.2. Az aprózódás

- 1.2.1. Nyomáscsökkenés okozta aprózódás
- 1.2.2. Hőingadozás okozta aprózódás
- 1.2.3. Fagy okozta aprózódás (fagyaprózódás)
- 1.2.4. Sókristály-növekedés okozta aprózódás (sóaprózódás)
- 1.2.5. Törmelékmozgások által okozott aprózódás
- 1.2.6. Biogén tevékenység által okozott aprózódás

1.3. A mállás

- 1.3.1. Oldásos mállás (oldódás)
- 1.3.2. Szilikátok mállása
- 1.3.3. Oxidációs mállás
- 1.3.4. Biológiai mállás

1.4. A málladéktakaró

1.5. Az előkészítő folyamatok megnyilvánulási formái éghajlati övezetek szerint

1. A külső erők tevékenységét megelőző kőzet-előkészítő folyamatok (aprózódás és mállás)

Az aprózódásról és mállásról szükséges külön fejezetben is tárgyalnunk, mivel ezek képezik az alapfeltételt a külső erők által végzett felszínalakító tevékenységek megindulásához. Ebben a fázisban történik meg a kőzetek előkészítése, ezt követően indulhatnak meg a különböző lepusztulási és felhalmozódási folyamatok, amelyek tulajdonképpen létrehozzák a földfelszín változatos formavilágát.

A földkéreg anyagát alkotó kőzetek nagy része (bazalt, gránit, andezit, mészkő) kemény és tömör. Ebből kifolyólag az eredeti állapotukban még akkor is nagy ellenállást mutatnak a külső – exogén – erők (víz, szél, jég) felszínalakító tevékenységével szemben, mikor a felszínre kerülnek. Ezeknek a természetes állapotban masszív és ellenálló kőzettömegeknek leöblítésre (denudációra) való előkészítésében van lényeges szerepe az aprózódásnak és mállásnak. Annak érdekében, hogy a továbbiakban kerüljük a félreértéseket, tisztáznunk kell a két fogalom jelentéstartalmát.

Aprózódáson – azokat a különböző fizikai (mechanikai) folyamatokat értjük, amelyek során a kőzet tömör szerkezete megbomlik és fokozatosan egyre kisebb darabokra esik szét. Az aprózódás során csak a kőzetek fizikai állapota változik meg anélkül, hogy ásványi vagy vegyi összetételében módosulás történne. A keletkezett termékek anyaga megegyezik a kőzettömbével, amelyből származnak, csak egyre kisebbek lesznek.

Málláson – azokat a különböző kémiai folyamatokat értjük, amelyek során a kőzetek ásványi, vegyi összetétele is megváltozik.

A két folyamat típus szétválasztása csak elméletileg ilyen egyszerű. Nagyon gyakoriak az átmenetek, amikor az aprózódás és a mállás egyszerre hatnak, és éghajlattól függően hol az egyik, hol a másik jut domináns szerephez a kőzetek előkészítésben.

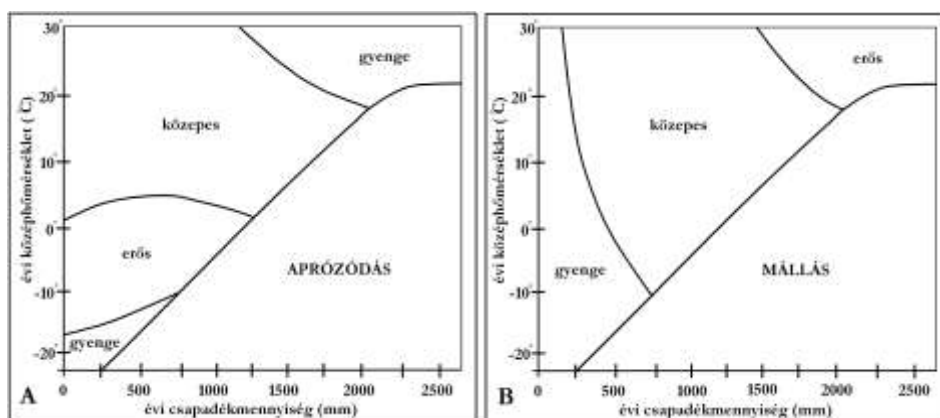
1.1. Az aprózódást és mállást befolyásoló tényezők

Az aprózódást és mállást befolyásoló számos tényező közül első lépésben kettőt emelnénk ki, amelyeknek meghatározó szerepe van a felszín előkészítő folyamatok befolyásolása szempontjából: a felszíni kőzetek tulajdonságait és az éghajlati jellemzőket.

Ásványi összetételük függvényében a különböző kőzetek eltérő módon reagálhatnak az adott körülményekre (például a hőingadozás okozta térfogatváltozás, mállásra hajlamos ásványok jelenléte). Szerkezetük – porozitás, repedezettség, rétegzettség, cementáltság – meghatározhatja, hogy a levegő és víz mennyire képes behatolni a kőzetek belsejébe, felgyorsítva a mállást vagy aprózódást.

Az éghajlati jellemzők – főleg a hőmérséklet és a nedvesség – közvetlenül és közvetve is hatással vannak aprózódási és mállási folyamatokra, meghatározva azok típusát, sebességét, mértékét, intenzitását és földi övezetes rendjét (1.1. ábra).

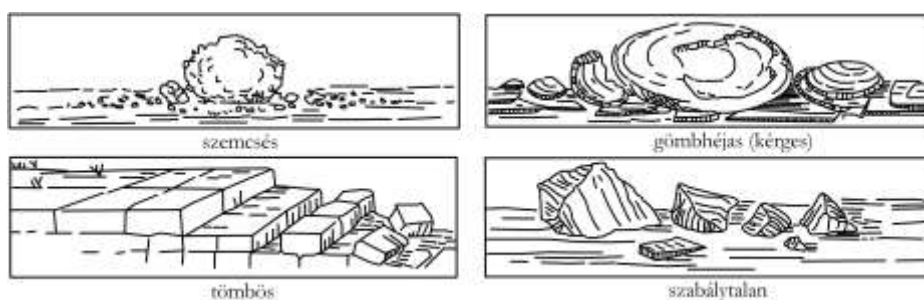
Az átalakulási folyamatokat számos más tényező is befolyásolhatja: domborzat (kitettség, tagoltság), növény és állatvilág, emberi tevékenységek.



1.1. ábra. Az aprózódás (A) és a mállás (B) összefüggése a hőmérséklettel és csapadékkal Peltier, L.C. (1950) nyomán (forrás: Gábris Gy. 2007)

1.2. Az aprózódás

Az aprózódás különböző típusait a kőzetek szétesését okozó folyamatok alapján tárgyaljuk: nyomáscsökkenés, hőmérséklet, élővilág. Az aprózódás során keletkezett törmelékek méretei és megjelenési formái nagyon sokfélék lehetnek (1.2. ábra).



1.2. ábra. Az aprózódás során keletkezett termékek különböző típusai (Strahler, A.N. 1979 nyomán)

A keletkezett termékek négy alaptípusát illusztrálják a mellékelt ábrák, de mivel kialakulásukat több tényező is befolyásolja, több változatuk is

lehetséges: szemcsés, gömbhéjas, tömbös, forgácsszerű, szabálytalan, apró pikkelyes, kérges. A törmelékek mérete széles skálán mozoghat a homokszemnyi ásványkristályoktól a nagyméretű tömbökig.

1.2.1. Nyomáscsökkenés okozta aprózódás

Az aprózódásnak ezt a módját tekintik a legáltalánosabbnak, mivel nem függ közvetlenül éghajlati tényezőktől. A Földön bárhol ugyanolyan gyakorisággal előfordulhat. Annak ellenére, hogy ezt tekintik a leghatékonyabb aprózódási folyamatnak, mennyiségi adatok hiányában tényleges szerepe nem ítéltető meg.

Ez esetben az aprózódást kiváltó okok a kőzetek változó terhelésében keresendők. A földkéreg különböző rétegei egymáson helyezkednek el, így az alsóbb rétegekre nagyobb nyomás nehezedik, ami hozzájárulhat az üledékek közötti válásához. Vannak olyan magmás és metamorf (átalakult) kőzetek is, amelyek kialakulása a nagy nyomású és mélységű kéregszférához köthető. Ezek a mélységi kőzetek idővel a felszín közelébe kerülhetnek a fölöttük levő rétegek lepusztulása vagy kéregmozgások következtében. Így fokozatosan megszabadulnak a rájuk nehezedő nyomástól, és ezért kitágulhatnak. A nyomáscsökkenést kísérő tágulás a kőzetekben törések, repedések keletkezését, majd a rétegek egymástól való elválását eredményezheti. A kialakult repedések mentén újabb felületek biztosítanak kedvező feltételeket a további aprózódási és mállási folyamatok számára.

1.2.2. Hőingadozás okozta aprózódás

Már a folyamat megnevezéséből következtethetünk arra, hogy milyen módon megy végbe az aprózódásnak ez a típusa. A nagy hőmérsékleti ingadozásoknak kitett kőzetek erőteljes felmelegedés esetén kitágulnak, majd lehűléskor összehúzódnak. A folyamat rendszeres ismétlődésének következtében a kőzetek apró szemcsékre esnek szét. Abban az esetben lesz legerőteljesebb a hatás, ha a hőingadozás (inszoláció - besugárzás) rövid idő alatt történik (pl. 1 nap). Ebből kifolyólag e folyamatok kialakulásához a legkedvezőbb helyszíneket a forró égővi sivatagi területek jelentik, ahol a napi hőmérsékletingadozás mértéke elérheti az 50–70 °C-ot is, de más területeken is kialakulnak. A szakaszos – napszakos vagy évszakos – felszíni hőmérsékletváltozások eredményeként hőmérsékleti gradiensek alakulnak ki a kőzetekben (Strahler, A.N. 1952).

Az aprózódás folyamatát számos más tényező befolyásolhatja: a kőzetben fellépő belső feszültségek, a kőzetek színe, a hirtelen záporok vagy tűzvészek.

A kőzetekben kialakuló belső feszültségeknek oka a változatos ásványi összetétel, mivel a kőzeteket alkotó ásványoknak eltérő a hőtágulási

együtthatója. Az egyenetlen tágulás (felmelegedés) és zsugorodás (lehűlés) nyírófeszültséget idéz elő az eltérő irányítottsággal vagy fizikai tulajdonságokkal rendelkező szomszédos részecskék között. Így az egyenlőtlen térfogat-változási együtthatók következtében a jobban táguló ásványok szinte szétfeszítik a kőzetet.

Másodszor azt kell megemlíteni, hogy a kőzetek rossz hővezető képességgel rendelkeznek. A felmelegedés mértéke a kőzet felszínétől a belseje felé haladva rohamosan csökken. 30–50 cm mélység alatt már nem mérhető lényeges napi hőmérsékletváltozás. Ebből kifolyólag ahol a felszíni változások nagyok és rövid ideig tartanak, a külső melegebb (nagyobb mértékben tágult) és belső hidegebb (kisebb mértékben tágult) részek között jelentős nyírófeszültség lép fel, ami a kőzet széteséséhez vezet. Az esetek többségében a felszínnel közel párhuzamos síkokban történő „hagymahéjszerű” (gömbhéjas 1.2. ábra) leválásokat eredményez.

A sziklatömbök színe szintén befolyásolhatja az aprózódás folyamatát, mivel a sötétebb kőzetalkotók ásványok jobban felmelegednek ($10\text{--}15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -al) és ezért jobban kitágulnak, mint a világos színűek.

Ugyancsak hőingadozás okozta aprózódást idézhetnek elő a felhevült kőzetekre eső hirtelen záporok, amelyek hatékonyan hűtik le a felszínt. Hasonló hatást érnek el a természetes és/vagy ember által előidézett, ismétlődő tűzvészek (erdő- és bozóttűzek), amelyek hirtelen felhevítik a kőzetfelszíneket.

A hűsítő záporok, illetve hevítő tűzvészek egyaránt a szilárd, üde kőzetfelszínnek leveles leválásához vezetnek.

1.2.3. Fagy okozta aprózódás (fagyaprózódás)

A fagy által előidézett aprózódás azokon a területeken jellemző, ahol gyakori a fagyváltozékonyság, vagyis a hőmérséklet fagypont körüli ingadozása. Napjainkban elsősorban a poláris és szubpoláris területekre, valamint a magashegységek vidékére korlátozódó folyamat. A pleisztocén kori eljegesedések idején sokkal nagyobb területre terjedt ki és erőteljesebb hatást fejtett ki.

Amikor a hőmérséklet $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ alá csökken, a kőzetek repedéseit és üregeit kitöltő víz megfagy, és ennek következtében kitágul, 9%-kal megnövelve a térfogatát. A repesztő hatása akkor lesz legerőteljesebb, ha a víz zárt térben helyezkedik el. Először a víz felszíne fagy be, kialakítva egy „jégdugóval” elzárt teret. Ezután a fagyás lefelé halad, amíg a jégük teljesen ki nem tölti a rendelkezésére álló teret, miközben erőteljes nyomást, gyakorol a repedés falára (a nyomás $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$ -on éri el maximumát a 22000 N/cm^2 -t vagy 2050 kp/cm^2 -t; csak hogy legyen egy kis összehasonlítási alapunk a gránit 70 kp/cm^2 , a márvány $49\text{--}63\text{ kp/cm}^2$ nyomásnál reped meg). A fagyrepsztes kialakulásának és hatékonyságának feltételét képezi, hogy a fagyás lehetőleg

rövid idő alatt, gyorsan menjen végbe, és legalább fél napon át (12 órát) fagypont alatt legyen a hőmérséklet. A fagyrepszés hatására különböző típusú aprózódási termékek keletkezhetnek a durva, szögletes és szabálytalan közettörmelékektől egészen a nagyon finom és apró szerkezetű törmelékekig.

1.2.4. Sókristály-növekedés okozta aprózódás (sóaprózódás)

A sókristály-növekedés okozta aprózódás azokon a száraz klímájú területeken jöhet létre, ahol a kőzetekben előforduló oldódó sókat a ritkán kialakuló esők nem képesek teljesen eltávolítani. Az aprózódási folyamat igen hatékony lehet még azokon a területeken, ahol az év egy részében szárazság dominál (pl. a szavanna, mediterrán vagy monszun területeken) vagy ott, ahol a légköri sókristály utánpótlás állandó (a tengerpartokon, sós tavak vagy vulkánok közelében, belső lefolyástalan medencékben).

A meleg és szárazság következtében kialakuló erőteljes párolgás miatt a felszíni kőzetreteg annyira kiszáradhat, hogy a hajszálrepedésekben (kapillárisokban) levő oldat egyre töményebbé válik, mígnem teljesen telítődik és megindul benne az oldott sók kikristályosodása. Mivel a folyamat térfogat-növekedéssel jár együtt, a kikristályosodott sók (sok esetben konyhasó $[\text{NaCl}]$ vagy nátriumsulfát $[\text{NaSO}_4]$) szétfeszítik a kőzeteket, amelyek idővel feldarabolódnak. A folyamat intenzitása nagymértékben függ a kőzetösszetételtől is.

1.2.5. Törmelékmozgások által okozott aprózódás

A különböző szállító közegek (szél, víz, jég) által kimozdított és szállított vagy a gravitáció hatására mozgó törmelék szemcsék aprózódást idézhetnek elő. Ez történhet az egymással történő ütközések hatására, aminek során a törmelék egyre kisebb darabokra esnek szét, illetve úgy, hogy az útjukba kerülő kőzetakadályoknak csapódva, azokból kisebb-nagyobb darabokat szakíthatnak ki. Az aprózódási folyamat függ a kőzet mechanikai ellenálló képességétől, a szállító közeg haladási sebességétől. Az éghajlat nincsen közvetlen hatással erre az aprózódási folyamatra (befolyásolhatja ellenben a szállító közeg típusát vagy jellemző tulajdonságait).

1.2.6. Biogén tevékenység által okozott aprózódás

A kőzetek aprózódásához hozzájárulhatnak a növény és állatvilág, valamint az emberi tevékenységek különböző formái egyaránt.

A fás szárú növények (bokrok, fák) gyökerei behatolnak a kőzetekben kialakult repedésekbe, amelyeket fokozatosan vastagodva teljesen kitöltenek. A növényi élet folyamán a gyökér állandóan fejlődik erőteljes nyomást (turgornyomás) gyakorolva a repedés falaira, fokozatosan tágítva az. A

turgornyomás okozta feszítő erő nagysága ($10\text{--}15\text{ kp/cm}^2$), távolról sem olyan erőteljes, mint amelyet a fagy okozta repesztő hatás képes kifejteni, de azzal szemben jellege állandó és nincsenek pihenési szakaszok. Egy 10 cm vastag és 1 m hosszú gyökér feszítő ereje akár 30–40 tonnás közettömeget is képes kibillenteni.

Az állatok szerepe a kőzetaprózódáshoz vezető folyamatokban korlátozottabb és kisebb jelentőségű. Aprózódáshoz vezethet a talajban lakó állatok (vakond, hörcsög, üregi nyúl) tevékenysége, amelyek felszín alatti járatokat ásva megbontják a lazább szerkezetű kőzetek összetartó erejét (kohézióját). A kőzetek felszíni vékony rétegének fellazulásához vezethet a csoportosan vonuló nagytestű (gyakran patás) állatok tipró tevékenysége is.

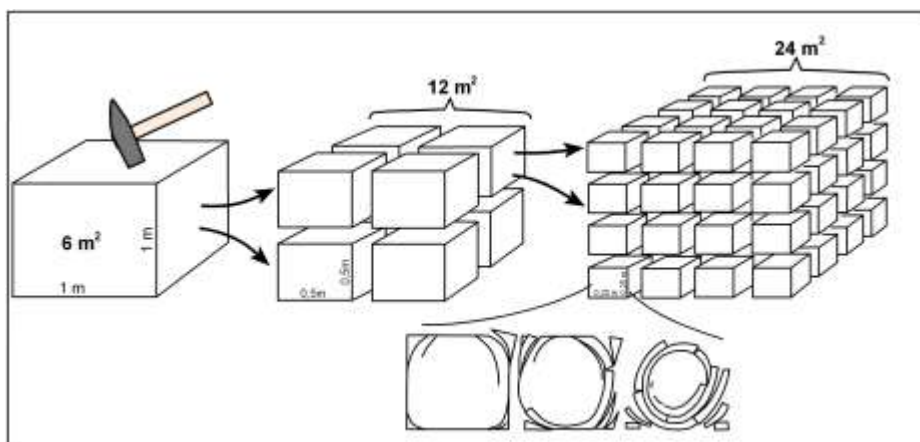
Az emberi tényezőt sem hagyhatjuk figyelmen kívül, mivel környezetre gyakorolt hatásai egyre erőteljesebbek. Különböző tevékenységek idézhetik elő az aprózódási folyamatokat, előkészítve a felszín eróziót: bányászat, robbantások, mezőgazdasági talajlazító munkálatok, útbevágások, közlekedés keltette rezgések (trepidáció) vagy tereprendezések.

