

szalai.zoltan_272_24

**Környezeti változások talajtakaróra gyakorolt
hatásainak geoökológiai vizsgálata
Magyarországon**

MTA doktori értekezés

Szalai Zoltán

Budapest.

2025.

szalai.zoltan_272_24

„Nature uses only the longest threads to weave her patterns, so that each small piece of her fabric reveals the organization of the entire tapestry.”

„A természet csak a leghosszabb szálakat használja mintázatainak szövéséhez, így annak minden egyes apró darabja az egész szövődés szerveződését tárja fel.”

Richard P. Feynman

TARTALOMJEGYZÉK

1. Bevezetés	4
2. Szakirodalmi összefoglaló	9
2.1. A tájfogalom megjelenésétől a tájmozaikokig	9
2.2. A talajtakaró mozaikosságának és a talajok fejlődésének geoökológiai kutatása	14
2.3. A talaj szilárd fázisa: az ásványi összetevők, a talaj szerves anyag stabilizálódása, a talaj szerves anyag tulajdonságai	16
3. Módszerek	24
3.1. Mintaterületek	24
3.2. A tájmozaikok elemeinek meghatározása: a tájfoltok és ökotópok lehatárolása	27
3.3. Terepi mintavételezés, terepi mérések	28
3.4. Mintatárolás, mintaelőkészítés	28
3.5. Általános talaj paraméterek meghatározása, valamint az ásványi fázis vizsgálata	29
3.6. Talaj széntartalmának meghatározása, a talaj szerves anyag vizsgálatának módszerei	30
3.7. Adszorpciós - deszorpciós vizsgálatok	34
3.8. A mérési paraméterek értelmezése	35
3.9. Az adatfeldolgozáshoz használt módszerek	41
4. A geoökológiai kutatások kapcsán végzett módszertani fejlesztések	42
4.1. A módszertani fejlesztések célja	42
4.2. Vasásványok meghatározása ultraibolya – közeli infravörös (UV-NIR) tartományban végzett diffúz reflektancia (DRS) mérések alapján	42
4.3. Az előkezelések és az optikai beállítások kombinált hatása a talajok és üledékek lézerdiffrakciós részecskeméret-eloszlására	44
5. A talaj szerves anyag tulajdonságainak változékonysága szántóföldi tájmozaikban	48
5.1. A szántóföldi kultúrákban termesztett haszonnövényekből származó szerves anyagok hatása talaj szerves anyagára inkubációs modellkísérlet alapján	48
5.2. Szántás és a talajerő utánpótlás hatása a talaj szerves anyagának mennyiségére és minőségére	54
5.3. A talaj szerves anyag területi változatossága erodálódó szántóföld tájmozaikjában	63
6. Az ásványi és szerves fázisok területi változékonysága kaszálórtek tájmozaikjában	80
6.1. A hidromorf ökotópokat tartalmazó tájmozaikok bemutatása	80
6.2. A gyorsan változó paraméterek táji mintázatai – a domborzat a vízhatás és az emberi hatások szerepe	81
6.3. A hosszútávon ható specifikus talajképző folyamatok (SPP) által kiváltott mintázatok megjelenése az ásványi és szerves fázis tulajdonságaiban – a domborzat, a vízhatás és az emberi tevékenységek szerepe	90
6.4. A természetes és ember által kiváltott tájváltozási folyamatok hatása az ásványi és szerves fázisok fejlődésére – az idő szerepe	96
6.5. A talaj szerves és ásványi fázisok különbözőségeinek, valamint az évszakos különbségek hatása a szerves mikroszennyezők megkötődésére és felszabadulására	109
6.6. Eredmények geoökológiai értelmezése	116
7. Az emberi tevékenységek által kiváltott környezeti változások talajtakaróra gyakorolt hatásai	118
Irodalomjegyzék	124
Mellékletek	152

1. Bevezetés

A táj kutatást, ezen belül a tájökológiát és geoökológiát a földtudományok és valamennyire az élettudományok is magukénak vallják. E tudományterület történeti gyökerei kétségkívül a földrajztudományból erednek (Antrop, 2015). A táj kutatás kezdetekor a cél még csak egy térrészlet részletes leírása volt. Később, a tájökológia megjelenésével a földfelszín mintázatként történő értelmezése került a kutatások előtérbe, ami a mai napig is a tájökológia legfőbb célja maradt. A tájökológiából kifejlődő geoökológia több, mint a mintázatok elemzése. A geoökológia a mintázatban (tájmozaikban) lejátszódó folyamatok megértésére törekszik. Mivel a tájmozaikban megfigyelhető anyag és energiaáramok a globális folyamatok részei, ezért a geoökológia a globális környezeti változások táji léptékű megértésének a tudománya (Leser és Löffler, 2017).

A XXI. század első évtizedeiben már nem túlzás azt állítani, hogy az emberiség kinőtte a Földet. A földfelszín szárazulatai a jéggel borított területekkel együtt közel 149 millió km²-t tesznek ki. Ebből hozzávetőleg 51 millió km² lakhatatlan, kb. 49 millió km² erdő és cserjés; 47 millió km² - en valamiféle mezőgazdasági tevékenység folyik (Hertel, 2011) és végezetül hozzávetőlegesen 4 millió km² beépített terület foglalnak el (Florczyk és mtsai., 2019; Ji és mtsai., 2020). Bolygónk ilyen mértékű elfoglalása szükségszerűen vezetett annak túlhasználatához. Ez a túlhasználat egyszerre jelenti a földfelszín területi szerkezetének megváltoztatását, valamint az egyébként is dinamikusan változó földi rendszerek közül a földfelszínen lejátszódó környezeti folyamatok (ún. exogén biogeokémiai körfolyamatok) megváltozását. Ezen változások összessége jelenti a *globális környezeti változások* összességét (Jacobson és mtsai., 2006).

A globális környezeti változások folyamatai rendkívül összetettek, melyek megértéséhez a táji szinten lejátszódó folyamatok megismerése is szükséges. Ezt felismerve az elmúlt évtizedekben már a tájökológiai és geoökológiai kutatások fókuszába is ezek a kérdések kerültek. Példának okáért 2022-ben megrendezett Európai Tájökológiai Kongresszus szekcióinak, valamint a Magyar Tájökológiai Konferencia előadásainak jelentős része is a környezeti változások megismeréséhez, az ahhoz történő alkalmazkodáshoz, továbbá kisebb részben a változások hatásainak csillapításhoz kapcsolódott.

Napjaink közbeszéde és a tudományos közlemények számát tekintve a társadalom által a legjelentősebbnek tartott környezeti krízist a globális éghajlatváltozás jelenti, melyhez hasonló fontosságú az immáron nyolcmilliárd főt meghaladó emberi népesség élelmiszerrel történő ellátása és ezzel összefüggően a természetes élőhelyek beszűkülése. E három krízisben közös pont azok kapcsolata a globális szénkörforgással: Az éghajlat globális melegedését kiváltó légköri széndioxid koncentráció emelkedés csillapításában a talajhasználatnak (területhasználatnak) is kulcsszerepe van, hiszen a talajtakaróban tárolt szén a legjelentősebb szárazföldi eleme az exogén szénkörforgásnak.

Napjainkban a (szak)politika és a gazdaság részéről is megjelenő igény a légköri széndioxid (egy részének) megkötése a talajtakaróban. E feladat nehézségét fokozza az emberiség folyamatosan növekvő élelmiszerigénye, amiből kifolyólag ezt a „feladatot” jelentős részben a szárazulatok egy harmadát lefedő mezőgazdasági területeken kell végrehajtani.

Az általam elmúlt évtizedekben vezetett geoökológiai kutatások a fentiekben vázolt kérdéskörökhöz, azaz a biogeokémiai körfolyamatok, ezen belül is elsősorban a szénkörforgás (és kapcsolódó folyamatok) táji léptékű megváltozásához kapcsolódnak. A szén szerves formában történő stabilizálódása, ill. mineralizációja mindenképp szükségessé tette a talajtakartó ásványi összetevőinek vizsgálatát is. Jelen értekezés kilenc olyan tudományos közleményen

alapul, melyek 2008 és 2024 között jelentek meg. Ezekben a tudományos közleményekben, ill. azok szintézisében a mezőgazdaság által átalakított tájmozaikokra összpontosítva az emberi hatások térbeli differenciálódására és a hatások időléptékére fókuszáltam:

Mivel az emberi hatások erőssége a különböző mezőgazdasági ágazatokban eltérőek, ezért kutatásaimban a mezőgazdasági ágazatok hatáserősségének két végpontjára fókuszáltam: a legintenzívebb tájhasználatot a szántóföldek által uralt tájmozaikok jelentik, míg összességében a legkevésbé jelentős emberi hatásokkal a kaszálórétek által uralt tájmozaikokban számolhatunk. A domborzati hatást mindkét ágazat esetében vizsgáltam: a szántókon és a kaszálóréteken egyaránt egy-egy dombvidéki és síkvidéki mintaterületen végeztem kutatásaim (részletes bemutatásuk a 3.1 fejezetben).

A tájmozaikok struktúráját kétféle megközelítésben is meghatároztam. A kutatás jellegétől függően a tájökológiai térszemlélet alapját jelentő tájfoltok (Forman, 1995), ill. a geoökológiai értelemben legkisebb homogén térbeli egységet jelentő ökotópok (Fortescue, 1980) egyaránt az általam definiált tájmozaikok alapjául szolgáltak. Az előbbi esetben a legkisebb homogén egységeket egyszerűen légi/űrfelvételekről azonosítható növényzeti mintázatok, az utóbbi esetben a legkisebb homogén térbeli egységek alapja a terepi (monitorozó) mérések és laborvizsgálatok mérési eredményei voltak.

Amint arról a fentiekben említést tettem, Magyarország agrártájaiban a szántóföldek jelentik a nagyobb mértékű emberi hatásokat. (A legjelentősebb hatást a termelődő biomassza és tápelemek legintenzívebb elszállítását = laterális elemáramok, továbbá a fizikai és kémiai talajkörnyezet legjelentősebb megváltoztatását jelenti.) A mezőgazdaság által átalakított területek közül a szántóföldek jelentős részaránnyal képviseltetik magukat, így azok globális szinten is hatnak a környezeti rendszerekre: összesített területük a világszinten kb. 10 millió km² (a 47 millió km² mezőgazdasági területből), míg Magyarországon a szántók 41 ezer km²-t foglalnak el az összesen 51 ezer km² mezőgazdasági területhasználatból ("KSH - Mezőgazdaság).

Mivel hatékony szántóföldi gazdálkodás olyan talajokon lehetséges, ahol az ásványi fázis átalakulási sebessége emberi létékben lassú (kivétel az eróziós folyamatok által kiváltott változások), ezért ezeken a területeken végzett kutatásaim elsősorban a talaj szerves fáziséval kapcsolatos változásokra fókuszáltak. Ezekkel kapcsolatban az alábbi terület-specifikus kérdések fogalmazódtak meg:

1. **Egy szántóföldön belül is értelmezhető keretrendszer-e a tájmozaik?** *A szántóföldeken belül lehetséges-e kisebb homogén térrészletek lehatárolása?* A szántóföldeket hajlamosak vagyunk homogén területi egységként kezelni, pedig azok távrolról sem azok. Geoökológusi / tájgazdálkodási szemmel az első felmerülő kérdés a legkisebb homogén térbeli egységek lehatárolásának módja, ill. a szántóföldeken melyek a legkisebb homogén térbeli egységek?
2. **A szántóföldek kialakításakor (erdő – szántóföld területhasználat váltás) milyen gyorsan kezdődik meg a talaj szerves anyag átalakulása?** Ennek a kérdésnek tisztázására egy olyan inkubációs modellkísérletet végeztünk, amiben egy korábban mezőgazdasági művelés által nem érintett (erdő) talajhoz adagoltunk kukoricából származó POM-ot. A kísérletben arra voltam kíváncsi, hogy a szántóföldi haszonnövényből származó szerves anyag közel fél év alatt hatással van-e a talaj szerves anyagára, vagy ez a hatás, csak hosszabb időléptékben valósulhat-e meg?
3. **Egy síkvidéki szántóföldön vizuálisan lehatárolható (és évtizedes időtávlatban fenntartott) növényzeti mintázatokban megtörténik-e a talaj szerves összetevőinek területi differenciálódása?** Más szóval a Forman (1995) által definiált

(elméleti) elemi tájfolt évtizedes időtávban differenciálja-e a talaj szerves összetevőit? Ezt a kutatási kérdést a HUN-REN ATK 1960-as években indított tartamkísérletére alapoztam, amelyben immáron hatvanéves időtávban tartanak fenn légi és űrfelvételekről azonosítható, Forman (1995) által megfogalmazott definíciónak megfelelő tájfoltokból felépülő egyfajta mesterséges tájmozaik.

4. ***A relieffel rendelkező dombsági szántón az eróziós/szedimentációs folyamatok mely talajtulajdonságok térbeli mintázatait alakítják ki?*** Az erózió talaj szerves anyag átrendező (erodált részeken csökkenti, az akkumulációs térszíneken növeli) szerepe trivialis. Ezen folyamatok talaj szerves anyag minőségi paraméterekre gyakorolt hatása azonban nem triviális. A Ceglédbercel-Aranyhegy dombsági szántóföldi mintaterületen (5/B. ábra) az alábbi részkérdésekre kerestünk választ: 1./ Az SOM minőségi paramétereiben is kialakul-e az SOM mennyiségi paramétereire hasonlított területi mozaikosság? 2./ A területi változatosság kialakulásához a talajszemcsék mozgása, vagy valamely egyéb folyamat vezet-e? 3./ A szedimentációra visszavezethetően kialakulhat-e egyfajta felszín alatti mozaikosság?

A mezőgazdasági területhasználat a szántóföldnél kisebb intenzitású ágazatai a kaszálórétek, ill. legelők. Más agrárágazatok által használt területekhez hasonlóan a gyepeket is érinti a biológiai produkció (takarmány, ill. élőállat formájában történő) és azáltal a talajból származó tápelemek (pl. N, P, K, stb...) elszállítása. Ennek a folyamatnak a mértékéről, ill. a talaj szerves szénkészletre gyakorolt hatásáról csak nagyon kevés és szórványos információ áll rendelkezésre. Az üde és vízhatású gyepek nemcsak a globális élelmiszertermelés, hanem a nagy földi rendszerek (szénkörforgás, vízkörforgás stb...) működése szempontból is jelentős szerepet töltenek be. A lápokot leszámítva a sztyepeken és a vizes élőhelyeken kialakult gyepek talajaiban tárolódik a Föld talajaiban kötött szerves szén legjelentősebb része (Köchy és mtsai., 2015; Quinones, 2023). Ezek területek a közvetlen éghajlatszabályzó funkcionál túl a globális és helyi vízkörforgásban (talajok víznyelő képessége által), továbbá a helyi időjárási események befolyásolásában (Timár és mtsai., 2024) is szerepet játszanak.

A legelőként és kaszálóként hasznosított területek a FAO összesítése szerint a földfelszín teljes felületének a 26%-át teszi ki, ami egyben a világ mezőgazdasági területeinek mintegy 68%-ának felel meg! Az élelmiszertermelésbe bevont gyepek egy jelentős része egyben vizes élőhely (wetland) is. Világszinten a vizes élőhelyek a földfelszín mintegy bő 10%-át fedik le, aminek az egy harmada kaszálórétként (ill. legelőként) funkcionál. Magyarországon a kaszálók és legelők jelentősége a világátlagénál csekélyebb. A KSH adatai ("KSH - Mezőgazdaság") szerint a mezőgazdasági területek által lefedett kb. 5 millió hektárnak mindössze 15%-a tartozik ide. Magyarországon a vizes élőhelyek közé tartozó kaszálók és legelők arányáról nincs statisztikai adat. A kaszálók és legelőket tartalmazó tájablakok sokkal változatosabbak annál, mint ami egy felületes szemlélő számára szembeötlő. A mozaikosságot a domborzat (és a vízhatás mértéke) és az emberi hatások változó intenzitásának metszete jelöl ki. Egy ilyen tájablakban az összetettebb táji rendszernek köszönhetően jóval több kérdés fogalmazható meg. A rövid időtávú folyamatokkal kapcsolatosan az alábbi kérdésekre fókuszáltam:

1. ***A szemmel látható (ill. térképről / légifotóról / űrfelvételről) lehatárolható tájfoltok¹ (vagy ökotópokat) mennyiben jelentenek térben definiálható egységet***

¹ Ez a kérdés valójában Carl Troll 1939-ben tett felvetéséhez, azaz a tájökológia legelső momentumához nyúlik vissza, hiszen Troll épp légifelvételek interpretációja alapján definiálta a tájmozaikot és határolta le a legkisebb homogén (táji szinten értelmezett) területi egységeket.

a gyorsan változó környezeti paraméterek (pl. pH, Eh)² számára? Ez a kérdés a területi aspektusokon túl az akár órák időtartamában lejátszódó eseményeket is vizsgálja. A redoxviszonyok mintázatainak megismerésének jelentősége az, hogy a szén, a nitrogén, a vas és más elemek biogeokémiai körfolyamatainak pontosabb képet kaphatunk.

