BEVEZETÉS A TALAJTANBA KÖRNYEZET-TANOSOKNAK

Környezettudományi alapok tankönyvsorozat

A környezettan alapjai

A környezetvédelem alapjai

Környezetfizika

Bevezetés a környezeti áramlások fizikájába

Környezeti ásványtan

Környezeti mintavételezés

Környezetkémia

Környezetminősítés

Környezettudományi terepgyakorlat

Mérési adatok kezelése és értékelése

Bevezetés a talajtanba környezettanosoknak

Enviromental Physics Methods Laboratory Practices

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar

BEVEZETÉS A TALAJTANBA KÖRNYEZET-TANOSOKNAK

Szerkesztette:
Szalai Zoltán

Írta:
Szalai Zoltán

Jakab Gergely

Lektorálta:
Farsang Andrea

TYPOTEX

2011

COPYRIGHT: © 2012-2017, Dr. Szalai Zoltán, Dr. Jakab Gergely, Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar

Lektorálta: Dr. Farsang Andrea, Szegedi Tudományegyetem

Creative Commons NonCommercial-NoDerivs 3.0 (CC BY-NC-ND 3.0)
A szerző nevének feltüntetése mellett nem kereskedelmi céllal szabadon másolható, terjeszthető, megjelentethető és előadható, de nem módosítható.

ISBN 978-963-279-549-2

KÉSZÜLT: a Typotex Kiadó gondozásában

FELELŐS VEZETŐ: Votisky Zsuzsa

TÁMOGATÁS:

Készült a TÁMOP-4.1.2-08/2/A/KMR-2009-0047 számú,

„Környezettudományi alapok tankönyvsorozat” című projekt keretében.

KULCSSZAVAK:

Talajkémia, talajfizika, talajbiológia, vízgazdálkodás, humuszformák, talajképző folyamatok, talajképző tényezők, talajosztályozás, pedogén ásványok, pufferkapacitás.

ÖSSZEFOGLALÁS:

E jegyzet az ELTE TTK Környezettudomány alapszak Talajtan kurzus hallgatóinak készült, ezért a „klasszikus”, Stefanovits professzor által jegyzett Talajtan-nál jóval szűkebb területet fog át, címéből fakadóan csak bevezeti az olvasót e tudományba.
A jegyzet kilenc fejezetben tekinti át a talajok a talajok morfológiai és anyagi felépítését, azok fizikai és kémiai tulajdonságait, a bennük lejátszódó fizikai és kémiai folyamatokat, illetve keletkezésük és folyamatosan zajló átalakulásuk mechanizmusait.
Külön fejezet tárgyalja a globálisan jellemző talajok földrajzi helyzetét és fejlődésük főbb mozgató rugóit. A természettudományos megközelítés mellett a jegyzet érinti a talajérték meghatározásának közgazdasági problematikáját is.

TARTALOMJEGYZÉK

Előszó **7**
1. Bevezetés **8**
1.1. A talaj fogalma **8**
1.2. A talajszelvény **9**
1.3. A pedon és a szolum **13**
1.4. A talaj funkciói **14**
2. Talajképző tényezők **16**
2.1. Éghajlat **16**
2.2. Földtani tényezők **18**
2.3. Domborzat **19**
2.4. Víz **20**
2.5. Élővilág **21**
2.6. Idő **21**
2.7. Az emberi tevékenység **22**
3. A talaj alkotóelemei **24**
3.1. A talaj szilárd fázisa **24**
3.1.1. A talaj fizikai félesége 24
3.1.2. A talaj ásványos alkotóelemei 25
A homok és a porfrakció ásványai **26**
Az agyagfrakció ásványai **33**
3.1.3. A talaj szerves anyagai 37
3.2. Gázfázis **43**
3.3. Talajoldat **45**
4. Fizikai folyamatok a talajban **47**
4.1. Pórusterek és aggregátumok **47**
4.2. A gázfázishoz köthető fizikai folyamatok **51**
4.2.1. Gázmozgás a talajban 52
4.3. A talaj hőmérséklete és hőgazdálkodása **56**
4.3.1. A talaj hőmérséklet-változása 56
4.3.2. A talaj hőháztartása 59
4.4. Folyadékfázishoz köthető fizikai folyamatok **62**
4.4.1. A talaj nedvességtartalma 62
4.4.2. Vízmozgás a talajban 68
4.5. Párolgás és párologtatás **75**
4.6. A talaj színe **77**
4.7. Talajmechanika **78**
5. Kémiai folyamatok a talajokban **79**
5.1. Az oldódás mint a mállás és a kilúgzás kémiai alapja **79**
5.2. A talaj ásványainak oldhatósága **80**
5.3. A talajkolloidok és a talajkolloidokkal kapcsolatos felületi folyamatok **81**
5.3.1. A talajkolloidok osztályozása 81
5.3.2. Töltések és ionok eloszlása a kolloid felszínén és a kolloidmicellában 84
5.3.3. Kationmegkötés és kationcsere talajkolloidon 85
5.3.4. Specifikus kationadszorpció 87
5.3.5. Anionok nem specifikus adszorpciója 88
5.3.6. Anionok specifikus adszorpciója (anion kemiszorpció) 89
5.4. A talajok kémhatása **89**
5.4.1. A talajsavanyúság és a talajlúgosság eredete 89
5.4.2. A talajok aktuális és potenciális savanyúsága 90

© Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK www.tankonyvtar.hu

5.4.3. A talajok jellemző pH-értékei és a talajok kémhatásával kapcsolatos folyamatok 92
5.5. A talajok redox viszonyai 95
5.5.1. A talajok oxidációs-redukciós viszonyai 95
5.5.2. A talaj redox viszonyaival kapcsolatos folyamatok 96
5.6. A talajok pufferelő képessége 97
6. A talaj élővilága 98
6.1. A magasabb rendű növények 98
6.1.1. Gyökérzet 98
6.1.2. Hajtás 99
6.2. A talaj mikroflórája 99
6.2.1. Prokarióták 100
6.2.2. Eukarióták 103
6.3. Talajfauna 104
6.3.1. Mikrofauna 104
6.3.2. A mezo- és makrofauna 106
7. Talajképző folyamatok 109
7.1. Elemi talajképző folyamatok 109
7.1.1. A szerves anyagok átalakulásával kapcsolatos folyamatok 109
7.1.2. Aprózódás 111
7.1.3. Mállás 112
7.1.4. Savasodás 114
7.1.5. A szalinizáció és az alkalinizáció 115
7.1.6. A kilúgzás és kicsapódás 116
7.1.7. Az igen nehezen oldódó sók kimosódása (keluviáció) és kicsapódása (kiluviáció) 117
7.2. Összetett folyamatok: szilikátásványok mállása és keletkezése talajokban 118
7.2.1. A szilikátásványok mállásának és keletkezésének szerepe a talajfejlődésben 118
7.2.2. Az elsődleges szilikátok mállása 118
7.2.3. Másodlagos szilikátásványok képződése talajokban (az agyagosodás) 122
7.2.4. Szilikátásványok mállása erős kilúgzás és savanyú körülmények között: podzolosodás 129
7.2.5. Szilikátásványok mállása alkalikus talajokban: szologyosodás 130
7.2.6. Egyéb pedogén ásványok képződése 130
7.2.7. Összefoglalás 130
7.3. Egyéb összetett folyamatok 132
7.3.1. Az agyagbemosódás (lessivage) 132
7.3.2. Duzzadás-zsugorodás 132
7.3.3. Redukció 133
7.3.4. Kovárványosodás 134
8. Főbb talajtípusok kialakulása és fejlődése 135
8.1. A hideg öv és a hideg mérsékelt övezet talajai 135
8.2. A valódi mérsékelt öv kontinentális talajai 137
8.3. A valódi mérsékelt öv óceáni és nedves kontinentális éghajlatú területeinek talajai .. 140
8.4. A meleg mérsékelt öv és a trópusi övezet talajai 145
8.5. Talajvíz által befolyásolt talajok 147
9. Földértékelés 152
9.1. Az aranykorona-rendszer 152
9.2. Újabb földértékelési rendszerek 153
Köszönetnyilvánítás 155
Irodalomjegyzék 156
Ajánlott honlapok 157
Fogalomtár 158

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Előszó

Magyarországon az első átfogó, az oktatás számára írott Talajtan tankönyv Prof. Stefanovits Pál tollából született a múlt század hatvanas éveiben. A számos kiadást megért mű legutolsó, módosított, háromszerzősre bővült kiadása 1999-ben jelent meg, és változatlan utánnyomásban utoljára 2010-ben került a piacra. A *„Stefanovits-féle könyv”* eredetileg az agrárképzés igényeit volt hivatott kiszolgálni. E diszciplína oktatása az agrár- és az erdőmérnöki képzésen kívül a tudományegyetemeken is megjelent. Elsőként a biológus és a középiskolai földrajztanár, később a geográfus, majd a földtudományi és környezettudományi képzésben is teret kapott. Jóllehet az agrárképzésen kívüli talajtanoktatás közvetlenül és közvetve is jelentős részben *„Stefanovits-féle könyv”*-ön alapult, a különböző képzések eltérő igényei több nyomtatott, később csak elektronikusan megjelenő jegyzet megszületéséhez vezettek. A nyolcvanas évek végén és a kilencvenes évek elején nyomtatott jegyzetek akár önálló könyvként is megállták helyüket, a később megjelenő elektronikus jegyzetek többsége ezeknél jóval szűkebb terjedelmű volt.

Jelen jegyzet az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar Környezettan alapszak Talajtan kurzusa számára készült, minek köszönhetően az igazodási pontnak számító Stefanovits által jegyzett *Talajtan*nál jóval szűkebb területet fog át. A „Bevezetés a talajtanba környezettanosoknak” címből fakadóan csak bevezeti a hallgatókat e tudományba. Kilenc fejezetben a talajok morfológiai és anyagi felépítését, azok fizikai és kémiai tulajdonságait, a bennük lejátszódó fizikai és kémiai folyamatokat, végül pedig a talajok képződésének mechanizmusait mutatjuk be.

Reményeink szerint jegyzetünk nemcsak a környezettan és környezettudományi, de a földrajz, a földtudomány, továbbá a biológia és a kémia képzésben is segítséget nyújt.

1. BEVEZETÉS

1.1. A talaj fogalma

A Föld szárazulatainak legnagyobb részét igen vékony, laza szerkezetű heterogén természeti képződmény, a talaj borítja. A talajtakaró viszonylagos vékonysága ellenére nemcsak horizontálisan, de vertikálisan is tagolt. Felszíne rendszerint sötétebb színű, mint a mélyebb részeké. A felszíntől számított mélységgel együtt változó szín egyben változó anyagminőséget, fizikai és kémiai tulajdonságokat is jelent.

Annak ellenére, hogy a talaj definíciószerű meghatározása egyszerűnek tűnik, mégis igen sokféle, egymástól jelentősen különböző megfogalmazással találkozunk. A meghatározások a fogalomalkotók „világlátásának", szakmai hátterének függvényében változnak. Ezek közül elsőként azokat kell említsük, melyek a talaj használatából erednek. Mivel a talajtan tudománya a mezőgazdasági tudományok közül nőtt ki, így a legkorábbi, illetve a legelterjedtebb definíciók is ilyen eredetűek. Hazánkban leggyakrabban Stefanovits Pál meghatározását használják, miszerint:

„(A talaj) a Föld legkülső szilárd burka, amely a növények termőhelyéül szolgál."

Más megfogalmazásban a talaj *„feltételesen megújuló természeti erőforrás" (Várallyay, 1997),* amely a napenergia, a légkör, a domborzat, a felszíni és a felszín alatti vízkészletek, illetve az élővilág hatásait transzformálva nyújt termőhelyet a növények számára, ily módon a mezőgazdaság legfontosabb termelési feltétele.

Az első meghatározás szerint talajnak tekinthető minden laza szövetű kőzet is, mely növénytermesztésre önmagában is alkalmas. Ebből adódik, hogy a talajképző folyamatok által nem érintett homok és lösz (népies nevén az ún. *sárga föld*) a talajtudomány szerint talajnak, míg a földtudomány szerint kőzetnek számít.

Lényegében e megközelítést terjeszti ki a nemzetközi szabványügyi szervezet (ISO), melynek *ISO 11074–1:2005* számú szabványa szerint szintén a talajok körébe tartoznak a mélyebb, laza szövetű rétegek is, a talajvíz kivételével.

A környezetvédelemben az *MSZ 21470–1:1988* szabványt tekintik irányadónak. E szerint:

„A talaj a Föld mint környezeti elem felszíne és felszínközeli rétege."

Ez alapján a környezeti ipar a talajszennyezést leggyakrabban nem a talajtani értelemben vett közeg problémájaként kezeli. A tudományos alapokon nyugvó definíciók is diszciplínánként változnak. Fizikai, kémiai és biológiai megközelítésben:

„A talaj háromfázisú (halmazállapotú) anyagi rendszer." (Bohn, McBrian, O'Connor, 1979);

„A talaj számos alrendszerből álló, összetett, nyílt rendszer." (Kilham, 1994);

„A talaj bármely két önmagában is részrendszerek sokaságának hierarchiájából felépülő nagy alrendszer." (Szabó István Mihály, 1986)

E megközelítésekhez képest a talajok a környezettudományi háttérrel rendelkező összefoglaló művekben már a különböző szférák egységeként kerülnek meghatározásra.

„A talaj a föld szárazföldi felszínének legkülső töredezett és mállott rétege." (Coleman, Crossley, Hendrix, 2004)

„A talaj a vadózus zóna azon – mállott ásványi anyagok és holt szerves anyagok keverékéből álló – alegysége, amely kapcsolatot teremt a földkéreg és az atmoszféra között." (Wilson és Artiola, 2004)

Bár korábban jelent meg, mégis e definíciók szentenciájának tekinthető a földrajzi megközelítés, mely szerint a talaj nemcsak a geoszférák határfelülete, hanem önmagában is geoszférának tekinthető:

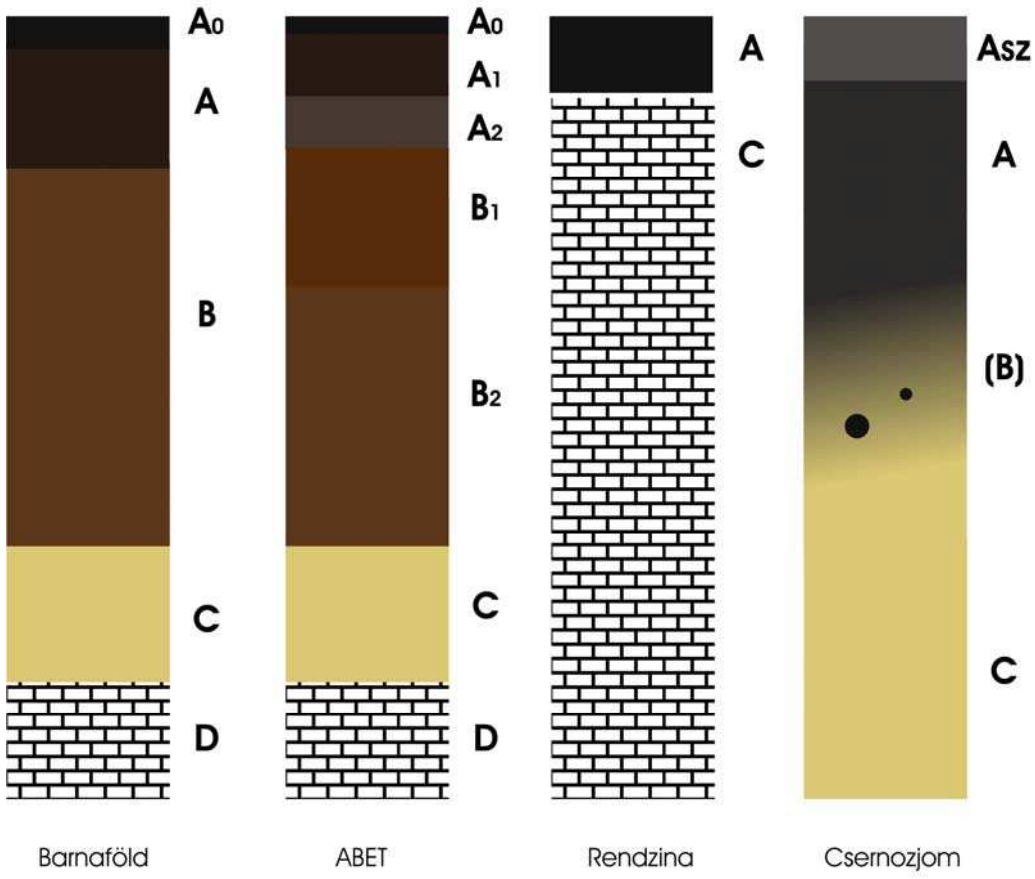
A talaj bonyolult – fizikai, kémiai, illetve biológiai folyamatok sokaságában megnyilvánuló – kölcsönhatásrendszer által kialakított aktív réteg, amelyet globális léptékben önálló földi szférának, pedoszférának, talajburoknak nevezünk.

© Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Az összes fenti tételt elfogadva földrajzi-földtani (és környezettudományi) szempontból talajnak a *kőzetburok azon részét tekintjük, amelyet a talajképző folyamatok anyagában és szerkezetében átalakítottak, illetve amelyben a talajképző folyamatok hatnak, de a talajképző kőzet még anyagában és szerkezetében nem alakult át.*
A talajtakaró a felszínre kerülő (ez akár vízzel borított terület is lehet) kőzetekből, vagy a kőzetfelszínen felhalmozódott holt szerves anyagokból alakul ki. A több mint 30% szerves anyagot tartalmazó talajokat ***szerves talajoknak*** hívjuk. E talajok szerves anyagban gazdag részének meg kell haladnia a fél méteres vastagságot. Ha a szerves anyagok mennyisége nem éri el ezt a szintet, vagy annak vastagsága kisebb, mint fél méter, úgy ***ásványi talajokról*** beszélünk. Bolygónk talajainak túlnyomó többsége az ásványi talajok közé tartozik.
A talaj vertikális tagoltsága akkor is létrejön, ha az alapanyagául szolgáló (talajképző) kőzet homogén. A talajban megfigyelhető „rétegek" általában nem üledéktani értelemben vett rétegek, mivel azok a talajképződés során, a talajképző folyamatok révén jönnek létre. Ezeket a vertikális egységeket *genetikai talajszinteknek* hívjuk.

1.2. A talajszelvény

A genetikai szinteket az ábécé nagybetűivel jelöljük. E betűjeleket a legtöbb talajmorfológiai iskola (rendszer) nagyjából azonos módon használja. A fő genetikai szinteken belül elkülöníthető szinteket a hazai talajtan alsó indexbe helyezett számokkal, vagy betűkkel különíti el. Amennyiben a két szint közötti határ nem egyértelmű, vagy a szint poligenetikus, úgy a két szint közötti átmeneti szintet az érintett szintek két nagybetűjével (pl. AB, BC) jelöljük.
A hazai talajtan az alábbi genetikai szinteket különíti el (1.1. ábra):

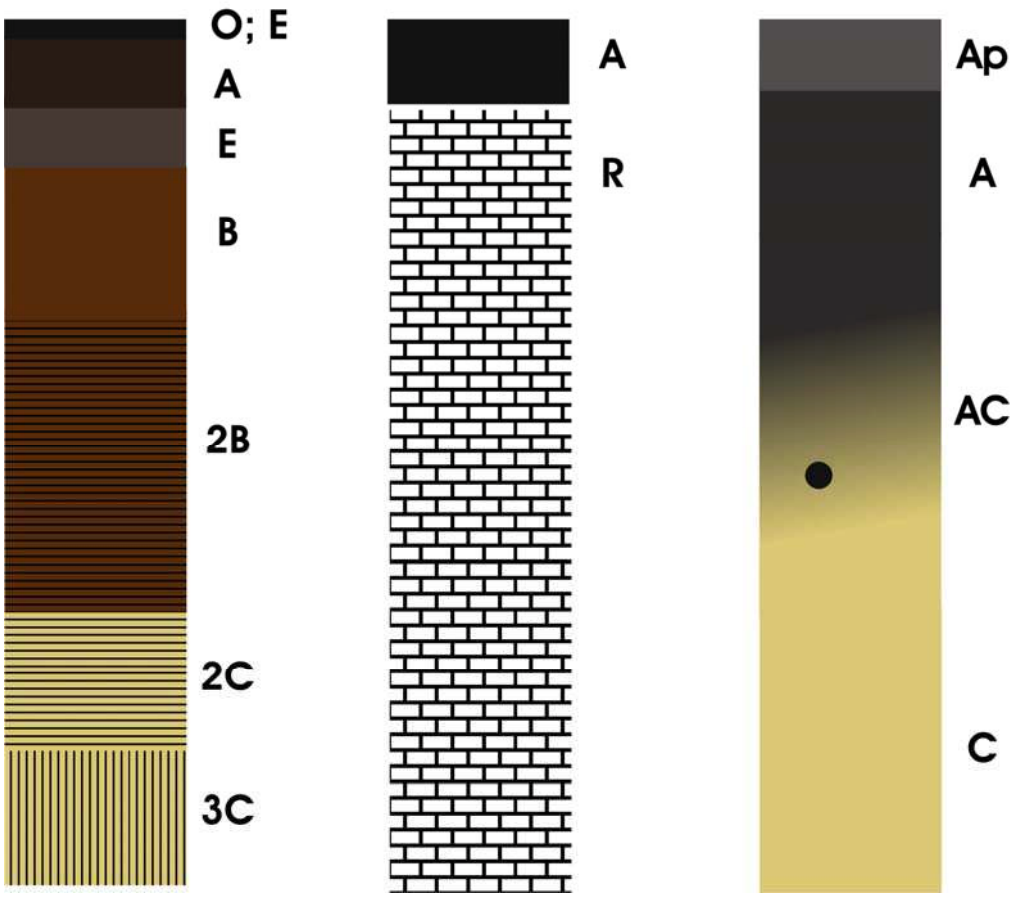


1.1. ábra: Genetikai talajszintek jelölése a hazai talajtanban

A-szint
A talaj szerves anyagban leggazdagabb legfelső szintje. A legfelső, döntően kevéssé lebomlott szerves anyagokból álló szintet A_0-lal jelöljük. Azokban a talajokban, melyekben a kilúgzás nem jellemző folyamat, ott az A-szint az egyenletesen elhumuszosodott szintet jelöli. Amennyiben valamilyen folyamat (pl. kilúgzás, agyagvándorlás stb.) miatt az A-szint differenciálódik, úgy annak felső – humuszban gazdagabb – részét A_1-gyel, az alatta húzódó fakóbb, kilúgzott (eluviális) részét A_2-vel jelöljük. A művelt talajok szántott részét A_{sz}-szel, a barázdafenék alatt kialakult, tömődött eketalp réteget A_{ET}-vel jelölik.
B-szint
Ép talajszelvényekben az A-szint alatt található. Azokban a talajokban, amelyekben a felszínre jutó csapadékvíz az év nagy részében a mélybe szivárog, ez a szint az A-szintből kilúgzott anyagok felhalmozódásának (illuviális) szintje. A B-szint differenciálódása esetén az agyagban, vagy szeszkvioxidokban gazdagabb felső szintjét B_1-gyel, az alatta húzódó szintet B_2-vel jelöljük. Kontinentális és szemiarid területek talajaiból csak a legkönnyebben oldódó sók mozdulnak meg, illetve mosódnak ki. Ekkor a B-szint nem felhalmozódási szint, hanem a humuszos talajfelszín és a talajképző kőzet közötti átmeneti zóna. Jelölése: B.
C-szint
A talaj alapanyagául szolgáló, úgynevezett talajképző kőzet, melynek felső, többé-kevésbé átalakult része a talaj. Többen csak a laza szövetű (pl. homok, lösz) kőzeteket értelmezik C-szntként. A talajképző kőzet legfelső (a B-szint alatt kb. 0–50 cm) részében már megjelennek az elemi talajképző folyamatok is. Ennek hatására idővel anyagában átalakulva B- (esetleg A-) szintté válik. Ennek alapján adott időpillanatban C-szintnek a talajképző kőzet azon részét tekinthetjük, amelyben a talajképző folyamatok már hatnak, de anyagában még a kiinduló kőzettest jellegzetességeit hordozza. Kivételes esetekben az anyagi átalakulás is leírható ebben a szintben. Ilyen a felsőbb szintekből kimosódott pedogén szénsavas-mész ($CaCO_3$) kicsapódása. Jele: C_{Ca}.
D-szint
Az ágyazati kőzet. D-szintként értelmezhetjük a homogén talajképző kőzet azon részét is, ahol már a pedogén folyamatok nem hatnak. Abban az esetben, ha a felszínhez közel két különböző kőzet található, de a talajképző folyamatok csak a felsőben hatnak, úgy a talajképző kőzet feküjét D-szinttel jelöljük. Például ha gránitra kis vastagságú (2–5 m) lösz települ, úgy a löszt C-szintként, a gránitot D-szintként írjuk le. A hazai talajtan képviselői közül vannak, akik a D-szintet kizárólag a szálban álló talajképző kőzetként értelmezik.
A hazai talajtanban kialakult szintbeosztás nem tud szabatosan leírni olyan talajszelvényeket, melyek több talajképző kőzeten alakultak ki (rendszerint a Kárpát-medencén kívül előforduló talajok), illetve ha a talajképző kőzet homogén, de a genetikai talajszintek fizikai és/vagy kémiai-ásványtani szempontból erősen tagoltak (pl. egyes réti talajok). Ilyen talajok leírására az Egyesült Államokban kialakult, de nemzetközileg elterjedt beosztást, vagy a nemzetközi talajosztályozási rendszer tagolását célszerű használni (1.2. ábra).

Átmeneti szintek: a szintek közötti átmenet jelölésére kettős betűjelzést használunk. A kettős betűjeleknél az átmeneti szintben meghatározóbb szint jelét vesszük előre. Ha több talajszint anyaga elkülönülve jelenik meg egy rétegben, akkor / jellel választjuk el őket.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK



1.2. ábra: Genetikai talajszintek jelölése a WRB talajosztályozási rendszer szerint

A nemzetközi talajosztályozási rendszer (WRB) az alábbi szinteket különíti el *(FAO Guidelines for Soil Description, FAO, Rome, 2006)*:
A fő talajszintek *(master horizons)* elkülönítésére az alábbi nagybetűket használjuk:

H-szint
Friss, vagy csak részlegesen lebomlott, nagy mennyiségű szerves anyagot (talaj szerves szén, TOC>20% – talaj szerves anyag, SOM>34,4%) tartalmazó, felszíni szint. Szerves (láp-) talajok felszíni szintje.
A-szint
A felszínen fekvő szerves anyagban gazdag, sötét színű szint. Művelt talajoknál az átforgatott, szántott részét A_P-nek jelöljük.
E-szint
Kilúgzási (eluviális) szint. A hazai terminológia szerint az erdőtalajokban és a szikesekben A_2 szintként jelölt horizont megfelelője. Az E-szint mindig fakóbb, az A-nál, de nem feltétlenül világosabb, mint az alatta levő B-szint.
B-szint
A B-szint az O-, A-, E-szintek alatt húzódó felhalmozódási vagy átmeneti szint. A kilúgzással, sófelhalmozódással, illetve agyagelmozdulással jellemezhető talajokban itt halmozódnak fel a felsőbb szintekben megmozdított anyagok. Azokban a talajokban, amelyekre nem jellemző az említett szelvényen belüli anyagmozgás, ez a szint a csökkenő humusztartalom szintje.

C-szint
A laza szövetű talajképző kőzet.
R-szint
Szálban álló, vagy cementált talajképző kőzet. A cementált a talajképző kőzetek 24 óra áztatás után sem iszapolódhatnak szét.
L-szint
Víz alatti üledékek.
Az ugyancsak széleskörűen használt amerikai talajosztályozási rendszer *(USDA NRCS Soil Taxonomy)* által definiált szintek *(Soil Survey Division Staff. Soil survey manual. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18., 1993.)* nagy vonalakban megegyeznek a WRB által leírtakkal. Az előző rendszertől eltérően az Egyesült Államokban a szerves anyagban gazdag szinteket a vízhatás függvényében is elkülönítik.
H-szint
Friss, vagy csak részlegesen lebomlott, nagy mennyiségű szerves anyagot (TOC>18%, SOM>31%) tartalmazó, időszakos (30 napnál hosszabb ideig) vízborítású felszíni szint.
O-szint
30 napnál rövidebb ideig vízzel telített, friss, vagy csak részlegesen lebomlott nagy mennyiségű (TOC>18%, SOM>31%) szerves anyagot (levél, fenyőtű, ág, gally stb.) tartalmazó felszíni szint. Mind szerves, mind ásványi talajok felszínén előfordul.

Amennyiben az ásványi talajok több, egymás alatt kis vastagságban húzódó rétegösszleten alakulnak ki, azaz a talajban „folytonossági hiányok" figyelhetők meg, akkor a szedimentológiailag is értelmezhető rétegek elkülönítésére a genetikai talajszint betűjele előtti arab számokat használunk. Az egymás alatt elhelyezkedő rétegeket folyamatosan számozzuk, pl: A, B, 2B, 2C, 3C.

Ha egy szint bármely tulajdonsága alapján tovább tagolható, akkor azokat alsó indexbe helyezett számokkal, vagy betűkkel különítjük el egymástól. A hazai rendszertanban a talajszinteken belüli egységeket elsősorban számokkal különítjük el,[1] pl: A_1, A_2, B_1, B_2. Egyes talajokban sokszor az indexszel jelölt szinteken belül is további szintek határozhatók meg. Ekkor az indexelt egységeket is további sorszámmal jelölhetjük, pl: A_{21}.
A fent ismertetett nemzetközi rendszerekben a genetikai talajszintek másodlagos tulajdonságainak jelölésére az alsó indexben elhelyezett betűk szolgálnak, a legfontosabb tulajdonságok jelölését az 1.1. táblázat mutatja be. A fő és másodlagos szinteket egyszerre több tulajdonság is jellemezheti, de kettőnél többet egyszerre nem szoktak alkalmazni.

[1]Kivétel ez alól a C-szintben kialakuló kalcium-karbonát felhalmozódási szint, melyet C_{Ca}-val jelölünk.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

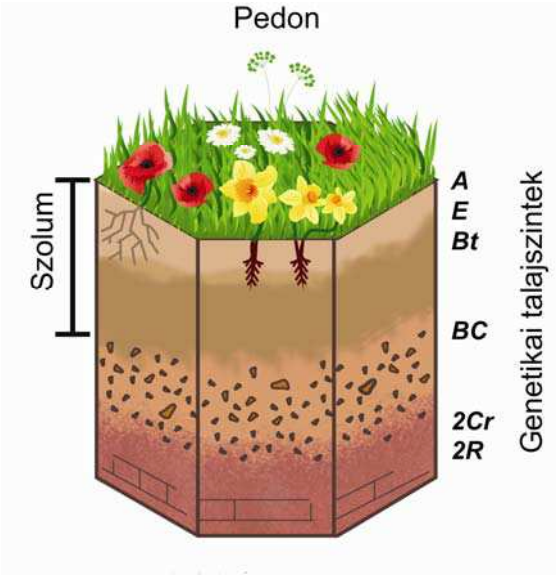
Index	Jelölt tulajdonság	Előfordulás a talajban
a	erősen bomlott szerves maradványok	O-, H-szintek
b	eltemetett genetikai talajszint	felszín alatti talajszintek
c	kiválások	bármely szint
d	kemény, a gyökerezést gátló nem cementált szint	felszín alatti talajszintek
e	közepesen bomlott szerves maradványok	felszíni szint
g	pangó víz, glej	bármely szint
h	bolygatatlan humuszos szint	felszíni szint
i	alig bomlott szerves maradványok	felszíni szint
k	„calcic” szint: másodlagos (pedogén) kalcium-karbonát felhalmozódás	bármely szint
m	cementált, kemény réteg (gyökerezést gátolja)	felszín alatti talajszintek
n	„natric”- szint: agyag és kicserélhető Na^+ felhalmozódás	felszín alatti talajszintek
o	mállásból származó szeszkvioxid felhalmozódás	bármely szint
p	szántás, művelés (bolygatás)	felszíni szint
q	kovasav felhalmozódás	felszín alatti talajszintek
r	erős redukció	felszín alatti talajszintek
s	kilúgozott szeszkvioxidok felhalmozódása	felszín alatti talajszintek
t	*„argic” szint:* agyagfelhalmozódás	bármely szint
u	antropogén anyagok	bármely szint
w	gyenge szín vagy szerkezet	bármely szint
y	*„gypsiric” szint:* gipszfelhalmozódás	bármely szint
z	*„salic” szint:* gipsznél jobban oldódó sók	bármely szint

1.1. táblázat: A *talajszintek jele mellett az alsó indexben használatos fontosabb jelölések WRB rendszerben (index a szint jele előtt = geogén folyamat; index a szint jele után = pedogén folyamat)*

1.3. A pedon és a szolum

Az ember által leképzett jelenségek többnyire síkban jelennek meg. Így van ez a talaj esetében is. Ezt a talajok feltárásának módszertana is erősíti, hisz a talajt a feltárás során készített gödör homlokfala – a talajszelvény – alapján szoktuk (kell) leírni. A talajok azonban térbeli, három-dimenziós képződmények. A szelvényekben lebenyekként vagy ív alakú formaként megjelenő képződmények valójában poligonok, tál alakú mélyedések, vagy más formák. Vannak talajok, melyek horizontális kiterjedésükben kvázi homogének (pl. barnaföld), mások viszont (pl. a tajga övezet podzoljai vagy a duzzadó-zsugorodó vertisolok) csak nagyobb térbeli egységben

értelmezhetők. *Azt a legkisebb térbeli egységet (talajoszlopot), amely egy adott talaj jellemzéséhez elégséges,* ***pedon****nak nevezzük* (1.3 ábra). Egy terület talajtakarója így a talajtípusok pedonjainak összességeként, polypedonként is értelmezhető.



1.3. ábra: A pedon és a szolum

A pedonnak nemcsak horizontális, hanem vertikális kiterjedése is van. Ennek mélysége talajtípusonként és földrajzi övezetenként eltérő. A gyengén fejlett talajok mélysége csak pár centiméteres (pl. szálban álló kőzeten kialakuló váztalajok), az egyenlítői övben viszont a talajképző folyamatok akár több tízméteres mélységben is hathatnak. A mérsékelt övezet azon részén, ahol mi is élünk, a talajok mélysége rendszerint nem haladja meg a 2 métert. Ebbe a mélységbe már a talajképző kőzet felső részét is beleértjük.
Mint azt már korábban említettük, az A és a B genetikai szintek a talajképző kőzetek anyagának átalakulása útján jönnek létre. E szintek összességét ***szolum***nak nevezzük. A talajon belül a szolum elkülönítését részben az eltérő anyagi sajátosságok, részben a talajképző folyamatok erőssége indokolják.

1.4. A talaj funkciói

A talajra hagyományosan a *mezőgazdaság termelőeszközeként* tekintünk, ezért hagyományosan a *talaj első és legfontosabb tulajdonságaként a termékenységét* tekintjük. Ez mind a mai napig a földértékelés egyik kulcsa (lásd 9. fejezet).
Az élet szárazföldi térnyerése óta (mai ismereteink szerint a Föld mintegy 4600 millió éves történetéből az utolsó ~450–400 millió évben) a talaj a terresztriális életközösségek ökológiai értelemben vett *termelő (producens)* szervezetei számára *alapvető víz és tápelem, részben levegő szolgáltató közeg.* Ezen életközösségek teljes egésze a talajban gyökeredző, valamint a talajban élő producens szervezeteken alapszik. A talaj termékenységének megváltozása ezért nemcsak az emberi társadalmakra,[2] hanem a természetes életközösségek szerkezetére is hat.
A talaj mint geoszféra az elemek (és a víz) *biogeokémiai körforgásának egyik eleme*. A körfogás földfelszíni elemeit tekintve az összes elem szilárd-oldott, valamint oldott-gázfázis átmenete legnagyobbrészt a talajokban játszódik le, egyaránt részt vesz a földtani értelemben is

[2] Mezopotámia ókori magaskultúráinak bukása alapvetően a talajok termékenységének drasztikus csökkenésére vezethető vissza.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

hosszú időt átfogó *„endogén körforgásban”*[3] és az ennél rövidebb időtartamú „*exogén körforgásban”* [4] is. Az élővilág szempontjából fontos elemek közül a szén kivételével az összes a talajban válik biológiailag aktívvá, azaz a talajban válnak a termelő szervezetek részére felvehetővé és a talajon keresztül lépnek be a bioszférába (lásd a talajok termékenysége).

A talaj *hő, víz, növényi tápanyagok és potenciálisan káros anyagok természetes raktározója*. Csillapítja a felszínközeli atmoszféra hőmérsékleti szélsőségeit, kiegyenlíti a termelő szervezetek víz- és tápanyagellátását. A vízvisszatartó képesség az időben és mennyiségben egyenetlenül lehulló csapadék talajban való elraktározását jelenti. Ennek eredményeként a növények a hosszabb csapadékmentes időszakokban is képesek vizet elérni. Mivel a talajok fizikai és ásványtani sajátosságaik függvényében különböző mennyiségben és elérhetőségben képesek vizet raktározni, ezért azonos éghajlati és domborzat viszonyok mellett is jelentősen eltérő lehet a primer produkció, illetve a betakarítható termés mennyisége. Az intenzíven művelt területeken a talaj tápanyag-raktározó képessége biztosítja a talajerő-utánpótlás révén ismételten talajba juttatott tápanyagok elérhetőségét. A talajok a vízhez hasonlóan a tápanyagokat is csak bizonyos mértékben tudják visszatartani, ezért a túlzott mértékű fertilizáció környezeti kockázatot jelent.

A talaj az életközösségekre (így az emberre is) veszélyes anyagok *természetes szűrő*jeként és méregtelenítőjeként is működik. A potenciálisan toxikus, le nem bontható szennyezőket (pl. nehézfémek) a talajok ásványi vagy szerves fázisa képes tartósan, biológiailag elérhetetlen formában megkötni, „stabilizálni”. Legnagyobbrészt a talajokban történik meg a biológiailag aktív nitrogén (nitrát) volatilizációja, valamint a toxikus szerves vegyületek lebontása is.

A talaj önálló *élettér*. Az élővilág jelentős hányada él a talajban (a talaj flórája és faunája), illetve kötődik léte hozzá (pl. növényzet). E tekintetben a talaj egyfajta *génbankként* is működik. Fel kell hívni a figyelmet arra is, hogy a világtengerben és a szárazföldön uralkodó oxidatív viszonyokkal ellentétben, a talajtakaró jelentős részében mind a mai napig bolygónkra korábban jellemző reduktívabb, illetve esetenként erősen reduktív környezet őrződött meg. Ezekben az életterekben mind a mai napig olyan mikrobiális közösségek maradtak fent, melyek az *ún. aerob szerves légző* életformákkal szemben a szárazföldi és tengeri ökoszisztémákban versenyképtelenekké váltak. Az elemek biogeokémiai körforgásában máig jelentős szerepet játszanak ezen mikroorganizmusok.

A talaj *közeg az építmények és közlekedés* számára, továbbá a talaj „*hordozza” az emberiség történelmének megmaradt emlékeit*, dokumentumait.

[3] Az elemek körforgásának azon részét, amely az összes geoszférát átfogja, endogén körforgásnak nevezzük. Az elemeknek a földköpeny és a kőzetburok, valamint a talaj, a légkör, a vízburok és az élővilág közötti körforgása akár százmillió éveket is átfoghat. Az endogén körforgásban (más néven a nagy körforgásban) a talaj az elemeknek a kőzetburokból való kilépésében (talajképződés), valamint a kőzetburokba való belépésében (talajok eltemetődése) is szerepet játszik.

[4] Az elemek körforgásának azon részét, amely az élővilág-talaj-vízburok-légkör rendszerben játszódik exogén körforgásnak nevezzük. Az elemek ezen szférákban rendszerint rövid (néhány ezer év) ideig tartózkodnak, ezért ez a körforgás földtani értelemben rövid időtávot fog át.

2. TALAJKÉPZŐ TÉNYEZŐK

A talajok kialakulása, illetve fejlődése időigényes, és meglehetősen bonyolult folyamat. A képződő talaj tulajdonságait a *talajképző folyamat*ok (7. fejezet) alakítják. E folyamatok változatos körülmények között játszódhatnak le, melyek környezetét (ezáltal a képződő talaj tulajdonságait) a térben és időben rendelkezésre álló feltételek, vagyis a *talajképző tényezők* határozzák meg. E tényezők jelentős része a Föld adott területeire nézve a talajképződés időskáláján (mérsékelt övezetben tíz–tizenötezer évig terjedő időtartam, a trópusokon akár több millió év is lehet) állandó, de vannak olyanok is, melyek gyorsan változnak. Mivel a talajképző tényezők hatása is folyamatos, ezért a talajok kialakulása, fejlődése, pusztulása esetleg ismételt kőzetté alakulása[5] szünet nélkül zajlik. A tényezők megváltozásával a talaj fejlődési iránya is változik.

A klasszikus (Dokucsajev-féle) felfogás szerint öt alapvető tényező határozza meg a talajok kialakulását. E felfogás kizárólag a természeti adottságokat veszi figyelembe, azonban az emberi beavatkozás hatása napjainkra meghatározóvá vált a talajok képződésében is. Ezek alapján az alábbi hét, egymással szorosan összefüggő talajképző tényezőt vesszük sorra:

1. Éghajlat,
2. Aktív és passzív földtani tényezők,
3. Domborzat,
4. Víz,[6]
5. Élővilág,
6. Idő,
7. Emberi tevékenység.

A talajképző tényezők közvetlenül és közvetetten is befolyásolják a talaj képződését, ennek következtében a talajgenezis igen összetett folyamatok együttes eredője. A talajképző tényezők nemcsak a talaj fejlődésére, hanem egymásra is hatnak. Ebből következőleg a talajképző tényezők bármelyikének megváltozása közvetlenül és áttételesen is hat a talaj fejlődésére. A változások hosszabb-rövidebb idő alatt a talaj morfológiájában, ásványtani sajátosságaiban, szervesanyag-forgalmában, minőségében, fizikai és kémiai sajátosságaiban, és élővilágának összetételében, illetve azok aktivitásában is megjelennek.

2.1. Éghajlat

A talajok földrajzi elrendeződésében a klasszikus megközelítés szerint az éghajlat a legáltalánosabb rendező elv. Ha a talajok fejlődéséhez elég idő áll rendelkezésre, illetve egyéb talajképző tényező (a felszínközeli vizek, a domborzat és újabban az ember) nem hatnak markánsan, akkor a talajok a nagy földrajzi övezetekhez igazodva alakulnak ki. Mivel a fent említett három másik talajképző tényező a felszín jelentős részén módosítja az éghajlat hatását, ezért a nemzetközileg legelterjedtebb talajosztályozási rendszerek *(US Soil Taxonomy, FAO – World Reference Basae for Soil Resources)* az éghajlatot nem veszik figyelembe.

Az éghajlati elemek közül a csapadék és a hőmérséklet játszik kiemelt szerepet, mivel ezek együttesen határozzák meg a mállás, valamint a talajbiológiai folyamatok intenzitását és minőségét, valamint a holt szerves anyagok lebomlásának sebességét. A magasabb hőmérséklet és a növekvő csapadékmennyiség a talajképző folyamatok számának és intenzitásának növe-

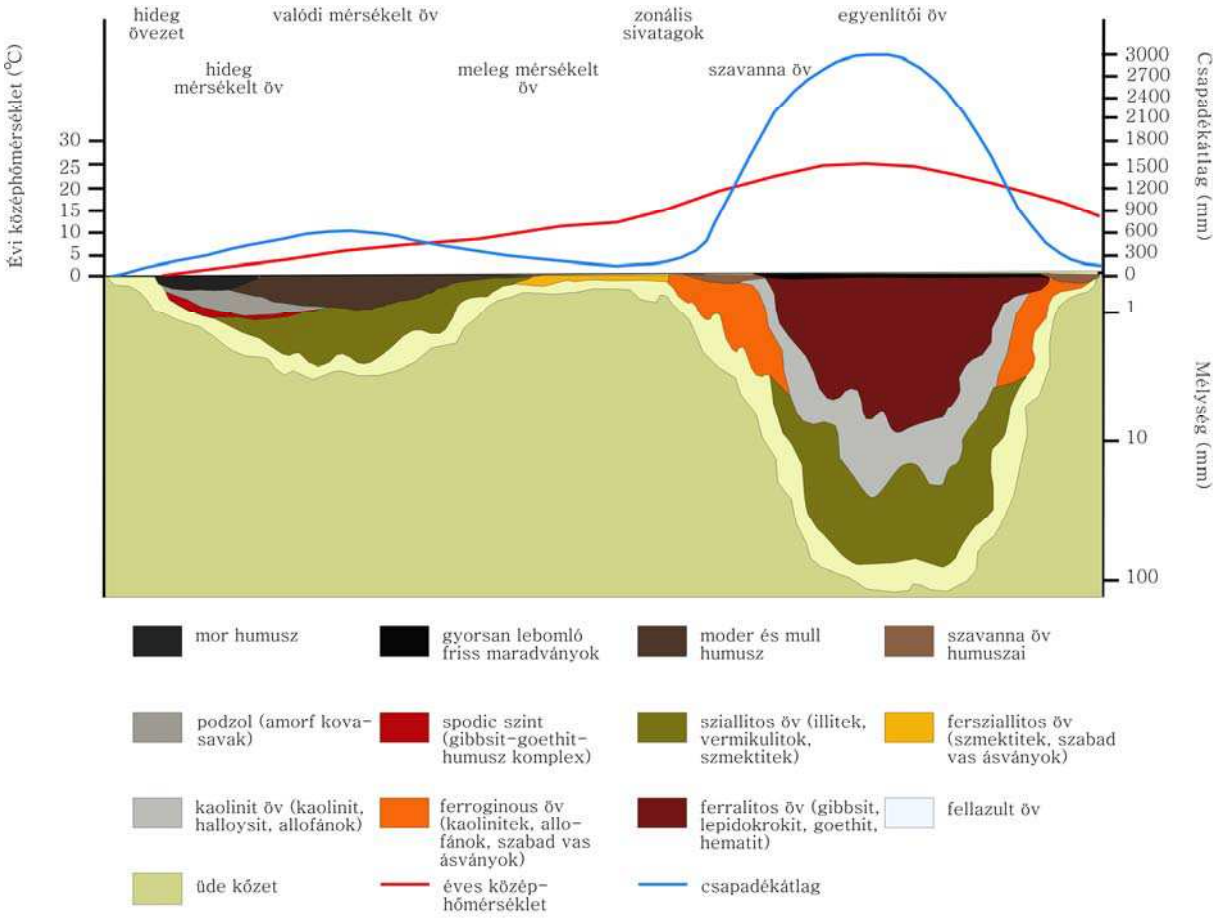
[5] Példának okáért, az egyenlítői öv erősen mállott talajainak anyaga – a felhalmozódó vas- és alumíniumásványok kompakciója és cementálódása által – ismételten „kőzet jellegűvé" válik (pl. Phlintisolok).

[6] A dokucsajevi felfogástól eltérően a vizet a domborzattól különválasztva önálló tényezőnek tekintjük, mivel a talajban lefelé szivárgó csapadékvíz, vagy a talajt más módon (pl. kapillárisemelés által) elérő – esetleg teljesen átitató – felszín alatti vizek a talajképződés irányát alapvetően meghatározzák.

© Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

kedését, ezáltal a talajfejlődés felgyorsulását is okozzák. A fizikai hatások szempontjából kiemelt szerepe van még a hőingásnak, és különösen a fagyás-olvadás periodikus változásának. A további éghajlati tényezők hatásai a talajképződés szempontjából annyiban foglalhatók összsze, amennyiben lokálisan módosítják a csapadék és a hőmérséklet hatását. A szélirány pl. meghatározhatja a nedvesebb és szárazabb területek elhelyezkedését és a párolgást. A beeső napsugárzás a felszín domborzatától, színétől, nedvességétől stb. függően eltérő mértékben melegíti a talajokat.
Ahogy a Föld egészére kiterjedően létezik a klímákra vonatkozó övezetesség, ez a rendszer levezethető a talajok szintjéig is. Magas szélességeken az alacsony hőmérséklet egyaránt gátolja a mállást és a talajbiológiai folyamatokat. Ezeken a területeken a talajképződés igen lassú, csak igen egyszerű, ún. váztalajok alakulnak ki. (A vertikális övezetesség révén ehhez hasonló szerkezetű talajok találhatóak a magashegységek sziklahavasi övezetében is.) A hideg övhöz hasonlóan gátolt talajképződés a térítők övében is megfigyelhető. Ez azonban nem az alacsony hőmérsékletnek, hanem a csapadék hiányának tudható be. A térítők és az arktikus területek között a valódi mérséklet öv óceáni és nedves-kontinentális területein a legintenzívebb a talajképződés, ahol a mállás, a talaj élővilágának aktivitása és a humuszképződés egyaránt gyors. A mállás intenzitását jelzi, hogy a leginkább ellenálló ásványokat is képes átformálni, hatása a felszíni egy-két méteres mélységben jelentős. A sztyep övben a talajbiológiai aktivitás és a humuszképződés intenzív marad, azonban a csekélyebb csapadékmennyiség miatt a mállás a szilikátásványokra már nem hat.
A térítők között szintén a csapadék mennyiségének eloszlása befolyásolja a talajok megjelenését. A szavanna övezetben az alacsonyabb éves csapadékmennyiség miatt a talajok csekélyebb mértékben és csekélyebb mélységben mállottak. A talajbiológiai aktivitás igen magas, a humuszképződés is jelentős. Az egyenlítői övben a hosszú ideje igen intenzíven ható mállási folyamatok a felszínt sok tízméteres mélységben átformálták, a növényzet csak a mállott felszínen felhalmozódó friss szerves törmeléken tenyészik. A magas hőmérséklet és a mindennapos bőséges csapadék a humuszképződésnek nem hagy teret (2.1. ábra).

Azokat a talajokat, amelyek az éghajlat hatására fejlődnek *klímazonális talajoknak* nevezzük Ha az éghajlat elsődleges hatását a talajképző kőzet, a felszínközeli talajvíz, vagy a domborzat felülírja, az éghajlat pedig csak másodlagos szerepet játszik, akkor *intrazonális talajokról* beszélünk (pl. szikesek, magashegységek talajai). Vannak olyan talajok is, melyek bármely földrajzi övben megjelenhetnek (pl. váztalajok, öntéstalajok). Ezek képződése az éghajlattól független. Az ilyen talajokat *azonális talajoknak* hívjuk.



2.1. ábra: A mállás és a humuszképződés intenzitásának eloszlása földrajzi övezetenként, szerkezetileg nyugodt területeken

2.2. Földtani tényezők

A földtani talajképző tényezők csoportjába tartoznak azon természeti adottságok, melyek a talaj képződésének fizikai helyszínét létrehozták és alkotják. A létrehozás fogalma alatt olyan belső erők által hajtott folyamatokat értünk, melyeket *aktív földtani tényezők*ként foglalunk össze. A talaj alapanyagául szolgáló felszíni kőzetek csak elszenvedői a talajosodás folyamatának, így azokat *passzív földtani tényező*ként definiálták.

A *talajképző kőzet* szövete által meghatározott fizikai tulajdonságok, (elsősorban a porozitás, vízbefogadó képesség) határozzák meg az élőlények megtelepedésének feltételeit. A laza, porózus kőzetek összes felülete nagy, sok nedvességet képes megtartani, felszínükön sokkal gyorsabban játszódik le a szukcesszió, intenzívebb a talajosodás, mint a szálban álló, vagy cementált, kis fajlagos felületű kőzeteken.

A kőzet kémiai és ásványos összetétele az aprózódás és mállás sebességét, valamint részben a mállás minőségét is befolyásolja. Az ásványok közül legfontosabb a szilikátok mennyisége és minősége, valamint a kőzet, illetve üledék szénsavasmész-tartalma. Ezek megléte, egymáshoz viszonyított arányaik alapvetően meghatározzák a talaj fejlődésének irányát és sebességét. Egyes kőzetek (pl. mészkő) csak minimális mennyiségű tápelemet szolgáltatnak a képződő talajnak, ezért a rajtuk képződött talajok termékenysége jóval elmarad a nagy tápanyag tar-

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

talmú, jól feltáródó kőzetek talajainak termékenységétől.[7] A földtani tényező így akkor is befolyásolhatja a produktivitást (ezáltal az élővilágot mint talajképző tényezőt), ha a talajok fejlődését alapvetően más tényező (pl. éghajlat) alakítja.
A talajok azon csoportját, melyeknek tulajdonságait alapvetően a talajképző kőzet határozza meg *kőzethatású, litomorf talajoknak* nevezik. A kőzethatású talajok a talajfejlődés egy korai fázisát képviselik. Azokon a területeken, ahol a talajképző kőzetek ellenállása, vagy éghajlati körülmények miatt a talajképződés gyors, az ilyen talajok csak igen rövid ideig vannak jelen, előfordulásuk csak sporadikus. Ha a domborzati sajátosságok (középhegységek tetőszintjei), a kőzet ellenállása (magas kavicstartalom), vagy a talajképzőkőzet egyéb kőzettani sajátosságai miatt (mészkő) a talaj képződése lassú, a litomorf talajok – intrazonális talajként – hosszabb ideig is egy terület jellemző talajai lehetnek.

2.3. Domborzat

A domborzat kontinentális, regionális és helyi szinten is befolyásolja a talajok fejlődését. A – már tárgyalt – szélességi körök mellett a tengerszint feletti magassághoz is köthető földrajzi övezetesség, amely tetten érhető a talajok eloszlásában is. A legteljesebb vertikális övezetesség az Egyenlítő környéki magashegységekben figyelhető meg. Itt a tengerszinten a mindennapos esők övezetére jellemző talajok vannak, amely felett a szavanna, a mérsékelt és a hideg öv jellegzetességeit magukon viselő talajok sorakoznak. A magasabb szélességek irányában a vertikális övezetek közti határok is fokozatosan alacsonyabb abszolút helyzetben találhatóak.
A szárazföldek belső régióinak medencéit körülölelő hegyláncok, valamint észak-déli futásirányú párhuzamos hegységek (Parti-hegység – Sziklás-hegység) árnyékoló hatása miatt ott is száraz (arid) területek alakulnak ki, ahol azt a földrajzi övezetesség egyébként nem indokolná. Ezeken a vidékeken a domborzat regionális léptékben lassítja, gátolja a talajképződést.
A domborzat éghajlat módosító hatása *mezo- és mikroklíma* szintjén is megjelenik. Ebben a léptékben a felszín egyenetlensége nemcsak a csapadék eloszlása, hanem a sugárzási és hőmérséklet viszonyokban mutatkozó eltérések által is módosíthatja a talajok fejlődését. Az északi félteke mérsékelt övezetében a déli kitettségű lejtőoldalakon a talajok fejlődése lassabb, mint az északi kitettségűeken. E mikroklimatikus változások hatására önmagában is jellegzetes eltérés alakul ki a domboldalak vízgazdálkodásában, amely maga után vonja a megtelepedő növényzet eltéréseit is. Végeredményben az azonos meredekségű, de eltérő kitettségű lejtőkön gyakran eltérő talajokat találunk.
A külső erők (csapadék, szél és a szél által szállított szemcsék, víz, jég) folyamatosan változtatják a talaj felszínét. E fizikai hatások erőssége annak függvényében változik, hogy a talaj milyen relatív helyzetben található, vagyis milyen domborzati formán helyezkedik el. A külső erők hatásának jobban kitett helyeken, mint a gerincek, hátak, meredekebb lejtők, a talaj mennyiségi vesztesége, az erózió a meghatározó. A külső erők által okozott, folyamatos veszteség meggátolja a jól fejlett, idős szelvények kialakulását. A megmozdított talaj a terület mélyebb, kisebb reliefenergiájú területein felhalmozódik. Ezért e helyeken a helyben képződött talajszintekre újabbak rakódnak, azaz sokkal vastagabb szelvények a jellemzőek, melyek sok esetben egymástól független – különböző helyről lepusztított – rétegekből állnak. Az erózió és a szedimentáció a domborzat kiegyenlítődése irányába hat, idővel lecsökken a reliefenergia, miáltal a lepusztulási és a felhalmozódási folyamatok intenzitása is csökken. A szerkezeti mozgások hatására képződő új domborzati viszonyok előidézhetik a korábban épülő térszínek pusztulását és viszont.

[7] Az emberek már az írott történelem kezdete előtt szívesen telepedtek meg aktív tűzhányók környezetében. Ennek elsősorban az volt (és még ma is az) az oka, hogy a vulkáni kőzeteken igen termékeny, tápelemekben gazdag talajok alakulnak ki.

A lejtők meredeksége nem csak az erózió által módosítja a talajfejlődést, a talajok vízforgalmára (4. fejezet) is hat. A meredek lejtőkön, még humid éghajlati viszonyok esetén is jelentősen lecsökken a beszivárgó csapadékvíz mennyisége. Ezáltal a lejtőoldalakon még akkor is a „fiatalabbnak látszó" (2.7. fejezet) talajok alakulnak ki, ha azokat az erózió érdemben nem pusztítja. Ezzel párhuzamosan az időszakos vagy tartós vízborítás által befolyásolt talajok mindig sík, jellemzően mélyfekvésű területeken alakulhatnak csak ki.
Következésképp a víz mint talajképző tényező is a domborzat hatásain keresztül alakítja a talajképződést.

2.4. Víz

A domborzat jelentősége a *víz* talajképző szerepében már utaltunk. A víz egyrészt reagens, mely fizikailag és kémiailag is kapcsolatba lép a szelvénnyel, másrész pedig szállító közeg, amely a szelvényen belüli anyagmozgást is biztosítja. A talajok képződésében tehát meghatározó jelentősége van a víz meglétének vagy hiányának. Általánosságban igaz, hogy arid (sivatagi és félsivatagi) területeken sokkal kevésbé fejlett talajokat találunk, mint az esőerdők övében. Amennyiben a talajképződéshez elegendő mennyiségű víz áll rendelkezésre, akkor a víz mozgásának iránya szabja meg a talajok fejlődését, az alábbiak szerint (lásd vízháztartási típusok, 4. fejezet).

1. A beszivárgó csapadékvíz a felszínről a mélyebb rétegek irányába szivárog.
2. A beszivárgó csapadékvíz liftező (fel-le irányuló) mozgást végez.
3. A víz a talajvízből a felszín felé a kapillárisemelés által mozog.
4. A víz a talajszelvény egy részében, vagy egészében folyamatosan, mozgás nélkül van jelen, azaz pang.

(1.) A hosszan tartó, lefelé irányuló vízmozgás *(kilúgzó vízháztartás)* a talaj kezdetben homogén alkotóit magával ragadva átrendezi ezek eloszlását, jellegzetes szinteket alakít ki a talajban. (2.) Ha a víz a talajban liftező mozgást végez *(egyensúlyi vízháztartás)* a talajból csak a könnyen oldható sók (5. fejezet) mosódnak ki, a mállás a szilikátásványokat nem érinti. Az ilyen vízforgalom a *mezőségi talajok* kialakulásához vezet. (3.) A felfelé irányuló *(párologtató vízháztartás)* vízmozgás gátolja a kilúgzást, másrészt sós rétegekből könnyen oldható sókat szállíthat a szolumba. (4.) Ha a szolumban tartósan pang a víz, a talajban reduktív viszonyok keletkeznek. A pangó víz a kevésbé reduktív viszonyok mellett kedvez a duzzadó agyagásványok képződésének (3. és 7. fejezetek). A reduktív viszonyok fokozódásával a szerves anyagok bomlása lassabb lehet, mint a holt szerves anyagok keletkezése.
Azokat a talajokat, amelyek fejlődésében elsősorban nem a csapadékvíz, hanem a felszín alatti vizek játszanak szerepet, *vízhatású, hidromorf talajoknak* nevezzük. A vízhatásnak előfeltétele a domborzat, talajformáló szerepe minden esetben felülírja az éghajlat és a talajképző kőzet szerepét. Ha a talajvíz az év kisebb hányadában tölti ki a szolum egészét, az év nagyobb részében pedig a kapillárisemelés révén hat rá, akkor a hidromorf talajok intrazonális talajok lesznek. Ha a vízborítás az év nagyobb hányadában jellemző, úgy azonális szerves talajok jönnek létre.
Végezetül nem szabad elfeledkeznünk a víznek mint folyóvíznek a szerepéről sem. Nagyobb időléptékben a folyóvizek által végzett feltöltő tevékenység során kialakuló síksági forma (lásd a 2.3., Domborzat című fejezet) és üledékösszletek (2.2. fejezetben tárgyalt talajképző kőzet) kialakításában játszott szerepét kell kiemelni. Rövidebb időléptékben a folyóvíz mint talajképző tényező kizárólag a folyók aktív árterére, a hullámtérre korlátozódik, ahol az azonális öntéstalajok kialakításának előfeltétele.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

2.5. Élővilág

A szolummal kapcsolatba kerülő élőlények hatásainak összességét a biológiai tényező fogja össze. A felszínre került kőzet és a talaj közti alapvető különbség, hogy a talajnak általában szervesanyag-tartalma van. Szerves anyag csak élőlények közvetítésével kerülhet a talajba. A kőzeten megtelepedő élőlények szoros kölcsönhatásban állnak ásványos környezetükkel, anyagcseréjük folyamán nemcsak táplálkoznak (egyes anyagokat felvesznek), hanem nagy mennyiségű általuk előállított (szintetizált) anyagot juttatnak a talajba. Az elpusztuló növény természetes körülmények között a talajba kerül, ahol megkezdődik a holt szerves anyag lebomlása és humuszosodása. E folyamat a talaj szervesanyagkészletének növekedése felé hat.
Az élővilág egészének nemcsak szervesanyag-termelő, de -lebontó és -átalakító szerepe is van. A mikroflórától a mezofaunáig bezárólag a talaj élővilágának egésze részt vesz a friss szerves anyagok lebontásában és azok humifikálásában is.
Az élőlények szerepe a szervesanyag-termelésben a humifikáción túl, az általuk talajba juttatott excretumoknak az ásványos fázisra gyakorolt hatásában is megnyilvánul. Ezek egyrészt az ásványos fázis mállását is gyorsítják (kibocsátott szerves, pl. gyökérsavak), másrészt a tápanyagfelvétel által a mállás minőségét is befolyásolják (6. fejezet). A talajban élő mikrobák anyagcseréje révén nem fotoszintetikus úton megkötött szén kerülhet szerves formában a talajba, illetve a talajok tápanyagforgalma a mikrobiális anyagcserétől elválaszthatatlan.
A mezo- és makrofauna a továbbiakban a talaj anyagának intenzív átkeverésével szintén talajképző tevékenységet folytat. Az átkeverés intenzitása a talajok morfológiájában, fizikai és kémiai tulajdonságaiban, valamint funkcionalitásában is megjelenik.
Természetes körülmények között egy adott területen kialakuló flóra és fauna sajátosságait a többi talajképző tényező, elsősorban a klíma határozza meg. A rendelkezésre álló csapadék és a hőmérséklet függvényében kialakuló biomassza elpusztulva a talajba jut, annak részévé válik, ezáltal befolyásolva annak összetételét és a benne lejátszódó folyamatokat. A magasabb rendű vegetáció által termelt szerves anyagok eltérő karakterisztikája szintén az éghajlat által meghatározott zonalitás kialakulását segíti elő. A klímazonális talajok képződésénél tehát az éghajlati hatás mellett az élővilág egészének is meghatározó szerepe van.

2.6. Idő

A talajok fejlődése a kőzet felszínre kerülésével, illetve az élőlények megtelepedésével kezdődik, és a talaj teljes lepusztulásáig, eltemetődéséig esetlegesen ismételt kőzetté válásáig tart. A nem helyben képződött (lejtőhordalék, vagy öntés-) talajok kialakulásához néhány év is elegendő lehet, ugyanakkor a trópusokon vannak több millió éves, a jelenben is fejlődő talajok. A talajok fejlődésének sorozatában (szekvenciájában) a frissen kialakult *juvenilis* talajokon lejátszódó folyamatok a talajt addig formálják, míg az el nem éri a *maturus (érett)* kategóriát. A fejlődési folyamat kiteljesedésével, ha semmilyen külső hatás (pl. erózió) nem téríti el, akkor a talaj *szenilis állapot*ba jut. Egy szenilis talajon jóval több talajképző folyamat zajlott le, mint egy juvenilisen, azonban *abszolút* (években mérhető) *kor*ukat tekintve a szenilis talaj nem feltétlenül idősebb a juvenilisnél. Ahogy arra már korábban utaltunk, a lejátszódó folyamatok sebességét és mennyiségét az eltelt idő mellett az éghajlati körülmények, elsősorban a hőmérséklet és a csapadék határozzák meg. A melegebb és csapadékosabb területek talajai sokkal gyorsabban fejlődnek, mint a hűvös vagy száraz területekéi. Ugyanilyen eltérést okozhat az eltérő alapkőzet hatása is. Bizonyos fejlettségi szint eléréséhez a képződő talaj egyes alkotóelemeinek teljes eltávozása, kimosódása szükséges. Ha a kőzet eleve nem tartalmazta ezt az alkotórészt, a rajta kialakuló talaj jóval gyorsabban fejlődik, mint olyan kőzeten, melyből a kimosódás is jelentős időt emészt fel. Ezért az abszolút időskálán mért kor nem feltétlenül ad tájékoztatást a talajok fejlettségéről, vagy *relatív kor*áról.

Az erózió mint a talajfejlődés egyik végállomása egyrészt eltünteti az pusztuló területen addig meglévő talajt, másrészt – a talajképző tényezők rendelkezésre állása esetén – utat nyit egy új talajszelvény kifejlődésének. A talajfejlődés egy másik lehetséges végállomását jelentheti az eltemetődés. Az eltemetett talajszelvények többségében minimálisra csökken a talajképző folyamatok aktivitása, miáltal a talaj fejlődése gyakorlatilag megszűnik. Az eltemetődés révén a talajok voltaképp ismét kőzetté válnak. Korábbi korok eltemetett talajainak nyomát a laza üledékes összletekben ma is felismerhetjük. E talajosodott rétegek *paleotalajok*ként ismeretesek a negyedidőszak kutatásban *(kvaternológia)*. Ha egy eltemetett talajszint ismételten a felszínre kerül, akkor *fosszilis talaj* az elnevezése. A fosszilis talajokon a talajképződés a biológiai aktivitás ismételt beindulásával tovább folytatódik, de a múltbeli talajképződési folyamatok nyomait nem fedi el.
A talajfejlődés harmadik lehetséges kimenete a pedogén folyamatok által történő ismételt kőzetté alakulás jelenti. Ez nemcsak a trópusi laterit- és vaskőképződésben, de a mérsékelt övi hidromorf talajokban kialakuló gyepvasérc-, rétidolomit- és mészkőképződésben is megnyilvánulhat.

2.7. Az emberi tevékenység

Az emberi tevékenységek hatása a talajokra földtani léptékben igen rövid múltra tekint vissza. Az ember a talajt kezdetben csak nagyon kis területeken és minimális mértékben bolygatta, elsősorban temetkezési célból. Később a növénytermesztés és a nyersanyag kitermelése kapcsán a talaj természetes folyamataiba történő beavatkozás egyre nagyobb területekre terjedt ki. A füves puszták feltörését követően a beerdősült területeken is megjelent a földművelés. A civilizáció térhódításával egyre elterjedtebbé vált az öntözéses és az árasztásos gazdálkodás, egyre nagyobb területen végeztek erdőirtást, később lecsapolást, árvízmentesítést és egyéb beavatkozásokat. Az ipari forradalomtól kezdődően az emberiség talajokra gyakorolt hatása túllépett a helyi és regionális szinten. A légkörbe és a folyóvizekbe kerülő szennyezőanyagok a Föld talajainak összességét elérték, ettől az időponttól kezdve nincs olyan talajjal borított terület, melyet az antropogén hatások ne érintettek volna.
Az emberiség számára a talajok legfontosabb tulajdonsága a termőképesség. Nem lenne azonban helyes a talajokat – azok értékét – kizárólag e funkciójuk alapján megítélni. Meg kell tehát különböztetni a talajok funkcionalitását (1. fejezet) azok termékenységétől. A fentiek alapján a talajok antropogén átalakításában két alapvető folyamatcsoportot kell elkülönítenünk.

I. A talaj funkcionalitásának (termékenységének) javítását szolgáló beavatkozások élelmiszer-előállítás céljából. A mezőgazdasági művelés alapvető célja, hogy a talajokat növénytermesztésre alkalmas állapotban tartsa, vagy azoknak termőképességét fokozza. A talajok termőképességének fokozása a pótlólagos tápanyagbevitelen, a talaj szerkezeti sajátosságainak megváltoztatásán túl, a talaj vízháztartásának javításával valósulhat meg.

1. A talajművelés a talaj szerkezetének javítását célozza, ugyanakkor a gyakorlat szerint, az esetek jelentős részében hosszabb távon éppen az ellenkező hatást éri el.
2. A termés betakarításával és elszállításával a talaj tápanyag és szerves anyag mérlege negatív lesz, ezeket tehát pótolni kell. A pótlásra alkalmazott szerves és műtrágyák a tápanyagok mellett tartalmaznak olyan szennyezőanyagokat is, amelyek a több száz éves művelés során feldúsulhatnak, és jelentősen ronthatnak a talaj minőségén.
3. A növényzet megváltozása és a folyamatos szántóföldi művelés hatására az egykori erdőtalajok teljes egészében mezőségi talajokká alakulhatnak.
4. A szántóföldi gazdálkodás terjedése idővel nemcsak az erdők, hanem a vizes élőhelyek *(wetlands)* átformálásához is vezetett. A lápok és mocsarak lecsapolásával, majd hosszú időn át tartó művelésével e területek talajai is mezőségi talajokká változtak.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

5. A folyószabályozások célja részben a települések ármentesítése, részben újabb területek szántóföldi használatba vétele volt. A korábbi vízjárta területek öntései egyrészt mezőségi talajokká formálódtak, de a folyók tágabb környezetében a vízháztartás átalakulásával egyes, korábban jó minőségű talajok elszikesedhettek.
6. A pótlólagos vízellátás pillanatnyi termésnövelő hatása mellett hosszú távon szintén átalakíthatja a talaj fizikai és kémiai tulajdonságait, ami esetlegesen jelentősen csökkentheti az adott talaj termőképességét (pl. Mezopotámia). A talajok szerkezetét az árasztásos földművelés is teljes egészében képes átformálni.
7. A több száz éven át folyamatosan folytatott talajerő-utánpótlás és talajjavító tevékenységek alapjában átformálhatják a talajokat. Amennyiben savanyú talajképző kőzeteken képződött talajokon csak a talajerő-utánpótlásra fókuszáltak, ott savanyú, de tápanyagokban gazdag talajok *(plaggic Anthrosol)* jöttek létre. Nyugat-Európa egyes területein – az évszázadok során – nagy mennyiségű meszes anyagot is az eredeti talajhoz kevertek, így a talaj alapvető kémiai tulajdonságai is megváltoztak *(terric Anthrosol)*. A talajerő-utánpótláson túl, kiskerti körülmények között a talaj akár egyméteres szinten is átkeverődhet, ekkor fizikai és kémiai tulajdonságai nagyobb vastagságban is átalakulhatnak.

Összességében kevés olyan beavatkozásról tudunk, amelyről egyértelműen kijelenthető, hogy hosszú távon is javítja a talajok fizikai és kémiai tulajdonságait.

II. Nem a talaj termőképességének javítását célzó hatások. Ahogy az általános emberi tevékenység szennyező anyagokat juttat a levegőbe és a vizekbe, úgy terheli a talajokat is. Bármely a környezetbe kikerülő anyag előbb-utóbb megjelenik a talajban is. A talajt érő emberi hatások legtöbbje nem a termőképesség megváltoztatására irányul, hanem valamilyen egyéb tevékenység „melléktermé̊ke”, mely azonban gyakran a talajok fizikai és/vagy kémiai leromlásához vezet.

1. Fizikai leromlás alatt a talaj egy részének vagy egészének elvesztését, vagy porozitásának kritikus csökkenését (tömörödés) értjük. Hatására a talaj vízgazdálkodása kedvezőtlenné, szélsőségessé válik. Ez történhet akár az erózió, akár a defláció, akár az egyre nagyobb leburkolt felületek által.
2. A kémiai leromlás során a talaj kémiai tulajdonságai változnak meg. Ez lehet a talaj kémhatásának szélsőséges irányok felé történő eltolódása (műtrágyázás által kiváltott elsavanyodás; helytelen öntözési gyakorlat miatti szikesedés), a humusztartalom (az intenzív növénytermesztés miatti) lecsökkenése, a Na^+-ionok mennyiségének növekedése (Na tartalmú öntözővíz hatására kialakuló szikesedés). E beavatkozások a talaj kémiai degradációját okozzák.
3. A pontszerűen (pl. ipari üzem) és a diffúz módon (pl. savas eső) talajba jutó szennyezőanyagok jelentősen rontják a funkcionalitást. A vegyszerek, nehézfémek, kőolajszármazékok stb. negatívan hatnak a talaj biológiai aktivitására, és – habár a szférák közül a talajnak a legnagyobb a pufferkapacitása – potenciális veszélyforrást jelentenek.
4. Az emberek nemcsak talajpusztító, hanem építő tevékenységet is folytatnak. A több évszázadon keresztül folyamatosan lakott területeken nagy vastagságban halmozódnak fel olyan antropogén eredetű rétegek, melyek már keletkezésükkor is talajszerű sajátosságokat mutattak, vagy hosszabb idő alatt talajosodtak. Az elmúlt két évszázadban a nagyvárosok térnyerésével az ilyen, úgynevezett városi talajok *(urban soils)* területi aránya jelentősen megnőtt.

3. A TALAJ ALKOTÓELEMEI

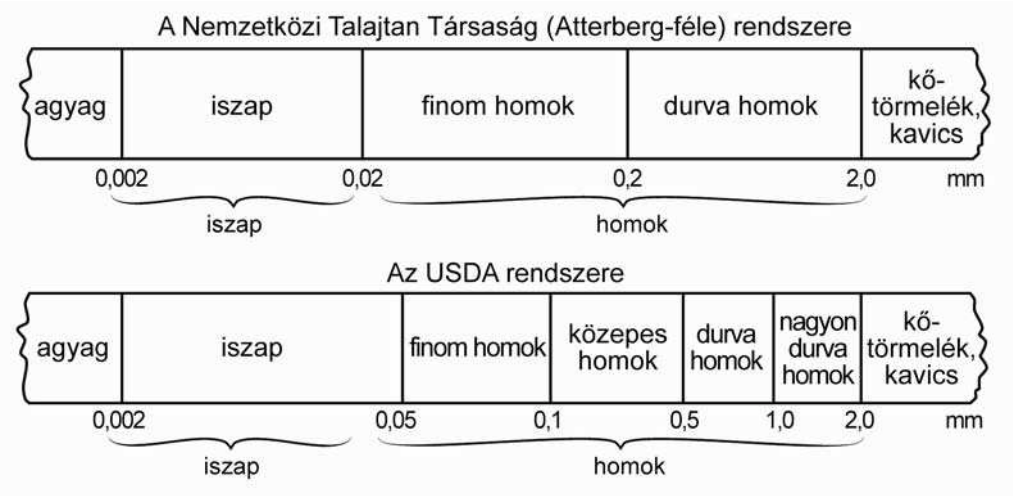
3.1. A talaj szilárd fázisa

3.1.1. A talaj fizikai félesége

A talaj négyfázisú polidiszperz rendszer (lásd 4.1. fejezet). Ezek közül minden szempontból legfontosabb a szilárd fázis, mivel ez határozza meg a talaj legtöbb tulajdonságát, valamint ez van a legnagyobb hatással a benne zajló folyamatokra. A szilárd fázist alkotó szemcsék mérete igen széles tartományt ölel fel. Jóllehet a szemcseméretek között az átmenetet akár folyamatosnak is tekinthetjük, a különböző mérettartományba tartozó szemcsék ásványtani, valamint ezen keresztül fizikai és kémiai sajátosságai ugrásszerűen változnak. A szemcsék méret szerinti beosztása is ezen fizikai és ásványtani különbségekhez igazodik.

A legtöbb szemcseosztályozási rendszer szerint a 2 mm átmérőnél nagyobb szemcsék a talajok vázelemei közé tartoznak. (Egyes angolszász szerzők a 60 cm-nél nagyobb átmérőjű egységeket külön szikla frakcióba sorolják.) A legnagyobb szemcseosztályokba tartozó szemcsék jellemzően csak szálban álló kőzeteken kialakult talajokban fordulnak elő, részarányuk pedig a mállás intenzitásával fordítottan arányos.