1.3. A mállás

A mállási folyamatok során a kőzeteket felépítő ásványi elemek vegyi átalakuláson mennek keresztül, aminek során megváltozott vegyi összetételű, minőségileg új ásványok illetve kőzetek keletkeznek. A málláshoz elengedhetetlenül szükséges a nedvesség jelenléte és a fagypontnál magasabb hőmérséklet. Ez a két tényező alapvető módon befolyásolja a mállási folyamatokat, amelyeknek intenzitása és mértéke is változhat más tényezők (savak, széndioxid) hatására.

A nedvesség hiányában nem beszélhetünk mállásról, ellenben a különböző folyamatok már nagyon kis mennyiségű víz jelenlétében megindulhatnak. A hőmérsékletváltozás függvényében is módosul a mállás mértéke, mivel magasabb hőmérsékleten jobb a víz oldóképessége (1.1.B. ábra). A víz oldóképessége növekszik annak függvényében is, hogy milyen mennyiségben tartalmaz idegen anyagokat (oldott gázokat vagy savat).

Az aprózódás során számtalan részre szétesett kőzetdarabok megnövekedett támadási felületet biztosítanak a málláshoz (1.3. ábra). A mállási folyamat a kialakult feldarabolódott kőzetfelszínek élein és sarkain a legerőteljesebb, innen halad egyre beljebb, fokozva a feldarabolódás intenzitását.



1.3. ábra. Egy adott közettömegben az aprózódás során megnövekszik a mállási folyamatoknak kitett felület. A mállás a sarkoktól és szélektől indul meg, ahol legkisebb a kőzetek ellenállása, és innen haladnak a kőzet belseje felé. (több szerző nyomán módosítva)

Az átalakulási folyamatok függvényében a következő mállási típusokat különböztetik meg: oldásos mállás, szilikátok mállása, oxidációs mállás és biológiai mállás.

1.3.1. Oldásos mállás (oldódás)

Az oldásos mállás során az oldódás kétféle módon történhet, az ásványi anyagok vegyi átalakulásával vagy anélkül.

Egyes kőzetek ásványai feloldódhatnak anélkül, hogy megváltozna a vegyi összetételük, például a sós- (evaporitoké) és a karbonátos kőzeteké. Ebbe a csoportba tartoznak a tiszta vízben is könnyen oldódó kőzetek: kősó (NaCl), kálisó (KCl) vagy gipsz ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Természetes körülmények között tiszta vízben való oldódásról nem beszélhetünk, mivel a vizes oldatban egy kis mennyiségű légkörből oldott szén-dioxid mindig jelen van, tehát valójában híg szénsavat alkotnak ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{H}_2\text{CO}_3$).

A kémiai változással járó valódi mállásos oldódást korrózióknak nevezik. Itt meg kell említenünk a gyakori előfordulású karbonátos kőzetek oldódásának folyamatát, mivel ezt nagyon részletesen tanulmányozták. A karbonátos kőzetek csoportjába tartozó mészkő és dolomit a mechanikai hatásoknak jól ellenállnak, de már enyhén szénsavas vízben könnyen oldódnak ($\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$). A mészkövek oldódása erősen klímfüggő, meleg és csapadékos területeken nagyon intenzív folyamat, míg alacsony hőmérsékletű területeken lelassul.

A szénsavas víz kioldhatja a löszök és homokkövek meszes kötőanyagát, megbontva azok egységét, aminek következtében ezek

felaprózódnak, és kötetlen kvarchomok felhalmozódások keletkeznek. A szelektív korrózió annak tulajdonítható, hogy a kvarcsemcsék (SiO_2) sokkal lassabban oldódnak, mint a meszes kötőanyagaik. A felhalmozódott kvarcsemcsék átalakulása hidrolízis vagy hidratáció során megy végbe (lásd a következő fejezetben).

1.3.2. Szilikátok mállása

Ezt tekinthetjük a leggyakoribb mállási folyamatnak, mivel a földkéreg kőzeteinek felépítésében elsősorban szilikátos ásványok vesznek részt. A szilikátok átalakulása hidratáció és hidrolízis során megy végbe.

A **hidratáció**, mivel csak víz megkötéssel jár, még nem tekinthető igazi mállási folyamatnak. Az ásványi molekulákhoz elektromosan tapadó vízmolekulák fellazítják az ásványi kötéseket és megbontják a közhálózatot, ami aztán elősegíti a valódi kémiai mállást.

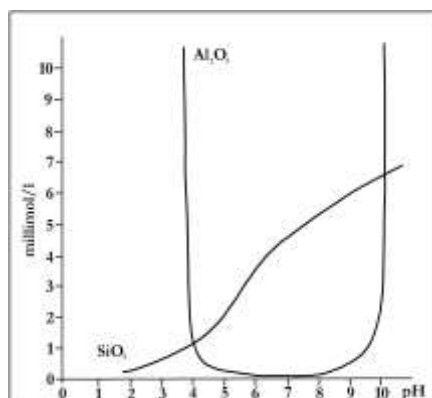
A **hidrolízis** során a víz már nem csak oldószerként hat, hanem reagensként viselkedik – az ásványok elemei vízzel lépnek reakcióba –, ez a folyamat képezi a mélymállás egyik hatékony módját. A víz ionjai (a H^+ és OH^- ionok egyaránt) reagensként beépülnek az ásványok szerkezetébe, és helyettesítik a kálium-, kalcium-, magnézium- vagy nátriumionokat. A létrejött anyagoknak alacsony az állékonysága, ezért tovább bomlanak, míg nagyon finomszemcsés és oldhatatlan anyagokká nem válnak.

A szilikátok mállásának folyamatát erősen befolyásolja az, hogy milyen pH-viszonyok (savas vagy lúgos) jellemzőek arra a területre, ahol lejátszódnak. Mivel különböző pH-viszonyok eltérően hatnak a SiO_2 és Al_2O_3 oldhatóságára (1.4. ábra), a hidrolízisnek két változatát különböztethetjük meg: allitos és sziallitos mállás.

Az *allitos mállástípus*, a trópusi éghajlatra jellemző, ahol a magas hőmérséklet miatt elbomlott humuszsavak növelik a vizek pH értékét, amelyek bázikus kémhatásúak lesznek. Ez a folyamat semlegeshez közeli (pH 6–8) hidrogén ion koncentráció mellett (1.4. ábra) a legintenzívebb, amikor a SiO_2 teljesen feloldódik és elszállítódik, ellenben az Al_2O_3 ilyen közegben nem oldódik, hanem helyben maradva feldúsul. Ennek a mállási folyamatnak az egyik jellemző mállásterméke a laterit, amelyet a kicsapódó vas-oxidok vörösré színeznék.

A *sziallitos mállás* (agyagásványosodás) főleg a nedves mérsékelt éghajlatra jellemző, és szintén befolyásoló tényező az oldó közeg pH értéke. A folyamat 4-es és 9-es pH-érték közelében a legintenzívebb (1.4. ábra), de mivel különbség van a SiO_2 (kvarc) és az Al_2O_3 oldhatósága között, különböző típusú szilikátok keletkezhetnek. A létrejött oldat változó arányban egyaránt

tartalmazni fog Si-ot és Al-ot, amelyek kapcsolódása után alumínium-hidroszilikátok keletkezhetnek



1.4. ábra. A SiO₂ és Al₂O₃ oldhatósága a pH függvényében (Graselly Gy. ábrája, forrás: Borsy Z. 1992)

Ezen mállási folyamatot leggyakrabban a *kálicsillapát* (ortoklász, K[AlSi₃O₈]) példáján mutatják be, amelyik víz (H₂O) és szén-dioxid (CO₂) jelenlétében elbomlik:

- alacsony pH-érték közelében (pl. az oldatnak 4-es a pH-ja), mikor az Al₂O₃ jól és a SiO₂ gyengén oldódik, akkor fehér *kaolinit* (Al₂O₃ · 2SiO₂ · 2H₂O) keletkezik;
- magasabb pH-érték közelében (pl. az oldatnak 9-es a pH-ja), mikor egyaránt nagy mennyiségben kerül az oldatba Al₂O₃ és SiO₂, szürke, szürkészöld *montmorillonit* (Al₂O₃ · 4SiO₂ · 5–6H₂O) vagy montmorillonit típusú szilikát keletkezik.

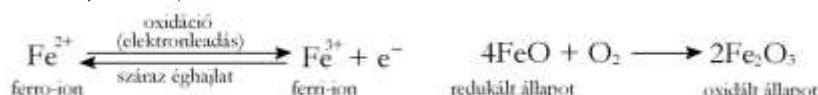
A szialitos mállás során kialakult másodlagos agyagásványok a talajok fontos alkotórészei.

1.3.3. Oxidációs mállás

A kőzetek kémiai összetételének változásait jelentősen befolyásolják az oxigén megkötéssel járó oxidációs (elektronleadással járó) folyamatok. A vízben oldott oxigén oxidáló hatása előidézhetheti – vagy kísérheti – a mállást. A folyamat alapjául azok az alacsony vegyértékű elemek szolgálnak, amelyek az oxigénnel érintkezve magasabb vegyértékű formába mennek át, tehát anaerob körülmények között ezek a folyamatok nem játszódhatnak le. Az oxidációs mállásfolyamatok kialakulásához a trópusi és szubtrópusi éghajlatú területek a legkedvezőbbek és leginkább a vastartalmú ásványokat érinti.

A két vegyértékű vas (Fe^{2+}), mangán (Mn^{2+}), valamint a vas-szulfid (FeS_2) oxidációja a mállás legjobban felismerhető jele, mivel a folyamat vöröses illetve barnás elszíneződéssel is együtt jár.

A kőzetek ásványi összetételében előforduló vas mindig két vegyértékű (Fe^{2+}) ferrovas (pl. FeO) formájában van jelen, de az oxidáció során keletkezett málladékban már csak három vegyértékű (Fe^{3+}) ferrivas található meg hematit (vörösvasérc – Fe_2O_3) és limonit (barnavasérc, gypvasérc – $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) formájában.



Az átalakulás hasonló módon történik a mangán oxidációja során is. A vas és mangán jelenléte gyorsítja a szilikátos kőzetek mállását.

Azon kőzetek esetében, amelyek vas-szulfidot (pirit, markazit – FeS_2) is tartalmaznak az oxidáció hatására lejátszódó mállási folyamat menete bizonyos mértékben eltér az eddigiektől. A vas oxidációja mellett a hozzá csatlakozó anion is (S^{2-}) átalakul. A keletkezett málladékban a vas-oxid (ferrivas) mellett kénsav is keletkezik. A kénsav jelenléte fokozza a közeg savasságát, ezáltal előkészítve további mállási folyamatokat, amelyek során különféle szulfátok képződhetnek. A létrejött szulfátok nagyon jól oldódnak, ezért a beszivárgó vizek hamar kilúgozzák, illetve elszállítják őket a málladékból, és végeredményben a ferrivas helyben maradásának következtében limonit (barnavasérc) képződik.

1.3.4. Biológiai mállás

A növény- és állatvilág, illetve az emberiség környezetére gyakorolt hatása révén nem csak az aprózódást, hanem a kémiai mállás folyamatát is elősegíti.

Az élőlények különböző életfolyamataik révén bonyolult hatásmechanizmussal vesznek részt a mállási folyamatokban, ezért csak nagyon leegyszerűsítve és vázlatosan utalunk a fontosabb mállási folyamatokra. Az élőlények szoros kapcsolatban vannak a környezetükkel, és azzal állandó anyagcserét (táplálkozás, légzés, fotoszintézis) folytatnak. Számos olyan terméket bocsátanak ki, amelyek elősegítik a mállást: savak, szerves vegyületek, szén-dioxid, humuszanyagok.

A különböző rendű növények, a zuzmóktól a fás szárú növényekig, savakat bocsátanak ki, hogy felvehessék a táplálékukat, így nagymértékben hozzájárulnak a mállás folyamatához. Ebből kifolyólag már csekély mennyiségű víz jelenlétében, akár a kopár sziklafelszíneken is képesek megtelepedni és megkezdeni azok átalakítását. Nehéz meghatározni, hogy a különböző savak milyen mértékben járulnak hozzá mállási folyamathoz, mivel a legtöbb esetben egyidejűleg hatnak és váltakozó mértékben.

Az állatok mállasztó szerepe sokkal kisebb mértékű, de lehetőségként ezt is figyelembe kell venni. A földigiliszták járatokat fúrva elfogyasztják az útjukba kerülő talajt, és ez, miután áthalad a tápcsatornájukon, vegyileg átalakult formában kerül ki. Az így átforgatott talajok jobb termőképességűek lesznek. A sziklákra tapadó tengeri állatok (fúrókagylók, fúrószivacsok) savakat választanak ki, amelyek a kemény kőzetek (gránit, mészkő) anyagát is feloldják, és így lyukakat és csatornákat fúrnak. A madarak és denevérek ürülékéből származó guanótelepek foszfor- és salétromsavtartalma igen nagy, amelyek szintén vegyi folyamatokat indítanak el a kőzetekben. Sok esetben, a nagy mennyiségben felhalmozódott guanóban található foszforsav feloldhatja a kőzetek ásványait, illetve új ásványokat hozhat létre.

Az emberi társadalom egyre nagyobb mértékben járul hozzá a mállási folyamatokhoz. Különböző antropikus tevékenységek hatására olyan anyagok kerülnek nagy mennyiségben a légkörbe, vízburokba, talajba, amelyek kisebb mértékben természetes módon is jelen vannak, de gyakoriak a természetidegen anyagok is. A környezetbe juttatott szén-dioxid, szén-monoxid, sósav, ólom azon kívül, hogy közvetlenül szennyezik az előbb említett közegeket, különböző felületekre (épületek falai, vasszerkezetek, szobrok) lerakódva vegyi átalakulásokat indítanak el. A mezőgazdasági tevékenységek során jelentős mennyiségű természetidegen anyag kerül a talajba (műtrágyák, rovarirtó szerek, permetezőszerek), amelyek révén kétes kimenetelű vegyi folyamatok sorozata indul el.

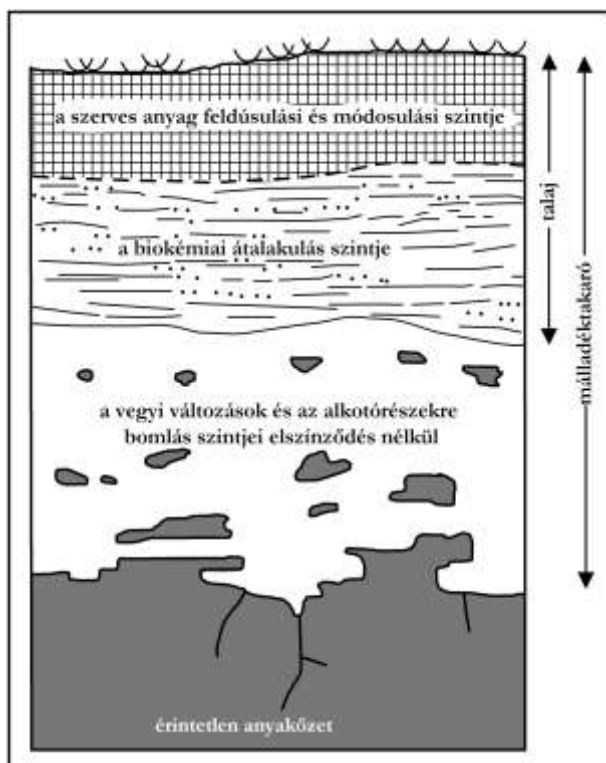
1.4. A málladéktakaró

A szárazföldek felszínének 90%-át borítják az aprózódás és mállás során keletkező anyagok (Butzer, K 1976). Ebből arra következtethetünk, hogy csak nagyon kis területek maradnak érintetlenül, mint például a sivatagi és sarkvidéki területek meredek sziklafalai.

A feldarabolódott és elbomlott kőzetekből keletkező laza szerkezetű felszíni réteget **málladéktakarónak (regolitnak)** (1.5. ábra) nevezik. Felső része magát a talajszintet jelenti, ahol a növényi eredetű szerves anyagok halmozódnak fel (humuszképződés), és a biokémiai átalakulások játszódnak le. A talajszint alatt helyezkedik el egy átmeneti szint az anyakőzet felé. A málladéktakaró vastagsága nagyon eltérő lehet, legkisebb értéket nehéz meghatározni, mert akár mm-es nagyságrendű is lehet (pl. a sivatagokban) ellenben a maximális vastagsága elérheti a 200 m-t is.

A málladéktakaró kialakulásának folyamatát számos tényező befolyásolhatja és irányíthatja: az anyakőzet összetétele és szerkezete; az éghajlati tényezők; a növényzet. Sok esetben a már kialakult málladéktakaró állítja meg a további átalakulási folyamatokat, „befullad” a mállás. Ezek függvényében változhat a folyamat intenzitása és a regolit vastagsága.

Meg kell említenünk, hogy a málladéktakaró vastagsága nem csak a keletkezési körülményektől függ, hanem az erózió szempontjából eltérő domborzati helyzettől is. A környezethez képest kiemelt – eróziós – helyzet esetén vékonyabb, vagy annál mélyebb – akkumulációs – helyzet esetén vastagabb málladéktakaró képződhet.



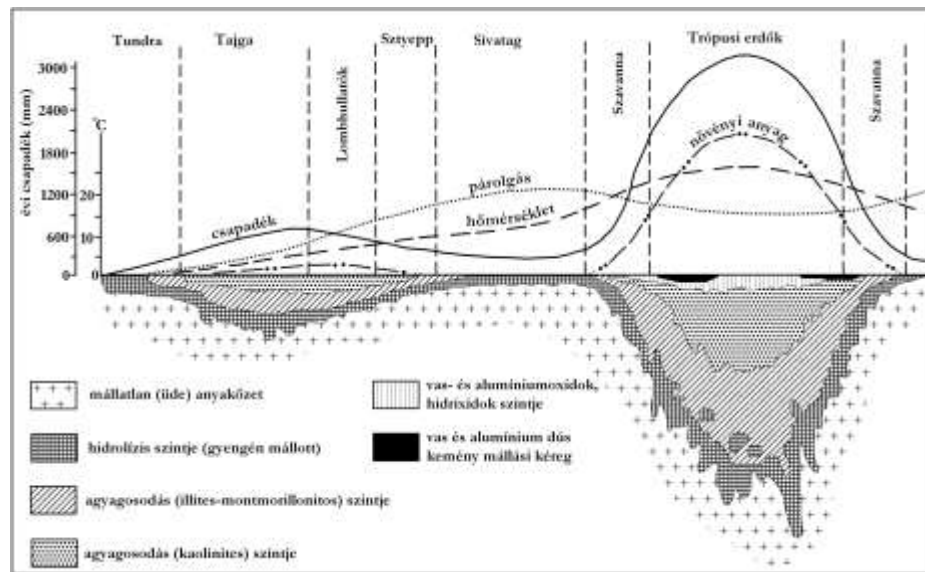
1.5. ábra. Málladéktakaró (regolit) (Butzer, K. 1986 nyomán)

1.5. Az előkészítő folyamatok megnyilvánulási formái éghajlati övezetek szerint

A fejezetben már utaltunk arra, hogy milyen szoros összefüggés van az éghajlattípusok és az aprózódási-mállási folyamatok között. Ezt mutatja be általánosítva az 1.6 és 1.7 ábra. Egyesek kialakulását és intenzitását elősegítheti illetve gyorsíthatja, más folyamatokat pedig korlátozhat vagy jelentős mértékben gyengíthet, akár kizáró jellegű is lehet. Az éghajlati övezetekre összetett aprózódási-mállási folyamatok jellemzőek, amelyek sokszor együttesen illetve egymást felváltva hatnak, ezért nagyon nehéz a szétválasztásuk.