2. **Egy adott tájmozaikon belül mely tájalkotó tényezők határozzák a gyorsan változó környezeti paraméterek mintázatait?** Egy nem bolygatott talajban a közvélekedés szerint elsősorban a vízhatás mértéke befolyásolja elsősorban a redoxkörnyezetet, de ez valójában nem triviális.
3. **A kaszálórészek és legelőkön mely emberi tevékenységek hatnak rövid távon a gyorsan változó paraméterekre?** Ez a kérdés a fenti kérdéshez kapcsolódik, hiszen egy területen a biogeokémiai körfolyamatokat befolyásoló paraméterek minden látható jel nélkül képesek jelentősen megváltozni.

A tájmozaikokat alkotó ökotópokban a talajok általában „*altípus*”, olykor „*talajtípus*” szinten is különböznek egymástól, ami geoökológiai szempontból a talajok osztályozásának alapjául szolgáló tulajdonságok mozaikosságát jelenti. Ezek a talajtulajdonságok egyik legfontosabb motorja talaj vízforgalmának jellegzetessége, ami a vizsgált területeken a vízhatás erősségét jelenti. Ezek a talajtulajdonságok a vízforgalmi típus, ill. a hidromorf területeken a vízhatás erősségének függvényében évszázados, illetve évezredes időléptékben ható folyamatok eredményei:

4. **A szemmel látható (ill. térképről/légifotóról/űrfelvételről) lehatárolható tájfoltokat (illetve a mérésekkel definiálható ökotópokat) mennyiben követik a talajok mintázatai (pedotópok)?** Amennyiben a tájfoltok/ökotópok mintázatai nem követik a tájmozaikot, a területen vélelmezhetően olyan környezeti változások zajlanak, melyek talajfejlődési folyamatok irányát is megváltoztatták, de ezen folyamatok a limitált időtartam miatt még nem alakíthatták ki az adott ökotópra jellemző talajtulajdonságokat.³
5. **A hidromorf körülmények miatt felgyorsult talajképződés kizárólagos oka-e a vízhatás, ill. annak erőssége?** Közkeletű vélekedés szerint a vízhatás a talaj szerves anyagok felhalmozódását és a pedogén mállás sebességét egyaránt gyorsítja. Ez a talajtudományban bevett, de mégis leegyszerűsített modell finomításra szorul, mivel az edényes növények talajkémiai paraméterek jelentős mértékű befolyásolására képesek. Mivel a növényzeti mintázatok a tájfoltok és az ökotópok lehatárolásában is kiemelt fontosságúak, ezért kérdésként merülhet fel a növényzeti mintázatok talajképződés sebességét befolyásoló szerepe. A növényzeti mintázatokra nemcsak szerves anyag forrás mintázatokra, hanem az ásványi összetevőkre ható pedogén folyamatgyűttesek térbeli differenciáló tényezőjeként tekinthetünk.
6. **A hidromorf körülmények miatt felgyorsult talajképződés milyen időtávlatban történik meg?** A talajtanban tudományos konszenzus van a talajfejlődés főbb stádiumai és azok időléptéke tekintetében (Lin, 2011, Jeny, 1961). A talaj szerves anyagok felhalmozódása már a juvenilis állapotú talajokban bekövetkezi, de a szilárd fázis ásványi összetevőinek (a mállás és talajalkotók elmozdulása általi) megváltozása ezeréves (10^3), ill. akár tízezer éves (10^4) időtávlatokban értelmezhető. A szakirodalomban szinté

² Ezek párhuzamosíthatók Rhode (1947) által megfogalmazott ún. rövid távú talajképző folyamatokkal (shorter-term soil functioning processes -SFPs) (Lin, 2011)

³ A talaj szerves és ásványi fázisainak tulajdonságai voltaképp Nestruev (1926) által elsőként megfogalmazott hosszútávú specifikus talajképző folyamatoknak (specific pedogenic processes - SPP) feleltethetők meg (Lin, 2011).

egyértékes van afelől, hogy a málláshoz és transzlokációhoz hidromorf körülmények esetén csupán néhány száz év is elegendő.

A környezeti változásokkal kapcsolatban végzett geoökológiai kutatások nem mehetnek el napjaink egyre égetőbbé váló kérdése, a kémiai környezet megváltozása mellett! A környezetbe kerülő vegyi anyagok (növényvédőszer, gyógyszerhatóanyagok, antibiotikumok, stb....) a mezőgazdasági tájban is jelen vannak. Bár ezen anyagok környezeti koncentrációja alacsony (ezért is hívják ezeket az anyagokat szerves mikroszennyezőknek), de környezeti hatásuk jelentős. A táji rendszerekben ezen anyagok egyik fő forrása a kommunális szennyvíz, továbbá a növényvédelem és az állatgyógyászat. A humán és állatgyógyászatban alkalmazott vegyületek az öntözővizekben és a trágyázásra is használt szennyvíziszapban is jelen vannak. A szerves mikroszennyezők a szénkörforgás résztvevőiként egy ideig szintén a talajokban tartózkodnak. A szerves mikroszennyezők megkötődésének erőssége, azok tartózkodási ideje, valamint az általuk okozott környezeti kockázatok a tájmozaik különböző ökotópjaiban vélelmezhetően mások és mások. Ezeknek a folyamatoknak a térbeli és időbeli vetületeivel kapcsolatban az ismereteink azonban erősen limitáltak! Ezzel a témakörrel kapcsolatban az öntözés, nagyüzemi állatgyógyászat és szennyvíztisztítás által egyaránt érintett a szántó – kaszáló rendszert egységben vizsgálva kerestem válaszokat:

1. ***A különböző ökotópokban/tájfoltokban a talaj ásványi és szerves összetevőinek térbeli különbözőségei befolyásolják-e a gyógyszerhatóanyagok által okozott környezeti kockázatokat?*** Ez a kérdés valójában két kérdésre keres választ: A./ Mekkora veszélye annak, hogy ezek az anyagok a gyökértérkörnyezetben maradványként a humán táplálékláncba kerültek? B./ Mekkora az esélye annak, hogy ezek az anyagok a mélybeszivárgó vízzel együtt az ivóvízbázisok felé tudnak elmozdulni?
2. ***Milyen időléptékben következhetnek be olyan változások, amelyek hatására a talajokban megkötődött gyógyszerhatóanyagok ismét felszabadulhatnak?*** Ennek a kérdésnek a teljes mélységben történő megválaszolása túlmutat ezen értekezés keretein, de jól kapcsolódik a szántókon és a kaszálóréteken vizsgált gyorsan változó paraméterekhez.

Az általam végzett geoökológiai kutatások során egyfajta tisztán elméleti, az ember által kiváltott környezeti változásokat nem érintő tájökológiai / geoökológiai kérdés megválaszolására is lehetőséget biztosítottak:

1. ***Vertikálisan mekkora egy tájfolt kiterjedése?*** Az ökotópok esetében a kérdést ugyan nem szokták megválaszolni, de van rá értelmezhető válasz. A z koordinátatengely (+) irányában leginkább ott lehet a határ, ahol a mikroklíma hatása megszűnik. A tájfoltokat az ökotópokkal ellentétben leginkább csak 2D képződményeknek tekintik, de Forman (1995) tájfolt határokkal kapcsolatos megállapításai ezt az általános vélekedés cáfolja. A kérdés az általam vezetett kutatások esetében a z koordinátatengely (-) irányában merül fel. A talajtakaróban milyen mélységig terjed ki a tájfolt/ökotóp?

A fentiekben vázolt geoökológiai kutatások különböző terepi és laboratóriumi mérésen alapultak. Alkalmazott módszerek egy része a földrajzi és talajtani kutatások gyakorlatában bevettnek (pl. lángfotometriai, röntgendiffrakciós és röntgenfluoreszcens mérések) számítanak, de voltak közöttük speciálisabb (IRMS és radiokarbon vizsgálatok, STEM mérések) vizsgálatok is. Kutatásaim során felmerültek olyan módszertani kihívások is, amelyeket saját módszerfejlesztéssel kellett leküzdeni. Értekezésemben módszerfejlesztéssel kapcsolatos kutatást is bemutatok, amelyeket a 4. fejezetben mutatok be.

Végezetül ki kell emelnem, hogy az értekezésben bemutatásra kerülő eredmények az általam immáron több, mint másfél évtizede vezetett kutatócsoport és laboratórium együttes eredménye. A kutatásokat nem egyedül, hanem közvetlen kollégáimmal, időközben már fokozatot szerzett egyetemi és doktorhallgatóimmal együtt végeztem.

2. Szakirodalmi összefoglaló

2.1. A tájfogalom megjelenésétől a tájmozaikokig

2.1.1. A tájkutatás kezdetei

A tájjal és a tájkutatással foglalkozó előadások, tudományos publikációk szinte mindegyike magának a tájnak mind fogalomnak a kialakulásával kezdi történetét. Napjainkban szinte közhelyszámba megy, miszerint a tájfogalom gyökere az németalföldi érett középkorba nyúlik vissza. A táj már a kezdetekben is egy olyan szűkebb terület részletet jelentett, amely egy közösségre jellemző és „szemmel is felismerhető” volt. A reneszánszban a táj művészeti fogalom volt, amely azonban a földrajzi felfedezések idején tudományos tartalommal kezdett megtelni. A táj, mint tudományos fogalom elsőként *Alexander von Humboldt* munkásságában jelent meg. Az ő megfogalmazásában a táj egy adott térrészlet összes tulajdonságának szintézise („*Landschaft ist der Totalcharakter einer Erdgegend*”) (Antrop, 2015). Humboldt egy valódi polihisztor volt, tudományos aktivitása a mai formális tudományok kialakulásának kezdetére tehető, ezért a tájfogalmat több tudományterület is magáénak vallhatja. Magának a tájtudománynak a kialakulása viszont már mindenképp a geográfiához köthető. A tudományterület elnevezése („*Landschaftskunde*”) és feladatainak első megfogalmazása (1884) egy német geográfushoz *Alwin Opper*hez köthető (Troll, 1950). Szintén Opper munkásságához kötődik az emberi tevékenységeknek a táj fejlődésében betöltött szerepének felismerése. Az ő értelmezésében ugyanis a táj „a földfelszín egy meghatározott részét jeleni, amelyet természeti és antropogén tényezőkből álló harmonikus egészként lehet felfogni (Klimm, 1947). A tájkutatás korai úttörői közé tartozik a geográfia tudománytörténetének másik nagyhatású alakja *Friderich Ratzel*, aki számos földrajzi elmélet megfogalmazásán túl bevezette a természeti és kultúrtájak fogalmát (1890). *Ratzel* munkássága az európai és az amerikai tájkutatás fejlődésére egyaránt hatással volt. Az ő nyomdokain haladva alkotta meg *Siegfried Passarge* a tájkutatás módszereit három kötetben összefoglaló módszertani monográfiát, amely a „*Die Grundlagen der Landschaftskunde*” címen jelent meg 1919 és 1930 között (Antrop, 2015). *Paul Vidal de la Blache* ugyan nem tekinthető Ratzel követőjének, de munkássága mégis jelentős hatással volt rá. Az ő klasszikus földrajzi tudományelméleti munkásságán túl tájkutatással kapcsolatban is maradandót alkotott. Módszertani fejlesztése a térképészeti és terepi megfigyelések kombinációja leírások és kommentált vázlatok segítségével. Ezek azért különösen érdekesek, mert megjegyzései a mai természettudományokhoz köthető földtani és a földfelszíналaktani megfigyelések mellett történelmi szempontokat figyelembe vett. *Blache* munkássága a kor geográfusaihoz hasonlatosan területeket komplex módon feldolgozó monográfiák formájában jelent meg (Antrop, 2015; Claval, 2004; Klimm, 1947).

Ratzel munkássága Európa határai túl is kisugárzódott. A tájfogalom és ezzel kapcsolatban a tájkutatás az Egyesült Államokban szintén a geográfián keresztül honosodott meg. A fogalmat elsőként a University of California, Berkeley professzora *Carl Ortwin Sauer* honosította meg (1925). Az ő értelmezésében a „táj” a földrajz egységfogalmának jelölése, amely bizonyos értelemben egyenértékű fogalom a „területtel” és a „régióval”. Az ő értelmezésében a terület nem kifejezetten földrajzi, általános kifejezés volt. A tájkutatás térhódítása előtt a régió az amerikai geográfusok egy része számára egyszerűen csak egyszerűen egyfajta területi nagyságrendet jelentett (Hartshorne, 1939). Ezzel ellentétben Sauer értelmezésében „a földrajzi

táj az egyes helyszínek megfigyeléséből levezetett általánosítás” (Muir, 1999). Sauer elméleti megközelítése az évtizedek során elvezetett az elő olyan szimpóziumhoz, amelynek fókuszában az emberi hatásoknak a globális/lokális változásokban betöltött szerepe volt („az Ember szerepe a Föld változó arculatában”, című első fontos szimpóziumhoz (Forman, 1990; Wittfogel és Thomas, 1956). A világtudomány egészét tekintve a tájkutatás kezdeti szakasza a második világháborúig tartott. A táj ekkorra a földrajz egyik központi elemévé vált. A táj természetéről szóló elméleti viták különösen Németországban voltak intenzívek, ahonnan az elméleti alapok a világ tudományának egészére kisugárzódtak. A huszadik század első felének végére nemzeti iskolák alakultak ki, amelyek különböző hangsúlyt helyeztek a táj természeti vagy kulturális elemeire (Antrop, 2015; Forman, 1990).

2.1.2. A táji területtagolás fejlődése: a tájökológiától a geoökológián át a tájmozaikokig.

A tájkutatás következő nagy ugrása szintén egy német geográfushoz, *Carl Troll*hoz köthető, aki a tájat elsőként értelmezte egyfajta területi egységek mozaikjaként. E felismeréshez egy módszertani újítás vezetett, mivel Troll kutatásaihoz légifelvételeket kezdett használni, következtetései pedig jelentős részt ezek interpretációján alapultak. Az általa bevezetett módszertan alapján 1939-ben közölt tanulmányában vezette be a „tájökológia” (*Landschaftsökologie*) fogalmát (Troll, 1950). A tudományterület létjogosultságának elismerésében jelentős szerepe volt a Karlsruhei Műszaki Egyetem professzorának, *Gerhard Franz Josef Schmithüsen*-nek, akinek munkássága egyben a tájkutatás új dimenzióját is megalapozta. Értelmezésében a tájkutatás nem egyszerűen egy térrészlet leírását és megismerését jelenti (a táj horizontális vetülete), hanem egyben táj legkisebb területi elemeit alkotó természeti tényezők (tájalkotó tényezők) megismerését (táj vertikális vetülete) is jelentette (Naveh és Lieberman, 1994). Egy adott természeti tényező legkisebb kiterjedésű homogén térbeli egységét már korábban más diszciplínák művelői is megpróbálták meghatározni. Ezek közül talán legelső egy német zoológus, *Friedrich Dahl* biotópja (1908) fogalma (Troll, 1950), de ide sorolható *Hans Jenny* pedotópként is értelmezhető Tessera fogalma is (Jenny, 1961, 1958). A különböző tájalkotó tényezők (pl. klímátóp) különböző léptékű homogén egységeit Vladimir Szukacsev definiálta (Troll, 1971). Ezen térben homogén egységek metszeteként definiálta Schmithüsen (1959) az *ökotópot*, mint azt legkisebb táji téregységet, amely "térben jól körülhatárolt és belső kölcsönhatási rendszerében egységes tájegységként" létezik. Érdekes módon az ökotóp fogalma a környezetgeokémiában is megjelent (1. ábra), sőt éppen Fortescue (1980) megközelítése az, ami később a tájökológiába visszakerülve az ökotópok ma is használatos modelljévé vált (Naveh és Lieberman, 1994). Ezt az ökotóp definíció az európai botanikai kutatásokban is meghonosodott és azt a vegetációkutatók is átvették (Pignatti, 1978).

Az ökotóp fogalmát később többen is (Neef, 1963; Leser, 1976) finomították (Csorba, 1997; Kertész, 2003; Leser, 1976a), de az lényegét tekintve nem változott meg (Fortescue, 1980; Naveh and Lieberman, 1994; Troll, 1971). A korai tájökológia egyik utolsó fogalmi újítása *Schmithüsen* és *Neef* által bevezetett a „*fiziotóp*” volt, amely lényegében az ökotópok élő komponensek (biotikus tájalkotó tényezők) nélküli megfelelőjének tartható. A horizontális és vertikális táji egységek összekapcsolásának módját Jan Zonneveld „*Use of aerial photo interpretation in geography és geomorphology*” című könyvfejezetben publikálta 1972-ben. Zonneveld értelmezésében a legteljesebb vertikális (topologikus) egység az „*ökotóp*”, amely egyben legkisebb elemi egysége a legkisebb horizontális (chorologikus) területegységnek. Az ökotóp jellemzője a geoszféra legalább egy elemének (pl. légkör, növényzet, talaj, talajképző kőzet, víz, stb.) a homogenitása.