A 2 mm-nél kisebb átmérőjű szemcséket az ún. „finomföld” frakcióba soroljuk. A finomföld frakció szemcséinek osztályozására számos rendszer létezik (3.1. ábra), melyek a homok és a por frakció határának a 20 µm, 50 µm és 63 µm értékeket adják meg. A hazai földrajzi szemcseosztályozási rendszer az Atterberg-féle rendszert használja, ám annak „finom homok” frakciójának határát 50 µm-ben határozta meg, míg a 20–50 µm-es tartományt önálló fő frakcióként, ún. löszfrakcióként tárgyalja. A homokfrakció alsó határától eltérően a legtöbb osztályozási rendszer az agyag frakció felső határát egységesen a 2 µm átmérőben határozza meg.



3.1. ábra: A talaj szemcseösszetételének főbb osztályozási rendszerei (Stefanovits P. ábrájának felhasználásával)

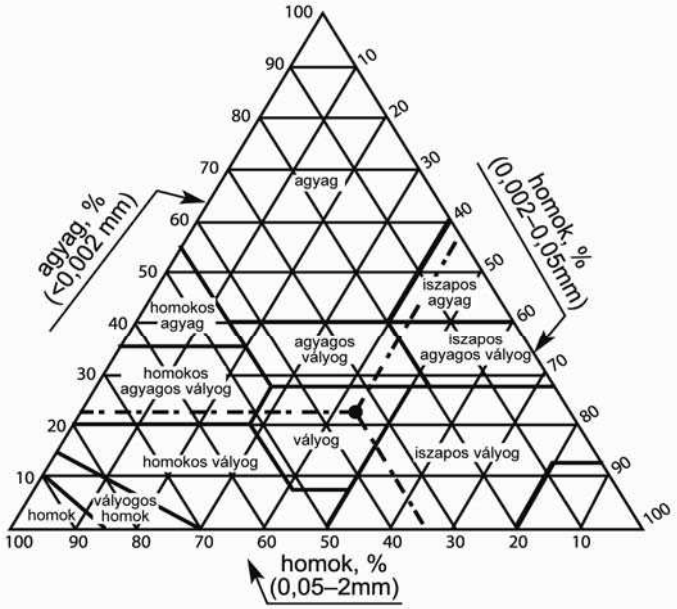
Amennyiben a talajt alkotó szemcséket tömör, belső felület nélküli anyagnak vesszük, a szemcseméret nagyságában a szemcsék száma és azok fajlagos felülete is nagyságrendileg változik a szemcsetartományok között (3.1. táblázat). Mivel egyes talajásványoknak jelentős belső felületük is van, így a szemcseátmérő nagyságrendnyi változása a fajlagos felület tekintetében több nagyságrendnyi változással járhat együtt. A szemcseméret megváltozásával nemcsak a talaj fajlagos felülete, de a szemcsék ásványos minősége és a szemcsék közötti pórusok átmérője is megváltozik.

© Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Átmérő (mm)	Szemcsék jellemző tömege (g)	Szemcsék száma (1/g)	Fajlagos felület (m^2/g)
2	$1{,}11 \cdot 10^{-2}$	$9{,}0 \cdot 10^{1}$	$1{,}13 \cdot 10^{-3}$
1	$1{,}38 \cdot 10^{-3}$	$7{,}2 \cdot 10^{2}$	$2{,}26 \cdot 10^{-3}$
0,2	$1{,}11 \cdot 10^{-5}$	$9{,}0 \cdot 10^{4}$	$1{,}13 \cdot 10^{-2}$
0,05	$1{,}73 \cdot 10^{-7}$	$5{,}7 \cdot 10^{6}$	$4{,}52 \cdot 10^{-2}$
0,02	$1{,}11 \cdot 10^{-8}$	$9{,}0 \cdot 10^{7}$	$1{,}13 \cdot 10^{-1}$
0,002	$1{,}11 \cdot 10^{-11}$	$9{,}0 \cdot 10^{10}$	1,13

3.1. táblázat: Egyes szemcseméretekhez tartozó főbb fizikai jellemzők (Stefanovits P. alapján)

A talajok fizikai féleségét (textúráját) a különböző méretű szemcsék egymáshoz viszonyított aránya határozza meg. Az uralkodó szemcsemérettől függően homok, vályog vagy agyag fizikai féleségű talajokat különböztetünk meg. A talaj besorolását háromszögdiagram segítségével lehet elvégezni. Ezek közül a legelterjedtebb, hazánkban is alkalmazott, az USDA textúraosztály meghatározása (3.2. ábra).

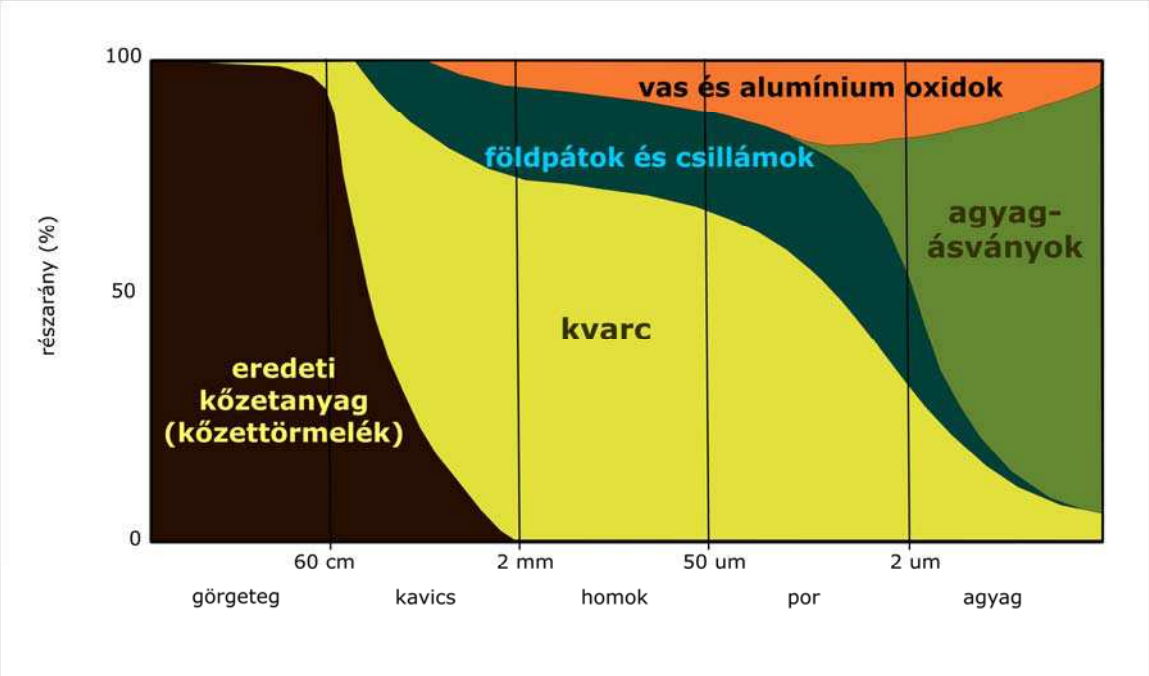


3.2. ábra: Háromszögdiagram a talaj textura osztályának (USDA) meghatározásához az egyes alkotók arányai alapján

3.1.2. A talaj ásványos alkotóelemei

A földfelszínt borító talajok döntő többsége ásványi talaj, melyekre jellemző, hogy anyagi összetételük több, mint 70%-át ásványos összetevők teszik ki. A talaj ásványai eredetüket tekintve lehetnek elsődleges, illetve másodlagos ásványok. Az elsődleges ásványok a kőzetképződés folyamán keletkeztek, a talajokba változatlan ásványtani szerkezetben örökítődtek át. A másodlagos ásványok részben szintén nem talajképződési folyamatok révén alakultak ki, alacsony hőmérsékleten lejátszódó folyamatok révén, közvetlenül üledékes kőzetekből, vagy a talajokban mállás útján jöttek létre. A talajokban képződött ásványokat *pedogén ásvány*oknak nevezzük.

A világ talajaiban leginkább a szilikátok, az oxidok, a hidroxidok, a karbonátok, a szulfátok, a szulfidok, a foszfátok, a kloridok, a nitrátok, és a borátok fordulnak elő, melyek a talajképző kőzetek és az éghajlat függvényében igen jelentős területi eloszlásbeli különbségeket mutatnak.
A szilárd fázis ásványos karakterisztikája egyazon talaj különböző szemcseméretei között is jellegzetesen differenciálódik. A *vázrészek ásványai* gyakorlatilag megegyeznek a talajképző kőzet ásványaival. A finomföld frakción belül a durvább szemcsetartományban is inkább az elsődleges ásványok, ezen belül is a kvarc, a kisebb szemcseméret felé haladva pedig egyre inkább a másodlagos ásványok, ezen belül is az agyagásványok dominálnak (3.3. ábra).



3.3. ábra: A talaj ásványainak megoszlása a szemcsefrakciók között (Stefanovits P. ábrájának felhasználásával)

A homok és a porfrakció ásványai

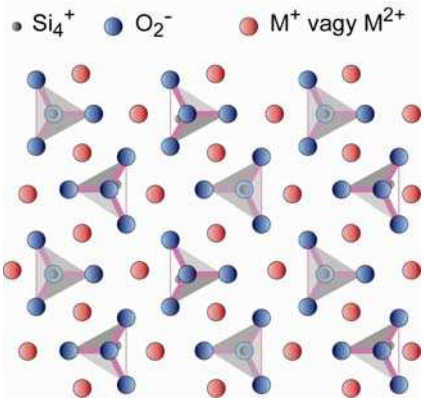
A mérsékelt övezetben a homok és a porfrakció szemcséi a mállásnak leginkább ellenálló kőzetalkotó ásványokból állnak. A szervetlen szilárd fázis legfontosabb ásványai a *szilikátásványok.* A szilikátok kristályos szerkezetének alapjai a SiO_4^{4-} tetraéderek. A negatív töltésfelesleget különféle kationok (leginkább Al^{3+}, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg^{2+}, Ca^{2+}, K^{+}, Na^{+}) egyenlítik ki, melyek a tetraéder oxigénatomjaihoz kovalensen kötődnek.
A szilikátásványok legnagyobb ionsugarú összetevője az oxigén. A kationok és az oxigén ionsugarának hányadosa a sugárarány. Minél nagyobb a sugárarány mértéke, annál több oxigén szükséges a kation „becsomagolásához". Mivel a szilícium sugara az oxigénének csak 28%-a (sugárarány=0,28), így a Si^{4+} egy négy oxigénből álló tetraéderben is elfér. Minél nagyobb méretű egy kation, annál több oxigén által alkotott mértani idom központjában fér el. Az Al^{3+} a nagyobb sugárarány miatt elméletileg már csak a hat oxigénből (illetve hidroxil ionból) álló oktaéder központjában fér el. A valóságban az alumínium a tetraéderek központi kationjaként is szerepelhet, mivel ezek a geometriai formák nem rugalmatlan szerkezeti egységek. A Fe^{3+}, Fe^{2+}, Ti^{2+}, Mg^{2+} kationok méretük okán már csak hat oxigén által alkotott oktaéderben férnek el, a legnagyobb méretű kationok (Ca^{2+}, K^{+}, Na^{+}) pedig nyolc oxigénnel burkolhatók csak be (3.2 táblázat).

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

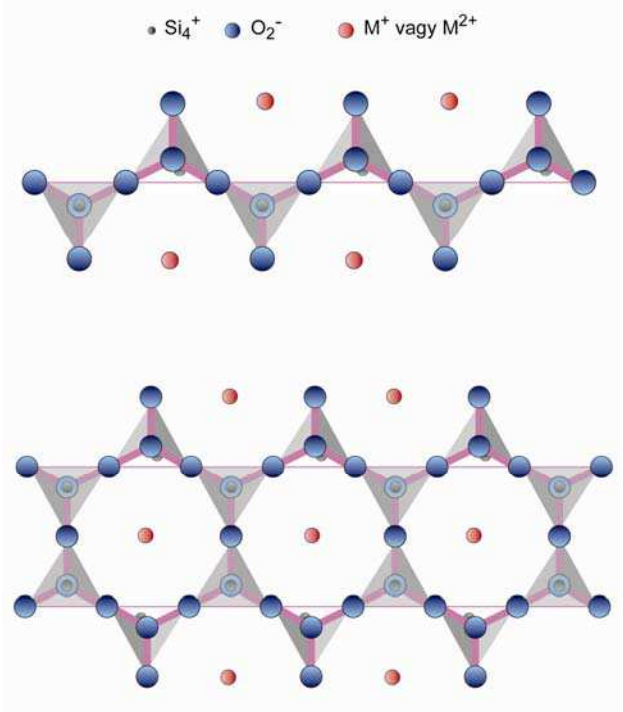
Kation	Ionsugár (nm)	Oxigénnel mutatott koordinációs szám (megfigyelt)	Oxigénnel mutatott koordinációs szám (számított)
Si^{4+}	0,042	4	4
Al^{3+}	0,051	4,6	4
Fe^{3+}	0,064	6	6
Mg^{2+}	0,066	6	6
Fe^{2+}	0,074	6	6
Na^{+}	0,097	6,8	6
Ca^{2+}	0,099	8	6
K^{+}	0,133	8,12	8
NH_4^{+}	0,143	8,12	8

3.2. táblázat: Központi kationok koordinációs számai (Bohn, H. et al. alapján)

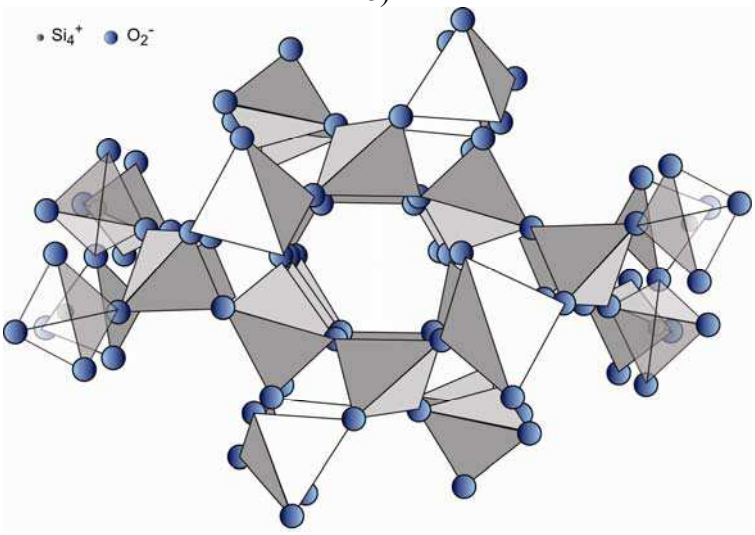
A szilikátásványok legkisebb szerkezei egységeként értelmezhető tetraéderek központi kationja a Si^{4+}, amit az Al^{3+} helyettesíthet. A szilikát tetraéderek egymáshoz közvetlenül nem kapcsolódó tetraéderekként is alkothatnak ásványt (*szigetszilikátok,* pl. olivin). A szigetszilikátok leggyakrabban az ultrabázisos kőzeteken kialakult talajokban figyelhetők meg (3.4. ábra).



a)



b)

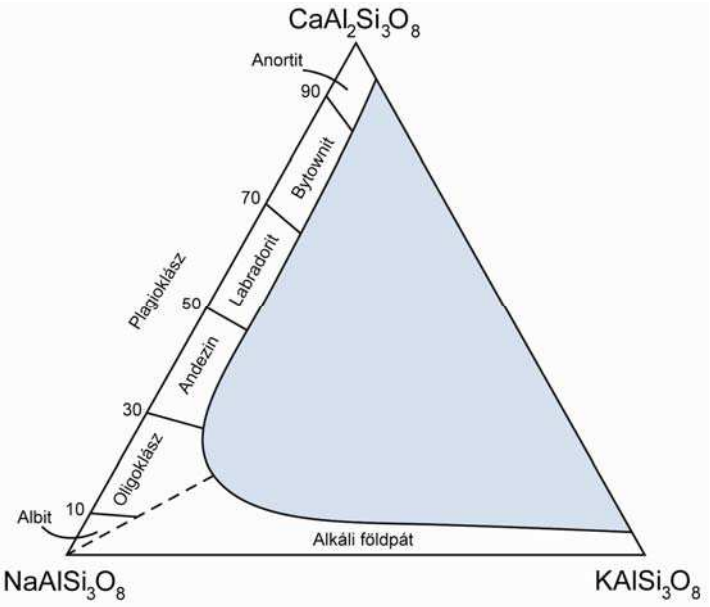


c)

3.4. ábra: A sziget-, a lánc-, a réteg- és az állványszilikátok szerkezete (Jánosi Zs. és White, R. E. ábráinak felhasználásával)

© Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

A porfrakcióban szigetszilikátokon túl lánc- és szalagszilikátok, rétegszilikátok, valamint állványszilikátok is előfordulhatnak. A *lánc-* (piroxének) és *szalagszilikátokban* (amfibólok) a tetraéderek (alapi) közös oxigéneken keresztül kapcsolódnak össze. A negatív töltésfelesleget az oxigénhez ionos-kovalens kötéssel kapcsolódó kationok semlegesítik. Ezek az ásványok elsősorban az enyhén savanyú és a bázikus vulkanitokon képződött talajokban fordulnak elő.
Az *állványszilikátokban (tektoszilikátok)* a tetraéderek a tér minden irányában egymáshoz kapcsolódhatnak. A talajok legfontosabb állványszilikátjai a kvarc[8] és a földpátok. A talajokban előforduló, igen ellenálló *kvarc* egyaránt lehet elsődleges, illetve más ásványok mállásának, vagy biogén folyamatok eredményeként létrejött másodlagos szilikátásvány *(kova)*. Mivel ez az ásvány igen ellenálló, így ez a homokfrakció uralkodó (sok esetben kizárólagos) ásványa. Az elsődleges kvarc a homoktalajok jellemző ásványa. A talajban képződött kova elsősorban a podzoloknak, a mérsékelt övezeti barna erdőtalajoknak *(luvisol, albeluvisol),* egyes szikes talajoknak, valamint a száraz trópusi területek kovában gazdag váztalajainak *(durisol)* bizonyos talajszintjeiben lehet jellemző ásvány.
A földpátok a kvarcnál kémiailag sokkal aktívabbak, ezért inkább a por frakcióban vannak jelen. Háromdimenziós tetraéder szerkezetükben a Si^{4+}-ot az Al^{3+} helyettesíti. Az így létrejött negatív töltésfelesleget Na^+ (albit), K^+ (ortoklász) vagy Ca^{2+} (anortit) egyenlítheti ki. Ha a töltéskiegyenlítő kationok Na^+ és K^+ keverten fordulnak elő *K-földpátokról*, ha Na^+ és Ca^{2+} formában, akkor *plagioklászokról* beszélünk (3.5. ábra).

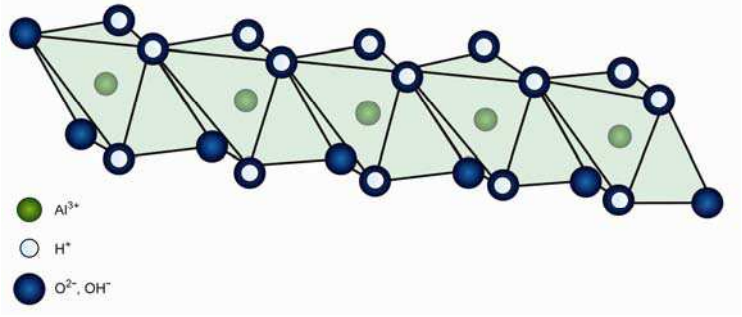


3.5. ábra: A földpátok besorolása

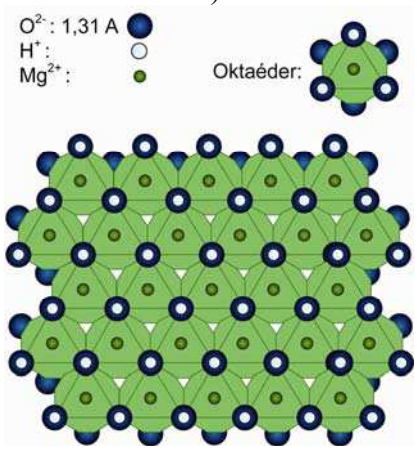
A talajok porfrakciójának szilikátjai közül utolsóként a lemezes struktúrákat tárgyaljuk. A tetraéderek nemcsak lánccá, és a tér mindhárom irányában fejlett szerkezetekké, hanem lemezszerű struktúrákká is összekapcsolódhatnak. A *rétegszilikátokban (filloszilikátok)* a tetraéderek (alapi) három oxigénje kapcsolódik össze, ami lemezes struktúrákat eredményez. Ezekben az ásványokban a tetraéderen kívül az oktaéderes szerkezetek is megjelennek. Az oktaéderek csúcsain az oxigént hidroxilionok helyettesítik, a központjában Al^{3+}-, vagy Mg^{2+}-ion foglal helyet. A háromértékű alumínium minden három oktaéderből csak kettő központját tölti ki. Ezeket a rétegszilikátokat *dioktaéderes* ásványoknak nevezzük. Jellegzetes képviselőjük a gibbsit ($[Al_2(OH)_6]_n$). Ha mindhárom oktaéder közepét kétértékű kation tölti ki, akkor

[8] A kvarcot az ásványtan az oxidok közé sorolja, a talajtani szakirodalomban viszont az állványszilikátok között említik.

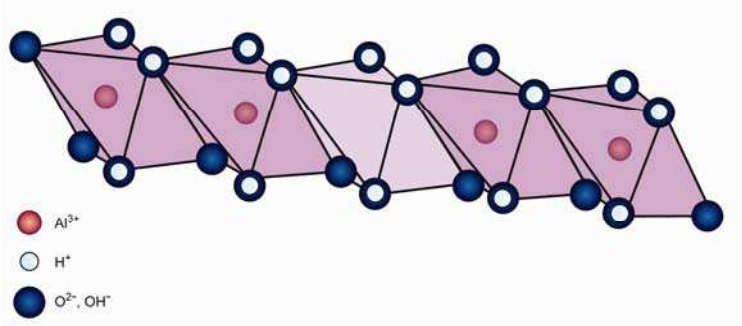
trioktaéderes ásványról beszélünk. Ennek képviselője a brucit ($[Mg_3(OH)_6]_n$). A rétegszilikátokban a tetraéderes és az oktaéderes síkok váltakozva fordulnak elő (3.6. ábra).



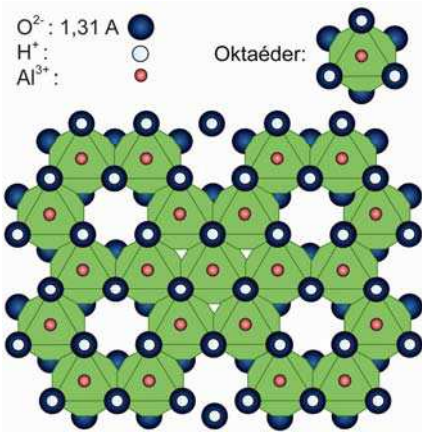
a)



b)



c)

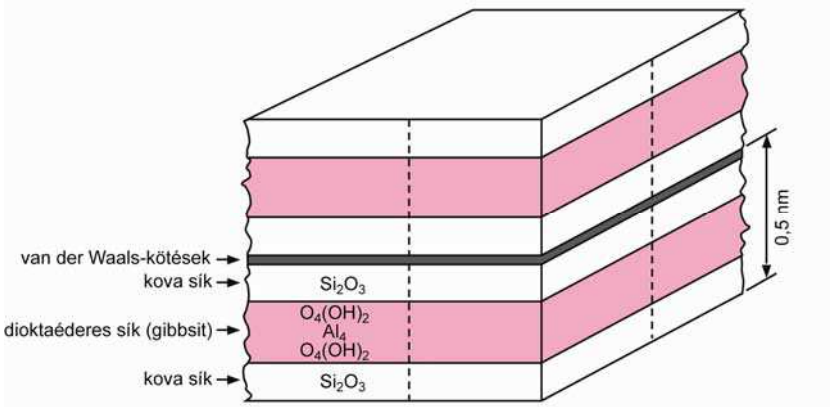


d)

3.6. ábra: A gibbsit és a brucit szerkezetének vázlata (Jánosi Zs. ábrájának felhasználásával)

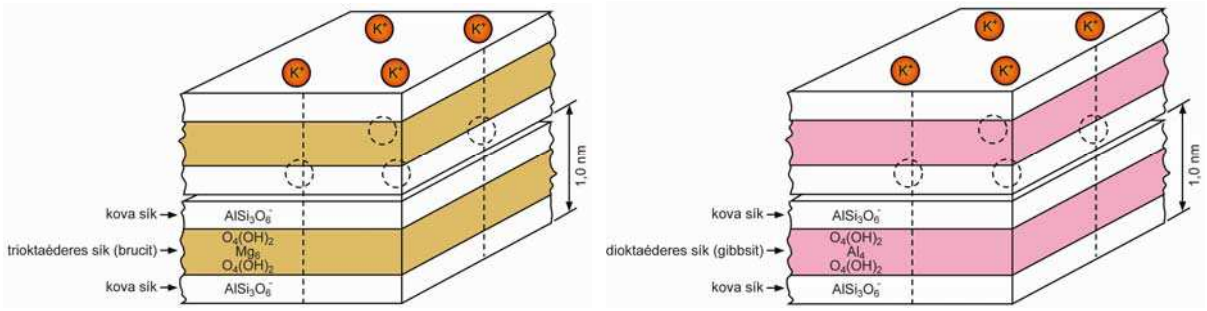
 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

A tetraéderekben a szilíciumot az alumínium, oktaéderekben az alumíniumot és a magnéziumot egy-, két- és háromértékű kation (pl $Al^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$ vagy $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$) helyettesítheti. Ezt a folyamatot *izomorf kémiai helyettesítésnek* (izomorf *szubsztitúció*) nevezzük. Az izomorf szubsztitúció révén negatív vagy pozitív töltésfelesleg jön létre, amely a rétegszilikát szerkezetek összetartásában jelentős szerepet játszik. A töltésfelesleg a környezet kémhatásától független. A tetraéderes szerkezetben kialakuló töltésfelesleg mindig negatív. Mivel a töltések a rácsfelszínhez közel képződnek, és a rácsfelszín kis területén jelennek meg, azokat ezért *lokalizált permanens töltéseknek* hívjuk. Az izomorf kémiai helyettesítés révén a trioktaéderes ásványok oktaéderes rétegeiben szintén csak negatív töltés alakulhat ki, azonban ezek lényegesen nagyobb területen oszlanak el. Ezeket a töltéseket delokalizált töltéseknek nevezzük. A dioktaéderes ásványok oktaéderes rétegében pozitív töltések alakulnak ki. Ezek a tetraéderes rétegek negatív töltéseit részben kompenzálják. A rácsfelszíneken megjelenő szabad, negatív töltésfelesleget töltéskiegyenlítő kationok egyenlítik ki. A talajok kationmegkötő képességének egy részéért a talajok rétegszilikátjainak állandó negatív töltései felelnek.
A porfrakció legegyszerűbb rétegszilikátjai közé a *pirofillit* és a *talk* tartozik (3.7. ábra).



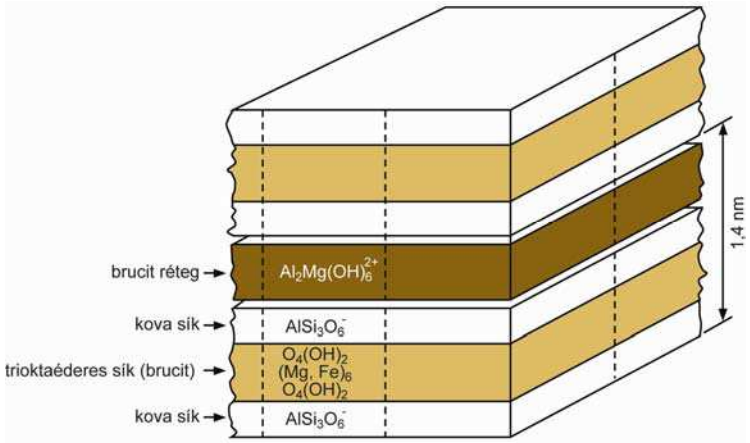
3.7. ábra: A pirofillit és a talk szerkezetének vázlata (White, R. E. ábrája alapján)

Ezekben nincs izomorf kémiai helyettesítés, a rétegszilikát tetraéder-oktaéder-tetraéder (TOT) egységeit a van der Waals-erők tartják össze. A szerkezetileg belőlük származtatható csillámok közül a dioktaéderes muszkovitban minden negyedik tetraéderben a központi szilíciumot alumínium helyettesíti, amely a tetraéderes síkban negatív töltésfeleslegként jelenik meg. Ezt a töltésfelesleget a TOT rétegek között dehidratált állapotú K^+-ionok egyenlítik ki: $[(OH)_4(Al_2Si_6)^{IV}\ Al^{VI}\ O_{20}]^{2-}\ 2K^+$. A biotit trioktaéderes csillám (3.8. ábra), melynek tetraéderes síkjaiban a Si^{4+}-ot Al^{3+} helyettesítheti, az oktaéderes síkjában, pedig Fe^{2+}-t és Mg^{2+}-t tartalmaz. A töltésfelesleget ez esetben is dehidratált állapotú K^+-ionok egyenlítik ki: $[(OH)_4(Al_2Si_6)^{IV}\ (Mg, Fe)_6{}^{VI}\ O_{20}]^{2-}\ 2K^+$.



3.8. ábra: A muszkovit és a biotit csillámok szerkezetének vázlata (White, R. E. ábrája alapján)

A legösszetettebb rétegszilikátok a *kloritok,* melyekben két csillámréteg fog közre egy brucit réteget (3.9. ábra). Ebben az ásványban két TOT réteg negatív töltését az általuk közrefogott brucit pozitív töltése egyenlíti ki. A kloritok brucitjának pozitív töltése annak köszönhető, hogy az oktaéderek kétharmadában a Mg^{2+}-ot Al^{3+} helyettesíti. A TOT rétegeket igen nagy erők tartják össze, de savanyú körülmények között, valamint alkalikus viszonyok esetén magnézium jelenlétében hajlamos a mállásra. A csillámok és a kloritok a talajban, megfelelő körülmények esetén vermikulitokká és/vagy szmektitekké mállanak.



3.9. ábra: A kloritok szerkezetének vázlata (White, R. E. ábrája alapján)

Oxidok és hidroxidok elsődleges és másodlagos ásványokként is megtalálhatók a talajokban. A legjelentősebbek a vas és az alumínium oxidjai. Az alumínium leggyakoribb ásványai a gibbsit (γ-$AlOH)_3$), de előfordul a boehmit (γ-AlOOH) és a diaszpor is (α-AlOOH). A vas ásványai közül a goethitet, a lepidokrokitot, a hematitot és a maghemitet kell kiemelnünk. Ezek az ásványok elsősorban az erősen mállott trópusi talajokban, valamint a podzolokban lehetnek uralkodók.

A szilikátok mellett a mérsékelt övezet talajainak legfontosabb ásványai a *karbonátok*. A talajokban a kalcium és a magnézium, a nátrium, valamint a vas karbonátjait kell kiemelnünk.

A *kalcium-karbonát ($CaCO_3$)* és kisebb részt a *dolomit ($CaMg/CO_3/_2$)* számos talajképző folyamat irányát és sebességét, valamint több talajkémiai paramétert befolyásoló ásvány. Ezek a meszes hordalékot szállító folyók hullámtereinek talajaiban, a meszes talajképző kőzetű, kőzethatású talajokban, a füves puszták mezőségi talajaiban *(csernozjomok)* és a szikes talajokban egyaránt megtalálhatóak. Legfontosabb ásványuk a kalcit (trigonális kalcium-karbonát), mely hideg vizes folyamatok révén keletkezik, üledékes kőzetek aprózódása útján, és a talajképző folyamatok révén másodlagos ásványként is előfordulhat. A kalcit oldódásával és kicsapódásával kapcsolatos folyamatok a legfontosabb talajképző folyamatok közé tartoznak, így azokat részletesebben a talajképző folyamatoknál tárgyaljuk. A talajokban a meleg vízből kristályosodó aragonit is előfordulhat, ennek mennyisége azonban a kalcitnál jóval csekélyebb, eredetét tekintve pedig kizárólag elsődleges ásványként jelenhet meg. A dolomit a kalcithoz hasonlóan általában aprózódás útján válik talajalkotóvá. Ez a karbonát a hidromorf talajokban igen nagy arányban van jelen. Az előbbi talajoktól eltérően a dolomit pedogén folyamatok által, a magnézium és a kalcit együttes kicsapódása révén keletkezik.

A kalcitnál és a dolomitnál kevésbé elterjedt karbonát ásvány a *sziksó* (*szóda*, Na_2CO_3 $10H_2O$), mely elsődleges ásványként a karbonatitos vulkanitokon képződött talajokban, másodlagos ásványként pedig a szikes talajok sófelhalmozódási szintjeiben fordul elő. A karbonátok közül utolsóként a *szideritet* és a *rodokrozitot,* azaz a vas és a magnézium karbonátjait ($FeCO_3$, $MgCO_3$) tárgyaljuk. Ezek az ásványok a vas- és mangánoxidok és oxi-hidroxidok

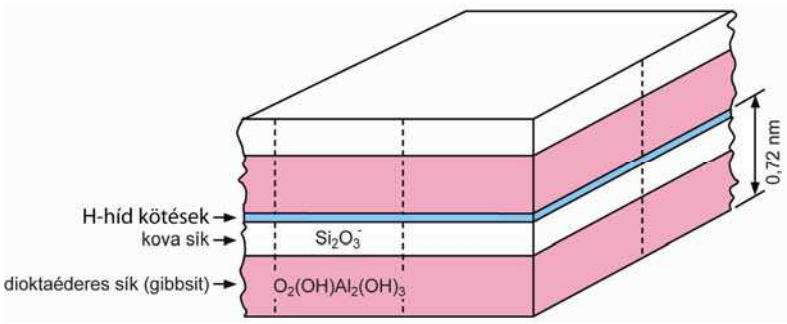
 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

kísérőjeként minden olyan vízhatású *(hidromorf)* talajban megtalálhatók, ahol az oxidatív és a reduktív viszonyok rendszeresen váltakoznak (talajvíztükör ingadozási szintje).
A *szulfátok* közül a gipsz ($CaSO_4$ $2H_2O$) a legszárazabb (sivatagi) területek talajainak *(Gypsisol)* jellemző ásványa. Magyarországon szikesek javítása céljából keverik talajokba. A thenandrit (Na_2SO_4 $2H_2O$) és a mirabilit (Na_2SO_4 $10H_2O$) szintén a sós talajok jellemző ásványa. Ezen ásványok kristályvíztartalma akár napszakos dinamikát is mutathat, ami az ún. hólyagos talajok kialakulásához vezethet. Ugyanilyen változások figyelhetők meg a sós talajok másik szulfátásványánál az episzomitnál ($MgSO_4$ $7H_2O$) és a hexahidritnél ($MgSO_4$ $6H_2O$).
A *szulfidok* közül a talajokban szinte kizárólag a pirit fordul elő. Ez az ásvány a tengermelléki talajok természetes összetevője. Magyarországi talajokba lignitporos talajjavítás útján kerülhet.
A foszfátok közül a vivianit ($Fe_3/PO_4/_2$ $8H_2O$) az oxigénszegény vizes körülmények között, a strengit ($FePO_4$ $2H_2O$) és a varisic ($AlPO_4$ $2H_2O$) elsősorban savanyú trópusi talajokban fordul elő.
A *kloridok* közül a kősó (NaCl) elsősorban sós talajok ásványa. A kálisó (KCl) talajerő-utánpótlás eredményeként káliműtrágya révén lehet jelen talajokban.
A nátrium és kálium *nitrátok* ($NaNO_3$, KNO_3) és *borátok* ($Na_2B_4O_7$ $10H_2O$) a sós talajok felszíni sókivirágzásaiban fordulhatnak elő nyomnyinál nagyobb mennyiségben.

Az agyagfrakció ásványai

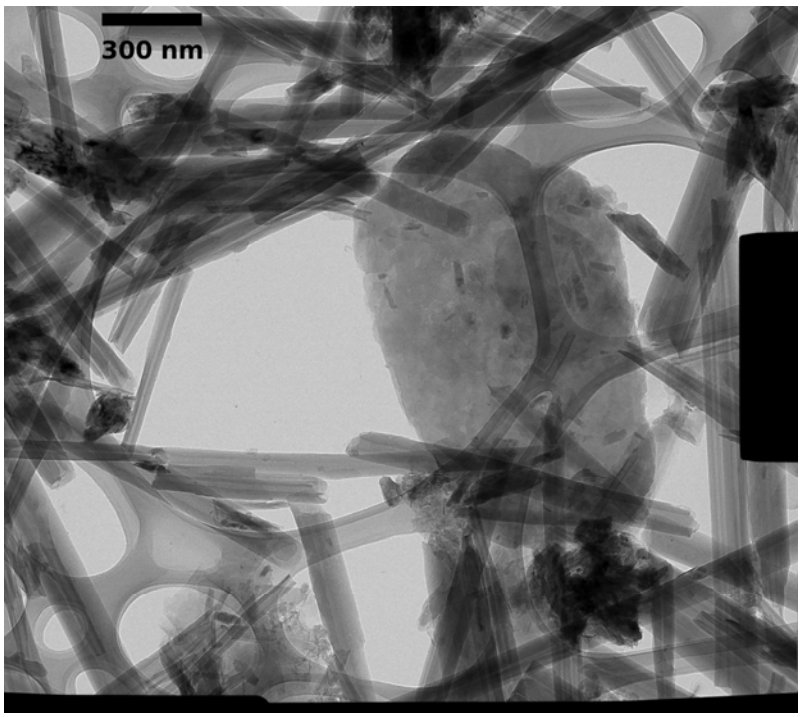
Az agyag kifejezés méretbeli tartomány és ásványtípus kifejezésére egyaránt használatos. A kis szemcseméret igen magas fajlagos felületet eredményez, ami a talaj fizikai és kémiai folyamatait alapvetően befolyásolja. A nevezéktani egybeesés nem véletlen, mivel a 2 μm alatti szemcsékben a rétegszilikátokhoz tartozó agyagásványok az uralkodók, de jelen vannak más ásványok (oxidok, hidroxidok, sók stb.) is.
Ha a mállási folyamatok gyengék, ezen belül is az aprózódás jellemző, úgy az agyagfrakció rétegszilikátjaiban is megmaradhat azok eredeti, elsődleges szerkezete (pl. muszkovit). Ha a mállás intenzívebbé válik, az eredeti szerkezet fellazul, pl. a csillámok elveszítik rétegközi töltéskiegyenlítő K^+-ionjukat. Ha az oldottkovasav-tartalom magas marad, úgy 2:1 agyagásványok jönnek létre, ha a kilúgozás erőteljes, akkor 1:1 rétegszilikátok vagy Al-hidoxidok jöhetnek létre.

Amorf vagy mikrokristályos alumínium-szilikátok közé tartozó *imogolitokban* és *allofánokban* az Si/Al molekuláris viszonyszáma nem éri el az egységnyit. Ezek az ásványok elsősorban az erősen mállott, illetve a fiatal, ezer évnél nem régebben képződött vulkanikus alapkőzetű talajokra jellemzőek. Bonyolult térbeli szerkezetüknek köszönhetően fajlagos felületük magas. Az imogolit lineáris struktúrájú, 10–30 nm átmérőjű, és akár több μm hosszú is lehet. Az allofánok inkább „lemezszerű" szerkezetek. Bár mindkét ásványcsoportban megfigyelhetők állandó negatív töltések, összes töltésük a (szerves kolloidokhoz hasonlatosan) a környezet kémhatásának függvényében változik. A *változó töltések* a felszínüket borító aluminol és szilanol csoportoknak köszönhetőek. Ezek savanyú környezetben protonálódnak, így pozitívakká válnak, míg ellenkező esetben protont veszítenek, így negatívak lesznek. Azt a pH-értéket, melyen az adott kristály negatív és pozitív töltései kiegyenlítik egymást (azaz összes nettó töltésük zérus) *izoelektromos pontnak* nevezzük. Az igmolitok és az allofánok izoelektromos pontja az Si/Al arány függvényében pH 5 és pH 7 között mozog. (A változó töltések polaritását befolyásoló tényezőkről a talajkolloidokat tárgyaló fejezetben lesz még szó.)



3.10. ábra: A kaolinitek szerkezetének vázlata (White, R. E. ábrája alapján)

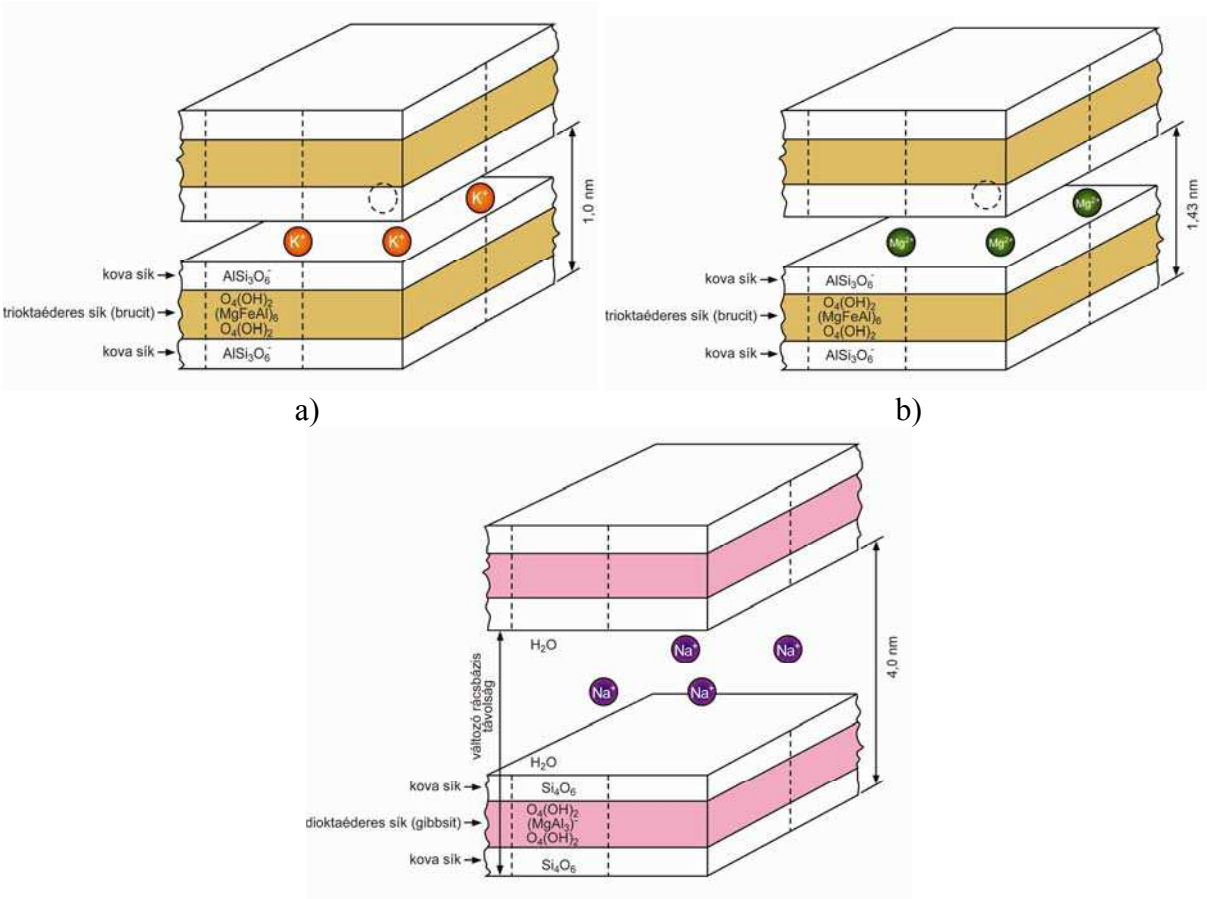
Az 1:1 típusú agyagásványok, vagy más néven *kaolinitek* (3.10. ábra) elsősorban a trópusi talajok agyagfrakcióiban uralkodóak. E másodlagos rétegszilikátokban egy oktaéderes síkhoz mindössze egyetlen tetraéderes sík társul. A TO rétegeket H-hidak kötik össze, azaz belső felületük a 2:1 rétegszilikátoktól eltérően gyakorlatilag elérhetetlen. A kaolinithez hasonló szerkezetű *halloysit* TO síkjai közé két molekulányi vastagságban víz épül be, melynek köszönhetően a lineáris szerkezetek csövekké formálódnak (3.11. ábra). Az izomorf helyettesítés csak igen elenyésző mértékben lehet jelen ezekben az ásványokban: egy elemi cellára átlagosan csak 0,005 mol negatív töltés jut. Az így keletkező *állandó negatív töltések* csak a rácsfelszíneken jelentkeznek. A kaolinitek elsősorban a rácssíkok széleinek szilanol és aluminol csoportjaihoz köthető változó töltésekkel rendelkeznek.



3.11. ábra: Halloysit ásványok SEM felvételen (Kovács Kis Viktória felvétele, MTA MFA, Kovács Kis Viktória és Németh Tibor szíves hozzájárulásával)

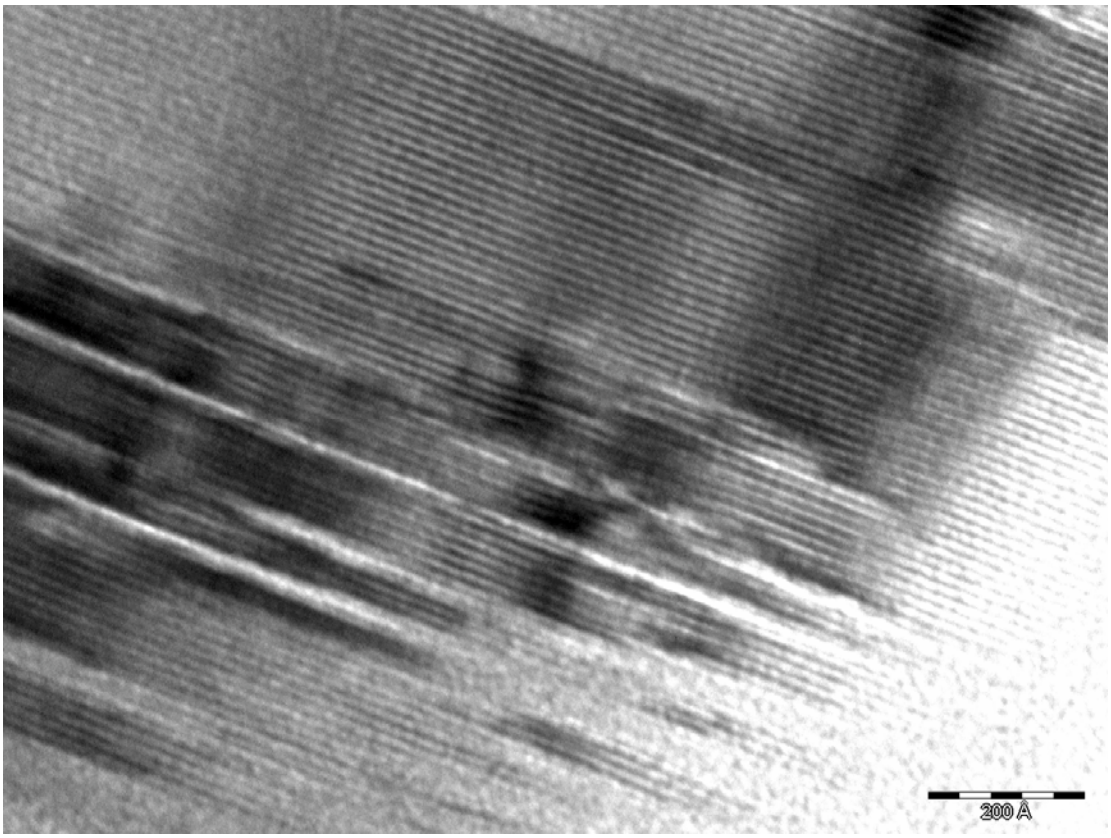
A 2:1 típusú agyagásványok közé az *illitek, a vermikulitok* és a *szmektitek (montmorillonitok)* tartoznak. Ezekben az ásványokban az elsődleges 2:1 rétegszilikátokhoz hasonlóan két tetraéderes sík fog közre egy oktaéderes síkot (3.12. ábra).

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK



3.12. ábra: A hidrocsillámok (illitek), a vermikulitok és a szmektitek szerkezetének vázlata (White, R. E. ábrája alapján)

A TOT rétegek közötti tér az elsődleges rétegszilikátokénál jóval nagyobb, ezért ezen ásványok fajlagos felülete is sokszorosa lehet az előbbi csoporténak. Az adott ásványra jellemző rétegközi tér vastagsága az ásvány rétegtöltésének függvényében alakul. A rétegközi térben víz, illetve a TOT rétegeket összetartó töltéskiegyenlítő kationok vannak. A TOT rétegek százainak (3.13. ábra) együttes vastagsága is csupán töredéke ezen ásványok horizontális kiterjedésének, így az agyagásványok a talajokban szabálytalan palacsintaszerű képződményekként figyelhetők meg az elektronmikroszkópos felvételeken. A 2:1 agyagásványoknak jellemzően nincs izoelektromos pontjuk, mivel a rácsszéleken kialakuló változó töltések száma jóval alacsonyabb az állandó töltéseik számánál.



3.13. ábra: 2:1 szerkezetű rétegszilikátok rácsélei SEM felvételen (Kovács Kis Viktória felvétele, MTA MFA, Kovács Kis Viktória és Németh Tibor szíves hozzájárulásával)

A dioktaéderes csillámokból eredeztethető *illitek* tetraéderes síkjában a Si^{4+}-ot Al^{3+}, míg az oktaéderes rétegben az Al^{3+}-ot Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+} helyettesítheti. Az izomorf helyettesítéseknek köszönhetően ezen ásványok töltése igen magas, átlagban elérheti az 1,3 töltés/cella értéket. A TOT rétegek között elsősorban K^{+}- és NH_4^{+}-ionok egyenlítik ki a töltéseket. A rácsok közötti térbe az elsődleges csillámoktól eltérően nagyobb mennyiségű víz épül be, melynek köszönhetően a rácsok közötti sík távolsága is nagyobb lesz. A két elsődleges töltéskiegyenlítő ion mellett kicserélhető formában a Ca^{2+} és a Mg^{2+} is megjelenhet.

A *vermikulitok* olyan dioktaéderes vagy trioktaéderes ásványok, melyeknek az összes oktaéderes helyét két-, illetve háromértékű kation tölti ki. A trioktaéderes vermikulitok oktaéderes rétegében nettó pozitív töltésfelesleg jelenhet meg, amely a tetraéderes réteg negatív töltéseinek egy részét semlegesíti. A vermikulitok nettó állandó negatív töltése az illitekénél kisebb, mindössze 0,6–0,9 mol elemi egységenként. A kisebb rétegtöltésnek köszönhetően a rétegközi teret elsődlegesen részlegesen hidratált Ca^{2+} és a Mg^{2+} jelenléte jellemzi.

A *szmektitek* rétegtöltése még a vermikulitoknál is kisebb (0,2–0,6 töltés/cella). A kisebb rétegtöltés annak köszönhető, hogy az izomorf helyettesítés ezekben az ásványokban a legcsekélyebb mértékű. Ennek eredményeként a rácsbázistávolságuk elérheti a 4 mm-t is, amely azonban a környezet nedvességállapotának függvényében jelentősen változhat. A szmektitek a klímazonális talajokban kizárólag *dioktaéderes* (montmorillonit, beidellit, nontronit) változatban fordulnak elő. A negatív töltések mind a tetraéderes (beidellit), mind pedig az oktaéderes (montmorillonitok) rétegekben kialakulhatnak. *Trioktaéderes szmektitek* a dioktaéderesekénél instabilabbak, így azok kizárólag azokban az erősen alkalikus hidromorf talajokban maradhatnak meg, ahol képződésük feltételei is folyamatosan fennállnak. A trioktaéderes szmektitek közül a talajokból a *hektorit*ot (montmorillonit megfelelője), illetve *szaponit*ot (beidellit megfelelője) említi a szakirodalom.

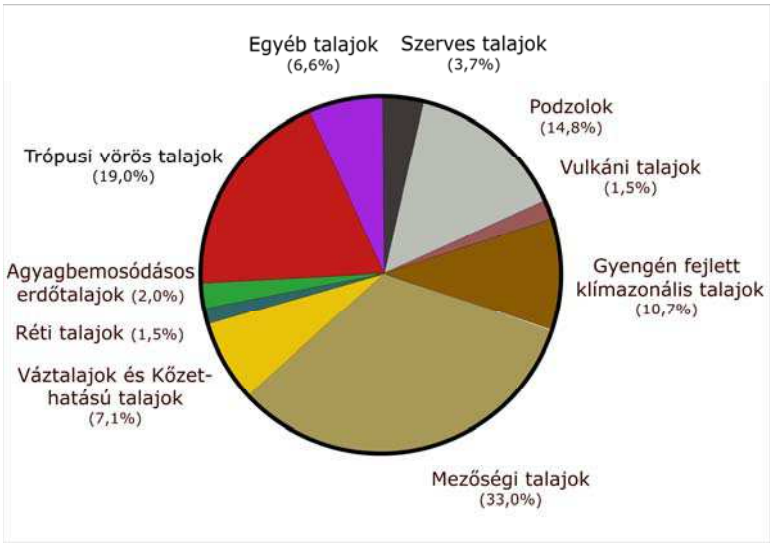
 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

A szmektitekben a töltéskiegyenlítő kationok teljesen hidratált állapotúak maradhatnak a tágabb rétegközi terekben, így azok a felszínen kicserélhető módon kötött kationokhoz hasonlóan szintén könnyen kicserélhetőek maradnak. Mivel a szmektitek rétegtöltése alacsony, így amennyiben a talaj vízzel telítődik, úgy a TOT rétegek közé további víz kerülhet, melynek következtében térfogatuk is megnő. A talaj kiszáradása folyamán a víz egy része a rétegközi terekből eltávozik, ekkor a szmektitek térfogata is csökken. Ez a jelenség az agyagok duzzadása és zsugorodása. Az agyagásványok közül a szmektitek duzzadóképessége a legmagasabb. A szmektitek duzzadóképessége a permanens töltések minőségétől, illetve az oktaéderes réteg minőségétől függ.
A mérsékelt övezeti talajok agyagfrakciójában mindegyik fent említett ásványcsoport előfordulhat, közülük a szmektitek a nedves szubtrópusi és trópusi monszunterületek duzzadózsugorodó talajainak (vertisol) kiemelt fontosságú ásványai.
A kevert rétegű (közbe rétegzett) ásványok elsődleges és másodlagos rétegszilikátok további átalakulásának termékei. Példának okáért a biotitba közberétegződő brucit *másodlagos kloritok* kialakulását eredményezi. Közberétegződések elméletben bármely agyagásványban kialakulhatnak.
A fenti ásványokon túl az agyagfrakcióban kis mennyiségben egyéb ásványok is előfordulhatnak. A kvarc különböző formái általában a kovasavból és ortokovasavból képződnek a pH emelkedésének következtében. A *mangánoxidok,* valamint a *vasoxidok* és *oxi-hidroxidok* a talajok agyagfrakciójában szintén másodlagos ásványok, melyek mikrobiális folyamatok eredményeként képződnek. Az agyagfrakcióban még az *alumínium oxidjai* és *oxi-hidroxidjai* (gibbsit és boehmit), valamint a *titán oxidjai* vannak jelen említésre méltó mennyiségben.

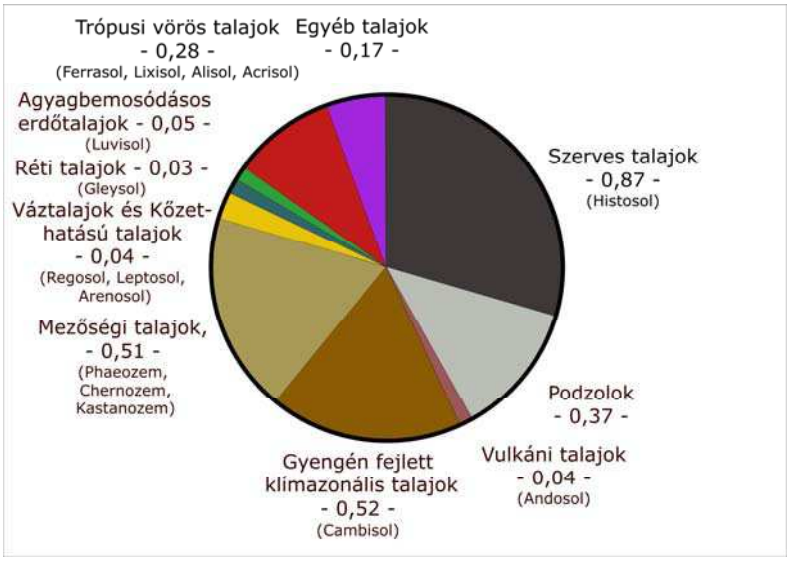
3.1.3. A talaj szerves anyagai

A talaj élettelen szerves anyagai legnagyobbrészt elhalt növényekből *(alom),* kisebb részt elhalt állati maradványokból, illetve excretumokból származnak. Végeredményben az élettani folyamatok, valamint az elhalt szervezetek lebomlása útján az összes „bioszintetikus úton képződő" szerves anyag a talajokba kerül. Ennek következtében a talajokban minden olyan szervesanyagfajta megtalálható, amely az élőlényeket felépíti (3.14. ábra). Ezek közül a tömegarányukat tekintve legjelentősebbek a *szénhidrátok* (cellulóz, hemicellulóz, keményítő, oligoszacharidok, mono- és diszacharidok), a *fehérjék* (továbbá oligopeptidek és aminosavak), a *lignin*, valamint a *zsírok* (trigliceridek, foszfolipidek és szteránvázas anyagok). A talajokba került szerves anyagok nem maradnak változatlanok, így ezen anyagok bomlástermékei is a talajok szerves anyagainak sokféleségét gazdagítják. A bomlástermékek egy része végül széndioxiddá, egyszerű szervetlen nitrogén, kén és foszfor vegyületekké bomlik, azaz ásványosodik, míg más része ismét bonyolultabb összetételű anyagokká, humuszanyagokká válik, végül pedig egy részük ismét élő szerves anyagokba épül be.

a)



b)



c)

3.14. ábra: Talajok szervesanyag- (SOM) tartalmának megoszlása a) minőség szerint; b) területi megoszlása a talajtípusok között és c) mennyiségi eloszlása a Földön. A Föld-felszín teljes területe: 122,2 M km^2; a talajtakaró SOM tartalma: 10^{15} kg (Bohn, 1982 és Andreux, 1996 alapján)

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

A talaj szerves anyagait keletkezésük helye szerint, a növényi maradványok elbomlásának mértéke szerint és morfológiájuk alapján is csoportosítják. Az úgynevezett humuszformák a talajok morfológiai leírásánál ma is használatosak. Képződésük helye szerint megkülönböztetünk ***víz alatt képződött*** *(gyttja, szapropél, dy),* ***félig szárazföldi*** és ***szárazföldi*** humuszformákat. A félig szárazföldi humuszformák közül a *kotu* szervesanyag-tartalma kisebb, mint 30%. A kotu elsősorban természetes úton lecsapolódó, vagy lecsapolt mocsarak területeire jellemző. A *tőzeg* szervesanyag-tartalma magasabb ~30%-nál. Képződésük helyszíne szerint megkülönböztetünk úgynevezett *síkláptőzeget* és *mohaláptőzeget*. A *síkláptőzeg* sekély vizű síkvidéki tavak partvidékén, elmocsarasodó öbleiben (Kis-Balaton, Nagy-berek, Velencei-tó) képződik. Benne sokszor felismerhetőek a mocsári növények szövetei is. Ásványi anyag tartalma magasabb a mohaláptőzegnél, a kémhatása a semleges és a savanyú között változhat. A mohaláptőzeg képződése Közép-Európában a hegyvidéki tőzegláptavakhoz, Észak- és Nyugat-Európában síkvidéki tőzegmohalápokhoz kapcsolódik. A mohatőzeg szervesanyag-tartalma meghaladhatja a 70%-ot, kémhatása pedig igen savanyú.

A *szárazföldi humuszformák* közül a *nyers humuszban* (mor) a növényi szövetek jól felismerhetők. Az óceáni éghajlatú területek, valamint kisebb részt a hideg mérsékelt öv úgynevezett „nyershumusz-növényeinek" igen savanyú alomtakarójában a korlátozott talajbiológiai aktivitás (aprítás és mikrobiológiai lebontás egyaránt) miatt ez a humuszforma tartósan megmarad. A mérsékelt övi lombos erdők talajfelszínét szintén ugyanez a humuszforma jellemzi. Itt nem a lebomlás korlátozott mivolta, hanem az évente nagy mennyiségben felszínre kerülő alomnak köszönhető a mor jelenléte.

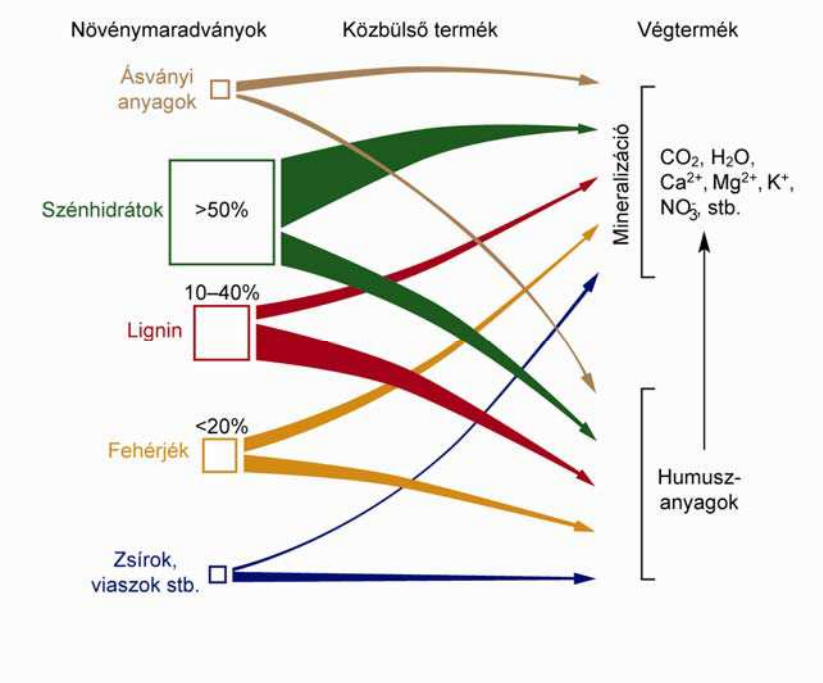
A *korhany* (moder, szilikátmoder) az ásványosodás és a humuszképződés egymással összekapcsolódó folyamatainak eredménye. A moder színe barna, benne az intenzív talajbiológiai aktivitás miatt a növényi szövetmaradványok csak korlátozottan ismerhetők fel. Kialakulásának egyik feltétele a döntően ízeltlábúak által végzett aprítás. Az eredeti sejtes elemek mikroszkopikusan még jól kivehetők, jelentősebbek a koprogén (állati ürülék) elemek és változó mennyiségben ásványi szemcsék is beépülnek. A szerves anyagok mikrobiológiai lebontásában gombák és baktériumok egyaránt részt vehetnek. A moder elsősorban a lombos és tűlevelű erdők talajainak jellegzetes humuszképződménye.

A *televényben* (mull) az előző két humuszformától eltérően az eredeti sejtes struktúra nem ismerhető fel. Színe fekete, barnásszürke, szürke. Ez a humuszforma olyan növénytakaró alatt jön létre, melynek maradványai könnyen bonthatóak. Kialakulásában a földigiliszták és a talajlakó baktériumok játszanak döntő szerepet. A mullban a szerves anyagok jelentős része humuszanyagok formájában van jelen. A humuszanyagok a talaj ásványi alkotórészeivel szoros kapcsolatban vannak. A televény a füves puszták mezőségi talajainak jellemző humuszformája.

A humuszformák rendszerezése mind a mai napig a talajtan intenzíven fejlődő ága. Az alpesi és mediterrán területeken, meszes talajképző kőzeten a *mor* és a *moder* analóg humuszformáit határozták meg. Az *amphi* morfológiáját tekintve átmenetet képvisel a mull és a moder között, abban a mezo ($d = 1–4$ mm) és makro ($d > 4$ mm) zoogén szerves kitöltések jellemzők. A *tangel*ben a növényi szövetek a morhoz hasonlóan megfigyelhetők, ebben azonban a mikrobiális és a faunalebontó aktivitás is megfigyelhető. Az alacsony szélességek humuszformáinak egységes rendszerbe foglalása még nem történt meg.

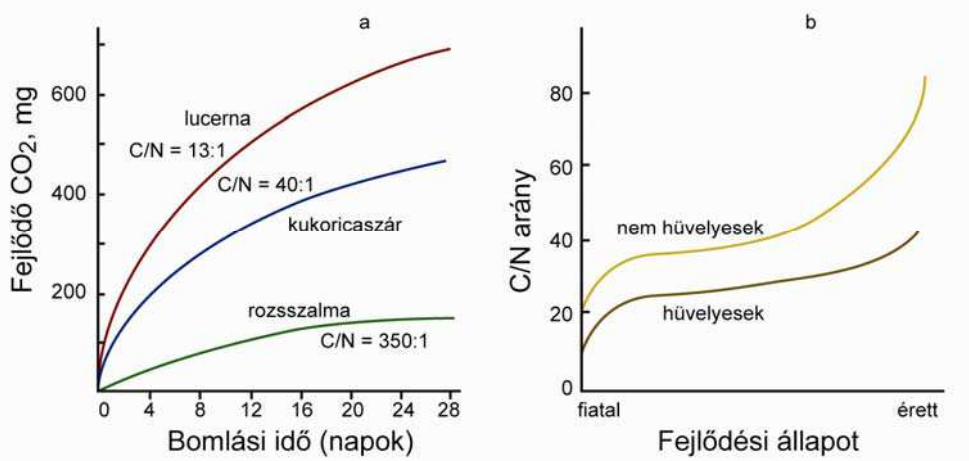
A humuszformák közötti különbözőségek megléte arra enged következtetni, hogy a szerves anyagok bomlásuk során nemcsak morfológiájukban, hanem szerkezetükben is megváltoznak. Az átalakulás, ezen belül a szerves anyagok lebomlásának sebessége elsősorban a holt szerves anyag minőségétől, a lebomlás, valamint a humifikáció iránya pedig a talajkémiai és talajfizikai sajátságoktól függ. Az oxigénben gazdag talajkörnyezetben a könnyen bomló szerves anyagok (pl. szénhidrátok, fehérjék) nagyobb részt ásványosodnak (mineralizálódnak), míg az ellenálló képesség növekedésével a bomló szerves anyag mind nagyobb része humifikálódik

(3.15. ábra). A humuszképződés legfontosabb kiinduló elemei mégsem a bomlásnak leginkább ellenálló zsírok és viaszok, hanem a lignin. Ez annak köszönhető, hogy a lignin egyrészt igen nehezen bomlik le, másrészt a zsíroknál jóval nagyobb mennyiségben van jelen a környezetben.



3.15. ábra: A talaj primer holt szerves anyagai ásványosodásának és humifikációjának arányai (Stefanovits P. ábrájának felhasználásával)

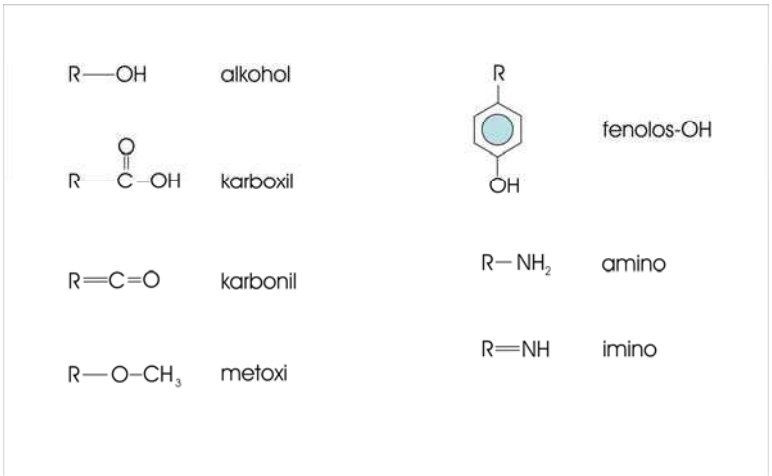
A holt szerves anyagok lebomlásában a mikrobiológiai folyamatoknak van a legjelentősebb szerepük, miáltal az a savanyú-semleges (pH 6–7) tartományban, 25 és 50 °C között a legintenzívebb. Szintén ennek köszönhető, hogy a mikrobák számára (is) a legfontosabb limitáló tényező, a nitrogén mennyisége a szerves anyagok lebomlásának sebességét is befolyásolja. A leggyorsabb lebomlásra a 10–15 C:N arány mellett számíthatunk. A nitrogén szénhez viszonyított arányának növekedésével a szerves anyagok lebomlási sebessége is nő (3.16. ábra).



3.16. ábra: Holt szerves anyagok C:N aránya és lebomlásuk sebessége (Stefanovits P. ábrájának felhasználásával)

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Mivel a szerves anyagok bomlása során a nitrogén nagyrészt a talajban marad, a szén jelentős része viszont szén-dioxid formájában a légkörbe távozik, ezért a bomlás során a C:N arányszám értéke egyre csökken, a bomlás sebessége pedig egyre gyorsabb lesz. A talajba kerülő holt szerves anyagok széntartalmának 60–80%-a ilyen módon a légköri szén-dioxid-készletet gyarapítja.
A holt szerves anyagok közül – a cellulózt leszámítva – a ligninek a leggyakoribb talajba kerülő szerves anyagok. Ezek a nagy molekulatömegű fenil-propán vázas vegyületek csak igen nehezen bomlanak le. Lebontásukban elsődlegesen a gombák játszanak szerepet. A jelenleg leginkább elfogadott elképzelés szerint a humuszképződés kiinduló elemei a lignin degradációjából származó kinonok, melyek lemezszerűen egymáshoz kapcsolódva képezik a humuszanyagok vázát. Az így létrejövő váz továbbra is igen reakcióképes, így azok egymással is könnyen kapcsolódnak, másrészt a legkülönbözőbb degradációs stádiumban lévő szerves bomlástermék is ehhez a vázhoz kapcsolódhat. A humifikáció folyamatában kiemelt fontosságú a fehérjék és a nukleinsavak bomlásából származó *nitrogén* beépülése. A (szintén lignin eredetű) fenolos alkotórészek a nitrogén hídkötések által egyrészt stabilan a humuszanyagokhoz kapcsolódnak, másrészt kiemelt szerepet játszanak a humuszanyagok polimerizációjában.
A humifikáció folyamata véletlenszerű kémiai reakciók együttese, melyben a mikrobák által a talajba juttatott enzimek alapvető szerepet játszanak. E folyamatok révén kisebb molekulatömegű szerves anyagokból egyre bonyolultabb összetételű, nagy molekulatömegű szerves anyagok lesznek. Mivel a humuszképződés nem irányított folyamat, ezért két egyforma humuszmolekula sincs, így a humuszanyagok általánosan érvényes, pontos szerkezei képletét sem lehet meghatározni.
A humuszanyagok tulajdonságait a molekula mérete és a vázon, valamint az oldalláncokon elhelyezkedő funkciós csoportok minősége befolyásolja. A funkciós csoportok biztosítják a humuszkolloidok töltését (3.17. ábra).



3.17. ábra: A humuszanyagok funkciós csoportjai

A humuszkolloidok töltése az allofánokhoz hasonlóan a kémhatás függvényében változik, izoelektromos pontjuk pH 5,5 érték körül mozog. Bázikus talajkörnyezetben elsősorban az alkoholos, a karboxil és a fenolos funkciós csoportok deprotonálódnak, míg a talaj elsavanyodásakor leginkább az amino és imino csoportok protonálódnak. A humuszanyagok a felszíni töltésüknek köszönhetően képesek kationokat (és anionokat is) megkötni, továbbá igen jelentős a sav-bázis pufferelő képességük. Az ásványi kolloidoktól eltérően az oldalláncaik révén, a talajoldat kationjaival komplexeket is képezhetnek, így azokat irreverzibilisen is képesek kelatizálni. A vázelemek összetett szerkezetének és bonyolult térbeli szerkezetnek köszönhetően a humuszanyagoknak igen nagy a fajlagos felületük. E tekintetben még a szmektiteket és

a vermikulitokat is felülmúlják. Egyetlen gramm huminsav összfelülete akár a 800–1000 m^2-t is elérheti. Részben kémiai tulajdonságaiknak, részben a nagy fajlagos felületnek köszönhetően a huminsavak igen jelentős mennyiségű vizet – akár saját tömegük nyolc-tízszeresét – képesek megkötni, ezért a talajok humusztartalmának kiemelkedő szerepe van a vízháztartásban. A molekulatömeg növekedésével a humuszanyagok szerkezete, fizikai és kémiai tulajdonságai is megváltoznak (3.3. táblázat).

	Fulvósavak	Huminsavak			Huminok
		Himatomelánsavak	Barna huminsavak	Szürke huminsavak	
Molekulatömeg (dalton, Da)	~2 000	5 000–20 000	~50 000	~100 000	~300 000
Szín	sárgásbarna	barna	sötétbarna	szürkésfekete	sötét szürkésfekete
Enzimaktivitás szerepe a humuszképződésben	legcsekélyebb	növekvő	növekvő	növekvő	legmagasabb
C-tartalom (%)	40–50	60	50	60	>60
N-tartalom (%)	0,5–2	4–5	3–5	5–8	>4
O-tartalom (%)	45–48	33–36			32–34
Összes aciditás ($cmol_+$/kg)	900–1400	600–850			500–600
Karboxilos ($cmol_+$/kg)	600–900	200–500			300–400
Ásványos fázissal való kapcsolat	gyenge	növekvő			maximális
Kationcserélő képesség ($cmol_+$/kg)	minimális	csökkenő	150–300	csökkenő	minimális
Vízvisszatartó képesség	minimális	csökkenő	saját tömeg 8–10-szerese	saját tömeg 8–10-szerese	minimális
Fázis	oldott	kolloid (szol)	kolloid	kolloid	kolloid (gél)
Mozgékonyság a talajban	maximális	csökkenő			minimális
Jellemző talajtípus (mérsékelt övezetben)	Podzol	Barna erdőtalajok		Mezőségi talajok	

3.3. táblázat: Humuszfrakciók jellemző tulajdonságai (Szabó I. M. és Stefanovits P. táblázatai alapján)

Ezek alapján a humuszanyagokat három nagyobb csoportba soroljuk: *fulvosavak*, *huminsavak* (humátok) és *huminok* (humuszszén). A huminsavak csoportján belül méret és savas karakterisztika függvényében *himatomelánsavakat*, *barna huminsavakat* és *szürke huminsavakat* különíthetünk el. A legegyszerűbb humuszanyagok a fulvosavak, méretüknek köszönhetően még a (talaj)oldatban maradnak, a himatomelánsavaktól kezdve a humuszanyagok a talaj kolloidfrakciójának részei.