A nagy övezeteken belül különböző orográfiai vagy helyi éghajlati sajátosságok módosíthatják az uralkodó kőzet-előkészítő folyamatok jellegét.

Például a mérsékelt éghajlati övben a lejtők kitettsége függvényében alakulhatnak a folyamatok: a déli kitettségű lejtőkön felsivatagi körülményekhez hasonló feltételek alakulhatnak ki (elősegítve a hóingadozás okozta aprózódás kialakulását), míg az északi kitettségű lejtőkön a fagyaprózódás lehet jellemzőbb. Az óceánok vagy tengerek közelsége, a növényzettel való borítottság mértéke szintén jelentős mértékben befolyásolhatja az aprózódás, illetve mállás folyamatát.



1.6. ábra. A mállás jellegének és erősségének övezetes eloszlása Sztrakhov, N.M. (1967) nyomán (forrás: Borsy Z. 1992)

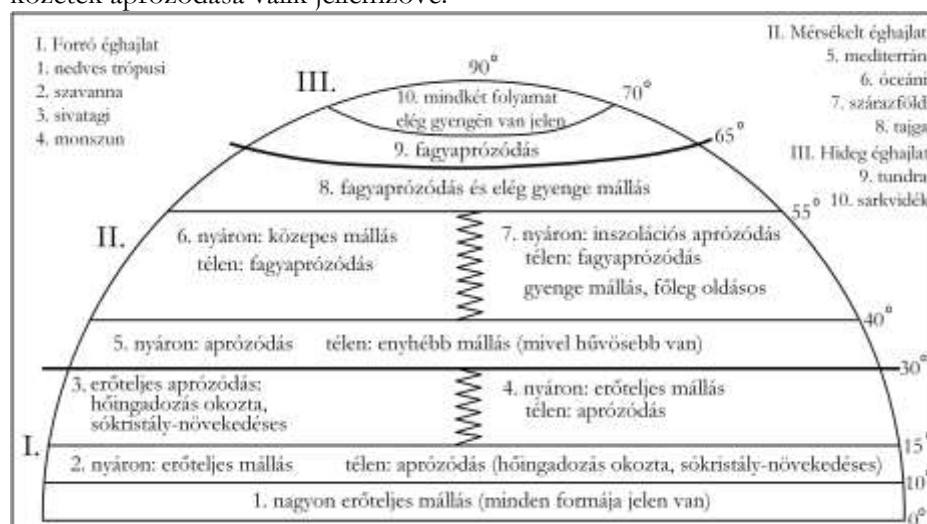
Mivel az éghajlattípusokra jellemző összes folyamatípus felsorolása túl hosszadalmas és nehézkes lenne, ezért csak az uralkodó kőzet-előkészítő folyamatok bemutatására korlátozódunk.

A *nedves trópusi éghajlatra* (I.1) jellemző bőséges csapadék és magas hőmérséklet mellett a mállási folyamatok lesznek uralkodóak (allitos mállás). Ilyen körülmények között a kőzetek nagy része elmállik és vastag málladéktakaró alakul ki (1.7. ábra). Jellemző a laterit képződés. A mállás túlsúlyát az is jelzi, hogy a folyók tízszer annyi oldott anyagot szállítanak, mint a mérsékelt éghajlati övben (Gábris Gy., 2007).

A *szavanna* (I.2) éghajlati övezet esetében mállás főleg a csapadékos és meleg nyári időszakra jellemző, az inszolációs aprózódás pedig a száraz és ugyancsak meleg téli időszakra. A kőzet-előkészítő folyamatok évszakosan váltakoznak.

A sivatagi területekre (I.3) az inszolációs és a sókristály-növekedés okozta aprózódás jellemző. A mállási folyamatokról a nedvességihiány (200 mm/év alatt) miatt alig beszélhetünk.

A monszun területekre (I.4) is a kőzet-előkészítő folyamatok évszakos váltakozása jellemző, nyáron a sok csapadék kedvez a mállásnak. Szerepe fokozatosan csökken az átmeneti időszakban, majd a száraz téli időszakban a kőzetek aprózódása válik jellemzővé.



1.7. ábra. Az előkészítő folyamatok jellegének váltakozása az éghajlati övezetek függvényében (saját szerkesztés)

A mediterrán területre (II.5) nyáron inszolációs aprózódás, télen mállás jellemző. A mállás hatékonysága kisebb, mivel a csapadék a hűvösebb téli időszekekre jellemző.

A mérsékelt óceáni (II.6) és szárazföldi (II.7) éghajlati övezetekbe tartozó területeken egyaránt jellemzőek a mállási és aprózódási folyamatok is. Az évi középhőmérsékletek alacsonyabbak (0–10°C) ezért a mállás hatékonysága is kisebb, és leginkább a nyári időszekekre korlátozódik. Az aprózódási folyamatok minden típusa lejátszódhat, de alárendeltebb szerepük van. Talán a fagyrepesztés tevékenysége fejt ki erőteljesebb hatást, de ez csak a téli és átmeneti időszekekre korlátozódik.

A hideg mérséklet (tajga, II.8) és tundra (III.9) éghajlati övezetekre az év nagy részében a kifagyásos folyamatok jellemzőek, de a rövid nyári időszekeben gyenge mállás is lehetséges.

Az állandóan fagyott sarkvidéki (III.10) területeken az alacsony hőmérsékletek (-15°C) és kevés csapadék (100 mm/év alatt) miatt az aprózódási és mállási folyamatok nagyon gyengén jelentkeznek.

2. Tömegmozgások lejtős felszíneken

- 2.1. A gravitációról és a tömegmozgásokról általában
- 2.2. A lejtős felszínekről
 - 2.2.1. A lejtők alakja
 - 2.2.2. A lejtők alakulása
 - 2.2.3. A lejtőüledékek
- 2.3. A lejtők stabilitásának, illetve a tömegmozgások kialakulásának feltételei
 - 2.3.1. Domborzati feltételek
 - 2.3.2. Kőzettani feltételek
 - 2.3.3. A lejtőstabilitás megbomlását okozó néhány „külső” tényező
- 2.4. A tömegmozgások fő típusai
 - 2.4.1. A tömegmozgások osztályozásának problémája
 - 2.4.2. Omlás
 - 2.4.3. Csuszamlás
 - 2.4.4. Folyás
 - 2.4.5. Kúszás
 - 2.4.6. Derázió
 - 2.4.7. Tömeghiány következtében kialakult felszíni süllyedések

2. Tömegmozgások lejtős felszíneken

2.1. A gravitációról és a tömegmozgásokról általában

Azokat a folyamatokat soroljuk ebbe a csoportba, amelyek a Föld tömegvonzásának (gravitációjának) közvetlen hatásra játszódnak le. Mivel a nehézségi erő hatása a Földön mindenhol egyaránt érvényesül, ezért az ilyen típusú tömegáthelyeződésekhez nem szükséges egy szállító (közvetítő) közeg – víz, levegő, jég – jelenléte. Ezért nem valamilyen szállító közeg tulajdonságainak átfogó tanulmányozása a fő cél, hanem az átmozgatott anyag állagának – kőzetminőség – megismerése (Lóczy D. 2008), mivel a kőzetminőség döntő módon befolyásolhatja a felszínmozgásos folyamatok kialakulását.

A gravitációs hatásra kialakuló tömegmozgások megnyilvánulási módja, intenzitása és gyakorisága számos tényező függvénye. A kőzetminőség mellett meg kell említenünk néhány tényezőt, ami a nehézségi erő hatását fokozhatja, vagy gyengítheti: domborzati feltételek, éghajlati feltételek, növényzettel való borítottság mértéke stb.

Az *éghajlati feltételek* függvényében változik a tömegmozgások típusainak földrajzi elterjedése. Eltérő mozgásformák alakulnak ki nedves (pl. csuszamlás) és száraz (pl. kőpergés); illetve meleg vagy hideg körülmények között, de vannak olyan felszínmozgások, amelyek éghajlati körülményektől függetlenül bárhol kialakulhatnak (pl. omlások). Az éghajlati tényezők szerepe meghatározó, de nem kizárólagos a tömegmozgások osztályozása szempontjából. Annak érdekében, hogy a különböző folyamatok kialakulását és mozgásának mechanizmusát megérthessük, a különböző tényezők együttes vizsgálata szükséges. A mozgástípusok részletes tárgyalása előtt ezekkel a feltételekkel fogunk röviden megismerkedni.

A gravitációs tömegmozgások nagyon aktívak lehetnek a tagolt (élénk) domborzatú hegy- illetve dombvidéki területeken, ahol nagy a *lejtős térszín* aránya.

2.2. A lejtős felszínekről

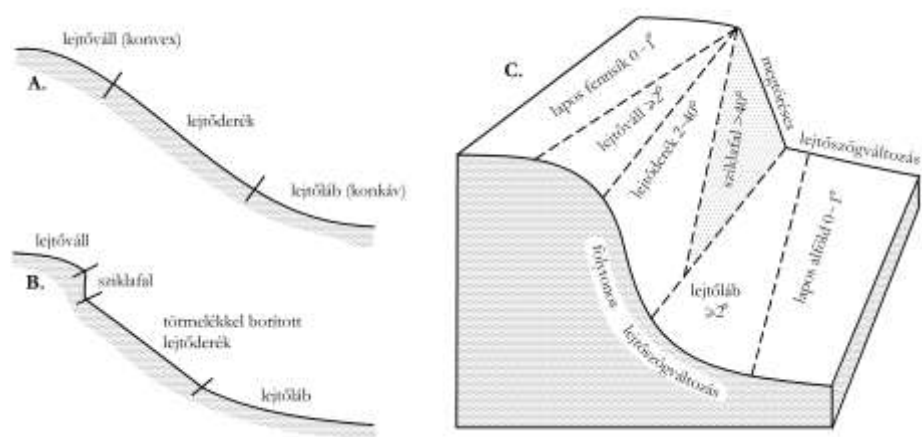
A gravitációs tömegmozgások legtöbb típusa lejtőkön alakul ki, ezért részletesebben foglalkozunk velük. A lejtő nagyon gyakori felszínforma és ebbe a kategóriába sorolható – mérettől függetlenül – minden olyan térszín, amelyik a vízszintessel (sík felszínnel) valamilyen szöget zár be. Tágabb értelmezésben úgy tűnhet, hogy a földfelszín domborzata lényegében különböző lejtők összességéből tevődik össze (Szabó J. 1996) vagy pedig, hogy a lejtők a formaelemek közös nevezői (Butzer, K.W. 1986).

A lejtős felszínek tanulmányozása (alak, fejlődés stb.) már régen foglalkoztatja kutatókat (Gilbert, G.K 1877, Dawis, W.M. 1912, Penck, W.

1924, Chonoky J. 1928). Mégis azt kell mondanunk, hogy igazán jelentős előrelépésről ezen a terén csak a 20. század közepétől beszélhetünk, amikortól számos fontos elemző tanulmány jelent meg (King, L.C. 1957, Young, A. 1964, Dalrymple, J.B. et al. 1968). Ahogy a lejtőkkel kapcsolatos ismeretek bővültek észrevehető, hogy a domborzattannal foglalkozó szakemberek egyre óvatosabban vonnak le következtetéseket a lejtőkkel kapcsolatban és egyre összetettebb modelleket alkotnak (2.1.C; 2.3. ábra).

A lejtőre vonatkozóan még nem sikerült megalkotni egy mindenki által egységesen elfogadott modellt, mivel ez már önmagában is egy nagyon összetett felszínforma, amit csak bonyolultabbá tesznek a rajta lejátszódó folyamatok és jelenségek. A lejtők meghatározására vonatkozó szabványok gyakran nem csak országonként különböznek, hanem egy adott országon belül is eltérőek lehetnek.

A Savigear R.A. (1965) által javasolt beosztás szerint síknak tekintik a 1° -nál kisebb lejtésű felszíneket, lejtőnek a $2\text{--}40^\circ$ közötti dőlésszögű felszíneket és sziklafalnak a 40° -nál meredekebb felszíneket (2.1. ábra). Ezt a beosztást a alkalmazzák a gyakorlatban.



2.1. (A) A lejtő elemeinek hazai, illetve (B) nemzetközi gyakorlatban elfogadottabb beosztása; és (C) a Savigear, R.A. (1965) által bővített beosztás (forrás: Butzer, K.W. 1986)

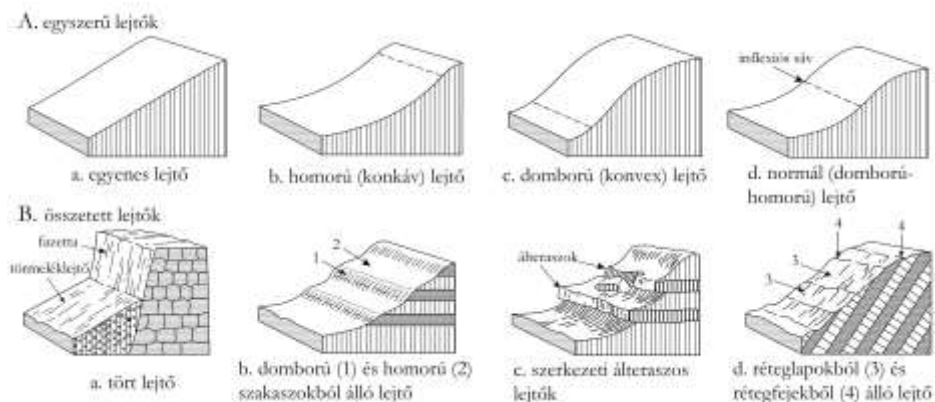
2.2.1. A lejtők alakja

A lejtők folytonos változásban vannak, ezért alakjuk is állandóan módosul. Minden lejtőnek egyedi alakja van, amelyet a formai elemeire vagy szakaszokra osztva igyekszünk megragadni, hogy minél átfogóbb képet kapjunk róla.

A lejtőelemek hazai illetve nemzetközi gyakorlatban alkalmazott modelljeit mutatja be az 2.1. ábra:

- a *lejtőváll* – a lejtő felső, és általában domború (konvex) része;
- a *lejtőderék* – ezen a középső részén legerőteljesebbek a lejtőalakító folyamatok, esetenként a teljes hosszában meredek sziklafalként jelenik meg, vagy csak egy kis szakasza sziklafal (2.1.B. ábra);
- a *lejtőláb* – a lejtő alsó része.

A keresztmetszetük alapján, a lejtőprofiloknak hagyományosan négy egyszerű alapkategóriáját és számtalan összetett változatát különböztetik meg, ezeket Cholnoky Jenő (1928) szemléletes ábráin mutatjuk be (2.2. ábra).



2.2. A lejtőformák alapvető típusai Cholnoky J. (1926) nyomán (kisebb módosításokkal)

Az **egyszerű lejtők** (2.2.A. ábra) különböző típusai természetes körülmények között, homogén kőzettani felépítés esetén alakulhatnak ki. Ebben az esetben a lejtőszelvény „szabályos” lefutását nem zavarja kőzettani diszkontinuitás.

Az *egyes lejtők* természetes körülmények között viszonylag ritkábban alakulnak ki. Leggyakrabban kemény, ferdén rétegzett kőzeteken alakulnak ki és a lejtő dőlésszöge a különböző szakaszokon ugyanaz. A lejtőfelszín többnyire rétegfelszín is. Egyenes felszín a tört lejtők esetén is megfigyelhető annak ellenére, hogy ezeket az összetett lejtők közé sorolják.

A *homorú lejtők* akkor alakulnak ki, mikor a lejtőről lehordott anyag az alsó szakaszon halmozódik fel. Így a lejtő egyre hosszabb lesz és keresztmetszete pedig homorú.

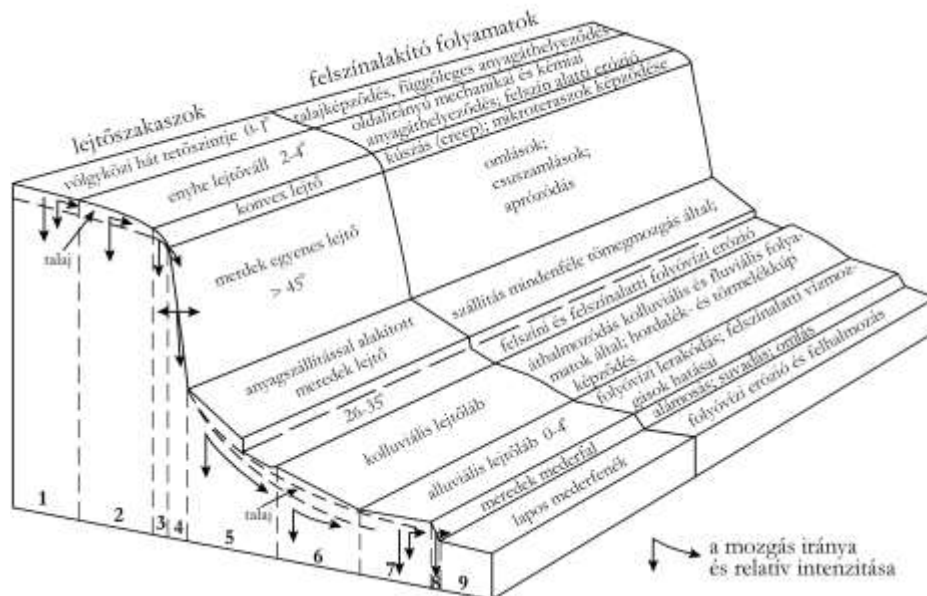
A lejtőt alámosó (anyagelhordás) vagy erőteljesen bevágódó folyóvíz tevékenysége *domború lejtő* kialakulását eredményezi.

Elmondható, hogy amíg a homorú keresztmetszet általában a lejtőn végbemenő folyamatok eredményeként alakulhat ki, addig a domború keresztmetszet az ezektől független folyamatok (pl. folyóvízi tevékenység) eredménye.