A zonneveldi értelemben ugyan a legnagyobb vertikális (topologikus) egység egyben horizontálisan is értelmezhető, mégis a legkisebb chorologikus táji területegység a *microchore*. Bár sem Zonneveld, sem más európai tájkutató geográfus közvetlenül nem írta le, de ebben az értelemben a microchore az ökotópok mozaikjaként értelmezhető. A legkisebb chorologikus területegység, a microchore magyar fordítása nem teljesen egyértelmű. Míg Csorba (1997) és

Kertész (2003) szerint ez a táji szint leginkább a magyar „*kistájnak*” felel meg, addig (Kerényi, 2007) inkább ezt a szintet már inkább a hazai „*középtájnak*” felelteti meg.

A tájkutatás, ezen belül a tájökológia tudománytörténetén belül a következő jelentősnek tekinthető fogalmi fejlődés nem egy tudományos felismeréshez, hanem egy fordítási javaslatához köthető. Carl Troll 1971-ben a Geoforum hasábjain a német „*Landschaftsökologie*” angol fordításaként a „*Landscape ecology*” helyett a „jobb nemzetközi érthetőség” okán a „*Geoecology*” használatát javasolta (Troll, 1971). Annak ellenére, hogy magának a publikációnak az elsődleges üzenete nem ez a javaslat volt, mégis ez az üzenet volt a legnagyobb és legtartósabb hatása.



1. ábra. A geoszférák és a tájalkotó tényezők kapcsolata a legkisebb homogén térbeli egységben (ökotópban) egy idealizált mérsékelt övezeti lomboserdei ökoszisztémában Fortescue nyomán, Naveh és Lieberman (1994) interpretációjában

Évtizedeken keresztül jelentős bizonytalanság volt abban a tekintetben, hogy a geoökológia a tájökológia szinonimája-e, avagy egy új tájtudományi diszciplínáról van-e inkább szó? A tájökológia és geoökológia közötti alkalmazásának gyakorisága napjainkra a tájökológia javára látszik eldőlni, amit az internetes keresőmotorok által kiadott találati számok is jól jeleznek. A 90-es években még Hugget professzor „Geoecology: an evolutionary approach” címen kézikönyvet jelentetett meg (Huggett, 1995), a németországi Catena Verlag „Geoecology Textbook” címmel jelentetett meg kézikönyv sorozatot, továbbá a fogalom használatát hazai szerzők is használták (Balogh és mtsai., 1997; Mezősi, 1997). Napjainkra a „geoökológia” kifejezés használata a tudományos közleményekben jórészt az oroszországi földrajztudomány területére szorult vissza (Bocharov, 2004; Trofimov, 2021). A kifejezés ezen túl elsősorban németországi egyetemi tanszékek és intézetek neveiben, valamint professzúrák elnevezésében, továbbá alap- és mesterszakos egyetemi képzések elnevezésében maradt fenn.

Az évtizedek alatt a két elnevezés már nem egymás szinonimáiként szerepelnek, a tájökológia és a geoökológia divergenciája már kézzelfogható. Ami a két területet összeköti, az a folyamatok táji léptékű tanulmányozása. A geoökológiai kutatások a tudomány egy olyan egy olyan területét fedik le, amelyek az ökoszisztémák és élettelen természeti környezetük közötti kapcsolatok törvényszerűségeit kutatják (Huggett, 1995). A „geoökológusok” célja az élettelen természeti környezetnek és az ökoszisztémák közötti összetett folyamatok és visszacsatolások megértése, az ún. élettelen tájalkotó tényezők (pl. éghajlati viszonyok, a domborzati formák, a talaj és a hidrológia, stb....) ökoszisztémákra (azok szerkezetére és működésére) gyakorolt hatásainak

vizsgálata (Goudie, 2001). A tájökológia ezzel szemben tájban megfigyelhető térbeli mintázatok (ezek lehetnek ökoszisztémák által, vagy akár csak növényzeti foltok által kirajzolt mintázatok) tanulmányozásával és a bennük megértésével foglalkozik (Forman és Godron, 1986).

2.1.3. *A tájökológia és a szélesebb értelemben vett táj kutatás keretrendszerei napjainkban*

Amint arról a korábbi fejezetben szó volt, *Carl Troll* a tájat egyfajta mozaikként értelmezte. A mozaikot alkotó térbeli egység területi lehatárolásakor, ill. a legkisebb homogén területi egységek meghatározása módszertanának kidolgozása eredményeként a múlt század hetvenes éveire egy olyan rendkívül bonyolult modell jött létre, amely a táj fizikai jellemzőinek leírására mégis alkalmatlan volt, hiszen a földfelszín nemcsak foltok (más értelemben tópus egységek), hanem vonalas egységek is alkotják, ráadásul a táj több, mint egymás mellett lévő foltok összessége. A táj mozaikként való értelmezése *Richard T.T. Forman* nevéhez köthető, aki modelljét 1995-re egy nagy szintetizáló monográfia formájában egységes keretbe foglalta (Forman, 1999). A „Lés Mosaic” modelljében a táj egyfajta „folt-mátrix-vonalas elem” rendszer, amelyben a vonalas elemek gátak és folyosók is egyben. Értelmezésében a táj nem homogén egység, hanem az előbb sorolt elemek mintázata. Forman modellje rendszerre alapvetően „sziget-biogeográfiai” elveket követ, a térbeli egységeket a növényzet, vagy az ember által alkotott egységek határozzák meg, azok lehatárolása a Troll által 1939-ben megfogalmazottakhoz hasonlóan egyszerű. Forman könyve első oldalain hangsúlyozza, hogy a területi egységek meghatározása alapvetően a területi lépték függvénye. A tájalkotó elemek mintázatelemzése alapján érthető meg a tájban lejátszódó ökológiai folyamatok (élőhelyek kapcsoltsága, populációk mozgása), valamint a táji léptékű anyag és energiaáramok (Forman, 1999).

Forman modellje az elmúlt harminc évben nem ment át lényeges változásokon, alapelvei továbbra is alapvetések a modern tájökológiai kutatásban. A „Lés Mosaic” koncepciója továbbra is központi szerepet játszik a tájökológiában, melyen túlmutatva ma is szerepet játszik a biológiai sokféleség megőrzésében és az ökoszisztémák működésének leírásában (Turner és Gardner, 2015). Szintén Forman munkásságára vezethető vissza a városi tájökológia részdiszciplína bevezetése, amely a városi tájszerkezet megértését alapozza meg (McDonnell és Hahs, 2013). A táj szerkezetének és időbeli változásának modellezésére az elmúlt évtizedekben azonban újabb elméleti megközelítések és gyakorlati és módszerek jelentek meg. Ezek közül legfontosabbak a „*funkcionális kapcsoltsági modell*”, amely az energia, anyag és élőlények a tájalkotó elemek közötti áramlására fókuszál (Tischendorf és mtsai., 2000), adott a tájat alkotó egységek tájban történő viselkedését leíró ún. „*agent-based*” modellek (Grimm és mtsai., 2010); az emberi tevékenységeket és intézményi döntéshozatalt is beépítő „*szocio-ökológiai modellek*” (Ostrom, 2009).

E téma lezárásaként kijelenthetjük, hogy a táj kutatás, a tájökológia és a geoökológia közös gyökerekkel rendelkező tudományterületek, ámde nem szinonim fogalmak. Bár vitatható, de a táj kutatás a tájökológiánál talán szélesebb spektrumot ölel fel. Ebben a földrajz- és földtudományi (természetföldrajztól és a környezetgeokémiától a kultúrföldrajzig), valamint a kapcsolódó élettudományi (ökológia) diszciplínákon túl hangsúlyosabban szerepet kapnak más társadalomföldrajzi és egyéb társadalomtudományi diszciplínák is. A táj kutatási irányzatok közül elsőként 1.) az *ökoszisztéma-szolgáltatások keretrendszerében* értelmezhető irányzat sorolható, mely a tájakat az ökoszisztémák által biztosított haszonvét lehetőségek (pl. ivóvízellátás, talajok termékenysége, stb...) szempontjából vizsgálja. Ezek a kutatási irányzatok napjainkban kiemelten fontosak, hisz a természetközeli területek beszűkülése okán kiemelten fontos az emberi jólét az ökoszisztémák állapota közötti kapcsolatok feltárása (Fisher és mtsai., 2009); 2.) A *tájtervezés és fenntarthatóság keretrendszerén belül* a fenntartható tájtervezés és kezelés elméleti alapjai megteremtésének célja a táji értelmezésben vett a környezet hosszú távú

fenntarthatóságának (a tájhasználat oly módon, hogy az megfeleljenek az ökológiai, társadalmi és gazdasági céloknak) biztosítása (Forman, 1990; Forman és Moore, 1992); 3.) A *kultúrtájkutatás keretrendszere* a tájkutatás társadalomföldrajzi, ezen belül is a kultúrföldrajzi irányzatának eredménye (Antrop, 2005). E keretrendszerbe tartozó kutatások a tájakat az emberi tájformáló tevékenységek tükrében vizsgálják, azokat az általuk hordozott kulturális vagy történelmi értékek viszonylatában

2.1.4. Táj kutatás, táj ökológia, geo ökológia Magyarországon

A magyarországi tájkutatás gyökerei szintén a 20. század első felére nyúlnak vissza. A trianoni békediktátumot követő időszakban a tájkutatás a honismeret részeként kiemelt szerephez jutott. A két világháború közötti időkben a legjelentősebb tájtani vívmány maga a Kárpátok és Kárpát-medence tájtagolásának Prinz Gyula általi megalkotása volt, másrészt e terület első tájfeldrajzi leírása volt (Prinz és mtsai., 1936). A második világháborút követő időszakban a tájkutatás elsősorban a politikai országhatáron belül lehatárolt középtájak monografikus leírása volt (Jakucs, 1955; Pécsi és mtsai., 1958). A hazai tájbeosztás kiemelendő eseményei voltak továbbá a hazai tájtipusok definiálása (Pécsi és mtsai., 1972), továbbá Magyarország tájbeosztása nagytáji szinten. A Prinz Gyula tájbeosztásától szükségszerűen eltérő tájbeosztási rendszert először Magyarország Nemzeti Atlaszában publikáltak térképi formában (Pécsi, 1989). A nagytájak monografikus feldolgozása azonban már lényegesen korábban, az 1960-as években megkezdődött, ami a nyomtatott formában a *Magyarország tájfeldrajza* sorozatban jelent meg 1967 és 1988 között (Ádám és mtsai., 1988, 1987, 1981; Marosi és Szilárd, 1975, 1969, 1967). A hazai tájbeosztásban következő jelentős lépcső a Magyarország Kistájainak Kataszterének megjelentetése volt, amely az ország területének egészét dolgozta fel kistáji szinten (Marosi és Somogyi, 1990), amelyet szűk húsz év elteltével teljes mértékben fel is újítottak (Dövényi, Z., Ambrózy, P., Juhász, Á., Marosi, S., Mezősi, G., Michalkó, G., ... & Tiner, 2008). A 90-es évekre kialakult hazai tájbeosztási rendszert napjainkra minden szinten vitatják (Hevesi, 2001; Karátson, 1997; Kocsis és mtsai., 2018).

Hazánkban a leíró tájkutatáson túl jelentős elméleti és gyakorlati kutatások folytak. A táj ökológia és geo ökológia szinonim, ill. „nem szinonim” fogalomként való azonosítása a hazai tájkutatói műhelyek között is vitatéma volt. A hazai tájkutatás elméletével foglalkozó kutatók közül Kerényi Attila e tudományos vitát nem tartotta a tájkutatás súlyponti kérdésének. (Kerényi, 2007). Kertész Ádám e témában egyértelműen nem foglalt állást, de *Táj ökológia* című kézikönyvében végigvezetett gondolatmenetéből arra következtethetünk, hogy talán a szinonim fogalmak tételével értett egyet (Kertész, 2003). Kertész Ádámhoz hasonlóan Csorba Péter által készített *Táj ökológiai* című egyetemi jegyzetben is a geo ökológia inkább a táj ökológia szinonim fogalmaként jelent meg (Csorba, 1997). Velük ellentétben Mezősi Gábor szerint a *táj ökológia* inkább (távérzékelésen alapuló) megfigyelésen, míg a geo ökológia méréseken alapuló gyakorlati indíttatású kutatási irányzatot jelent (Mezősi, 1997). Mezősi Gábor értelmezésében folyó geo ökológiai felfedező kutatások közül a múlt század 50-es és 80-as évek közötti időintervallumban -a teljesség igénye nélkül- Ádám László, Góczán László, Marosi Sándor, Papp Sándor és Szilárd Jenő munkássága emelendő ki (Ádám, 1975a; Góczán, 1965; Marosi és mtsai., 1973). E kutatások egyik jelentős újításaként emelendő ki az ún. *Ökopottp* fogalmának bevezetése (Marosi és Szilárd, 1963), ami évtizedekre meghatározta a hazai tájértékelés módszertanát. Az elméleti kutatások eredményei gyakorlati hasznosítást is nyertek, melyek egy része publikálásra is kerültek (Ádám, 1975b; Góczán és mtsai., 1974), a többsége azonban ún. KMB munkák jelentéseinek formájában sosem vált publikus anyaggá. Az elméleti jellegű geo ökológiai kutatások a 90-es éveket követően gyakorlatilag megszűntek, jórészt csak Farsang Andrea

Mátrával kapcsolatos kutatásai (Farsang, 1995) és e dolgozat szerzőjének egyes közleményei (Szalai és mtsai., 2010; Szalai és Németh, 2008) kerültek közlésre.

A hazai modern tájkutatási irányzatai közül a *tájmetriai alapkutatások* (Szabó, 2011; Szabó és mtsai., 2014; Szabó és Csorba, 2009), ezen belül a *távérzékelési módszerek tájmetriai kutatásokban való alkalmazhatósága* (Gudmann és mtsai., 2020; Varol és mtsai., 2023), a *táji mozaikosság, valamint a tájak változásával* (Németh és mtsai., 2021, 2020; Szilassi, 2017; Szilassi és mtsai., 2017), valamint napjaink *környezeti kihívásainak táji léptékű megjelenésével* (Csikos és mtsai., 2019; Csikos és Szilassi, 2021; Kitka és Szilassi, 2016; Lóczy és mtsai., 2007; Lóczy és Dezső, 2018; Ortmann-Ajkai és mtsai., 2014) kapcsolatos kutatások vannak a frontvonalban. A tájkutatás és tájökölógiai kutatások Magyarországon távolról sem kizárólag a földrajzi tudományos műhelyekre korlátozódtak. Az *Ökológiai Kutatóközpont Ökológiai és Botanikai Intézet* kollektívái a tájak minősítését elsősorban a (természetes) vegetáció tükrében végezték (Molnár és Horváth, 2008). Szintén ehhez a műhelyhez köthető a természetes növénytakarójának leírása Magyarország kistájainak bontásában (Király és mtsai., 2008). Legvégül - de nem utolsó sorban- a nem geográfus tájkutató műhelyek közül a MATE Természetvédelmi és Tájjagazdálkodási Tanszékét emelem ki, amelyhez nemcsak az ország első tájökölógiai/tájkutatási tematikájú szakfolyóiratának (*Tájökölógiai lapok*) megalapítása köthető, de az itt folyó kutatások a tisztán elméleti munkáktól a gyakorlati alkalmazásig (Centeri, 2022) a tájkutatások teljes spektrumát lefedik: tájtörténeti kutatások (Barczy és mtsai., 2003), megújuló energia termelés hatása a tájra (Frolova és mtsai., 2019).

A tájkutatás / tájökölógia / geoökölógia tudománytörténeti fejezetét talán legfrappánsabban az előbb említett tudományos műhelyek jelen disszertáció témájához leginkább kapcsolódó, kutatásaival zárható le. A talajok fizikai és kémiai tulajdonságai egyrészt a táj környezeti terhelésekkel szembeni érzékenységeinek egyik kulcsa (Szabó, 2001). A talaj szerves anyag kutatás továbbá egyfajta segédtudománya lehet a tájtörténeti kutatásoknak (Molnár és mtsai., 2004), a talaj szerves anyag készlet táji léptékű modellezése pedig az agrár tájak minősítésének egyik alapja lehet (Nel és mtsai., 2022).