A humuszfrakciók a legfontosabb alkotóelemeik egymáshoz viszonyított arányaiban is eltérnek egymástól. A molekulaméret növekedésével együtt a szén és a nitrogén aránya növekszik

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

az oxigén és a hidrogén rovására, egyúttal színintenzitásuk nő, savas karakterisztikájuk pedig csökken. A molekulatömeg emelkedésével a humuszanyagok stabilitása is növekszik, ami részben annak köszönhető, hogy a vázelemek egyre több kötéssel kapcsolódnak egymáshoz, másrészt egyre intenzívebben kötődnek a talaj ásványos frakciójához. A fenti folyamatok miatt a barna huminsavaknál fejlettebb humuszanyagok esetében a szabad funkciós csoportok száma fokozatosan csökken. Ennek köszönhetően a molekulatömeg emelkedésével együtt a humuszanyagok savas jellege is egyre csökken. Szintén a szabad funkciós csoportok csökkenő mennyiségének köszönhetően a barna huminsavaknál összetettebb humuszanyagok víz- és kationmegkötő képessége is csökken.
Funkciós csoportjaiknak köszönhetően a humuszanyagok a legtöbb talajtípusban az ásványi frakcióhoz, a szilárd fázis legnagyobb mennyiségben jelenlévő ásványaihoz kapcsolódnak. A legnagyobb jelentőségük az *agyag-humusz komplexeknek*, a *Ca-humátoknak* és a *Fe-humátoknak* van. Az agyag-humusz komplexek Közép-Európában leginkább a himatomelánsavak és agyagásványok, illetve a barna huminsavak és agyagásványok között jönnek létre. Az agyagásványok és a szürke huminsavak közötti kapcsolat leginkább a sztyeppesedő dinamikát mutató barna erdőtalajokban, valamint az agyagos talajképző kőzeten kialakult csernozjomokban (alföldi mészlepedékes csernozjom) figyelhető meg. A típusos csernozjomokban az agyagásványok alárendelt szerepe miatt a szürke huminsavak leginkább a kalciummal alkotnak komplexeket. A csernozjomok kedvező morzsás szerkezetének kialakításában a Ca-humátoknak elsődleges szerepük van. A hidromorf réti talajokban a humuszanyagok elsősorban vassal (kisebb mértékben mangánnal) alkotnak komplexet. A réti talajok igen sötét színe is a vas-humátoknak köszönhető. Végül nem szabad megfeledkezni a humuszanyagoknak az amorf alumíniumszilikátokkal képzett komplexeiről sem. Ezek a komplexek elsősorban a fiatal, kőzethatású talajokban (esetleg váztalajokban) mutathatók ki. Talajfizikai és talajkémiai szempontból a legkedvezőbb tulajdonságai az agyag-humusz komplexeknek és a Ca-humátoknak vannak.
A talaj szerves anyagainak tárgyalásakor gyakran elfeledkeznek a *lineáris talajkolloidokról.* Ezek az anyagok nem tartoznak a valódi humuszanyagok közé. A lineáris talajkolloidok kizárólag a talajmikrobák által a talajba bocsátott anyagok. Anyagminőségüket tekintve olyan poliszacharidok, melyek többnyire mindössze két-három monomer sorozatából állnak. Az elsődleges lineáris kolloidok a talajokban gyorsan elbomlanak. A többi szerves anyaghoz hasonlóan teljesen ásványosodhatnak, illetve bomlástermékeik beépülhetnek a humuszanyagokba, illetve bomlástermékeiből ismételten lineáris (másodlagos) talajkolloidok keletkezhetnek. A *másodlagos lineáris talajkolloidok* az elsődlegesekhez képest többféle monomerből állnak és jóval stabilabb képződmények. A humuszanyagoktól eltérően a kationmegkötő-képességet lényegében nem befolyásolják, ám a talajok szerkezetességének kialakulásában és az aggregátumstabilitás növelésében igen fontos szerepük van.

3.2. Gázfázis

A talajrétegekben a talajt alkotó szilárd összetevők mellett nagy mennyiségű légnemű komponens is megjelenik. Egy talajszintben a gázfázis mennyisége alapvetően a szilárd alkotórészek térbeli struktúrájától függ. E strukturáltság révén az egymással érintkező szemcsék között kisebb-nagyobb hézagok képződnek (lásd porozitás és aggregátumképződés), melyeket a talaj gáz-, illetve folyadékfázisa tölt ki. Általánosságban igaz, hogy a nagyobb szemcsékből álló, szerkezetesebb talajok több levegőt tartalmaznak, mint a kis szemcseméretű, szerkezet nélküliek.
A talaj gázfázisán keresztül jut el a talajlakó aerob élőlények légzéséhez szükséges oxigén, illetve szintén ez a közeg veszi fel a kilélegzett szén-dioxidot. E gázkomponensek így nagy felületen tudnak érintkezni a talaj szilárd fázisával, ezzel meghatározva az ott lejátszódó kémiai reakciók irányát (pl. oxidatív körülmények).

A talaj levegőtartalma az egyik legváltozékonyabb talajfizikai paraméter, sem térben, sem időben nem állandó. Az összes olyan hatás, amely a szemcsék rendezettségét befolyásolja, hatással van a talajlevegő mennyiségére is. A talajszemcsék csapadékvíz, gyökerek növekedése, talajlakó állatok, művelő eszközök stb. általi mozgatása folyamatosan átrendezi a gázfázis által kitölthető teret. E változások hatására egységnyi térfogatú, teljesen száraz, eredeti szerkezetű, ásványi talaj tömege – azaz a *térfogattömeg* – jellemzően 0,9–1,6 g cm^{-3} között változhat. Ha ugyanezen térfogatot csak a szilád fázis alkotóelemeivel zsúfolnánk tele, azaz a gáz-, illetve folyadékfázist teljes egészében kiszorítanánk, úgy a talaj *fajsúlyát* mérhetnénk, amely talajképző kőzettől függően általában 2,6–2,7 g cm^{-3} közötti érték. A talaj pórusainak összessége jelenti a talajlevegő által kitölthető maximális teret. A gyakorlatban azonban a gázok mindig kisebb teret töltenek ki a pórusterekben található több-kevesebb nedvesség miatt. Ásványi talajok esetében a gázzal telt pórusok mennyisége 15–70 térfogatszázalék között változik. (Nagy szervesanyag-tartalmú talajoknál, pl. tőzegnél akár 0,2 g cm^{-3} térfogattömeg is előfordulhat 90 térfogat % fölötti levegőtartalommal.)
Ugyancsak jelentős eltéréseket tapasztalhatunk a talajlevegő összetételét tekintve (3.4. táblázat).

Közeg	N_2%	O_2%	CO_2%
légkör	78,01	20,96	0,04
talajlevegő	78,20	15–20	0,36–5,0

3.4. táblázat: A légköri és a talajlevegő főbb összetevőinek aránya

A talajlevegő legfőbb és mennyiségileg legkevésbé változékony alkotórésze a molekuláris nitrogén. Ennek mennyisége némileg magasabb, mint a légköri levegőnek, ami a denitrifikációs folyamatok eredménye. Jelentős mennyiség található még molekuláris oxigénből és szén-dioxidból is, azonban e gázok már nem a légköri koncentrációban fordulnak elő. Minél jobban átszellőzött egy talaj, a benne található levegő összetétele annál közelebb áll a légköri levegő összetételéhez. Általánosságban a talajlevegő O_2 tartalma kevesebb, CO_2 tartalma pedig több, mint az atmoszféráé. Ennek okai az alábbiakban foglalhatók össze:

- A Napból származó energia a talajokba csak közvetve, hő formájában jut el, fényből csak a talaj közvetlen felszíne részesül. A talajlakó élőlények ezért nem képesek fotoszintetizálni, következésképp O_2 a talajlevegőbe csak légköri forrásból kerülhet.
- A lassú diffúzió miatt a felszíntől távolodva csökken az O_2 mennyisége.
- A nagyobb pórusokban könnyebben mozog az O_2, mint a kisebbekben, ezért a pórusterek megoszlása is befolyásolja adott talaj gázfázisának összetételét és homogenitását/mozaikosságát.
- A talajokban található aerob mikrobák a szerves anyagok lebontása során O_2-t lélegeznek be és CO_2-t bocsátanak ki. Hasonlóképpen a magasabb rendű növények gyökérlégzése során is a molekuláris oxigén fogyása a CO_2 mennyiségének növekedésével jár.
- A CO_2 molekulatömege magasabb, mint a levegőt alkotó komponenseké ezért – különösen csekély légmozgás mellett – mélyebb részekben meg tud ülni.

A fentiekből következik, hogy az O_2-CO_2 arány széles határok között mozoghat mind időben, mind térben, függően az aktuális nedvességtartalomtól, pH-tól, hőmérséklettől és legfőképpen az atmoszférikus levegő keveredésétől. E befolyásoló tényezők a jellemző talajtani folyamatokban betöltött szerepük alapján két fő csoportra oszthatók.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

1. A CO_2 koncentráció növekedésének irányába ható folyamatok:
A talaj biológiai aktivitása határozza meg az O_2 CO_2-vé alakításának sebességét. Tehát az összes biológiai aktivitást befolyásoló tényező közvetve hat a talajlevegő összetételére is. Ezek közül legfontosabb a hőmérséklet és a nedvességtartalom kedvező volta. Figyelembe kell venni továbbá a talajt fedő növényzet sajátosságait (fajösszetétel, gyökértömeg, fenofázis).

2. Az O_2 koncentráció növekedésének irányába ható folyamatok:
E folyamatok leggyakrabban a talajok átszellőzésének javításához kapcsolódnak, ami a gyakorlatban a talajművelés különböző fajtáit jelenti. A művelő eszközök által megnövelt pórusteret kezdetben a légköri levegővel megegyező összetételű levegő tölti ki, melynek átalakulása folyamatosan zajlik.
Speciális eset a magas vízállású területek vízfölöslegének levezetésére létrehozott drénhálózat. Ez esetben a talajba fektetett dréncsövek közvetlen környezete szinte talajfelszínként viselkedhet O_2 ellátottság szempontjából. Leggyakrabban azonban a talaj dréneken keresztüli átszellőzése éppen a magas talajvízszint miatt csak nagyon korlátozottan játszódik le.
A légnemű O_2 tartalom lecsökkenése, illetve megszűnése (vízzel történő telítődés) esetén a talajban jelentős változások következnek be, egyrészt az aerob biológiai folyamatokat az anaerob folyamatok váltják fel, másrészt a redoxi viszonyok megváltozása miatt. A biológiai aktivitás jelentős visszaesése már az O_2 mennyiségének 10% alá csökkenésekor megfigyelhető. A CO_2 tartalom nagymértékű növekedése (>5%) szintén károsan befolyásolja a biológiai produkciót. Összességében tehát a talajba került szerves anyagok a mikroorganizmusok és a magasabb rendű élőlények hatására a légköri O_2 felhasználásával CO_2-dá oxidálódnak.

A *víz* mindhárom halmazállapotában része a talajnak, így a gázfázisban is megjelenik. A talajlevegő fontos összetevője a vízgőz, a talajlevegő relatív páratartalma általában meghaladja a 95%-ot. Más szavakkal a talajban a gázfázis vízgőztartalmát elsősorban a levegő hőmérséklete határozza meg. Jellemzően elegendő víz áll rendelkezésre, hogy az emelkedő hőmérsékletű levegő mind több és több nedvességet vegyen fel. Az eltérő hőmérsékletű talajrészek között ezért a gőz diffúziójának hatására jelentős mennyiségű nedvességmozgás jöhet létre.
Hazai körülmények között, átszellőzött talajokban a metán mennyisége nem számottevő. Ha azonban a talajban nem áll rendelkezésre megfelelő mennyiségű O_2, akkor az anaerob szervezetek élettevékenysége kerül előtérbe. Ennek hatására a talaj szerves anyagának lebontásakor a végtermék nem CO_2, hanem CH_4 lesz. Magas szélességi körök mentén képződött, nagy szervesanyag-tartalmú talajokban előfordul, hogy a levegőtlenséget a felszíni fagyott réteg okozza, mely alatt a talajlevegő jelentős részét metán alkothatja.

3.3. Talajoldat

A talajokat alkotó fázisok közül a folyadékfázis mind mennyiségre, mind összetételre nézve igen változékony. A szilárd fázis által létrehozott vázat a légnemű és a folyadékfázis egyszerre tölti ki.
A talaj leggyakrabban mindhárom fázisból tartalmaz alkotórészeket. Ahogy azt már láttuk, a szilárd fázis mennyisége nagyságrendileg konstansnak tekinthető. Ezzel szemben a talaj pórusait kitöltő gáz- és folyadékfázis aránya dinamikus egyensúlyban van a talajra ható pillanatnyi külső feltételek eredőjével. E folyamatok (3.5. táblázat) hatására a fázisok aránya gyorsan és akár radikálisan is megváltozhat. A talaj átnedvesedésével a gázfázis fokozatosan csökken, nagy mennyiségű víz esetén akár el is tűnhet, majd a pórusokat kitöltő víz távoztával mennyisége újra növekedni kezd. A folyadékok mozgásának leírásával – tekintve, hogy jelentősen csökkent nyomású (légüres) tér nem keletkezik – szükségszerűen meghatározzuk a talajlevegő

által kitöltött pórusok mennyiségét is. Egy külső hatásoktól mentes rendszerben tehát a folyadékfázis a gázfázis inverzeként fogható fel.

folyamatpárok			
oldódás	párolgás	beázás	élőlények vízfelvétele
kicsapódás	kondenzáció	kiszáradás	élőlények vízleadása

3.5. táblázat: A talaj gáz- és nedvességtartalmát befolyásoló folyamatpárok

A talajoldat alapvető tulajdonsága, hogy az önmagában inaktív szilárd fázis egyes alkotóelemeit elérhető, reakcióképes alakba hozza (pl. oldja vagy hidrolizálja), miáltal a talaj „megelevenedik". A talaj tulajdonságait ezért a talajoldatban lévő anyagok határozzák meg.
A nedvesség azonban nemcsak a reakcióteret szolgáltatja, hanem az egyes komponenseket a tér mindhárom irányában képes hosszabb távra elszállítani. A talajflóra ásványos táplálkozása – néhány kivételtől eltekintve – kizárólag e talajoldaton keresztül történhet meg. Az anyagszállítás nemcsak az élőlények számára fontos, hanem egyes, jellemző talajképző folyamatok is a víz által szállított anyagok mozgására épülnek.
A nedvesség a talajban található sókat disszociált formában, hidrátburokkal körülvéve tartalmazza. A kationok sorában meghatározó jelentőségű a Ca^{2+}, Na^{+}, Mg^{2+}, K^{+}, esetenként az NH_4^{+}, Fe^{2+} és Al^{3+}. Az anionok közül a nitrát, karbonátok és foszfátok, esetenként szulfát és klorid található meg nagyobb mennyiségben. A szerves alkotórészek közül az egyszerű szerves savak és az alacsonyabb molekulatömegű humuszanyagok dominálhatnak. Az egyes alkotórészek tényleges koncentrációja a pillanatnyi oldhatóság függvénye, amit pedig elsősorban a rendelkezésre álló vízmennyiség (koncentráció), a pH és a redoxi viszonyok határoznak meg. Az oldott anyag koncentrációja szélsőségesen sós talajoknál elérheti a 25 g l^{-1} értéket is.
A fentiekből következőleg a talajoldat összetétele nem állandó, hanem az adott talajra, talajképző kőzetre, klímára és vegetációra jellemző. Adott talaj hosszabb-rövidebb ideig szükségszerűen hordozza az alapkőzet egyes tulajdonságait, ezzel meghatározva a talajoldat tulajdonságait is. A nedvesség által átalakított és elszállított anyagok aztán lassanként megváltoztathatják a talaj összetételét, miáltal a talajoldat is változik.
A klíma által meghatározott, zónánként jellemző természetes növényzet lebomlásakor eltérő a humusz kémiai összetétele. Tűlevelű erdők alatt savasabb karakterű talajoldat a jellemző, mint a lombhullató erdők övében, míg a lágyszárú vegetáció alatt általában semleges körüli pH-t mérhetünk. Az élő növények is termelnek gyökérsavakat és nyálkaanyagokat, azonban ezek hatása – éppen a talaj nagy pufferkapacitása miatt – a talajoldat hosszú távú változásában kevésbé jelentős.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

4. FIZIKAI FOLYAMATOK A TALAJBAN

A talajban lejátszódó fizikai folyamatok fogalmán azokat a kölcsönhatásokat értjük, amelyek lényegét fizikai összefüggések segítségével tudjuk leírni. A természetben e folyamatokra a biológia és a kémia tárgykörébe tartozó, illetve határterületi kísérőjelenségek is többé-kevésbé hatással vannak. A lejátszódó kölcsönhatások egészét feltárni meghaladná e jegyzet korlátait, ezért e fejezetben csak a meghatározó folyamatokat tárgyaljuk. Ezek leegyszerűsítve, lényegre törően – habár szoros összefüggésben állnak egymással – önálló egységként jelennek meg.

4.1. Pórusterek és aggregátumok

A talaj felaprózódott, szilárd halmazállapotú alkotórészei nem illeszkednek szorosan egymáshoz, közöttük kisebb-nagyobb üregek jönnek létre. Az egymással jellemzően összefüggő üregek összes térfogatát a talaj *porozitás*ának hívják. A pórusok nagyon összetett, térben és időben is folyamatosan változó rendszert alkotnak, mind méretük, mind alakjuk, mind összetételük széles skálán mozog. A pillanatnyi porozitásértéket az egységnyi talajtérfogat arányában adják meg.

Jelentősebb méretű pórusok kialakulását az teszi lehetővé, hogy a talaj elemi alkotórészei összetapadnak, és ezzel másodlagos, nagyobb talajrészecskéket, aggregátumokat hoznak létre. Az aggregátumok képződése és tulajdonságai sokkal inkább meghatározzák a talaj porozitását, mintha csak a fizikai féleségéből próbálnánk következtetni a pórusviszonyokra. Az aggregátumok által létrehozott struktúrát, illetve az aggregátumok egymáshoz kapcsolódásának módját összefoglalóan talajszerkezetnek nevezzük. A talajszerkezet azonban egy adott szelvényen belül sem homogén. Az aggregátumok alakja és mérete még egy szinten belül is jelentősen különbözhet. A szerkezeti elemek állékonysága szintén változó, általában meglehetősen sérülékenyek. Érzékenyek a természetes biológiai és klimatikus hatásokra csakúgy, mint a talajművelésre, átalakulásuk folyamatos. Ezekből következőleg nincs egzakt osztályozás, amely mérhetővé tenné a talaj szerkezetességét. Jellemzésekor a mérhető, számszerű adatokkal szemben sokkal inkább a minőségi paraméterek használata dominál. Ugyanakkor a pórusok összes mennyiségének, alakjának, megoszlásának és térbeli fejlettségének méréseredményei alapján a talajszerkezetre is következtethetünk.

Az aggregátumok képződése során első lépésben az elemi szemcsék mikroaggregátumokká állhatnak össze, majd ezek újabb halmazokat hozhatnak létre. Ezzel a talaj a mikroaggregátumok századmilliméteres nagyságrendjétől egészen a centiméteres makro-, majd a több centiméteres *megaaggregátum*okon át a térbeli szervezettség mind magasabb fokára jut. Az összetapadás nem feltétlenül egyenlő mértékű a tér mindhárom irányában, ezért az aggregátumok méretének meghatározásakor az átlagos átmérőt használjuk. Az aggregátumok méret szerinti osztályozását a 4.1. táblázat mutatja be.

Átlagos átmérő (mm)	Aggregáltsági osztály		Gyakorlati elnevezés
<0,01	finom mikroaggregátumok		por
0,01–0,25	mikroaggregátumok		
0,25–1	finom	makro-aggregátumok	morzsa
1–3	közepes		
3–10	durva		
10<	megaaggregátumok		rög vagy hant

4.1. táblázat: Az aggregátumok méret szerint megoszlása és elnevezése (Stefanovits P. alapján)

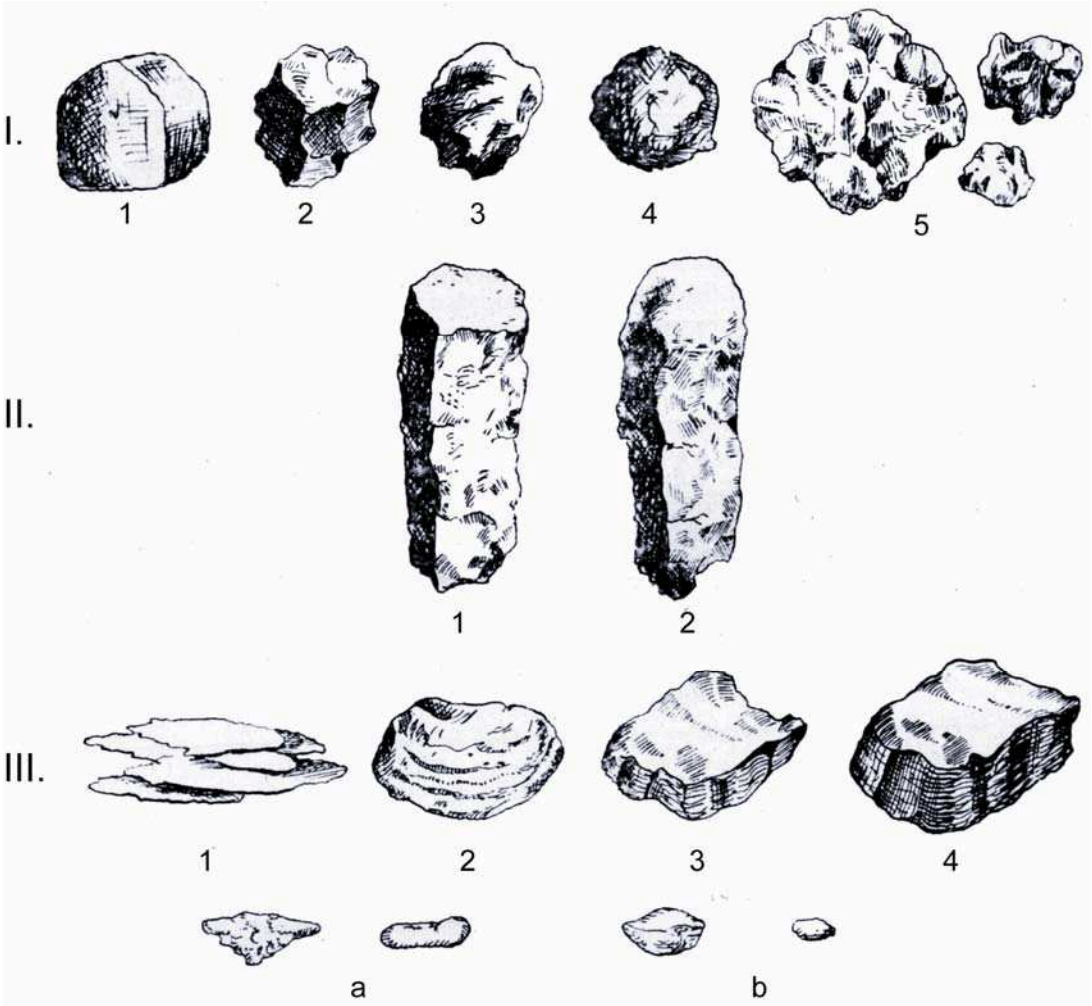
A talaj szerkezete és porozitása akkor a legkedvezőbb, ha az aggregátumok zömét közepes mikroaggregátumok alkotják. Ha az aggregátumok között a porfrakció dominál, nehezen alakulnak ki nagyobb pórusok. Ugyan ez a helyzet a megaaggregátumokon belül, ahol a porozitás csekély, a rögök között viszont túlságosan nagyok a pórusok kedvező élettér kialakulásához.
A pillanatnyi struktúrák külső tényezők (pl. gyökérnövekedés, vízmozgás, talajművelés stb.) hatására folyamatosan változnak, egyes aggregátumok szétesnek, illetve újak képződhetnek. Az aggregátumok stabilitása a talaj egyik fontos tulajdonsága, mely egyrészt az aggregátumokat romboló, másrészt az azokat összetartó erők nagyságától függ. Alapvető különbség van a mikroaggregátumok és a nagyobb átmérőjű szemcsék állékonysága között. A talaj elemi összetevőit jellemzően a kolloid fázis képes összeragasztani, vagyis a legkisebb aggregátumok létrejöttét elsősorban a talaj kémiai összetétele határozza meg. A másodlagosan – a kisebbekből – képződő, nagyobb aggregátumok létrejöttében és fennmaradásában már a fizikai folyamatok is előtérbe kerülnek. Jelentős lehet pl. a vízmozgás, a nedvesedés-száradás, a fagyás-olvadás szerepe.
A *mikroaggregátumok*at összetartó anyagokat alapvetően három nagy csoportra bonthatjuk, úgymint szerves, szervetlen és komplex kolloidok.
A szerves kolloidok között első helyen kell említeni a humuszanyagok nagyon változatos csoportját. Ezek kationokkal képzett komplexei meghatározhatják a talaj szerkezetességét. A Ca-humát koaguláló hatásának köszönhető a csernozjomok kiváló, *morzsás szerkezet*e, ezzel szemben a Na-humát peptizáló hatására a talaj aggregátumai szétesnek, és az teljesen elveszthetti szerkezetét (lásd 5. fejezet).
Szintén a szerves kolloidok csoportjába tartoznak az ún. nyálkaanyagok. Ezek közös tulajdonsága, hogy közvetlen biológiai tevékenység eredményei, azaz élő szervezetek hozzák létre őket, valamint hogy még nem állnak a humuszosodás magasabb fokán. Az egyes talajalkotók cementálásában jelentős, de az időben meglehetősen hullámzó szerepet játszanak, mivel képződésük és lebomlásuk sebessége is a talaj pillanatnyi biológiai aktivitásának függvénye.
A szerves kolloidok által uralt aggregátumok általában jobban ellenállnak a hirtelen nedvesedésnek (pl. csepperózió), mivel e kolloidok sokkal kevésbé mobilizálódnak víz hatására, illetve nem csak a nagy felület és az adhézió tartja össze őket.
A szervetlen kolloidokat a vízzel szembeni érzékenységük alapján is rangsorolhatjuk. A nedvesség, illetve a talajoldat által könnyen felbomló kötések csoportjában első helyen említjük az agyagásványokat. Nagy felületük révén, kiszáradva képesek a nagyobb szemcsék összeragasztására, bár e kötés nedvesség hatására jelentősen meggyengül.
A víz által oldott $CaCO_3$ száradáskor kicsapódik a szilárd fázis alkotóelemeire, ezzel összetartva őket. E szerkezet azonban szintén viszonylag egyszerűen felbomolhat a mészhártya újbóli oldódásával. Hasonló módon a talajoldatból csapódnak ki a mátrixra az agyagásványok bomlásából keletkező vas és alumínium oxi-hidroxidok, melyek szintén a meglévő struktúra cementálódását segítik elő. Ezek újbóli oldatba kerülése azonban már kevésbé valószínű, ugyanis a kristályosodás során bekövetkező változások miatt oldhatóságuk csak extrém körülmények között növekszik meg.
A komplex kolloidok esetében több, a fent felsorolt csoportok valamelyikébe tartozó kolloid egymással (pl. kationhidakon keresztül) összekapcsolódva képez újabb típusú kötőanyagot. Ez esetben a két szerkezeti egység negatív töltéshelyei kapcsolódnak össze egy közéjük ékelődő kationon keresztül. Ha az agyagásványok adhéziójához kationhidak is társulnak, a kötés erőssége jelentősen megnő. Kialakulásának feltétele, hogy a talajban rendelkezésre álljon kellő mennyiségű, 2 vagy 3 vegyértékű kation, optimális esetben Ca^{2+}. Tipikus a humuszanyagok agyagásványokkal képzett komplexe.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Összefoglalva a kolloidok talajszerkezet-képző hatását hangsúlyozzuk, hogy a Ca^{2+} jelenléte a talajban több szempontból is a szerkezetesség növelése irányába hat, ezért meszezéssel a legtöbb talajfizikai probléma javítható.
A talaj szerkezeti egységei között kialakuló terek bonyolult összefüggő hálózatot alkotnak. E hálózat a színtere a talajokban lejátszódó folyadék- és gázmozgásoknak. Az anyagforgalomban (elsősorban vízmozgás) betöltött szerepük alapján a pórusokat elsősorban nagyságuk szerint csoportosítják. A pórusok átmérője igen rövid távon is széles határok között mozoghat, ezért az egyes szakaszok jellemzésére az ekvivalens átmérő fogalmát használják. Az *ekvivalens átmérő* az adott pórusszakasz fizikai viselkedése alapján átlagosnak tekinthető átmérőt jelenti. Főbb csoportjaik (lásd még 4.4.1. fejezet, nedvességre ható kötőerők):
Adszorpciós pórustér: e pórusokat állandóan igen erősen kötött víz tölti ki. Szerepük az anyagvándorlásban, vízforgalomban jelentéktelen. Ekvivalens átmérője kisebb, mint 0,2 μm.
Kapilláris pórustér: e pórusokban a nedvesség a tér bármely irányába képes mozogni, rajtuk keresztül zajlik a nedvességkiegyenlítődés és a felfelé irányuló vízmozgás, párolgás folyamata. Ekvivalens átmérője 0,2–10 μm.
A *gravitációs pórustere*kben a tömegvonzás hatása érvényesül, belőlük a víz gyorsan kiürül lefelé, illetve a környező kapillárisokba. Ekvivalens átmérője nagyobb, mint 50 μm. E terek adhatják az összes porozitás 10–60%-át.
A kapilláris és gravitációs pórusok közötti határ nem egy konkrét hosszérték, hanem egy viszonylag széles tartomány (10–50 μm). A pórusok ebben a mérettartományban – leginkább térbeli orientációjuk függvényében – megtarthatják a vizet a gravitációval szemben, illetve ki is ürülhetnek. Ezt az átmeneti tartományt hívják *kapilláris-gravitációs pórustér*nek.
Különböző fizikai féleségű talajoknak eltérő összes és differenciált porozitásértékei vannak. A legtöbb pórust az agyag tartalmazza, ennek ellenére a víz csak nagyon lassan tud benne mozogni, mivel az adszorpciós pórusok dominálnak. A homok sokkal kisebb összporozitás mellett jóval nagyobb gravitációs pórustérrel rendelkezik (lásd 4.4.1. fejezet, 4.6. ábra).
Ahogy arra már korábban utaltunk, a talajszerkezet megítélése csak részben lehetséges konkrét mérések alapján (pl. porozitás), azonban a gyakorlati szelvényleírások esetében szükséges a jellemző szerkezeti egységek megjelenésének leírása. E morfológiai paramétereket többen is rendszerbe foglalták, az alábbiakban a Szabolcs-féle rendszert mutatjuk be vázlatosan.
A talajokat (vagy talajszinteket) alapvetően szerkezetes és szerkezet nélküli osztályokra bonthatjuk. A szerkezet nélküli jelző nem feltétlenül jelent összetömörödött talajt, lecsökkent porozitásértéket. A tömörödés akkor fordulhat elő, ha a talaj szemcseösszetételében jelentős az agyag, illetve a por aránya. E kisebb méretű, elemi alkotórészek ki tudják tölteni a nagyobb szemcsék közötti tereket is, ezzel egy tömődött réteget alkotnak (pl. talajfelszínen képződött kéreg). Abban az esetben, ha a talaj meghatározó része a homok frakcióba tartozik, nincs olyan alkotó, amely eltömhetné a nagyobb szemcsék közti pórusokat, tehát a porozitás nagy lesz, a talaj mégsem szerkezetes. E szemcsék ugyanis függetlenek, egymáson elmozdulnak, nincs struktúrájuk (pl. futóhomok).
A szerkezetes talajokat attól függően, hogy makroaggregátumaik a tér hány irányában fejlettek, lemezes és köbös osztályokra bontjuk. Ezen osztályok további tagolását a 4.2. táblázat és a 4.1. ábra szemlélteti.

KÖBÖS: A szerkezeti elemek a tér mindhárom irányában egyformán fejlettek.					**HASÁBOS: A szerkezeti elemek függőlegesen jól, vízszintesen kevésbé fejlettek**		**LEMEZES: A szerkezeti elemek függőlegesen kevésbé, vízszintesen jól fejlettek**
Szerkezeti elemek egymáshoz idomulnak			Szerkezeti elemek egymáshoz nem idomulnak				
Síkokkal és élekkel határolt elemek		lekerekített elemek	porózusak	gyengén porózusak	Az elemek teteje élekkel határolt	Az elemek teteje lekerekített	
Sokszögletű	Igen sokszögletű						
POLIÉDERES	DIÓS	SZEMCSÉS	RÖGÖS	MORZSÁS	HASÁBOS	OSZLOPOS	LEVELES
							LEMEZES
							TÁBLÁS
			HANTOS ↓		PRIZMÁS ↓		RÉTEGES ↓

4.2. táblázat: Jellemző talajszerkezetek morfológiája és főbb tulajdonságai. A nyíl az egységek növekvő méretét szimbolizálja (Szabolcs I. alapján)



4.1. ábra: Jellemző talajszerkezetek morfológiája (Szabolcs I. alapján)

Az elkülönítés alapja a szerkezeti egységek alakja, mérete, törésfelületei. Az aggregátumok morfológiai leírása nagy terepi tapasztalatot igényel, az egyes iskolák közötti összehasonlítás az „egyéni látásmód” miatt esetenként nehézkes. A talaj egészének térfogatát alapvetően a

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

szilárd és a légnemű alkotórészek aránya adja meg, mérése leggyakrabban a *térfogattömeg* vizsgálatával történik. A funkcionalitás alapja, hogy a talajban kellő mennyiségű és összetételű pórustér álljon a gáz- és nedvességmozgás rendelkezésére. Mivel a pórusterek létét az aggregátumok képződése biztosítja, azaz minden olyan folyamat, mely az aggregáltságot rombolja, végső soron a talaj térfogattömegének növekedéséhez, tömörödéshez vezet. A tömörödés az esetek többségében káros folyamat, mivel gátolja a nedvesség vándorlását. Az aggregátumok szétesése történhet kémiai és fizikai behatásra, e fejezetben a fizikai hatásokat tárgyaljuk.
A talaj térfogatváltozása leggyakrabban a nedvességtartalom változásához köthető, a legtöbb anyag vízfelvétel során valamelyest növeli térfogatát. E hatással áll szemben a víz szerkezetromboló hatása. A talajfelszín aggregátumai az esőcseppek ütő hatásának *(csepperózió)* kitéve elemi alkotórészeikre eshetnek szét. E szemcsék a felszínen elterülve eltömítik a pórusok jelentős részét, ezzel egy vékony, erősen tömődött réteget, ún. kérget hoznak létre.
Ha a talaj nagyobb mennyiségű duzzadó agyagásványt tartalmaz, a száradáskor bekövetkező térfogatcsökkenés mély repedéseket idéz elő benne. A heves csapadék ekkor nemcsak a felszínen teríti el a szerkezet nélküli törmeléket, hanem a repedéseket is feltölti velük. Ezzel egy egész talajszint válik meglehetősen tömődötté (lásd *szolonyec*).
A talajművelés egyik alapvető feladata, hogy a feltalajban kedvező térfogattömeget/porozitást hozzon létre. A művelt rétegben létrehozott szerkezet azonban az esetek jelentős részében nagyon sérülékeny, csapadék hatására könnyen degradálódik. Az aggregátumok fizikai hatásokkal szembeni toleranciáját *aggregátumstabilitás*nak nevezik, értékét elsősorban az aggregátumokat összetartó kötőerők típusa határozza meg. A művelt talajok a folyamatos szervesanyagvesztés és az állandó fizikai behatás miatt szerkezetromlást szenvedhetnek. További probléma a túl száraz, illetve túl nedves talajon végzett művelés, mely a szerkezetképzés helyett kimondottan ronthatja a meglévő szerkezetet is. A következetesen azonos mélységben vezetett művelő eszköz a művelt réteg alsó határán tömöríti a talajt, ami *eketalp réteg* kialakulásához vezet.
A talajon élő növények gyökerei növekedésük során szintén tömörödést okoznak, azonban ez a hatás csak lokális, a gyökerek pusztulása miatt időleges, és legfőképpen térben nem orientált.
Hasonló módon viselkedik a nagyobb mennyiségű nedvesség, mely megfagyva nyomást gyakorol a szilárd fázisra. Hatása a magasabban fekvő, meredekebb területeken lehet jelentős, mivel az átfagyott réteget szinte teljesen vízzáróvá teszi. A felszínről induló olvadás során a víz nem tud a talajba távozni, ezért a felszíni réteget telíti, sőt akár lejtőirányba – a fagyott rétegen mint csúszópályán – el is mozdulhat *(talajfolyás, szoliflukció)*.
Ez utóbbi esettől eltekintve a gyökérnövekedés és a fagy inkább az aggregátumok képződéséhez szükséges nyomóerőt szolgáltatja, hatása a talajszerkezetre tehát hosszú távon inkább kedvező, mint kedvezőtlen.
A talaj térfogatának változását a nedvesség függvényében bolygatatlan és gyúrt, vagy kent mintákon is lehet vizsgálni. Az eredeti szerkezetű minták mérésével elsősorban a funkcionalitást vizsgáljuk, azonban szinte minden típusú mérés elvégezhető rajtuk. A tömörített minták vizsgálata inkább csak az (ásványos) összetétel, illetve a sűrűség szempontjából szolgáltat információkat.

4.2. A gázfázishoz köthető fizikai folyamatok

Ahogy azt az előbbiekben láttuk, a talajban található gázfázis térfogata a nedvességtartalom függvényében folyamatosan változik, a talajlevegő által kitöltött tér pillanatnyi mennyisége szoros összefüggést mutat a talaj víztartalmával, általánosabban vízgazdálkodásával. Következésképp a vízgazdálkodást számszerűsítő mutatók (víznyelés, vízáteresztés, víztartó képesség) leírják a talaj levegőháztartásával kapcsolatos tulajdonságait is. Jó víznyelés és vízáteresztés egyben jó átlevegőzöttséget is jelent, hiszen a talajban közlekedésre mindkét fázis ugyanazt a pórusrendszert használja. A víztartó képességgel már nem ennyire direkt az össze-

függés, hiszen a hosszú távon megtartott nagy mennyiségű nedvesség útjában áll a levegő mozgásának, ugyanakkor fejlett, kedvező összetételű és jól átjárható porozitást feltételez. A talajok levegőháztartásának precízebb leírására az alább részletezett fogalmak szolgálnak.

Légátjárhatóság (levegőáteresztő képesség): egységnyi vastagságú talajréteg adott keresztmetszetén, ismert nyomáskülönbség hatására, időegység alatt átáramló levegő mennyisége.

Levegőkapacitás: a talaj – adott körülmények között – levegővel kitöltött része. A talaj levegőkapacitásának és vízkapacitásának összege a talaj összes porozitását adja meg.

Minimális levegőkapacitás: a szabadföldi vízkapacitásig (lásd 4.4.1. fejezet) benedvesített talaj levegőtartalma. Értéke kapcsolatban van a talaj fizikai féleségével, de ezen túlmenően az aggregátumok és általuk a porozitás is befolyásolja. Az alapvető fizikai féleségekhez köthető minimális levegőkapacitás értékei a pórustér százalékában:

- agyag 5–10%,
- vályog 10–25%,
- homok 30–40%.

A Kárpát-medence talajainak levegőellátottsága összességében jó. Levegőhiány lokálisan, nagy mennyiségű víz hatására keletkezhet, általában csak időszakosan (tavasszal sok csapadék, magas talajvíz). Következésképp a levegőhiányos talajok a vízhatású talajok köréből kerülhetnek ki.
Külön kategória az emberi tevékenység hatására levegőtől elzárt talajok esete. A szabad talajfelszínek át nem eresztő burkolásával (beton, aszfalt, műanyag stb.) akkora összefüggő területeket zárunk el a légköri levegőtől, mely már ökológiai veszélyeket is hordoz. E területekről nemcsak a csapadék nem tud a talajba jutni, hanem a levegő sem. Ezáltal olyan speciális életfeltételek jönnek létre a szigetelt talajban, melyek annak alapvető tulajdonságait változtatják meg.

4.2.1. Gázmozgás a talajban

A talajlevegő összetételét az egyes alkotórészek keveredésének, a gázok mozgásának eredőjeként is meghatározhatjuk. A talajfelszínhez közeli nagysebességű, turbulens szél a légköri levegőt a talajba préselheti, vagy a létrejövő nyomáscsökkenés révén a talajlevegőt a légkörbe szippanthatja.
Elöljáróban fontos leszögezni, hogy egyes légnemű alkotórészek – kellő mennyiségű talajoldat jelenlétében – oldott formában is mozoghatnak, majd a vándorlás után ismét légneművé válnak. Külön kell tehát választanunk a talajlevegő alkotóinak légnemű és oldott formában történő mozgását.
A talajlevegő légnemű mozgásán belül is különbséget kell tennünk a fázis egészének mozgása és a fázison belüli egyes alkotórészek mozgása között. Az első esetben az áramlás két pont közötti nyomáskülönbség hatására következik be. E folyamatot *tömegáramlás*nak, vagy *konvekció*nak hívják. Az utóbbi esetben pedig *diffúzió*ról beszélünk, vagyis a különböző helyen található, eltérő összetételű gázok egyes alkotórészei a kiegyenlítődésre törekedve vándorolni kezdenek a magasabb koncentrációjú helyről az alacsonyabb koncentráció felé.
A konvekciós mozgást létrehozó nyomáskülönbség a talajokban számtalan folyamat hatására kialakulhat. A hőmérsékletváltozás hatására a gázok térfogattömege is változik. Ez a talajokban az állandó porozitás (kitölthető tér) miatt nyomáskülönbséget hoz létre. A légköri nyomás folyamatos ingadozása miatt a talajlevegő és a légköri levegő nyomása csak igen ritkán és rövid időre egyezik meg. Szél hatására, csakúgy mint a talaj nedvességtartalmának mozgásakor, szintén konvekció jön létre. A vízzel telt pórusterek mennyiségének változása ugyanis szintén befolyásolja a talajlevegő nyomását. A heves esőzések után a talajfelszín felől a mélyebb rétegek felé haladó beázási front megnöveli maga alatt a légnyomást. Vízzel való telítő-

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

dés vagy kiszáradás gyakran fordul elő a talajvíz szintjének változásakor is. Összességében a gázáramlás vízmozgáshoz kötött típusa jellemzően a talaj gravitációs (nagy térfogatú) pórusaiban mozgó vízhez kapcsolódik, ugyanakkor a növények által, a kapillárisokból felvett víznek is lehet olyan nyomáscsökkentő hatása, miáltal felszíni levegő indul a talaj mélyebb rétegei felé. A konvekciós mozgás által a felszínről szállított „friss levegő" jórészt csak a talaj felsőbb rétegeit tudja átjárni, a mélység növekedésével egyre inkább a diffúzió válik meghatározóvá a gázok mozgásában.
A talaj pórusaiban lévő levegő mozgása és a talajoldat migrálása között a sok hasonlóság mellett különbségeket is felfedezhetünk. Az eltérés egyrészt a gázfázis összenyomhatóságából adódik, másrészt a folyékony fázis jóval magasabb felületi feszültségéből. Szintén különbözik a két fázis térfogattömege, következésképp az eróziós potenciálja is. Ezek hatására a rendelkezésre álló pórusteret eltérő megoszlásban töltik ki. A talajlevegő a nagyobb pórusokat foglalja el, míg a talajoldat a kapillárisokban és legkisebb pórusokban tárolódik, vagyis eltérő térbeli és geometriai eloszlást mutatnak, ami alapvetően befolyásolja mozgásukat a talajban. A különbségek dacára mindkét fázis mozgása ugyanazon összefüggéssel írható le, mely a folyadékok esetében Darcy törvénye, gázok esetében az alábbi összefüggés:

$$q_v = -\left(\frac{k}{\eta}\right)\Delta P \,. \quad (4.1.)$$

Ahol q_v (gázhozam) adott keresztmetszeten időegység alatt átáramlott gáztérfogat,
k a levegővel telt pórus áteresztőképessége,
η a talajlevegő viszkozitása,
ΔP a talajlevegő nyomásának háromdimenziós grádiense.
Ha az egyenletet csak a tér egy irányára írjuk fel, az az alábbiak szerint módosul:

$$q_v = -\left(\frac{k}{\eta}\right)\left(\frac{\Delta P}{\Delta x}\right). \quad (4.2.)$$

A gáz mozgását térfogat helyett tömegre vonatkoztatva:

$$q_m = -\left(\frac{\rho k}{\eta}\right)\left(\frac{\Delta P}{\Delta x}\right). \quad (4.3.)$$

Ahol: q_m (gázhozam) adott keresztmetszeten időegység alatt átáramlott gáztömeg,
ρ a talajlevegő térfogattömege.

Az egyetemes gáztörvény (4.4. egyenlet) alapján egy gáz térfogattömege annak nyomásával és hőmérsékletével pontosan definiálható. A talajlevegőt ideális gáznak elfogadva felírható

$$PV=nRT. \quad (4.4.)$$

Ahol: P nyomás,
V térfogat,
n gáz móljainak száma,
R univerzális gázállandó mólonként,
T abszolút hőmérséklet.

A sűrűség kifejezhető a tömeg és a térfogat hányadosaként, a számlálóban szereplő tömeg pedig felírható a mólok száma *(n)* és a moláris tömeg *(m)* szorzataként. Ezek szerint

$$\rho = \frac{nm}{\left(\frac{nRT}{P}\right)} = \left(\frac{m}{RT}\right)P \,. \quad (4.5.)$$

Felhasználva az összenyomható közegekre vonatkozó folytonossági egyenletet

$$\left(\frac{\Delta\rho}{\Delta t}\right) = -\left(\frac{\Delta q_m}{\Delta x}\right). \quad (4.6.)$$

Ha e fenti 4.6. egyenletbe a sűrűség *(ρ)* helyére behelyettesítjük a 4.5. egyenlet jobb oldalát, illetve q_m-et a 4.3. egyenlet jobb oldalaként definiáljuk, az alábbi összefüggés adódik

$$\left(\frac{m}{RT}\right)\left(\frac{\Delta P}{\Delta t}\right) = \frac{\Delta\left[\left(\frac{\rho k}{\eta}\right)\left(\frac{\Delta P}{\Delta x}\right)\right]}{\Delta x}. \quad (4.7.)$$

Ha a nyomáskülönbség kicsi, akkor a *(ρk/η)* tag konstansnak tekinthető. E tagot α-nak jelölve felírható, hogy

$$\frac{\Delta P}{\Delta t} = \frac{\alpha \Delta^2 P}{\Delta x^2}. \quad (4.8.)$$

Ami a talajokra jellemző konvekciós gázmozgást leíró egyenlet. Fontos kitétel, hogy az így jellemzett áramlás lamináris.
A fent már említett mechanizmus, amely a gázokat a folyadékfázishoz kötötten, oldott formában szállítja, szintén a konvekciós mozgások körébe tartozik. A gázok folyadékban történő elnyelődése elsősorban a nyomástól, a hőmérséklettől, valamint a folyadék és gázfázis összetételétől függ. A felszínről beszivárgó csapadék, vagy öntözővíz oxigéntartalma a gyökerek és mikroorganizmusok igényeihez képest elenyésző.
Diffúzió során nem a talajlevegő egésze mozog, hanem csak egyes alkotórészei vándorolnak a koncentráció kiegyenlítődésre törekedve. A diffúziós mozgás alapvető iránya átlagos talajban a légköri és a talajlevegő eltérő összetétele miatt függőleges irányú. A mikrobák szervesanyagbontása és a gyökerek légzése útján keletkező CO_2 megnövekedett parciális nyomást hoz létre a talajban, miáltal e gáz a légkör felé diffundál. Az O_2 esetében pont fordított a helyzet, a talajlevegőből elfogyasztott oxigén a magasabb O_2 koncentrációjú helyekről (légkör) a talajba mozog. Az alapvető mozgásirányon túl azonban, helyileg a talaj mozaikosságából adódóan a gázok diffúziója a tér bármely irányába lejátszódhat a biológiai aktivitás változásának függvényében. Az esetek jelentős részében az O_2 és a CO_2 egymással ellentétes irányban áramlik. A konvekciós mozgásoknál már tárgyaltakhoz hasonlóan a diffúzió folyamatának sem szab határt a folyadékfázis. A levegővel telített pórusokban lezajló diffúzió a talajlevegő és a légköri levegő koncentrációja közti kiegyenlítődésen alapszik, szemben az élőlények és a talajlevegő közötti diffúziós gázcserével, amikor is a mozgó molekuláknak általában folyadékfázison is át kell jutniuk.
Mindkét esetben a közeg halmazállapotától függetlenül az egyes gázmolekulák diffúziós mozgását Fick törvénye írja le:

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

$$J_g = -D_t \frac{\Delta c}{\Delta x}. \quad (4.9.)$$

Ahol J_g az áramló gáz tömege,
D_t A gáz diffúzió együtthatója a talajban,
c koncentráció,
x diffúziós úthossz.

A diffúziós együttható (D_t) értéke a talajban szükségszerűen kisebb a szabad levegőn tapasztalható értéknél (D_L), hiszen a talaj pórusterét részben folyadék tölti ki (zárja el), illetve a pórusok alakja és térbeli megoszlása is kedvezőtlenül befolyásolja a diffúziót. További befolyásoló tényezők a gáz és a diffúziós közeg tulajdonságai. Egyszerűsödik az összefüggés, ha a diffúziós közeg kizárólag talajlevegő. Ekkor ennek diffúziós együtthatója megadható a szabad légtér diffúziós együtthatójának tört részeként. Meghatározására többen is végeztek méréssorozatokat, az általánosan felírható formula:

$$D_t = f\rho_L D_L. \quad (4.10.)$$

Ahol f a pórusok geometriáját jellemző tényező,
ρ_L a levegővel telt pórusok térfogataránya,
D_L a szabad légtér diffúziós együtthatója.

Az O_2 és CO_2 gázok diffúziójának szabatos fizikai leírását nehezíti, hogy mindkét gáz mennyisége térben is és időben is folyamatosan változik a talajlevegőben. A diffundáló O_2 egy része bekerül az élőlényekbe, miközben CO_2-t adnak le. Felhasználva a folytonossági egyenletet, illetve az áramló gázmennyiséget a 4.9. egyenlet jobb oldalaként behelyettesítve, valamint D_t értékét állandónak elfogadva:

$$\frac{\Delta c}{\Delta t} = D_t\left(\frac{\Delta^2 c}{\Delta x^2}\right) \pm S(z,t). \quad (4.11.)$$

Ahol: t idő,
S gáz mennyiségének változása (térben és időben).

A 4.11. egyenlet a diffúziót csak a tér egy irányában (függőlegesen) szerepelteti és csak a makropórusokban lezajló folyamatokra igaz. A magasabb rendű növények gyökerei jellemzően az aggregátumok közötti makropórusokat töltik ki, illetve ezen pórusokban zajlik a hozzájuk köthető anyagcsere jelentős része. Az aggregátumokon belüli pórusokban – elsősorban a kisebb méret miatt – nehezebben változik a víz-levegő arány, a biológiai aktivitás is kisebb, összességében a diffúzió szempontjából is eltérő viszonyok alakulnak ki. E viszonyok hatását adott gáz koncentrációjának változására Crank (1975) definiálta.

$$\Delta c = \pm \frac{SR^2}{6D_t}. \quad (4.12.)$$

Ahol: R egy homogén aggregátum sugara.

Azaz a koncentráció változása egyenesen arányos a légzés intenzitásával és fordítottan a diffúziós együtthatóval.
Ahogy arra már korábban utaltunk, az élőlények és a talaj közötti tényleges gázcsere (légzés) diffúzió útján, legtöbbször folyékony közegen keresztül zajlik le. Az élőlényeket körülvevő

általában igen vékony vízfilmen keresztül mozgó gázmolekulák mozgását a folyadék diffúziós együtthatója határozza meg. A növények és talajlakó mikrobák O_2 felvétel dinamikájának e folyadékfázison átjutás szab határt, mivel az oxigén diffúziója vízben négy nagyságrenddel kisebb, mint a levegőben. További lassító tényező, hogy az O_2 a CO_2-hoz képest rosszul oldódik vízben.

4.3. A talaj hőmérséklete és hőgazdálkodása

A talaj hőmérséklete, illetve annak változása szinte a talajban lejátszódó összes folyamatot befolyásolja. A folyadékok és gázok mozgása, a párolgás, az energia- és anyagáramlások, mind függenek a talaj hőmérsékletétől. A fizikai és kémiai folyamatok mellett a talajokban lejátszódó biológiai folyamatok összességére is hatással van.

A talaj hőmérséklete alapvetően a talajfelszín és az atmoszféra közötti sugárzó, termikus és látens kicserélődési folyamatok eredményeként változik meg. E folyamatok intenzitását, arányát és részleteit természetesen a talajtulajdonságok – elsősorban a porozitás és a pillanatnyi nedvességtartalom – erősen befolyásolják. Tekintve, hogy e talajtulajdonságok jelentős mértékben változnak mind időben, mind térben, a talajok hőtani szempontból is meglehetősen bonyolult rendszert alkotnak.

4.3.1. A talaj hőmérséklet-változása

Az energia áramlásának – közegtől függetlenül – három alapvető formája ismert, a *sugárzás (radiáció),* a *hőáramlás (konvekció)* és a *hővezetés (kondukció).*

Sugárzás alatt a testek azon tulajdonságát értjük, hogy abszolút hőmérsékletük negyedik hatványával arányosan bocsátanak ki elektromágneses sugarakat (Stefan–Boltzmann-törvény). A testek abszolút hőmérséklete azonban nemcsak az összes sugárzás mennyiségét befolyásolja, hanem annak hullámhosszát is, ugyanis a maximális sugárzásintenzitás hullámhossza fordítottan arányos annak hőmérsékletével. A sugárzásintenzitást a hőmérséklet és a hullámhossz függvényében Planck törvénye írja le:

$$E_\lambda = \frac{A}{\lambda^5}\left[\exp.\left(\frac{B}{\lambda T}\right)-1\right]. \qquad (4.13.)$$

Ahol: E_λ az adott hullámhosszon kibocsátott energiamennyiség,
λ hullámhossz,
T hőmérséklet,
A és B állandók.

Szélsőséges körülmények között egyes talajfelszínek hőmérséklete elérheti a 260, illetve a 330 K-t is, azonban átlagosan 300 K körüli értékkel számolhatunk. Ez kb. a 3–50 μm hullámhosszú spektrumban jelentkező sugárzás, 10 μm-en mutatott maximális sugárzásintenzitással. Ezzel szemben a Nap mint ideális sugárzó test, jellemzően a 0,1–3 μm-es tartományban, a talajhoz képest rövid hullámhosszon sugároz. A két test sugárzási spektruma között gyakorlatilag nincs átfedés. Eszerint a talaj energiaátalakító rendszerként is felfogható, hiszen a rövid hullámhosszú, látható sugárzást hosszú hullámhosszú hősugárzássá transzformálja. A fedetlen talajfelszín sugárzási mérlege az alábbiak szerint értelmezhető:

$$J_n = \left(J_s + J_{\acute{e}}\right)\cdot\left(1-\alpha\right)+J_{hb}-J_{hk}\,. \qquad (4.14.)$$

Ahol J_n a nettó sugárzás,
J_s direkt a Napból érkező rövid hullámhosszú sugárzás,
$J_{\acute{e}}$ az atmoszféra által szórt, Napból érkező rövid hullámhosszú sugárzás,
α *albedó,* a felszínre jellemző érték, mely megmutatja, hogy a felületre érkező rövid hullámhosszú sugárzás mekkora hányada verődik vissza,

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

J_{hb} a talajt érő rövid hullámhosszú sugárzás,
J_{hk} a talaj által kibocsátott, rövid hullámhosszú sugárzás.

Az *albedó* (a felületről visszavert sugárzási hányad) értéke 0–0,4 között változhat, függően a talaj színétől, érdességétől, nedvességtartalmától. A sötétebb (nedvesebb) és érdesebb felszín albedója kisebb, szélsőségesen magas érték (a beeső sugárzás majdnem egészének visszaverése) hóval borított felszínek esetében fordulhat elő. Az egyenletben szereplő, másik talajtani vonatkozású paraméter a talaj sugárzása. Értéke a már tárgyalt hőmérséklet mellett az emisszziós faktortól függ, mely 0,9 és 1,0 között változik a talaj nedvességtartalmának függvényében.
A felszínt érő nettó sugárzás emeli az alkotórészek hőmérsékletét, illetve elpárologtathatja a vizet. Ezek alapján a talajfelszínre az alábbi energiamérleg írható fel:

$$J_n = T + L + P \,. \quad (4.15.)$$

Ahol: T hőáramlás a talaj irányába,
L hőáramlás a felszínről a levegő felé,
P a párolgást kiváltó hőmennyiség.

A két egyenletet kombinálva az alábbi összefüggés adódik

$$J_n = \left(J_s + J_{\acute{e}}\right)\cdot\left(1-\alpha\right) + J_{hb} - J_{hk} - T - L - P = O \,. \quad (4.16.)$$

Hőáramlás esetén két eltérő hőmérsékletű közeg találkozik egymással, a hőátadás a közegek határán következik be.
*Hővezetés*ről beszélünk, ha az energia valamilyen közegben folyamatosan, az egyes alkotórészek útján terjed. A magasabb hőmérsékletű molekula nagyobb mozgási energiája révén fokozottabb mozgásra készteti a szomszédos molekulákat, miáltal azok is felmelegszenek. A folyamat a kiegyenlítődés irányában zajlik le, vagyis mindaddig tart, amíg a közegben eltérő hőmérsékletű alkotók vannak. Az összefüggés Fourier törvényeként ismert:

$$q_h = -\lambda_z \left(\frac{\Delta T}{\Delta z}\right). \quad (4.17.)$$

Ahol q_h hőáramlás (adott keresztmetszeten időegység alatt átáramlott hőmennyiség),
λ_z *hővezető képesség,*
T hőmérséklet,
Z távolság, függőleges hőátadás esetén a vizsgált réteg mélysége.

Az egyenlet jobb oldalán a negatív előjel hivatott illusztrálni, hogy a hő a magasabb hőmérsékletű helyek irányából az alacsonyabbak felé áramlik. Bonyolítja a helyzetet, ha – mint a talajok esetében is – nem homogén és statikus közegben vizsgáljuk a jelenséget. Ekkor:

$$\rho c_m \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right) = -\Delta q \,. \quad (4.18.)$$

Ahol: ρ a talaj térfogattömege, magában foglalja a pórustereket és a nedvességet is!
C_m tömegegységre vonatkoztatott fajlagos hőkapacitás (adott tömegű anyag egységnyi hőmérsékletváltozását okozó hőmennyiség),
t idő.
A tömegre vonatkoztatott *hőkapacitás* a több fázisból álló, inhomogén talaj miatt nehezen kezelhető. A C_m tagot a térfogattömeggel *(ρ)* szorozva a hőkapacitás értékét már térfogategy-

ségben határozzuk meg. Ezt az értéket nevezzük röviden *fajlagos hőkapacitás*nak, jele *C*. Egy talaj fajlagos hőkapacitása az alkotórészek mennyiségétől és arányától függ. Az ásványi fázis alkotóelemeinek nagyságrendileg azonos a fajlagos hőkapacitásuk, míg a víznek, de különösen a levegőnek ettől jelentősen eltérnek az értékei (4.3. táblázat).

	fajsúly	**hőkapacitás (C)**	**hővezető képesség (λ)**	**hődiffuzivitás (K_T)**
	g cm^{-3}	J cm^{-3} ºC	J cm^{-1} sec^{-1} ºC	cm^2 sec^{-1} ºC
kvarchomok	2,65	2,12	0,0880	0,044
agyagásványok	2,65	2,12	0,0290	0,015
humusz	1,10	2,50	0,0025	0,001
víz	1,00	4,18	0,0057	0,001
levegő (20 ºC)	0,001	0,001	0,0002	0,200
jég (0 ºC)	0,90	1,88	0,0220	0,012

4.3. táblázat: A talajokat alkotó egyes komponensek hőtani jellemzői (Stefanovits Pál alapján)

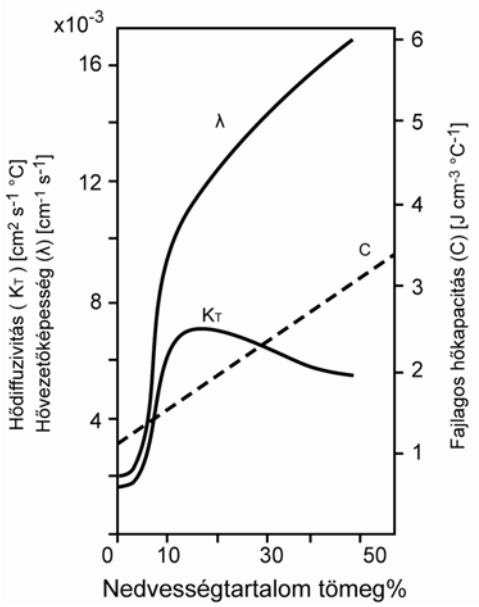
Következésképp a talajok nedvességtartalma egyenes, levegővel telt porozitása pedig fordított arányosságban áll a hőkapacitásukkal. A hőkapacitás fogalmát a hővel szembeni tehetetlenség alapján is definiálhatjuk, azaz a nagy hőkapacitású közegek sokkal nehezebben melegszenek fel, illetve hűlnek le, mint a változékonyabb, alacsony hőkapacitással bírók.

A hővezető képesség *(λ)* és a hőkapacitás *(C)* hányadosaként a *hőmérséklet-vezetőképesség*, vagy *hődiffuzivitás* (K_T) adódik.

$$K_T = \frac{\lambda}{C} . \quad (4.19.)$$

A hődiffuzivitás azt számszerűsíti, hogy egységnyi hőmérsékleti gradiens hatására időegység alatt hány fokkal változik meg a közeg (talaj) hőmérséklete. (A hőmérsékleti gradiens az egységnyi távolságú pontok közötti egységnyi hőmérséklet-különbségnek felel meg.)
A 4.19. egyenletben szereplő tényezőket összefoglaló néven a talajok hőtani jellemzőinek nevezzük. Adott talaj hővel kapcsolatos tulajdonságait e három, jellemző paraméter segítségével definiálhatjuk. Ahogy arra már az egyes paraméterek ismertetésénél is utaltunk, a talaj porozitása és különösen nedvességtartalma alapvetően befolyásolja annak pillanatnyi hőtani jellemzőit (4.2. ábra).

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK



4.2. ábra: A talaj fajlagos hőkapacitásának, hővezető képességének és hőmérsékletvezető képességének nedvességfüggése (Stefanovits P. ábrájának felhasználásával)

A *talajok hővezető képessége* a nedvességtartalommal egyenes arányban nő. A változás mértéke azonban jelentős eltérést mutathat a talajok fizikai féleségét vagy összetételét tekintve. Általánosságban igaz, hogy minél nagyobb a talaj térfogattömege – növekvő nedvességtartalom hatására –, annál meredekebben emelkedik a hővezető képesség értéke is. A hőkapacitás és a nedvességtartalom összefüggése egyenes és lineáris, következésképp az e két érték hányadosaként definiált *hődiffuzivitás* értéknek maximuma van. A teljesen száraz talaj hődiffuzivitása nedvesség hatására meredeken emelkedik, amíg el nem éri a talajra jellemző (adott nedvességtartalomhoz köthető) maximumot, majd a nedvességtartalom további növekedésére már csökkenéssel reagál.

A fejezet elején definiált energiaáramlás főbb típusai mellett szót kell még ejtenünk a *látens hő* fogalmáról, illetve az ehhez kapcsolódó energiaáramlásokról. A látens hő az anyagok adott hőmérsékleten végbemenő halmazállapot változásakor felszabaduló, vagy elnyelődő hőmennyiség. A Kárpát-medence talajaiban a víz mindhárom halmazállapotában előfordulhat, sőt halmazállapotát gyakran változtatja, a látens hő jelenlétével és mozgásával tehát számolnunk kell.

A talajokban a nedvességtartalom vándorlása összefügg a hőenergia vándorlásával. A talaj hőmérsékletének változása hatással van a nedvességpotenciál aktuális értékére is, ezért a nedvesség mozgását idézi elő. Az összefüggés fordítva is fennáll, az eltérő nedvességtartalom hatására létrejövő vízmozgás hőenergiát is mozgat. A szélsőséges nedvességi állapotokat kivéve a nedvesség és a hőenergia párhuzamos vándorlása meghatározó mértékben befolyásolja az adott talajban lejátszódó hőmozgást. (A talaj közel telített állapotában a víz mozgását alapvetően nem a hőmérséklet-különbség, hanem a gravitációs erő határozza meg, míg száraz talajban nincs mozgó talajnedvesség.)

4.3.2. A talaj hőháztartása

Egy talajszelvény hőenergiájának gyarapítását alapvetően külső és belső forrásokból fedezheti. Külső forrásként szolgál

- a Nap által sugárzott hőmennyiség,
- a Föld belső hője, amely különböző közvetítőkön (leggyakrabban hévíz) keresztül juthat el a talajhoz,

- a talajba kerülő anyagok (csapadékvíz és levegő, valamint az általuk szállított anyagok) hője.

Belső hőforrásként elsősorban a biológiai tevékenységek hatására fejlődő hő számottevő (pl. szervesanyag-bomlás), de keletkezhet halmazállapot-változásokból (látens hő), illetve ide sorolható a kémiai (pl. redoxi) folyamatok során felszabaduló hőmennyiség is. Ha a folyamatok iránya megváltozik, e belső források hőelnyelőként is viselkedhetnek, így a nagyon magas szervesanyag-tartalmú talajok kivételével a belső források hőháztartásban játszott szerepe elhanyagolható.

A talajok a kisugárzás, a párolgás és a mélybe szivárgó vizek útján energiát (legnagyobbrészt hőenergiát) veszítenek.

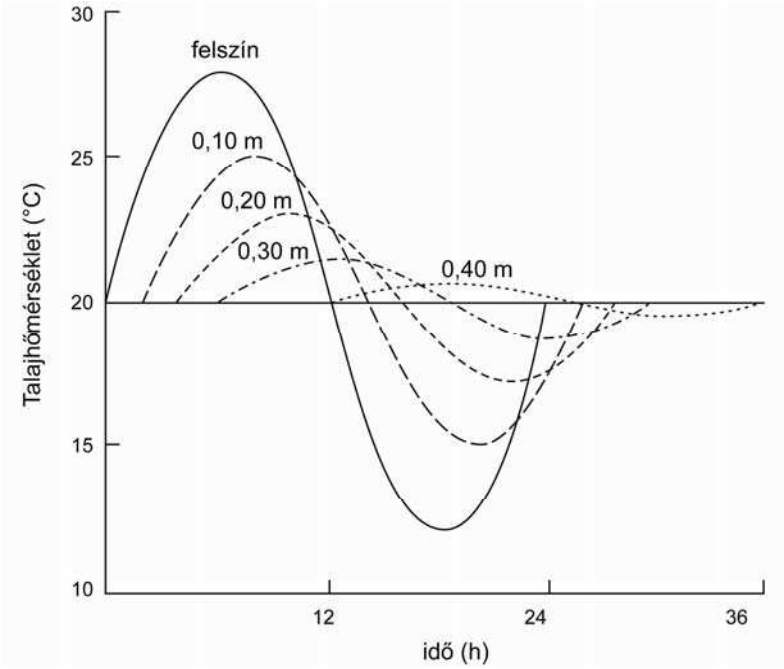
Az időjárási és egyéb környezeti feltételek folyamatos változása miatt a talaj hőmérséklete is folyamatosan változik. A változások dinamikája függ a vizsgált pont talajszelvényen belüli elhelyezkedésétől, valamint a vizsgálat időpontjától. A változások jelentős része ugyanis időbeli periodicitást mutat. A napjárás napi dinamikája csakúgy visszatükröződik a talajokban, mint az évszakok változása által okozott hőmérsékletingadozás.

A talajok elsődleges hőforrása a Nap, ezért a legfelső réteg képes a leginkább felmelegedni. A hőveszteséget okozó kisugárzás és párolgás szintén e legfelső réteget érinti leginkább, következésképp itt tapasztalható a legnagyobb *hőingás*. A felszínen gyorsan változó hőmérséklet hatásainak mélyebb rétegek felé történő továbbítását a talaj hőtani tényezői szabályozzák. A levegő jó szigetelése miatt a laza, nagy pórusterű talajok hőháztartása már a felszínhez közelebbi rétegekben is kiegyenlítettebb. A nagy nedvességtartalmú, tömődött talajok már a felszínükön sem mutatnak jelentős hőingást. Ezen feltételek csak a fedetlen szántóföldek esetében határozzák meg a hőháztartást.

Napjainkra mind a beépített, mind a növényzettel folyamatosan fedett területek aránya egyre magasabb, ezen belül a szántókon is törekednek a minél rövidebb fedetlen időszak kialakítására. A fedettség és különösen az élő vegetáció jelentős mértékben befolyásolja a talaj hőháztartását, alapvetően lecsökkenti a szélsőségek okozta kilengéseket.

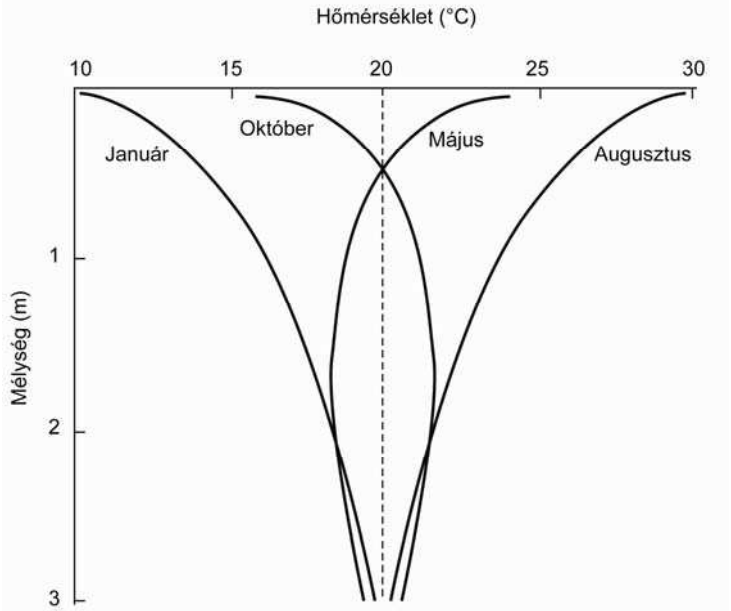
Az időbeni hőmérsékletváltozások közös jellemzője, hogy a hőmérsékleti értékek a talajszelvény egy térbeli pontjára vonatkoztatva egy átlagérték körül szóródnak. Ahogy a felszíntől az egyre mélyebb rétegek felé haladunk, úgy csökken a hőmérséklet ingadozása, miközben az átlagos hőmérséklet nem változik. A napi hőmérsékletváltozást leginkább szinuszfüggvénnyel jellemezhetjük. A fentiekből következően az amplitúdó a felszínen a legnagyobb, a mélységgel csökken. (Napi változások vizsgálatánál az amplitúdó nem egy állandó érték, minden naphoz az időjárás által meghatározott napi minimum és maximum talajhőmérsékleti értékek tartoznak). A talajt érő hőenergia napi eloszlása 24 órás hullámhosszt alakít ki a szelvény teljes mélységében. A hullámhossz változatlanságától függetlenül az eltérő mélységű szintekben a szinuszhullámok időben eltolódnak egymáshoz képest (4.3. ábra). Az amplitúdó csökkenése és a hullámok eltolódásának mértéke adott mélységekben a talaj hővezetésétől és hőkapacitásától függ. Az ábrán szereplő értékek tökéletesen homogén talajszelvényt feltételeznek.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK



4.3. ábra: Egy homogén talajszelvény eltérő mélységű rétegeinek idealizált időbeni hőmérséklet-változása. Az egyes vonalak a mélységet jelentik (m). A mélyebb rétegek felé csökken a napi hőingás, a csúcsok ideje a hővezetés miatt tolódik (Hillel, D. ábrájának felhasználásával)

A napi változékonyság mellett a talajok éves hőmérsékletingadozást is mutatnak. Az éves mozgás a napi oszcillációk eredőjeként fogható fel, és adott mélységű talajszinten szinuszfüggvénnyel irható le. A nagyobb (éves) hullámhossz miatt ez esetben a hőmérséklet-változás a szelvény mélyebb rétegeit is érinti, akár 3 méter mélységben is lehetséges 5 °C éves hőingás. E mélységben az időeltolódás mértéke kb. két hónap. Egy talajszelvény mélységgel arányos éves hőmérsékleti értékeit a 4.4. ábra szemlélteti.



4.4. ábra: Egy idealizált, homogén talajszelvény mélységgel arányos éves hőmérsékleti értékei, fagymentes klímán (Hillel, D. ábrájának felhasználásával)

4.4. Folyadékfázishoz köthető fizikai folyamatok

A talajok pórusaiból – általában csapadékok, öntözővíz vagy a talajvíz hatására – gyakran szorítja ki a talajlevegőt a nedvesség. Az általános szóhasználat szerint a talaj és a víz kölcsönhatásáról beszélünk, a valóságban azonban a talajokban tiszta víz esetleg csak gőz formájában fordulhat elő. A folyadékfázis mindig tartalmaz több-kevesebb oldott anyagot és lebegtetett hordalékot. Ezek ugyan befolyásolják a folyadék fizikai tulajdonságait is (pl. viszkozitás, felületi feszültség stb.), jelentős befolyásuk azonban csak a kémiai reakciók esetén van. A továbbiakban tehát a *víz* szó alatt talajoldatot, vagy a felszínről beszivárgó csapadékot értünk. A nedvesség igen sokrétűen és összetett módon vesz részt a talajban lejátszódó folyamatok szinte mindegyikében, szerepe kétségkívül meghatározó. Sok esetben nehéz elkülöníteni az egyes reakciókat, illetve a fizikai, kémiai felosztás sem mindig egyértelmű. Az alábbiakban tehát a talajoldat legfontosabb, jellemzően fizikai vonatkozású kölcsönhatásait vesszük sorra.

4.4.1. A talaj nedvességtartalma

A talajokban megtalálható víz mennyiségét az abszolút száraz talaj mennyiségéhez viszonyítva a talaj nedvességtartalma adódik. Ha e mennyiségeket tömeg dimenzióban fejezzük ki, akkor a *nedvességtartalmat tömeg%*-ban definiáljuk:

$$\Theta_{s\%} = \frac{m_n - m_{sz}}{m_{sz}} . \quad (4.20.)$$

Ahol: $\theta_{s\%}$ tömegszázalékban kifejezett nedvességtartalom (teta),
m_n nedves talajminta tömege,
m_{sz} száraz talajminta tömege.

A térfogatban kifejezett nedvességtartalom a tömegben kifejezett értéket a talaj térfogattömegével kompenzálja, vagyis azt mutatja meg, hogy egységnyi térfogatú talajban hány térfogategység víz található.

$$\Theta_{tf\%} = \theta_{s\%}\ \rho . \quad (4.21.)$$

Ahol: $\Theta_{tf\%}$ a talaj nedvességtartalma térfogatszázalékban,
ρ a talaj térfogattömege.

A talajokban található víz leggyakrabban csapadék útján pótlódik, ennek mennyiségét mm-ben mérik. Ezért a mezőgazdaságban és általában a biológiában is a talaj nedvességtartalmát mm-ben is meghatározzák. 1 mm csapadék 100-szoros vastagságú (10 cm) talajrétegben felel meg 1 $\Theta_{tf\%}$-nak. Egy talajréteg *vízkészlet*ét mm-ben tehát az alábbi összefüggéssel számíthatjuk:

$$\Theta_{mm} = \Theta_{tf\%} \frac{z}{10} . \quad (4.22.)$$

Ahol Θ_{mm} a réteg vízkészlete (mm),
z a talajréteg vastagsága (cm).

Az eddig ismertetett három mutató alkalmas a talajban található víz abszolút mennyiségének meghatározására. Ha arra vagyunk kíváncsiak, hogy a talaj összes porozitásának hány százalékát tölti ki víz, azaz a potenciális víztartalom mekkora hányadát tartalmazza a talaj, akkor a nedvességtartalmat a *víztelítettség* %-ában fejezzük ki. A víztelítettség tartalmilag azonos a *relatív víztartalom* fogalmával.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

$$VT = \frac{\Theta_{tf\%}}{P_{tf\%}} 100 \,. \quad (4.23.)$$

Ahol: VT víztelítettség,
$P_{tf\%}$ összes porozitás.

A talajba jutó víz mozgásában és megkötésében a szilárd fázis játszik meghatározó szerepet. A szilárd felületek a nedvességet különböző erősségű kötőerők révén képesek megtartani. A kötés erőssége alapján az alábbi sorrendet állíthatjuk fel.

Kötött víz

Szerkezeti vagy kémiailag kötött víz: a talaj számos ásványos alkotórésze tartalmaz a kristályrácsba épült, kémiailag kötött vizet. E vízkészlet nem tartozik a talajok vízgazdálkodásának tárgykörébe, mivel még – a sós talajok kivételével – hevítés hatására sem mobilizálható, gyakorlatilag a talaj ásványos alkotórészének tekinthető.

Az *adszorbeált,* már fizikai úton is mobilizálható vízmennyiség a talajt alkotó szilárd fázis felületén elektrosztatikus erők által van megkötve. E vízburokban a megkötött vízmolekulák leszakításához szükséges erő nagysága meglehetősen széles határok között mozog. A szilárd fázishoz közelebbi, belső rétegeket *erősen kötött víz*nek nevezik. E vízburokban a kötőerő hatására a víz egyes tulajdonságai megváltoznak. A szabadvízhez képest a sűrűség jelentősen megnő, ezért az a sókat kevésbé képes oldani. Vízgazdálkodási szempontból legfontosabb tulajdonsága, hogy kvázi folyékony halmazállapotát csak a felülethez kötötten tartja, a felületről leszakadva, a talaj szövetében már gőz formájában mozog.