A leggyakoribbak a *normál* – domború-homorú szakaszokból ötvöződő – *lejtők*. Általában ezek felső domború részén a lepusztulás, míg az alsó homorú részén a felhalmozódás folyamata az uralkodó. A két szakasz közötti átmeneti zónát *inflexiós (átfordulási) sávnak* nevezik, a lejtő meredeksége itt lesz a legnagyobb. Az inflexiós sávban lesz a legerőteljesebb a folyóvízi erózió, a felületi leöblítés, illetve itt oldódnak ki legkönnyebben a tömegmozgásokkal járó folyamatok. A lejtőalakulás szempontjából lényeges az inflexiós sáv helyzetének pontos ismerete.

A változatos kőzettani összetétel, illetve földtani szerkezet hatására a lejtők keresztmetszete már nem olyan egyszerű, mint az eddig tárgyalt típusok esetében, ezért az ilyen típusokat összetett vagy többszörösen **összetett lejtőknek** nevezik (2.2.B. ábra). Az erózióknak kevésbé ellenálló kőzetek gyorsabban pusztulnak és homorú szakaszok formájában jelennek meg; az ellenállóbb kőzetek kipreparálódva domború szakaszokat alkotnak – sok esetben párkányok (álteraszok) formájában kiugrásokat képeznek.

A szakaszok váltakozása – legyen szó homorú, domború vagy viszonylag egyenes felszínekről – a lejtőszög küszöbértékeinek változásával adható meg. A nemzetközi gyakorlatban több, olyan általános domborzatmodell is készítették, amelyeket kisebb módosításokkal konkrét lejtőkre is alkalmazhatunk. Ez azért lehetséges, mert több lejtőszakaszt megkülönböztetésével tágabb teret hagynak a gyakorlati alkalmazásra. Minél több szakaszra osztjuk a lejtőprofilat annál részletesebb elemzésnek tudjuk alávetni, így nem csak morfológiai egységeket, és lejtőszögeket tudunk ábrázolni, hanem a különböző lejtőszakaszokhoz felszínalakító folyamatok rendelhetők. Csak hogy a legismertebb modelleket említsük Savigear, R.A. (2.1.ábra) és King, L.C csak négy-öt; Dalrymple, J.B. kilenc (2.3. ábra); Young, A. pedig tizennégy szakaszt különít el.

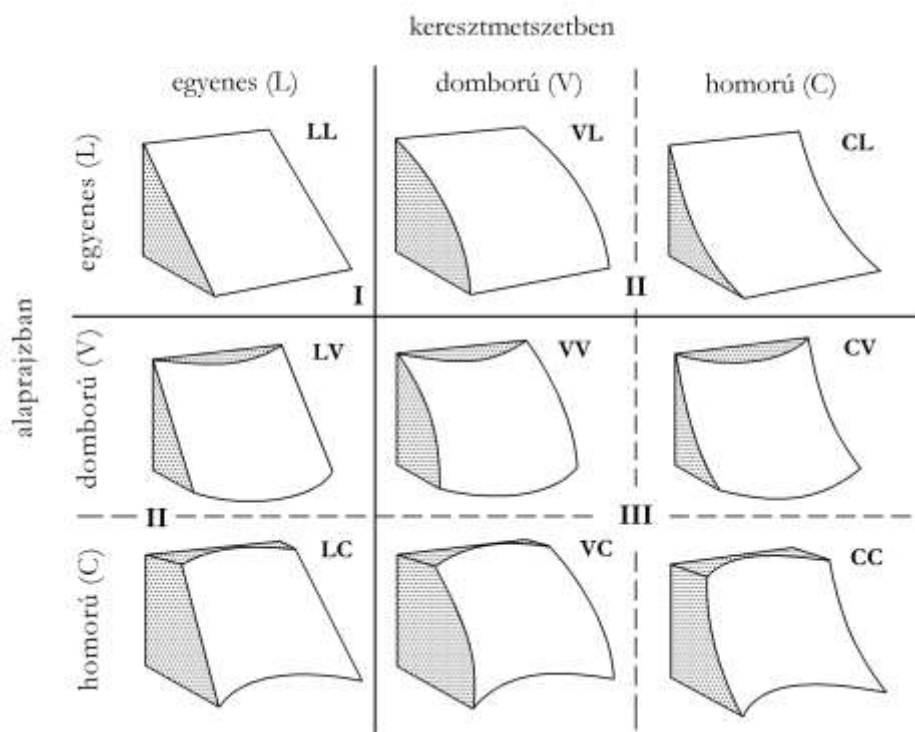


2.3. Dalrymple, J.B. (1969) kilencszakaszos elméleti lejtőmodellje (forrás: Selby, M.J. 1982; Mac, I. 1986 és Lóczy D. 2008)

A lejtők a kizárólag keresztmetszet alapján történő tipizálása a geomorfometriai kutatások fejlődésével meghaladottá vált. Az utóbbi évtizedekben a kutatók egyre inkább arra a következtetésre jutottak, hogy a lejtőformákat és azok jellemzőit a függőleges (keresztmetszeti) és vízszintes (alaprajzi) irányú görbültség együttesen határozza meg (2.4. ábra). Az ábrán látható egyszerű lejtőalakok ideális körülmények között alakulhatnak ki, mivel különböző hatásokra ezek is összetettebb és bonyolultabb formában jelennek meg természetes körülmények között. Általánosan levonható az a következtetés, hogy a keresztmetszetben és alaprajzban is domború lejtők inkább nedvesebb, míg a homorúak inkább szárazabb körülmények között fejlődhetnek ki (Lóczy D. 2008).

A különböző típusok összetettségük alapján lettek csoportosítva (2.4. ábra):

- az I. csoportba tartoznak a legegyszerűbb minden nézetből – alaprajz és keresztmetszet – egyenes (kolineáris) formák (pl. LL);
- a II. csoportba tartoznak azok a formák, amelyek egyik nézetből egyenesek, másiból pedig görbültek (pl. LV, VL, LC ...);
- a III. csoportba tartoznak a legösszetettebb kétszeresen görbült formák (pl. VV, CV, CC ...).



2.4. ábra. A geomorfometriai szempontból lehetséges lejtőalakok keresztmetszet és alaprajz szerint csoportosítva Ruhe, R.V. (1975) és Parson, A.J. (1988) nyomán (forrás: Chorley, R.J. et al. 1985 és Lóczy D. 2008)

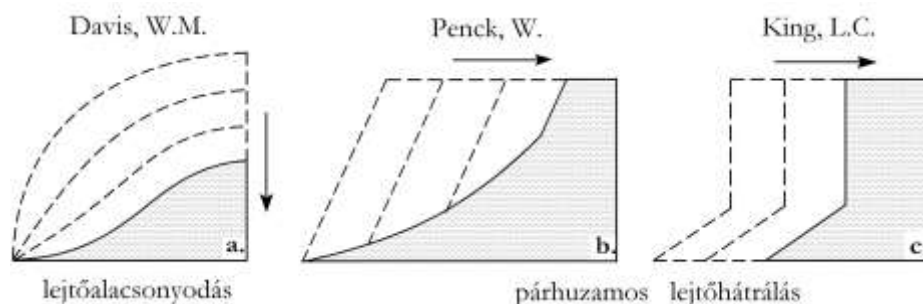
2.2.2. A lejtők alakulása

A lejtők állandó fejlődésben levő nyílt rendszerek, amelyek időnként dinamikus egyensúlyi állapotba (Gilbert, G.K 1877) kerülnek. Alakulásuk és fejlődésük szoros összefüggésben van a belső és a külső erők együttes tevékenységével (a tektonikus mozgásokkal, a vízrendszerek vagy a jég tevékenységével), amelyeknek hatására: új lejtők alakulhatnak ki; a már meglévő felszíneknek megnőhet az energiája; mikroformák alakulhatnak ki a felszínükön; illetve nagy mennyiségű lejtőhordalék halmozódhat fel rajtuk. A lejtőalakulás menetét befolyásoló tényezők területenként – sőt lejtőnként – változnak, és egyiket sem szabad figyelmen kívül hagyni: az éghajlatot; a földtani (kőzet, szerkezet) adottságokat; a domborzati adottságokat; a növénytakarót. Mindezek a feltételek együttesen befolyásolják azokat a folyamatokat, amelyek a lejtőfejlődést irányítják, például a tömegmozgásokat, a felületi lefolyást illetve az aprózódást-mállást.

Hosszú távon tanulmányozva a lejtőalakulás menetét megfigyelhető, hogy idővel a lejtő magassága és meredeksége fokozatosan csökken, alakja módosul, mivel a magasabb vagy meredekebb lejtők könnyebben válnak instabillá. Abban az esetben, ha a tektonikus mozgások vagy a folyóvíz tevékenysége újra megélénkíti a domborzatot és a folyamat újakezdődik.

Az általános lejtőalakulás elméleti magyarázataként két, ma már klasszikus fejlődési modellt alkalmaznak (2.5. ábra): lejtőalacsonyodás és lejtőhátrálás.

- A *lejtőalacsonyodás* (2.5.a. ábra) – elméletét elsőként *Davis, W.M.* (1912) fogalmazta meg. Általános elméleti megközelítésben a nedvesebb éghajlati körülmények között ez a jellemző fejlődési irány, ahol az aprózódás-mállás sebessége nagyobb vagy megegyezik a lepusztulás menetével és mélyrétegu talajok képződhetnek. Ilyen lejtőkön olyan tömegmozgások uralkodnak, amelyek elsimítják a lejtők éles törésvonalait: kúszások, talajfolyások, csuszamlások. Fokozatos lealacsonyodás esetén a lejtőszög csökken és a lejtőprofil legömbölyített domború és homorú szakaszokból tevődik össze.



2.5. ábra. A lejtőfejlődés elméleti modelljei (forrás: Sebe K. et al. 2004)

- A *párhuzamos lejtőhátrálás* (2.5.b-c. ábra) – magyarázataként két egymástól különböző elmélet terjedt el, de a lepusztulás folyamata mindkét esetben erőteljesebb.

Penck, W. (1924 – 2.5.b ábra) elmélete szerint a lejtőalakulás menetét kizárólag a kiemelkedés és a lepusztulás aránya határozza meg, az éghajlati tényezők szerepét teljes mértékben figyelmen kívül hagyja. A meredekebb lejtő helyét átveszi egy alulról hátráló enyhébb lejtő, ami nagyobb részt homorú és csökkenő átlagos dőlésszöggel rendelkező felszín.

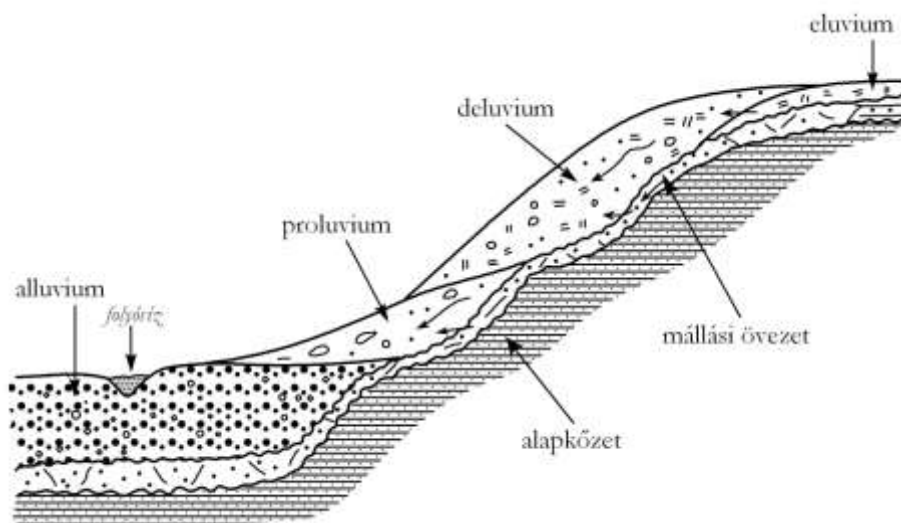
King, L.C. (1957 – 2.5.c ábra) elmélete szerint – leginkább félig száraz éghajlati körülmények között – a meredek lejtőszakasz önmagával párhuzamosan hátrál, amíg eltűnik. A hátrálás során a maximális lejtőszög illetve a lejtőszakaszok aránya nem változik, és jól megfigyelhető a jellegzetesen tört lejtőprofil.

Szeretnénk hangsúlyozni, hogy ezek csak elméleti modellek, amelyek egy konkrét lejtő fejlődésének leírásakor – ahol számos helyi tényezőt kell figyelembe venni – csak iránymutató jellegűek. Ezeket a különböző elméleteket az eltérő földrajzi helyzetekhez alkalmazkodva külön-külön, illetve együttesen is lehet használni.

2.2.3. A lejtőüledékek

A lejtőt beborító üledékek léte vagy nem léte, és azok minél pontosabb ismerete fontos a tömegmozgások megértése szempontjából. A lejtők fejlettségi állapotára lehet következtetni abból, hogy van-e rajtuk üledék vagy sem, illetve következtetéseket vonhatunk le a fejlődési körülményekre. A nemzetközi gyakorlatban a lejtőn gravitáció által mozgatott anyagot összefoglaló néven leginkább *kollúviumnak* (*lejtőtörmeléknek*) nevezik, de nincs közös megegyezés erre vonatkozóan, országonként változhat a kollúvium megnevezéshez kapcsolódó jelentéstartalom.

A hazai irodalomban az alapkőzetet fedő lejtőüledékeknek – figyelembe véve kialakulásukat és lejtőn való helyzetüket – a vízválasztótól a lejtőláb felé haladva négy kategóriáját különböztetik meg: elúvium; delúvium; prolúvium; allúvium (2.6. ábra, Florea, M.N. 1979)



2.6. ábra. A lejtőüledékek elhelyezkedési módja (Florea, M.N. nyomán módosítva)

- *Eluvium* – általában a völgyközi hát sík tetőszintjén vagy az enyhe dőlésű lejtővállakon alakul ki, az alapkőzet aprózódása és mállása révén. A helyben – „in situ” – képződött üledékréteg nem mozdul el a lejtőn (egy minimális anyagközvetítés azért megfigyelhető az elúvium és delúvium között). Az

eluvium vastagsága változó: a hideg illetve száraz éghajlatú területeken vékonyabb (akár hiányozhat is); a forró és nedves trópusi éghajlatú területeken vastagabb (több tíz métert is elérhet).

- *Deluvium* (lejtőtörmelék) – a lejtőderékon felhalmozódó üledéktakaró. Az anyakőzet aprózódása és mállása során keletkező anyagok alkotják, amelyek a gravitációs erő hatására a lejtő alsó részei felé mozdulnak el. A tömegmozgásokon kívül, az olvadék- illetve esővizekből származó időszakos vízáramok végeznek anyagszállító tevékenységet. A deluviumok általában rétegmentes és nagyon heterogén tömeget alkotnak, amelynek alacsony a stabilitási foka. Anyagösszetételüknek és lejtőn elfoglalt helyüknek következtében a deluviumok kedveznek leginkább a csuszamlások kialakulásának. Az üledékréteg vastagsága az éghajlat és a lejtőszög függvényében eltérő lehet.

- *Proluvium* (lejtőlábi törmelék) – a torrensek (időszakos vízfolyások) által a lejtőlábnál felhalmozott hordalékkúpok. Az áthalmozott anyag mennyisége legnagyobb része a deluviális részről származik, az anyakőzet kis mértékben járul hozzá a törmelékkúpok felépítéséhez. A proluviumok is nagyon heterogén összetételű és gyengén osztályozott képződmények. Bonyolultságukat csak növeli, hogy az egymás mellett lefutó torrensek törmelékkúpjai keresztezhetik egymást, összemosva az általuk szállított törmelékanyagot. A deluvium részben fedheti a proluviumot.

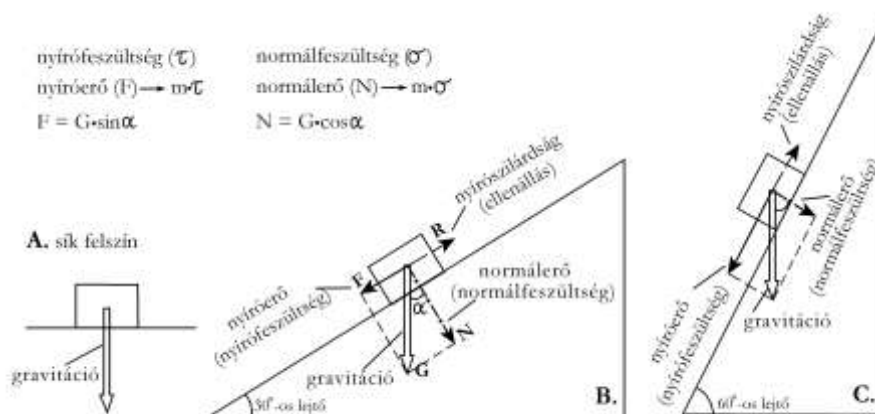
- *Alluvium* – a legelterjedtebb üledéktípus, a folyók által felhalmozott üledékek összefoglaló megnevezése, ide sorolható a mederben, az ártéren, a teraszon és a hordalékkúpon lerakódott hordalék is. Nagyon változatos és viszonylag jól osztályozott szemcseösszetétel jellemzi.

2.3. A lejtők stabilitásának, illetve a tömegmozgások kialakulásának feltételei

Első gondolatunk az volt, hogy a tömegmozgásos folyamatok megindulásáért felelős domborzati és kőzettani feltételek jellemzését a lejtőn ható fizikai erők részletesebb elemzése nélkül végezzük el. Arra következtetésre jutottunk, hogy ez nem kivitelezhető, mivel a nehézségi erő hatásán kívül még több más összetevőt is figyelembe kell venni. Első megközelítésben ezeket fogjuk röviden ismertetni.

A sík felszínen a kőzettömeg viszonylag nyugalomban van, mivel csak a *nehézségi (gravitációs) erő* hat. Nem hat semmilyen – felszínnel párhuzamos – mozgatóerő (2.7.A ábra) ami a kőzetanyagot kimozdíthatná nyugalmi helyzetéből.

A lejtőn – legyen az bármilyen dőlésszögű – egészen más a helyzet. A nehézségi erő, ami tulajdonképpen a lejtős folyamatok hajtóereje, mindig függőlegesen hat, de a lejtőn két komponensre oszlik (2.7.B,C ábra).



2.7. ábra.. A nyírófeszültség (nyíróerő) nagyságának változása a lejtőszög függvényében (több szerző nyomán módosítva)

- *nyíróerő (nyírófeszültség)* – a mozgatóerőnek is nevezett a lejtő felszínével párhuzamos és megegyező irányú komponens hatására a kőzetanyag megindulhat lejtőn lefelé. A nyíróerő a lejtőszög szinuszával arányos, így a szög növekedésével – a lejtő meredekebbé válásával – együtt növekszik a nyíróerő és vele együtt a kimozdulás valószínűsége is.
- *normálerő (normálfeszültség)* – a kőzettömeget lezorító erő a lejtőfelszínre merőlegesen hat megnövelve a súrlódási ellenállást. A normálerő a lejtőszög koszinuszával arányos, a szög növekedésével csökken, könnyen megindul a mozgás.