2.2. A talajtakaró mozaikosságának és a talajok fejlődésének geoökölógiai kutatása

2.2.1. Pedotóp, kronoszekvencia, toposzekvencia

A hagyományos tájökölógiai ill. geoökölógiai keretrendszerben a talaj, ill. a talajtakaró az egyik tájalkotó tényező (Leser és Löffler, 2017; Naveh és Lieberman, 1994). Ebben a megközelítésben a *pedotópok* a legkisebb homogén egységek. Az valójában egyik vonatkozó szakirodalmi forrásból sem derül ki világosan, hogy a homogenitás valójában mire vonatkozik: talajtípusra (típus, altípus változat, stb...), vagy bizonyos kiemelt talaj tulajdonság(ok)ra. Ettől függetlenül akár a *tájfoltok*, akár az *ökotópok* rendezőelve alapján vizsgáljuk a tájmozaikot, a talajtakaró a tájhoz hasonló mozaikosságot mutat.

A talajok mozaikossága alapvetően a talajképző tényezők térbeli heterogenitására vezethető vissza. Egy tájmozaik szintjén a különbözőségek az éghajlat kivételével bármelyik tájalkotó tényező mozaikosságára visszavezethető (Jenny, 1994, 1961; Mermut és mtsai., 1996; Phillips, 2017). Amennyiben megengedően a mikroklimatikus sajátosságokat is az „éghajlathoz, mint talajképző tényezőhöz” soroljuk, vagy regionális léptékben vizsgálódunk, akkor a talajok mozaikossága (valamilyen szinten) még erre a tényezőre is visszavezethető.

A teljesség igénye nélkül, példaként talajtakaró mozaikosságát kialakító tényező lehet a földfelszín kitettség kora (*talajok abszolút kora*), továbbá a talajok eltérő *relatív kora*. Lin (2011) szerint a „*szenilis*” talajállapotig a talajfejlődés *kronoszekvenciái* felszínalaktani értelemben stabil

területeken tudnak végig futni. Erre talán legszebb konkrét szakirodalmi példákat nem is a talajtan, hanem a negyedidőszak kutatás vezető szakfolyóiratában megjelent közlemények között bukkanhatunk. Alacsony földrajzi szélességeken a geomorfológiai értelemben stabil területeken - az éghajlat különbözősége mellett- még nagy léptékben is a talajképző kőzet változékonysága magyarázza a talajképződés eltérő sebességét. Ennek példája (Costa és mtsai., 2015) közleménye, melyben Nyugat-Afrika talajainak átfogó elemzésének keretében az éghajlati viszonyok hatásán túl az azonos éghajlati viszonyok fennállása esetén kialakuló különböző (egymásból származtatható) talajtípusok regionális mintázatait is bemutatta.

A talajok abszolút korával is jellemezhető térbeli változatosságot a felszínfejlődési folyamatok is okozhatnak (Targulian és Krasilnikov, 2007). A geomorfológiai különbségek gyakran felszíninformákhoz kapcsolódnak, így az különböző abszolút korú talajok *toposzekvencia* mentén is elrendeződnek. Ennek egyik legszebb példáját szintén egy földtudományokhoz köthető szakfolyóiratban mutatták be. (Vermeire és mtsai., 2016) egy Brit-kolumbiai folyamatosan épülő partszakaszon tanulmányoztak egy ötszáz évet felölelő podzol fejlődési sorozatot. Jóllehet e közlemény célja nem a podzolok és a podzolok kialakulásához vezető talajtípusok térbeli mintázatának elemzése volt, a közlemény mégis eklatáns példája egy terület talajképző kőzeteinek, valamint domborzati egységeinek szekvenciája, továbbá növényzeti mintázatainak, valamint a talajkémiai paramétereinek mintázatai közötti kapcsolatnak.

Huggett (1998) a *Catena* szakfolyóiratban megjelentetett „review” közleményében foglalta össze a talaj kronoszekvenciák tanulmányozásának lehetőségeit. Ezek közül egy, a jelen dolgozat szempontjából is különösen releváns területek az ún. hosszú ideje használatban levő legelők. Huggett az emberi hatásokat e közleményében kissé szűken értelmezte, hiszen bármely tartós mezőgazdasági használat, vagy épp ellenkezőleg, annak a felhagyása lehetőséget jelent a kronoszekvenciák tanulmányozására. E tekintetben az egyik példaértékű közleményt épp egy hazai szerzői közösség jegyzi. (Novák és mtsai., 2014) a Tokaji Kopasz-hegy felhagyott szőlőültetvényei példáján mutatják be a talajfejlődés időbeli fázisait. A Huggett által kiemelt példák mindegyikéről önállóan is számos közlemény született az elmúlt évtizedekben. Ezek közül mind a klasszikus talajfejlődéssel kapcsolatos közlemények (Maza-Villalobos és mtsai., 2011), mind a geoökológiához inkább kapcsolódó anyagforgalmat érintő publikációk (Piccolo és mtsai., 1994) születtek. A talaj kronoszekvenciák mellett a talaj *toposzekvenciák* is lehetőséget teremtenek a pedotópok azonosítására. A toposzekvenciákban a talajképző tényezők közül a „domborzat”, és a „földtani tényezők”, továbbá az önálló talajképző tényezőként nem definiált vízhatás által kiváltott mozaikosságot tanulmányozhatjuk. Erre legszebb példák nem is tudományos közleményekben, hanem az ISRIC szabadon elérhető állományában érhetők el („ISRIC — World Soil Information”)

2.2.2. A talajképződés, mint a talaj térbeli különbözőségének alapja

A *Google Scholar* keresőt használva évi többezer olyan tudományos közleményt találhatunk, melyeknek címében, vagy szövegtörzsében előfordul a „pedogenesis”, ill. a „soil development” kifejezés. A ténylegesen talajfejlődésre fókuszáló közlemények száma azonban már csak évente pár tucatra tehető. Mindez nyilvánvalóan annak köszönhető, hogy „világtudomány” a talajok képződésével kapcsolatban már szinte minden tudományos kérdést megoldott. Mivel a talajtan tudománya még mind a mai napig nem szolgált egyetlen egységes „talaj” definícióval, ezért - sarkosan fogalmazva- nem teljesen definiáltuk azt, hogy minek a keletkezéséről beszélünk. Ennek talán legeklatánsabb példái Jenny által jegyzett, a talajképző tényezőket összefoglaló alapművek (Jenny, 1994b, 1961a). Ezekben Jenny a talaj számos különböző definícióját sorolja fel, majd a végén megjegyzi: „...*problemátikus, hogy a talajnak olyan tisztán megfogalmazott definíciója,*

amellyel mindenki egyetértene. Szerencsére nincs is sürgős szükség egy általános megállapodásra ezzel kapcsolatban. A talajokkal kapcsolatos kérdések megvitatásához csupán arra van szükség, hogy az olvasó tudja, mire gondol a szerző, amikor a talaj szót használja.”

A talaj képződését már Dokucsájev óta a talajtudomány közössége egyfajta egyenletként, a talajképző tényezők függvényeként igyekszik leírni (Blume és mtsai., 2015). A talaj definíciójához hasonlóan a „talajképződés egyenlete” kapcsán sincs tudományos konszenzus. Ennek hiányát jól mutatja a monográfiák és egyetemi tankönyvek megközelítésében tapasztalható különbségek. Egyes művekben valamilyen szinten tárgyalják a talajképződés egyenletét (Arnold, 2008; Blume és mtsai., 2015; Chesworth, 2008), míg más források erről nem tesznek említést (Stefanovits és mtsai., 1999; White, 2006). Jóllehet Jenny maga is a talajképződés függvényekkel történő leírásának a híve volt, de ennek ellenére még ő is látta ennek a megközelítésnek a korlátait: „...ezek a különböző egyenletek többnyire inkább spekulációk, mint tudományos tények, mivel a talaj tulajdonságai és az összes talajképző tényező közötti kapcsolatokról még soha nem készült szisztematikus tanulmány.” A különböző kutatók által közölt „talajképződési modellek” mégiscsak segítenek eligazodni a tekintetben, hogy mely tudományos iskola miként tekint magára a talajra és a talajfejlődésre. (Lin, 2011) összefoglaló közleményében számos talajképződési modellt elemzett az idő és a termodinamikai folyamatok függvényében. Lin értelmezésében a talajképződés és a talajfejlődés a háromfázisú rendszerben (ciklikusan) lejátszódó rövid ciklusú és csekély mértékű, ám egy adott irányba mutató trendek összessége (1. alapelv); A talajképződés egyidejűleg zajló folyamatok összessége, melyek eredményeként a talaj mátrixa és a talajstruktúra szerveződése egyidejűleg játszódik le (2. alapelv); Tér plusz idő: A talajfejlődés megértéséhez az „időintegrálás” (amely a kumulatív változást jelzi) és az „idődifferentiálás” (amely a változás mértékét jelzi egy adott időpontban) kombinációjára van szükség (3. alapelv). A fentiek alapján általánosan elmondható, hogy a talajképződés kulcsa a talaj komplexitásának növekedése.

A fentiek alapján a talajfejlődés főbb állomásainak az alábbiak tekinthetők: 1./ az anizotróp talajképző kőzetből izotóp anyag kezd fejlődni (Jenny, 1961a). 2./ A talajfejlődés során a pedon komplexitása (legalábbis a maturus állapotig) nő. A pedon komplexitásának növekedése alapvetően két folyamatra vezethető vissza: a.) szilárd fázis anyagi átalakulása, b.) talajalkotók elmozdulása. Ezen folyamatok sebessége, ill. időtartama területileg más és más, ami egyúttal megteremti a területi különbségek kialakulásának alapját (Huggett, 1998; Lin, 2011; Jonathan D. Phillips, 2017). 3./ A területi különbségek kialakulásának alapja a divergens talajfejlődés. A rendszerek komplexitását a zavaró hatások (ez lehet természetes hatás, pl. erózió/szedimentáció; ill. ember által kiváltott hatás) általában növelik (Phillips, 2017).

2.3. A talaj szilárd fázisa: az ásványi összetevők, a talaj szerves anyag stabilizálódása, a talaj szerves anyag tulajdonságai

2.3.1. Az ásványi fázis szerepe a talaj szerves anyag stabilizálódásában

A talajokat anyagi tulajdonságaik alapján két nagy csoportba oszthatjuk: „szerves talajok” azok a talajok, melyeknek (durva megközelítésben) van egy a felszíntől számított legalább kb. 50 cm vastag olyan talajszintje, melynek SOC tartalma meghaladja a c.a. 20% (m/m)-ot (Blume és mtsai., 2015; Jahn és mtsai., 2006; Schad, 2022). Az ún. ásvány talajok azok, melyeknek ilyen talajszintjük nincs. Az ásványi talajokban a talaj szerves anyag bomlásának sebessége önmagában gyorsabb, mint a szerves anyag keletkezésének üteme (Mohr és mtsai., 1972). A Föld jégmentes szárazulatait borító talajok túlnyomó hányada az „ásványi talajok” közé tartozik.

Egyszerűsített megközelítésben a talaj ásványai eredetüket tekintve lehetnek diagenetikus (földtani megfogalmazásban valójában detritális), ill. pedogén ásványok. A diagenetikus ásványok közül a szárazföldi ökoszisztémák szempontjából kiemelt csoport a szilikátoké, melyek

mállása során felszabadult elemek (a nitrogén kivételével) jelentették a szárazföldi életközösségek számára a tápelemek elsődleges forrását (McBride, 1994). Az ásványi fázisnak azonban egy másik kritikus szerepe is van, jelesül alapvető szerepet játszik a talaj szerves anyag stabilizálásában. (Mohr és mtsai., 1972) állítását igaznak véve az ásványi talajokban a holt (humifikálódó) szerves anyag keletkezésének mennyisége alacsonyabb annál, mint ami önmagában képes. Ebből következőleg a feltalaj humifikálódott szerves anyagát „valami” stabilizálja. Jelen ismereteink szerint az ásványi talajokban az SOM stabilizálódása összességében három tényezőre vezethető vissza: 1./ a szerves anyag (biokémiai) tulajdonságai (Jastrow és mtsai., 1998; Stockmann és mtsai., 2013); 2./ szerves anyag kémiai stabilizálódása ásványszemcsék felszínén (Stockmann és mtsai., 2013; Torn és mtsai., 1997; Zacháry és mtsai., 2023). Az ásványi talajok ebből következőleg egy elméleti maximális szervesanyag tartó kapacitással rendelkeznek, aminek elméleti maximuma a talaj ásványi fázisának a függvénye (Angers és mtsai., 2011; Hassink, 1997).

A talaj ásványok felszínén stabilizálódni képes szerves anyagok mennyisége alapvetően az ásványi fázis fajlagos felületétől, a talajásványok szerkezeti rendezettségétől, valamint a talajásványok felületi aktivitásától függ. A felületi aktivitás gyakorlatilag a felületi töltéssűrűség függvényében alakul (McBride, 1994). A legkülönbözőbb környezettípusokra általánosan érvényes mintázat szerint a pedogén mállás első lépcsőjében (juvenilis talajból maturus talajjá fejlődés során) metastabil, reaktív ásványok képződnek. Ebben a fejlődési szakaszban a diagenetikus szilikátok (pl. földpátok, olivinok, piroxének, stb) amorf alumíniumszilikátokká (pl. allofánok) vagy gyengén rendezett agyagásványokká (szmektitek, vermikulitok) válnak. Ezek az ásványok a későbbi (maturusból a szenilis talajállapot felé) talajfejlődés során kevésbé aktív, magasabb kristályossági fokú kaolinitté, ill. szeszkvioxidokká mállanak tovább. Ezeknek az ásványoknak az alacsonyabb fajlagos felület és felületi töltéssűrűség okán a szén stabilizálási képessége is jóval alacsonyabb (Kaiser és Guggenberger, 2003; Thaymuang és mtsai., 2013; Torn és mtsai., 1997).

2.3.2. *Amit a talaj szerves anyagról tudni vélünk, és amit jelenleg tudni vélünk*

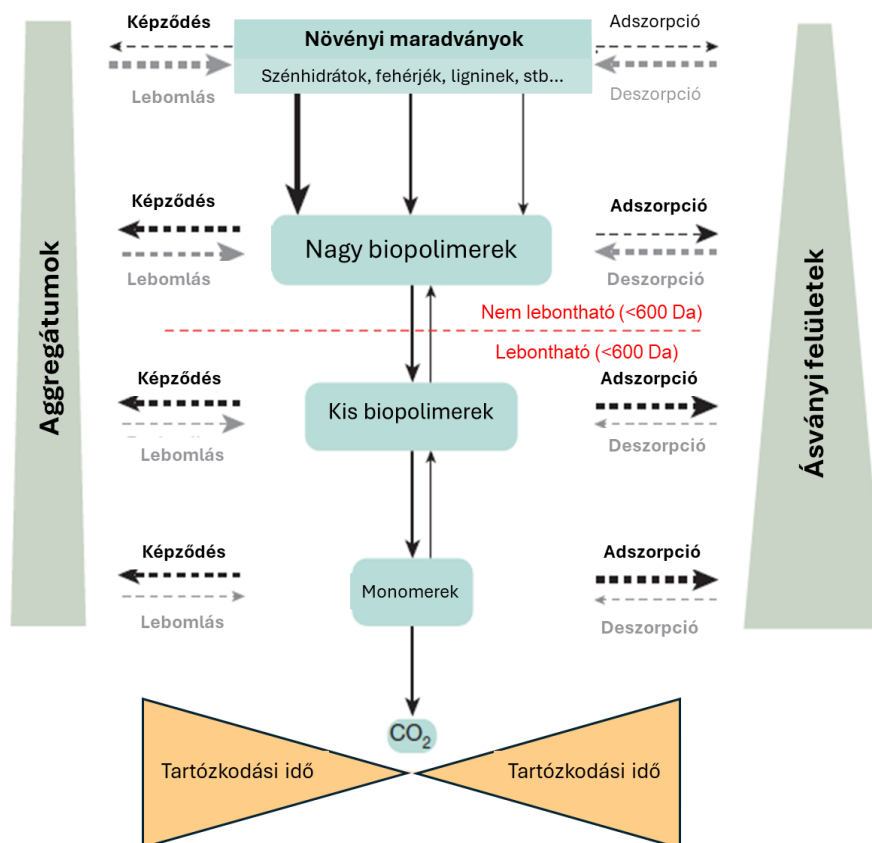
A talaj szerves anyag megismerésének kezdetei a 19. század első harmadára tehető (Sprengel, 1826). Egészen a múlt század 70-es évek végéig ez legnagyobb részt a mennyiség meghatározásának módjára, továbbá az elemi összetétel és a kémiai szerkezet megismerésére fókuszált. Az elemi összetétel közelítő meghatározását követően az SOM szerkezetének meghatározására került a hangsúly. A huszadik század közepétől elsősorban a spektrofotometria vált ennek elsődleges eszközévé. Az SOM -ról szerzett információt leginkább alkalikus kioldást követően kinyert extraktumból szerezték (Kononova, 1961). Ezek alapján a múlt század végéig tudományos konszenzus volt arról, hogy a friss szerves anyagokból (jellemzően növényi maradványok) származó óriásmolekulák (fehérjék, szénhidrátok, ligninek, stb...) monomerjeikig bomlanak. Ebben a folyamatban a könnyebben disszimilálható komponensek mineralizálódnak (CO₂-vé, vízzé, stb... bomlanak), míg a nehezebben lebomló komponensek (a talajok exoenzimjei által) újból óriásmolekulákká szintetizálódnak újra. A talajban stabilizálódott szervesanyagokat ez a tradicionális megközelítés humuszanyagoként definiálta és a humuszanyagokat egyfajta polimerként képzelte el (Chen és mtsai., 1977; Kononova, 1961; Schnitzer, 1978; Stevenson, 1994). E modellek alapján a stabilitás mértéke részben a molekulamérettől (minél nagyobb, annál stabilabb), ill. az aromás komponensek arányától (minél aromásabb annál stabilabb) függ (Chen és mtsai., 1977; Gerke, 2018; MacCarthy és mtsai., 2015; Schnitzer, 1978).