A szilárd fázistól távolabb elhelyezkedő kötött vízrétegeket szintén az adszorpciós erő tartja a helyén, de már jóval kisebb energiával. E vízmennyiséget *lazán kötött víz*nek nevezik. A két szféra között nem lehet éles határvonalat húzni, az erősen kötött víz nagyságrendileg 10^2 vízmolekula, a lazán kötött víz további kb. 10^3 vízmolekula vastagságú réteget alkot. Az elnevezéssel ellentétben ez a nedvességtartalom sem hozzáférhető a növények számára, sőt mozgásra is csak igen lassan képes. Ugyanakkor már oldani, és ezért szállítani is képes a sókat.

Kapilláris víz

E vízmennyiség a talaj kapillárisaiban (0,2–10 μm ekvivalens átmérőjű pórusok) az adhézió és a felületi feszültség által fogva tartott víztömeget jelenti. A kapillárisok falán szintén megtalálható a kötött vízréteg, amely e pórusokat még jobban leszűkíti. Nedvesedés hatására a pórus egészét kitölti a víz, amely a gravitációs erő hatására sem mozdul el. Az eltérő méretű kapillárisok eltérő erővel képesek megtartani a nedvességet, a kapilláris átmérője és a vízvisszatartás ereje között fordított az arányosság. Jól nedvesítő üvegkapillárisoknál:

$$h = \frac{3000}{D} \,. \quad (4.24.)$$

Ahol: h a felemelt vízoszlop magassága (cm),
D a kapilláris átmérője (μm).

Az összefüggés a talajok esetében csak korlátozottan alkalmazható, mivel az egyes kapillárisok átmérője a térben folyamatosan változik. A nedvesedés okozta térfogatváltozások szintén szűkíthetik-tágíthatják az egyes pórusok átmérőjét. A kis átmérő következtében az átjárhatóságot helyenként zárványok korlátozhatják, vagy teljesen meg is szüntethetik. A talaj pórusterének polidiszperz eloszlása miatt a kapillárisok, és rajtuk keresztül a kapilláris víz behálózza az egész talajt. Következésképp kapillárisok nemcsak függőlegesen, hanem vízszintesen, vagy a tér bármely irányába fejlődhetnek. A kapilláris függőlegessel bezárt szögének növekedésével növekszik a gravitációval szembeni vízvisszatartás ereje is, ugyanakkor a növényi vízfelvétel és a páramozgás szempontjából a térbeli irányultságnak nincs szerepe.

A kapillárisokat kitöltő nedvesség mozgási sebessége révén viszonylag gyorsan ki tudja egyenlíteni a nedvességkülönbségeket a szelvényen belül, miközben jelentős oldottanyag-tartalomra tesz szert. Ezekből kifolyólag a talajlakó élőlények és a növények számára e vízforma a leginkább hasznosítható. A viszonylagosan gyengébb kötőerő, illetve a nagy biológiai aktivitás hatására e vízmennyiség könnyen eltávozhat a talajból. Utánpótlása két forrásból származhat.

A *támaszkodó kapilláris víz* a talajvízből emeli fel a nedvességet, míg a *függő kapilláris víz* a talaj felszínére hullott csapadék nedvesítő hatására képződik. Mozgása lefelé korlátozott, éppen a gravitációs erőt meghaladó kapilláris víztartás miatt. Nagy mennyiségű csapadék talajba szivárgásakor a kapilláris pórusok a talaj mélyebb rétegeiben is feltöltődnek. Ha ezt követően a talajfelszín erős párologtatás révén kiszárad, úgy a talajszelvény középső régiójában még vízzel teltek lesznek a kapillárisok annak ellenére, hogy nincs vízutánpótlás sem felülről, sem alulról. E vízmennyiség az *elszigetelt kapilláris* víz.

Szabad víz

A szabad jelző arra utal, hogy e nedvességtartalom esetében a szilárd fázis vízre gyakorolt kötőereje kisebb, mint a gravitációs erő, tehát e vízmennyiség a talajban folyamatosan lefelé mozog. Ha a pórustér mérete csak kevéssel haladja meg a kapilláris pórusterek átmérőjét – azaz a kb. 10–50 μm tartományban –, a szilárd fázis még hat a vízre, vagyis annak mozgását nem jellemzően a gravitáció határozza meg. Az erők eredője mindig lefelé mutat, gyakran (függően a pórustér méretétől és térbeni irányultságától) azonban csak minimális nagyságban. A 10–50 μm pórusátmérőt kitöltő vízmennyiséget ezért *kapilláris-gravitációs víz*nek hívják.

Az 50 μm pórusátmérőt meghaladó terekben a víz gyorsan mozog lefelé, e nedvességformát, mivel mozgását a gravitáció határozza meg, *gravitációs víz*nek nevezzük. A gravitációs víz egészen addig hatol lefelé a szelvényben, amíg el nem fogy, vagy egy nagyon csekély porozitású réteg *(vízzáró réteg)* útját nem állja. A vízzáró réteg fölött kialakuló vízmennyiség elnevezése *talajvíz*. A talajvíz kitölti a pórusterek egészét, ezért e rétegben a talaj kétfázisúvá válik. A vízzel telített réteg felső határa a talajvízszint, amely folyamatosan ingadozik a tárolt vízmennyiség csökkenésének vagy gyarapodásának függvényében. Minél közelebb van a felszínhez a vízzáró réteg, következésképp a talajvízszint, a víz hatása annál inkább érvényesül a talajban.

A szabad víz kategóriájába tartozik a *vízgőz* formájában mozgó nedvesség is. Ez esetben a víz a levegővel telt pórusokban mozogva a nedvességtartalom kiegyenlítésére törekszik.

Adott vízmennyiség a talaj felszínére hullva folyamatosan változtatja a nedvességformáit. A beszivárgás kezdetén nagyobb arányban tölti ki a gravitációs pórustereket, a kisebb átmérőjű kapillárisok nedvesedése lassabban történik meg. A mélyebb rétegekbe érkező gravitációs víz nedvesíteni kezdi az ott található kisebb pórusokat is, és átalakul kapilláris-gravitációs, illetve kapilláris vízzé. A gravitációs víz tehát csak nagyon rövid ideig található meg a talajban, gyorsan átváltozik talaj- vagy kapilláris vízzé, esetleg vízgőzzé.

Vízkapacitás alatt azt a vízmennyiséget értjük, amelyet agy adott talaj bizonyos körülmények között tárolni képes, értékét a nedvességtartalomnál megismert mértékegységekben fejezhetjük ki. A tárolható víz mennyisége pedig direkt összefüggésben áll a talaj szerkezetességével (pórustereinek mennyiségével és összetételével). Ebből következik, hogy a vízkapacitás értékeit hosszú távon a talaj fizikai és kémiai összetétele határozza meg (fizikai féleség, szervesanyag-tartalom és -összetétel, kolloidtartalom stb.). Rövidebb távon meghatározó jelentőségű a talajművelés, amely nagyon rövid idő alatt és alapvetően változtatja meg egy réteg porozitását, ezen keresztül vízkapacitás értékeit. A vízkapacitás skálának vannak kitüntetett pontjai, amelyeket tapasztalati úton, a talaj viselkedése alapján, illetve növényélettani szempontból határoztak meg.

A *maximális vízkapacitás* (VK_{max}) érték elérésekor a talaj vízzel telített, levegő nem található benne. A talajokban keletkező kisebb-nagyobb gáz zárványok miatt a maximális vízkapacitás

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

értéke inkább elméleti, mint gyakorlati jellegű. Térfogatra vetített értéke megegyezik a talaj összes porozitásával.
Ezzel szemben a *szabadföldi vízkapacitás (VK_{sz})* értéke kimondottan gyakorlati jelentőségű. A természetben is előfordul, ha a maximális vízkapacitásig telített talajból a gravitáció hatására eltávozik a (gravitációs) víz. Ekkor – feltételezve, hogy a talaj időközben párolgás útján nem vesztett nedvességet – a nedvességtartalom egésze a kapillárisokban és a kisebb pórusokban található. Értéke térben is és időben is jelentős mértékben ingadozhat.
A *hasznosítható (diszponibilis) víz*tartalom *(DV)* talajbiológiai szempontból vizsgálja a nedvesség mennyiségét. A talajlakó élőlények, egysejtűek és magasabb rendű növények a talajból nyerik a nedvességet. Az élőlény csak addig képes a talajból vízfelvételre, amíg nagyobb szívóerőt tud kifejteni, mint a szilárd fázis nedvességet kötő ereje. Ha a két erő megegyezik, akkor a talaj nedvessége a *hervadáspont (HP)* közelében mozog. Egyes élőlények biológiai felépítésükből adódóan eltérő *ozmotikus potenciált (szívóerőt)* hoznak létre a talajban, ezért a hervadáspont, illetve a hasznosítható víztartalom is eltérő mértékűvé válik. Elvonatkoztatva a fajok eltérő élettani sajátosságaitól, a szántóföldi termesztésbe vont növények átlagértékei alapján a hervadáspontot 15 bar értékben határozták meg. Az ennél kisebb erővel kötött vízmennyiség tehát a diszponibilis víz mennyiségét gyarapítja, az erősebben kötött rész a *holtvíz (HV)* tartalom. A főbb fizikai talajféleségek vízkapacitás és víztartalom értékeit a 4.6. ábra számszerűsíti.
Mivel e biológiai szemléletű meghatározás is a kötőerők mértékére épül, számszakilag egyenlőséget tehetünk a kötött víz és a holtvíz fogalma közé.
A fent leírtak alapján a talaj szilárd fázisa – eltérő mértékben ugyan, de – vonzóerőt fejt ki a folyadékfázisra. A gravitációs erő és a folyadékban oldott anyagok mennyisége *(ozmózis)* szintén kölcsönhatásban áll a talaj nedvességtartalmával. E három erő adott pontban mérhető eredője határozza meg a víz helyzeti energiáját. A helyzeti energia értéke csak viszonyítási alap (távolság) ismeretében értelmezhető. (A talajban leggyakrabban a talajvíz pillanatnyi szintjét tekintjük viszonyítási alapnak.) A helyzeti energia a talajnedvesség csekély mozgási energiája miatt jó közelítéssel megegyezik annak fajlagos energiájával. Azaz a talaj *nedvességpotenciál*ja az a munkamennyiség, amely egységnyi tömegű tiszta víz a viszonyítási alapra történő mozgatásához szükséges (vagy a mozgás során keletkezik) izoterm körülmények között. Ahogy arra már utaltunk, a nedvességpotenciál részpotenciálokból tevődik össze.

$$\psi_t = \psi_g + (\psi_a + \psi_{sz} + \psi_k) + \psi_o \,. \quad (4.25.)$$

Ahol: Ψ_t a nedvesség összes potenciálja (pszi),
Ψ_g gravitációs potenciál,
Ψ_a a szilárd fázis által létrehozott adszorpciós potenciál,
Ψ_{sz} szorpciós potenciál,
Ψ_k kapilláris potenciál,
Ψ_o ozmotikus potenciál.

A *gravitációs potenciál* az egységnyi térfogatú víz munkavégző képessége, azaz

$$\psi_g = \frac{W}{V} = \frac{mgh}{\frac{m}{\rho}} = gh\rho \,. \quad (4.26.)$$

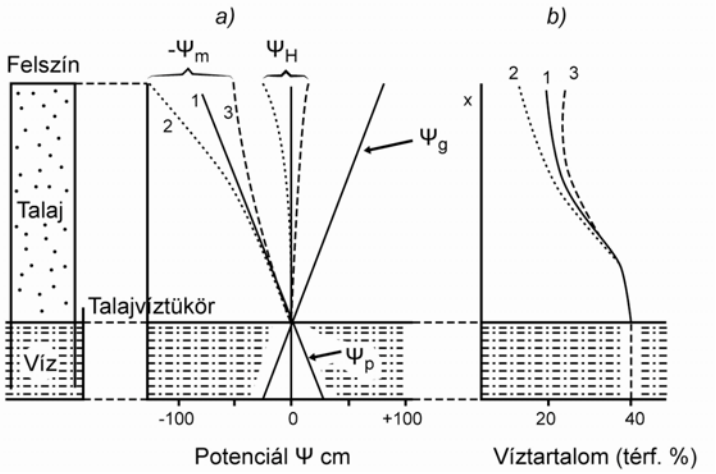
Ahol Ψ_g nedvesség gravitációs potenciálja,
W munkavégzés,
V térfogat,
m nedvesség tömege,

g gravitációs gyorsulás,
h elmozdulás távolsága,
ρ nedvesség térfogattömege.

A 4.25. egyenlet zárójeles részében szereplő potenciálok mindegyike a talaj szilárd fázisának (mátrix) hatását számszerűsíti, ezt gyakran összevont alakban *mátrixpontenciál*ként *(Ψ_m)* alkalmazzák. A mátrixpotenciál a víz visszatartását számszerűsíti, ezért értéke negatív előjelű.
Abban a speciális esetben, ha a talaj vízzel telített, a víz hidrosztatikai nyomása nagyobb, mint a légköri nyomás, a mátrixpotenciál helyére a pozitív előjelű *nyomáspotenciál (Ψ_p)* kerül. A mátrixpotenciál és a nyomáspotenciál tehát ellenkező előjelűek, és kölcsönösen kizárják egymást. Háromfázisú talajban az előbbi, kétfázisúban az utóbbi jelenik meg.
Az ozmózis jelenségéhez oldott anyagokra van szükség, melyeket a térben féligáteresztő hártyák választanak el. A féligáteresztő hártyák a talajban az élőlényekhez kapcsolódnak, ezért az *ozmotikus potenciál* a növények ásványos táplálkozásánál játszik jelentős szerepet, tisztán talajfizikai értelemben jelentősége elhanyagolható.
Elfogadva a fentieket, a 4.25. egyenlet az alábbiakra egyszerűsödik:

$$\psi_t = \psi_g + \psi_m = \psi_H \,. \quad (4.27.)$$

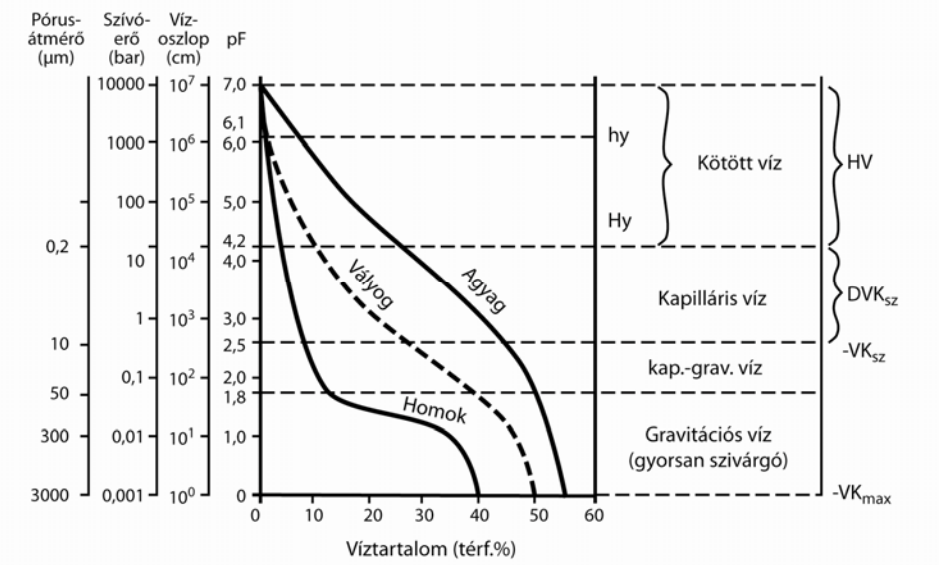
Ahol Ψ_H a *hidraulikus potenciál,* mely mint láttuk, nem egyezik meg szigorúan véve a teljes potenciállal, azonban azt jól becsüli és a nedvességmozgás számszerűsítéséhez elegendő információt ad. A vízpotenciál nyomásban kifejezett értéket ad, mértékegysége: Pa, bar, atm, Hgmm, illetve vízoszlop cm.
Előfordul, hogy a fent ismertetett potenciálokat nem térfogategységre, hanem egységnyi tömegre számítják, ilyenkor jelölése *Ψ (pszi)* helyett *Φ (fi)*.
A talajszelvény egy nyugalomban lévő pontján a mátrixpotenciál és a gravitációs potenciál abszolút értéke megegyezik (ellenkező előjellel), összegük nulla. Egy vizet párologtatni képtelen talajszelvény felsőbb rétegeiben a nedvességtartalom magasabb gravitációs potenciállal rendelkezik, ami a talajvízszint felé (lefelé) egyre csökken. E csökkenéssel párhuzamosan csökken a szilárd fázis vizet kötő ereje is, azaz a mátrixpotenciál abszolút értéke (4.5. ábra). A képzeletbeli talajszelvény viszonyítási alapja a talajvíztükör szintje. A kétfázisú talaj itt vált háromfázisúba, vagyis e szint felett a negatív előjelű mátrixpotenciál áll a gravitációs potenciállal szemben, míg alatta – ahol a gravitációs potenciál válik negatívvá – a pozitív nyomáspotenciál.



4.5. ábra: A mátrix- és a gravitációs potenciál összefüggése egy talajszelvényben (Stefanovits Pál ábrájának felhasználásával)

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Vízmozgás akkor jön létre, ha az egyik potenciál abszolút értéke a szelvény egy pontjában meghaladja a másik abszolút értékét, vagyis a hidraulikus potenciál értéke eltér a nullától. A nedvesség ilyen esetekben vándorolni kezd, méghozzá a magasabb hidraulikus potenciállal rendelkező helyek felől az alacsonyabb értékűek felé. Feltételezve, hogy a fent említett talajszelvényből víz tud elpárologni a légkörbe, a felszín közelében az egyre csökkenő mennyiségű nedvességtartalom leszakításához egyre nagyobb erőre van szükség, következésképp a felszín mátrixpotenciál értéke abszolút értékben nő, valójában pedig egyre kisebb lesz. Mindeközben a gravitációs potenciál értéke e szintben nem változik, vagyis vízmozgás indul meg a kiszáradó felszíni réteg felé. Más szavakkal: egy rétegben a gravitációs potenciál értéke csak a viszonyítási alaptól függ, gyakorlatilag állandó. Ezzel szemben a mátrixpotenciál értékét a rétegben található víz mennyisége határozza meg, a csökkenő vízmennyiség „negatív irányban növekvő" mátrixpotenciál változást okoz és viszont. Ebből következik, hogy a mátrixpotenciál érték direkt összefüggésben van a vizsgált réteg nedvességtartalmával. A víztartalom megadható tehát az eltávolításához szükséges szívóerő mértékével is. Ezzel kiküszöbölték a mátrixpotenciál okozta negatív előjel problémáját, ugyanakkor a vízoszlop cm-ben kifejezett szívóerő értéke még igen széles skálán 0–10 000 000 között változik. Az egyszerűbb kezelhetőség kedvéért a nedvességtartalom jellemzésére a nedvesség eltávolításához szükséges, vízoszlop cm-ben kifejezett szívóerő tízes alapú logaritmusát használjuk. A fogalmat Schofield vezette be és a pH analógiájára *pF*-nek nevezte el (pF=2 érték, tehát 100 cm, pF=2,4 pedig kb. 251 cm vízoszlop szívóerejének felel meg). Az „átlagos talaj" már tárgyalt nedvességformái, vízkapacitás értékei, illetve kitüntetett nedvességtartalmú pontjai, valamint a hozzájuk tartozó pF-értékek az alábbi, 4.6. ábráról olvashatók le.



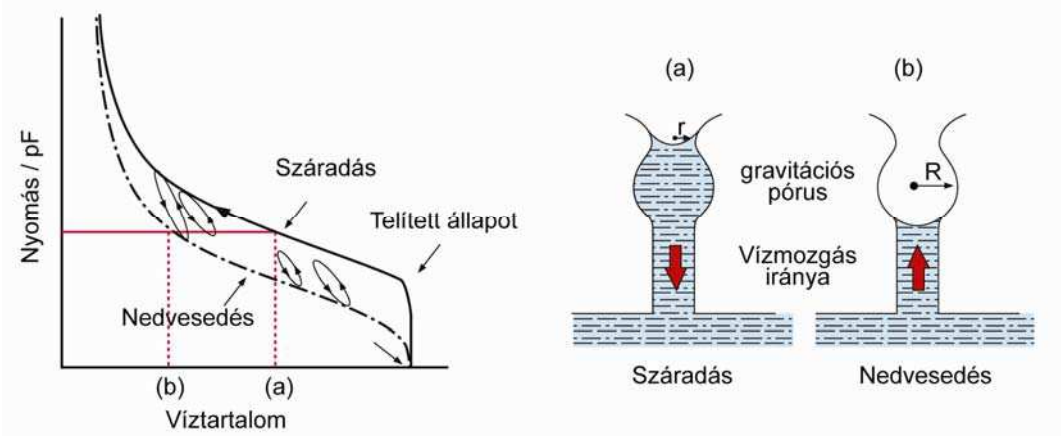
4.6. ábra: A pF-görbék és kitüntetett pontjaik különböző textúrájú talajoknál (Stefanovits P. ábrájának felhasználásával)

Egy talajrétegből származó, vízzel telített mintát egyre emelkedő pF-értékekkel kezelve, mind nagyobb és nagyobb, a talaj fizikai féleségétől és porozitásától függő mennyiségű vizet tudunk a mintából eltávolítani, míg annak nedvességtartalma folyamatosan csökken. Az egyes pF-értékekhez tartozó nedvességtartalmakat diagramon ábrázolva, majd a pontokat összekötve, az ún. *pF- (vízvisszatartási) görbé*k adódnak. E görbék a vizsgált talajra, illetve annak pillanatnyi állapotára jellemzőek. Alakjuk alapvetően a talaj fizikai féleségétől, szervesanyagtartalmától, kolloid mennyiségétől és összetételétől, összességében porozitás-viszonyaitól függ. A három, főbb fizikai féleségre vonatkozó pF-görbe, illetve pórustéreloszlás a 4.6. ábrán látható. Leolvasható, hogy a legnagyobb VK_{max} értékkel az agyag rendelkezik, ám e víztarta-

lom majdnem fele a növények számára elérhetetlen, azaz holtvíz. Ezzel szemben a homokban a hervadáspont 5% (tf) víztartalomnál van, az alacsonyabb VK_{max} értéknek majdnem háromnegyedét a gravitációs víz teszi ki. Vízgazdálkodási szempontból legkedvezőbb a vályogtalaj melynél 50% (tf) VK_{max} értékhez alacsony, 10% (tf) körüli hervadáspont érték tartozik, vagyis a talaj vízgazdálkodását a kapilláris víz határozza meg.

Egy pF-görbe teljes meghatározása nagyon sok időt és fáradságot felemésztő folyamat, speciális és meglehetősen összetett laborhátteret igényel. A gyakorlatban – a vizsgálat céljától függően – leginkább csak egy-két, fontosabb pF-értékhez tartozó nedvességtartalmat mérnek meg. Leggyakrabban azonban a bolygatatlan mintákon elvégzett gravimetriás porozitásmérések, illetve a talajok páramegkötő képessége *(higroszkóposság)* adataiból következtetnek egyes nedvességtartalmakra *(VK_{sz}, HP, VK_{max})*. Ugyancsak bevett módszer a pedotranszfer függvények használata, melyek segítségével a fizikai féleség, térfogattömeg és humusztartalom alapján becsülhetők a fenti vízgazdálkodási paraméterek.

A talaj pórusterei – ahogy arra már többször is utaltunk – egymással összefüggő hol tágabb, hol szűkebb járatrendszert alkotnak. A szerkezetes talajokra jellemző, hogy egy nagyobb átmérőjű pórus csak nagyon szűk nyílásokon keresztül közelíthető meg. Ezáltal a talajban beázáskor, illetve kiszáradáskor a víznek nem szabad a mozgása. A kapillárisokkal határolt gravitációs pórustér egésze kapilláris pórusként viselkedhet, ezzel a talaj „tehetetlenségét” növelve. A telített talajra gyakorolt pF 2,5 szívóerő elvileg eltávolítja az összes gravitációs vizet, a gyakorlatban azonban a fent vázolt makropórus telített marad. Amennyiben a száraz mintát kezdjük fokozatosan nedvesíteni a pF-görbe meghatározásához, úgy a pF 2,5 *(VK_{sz})* értékhez érve az ominózus makropórus levegővel telt lesz, következésképp ugyanazon minta pF 2,5 értékéhez kétféle víztartalom fog tartozni. E jelenség a *hiszterézis,* melynek hatását kötelezően a telítéstől a száradás irányába történő pF-érték meghatározással küszöböljük ki (4.7. ábra).



4.7. ábra: A hiszterézis jelensége: adott nedvességtartalomhoz eltérő mátrixpotenciál értékek tartoznak, attól függően, hogy a talaj szárad (a), vagy nedvesedik (b) (Hillel, D. ábrájának felhasználásával)

4.4.2. Vízmozgás a talajban

A talajnedvesség – a hidraulikus potenciál változásából adódó – áramlását már az előző fejezetben vázoltuk. A vízmozgás alapvetően kétféle közegben valósulhat meg. Egyszerűbb esetben a talaj vízzel telített, így a gázfázis nem befolyásolja a nedvesség mozgását. Bonyolultabb esetben a háromfázisú talaj pórusrendszerében indul útjára a víz. Ez utóbbi alkalommal a víz nemcsak folyékony alakban, hanem gőz formájában is képes vándorolni. A mozgó víz mennyiségét és sebességét ez esetben csak sokkal bonyolultabb összefüggések segítségével tudjuk közelíteni.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

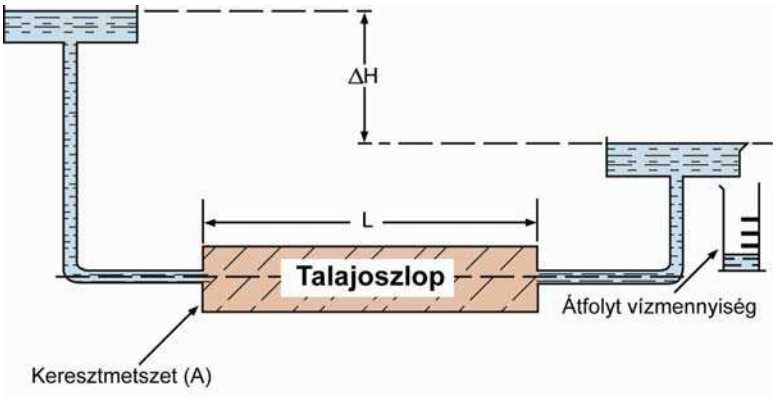
Ahogy arra már a fentiekben utaltunk, a kétfázisú talaj jóval egyszerűbben leírható rendszer, mint a gázfázist is tartalmazó, azonban még így is meglehetősen bonyolult ahhoz, hogy tisztán a fizika törvényei alapján próbáljuk meg leírni. A vízmozgás törvényszerűségeit ezért kísérletekkel, tapasztalati úton próbálták meghatározni. Darcy francia mérnök az 1850-es években homokoszlopokon végzett vízáteresztési vizsgálatokat, amelyek eredményei alapján az alábbi összefüggést fogalmazta meg:

$$Q = \frac{\Delta H \cdot A}{L} K_S \,. \quad (4.28.)$$

Ahol

Q az átszivárgó víz mennyisége,
ΔH hidraulikus nyomáskülönbség,
A talajoszlop keresztmetszete,
t idő,
L talajoszlop hossza,
K_S szivárgási tényező.

Ez az összefüggés azóta Darcy törvényeként ismert, és ma is a hidrológia egyik alapegyenletének számít. A talajszöveten időegység alatt átszivárgó víz mennyisége egyenesen arányos a hidraulikus nyomáskülönbségével (referenciaszinthez viszonyított vízoszlopmagasság), a talajoszlop keresztmetszetével és fordítottan annak hosszával (4.8. ábra).



4.8. ábra: Vízszintes és függőleges talajoszlop ábrája (Hillel, D. ábrájának felhasználásával)

A talajoszlop összes többi tulajdonságát (pl. a pórusterek nagysága, geometriája és struktúrája) egy tapasztalati számmal, az ún. *szivárgási tényező*vel (más néven *hidraulikus vezetőképesség,* vagy *szaturált-telített vízvezetés*) számszerűsítjük. Jelölése általában „K_S”, melyet gyakran K-ként használnak. Az „S” a szaturált állapotot (telítettséget) hivatott hangsúlyozni, következésképp az index nélküli „K” jelölés a háromfázisú talaj pillanatnyi vízvezető képességét jelenti.
Meg kell jegyeznünk, hogy a szivárgási tényező értékét a talajtulajdonságok mellett befolyásolják még a talajon áthaladó folyadék tulajdonságai is (pl. viszkozitás). E hatás a talajoldat, illetve a talajvíz tekintetében elhanyagolható, azonban például a talajba kerülő folyékony szénhidrogének esetében (talajszennyezés) jelentős eltéréseket okoz a folyadék mozgásában. Ezért egy adott szivárgási tényezőhöz – ha az nem vízre vonatkozik – meg kell adni a folyadék jellegét.

Szintén fontos leszögezni, hogy a természetben a talajok eltérő tulajdonságú rétegekre (szintekre) tagolódnak, melyek különböző hidraulikus vezetőképességgel rendelkeznek.
Ha az átszivárgó víz mennyiségét *(Q)* a talajoszlop keresztmetszetére, illetve egységnyi időre vetítjük, a *vízszivárgás sebessége (v)* adódik:

$$v = \frac{Q}{A \cdot t} = \frac{\Delta H}{\Delta L} K_S . \qquad (4.29.)$$

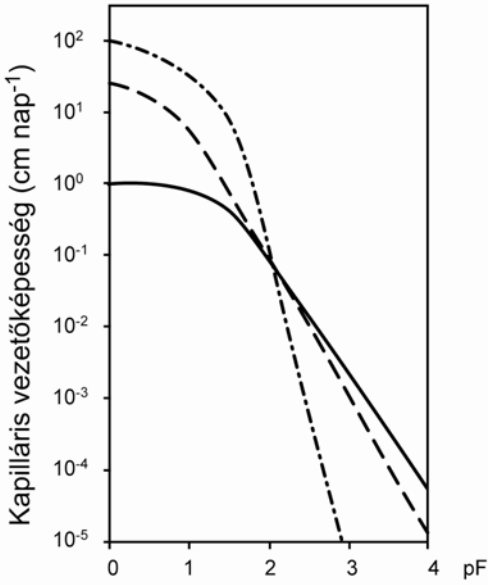
A 4.29. egyenlet jobb oldalán található, egységnyi távolságra eső hidraulikus nyomáskülönbség változása a *hidraulikus gradiens*. Következésképp a vízmozgás sebessége kifejezhető a hidraulikus gradiens és a szaturált vízvezetés szorzataként.
E sebességérték a vizsgált talajoszlop egészére vonatkoztatott átlag, hiszen az oszlopon belül az eltérő pórusterek miatt az átfolyó víz sebessége nagyon változatos. Ezen túlmenően a számításkor figyelembe vett keresztmetszet *(A)* egy része a víz számára átjárhatatlan (szilárd fázis), ezért a valós átlagsebesség a számítottnál nagyobb kell, hogy legyen. Szintén ebbe az irányba hat, hogy a víz által ténylegesen megtett út hossza jóval meghaladja a talajoszlop hosszát, hiszen az csak a pórusokban, labirintusszerűen tud mozogni. E hatások kiküszöbölésére korrekciós tényezők illeszthetőek az egyenletbe.
A 4.29. egyenletből következően a telített vízvezető képesség *(K_S)* mértékegysége is sebesség dimenziójú. Pillanatnyi értéke csak a hidraulikus nyomáskülönbség mértékétől függ. Nagy pórusterekkel rendelkező, szerkezet nélküli homokok esetében a nyomáskülönbség egységnyi növekedésére a fajlagos vízhozam is kb. egységnyi növekedéssel reagál. Ezzel szemben a tömődöttebb, agyagos rétegekben a növekvő nyomáskülönbség csak jóval kisebb mértékű fajlagos vízhozamnövekményt eredményez.
Természetes körülmények között a vízvezetés azonban mégsem mindig állandó, még konstans nyomáskülönbség esetén sem. Az idő előrehaladtával az egyre inkább csökkenő értékeket egyrészt a víz aggregátumokat bontó hatása (az alkotóelemeire hullott részecskék eltömhetik a pórusokat), másrészt a duzzadó agyagásványok térfogat-növekedése, vagyis összességében a pórusterek szűkülése okozza.
Gyakran előfordul, hogy a talajban a pórusok egy bizonyos rendezőelv szerint orientálódnak. Ennek eredményeképpen az adott talajmintán eltérő vízvezető képesség értékeket mérhetünk, attól függően, hogy a tér mely irányában idézzük elő a vízmozgást. E jelenség az *anizotrópia*.
Darcy törvénye közvetlenül a gyakorlatban csak néhány esetben (pl. talajvízmozgás) alkalmazható, de ott is csak megkötésekkel (pl. a változó nyomáskülönbség indukálta mozgást nem tudja leírni). Ugyanakkor olyan tapasztalati értéket határoz meg, mely alapját képezi a további számításoknak, ezért komoly gyakorlati jelentősége is van. Bár a K_S tényező egy adott talajszint pillanatnyi állapotát jellemzi, kis túlzással napról napra változik, a főbb fizikai féleségekhez szaturált vízáteresztés értékeket rendelhetünk, amelyeket a 4.4. táblázat tartalmaz.

	Szemcseátmérő (mm)	Telített vízvezetés (mm h^{-1})	Kapilláris emelés (cm)
Agyag	<0,002	10^{-4}–10^{-2}	200–400
Iszap	0,002–0,05	10^{-2}–1	70–150
Homok	0,05–2,0	10^{1}–10^{3}	12-35
Vázrészek	2,0<	10^{4}–10^{5}	0

4.4. táblázat: Főbb fizikai féleségek elméleti vízáteresztés és kapilláris vízemelés értékei (Hillel, D. alapján)

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

A gyakorlatban mintavevő hengerek segítségével, eredeti szerkezetű talajminták vizsgálatával mérhető egy szint pillanatnyi vízáteresztése (pl. Vér módszerével). Terepen a duplakeretes beáztatás módszerét alkalmazzák. Adott talajréteg K_S értéke megkülönböztetett jelentőségű a környezetvédelmi gyakorlatban. Ezen elméleti érték segítségével lehet modellezni a pontszerű talajszennyezés térbeli terjedésének dinamikáját. Ennek alapján lehet kvázi vízzárónak tekinteni egy agyagréteget, amely biztosíthatja a fölé elhelyezett szennyezőanyag helyben maradását, illetve segítségével becsülhető a takaró rétegeken átszivárgó nedvesség mennyisége.
A laboratóriumi körülmények között vizsgált telített, kétfázisú talaj a természetben meglehetősen ritka. A vízzel való telítődés a zegzugos pórustérfogatokon keresztül egyszerre több irányból is történhet. Az eredetileg felülről beszivárgó csapadékvíz a nagyobb pórusokban gyorsabban halad, ezért egy kisebb pórusokat tartalmazó rögöt teljesen körbevehet anélkül, hogy annak belsejét nedvesítené. A létrejövő levegőzárványok nem tudnak eltávozni a rendszerből, és sok esetben jelentősen leszűkítik a víz mozgásterét. A gázfázis arányának növekedésével a hatás fokozódik, hiszen a víz csak az egymással közlekedő és vízzel töltött pórusokban mozoghat. Ezért a víz mozgása háromfázisú talajban mindig lassabb, mint a szaturált vízvezető képesség.
A víz mozgását előidéző erő szintén eltér a telített és telítetlen talaj esetében. Míg a telített talajban – eltekintve a tömegvonzástól – a hidraulikus nyomáskülönbség hatására vándorol a nedvesség, addig a háromfázisú talajban jelentős szerepet kap a talaj szilárd fázisának vizet kötő ereje, a már tárgyalt mátrixpotenciál. Eszerint a víz a gyengébben kötött állapotból az erősebben kötött felé mozdul el, azaz a nedvesség kiegyenlítődésre törekszik.
Nagy általánosságban igaz, hogy hidraulikus nyomáskülönbség elsősorban a gravitációs pórusterekben idéz elő vízmozgást, míg az eltérő mátrixpotenciál által indukált mozgás elsősorban a kapilláris pórusterekben zajlik. A felszínre hulló nagyobb mennyiségű csapadékok talajba szivárgásakor mindkét mozgatóerő működésbe lép, majd a víz utánpótlásának megszűntével a gravitációs pórusok nedvességszállítása rövidesen megszűnik, azaz a vízmozgás a kapillárisokra korlátozódik. E meglehetősen összetett mozgásfolyamat egzakt leírását megnehezíti a talaj inhomogenitása, illetve a – már szintén tárgyalt – hiszterézis jelensége.
Fizikai közelítésben érdemes különválasztani a kétféle erő által létrehozott mozgást. A kapillárisok pillanatnyi vízvezető képessége *(k)* a porozitásviszonyok (összetétel, térbeli struktúra, kapcsolódás stb.) mellett a talaj nedvességállapotától függ. Minél kisebb a talaj nedvességtartalma, az annál lassabban tud csak vándorolni. A nedvességtartalom függvényében meghatározható adott talaj pillanatnyi kapilláris vezetőképessége (4.9. ábra).



4.9. ábra: Főbb talajok kapilláris vízvezetése a nedvességtartalmuk függvényében (Stefanovits P. ábrájának felhasználásával)

Látható, hogy a homokra jellemző nagy kapilláris vízvezetés csak magas nedvességtartalom mellett igaz, száraz állapotban (a nagyobb szívóerő hatására) az agyagra magasabb érték jellemző. Ebből adódik, hogy a homok nagy csapadékbefogadó képessége mellett minimális nedvességet tud csak visszapárologtatni, míg az agyag a kevesebb befogadott nedvesség jó részét képes elpárologtatni.
Buckingham a Darcy-törvény (4.28. egyenlet) analógiájára megalkotta a telítetlen talaj kapilláris vízvezetésének összefüggését:

$$v_k = \frac{\Delta H}{\Delta L} K_K \,. \quad (4.30.)$$

Ahol:

v_k kapilláris vízmozgás sebessége,
$\Delta H/\Delta L$ hidraulikus grádiens,
K_K a pillanatnyi nedvességtartalomhoz tartozó kapilláris vízvezetés.

Az analógia miatt ez az összefüggés is csak állandó sebességű vízmozgás leírására alkalmas. Ha a hidraulikus nyomáskülönbséget felbontjuk mátrixpotenciál és távolság komponensekre, a 4.30. egyenlet az alábbiak szerint módosul.

$$v_k = \left(\frac{\Delta \Psi_M}{\Delta L} + \frac{\Delta L}{\Delta L} \right) K_K = \left(\frac{\Delta \Psi_M}{\Delta L} + 1 \right) K_K \,. \qquad (4.31.)$$

Ahol $\Delta \Psi_M$ mátrixpotenciál változása.

Háromfázisú talajokban a víz a gázfázison keresztül is vándorolhat, ez a páramozgás. Ahogy ezt már a gázmozgásnál (lásd 4.3. fejezet) vázoltuk, a talajlevegőben található pára ritkább esetben a levegő mozgásával együtt vándorolhat a szelvényen belül. Sokkal gyakoribb eset azonban, hogy a talajlevegő egészének elhanyagolható mozgása mellett az azt alkotó komponensek külön-külön mozognak, diffundálnak. E mozgásra is érvényesek a 4.2.1. fejezet megállapításai. Fontos hangsúlyoznunk, hogy a talajlevegő hőmérsékletének változásával jelentős mértékben változik annak felvehető páratartalma (4.5. táblázat).

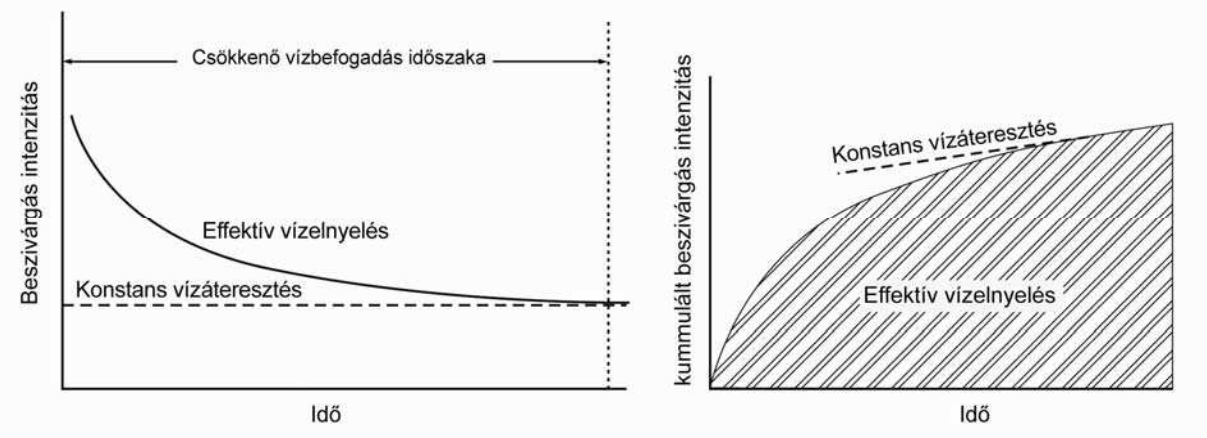
Hőmérséklet (C°)	**0,0**	**20,0**	**30,0**	**40,0**
Telített gőznyomás (Hgmm)	4,6	17,5	38,0	55,8

4.5. táblázat: A talajlevegő maximális páratartalmának hőmérsékletfüggése (telített gőznyomás Hgmm-ben, Hillel, D. alapján)

A párakiegyenlítődés tehát a vizsgált közegek relatív nedvességtartalmától, azaz hőmérsékletétől is függ. Ahogy erre a hőmozgásról szóló részben már utaltunk, a felszínen a legnagyobb a talaj napi hőingása. A páramozgás alapvetően a magasabb hőmérsékletű helyek felől a hidegebbek felé irányul, azaz a mélyebb, közel állandó hőmérsékletű rétegek felől éjszaka a lehűlt felszín felé diffundál a nedvesség, míg nappal a meleg felszín felől a mélyebb rétegek felé. Az eltérő hőkapacitású rétegek találkozásánál, pl. az erősen lehűlt talaj felületén, számottevő mennyiségű víz kondenzálódhat.
A talajban mozgó víz mindig tartalmaz több-kevesebb oldott anyagot, melynek oldhatósága folyamatosan változik. A szelvényben konzekvensen azonos irányba mozgó nedvesség hosszú távon az oldható anyagokat is átrendezi, ezzel jellegzetes típusokat hozva létre.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Természetes körülmények között talajaink két irányból juthatnak nedvességhez: a felszín, illetve a talajvíz irányából. A Kárpát-medencében – a vízhatású talajoktól eltekintve – a talajok nedvesedésében a légkör irányából érkező csapadéknak van meghatározó szerepe. A felszínre hulló csapadék a talaj pórusain keresztül behatol a talaj szövetébe, e folyamat a *beszivárgás*.
A csapadék az összes számára elfoglalható póruson keresztül nedvesít, a nagyobb hézagokban gyorsabban halad lefelé, miközben a közbülső kisebb pórusokat csak hosszabb idő alatt tudja átjárni. Az átáztatott réteg vastagsága tehát folyamatosan növekszik, miközben az inhomogenitásból adódóan e rétegen belül is találhatóak még szárazabb helyek, amelyek oldalról, esetleg alulról is nedvesednek. A beszivárgás ezen szakaszában a talaj pórusai megtelnek vízzel, e folyamatot nevezzük *víznyelés*nek. A kezdeti heves víznyelés az idő előrehaladtával fokozatosan csökken, ahogy az elérhető pórusok feltelnek vízzel, sőt esetleg a szerkezetromlás és a duzzadás hatására be is szűkülnek. Amikor egy talajréteg időegység alatt már csak annyi vizet képes a felszínről magába fogadni, amennyit az alsóbb rétegek felé továbbít, akkor következik be a *vízáteresztés* szakasza (4.10. ábra).



4.10. ábra: A talajok víznyelésének dinamikája (Hillel, D. ábrájának felhasználásával)

A vízáteresztés tehát a talajállapotra jellemző konstans érték, mely elméletben megegyezik a telített vízvezetéssel *(K_S)*, a gyakorlatban azonban – háromfázisú talajról lévén szó – alatta marad.
Homogén talaj felszínén korlátlan mennyiségű vizet feltételezve, a vízáteresztés beálltakor a szelvény különböző rétegekre különül el. A talaj csak a legfelső vékony rétegben válik kétfázisúvá. Az alatta található rétegben már megtalálható a gázfázis, a talaj nedvességtartalma azonban állandó, „kvázi telített”.
A száraz és a nedves részt áthidaló rétegben a nedvességtartalom adott pillanatban a mélységgel folytonosan csökken, azonban az idő előrehaladtával bármely kiválasztott pontban növekszik, ahogyan e réteg „halad lefelé” a szelvényben. E réteg alsó határa a *beázási front*. A Darcy-törvényből (4.28. egyenlet) levezetett Green–Ampt-megközelítés a beázási front felszíntől való távolodása alapján becsli a beszivárgás sebességét, illetve a beszivárgó víz mennyiségét. Az összefüggés az alábbi általános alakban írható fel:

$$q = \frac{dF}{dt} = K_S\left(\psi_f \frac{\theta_s - \theta_i}{F} + 1\right). \qquad (4.32.)$$

Ahol

q a beszivárgás mennyisége,
F a beázási front mélysége,
t idő,

K_S telített vízvezetés,
ψ_f hidraulikus potenciál a beázási frontban,
θ_s telített nedvességtartalom,
θ_i kezdeti nedvességtartalom.

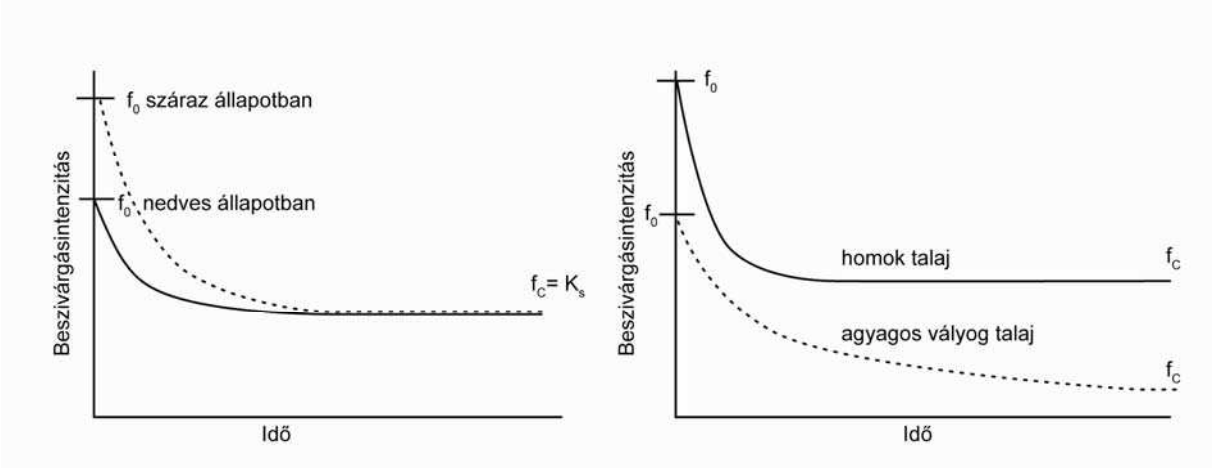
A beszivárgás leírását Horton tapasztalati mérések alapján közelítette. Megfogalmazása szerint egy talaj pillanatnyi víznyelés értéke megadható a maximális víznyelés, a vízáteresztés és az idő függvényeként:

$$f_{(t)} = f_c + (f_o - f_c)e^{-kt}. \qquad (4.33.)$$

Ahol:

f_c vízáteresztés *(~Ks),*
f_o kezdeti (maximális) víznyelés,
e Euler-féle szám,
k talajra jellemző faktor,
t idő.

A görbe exponenciális, alakját a k határozza meg, ez pedig elsősorban a porozitástól és a strukturális stabilitástól függ, csakúgy, mint a víznyelés és a telített vízvezetés (4.11. ábra).



4.11. ábra: A víznyelés alakulása az időben száraz, nedves, homokos, illetve agyagos talajokon (Hillel, D. ábrájának felhasználásával)

A legtöbb talajszelvény nem homogén, szintekre vagy rétegekre különül. Egy talajszelvény elméleti vízbefogadó képességét a legkisebb vízáteresztésű szint/réteg limitálja. A gyakorlatban ez akkor igaz, ha e réteg a felszínen található (pl. kéreg). Ha a tömődött szint a feltalajban van (pl. a hosszú távú, azonos mélységű művelés által létrehozott eketalp réteg), nagy mennyiségű csapadék esetén befolyásolhatja a felszíni vízbefogadást. Az ennél mélyebb, kis porozitású vagy vízzáró rétegek fölött azonban igen sok nedvesség tud raktározódni, anélkül, hogy a felszíni vízbefogadást befolyásolná. A Kárpát-medence klímaviszonyai között a vízbefogadást alapvetően a felső 30 cm-es réteg tulajdonságai határozzák meg.
Ha a felszínt érő csapadék intenzitása adott pillanatban meghaladja a talaj víznyelő képességét, akkor a beszivárogni képtelen víz a felszínen reked, a mélyedésekben összegyülekezik, a terület tócsásodni kezd. A tócsákban kialakuló víznyomás valamelyest növeli a beszivárgást, ugyanakkor a *csepperózió* által elemi szemcsékre bontott aggregátumok leülepednek a felszínre, eltömítik a pórusok egy részét, azaz szerkezet nélküli, rossz vízáteresztésű *kérget* hoznak létre.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Amikor a felszínen rekedt víz teljesen kitölti a mikrodomborzat mélyedéseit *(felszíni tározódás),* az ezen felüli mennyiség lejtőirányban távozik a területről. Ez a *felszíni lefolyás*. Lejtős területeken felszínközeli, tömődött réteg esetén (pl. eketalp réteg) e réteg fölött, a talajban is kialakulhat *felszín alatti lefolyás.* A lefolyás mértékét a hullott csapadék hányadában, vagy mm-ben fejezhetjük ki.

$$Q = C_{pot}\left(P - T_i - T_d\right)\left[\frac{\theta}{\Phi}\right]^2 . \quad (4.34.)$$

Ahol:

Q lefolyás,
C_{pot} talajadottság, lejtés, növényzet által meghatározott függvényérték,
P csapadékmennyiség,
T_i intercepciós tározódás,
T_d mikrodomborzati tározódás,
θ talajnedvesség,
Φ összes porozitás.

Látható, hogy a talaj kezdeti nedvességtartalma egyenesen, porozitása pedig fordítottan arányos a lefolyás mennyiségével.
Az eltávozó vízmennyiség a tenyészidőszak folyamán hiányozni fog a növényzetnek, emellett jelentős eróziós károkat okoz (pl. vízmosások), végül a folyók áradása révén jelent problémát. Nagyobb reliefenergiájú területeken fontos feladat tehát a csapadék lehető legnagyobb részét a talajba vezetni, illetve ott tárolni, vagyis a lefolyást minimalizálni.
A mélyebben fekvő területekről a felszínen rekedt víz nem tud lefolyni, ezért ott tartós felszíni vízborítás, ún. belvíz alakul ki.

4.5. Párolgás és párologtatás

Az ideális talajból a megtartott nedvesség csak *párolgás* útján tud eltávozni, ezért a talaj száradása gyakorlatilag párolgás útján megy végbe. E passzív folyamatot *evaporáció*nak is nevezik. A gyakorlatban minden talaj tartalmaz élőlényeket, melyek mennyiségüktől és összetételüktől függően jelentősen csökkenthetik a talaj nedvességtartalmát. A magasabb rendű növények ásványos táplálkozása a talajnedvesség felvételén alapszik. A felvett nedvességet e növények a leveleiken keresztül a légkörbe juttatják, hogy további víz- és táplálékfelvételüket biztosíthassák. Az élő szervezetek *párologtatás*a aktív folyamat, melyet idegen szóval *transpiráció*nak neveznek. E két folyamat az esetek többségében nehezen választható szét egymástól, ezért hatásukat együttesen *evapotranspiráció* néven számszerűsítik.
Az eddigiekhez hasonlóan a vízmozgás ezen fajtáját is leírhatjuk a vízpotenciálok különbsége által. A légköri levegő vízpotenciálja meglehetősen hektikusan és gyorsan változik. Ha értéke alatta marad a talaj vízpotenciáljának, akkor páramozgás indul meg a légkörbe. Másik közelítésben adott talajszelvény esetén a talajtulajdonságok mellett a külső energiák összessége határozza meg a felszín párolgásának intenzitását. A talajfizikai tényezők közt elsődleges a nedvességtartalom, illetve a hozzá tartozó kapilláris vízvezető képesség. A külső energiák sorában meghatározó a talajt érő sugárzásenergia mennyisége és időbeni eloszlása, valamint a szél páratartalmat csökkentő hatása. Szintén a külső erők csoportjába tartozik az élőlények passzív és ozmotikus vízfelvétele. A gyökérzet talajt szárító hatását a növények fajösszetétele, mennyisége, fenológiai fázisa határozza meg.
Ha a támaszkodó kapilláris víz megközelíti, vagy eléri a talajfelszínt, akkor a közeli talajvízből szinte állandó utánpótlása lehet a légkörbe távozó vízmennyiségnek. Elméletben a párolgást tehát nem a rendelkezésre álló vízmennyiség korlátozza. A kapillárisok által felemelt víz a felszínről elpárolog, tehát a felszínhez közeledve fokozatosan csökkenő nedvességtartalmat,

azaz növekvő mátrixpotenciál értéket tapasztalunk. Ha – az egyszerűség kedvéért – állandónak vesszük a párolgásra ható külső erőket, úgy megállapítható, hogy a talajvíz közelében a kapillárisok telítettek vízzel, ezért itt a vízmozgás sebességét a 4.30. egyenlet alapján számíthatjuk. A szelvényben feljebb haladva a csökkenő nedvességtartalom mellett fokozatosan csökken a kapilláris vízvezető képesség is, mely a felszínen konstans párolgást fog előidézni.
A természetben a felszín párolgásának sebessége folytonosan változik. Ha a párolgás intenzitása jelentősen meghaladja az alsóbb rétegek kapilláris vízvezetését, akkor a felszínen levegővel feltöltődő kapillárisok minimálisra csökkentik a vízvezetést, és ezzel útját állhatják a további, felszíni párolgásnak (a potenciálkülönbség hatására a nedvességkiegyenlítődés már csak a talajlevegőn keresztül, pára formájában történik).
Abban az esetben, ha a nedvesség egésze helyi csapadékból származik, a talajba szivárgó nedvesség a csapadék megszűnte után szinte azonnal párologni kezd, a párolgás mértékét már a vízhiány is befolyásolhatja. Ekkor is a talajszelvény légkörrel érintkező része kezd száradni, majd a csökkenő nedvességtartalmú réteg egyre vastagszik, végül kialakul a már említett felszíni száraz réteg, mely lehetővé teszi a talaj mélyebb rétegeiben a nedvesség hosszabb megőrzését.
Nagy tömegű és aktív biomassza esetén a talaj nedvességtartalmát leginkább a párologtatás csökkenti. Az összes, légkörbe távozó vízveszteség (evapotranspiráció) értéke igen nagy változékonyságot mutat a talajjellemzők, nedvességtartalom, növényzet és az időjárás függvényében. E meglehetősen összetett folyamatot modellezésen keresztül lehet közelíteni. Ekkor zárt rendszerű tenyészedény (ún. *liziméter*) kísérletekben mérik a növények és a talaj által együttesen kibocsátott víz mennyiségét. A sok változó miatt az eredmények más körülményekre történő kiterjesztése még nem megoldott, ezért a számítások során általában a jobban definiálható *„potenciális evapotranspiráció (PET)”* fogalmát használják. Ez az érték számszerűsíti a terület maximális párolgását, ha azt nem a vízhiány limitálja. Empirikus közelítés szerint a naponta elpárologtatható nedvesség mm-ben az alábbiak szerint adható meg:

$$PET = kcp(0{,}46T + 8)\,. \qquad (4.35.)$$

Ahol:

k a vegetációra (faj és zöldtömeg mennyisége) jellemző paraméter,
c a szélsebességtől, a relatív nedvességtartalom napi minimumától és a relatív páratartalomtól függő tapasztalati érték,
p az átlagos napfénytartam tényezője (földrajzi szélesség függvénye),
T a napi középhőmérséklet.

A tapasztalati módosító tényezők értékét paraméterkönyvekből határozhatjuk meg, míg az átlagos PET értéke a zárójelen belül található, és mint ilyen, a hőmérséklet függvénye. A későbbiekben számos tapasztalati összefüggés született a maximális párolgás meghatározására, melyek egyre több paramétert vettek figyelembe (Thornthwaite-módszer, Penman–Monteith-módszer), ezzel együtt egyre bonyolultabbakká váltak. Használatuk a számítógépes modellezés terjedésével azonban egyre inkább előtérbe kerül.
A talajban mozgó nedvesség jellemző irányait és tendenciáit a talaj vízháztartása alapján becsülhetjük. Egy terület vízháztartásának számszerűsítéséhez sorra kell venni a talajba érkező, és az onnan eltávozó vízmennyiséget. A bevétel és a kiadás összevetésével a vízforgalmi mérleg adódik.
A talaj nedvességtartalma alapvetően két forrásból származhat. Az esetek többségében a légkörből hulló csapadék az elsődleges nedvességforrás. Száraz klímán, minimális csapadékmennyiség mellett a talaj a nedvességet a talajvízből is nyerheti.
A kiadási oldalon több olyan jelentős tétel is szerepel, mint a felszíni lefolyás, az evapotranspiráció és a mélybe szivárgás.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

A talaj földrajzi fekvésétől és a rá ható klímától függően a szelvényben eltérő típusú vízmozgás tapasztalható. A talajba kerülő és onnan eltávozó víz tipikus mozgási irányait osztályozva, különböző vízháztartási típusokat figyelhetünk meg. A Kárpát-medence klimatikus és növényzeti adottságai mellett a talajképződés szempontjából az alábbi három vízforgalmi típusnak van meghatározó jelentősége.

Kilúgzó vízforgalom: ebben a típusban a csapadék mennyisége jóval meghaladja az evapotranspiráció mértékét. A bőséges nedvesség erdők kialakulását is lehetővé tette. A jelentős lomb és a talajt fedő vastag avarréteg a lehulló csapadék jelentős részét a talajba vezeti, a lefolyás minimális. A buja vegetáció jelentős mértékű párologtatása mellett a talajba kerülő nedvességfelesleg a mélyebb rétegek irányába távozik. A folyamatos, lefelé irányuló vízmozgás a kezdetben homogén talajszelvény felső részéből anyagokat szállít lefelé, szinteket hoz létre (erdőtalajok).

Egyensúlyi vízforgalom: e típus esetében az éves csapadékmennyiség közelítőleg megegyezik a terület éves evapotranspirációjával. A két tényező időbeli eloszlása azonban az esetek többségében nem fedi egymást. A tavaszi időszakban a növényzet csekély transpirációja miatt vízfelesleg alakulhat ki, mely a mélyebb rétegek felé szivárog. Nyár végére az időközben többszörösére növekvő vegetáció kellő mennyiségű csapadék híján visszaemeli a már az alsóbb rétegekbe migrált nedvességet. A víz vertikális mozgása e szelvényekben tehát váltakozó irányú, ún. „liftező” (lásd csernozjomok).

Párologtató vízforgalom esetén a terület evapotranspirációja meghaladja a csapadék mennyiségét. A különbség a felszínhez közeli talajvízszelvényen keresztüli felszínre emeléséből és elpárologtatásából adódik. Ahogy azt már a kilúgzó vízforgalom esetében is láttuk, a víz mozgása során elszállítja a könnyen mobilizálható anyagokat, melyek ez esetben a szelvény felsőbb részén halmozódnak fel (lásd szoloncsák talajok).

4.6. A talaj színe

A talajok színét vizsgálva gyakran „ránézésre” juthatunk olyan információkhoz, melyekhez egyébként laboratóriumi elemzésre lenne szükségünk. A sötét szín általában nagy szervesanyag-tartalomra enged következtetni, a kékesszürke a *glejesedés* (reduktív viszonyok) jelenlétére utal. A vörös színt az esetek zömében a *ferruginációval* és a *ferralitizációval* (lásd 7. fejezet) okozza, míg a vörösesbarna szín a barna erdőtalajok felhalmozódási szintjében feldúsuló agyagkolloidokhoz (lásd *sziallitizáció*) köthető. Jellegzetesen szurokfényű a vas és mangán szerves anyagokkal képzett komplexe (lásd 3. fejezet). A fehéres, fakó szín erőteljes kilúgzásra, vagy podzolosodásra utalhat, más esetekben sófelhalmozódás következménye lehet. Ezért – különösen terepen, a szelvény leírásánál – fontos, hogy az adott szintek színét is meghatározzuk.

Másrészt a vizsgált talajszint színe nedvességétől, illetve a felvételező szubjektivitásától függően is jelentősen változhat. A színek egzakt megítéléséhez ezért szükség van valamilyen viszonyítási alapra. E referencia színsorozatot a megalkotójáról Munsell-skálának nevezik. Összeállításánál a színeket három jellemző alapján csoportosították, úgymint *árnyalat (hue, H), intenzitás (chroma, C)* és *világosság (value, V)*. A tökéletes fehér és fekete színek, illetve a köztük álló átmenetek (szürke) nem rendelkeznek H értékkel, ezért ebben a rendszerben a neutrális jelzőt kapták. A teljes színkörön belül Munsell 10 árnyalatot különített el, ezeket jellemzi a H érték. A szín világosságát *(V)* 10-es skálán a fehér és a fekete között méri, melyet a színtér tengelyeként foghatunk fel. A *C* a vizsgált szín eltérését számszerűsíti az azonos világosságú neutrális színtől (radiális távolság a tengelytől). A gyakorlatban, kevésbé precíz szóhasználattal azt mondhatjuk, hogy az intenzitás a szín halványságára, vagy élénkségére utal.

A teljes színskálából a talajjal kapcsolatosan leginkább a sárga *(Y),* a vörös *(R),* illetve a sárgásvörös *(YR)* merülnek fel. Hazai talajaink leírásakor általában a 7,5 YR és a 10 YR árnyalat

(H) értéket használjuk. (Az árnyalatot a betűk mellett számokkal lehet tovább finomítani. A betűk előtt álló szám ez esetben a sárga szín mennyiségére utal 0–10 skálán.)
A kiválasztott árnyalaton belül meghatározzuk a minta világosságát (általában 2–8 közötti érték), végül perjellel elválasztva a szín intenzitását (1–8). A fentiek alapján egy barna erdőtalaj B-szintjét 7,5 YR 5/6 értékkel jellemezve pontosan megadtuk a színét.
Az összehasonlíthatóság miatt a mintákat mindig nedves állapotban, természetes megvilágítás mellett kell megvizsgálni.

4.7. Talajmechanika

Az eddig tárgyalt tulajdonságokon kívül a talaj számos olyan értékmérővel rendelkezik, melyek részletes bemutatása meghaladja e mű terjedelmét. Az építészet számára a talajok talán legfontosabb tulajdonsága a szilárdság, vagy a nyomásokkal szembeni ellenállóság. A mechanika mint a testekre ható erők vizsgálatával foglalkozó tudomány, a fizika fontos része, következésképp a talajmechanika témaköre jelentős átfedést mutat a talajfizika témakörével. Ahogy azt az előző fejezetben láthattuk, a talajfizika a talajt rendszerében, folyamatosan változó – kis túlzással – élő anyagként igyekszik vizsgálni. A talajmechanika felfogása szerint ugyanezek a fizikai paraméterek nyersanyagra vonatkoznak, melynek a térfogattömegét, nedvességtartalmát stb. – bizonyos határok között – igényeink szerint változtathatjuk, és ezzel jól felhasználható alapozó, töltő, építő stb. anyagot nyerhetünk. A talaj tulajdonságai, a külső hatásokkal szembeni várható reakciója, az épület és a talaj kölcsönhatásai meghatározzák az adott talajra/-ba tervezhető és megépíthető létesítmények paramétereit. Ezen építmények a talajra támaszkodnak, feszültségeket keltenek annak szövetében. Mechanikai szempontból a talaj egyik legfontosabb tulajdonsága, hogy e feszültségek hatására a térfogata megváltozhat. A térfogatváltozás tehető felelőssé a kevéssé körültekintően alapozott építmények süllyedéséért.
Egy átlagos építkezés során azonban a talajtulajdonságokat nem lehet/érdemes változtatni, vagyis az építmény alapozása alkalmazkodik a talajhoz, illetve a vízszinthez. Természetesen ez esetben is alapvető a porozitás, a fizikai féleség (mechanikai összetétel) és a vízmozgás vizsgálata, azonban a hangsúly a talaj szövetében megfigyelhető, és ezen alapparaméterekből matematikai összefüggések alapján számítható *konzisztencia határ*okra, *feszültség*ekre, *nyíró-szilárdság* értékekre és egyéb építészetileg meghatározó fontosságú tulajdonságokra irányul. Mivel a talajba épített teherhordó szerkezet, az alap az esetek túlnyomó részében lenyúlik a talajképző kőzetig, ezért a talajmechanika tárgyköre – a talajtani értelemben vett talajok mellett – meghatározó mértékben az üledékek, kőzetek fizikai tulajdonságait vizsgálja.
Környezetvédelmi szempontból alapvető fontosságú a talaj – különösen a nagy szervesanyag-tartalmú, tápelemekben gazdag – feltalaj fizikai elvesztése, az *erózió*. A talaj elvesztésén túl annak lerakódása is komoly károkat okoz, pl. feltöltődés vagy eutrofizáció formájában. Az erózió folyamatának megindulása szempontjából létkérdés, hogy a felszínen lefolyó víz mikor képes megbontani a talajt, vagyis ehhez milyen nyírási feszültség határérték tartozik.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

5. KÉMIAI FOLYAMATOK A TALAJOKBAN

5.1. Az oldódás mint a mállás és a kilúgzás kémiai alapja

A pedogén folyamatok legtöbbje az oldási-oldódási folyamatokon alapul. Az oldódás lehet *fizikai* (az oldat bepárlása után ismételten a kiinduló anyagot nyerjük vissza), *kémiai* (az oldás közben új anyag keletkezik) és *elektrokémiai* (az oldás során redoxi reakció útján keletkezik új anyag). A fizikai oldódás elsősorban arid területek talajaiban jellemző, a másik két oldódási folyamat bármely talajban előfordul.

Amennyiben kellő mennyiségű oldószer (talajoldat) áll rendelkezésre, akkor a talajt alkotó ásványok oldódás közben teljesen disszociálnak. Ha az oldószer mennyisége korlátos, az oldat telítetté válik, és az oldódás leáll. Bizonyos ásványok könnyen, mások nehezen, illetve igen nehezen oldódnak. Ez utóbbiak gyakorlatilag oldhatatlanok, azaz oldhatóságuk (S_o) nem mérhető, az csak oldhatósági szorzatuk (K_{sp}) ismeretében (5.1. táblázat) számítható.

$$S_o = \left(\frac{K_{sp}}{b^b \times a^a} \right)^{\frac{1}{a+b}} \quad (5.1.)$$

(ahol a és b egy A_aB_b összetételű az ionrács tapasztalati képletében kation és az anion arányszáma).

Ásvány/Vegyület neve	Ásvány/Vegyület képlete	K_{Sp}	p K_{sp}
Kalcit	$CaCO_3$	$5{,}25 \cdot 10^{-9}$	8,28
Dolomit	$CaMg(CO_3)_2$	$1{,}26 \cdot 10^{-17}$	16,90
Magnezit	$MgCO_3$	$1{,}58 \cdot 10^{-5}$	4,80
Magnézium-hidroxid	$Mg(OH)_2$	$1{,}20 \cdot 10^{-11}$	10,92
Gipsz	$CaSO_4 \cdot 2\ H_2O$	$2{,}45 \cdot 10^{-5}$	4,61
Amorf $Al(OH)_3$	$Al(OH)_3 \cdot nH_2O$	$4{,}57 \cdot 10^{-33}$	32,34
Boehmit	γ-AlO(OH)	$9{,}55 \cdot 10^{-35}$	34,02
Gibbsit	γ-$Al(OH)_3$	$5{,}01 \cdot 10^{-37}$	36,30
Amorf $Fe(OH)_3$	$Fe(OH)_3 \cdot nH_2O$	$3.16 \cdot 10^{-38}$	37,50
Hematit	α-Fe_2O_3	$3.16 \cdot 10^{-43}$	42,50
Goetit	α-FeO(OH)	$1{,}00 \cdot 10^{-44}$	44,00
Sziderit	$FeCO_3$	$2{,}09 \cdot 10^{-11}$	10,68
Mono-kalciumfoszfát	$Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8\ H_2O$	$7{,}24 \cdot 10^{-2}$	1,14
Dikalciumfoszfát	$CaHPO_4$	$2{,}19 \cdot 10^{-7}$	6,66
Trikalciumfoszfát	$Ca_3(PO_4)_2$	$1{,}00 \cdot 10^{-26}$	26,00
Hidroxiapatit	$Ca_{10}(PO_4)_6(OH)_2$	$1.99 \cdot 10^{-114}$	113,70
Variscit	$AlPO_4 \cdot 2\ H_2O$	$3{,}16 \cdot 10^{-31}$	30,50
Strengit	$FePO_4 \cdot 2\ H_2O$	$1{,}26 \cdot 10^{-35}$	34,90
Vivianit	$Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8\ H_2O$	$1{,}00 \cdot 10^{-36}$	36,00
Amorf SiO_2	$SiO_2 \cdot n\ H_2O$	$1{,}82 \cdot 10^{-3}$	2,74
Pirit	FeS	$6{,}00 \cdot 10^{-18}$	17,22

5.1. táblázat: Rosszul és igen rosszul oldódó talajalkotó ásványok oldhatósági szorzata vízben 25 °C-on, 101,325 kPa nyomáson (Filep Gy. alapján)

Gyenge savaknak erős bázisokkal (pl. Na_2CO_3), erős savaknak gyenge bázisokkal (pl. NH_4Cl) és gyenge savaknak gyenge bázisokkal képzett sói nemcsak disszociálnak, hanem *hidrolizálnak* is. Az oldat kémhatása a sav vagy a bázis erősségétől függ. Talajtani szempontból a lúgosan hidrolizáló sóknak (pl. Na_2CO_3, $CaCO_3$) van nagyobb jelentőségük. Ezek közül is a legfontosabb a szénsavas mész oldhatósága. Ennek oldhatóságát – a legtöbb sótól eltérően – a hőmérséklet emelkedése nem növeli, az elsősorban a talajoldatban oldott széndioxid (kisebb mennyiségben szerves és szervetlen savak) mennyiségével áll arányban. Mivel a hőmérséklet emelkedésével az oldható szén-dioxid mennyisége csökken (ez együtt jár a talajoldat pH-jának emelkedésével is), ezért a szénsavas mész oldhatósága is csökken. A talajoldat szén-dioxid tartalma a nyomásviszonyok függvényében is változik. Ennek köszönhetően a mikropórusokból a makropórusok irányába mozgó talajoldatban a nyomás csökkenésével együtt állandó hőmérsékleten is csökken az oldható szén-dioxid-tartalom, ami szintén a szénsavas mész kiváláshoz vezethet.

5.2. A talaj ásványainak oldhatósága

Amint azt az előző alfejezetben már említettük, a talajtanban oldhatósági szempontból háromféle ásványt különítünk el. Az *igen jól oldódók* (pl. a nátrium és kálium kloridjai és szulfátjai) a gipsznél jobban oldódnak vízben. (Oldhatóságuk 20 ^oC-on magasabb 2,6 g/l-nél.) Ezen sók oldódása a mállás során olyan gyors, hogy a talajoldatban teljes mértékben feloldódnak, a talajból még szemiarid körülmények között is kimosódnak. Oldhatóságuk a környezet hőmérsékletének emelkedésével nő. Ezek az ásványok csak olyan talajok szilárd fázisában maradnak meg, melyek párologtató vízháztartásúak, egyúttal a talajvízszintjük olyan magasan helyezkedik el, hogy a kapilláris vízemelés a szolumot eléri.

A talajokat könnyen oldható sótartalmuk alapján is csoportosíthatjuk. A hazai talajosztályozási rendszer a szántóföldi növényekre gyakorolt hatás alapján 0,1% könnyen oldható sótartalomban húzza meg a sós és a nem sós talajok közötti határt (5.2. táblázat). A könnyen oldható sótartalmat a talajok (pontosabban azok telítési pasztájának) elektromos vezetőképességével határozzák meg. A talajok könnyen oldható sótartalma egyaránt befolyásolja a talaj vízháztartását (ozmózis potenciál), a talajbiológiai aktivitást, valamint a talajkolloidok állapotát. A könnyen oldható sótartalom növekedésével rohamosan csökken azon magasabb rendű növényfajok száma, melyek az adott talajon zavartalan fejlődésre képesek.

Telítési kivonat vezetőképessége (mS)	$CaSO_4 \cdot 2\ H_2O$-nél jobban oldható sótartalom (%)	Besorolás	Hatás növények fejlődésére
<2	0,1	Nem sós	Nem gátolja
2–4	0,1–0,25	Gyengén sós	Sóérzékeny növények fejlődését gátolja
4–8	0,25–0,5	Közepesen sós	A legtöbb növény termése csökken, csak a sótűrők fejlődése zavartalan
8–16	0,5–1,0	Sós	Csak a sótűrő növények fejlődése zavartalan
<16	<1,0	Igen sós	Csak a sótűrő növények képesek megmaradni

5.2. táblázat: A talajok osztályozása oldható sótartalmuk alapján (Stefanovits P. alapján)

A *rosszul oldódó* ásványok közé a gipsz ($CaSO_4\ 2H_2O$) és a kalcit ($CaCO_3$) tartozik. A gipsz az arid területek talajainak ásványa. Amennyiben a talajképző kőzet tartalmaz szénsavas meszet, úgy az csak a nedves kontinentális övezetben mosódik ki a talajból. A kalcit teljes felol-

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

dódása a sztyep övezetben is megtörténik, de az a szolumból nem távozik el. A kalcit az ilyen talajokban a talajoldat mozgási irányának megfelelően vándorol, miközben a talaj kémiai és fizikai állapotától függően kikristályosodik, vagy ismételten visszaoldódik.
Az *igen rosszul oldható ásványok* közé tartozik a legtöbb szilikát-, vas- és alumíniumásvány. A fent említettekkel ellentétben ezek a mállás során nem oldódnak fel teljesen, igen nehezen oldható összetevőik (Fe, Al, Si, Ti) csak igen kis, sokszor csak nyomnyi mennyiségben maradnak oldott állapotban. Ennek köszönhetően az elsődleges ásványok felszínét sokszor pedogén ásványok burkolhatják. Az elsődleges mállások átalakulását ez a burok lassítja, de nem gátolja meg teljesen. A szilikátásványok oldódása során a rácsszerkezet töltéskiegyenlítő kationjai (pl. földpátok Na^+-, K^+-, Ca^{2+}-tartalma) is felszabadulnak, melyek vagy kilúgzódnak, vagy helyben vesznek részt a pedogén folyamatokban.
A talajoldat összetétele a talaj szilárd fázisának minősége, valamint az éghajlat és domborzat függvényében alakul. Ez utóbbi két talajképző tényező a talaj vízháztartás típusán keresztül a talaj szilárd fázisának minőségére és változásának irányára is hat. Az oldódási folyamatok eredményeként a talajoldatban (mállási komplexben) a földkérget alkotó összes elem jelen lehet. A talajoldat kémiai tulajdonságait alapvetően azonban csak a nagy, százalékos mennyiségben megtalálható elemek befolyásolják. A talajoldatban jellemzően hat kation koncentrációja haladhatja meg a százalékos értéket: H_3O^+, Al^{3+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+. Ezeken túl elsősorban az oldott szilícium és vas koncentrációja befolyásolhatja jelentősen a talajoldat összetételét, a szilárd fázis minőségét.