Fizikai szempontból a lejtők viszonylagos stabilitásának (egyensúlyi állapotának) meghatározó tényezője a *nyíróerő (nyírófeszültség)* és a vele szemben tanúsított *kőzetellenállás (nyírószilárdság)* viszonya. A mozgás akkor indul meg, amikor a nyírófeszültség nagyobb lesz, mint a nyírással szemben tanúsított ellenállás (nyírószilárdság).

A különböző fizikai erők összjátékát több más tényező módosíthatja, amelyeket kötelező módon figyelembe kell venni. A nyíróerők hatását elsősorban a *domborzati feltételek* (pl. magasság, lejtőszög) határozzák meg; a nyírószilárdság (ellenállás) pedig döntő módon *kőzettani tulajdonságoktól* függ. Nem hagyhatjuk figyelmen kívül a lehullott *csapadék mennyiségét* vagy más hatásokat, amelyek kívülről hatnak a lejtő rendszerre.

2.3.1. Domborzati feltételek

Az állékonyságot befolyásoló domborzati feltételek közül meghatározó jelentőségű a lejtőszög és a magasság, amelyek növekedésével növekszik a nyíróerő is.

A *lejtőszög* a lejtők legfontosabb meghatározója, mivel viszonylag pontosan kifejezhető vele a stabilitás küszöbértéke. Ahogy ezt már a lejtő alakjának leírásakor is említettük: természetes körülmények között kevés olyan eset van – egyenes lejtők –, amikor a lejtőszöget egyetlen adattal jellemezhetjük, mivel annak értéke szakaszonként változik, ezért ezt mindig figyelembe kell venni.

A tömör, szálban álló kőzetek esetében nagy meredekségű, viszonylag stabil lejtők is kialakulhatnak.

A laza, aprózódott és száraz törmelékekből felépített lejtők állékonysága egy adott szögnel (2.1. táblázat) meredekebben megbomlik. Ezt a maximális lejtőszögértéket, nevezik *nyugalmi rézsűszögnek* (2.8.A. ábra). A lejtők állékonysága a természetes rézsűszög értéke alatt a legnagyobb. Ha ismerjük ezt az értéket, előzetes következtetéseket vonhatunk le a gravitációs hatásra bekövetkező tömegmozgásokra vonatkozóan. A nyugalmi rézsűszög értéke különböző anyagok esetében más és más (2.1. táblázat), függ a törmelék osztályozottságától, szemcseméretétől, alakjától (Lóczy D. 2008), illetve az anyagok nedvességtartalmától (2.9. ábra).

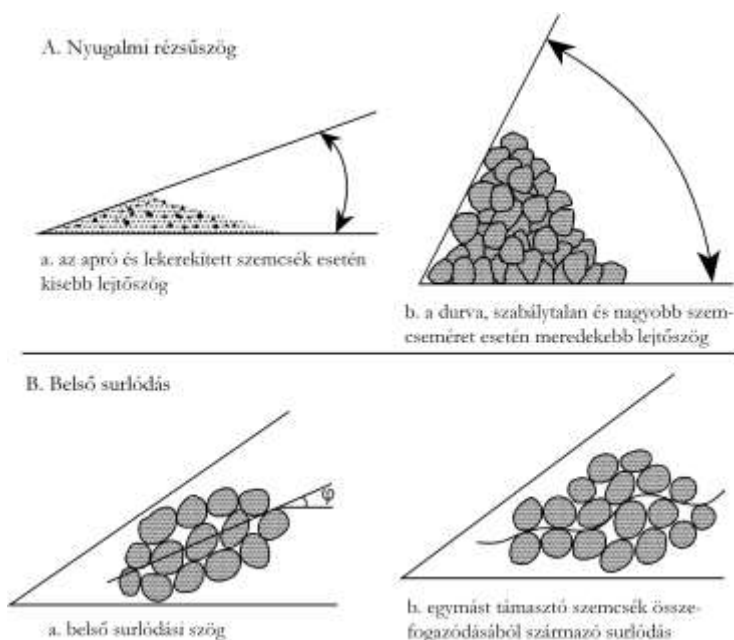
A lejtő *magasságból* adódó helyzeti energiája (relief energia) és terhelése bizonyos mértékben befolyásolhatja a tömegmozgások kialakulásának valószínűségét, ezzel megbontva a lejtők állékonyságát. Ha azonos a lejtőmeredekség, magasabb lejtő esetén egy bizonyos rétegre nagyobb súly nehezedik, ezért ott a nyírófeszültség abszolút értéke is nagyobb. Ezért kisebb azonos körülmények esetén a magasabb lejtő állékonysága.

2.3.2. Kőzettani feltételek

A kőzetminőség nagymértékben meghatározza a lejtők nyíróerőkkel szembeni ellenállását, így a stabilitását is. Attól függően, hogy tömör vagy törmelékes kőzetek alkotják a lejtő anyagát, figyelembe kell venni: a repedezettséget, a belső súrlódási szöget, kohéziót, porozitást, nedvességtartalmat stb.

- *Belső súrlódási szög.* A törmelékes kőzetek esetében nagy jelentősége van a szemcsék közötti *belső súrlódásnak*, ami az alakváltozással szemben hat. A súrlódási viszonyokat a *belső súrlódási szög* (φ) jellemzi (2.8.B. ábra), amelynek értékét a legmeredekebben még stabilan megálló lejtők lejtőszöge mutatja meg. A belső súrlódás annál nagyobb, minél nehezebben tudnak az egyes szemcsék egymáshoz viszonyítva elmozdulni. Ez több tényezőtől függ: szemcseméret;

szemcsealak; a szemcsék egymást támasztó hatása („összefogazódás”); a nagyobb szemcsék közötti hézagok kitöltöttségének mértéke; víztartalom stb.



2.8. ábra. **A.** A nyugalmi rézsűszög (Montgomery, C.W. 2006 nyomán);
B. A belső súrlódási szög és az szemcsék egymást támasztó hatása Ritter, D.F. (2002) nyomán (forrás: Lóczy D. 2008)

2.1. táblázat

A leggyakrabban előforduló (jól osztályozott) anyagok nyugalmi rézsűszöge száraz állapotban Marsh, W.M. szerint (1997) (forrás: Lóczy D.2008)

anyag	nyugalmi rézsűszög (°)	anyag	nyugalmi rézsűszög (°)
tömör, szálban álló kőzet	65-90	vályogtalaj	35-45
lössz	50-90	görgeteg	35-42
tömör agyag	45-65	középszemű homok	33
homok, vályog (erdő alatt)	35-50	durva, éles lejtőtörmelék	32-36
középszemű kavics	41-45	laza agyag (vízzel telítve)	15-25

Tömör, kemény kőzetek esetén elsősorban a réteglapok közötti, vagy repedések menti *külső súrlódást* veszik figyelembe. Mivel a kőzettömb tömör belsejében nagy a nyírási ellenállás, az elnyíródás gyengeségi síkok (pl. réteglapok) (Szabó J. 2004) mentén történik.

- *Kohézió.* A lejtők állékonysága nagymértékben függ a szemcséket összetartó erő – *kohéziós (c)* – mértékétől. Még szokták nevezni belső súrlódási együtthatónak is.

Törmelékes kőzeteknél a nagyobb kohéziós erő megteremtésében fontos szerepe van a víznek (2.9. ábra) és az agyagásványoknak, illetve a különböző cementáló anyagok kiválásának (mész, vasoxid stb.), amelyek a szemcséket összetapasztva növelik a kohéziót. A tömör kőzetek kohéziója felépítésükből és szerkezetükből eredően nagy. A szemcsék közötti kohéziót jelentős mértékben csökkentheti az aprózódás és mállás folyamata.

- *Porozitás. Sűrűség.* A porózus kőzettömeg nem cementált – laza –, illetve összecementált szemek halmazából áll (Juhász. J. 2002), amelyben különböző térfogatú pórusok (hézagok) találhatók. A kőzet porozitásának mértéke meghatározó a víz tárolásának és szivárgásának szempontjából. A porozitással együtt változhat a *sűrűség* is, mivel átnedvesedés esetén a víz nagy hézagterefogatot – nedves térfogatsúly – tölthet ki.

- *Konzisztencia.* A kőzetanyagok *konzisztencia* viszonyai (állaga) különböző tényezők együttes hatásának következtében változnak: kőzet minősége, porozitása és víztartalma. Ezek közül a víztartalom és az agyagásványok minősége a legnagyobb jelentőségű.

A konzisztencia állapotok tág határok között mozognak, és a nedvességtartalom növekedésével vagy csökkenésével egy adott küszöbértéket átlépve megváltozhatnak. A nedvességállapot függvényében az anyagok állaga lehet merev, plasztikus és folyós („kemény”, „gyúrható” és „puha” állapot).

A *merev* konzisztenciájú anyagokból álló lejtők stabilabbak, kisebb a nedvességtartalmuk de tömegmozgások itt is kialakulhatnak.

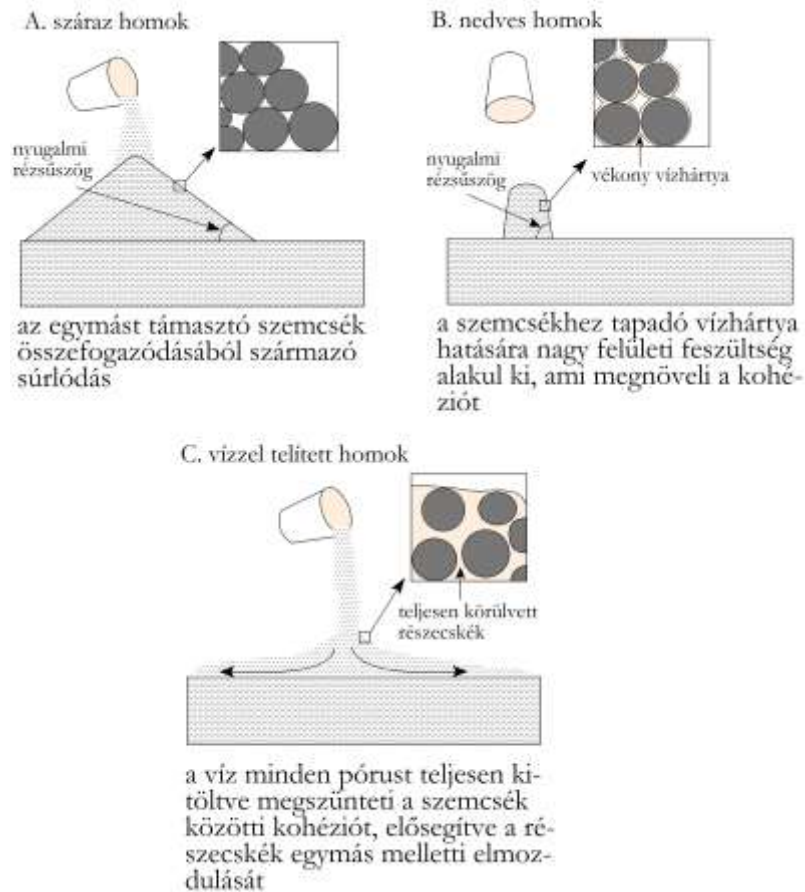
A *plasztikus* anyagból álló lejtők nagyon instabilak és hajlamosak tömegmozgások kialakulására.

Az erőteljes átnedvesedés hatására egyes anyagok *folyóssá* válnak, ilyen anyagon nem valószínű, hogy lejtők alakuljanak ki. Az anyagok konzisztenciájának függvényében változik a lejtőszög és a tömegmozgások jellege.

- *Víztartalom.* Furcsának tűnhet, hogy miért soroltuk a víztartalmat a kőzettani feltételekhez, avagy „hogyan került a csizma az asztalra?”. A víztartalom szoros kapcsolatban van a lejtők állékonyságát befolyásoló valamennyi felsorolt tényezővel, sőt ugyanaz a kőzetanyag mozgások szempontjából másképp viselkedik száraz, illetve nedves állapotban (2.9. ábra).

Vízzel telített állapotban a lejtőt felépítő anyagok nyugalmi rézsűszöge, belső súrlódási szöge és kohéziója jelentős mértékben csökken, és ezzel együtt a lejtők állékonysága is.

A kőzetek pórusait kitöltő víz két irányban módosíthatja a szemcsék közötti kötődés mértékét az abszolút száraz állapothoz viszonyítva.



2.9. ábra. A nedvesség szerepe a lejtőállékonyság változásában homok esetén (Nelson, S.A. 2009 nyomán)

Egyik esetben, mikor csak a pórusok egy része van kitöltve, a szemcsékhez tapadó vízhártya hatására nagy felületi feszültség alakul ki, megnövelve a kohéziót – negatív pórusvíznyomás.

Másik esetben, minden pórus telítődik és megszűnik a felületi feszültség, ezért a víznyomás felhajtóerőt fejt ki a szemcsékre – pozitív pórusvíznyomás – elősegítve a részecskék egymás melletti elmozdulását (Szabó J. 2004).

2.3.3. A lejtőstabilitás megbomlását okozó néhány „külső” tényező

Eddig elsősorban azokat a tényezőket, illetve tömegmozgásokat kiváltó okokat mutattuk be, amelyek közvetlenül a lejtőhöz kapcsolódnak (kőzettani

összetétele, természetes rézsűszöge, alakja) és egy egyensúlyi állapot elérésére törekednek. Beszelnünk kell azokról a „külső” eseményekről, amelyek közvetlen hatására hirtelen tömegmozgások oldódnak ki (Lóczy D., 2008) viszonylag stabilnak mondható lejtős felszíneken és esetenként katasztrofális következményekkel járnak.

- a *földrengések és vulkánkitörések* – által keltett rezgések hirtelen tömegmozgásokat eredményezhetnek. Az ilyen eredetű tömegmozgások megindulásának időpontját éppen olyan nehéz (mondhatjuk lehetetlen) előre jelezni, mint a kiváltó okokét.

- *nedvességtöbblet* – okozhatnak intenzív esőzések vagy gyors hóolvadások, amelyek következtében az átnedvesedett lejtőtörmelékek esetében tömegmozgások (főleg csuszamlások vagy sárfolyások) alakulhatnak ki.

- a *növényzet* – jelenlétének fontos szerepe van a tömegmozgások megakadályozásban (gyökérszet). Abban az esetben, ha a lejtőről ez a védőburok eltűnik – antropogén vagy természetes hatásra – a tömegmozgások kialakulása valószínűbbé válik.

A gyökerek nem csak megakadályozhatják, hanem elő is segíthetik a tömegmozgások kialakulását: a gyökerek feszítő (repesztő) hatása révén vagy a tömegével is képes hatni – a nagyobb súly mozgásgeneráló lehet (például ha egy korábban füves lejtőre 10–20 m magas erdő kerül).

- a *folyóvíz* – oldalazó eróziójának hatására az alámosott és támasz nélkül maradt lejtők – magasparkok – esetében tömegmozgások indulhatnak meg, mivel a meredekebbé vagy magasabbá vált lejtőkön megváltozik a nyíróerő, illetve az ellenállás.

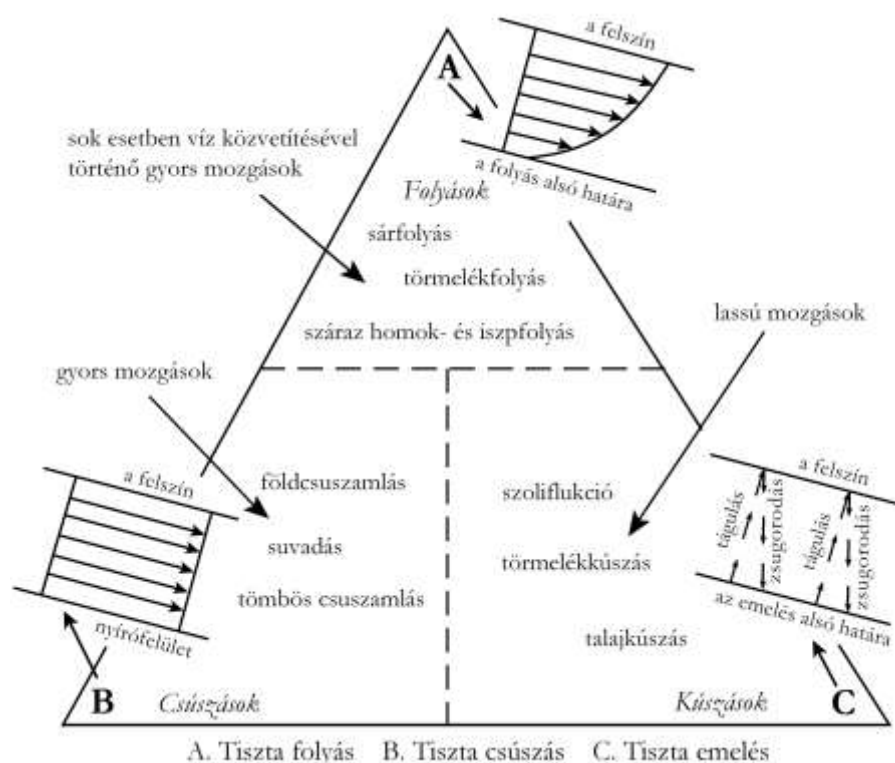
- *ember által kiváltott (antropogén)* – tevékenységek egész sora okozhatja a lejtő állékonyságának megbomlását, illetve a tömegmozgások több típusának kioldódását. Például: robbantások vagy más tevékenységek okozta rezgések; a lejtők emberi létesítményekkel való túlterhelése; megzavarva a felszínalatti vagy felszíni vizek természetes menetét; útbevágások.

A lejtők stabilitásának – érzékeny egyensúlyi állapotának – hirtelen megbomlását okozó „külső” tényezők közül röviden felsoroltunk néhányat. Ezek valóban lényegesek, de valójában mindegyik a lejtő előző fejezetben elemzett jellemvonásait (a domborzati vagy kőzettani feltételeket) változtatja meg, kivéve talán a földrengések mechanikai hatását. A lejtős tömegmozgások elemzésekor tehát mindezen tényezőket rendszerbe foglalva kell értelmezni, hogy megértsük őket.

2.4. A tömegmozgások fő típusai

2.4.1. A tömegmozgások osztályozásának problémája

A tömegmozgások osztályozására számos lehetőség kínálkozik. A különböző ismérvek alapján a tömegmozgásokat csoportosítani lehet: a mozgás (mechanizmusa, sebessége, oka, mérete, tendenciája) alapján; az alkotóanyag jellege alapján; a kialakult formák típusa alapján.