Annak ellenére, hogy a fenti modell az ezredfordulóig tudományos konszenzusnak számított, már a múlt század 80-as éveitől kezdődően a humifikáció modelljének alternatív elképzelései is elkezdtek megjelenni. A „*szелеktiv megőrződés*” elmélete (Sollins és mtsai., 1996) példának okáért már említést sem tesz humuszanyagokról. E megközelítés szerint a „*biopolimerek*” átalakulásakor humuszanyag szintézis nem történik, az átalakulás egy olyan egyirányú út, amelyben a molekulatömeg folyamatosan csökken, annak végállomása a szerves anyag széndioxiddá történő oxidációja (Melillo és mtsai., 1982; Sollins és mtsai., 1996). Az SOM-tól a széndioxidig tartó mineralizációs út bomlástermékeinek sorozatában az egyes metabolitok stabilitása azonban különböző. Egyes komponensek könnyebben bomlanak, míg mások a disszimilációnak jobban ellenállnak. E jelenség az alapja a „*szелеktiv megőrződés*” modell tovább fejlődésének, melyet (Burdon, 2001) „*progresszív lebomlás*” modell néven publikált *Soil Science* -ben. A „*szелеktiv megőrződés*” a modelljében a komplex biopolimerek átalakulásának végállomása szintén a széndioxid, ám a *talaj szerves anyag* egésze a növényi eredetű maradványok és különböző mikrobiálisan átalakított metabolitok keverékeként került értelmezésre. E modelleket analitikai megközelítésből támasztotta alá Sutton és Sposito (2005) által az *Environmental Science and Chemistry* szakfolyóiratban megjelentetett áttekintő közlemény. Ebben összefoglaltak szerint a „*tradicionális humifikációs modell*” által sugalmazott „*újraszintetizálódó óriásmolekulák*” elmélete tarthatatlan. E közlemény konkúziója szerint a humuszanyagok semmiképp sem lehetnek polimerek. Szintén Sutton és Sposito (2005), valamint (Lehmann és mtsai., 2008) mutattak rá arra, hogy a talaj szerves anyagának valójában „*semmi köze sincs*” az alkalikus extrahálószerrel kivont és előállított humuszanyagokhoz, továbbá az általuk összefoglalt kémiai és fizikai tulajdonságok alapvetően (Lützow és mtsai., 2006) által definiált **labilis** (labile pools), **lassú** (slow pools) és **stabil** (*recalcitrant, ill. stable pools*) SOM formákat ill. frakciókat magyarázzák.

Amint arról az előző alfejezetben is szó volt, mai ismereteink szerint az ásványi talajokban a szerves anyagok bomlásának az üteme önmagában magasabb, mint az SOM keletkezésének üteme. Ennek ellenére az ásványi talajokban is van stabilizálódott szerves anyag (humusz), sőt ezek az anyagok akár igen hosszú ideig a talajban tartózkodhatnak (Billings és de Souza, 2020). A mineralizációnak ellenálló humuszpolimerek elméletének megdőlését követően ezt a hosszú tartózkodási időt semmi sem magyarázta, hiszen ezzel a jelenséggel sem a „*progresszív lebomlás*”, sem a „*szелеktiv megőrződés*” elmélete nem foglalkozott. A mai ismereteink szerint három folyamat együttese szükséges ahhoz, hogy az SOM keletkezésénél magasabb ütemű szerves anyag bomlás esetén is tartósan „humusz” maradjon a talajban (Stockmann és mtsai., 2013): 1./ A szerves anyagok érése során a mikrobióta számára nehezebben fogyasztható (jellemzően aromás) komponensek részarányának emelkedése, miáltal az SOM bomlási sebessége csökken (ez a biokémiai stabilizáció, továbbá ez az a folyamat, ami a lebomlásnak ellenálló humuszpolimerek elméletéből átöröklődött); 2./ A szerves anyagok az ásványszemcsék közé záródva a mikrobióta számára elérhetetlenné válik, így az a bomlástól is védve lesz. (A fizikai védelem által stabilizált (a mikrobiótától védett) SOM az aggregátumokban kötött szerves anyagnak (AAOM) felel meg.); 3./ Végül a szerves anyagok egy része az ásványszemcsék felszínén kémiai kötésekkel (organo-minerális komplexek formájában) stabilizálódik. (A SOM kémiai védelmének megvalósulása az ásványszemcséhez kötött szerves anyag -MAOM-, mely kialakulásának mechanizmusait (Kleber és mtsai., 2007) foglalták össze.

A talaj szerves anyag stabilizálódásáról kialakult tudományos konszenzus -véleményem szerint- legutolsó alapvető mérföldköve Lehmann és Kleber (2015) a *Nature* -ben publikált „*talaj kontinuum modell*” (SCM) (2. ábra) közleménye. Az SCM a „*szелеktiv megőrződés*” és a „*progresszív lebomlás*” modelljeit ötvözi a Stockmann és mtsai. (2013) által bemutatott stabilizálódási mechanizmusokkal együttes értelmezésben, továbbá magyarázza Lützow és mtsai (2006) által

megfogalmazott stabil és labilis szerves anyag raktárakat is. E modell megközelítésben az SOM átalakulása közben a molekulák átalakulása a lebomlás irányába mutat, magyarázza a stabilizálódási mechanizmusokat, és magyarázza a különböző stabilitású ún. „*funkcionális szerves anyag raktárak*”-at (*functional SOM pools*) is.



2. ábra. A talaj kontinuum modell, amely a talaj szerves anyag átalakulási folyamatait írja le a „tudomány jelenlegi állása” szerint (Lehmann és Kleber, 2015)

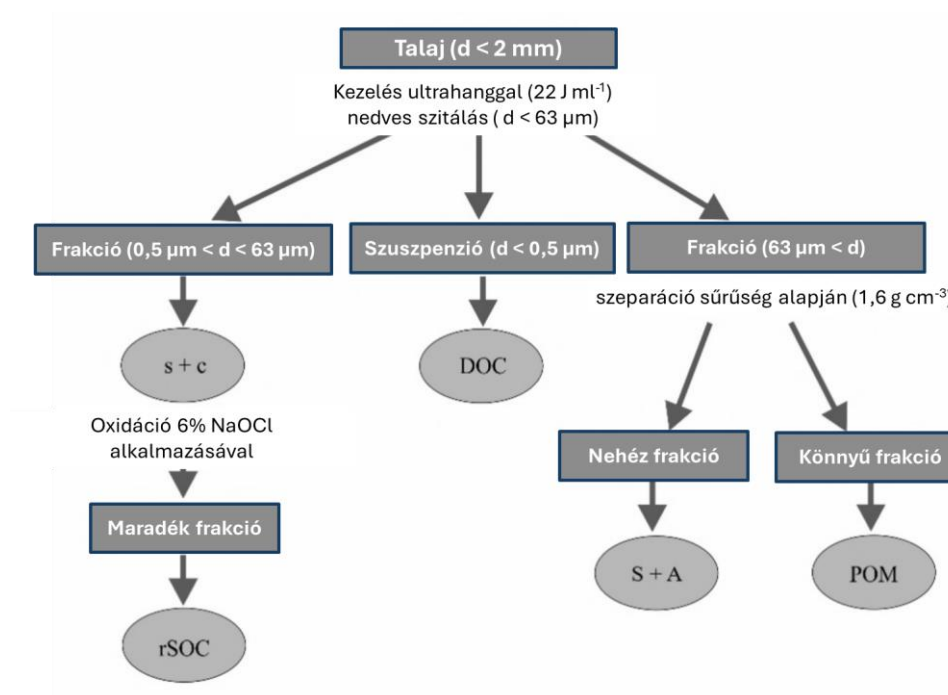
A *szerves anyag raktárakban* tárolt szén által betöltött ökológiai funkciót az SOM mineralizációs dinamika alapján közelíthetjük meg. Az SOM ebben a megközelítésben labilis (*labile*) és stabil (*stable, resistant, recalcitrant*) pool-okba szerveződik (Alvarez és Alvarez, 2000). A mineralizációs dinamika alapján további labilis, mind a stabil alcsoportok is meghatározhatók (Zacháry és mtsai., 2018). Ezen eredmények jelentősége messze túlmutat a *talaj szerves anyag kutatás* határain, mivel az éghajlati modellek „*üvegház hatású gázokkal*” kapcsolatos bemeneti paramétereit részben a talaj szénforgalmi modellek biztosítják. A talaj szénforgalmi (és nitrogénforgalmi) modellezésének alapjai pedig épp a mineralizációs dinamika alapján definiált „*talaj szerves anyag raktárak*”, ill. „*talaj szerves szén készletek*”. A RothC modell megközelítésében az SOM bemenete a növényi biomassza, amely az első lépésben egy könnyen és egy nehezen bontható frakcióra válik szét. E megközelítésben a talaj szerves anyaga folyamatos átalakuláson megy keresztül. A különbség mindössze az átalakulás sebességében van. A szerves anyag frakciók mindegyike ugyanazon séma fejlődik tovább: egy része mineralizálódik, egy része mikrobiális biomasszává alakul, egy része pedig morfológiai szerkezet nélküli, ún. humifikált szerves anyaggá alakul. E modellben egyedül a talajszemcsék felszínén erősen megkötődött ún. „*inert szerves anyag (IOM)*” jelen kivételt, ami a folyamatoktól egy különálló összetevő (Skjemstad és mtsai., 2004).

A fenti megközelítés nem egyszerűen egy újabb, napjaink tudományos ismereti szintjén álló „modell”, mivel ezek az anyagok a talajban ténylegesen megfigyelhetők és akár önmagukban is vizsgálhatók. Ez alapján az SOM legfontosabb főbb frakciói (McBratney és mtsai., 2014):

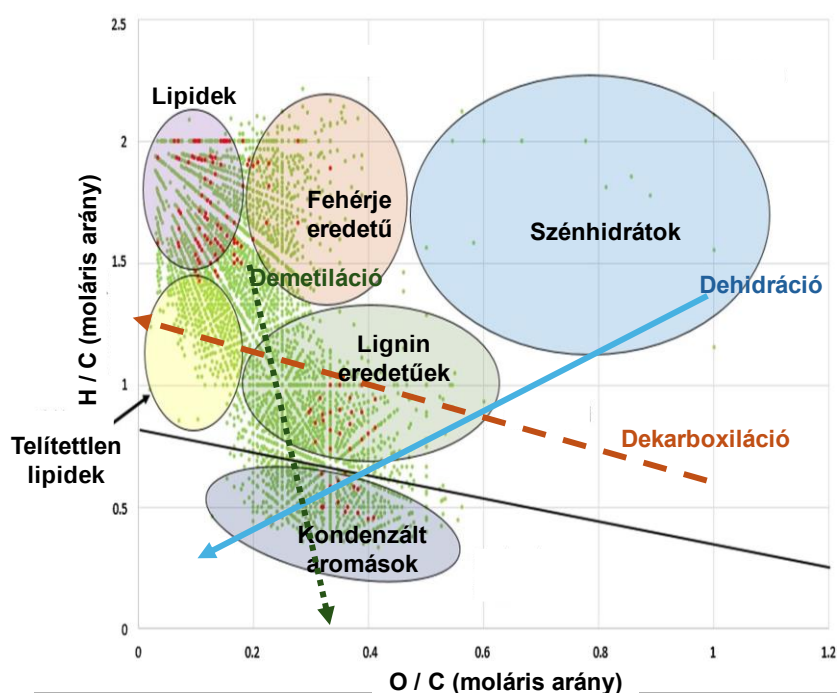
- **élőlények** (stabilitás tekintetében értelemszerűen nem besorolandó);
- **friss maradványok, ill. szerves törmelék (*Particulate Organic Matter –POM*)**; a *labilis frakció* része (Filep és mtsai., 2022a; Gulde és mtsai., 2008);
- **humifikált szerves anyag („Humusz”)**: az átalakult anyagban a kiinduló anyag még szöveti szinten sem ismerhetők fel): részben a **lassú** és részben az **stabil** frakciókhoz tartozik (Gulde és mtsai., 2008);
 - A *lassú frakciók* humifikált szerves anyaga jellemzően aggregátumokba zárva (AAOM), ill. a szemcsék felszínéhez szorosan kötődő stabil frakcióhoz kötődik (azt valójában beburkolva a MAOM frakció része);
 - a *stabil humifikált szerves anyag* szemcsék felszínéhez kötődve (MAOM részeként) tárolódik (Angst és mtsai., 2023; Jakab és mtsai., 2023a), megegyezik a 3. ábra rSOC frakcióját tartalmazó IOM -mel.
- **faszén**: a stabil szénkészletekhez tartozik (Skjemstad és mtsai., 2002);
- **vízoldható szerves anyag (*Dissolved Organic Matter - DOM*)**: a biológiailag leginkább aktív holt szerves anyag, a labilis frakciók része (Marschner és Kalbitz, 2003).

A fenti SOM frakciók előállításának folyamata a fizikai frakcionáció. Bár többféle eljárás létezik, a legáltalánosabban elterjedt metódust a *RothC* modell validálásához fejlesztették ki (Zimmermann és mtsai. 2007). A módszert a könnyebb kivitelezhetőség okán (Poehlau és mtsai., 2018) tovább fejlesztették (3. ábra). Az SOM megismerésekor ennél sokkal összetettebb, annak valós természetét sokkal pontosabban leíró frakcionációs eljárásokat is kidolgoztak (Gulde és mtsai., 2008), ám ezek bonyolultságuk (körülményes és költséges kivitelezhetőség) okán széles körben nem terjedek el.

Az SOM ugyan meghatározott kémiai szerkezet nélkül anyag, továbbá az SOM egészét kémiaiilag jellemezni nem is lehetséges, de az egyes frakciók kémiai tulajdonságainak megismerése napjainkban is aktuális tudományos feladat. Az SOM frakciókról az elsődleges információt továbbra is az SOM (esetleg SOC) mennyisége (ill. az SOC/SOM aránya), továbbá a fontosabb elemi összetevők aránya jelenti. Ezek közül kiemelendő a C:N, ill. a C:N:P sztöchiometriai arányok (McGill és Cole, 1981; Sardans és mtsai., 2012), melyek a vizsgált SOM frakció anyag forrásának, ill. átalakultsága mértékének jellemzésére szolgáló elsődleges paraméterek. Az elmúlt évtizedekben az SOM elemi összetételének jellemzésére a szerves geokémiában bevett H/C és O/C arányok, valamint ezek grafikus ábrázolási módszere, a vanKrevelen diagram is elterjedt (Jiménez-González és mtsai., 2020; Kim és mtsai., 2003). Az egyes SOM frakciók H/C és O/C arányai (4. ábra) információval szolgálnak az átalakulás főbb irányairól, de meghatározásukhoz jelentős műszeres infrastruktúra szükséges. A folyadékfázisú frakciók vizsgálatokhoz továbbra is alapvető paraméter az „érettséget” jelző aromasság, mely akár hagyományos műszeres infrastruktúrával is vizsgálható. Ezek közül legfontosabb a 254nm-en (SUVA254) és 280nm-en (SUVA280) vizsgált specifikus abszorbancia értékek, melyeket NMR spektroszkópiai mérésekkel igazoltak (Abd Manan és mtsai., 2020; Rodríguez és mtsai., 2016). A folyadékfázisú frakciók a fluorofor aminosavakat tartalmazó fehérje jellegű komponensei, továbbá a különböző aromassági fokú, valamint molekulaméretű humusz jellegű összetevők szintén hagyományos technológiák közé tartozó spektrofotometriai technikával határozhatók meg (Birdwell és Engel, 2010; Coble, 1996).