5.3. A talajkolloidok és a talajkolloidokkal kapcsolatos felületi folyamatok

5.3.1. A talajkolloidok osztályozása

A kolloidok olyan kisméretű szemcsék, melyek átmenetet jelentenek az oldott és a szilárd fázis között. A kolloidnak igen nagy a fajlagos felülete, és egyúttal változó vastagságú hidrátburok veszi körül. A kolloidszemcsének és hidrátburkának együttese a *kolloidmicella*. A hidratáltság mértéke alapján a kolloidrendszerek *gél* és *szol* állapotúak lehetnek, ami a víztartalom és a hőmérséklet függvényében változhat. A kolloidszemcsék egymáshoz tapadva hidrátburkukat (részlegesen) elveszíthetik, kicsapódhatnak (koagulálódhatnak).
Az ásványi kolloidok fajlagos felülete a szemcseméret csökkenésével fordított arányban nő. Egy 1 μm-es tömör, ásványtörmelékekből álló rendszer fajlagos felülete 12 m^2g^{-1}, az ennél akár kétszer nagyobb átmérőjű vermikulit szemcsék felülete elérheti akár a 800 m^2g^{-1}, a humuszkolloidoké, pedig akár az 1000 m^2g^{-1} értéket is. Ez utóbbi kolloidok felülete nagyrészt belső felületükből ered. A kolloidikában az 1–500 nm közötti szemcseátmérők közötti tartományt tartják a kolloidrendszerek mérettartományának. A talajtanban a felső határt 2000 nm-ben (2 μm) húzták meg, mert a talajokban a 2 μm-nél kisebb szemcsék már általában gél-szol átmenetet mutatnak. Ez a jelenség az ásványi (agyagásványok) és szerves (humuszanyagok) talajkolloidok igen nagy belső felületének köszönhető. Ha olyan mesterséges talajt állítanánk elő, amely szilárd fázisa kizárólag kvarcszemcsékből állna, úgy a kvarcszemcsék tömör szerkezete miatt abban a talajban is hozzávetőlegesen 500 nm volna a kolloid fázis felső határa.
A kolloidrendszerek gél-szol átmenete a talajképződési folyamatok egyik fontos eleme. A talajkolloidok a gél állapotban jóval kevésbé mobilisak, mint szol (peptizált) állapotukban. Az agyagkolloidok szol állapotban való stabilizálódása az agyagásványok vándorlásának alapja. Ezt a szol állapotban történő stabilizálódást az elegendő talajnedvességen túl a kis molekulatömegű humuszanyagokkal képzett komplexek biztosítják. Ezt a hazai terminológiában *„védőkolloid hatásnak”* nevezik. Az agyagokat Na^+-mal való telítésük is szol állapotban tarthatja.
A talaj kolloidjai, más kolloidrendszerekhez hasonlóan *koagulálódhatnak,* azaz kicsapódhatnak. A koaguláció során a kolloidszemcsék szorosan egymáshoz tapadva a tér minden irányában meghaladják a kolloid mérettartomány határát. A kicsapódást a hőmérséklet csökkenése és a talajoldat betöményedése (száradás vagy a kationkoncentráció megemelkedése) válthatja

ki. A sótartalom (valójában a kationkoncentráció) megemelkedése által okozott kicsapás irreverzibilis folyamat. Azt a kationkoncentrációt, amely már a kolloidok kicsapódását okozza, *kritikus koncentrációnak* hívjuk. A koagulációt a talajoldat töménységén túl a kationok összetétele is befolyásolja, mivel az adott kationra vonatkoztatott kritikus koncentráció a kationok vegyértékének hatodik hatványával fordítottan arányosan változik. Azaz minél nagyobb a kation vegyértéke, annál kisebb mennyiség szükséges belőle a kolloid kicsapásához. Mivel a talaj kémhatása alapvetően befolyásolja a talajoldat koncentrációját és a kation minőségét, így áttételesen a talaj pH-ja is a koagulációra ható környezeti tényező.
A kolloidrendszereket alkotóelemeik fizikai, kémiai és egyéb anyagminőségi szempontjai szerint csoportosíthatjuk. A talajkolloidok leginkább alakjuk és anyagminőségük szerint lehetnek sokfélék. Alakjuk szerint lehetnek *fibrillárisak*. Ekkor a kolloidok olyan fonalak, melyek átmérője nem éri el a kolloidok felső mérethatárát. A talajokban ide sorolhatók a lineáris (szerves) kolloidok. A *lamelláris kolloidok* olyan lemezszerű képződmények, melyek csak a tér egyik irányában nem haladják meg a 2 μm-es értéket. A *korpuszkuláris kolloidok* olyan kolloidok, melyek a tér minden irányában a kolloidtartományon belül maradnak (5.3. táblázat).

	Lamellás (szferikus)	**Lineáris**	**Korpuszkuláris**
Ásványi kolloidok	rétegszilikátok, allofánok, amorf vasásványok	imogolitok, allofánok	kvarctörmelék, mikrokristályos vasásványok
Szerves kolloidok	huminsavak	poliszacharidok, fehérjék, a talaj másodlagos lineáris kolloidjai	
Felszíni töltések megléte szerint	poláros	apoláros	apoláros
Felszíni töltések minősége szerint	csak változó polaritású töltések	csak változó polaritású töltések; állandó és változó polaritású töltések egyaránt	
Liofil/Liofób	liofil (ásványi) liofil és liofób részek egyaránt (szerves)	liofil	liofil

5.3. táblázat: Talajkolloidok alaktani sajátosságai és anyagminősége

Anyagminőséget tekintve a talajkolloidok lehetnek *ásványi* és *szerves kolloidok,* valamint *szerves-ásványi kolloidkomplexek*. Az ásványi kolloidok közé tartoznak az agyagásványok, az amorf kovasavak, valamint vas- és alumínium-hidroxidok és -oxi-hidroxidok, valamint a mállásnak ellenálló ásványtörmelékek. A szerves kolloidok közé a himatomelánsavnál magasabb polimerizációjú humuszanyagok, az elsődleges és másodlagos lineáris talajkolloidok, valamint a gyorsan lebomló óriásmolekulák (pl. fehérjék) tartoznak. A talajokban az ásványi és a szerves kolloidok leggyakrabban nem külön-külön fordulnak elő, hanem egymáshoz kapcsolódva kolloidkomplexumokat alkotnak. A humuszkolloidok rendszerint részben vagy egészben burkolják be az agyagásványokat, illetve az amorf vas- és alumínium-hidroxidokat, ami által azok a mikrobiális bontással szemben is ellenállók lesznek (5.4. táblázat).

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

	A-szint	B-szint
Csernozjom	Ca-humusz komplex (szürke huminsavakkal és huminnal) Agyag-humusz komplex (szürke huminsavakkal és huminnal)	Ca-humusz komplex (szürke huminsavakkal és huminnal) Agyag-humusz komplex (szürke huminsavakkal és huminnal)
Barna erdőtalaj	Agyag-humusz komplex (barna huminsavak és kevert rétegrácsú agyagásványok között)	Agyag-humusz komplex (barna huminsavak és kevert rétegrácsú agyagásványok között) Humusz – Al-hidroxi – Fe-hidroxi komplex (barna huminsavakkal)
Podzol	Amorf kova (jellemzően tisztán ásványi kolloid)	Humusz – Al-hidroxi – Fe-hidroxi komplex (alacsony molekulatömegű humin- és fulvosavakkal)
Réti talaj	Fe-humusz komplex (alacsony molekulatömegű huminsavakkal) Agyag-humusz komplex (alacsony molekulatömegű huminsavak és szmektitek között)	Fe-humusz komplex (alacsony molekulatömegű huminsavakkal)
Szolonyec	Na-humusz komplex (alacsony molekulatömegű huminsavakkal) Agyag-humusz komplex (alacsony molekulatömegű huminsavak és szmektitek között)	Szmektit (jellemzően tisztán ásványi kolloid) Szologyosodott talajokban: amorf kova (jellemzően tisztán ásványi kolloid)

5.4. táblázat: Ásványi-szerves kolloidok megoszlása talajtípusonként

A *kolloidok felszíne* három kategóriába sorolható. A 2:1 szerkezetű agyagásványok rácsfelszínét *sziloxán* felületek jellemzik, melyek voltaképp a SiO_4 tetraéderek felszínei. Ezen felületek töltése a tetraéderes vagy az oktaéderes síkban kialakult izomorf kémiai helyettesítésből származik. A *hidratált oxid* felületeket jellemzően az agyagásványok rácsszélein, hidroxigélek, oxihidroxidok, amorf alumínium-szilikátok felületén találjuk, ahol szilanol vagy aluminol, ritkábban –FeOH és –MgOH csoportok alkotják a felszínt. A szerves kolloidok felszíneit döntően a hidoxil, metoxi (–O–CH_3), imino (=NH) és amino (–NH_2) funkciós csoportok jellemzik.
A talajkolloidok általában elektromos töltéssel rendelkeznek, amely a környezet pH-jának függvényében lehet állandó, változó és vegyes. Az állandó töltésű felületek töltése kizárólag izomorf kémiai helyettesítésből származik, csak a 2:1 és a 2:1:1 szerkezetű agyagásványok sziloxán felszínein figyelhető meg. A változó töltések (konstans potenciálú töltések) jellem-

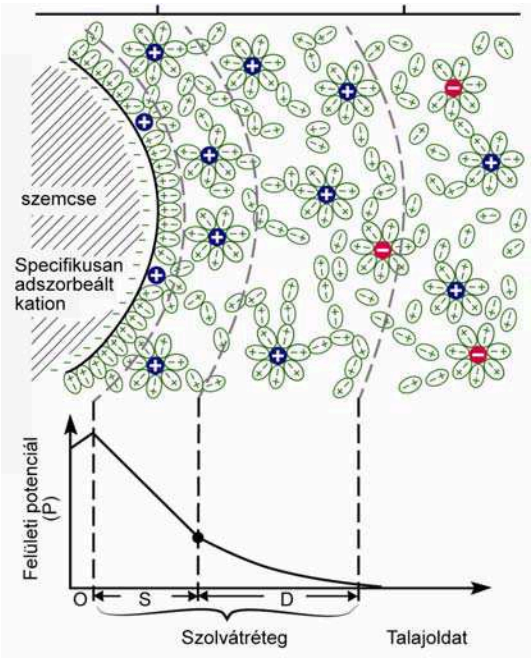
zőek a többi kolloidfelszínre. A változó polaritású töltések biztosítják a talajkolloidok *amfoter jellegét.*[9]

Az erősen mállott trópusi talajokban és az igen magas szervesanyag-tartalmú tőzegtalajokban a változó töltésű kolloidok az uralkodók. A mérsékelt övezeti talajokban, különösen a kilúgzó vízháztartású talajok agyagos felhalmozódási szintjeiben az állandó töltésű kolloidok dominálnak. A talajkolloidokat azonban csak a legritkább esetben lehet kizárólag állandó, vagy változó töltésű rendszerként kezelni. Uralkodó töltéstípusról akkor beszélhetünk, ha valamelyik felülettípus részaránya meghaladja a 60%-ot. Ha a két töltéstípus egymáshoz viszonyított aránya ezen belül marad, akkor vegyes töltésű kolloidrendszerről beszélünk.

5.3.2. Töltések és ionok eloszlása a kolloid felszínén és a kolloidmicellában

A kolloidszemcsék töltéseit a talajoldatban disszociált állapotban jelen levő kationok és anionok felületre tapadással egyenlítik ki. Ez a folyamat az *adszorpció.*

A kolloid felületi töltéseinek, valamint az ezt kiegyenlítő ionok eloszlását több kolloidmodell is magyarázta. A legegyszerűbb ezek közül a *Helmholtz-féle modell,* amely egyszerű kettős rétegként írja le a felület negatív és az azokat kiegyenlítő pozitív töltéseit a kolloidmicellában. Már a 20. század elején többen úgy vélték, hogy ez a modell nem képes a kolloidrendszerek leírására, mert a töltéseket kiegyenlítő kationok nem pontszerűek, hanem meghatározott kiterjedésük van, melyet a hidratáltság foka is befolyásol. Ezt a feltételezést a kationcserével kapcsolatos mérések is alátámasztották, melynek eredményeként többen, egymástól függetlenül is olyan kolloidmodellt alkottak meg, amely a felszíni negatív töltések kiegyenlítését diffúz kettős réteggel írja le. A diffúz rétegben a kationok koncentrációja a kolloid felszínétől a talajoldat irányában fokozatosan csökken. A kolloidmicella határát a talajoldathoz viszonyított kationtöbblet jelöli ki. Ezt a modellt, megalkotóik után *Gouy–Chapman-féle* modellként ismerjük. Stern a 20. század második felében a *Helmholtz-* és a *Gouy–Chapman-féle modellek* ötvözésével alkotta meg azt a kolloidmodellt, melyet ma leginkább elfogadnak. A *Stern-féle modell* szerint (5.1. ábra) a kolloidok negatív töltéseit a Coulomb-féle erőkkel a kolloid felszínéhez kötött, részlegesen dehidratált kationok csak részlegesen egyenlítik ki.



5.1. ábra: A Stern-féle kolloidmodell (Stefanovits P. ábrája nyomán)

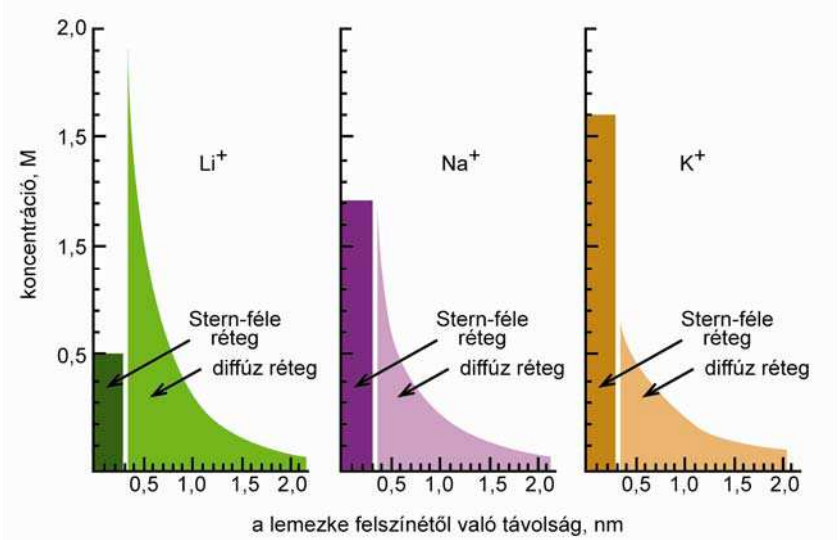
[9] Amfoter kolloidok proton leadásra és proton felvételre környezetük megváltozásának függvényében egyaránt képesek, azaz savként és bázisként egyaránt képesek viselkedni.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

A maradék töltésfelesleg további részét egy még igen erősen kötött, de már teljesen hidratált állapotú kationburok és a szemcsétől távolodva egyre lazábban eloszló kationok egyenlítik ki. A részlegesen dehidratált és a hidratált, de erősen kötött ionok rétegei együttesen alkotják az ún. *tapadó (Stern-) réteget*. A tapadó réteg és a micella felszíne közötti réteget *diffúz (Gouy-) rétegnek* nevezzük. A kolloidmicella határát (a Gouy–Chapman-modellhez hasonlóan) a talajoldathoz képest mutatott kationtöbblet, illetve anionhiány kiegyenlítődése jelöli ki. Állandó töltések által uralt kolloidokban a töltéskiegyenlítő kationok vegyértékének növekedésével, illetve a talajoldat töménységével arányosan a micella rétegvastagsága csökken.
A változó polaritású aktív helyek töltése nemcsak a környezet kémhatásától, hanem a talajoldat elektrolit koncentrációjától, az elektrolit összetételétől, a közeg dielektromos állandójától és a talajkolloid anyagminőségétől is függ. Erről bővebb információ Filep (1988) *Talajkémia* című könyvében található. Az előbbiekből következően ezen aktív helyek polaritása a talaj kémhatásán túl a nedvességállapot és a talajoldat kationösszetételének függvényében is változik. A talajok száradásakor a kolloidok negatív töltése nő, és ugyanez történik, ha a talajoldatban az egyértékű ionok helyett többértékűek válnak uralkodóvá.

5.3.3. Kationmegkötés és kationcsere talajkolloidon

A tapadó és a diffúz réteg között a kationok jellegzetes eloszlást mutatnak. A tapadó rétegen belül elsősorban a nagyobb vegyértékű (egyúttal kisebb ionsugarú) kationok találhatók, míg az elektronnegativitás csökkenésével és az ionsugár méretének növekedésével nő a diffúz rétegben való előfordulás valószínűsége.
A tapadó rétegben, a kolloidok felszínén részlegesen dehidratált állapotban megkötött (valamint hidratált állapotú, de szorosan orientált) kationok gyakorlatilag nem, vagy csak igen nehezen leválaszthatók, kicserélhetők. Ily módon kötődnek a *specifikusan kötött* kationok is. A diffúz rétegben található kationok kicserélhetően vannak megkötve, azaz a *kationok adszorpciója itt visszafordítható (reverzibilis) folyamat*. Amennyiben a talajoldatban egy bizonyos ion koncentrációja megnő, úgy azok egy része a diffúz rétegben is megjelenik, míg más a diffúz rétegben korábban megkötött kationok ezzel párhuzamosan a talajoldatban jelennek meg. A kationok kolloidokon való megkötődésének *(adszorpciójának)* erősségét a tapadó réteg és a diffúz réteg közötti megoszlásuk határozza meg. Az elsősorban a diffúz rétegben kötődő kationok kevésbé erősen kötöttek, azaz *„adszorpciós affinitásuk”* alacsony, ezzel ellentétben a tapadó réteg kationjai igen erősen kötöttek. Azonos vegyértékű ionok közül a nagyobb hidrátburokkal rendelkezők szintén inkább a diffúz rétegben fordulnak elő nagyobb valószínűséggel (5.2. ábra).



5.2. ábra: Ionok eloszlása a kolloidmicellában a Stern-féle modell szerint (Bohn, H. et al. ábrájának felhasználásával)

A kationok adszorpciós affinitásának sorrendjét *a liotróp sor* írja le:

$$Fe^{3+} > Al^{3+} >> Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^{+} \sim NH_4^{+} > Na^{+}.$$

A liotróp sor elsősorban olyan, viszonylag alacsony koncentrációk esetén érvényes, amelyek rendszerint a talajoldatokat is jellemzi. Nagy töménységű oldatokban az egyértékű ionok adszorpciós affinitása megnő, magasabb lesz a többértékű kationoknál. Mivel a talajok többségében a kolloidok negatív töltéshelyeinek száma jóval meghaladja a pozitív töltésekét, ezért a talajokban elsősorban a kationok kötődnek meg. Ennek következtében a talajok tulajdonságait inkább a pozitív töltésű ionok határozzák meg.

A kationok – koncentrációik függvényében – dinamikus egyensúlyban oszlanak meg a talajoldat és a kolloidmicella között. Híg talajoldatokban (a sós talajok kivételével az összes talajra jellemző) a többértékű ionok erősebben kötődnek a kolloidon, mint az egyértékűek. Ha valamely ion koncentrációja az oldatban megnövekszik, az képes a többi kötött kation egy részét kiszorítani a diffúz rétegből, azaz a kolloid felületén lecserélni. Ez a folyamat egészen addig tart, amíg új dinamikus egyensúly nem áll be. A folyamat egyirányúvá is válhat, ha a lecserélt kation a talajoldatból elszállítódik vagy inaktiválódik (pl. a lecserélt Ca^{2+}-ion a CO_3^{2-}-ionnal sót képezve kicsapódik). Kationcsere játszódik le a talajoldat betöményedésekor (sós talajok) is, mivel ekkor az egyértékű ionok adszorpciós affinitása megnő. Így még akkor is létrejöhet kationcsere, ha egyébként a talajoldat összetétele nem, csak a koncentrációja változik meg.

A *kationcsere-kapacitás (T-érték, CEC, cserekapacitás)* a talajkolloidok felületi töltését jellemző paraméter. Mivel a felszíni töltések mérése közvetlenül igen nehéz, így az valójában egységnyi tömegű talaj által – meghatározott pH-értéken – kicserélhető formában megkötött kationok mennyisége. Mivel adott töltésmennyiséggel fele annyi kétértékű (pl. Ca^{2+}) kationt lehet megkötni, mint ahány egyértékű kationt (pl. Na^{+}), ezért a kationcserélő képességet nem a megkötött ionok mennyiségével, hanem az általuk hordozott töltések számával fejezik ki. A *T-érték* mértékegysége a $cmol_{(+)}/kg$, amely megfelel a korábban használatos *milligramm egyenérték*nek *(mgeé, mgeq)*.

A talaj kolloidjai jelentős mennyiségben hordoznak változó töltéseket, ezért a T-értékük a kémhatás változásával együtt nőhet vagy csökkenhet. A talajra jellemző adott pH-értéken mérhető kationcserélő képességet *effektív kationcsere-kapacitás*nak *(T_{eff})* nevezzük. Alkalikus környezetben a változó töltések a lehető legnagyobb mértékben deprotonálódnak,[10] így kationcsere-kapacitásuk megnő. Az alkalikus környezetben a T-értéket *potenciális kationcsere-kapacitás*nak[11] (T_{pot}) nevezzük.

A talajoldatban a kationok közül nagy mennyiségben csak hat ion (H_3O^{+}, Al^{3+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}) van jelen,[12] így a kolloidok negatív töltéseit kicserélhető módon legnagyobbrészt ezek egyenlítik ki. Ezek közül az első kettő koncentrációjának megemelkedése a talaj savanyúságát fokozza. Ezeket a kationokat *kicserélhető savanyító hatású kationok*nak nevezzük.

Az utóbb említett négy ion erős bázisokat képes képezni, ezért ezeket összefoglalóan *kicserélhető bázisok*nak nevezzük. A kicserélhető bázisok összes mennyisége az *S-érték.* (Egységnyi tömegű talaj – meghatározott pH-értéken – mennyi kicserélhető bázist tud kicserélhető formában megkötni.)

[10] A talaj szerves anyagainak felületi OH-csoportjai, valamint a talaj ásványainak felületi sziloxán- és aluminolcsoportjai H^{+}-t adnak le, ezáltal negatív töltésekké válnak.

[11] Potenciális kationcsere-kapacitás mérésére számos eljárás létezik, melyek közös eleme a pH 8 felett beállított kémhatás.

[12] Erősen savanyú, illetve reduktív környezetben a mangán és a vas is jelentős mennyiségben lehet jelen a talajoldatban.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Az S- és a T-értékek hányadosa a *V-érték,* amely a *bázistelítettség* (angolszász terminológiában *BS – base saturation*) mérőszáma. Telített talajokban a V-érték százalékban kifejezett mennyisége nagyobb 80%-nál, míg az erősen telítetlen talajokban kisebb 50%-nál. Gyakorlatban a talajok T-értéke a talaj textúrájától, az ásványos fázis minőségétől és a kémhatástól függ, a bázistelítettség viszont az első paramétertől független.
A talajok T-értékének meghatározására számos eljárás létezik. Ennek egyik általánosan bevett módja a talajok *nagy töménységű ammóniumoldattal* való telítése. Feltételezve, hogy az ammónium az összes kicserélhető módon adszorbeált kationt lecseréli, az ammóniumkoncentráció csökkenéséből kiszámolható a talaj kationcserélő képessége is. A kationok kolloidokról való leszorításához fogyott NH_4^+ valójában dinamikus egyensúlyban van a kolloidmicella kationjaival.

$$(NH_4^+) + (Ca_x^{2+}) \leftrightarrow (NH_{4x}^+) + \frac{1}{2}(Ca^{2+}) \,. \quad (5.2.)$$

Ahol az

x a kicserélhető formát jelenti,
(Ca^{2+}) a kalciumion aktivitása a talajoldatban,
(NH_4^+) az ammóniumion aktivitása a talajoldatban.

A tömeghatás elve alapján elméletben talajtípusonként (ásványi és humuszkolloidok aránya és minősége szerint) meghatározható lenne a kicserélődési állandó. Mivel az ionaktivitás mérése a kolloidok felszínén megkötött ionok esetében nem megoldható, így aktivitás helyett koncentrációval számolnak:

$$k_G = \frac{[NH_{4x}^+] \times \sqrt{[Ca^{2+}]}}{[Ca_x^{2+}] \times [NH_4^+]} \,. \quad (5.3.)$$

A k_G a Gapon-féle kicserélődési állandó, értéke jellemzően 0,015–0,025 $cmol_{(+)}/l$.
Mivel a kalcium és a magnézium adszorpciós affinitása az egyértékű ionokhoz képest hasonló, így ez a tapasztalati paraméter mindkét elemre egyaránt használható. A talaj egyértékű ionjai közül a nátrium és a kálium hat leginkább a talaj tulajdonságaira. Ennek megfelelően a kationcsere tekintetében leginkább ezek, valamint a kétértékű kalcium és magnézium a legfontosabbak. A tömeghatás elvén alapuló *módosított Gapon-egyenlet* egy egyértékű ion, valamint a kalcium és a magnézium csereegyensúlyát írja le.

$$\frac{Na_x^+}{Ca_x^{2+} + Mg_x^{2+}} = k_G \times \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{2}}} \qquad \frac{K_x^+}{Ca_x^{2+} + Mg_x^{2+}} = k_G \times \frac{K^+}{\sqrt{\frac{Ca^{2+} + Mg^2}{2}}} \,. \quad (5.4.)$$

Ahol az *x* a kicserélhető formát jelenti, a k_G a Gapon-féle kicserélődési állandó. A nátriumkicserélés jellemzésére használt egyenlet jobb oldalát, a k_G értékét elhagyva nátrium megkötődési hányadosnak (SAR) is nevezik.
A *Gapon-féle* összefüggést hazánkban elsősorban a nátrium viszonylatában alkalmazzák, amellyel a talajok szikesedésre való érzékenysége jellemezhető, míg kálium tekintetében a talajok elérhető káliumtartalmának leírására használják.

5.3.4. Specifikus kationadszorpció

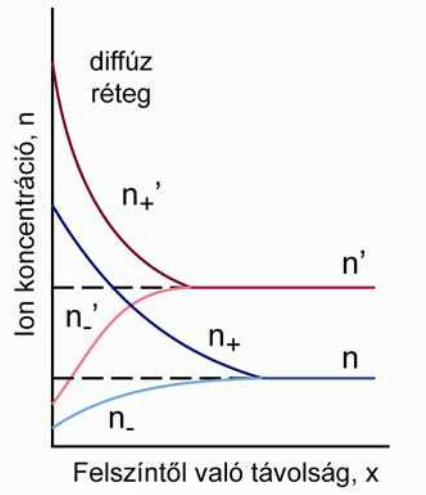
A talaj kolloidjai bizonyos kationokat képesek *specifikus módon megkötni*. A specifikusan kötött ionok nem, vagy csak igen nehezen kicserélhetők. A felületi megkötődés e formáját nemcsak elektrosztatikus erők alakíthatják ki, ide soroljuk a kémiai kötések révén történő kationadszorpciót is. A kationok specifikus adszorpciójának négy lehetséges mechanizmusa ismert.
1. Az *elektrosztatikus erők által kiváltott specifikus kation megkötés*nek geometriai okai vannak. A rétegszilikátok azon kationok megkötését preferálják, melyek méretük révén legjobban illeszkednek a rácsfelszínbe, illetve a rácssíkok között kialakult vízhálózatba (K^+-csillámok, hidrocsillámok, Mg^{2+}-vermikulitok).

2. Két- vagy többértékű fémek szervetlen ásványok felszínébe való beépülését *(funkciós csoport képzés)* szintén a kationmegkötési folyamatok között tartják számon. Ez a jelenség változó töltéseken játszódik le, melynek során a fémion a felszín funkciós csoportjává (ligand) válik. A folyamat magasabb pH-n erőteljesebben játszódik le, de kialakulásához nem szükséges a változó töltés deprotonált állapota. A többértékű kationok ilyen megkötődése összességében protonfelszabadulással jár, a kötésben részt vevő változó töltések inaktívvá válnak, ezáltal a talaj T-értéke minden pH-értéken csökken.
3. Ugyanezen elemek a talaj szerves kolloidjaival is *komplexeket képezhetnek*. A humuszanyagok kelátképzése tehát szintén specifikus kationadszorpciónak tekinthető. Az így megkötött ionok csak a humuszmolekula degradációjakor, vagy nagyobb affinitású kationok rendszerbe kerülésekor szabadulhatnak fel. A változó töltések egy részének inaktiválása okán a specifikus adszorpció ezen formája is a talaj T-értékét csökkenti.
4. Végezetül a fenti logika szerint a *talaj változó töltéseinek protonálódása* (-Si-OH, -Al-OH, -C-OH, stb.) is specifikus kationadszorpciónak számít, hisz ekkor H^+-ionok képeznek valamiféle kémiai kötést a korábban említett funkciós csoportokkal. Ez a folyamat, az előbbi két specifikus adszorpcióval ellentétben kémhatásfüggő. A H^+ specifikus adszorpciójának köszönhetően Filep (1988) szerint a mobilis H-ionok a talajban három formában vannak jelen:

1. talajoldat szabad hidroxónium ionjai;
2. diffúz rétegben nem specifikusan kötött hidroxóniumionok;
3. a változó töltéseken specifikusan kötött protonok.

5.3.5. Anionok nem specifikus adszorpciója

A talajkolloidok többségében a felületeket negatív töltések uralják, de kis mennyiségben pozitív felszíni töltésekkel is rendelkeznek. A pozitív töltések gyakorlatilag legnagyobbrészt a változó polaritású helyeken jönnek létre, így a talajsavanyúsággal együtt az *anioncserélő kapacitás (AEC)* is nő. (A trioktaéderes rétegszilikátok oktaéderes rétegeiben képződött permanens pozitív töltések a tetraéderes síkok negatív töltéseit részlegesen semlegesítik.)
Az anionok kicserélődése a talajkolloidokon szintén a tömeghatás elve alapján zajlik. A talajokra általánosan jellemző pH-értékeken a *pozitív felszíni töltések* a legtöbb ásvány és szerves kolloid felszínén szigetszerűen, a negatív töltések között helyezkednek el. Az agyagásványoknál ilyen töltések csak a rácsszéleken jelenhetnek meg. Amennyiben a talajoldat összes ionkoncentrációja alacsony, úgy a negatív felszíni töltésekre vonatkoztatott diffúz réteg olyan méretű, hogy az a pozitív felszíni töltéseket is lefedi (5.3. ábra).



5.3. ábra: Az agyagkolloidokat burkoló diffúz réteg kiterjedésének változása (White, R. E. ábrája alapján)

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Ekkor az anionok az elektromos kettős réteg pozitív töltésű helyein vannak kötve. Az itt kicserélhető módon megkötött anionok leszorítása más anionokkal azért igen nehéz, mert a kolloidfelszíni negatív töltések elektrosztatikus taszítása miatt a diffúz réteg belső felszínén az anionkoncentráció igen alacsony. A kationcseréhez hasonló, jellemzően tömeghatáson alapuló anioncsere leginkább csak az igen savanyú (pH<3,5), szeszkvioxidokban gazdag talajokban jellemző. Ezeknek a talajoknak az AEC értéke akár 30–50 $cmol_{(-)}$/kg is lehet, a legtöbb talaj anioncserélő kapacitása azonban ennek csak a töredéke.
A nem specifikus anionadszorpció a permanens negatív felszíni töltésekkel nem rendelkező ásványokon, az amorf alumínium-szilikátokon, az alumínium, a vas- és a mangánoxidjain és oxi-hidroxidjain lehetséges. A talaj leggyakoribb anionjai közül általában a nitrát (NO_3^-), a nitrit (NO_2^-) és a klorid (Cl^-) adszorbeálódik nem specifikus módon. Ez a jelenség az oka e három anion igen nagyfokú talajbeli mobilitásának. Egyes szerzők az anionadszorpciónak ezt a formáját a hidrogénkarbonát és a szulfátionok megkötődésénél is megemlítik (White, 2006).

5.3.6. Anionok specifikus adszorpciója (anion kemiszorpció)

A nitráttól és a nitrittől eltérően az oxianionok többsége ($H_2PO_4^-$; HCO_3^-, SO_4^-, $H_3SiO_4^-$, $B(OH)_4^-$), a fluorid és a szerves anionok (malát, citrát, oxalát) specifikusan adszorbeáltak. Az anionok specifikus megkötődése és kicserélődésük a specifikus kationcsere során lezajló funkciós *csoport képzésének* felel meg. Az így megkötött anionok jellemzően ionos-kovalens módon kötődnek a talajkolloid felszínéhez. A kemiszorpció a fémásvány felszínének semleges és pozitív (M-OH és $M\text{-}OH_2^+$) állapotú töltésein is végbemehet.

$$M - OH + H_2PO_4^- \leftrightarrow M - O - H_2PO_3 + OH \quad (5.5.)$$

vagy

$$M - OH_2^+ + H_2PO_4^- \leftrightarrow M - O - H_2PO_3 + H_2O \,. \quad (5.6.)$$

A semleges állapotú töltésen bekövetkező adszorpció hidoxilion felszabadulással jár együtt, így ilyenkor a talaj pH-ja nő. A specifikus anionadszorpció továbbá csökkenti a felszíni töltéssűrűséget és az izoelektromos pont értékét. A nem specifikus adszorpcióval ellentétben az így megkötött anionok nem cserélődnek le a talajoldatban mérhető parciális koncentrációjuk csökkenésével. A deszorpciót a pH változása, vagy egy nagyobb affinitású anion válthatja ki.
A talajok tápanyag-szolgáltató képessége és a talajképződési folyamatok szempontjából a foszfor (ortofoszfát) és a hidrogén-karbonát, a hidromorf talajokban kisebb részt a szulfátionok megkötődése kiemelt fontosságú.
A specifikus anionadszorpció szempontjából legfontosabb talajalkotók a vas- és alumíniumoxidok és -hidroxidok, kisebb részt az amorf alumíniumszilikátok. Ennél kisebb jelentőségű a humuszkolloidok, valamint az agyagásványok felszínét részlegesen burkoló alumínium-hidroxi polimerek szerepe ebben a folyamatban.

5.4. A talajok kémhatása

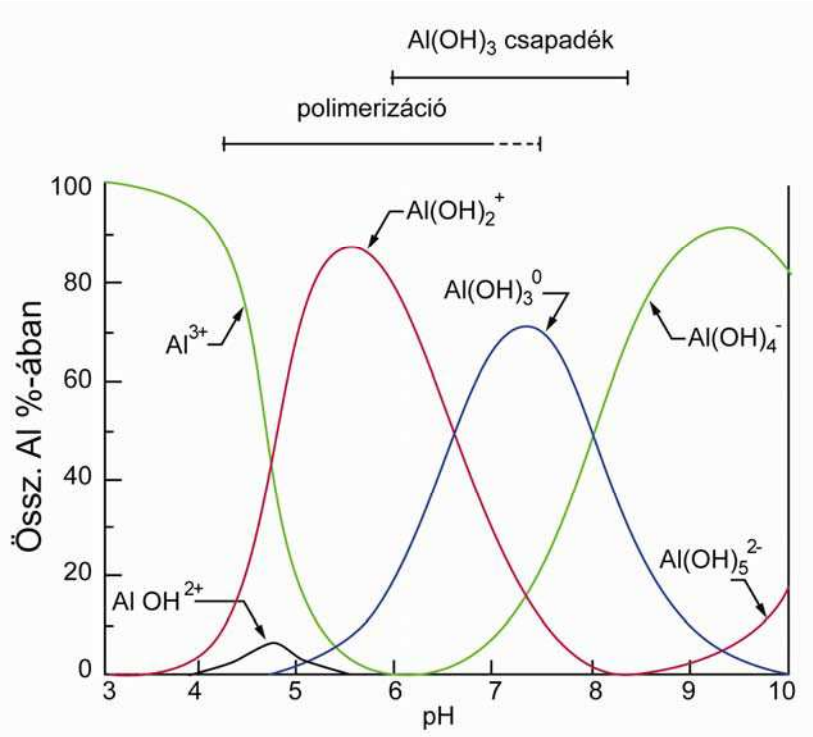
5.4.1. A talajsavanyúság és a talajlúgosság eredete

A talaj kémhatását (pH)[13] a talajoldat H^+-ionkoncentrációja határozza meg, melyet közvetlenül és közvetve több tényező befolyásol. E tényezők közül egyesek a talaj savanyúságát, mások inkább az alkalikus jellegét erősítik. A talajoldatban a H^+- (és a H_3O^+-) ionon kívül az

[13] A pH (pondus Hidrogenii, hidrogénion-kitevő) egy adott oldat kémhatását (savasságát vagy lúgosságát) jellemzi. Híg vizes oldatokban a pH egyenlő a H^+-ion- (a valóságban hidoxóniumion) koncentráció tízes alapú negatív logaritmusával. Mivel a tiszta víz 10^{-7} mol/l mennyiségben disszociál H+- és OH^--ionokra, ezért a semleges híg vizes oldatok kémhatása pH 7. A pH logaritmikus skálájú paraméter, ezért dimenzió nélküli kémiai mennyiség.

Al^{3+}-, Na^{+}-, K^{+}-, Ca^{2+}-, Mg^{2+}-ionok vannak jelen százalékos mennyiségben. Az Al^{3+}- a H^{+}-ionok túlsúlya a savanyúságot fokozza; ezért ezeket *savanyító hatású kationoknak* nevezzük. A Na^{+}-, K^{+}-, Ca^{2+}-, Mg^{2+}-ionok együttesen a *„talaj kicserélhető bázisaiként"* honosodtak meg a hazai terminológiában. Természetesen más kationok is lehetnének savanyító hatásúak vagy éppen „kicserélhető bázisok", de mivel ezek mennyisége a talajoldatban jelentéktelen, hatásuk is elhanyagolható.

A talajoldatot elsődlegesen a felszínre került bomló holt szerves anyagokból származó H^{+}-ionok savanyítják, de fontos protonforrások az alacsonyabb molekulatömegű humuszanyagok (fulvosavak és huminsavak) is. Ennek következtében – ha más tényező nem tompítja a szerves anyagok savanyító hatását – a humuszban gazdag feltalaj rendszerint savanyúbb, mint az alatta található szintek. A talajoldat savanyúságát áttételesen az Al^{3+} is fokozhatja. pH 5,0–5,5 érték alatt az Al^{3+}-ion hexaaqua komplex formájában, oldott állapotban van, úgy hogy a vízmolekulák oxigénjükkel a központi alumíniumion felé fordulnak. Amennyiben a pH emelkedni kezd, úgy az egyik víz protont veszít, azaz környezetét savanyítja. Amennyiben a pH tovább emelkedik, úgy egyre több és több víz veszíti el egyik hidrogénjét, ellentartva a pH további emelkedésének (5.4. ábra). Az alumínium-hexaaqua komplex pozitív töltésének elvesztésével együtt polimerizálódik, így a pH emelkedésével a talajoldat alumíniumtartalma is lecsökken, egyúttal amorf Al-oxidok, oxi-hidroxidok, oldott kovasav jelenétében amorf alumínium-szilikátok jönnek létre. A talajoldat pH-jának emeléséért döntően a négy kicserélhető bázis felel, amelyek éppúgy származhatnak az elsődleges szilikátásványok, valamint egyes karbonátok mállásából, mint a felszínközeli sós talajvízből.



5.4. ábra: Az alumíniumformák megoszlása a pH függvényében (Stefanovits P. ábrája nyomán)

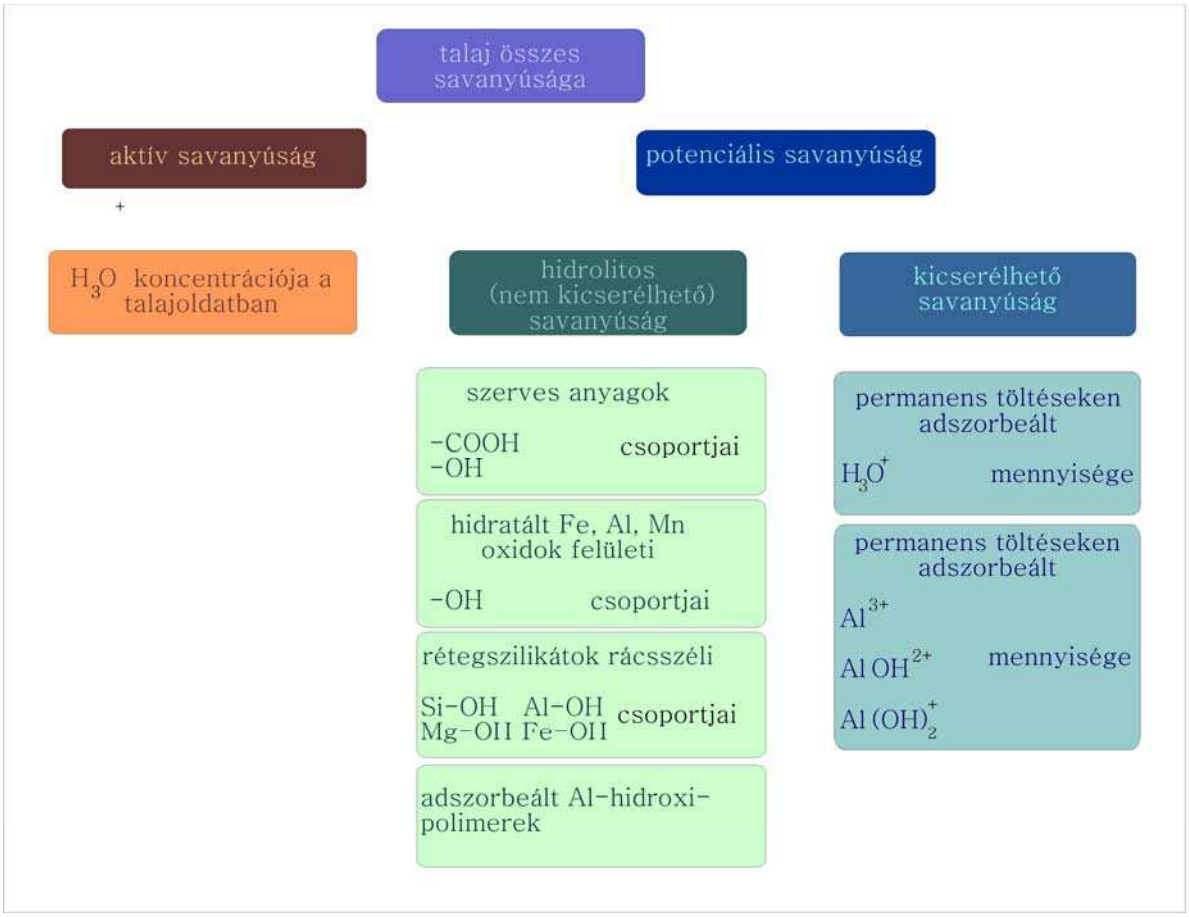
5.4.2. A talajok aktuális és potenciális savanyúsága

A kémhatás természetes víztestekben is igen változékony környezeti tényező, amelynek ingadozását a hőmérséklet és a vízkémiai paraméterek változékonysága egyaránt befolyásolja. A talaj szilárd és folyadékfázisai között olyan összetett folyamatok zajlanak le, amelyet a kollo-

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

idkémiai és növényélettani folyamatok még komplexebbé tesznek, így a talaj pH-ja a víztestekénél nehezebben mérhető, illetve értelmezhető. A háromfázisú (azaz telítetlen) állapotú talajok kémhatását igen nehéz terepen kielégítő pontossággal meghatározni, ezért azt laboratóriumi körülmények között vizsgálják. A talajszuszpenzió kémhatását a hozzáadott folyadék mennyisége is befolyásolja, ezért a megállapodás szerint 1 g légszáraz talajmintához 2,5-szeres mennyiségű desztillált vizet, $CaCl_2$-oldatot, vagy KCl-oldatot adagolnak. A desztillált vizes és a $CaCl_2$-os oldattal mért pH kevésbé savanyú, mint a KCl-os szuszpenzióból mért, ezért a pH-mérésénél, mindig jelezni kell, hogy mely módon történt a kémhatás meghatározása.

A talajoldat pillanatnyi savanyúsága a talaj *aktív savanyúsága*. Az aktív savanyúságban a talaj kolloid fázisához kötött hidrogénionok és egyéb (leginkább Al^{3+}) a talaj savanyodását előidéző paraméterek potenciálja nem jelenik meg. Az aktív savanyúság mellett a talajkolloidokon megkötött hidrogén- és alumíniumionok okozzák a talaj úgynevezett *rejtett vagy potenciális savanyúságát* (5.5. ábra). A rejtett savanyúságot a kémhatástól eltérően nem logaritmikus, hanem abszolút lineáris skálán adjuk meg, mértékegysége $cmol_+/kg$.



5.5. ábra: A talaj potenciális savanyúsága (Filep Gy. ábrájának felhasználásával)

A rejtett savanyúságnak két formája ismeretes. A *hidrolitos vagy hidrolízises savanyúságot (y_1)* a változó töltések (azaz az agyagásványok rácsszélei, az alumínium-szilikátok aluminol és szilanol csoportjai, valamint a humuszanyagok funkciós csoportjai) pozitív állapotát okozó protontöbblet okozza. A változó töltések protonáltsága a pH csökkenésével együtt nő, ezért a hidrolitos savanyúság is a talaj savanyúságával együtt nő. Tapasztalatok szerint a rejtett savanyúság e formája a talaj humuszanyagainak és ásványainak izoelektromos pontja körül, illetve kevéssel a felett mérhető.

A *kicserélhető savanyúságot (y_2)* a talajkolloidok állandó negatív töltésein (gyakorlatilag az agyagásványok rácsfelszínén és a rétegközi tereiben) megkötött H^+- (valójában inkább H_3O^+-) és Al^{3+}-ionoknak a talajoldatba kerülése okozza. A kicserélhető savanyúság az y_1 értéknél mindig alacsonyabb, mivel az állandó töltéseken érdemi mennyiségben csak alacsony pH-értéken van savanyító hatású kation kicserélhető módon megkötve. Az y_2 csak savanyú talajokban mérhető, értéke savanyú, ásványi talajokban 0,1–4 $cmol_+/kg$, savanyú, szerves talajokban 4–20 $cmol_+/kg$ lehet (5.5. táblázat).

	pH_{H2O}	pH_{KCl}	y1 ($cmol_+ kg^{-1}$)	y2 ($cmol_+ kg^{-1}$)
Agyagbemosódásos BET A-szint	5,9	4,9	8,88	1,70
Pangóvizes BET A-szint	6,0	4,6	11,54	2,42
Podzolos ABET A-szint	6,0	4,5	14,43	3,76

5.5. táblázat: Néhány barna erdőtalaj aktív savanyúságához (pH) tartozó y_1 és y_2 érték

5.4.3. A talajok jellemző pH-értékei és a talajok kémhatásával kapcsolatos folyamatok

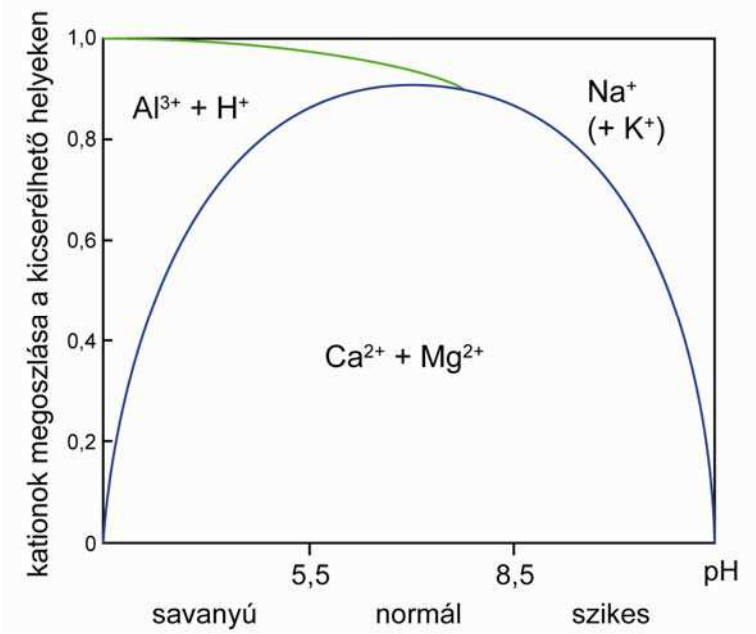
A talajok kémhatása általában a pH 5 és pH 8,5 közötti tartományban változik. Az extrém savanyú (pl. láptalajok, podzolok stb.) pH-ja akár pH 2 szintre is csökkenhet, míg a sós és nátriumos (együttesen szikes) talajok értékei akár pH 11 fölé is emelkedhetnek.
A talajsavanyúság kategóriái (5.6. táblázat) nem önkényesek, azokat a talajoldat uralkodó kationjai határozzák meg.

	Filep		Bohn et al.	
	pH_{H2O}	ismérv	pH_{H2O}	ismérv
Erősen savanyú	<4,5	Kicserélhető H^+ mérhető	<4,0	Kicserélhető H^+ mérhető.
Savanyú	4,5–5,5	Protontöbblet hatására a szilikátrácsból jelentős mennyiségű Al^{3+} oldódik ki.	4,0–,5	Kicserélhető Al^{3+} mérhető.
Gyengén savanyú	5,5–6,8	A protontöbblet hatására a változó töltések Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+ ionjai lecserélődnek és a humusz agyag komplexek Ca^{2+} és Mg^{2+} hídjai felbomlanak	5,5–7,0	Kicserélhető savanyúság nem mérhető, Al-hidroxi polimerek uralkodók.
Semleges	6,8–7,2	A pH addig nem csökken, amíg a szilárd fázis kalcitot és dolomitit tartalmaz.		
Gyengén alkalikus	7,2–8,5	Bázistelítettség maximális. V~100%.		
Alkalikus	8,5–9,0	Kicserélhető Na^+ részaránya megnő.		
Erősen alkalikus	9,0<	Kicserélhető Na^+ uralkodó lesz.		

5.6. táblázat: A talaj savanyúság/lúgosság kategóriái (Filep Gy., valamint Bohn, H. et al. alapján)

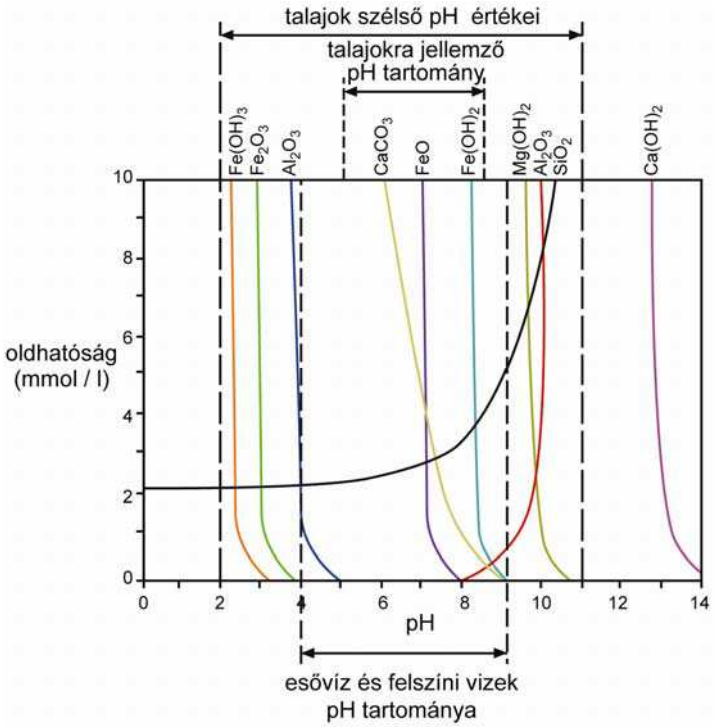
© Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

A legsavanyúbb talajokban a H_3O^+- és a H^+-ionok vannak jelen legnagyobbrészt. Arányuk csak pH 3 felett kezd csökkenni. A pH 5 határig a talajoldat uralkodó ionja az Al^{3+}, e felett a Ca^{2+} válik uralkodóvá. Az Mg^{2+}-koncentrációja a pH további emelkedésével a Ca^{2+}-mal együtt nő. A 9-es pH-érték felett e két ion már nem képes a pH-t tovább emelni. A leginkább alkalikus talajokban a Na^+ játszik döntő szerepet, de a K^+ is megjelenhet százalékos mértékben (5.6. ábra). A talajok kémhatása évszakos és napszakos ingadozást is mutat, amely általában nem haladja meg az 1,0 pH egységet. Ez az ingadozás laboratóriumi módszerekkel nem kimutatható, leginkább hőmérsékleti és növényélettani hatásokra vezethető vissza. Számos talaj vízszintes tagolódását az egyes szintek pH-értékeinek változása alapján is definiálhatjuk.



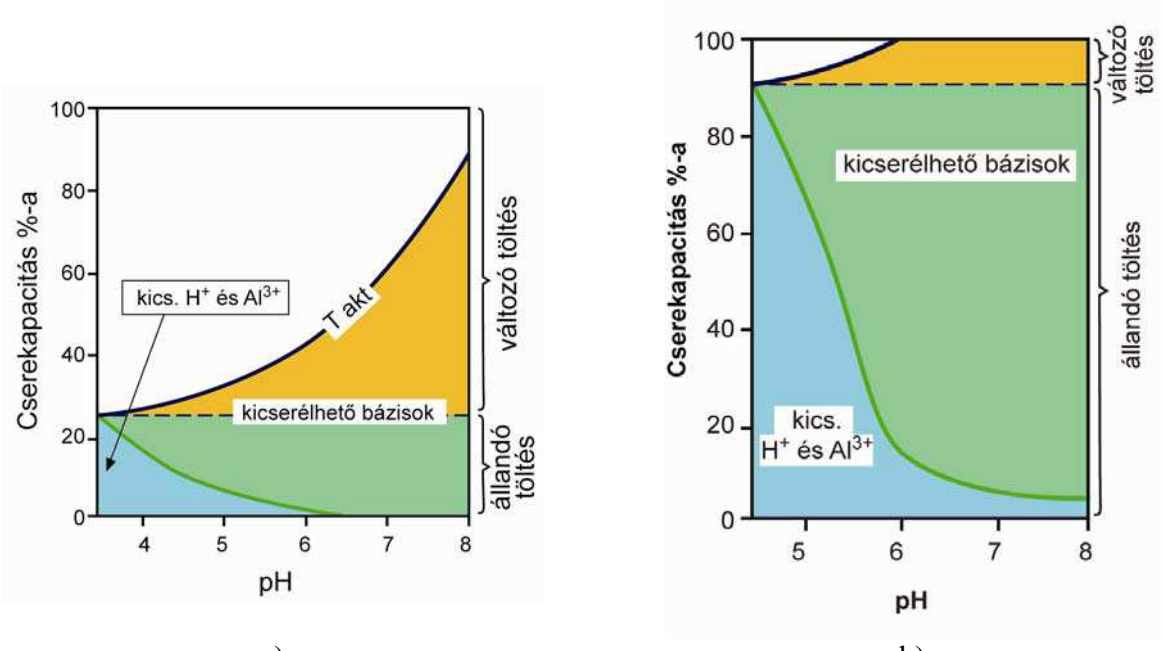
5.6. ábra: A talajoldat domináns kationjainak megoszlása a pH függvényében (McBride, M. B. ábrája alapján)

A kémhatás a talajok számos további tulajdonságára és a talajban lejátszódó folyamategyüttesre is hatással van. Legelsőként a talaj ásványainak oldhatóságát kell kiemelni. Számos talajalkotó ásvány (az alumínium oxidjai és oxi-hidroxidjai, a ferri- és ferro-hidroxidok és oxhidroxidok, a kalcit, a titán oxidjai stb.) a savanyúság növekedésével egyre oldhatóbbá válik. Alkalikus viszonyok erősödésével egyedül a kvarc (kovasavak) és az erősen lúgos tartományban az Al_2O_3 oldhatósága emelkedik (5.7. ábra). A talaj kémhatása ezáltal a mállás sebességének egyik meghatározó tényezője. Az alacsony (esetenként extrém magas) pH mind az elsődleges, mind a másodlagos ásványok mállását gyorsítja.



5.7. ábra: Talajkomponensek oldhatósága a pH függvényében (Ross, S. M. ábrájának felhasználásával)

Mivel a talajkolloidok változó töltéseinek polaritását a kémhatás határozza meg, így a talajok kation- és anionmegkötő képessége is a talaj savanyúságának függvényében változik (5.8. ábra). Az agyagásványokban gazdag talajok T-értéke a talaj elsavanyodásának hatására kevésbé csökken, mint az amorf alumínium-szilikátokban gazdag (fiatal vulkanitokon kialakult talajok) és a szerves talajok kationcsere-kapacitása.



5.8. ábra: Talajok T-értékének változása a pH függvényében (Filep Gy. ábrájának felhasználásával)

Végezetül nem szabad megfeledkezni a talaj kémhatása és a talaj élővilága közötti kapcsolatról sem. Ez a talajkémiai tényező nemcsak a talaj mikrobiális aktivitását befolyásolja, de a mikrobiális kö-

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

zösségek összetételét is. A savanyú-semleges és alkalikus tartományokban más-más jellegű (sugárgombák, valódi gombák, baktériumok) mikroorganizmusok végezhetik a szerves anyag lebontását, ami a humifikáció minőségére, ezáltal a talajszerkezetre is hatással van.

5.5. A talajok redox viszonyai

5.5.1. A talajok oxidációs-redukciós viszonyai

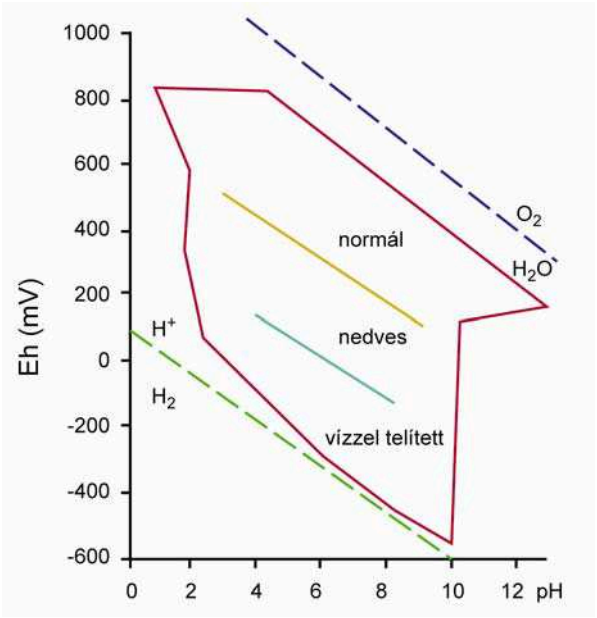
A talajban lejátszódó reakciók többnyire elektronátmenettel járnak együtt. Mivel a talaj számos ásvány, szerves anyag és komplex oldat együttese, így *összetett redox* rendszerként viselkedik. A redox viszonyokat legáltalánosabban a *redoxpotenciállal (Eh)* írjuk le. A redoxpotenciál a rendszerben jelen levő *szabad elektronok* mennyiségének egyik mérőszáma, és mint ilyen szoros kapcsolatban áll a pH-értékkel. Az *Eh* egy platinaelektród és egy hidrogén referenciaelektród közötti potenciálkülönbség, amely a rendszer (talaj, talajoldat) oxidált és redukált anyagainak mennyiségétől függ. Az elektronnyomást az *elektronaktivitással (pe)* is szokták jellemezni. Mivel a két paraméter között szoros kapcsolat van (bővebben Filep, 1988) ezért a *pe* értékét nem szükséges külön mérni, az a redoxpotenciálból számítható:

$$pe = \frac{Eh(v)}{0{,}0591}. \quad (5.7.)$$

A talaj redox viszonyait a közeg kémhatása, az oxidált és redukált állapotú talajkomponensek aránya, valamint a rendelkezésre álló szabad oxigén mennyisége határozza meg. Minél telítettebb vízzel a talaj, a talajkörnyezet annál reduktívabb lesz, míg a víztartalom csökkenése oxidatívabb viszonyokat eredményez.

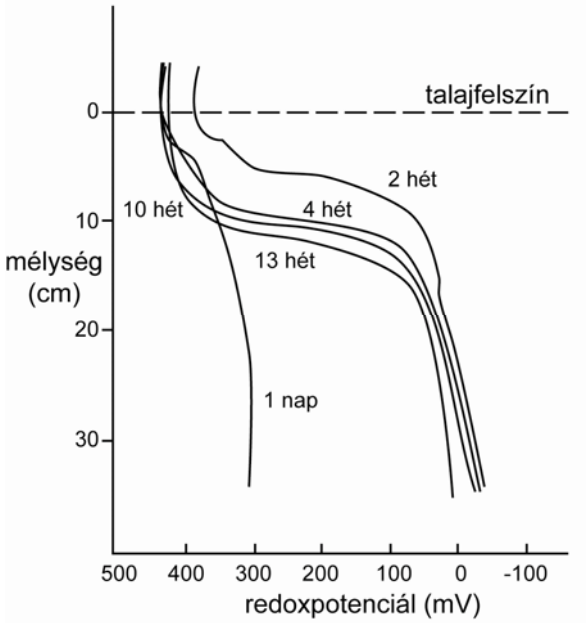
A talaj olyan összetett redox rendszer, melyben számos elektrondonor és elektronakceptor együttesen fordul elő. Az ilyen rendszereket kevert rendszereknek is nevezzük. A legfontosabb *elektrondonorok* a bomló növényi (továbbá mikrobiális, valamint állati) maradványokból és a talaj egyéb szerves anyagaiból származó szén- (CH), valamint nitrogén- és kéntartalmú csoportjai (-NH_2, -NH, SH), továbbá az ammónium-, a Fe^{2+}- és a Mn^{2+}-ionok. A legfontosabb *elektronakceptorok* közé tartozik maga az oxigén (O_2), a nitrát, a ferri-vas hidroxidjai és oxihidroxidjai, valamint a három- és négyértékű mangánoxidok és hidroxidok.

A talajoldat *Eh*-ja még a kémhatásnál is változékonyabb. Értéke a víz stabilitási határain belül, +1000 és –600 mV között mozoghat (5.9. ábra).



5.9. ábra: Talajok jellemző Eh- és pH-értékei (Stefanovits P. ábrájának felhasználásával)

Jelentős, akár több száz mV értékű különbségek mm-nyi távolságokon belül, akár az aggregátumok belseje és felszíne, akár a rhizoplántól (hajszálgyökerek epidermiszének felszíne) távolodva is megfigyelhetőek. A kémhatáshoz hasonlatosan a redox viszonyok a talajprofil mentén is jellegzetes eloszlást mutathatnak (5.10. ábra). E paraméter nemcsak térben, hanem időben is változékony. Hidromorf talajokban napszakos és évszakos, egyéb talajokban elsősorban évszakos *Eh*-ingadozás figyelhető meg. Ez részben szintén a vízzel való telítettség, részben pedig a talajmikrobák és a magasabb rendű növények élettani folyamatainak köszönhető.



5.10. ábra: Eh-értékek eloszlása talajprofil mentén (Ross, S. ábrájának felhasználásával)

5.5.2. A talaj redox viszonyaival kapcsolatos folyamatok

A talaj redox viszonyai egyaránt befolyásolják a redoxi reakciók irányát, az ásványok oldhatóságát, a talajoldat elemeinek mérgező-nem mérgező mivoltát, a holt szerves anyagok lebomlásának sebességét és minőségét, a talaj biológiai aktivitását, a talaj mikroorganizmusainak életformáját. Hangsúlyozni kell, hogy az előbb felsorolt folyamatok és tulajdonságok a redox viszonyok megváltozásával nem külön-külön, hanem együtt, egymásra hatva változnak.

A talaj jellemző Eh-értéke az ásványok stabilitásán keresztül a szilárd fázis ásványos alkotóelemeinek minőségét befolyásolja. Az oldódás minősége (elektrokémiai oldás esetén) egyúttal a pedogén folyamatok összességére is hat. Oxidatív, illetve „kevéssé reduktív" körülmények között a pedogén folyamatok eredményeként agyagásványok képződnek. A tartósan reduktív környezet a vas, az alumínium és kisebb részt a mangán oxidjainak és hidroxidjainak mennyiségi növekedéséhez vezet. Az Eh további csökkenésével túlnyomóan e fémek foszfátjai, karbonátjai, illetve szulfátjai képződnek. Amennyiben a talajra a Fe^{3+}-Fe^{2+} stabilitási egyenes körüli Eh-értékek jellemzők, ott a pedogén vasásványok tartósan amorf, vagy mikrokristályos állapotban maradnak.

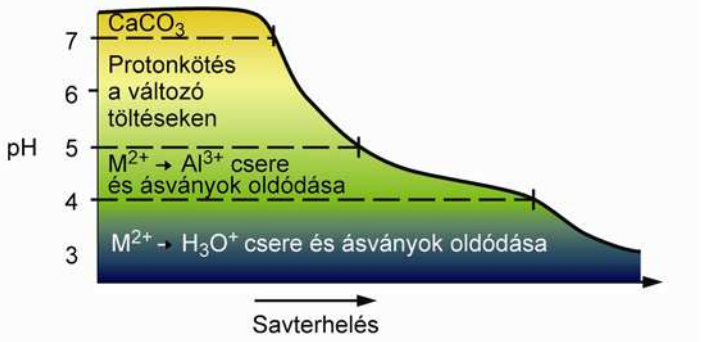
A redox viszonyok a talajok szervesanyagkészletét is befolyásolják. A holt szerves anyag lebomlásának sebessége az Eh csökkenésével csökken. Ennek köszönhetően a talajművelés (elsősorban a szántás) az oxidatív viszonyok (és az Eh) emelésével a humuszkészlet csökkenését eredményezi, a tartós vízborítás ezzel ellenkezőleg, a talaj szervesanyagkészletének növekedéséhez vezet. 30% feletti szervesanyag-tartalom csak tartós vízborítás mellett alakulhat ki.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

A szénhez hasonlóan több, a nitrogén, a foszfor, a kén és a vas, valamint számos egyéb elem biogeokémiai körforgása is valamilyen szinten a talajban lejátszódó redox folyamatokhoz kapcsolódik. Ezek részletesebb ismertetése meghaladja e fejezet kereteit.
Végül, de nem utolsó sorban említést kell tenni a talaj redox viszonyoknak a talaj élővilágára gyakorolt hatásairól. Talajbiológiai értelemben a legfontosabb határt az aerob-anaerob környezet határát kijelölő kb. +350 mV érték jelenti. Ezen érték alatt a mezo- (és makro-) fauna nem képes a talajban megmaradni, az obligát areob mikrobák pedig inaktívvá válnak. Az úgynevezett anaerob talajkörnyezetben lezajlódó oxidációs redukciós folyamatok, valamint az ezekkel együtt járó ásványtani változások a talaj mikrobiális aktivitásával vannak kapcsolatban. Az úgynevezett fakultatív anaerobok +234 mV-ig a nitrátot is képesek terminális elektronakceptorként használni. A denitrifikációs folyamatok gyakran a vas és/vagy a mangán oxidálódásával járnak együtt. A +200 mV alatt egyértelműen reduktív talajkörnyezetről beszélhetünk. Ekkor olyan közösségek vállnak aktívvá, melyek a szerves anyagok anaerob fermentációja, a mangán és vasredukció által nyernek energiát. A legreduktívabb viszonyok mellett már a kén-hidrogén- és a metánképződés is megjelenik, mely folyamatok a kén- és metanogén baktériumok aktivitását jelzik.

5.6. A talajok pufferelő képessége

A talajok azon tulajdonságát, hogy az őket érő külső hatásokat letompítják, azokra csak csökkent mértékben reagálnak, pufferelő képességnek hívják. Különös jelentősége van e tulajdonságnak a talaj pH-szabályozásában. A talajkolloidok változó polaritású töltéseinek köszönhetően a talajok bizonyos mértékig képesek tompítani a talajkörnyezet kémhatásának változását. A *sav/bázis pufferkapacitást* az 1 pH egység változást okozó sav vagy bázis mennyiségével mérik. A talajok pufferelő képessége a sav és a bázis irányban eltérő (5.11. ábra).



5.11. ábra: Talajok sav-bázis titrálási görbéje (Stefanovits P. ábrájának felhasználásával)

A talajkolloidok állandó és változó pozitív töltései összességének köszönhetően a talajok a tápelemeket és toxikus elemeket is képesek megkötni, illetve hatásukat pufferelni. Ez a jelenség a korábbiakban már tárgyalt nem specifikus és specifikus kation- és anioncsere folyamatának eredménye. A pufferelő képességet jelentősen befolyásolja a talajkolloid minősége (pl. agyagásvány és a szerves anyag mennyisége és minősége), a kation vegyértéke és ionmérete.

6. A TALAJ ÉLŐVILÁGA

A talajok az élővilág részére ugyanúgy életteret jelentenek, mint az édesvizek, a világóceán, vagy éppen a légkör. A talaj élővilágának gazdagságáról korlátozottak az ismereteink, azt azonban megalapozottan vélelmezhetjük, hogy jóval gazdagabb, mint amilyennek ismerjük. Korlátozott ismereteink ellenére kijelenthető, hogy a talaj élővilágában szinte az összes magasabb taxon képviselteti magát. A legtöbb talajlakó élőlényről elmondható, hogy nemcsak „elszenvedik" a talaj fizikai és kémiai tulajdonságait, de élettevékenységeikkel aktívan alakítják is azokat, hosszabb távon pedig a talaj fejlődésében is szerepet játszanak.

6.1. A magasabb rendű növények

6.1.1. Gyökérzet

Jelenlegi ismereteink szerint a tömeget tekintve a talaj biomasszájának legnagyobb részét a magasabb rendű növények gyökérzete teszi ki (6.1. táblázat). A gyökérzet a feltalaj térfogatának akár az 5%-át is kiteheti, de jellemzően az 1%-os érték körül mozog. Morfológiáját és tömegét tekintve az adott faj genetikai sajátosságát viseli magán. A gyökérzet akár napi több centimétert is növekedhet, a szálban álló kőzet repedéseit kihasználva pedig az aprózódásban is szerepet játszik. A gyökerek intenzív növekedésének köszönhetően azok közvetlen környezetében – a tömörítés hatására – a talaj térfogattömege nő, egyúttal az agyagásványok és más aszimmetrikus szemcsék a gyökér tengelyével párhuzamosan orientálódnak. A gyökérzet által befolyásolt talajszerkezet a talaj vízháztartására is hat, mivel az általa kialakított makro- és mezopórusok a vízbeszivárgást segítik. Végezetül pedig a növényi gyökérzetnek igen nagy szerepe van a talaj szerves anyagának gyarapításában.

Élőlények	Biomassza (t ha^{-1})
Magasabb rendű növények gyökérzete	20–90
Baktériumok (Bacteria)	1–2
Sugárgombák (Actinomycetes)	0–2
Gombák (Fungi)	2–5
Állati egysejtűek (Protozoa)	0–0.5
Fonalférgek (Nematoda)	0–0,2
Gyűrűsférgek / földigiliszták (Annelida)	0–0,5
Egyéb állati szervezetek	0–0,5
Vírusok	elhanyagolható

6.1. táblázat: A talaj biomasszájának megoszlása (Kilham, K. nyomán)

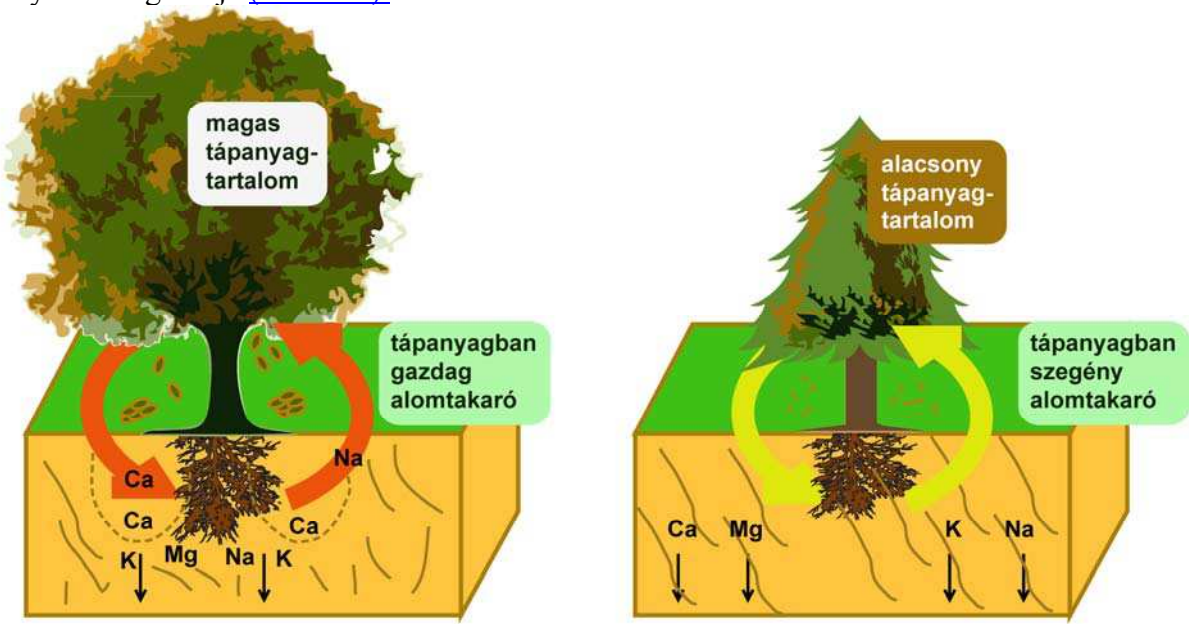
A növényi szervezetek szempontjából a rögzítésen túl a víz és az ásványi anyagok felvétele a gyökérzet elsődleges szerepe. A vízfelvétel a talajt szárítja, az ásványi anyagok felvétele pedig a talajoldatot, illetve a mállási komplexet szegényíti. Szintén jelentős lehet a gyökér oxigénfelvétele. Aerob viszonyok között a talajlégzés hozzávetőleg 30%-áért a gyökérzet a felelős. Vízhatású talajokban (réti és láptalajok) ezzel ellentétben a növények aerenchymáik által jelentős mennyiségű oxigént juttathatnak a talajba. Szintén jelentős a gyökerek által a talajba juttatott szerves anyagok (asszimilátumok) mennyisége. Ezek olyan, döntően kis molekulatömegű szerves savak (pl. oxalát, citát), amelyek a mállást fokozva a növények ásványos táplálkozását (makro- és mikroelem felvétel) szolgálják. A szelektív elemfelvételnek, talajba jutta-

© Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

tott szerves anyagoknak, valamint a gyökérlégzésnek, illetve a talajba juttatott oxigénnek köszönhetően a gyökér közvetlen környezete más fizikai, kémiai és ökológiai sajátosságokkal rendelkezik, mint a talaj többi része. Ezt a speciális, gyökér közeli környezetet Hiltner (1904) javaslatára *rizoszférának* nevezzük.
A rizoszféra olyan élettér a talajmikrobák számára, mely viszonylagos kis kiterjedése ellenére változatos felépítésű, és időben is állandóan változik. A térbeli és időszakos változatosságnak köszönhetően egy időben találhatunk benne oxidatív és anaerob, savanyú és kevésbé savanyú viszonyokat. Ezáltal a legkülönbözőbb mikrobiális életközösségek aktiválódhatnak vagy válhatnak inaktívvá kis távolságon és rövid időn belül. Végezetül nem szabad megfeledkeznünk arról sem, hogy a növények általában nem pusztán gyökérzetük révén vesznek fel ásványi anyagokat és vizet, hanem a gyökérzetükkel kapcsolt gombafonalak által is. Ezt a növény és a gomba számára is előnyös (szimbionta) kapcsolatot nevezzük *mycorrhizának*.

6.1.2. Hajtás

Jóllehet a növények föld feletti részét nem soroljuk a talaj élővilágához, röviden mégis foglalkoznunk kell vele. A hajtásos növények közvetve és közvetlenül is irányítói lehetnek a talajban zajló fizikai és kémiai folyamatoknak. A legfontosabb közvetett hatást az alakított mikroklímán (és tágabb értelemben a mezo- és makroklímán) keresztül fejtik ki. A mikroklíma részeként is értelmezhető talajklíma a talaj vízháztartását, és azon keresztül a talaj fejlődésének irányát is megszabja (6.1. ábra).



6.1. ábra: A magasabb rendű növények hatása a talajminőségre

A növényzet a talaj elsődleges szervesanyagforrása. Ez a szerves anyag a talaj táplálékhálózatának és a humifikáció folyamatának is az alapja. A növényzet minősége a feltalajra kerülő szerves anyag minőségét is meghatározza. Az alom (avartakaró) a feltalajban gazdagítja a mállási komplexet, de egyúttal savanyítja is a talajkörnyezetet. A lebomlás során képződött kis molekulatömegű szerves anyagokat az ásványi kolloidok szol állapotban stabilizálhatják (lásd védőkolloid hatás).

6.2. A talaj mikroflórája

A mikroflórához soroljuk a vírusokat, a sejtmaggal nem rendelkező (prokarióta) élőlényeket, valamint a valódi sejtmaggal rendelkező (eukarióta) egysejtű növényeket és gombákat is.

Ezek a taxnómiailag igen távoli rokonságban álló regnumok és törzsek a talaj fejlődése szempontjából sokszor hasonló funkciót töltenek be. A mikroflóra a fent említett magasabb rendű növények mellett megalapozza a *talaj táplálékhálózatát,* emellett hajtóereje a legkülönfélébb talajképző folyamatoknak is.
A talaj mikroflórája nem egyenletesen oszlik el a talajban, arra a nedvességviszonyok kiegyenlítettsége, az oxigénszint és redox viszonyok, a pH és a talajoldat sótartalma gyakorol leginkább hatást. A legfelső talajréteg mikroflórája viszonylag szegény, majd mind az egyed-, mind a fajszám a 25 cm-es rétegig folyamatosan nő. A legnagyobb mikrobatömeget jellemzően a 20–30 cm-es mélységben találhatunk, ez alatt biomasszájuk fokozatosan csökken. A feltalajban inkább az aerobok, az altalajban inkább az anaerobok vannak túlsúlyban, bár ezt az eloszlást a rizoszféra és a talaj aggregátumai jelentősen befolyásolhatják.