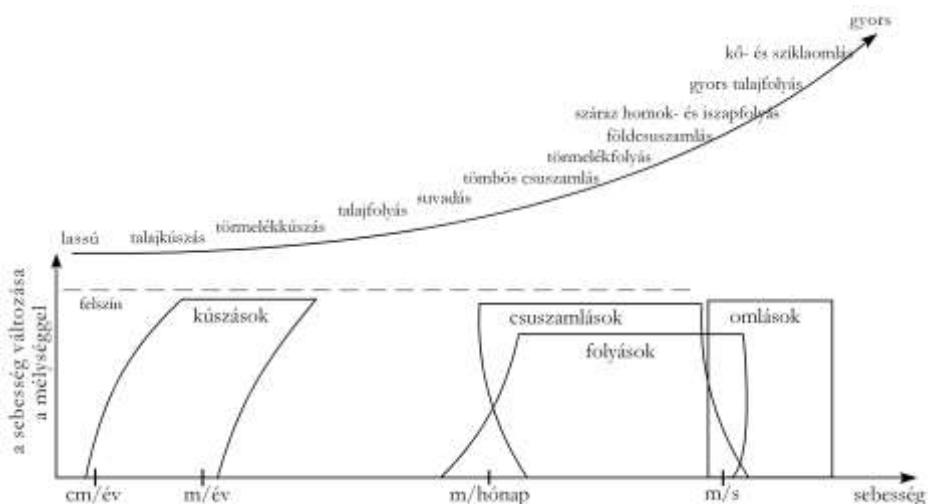


2.10. ábra. A tömegmozgásos folyamatok csoportosítása mozgási mechanizmusuk alapján figyelembe véve a lejtős mozgások ideális alaptípusait
Carson, M.A. és Kirkby, M.J. (1972); illetve Flageollet, J.C. (1982) nyomán módosítva (forrás: Surdeanu, V. 1998 és Lóczy D. 2008)

A nemzetközi gyakorlatban legelterjedtebb és a leginkább ajánlott csoportosítási mód a *mozgási mechanizmus* (hatásmechanizmus) szerinti rendszerzés, amelyet az összes többi ismérvvvel együtt lehet alkalmazni. Kizárólag lejtős felszíneken kialakuló tömegmozgások fő típusai: az omlások, a csuszamlások a folyások és a kúszások.

Különböző folyamatok hatására – pl. tömörödés, beszakadás – a tömegmozgások sík felszíneken is megindulhatnak. Az így keletkezett felszíni süllyedések esetben a tömegmozgás hozza létre a lejtőt (pl. bányabeszakadás sík felszín alatt), majd az így létrejött lejtőn indulnak meg a tömegmozgások, (pl. a dészaknai beszakadások).

- omlás – többnyire szabadeséssel történő mozgások.
- csúszás – a mozgásban részt vevő részecskék nem változtatják egymáshoz viszonyított helyzetüket (tisztá csúszás esetén). A mozgó és a nyugalomban levő rész egy csúszópályának nevezett (nyíró)felület mentén érintkezik; a mozgó tömbön belül nincs súrlódás; vízszintes, lejtő irányú elmozdulás (2.10. ábra).
- folyás – az ilyen mozgások esetében is élesen elkülönül egymástól a mozgó és a nyugalomban levő anyag, de ez az érintkező felület már nem kizárólagos nyírófelület (2.10. ábra), mivel a mozgó anyagban a részecskék egymáshoz viszonyítva is elmozdulnak. Vízszintes, lejtő irányú elmozdulás.
- a kúszás (creep) – a felszínközeli lejtőüledéket képező anyag szemcséinek nagyon lassú elmozdulása (húzódása). Más, mint a csuszamlás, mert a részecskék elmozdulnak egymás mellett (mint a folyásnál). De más, mint a folyás, mert a mozgásnak nincs határozott alsó határa, és persze a sebesség is más.



2.11. ábra. tömegmozgások osztályozása sebességük alapján (Szabó J. és más szerzők nyomán módosítva)

A *sebesség* szerinti osztályozást már a mozgási mechanizmusok ismeretében érdemes megalkotni (2.11. ábra). Az előbbieken felsorolt tömegmozgásos folyamatok fő típusai nagyvonalakban sebességük alapján is elkülöníthetők egymástól, mivel elég nagy eltérések lehetnek köztük. A nagyon lassú folyamatoktól – cm/év – a nagyon gyors folyamatokig – m/s – széles sebességi skálán „mozoghatnak”. A folyamat jobb megismerése érdekében lényeges, hogy ne csak a lejtő irányába megtett út sebességének az értékét ismerjük, hanem a sebesség mélységgel történő változásának mértékét is (az omlások ez alól kivételt képezhetnek).

A rendszerezés történhet a lejtőt fedő, illetve a mozgó tömeg *anyagának* alapján. A jobb megkülönböztetés érdekében a megnevezésekben egyszerre utalnak a mozgás típusára és anyagára: kő- és sziklaomlás, földcsuszamlás, sár(föld)folyás, törmelékkúszás stb. Anyaguk szerint Varnes, D.J. (1978) három nagy kategóriát különböztet meg, az általa alkotott talajmechanikai jellemzők alapján történő osztályozás viszonylag széles körben elfogadott a nemzetközi gyakorlatban, és ezért szükséges a fogalmak tisztázása.

- *kőzet (szikla)* – kemény anyagból felépített tömör vagy repedezett tömbök, amelyek vízzel telítődve sem veszítik el állékonyságukat.
- *törmelék („debris”)* – olyan üledékes anyagot jelöl, amelynek kevert (törmelék/finom anyag) összetételében a 2 mm-nél nagyobb szemcsék aránya meghaladja a 80%-ot.
- *föld („earth”)* – olyan üledékes anyagot jelöl, amelynek kevert (finom anyag/törmelék) összetételében a 2 mm-nél kisebb szemcsék aránya meghaladja a 80%-ot.

Az osztályozás, illetve kategorizálás a gyakorlatban nagyon nehéz, mivel sok esetben a folyamatokat és különböző típusaikat nagyon nehéz egymástól elhatárolni.

2.4.2. Omlás

Az omlások rendszerint a meredek lejtők (45–90°-os) hirtelen kialakuló és nagy sebességű tömegmozgásai. Az omláskor leváló kőzettömeg útjának egy részét – vagy az egészet – *szabadeséssel* teszi meg.

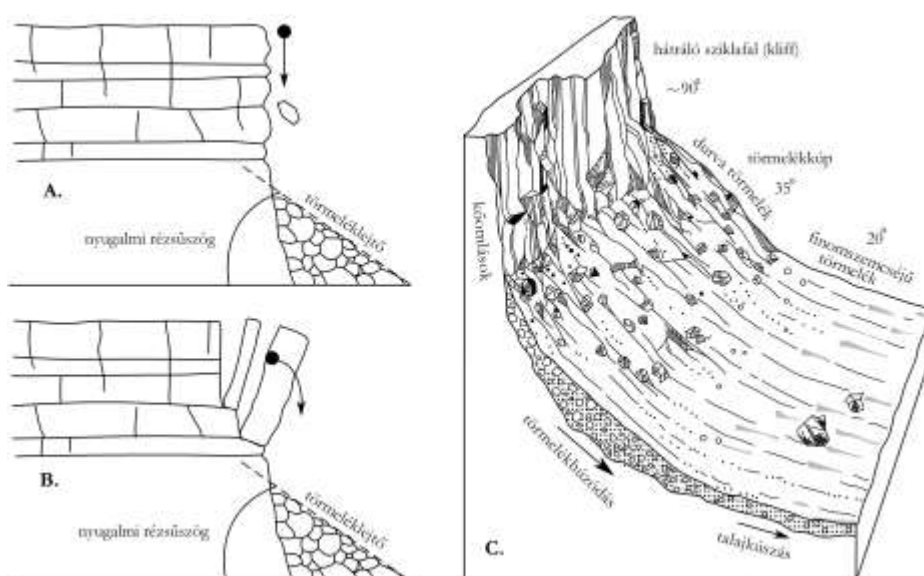
A nemzetközi gyakorlatban az omlás folyamatának két módját (Varnes, D.J., 1978) különböztetik meg: egyik esetben a teljesen alátámasztás nélkül maradt kőzettömeg lezuhan (2.12.A. ábra); illetve egy másik, sajátosabb esetet, amikor a kőzettömb némi alátámasztással rendelkezik és a lejtőre támaszkodva előrebukik (ledől, 2.12. B. ábra).

Ha a levált kőzetanyag méretétől és mennyiségétől függetlenül – kis rögtől több tonnás kőttömbig – szabadeséssel teszi meg útja egy részét, minden

esetben omlásról beszélünk. Megnevezésben árnyalni tudjuk a folyamat jellegét: mikor kis szemcsék vesznek részt a mozgásban kő- vagy törmelékpergésnek; ha pedig nagy kőzetmennyiség akkor hegyomlásnak nevezzük.

A kimozdult és alábukó kőzettömeg a lejtőkre csapódva egyre jobban szétesik törmelékkúpot alakítva ki a lejtő lábánál (2.12.C. ábra). Az ugráló, pattogó kőzetanyag fokozatosan felaprózódik amíg nyugalomba kerül.

Kialakulási feltételek. Az omlások kialakulásának egyik alapvető feltétele és ezt már hangsúlyoztuk az előzőekben is, a *meredek lejtő*. Minél meredekebb a gravitációs erő mozgást kiváltó hatása, annál jobban érvényesül. Meredek lejtők nem csak kemény, tömör, szálban álló sziklafalak kizárólagos jellemzői, hanem lazább szerkezetű – lösz, agyag, homok – üledékes kőzeteken is estében kialakulhatnak. A folyamat kialakulásának valószínűsége sokkal nagyobb az olyan *heterogén* (változatos) *kőzettani* szerkezetű és *repedezett sziklafalak* esetében, ahol a kőzetet nem védi semmi a (pl. növényzet), külső erők tevékenységétől.



2.12. ábra. **A., B.** Kő- és sziklaomlások különböző kategóriái Warnes, D.J. (forrás: USGS 2004) és Nelson, S.A. (2009) nyomán módosítva
C. Hátráló sziklafal lábánál felhalmozódott törmelék Sharp, C.F. (1960) nyomán (forrás: Butzer, K.W. 1986)

Az alapvető feltételek mellett különböző külső tényezők közvetlen hatására – amelyek elsősorban a kőzetszerkezet megváltozásához vezetnek – a lejtő állékonysága csökken és leomlik.

Ezek közül sorolunk fel néhányat: rövid időn belül nagy hőingadozás; a fagyás és kiengedés napszakos váltakozása; a folyóvíz oldalazó eróziója; a tengervíz abrázációs tevékenysége; a repedésekbe behatoló gyökérzet feszítő ereje; a földrengések keltette rezgések; az ember tevékenysége.

Az **omlások osztályozásának** érdekében különböző szempontokat vehetünk figyelembe: kőzettani összetételt, a mozgásba jött anyag tömegét, a mozgás kiújulásának gyakoriságát (periodicitást) stb.

A mozgásba jött anyag tömegét tekintve meg kell említenünk a hegyomlásokat, szikla- és kőomlásokat.

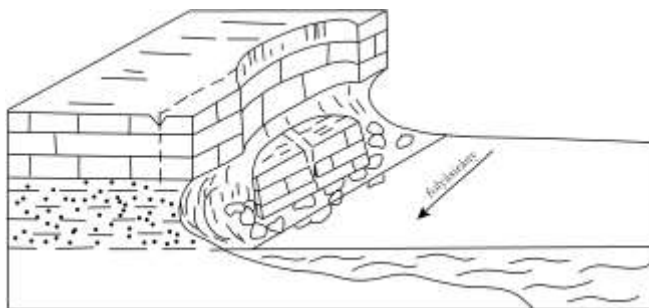
- a *hegyomlások* – a legnagyobb méretű omlások, amikor hatalmas kőzettömegek jönnek mozgásba (pl. a Gyilkos-tavat kialakító hegyomlás). Közvetlen kiváltó oka lehet tektonikus mozgások, földrengések, robbanásos vulkánkitörések és nem utolsósorban különböző emberi beavatkozások. A hegyomlások sok esetben csuszamlásba mehetnek át.

- a *sziklaomlások* – leggyakrabban földrengések hatására alakulnak ki, és viszonylag nagy kőzettömbök válnak le (de megközelítőleg sem olyan tömegek, mint a hegyomlás esetében).

- a *kőomlások* – a fagyrepszés, a hőingadozás, a gyökérzet feszítő erejének stb. hatására kisebb méretű kőzettömbök válnak le a sziklafalról és zuhannak a mélybe.

Az omlások osztályozásakor figyelembe lehet venni a mozgás kiújulásának gyakoriságát (periodicitását), így megkülönböztetik a szabálytalan, szabályos, illetve epizodikus omlásokat:

- a *szabálytalan* időközönként bekövetkező omlások – olyanok, amelyek különböző külső hatások következtében biztosan bekövetkeznek csak a kioldódás pillanata esetleges. A *partomlások* (2.13. ábra) ebbe a kategóriába sorolhatóak, az egyensúlyvesztést okozhatja a folyóvizek oldalazó, illetve a tavak vagy tengerek abrázációs tevékenysége. Az alámosott és túlhajló partfal leomlik. Az omlás pillanatát nem lehet előre jelezni mivel számos tényezőtől függ: kőzetösszetétel, a korábban leomlott törmelék elhordásának üteme.



2.13. ábra. Közönséges partomlás (Pécsi M. 1985 nyomán)

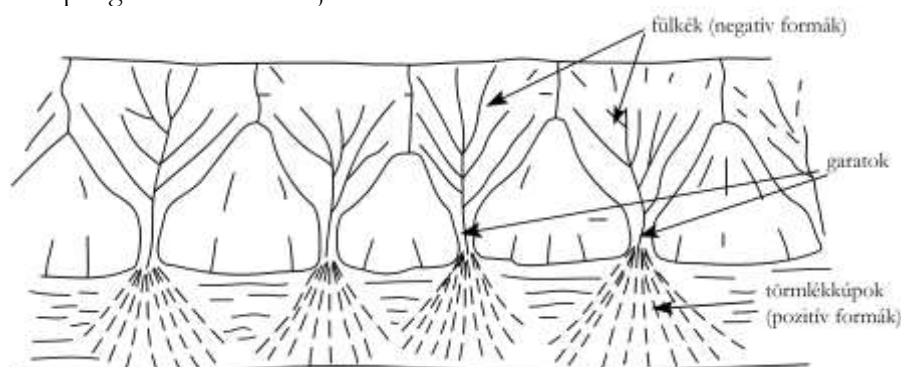
A hőingadozás, illetve fagyrepsztes okozta *szikla-* és *kőomlások* is ebbe a kategóriába tartoznak.

- *a szabályos* időközönként bekövetkező omlások – azok, amelyeknek kialakulása szorosan kapcsolódik *évszakokhoz* vagy *napszakokhoz*, ezért nagy valószínűséggel előre jelezhetők. A hőmérséklet, illetve nedvesség évszaki ingadozása (száraz nyár és nedves tél vagy fordítva) kedvező feltételeket biztosíthat az omlások kialakulásához. A szabályos időközönként jelentkező *kőpergések* („sivatag zenéje”), elsősorban a trópusi sivatagok területére jellemzőek, ahol a napszakos hőingadozások nagyon szélsőséges értékek között változnak.

- *az epizodikus* omlások – kialakulásának feltétele valamilyen különleges körülmény – földrengés, vulkánkitörés – szükséges ezért általában ritkábbak, de nagy kőzettömegeket hozhatnak mozgásba.

Az omlások formai elemei. Az omlások következtében kialakult lepusztulási formák (általában) szorosan kapcsolódnak a lejtő felső szakaszához, ahonnan a kőzetanyag leválik; a felhalmozódási formák pedig az alsóhoz.

Lepusztulási formák közül először az állandóan hátráló *sziklafalat* (kliffet – 2.12.C.ábra) említjük meg, illetve ezek peremét kísérő *sziklapárkányokat*. A meredek sziklafal lehet egyenletes, de esetenként a felső részén – a repedések mentén – lassan hátráló és fokozatosan mélyülő *fülkék* képződhetnek. A fülkék az aljuk felé fokozatosan elkeskenyednek, és egy *garatnak* nevezett csatornában folytatódnak, amelyen keresztül a különböző méretű törmelékcszemcsék lehullnak (2.14. ábra). A fülkék és garatok elsősorban a kifagyásos folyamatok uralta periglaciális területek jellemző formái.



2.14. Kifagyásos sziklafal és törmelékűpök formakincse (Gábris Gy. 2007 nyomán)

A lejtő alsó szakaszához kapcsolódó *törmelékűpök* az omlások következtében keletkező jellegzetes felhalmozódási formák. A különálló –

általában egyetlen pontból táplálkozó – törmelékkúpok egyesüléséből alakulnak ki a lejtő lábát burkoló összefüggő *törmeléklejtők* (2.12. ábra). A gravitációs törmeléklejtők nyugalmi rézsűszöge nem haladja meg a 36° -ot (Butzer, K.W., 1986) – általában 26 – 36° között változik. A lejtő anyagát alkotó kőzetanyag mérete és többnyire szögletes alakja nagyon tág határok között mozog. Megfigyelhető, hogy a tehetetlenségi erő hatására, a nagyobb darabok a törmeléklejtőn végig gurulva – ugrálva – eljuthatnak egészen a lábáig, fordított szemcseméret szerinti az osztályozódás, útjuk során sokszor elmorzsolódnak. Nem csak a törmeléklejtők felszíne képez mozgópályát, hanem bennük is lassú mozgások játszódhatnak le úgynevezett *törmelékfűződés*ek, vagy pedig a lejtőláb közelében *kúszások*.

A sarkkörüi vidékek illetve a magashegységi területek lejtőit borító törmelékhalmozokat gyakran nevezik *kőfolyásoknak*, kőgleccsereknek. Ezek többnyire nagyméretű kőtörmelékből álló képződmények, amelyeknek hézagait finomszemű anyagok vagy esetenként hó tölti ki.

2.4.3. Csuszamlás

A csuszamláskor a mozgó tömeg egy markánsan kirajzolódó felszín mentén válik el a lejtő helyben maradó részétől. A lejtő anyagának nyíróerők hatására bekövetkező elmozdulása általában nagyon gyors (akár m/s), de vannak esetek mikor csak fokozatosan megy végbe, hónapok alatt fejlődik ki (Lóczy D. 2008). Mozgás közben az áthelyeződő tömeg (vagy tömegek kisebb-nagyobb része) egyben marad és ezeken belül a részecskék egymáshoz viszonyított helyzete, nem változik meg.