3. ábra. A frakcionáció folyamatábrája Zimmermann és mtsai. (2007) szerint; rSOC = NaOCl-lel történt oxidációnak ellenálló szén, s + c = kisméretű szemcsékhez kötött szerves szén frakció, S + A = homokszemcsékhez kötött és aggregátumokban tárolt szerves szén frakciója, POM = szerves törmelék, DOC = vízoldható szerves szén



4. ábra. Egy huminsav mintából FTICR-MS-sel kimutatott összes vegyület (3487 vegyület) van Krevelen-diagramja. A diagramon a különböző kémiai szerkezetek (lipid-, fehérje- és ligninszármazékok, szénhidrátok és kondenzált aromás anyagok) jellegzetes H/C és O/C moláris arányai által meghatározott régiók vannak feltüntetve. Zöld pontok = a vizsgált mintában kimutatott vegyületek, Piros pontok = az ábra forrásául szolgált kutatás összes vizsgált talajának mindegyikében kimutatott molekulák (Jimenez-Gonzalez és mtsai. 2020)

A szilárd fázisú (és olykor a folyadékfázisú) frakciók vizsgálatakor a modern analitika széles tárháza elérhető. Az infravörös tartományú csillapított teljes reflektancia (ATR FTIR) és diffúz reflektancia (DRIFT) mérések elsősorban a funkciós csoportokban jelen levő kémiai kötések rezgési alapján (pl. amid N-H, amid C-N, alkoholos OH, alifás C-H, aromás C-C, karboxilos C-O, poliszacharid C-O) szolgáltat információt (Margenot és mtsai., 2016), amely alapján szintén különböző elemarányok (pl. O/C) határozhatók meg (Yeasmin és mtsai., 2017). Az SOM kutatás számára elérhető módszerek közül a pirolízis gázkromatográf tömegspektrometria (Py-GC-MS), továbbá az NMR spektroszkópia talaj szerves anyag egészére vonatkozóan szolgáltat legelterjedtebben ismeretet a mintában jelen levő kémiai kötésekről (Kim és mtsai., 2003; Kögel-Knabner, 2000, 1997). Az SOM szerkezete még ennél is részletesebben megismerhető, bár a megismerés mélységével együtt a megismert anyag térbeli kiterjedése és tömege is a mikro- és nano- tartományokra szűkül. A jelenleg létező legkorszerűbb technikákról (Weng és mtsai., 2022) összefoglaló közleményéből tájékozódhatunk.

2.3.3. *A talaj ásványi és szerves összetevői a talajok geoökológiai funkcióinak tükrében*

A talajok számos módon járulnak hozzá a szárazföldi élő rendszerek működéséhez, valamint ennek részeként az emberi civilizáció és kultúra fennmaradásához. Ezeket az ún. „szolgáltatásokat” nevezzük a „talajok funkcióinak” (Blum, 2005a). Az elmúlt évtizedekben a talajok funkcióiról több mértékadó, am nem feltétlenül tudományos összefoglalót is publikáltak, melyek közül a legáltalánosabb (ámbar vitatható tartalmú) összefoglalót a FAO honlapján találhatjuk („Why soils matter | FAO SOILS PORTAL | Food and Agriculture Organization of the United Nations”). Ezen funkciók közül több az elemek bio-geokémiai körfolyamatainak részeként értelmezhetünk és ekként egyaránt a szárazföldi ökológiai rendszerek elsődleges biológiai produkciójának (tápelem és víz szolgáltatás) egyik alapja, az éghajlati rendszerek egyik fontos szabályozó komponense, továbbá árvízszabályzó funkciót is betölt. E három *ú.n. ökoszisztéma szolgáltatás* részeként lejátszódó folyamatok, ill. azok területi változatossága egyben létünk alapjául szolgáló földi rendszerek működésének része (Blum, 2005; Falkowski és mtsai., 2000).

Nem jelen disszertáció szoros értelemben vett témája, de mindenképp említést kell tenni arról, hogy a talaj szilárd fázisa három tulajdonsága révén is az *elsődleges biológiai produkció* alapja: 1./ A detritális ásványok pedogén mállása, amely a (nitrogén kivételével) a tápelemek forrása; 2./ A körfolyamatok (pl. nitrogén fixáció, pedogén mállás során felszabaduló elemek, bomló holt szerves anyagokból felszabaduló elemek, műtrágyázás, stb...) révén a talajba tápelemek kicserélhető módon történő megkötése a talajszemcsék felszínén (tápelem szolgáltatás); 3./ víz megtartása és szolgáltatása az ökológiai értelemben vett termelő szervezetek számára (Blume és mtsai., 2015; Chapin és mtsai., 2012).

Talajok tápanyagszolgáltató képessége elsősorban a talaj kémhatása és kationcsere kapacitásának a függvénye (Hassink, 1997; Terhoeven-Urselmans és mtsai., 2010). A talaj pH mintázatának kialakításában (egy legalább *maturus* állapotú talaj esetében) a kilúgzás intenzitása (és részben a talajképző kőzet minősége) játszik szerepet, addig a kationcsere kapacitás (CEC) kialakításában a fajlagos felület, a talajásvány fajlagos felületi töltése és az SOM az elsődleges környezeti tényező (McBride, 1994; Oorts és mtsai., 2003). A talajok tápanyagszolgáltató képességének mindkét paraméter jellegzetes globális mintázatot mutat. A klimatikus csapadékhány fokozódásával -a hőmérsékleti viszonyoktól függetlenül- a talaj alkalitása általánosan fokozódik, míg ezzel ellentétben a klimatikus csapadéktöbblettel a talaj aciditása nő (Zech és mtsai., 2022a). A kationcsere kapacitás (CEC) globális mintázata ezzel ellentétben a talaj mállottsági fokával és a mátrix fajlagos felületével korrelál, ezért ez a mintázat leginkább a főbb talajtípusokhoz (a

nemzetközi talajosztályozási rendszer -WRB- fogalmai szerint Reference Soil Group) igazodik. Nagy általánosságban kijelenthető, hogy a legalacsonyabb CEC értékekkel a humid szubtrópusi és trópusi területek talajai rendelkeznek. A finom szövetű talajsíntekkel jellemezhető talajok közül a fersziállitos – ferruginous – ferralitos sorozatban a CEC a ferralitos anyag állapotában éri el a minimális értéket (Zech és mtsai., 2022). Ezek a paraméterek egy szűkebb földrajzi térségen belül is jelentős területi változékonyságot mutathatnak. A lokális különbségek kialakításában a domborzati, erodáltsági, mikroklíma és vízhatás mintázatok játszanak szerepet (Fernández-Pascual és Correia-Álvarez, 2021; Moeslund és mtsai., 2013; Novák és mtsai., 2014; Szalai és mtsai., 2021a).

A primer produkció és az árvízszabályzó funkció tekintetében is kiemelt fontosságú a talajok vízbefogadó és víztároló tulajdonsága. Ez jelentős részt a talaj szerkezetességének, kisebb részt ásványtani paramétereinek függvényében alakul (Hillel, 2003; Kutilek és Nielsen, 1994; Nielsen és mtsai., 1996). A felület szerkezetességét *-valódi mérsékelt öv óceáni és szárazföldi éghajlati területein-* elsősorban a talaj szerves anyaga alakítja. A talajok vízbefogadóképességét (a településen és ipari területeken kívül) leginkább a szántóföldi gazdálkodás befolyásolja. Maga a szántás a talaj vízbefogadóképességét az ún. „felszíni hatás” és „profil hatás” útján befolyásolja (Hillel, 2003). A felszíni hatás a gyakorlatban a felszín kérésedése által hat, mivel a felszín kérésedése a szántás hatására lecsökkenő SOM tartalom eredményeként lecsökkenő aggregátumstabilitásra vezethető vissza (Jakab és mtsai., 2013; Mills és Fey, 2003). Az SOM tartalom csökkenése a szántott rétegben is kifejti hatását. A talaj nedvességtartó képességének lecsökkenésében az eketalp szint kialakulása is szerepet játszik, amit elsősorban az aggregátumok fizikai degradációjára vezetünk vissza. Nem szabad megfeledkezni arról sem, hogy ez a fizikai változás az SOM degradációjával jár együtt (Yonghui és mtsai., 2017). Szintén kiemelendő, hogy a talaj fizikai szerkezetében és kémiai tulajdonságaiban végbenő folyamatok megfordíthatóak. A talajművelés intenzitásának csökkenése az SOM tartalom növekedését eredményezi (Ding és mtsai., 2002; Jakab és mtsai., 2023a), miáltal javul a talaj szerkezetessége és nő a vízbefogadó képessége (Madarász és mtsai., 2021). A talajművelés intenzitásának csökkenése (egyúttal az SOM tartalom növelése) nemcsak összességében jelent javulást, de esőszimulátoros kísérletekkel alátámasztott kutatások alapján minden talajállapotnál jobb vízbefogadó képességet eredményez (Jakab és mtsai., 2017; Zhao és mtsai., 2018).

E fejezet és az egész szakirodalmi összefoglaló zárásaként -legalább érintőlegesen- foglalkoznunk kell a talajnak, ezen belül a talaj szerves anyagnak az éghajlat szabályzó funkciójával. A talajok éghajlat szabályzó funkciója talajok CO₂ kibocsátása, ill. szénmegkötő képességére vezethető vissza. A talajtakaró ezen hatását, már több, mint három évtizedre visszamenően ismerjük (Follett és mtsai., 2001), de az IPCC által is elfogadottan (AR 4) 2005-óta elfogadott. Azóta a témában rengeteg közlemény jelent meg, azokról teljes értékű áttekintés adni szinte lehetetlen. Ehhez e helyt néhány sarokkönek számító közleményt használok fel, mely közül egy az *Agriculture, Ecosystems & Environment* szakfolyóiratban, a többi a *NATURE* lapcsalád szakfolyóirataiban jelent meg. A talajok, ill. a talaj szerves anyag éghajlatszabályzó funkciójának alapja, a talajokban tárolt szén mennyisége (másfélszerese a szárazföldi ökoszisztémák és a légkör összes szén mennyiségének), ill. az, hogy a területhasználat váltással a talajok szénnyelők, ill. szénkibocsátók lehetnek (Stockmann és mtsai., 2013). Az SOM stabilitása (az SOM stabilizálódásában szerepet játszó három tényező különbözőségeinek okán) a területhasználat, ill. az ún. „ökoszisztémák” egyfajta sajátossága (Schmidt és mtsai., 2011). Az elmúlt években a talaj szénnyelésének és a szén szerves formában történő stabilizálódásának egy újabb aspektusa merült fel. E szerint erre a talaj, ún. funkcionális komplexitása is hatással van. A talaj funkcionális komplexitása nano- és mikroléptékben értelmezendő és annak három fő összetevője van: 1./ a

térbeli változékonyság, 2./ az időbeli változékonyság és 3./ a molekuláris sokféleség. A területhasználat, ill. a műveléstechnika megváltozása a talajban ebben a mérettartományban kifejtett változásai vezetnek oda, hogy a talaj szerves anyag stabilitása általunk is értelmezhető területi léptékekben is megváltozik, mégpedig olyan mértékben, hogy az képes a légköri CO₂ koncentráció mennyiségét is befolyásolni (Lehmann és mtsai., 2020, 2008). Ugyanezt a gondolatmenet fedezhető fel Angst és mtsai. (2023) review közleményében, azzal a kitételrel, hogy a „talaj szerves anyag menedzsmentet” a korábbi „területhasználat változás”, ill. „talajkímélő gazdálkodás” sémánál összetettebben közelítették meg. E szerzői közösség a POM frakció növelésében és az SOM mineralizációjának csökkentésében látják az SOM mennyiség növelésének lehetőségét (Angst és mtsai., 2023). Végezetül említést kell tenni arról is, hogy nemcsak a talajban SOM formájában megkötött szén hathat az éghajlatra (csillapíthatja a légköri CO₂ koncentráció emelkedését), de a az éghajlatváltozás szintén hat az SOM stabilitására. Mivel a különböző területhasználatok esetében a talaj funkcionális komplexitása is más (ld. Lehmann és mtsai., 2020). E területhasználati különbözőségeknek a kapcsolata az SOM éghajlatváltozással szembeni érzékenységeivel azonban napjainkban még nem egyértelmű (Lugato és mtsai., 2021).

3. Módszerek

3.1. Mintaterületek

Az értekezés bevezetésében szereplő alapelvek alapján a kutatásokat szántóföldi környezetekben (erősebb hatás) és kaszálóréteken (gyengébb hatás) folytattuk. A szántóföldi területhasználatához kötődő kutatások részben Albertirsa és Ceglédbercel külterületeinek a Gödöllői-dombsághoz tartozó részén (relieffel rendelkező terület, gyümölcsösökbe ékelődő szántóföld tájmozaikja), ill. az Agrártudományi Kutatóközpont Martonvásári tartamkísérlethez (érdemleges relieffel nem rendelkező terület szántóföldi tájmozaik) kötődően folyt. Az-erdő szántóföld átmenetet modellező kísérlethez a Soproni hegységben gyűjtöttünk talajokat. A kaszálórétekhez köthető kutatások legnagyobb része Ceglédbercelen (alföldi vizes élőhelyekkel tarkított tájmozaik), ill. Bataapáti területén (dombsági, felvízi vizes élőhellyel tarkított tájmozaik) történtek (5. ábra).

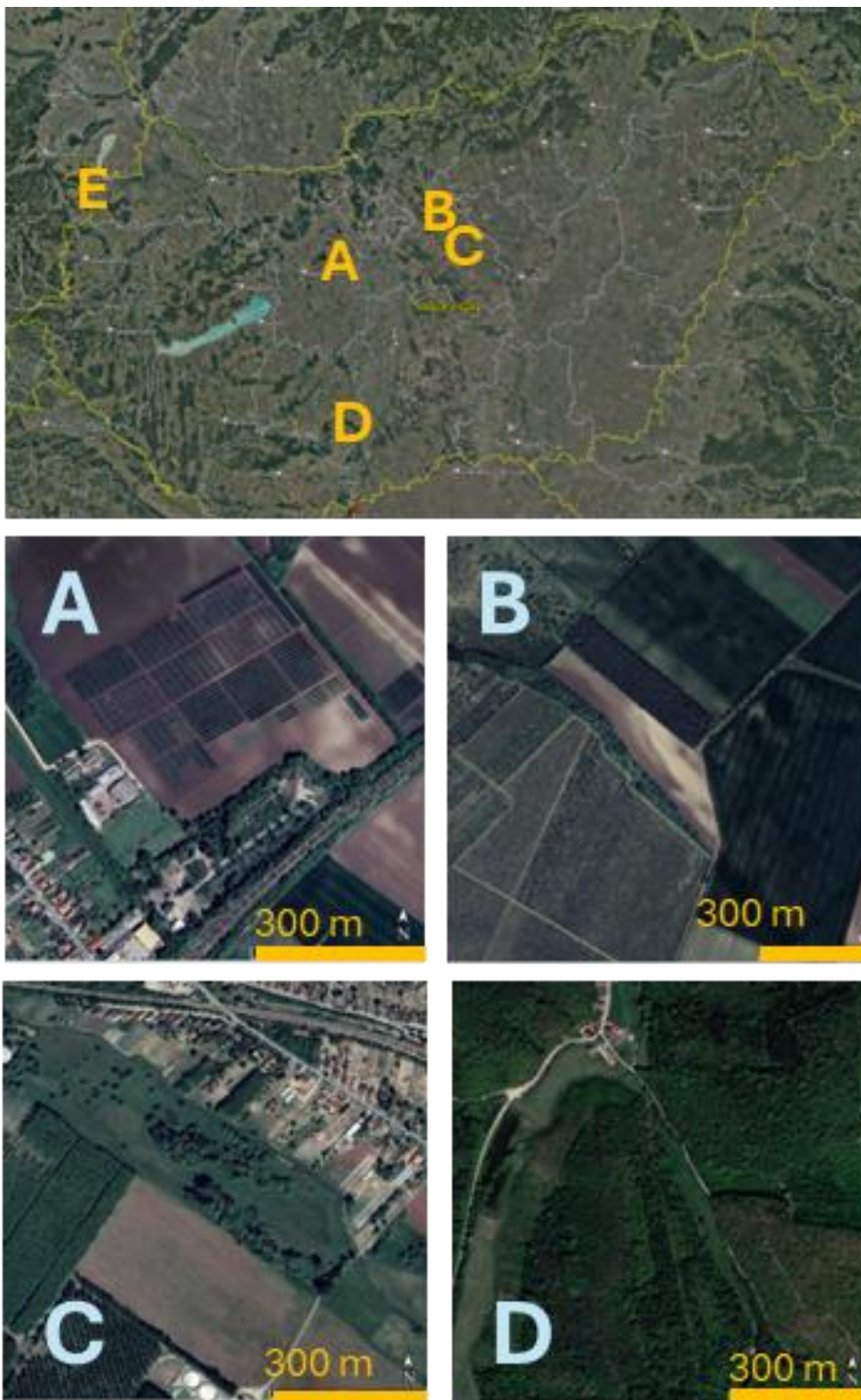
Az *Aranyhegy mintaterület* egy 3,2 ha területű kompakt kisvízgyűjtőn elhelyezkedő, intenzíven művelt szántóföld. A terület tengerszint feletti magassága 154-180 m között változik. Az éves középhőmérséklet 10,8 °C, míg az éves csapadékmennyiség 600 mm körül mozog (Dövényi, Z., Ambrózy, P., Juhász, Á., Marosi, S., Mezősi, G., Michalkó, G., ... & Tiner, 2008). A talajképző kőzet homokos lösz. A talajtakaró a topográfiai helyzet függvényében változik. Az erodált területeken hazai talajrendszertan alapján *földes kopárnak* besorolható talajok (Eutric Calcaric Ochric Regosol (loamic)), míg a völgytalpon különböző mélységű *lejtőbordalék talajokat* (Calcaric Cambisol (loamic)) írhatók le. A vízválasztó és a lejtők felső egyharmadát egy nagyüzemi gyümölcsös foglalja el, melynél a *solum* kifejezetten sekély. A vízgyűjtő alsóbb részeitől a gyümölcsöst egy dűlőút választja el, amely az elmúlt évtizedekben az onnan lehordódó talajt és lefolyó vizet is elszállította. Az alsóbb részeken a lejtő meredeksége 5-17% között változik. A legjellemzőbb meredekség 12%. határolja. A mintaterületen az elmúlt évtizedekben az őszi búza, a kukorica és a napraforgó vetésforgója volt jellemző (Szalai et al., 2016). A talajművelés során a talajfelszín változását leginkább az őszi időszakban elvégzett, a topográfiai viszonyokat figyelmen kívül hagyó szántás jellemezte.