6.2.1. Prokarióták

A talaj prokarióta szervezetei között egyaránt találhatók *baktériumok, sugárgombák (Actinomycetes)*, és *kékmoszatok (Cyanobacteria)*. A talaj többi élőlényétől eltérően a prokarióták nem kizárólag oxigénben gazdag – *aerob környezetben* – képesek megmaradni. A *fakultatív anaerobok* akkor is aktívak maradnak, ha a talaj redoxpotenciálja +400–300 mV alá csökken. Az *obligát anaerob*ok pedig +200 mV alatti talajokban válnak aktívvá.

Baktériumok

Fajszámukat és sokféleségüket tekintve a legjelentősebb csoport a baktériumoké. Telepes szerveződésűek, mennyiségük 1 gramm talajban elérheti a $10^{8-1}0^{9}$ db-ot. Aktív formáik a talaj fizikokémiai állapotát jelzik. A baktériumok révén a talajokban olyan életformák, energianyerési mechanizmusok is aktívak lehetnek, melyek a szárazföldi ökoszisztémákból a légköri oxigénkoncentráció megemelkedésével az elmúlt másfél milliárd évben eltűntek. Légzésük (ATP-szintézisük) mechanizmusa alapján a talajokban öt különböző csoport fordulhat elő (6.2. táblázat).

Elsődleges hidrogéndonor	**Terminális hidrogénakceptor**		
	O_2 (aerob légzés)	NO_3^-, SO_4^{2-}, CO^2, stb. (anaerob légzés)	Szerves vegyületek fermentációja
Szervetlen vegyületek	Aerob légzés szervetlen vegyületekkel (Pl. Nitrosomonas) $NH_3 \rightarrow NO_2^-$ $O_2 \rightarrow H_2O$	Anaerob légzés szervetlen vegyületekkel (Pl. Thiobacillus denitrificans) $H_2S \rightarrow SO_4^{2-}$ $NO_3^- \rightarrow N_2$	
Szerves vegyületek	Aerob légzés szerves vegyületekkel Glükóz $\rightarrow CO_2$ $O_2 \rightarrow H_2O$	Anaerob légzés szerves vegyületekkel (Pl. Desulfovibrio) Tejsav $\rightarrow CO_2$ $SO_4^{2-} \rightarrow H_2S$	Szerves vegyületek fermentálása (Pl. Streptococcus) Glükóz $\rightarrow$ piruvát $\rightarrow$ tejsav

6.2. táblázat: A talaj élőlényeinek anyagcseretípusai (Szabó I. M. nyomán)

I. csoport – Szervetlen vegyületeket használó aerob légzők. Ezek olyan baktériumok, melyek redukált vegyületeket (H_2S, NH_3, Mn^{2+}, Fe^{2+}) molekuláris oxigén segítségével oxidálnak, miközben az vízzé redukálódik. Ezek a szervezetek légzésükhöz szerves vegyületeket

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

nem igényelnek, azaz kemoautotrófok. Sejtjeiket a talajlevegő szén-dioxidjából és karbonátok szenéből építik fel. A CO_2 megkötését a Calvin-ciklus folyamategyüttese útján végzik. Szerepük a makroelemek biogeokémiai körforgásában, illetve producensként is kiemelten fontos.

II. Csoport – Aerob légzők. A legkésőbb kialakult, egyben a leghatékonyabb anyagcseretípus. Számos baktérium, a kékmoszatok, a sugárgombák, valamint az összes eukarióta szervezet ezt a stratégiát alkalmazza. Ezek az élőlények légzésük során szerves vegyületeket égetnek el, miközben az elektrondonorként használt molekuláris oxigén vízzé redukálódik. Ezt a légzési módot fotoautotróf és heterotróf szervezetek egyaránt használják. A magasabb rendű szervezeteken túl, tömegüket tekintve a talajmikrobák többsége e csoportba tartozik. Talajgenetikai folyamatokat tekintve a szerves anyagok lebontásában játszanak szerepet.

III. Csoport – Anaerob szervetlen légzők. Az oxidatív körülmények miatt a talajban ritka. Oxigén hiányában légzésükhöz más elektronakceptort használnak. Az anaerob szervetlen légzők kizárólag autotrófok, azaz létükhöz külső szervesanyagforrást nem igényelnek. Csekély biomasszájuknak köszönhetően producensként kevésbé fontosak, szerepük a talajok makroelem-háztartásában, illetve azok biogeokémiai körforgásában jelentősebb.

IV. Csoport – Anaerob légzők. A III. csoporttól eltérően e csoport tagjai nagy mennyiségben jelen levő baktériumok a talajban. Légzésük során szerves vegyületeket égetnek el, azaz heterotróf szervezetek. Terminális elektronakceptoruk azonban nem az oxigén, hanem nitrát, szulfát, ferri-vas, vagy mangani-mangán. A felsorolt elektronakceptorokkal azonban kevesebb fajta szerves anyagot lehet oxidálni, mint aerob módon. A fenti elektronakceptor-sorozat egyben azok hatékonyságának csökkenő sorrendjét is mutatja.

V. Csoport – Fermentálók. A törzsfejlődés során legkorábban megjelent ATP-szintetizáló folyamat. Ezek a prokarióta szervezetek az ATP-t nem elektrontranszport folyamatok révén, hanem egyéb szubsztrátspecifikus folyamatok útján szintetizálják. Az ilyen mikroorganizmusok csak a leginkább reduktív talajokban vannak jelen. Talajtani szempontból szerepük a lápi környezetben zajló tőzegképződésben fontos.

A baktériumok eloszlása a talajban szintén a nedvességviszonyok kiegyenlítettsége, a redox viszonyok, a pH és a pórusméret szerint változik. (Pl. a talajok nagyobb pórusaiban inkább a spóraképzők, a kisebbekben – 10 μm – inkább a nem spóraképzők jellemzőek.)

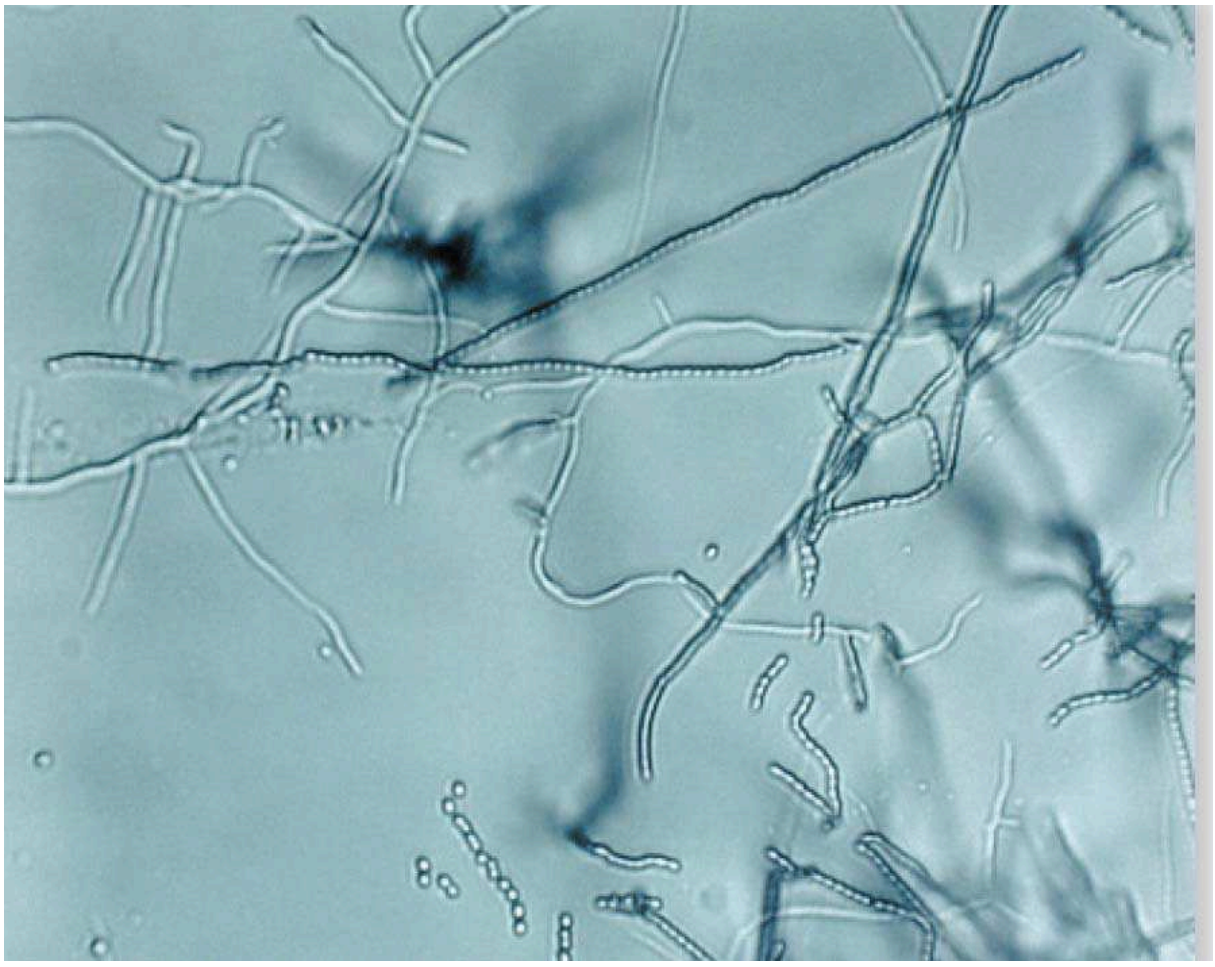
A baktériumok a talajban változatos szerepet töltenek be. Igen fontosak a holt szerves anyag lebontásában. Elsődlegesen a cellulóz és a pektin, valamint a zsírok lebontásában működnek közre. Többségük működéséhez a mérsékelten nedves, gyengén bázikus-gyengén savanyú talajkörnyezet az ideális. E tekintetben a legnagyobb aktivitást a mérsékelt övezeti mezőségi talajokban mutatják, de a legsavanyúbb talajokban is részt vehetnek a szerves anyag bontásában.

A baktériumok kiemelten fontosak a légköri nitrogén megkötésében. Ez az elsődleges biogén elem ugyan nagy mennyiségben van jelen a környezetben, N_2 formájában azonban nem hasznosítható az élőlények többsége számára. A légköri nitrogén megkötésében és biológiailag elérhetővé tételében a nem szimbionta és gyökérszimbionta baktériumok egyaránt fontos szerepet játszanak. A különböző baktériumok nemcsak a N-megkötésben, hanem a nitrogénforgalom minden további (nitrifikáció, denitrifikáció, ammonifikáció) elemében is esszenciális jelentőségűek.

A vízhatású talajokban a baktériumok a redox folyamatokat felgyorsítva vesznek részt a mangán, a vas és a kén redukciójában és oxidációjában, valamint a metánképzésben is. Végül, de nem utolsó sorban említést kell arról is tenni, hogy a talaj baktériumai között növényi, állati és emberi patogén baktériumok egyaránt megtalálhatók.

Sugárgombák (Actinomycetes)

A sugárgombák nevükkel ellentétben nem igazi gombák. Hifáik a gombákéra emlékeztetnek, ezért korábban őket is gombáknak gondolták. Ugyan a sugárgombák „fonalai" morfológiájukat tekintve a gombahifákra emlékeztetnek, azoknál azonban jóval kisebbek (10–15 μm hosszúak és 0,5–2 μm átmérőjűek) és sejtmag sem figyelhető meg bennük (6.2 ábra).
A sugárgombák gombafonalait pszeudomicéliumoknak is nevezik, e kifejezés használata azonban a talajtanban kerülendő, mivel ez a fogalom a mezőségi talajokban kialakuló gombafonalszerű mészlepedék számára foglalt! Számuk 30–40%-a baktériumokénak, de magas pH-n és magas hőmérsékleten átveszik a baktériumok szerepét, a savanyú talajokban viszont csak elenyésző mennyiségben fordulnak elő. Fontos szerepet játszanak a cellulóz, a hemicellulóz, a pektin és a lignin lebontásában is. Optimális környezeti viszonyok között még a legnehezebben bontható, nem biogén eredetű szerves anyagokat is lebontják. A sugárgombák között növényi patogének is megtalálhatók.



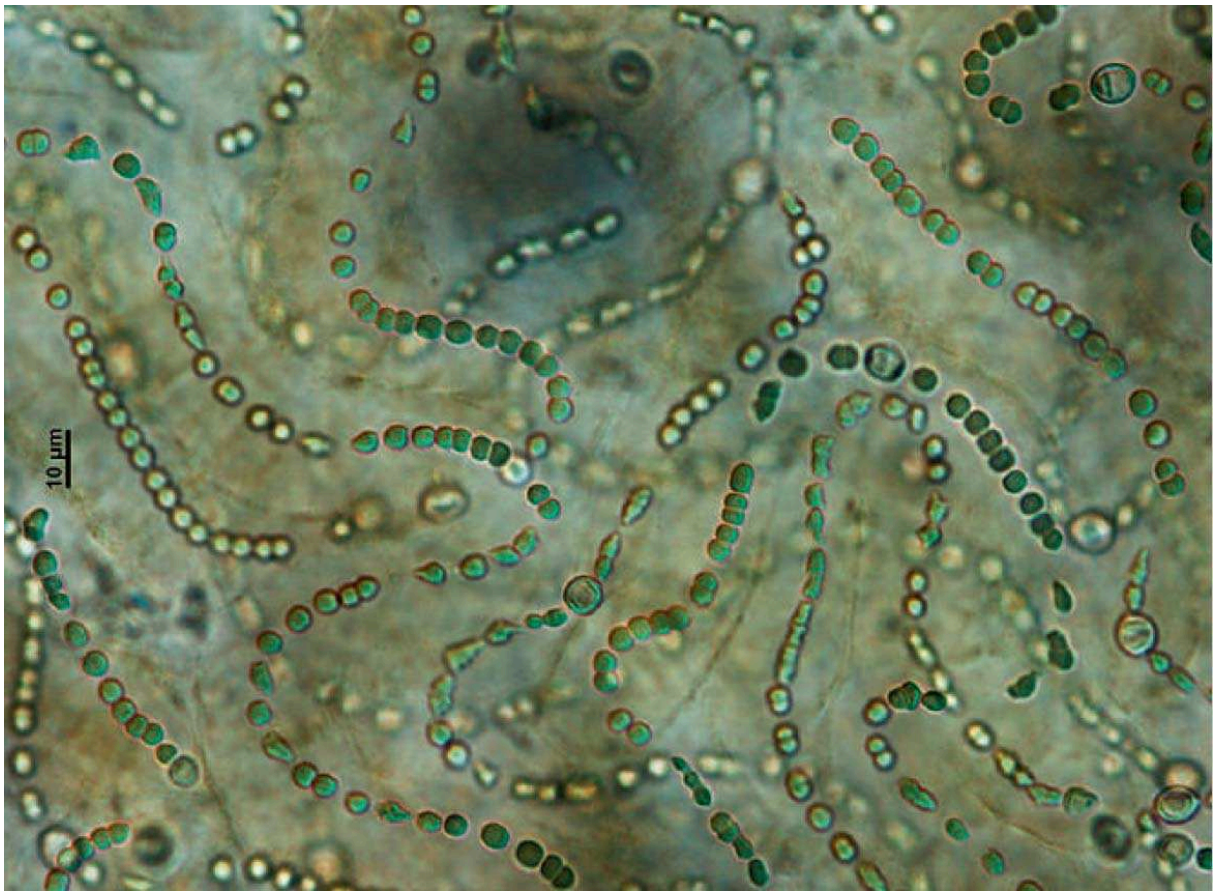
6.2. ábra: Sugárgombák gombahifaszerű sejtjei (European Atlas of Soil Biodiversity, European Commission, Joint Research Centre szíves hozzájárulásával, © European Union, 2010)

Kékmoszatok (Cyanobacteria)

A kékmoszatok a valódi algákhoz hasonlóan fotoautotróf szervezetek. Csakúgy, mint a valódi moszatok legnagyobb mennyiségben a talaj legfelső 20 cm-es rétegében fordulnak elő. A kékmoszatok nappal a talajlevegő oxigéntartalmát gazdagítják, éjszaka viszont a talajoldat

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

szénsavtartalmát emelik. A heterocisztás szerveződésű kékmoszatok a baktériumok mellett szintén szerepet játszanak a légköri nitrogén megkötésében (6.3. ábra). Mivel a kékmoszatok a csupasz kőzeteken is kolonizálnak, így szerepük a talajképződés kezdeti stádiumában kiemelt fontosságú. A savanyú és erősen bázikus (sós és szikes) talajokban számuk a valódi moszatok sokszorosát is elérheti.



6.3. ábra: Heterocisztás cyanobacter (European Atlas of Soil Biodiversity, European Commission, Joint Research Centre szíves hozzájárulásával, © European Union, 2010)

6.2.2. Eukarióták

Gombák (Fungi)

A *gombák* a baktériumok és a sugárgombák mellett a legfontosabb lebontó szervezetek, szerepük sokrétű. Szaprofitaként részt vesznek a lignin, a cellulóz, a fehérjék, a zsírok, a poliszacharidok és a részlegesen lebontott szerves anyagok bontásában. Exoenzimjeik révén közreműködnek a humifikációban és a humuszbontásban, továbbá a talajszerkezet építésében is jelentősek. Moszatokkal együtt zuzmótelepeket alkotnak, növényi szimbiontaként segítik a fák víz- és tápelemfelvételét, és a járványokkal szembeni védekezőképességüket.

A mérsékelt övezetben a gombák elsősorban a gyengén savanyú erdei talajokban uralkodók. Az erősen savanyú tartomány irányában, illetve a szárazabb talajklíma kialakulásakor szerepüket a baktériumok veszik át.

A talajokban *moszatgombák (Phycomycetes), tömlősgombák (Ascomycetes), bazídiumos gombák (Basidiomycetes)* és *konídiumos gombák (Conidiomycetes)* egyaránt előfordulnak. Számukat tekintve a tömlősgombák a legjelentősebbek.

A *moszatgombák* elsősorban endoszimbiontaként a növényi táplálkozásban játszanak szerepet. A *tömlősgombák* között számos lebontó, növényi patogén és zuzmóképző megtalálható. A *bazídiumos gombák* főleg fákkal vannak szimbiózisban, jellemzően lignin- és cellulózbontók, de vannak növényi patogének is.

Moszatok (Algae)

A talajokban egysejtű és fonalas telepszerveződésű moszatok egyaránt megtalálhatók. A kékmoszatokhoz hasonlóan a csupasz kőzetfelszínen is kolonizálnak, ezért szerepük a talajképződés kezdeti stádiumában is fontos. A fotoautotróf moszatok a talajfejlődés későbbi fázisaiban a talaj legfelső, 10–20 cm-es rétegében összpontosulnak, ahol a nappali órákban a beszűrődő fény energiáját hasznosítva a talajlevegő oxigéntartalmát növelik. Az éjszakai órákban ezzel ellentétben a szén-dioxid (szénsav) kibocsátásuk növekszik meg, miáltal a mállás sebességét fokozzák. Az algák az oxigénen és a szénsavon kívül nagy mennyiségű egyszerű szerves savat, valamint nagy molekulatömegű poliszacharidot is a környezetükbe bocsátanak. A szerves savak egyaránt gyorsítják a mállást, komplex képzés által segítik a makro- és mikroelemek kationjainak kilúgozását. Az extracelluláris poliszacharidok a talaj elsődleges lineáris talajkolloidjai, melyek önmagukban is részt vesznek a talajszerkezet kialakításában, illetve az aggregátumstabilitás növelésében.

A talajokban a zöldmoszatok, a kovamoszatok és a sárgászöldmoszatok egyaránt megtalálhatók. Ha a prokariótákhoz sorolt kékmoszatokat is ide számítjuk, a mérsékelt övezeti talajokban a fotoautróf szervezetek az alábbi mennyiségi sorrendben vannak jelen: zöldmoszatok > kovamoszatok > kékmoszatok > sárgászöld moszatok.

A trópusi talajokban, továbbá az erősen savanyú és bázikus (sós) mérsékelt övezeti talajokban a kékmoszatok mellett a valódi algák alárendelt szerepet játszanak.

A kékmoszatok és a valódi moszatok a gombákkal (leginkább a tömlősgombákkal) együtt zuzmótelepeket képeznek. A szimbionta zuzmók a csupasz kőzetfelszín elsődleges kolonizálóiként a talajfejlődés kezdeti szakaszaiban jelentősek. A heterocisztás kékmoszatok és a gombák szimbiózisaként létrejött zuzmók nemcsak a mállást fokozzák, de a váztalajok elsődleges nitrogénforrásai is.

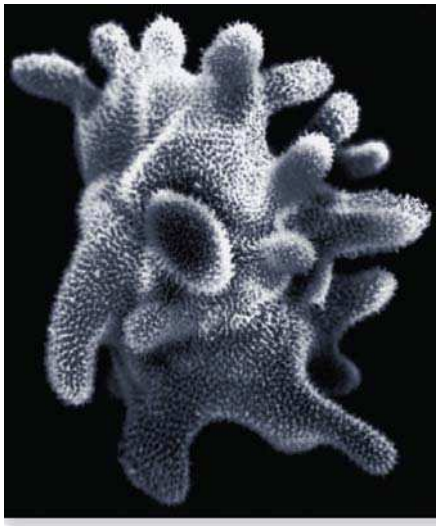
6.3. Talajfauna

6.3.1. Mikrofauna

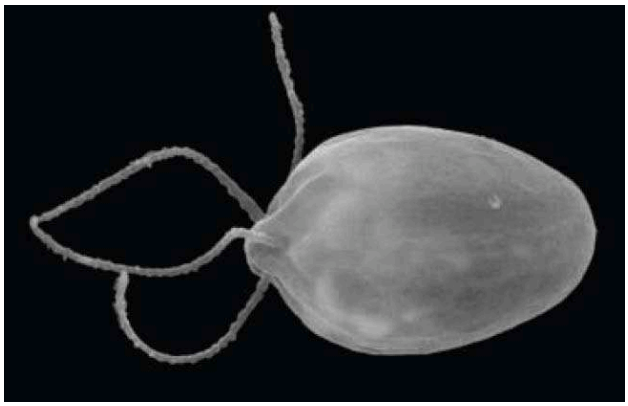
A talaj ***állati egysejtűinek (Protozoa)*** száma legalább egy nagyságrenddel kisebb, mint a baktériumoké, biomasszájuk a földigilisztákéval azonos nagyságrendű. A talajban az ostorosok, a csillósok és a gyökérlábúak (6.4. ábra) egyaránt előfordulnak.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

(a)



(b)

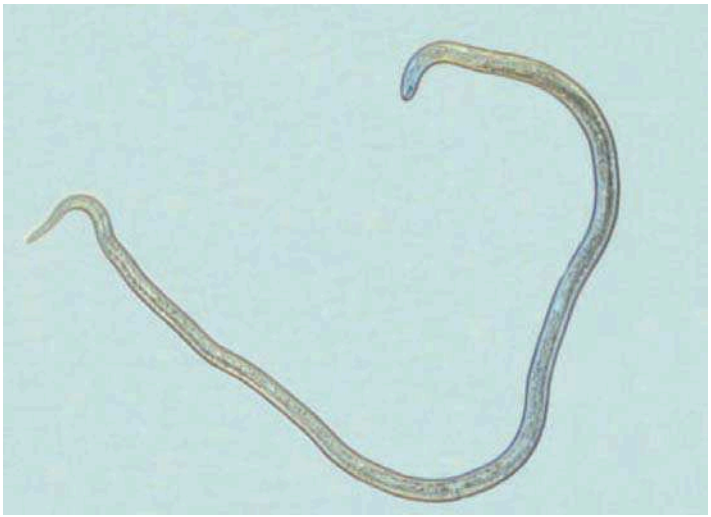


(c)

6.4. ábra: Csillós (a), ostoros (b) és gyökérlábú protozoák (c) (European Atlas of Soil Biodiversity, European Commission, Joint Research Centre szíves hozzájárulásával, © European Union, 2010)

A protozoák közé tartoznak a *plazmódiumok* is, melyeket korábban a gombákhoz soroltak *(Myxomycota)*. Újabban az állatok közé besorolt *Myxogastria* képviselői között parazitákat és ragadozókat egyaránt leírtak. Az állati egysejtűek mindig a talajpórusok vízfilmjeinek baktériumokban gazdag részeiben csoportosulnak. Az *állati egysejtűek* a holt szerves anyagok lebontásában, a bakteriális közösségek szabályozásában és a nitrogénforgalomban működnek közre. A protozoák a baktériumokat nemcsak fogyasztják, de az általuk kibocsátott anyagokkal azok szaporodását is stimulálják. A protozoák C/N aránya 10:1, az általuk fogyasztott baktériumoké viszont 3:1, így a fölösleges nitrogéntől NH_4^+ formájában megszabadulnak, miáltal a talaj nitrogénforgalmára is hatnak. Mivel az állati egysejtűek a baktériumokat szelektíven fogyasztják, így aktivitásukkal a mikrobiális közösségek összetételét is befolyásolják. Végezetül ne feledkezzünk el arról sem, hogy ezek a lények a magasabb trofikus szintek számára táplálékforrásként szolgálnak.

A ***fonalférgek (Nematoda)*** képviselői nagy méretbeli változatosságuk okán egyaránt a mikrofauna és a mezofauna elemei. A mikrofaunához tartozó 50 μm körüli méretű fonalférgek (6.5. ábra) az agyag texturájú és a hidromorf talajokon kívül mindenhol megtalálhatók.



6.5. ábra: Talajlakó hengeresférgek (Nematoda) (European Atlas of Soil Biodiversity, European Commission, Joint Research Centre szíves hozzájárulásával, © European Union, 2010)

A *nematodák* elsősorban a homokos vályog frakciójú talajokat kedvelik. Számuk 1 g talajban 50–500 db között változik. Szántóföldeken inkább az alsó érték jellemző. Elsősorban a nagyobb, 50 μm-nél nagyobb gravitációs pórusok vízfilmjeiben csoportosulnak. A fonalférgek a talajban *ragadozók, mindenevők* és *paraziták* egyaránt lehetnek. A fonalférgek mennyisége és életformájuk megoszlása a talaj minőségének egyik fontos indikátora. A *ragadozók* jellemzően nemcsak fogyasztják a baktériumokat, de a protozoákhoz hasonlóan stimulálják is azok szaporodását. Alacsony nitrogéntartalmuk miatt táplálkozásuk során a protozoáknál ismertetett módon gazdagítják a talaj felvehető nitrogéntartalmát. A *mindenevők* elsősorban a holt szerves anyagokat, gombahifákat és a növények hajszálgyökereit fogyasztják. Túlzott felszaporodásukkor a növényi produkciót is csökkenthetik. Ez az aktivitás átmenetet jelent a növényi parazitizmus irányába. A *parazita nematodák* elsősorban növényi paraziták, sikeres fertőzés esetén más parazitáknak is utat engednek a növényben. Mindhárom életforma a mikrobák terjedését segíti a talajban.

6.3.2. A mezo- és makrofauna

A mezofauna képviselői közé a 100 μm-nél nagyobb gerinctelen állatokat sorolják. A fonalférgek legnagyobb, 3–4 cm hosszú fajai szintén a mezofauna részei. Ezek a lények másodlagos lebontóként a földigilisztákhoz hasonló szerepet töltenek be.
A mezofauna legfontosabb képviselői a *kevéssertéjű gyűrűsférgek (Oligochaetes, Annelida)* közé tartozó ***földigiliszták.*** A földigiliszták a legtöbb mérsékelt övezeti talajban jelen vannak, és a trópusokon is gyakoriak (6.6. ábra). Bár látszólag egyformák, valójában több, mint 7000 fajuk ismeretes, ebből hazánkban 61 fajt írtak le. Legnagyobb fajszámmal a trópusokon jelennek meg, ott akár többméteres képviselőik is vannak.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

6.6. ábra: Földigiliszták (European Atlas of Soil Biodiversity, European Commission, Joint Research Centre szíves hozzájárulásával, © European Union, 2010)

A földigiliszták elsősorban lebontóként ismeretesek. E tekintetben még az ízeltlábúaknál is jelentősebb hatású taxon. A mérsékelt övben a talajfauna biomasszájának közel 80 %-át adják. Tevékenységükkel a talaj számos tulajdonságát, többek között a termékenységét is befolyásolják:

1. A protozoákhoz és a nematodákhoz hasonlóan *stimulálják a mikrobiális aktivitást*. Az előbbi csoportokkal ellentétben ezt nem a célzottan speciális excretumok útján, hanem ürülékükkel érik el. Az ennek betudható bakteriális aktivitás a tápanyagok növényi elérhetőségét is segíti.

2. Átkeverés és szerkezetképzés. A földigiliszták ürüléke önmagában is talajaggregátumnak számít. A földigiliszták aktivitása kedvez a morzsás szerkezet kialakulásának. A talajba jutó növényi maradványokat a talajjal együtt fogyasztják el, a testükből kikerülő homogenizált anyag a növények számára hasznosítható nitrogénben is dúsul. Becslések szerint azokban a talajokban, ahol jelentős mennyiségben vannak jelen, húsz év alatt a felső 15–20 cm-es szint egésze „átmegy" e gyűrűsférgek bélrendszerén. E hatás pedig nemcsak szerkezetképzés, hanem az anyag átkeverése tekintetében is jelentős. Az átkeverés szempontjából ki kell emelni azokat a fajokat, melyek elsősorban nem horizontális, hanem vertikális irányú mozgást végeznek a talajban.

3. Póruseloszlás kedvezőbbé tétele. A gilisztajáratok növelik a porozitást, ezen belül is a makropórusok arányát. Ez egyrészt javítja a talajok átszellőzöttségét, másrészt fokozza a talajok víznyelő képességét. Ez utóbbi funkciót különösen azok a fajok segítik, melyek mélybe

irányuló állandó járatokat képeznek. Ezek a járatok különösen az extrém csapadékmennyiségek mélybe vezetését segítik.

4. A mélybe kevert szerves anyagok a talaj víztartó képességét fokozzák.

5. Az állandó és a nem tartós járatok egyaránt a növényi gyökérfejlődést segítik.

A földigilisztákat életmódjuk szerint három csoportba soroljuk.

Epigeic fajok: a talajfelszínen és az avartakaróban élő kisméretű földigiliszták. Az ide sorolható fajok az erősen ingadozó nedvesség és hőmérsékleti viszonyokhoz alkalmazkodtak, az alacsony szervesanyag-tartalmat viszont nem tolerálják.

Endogeic fajok: az A-szintben élő olyan földigiliszták, melyek fő táplálékforrása a talajszemcsékhez kötött szerves anyag (talajevő – geofág). Az endogeic földigilisztáknak nincsenek állandó járataik, azokat a giliszták ürülékanyagai töltik ki. Ezek a gyűrűsférgek elsődleges szerepet játszanak a *mull humusz* létrejöttében.

Aneic fajok: ezek a földigiliszták (ide tartozik a *Lumbricus terrestris* is) többé-kevésbé állandó, zömében vertikális járatokat építenek. Elsősorban az avartakaró anyagával táplálkoznak, azokat intenzíven szállítják a mélyebb talajszintekbe. Ürülékükben a részlegesen lebontott, illetve humifikálódott szerves anyagok ásványi szemcsékkel alkotnak komplexeket. Az aneic földigiliszták mélybekeverő tevékenysége a mezőségi talajképződés egyik kulcsfolyamata.

A *talaj* ***puhatestűi (Mollusca)*** közül a *meztelencsigák* érdemelnek említést. Egyes képviselői a földigilisztákhoz hasonlóan talajjal táplálkoznak, az általuk termelt nyálka (amely a talaj lineáris talajkolloid tartalmát gazdagítja) a talajok aggregátumstabilitását növeli.
Az ízeltlábúak közé tartozó *rovarok* elsősorban a holt szerves anyagok feldarabolásában működnek közre, de az általuk épített állatjáratok és átkeverő tevékenységük is kiemelkedő. A ragadozó rovarok a mikro- és a mezofaunában egyaránt szabályozó szerepet töltenek be. A nagytestű gerincesek által termelt ürüléket szintén a (koprofág) rovarok forgatják be a talajba. A mérsékelt övezetben az ugróvillások és a hangyák a legjelentősebbek.
A ***pókszabásúak*** közül az atkák az ugróvillásokhoz hasonló mennyiségben vannak jelen. A pókszabásúak elsősorban a talaj táplálékhálózatának szabályozásában vesznek részt. Elenyésző számban, de a rákok is képviseltetik magukat a mezofaunában. Az *ászkarákok* a holt szerves anyag feldarabolásában játszanak szerepet.
A nagy anyagmennyiséget megmozgató ***gerincesek*** szintén az átkeverő tevékenységük révén vesznek részt a talaj fejlődésében. Ebben a rágcsálók (egerek, pocok, nyulak, földikutyák) ugyanúgy jelentősek, mint a rovarevők (vakondok) és a ragadozók (borz, róka). Csernozjomok kialakulása tekintetében közülük is kiemelendő a vakondok szerepe.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

7. TALAJKÉPZŐ FOLYAMATOK

Minden ásványi talaj a földfelszínen képződött, vagy a kőzetté válás után felszínre került kőzettestek anyagából jött létre. A kőzetek a talajképző folyamatok eredményeként válnak talajjá úgy, hogy közben a fizikai szerkezetük és anyagminőségük megváltozik, a korábban homogén kőzettestek (felszíne) pedig vertikálisan szintezetté válik.
A talajképző folyamatokat – kis túlzással – kultúrkörönként eltérően csoportosítják. Hazánkban Stefanovits Pál hat kiadást megért *Talajtan* című könyvében megjelent *Talajképződési folyamatok* című fejezetét tartják irányadónak. Ebben a részben a talajképző folyamatokat nem sorolja csoportokba, azokat a jelenlegi országhatáron belül képződött talajok szempontjából rendezi és tárgyalja. Az angolszász országokban a talajképző folyamatokat a fő talajtípusok kialakulásában játszott szerepük alapján, vagy elméleti megfontolások alapján rendezik, de van olyan megközelítés, amely a két szemléletmód ötvözeteként jött létre. A nemzetközi WRB rendszerben a talajképző folyamatokat angol nevezéktanuk alapján, ABC sorrendben sorolják fel.

7.1. Elemi talajképző folyamatok

7.1.1. A szerves anyagok átalakulásával kapcsolatos folyamatok

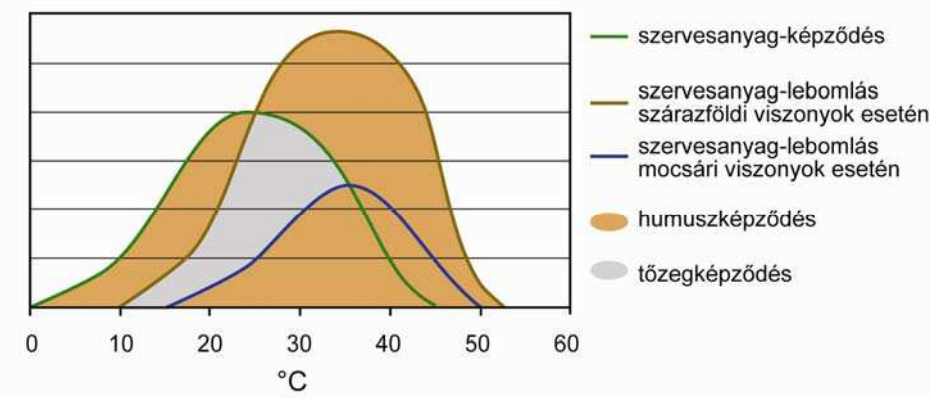
A holt szerves anyagok átalakulásának folyamatát a 3.2 fejezetben tárgyaltuk. Szárazföldi körülmények között a talajba került holt szerves anyagok gyorsan bomlani kezdenek, így a feltalaj tömegének csak 0,5–30%-a szerves anyag. Ez az érték a szolum egészére vetítve jóval alacsonyabb, hisz az csak a humuszban leggazdagabb felszíni szintre igaz.
A talaj szerves anyagai között nemcsak funkciójukat vesztett biológiai struktúrák és azok bomlástermékei jelennek meg, hanem olyan anyagok is, melyek sem élő szervezetek anyagcseréjében, sem antropogén tevékenységek (pl. vegyipar) termékeiként sem fordulnak elő. Ezen szerves anyagok képződése nem genetikailag irányított bioszintetikus, hanem véletlenszerű folyamatok összessége. Ezt a folyamategyüttest nevezzük *humifikációnak*.
A humifikáció folyamata révén kapcsolódik a litoszféra (illetve annak felszíne) a globális szénkörforgásba, hisz a tisztán ásványi talajképző kőzet szervesanyag-tartalmú „természeti képződménnyé" alakul. Ez az átalakulás a kiinduló kőzetanyag kémiai és fizikai tulajdonságait is megváltoztatja. A humuszképződés iránya és minősége a talajképző tényezők függvényében alakul. Magas szélességeken *(hideg övezet, tundra)* az alacsony *primer produkció* (az autotróf szervezetek által szerves formában megkötött szén) alacsony degradációs sebességgel társul. Ennek köszönhetően a talajok szervesanyag-tartalma igen alacsony. A csekély mennyiségű holt szerves anyag döntő hányadát a nyers és kevéssé bomlott molekulák (viaszok, lignines, poliszacharidok) teszik ki, a szerves-ásványi komplexek kialakulása nem jellemző.

A *mérsékelt övezet hideg mérsékelt (boreális, tajga) övében* a primer produkció mértéke a tundránál jóval magasabb, az éghajlat és az alom minősége azonban a lebomlást lassítja. Ennek következtében a rövid nyári időszakokban a tényleges humuszképződés is beindul. A humuszformák közül a legkevésbé fejlett mor formák jellemzőek. A humifikáció eredményeként elsősorban a fulvosavak, illetve a huminsavak közül csak a legkisebb polimerizációs fokú – legkevésbé stabil – himatomelánsavak jönnek létre. A humifikáció során megmaradt kevéssé bomlott struktúrák (és anyagok) a felszínen maradnak, a humifikáció révén képződött anyagok jelentős része pedig a lefelé mozgó perkolációs vizeket savanyítva az igen nehezen oldható (vas és alumínium) ásványok oldásában és az ásványi-szerves komplexek képzésében vesznek részt.
A *mérsékelt övezet óceáni területein* sok tekintetben a boreális övezethez hasonló humuszképződés zajlik, itt azonban a lebomlás sebességét elsősorban az alom minősége és a talajkörnyezet savanyúsága miatt gátolt mikrobiális aktivitás gátolja. A klasszikus értelemben vett

humifikáció a *nedves kontinentális* és *kontinentális övek*ben fejlődik ki. A *nedves kontinentális övekben* a magasabb csapadékmennyiség, az alomtakaró minősége (magas lignintartalmú, nehezebben bomló alom), az erdei mikroklíma és gombák jelenléte miatt elsősorban moder alakul ki. A humifikáció révén kialakuló himatomelánsavak és barna huminsavak a felszín közelében (0–30 cm) halmozódnak fel, míg a bomlási folyamatok során létrejött alacsony molekulatömegű szerves savak a szolum mélyebb részei felé mozognak. A szerves-ásványi komplexek közül az agyag-humusz komplexek a legjellemzőbbek. A magasabb polimerizációjú huminsavakkal képzett komplexek az agyagásványokat az A_1-szintben tartják, míg a fulvosav-agyag komplexek inkább a szolum mélye felé mozognak (lásd agyagbemosódás). A *kontinentális öv*ben (sztyep) az alacsonyabb csapadékösszeg, a füves területekre jellemző talajklíma, a könnyebben bomló (magas cellulóztartalmú alom), a bakteriális exoenzimek által katalizált folyamatok az alomtakaró teljes degradációja által mull képződéshez vezet. A mull humuszok anyagai jellemzően a magasabb kondenzációs fokú, stabilabb huminsavak (szürke huminsavak) és a humuszszén (humin). A szürke huminsavak bármilyen szervetlen-humusz komplexet alkothatnak, a kalciumban gazdag talajokban azonban a kalcium-humátok kialakulása a legvalószínűbb. A *meleg mérsékelt öv*ben a talajok szervesanyag-tartalma a közepes szélességek talajainál alacsonyabb. Az alomtakaró degradációja a száraz kontinentális talajokhoz hasonló, a csekély mennyiségű szerves anyagok még a talajfelszínen is csak alig-alig képesek a talajképző kőzet színét megváltoztatni.

A meleg övezet (trópusok) térítői övében a primer produkciót és a humuszképződést egyaránt gátolja a csapadék hiánya. Az alacsonyabb szélességek irányában nő a keletkező holt szerves anyagok mennyisége. A *szavanna övben* a humuszképződés hasonló jellegű lehet, mint a sztyep övben. A humifikáció a trópusi talajok döntő többségében csak csekély mértékben befolyásolja a talajok fejlődését. Az *egyenlítői övben* a magas primer produkció és a holt szerves anyagok igen gyors degradációja nem teszi lehetővé a humuszképződést, így ezeken a területeken a talaj szervesanyag-tartalma szinte kizárólag a friss maradványokra és azok bomlástermékeire korlátozódik.

Az időszakosan vízzel borított, állandóan vízzel telített talajokban a szerves anyagok bomlása általában kisebb mértékű, mint keletkezésének üteme (7.1 ábra).



7.1. ábra: A szerves anyagok képződésének és lebomlásának sebessége földrajzi övezetenként

Reduktív körülmények között a friss holt szerves anyagok nem oxidatív módon bomlanak. Az anaerob bomlás eredményeként a könnyebben bomló komponensek egyszerű szerves savakká bomlanak, melyek a talajkörnyezetet savanyítják. A nehezen bomlóak jelentős része megőrzi eredeti szerkezetét, miáltal egyes növényi szövetek is megőrződnek. Ezt a folyamatot *láposodásnak* nevezzük. Magas és alacsony szélességeken a láposodás eredményeként felhalmozódó

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

fél méternél vastagabb, döntően szerves anyagokból álló képződmény erősen savanyú. A közepes szélességeken felhalmozódó tőzegekben kisebb részt az alom minősége, nagyobb részt a lápi környezetben nagy tömegben előforduló puhatestűek meszes vázának következtében az ásványos fázis aránya magasabb, a kémhatás pedig közel semleges is lehet.

7.1.2. Aprózódás

Az ásványi talajok (szervesanyag-tartalom <30%) kialakulása minden esetben az aprózódással kezdődik. A mállással ellentétben az aprózódáskor csak a talajképző kőzet fajlagos felülete változik meg, az anyagminősége viszont nem. Ennek ellenére nem szabad lebecsülnünk az aprózódás szerepét, hisz ez az a folyamat, amely a tömör, szálban álló kőzetekből a talaj alapanyagát „előállítja". A szabaddá váló felület nyit utat a kőzettel kapcsolatba lépő anyagoknak, illetve energiáknak, hogy a létrejövő összetett reakciók során megkezdődhessék a talajosodás folyamata. A növekvő felülettel arányosan az anyag víztartó képessége is fokozatosan nő, ezzel is javítva a kémiai lebomláshoz szükséges feltételeket. Az aprózódás több különböző folyamat eredményeként is létrejöhet.

Legelsőként azokat a folyamatokat kell említeni, melyek a kőzettestben esetlegesen jelen levő repedések nélkül is a kőzet aprózódásához vezetnek. Ezek közül legjelentősebb az *inszoláció*. A besugárzás hatására a kőzettestek felmelegednek. A kőzetet alkotó ásványok eltérő hőtágulása, valamint az egyes ásványok különböző tengelyeik mentén mutatott eltérő hőtágulása önmagában is repedéseket indukál. Ezt a folyamatot erősíti a kőzet felszíne és belső részei között kialakuló hőmérséklet-különbség periodikus változása. Mivel a Nap látszólagos pályája miatt a sugárzás eltérő irányból éri a felszínt, így nemcsak a kőzet belső részei és a felszín között, hanem domborzat és a mikrodomborzat adottságainak megfelelően a különböző tájolású kőzetfelszínek között is periodikusan ingadozó hőmérséklet-különbség jön létre. Az inszolációs aprózódás jellegzetes, levélszerű elválásokat eredményez, amelyhez – különösen a rendszeresen visszatérő – erdőtüzek okozta formák hasonlítanak.

A mélyből a felszínre került kőzettestekben a *rétegnyomás alól felszabadulva* szintén repedések jönnek létre, ami a további aprózódási folyamatokat alapozza meg.

A *fagyhatás által okozott aprózódást* a kőzettestek repedéseibe beszivárgó víz ritmikus fagyása, megolvadása eredményezi. A fagyaprózódáshoz legalább napi 12–14 óra fagy kell, miközben a hőmérséklet lehetőleg –10 ^{o}C alá csökken, mivel a jég térfogata –22–25 °C-on a legnagyobb. Optimális esetben a fagy akár 22 000 N cm^{-2} erővel is képes a kőzettestet megrepeszteni. A fagyaprózódás intenzitását a felszíni jégdugó kialakulása, valamint a ritmikus fagyás-olvadás fokozza.

A fagyaprózódásnál egy nagyságrenddel kisebb repesztő erővel hat a *sókristályok növekedése*. Ez a folyamat elsősorban a tengerpartok és sós tavak környezetében jellemző. A sórepesztést nemcsak a kőzetek repedéseiben frissen kikristályosodó sók, hanem a már korábban kikristályosodott evaporitok vízfelvétele is előidézheti. A sórepesztésnél még egy nagyságrenddel (10–150 N cm^{-2}) kisebb repesztő erővel hat a *magasabb rendű növények gyökérzete*.

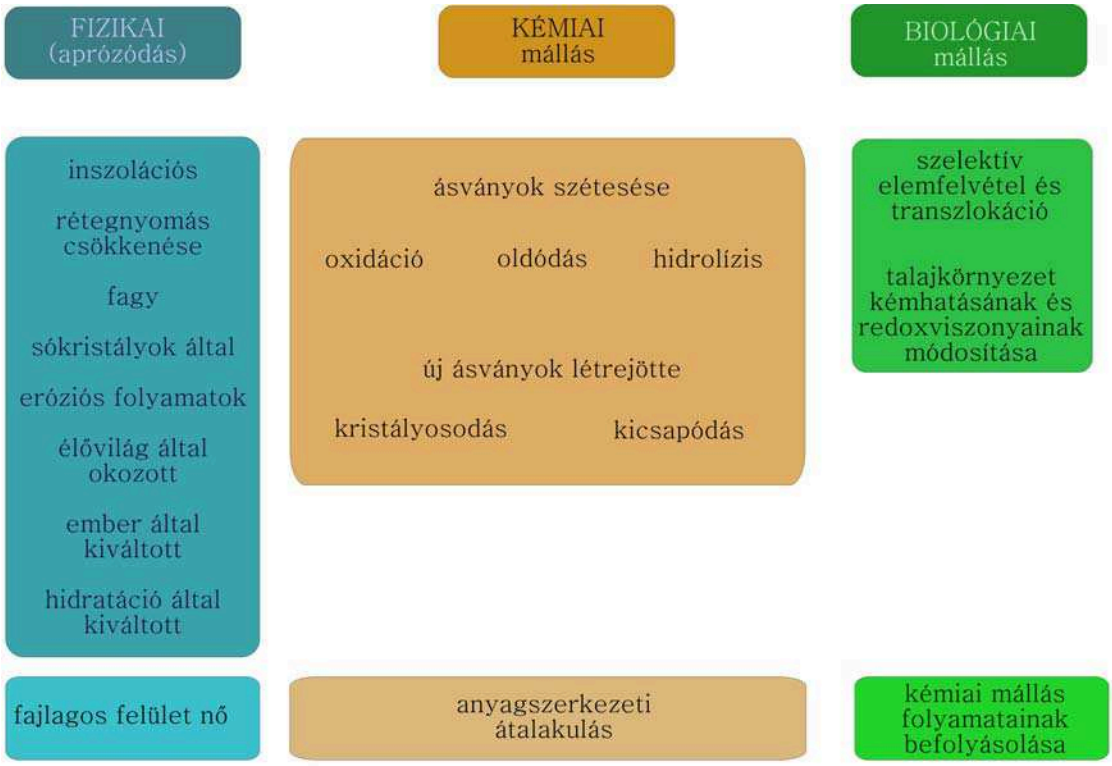
Az aprózódáshoz szükséges energia származhat mozgási energiából is. Ezen belül is megkülönböztetjük a helyben maradó kőzeteket bombázó fizikai behatások csoportját, illetve a mozgási energiával rendelkező kőzetek ütközéseit. A természetben a két folyamat kombinációja a legelterjedtebb. A *külső erők (szél, víz, jég) felszínformáló tevékenységének* közös jellegzetessége, hogy az aprózódást elsősorban nem maga a szállító közeg, hanem az általuk szállított kőzettörmelék (homok, kavics, nagyobb kőzetdarabok) idézi elő. A közeg, amely az energiát szolgáltatja, leggyakrabban a víz. A tengerpartok hullámok általi aprózódása az *abrázió,* míg a folyók által széttördelt kőzeteket a folyóvízi *erózió* aprózza fel. A gleccserek kőzeteket aprító tevékenységét *exarációnak* hívják.

Kisebb méretű szemcsék esetében – különösen száraz területeken – jelentős szerepe van a szél általi mozgatásnak, szállításnak *(defláció).* Ez esetben mind a helyben maradó darabok, mind a szállított szemcsék jelentős mértékben aprózódhatnak. A szélerózió eredményeként akár 10

µm-es szemcsék is kialakulhatnak, míg a víz aprózó hatása ennél nagyobb szemcséket eredményez. A jégárak aprózó hatása leginkább a *lejtős tömegmozgásokhoz* hasonló mérettartományú kőzetdarabokat hoz létre.
Egyes ásványok (pl. szilikátok) hidratációja közben az eredeti ásványszemcse kisebb darabokra hullhat szét. A *hidratációs aprózódás* révén akár 10 µm-nél kisebb szemcsék is létrejöhetnek. Az elsődleges ásványok jelenléte a finom porfrakcióban és az agyagfrakcióban (lásd 3.1 fejezet) kizárólag ennek a folyamatnak köszönhető. A hidratációs aprózódás átmenetet képvisel a mállási folyamatok irányába.

7.1.3. Mállás

A mállás az egyik legösszetettebb, a talajképző kőzetet legátfogóbban átformáló talajképző folyamat (7.2 ábra).

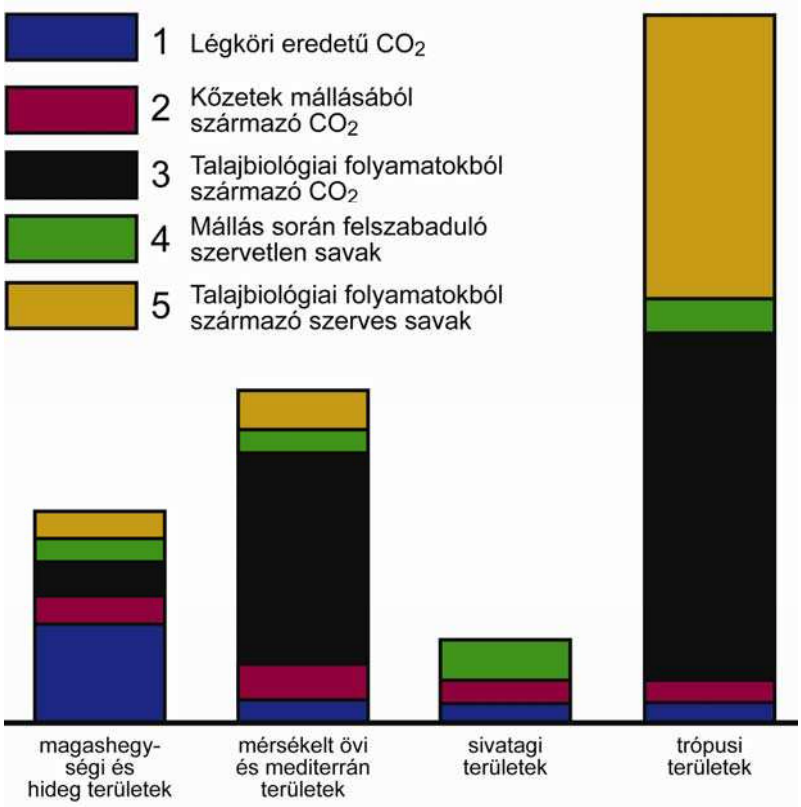


7. 2. ábra: A mállási folyamatok áttekintése

Eredményeként elsősorban az anyag minősége változik meg, de közvetlen hatása van a talaj textúrájára is. A mállás lehet tisztán kémiai és kémiai-biológiai folyamat egyaránt. A mállás során az *oldás,* a *hidrolízis,* illetve az *oxidáció* hatására az elsődleges ásványok másodlagos (pedogén) ásványokká alakulnak. A mállás a pedogén, másodlagos ásványokat is átalakíthatja. Az átalakulásnak eredendően az az oka, hogy a talajképző kőzet ásványainak környezete megváltozik, illetve az ásványok más környezetbe kerülnek, mint ahol kialakultak. Mivel a talaj időbeli fejlődési folyamaton megy át, így kémiai és fizikai tulajdonságai is folyamatosan változnak. A változó talajkörnyezet egyben a másodlagos ásványok további mállásának is megteremtheti a feltételeit.
A könnyen és nehezen oldódó ásványok (kőzetek) mállási folyamata az *oldás*. Az oldódás során a sók disszociálnak, alkotóelemeik a talajoldat, azaz a *mállási komplex* részei lesznek. Az oldott sók részben vagy egészben a kimosódhatnak a mállási komplexből (7.1.6. fejezet). Amennyiben az oldott sók *hidrolizálnak,* akkor összetevőik egy része más ásvány formájában csapódik ki, miáltal új, másodlagos ásványok jönnek létre.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

A reduktív környezetben keletkezett ásványok *oxidációjuk* révén is mállanak. A talajokban a legjellemzőbb ferro-vas ásványok (pirit, sziderit, vas(II)-hidroxid) oxidációjuk közben nemcsak átalakulnak, de közben az átalakuló ásvány mérete is megváltozik, ami az eredeti kristályszerkezetet és a kőzetszövetet egyaránt bomlasztja. A pirit oxidációjakor felszabaduló kénsav és kénessav szintén a mállás intenzitását fokozza. Vegyértékváltó fémek redukált formái töltéskiegyenlítő kationként különböző szilikátásványokban is jelen vannak. A mállás során történő felszabadulásakor szintén bekövetkezik ezek feloxidálódása.
A mállási folyamatok iránya a mállási komplex gazdagságának, a mállási komplexet szegényítő folyamatok intenzitásának, valamint kisebb részt a kémhatásnak és a redox viszonyoknak a függvénye. A ***biológiai mállás*** során az élőlények az abiotikusan is lezajló folyamatok módosítása, a kémiai mállás folyamatának befolyásolása útján hatnak. A mikroflóra és a gyökérzet közvetlenül (pl. gyökérsavak), a hajtás közvetve (felszínre kerülő holt szerves anyagok = alomtakaró) savanyítja, illetve redukálja környezetét, miáltal fokozza a mállást. A növények anyagcseréje is hat a mállás minőségére, hisz az az altalajban a mállási komplexet szegényíti, míg a talajfelszínre kerülő alomtakaró a feltalaj mállási komplexét gazdagítja.
Az oldás során a könnyen és a nehezen oldható ásványok teljes egészében feloldódnak. A könnyen oldható ásványok és a gipsz mállásának sebességét kizárólag a rendelkezésre álló csapadék eredetű nedvesség és a hőmérséklet szabályozza. A könnyen oldható sók csak a legszárazabb területeken és bizonyos hidromorf talajokban maradhatnak meg, mert egyébként a kilúgzás (7.1.6. fejezet) ezeket a szolumból gyorsan kimossa.
A kalcium-karbonát mállását a könnyen oldható ásványokkal ellentétben a mállási komplexben oldott CO_2, a természetben előforduló ásványi savak, valamint a bioszintetikusan létrejött szerves savak pozitívan befolyásolják. Ezeknek az abszolút mennyisége és egymáshoz viszonyított aránya földrajzi övezetenként más és más (7.3. ábra).

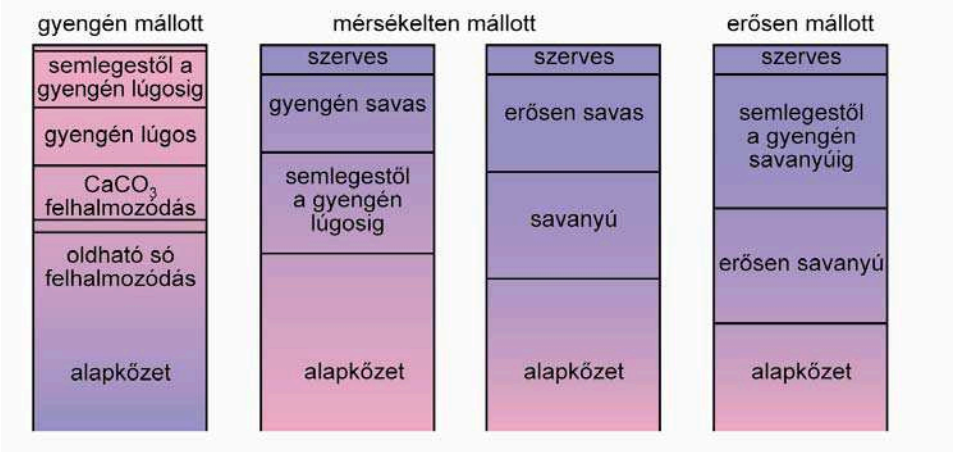


7.3. ábra: A kalcium-karbonát oldhatóságát fokozó CO_2, szervetlen és szerves savak megoszlása földrajzi övezetenként (Jakucs L. ábrájának felhasználásával)

A hideg és mérsékelt övezetekben a szénsavas mész oldhatósága elsősorban az oldott szén-dioxid tartalomtól függ, ugyanakkor az érték a hőmérséklet emelkedésével csökken. A magas szélességeken és a szubalpi területeken, a csekély biológiai aktivitás miatt a talajok szén-dioxid-tartalma alapvetően légköri eredetű. A mérsékelt övezetben a szén-dioxid döntően a *talajlégzésből* származik, de a $CaCO_3$ oldhatóságát a növények által kibocsátott szerves savak is növelik. A száraz trópusokon a szénsavas mész oldhatóságát elsősorban a talajoldat szervetlen savtartalma, míg a nedves trópusokon a talajlégzésből származó szén-dioxid és a növényi és mikrobiális eredetű szerves savak fokozzák.
Az igen nehezen oldható ásványok (3.1 fejezet) hidrolízise csak az ásvány felületén megy végbe, ezáltal az ilyen jellegű talajszemcsék a pedogén folyamatok juvenilis és maturus szakaszában elsődleges és másodlagos ásványok együttesei lesznek. A mállás során oldatba kerülő anyagok ez esetben is a talajoldatot gazdagítják, amelynek könnyen oldható komponensei (pl. szilikátásványokból felszabaduló töltéskiegyenlítő kationok) szintén távozhatnak a rendszerből. A szilikátásványok mállásának eredményeként a mérsékelt övben rendszerint másodlagos rétegszilikátok, azaz agyagásványok keletkeznek. A mállás eredményeként esetenként másodlagos tektoszilikátok (kova) is létrejöhetnek. Amennyiben elegendő idő áll rendelkezésre, a pedogén mállási folyamatok végeredményeként a legegyszerűbb összetételű ásványok (kvarc és szeszkvioxidok, kaolinit) halmozódhatnak fel a talajban. Ez a folyamat már a talajok ismételt kőzetté válásának is tekinthető.

7.1.4. Savasodás

A felszínre kerülő holt szerves anyagok bomlástermékei alapvetően savas karakterűek. Az avartakarón átszivárgó vizek az oldott szén-dioxidon túl a savas karakterű bomlástermékeket is a talajba mossák. E folyamat révén a talajfelszín nemcsak kilúgzó és egyensúlyi, de bizonyos párologtató vízháztartású talajokban is savanyúbbá válik, mint a szolum mélyebb részei vagy a talajképző kőzet (7.4. ábra).



7.4. ábra: A kémhatás változása a talajszelvényben (Bohn, H. et al. ábrája alapján)

A semleges és bázikus talajképző kőzeteken a holt szerves anyagok savanyító hatását a szénsavas mész és/vagy a szilikátok mállása során (7.2. fejezet) felszabaduló kicserélhető bázisok tompítják. A szénsavas mész kimosódását (7.1.6. fejezet) követően a talaj savanyodását már csak az elsődleges szilikátokból felszabaduló kicserélhető bázisok csökkenthetik. A savanyú talajképző kőzeten fejlődő talajokat ez a folyamat erősen savanyúvá változtatja.
Amennyiben az erősen reduktív környezetnek köszönhetően a talaj szilárd fázisa piritet is tartalmaz, úgy a terület lecsapolása (vagy természetes kiszáradása) is a talaj elsavanyodásához vezet. A talaj savanyúságát a légkörből a talajba mosódó szervetlen savak (pl. kénessav, kén-

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

sav stb.) is fokozhatják, melyek természetes folyamatokból (vulkánkitörések) és emberi tevékenységekből (pl. energetikai kibocsátások) egyaránt származhatnak.

7.1.5. A szalinizáció és az alkalinizáció

Amennyiben a talajok (pontosabban a szolum valamely szintjének) vízoldható sótartalma meghaladja a 0,1%-ot (elektromos vezetőképesség – EC > 2 ms/cm), *sós talajokról* beszélünk. A sófelhalmozódás, a talajok savanyodása ellen ható folyamat, mindig a kémhatás megemelkedéséhez vezet.

A sófelhalmozódás az elsődleges ásványok mállástermékeinek felhalmozódása miatt vagy a felszínhez közeli magas sótartalmú talajvíz hatására alakul ki. Az előbbi folyamat azokon a félsivatagi területeken jellemző, ahol a rendelkezésre álló nedvesség (és a kellően hosszú idő) a lassú mállási folyamatokhoz elégséges, de a lefelé irányuló vízmozgás hiánya miatt a keletkező sók nem tudnak kimosódni a szelvényből. A sztyep övben a sófelhalmozódás a felszínközeli talajvíz magas sótartalmának köszönhető, melynek rendszerint földtani és hidrogeológiai okai vannak. A vízrendezéssel és öntözéssel kapcsolatos emberi tevékenységek szintén vízoldható sók felhalmozódását idézhetik elő. E három folyamatot egyaránt *szalinizációnak* nevezzük.

A szalinizáció minőségét a kicserélhető bázisok egymáshoz viszonyított arányával (7.1 táblázat) és azok kationpárjaival is jellemezhetjük (7.2. táblázat). Amennyiben a talajoknak nemcsak az összes sótartalma, de a kicserélhető Na^+-tartalma is megemelkedik (>5 S%), akkor *alkalinizációról* beszélünk.

Kationok aránya		Sófelhalmozódás kationjellege
$\frac{Na^+}{Ca^{2+}+Mg^{2+}}$	$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$	
>2		nátriumos
1–2	>1	magnéziumos-nátriumos
1–2	<1	kalciumos-nátriumos
<1	>1	kalciumos-magnéziumos
<1	<1	magnéziumos-kalciumos

7.1. táblázat: A sófelhalmozódás minősége a kicserélhető bázisok alapján (Stefanovits P. nyomán)

Anionok aránya	Sófelhalmozódás kationjellege
CO_3^{2-}>20%	karbonátos
CO_3^{2-}; SO_4^{2-}>50%	karbonát-szulfátos
CO_3^{2-}; Cl^->30%	karbonát-kloridos
CO_3^{2-}~20%; SO_4^{2-}~50%; Cl^-~30%	karbonát-szulfátos-kloridos

7.2. táblázat: A sófelhalmozódás minősége az anionpárok alapján (Stefanovits P. nyomán)

A sós és alkáli talajok kémhatása mindig pH 8,2–8,5 felett van, de szélsőséges esetekben meghaladhatja a pH 10 értéket is. A szalinizáció és az alkalinizáció a mállási komplex összetétele által egyaránt befolyásolja a mállás és a humuszosodás minőségét, továbbá növeli a talaj ozmózispotenciálját (talajok vízpotenciáljai, lásd 4. fejezet).

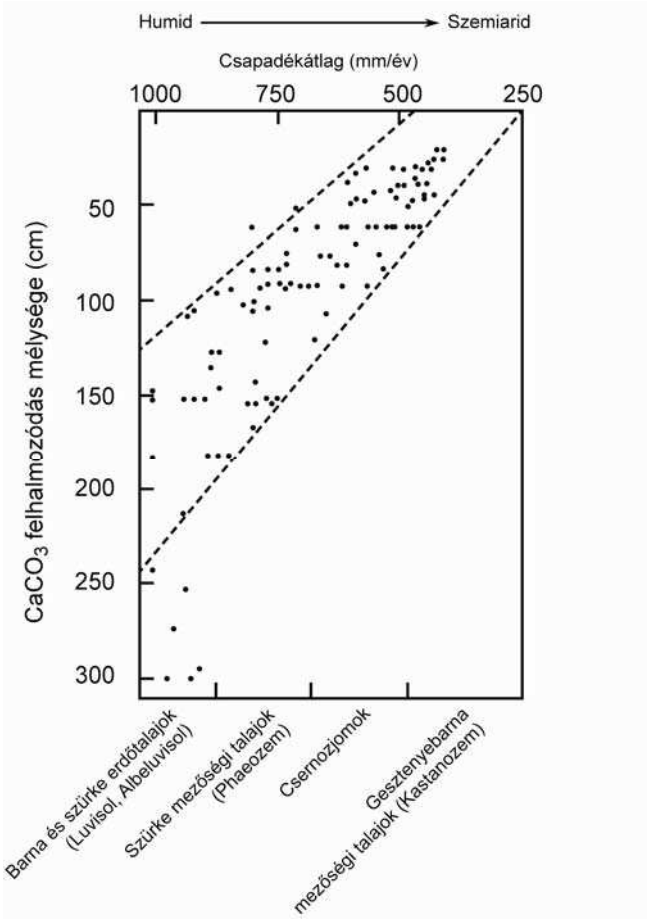
Az alkalinizáció eredményeként a Na^+ a talajkolloidok kicserélhető helyeiről leszorítja a Ca^{2+}-ot. A kicserélt kalcium a talajoldatból kicsapódhat. A kicserélhető nátrium Na-agyagok és Na-humátok kialakulásához vezet. Az 5–25 S% közötti tartományban e kicserélhető bázis az ásványi és a szerves kolloidok szol állapotban maradását segíti, miáltal mindkét kolloid mozgékonysága megnő. Amennyiben a nátrium a duzzadó agyagok rétegközi teréből a kétértékű kationokat teljesen kiszorítja, úgy azok duzzadóképessége is jelentősen megnő.
A magyar terminológiában a sós és a nátriumos talajokat együttesen *szikes talajoknak* nevezzük, a sós és nátriumos talajok kialakulását előidéző folyamatok együttesére pedig a *szikesedés* kifejezést használjuk.

7.1.6. A kilúgzás és kicsapódás

A kilúgzó vízháztartású talajokban a mállás során felszabaduló és a talajoldatot gazdagító mállástermékek egy része a talajoldatból újrakristályosodik, azaz helyben marad, más része a talajképző kőzet irányába távozik. Szigorú értelemben véve kilúgzásról csak a szénsavas mész és az annál könnyebben oldódó sók esetében beszélhetünk. Ezen ásványok elkülönítése nem önkényes, hisz a legtöbb talaj szolumjának kifejlődésében döntően ezen anyagok kimosódása játszik szerepet.
A kilúgzás intenzitását legjobban a bázistelítettség jelzi. Az egyensúlyi és kilúgzó vízháztartású talajokban a V-érték a felszíntől a C-szint irányában emelkedik. A mezőségi talajokban az igen gyenge kilúgzást a (B) szint 100%-os telítettsége jelzi. A bázistelítettség a karbonátos talajképző kőzeteken kialakult erdőtalajok B-szintjében is 50% felett marad. A boreális és valódi mérsékelt övezet óceáni területein a kilúgzás intenzitásának köszönhetően a szolum legmélyebb rétegeiben a V-érték 30–50% között van. A jó drénviszonyokkal rendelkező egyenlítői területeken nemcsak a bőséges csapadék és kilúgzás, de a talajképződési idő hosszú volta miatt a bázistelítettség a 10%-ot sem éri el.
A kilúgzás során a talajoldat vegyületei oldhatóságuknak megfelelően fordított sorrendben csapódnak ki. A legkönnyebben oldható sók (illetve ezek kation- és anionpárjai) nemcsak az A- és B-szinteket, hanem a talajképző kőzetet is elhagyhatják. Mivel a talajkolloidok nettó töltése döntően negatív, így az anionok közül a nem specifikusan adszorbeálódók a lefelé szivárgó vízzel együtt gyorsan távoznak a szolumból. A kationok közül a nagyobb ionsugarú, egyértékű ionok mosódnak ki könnyebben, ami annak köszönhető, hogy azok a többértékű kationokkal ellentétben kevésbé képesek a kolloidok felszínén megkötődni, illetve a kolloidokon belül is inkább a diffúz rétegben helyezkednek el (talajkolloidok, lásd 5.3 fejezet).
A szélességi körök mentén haladva a karbonátok felhalmozódási mélységének az átlagos éves csapadék mennyiségével való kapcsolatát figyelhetjük meg. A legszárazabb területek talajaiban a felszínhez közel nemcsak a szénsavas mész, de akár a gipsz is felhalmozódhat. A karbonátok felhalmozódásának mélysége egy szélességi kör mentén haladva is a csapadék mennyiségével változik. Az egyensúlyi vízháztartású talajokból a könnyen oldódó sók kilúgzódnak, a karbonátok azonban az egész szelvényben kimutathatók. Az *erdőklímán*[14] létrejött talajokból (barna erdőtalajok) a karbonátok is kimosódtak, de azokat a talajképző kőzetben, a B-szint alatt pár tíz centiméterrel kiválások formájában megtalálhatjuk. Az óceáni éghajlatú területeken a szénsavas mész a szolum közvetlen környezetéből teljes egészében távozik (7.5 ábra).

[14] Az *erdőklíma* a talaj, a rajta kialakult fás életközösség *(Lignosa)* és a légkör olyan rendszere, amely az erdő számára szabályzó ökológiai tényező.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK



7.5. ábra Szénsavas mész kilúgzódásának és felhalmozódási szintjének változása a csapadék éves összegének függvényében (White, R. E. ábrájának felhasználásával)

7.1.7. Az igen nehezen oldódó sók kimosódása (keluviáció) és kicsapódása (kiluviáció)

A vas és alumínium (kisebb jelentőséggel a mangán és a titán), valamint a kova oldhatósága az előbb tárgyaltaknál jóval alacsonyabb. Azok oldott formában való maradása, a szelvényben történő elmozdulása némileg más mechanizmusok által mozgatott. E folyamat a fentiekből következőleg a kilúgzásnál jóval lassúbb, így ezek a talajalkotók a mérsékelt övezet viszonylag fiatal talajaiban csak kisebb távolságokat (10–50 cm) fognak át.

A nem vegyértékváltó fémek oldhatóságát a hőmérsékleten kívül kizárólag a talajkörnyezet kémhatása befolyásolja. Az alumínium alacsony (kationként) és magas (anionként) pH-n is oldható, míg a szilícium (kovasavak formájában) a pH emelkedésével válik oldhatóvá. A vegyértékváltó vas (és kisebb jelentőséggel a mangán) oxidált formájában csak extrém savanyú, redukált formájában széles pH-tartományban is viszonylag jól oldódik. Mivel az oldódás ezen anyagoknál dinamikus folyamat – azaz az oldatba került fémek gyorsan kicsapódhatnak, miközben a szilárd fázis más része megy oldatba –, így elmozdulásukat a tartós oldatban maradás felgyorsíthatja. Az alumínium és a vas a – felszín felől a mélybe szivárgó perkolációs vizek által szállított – kis molekulatömegű szerves anyagokkal (egyszerű szerves savakkal, polifenolokkal és fulvosavakkal) képzett komplexei (kelátjai) nemcsak jóval oldhatóbbak (>10 mmol l^{-1}), de az ismételt kicsapódás-oldódás-kicsapódás dinamikáját is jelentősen lecsökkentik. A kis molekulatömegű szerves savak a ferri-vas oldhatóságát, annak redukciójával is jelentősen fokozzák.

$$Fe(OH)_3 + C_4H_6O_5 + H^+ = FeC_4H_4O_5 + 3H_2O. \qquad (7.1.)$$

A vas és alumínium a talajszelvényben jellemzően kelátok formájában mozdul meg. A mérsékelt övezeti talajokban e folyamat centiméterekben mérhető, a trópusiakban azonban ennél jóval jelentősebb. A kicsapódást a talaj vízvezető képességének lecsökkenése és a pH emelkedése (ez a legtöbb talajban a mélységgel együtt nő) egyaránt kiválthatja.

7.2. Összetett folyamatok: szilikátásványok mállása és keletkezése talajokban

7.2.1. A szilikátásványok mállásának és keletkezésének szerepe a talajfejlődésben

A kőzetképződés során létrejött elsődleges és másodlagos szilikátásványok talajokban történő átalakulása a talajok fejlődésének alapvető folyamata. A szilikátok mállása nemcsak a talaj relatív korát határozza meg, de a talajgenetikai folyamatok irányának is az egyik legbiztosabb nyomjelzője. A szilikátásványok mállása és újraképződése a talajok övezetes elrendeződésének, valamint a földrajzi övezeteken belül a helyi hatások (elsősorban hidromorf hatások) megjelenésének az egyik legfontosabb folyamata. Azokon a területeken, ahol az éves középhőmérséklet és a rendelkezésre álló csapadék elégséges, a talajok ásványos fázisának zömét adó szilikátok a pedogén folyamatok hatására alakulnak át. Az ásványi talajok így csak akkor fejlődhetnek az éghajlat hatására, ha az képes az elsődleges szilikátok mállását beindítani. Azokon a területeken, ahol a szilikátok mállása (talajtani értelemben véve) hosszabb idő alatt sem képes végbemenni, ott valódi klímazonális talajok sem alakulhatnak ki, hisz ott a talajra a kiinduló talajképző kőzet tulajdonságai lesznek leginkább hatással. Mivel a magas szélességek kivételével a szilikátok mállását elsősorban a rendelkezésre álló víz (csapadék) megléte, vagy annak hiánya vezérli, ezért az helyileg, a magas talajvízszint hatására olyan területeken is végbemehet, ahol ennek a klimatikus feltételei nincsenek meg.

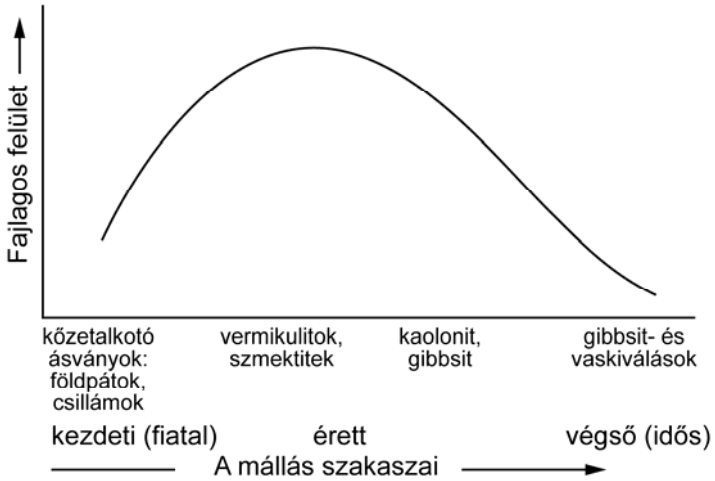
A hazai talajtani terminológiában a szilikátok átalakulásának folyamatát nagyrészt az agyagosodás témakörén belül tárgyalják, de ide kell sorolnunk a *podzolosodás,* a *szologyosodás* és a pedogén *lateritképződést* is.

7.2.2. Az elsődleges szilikátok mállása

A talajképző kőzet és a talaj szilikátjainak mállása rétegszilikátok (agyagásványok), másodlagos kvarc (kova), valamint különböző vas- és alumínium-oxidok, -oxi-hidroxidok és -hidroxidok (hematit, goethit, illetve gibbsit, boehmit) létrejöttét eredményezi. A mállás végtermékének minőségét az éghajlat, a hidromorf hatások megléte vagy hiánya és az idő határozza meg.