Kialakulási feltételek. Az előző fejezetekben már részletesen ismertettük a lejtő stabilitását és a mozgás megindulását meghatározó a litológiai és domborzati feltételeket, ezért most erre nem térünk ki külön. A kiváltó okok között számos olyan természetes (földrengés, csapadék, talajvíz, hóolvadás, növényzet, folyóvíz tevékenysége) és ember okozta (túlterhelés, lejtőstabilitást megbontó munkálatok, trepidáció) antropogén tényező szerepel, amelyek közvetlenül vagy közvetve, külön-külön vagy együttesen a csuszamlások kialakulásához vezethetnek.

Ezek közül szeretnénk kiemelni a csuszamlás kioldódásának egyik alapfeltételeként, a lejtő anyagát alkotó *kőzetek átnedvesedését*. Kőzetösszetétel szempontjából elsősorban azok a lejtők csuszamlásveszélyesek, amelyek anyagának nyírószilárdsága (pl. agyagásványok) víz hatására viszonylag gyorsan, igen széles határok között ingadozik (Szabó J. 1996).

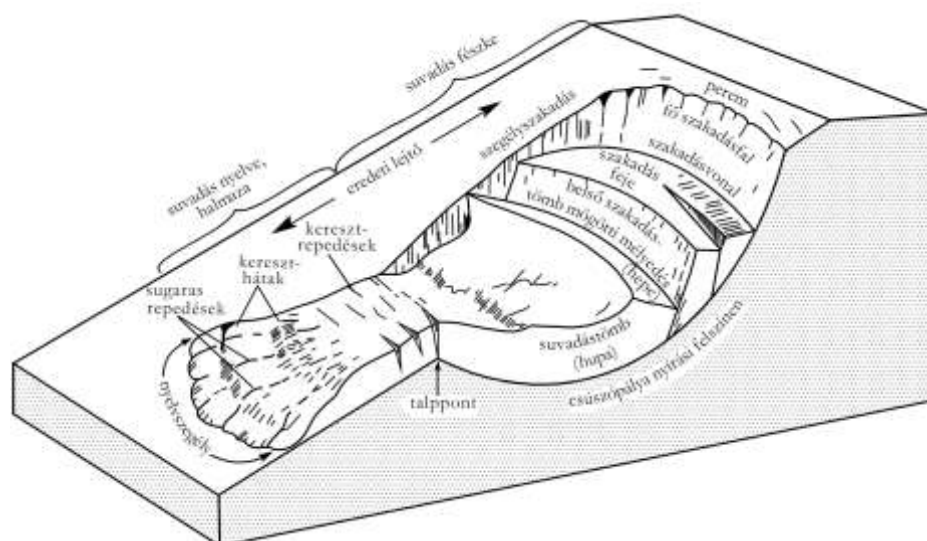
A csuszamlások kialakulásához a csapadékos éghajlatú területek nyújtják a legkedvezőbb feltételekkel – legyen szó nedves trópusi vagy mérsékelt éghajlati övezetről –, ahol a csúszópálya átnedvesedése lehetségessé vált. A

vízáteresztő és vízrekesztő rétegek váltakozása csak gyorsította a folyamat kioldódásának lehetőségét, mivel a vízzáró rétegek megállítják a szivárgást, így a réteglap felszíne (főleg az agyagé) kiváló csúszási felületet biztosít a fölötte elhelyezkedő kőzettömegnek.. Ebből levonhatnánk azt a következtetést is, hogy az állandóan nagy csapadékmennyiségű területeken alakulnak ki leggyakrabban a csuszamlások, de a tapasztalat mást igazol.

A csuszamlások tipikus területei azok, ahol:

- rövidebb időn belül: hirtelen (pl. extrém időjárási körülmények); illetve évszakosan (szezónálisan pl. monszun vidékeken) nagy csapadék hull;
- hosszabb távon: éghajlatváltozás (pl. a negyedkorban) során nő a csapadék mennyisége.

A csuszamlások formai elemeinek leírásához a Varnes, D.J. által szerkesztett suvadás idealizált tömbszelvényét használjuk –, amelyet az idők folyamán többen javítottak és módosítottak – mivel ez szemléletesen mutatja be egy csuszamlás lényeges elemeit (2.15. ábra).



2.15. Egy csuszamlás idealizált tömbszelvénye Varnes, D.J. (1958) nyomán (forrás: Pécsi M. 1975; Borsy Z. 1992 és mások)

A megcsúszott kőzetanyag meredek, éles peremű *szakadásfallal* (homlokszakadással, szakadásfronttal) válik el, ami karéj alakban keretezi a csuszamlás felső részét. A szakadásfal mentén a lejtőt alkotó kőzetanyag felszínre bukkan.

A szakadásfal előtt suvadások esetén – ritkábban transzlációs (planáris) csuszamlások esetén gyakran (2.14.A. ábra) – megfigyelhető a *csúszási tükrörnek*

nevezett anyaghiányos rész, ahol a csúszópálya kisebb-nagyobb része a felszínre kerül.

A *csuszamlás teste (tömege)* gyakran a szakadásfalnál kezdődik és a talppontig tart (amit a keresztirányú repedések sűrűsége jelez). A megcsúszott tömeg megjelenése az anyag, lejtő és nedvességtartalom függvényében nagyon változatos lehet, ami egyben meghatározza a rajta kialakult mikroformák jellegét is. Szeletes csuszamláskor a csuszamlás test másodlagos szakadások mentén kisebb tömbökre szakad, ami *hepehupás* jelleget kölcsönöz a lesiklott tömeg felszínének. A suvadástömbök kiemelkedései – *bupái* – mögött mélyedések – *hepék* – alakulnak ki. Az elgátolt mélyedésekben gyakran meggyűlik a talajvízből, illetve a csapadékból származó víz, ezeket a képződményeket nevezik *hepetavaknak*.

A lejtő alsó részén szétterülő *csuszamlás nyelv (halmaz)* képezi a csuszamlás alsó részét. Felszínét elsősorban hosszanti repedések tagolják, illetve feltorlódozó keresztvátsak teszík hullámossá. A csuszamlás általában a súrlódás okozta lefékeződés hatására domború *nyelvszegélyben (peremhátban)* végződik.

A ***csuszamlások osztályozása*** illetve rendszerezése viszonylag nehéz feladat elé állít minket, főleg abban az esetben, ha átfogó (egységes) képet szeretnénk adni a folyamatokról. Nincs egy egységesen – nemzetközi szinten is egyeztetett – elfogadott kategorizálás, sokszor még egy adott országon belül is eltérések vannak. Ez abból adódik, hogy többféle megközelítés lehetséges, és mindenki a céljainak leginkább megfelelő – területére leginkább alkalmazható – rendszert igyekszik kiválasztani ().

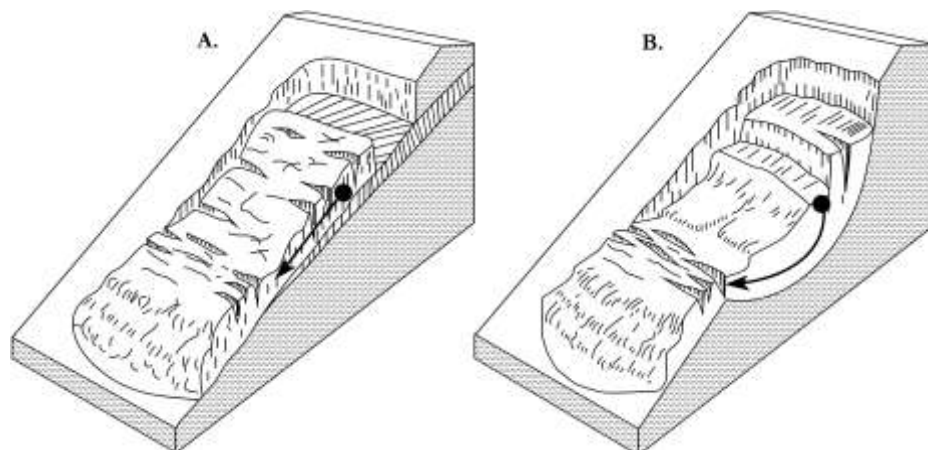
A csuszamlások rendszerezhetőek: csúszópályájuk – alakja, kialakulási körülményei, mélysége –; morfológiájuk; koruk; méretük; fejlődési irányuk; fejlettségi állapotuk; stabilitásuk alapján.

a. A nemzetközi gyakorlatban Varnes, D.J. (1978) osztályozási rendszerét veszik alapul, ami a *mozgási mechanizmus* jellegét veszi figyelembe. Ennek alapján a csuszamlás történhet egyenes vagy ívelt pályán (2.16. ábra) (forrás: USGS 2004).

- Az *transzlációs (planáris) csuszamlásnak* (2.16.A. ábra) nevezzük az egyenes pályán történő lesiklást. Az elmozdulás egy réteglap mentén történik a lejtővel párhuzamosan és általában felszínhez közel kis mélységben. Ebbe a csoportba sorolják még: a rétegcsuszamlásokat; a blokkcsuszamlásokat; vagy törmelékcsúszásokat.

- A *rotációs (karéjos, szeletes) csuszamláskor* (2.16.B. ábra) a lesiklás ívelt csúszópálya mentén történik, és a mozgó tömegre az elmozdulással ellentétes irányú forgás (rotáció) jellemző. A lecsúszott kőzettömeg gyakran szeletekre tagolódik. Az ilyen típusú csuszamlásokra használta Chólnoky Jenő a *suvadás*

megnevezést (a Mezőségen végzett megfigyelései során részletesen tanulmányozta ezeket a formákat, és a helyiek által használt megnevezést bevezette a magyar szakirodalomba).



2.16. **A.** Transzlációs csuszamlás; **B.** Rotációs csuszamlás Varnes, D.J. nyomán (forrás: USGS 2004 és mások nyomán módosítva)

b. A *csúszópálya kialakulási körülményei* alapján Szabó J. (1996) a csuszamlásokat két nagy csoportba sorolja – preformált és szingenetikus –, amelyeket aztán különböző tényezőket figyelembe véve további altípusokra bont (2.17. ábra): a csúszópálya elhelyezkedése (relatív – helyi erózióbázishoz viszonyított – magassága); a csúszópálya anyagának jellege (merev vagy plasztikus); a csúszópálya lejtőszöghöz való viszonya; a csuszamló anyag konzisztenciája (merev, plasztikus, folyós) alapján.

- *Preformált* csuszamlások esetén a csúszópályát előre meghatározza (preformálja) a lejtő anyagának rétegződése, a lesiklás többnyire sík felületen történik, ezért sok esetben a transzlációs jellegű.

- *Szingenetikus* csuszamlások – mélyfészkes *suvasodások* – általában homogén kőzetanyag esetében alakulnak ki, ebben az esetben a csuszamlás kioldódásának pillanatában (szingenetikusan) jön létre az általában parabola alakú csúszópálya. A rotációs csuszamlásokkal egyező mozgásként tartják számon. Az Erdélyi-medence területén nagyon gyakoriak a suvasodásos csuszamlások által létrehozott formák, például Kolozsvár környékén (Szénafüvek, Kajántó), a Küküllő, Nyárad, és Hortobágy mentén.

- *keis mélységű* csuszamlások (max. 1–1,5 m-ig) csak a felszínközeli rétegeket érintik;
- *közepes mélységű* csuszamlások már elérhetik a 2,5–3 m-t és gyakran érintik az alapkőzetet is. Nagyon gyakoriak a domb- és hegyvidéki területeken.
- *nagy mélységű* csuszamlások esetén a csúszópálya mélysége akár a 20 m-t (Florea, M.N. 1979) is meghaladhatja és egész domboldalak mozgásba jöhetnek.

e. A *sebességük* alapján csuszamlásoknak nagyon sok kategóriája elkülöníthető, mivel a m/s-tól a mm/év-ig nagyon széles skálán változik. Sharpe, C.F. és Eckel, E.B. a következő osztályozást dolgozták ki (forrás: Florea, M.N. 1979):

- szélsőségesen gyors csuszamlások: 3 m/s fölött;
- nagyon gyors csuszamlások: 3 m/s – 0,3 m/perc;
- gyors csuszamlások: 0,3 m/perc – 1,5 m/nap;
- mérsékelt sebességű csuszamlások: 1,5 m/nap – 1,5 m/hónap;
- lassú csuszamlások: 1,5 m/hónap – 1,5 m/év;
- nagyon lassú csuszamlások: 1,5 m/év – 0,06 m/év;
- szélsőségesen lassú csuszamlások: 0,06 m/év alatt.

A számos osztályozási lehetőség közül mutattunk be néhányat annak érdekében, hogy rávilágítsunk mennyire nehéz egy egységes, minden tényezőre kiterjedő rendszer kidolgozása, de kísérletek vannak rá.

2.4.4. Folyás

Ezek közé a mozgások közé sorolják az olyan folyamatokat, amikor a különböző méretű törmelék- illetve üledékszemcsék vízzel való átitatódás következtében képlékennyé válnak és lamináris vagy turbulens folyással zúdulnak le a lejtőn. Sok esetben csuszamlások (esetleg omlások) előzik meg létrejöttüket, a csuszamlások folyásokba mehetnek át.

A folyásos folyamatok sebessége nagyon tág határok között változik, lehetnek viszonylag lassúak (m/hónap) és a nagyon gyorsak (m/s) is. A sebesség többnyire a lejtőszögtől és a nedvességtartalomtól függ, de általánosan elmondható, hogy a folyásos folyamatok sebessége a felszíntől lefelé haladva csökken (persze lehetnek kivételek is), de határozott „alja” van.

A folyásos folyamatok típusainak és formai elemeinek rendszerezése nem könnyű feladat, általában a mozgásban részt vevő szilárd részecskék méretét veszik figyelembe.

A **szoliflukció** (talajfolyás) fogalmának tisztázásával kezdjük, mivel tágabb értelemben – és nemzetközi szakirodalomban általában – a folyásos folyamatok megnevezésére ezt a kifejezést alkalmazzák.

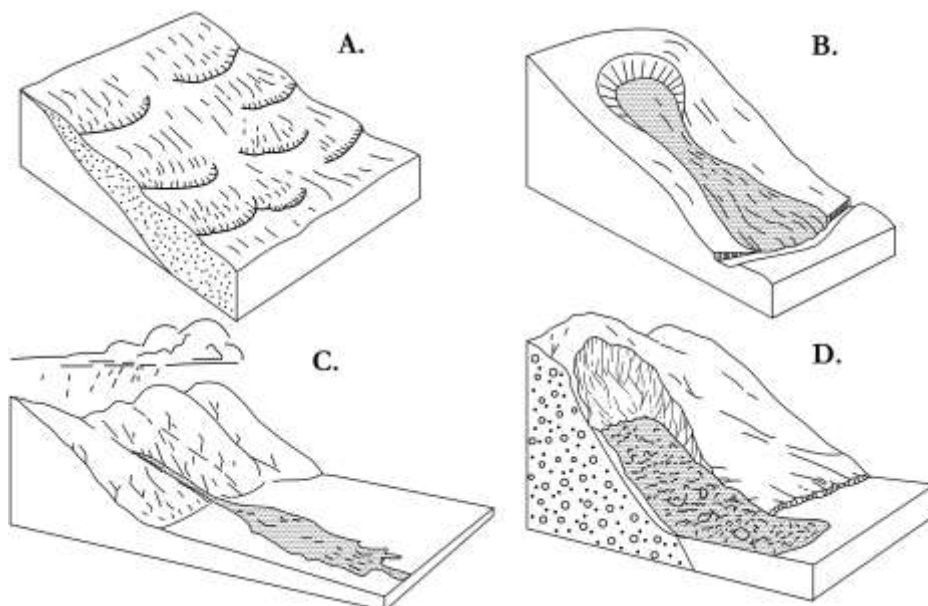
A szoliflukció fogalmát eredetileg a fagyott talapzaton felolvadó, vízzel átitatott talaj lassú mozgására, vagyis a fagyos talajfolyások megkülönböztetésére használták (Anderson, J.G. 1906). A múlt század második felében a **geliflukció** – **geliszoliflukció** – (Baulig, H. 1956) megnevezést vezették be a valódi fagyos talajfolyás megnevezéseként, ez lett a gyűjtőneve a hideg területek fagyott lejtőin lezajló lassú tömegmozgásoknak.

A különböző folyás típusokat külön-külön ismertetjük, annak érdekében, hogy egységes képet alkothassunk a folyamatok lényeges tulajdonságairól.

A *lassú talajfolyások* (2.18.A. ábra) a vízzel átitatott genetikai talajszintek lejtő irányú tömeges áramlásai, amelyek különböző vastagságú talajösszletet érinthetnek. A lassú elmozdulások enyhén hullámos felszínnek kialakulását eredményezik.

Az *iszap- vagy sárfolyások* (2.18.B. ábra) során vízzel átitatott laza szerkezetű és döntően finom szemcséjű kőzetanyag mozdul el a lejtő irányában. A folyás jellege lehet lamináris (lassúbb – cm/s) vagy turbulens (gyorsabb – m/s). A mozgás sebessége jelen esetben is nagymértékben függ a lejtőszögtől, illetve nedvességtartalomtól (ami meghatározza az anyag viszkozitását). Sok esetben a csuszamlásokkal együtt jelentkeznek – egyik folyamatból a másikba való átmenetként –, gyakran a csuszamlás nyelvének folytatásaként jelennek meg. A lejtő felső részéről kimozduló és lefolyó anyag homorú mélyedést hagy maga után; az alsó részén, pedig általában nyelvszerűen szétterülő (pozitív) formát halmoz fel.

A *lahar* jellegű iszap- vagy törmelékfolyások (szemcseméret függvényében) a – többnyire vulkáni – lejtőket borító vulkáni por és hamu vízzel történő átnedvesedése nyomán oldódnak ki. A laharok kialakulásának egyik alapfeltétele és meghatározó tényezője a laza piroklasztit anyag (hamu, por) vízzel való keveredése. Mikor a vulkáni hamu telítődik vízzel – ami származhat csapadékból, hóolvadásból vagy akár a krátertavak kiöntéséből – elveszti a szilárdságát és laharként nagy sebességgel (m/s) zúdul le a völgybe. A lahar szó indonéz eredete – sárfolyás – nem véletlen, hiszen ezen a területen ez állandó veszélyt jelent, mivel adott a két alapvető tényező (aktív vulkánosság és bőséges csapadék) „szerencsés” egybeesése.



2.18. ábra. A folyások különböző típusai Varnes, D.J. (1978) nyomán (forrás: USGS 2004):

A. Talajfolyás; **B.** Iszap(sár)folyás; **C.** Törmelékfolyás; **D.** Törmelékklavina

Lápkitörésről akkor beszélünk, mikor a nedvességtöbblet (csapadék, talajvíz) következtében a sík- vagy dagadólápok megduzzadó tőzeganyaga vízzel telített állapotba kerülve megfolyósodik (vagy megcsúszik). A mozgás megindulásához nagymértékben hozzájárul az is, hogy a felpúposodás következtében a széleken meredek lejtők ($\sim 20^\circ$, Lóczy D. 2008) képződnek. Elsősorban hűvösebb és nedvesebb éghajlatú mérséklet öceáni területekre (pl. Ír-sziget) jellemző hirtelen („kitörés”) kialakuló mozgások. A lápkitörések esetén sem lehet tisztán elkülöníteni egymástól a mozgási mechanizmust, mivel az anyag az esetek többségében a folyásos (nagy nedvességtartalom esetén) illetve a csúszó (szárazabb állapotban) mozgás kombinációjával halad előre.