A talajerőutánpótlásnak talajokra gyakorolt hatásaival egy ATK-ELTE GINOP pályázat (GINOP-2.3.2-15-2016) pályázat keretében kezdtünk el foglalkozni az Agrártudományi Kutatóközpont (ATK) 1958-ban létesített vetésforgó tartamkísérletében. A kutatás egy kétfaktoros, négy ismétléssel rendelkező osztott parcellás kísérleten alapul. A parcellák (49 m × 5 m = 245 m²) hét terménysorozatból, az alparcellák pedig öt műtrágyakezelésből állnak,

randomizált elrendezésben. Az alparcellák létesítésüktől kezdve évről-évre azonos kezelést kaptak. Az általunk végzett kutatásban a búza és kukorica monokultúrákat, búza-kukorica dikultúrát vizsgáltunk. A szántott talajok kontrolljaként egy közeli "Natura 2000" gyepterületet (47,469602 É; 18,656065 K), valamint egy 1990-es évek végén felhagyott, ma regenerálódó gyepterületet használtunk. A gyepterületek *Festuca rupicola* és *Brachypodium pinnatum* által uralt, de változatos kétszikű flórával rendelkeznek (Mayer és mtsai., 2019; Ujvári és mtsai., 2020). A terület talaját (Csernozjom; Chernozem) a területen létesített talajszelvény alapján írtuk le. A mintavételek a vetéshez és a termények fenofázisaihoz igazodva évente négyalkalommal történtek. A vizsgált alparcellákban négy-négy pontban gyűjtöttünk mintát a művelt rétegből (0-10 cm mélységből), ill. egy-egy pontban az A szintből, de a művelt réteg alól (30-40 cm). A mintákat Edelman-féle talajfúróval gyűjtöttük. A mintákat szárítva, ill. -80°C-on hűtve tároltuk.

A ceglédberceli „*Mocsárrét*” mintaterület Duna-Tisza közti homokhát É-i peremén, a Gerje-patakot övező lápos süllyedékek egyikében található (É 47° 12' 23,37" K 19° 40' 54,87"). A síkság felszínét pleisztocén fluvialis üledékek borítják, amelyek többnyire durva meszes kvarcos homokból állnak (Dövényi és mtsai., 2012). A kutatások ezen a területen belül egy kb. 8 hektáros területre összpontosítottak. A kutatási terület tájtörténetéről bővebben Szalai és mtsai. (2021) közleményben találhatók források. Az eredeti felszín alacsony dűnék és sekély mélyedések sorozatai alkották a Gerje-patak mentén. Ezekben a laposokban a domináns felszíni folyamat tőzegképződés volt. Az itt termelődött tőzeget az 1920-as években kitermeltek. A mélyedésekben tőzegképződés a tőzegkitermelés után is jellemző folyamat maradt. Az 1920-as és az 1960-as évek között ismételtén több mint 40 cm vastagságú friss tőzeg képződött. Ez a tőzegréteg ma a vizsgált *régi talajok* (Gleysolok) 2H horizontja. A szomszédos dűnékből származó meszes homokréteg a vizsgált mélyedésben egy 1962. áprilisi rendkívüli hirtelen áradás során rakódott le (Surányi, 1965). Ez a frissen lerakódott homokréteg szolgált az újonnan kialakuló talajok alapanyagául. A területen eltemetett *láptalajok* (Histosol) legfelső szintje az egész vizsgált területen megtalálható volt. Ennek az egykori felszínnek a mélysége néhány tíz centiméter és másfél méter között változik. A 2H talajhorizont mélysége a topográfiai helyzet függvényében változik. A 2H szint a vizsgált Gleysolok jelenlegi felszíne alatt 75 és 120 cm között található meg. A sekély mélyedéseket még 1962 után is hosszú ideig rendszeresen elöntötte a talajvíz. A következő környezeti változás a nagy áradást követően tíz évvel később következett be, amikor az 1970-es években árvízszabályozási céllal a patakmeder kotrására került sor (Baranyai és mtsai., 2014). A talajvízszint éves ingadozása így jelentősen megnőtt, amivel párhuzamosan a sekély rétek elöntésének időtartama is lerövidült. A 2010-es évek végéig a Gerjét övező kaszálóréteket a víz az év három-hat hónapjában öntötte el. Az elöntés időszakának drasztikus lerövidülése ellenére a feltalaj az év 5-6 hónapjában vízzel telített és nedvességtartalma az év egészében meghaladja a szabadföldi vízkapacitás (VKsz) értékét. évente 5-6 hónapig telített. A fentiek értelmében a terület talajai a vízhatás függvényében a geomorfológiai helyzethez igazodnak: A legalacsonyabb térszíneken láptalajok (Histosol), ennél magasabban réti talajok (Gleysol), míg a legmagasabb térszíneken homoktalajok és csernozjom jellegű homoktalajok (Arenosol) jellemzők (Szabolcs és mtsai., 1966; Szalai és mtsai., 2021).

A terület területhasználati mintázata, ill. növényzete -a várakozásokkal ellentétben nem követi a talajtakaró mintázatát. A láptalajokat nemcsak nádasokban (a fehér nyár és különböző fűzfélék szintén jelentős arányban jelen vannak), de a legmélyebb helyzetű parti sásos kaszálórétek alatt is megtalálhatjuk. A magasabb helyzetű, mocsári dinamikát mutató területeken elsősorban a rókasás és a parti sás dominál. A legmagasabb területeken (cickafark, tippan és csenkesz félék által uralt) mezofil és xerofil kaszálórétek, továbbá aktívan művelt és felhagyott szántók vannak. Mivel a talajképző kőzet szövege homok, ezért már kis szintkülönbség is jelentős



5. ábra. Az értekezés forrásaiként szolgáló kutatások mintaterületei. A.) HUN-REN ATK Martonvásár Tartamkísérlet, B.) Ceglédbercel - Aranyhegy, C.) Ceglédbercel-Mocsárrét, D.) Bátapáti, E.) Modellkísérlethez felhasznált talaj: Soproni hegység, Deák-kút (Google Earth alapján)

környezeti különbségek kialakulását eredményezheti. Ebből kifolyólag a tájfoltok közötti határok a topográfiai viszonyoknak megfelelően élesek, de akár diffúzak is lehetnek (Forman, 1999).

A dombvidéki kaszálóréteken végzett kutatások a Tolna-megyei Völgyországban, a Bábaapáti-patak egyik nevenincs, É-Di csapásirányú mellékvölgyében folytak. A területet kelet felől egy erdészeti út és tölgyessel borított meredek völgyoldal, nyugat felől pedig egy némileg lankásabb, szintén tölgyes völgyoldal határolja. A tájablak déli peremét a meredekebbé váló völgytalp, az északit, pedig a völgyecske összeszűkülése határozza meg. A kaszáló a völgytalpon található, amelynek talaja lejtőhordalék. A tájablak mozaikjában a legkisebb térbeli egységeket a lágyszárú növényzet által kirajzolt foltokként azonosítottuk.

Végezetül az 5.2 fejezetben tárgyalt inkubációs modellkísérlethez felhasznált talajt a Soproni-hegységben, Sopron város népszerű kirándulóhelyének, a Deák-kútnak közelében gyűjtöttük. A területnek -jelen értekezés vonatkozásában- egyéb geoökológiai vonatkozása nem volt. A mintavételi terület egy olyan talajminta forrásaként szolgált, melyről nagy bizonyossággal tudhatjuk, hogy azon korábban semmilyen mezőgazdasági tevékenység nem folyt, így azon az emberi beavatkozás folyamata vizsgálható volt.

3.2. A tájmozaikok elemeinek meghatározása: a tájfoltok és ökotópok lehatárolása

Amint arról a szakirodalmi összefoglalóban is szó volt a legkisebb homogén térrészlet lehatárolásának alapvetően két lehetséges módja van. Az *ökotópok* a tradicionális német iskolák alapján a legkisebb táji egységet a tájalkotó tényezők legkisebb homogén egységeinek metszeteként kaphatjuk meg (Fortescue, 1980; Leser, 1976; Naveh és Lieberman, 1994). Ezzel ellentétben (Forman, 1999) a *tájfoltok* lehatárolásánál elsősorban a növényzeti mintázatokat tartotta elsődlegesnek. Jelen kutatásokban mindkét megközelítést alapul vettem.

A nedves és száraz kaszálórétek, lápok és szántók tájmozaikjában mindkét megközelítésben azonos elemekből álló tájmozaikot kaphatunk. A szántóföldek által uralt tájablak jóval nehezebb a tájmozaik értelmezése. Csorba (2014) és Leser (1976) által a földrajzi táj belső viszonyrendszereinek megismerése tekintetében megfogalmazott igényt én magam is a geoökológia egyik feladatának tartom, ezért mindenképp egyfajta tájmozaikként szükséges a szántóföldekre, ill. a szántóföldeket is tartalmazó tájablakokra tekinteni. Egy domborzati és talajtani adottságait tekintve heterogén szántóföldi egység esetében szükségszerűen a talajtani adottságokban, esetleg a talajhasználatban és műveléstechnikában meglévő különbségek lehetnek a legkisebb területi egységek lehatárolásának alapjai.

A *Ceglédbercel-Aranyhegy* mintaterületen a szántót határoló gyümölcsös és akácos tájfoltként történő azonosítása egyértelmű. A szántón belül a tájfolt elkülönítése kérdéses, a talajok kémiai és fizikai tulajdonságai tekintetében mégis jelentős különbségek figyelhetők meg. Ezek a különbségek a növényborítás hiányában szemmel is láthatók. A talajtulajdonságok különbözőségei a növényi fejlődésében is területi különbségeket okoznak (bár ezek dokumentációja nem történt meg). Zonneveld értelmezésében a tájfoltok meghatározásakor a legkisebb táji egység (és unit) lehatárolásakor a domináns táji attribútum meghatározására kell támaszkodni (Zonneveld, 1989), így a szántóföldeken belül a talaj fizikai és kémiai különbözőségei határozhatják meg a tájfoltokat (*ld. később 5.3 fejezet, 13. ábra*).

A *martonvásári tartamkísérlet* „tájfoltjai” tisztán az emberi tevékenységek eredményeként alakultak ki. Az 1958-óta létező növényi kultúrák és talajerőutánpótlási rendszerek azonos módon vannak kialakítva, így a tájmozaik egyfajta sakktábla szerű mintázatot alkot (*ld. később 5.4 fejezet 20. ábra*). Ilyen jellegű tájmozaik, mint önálló típus Forman alaplajmüként is értelmezhető kézikönyvében is

szerepel (Forman, 1999). Ennek megfelelően ezek az űrfelvételeken is azonosítható térrészletek ökotópként nem, de a tájfoltként azonosíthatók.

Az egymástól élesen elkülönülő tájfoltok/ökotópok szinte tankönyvi példáját figyelhettük meg a *Ceglédbercel Mocsárrét* mintaterületen. A területi különbözőségek alapja a mikrodomborzat, ami a talajvíztől való távolságot határozza meg. A legfeljebb 2 m vertikális szintkülönbség a homok szövetű talajképző kőzet okán a hidromorfia mértékében jelentős különbségeket idéz elő. Ennek köszönhetően a vízhatású lápi és mocsári dinamikájú területek nemcsak a homokbuckák tetőszintjeitől, de egymástól is élesen elkülönülnek (mind növényzetüket, mind talajok fizikai és kémiai tulajdonságait tekintve). A legmagasabb geomorfológiai szintet jelentő homokbuckák tájfoltjainak lehatárolása pedig a területhasználat (szántó vs. nyáras vs. xerofil kaszálórét) alapján lehetséges (ld. később 6.1. fejezet, 31. ábra).

Végezetül *Bátaapáti Mocsárrét* mintaterületen a tájmozaikot szintén a növényzet rajzolta ki. A domborzatnak ebben a lehatárolásban (a várakozásoktól eltérően) a szerepe csekélyebb volt. A legkisebb homogén területek a növényzeti foltok vizuális azonosítása alapján tájfoltként, a terepi monitorozó mérések alapján pedig ökotópként is értelmezhetőek (ld. később 6.1 fejezet, 32. ábra).

3.3. Terepi mintavételezés, terepi mérések

A mintaterületek topográfiáját geodéziai módszerekkel, egy Trimble 3300DR lézeres totálállomással (Trimble Navigation, USA), 10-m-es háló mentén mértük. A talajok leírását (ott ahol erre lehetőség adódott) talajszelvények alapján írtam le. Talajszelvényeket Martonvásári tartamkísérlet területén, ill. Mocsárrét mintaterületeken egy nagyobb kutatócsoport részeként végeztem. A laboratóriumi vizsgálatokhoz szükséges mintavételezést Edelman-féle, ill. Pürkhauer-féle talajfúrókkal végeztem. Az Aranyhegy mintaterület esetén három különböző évben 46 pontból, a ceglédberceli „Mocsárrét” mintaterület esetén 32 pontból 2009-től 2018-ig évente egy – hat alkalommal gyűjtöttem mintákat. Bátaapáti mintaterületen 2003-2008 között évente három alkalommal történt fúrással mintavétel. Vízzel telített talajok esetében a talajnedvesség/talajvíz mintázása is megtörtént. A mintákat permanens módon telepített szondákból (20 cm, 40 cm, 100 cm mélységekből) -80 hPa vákuumot alkalmazva nyertem ki.

A terepi mérések és megfigyelések döntően gyorssteszteken alapultak. A talajminták színét a bevett gyakorlatnak megfelelően Munsell-színskála alkalmazásával, vízzel telített állapotban Ringer Mariannával együtt határoztam meg. A karbonáttartalmat 10%-os sósavval, a réti és láptalajok esetében az Fe^{2+} jelenlétét α - α dipiridil (2,2'-Bipiridin) segítségével, az Fe^{3+} -vegyületeket (a terepen) a diagnosztikus vörösesbarna árnyalat alapján azonosítottam (Berkowitz és mtsai., 2017; Jahn és mtsai., 2006; USDA, 2012).

A terepi monitorozó mérések közé a réti és láptalajok vizsgálata esetében került sor. Ezek a területeken az Eh, a pH és a talajhőmérséklet (T) mérések, melyeket PONSEL Odeon típusú kombinált Ag/AgCl redox- és pH-elektrodákkal mértük. Az Eh értékeket + 0,2 V hozzáadásával normál H_2 elektrodákhoz korrigáltam (Bochove és mtsai., 2002; Dušek és mtsai., 2008). Az elektrodákon 20 cm, 40 cm és 100 cm mélységben keletkezett jeleket órás felbontásban rögzítettem (Szalai és mtsai., 2021).