A mérsékelt övezetben a talajképző kőzet szilikátásványai jellemzően 2:1 típusú agyagásvánnyá mállanak. Az elsődleges szilikátásványok és a diagenetikus másodlagos szilikátok mennyiségének csökkenésével a 2:1-es agyagásványok is mállani kezdenek, miáltal 1:1 szerkezetű agyagásványok, valamint az alumíniumnak és a vasnak oxidjai és hidroxidjai keletkezhetnek. Mivel az agyagosodás során kolloid mérettartományba tartozó kristályok jönnek létre, ezért a talajnak nemcsak az anyagminősége, de fizikai tulajdonságai is megváltoznak. Az agyagosodás folyamata először a fajlagos felület megemelkedését, a 2:1-es szerkezetű agyagásványok 1:1-es szerkezetűvé alakulása pedig a fajlagos felület csökkenését eredményezi (7.6. ábra).

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK



7.6. ábra: A talaj fajlagos felületének változása a kronoszekvencia függvényében (Fekete J. ábrájának felhasználásával)

A szilikátásványok McBridge (1994) szerint a kémiai mállás három fő lépcsőjében alakulnak át másodlagos ásványokká.

1. *Kicserélődés:* a talajoldatból és a kolloidmicellából távoznak a kicserélhető bázisok, helyüket a szervetlen, és szerves savakból származó, vagy a víz disszociációja útján keletkező H^+ veszi át.
2. *Hidratáció és hidrolízis:* az ásványi struktúrákba víz épül be, mely hidrolizálja a fém-oxigén kötéseket.
3. *Oxidáció:* elektronok távozása az ásványokból, jellemzően molekuláris oxigén által.

A földpátok mállása

A *földpátok* (a kvarccal együtt) a földkéreg leggyakrabban előforduló kőzetalkotó ásványaként az egyik legfontosabb kiindulópontjai a szilikátok mállásának. Ezen ásványok mállása négy lépésben játszódik le.

1. A Si-O-Al vagy az Si-O-Si kötések hidrolízis útján bomlanak, miközben töltéskiegyenlítő alkáli fémek és földfémek szabadulnak fel.
2. A felszabadult töltéskiegyenlítő kationokat H^+ helyettesíti.
3. A földpát felszínén 100–300 nm vastagságú kilúgzott réteg alakul ki.
4. A kilúgzott réteg a talajoldattal képzett egyensúlyi állapotának megfelelően feloldódik.

A földpátok mállásának sebességét a rendelkezésre álló víz, a hőmérséklet és a talajkörnyezet kémhatása befolyásolja. A mállás a szavanna és az egyenlítői övben igen gyors, míg a magas szélességeken gyakorlatilag teljesen leáll. Normál pH-értékeken (pH 5–8) ezen ásványok mállása viszonylag lassú, savanyú és magas pH-értékeken viszont felgyorsul.
A talajkörnyezet elsavanyodásakor a savanyúság (és a kilúgzás) mértéke határozza meg a földpátok mállásának irányát. Konstans savanyúság, de gyengébb kilúgzás mellett kaolinit képződik.

$$2KAlSi_3O_8 + 2\,H^+ + xH_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4Si(OH)_4 + 2K^+. \qquad (7.2)$$

Erősebb kilúgzás esetén *gibbsit,* illetve allofánok jöhetnek létre.

$$KAlSi_3O_8 + H^+ + xH_2O \rightarrow Al(OH)_3 + 3Si(OH)_4 + K^+ + H_2O. \qquad (7.3)$$

Erősen savanyú környezetben a földpátok teljes mértékben oldható komponensekre esnek szét.

$$KAlSi_3O_8 + 4H^+ + xH_2O \rightarrow Al^{3+} + 3Si(OH)_4 + K^+. \qquad (7.4)$$

A földpátok alkalikus környezetben is teljes mértékben hidrolizálhatnak.

$$KAlSi_3O_8 + 8H_2O \rightarrow Al(OH)_4^- + 3Si(OH)_4 + K^+ + 5OH^-. \quad (7.5)$$

A talaj alkalitása ilyenkor a mállás eredményeként tovább emelkedik, a Na-földpátok mállásakor akár a pH 10 értéket is meghaladhatja.

A csillámok mállása

A rétegszilikátok közé tartozó *csillámok* mállása nemcsak azok (részleges) feloldódása révén történhet meg. Ezen ásványok eredeti szerkezete a belőle képződött új ásványba átöröklődhet. A csillámok szerkezeti átalakulása – az oldódáshoz hasonlóan – azok hidratációjával kezdődik meg, amely a bázis rácssíktávolság megnövekedésével, K^+-kibocsátással, szerkezetátalakulással és a rétegtöltés csökkenésével jár együtt. A trioktaéderes csillámok és pedogén rétegszilikátok a mállással szemben kisebb ellenállásúak, mint a dioktaéderesek. (Ez utóbbiak a kvarchoz hasonlóan igen ellenálló ásványok.) A rétegszilikátok mállása jellegzetes szekvencia mentén történik.

Trioktaéderes szekvencia:

$$biotit \underset{-K}{\rightarrow} klorit \underset{\pm Mg}{\leftrightarrow} vermikulit(trioktaéderes, dioktaéderes) \rightarrow szmektit(dioktaéderes),$$

$$biotit \underset{-K+Mg}{\rightarrow} vermikulit(trioktaéderes, dioktaéderes) \rightarrow szmektit(dioktaéderes).$$

Dioktaéderes szekvencia:

$$muszkovit \underset{-K}{\rightarrow} illit \underset{\pm K}{\leftrightarrow} vermikulit(dioktaéderes) \rightarrow szmektit(dioktaéderes).$$

A mállási szekvencián haladva a trioktaéderes ásványok (oktaéderes rétegekben döntően Mg^{2+}, Fe^{2+} központi kationokkal) dioktaéderesekké (oktaéderes rétegekben döntően Al^{3+}, Fe^{3+} központi kationokkal) alakulhatnak. A rétegszilikátok egymásba alakulása a talajban (a csillám-klorit és a csillám-illit átalakulások kivételével) nem egyirányú folyamat, de a dioktaéderessé vált ásványok a pedogén folyamatok hatására már nem lesznek ismét trioktaéderesek.

A mállás során bekövetkező töltéscsökkenés, illetve a töltések rácsszerkezeten belüli átrendeződése elsősorban az oktaéderes réteg központi Fe^{2+} oxidálódásának az eredménye. Az oktaéderes rétegben ezáltal a rétegtöltés csökken, de a tetraéderes rétegben ezzel egyidejűleg megtörténhet a $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}$ izomorf helyettesítése. Így a delokalizált töltések csökkenését részlegesen a lokalizált töltések megjelenése kompenzálhatja. A trioktaéderes ásványokból a Fe^{2+} oxidálódáskor magnézium szabadulhat fel, ami a pedogén klorit képződéskor a TOT rétegek közé közberétegződő *brucit* forrása.

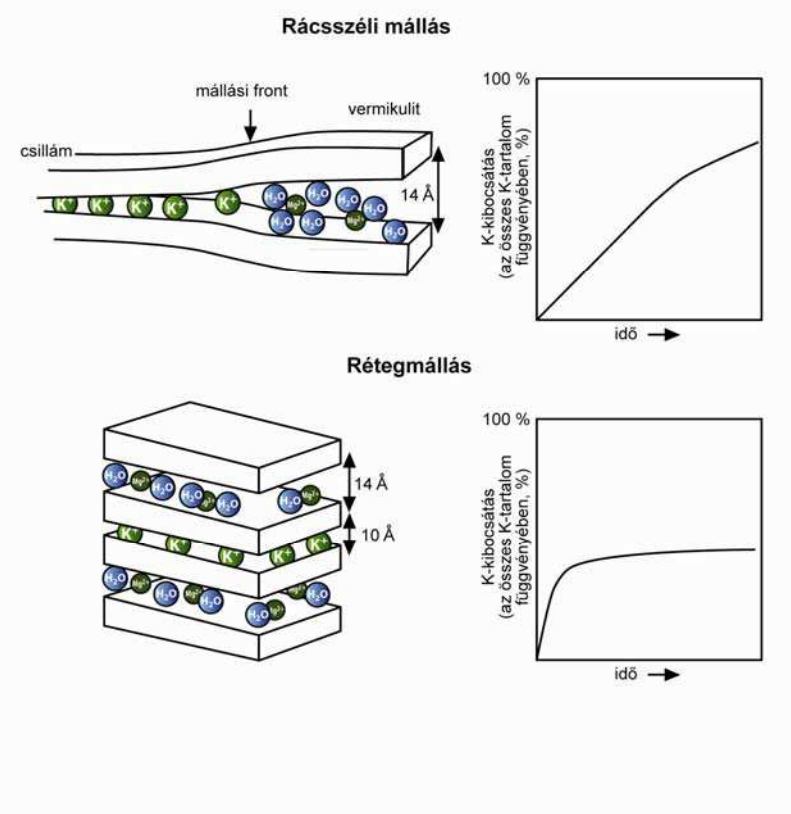
A csillámok mállásának sebessége az ásványmérettől és a K^+-kibocsátás sebességétől függ. A K^+-kibocsátás sebességét az oktaéderes réteg szerkezete, az oxidációs folyamatok és a talajoldat káliumtartalma szabályozza.

1. A kisebb ásványméret jelentősen megnöveli a mállás sebességét.
2. A trioktaéderes csillámok rétegtöltése alacsonyabb a dioktaéderesekénél, így azok K^+-kibocsátása és ezért mállása is gyorsabb.
3. A trioktaéderes csillámok F^- tartalma gátolja a K^+-kibocsátását, így az ilyen ásványok mállása a dioktaéderes csillámokéhoz hasonló.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

4. A központi $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ oxidációja gátolja a K^+-kibocsátását. Feltételezhető, hogy ez a dioktaéderes ásvánnyá alakulás eredménye.
5. A talajoldat magas káliumtartalma csökkenti a K^+-kibocsátást, így a mállás sebességét is. A talajoldat (mállási komplex) káliumkoncentrációját a kilúgzás és a növekvő növényi felvétel csökkentheti. Ezúton a magasabb rendű növények nemcsak gyökérsavaik által, hanem a káliumfelvétel útján is befolyásolják a csillámok mállását (lásd biológiai mállás). A növényi felvételnek köszönhető, hogy a szolumnak a gyökérzettel gazdagon átjárt (mélyebb) talajszintjeiben a csillámok mállása felgyorsulhat, míg a feltalajban ez a folyamat (a növényi maradványokkal a felszínre jutó káliumbevitel miatt) lelassul.

A csillámok mállása megtörténhet a rétegszerkezet a felszíntől az ásvány belseje felé történő fokozatos fellazulása útján, vagy a réteg közötti terek egységes hidratációja által is (7.7. ábra). Az előbbi folyamat elsősorban a nagyméretű, az utóbbi pedig az agyagfrakcióba tartozó ásványméret sajátja. A két mállásforma mérettartományonkénti differenciálódása magyarázza az ásványméret és a mállás sebessége, valamint a káliumkibocsátás közötti kapcsolatot is.



7.7. ábra: A rácsszéli és a rétegmállás folyamata (McBride, M. B. ábrája alapján)

A földpátok mállása a talajok termékenysége szempontjából igen fontos folyamat, mivel ez szolgál a legfontosabb káliumforrásként. A földpátokban szegény talajokban a holt szerves anyagok maradnak a legfontosabb káliumforrások, így az ilyen talajok művelése talajerő-utánpótlás hiányában csak igen rövid ideig fenntartható.

Ferromágneses ásványok mállása

A sziget- (olivinek) és láncszilikátok (amfibolok és piroxének) jellemzően Fe^{2+}-ban gazdag ásványok. Mivel más szilikátokhoz képest viszonylag szegények Si-O-Si kötésekben, ezért az oxidatív talajkörnyezetben oxidálódó ferro-vas az ásvány szerkezetét is megbontja. A mállás

sebessége a sziget- és láncszilikátok töltéskiegyenlítő kationjainak méretétől is függ. A nagyobb ionméret az ellenálló képességgel fordítottan arányos. A talajokra jellemző oxidatív környezetben ezeknek az ásványoknak a mállása öt-hat nagyságrenddel is gyorsabb lehet a földpátokénál.

A mállás során felszabaduló, kis molekulatömegű kicserélhető bázisok (elsősorban Ca^{2+}, Mg^{2+}) kimosódnak, a mállás zónájában $Fe(OH)_3$ és kovasav marad vissza. Ha a kilúgzás kevésbé intenzív, és a talajoldat magnéziumban nem szegényedik el, akkor a mállási komplexből helyben trioktaéderes agyagásványok (szmektit, vermikulit) keletkezhetnek.

Kvarc mállása

A földkéreg domináns ásványai közül a mállással szemben a kvarc az egyik legellenállóbb. Ha igen kis mértékben is, de a kvarcszemcsék felszíne is oldódik. Az oldódás sebességét a tartós vízzel való telítettség, a hőmérséklet és a pH emelkedése fokozza. A kvarc mállása ezért a mérsékelt övezetben elsősorban a hidromorf talajokban mehet végbe. A homokon kialakult hidromorf talajokban az agyagásványok képződésének egyik feltétele lehet a kvarc mállása. A mérsékelt övezettel ellentétben a trópusokon még az egyenlítői öv savanyú és az arid területek alkalikus talajaiban is lejátszódhat ez a folyamat, aminek a hosszabb (akár több millió éves) talajképződés az oka.

7.2.3. Másodlagos szilikátásványok képződése talajokban (az agyagosodás)

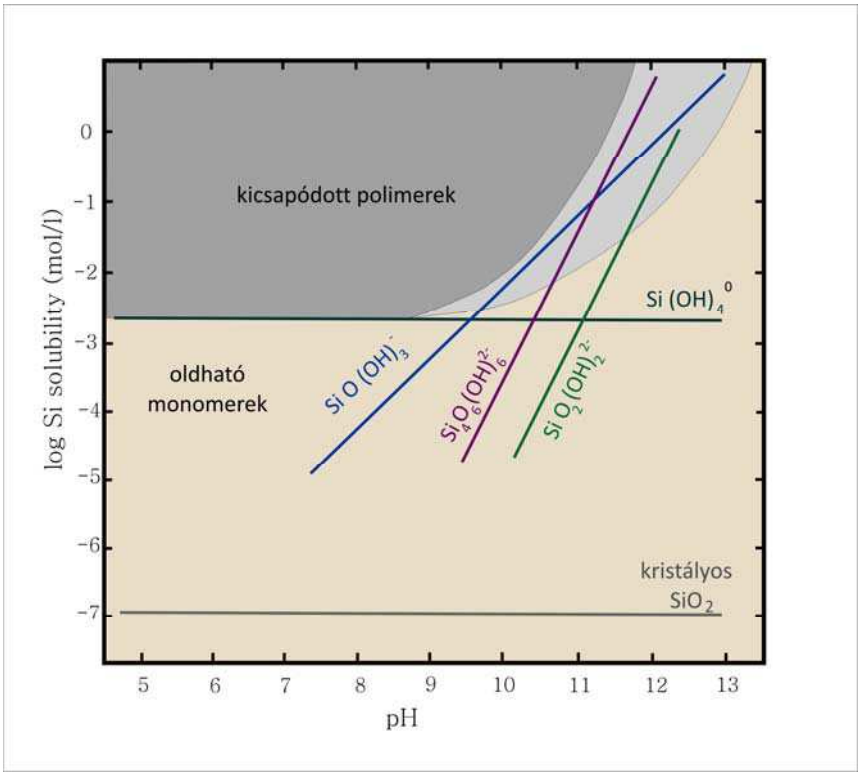
Az agyagosodás mechanizmusai

A talajok agyagai 1.) elsődleges szilikátásványokból; 2.) elsődleges, valamint diagenetikus másodlagos rétegszilikátokból; 3.) pedogén rétegszilikátok (anyagásványok) átalakulásából; és 4.) amorf fém-hidroxidok és alumínium-szilikátok szilikációja révén jöhetnek létre.

A második és a harmadik esetben az agyagosodás a kiinduló ásvány tényleges feloldódása nélkül, a szerkezet átalakulásával is végbemehet. Ennek folyamatát a csillámok mállásánál már tárgyaltuk. A talajokban ennél általánosabb, minden szilikátra érvényes folyamat a kiinduló ásvány (részleges) feloldódása, majd ezt követően a *mállási komplexből történő újrakristályosodása (neoformáció)*. Ez a folyamat a mállási komplexből polimerizálódó amorf oxidok és hidroxidok szilikációján keresztül vezet. Az ásványok talajokban alacsony hőmérsékleten történő újrakristályosodását a kilúgzás intenzitása alapvetően meghatározza. Ennek során az elsődleges szilikátokból felszabaduló, kicserélhető bázisok jelentős része távozik a szolumból, így a talaj összességében szilíciumban, alumíniumban és vasban dúsul. A mállási komplexből történő ásványképződés így elsősorban a szilícium és az alumínium oldhatóságának változása függvényében történik meg.

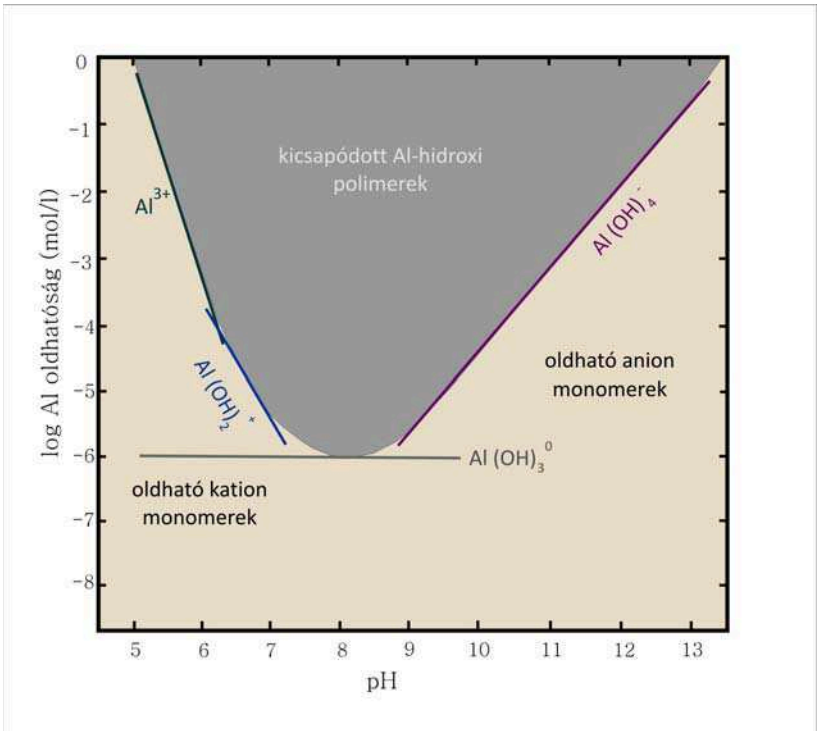
A szilícium a szilárd fázisban kristályos kvarc és amorf kova formájában van jelen. A töltéssel nem rendelkező kova oldhatósága a pH-tól független, a negatív szilikátionok oldhatósága viszont a pH emelkedésével nő (7.8 ábra).

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK



7.8. ábra: A kvarc és a kova oldhatósága a pH függvényében (McBride, M. B. ábrájának felhasználásával)

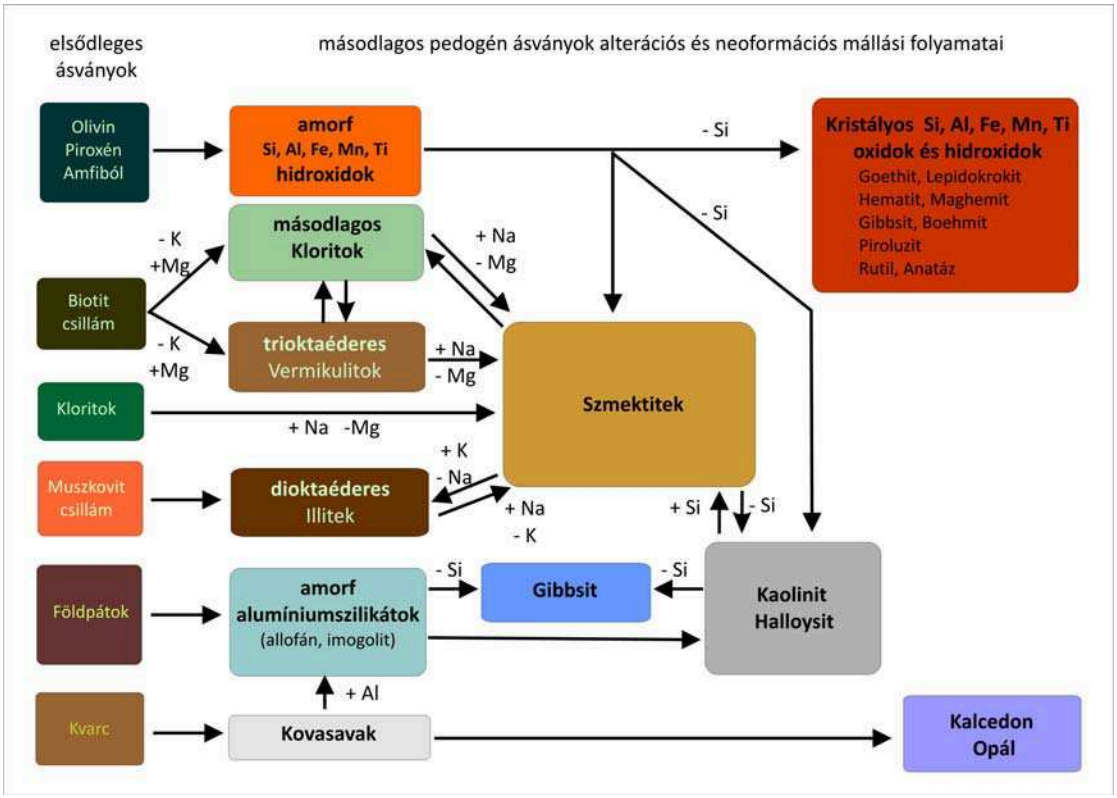
Mivel a kvarc képződése alacsony hőmérsékleten igen lassú folyamat, így a talajoldatból a szilícium nem kristályosodik újra kvarccá. A mállási komplex ennek következtében a kvarchoz képest a szilíciumban túltelített válik, az $Si(OH)_4$ polimerizációja révén kezd kicsapódni. A szilikátanionok oldhatósága erősen pH-függő, ezért a kova oldhatósága összességében a pH emelkedésével együtt nő. A szilíciummal ellentétben az alumínium alacsony és magas pH-n is oldható, a talajokban jellemző kémhatás mellett viszont gyakorlatilag oldhatatlan. A pH 5–8 tartományban az alumínium oldhatósága négy nagyságrenddel kisebb, mint a kováé. A frissen polimerizálódott alumíniumgél oldhatósága gibsitté való kristályosodást követően még alacsonyabb lesz (7.9. ábra).



7.9. ábra: Az alumínium oldhatósága a pH függvényében (McBride, M. B. ábrájának felhasználásával)

Az alumínium-szilikátok képződésének feltétele a szilícium és az alumínium együttes jelenléte a talajoldatban. A két fém a mállási komplexből együtt csapódik ki, mivel oldhatóságuk együtt alacsonyabb, mint külön-külön. Ezt a folyamatot *koprecipitációnak* nevezzük. A szilícium és az alumínium együttes polimerizálódása a pH 4–11 tartomány egészében megfigyelhető, annak minősége azonban a talaj kémhatásától és a vízháztartásától függ. E két fém koprecipitációját semleges környezetben az alumínium oldhatatlansága, erősen savanyú környezetben pedig a szilícium csekély oldhatósága limitálja (7.10. ábra).

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK



7.10. ábra: Pedogén szilikát mállási-átkristályosodási folyamatok (McBride, M. B. ábrájának felhasználásával)

Szilikátásványok mállásának minősége: sziallitizáció, ferrugináció és ferralitizáció

Az agyagásványok elkülönítése a szilárd fázisból, majd azok szerkezetének további vizsgálata a múlt század első felében még meglehetősen körülményes volt, így az agyagosodás minőségét a 2 μm-nél finomabb frakció szilícium-, vas- és alumíniumtartalmával is jellemezték. A *Harrasovitz-féle molekuláris viszonyszám* az agyagfrakció *szilícium-dioxid* és *szeszkvioxid* (mólban kifejezett) mennyiségeinek hányadosa (SiO_2/R_2O_3). A szilikátok mállását a mai napig az agyagfrakció egészére vonatkoztatott molekuláris viszonyszám alapján minősítik, annak ellenére, hogy a technika fejlődésével az ásványos fázis vizsgálatához korábban elérhetetlen módszerek is rendelkezésre állnak.

Ha a *sziallitizáció* során a molekuláris viszonyszám értéke magasabb 2,5-nél, úgy a pedogén folyamatok eredményeként jellemzően 2:1 szerkezetű agyagásványok keletkeznek. A mérsékelt övezeti sziallitos talajokban (pl. barna erdőtalajok) ez az érték 3 és 5 között, a trópusi felföldek fakó színű talajaiban 2,5 és 3,5 között mozog.

*Ferrugináció*ról akkor beszélhetünk, ha az agyagfrakció molekuláris viszonyszáma 2–2,5 között van. Ekkor a talajokban jellemzően 1:1 szerkezetű agyagásványok keletkeznek.

A *ferralitizáció* eredményeként a 2 μm-nél finomabb frakció molekuláris viszonyszáma 2-nél alacsonyabb. Ekkor a mállás eredményeként egyszerű vas- és alumíniumásványok, illetve amorf alumínium-szilikátok jönnek elsődlegesen létre. Agyagásványok a ferralitos felszín alatt jönnek létre, melyek közül kizárólag 1:1 szerkezetűek lehetnek jelen.

Agyagosodás erősen alkalikus, pangó vizes környezetben

Magas talajvízállású, erősen alkalikus környezetben sós és nátriumos talajok alakulnak ki. Ezekben a talajokban a mállási komplexből elsősorban *trioktaéderes szmektitek* kristályosodnak ki. A magas pH és a kilúgzás hiányának okán a talajoldatnak magas a nátrium-szilikát és magnézium-klorid tartalma. A tömény talajoldatból brucit lemezkék ($Mg(OH)_2$) kristályosod-

nak ki. A vas a vízzel telített talajokban a széles pH-skálán oldható Fe^{2+} formában jelenik meg, így szintén részt vehet az oktaéderes réteg képzésében. Magas pH-n az alumínium négyes koordinációjú $Al(OH)_4^-$ anionként van jelen, így az oktaéderes réteg képzésében nem tud részt venni. A tetraéderes szilikátréteg képződését a brucit képződése indítja be.
A pH 8-nál alkalikusabb, magas talajvizű környezetben így elsősorban olyan trioktaéderes szmektitek jönnek létre, melyek oktaéderes rétegében magnézium, vagy ferri-vas a központi kation. Ha a talajoldatnak a K^+ tartalma is magas, akkor *trioktaéderes illit* képződése is megtörténhet. Az izomorf helyettesítés eredményeként kialakuló rétegtöltéseket a talajoldat domináns kationja határozza meg. Meszes környezetben ez inkább a Ca^{2+}, nátriumos talajokban pedig inkább a Na^+.

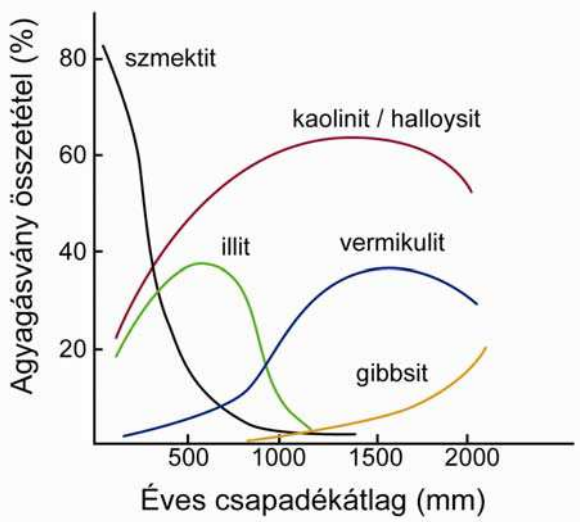
Agyagosodás gyengén és közepesen alkalikus, gyengén kilúgzott környezetben
Amennyiben a talajvíz, illetve a kapillárisemelés nem képes a szolum egészét átjárni, úgy a csapadékos évszakban a talajok A-szintje mérsékelten kilúgzódhat. Ennek eredményeként a talajkörnyezet is kevésbé alkalikus lesz, melyben *dioktaéderes szmektitek* jönnek létre. A szmektitek képződése ilyenkor gibbsit-, kisebb részt brucitrétegek kikristályosodásával kezdődik. A létrejött trioktaéderes szmektitek vagy ismételten oldatba kerülnek, vagy a magnéziumot vas és alumínium cseréli le. A vas beépülését rendszerint annak feloxidálódása is követi. Ha a kilúgzás intenzívebb, úgy a szmektit dioktaéderessé kristályosodik át. Ha a kilúgzás mérsékeltebb, úgy a kristályrácsból kilépő magnézium nem mosódik ki, így a TOT rétegek közé brucitrétegek kristályosodnak ki, így *klorit* jön létre.

Agyagosodás savanyú-semleges, pangó vizes környezetben
Azon talajok, melyek szolumának egészét az év nagy részében átjárja a talajvízből megemelkedő nedvesség, de a talajoldat egyértékű kicserélhető bázisokban szegény (mérsékelt övezeti réti talajok), kémhatása semleges vagy savanyú (pH 6–7,5). Ezekben a talajokban a talajoldatból a redox viszonyok változásának függvényében elsősorban vas- és mangán-oxidok és -hidroxidok, illetve brucit kristályosodnak ki. Ezen lemezes struktúrák szilikációjával olyan dioktaéderes szmektitek képződnek, melyek rétegtöltését elsősorban kalcium egyenlíti ki.

Agyagosodás savanyú, kilúgzott környezetben
A kilúgzás fokozódásával a szolumból a kalcium-karbonát teljesen kimosódik. Amíg a szolumnak van elsődleges szilikáttartalma, addig a mállási komplexben a szilícium, a vas, az alumínium és mangán mellett a mállásából felszabaduló kicserélhető bázisok is vannak. Az ilyen talajokban a mállási komplexből amorf alumínium-szilikátok *(allofánok és imogolitok)* képződnek. Ezek további szilikációjával *dioktaéderes illitek,* intenzívebb kilúgzásnál *dioktaéderes vermikulitok* képződnek. Az elsődleges szilikátok megfogyatkozásával a felszín felől a mélybe szivárgó savanyú perkolációs vizek a szolumban keletkezett agyagásványokat is mállasztják, így azokból *szmektitek,* idővel pedig 1:1 szerkezetű *kaolinitek* jönnek létre.

Az éves csapadékmennyiség és az agyagosodott talajok agyagásvány összetétele között jellegzetes kapcsolat van (7.11. ábra). Arid és kontinentális éghajlaton az agyagosodás csak magas talajvízállású, párologtató vízháztartású, hidromorf talajokban jelenik meg. Ezekben a talajokban legnagyobbrészt szmektitek vannak jelen. A nedves kontinentális területek kilúgzó vízháztartású talajaiban a kaolinitek, hidrocsillámok és a szmektitek, az óceáni éghajlatú területek talajaiban pedig a kaolinitek és vermikulitok alkotják az agyagfrakció zömét.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK



7.11. ábra: Agyagásvány-társulások eloszlása talajokban az átlagos éves csapadékmennyiség alapján (McBride, M. B. ábrája alapján)

A mérsékelt övezet óceáni és a nedves kontinentális éghajlatú területein az alomtakarón átszivárgó savanyú vizek idővel erősen elsavanyítják a talajkörnyezetet. Ezeken a területeken a talajfelszínhez közel a 2:1 és az 1:1 szerkezetű agyagásványok egyaránt szétesnek (podzolosodás, lásd 7.2.4. fejezet).
Amennyiben az erőteljes kilúgzás magasabb évi középhőmérséklettel társul (egyenlítői és szavanna övek), úgy az elsődleges szilikátok mállása eredményeként a 2:1 agyagásványok mellett 1:1 szerkezetű agyagásványok is nagyobb mennyiségben vannak jelen. A mállás során felszabaduló vas- és alumínium-oxidok a talaj szemcséit vékony hártyaként burkolják be. Ennek következtében a trópusi felföldek fiatalabb sziallitos talajaiban az agyagfrakció molekuláris viszonyszáma alacsonyabb lesz (2,5–3,5).

Szilikátásványok mállása a szavanna övben, valamint a trópusi és szubtrópusi monszun éghajlatú területeken: ferruginációs

A *szavanna öv* és a *trópusi* és *szubtrópusi monszun* éghajlatú területek talajaiban döntően a kaolinitek képződnek. Ezek a talajok a magas kaolinittartalmuk ellenére sárgásvöröses színűek, mivel az elsődleges és másodlagos szilikátok mállása során felszabadult vas a talajszemcséket goethit vagy lepidokrokit (FeOOH) hártyák formájában burkolja be. Az ilyen talajokat *ferruginous talajok*nak nevezik.

Földpátok (és más szilikátok) → kaolinitek és lepidokrokit.

E talajok elnevezése nyomán az 1:1 szerkezetű agyagásványok és vasásványok együttes pedogén képződését *ferruginációnak* nevezzük. A ferruginációs révén kialakult talajok molekuláris viszonyszáma 2 és 2,5 között váltakozik.
Az agyagosodás e formájának az az alapja, hogy a mállási folyamatok a magasabb évi középhőmérséklet miatt gyorsabban zajlanak le, ezáltal az itt képződő talajok gyorsabban érik el a kronoszekvencia későbbi fázisait (lásd korábban 7.6. ábra), másrészt az alacsonyabb szélességek szerkezetileg nyugodt területein a talajképződés számára eleve hosszabb idő állt rendelkezésre.

Szilikátásványok mállása az egyenlítői övben, valamint a trópusi monszun éghajlatú területeken: ferralitizáció és a lateritképződés

Az egyenlítői, a nedves szavanna és a trópusi monszun övekben a földfelszínt igen idős, akár több millió éves talajok borítják. A magas évi középhőmérséklet ($t>18\ ^{o}C$) és az intenzív kilúgzás miatt a kőzetek szilikátásványai elemi alkotórészeikre esnek szét. Ennek következté-

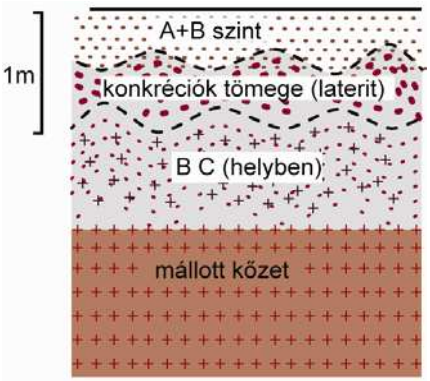
ben a talajosodó anyag idővel *deszilikálódik*. A rendelkezésre álló igen hosszú idő miatt a felszín deszilikációja teljes lehet.

Földpátok (és más szilikátok)→ kaolinitek →gibbsit és hematit.

A szilícium kimosódása miatt a felszínen vas- és alumíniumásványok halmozódnak fel. Az intenzív kilúgzás mellett történő trópusi mállási folyamatot *ferralitesedésnek* nevezzük.

A ferralitesedés kezdeti szakaszában az oldható sók és a kicserélhető bázisok gyorsan kimosódnak, a mállási komplexben jórészt csak a vas- és alumínium-oxidok és -hidroxidok (goethit és gibbsit), valamint a kovasavak maradnak meg. A felszín közelében a talajoldatból amorf alumínium-szilikátok képződnek, melyek részben gyorsan kaolinitté kristályosodnak, részben pedig ismét gyorsan elmállanak. E kettős folyamat révén a szilárd fázisban az 1:1 szerkezetű agyagásványokon kívül jelentős mennyiségű szabad gibbsit, goethit és lepidokrokit is van. A talajképződés hosszú időtartama miatt a vas- és az alumíniumásványok olyan, nagyobb rendezettségű (jobban kristályosodott) formái jönnek létre (korund, hematit), melyek még extrém savanyú körülmények között sem oldhatók. Mivel a kvarc és a kovasav még extrém alacsony pH-n is oldhatóbbak ezeknél az ásványoknál, így a feltalaj vas- és alumíniumtartalma megemelkedik, a szilícium pedig a mélyebb szintekbe mosódik. A mélyebb szintekben a szilíciumból és a szintén rendelkezésre álló vasból és alumíniumból kaolinit képződik. E folyamat által érintett felszíni szintekben *a molekuláris viszonyszám 2-nél kisebb lesz*. A ferralitosodás minőségét a vas és az alumínium egymáshoz viszonyított arányával jellemezzük. Amennyiben a mállás alumíniumban gazdag mállásterméket eredményez, akkor *allitos,* ha vasban gazdag másodlagos ásványok jönnek létre, akkor ferrites mállásról beszélünk. A két véglet közötti átmeneteket az *alferrites* és *ferralitos* csoportba sorolhatjuk.

Az egyenlítői öv mély talajvizű területein a talaj teljes egészében kimutatható a kaolinit, de a felső egyméteres vastagságban a szilárd fázist a vasborsók uralják. A vas döntően hematit formájában van jelen, ha azonban a talaj szervesanyag-tartalma magasabb, akkor a felszín közelében a goethit és a lepidokrokit is hosszú ideig stabil maradhat. A vas nemcsak a szelektív kioldás útján relatíve, de a mezofauna (elsősorban termeszek) átkeverő tevékenységének köszönhetően is felhalmozódhat (abszolút vasakkumuláció). A mélyebb talajszintekben a talaj kivilágosodik, abban a kaolinit lesz a leggyakoribb ásvány (7.12 ábra).



7.12. ábra: A sekély lateritek ásványainak eloszlása a szolumban (Fekete J. ábrája alapján)

A szavanna övben a ferralitosodás a felszínközeli talajvízszint ingadozási zónájához köthető. Az oxidatív és reduktív viszonyok periodikus váltakozása ebben a szintben a vasásványok abszolút akkumulációját eredményezi. Ilyen jellegű ferralitos folyamatok a mérsékelt övezet hidromorf talajaiban is vas felhalmozódásához (gyepvasérc, vaskő) vezetnek. Hasonló folyamatok az egyenlítői övben is végbemehetnek. Itt a masszívan összecementálódott vaskő jelentős, többméteres vastagságot is elérhet. Magas alumíniumtartalmú talajképző kőzeten a kőzet-

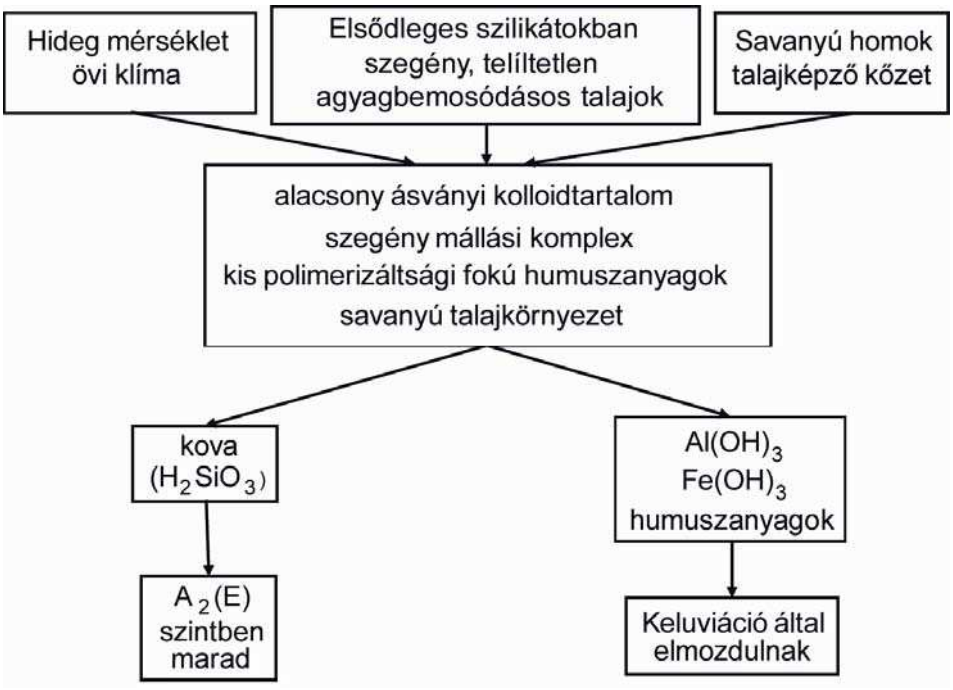
 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

szerűen összecementálódott anyag bauxittá válik. Az egyenlítői övhöz hasonlóan laterit (illetve bauxit) alatt gyakran vastag magas kaolinittartalmú agyag húzódik. Az agyag közvetlenül a laterit alatt vasborsókkal és vasszeplőkkel tarkított, a szeplőzöttség a mélységgel együtt csökken.

A pedogén folyamatok révén kialakult lateritet a *US Soil Taxonomy* és a *World Reference Base for Soil Resources* rendszerében *plinthit*nek nevezik. A ferralitizáció által formált talajokat a *WRB* a *Ferrasol* talajok közé, a lateritképződés által érintett talajokat a *Plithosol* talajok közé sorolja be. Mivel a laterit elnevezést a földtudományok többsége továbbra is használja, így plinthit és a laterit egymás szinonimájaként használható.

7.2.4. Szilikátásványok mállása erős kilúgzás és savanyú körülmények között: podzolosodás

A kvarcban gazdag laza szövetű talajképző kőzetek vagy talajok ásványi kolloidokban szegény, savanyú környezetében a szilikátásványok mállásának folyamata a *podzolosodás*. A környezet savanyúságát az alomtakaróból beszivárgó perkolációs vizek, illetve az azt tompítani képtelen elsődleges vagy másodlagos szilikátok együttes hatása okozza (7.13. ábra).



7.13. ábra: A podzolosodás folyamatának lehetséges módozatai

A felszínközeli magas kvarctartalmú talajképző kőzetek mállási komplexébe csak csekély mennyiségű kicserélhető bázis, ennél magasabb mennyiségű vas és alumínium, valamint még jelentősebb mennyiségű szilícium oldódik. A kilúgzás következtében a kicserélhető bázisok a szolumból teljesen kilúgzódnak. Az erősen savanyú (pH 2,5–3,5) környezetben az alumínium és a vas alacsony molekulatömegű szerves anyagokkal (lásd *keluviáció*) komplexet alkotva szintén elmozdul. A homok textúrájú feltalajban csak a mállási komplexből kicsapódó kovasavak ($Si(OH)_4$ és H_2SiO_3) maradnak meg, így az elsődleges kvarcban és másodlagos kovában dúsul fel. Az egérszürke kilúgzási szint alatt a vízvezető képesség drasztikusan lecsökken, így a szerves vas- és alumíniumkomplexek itt halmozódnak fel (lásd *kiluviáció*). A *US Soil Taxonomy* és a *WRB* rendszere ezt a sötét színű, viszonylag vékony szintet *spodic* szintnek nevezi. A spodic szint alatt a talajképződés által át nem formált talajképző kőzet található.
A podzolosodás folyamata a közepes szélességeken kialakult erdőtalajokban is lejátszódik. Ezekben a talajokban az agyagbemosódás (lásd 7.3.1. fejezet), valamint a feltalajból a mállás

következtében lassan eltűnő elsődleges szilikátok hiánya miatt az A_2- (E-) szint ásványi kolloidokban elszegényedik. A felszín felől folyamatosan érkező perkolációs vizek savanyító hatását a kvarc nem tudja ellensúlyozni, így a feltalaj erősen elsavanyodik. A savanyú környezetben a helyben maradt agyagásványok töltéskiegyenlítő kationjait H^+ cseréli le. Mivel az egyértékű ionok közül a H^+ biztosítja a legalacsonyabb összetartó erőt, így az agyagásványok könnyen hidratálódnak, végül pedig szétesnek. A savanyú környezet miatt az így felszabaduló kova helyben marad, a feloldódó gibbsit és a felszabaduló vas a talajoldat kis molekulatömegű szerves savaival komplexet alkotva elmozdul. A B_1-szint magas agyagtartalma miatt lecsökkenő vízvezető képesség, valamint a magasabb pH miatt az elmozduló vas- és alumíniumkomplexek itt halmozódnak fel, de spodic szint nem alakul ki.
A fenti két folyamat következtében a podzolosodás a hideg övezet kivételével minden földrajzi övezetben lejátszódhat. A boreális övben a podzolosodás elsőként ismertetett folyamata jelentős területeken jellemző talajképző folyamat. Közepes és alacsony szélességeken ez a folyamat olyan területekre korlátozódik, ahol a talajképző kőzet savanyú (kvarc)homok, a vízháztartás pedig kilúgzó. Ez leggyakrabban már ármentes folyóvízi hordalékkúp síkságokhoz és magasártéri felszínekhez köthető. A podzolosodás másodikként ismertetett folyamatának *előfeltétele a sziallitos agyagosodás*, így az a *valódi mérsékelt öv* óceáni és nedves kontinentális éghajlatú területeire korlátozódik.

7.2.5. Szilikátásványok mállása alkalikus talajokban: szologyosodás

Az agyagásványok alkalikus, nátriumban gazdag talajokban is elmállhatnak. Korábban úgy gondolták, hogy az erősen alkalikus környezet is az agyagásványok széteséséhez vezet. A valóságban az erősen alkalikus környezet az agyagásványok stabilitása szempontjából kedvező, tehát elmállásuk az alkalikus talajokban inkább a feltalaj kilúgzódásához köthető. A szologyosodás teljes egészében a biológiai málláshoz köthető folyamat, mivel a talajban felhalmozódott kovamoszatokhoz kapcsolódik. A kovamoszatok a mállás során felszabaduló szilíciumot felveszik, majd a házuk anyagába választják ki. A B_1-szint kovatartalma az elhalt kovamoszatok maradványaiból halmozódik fel.

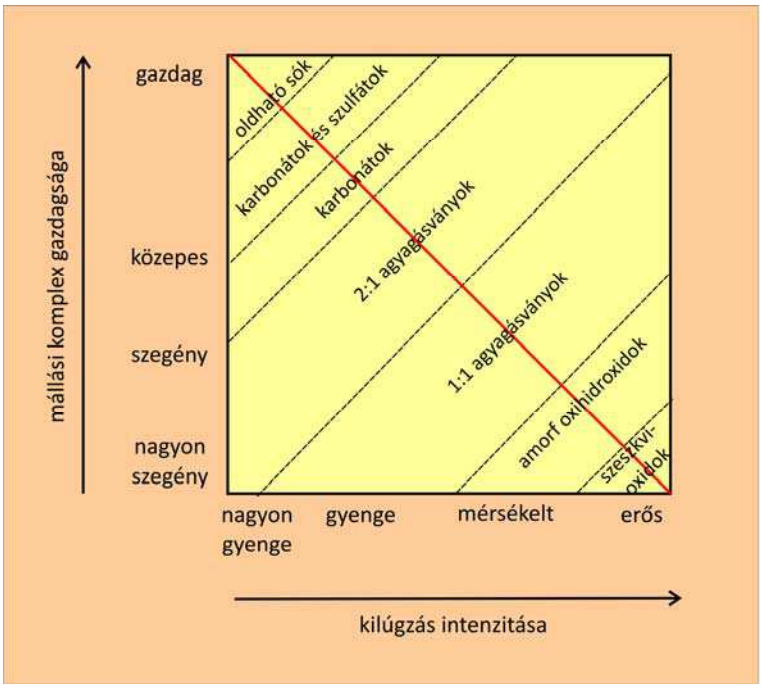
7.2.6. Egyéb pedogén ásványok képződése

Száraz félsivatagi viszonyok között a talajban csak rövid ideig áll rendelkezésre annyi nedvesség, hogy a mállás folyamata beinduljon. A kilúgzás ilyen környezetben igen csekély, ezért a mállási komplex kémhatása közepesen alkalikus. Ilyen pH-n a szilícium sokkal jobban oldódik, mint az alumínium. E talajokban csak az előbbi elem kerül oldott fázisba, majd a talajban elmozdulva mélyebb szintekben amorf kovaként csapódik ki.

7.2.7. Összefoglalás

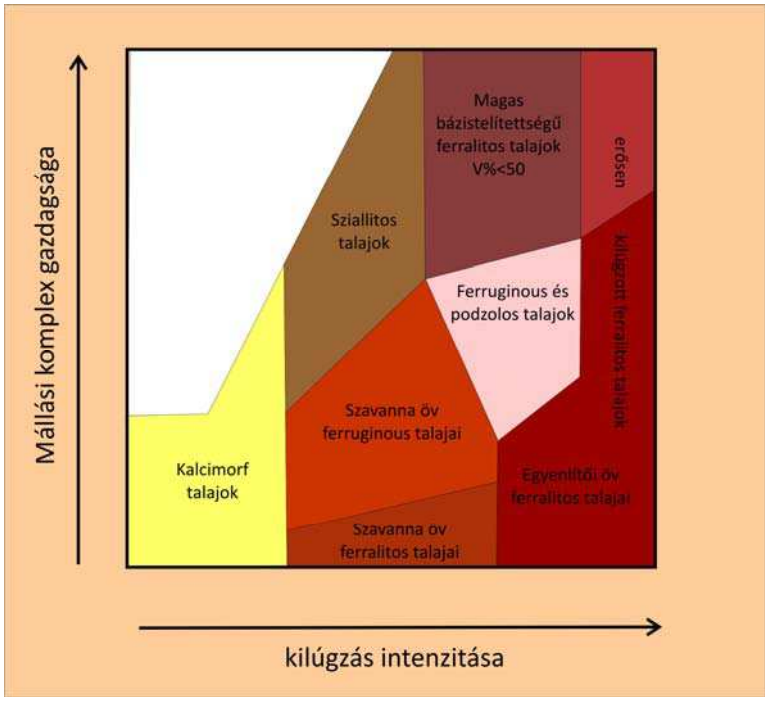
A talajban lejátszódó mállás eredményeként kialakuló anyag minősége alapvetően a mállási komplex, azaz a talajoldat összetételétől függ. A mállási komplex gazdagságát a talajképző kőzet minősége, az évi középhőmérséklet és a talaj vízháztartása (azaz a kilúgzás intenzitása) határozza meg. A gazdag mállási komplex és a víz (csekély vagy gátolt kilúgzás) hatására a talajokban könnyen oldható ásványok halmozódnak fel, valamint szmektitek alakulnak ki. Az erősen kilúgzott talajokban idővel végeredményben gibbsit, goethit és hematit halmozódik fel (7.14. ábra).

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK



7.14. ábra: A mállás, a kilúgzás és a keluviáció intenzitásának kapcsolata talajok ásványos összetételével (Fekete J. és Crompton ábrája alapján)

A *klímazonális talajok* kialakulása alapvetően a mállás minőségéhez kapcsolható. Amennyiben a mállási folyamatok nem képesek a talajképző kőzet szilárd fázisát átformálni, úgy a kialakuló talaj magán viseli a talajképző kőzet ásványtani sajátosságait. Valódi klímazonális talajokról valójában akkor beszélhetünk, ha a mállási folyamatok olyan mértékűek, hogy következtükben a szilárd fázis zömét biztosító szilikátásványok is átalakulnak. A szilikátásványok mállás jellegét a mállási komplex gazdagsága és a kilúgzás intenzitása által a rendelkezésre álló csapadék és a hőmérséklet befolyásolja (7.15. ábra).



7.15. ábra: A szilikátásványok mállása által képződött talajok mállási-kilúgzási diagramja (Fekete J. és Crompton ábrája alapján)

7.3. Egyéb összetett folyamatok

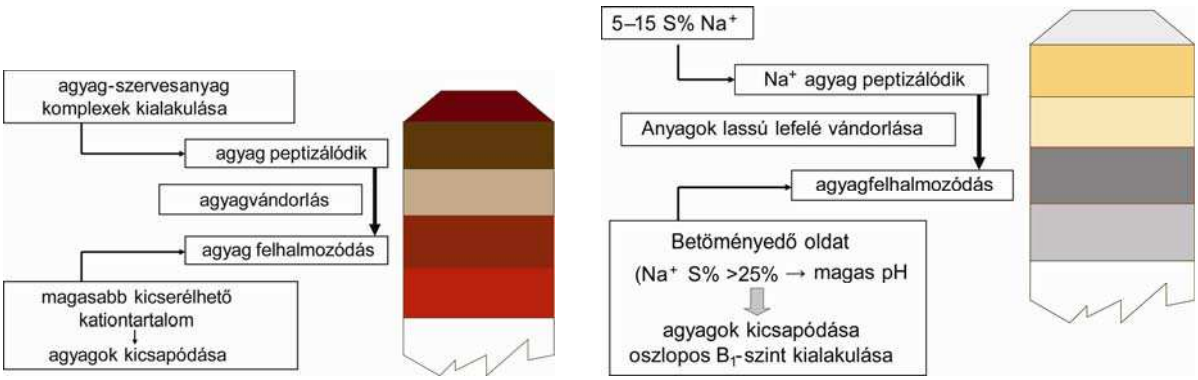
7.3.1. Az agyagbemosódás (lessivage)

Amennyiben a környezeti viszonyok a talaj egészében agyagosodást idéznek elő és a talajszelvény legalább egy részére lefelé irányuló vízmozgás jellemző, akkor az agyagkolloidok – anyagszerkezeti átalakulás nélkül – az A-szint irányából a B-szint irányába kezdenek mozogni. Ezt a jelenséget agyagbemosódásnak nevezzük. Az agyagbemosódás meglétét a B-szint és az A-szint agyagtartalmának hányadosa, a *„textúrdifferenciációs hányados”* jelzi. A hazai és a nemzetközi talajosztályozási rendszerek szerint, ha ez az érték nagyobb 1,2-nél, akkor a talajszelvényben az agyagbemosódás folyamata bizonyosan végbe megy (vagy végbe ment).

A mérsékelt övi viszonyok között az agyagbemosódás a mérsékelt övi barna erdőtalajokban és a nátriumban gazdag szolonyec talajokban figyelhető meg. Az agyagbemosódás az agyagszemcsék kolloid sajátosságainak, ezen belül is a gél-szol átmenetnek köszönhető. Az agyagszemcsék megmozdulását az A-szintben a kolloidok gél-szol átmenete (az agyagok peptizációja) okozza. Az agyagszemcsék felhalmozódását a B-szintben a szol-gél átmenet, a kolloidok kicsapódása (koaguláció) és a talaj pórusainak eltömődése egyaránt okozhatja.

Mérsékelten savanyú talajkörnyezetben *(barna erdőtalajok)* az agyagokat az alacsony molekulatömegű humuszanyagok (fulvosavak) stabilizálják szol állapotban. Ezt védőkolloid hatásnak nevezzük. A beszivárgó víz következtében a szol állapotú kolloidok lefelé kezdenek vándorolni. Az agyagfelhalmozódás ott történhet meg, ahol a talaj pórusai eltömődnek. A makropórusokban az agyagkolloidok vándorlásának határát az a szint jelöli ki, ahol a talajoldat már olyan mértékben betöményedik, hogy annak kicserélhető kationtartalma már az agyagkolloidokat kicsapja (lásd kritikus koncentráció, 5.3.1. fejezet).

A *szolonyecekben* az agyagokat a feltalaj kicserélhető Na^+-tartalma tartja szol állapotban, mivel 5 S% felett ennek a kationnak a szerves anyagokhoz hasonlóan peptizáló hatása van. Az agyag felhalmozódását a talajoldat Na^+-tartalmának 25 S%-ra történő emelkedése okozza, ami az agyagkolloidok koagulációját idézi elő (7.16. ábra).



a) b)

7.16. ábra: Az agyagvándorlás folyamata a.) enyhén savanyú és b.) alkalikus viszonyok között

7.3.2. Duzzadás-zsugorodás

Azokban a talajok, melyek az ásványos fázisában az agyagásványok (különösen a duzzadó agyagásványok – elsősorban szmektitek) feldúsulnak, a talaj vízzel való telítődéskor megduzzad, kiszáradáskor pedig összezsugorodik. Amennyiben az agyagásványok rendezettsége alacsony, úgy bizonyos mértékű duzzadást az ún. *nem duzzadó agyagásványok* is mutatnak. Amennyiben a szolumban *duzzadó agyagásványok* (vermikulitok és szmektitek) is jelen van-

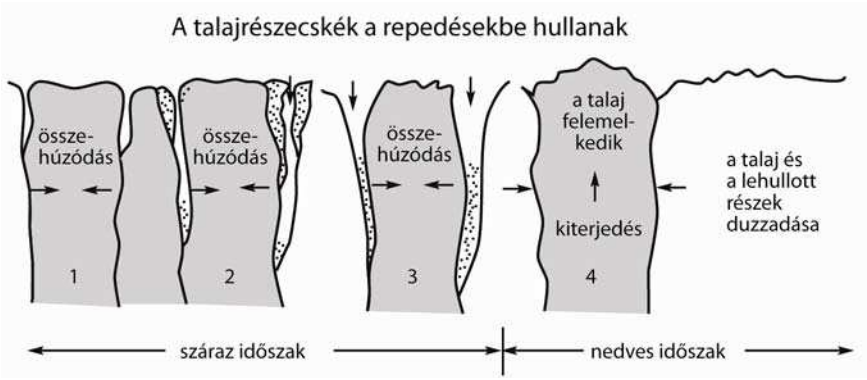
 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

nak, e folyamat intenzitását az ásványok töltéssűrűsége, valamint a mérsékelt övezetben a delokalizált töltések túlsúlya (montmorillonitok), valamint az egyértékű töltéskiegyenlítő kationok fokozhatják. Alacsonyabb szélességeken a (→ magasabb hőmérséklet), erősen alkalikus pangóvizes környezetben a duzzadás-zsugorodás intenzitását a trioktaéderes szerkezet még tovább növeli.

Az ismételt duzzadás és zsugorodás hasábszerű szerkezeti elemek létrejöttének kedvez. Erre a folyamatra utalnak az *agyagbemosódásos barna erdőtalajok* és a *szolonyec*ek (lásd 8. fejezet) B-szintjeiben megfigyelhető prizmás és/vagy oszlopos szerkezeti elemek.

Ha az agyagásványok aránya a feltalajban meghaladja a 30%-ot, a talaj térfogatnövekedése meghaladja a 6%-ot. Ennek eredményeként száraz időszakban a felszínen repedések nyílnak meg. A kialakult repedések poligonális szerkezetet rajzolnak ki. A repedésekbe a felszín, vagy a magasabb talajszintek felől anyag pereghet be (7.17. ábra). Az ismételt vízzel való telítéskor a repedések bezáródnak. A száraz időszakban bepergett anyag miatt a duzzadásra kevesebb hely áll rendelkezésre a szükségesnél, ezért a poligonok középpontja felé a szolumban nyírási feszültségek alakulnak ki. Ez a duzzadó-zsugoródó talajokban jellegzetes ék alakú szerkezeti elemeket, poligonális térbeli szerkezetű szolumot és a poligonok középpontjainak kiemelkedését[15] eredményezi.

Az intenzív duzzadás és zsugorodás által kiváltott fizikai frakcionáció a durvább szemcséket a felszín irányába mozdítja el, ami által az altalaj agyagban tovább dúsulhat. A folyamat eredményeként az agyagbemosódásos talajokhoz hasonló texturális változás figyelhető meg e talajokban, amely azonban lefelé irányuló vízmozgás nélkül alakul ki.



7.17. ábra: A duzzadás-zsugorodás folyamata (Fekete J. ábrája alapján)

7.3.3. Redukció

A redukció a vízhatású talajok jellemző folyamata, amely a vízzel való tartós telítettség hatására fellépő oxigénszegény talajkörnyezet eredménye. A reduktív környezet a vas(III) és a szerves anyagok redukcióját egyaránt eredményezheti. A reduktív viszonyok jellegzetes kékeszöld színe a redukált vas(II)-hidroxidnak köszönhető. A magas talajvízállás következtében kialakuló redukciót *glejesedés*nek is nevezzük.

A magasabb rendű növények gyökérzetük révén oxigént juttatnak a vízzel telített talajszintekbe, ahol ezért a gyökér környezetében vaserek képződnek. Mivel a vas(II)-hidroxid oldékonyabb a vas(III)-hidroxidnál, így a gyökérjáratok vastartalma magasabb a környezeténél. Az alacsonyabb talajvízállás idején, a talajvízszint-ingadozás zónájában a szerkezeti elemek felszínén a vas feloxidálódik, de a szerkezeti elemek belsejében továbbra is megőrződnek a reduktív viszonyok. A talajvízszint-ingadozás zónája felett, a rövidebb ideig telített talajszintek *szeplő-*

[15] A duzzadás-zsugorodás hatására kialakult hullámos felszínt gilgainak nevezzük.

zöttek lesznek. A fekete és rozsdabarna szeplők színe a vas- és a mangánoxidoknak köszönhető.

A glejesedéshez hasonló folyamat végbemehet olyan agyagos altalajú talajokban is, melyekben a talajfelszínhez közel vízzáró réteg alakul ki, amely gátolja a beszivárgó csapadékvíz távozását. Az időszakos pangóvíz *pszeudoglejes* talajok kialakulásához vezet. A glejesedéstől eltérően a pszeudoglejes talajokban a szerkezeti elemek belsejében nem annyira reduktívak a viszonyok, hogy az a vas redukálódását okozza, a kékeszöld szín csak a szerkezeti elemek felszínén figyelhető meg.

7.3.4. Kovárványosodás

A kovárványképződést csak a hazai talajtan tárgyalja önálló talajképző folyamatként. Feltétele az erősen savanyú (pH<5,5) környezet, oxidatív viszonyok (Eh>~300 mV), homok textúrájú talaj (leiszapolható rész <10%, m/m). A homokban az A-szintből kimosódó anyagok nem folyamatosan, hanem sávosan halmozódnak fel, a felhalmozódási szinteket nevezik kovárványnak. A kovárványcsíkok vastagsága a mélységgel együtt csökken. Ez a jelenség elméletileg teljesen homogén homokban is létrejöhet, azonban jellemzőbbek a finomabb textúrájú közberétegződések által „előrajzolt" kovárványok. A kovárvány jelensége nemcsak a hazai homokon képződött erdőtalajokban figyelhető meg, a boreális podzolok is fejlődhetnek ilyen úton. „Kovárványszerű" képződmények a homokokon kialakuló vékony humuszos rétegek ismételt eltemetődése útján is kialakulhatnak.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

8. FŐBB TALAJTÍPUSOK KIALAKULÁSA ÉS FEJLŐDÉSE

E fejezetben a talajképző tényezők és folyamatok alapján a világszerte legjellemzőbb (legnagyobb kiterjedésű) talajtípusok keletkezésének és fejlődésének folyamatait vázoljuk. A talajképző tényezők tárgyalása kapcsán korábban már hangsúlyoztuk az éghajlat, a felszín alatti vizek és a talajképző kőzet jelentőségét a talajok területi eloszlásában. E három talajképző tényező alapján a talajokat az alábbiak szerint csoportosíthatjuk.

1. A hideg övezet és a hideg mérsékelt öv talajai,
2. Valódi mérsékelt öv kontinentális területeinek talajai,
3. Valódi mérsékelt öv óceáni és nedves kontinentális területeinek talajai,
4. A meleg mérsékelt öv és a meleg öv talajai,
5. Talajvíz által befolyásolt talajok.

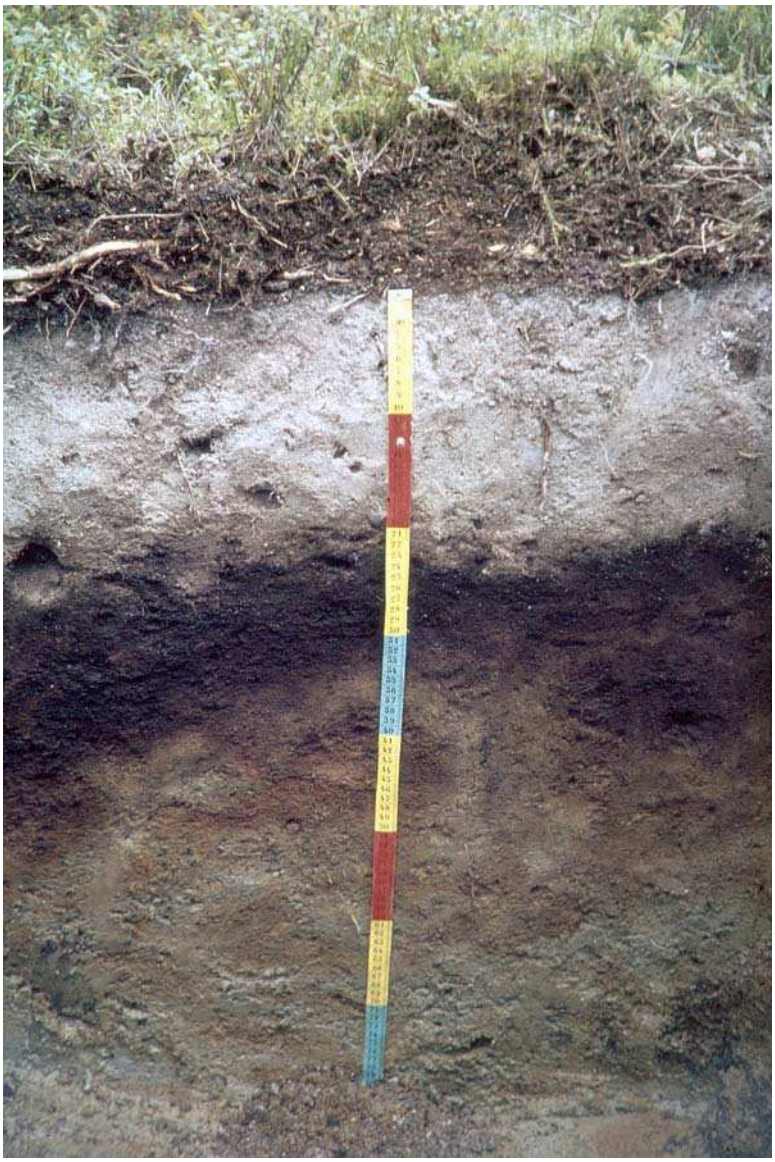
A talajképző tényezők egyenetlen területi eloszlása a talajképző folyamatok hatáserősségének változásán keresztül is földrajzi differenciálódást okoz. Ezek közül a szervesanyag-felhalmozódás mértékének és minőségének, az elsődleges szilikátásványok mállásának, valamint a könnyen oldható sók és a szénsavas mész felhalmozódásának, illetve kilúgzódásának differenciált földrajzi eloszlása a talajok morfológiájában és anyagminőségében is különbségeket okoz.

8.1. A hideg öv és a hideg mérsékelt övezet talajai

A hideg övezet talajai a jégtakaró visszahúzódása óta eltelt viszonylag rövid idő, a csekély primer biomassza-produkció és az alacsony hőmérséklet miatti gátolt mállás okán igen gyengén fejlettek. A talaj morfológiáját a *permafroszt* és az *aktív rétegben* lejátszódó krioturbációs folyamatok határozzák meg. A WRB rendszerében *Cryosol*ként besorolt talajok (8.1. ábra) ásványos minősége a talajképző kőzetével megegyezik, a textúrája azonban annál jóval finomabb.

8.1. ábra: Cryosol (Nagy Balázs felvétele, a szerző szíves hozzájárulásával)

A boreális öv jelentős területeit döntően homok fizikai féleségű laza üledék borítja. Ezeken a területeken a tűlevelű erdők igen savanyú alomtakarója, valamint a csekély ásványi kolloid-tartalom miatt az elsődleges ásványok mállása ugyan bekövetkezik, de másodlagos rétegszilikátok csak igen kis mennyiségben jönnek létre. Az igen savanyú talajkörnyezetben a mállás során felszabaduló kova a felszín közelében marad, míg a szerves savakkal komplexet képző vas és alumínium a kova alatt viszonylag vékony, sötét színű rétegben, az ún. *spodic* szintben halmozódik fel. A spodic szint alatt a talajképző kőzet élesen határolódik el. A mállás és keluviáció által érintett szintek mélysége már kis távolságokon belül erősen változó, a spodic szint a szelvényben is lebenyezett képet mutat. A síkban lebenyezett struktúra a térben (pedonban) poligonális szerkezetet mutat. Az ilyen talajokat, a klasszikus orosz terminológia alapján *podzol*oknak (8.2. ábra) nevezzük. A podzolképződés más környezeti körülmények között közepes és alacsony szélességeken is bekövetkezhet.



8.2. ábra: Hideg mérsékelt övi podzol – Podzol (Creutzberg, D. European Commission, Joint Research Centre; World Soil Information – ISRIC)

© Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

8.2. A valódi mérsékelt öv kontinentális talajai

A valódi mérsékelt öv kontinentális éghajlatú területeinek jelentős részét laza szövetű meszes és savanyú (mészmentes) üledékek vagy lösztakaró borítja. Kontinentális éghajlat alatt a csapadék mennyisége csak a szénsavas mésznél jobban oldódó ásványok mállását teszi lehetővé. A szilikátásványok mállása ezen éghajlaton olyan lassú, hogy a jégkorszak vége óta eltelt 10–15 ezer év alatt az agyagosodás még nem játszódott le. A 200–500 mm éves csapadékmennyiség a fás vegetáció megmaradását sem teszi lehetővé, így ez az öv a füves puszták öve. A sztyepvegetáció magasabb cellulóztartalma a humuszosodás folyamatát is befolyásolja.
A *fekete mezőségi talajok,* más néven *csernozjom*ok (WRB – Chernozem, 8.3. ábra) képződése a lösztakarókhoz, a meszes folyóvízi üledékekhez és a magasfüvű sztyepvegetációhoz kapcsolódik.

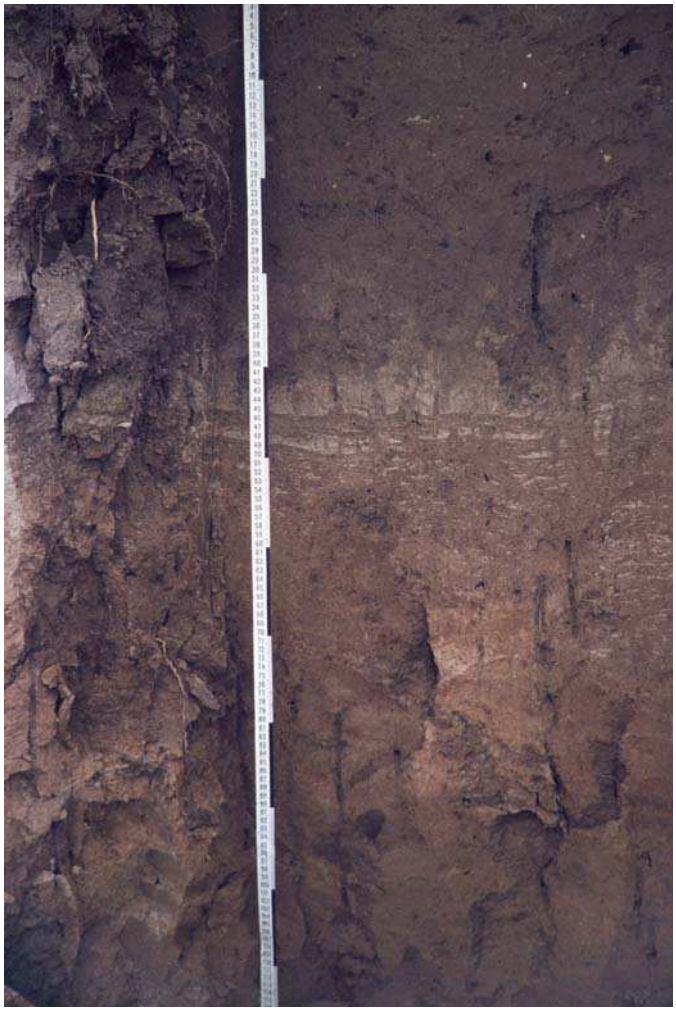
8.3. ábra: Fekete mezőségi talaj (mészlepedékes csernozjom) – Chernozem (Farsang Andrea felvétele, a szerző szíves hozzájárulásával)

Kialakulásukban a *humifikáció,* a szénsavas mész és az annál könnyebben oldható ásványok *mállás*a, a könnyen oldható sók *kilúgozás*a, a szénsavas mész liftező mozgása *(kalcifikáció)* és a talajfauna intenzív átkeverő tevékenysége meghatározó. A mezőségi talajképzés egyik alapfeltétele a pázsitfüvek által uralt növényzet, amely gyökérzete és hajtása által cellulózban és hemicellulózban gazdag szervesanyag-utánpótlást biztosít a humifikáció részére. A holt szerves anyagok bontásánál elsősorban baktériumok és kisebb részt a sugárgombák játszanak fő-

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

szerepet. A magas cellulóztartalom és a bakteriális exoenzimek miatt mull humusz keletkezik, amelyben a *szürke huminsavak* és a *humuszszén (humin)* dominál. A huminsavak elsődlegesen a kalciummal alkotnak komplexeket. A jellegzetes morzsás talajszerkezet kialakítása elsődlegesen Ca-humátoknak és a földigilisztáknak köszönhető, amelyek a makrofaunával együtt intenzíven közreműködnek a felszínen képződött szerves anyagok mélybekeverésében. A humuszos szint és a talajképző kőzet között az átmenet fokozatos. Ezt az átmeneti szintet (B)-vel jelöljük[16]. Mivel ezekből a talajokból a szénsavas mész nem lúgzódik ki, ezért az agyagosodás folyamata sem játszódik le.[17]

Ha a talajképző kőzet nem tartalmaz szénsavas meszet, illetve a Ca^{2+} kilúgzódott a szolumból, de a szilikátok mállásához a rendelkezésre álló víz mennyisége nem elegendő, akkor szürke mezőségi talajok keletkeznek. Ezeket a talajokat az orosz talajtan *feozjomoknak*, a WRB rendszere *Phaeozem*eknek nevezi (8.4 ábra). A feozjomokban a kalcifikáció – mész hiányában – nem játszódik le, illetve Ca-humátok hiányában a talajszerkezet sem olyan kedvező, mint a fekete mezőségi talajokban. Kémhatásuk a csernozjomoknál savanyúbb.



8.4. ábra: Kilúgzott szürke mezőségi talaj – Phaeozem (Creutzberg, D. European Commission, Joint Research Centre; World Soil Information – ISRIC)

[16] Vannak olyan szelvényleírások, ahol az átmeneti szintet AC-vel jelölik.

[17] Amennyiben a mezőségi talajok olyan allúviumokon jönnek létre, melyek részben a magasabb térszínekről lepusztult erdőtalajok anyagát is tartalmazzák, akkor pedogén eredetű agyagásványok ezekben a talajokba is átöröklődnek. Szintén megfigyelhetők agyagásványok (sőt agyagvándorlás is) azokban a csernozjomokban is, melyek a lombos erdők kiirtását követően szántóföldi művelés eredményeként barna erdőtalajokból alakultak ki.

A kontinentális hatás erősödésével a csapadék mennyisége már csak rövidfüvű sztyep létét teszi lehetővé. Ezeken a területeken a talaj színe világosabb, gesztenyebarna színű, melyeket ezért gesztenyebarna mezőségi talajoknak *(Kastanozem)* neveznek. A kevesebb nedvesség csak kisebb mélységben járja át a talaj felső részét, ezért a szolum is vékonyabb lesz, abban akár a gipsz is felhalmozódhat. Az eltérő lágyszárú vegetáció eltérő összetételű humuszanyagokban jelenik meg, ezért e talajok gesztenyebarna színűek (8.5. ábra). A gesztenyebarna mezőségi talajok (a WRB rendszerben Kastanozem) a kontinentális hatások további erősödésével a humuszban szegény, másodlagos karbonátokban gazdag *Calcisol*ok (8.4. ábra) felé mutatnak átmenetet.