A *homokfolyás* (vagy homoklavina) a száraz állapotú, kis kohéziójú – vagy kohéziómentes – laza homok részecskéinek természetes rézsűszög túllépése után bekövetkező mozgását jelenti (Balogh K. et al. 1991). A természetes rézsűszög számos tényező függvényében – a szemcsék alakja, mérete, érdessége, illetve a szemcséközi nedvesség jelenléte vagy hiánya (2.9. ábra) – változik. A homokanyag esetenként annyira átnedvesedhet, hogy akár „nedves homokfolyás” (2.9.C. ábra) is kialakulhat.

A *törmelékfolyások* leggyakrabban a magas hegységi – nagy szintkülönbséggel rendelkező – régiók lejtőin vagy völgyeiben alakulnak ki, a

nagy esőzések alkalmával. A mozgás akkor oldódik ki, mikor a lejtőket borító törmeléktakarók (vagy törmelékkúpok) gyengén osztályozott és kevert – durva és finom – kőzetanyaga vízzel telítődik, majd hirtelen és nagy sebességgel (20-40km/h) lezúdul a völgyekbe (2.18.C. ábra).

A törmelékfolyás során mozgásba hozott kőzetanyag folyadékszerű mozgásba kezd, az ilyen jellegű viselkedés oka a szemcsés kőzetanyag elfolyósodása (likvefakciója). A szemcsék között teljesen megszűnik a súrlódás – a pórusvíznyomás ellensúlyozza a törmelék nyomását (Lóczy D. 2008) – így az átitatott törmelékanyag nagyon gyorsabban mozog, és a sebessége annál nagyobb lesz, minél több pórusból kiszorul a levegő (víz hatására).

A törmelékfolyások katasztrofálisak lehetnek és az általuk érintett területeken mindent elpusztíthatnak. A törmelékfolyások különböző helyi megnevezései is meghonosodtak a szakirodalomban, a legismertebbek: *szej* – Közép-Ázsiában és a Kaukázusban; *mure* – az Alpokban.

A *törmelékklavinákat* (2.18.D. ábra) hol a törmelékfolyások, hol az omlások közé sorolják, de egyre gyakrabban külön kategóriaként tárgyalják. Nagy sebességű száraz kőzettörmelék-mozgás, a magashegységek alhavi (szubnivális) övezeteiben, mely havat is tartalmazhat (Sebe K. et al., 2004). A mozgó kőzettömeg alá levegő szorul, így a törmelékklavina anyaga „légpárnán” zúdul le a völgybe.

A *geliszoliflukció* – *fagyos talajfolyás* – (vagy *geliflukció*) az állandóan fagyott altalajú (permafrost) területek – magas hegységek, illetve sarkkörön túli területek – lejtős felszíneire jellemző mozgás, ahol a folyamatot a gravitáció és a fagyváltozékonyság együttes hatás irányítja. A fagyemelés és a jégnyomás szerepe sok esetben meghatározóbb, mint a gravitáció ereje.

A permafrost feletti talajréteg évszakosan (a magasabb szélességi övezetekben a rövid nyári időszakban) vagy esetleg napszakosan (trópusi magashegységekben) felenged, és mivel a nedvesség nem tud leszivárogni, a vízzel telítődött aktív réteg folyós masszává válik.

A permafrost felszíne képezi a csúszási vagy folyási felületet. A mozgás megindulásukhoz már nagyon kis lejtőszög (akár 2°) is elegendő, ilyen esetekben a nagyon lassú folyásokról beszélhetünk. Meredekebb lejtőkön (>15°) a geliszoliflukciót más folyamatok váltják fel.

A fagyos talajfolyások sebességét és az általuk létrehozott formák jellegét, az eddig említett jellemezőkön kívül, még számos tényező befolyásolhatja: a csapadék mennyisége, a lejtőkitettség, a növényzet jelenléte vagy hiánya.

2.4.5. Kúszás

A lejtőüledékek nagyon lassú (cm/év), szemcsénkénti anyagáthelyeződéssel járó mozgását kúzásnak nevezik.

A részecskék szemcsénkénti áthelyeződését okozó folyamatok intenzitása éghajlat, szemcseméret, lejtőszög függvényében változik, és ennek megfelelően többféle osztályozási lehetőség létezik.

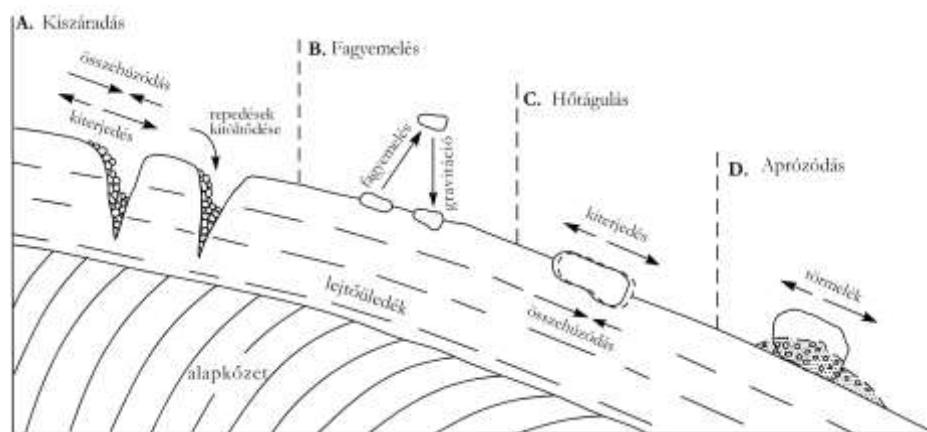
A mozgás időbelisége alapján az ilyen jellegű mozgásoknak két típusát különböztetik meg: a *szakaszos* és *folytonos* kúzásokat.

A *folytonos kúzások* nagyon ritka jelenségek, és kizárólag a gravitáció hatására alakulnak ki (Lóczy D., 2008).

A *szakaszos* jellegű kúzási folyamatok sokkal gyakoribbak és ezért alaposabban tanulmányozták őket, mint a folytonos kúzásokat.

A szakaszos kúzások mozgási mechanizmusa több olyan részfolyamatból tevődhet össze, amelynek hatására a részecskék a lejtőirányban áthelyeződhetnek (2.19. ábra, Sharpe, C.F.S. 1960). Az ábrán szemléltetett részmechanizmusokból arra következtethetünk, hogy az éghajlati feltételek erőteljesen meghatározzák a kúzási folyamatokat és azok jellegét.

a. A nedvességváltozás (2.19.A. ábra) hatására történő összehúzódás (benedvedés) és kitágulás (kiszáradás) következtében a törmelékdarabok lefelé mozognak a lejtőn, ami annak is tulajdonítható, hogy a tágulás mértéke lejtő irányban mindig nagyobb.



2.19. ábra. A kúzó mozgást kiváltó folyamatok Sharp, C.F.S. (1960) és Kettner, R. nyomán – magyarázat a szövegben (forrás: Sparks, B.W. 1972; Borsy Z. 1992 és Lóczy D. 2008)

b. A fagyváltozékonyság (2.19.B. ábra) következtében fagyemeléskor a törmelékdarabok a lejtőre merőlegesen mozdulnak el, olvadáskor viszont a

gravitáció hatására függőlegesen süllyednek vissza, ami a részecskék lejtőirányban történő elmozdulását eredményezi.

c. A hőmérséklet-ingadozás (2.19.C. ábra) hatására bekövetkező térfogatváltozás – tágulás illetve összehúzódás – hatására a mozgásban részt vevő törmelék szemcsék szintén a lejtő irányában mozdulnak el.

d. A helyben történő aprózódás (2.19.D. ábra) hatására a kőzetdarab szétesésekor keletkező törmelék szemcsék nagy része a lejtőnek egy alacsonyabb részére halmozódik át.

Az ábrán csak négy mozgási folyamat van feltüntetve, de ezeken kívül még számos más tényező is hozzájárulhat a kúszási folyamat fenntartásához – emberi hatás, gyökérnövekedés – és mindezen folyamatok együttes hatása.

A lejtés mértéke és kúszó anyagot alkotó szemcsék mérete alapján két fő típust különböztethetünk meg: a *törmelék kúszást* és a *talaj kúszást*.

A *törmelék kúszás* különböző méretű kőzetszemcsékből felépülő, viszonylag meredek lejtőkre támaszkodó törmelék lejtők felszíni részének lassú mozgása. Az éghajlati viszonyok és a törmelék lejtők természetes rézsűszöge jelentős mértékben befolyásolja a kúszó mozgás mechanizmusát.

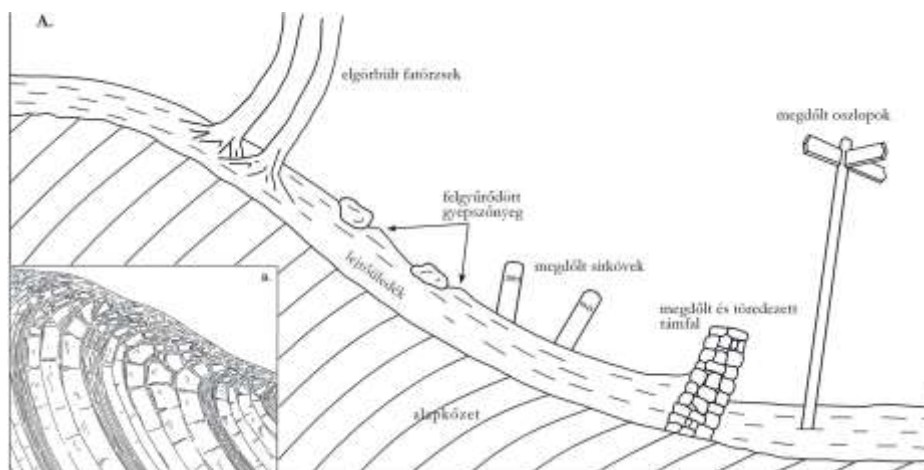
Az éghajlat szerepe meghatározó, elsősorban azokra a vidékekre jellemző ahol a hőingadozás – fagyváltozékonyság stb. – hatása viszonylag erőteljesebben éreződik. Az ilyen jellegű kúszó mozgások felelősek a hűvös periglaciális vidékek és magashegységek törmelék lejtőinek – kőtengerek, kőfolyások – lassú (cm/év) lejtőirányú elmozdulásaiért. Mivel a törmelék lejtők nagyobb szemcséjű, durvább anyagokból épülnek fel aránylag nagy rézsűszög értékig (25–35°) stabilak maradhatnak, és a kőzetdarabok csak lassú kúszó mozgást végeznek. Abban az esetben, ha a stabilitás valamilyen váratlan külső körülmény hatására megbomlik, egyéb gravitációs folyamatok is kialakulhatnak: omlások (földrengés, meg növekedett hóterhelés), folyások (átázás).

A *talaj kúszások* a málladék(talaj)takaró finom szemcséjű anyagának lassú (néhány cm/év) mozgásai, amelyek már kis lejtés esetén (< 5°) is megindulhatnak.

A részecskék lejtőirányú áthelyeződése nagyon lassan megy végbe, és sebességük a mélységgel fokozatosan csökken (2.11. ábra). A megmozgatott talajréteg vastagságát nem mindig lehet pontosan meghatározni, de általánosan elfogadott vélemény szerint ritkán haladja meg az egy métert.

Mivel nagyon lassú anyagátrendeződési módról van szó, a mozgási folyamat szabad szemmel nem megfigyelhető, de egyes jelenségekből következtetni tudunk rájuk. A felszínen észlelhető következmények közül a

leggyakoribbak (2.20.A. ábra.): elgörbült fatörzsek, megdőlt oszlopok és sírkövek, repedezett támfalak és aszfaltút, felgyűrődött gyepszőnyeg.



2. 20. ábra. **A.** A kúszás következményei a felszínen (Sparks, B.W. 1972) és **B.** a felszín alatt (Tufescu, V. 1966)

A kúszást előidéző mozgások nagyon kis mélységig ható folyamatok (néhány dm-ig, Terzaghi, K.A. 1950), ezért elsősorban a lejtőt borító üledékek felszínközeli részecskéinek áthelyeződését okozzák.

A kúszási folyamatok gyakori kísérőjelensége, a kőzetrétegek – lejtő irányú – kampós elvonszolódása (elhajlása) a súrlódás következtében (2. 20.B. ábra). Ez annak tudható be, hogy a lejtőüledékek és szálban álló kőzetrétegek között állandósuló nyírófeszültség hatására, az alapkőzetet alkotó rétegek végei (szélei) „elhajlanak”. Ezt nem úgy kell elképzelni, mint egy plasztikus elhajlást. Ilyen esetekben a repedések mentén történik meg a kőzetek lassú elvonszolódása. Így a lejtőüledékek laza és sok esetben finom szerkezetű anyagába az alapkőzetből leszakított változó méretű kőzetdarabok keveredhetnek. Ezeket a jelenségeket leggyakrabban – természetes vagy mesterséges – feltárásokban figyelhetjük meg.

2.4.6. Derázio

A tömegmozgások különböző típusai – csuszamlás, folyás, kúszás – által végzett felszínalakító – völgy- illetve lejtőformáló – folyamatok összefoglaló megnevezéseként vezette be Pécsi Márton a *derázio* (lejtőmarás) fogalmát. A nemzetközi szakirodalomban kevésbé elterjedt kifejezés, de lényegében nagyon jól megragadja az együttesen, illetve egymással váltakozva jelentkező tömegmozgásos folyamatok összetett felszínalakító tevékenységét.

A deráziós lejtőfolyamatok döntő mértékben függnak az éghajlati sajátosságoktól, és elsősorban a periglaciális (jégkörnyéki) területekre jellemzőek (Bona I., 1968). Az pedig, hogy a mi hegy- és dombvidékeink területén is változatos deráziós formakincs alakult ki, a pleisztocén időszaki körülményekre vezethető vissza. De a folyamat jelen körülmények között is jelentős felszínalakító tevékenységgel rendelkezik.

A deráziós folyamatok megindulását, intenzitását és a létrejött formák jellegét az éghajlati adottságokon kívül még számos tényező befolyásolhatja: kiettség, kőzetminőség és szerkezet, talajviszonyok, növényzettel való fedettség (Buczko E., 1967).

A *deráziós formakincs* elég változatos lehet: deráziós völgyek, deráziós fülkék, deráziós háta és nyergek, deráziós tanúhegyek, deráziós lépcsők.

A *deráziós völgyek* tál vagy félhenger alakú, homorú lejtőjű *szárazvölgyek* – a nemzetközi irodalomban ez a megnevezés terjedt el –, viszonylag szelíd, sok esetben völgytalp nélküli térszíni mélyedések (Ádám L. – Schweitzer F., 1985). A száraz deráziós völgy legfontosabb jellemvonása, hogy a völgytalpon nincs állandó vízfolyás, sőt még medernyom sincs. Többségük a pleisztocén időszak nedvesebb szakaszaiban uralkodó folyamatok – szoliflukció, kúszások, suvadások – hatására alakult ki, de átöröklődtek a holocénba, és napjainkban is állandó fejlődésben vannak. A deráziós völgy enyhe lejtőit és talapatát lejtőüledékek borítják be.

Az egymás mellett elhelyezkedő deráziós völgyeket lekerekített hátú *deráziós háta* különítik el egymástól, amelyek jobban elkeskenyedő részei lealacsonyodnak *deráziós nyergek* képezve.

A deráziós völgyfők hátraharapódzása, vagy a nyergek további alacsonyodása következtében létrejött – lejtőmarástól megkímélt – magányos kiemelkedések a *deráziós tanúhegyek*.

A *deráziós lépcsők* lankás peremű „teraszok” – térszíni lépcsők –, a pleisztocén időszak periglaciális areális folyamatai (szoliflukció, felületi erózió), illetve a jelenkori felszíni leöblítés hatására képződött (Ádám L. – Schweitzer F., 1985), mára fokozatosan eltűnő formák (Lóczy D., 2008).

2.4.7. Tömeghiány következtében kialakult felszíni süllyedések

A tömeghiány következtében képződött felszínsüllyedések elsősorban gravitációs erő hatására alakulnak ki, de a folyamat megindulásához – az esetek többségében – szükség van valamilyen kiváltó vagy előkészítő tényezőre, legyen az természetes vagy antropogén eredetű. Nem is kimondottan lejtős folyamatok, mivel kialakulhatnak sík térszíneken is. Ezeket a folyamatokat csak a gravitációs erő hatására történő kioldódásuk kapcsán szokták tömegmozgások közé sorolni, és kiegészítésként megemlíteni.

A laza – gyenge – kohéziójú anyagok (löss, agyagos homok, iszapüledékek stb.) **tömörödése** nyomán, berogyás vagy süppedés hatására, a felszínen különböző méretű és alakú mélyedések alakulhatnak ki. A tömörödés egy viszonylag lassú folyamat és különböző tényezők okozhatják: talajvízszint csökkenése, a víz függőleges áramlásai, az anyag saját súlya stb.

A felszínelatti kisebb-nagyobb, rövidebb-hosszabb üregek illetve járatok hirtelen **beszakadásai** nyomán keletkezett felszíni süllyedések anyagihiány következtében alakulnak ki. A beszakadásos formák egyaránt kialakulhatnak laza (gyenge kohéziójú) illetve tömör szerkezetű kőzetek esetében is, az üreget kialakító folyamatoktól függően.

A mészkőben (vagy esetleg sötömzsökben) oldódással keletkező üregek vagy járatok beszakadása nyomán, a felszínen mélyedések (dolinák) alakulnak ki.

A felszín alá beszivárgott víz által végzett eróziós tevékenységet *alagosodásnak* (vagy *szuffózió*nak) nevezik, ami általában laza szerkezetű üledékes kőzetek (homok, agyag, lösz) kedvező feltételek biztosítanak a folyamat kialakulásához. A beszivárgó víz kimossa a finom szemcséket (illetve a szemcséket cementáló anyagokat), aminek következtében a felszín alatt üregek, járatok vagy alagutak keletkezhetnek, amelyek idővel beszakadhatnak, beroskadhatnak. A lösz meszes kötőanyagú lejtőhordalékában az alagosodás (szuffózió) következtében kialakult üregek vagy járatok beszakadása nyomán keletkezhetnek felszíni mélyedések.

Nagyon gyakoriak a felszínelatti bányászat során kialakított járatok beszakadásai, amelyek kőzetminőségtől függetlenül bárhol bekövetkezhetnek.