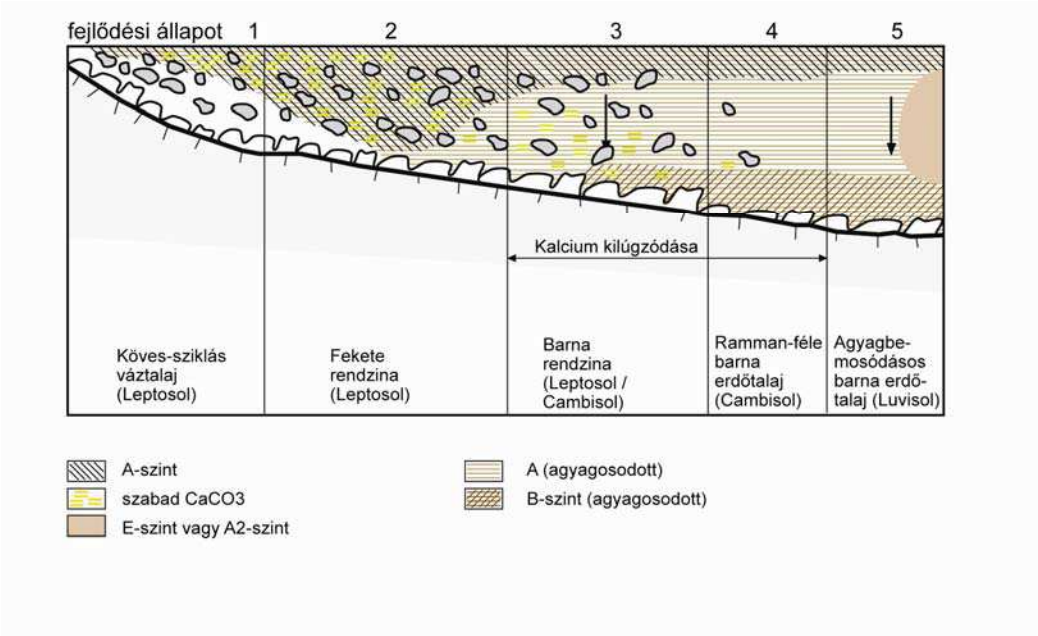
8.5. ábra: Gesztenyebarna mezőségi talaj – Kastanozem (European Commission, Joint Research Centre; World Soil Information – ISRIC)

8.3. A valódi mérsékelt öv óceáni és nedves kontinentális éghajlatú területeinek talajai

Az óceáni és a nedves kontinentális éghajlaton nagyobb mennyiségű csapadék hullik, mint amennyi a talajokból elpárolog, ezért ezen öv vízháztartása kilúgzó. A fejlődő, jellemzően fás szárú vegetáció által termelt szerves anyag lebontása arányban áll a primer produkcióval. Az óceáni és nedves kontinentális klíma lehetővé teszi az elsődleges szilikátásványok agyagásványokká történő mállását (agyagosodás), így e talajokban a kiinduló talajképző kőzet ásványai idővel teljesen átalakulnak. A talajképződéshez rendelkezésre álló idő tartama és a folyama-

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

tok sebessége miatt ezeken az éghajlatokon a talajok fejlődése *kronoszekvenciájuk,* azaz időbeli fejlődésük mentén is tanulmányozható. Az idősebb talajok kialakulásának alapfeltétele a fiatalabb talaj megléte, mely átmeneti állapot a fejlődés folyamatában (8.6. ábra).



8.6. ábra: Mérsékelt övezeti erdőtalajok kronoszekvenciája agyagos-karbonátos kőzeten (White, R. E. ábrájának felhasználásával)

A talajképződés kezdetén az elpusztult vegetáció talajba jutásával megkezdődik a humifikáció (erre tipikus példa hazánkban a nyers lösz felszínén a glaciális végén megtelepedő növényzet). A savas karakterű humuszanyagok a talajban egészen addig nem tudnak jelentős változást okozni, amíg a savanyító hatást a jelen lévő szénsavas mész közömbösíti, pufferolja. Ekkor a gyengén fejlett talaj még csak az anyakőzeten elhelyezkedő vékony humuszos szintből áll. A folyamatos lefelé irányuló vízmozgás és a keletkező savas karakterű anyagok a $CaCO_3$-t bontják és kilúgozzák a szelvényből. A Ca^{2+} hiánya kezdetben csak a legfelső réteget érinti, majd az idő előrehaladtával egyre vastagabb szint válik mészmentessé.
Abban az esetben, ha a talajképző kőzet eleve nem tartalmazott szénsavas meszet, a talajképződés ebből a fázisból indul, azaz kimaradnak az eddig vázolt folyamatok. A talaj sokkal hamarabb éri el ugyan ezt a relatív kort.
A Ca^{2+}-mentes szintben – mivel a mész elvesztésével a savpufferolás is csökkent – egyre savasabb viszonyok állnak elő, melynek hatására az elsődleges szilikátok mállása felgyorsul, illetve az agyagosodás is megkezdődik. Amíg a talajban képződő agyag nem mozdul el, azaz az agyagosodó szolum egészében közel homogén az agyagtartalom, *barnaföld*ről *(Ramann-féle barna erdőtalaj)* beszélünk. A Ramann-féle barna erdőtalajok még a talajfejlődés kezdeti szakaszában vannak, ezeket a WRB rendszerben a *Cambisol*ok közé sorolják be (8.7. ábra).

8.7. ábra: Ramman-féle barnaföld – Cambisol (Szalai Zoltán felvétele)

A fejlődés folyamán a jellemzően kis molekulatömegű humuszanyagok az agyagásványokkal képeznek komplexeket, miáltal felerősödik az *agyagvándorlás (lessivage)* folyamata. Az idő előrehaladtával a szelvényben az agyagtartalom átrendeződik, a felsőbb szintekből (A) az alsóbbakba (B) vándorol. E folyamat kiteljesedésével jön létre az agyagbemosódásos barna erdőtalaj (WRB rendszerében *Luvisol*). A barnaföld agyagbemosódásos barna erdőtalajjá (8.8. ábra) alakulása száz években mérhető folyamat, melynek sok köztes stádiuma lehetséges. Az elkülönítés alapja a szintek között mért agyagtartalom különbsége, a texturdifferenciációs hányados.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

8.8. ábra: Agyagbemosódásos barna erdőtalaj – Luvisol (Szalai Zoltán felvétele)

Az elsődleges szilikátok teljes elmállásával a savpufferoló képesség tovább romlik, az alacsony pH-n felerősödik a másodlagos agyagásványok mállása, a *podzolosodás* is. A felszín közelében felbomlott agyagásványok SiO_2 alkotórésze helyben marad, a szabad másfélszeres oxidok a szerves anyagok egy részével, a *keluviáció* útján a *B-szintbe* távoznak. A kilúgzási szintben feldúsuló kovasav a szintet világos színűre színezi, míg a felhalmozódási szint a szeszkvioxidoktól vörösessé válik. A podzolosodás (jelen értelmében az agyagásványok továbbmállása egyszerűbb szilícium-, alumínium- és vasásványokká) foka a kilúgzási és a felhalmozódási szintben mért kovasav-szeszkvioxid hányadosok arányával, az ún. *molekuláris viszonyszám*mal számszerűsíthető. A folyamat kezdetén csak a kovában gazdag A_2- (E-) szint

jelenik meg, később a podzolokra is jellemző poligonális struktúra is kialakul. Az ilyen talajokat a hazai terminológiában *podzolos barna erdőtalajnak,* a WRB rendszerben *Albeluvisol*nak (8.9. ábra) nevezzük. E talajok további fejlődésével az egérszürke kovában gazdag szint alatt megjelenik a spodic szint is, így a kronoszekvencia végén a boreális podzolokhoz hasonló talaj képződik.

8.9. ábra: Podzolos barna erdőtalaj – Albeluvisol (Szalai Zoltán felvétele)

© Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

8.4. A meleg mérsékelt öv és a trópusi övezet talajai

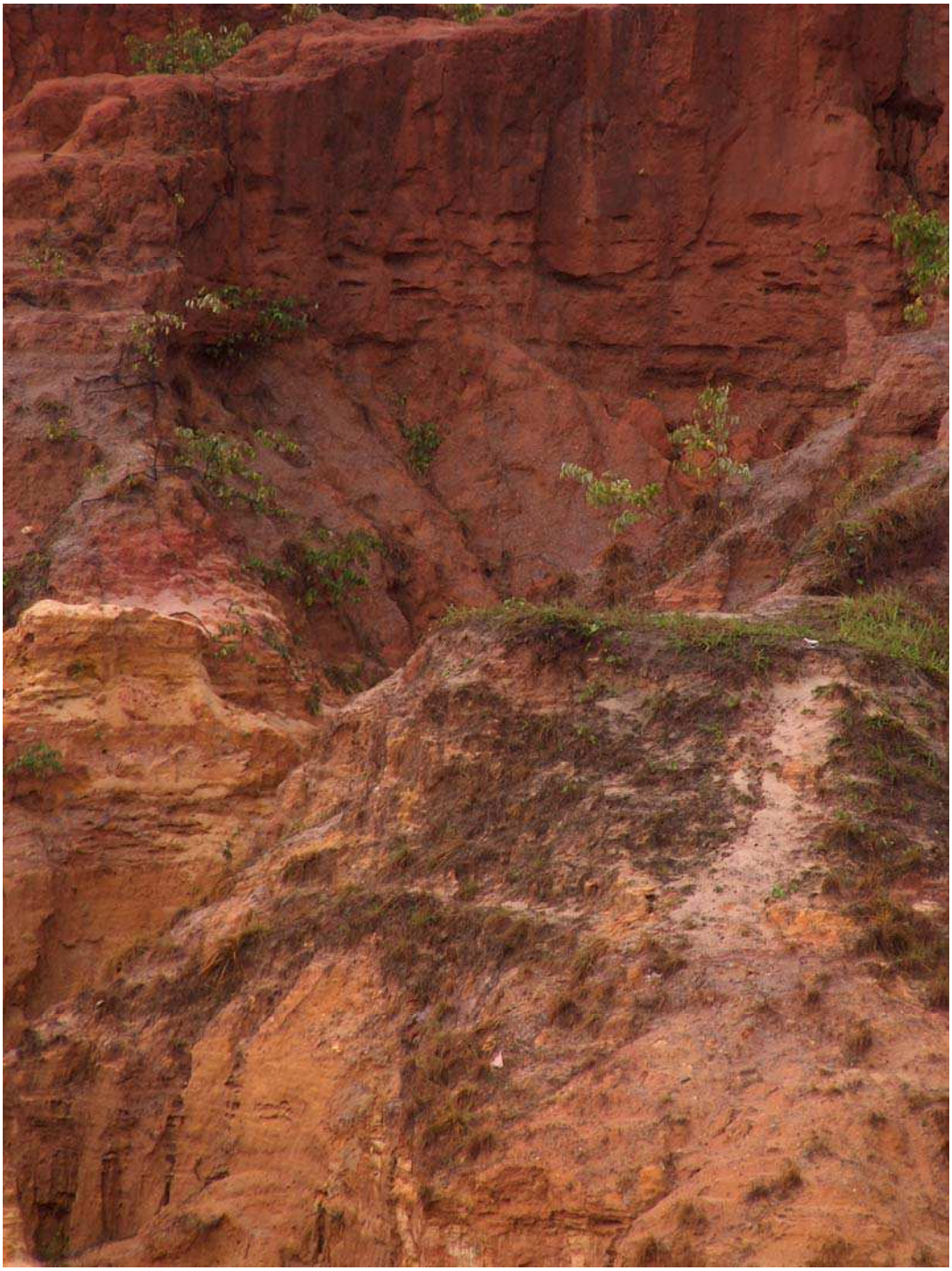
A meleg mérsékelt övben és a trópusi övezetben a talajképződés időtartama jelentősen meghaladja a közepes és magas szélességekét, mivel a legutolsó eljegesedés idején a glaciális és periglaciális folyamatok ezeket a területeket már nem érintették. A talajképződés sebességét itt kizárólag a rendelkezésre álló víz befolyásolja. Ez az arid területeken kizárólag az esetleges felszínközeli talajvíz, a szavanna és egyenlítői övekben pedig a periodikusan vagy folyamatosan rendelkezésre álló, mélybe szivárgó csapadékvíz. A hosszú időn át tartó, de különböző intenzitású mállási folyamat során vas és alumínium szabadul fel. A keletkezett és ferri formává oxidálódott vas vagy önmagában képez szemcséket, vagy más ásványokon válik ki burokként. Ennek következtében a legtöbb meleg mérsékelt övezeti és trópusi talaj sárgásbarnavöröses, esetleg mélyvörös színű. A térítői övben kialakult talajok sok tekintetben a valódi mérsékelt öv szélsőségesen kontinentális talajaira emlékeztetnek.

A mediterrán és szubtrópusi monszun területeken, valamint a szavanna övben a humuszosodás hasonló morfológiájú és kémiai sajátosságú humuszokat eredményezhet, mint a sztyep övben. A több millió éven át tartó talajképződés eredményeként ezekben az elsődleges szilikátásványok is mállottak. Az idős, plató helyzetű eróziós és völgytalpi szedimentációs felszíneken általában a ferrugináció és az agyagvándorlás eredményeként savanyú, kaolinitekben gazdag *Acrisol*ok (8.10. ábra) képződtek.

8.10. ábra: Acrisol (Szalai Zoltán felvétele)

A lejtős, intenzív lefolyás által jellemzett völgyoldalakon, a csekélyebb kilúgzás ellenére a talajok szintén teljesen kilúgzottak (savanyúak), de az agyagosodás eredményeként szmektitekben gazdag szialitos karakterisztikájú Alisolok jöttek létre. A hosszú füvű szavanna idős (mély talajvizű) felszínein olyan talajokat is találhatunk, melyek ásványi fázisa igen mélyen és intenzíven mállott, de bázistelítettsége viszonylag magas. A Lixisolok közé besorolt talajok mállásminősége az egyenlítői övhöz hasonlóan ferralitos, a ferralitizáció azonban nem recens. A talajok kationcserélő képessége ennek köszönhetően alacsony, a bázistelítettség

azonban a növények feltalajt gazdagító hatása és a csekély kilúgzás okán magas, illetve a felszín felől a felszín alatti szintek irányában csökken. A szavanna primer produkciója és az alomtakaró gyors bomlása miatt a feltalaj humusztartalma alacsony marad, az ilyen talajok feltalaja világos színű.
Az egyenlítői öv jól drénezett, idős felszíneit legnagyobb arányban olyan talajok borítják, melyekben a ferralitizáció ma is aktív. Az intenzív mállás miatt a Ferrasolok (8.11. ábra) igen mélyek is lehetnek.



8.11. ábra: Ferrasol (Szalai Zoltán felvétele)

A mállás során felszabaduló vas és alumínium szeszkvioxidok az alacsony oldhatóságuk miatt a felszínen maradnak, míg a lassabban kristályosodó szilícium viszonylag magasabb oldhatósága miatt a mélybe mosódik. A ferralitos talajok mindig nagyon idősek, mivel a vas- és szilí-

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

ciumásványok oldhatósága abszolút értelemben nagyon alacsony, így a ferralitizáció folyamatához földtani értelemben véve is hosszabb időre van szükség.
A szavanna és az egyenlítői öv alacsonyabb helyzetű felszínein a szolumban a talajvíz egykor (vagy jelenleg is) ciklikusan ingadozott. A rendelkezésre álló talajvíz és a hőmérséklet hatására a mállás a Plitnhisolokban is ferralitos, annak hatására a talajvíz ingadozási zónájában plinthit (laterit) keletkezik.

8.5. Talajvíz által befolyásolt talajok

E talajok alakulásában nem a csapadék, hanem a felszín alól érkező víz játszik szerepet. A vízhatás erősségétől függően a hidromorf talajok akár a klímaövektől függetlenül, minden domborzatilag alkalmas helyen létrejöhetnek. A talajvíz alapvetően kétféle módon befolyásolja a képződő talaj tulajdonságait:

1. A talajvízszint felszíntől számított távolsága alapján. Minél közelebb húzódik a talajvízszint a talaj felszínéhez, a reduktív viszonyok annál inkább rányomják bélyegüket a szelvényre.
2. A levegőtlenség mellett a másik fontos paraméter a talajvíz oldottanyag-tartalma. A szelvényben folyamatosan felfelé mozgó nedvesség átrendezheti a könnyen oldódó sok profilon belüli mennyiségét és eloszlását.

Ha a vízfelszín folyamatosan vagy huzamosabb ideig eléri, vagy meghaladja a talajfelszínt, a képződő holt szerves anyag lebontása lelassul, illetve anaerob úton zajlik. A tartós vízborítás a szerves *(láp)talajok (Histosols)* képződésének feltétele.
Ha a folyamatosan vízzel borított réteg felett van egy – legalábbis időszakosan – szárazra kerülő szint, akkor abban a szervesanyag-lebontás is időszakosan oxidatív körülmények között zajlik. A pangó víz hatására az elsődleges szilikátásványok degradálódnak, illetve – jellemzően szmektit típusú – agyagásványokká alakulnak át. A felszabaduló vas a változó oxidációs viszonyok miatt változtatja vegyértékét és oldhatóságát, illetve folyamatosan reduktív viszonyok között megkezdődik a *glejesedés*. Ezek hatására a szelvényben oxidált és redukált állapotú konkréciók keletkeznek. A szabaddá váló vas és mangán részben humuszanyagokkal alkot komplexet, ami a szolum egészét szurokfeketére színezi. E folyamatok révén jönnek létre, illetve fejlődnek a *réti talajok*. Azokat a réti talajokat, melyekben a felszíntől számítva kevesebb, mint 50 cm-en belül glejes szint található a *Gleysol*ok (8.12. ábra) közé soroljuk.

8.12. ábra: Réti talaj – Gleysol (Szalai Zoltán felvétele)

A fentinél mérsékeltebb vízhatás [18] a mérsékelt és a trópusi övekben[19] egyaránt lehetővé teszi az agyagosodás megjelenését. Az agyagosodás ez esetben mindig sziallitos, a szolumban keletkező pedogén rétegszilikátok jellemzően nem a primer ásványszerkezet átalakulásával jönnek létre, hanem a mállási komplexből kristályosodnak ki. Ha a duzzadóagyag-tartalom meghaladja a 30% (m/m)-ot, akkor e miatt a száraz időszakban a felszínen időszakosan repedések nyílnak meg. A felszínről a repedésekbe bepergő anyag miatt a nedves időszakban a repedések ismételten záródnak (lásd 7.3.2. fejezet). Az anyagtöbblet miatt a záródó repedések óriási nyomást idéznek elő, melynek következtében a poligonok középpontjai felfelé mozdulnak el,

[18] A telített állapot rövidebb ideig tart, illetve a talajvíz csak kapillárisemelés útján éri el a szolumot.
[19] Az egyenlítői övezet kivételével.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

azaz a domborzat hullámossá válik *(gilgai)*. A talaj textúrája jellegzetes horizontális és vertikális mintázottságot is mutathat annak ellenére, hogy a fenti folyamat a talaj intenzív átkeveredésével jár együtt. Az így kialakuló talajokat *vertisol*nak nevezzük (8.13. ábra).
A duzzadás és zsugorodás pangóvizes vagy gyengén kilúgzó környezetben történő sziallitos agyagosodást feltételez (lásd 7.2.3. fejezet). Ez elsősorban az alacsony és közepes szélességek hidromorf talajaiban jöhet létre. A legintenzívebben duzzadó és zsugorodó talajok mélyen fekvő, bazalt talajképző kőzetű szubtrópusi-trópusi területeken alakulnak ki. A klasszikus szubtrópusi duzzadó-zsugorodó talajok *tirs (vertisol)* kialakulását jellemzően a kőzethatásnak tulajdonítják. Nem szabad azonban megfeledkezni arról, hogy a magas szmektittartalom nem kizárólag a bázikus vulkanit talajképző kőzeteknek, hanem a talajra ható pangó talajvíznek köszönhető.

8.13. ábra: Vertisol (Tóth Tibor felvétele, a szerző szíves hozzájárulásával)

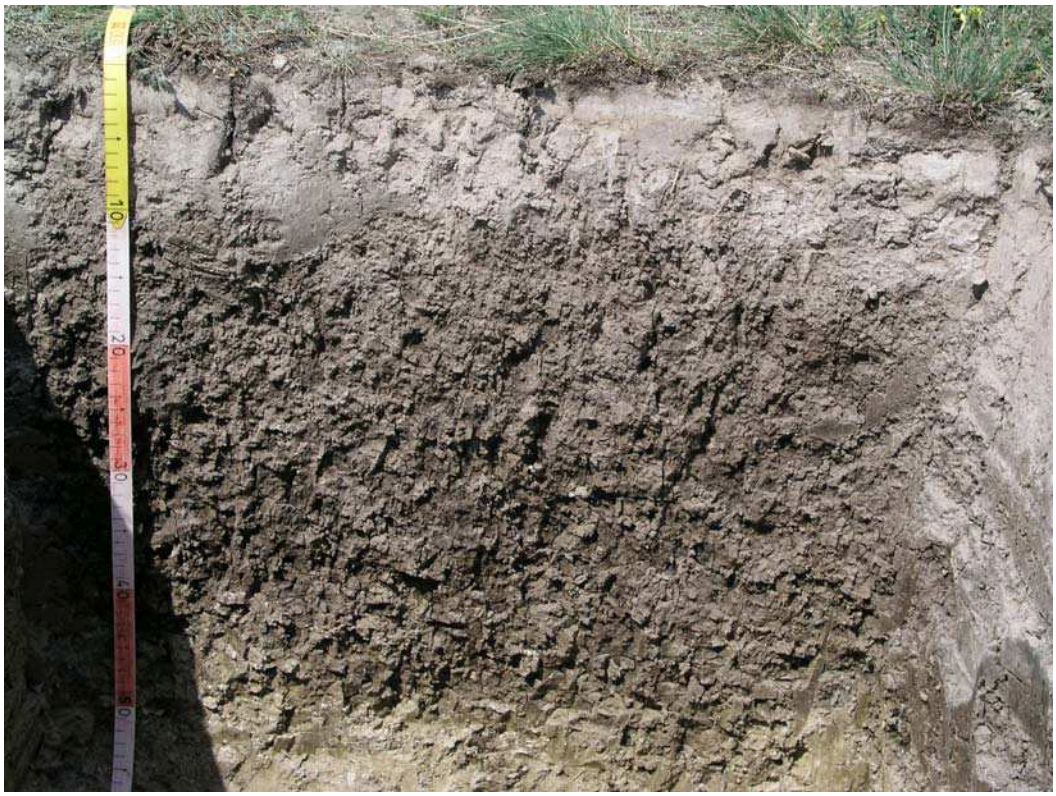
Ha a potenciális evapotranszspiráció magasabb, mint az éves csapadékmennyiség, a felszínközeli talajvíz könnyen oldható sókban gazdag (EC>2 μS/cm), és a kapilláris vízemelés képes átjárni az egész szolumot, akkor a párolgás miatt az oldott sók a felszín közelében csapódnak ki. A *szoloncsák* (8.14. ábra) jellegű szikes talajokban tehát nem feltétel a magas Na^+-tartalom.

8.14. ábra: Szoloncsák – Solonchak (Tóth Tibor felvétele, a szerző szíves hozzájárulásával)

A *szolonyec*- (8.15. ábra) képződés feltétele a *mélyebb (1–3 m) talajvízszint* és a *kicserélhető Na^+-tartalom megemelkedése* (>5 S%), és az ezek eredményeként alkalikus környezetben történő *agyagosodás* és *agyagvándorlás*. A kapilláris vízemelés ez esetben csak a *B-szintet* éri el. A feltalaj Na^+-tartalma peptizálja az agyagkolloidokat, melyek a nedves időszakokban a lefelé mozgó vízzel a B-szintbe mosódnak. A kicserélhető Na^+ egy része is a *B-szintbe* mosódik, ahol annak mennyisége meghaladja a 25 S%-ot. A magas kicserélhető nátriumtartalom az agyagkolloidokat koagulálja (lásd kritikus koncentráció). A vízoldható sótartalom és a kicserélhető nátriumtartalom maximuma nem esik egybe. Az előbbi a B-szint mélyebb részén, míg az utóbbi az *A*- és *B-szintek* határához közelebb húzódik. A *szolum* erősen bázikus talajkör-

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

nyezete idővel az agyagásványok széteséséhez vezet, miáltal a szelvényben kovasav keletkezik. Ezt a folyamat a *szologyosodás*. A szolonyecek magas szmektittartalma akár a felszínen is időleges repedések megnyílásához vezethet. Ekkor ezeket a talajokat is a *vertisol*ok közé sorolják.



8.15. ábra: Szolonyec – Solonetz (Tóth Tibor felvétele, a szerző szíves hozzájárulásával)

9. FÖLDÉRTÉKELÉS

Hazánkban egészen a közelmúltig a földvagyon a tehetősség egyik fokmérője volt. Habár a termelés és a mindennapi élet egyre inkább függetlenedik a talajtól, a föld még mindig meghatározó jelentőségű a gazdaság szempontjából is. Mint természeti erőforrás, illetve termelőeszköz jövedelemtermelésre is képes amellett, hogy – racionális használat mellett – önmaga nem fogy el. E megújuló képesség azonban csak korlátozott körülmények között igaz, és nem orvosolja a problémát, hogy a talajok mennyisége világviszonylatban is véges.
Egyes prognózisok szerint előbb-utóbb az élelemtermelésre hasznosítható földterületek nagysága (hiánya) válik limitáló tényezővé. Jelenleg a Föld szárazföldi területeinek mintegy 11%-a hasznosítható termőföldként. Az EU országaiban ez az érték 30% körüli, míg hazánkban 60% fölött van. Az egyre fokozódó kereslet miatt a víz mellett e természeti erőforrásunk a jövőben várhatóan mindinkább felértékelődik.
Alapvető különbség van a különböző típusú talajok kereslete – és ehhez kapcsolódóan értéke – iránt, hiszen a termékenyebb talaj több jövedelmet realizálhat, mint pl. a futóhomok, azaz a jó termőképességű talajok értékesebbek. Esetenként ennél is több értéket képviselhet az adott talaj földrajzi helyzete, vagyis a budai vár alatti, vagy egy kiépített gyógyvízforrás feletti földek – termőképességüktől függetlenül – igen értékesek. A talajnak a termékenysége és az épített környezet megtartása mellett igen fontos szerepe van még a környezetet érő terhelések tompításában, pufferolásában. A talaj képes a szennyezőanyagok tárolására, lekötésére, inaktiválására és lebontására. A talaj őrzi meg a jelenkor kutatóinak a régmúlt biológiai, történelmi stb. emlékeit, maradványait.
Egy adott földterület értékét tehát számtalan talajtani, földrajzi, kulturális, természetvédelmi, közgazdasági, stb. tényező együttesen befolyásolja. A talajtani tulajdonságok és ezeken keresztül elsősorban a termőképesség a talaj minőségét határozza meg, azaz a *földminősítés* az egyes talajok minőségi összehasonlítását jelenti. Ehhez részletes talajtani mérési és térképezési eredmények szükségesek. A mért értékek alapján a talajok összehasonlíthatóvá válnak, azonban nem alakítható ki abszolút rangsor, hiszen a termékenység nem egzaktul mérhető változó. A savanyú homoktalajok nem kedvezőek a búzatermesztés szempontjából, ugyanakkor a dohány jól érezheti magát bennük. Másrészt egy terület termékenysége jelentősen növelhető helyes termesztéstechnológia alkalmazásával, tápanyagpótlással, meliorációval. Nem lehet tehát összehasonlítani egy gyengébb adottságú, de nagyadagú műtrágyával és növényvédőszerrel kezelt terület termésátlagait egy külterjes parcella értékeivel. A nagyobb termés ez esetben a nagyobb ráfordításnak köszönhető, vagyis a termékenység fogalmánál összehasonlításra jobban használható a jövedelmezőség fogalma. A talaj termékenyégének fogalmán, ha semmilyen jelzőt nem használunk, az aktuális termékenységet értjük, mely a területen végzett trágyázás és művelésmód mellett több év átlagában elérhető.
E problémák kiküszöbölésére született meg a *földértékelés,* melynek során a talaj minőségi jellemzői mellett a fenti, egyéb befolyásoló tényezőket is igyekeznek figyelembe venni. Hangsúlyozzuk, hogy a földértékelést mindig valamely szempontból (pl. mezőgazdasági, ökológiai, építészeti stb.) lehet csak elvégezni, azaz általános érvényű rangsort nem lehet felállítani.

9.1. Az aranykorona-rendszer

Magyarországon a termőterületek értékelésére először a hozadéki kataszter rendszerét (1875) alkalmazták. A rendszer megalkotását az indokolta, hogy a földterületek után kivetett adó mértéke arányban álljon a területen elérhető, egységnyi területre eső *kataszteri tiszta jövedelem* (haszon) mértékével. Ez utóbbi meghatározására az országot 12 kataszteri területre osztották fel, melyeken belül 20–40 becslőjárást hoztak létre. Egy becslőjáráson belül közel azonosnak feltételezték a talajtulajdonságokat és a művelési költségeket. E homogén egységet

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

tovább bontották aszerint, hogy a kérdéses parcella milyen művelési ágba tartozik, azaz milyen növényt termesztenek rajta. A földterületek osztályba sorolásának az alapjai a nagyobb területenként (járásonként), illetve a községenként kijelölt mintaterületek voltak. Itt állapították meg az egyes művelési ágakhoz tartozó minőségi osztályokat. A legjobb termékenységű föld az 1. osztályba került, a legrosszabb a 8.-ba. Ezek alapján a felosztott területek mindegyikére meghatározták az átlagos hozamot, illetve a termény piaci értékét. (Itt tehát már szerepet játszik az eladhatóság, a piacra jutás miléntje, a vasút közelsége stb.) Az évenkénti ráfordítások és bevételek eredőjeként a területegységre (kezdetben hold, majd hektár – ha, 10^4 m^2) eső átlagos jövedelem adódott, mely egyben a terület értékét is jellemezte, az akkori törvényes fizetőeszköz alapján aranykoronában. Az értékek 0–30 AK között változnak.
Az akkor jól működő rendszer mára elavult. Legfőbb hibája, hogy nem veszi figyelembe az azóta rohamos fejlődésen átesett talajtan vizsgálati eredményeit. Szintén gondot okozott, hogy az egzakt összehasonlíthatóság csak kisebb területeken belül volt lehetséges, vagyis adott aranykorona érték más és más minőségű földet jelenthetett az ország különböző részein. Közgazdaságilag pedig leginkább az róható fel a rendszer terhére, hogy csak közvetve (a jövedelmen keresztül) ad támpontot a föld értékéről. Ezen túlmenően az akkor megállapított értékek hamarosan, a változó gazdasági, politikai, pénzügyi körülmények miatt elavultak, azonban az aranykorona mint konvencionális összehasonlítási rendszer mind a mai napig megmaradt. Aktualizálására, újabb rendszerek megalkotására több kísérlet is történt, de a köztudatban és a gyakorlatban is még mindig az aranykorona a föld értékmérője.

9.2. Újabb földértékelési rendszerek

A nyolcvanas évek végére a talajok részletes feltérképezésével, illetve a már rendelkezésre álló talajtani adatbázis felhasználásával kidolgozták a *talajértékszám* fogalmát (Fórizsné–Máté–Stefanovits). A talaj értékszám 0–100 közé eső érték, mely a talaj termékenységét számszerűsíti, a legtermékenyebb talaj %-ában, ezzel tulajdonképpen újabb földminősítési rendszert hozva létre. A rendszer alapegysége a genetikai altípus, melyet a változati tulajdonságok függvényében osztályozhatunk tovább. Habár a termékenység – mint azt már korábban láttuk – nem egzakt és jól mérhető fogalom, felfogható sok, jól mérhető fizikai és kémiai paraméter eredőjeként is. E rendszerben a vizsgálandó paraméterek mindegyike mérhető, ezáltal a rendszer objektív.
Az értékelendő talajok azonban nem választhatóak el az őket körülvevő egyéb adottságoktól, vagyis az egyes altípusokat földrajzi megjelenésüktől függően pozitív és negatív hatások is érhetik. E körülmények termékenységet módosító hatásának számszerűsítésére hozták létre a *termőhelyi értékszám*ot. Ebben a rendszerben a talajértékszámot a napsütéses órák számára, a terület kitettségére, a csapadékra és egyéb domborzati és hidrológiai paraméterekre vonatkozó adatokkal korrigálták (csökkentették). A rendszerhez közgazdasági kiegészítés is készült, azonban ennek végleges kidolgozása, illetve a rendszer bevezetése a rendszerváltozás és a pénzhiány miatt elmaradt.
A *pontozásos rendszer* megalkotása során kidolgozott talajértékszámot és termőhelyi értékszámot a környezeti szempontú értékelésben is felhasználták. Ebben a rendszerben nem elsősorban a föld pénzben kifejezhető értékét határozzák meg, hanem sokkal inkább az adott terület optimális használatának módját. A két véglet az intenzív mezőgazdasági földhasználat sok műveléssel és kemikáliával, illetve a kizárólagosan természetvédelmi célú földhasználat. A terület ezen skálán történő elhelyezéséhez meg kell vizsgálni annak mezőgazdasági alkalmasságát. Ez egy 0-tól 99-ig terjedő skálán történik, többféle változó (domborzati, talaj és klímaparaméterek) értékelésével, melyekre a kapott pontszámok összegződnek. Minél nagyobb érték adódik, a terület annál alkalmasabb szántóföldi művelésre. Ezen eredménytől függetlenül a területet ismét besorolják egy másik pontozásos rendszerbe, mely a természeti értékek szempontjából rangsorol. Itt szintén számos paraméter (élővilág, talaj, víz) együttes vizsgálata során összegzett pontérték adódik, melynek szintén 99 a maximuma.

Az agrár szempontú értékelés pontszámából levonva a környezeti szempontú értékelés pontszámát, és az eredményhez 100-at hozzáadva a földhasználati szempontú értékelés adódik. Az így nyert értékek és a minősített területek aránya optimális esetben az ún. földhasználati piramis (9.1. ábra) arányait közelíti. Minél magasabb értékkel rendelkezik a terület a skálán, annál inkább alkalmas az intenzív mezőgazdasági termelésre. A legalacsonyabb pontértékű területeken ezzel szemben a földhasználat kizárólagosan természetvédelmi célú lehet. A piramis jellegéből adódóan minél intenzívebb a védelem, annál kisebb területre vonatkozik.

9.1. ábra: A földhasználati piramis és a kategóriahatárok értékei (Erz ábrája alapján)

Az egyik legújabban kidolgozott rendszer a *D-e-Meter* több újítást is tartalmaz elődeihez képest. A földet ismét annak termékenysége alapján ítéli meg, azonban figyelembe veszi az egyes kultúrnövények eltérő talajigényét, azaz a talajtermékenység itt nem abszolút fogalom, mindig az adott növény szempontjából értendő. A terület becsült termékenységét a hosszú távú termésátlagok adják, melyekből azonban ki kell szűrni a nem a talajra jellemző (agrotechnika, klíma stb.) hatásokat. A rendszer igyekszik objektíven a mért értékekre támaszkodni. Ezeket az értékeket a vonatkozó mérések eredményeit összesítő adatbázisokból származtatja. A felhasznált adatbázisok jellemzően a talajtérképezés eredményeiből és az Agrárkörnyezetgazdálkodási Információs Rendszer (AIR) értékeiből állnak. E jelentős méretű adattömeg kezelése és értékelése térinformatikai módszerekkel elektronikusan zajlik. Ezekből matematikai, statisztikai módszerekkel állítják elő a területre jellemző értéket, melyet korrekciós tényezők tesznek pontosabbá.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak Giancarlo Carattinak (JRC, European Commission), Farsang Andreának (SzE TTK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék), Nagy Balázsnak (ELTE TTK, FFI Természetföldrajzi Tanszék), Németh Tibornak (MTA Geokémiai Kutatóintézet), Tóth Tibornak (MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet) a rendelkezésre bocsátott felvételekért. Köszönjük továbbá Angyal Zsuzsannának (ELTE TTK Környezettudományi Centrum) a jegyzet elkészítésében nyújtott segítségét.

Irodalomjegyzék

Bergaya, F.–Theng, B. K. G.–Lagaly, G.: *Handbook of clay science,* Elsevier, London, 2006.

Bohn, H. L.–McNeal, B.– O'Connor, G. A.: *Talajkémia*, Mezőgazdasági Kiadó – Gondolat Kiadó, Budapest, 1985.

Fekete J.: *Trópusi talajok*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 1988.

Filep Gy.: *Talajkémia,* Akadémiai Kiadó, Budapest, 1988.

Fitzpatrick, E. A.: *An Introduction to Soil Science*, Oliver and Boyd, London, 1975.

Fórizsné J.-né–Máté F.–Stefanovits P.: *Talajbonitáció – földértékelés*, Az MTA Agrártudományi Osztályának Közleményei 30(3): 359–378, 1971.

Füleky Gy.: *A talaj,* Gondolat zsebkönyvek, Gondolat Kiadó, Budapest, 1988.

Hillel, D.: *An introduction to environmental soil phisics,* Academic Press, London, 1998.

Kilham, K.: *Soil Ecology*, Cambridge University Press, Cambridge, 1994.

McBride, M. B.: *Environmental chemistry of soils*, Oxford University Press, Oxford, 1996.

Picollo, A. (ed.): *Humic Substances in Terrestrial Ecosystems*, Elsevier Science, London, 1996.

Ross, S.: *Soil processes: a systematic approach*, Routledge, London, 1989.

Stefanovits P.–Filep Gy.–Füleky Gy.: *Talajtan,* Mezőgazda Kiadó, Budapest, 1999.

Szabó I. M.: *A bioszféra mikrobiológiája II.*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 1996.

Vér F.: *A talajszerkezet vizsgálatának és javításának fontossága növénytermelési szempontból,* Keszthelyi Agrártudományi Egyetem, Keszthely, 1982.

White, R. E.: *Principles and practice of Soil Science: The Soil as a Naural Resource,* Blackwell Publishing, Malden, USA, 2006.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Ajánlott honlapok

Magyar Talajtani Társaság honlapja: http://www.talaj.hu

Nemzetközi Talajtani Unió honlapja: http://www.iuss.org/

ISRIC – World Soil Information: http://www.isric.org

JRC Európai Talaj Portál: http://eusoils.jrc.ec.europa.eu/

FAO honlapja: http://www.fao.org/

USDA: http://www.nrcs.usda.gov/

MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet honlapja: http://www.mta-taki.hu/

SzIE Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet honlapja http://mkk.szie.hu/dep/talt/

MTA Földrajztudományi Kutatóintézet honlapja: http://www.mtafki.hu.hu/

SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék honlapja: http://www.geo.u-szeged.hu/

Dobos Endre honlapja: www.uni-miskolc.hu/~eco**dobos**/

Fogalomtár

Abrázió: a tenger partot romboló hatása, tengerparti *erózió*.
Abszorpció: adott anyagot érő sugárzás részleges, vagy teljes elnyelődése az anyagban.
Aciditás: oldatok (talajtanban a *talajoldat*) savas *kémhatásának* hidrogénion-koncentrációval kifejezhető mértéke ($cmol_+ kg^{-1}$).
Adhézió: eltérő felületek, anyagok, molekulák, ionok között fellépő vonzás.
Adszorpció: megkötődés szilárd fázis felületén. A talajban a kationok adszorpciója a legjelentősebb.
Aerób viszonyok: átlevegőzött, az aerob szerves légzést lehetővé tevő oxidatív környezet, *Eh*>~350mV.
Aggregátum: a talaj szilárd, elemi alkotórészei összetapadnak, ezzel nagyobb, összetett szemcséket hoznak létre, ezek az aggregátumok.
Aggregátum stabilitás: aggregátumok fizikai hatásokkal szembeni toleranciája, állóképessége.
Agrotechnika: mezőgazdasági hasznosítású területen a termelésre irányuló műveletek (pl. szántás, műtrágyázás, betakarítás stb.) összessége.
Agyag: 1.) A talaj szilárd fázisának legapróbb, 2 µm-nél kisebb átmérőjű szemcséi. 2.) Agyag méretű szemcsék által uralt fizikai féleség (textúra).
Agyagásványok: a talaj elsődleges ásványainak bomlástermékeiből a talajban képződött másodlagos, rétegszilikát ásványok, melyek döntően az *agyag* mérettartományba esnek.
Agyagbemosódás (agyagvándorlás): a folyamatos *kilúgzás* a kis molekulatömegű humuszsavakkal, vagy nátriummal komplexet alkotó agyagásványokat a kilúgzási szintből a felhalmozódási szintbe szállítja.
Agyaghártya: a *talaj* szerkezeti elemeinek felületét bevonó, a víz által a repedésekbe szállított, majd ott kivált vékony *agyagréteg.* Lásd *másodlagos képződmények.*
Agyagosodás: a *talaj* elsődleges szilikátásványaiból *pedogén (másodlagos) rétegszilikát ásványok* keletkezésének folyamata.
Aktív savanyúság: a talajoldat folyamatosan változó, pillanatnyi savanyúsága, vagy pH-értéke.
Albedo: arányszám mely megmutatja, hogy adott felületre érkező sugárzás mekkora hányada verődik vissza (0–1).
Albeluvisol: a WRB által definiált talaj taxon. Olyan *agyagbemosódás*os talajok, melyek E-szintje a podzolosodás miatt kifakul, kifehéredik, de *spodic* szint nem jelenik meg bennük.
Alkalinizáció: a *szolum* valamely szintjében a kicserélhető Na^+ feldúsulása.
Állandó töltés: rétegszilikátokban és amorf alumínium-szilikátokban *izomorf kémiai helyettesítés* által kialakult olyan felszíni töltések, melyek polaritása (töltésállapota) a környezet kémhatásának megváltozására nem érzékeny.
Allofánok: olyan lemezes vagy csöves szerkezetű amorf alumínium-szilikátok, melyekben minden egyes SiO_4^- tetraéderre egy-egy Al vagy Mg központi kationnal rendelkező oktaéder jut.
Alteráció: az elsődleges ásványi szerkezet átöröklése a másodlagosan képződött ásványba.
Anaerób körülmények: szabad oxigénben szegény környezet. Csak olyan mikroorganizmusok anyagcseréje és szaporodása lehetséges, melyek sejtlégzésük terminális elektroakceptora nem az oxigén.
Anion: negatív töltésű ion.
Aprózódás: a talajképző kőzet fizikai degradációja, melynek során az összetétel nem változik meg, csak a szemcseméret csökken, egyúttal a felület növekszik. Lásd *fizikai mállás*.

© Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Aranykorona érték: földminősítésre használt relatív rendszer, mely a föld értékét a rajta megtermelhető jövedelem alapján számította. Napjainkban mögöttes tartalom nélküli viszonyszám.
Azonális talajok: az éghajlattól teljes mértékben függetlenül fejlődő talajok.
Állványszilikát (tektoszilikát): szerkezetükben az SiO_4^- tetraéderek a tér mindhárom irányában végtelen hálózattá kapcsolódnak össze (*tekto* = építmény, görög).
Barnaföld (Ramann-féle barna erdőtalaj): az erdőtalajok *kronoszekvenciájá*ban az agyagosodás folyamata által uralt, fiatal talaj.
Bázistelítettség (V %): a *kicserélhető bázisokkal* lekötött kationcsere helyek mutatószáma. Az *S*- és *a T-értékek* hányadosának százalékban kifejezett értéke.
Beépítés: a talajfelszín hosszas és általában hermetikus burkolása, mely elzárja a talajt a levegőtől, a csapadéktól és a napfénytől.
Belvíz: nagyobb területű mélyedésekben, lefolyástalan területeken összefolyó és felszínen rekedő vízmennyiség, mely képtelen a talajba szivárogni.
Biológiai aktivitás: egy pillanatnyi környezeti változókkal jellemezhető talaj élőlényeinek, illetve ezek anyagcsere-folyamatainak összessége.
Biomassza produkció: egy területegységen adott idő alatt keletkező összes szerves anyag mennyisége.
C:N (szén:nitrogén) arány: arányszám mely megmutatja, hogy adott anyagban egy egység N-re, hány egység C jut.
Cambisol: a *WRB* rendszerben azon talajok csoportja, melyekben a talajfejlődés lassúsága, vagy a viszonylag fiatal kor miatt a talajszintek differenciálódása korlátozott. Ide tartozik a hazai rendszertan *barnaföld*je is.
Cryosol: a *WRB* rendszerben a fagy és a jég által formált talajok referenciacsoportja.
Csepperózió: a lehulló esőcseppek a talajfelszín *aggregátum*ait szétrobbantó hatása, miáltal az elemi szemcsékre hullott talaj könnyebben lehordódik, illetve az eső végén kérget képez a felszínen.
Csernozjom (oroszul: fekete talaj): fekete mezőségi talaj. Mérsékelt övi, magasfüvű puszták (sztyep) klímazonális, kőzethatású, jó szerkezetű és termékenységű meszes talaja.
Defláció: a szél talajfelszínt megbontó és a talajt áthalmozó hatása.
Degradáció: a talaj termőképességének, vagy egyéb funkcióinak leromlása (pl. *savanyodás, szikesedés, tömörödés, beépítés, szennyezés, erózió, kedvezőtlen vízgazdálkodás* stb.).
Diszponibilis víz: a talaj növények által hozzáférhető – kapilláris pórusterekben tárolt – vízkészlete (pF 2,5–4,2).
Duzzadó agyagásványok: olyan *agyagásványok,* melyek szerkezetük megváltozása nélkül képesek nagymértékű vízfelvételre, miközben térfogatuk jelentősen megnő. Ide sorolódnak a vermikulit és a szmektit csoport ásványai.
Eh: egy platinaelektród és egy hidrogén referenciaelektród közötti potenciálkülönbség, amely a rendszer (talaj, talajoldat) oxidált és redukált anyagainak mennyiségétől függ. Lásd *redoxpotenciál*.
Eketalp réteg: a huzamosabb ideig azonos mélységben végzett talajművelés hatására kialakuló kis *porozitás*ú, kompakt réteg közvetlenül a művelésmélység alatt.
Ekvivalens átmérő: a talaj pórustér méretének meghatározására szolgáló átlagérték.
Elektromos vezetőképesség (EC): egyes kristályos szerkezetű anyagok kristályaikban az atomok nagyon közel vannak egymáshoz (a rácsállandó kicsi). A szomszédos atomok közösen használják a vegyértékelektronjaikat, így az elektromos áramot csekély veszteséggel vezetik. A tiszta víz elektromos vezetőképessége alacsony, mely a benne oldott sók mennyiségének emelkedésével arányosan nő. Ebből kifolyólag az talajok és a vizek elektromos vezetőképessége azok oldott sótartalmára *(total dissolved salt, TDS)* utal (mS cm^{-1}).

Elsődleges ásványok: kőzetképződés (diagenezis) során, magas hőmérsékletű folyamatok által létrejött ásványok.
Erodálhatóság: a talaj *erózió*val szembeni érzékenysége.
Erózió: a talaj felszínén lefolyó víz talajt pusztító, elragadó hatása.
Evaporáció: a talajfelszínről a légkörbe párolgó víz mennyisége (mm időszak^{-1}).
Evapotranspiráció: az *evaporáció* és a növényállomány együttes párologtatása, illetve ennek aktuális értéke adott területegységen (mm időszak^{-1}).
Exaráció: a szárazföldi jég mozgásának kőzetet (talajt) letaroló hatása.
Fajlagos felület: egységnyi tömegű (tömegi ~), vagy egységnyi térfogatú anyagra (térfogati ~) jutó felület ($m^2\ g^{-1}$; $m^2\ cm^{-3}$).
Fajlagos töltéssűrűség: rétegszilikátok egységnyi felületére eső töltések mennyisége ($cmol_{töltés}\ kg^{-1}$). Jellemző értéke pedogén rétegszilikátokban: 10^{-4} –10^{-5} cmol. kg^{-1}
Fajsúly (ρ, ró): egységnyi térfogatra jutó anyag tömege. A talajtanban a szilárd fázis összességére jellemző fizikai paraméter (g cm^{-3}).
Felszínborítás (fedettség): minőségi és mennyiségi osztályozás, mely megmutatja, hogy a nyers talajfelszínt milyen összetételben (avar, évelő lágyszárúak, kukorica stb.) és mekkora hányadban (0–100%) fedik élő vagy holt anyagok.
Felszíni lefolyás: a talajra hulló csapadék azon hányada, mely nem képes a talajba szivárogni, ezért lejtőirányba lefolyik.
Feozjom: szürke mezőségi talaj. A valódi méréskelt öv füves pusztáinak kalciummentes talaja. Lásd *Phaeozem*.
Ferralitizáció: a szilikátásványok mállásának válfaja, melyben az erős, lefelé irányuló vízmozgás a kovasavat kilúgozza a szelvényből, ahol ezért a vas- és alumínium-oxidok dúsulnak föl, jellegzetesen vörösre színezve a talajt, miközben az altalajban az ásványi fázist kaolinitek uralják. A ferralitos talajok *molekuláris viszonyszáma* kisebb 2-nél. Kialakulásuk az egyenlítői és a trópusi monszun övekben jellemző. Lásd *lateritesedés*.
Ferrugináció: az agyagosodás a trópusokra és a meleg mérsékelt övre eső válfaja, amely elsősorban a szavanna övben jellemző. A mérsékelt övezet ferruginous talajai korábbi földtörténeti időszakok környezeti viszonyainak megfelelően alakultak ki. A ferrugináció eredményeként 1:1 szerkezetű agyagásványok képződnek, melyeket vashártya borít. A ferruginous talajok *molekuláris viszonyszáma* 2 és 2,5 értékek közé esik. A trópusi talajok *kronoszekvenciájában* ez a folyamat a *fersziallitizációt* követi.
Fersziallitizáció: a *sziallitizáció* trópusokon kifejlődő változata. A mérsékelt övi sziallitos talajokkal ellentétben a pedogén *agyagásványokat* vashártya borítja, amelynek köszönhetően a *molekuláris viszonyszám* alacsonyabb, 2,5–3,5 értékek közé esik.
Finomföld: a *vázrészek*től megtisztított talaj, melyben egyetlen elemi alkotórész sem haladja meg a 2 mm átmérőt.
Fizikai féleség (**mechanikai összetétel, textúra**)**:** megmutatja, hogy a talaj szilárd fázisát milyen összetételben alkotják különböző nagyságú (*agyag, iszap, homok*) elemi szemcsék.
Fizikai mállás: Lásd *aprózódás.*
Flokkuáció: Lásd *kicsapódás*.
Fosszilis talaj: a talajképző kőzet (általában lösz) mélyebb rétegeiben található egykori talajréteg, melyben a talajosodás folyamata az eltemetődés miatt megszűnt. Lásd *paleotalaj.*
Földpát: az ásványi talajalkotók egyik jellemző *állványszilikát* csoportja.
Genetikai szemlélet: a talajok pillanatnyi állapotának leírása mellett jelentős hangsúlyt fektet a kialakulás és az addigi fejlődés folyamataira, az osztályozást ez utóbbi alapján végzi.
Gél állapot: *kolloid* rendszerállapot, melyben a töményedő diszperzióban a kolloidok elvesztik egyedi szolvátburkukat, miáltal térhálós szerkezetet alkotnak.
Glej (oroszul sár): tartós vízborítás hatására redukált állapotú, szürkés-zöldes vas(II)-hidroxi szemmel látható megjelenése a szelvényben.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Glejsol: a *WRB* talajosztályozási rendszer referenciacsoportja. Mocsári környezetben keletkező talajok, melyekben a felszíntől számított 40 cm-en belül glejes foltosság figyelhető meg. A Kárpát-medence területén belül leírt Gleysolokat a hazai rendszer réti talajai közé soroljuk.
Gravitációs-kapilláris pórustér: a talaj kb. 10–50 μm közötti *ekvivalens átmérőjű* hézagai, melyekben a víz gravitációs, vagy kapilláris vízként viselkedik.
Gravitációs pórustér: a talaj kb. 50 μm-nél nagyobb *ekvivalens átmérőjű* hézagai, melyeken keresztül a víz a felszínről a mélyebb rétegek felé távozik.
Harrasovitz-féle molekuláris viszonyszám: Lásd *molekuláris viszonyszám.*
Hervadáspont: az a talajnedvesség-tartalom, ahol víz kizárólag csak az adszorpciós pórusterekben, a növények számára már nem felvehető módon, kb. *pF* 4,2 érték mellett található.
Hidratáció: hidratáció során a szabad ionokból vagy molekulákból hidrátburokkal körülvett ionok, illetve molekulák jönnek létre.
Hidratációs aprózódás: szilikátásványok hidrátburok általi degradációja, melynek során az ásványos összetétel nem változik, de 10 μm-nél kisebb szemcsék is létrejöhetnek. E folyamat átmenet a mállás irányába.
Hidrolitos savanyúság (y1): egységnyi mennyiségű *talaj*ból a változó töltésekről felszabaduló H^+-ionok (protonok) mennyisége ($cmol_+/kg$).
Hidrolízis: olyan bomlási folyamat, melyben a víz nem oldószerként, hanem reakciópartnerként vesz részt.
Hidromorf: Lásd *vízhatású.*
Higroszkóposság: talajszemcsék aktuális páratartalomtól függő felületi vízmegkötő képessége. Hy – *pF*4,2; hy – *pF*6,2.
Histosol: Lásd *szerves talajok.*
Hiszterézis: a talaj pórusai adott nyomáson eltérő vízmennyiségét képesek megtartani, attól függően, hogy a mintát a szárítjuk vagy nedvesítjük. Az eltérés a pórusok folyamatosan változó átmérőjéből fakad.
Holtvíz: a *talaj* szorosan kötött (*pF*>4,2) víztartalma, mely már a növények számára jellemzően nem elérhető.
Homok: 1.) A talaj szilárd fázisának legdurvább, 0,02–2 mm közé eső elemi szemcséi. 2.) A homok szemcsetartományba eső elemi részecskék által uralt talaj.
Humifikáció: a talajba kerülő friss, holt szerves anyag véletlenszerű átalakulási folyamatainak összessége stabil holt szerves anyagokká, *humusszá*.
Humusz: a talajba kerülő, sötét színű, már többé-kevésbé lebomlott, igen heterogén szerves anyag összessége.
Humuszformák: különböző növényi társulások holt szerves anyaga eltérő feltételek mellett eltérő módon humuszosodik. A keletkező formák csoportosíthatók a kiindulási anyag és az átalakulás mértéke szerint is.
Immobilizáció: egy mozgékony, kémiailag aktív ion felületi megkötődése, vagy beépülése ásványba vagy szerves anyagba, miáltal az ion inaktívvá válik.
Imogolitok: olyan csöves (tubuláris) szerkezetű amorf alumínium-szilikátok, melyekben nem jut minden egyes SiO_4^- tetraéderre Al, vagy Mg központi kationnal rendelkező oktaéder.
Intrazonális talajok: azok a talajok, melyek fejlődésében az éghajlati hatás csak módosítani tudja a talajvíz, vagy a kőzet meghatározó szerepét.
Iszap: a talaj szilárd fázisának közepes méretű, 0,002–0,02 mm közötti elemi alkotói. Lásd *por.*
Izoelektromos pont: az a *pH*-érték, amelynél adott kristály pozitív és negatív töltéseinek összege megegyezik.
Izomorf kémiai helyettesítés: egy ásvány kristályrácsában egy elem/ion oly módon helyettesíti az eredeti elemet, hogy annak kristályszerkezete nem változik meg. A helyettesítő elem mérete az eredetihez hasonló.

Izomorf szubsztitúció: Lásd *izomorf kémiai helyettesítés*.
Kalcium-karbonát, $CaCO_3$: a talajfejlődés irányát alapvetően meghatározó ásvány. *Talajok*ban kalcit formában van jelen.
Kapilláris pórustér: a talaj kb. 0,2–10 μm ekvivalens átmérőjű hézagai, melyekben a víz a gravitáció ellenében is mozogni képes.
Kapilláris vízemelés: az a magasság a talajszelvényben a talajvíztükör fölött, ameddig a nedvesség a *kapilláris pórustér*ben felemelkedik.
Kastanozem: a WRB rendszer referenciacsoportja. Rövidfüvű sztyep (kontinentális területek) talaja. Lásd *kasztanozjom*.
Kasztanozjom (oroszul: gesztenyeszín talaj): gesztenyebarna mezőségi talaj. Rövidfüvű sztyep (kontinentális területek) klímazonális talaja. Lásd *kastanozem*.
Kation: pozitív töltésű ion.
Kationcserélő képesség: Lásd *T-érték*.
Keluviáció: a feltalajból a nehezen oldható ásványok és sók mélybemosódása.
Kémhatás: Lásd *pH*.
Kérgesedés: a talaj felszínén, a szétesett *aggregátum*okból kialakuló csekély *porozitás*ú, *tömörödött* réteg. Lásd *csepperózió*.
Kicsapódás: *kolloid* rendszerek állapotváltozása, melynek során a koagulált részecskék összetapadnak, szuszpenzióvá alakulnak. Lásd *flokkuáció*, *koaguláció*.
Kicserélhető bázisok: a talajban erős bázisokat képző kationok (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^{+}, Na^{+}).
Kicserélődési savanyúság (y2): a talaj*kolloid*ok *állandó negatív töltésein* kötött *savanyító hatású kation*ok okozott aciditás ($cmol_{+}/kg$).
Kilúgzás: a huzamosabb ideig tartó, intenzív, lefelé irányuló vízmozgás a szelvény kalciumkarbonátnál oldhatóbb ásványait vagy sóit oldott állapotban a felszínről a mélyebb szintek felé mozdítja el.
Klímazonális talajok: a talajok azon csoportja melyek kialakulásában elsősorban a területet uraló klimatikus hatások játszottak szerepet.
Koaguláció: Lásd *kicsapódás*.
Kohézió: az anyag atomjai vagy molekulái között fellépő összetartás, vonzás.
Kolloid: az a szemcseméret- (1–500 nm) tartomány, melynél a rendszer átmenetet képez az oldatok és a szuszpenzió között. A kolloidrészecskék legfőbb tulajdonsága a tömegükhöz viszonyított nagy felület. Az agyagásványok és humuszkolloidok jelentős belső felülettel rendelkeznek, ezért a talajtanban a kolloidméret felső határa 2000 nm.
Konkréció: a talajszelvényben vízzel mozgó anyagok helyi kicsapódása, feldúsulása.
Koprecipitáció: együttes kicsapódás.
Korhany: Lásd *moder*.
Kotu: a *tőzeg* szárazra kerülése után, ásványi anyaggal keveredve és részlegesen lebomolva kotuvá válik.
Kőzethatású talajok: olyan talajok, melyek kialakulásában leginkább a talajképző kőzet tulajdonságai a meghatározóak.
Krioturbáció: a talajfagy keverő hatása, mely a szelvény vízszintes rétegzettségét átalakíthatja, illetve hullámossá teheti.
Kritikus koncentráció: adott ion azon legkisebb mennyisége a talajoldatban, mely a *kolloid*rendszer *kicsapódás*át okozza.
Kronoszekvencia: adott környezeti tényezők mellett a talajfejlődés időben egymásra következő lépcsőinek sorozata.
Krotovína: élőlények (gyökér, giliszta, vakond) által létrehozott járat, mely a felsőbb szintekből behulló talajjal ki is töltődhet.
Laterit: Lásd *ferralitizáció*.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Láncszilikátok: ásványok azon csoportja, melyekben a SiO_4 tetraéderek egymáshoz kapcsolódva láncokat alkotnak.
Láp: olyan terület, amely tartósan vagy időszakosan (de átlagosan legalább három hónapig) víz hatásának kitett. A lápok talaja az év jelentős részében vízzel telített, tőzegképződési folyamatok, illetve változó kifejlődésű tőzegtartalom jellemzi. A lápok erősen reduktív környezetű vizes élőhelyek.
Láposodás: állandó vagy hosszan tartó vízborítás uralta szerves anyag átalakulási folyamat.
Láptalaj: Lásd *szerves talajok*, *tőzegtalaj*.
Lessivage: Lásd *agyagbemosódás*.
Liotróp sor: a kationok adszorpciós affinitásának sorrendje.
Lithomorf: Lásd *kőzethatású talajok.*
Luvisol: a WRB rendszer referenciacsoportja. Olyan talajok, melyek kialakulásában az *agyagosodás* és az agyagvándorlás játszik szerepet.
Mállás: *talajképző folyamat,* melynek során a talaj ásványai kémiailag átalakulnak.
Mállási komplex (talajoldat): a talaj folyadék fázisában oldott, disszociált, hidrolizált ásványok és egyéb ionok elegye.
Másfélszeres oxidok (szeszkvioxidok): általánosságban az R_2O_3 felépítésű oxidok, a talajtanban a vas és alumínium oxidjai.
Másodlagos ásványok: elsődleges ásványok mállása útján, vagy alacsony hőmérsékletű diagenetikus úton kialakult ásványok.
Másodlagos képződmények: a talaj szemcséit, illetve aggregátumait bevonó agyag-, vas-, humusz-, stb. hártyák, kiválások.
Mezőségi talajok: füves puszták növényzetével borított, kontinentális talajok csoportja. Lásd c*sernozjom, feozjom, kasztanozjom*.
Miligram-egyenérték: a kation moláris tömegének és vegyértékének hányadosa.
Mineralizáció (ásványosodás): a talajt alkotó összetett és jellemzően inaktív ásványok, molekulák bomlása, melynek során egyszerű, kémiailag aktív ionok keletkeznek. Lásd *immobilizáció*.
Mocsár: olyan vizes területek, amelyekben nem folyik tőzegképződés, vagy a keletkezett tőzeg rendszeresen el is bomlik. A mocsarak a mérsékelt övezetben jellemzően kevesebb, mint három hónapig lehetnek teljesen vízzel telített állapotban. Jellegzetes talajai a réti talajok.
Moder (korhany): a szerves anyag a nyers humusznál jobban átalakult, az eredeti növényi szövetek már csak nyomokban ismerhetőek fel.
Molekuláris viszonyszám: a SiO_2 és a *másfélszeres oxidok* molekuláris tömegének aránya. Ha a *kilúgzási* és a felhalmozódási szintben mért viszonyszámok hányadosa meghaladja az 1,5-t *podzolosodás*ról beszélünk.
Mor (nyers humusz): a szerves anyagban a humuszosodás még kezdeti stádiumában van, a növényi részek még jól felismerhetőek.
Mulcs: a talajfelszín borítására használt holt szerves anyag, mely gátolja a csepperóziót, csökkenti a felszíni lefolyást és a párolgást.
Mull (televény): a csernozjomokra jellemző, erősen átalakult növényi szerves anyag, melyben az eredeti szövetek már nem ismerhetőek fel.
Munsell-féle színskála: színskála rendszer, melyet a *talajszintek* leírására is használunk.
Művelés: mezőgazdasági (erdészeti) területhasználat során a talaj lazítására, forgatására, keverésére stb. irányuló gépi munka, vagy azok rendszere.
Mycorrhiza: a növények gyökere és mikroszkopikus gombák alkotta szimbionta közösség.
Neoformáció: ásványoknak a talajoldatból (mállási komplex) történő kicsapódása, kristályosodása.

Oldódás: a talaj ásványos alkotóinak ionos formába kerülése oldószer (általában víz) hatására. A keletkező oldat a *talajoldat*.
Oxidáció: oxigénnel való egyesülés, tágabb értelemben elektronvesztés.
Paleotalaj: 1.) Üledékek által eltemetett talajréteg, melyben a talajképző folyamatok megszűntek. Leggyakrabban lösz szelvények interglaciálisokban keletkezett rétegeiként szerepel. 2.) Angolszász terminológia szerint az igen régóta folyamatosan képződő talajok.
Pedogén ásványok: *másodlagos ásványok,* melyek a talajosodás (talajképződés) folyamán jönnek létre.
Pedon: az a legkisebb térbeli egység (talajoszlop), amely egy adott talaj térbeli jellemzéséhez elégséges.
Peptizáció: *kolloid* rendszerek *szol állapot*ba juttatása.
Perkoláció: a csapadék és az általa oldott anyagok talajszelvényen keresztüli átszivárgása.
Permafroszt: olyan terület, melyen a feltalaj folyamatosan fagyott állapotban van.
pF: nyomásértékeket kifejező logaritmikus skála, mely segítségével megadható, hogy adott nyomás hatására a talaj mekkora mennyiségű vizet képes még visszatartani (0–7).
pH: a pH (*pondus Hidrogenii,* hidrogénion-kitevő) adott oldat kémhatását (savasságát vagy lúgosságát) jellemzi. Híg vizes oldatokban a pH egyenlő a H^+-ion (a valóságban hidoxónium-ion) koncentráció tízes alapú negatív logaritmusával. Mivel a tiszta víz 10^{-7} mol/l mennyiségben disszociál H+- és OH^-- ionokra, ezért a semleges híg vizes oldatok kémhatása pH 7. A pH logaritmikus skálájú paraméter, ezért dimenzió nélküli kémiai mennyiség. Lásd *kémhatás*.
Phaeozem: a *WRB rendszer* referenciacsoportja. Szürke mezőségi talaj. A valódi mérsékelt öv füves pusztáinak kalciummentes talaja. Lásd *feozjom*.
Podzol: a *WRB rendszer* referenciacsoportja. A boreális területek *podzolosodás* hatására fejlődő erősen savanyú erdőtalaja. Jellemző talajszintjei az egérszürke színű igen magas kovatartalmú E-szint és a közvetlenül alatta húzódó *spodic* (B)-*szint*. A szinthatárok gyakran lebenyesek. Podzolok bizonyos környezeti feltételek esetén közepes és alacsony szélességeken is kifejlődhetnek.
Podzolosodás: az alacsony ásványi kolloidtartalom és az erősen savanyú alomtakaró, intenzív kilúgzással társulva olyan környezetet teremt, amelyben a szilikátok elemi fémoxidokra esnek. A savanyú környezetben a kovasavak helyben maradnak, a vas és az alumínium, a szerves anyagokkal együtt a *keluviáció* által mélyebb szintek felé mozdul el. A podzolosodás nemcsak a podzolok kialakulásában, hanem a mérsékeltövi erdőtalajok (*luvisolok* és *albeluvisolok*), valamint a trópusi fehér homoktalajok kialakulásában is szerepet játszik.
Por: a talaj szilárd fázisának közepes méretű, 0,002–0,02 mm közötti elemi alkotói. Lásd *iszap*.
Porozitás (Φ): egységnyi térfogatú talaj azon hányada, melyet nem a szilárd fázis tölt ki (cm^3 cm^{-3}).
Potenciális evapotranspiráció (PET): adott területen és adott flóra mellett az *evapotranspiráció* elméletileg lehetséges maximális értéke (mm időszak^{-1}).
Potenciális savanyúság: a *talaj hidrolitos* (y_1) és *kicserélődési savanyúsága* (y_2).
Primer produkció: az autotróf szervezetek által szerves formában megkötött szén mennyisége.
Pszeudoglej: a *glej*es foltosság ez esetben nem a magas *talajvíz*szint miatt alakul ki, hanem a csapadékból származó, a szelvény tömődött szintjei fölött ideiglenesen felgyűlő nedvesség miatt.
Pszeudomicélium: 1.) A pórusok mentén, a talajoldatból kicsapódó $CaCO_3$, mely a gombafonalakra emlékeztet. 2.) A sugárgombák hifaszerű prokarióta sejtjei.
Pufferkapacitás: a talaj azon tulajdonsága, hogy az őt érő külső hatások (*szennyezés, pH*-változás stb.) erősségét kisebb-nagyobb mértékben tompítja, arra csak csökkent mértékű változással reagál.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Ramann-féle barna erdőtalaj: Lásd *barnaföld*.
Rácsbázis távolság: rétegszilikátokban az elemi réteglapok rácsai alapjainak távolsága. (Rétegződés periodicitása.)
Redoxpotenciál: Lásd *Eh.*
Redukció: 1.) Az a folyamat, amelynek során valamely vegyületből oxigént vonnak el. 2.) Atom, ion vagy molekula elektronfelvétele.
Reduktív környezet: redukáló szerekben (ezáltal elektronban) gazdag környezet, *Eh*<~100mV.
Reliktum talaj: *paleotalaj,* mely az *erózió* következtében ismét felszínre került, benne a *talajképző folyamatok* ismét megindultak.
Remediáció: a talajszennyezés mértékének az elviselhető kockázatú érték alá csökkentése.
Réteg: a talaj(*szelvény*) bizonyos mélységben elhelyezkedő része. A talaj rétegekre bontásánál a rétegek határát nem a genetikai fejlődés, hanem a mérőszalag jelöli ki. Lásd *szint*.
Rétegszilikát: SiO_4 tetraéderek a tér két irányában kapcsolódva lemezes szerkezetet alkotnak. Ezen alapstruktúra kombinálódásából állnak a rétegszilikátok.
Rétegtöltés: rétegszilikátok rácssíkjai és rácsélei állandó és változó töltéseinek összessége ($cmol_{töltés}$ kg^{-1}). Pedogén rétegszilikátok jellemző értéke: 1–150 (cmol. kg^{-1}).
Réti talaj: vízhatású, nagy szervesanyag-tartalmú, gyakran duzzadó agyagásványokat és sok csigahéjat tartalmazó szurokfekete talaj.
Rizoszféra: a gyökerek közvetlen környezetében, általuk kialakított élettér, mely kedvező feltételeket teremt a legtöbb mikroba számára.
Savanyító hatású kationok: a talajoldat azon kationjai (H_3O^+, Al^{3+}), melyek a talaj savanyúságát fokozzák ($cmol_{(+)}$ kg^{-1}).
Savanyodás: a talaj egészének, vagy egyes szintjeinek *pH* csökkenése, mely kedvezőtlen irányba befolyásolja az elemforgalmat és a *termékenység*et.
S-érték: megmutatja, hogy egységnyi tömegű talaj – meghatározott pH-értéken – mennyi kicserélhető bázist tud kicserélhető formában megkötni ($cmol_{(+)}$ kg^{-1}).
Sófelhalmozódás (szalinizácó): vízoldható sók feldúsulása a *szolum*ban az elégtelen *kilúgzás,* a magas *talajvíz,* vagy emberi tevékenység hatására.
Sós talaj: a *szolum* valamely szintjének vízoldható sótartalma meghaladja a 0,1%-ot, *EC*>2μS/cm.
Spodic szint: a felszínről kilúgzódó vas és alumínium a szerves savakkal komplexet képez és e szintben halmozódik fel.
Szabadföldi vízkapacitás: elméleti víztartalom érték, mely akkor következik be, ha a talaj *kapilláris és adszorpciós pórustere*i telve vannak vízzel, a *gravitációs pórustere*eket pedig levegő tölti ki (*pF* 2,5).
Szaturáltság: a talaj vízzel telített állapota, ekkor levegő egyáltalán nem található a rendszerben.
Szelvény: a talaj *szint*jeinek, illetve *réteg*einek sorozata a *talajképző kőzet*től a felszínig.
Szennyezés: káros, vagy nem kívánatos anyagok talajba jutása.
Szerves talajok: olyan talajok, melyeknek szerves talajszintjének *(histic)* vastagsága meghaladja az 50 cm-t. Lásd *histosol* és *láptalaj*.
Sziallitizáció: az agyagosodás azon válfaja, melyben elsősorban 2:1 szerkezetű agyagásványok jönnek létre. A finomföld frakció molekuláris viszonyszáma magasabb 2,5-nél.
Szigetszilikátok: ásványok azon csoportja, melyekben a SiO_4 tetraéderek csak kationokon keresztül kapcsolódnak egymáshoz.
Szik (szóda): könnyen oldható só ($NaCO_3$).
Szikesedés: a talaj kicserélhető Na^+ tartalmának növekedése, mely pH emelkedéssel jár együtt.

Szint: a talaj(*szelvény*) egymás felett elhelyezkedő szintekből áll. Az egyes szintek határait a talaj genetikai fejlődése miatt megváltozó tulajdonságai jelölik ki. Lásd *réteg*.
Szol állapot: *kolloid* rendszerállapot, melyben bőséges diszpergáló szerben a kolloidok szabadon mozoghatnak.
Szoliflukció: a felszíni vízzel teljesen átitatott talajréteg egészének elmozdulása lejtőirányba. Lásd *talajfolyás*.
Szoloncsák (Solonchak): *vízhatású, szikes* talaj, melyben a *kapilláris vízemelés* eléri a felszínt, szelvénye nem tagolt.
Szolonyec (Solonetz): *vízhatású, szikes* talaj, melyben a sófelhalmozódás a felszín alatt történik meg, gyengén kilúgzott A- és oszlopos szerkezetű B-*szint*re különül.
Szolum: a *pedon* talajképző kőzet feletti része.
Talajfolyás: Lásd *szoliflukció*.
Talajképző folyamat: események sorozata a talajban, mely a talajképző tényezők által alkotott feltételek alapján játszódik le.
Talajképző kőzet: az a kőzet melynek felszínén a talajosodás megindult, illetve melynek anyagából a talaj keletkezik.
Talajlégzés: a talaj élőlényeinek anyagcsere-folyamata, melynek során jellemzően O_2-t vonnak el a talajlevegőből és CO_2-ot lélegeznek ki.
Talajoldat: a talaj folyadékfázisa. Lásd *mállási komplex.*
Talajosztályozási rendszer: a talajok tipizálásának, osztályokba sorolásának rendszere. Alapvetően leíró (diagnosztikai) és genetikai szemléletű rendszerek léteznek.
Talajszerkezet: az elemi alkotórészek térbeli strukturáltsága (vagy annak hiánya), mely egyúttal a *porozitást* is meghatározza.
Talajvíz: a felszínhez legközelebb települt vízzáró réteg fölött, a szelvényben felgyűlt víz. Mennyisége szezonálisan ingadozhat. Ha a talajvízszint a talaj felszíne fölé emelkedik *belvíz*zé válik.
Televény: Lásd *mull.*
Termékenység: a talaj azon tulajdonsága, hogy képes a magasabb rendű növények táplálására, vagyis a napsugárzás segítségével biomassza előállítására.
Területhasználat: egy terület elsődleges használati módját leíró mutató (pl. szántó, szőlő, gyümölcsös, rét, legelő, nádas, halastó, művelésből kivett terület).
Texturdifferenciációs hányados: arányszám, amely megmutatja egy *szelvény* A- és B-*szint*jei között mérhető *agyag*tartalom arányát. Akkor beszélünk *agyagbemosódás*ról, ha $B_{agyag\%} / A2_{agyag\%} > 1{,}2$.
Térfogattömeg (ρ_b): egységnyi térfogatú, természetes állapotú, teljesen száraz talaj tömege ($g\ cm^{-3}$).
T-érték, kation cserekapacitás (CEC): az a töltésmennyiség, amin egységnyi tömegű talaj kolloidjai kationokat képesek megkötni ($cmol_{(+)}\ kg^{-1}$).
Tirs: Lásd *vertisol.*
Toposzekvencia: a talajok domborzat által meghatározott egymásra következő, térbeli sorozata.
Tömörödés: a talaj *porozitás*ának csökkenése, miáltal romlik a levegőgazdálkodás és a vízbefogadás. Leggyakrabban emberi beavatkozás (talajművelés) okozza. Lásd *eketalp réteg*.
Tőzeg: vízborítás alatti, gátolt növényi maradvány bontás hatására keletkező szerves anyag.
Transpiráció: a növények anyagcsere-folyamatai, melyeknek során saját szervezetükön keresztül vizet párologtatnak el a talajból.
USDA Soil Taxonomy: az Amerikai Egyesült Államok nemzetközileg is használt talajosztályozási rendszere.
Vasborsó: vasásványok koncentrált kicsapódásából keletkezett nagyobb (>3mm) *konkréció* a talaj*szelvény*ben. Megjelenése vízhatásra utal.

 © Szalai Zoltán, Jakab Gergely, ELTE TTK

Vasszeplő: vasásványok koncentrált kicsapódásából keletkezett vashártya (d~1 mm). Jelenléte vízhatásra utal.
Változó töltés: a talaj ásványi fázisának felszíni sziloxán és aluminol (valamint egyéb fém-OH), valamint humuszanyagainak felszíni -OH és -NH csoportjai, melyek a *pH* függvényében hidrogéniont felvéve, vagy leadva pozitív vagy negatív töltésűek lehetnek.
Vázrészek: a *talaj* elemi (nem aggregálódott) alkotórészei közül a 2 mm átmérőt meghaladó frakció. Jellemzően kövek és kavicsok alkotják.
Vertisol (tirs): nedvesedés hatására bekövetkező térfogat-növekedés és -zsugorodás alakította, magas *duzzadó agyagásvány* tartalmú *talaj*.
Védőkolloid hatás: a kis molekulatömegű szerves komponensek *agyagásványok*kal képzett komplexe szol állapotú marad, ezért e frakció a szelvényben vándorolni képes.
Vízáteresztés: konstans érték, mely megmutatja, hogy adott talajréteg szaturált állapotában időegység alatt mennyi vizet képes áteresztení (mm h^{-1}).
Vízgazdálkodás: a talaj vízbefogadó, -áteresztő, és -megtartó tulajdonságainak együttese alkotja annak vízgazdálkodását.
Vízhatás: a magas *talajvíz*, vagy pangó víz talajfejlődésre gyakorolt hatása.
Vízhatású (hidromorf) talajok: a talajok azon csoportja, melyek kialakulásában leginkább a magas talajvízszint, vagy pangóvíz játszott szerepet.
Víznyelés: a háromfázisú talaj(szint) időegység alatti vízbefogadó képessége, mely kezdetben nagy, majd a pórusok telítődésével egyre csökken (mm h^{-1}).
Víztelítettség (Θ): a talaj porozitásához viszonyított nedvességtartalom (%, v/v).
Word Reference Base (WRB): talajosztályozási rendszer, mely az egyes nemzeti rendszerek fölött, a globális összehasonlíthatóságot tűzte ki célul.