3.4. Mintatárolás, mintaelőkészítés

A begyűjtött talajmintákat a nemzetközi sztenderdeknek megfelelően (van Reeuwijk, 2002a) levegőn került szárításra. A mintákat ezt követően a növényi maradványoktól megtisztítottam. A hidromorf talajok esetében a mintákat a puhatestűek héjától is megtisztítottam. A homogenizálást követően a légszáraz mintákat 2 mm-es szitán átszitáltam. Amennyiben jelentősebb mértékű porításra volt szükség, úgy az így előkészített talajokat golyósmalommal (a

vizsgálat típusától függően achát mozsár, vagy szinter-korund mozsár alkalmazásával, *Fritsch Pulverisette6*), vagy wolfram-karbid vágómalommal (*Fritsch Pulverisette19*) porítottam. Amennyiben az így porított és homogenizált minta elosztására volt szükség, akkor rotációs mintaelosztót (*Fritsch Laborette27*) használtam. Egyes esetekben (talaj vízdoldható szervesanyag vizsgálatok) a talajmintákat 50 ml-es Falcon csőbe gyűjtöttem, így azokat a felvételi víztartalom megőrzése tudtam -20 °C-on, illetve -80°C-on tárolni. Amennyiben redukzív körülmények megőrzésére is szükség volt (vasásványok vizsgálata), úgy a talajokat szintén 50 ml-es Falcon-csőbe gyűjtöttem, és a fejtérből a levegő oxigén tartalmát N₂ gázzal kiszorítva ultramélyhűtve -80°C-on tároltam.

A reflektancia spektroszkópia, ill. DRIFT mérésekhez használt talajok vizsgálata előtt a homogenizált légszáraz mintákat 40 °C-on szárítottam.

A talaj szerves anyag (SOM) elemi összetétel meghatározás előtt a homogenizált légszáraz talajmintákat 105°C-n tömegállandóságig szárítottam. A szárítást követően - a mérés technológiájának megfelelően – kapszuláztam, vagy exikátorban tároltam.

Vízzel telített talajokból gyűjtött folyadékminták esetében a mintatartósítás a vizsgálandó paraméterekhez igazodott: A fémek mérésére szolgált mintákat cc HNO₃ –at tartalmazó nagy tisztaságú Falcon csőbe; a DOM/DOC vizsgálatok céljára szolgáló frakciót 2M HCl-t tartalmazó, boroszilikát üvegbe; a többi mérés céljából kinyert DOM-ot barna boroszilikát üvegbe gyűjtöttem (Szalai és mtsai., 2021).

3.5. Általános talaj paraméterek meghatározása, valamint az ásványi fázis vizsgálata

A talaj kémhatását 1:2,5 arányú desztilláltvizes (pH_{dviz}), ill. 1 N KCl-os szuszpenziókból (pH_{KCl}) határoztam meg potenciometriás elven (Buzás, 1988; Rowell, 2014). A talajminták karbonáttartalmát gázvolumetrikus módszerrel (Scheibler-féle kalciméterrel) határoztam meg. Az anyagok szemcséinek méreteloszlását lézer-diffrakciós elven határoztam meg. A szemcseanalízishez különböző optikai rendszerű berendezéseket (*Horiba Partica LA-950V2*, *Malvern Mastersizer2000*, *Malvern Mastersizer3000*, *Fritsch Analysette22 Microtech*) használtam. A mintákat minden az anyag minőségének megfelelően kezeltem (Buurman és mtsai., 1996), majd ezt követően nátrium-pirofoszfáttal diszpergáltam a részecskék flokkulációjának elkerülése érdekében. A mérést rendszerint 20 másodperces 30 Wcm⁻² teljesítménnyel ultrahanggal is kezeltem mérés előtt, ill. mérés közben (Gresina, 2020; Varga és mtsai., 2019). A talajok kicserélhető Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ tartalmát ammónium acetátos (NH₄⁺-OAc) kioldás alapján, pH7 értéken határoztam meg lángfotometriás (Sherwood410i) és ViS spektrofotometriás (Shimadzu UV1240) elven (Burt, 2004). Az elérhető foszfor és kálium ammónium laktát (AL) kioldást (Buzás, 1988) követően szintén lángfotometriás (Sherwood410i) és ViS spektrofotometriás (Shimadzu UV1240) elven határoztam meg.

A minták spektrális reflexióját Shimadzu UV-3600 – LISR3100 integrálógömbbel felszerelt UV-NIR spektrofotométerrel vizsgáltam.

A porított minták elemi összetételét és ásványi összetételét a CSFK FGI laboratóriumaiban vizsgáltuk. A talajok ásványi összetételét röntgenpordiffrakciós mérések alapján (XRD, Philips PW 1710) alapján Németh Tibor határozta meg. Az ásványok mennyiségét félkvantitatív fázisanalízissel (Bárdossy és mtsai., 1980) becsülte. A minták elemi összetételét hullámhossz-diszperzív röntgenfluoreszcenciával (Philips PW 1410 WD) Sipos Péter határozta meg. A szabad vasásványok minőségét ((az amorf fázis arányát) szelektív kémiai kioldások alapján Ringer Mariannal együtt határoztam meg. Az összes szabad vasásvány mennyiségét a citrát-bikarbonát-dithionit (CBD) kioldásból mérhető vas (Fe_{CBD}) alapján becsültük meg (Holmgren, 1967; Mehra és Jackson, 2013; Ringer és mtsai., 2021). Az amorf vasásványok mennyiségét a

citrát-aszkorbát (CAC) kezeléssel kivonható vas (Fe_{CAC}) alapján becsültem (Reyes és Torrent, 1997). A vas mennyiségét atomabszorpciós spektrométerrel (Perkin Elmer AS300) határoztam meg 248,3 nm-en.

A pedogén ásványképződést pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) (ELTE) és pásztázó-transzmissziós elektronmikroszkópos (STEM) (Pannon Egyetem NanoLab) vizsgálatok alapján vizsgáltuk mikro- és nanoléptékben. A transzmissziós elektronmikroszkópiás (TEM) megfigyelések 200 kV-on működő Talos F200X G2 elektronmikroszkóppal (Thermo Scientific) történtek, amely hagyományos TEM és pásztázó transzmissziós (STEM) üzemmódban is készített felvételeket. Ezeket a felvételeket a nagyfelbontású szerkezeti elemzések alapjául szolgáló nagy szögű gyűrűs sötétmezős felvételekkel együtt Pekker Péter készítette (Pannon Egyetem, NanoLab).

3.6. Talaj széntartalmának meghatározása, a talaj szerves anyag vizsgálatának módszerei

3.6.1. Az alkalmazott módszerek sokféleségének okai

Az elmúlt három évtizedben a *talaj szerves anyag* (*soil organic matter, SOM*) természetével, valamint annak mennyiségi és minőségi paraméterei vizsgálati módszereivel kapcsolatosan forradalmi változások mentek végbe. A nemzetközi trendeket némi késéssel követve az SOM széntartalmának (*soil organic carbon, SOC*) mennyiségét, továbbá az SOM minőségi paramétereit mi is újabb és újabb paramétereket vizsgálva folyamatosan fejlődő műszerparkkal mértük.

3.6.2. Az SOC és a DOC meghatározásának menete

Az SOC meghatározás menete karbonátokat tartalmazó talajok esetében vagy az $\text{SOC} = \text{TC} - \text{IC}$ (ahol TC = összes szén, IC = szervesetlen szén) összefüggés alkalmazásával és a *talaj szervesetlen széntartalmának* (*soil inorganic carbon, SIC*) meghatározásával, vagy a szervesetlen szén eltávolítását követő mérés útján ($\text{TC} = \text{SOC}$) történt. Az SIC eltávolításának két lehetséges útját használtuk: *a.)* 19% (m/m) sósavval történt. A savas kezelést követően a talajmintát mindig desztillált vízzel mostam ki (Buurman és mtsai., 1996); *b.)* a savas kezelésnél a tömény foszforsavval történő kezelés is alternatívaként felmerül, hiszen ez esetben a sav kimosására a műszeres mérést megelőzően nincs szükség. Az SOC mérésére az SIC eltávolítását követően került sor.

Amennyiben az SOC meghatározására a fent említettek közül az első eljárás alapján történik meg, úgy az SIC meghatározására két lehetőség van: *a.)* karbonát mennyiség meghatározása gázvolumetrikus elven, Scheibler-féle kalciméter használatával. E mérésből származó érték 12%(m/m)-a egyezik meg az SIC-vel; *b.)* Savas kezelés hőkezeléssel kombinálva: a Shimadzu SSM5000A TC/IC égetőkemence (Shimadzu TOC-L analizátorhoz kapcsoltn) olyan IC égetőkemencével rendelkezik, amely 200°C hőmérsékleten adagol tömény foszforsav adagolását követően felszabadult szén mennyiségét teszi meghatározhatóvá. A felszabadult (és műszeresen meghatározott) szén praktikusán a szervesetlen formában jelen levő szenet jelenti.

Az SOC ill., a TC meghatározását az elmúlt években három különböző műszerrel mértük. A korábbi kutatások során Rosemont183 égetőkemencével kombinált Teledyne-Tekmar Apollo9000N TOC/TN analizátor alkalmaztam. Ezt a berendezést a későbbiekben egy Shimadzu SSM5000A TC/IC égetőkemencével kombinált Shimadzu TOC-L/TN műszer váltotta. Az SOC mennyiségét egy másik alternatív úton, CHNS/O elemanalizátorral (Elementar varioCube Macro) is meghatároztuk. Ezen mérések esetében a szilárd fázisú SOM széntartalmán túl meghatároztam a talaj nitrogén, kén és hidrogén, (esetenként az oxigén) tartalmát is.

A vízdíszható szerves anyag (*dissolved organic matter, DOM*), ill. az annak széntartalma (*dissolved organic carbon, DOC*), valamint az alkalikus kioldások során preparált fulvosavak (*fulvic acid, FA*) és huminsavak (*humic acid, HA*) széntartalmának meghatározásához szintén a fent említett Teledyne-Tekmar Apollo9000N, ill. Shimadzu TOC-L/TN analizátorokat használtam.

3.6.3. A talaj szerves anyag vizsgálatához szükséges frakciók előállítása

A 21. század első évtizedének végéig a „humuszos feltalaj” humusztartalmát minimális előkészítést követően (ez a szemmel látható növényi, alkalmanként állati maradványok eltávolítását jelentette) vizsgálták. A vizsgálat általában a szerves kötésben levő szén mennyiségének nedves oxidációs eljárásokon alapuló meghatározását jelentette. Ezt egészítette ki a nitrogén, alkalmanként a kén, a foszfor az oxigén és a hidrogén mennyiségének meghatározása. A talaj szervesanyag kémiai tulajdonságainak jellemzését (az alkotóelemek egymáshoz való arányának leírásán túl) hagyományosan alkalikus kivonással előállított folyadék halmazállapotú minták spektroszkópos vizsgálata alapján végezték (Éserson és mtsai., 2011; Mathur, 1971). A humusz, ill. az SOM hagyományos megközelítésben három frakcióra osztható („What are humic substances | IHSS,”): *Fulvosavak* (alkalikus an kioldható frakció, amely savanyítás hatására is oldott fázisban marad), *Huminsavak* (alkalikusan kioldható frakció, amely savanyítás hatására kicsapódik), *Humín* (alkalikusan nem kioldható frakció). A Fulvosav (FA) és Huminsav (HA) frakciókat az IHSS (Swift, 2018) és (Kononova, 1961) eljárása alapján Vancsik Annával preparáltuk. Elsőként a szerves törmeléket (*particulate organic matter, POM*) 1,8 g/cm³ sűrűségűre beállított NaI oldat segítségével távolította el. Ezt követően a kiülepedett anyagot 1:1 tömegarányban 0,1 M NaOH oldat és 0,1M Na₄P₂O₇ oldat elegyével N₂ atmoszféra alatt rázattuk 24-órán keresztül. A felülúszót centrifugálással (10 perc, 4000 prm) elválasztottuk. Az így kinyert extraktumot 1 M HCl-lel pH2 alatti értékre savanyítottuk le és 12 órán keresztül állni hagytuk. Az oldatban maradt frakciót (FA) ismételt centrifugálással választottuk le. Ezt követően az extraktum pH-ját 0,1 M NaOH oldattal pH 6 körüli értékre állítottuk be, majd 1 kDa dialízismembránon keresztül dializáltuk. A HA frakció kinyerése esetén az extraktum lesavanyítását elhagytuk. (Mivel az FA és HA frakciók tömege között (akár több) nagyságrendi különbség van, így a HA frakció tulajdonságait a jelen lévő FA lényegileg nem befolyásolta.

A 21. század második évtizedétől kezdve uralkodóvá vált a talaj szervesanyagát különböző stabilitású frakciókon keresztül vizsgálni. Ehhez a talaj humuszt ún. fizikai frakciókra kell szeparálni. Mi a fizikai frakcionációhoz Zimmermann és munkatársai által kifejlesztett módszer (Zimmermann és mtsai., 2007) Popleau és munkatársai által továbbfejlesztett eljárását (Poeplau és mtsai., 2013) választottuk ki (ld. korábban 3. ábra).

Ebben az eljárásban elsőként a 63 µm-nél nagyobb frakciót nedves szitálással választottuk el a talaj többi részétől. (A nedves szitáláshoz MiliQ ultratiszta vizet használtunk.) Ebben a méretfrakcióban a homokszemcséket sűrűség alapján választottuk el a többi alkotórésztől. Az elválasztáshoz NaI, ill. Na-poliwolframátot használtunk, amelyet > 1,8 g cm⁻³ sűrűségre állítottunk be. A felülúszó frakciót eltávolítva, abból szintén sűrűség alapján (1,0 g/cm³) választottuk el az aggregátumokat a szerves törmelékektől (POM – *particulate organic matter*). Az aggregátumok szervesanyag a (AAOM – *aggregate associated organic matter*) és a POM együttesen a talaj ún. „*labilis szerves anyag*” frakcióját képezik.

A 63 µm-nél kisebb frakció talajszemcséihez kapcsolódott szerves anyag az ún. *ásványi szemcsékhez kapcsolódó szerves anyag frakció* (MPOM). Az ásványiszemcsékhez legszorosabban kapcsolódó szerves anyag frakciót az ún. *rSOM*-ot (ennek szén tartalma az *rSOC*), a 63 µm-nél kisebb talajszemcsék felszínéről (Kaiser és Guggenberger, 2003) által kifejlesztett NaOCl-es kezeléssel nyerhetjük ki.

Végül a nedves szitálás során visszamaradt folyadék frakciót 0,45 µm-es üvegszűrőn leszűrve kaptuk a talaj vízdoldható szervesanyag frakcióját (*DOM- dissolved organic matter*). Ezt a szerves anyag frakciót alkalmanként (Zimmermann és mtsai., 2007) elnevezése alapján DOM frakciónként hivatkoztuk. Mivel az így kinyert anyag voltaképp egyfajta vizes kioldás eredménye, ezért helyesebb ezt az SOM frakciót vízdoldható szerves anyagként (WEOM) nevezni (Jakab és mtsai., 2022; Maxin és Kögel-Knabner, 1995).

Egyes kutatási fázisokban kizárólag a DOM mennyiségi és minőségi változásaira fókuszáltam (Al-Graiti és mtsai., 2022; Jakab és mtsai., 2022). Ezekben a kutatásainkban a DOM valójában szintén a vízdoldható frakciónként laboratóriumi extrakció eredményeként lett előállítva. A WEOM extrakcióját két különféle eljárással végeztük el. 1.) A nem hidromorf talajok esetében a DOM kivonását laboratóriumban végeztem el. Ehhez (Maxin és Kögel-Knabner, 1995) (Sharma és mtsai., 2019) által módosított eljárását alkalmaztam, melyben 1:10 (talaj : víz) tömegarányú szuszpenziót készítettünk MiliQ ultratiszta vízzel. Két óra rázatást a szuszpenziót 0,45µm-es üvegszűrőn leszűrve kaptuk meg a DOM frakciót. 2.) A WEOM frakciót az 2. pontban leírtaknak megfelelően, de nem ultratiszta vízzel, hanem 0,01M CaCl₂ oldattal állítottuk elő (Rennert és mtsai., 2007). Hidromorf talajok vizsgálatakor a DOM frakciót a talajból közvetlenül nyertem ki (*l.d. 3.3 fejezet*).

3.6.4. A szilárd halmozállapotú SOM frakciók tulajdonságainak vizsgálata

A talaj szerves anyagának minőségi paraméterei közül elsőként az elemösszetétellel kapcsolatos tulajdonságokat kell kiemelni. Ezek közül is a legjelentősebb a szén nitrogénhez viszonyított (C:N) aránya (Blume és mtsai., 2015; Filep, 1988; Stefanovits és mtsai., 1999). A szénnek a foszforhoz, a kénhez, az oxigénhez és a hidrogénhez viszonyított moláris arányai közül ez utóbbi kettőt használtam. A H/C és O/C arányok alapján szintén minősíthető a talaj szerves anyagának átalakultsági foka (Ding és mtsai., 2002; McGill és Cole, 1981), továbbá az eredmények vanKrevelen diagram formájában grafikusán is értelmezhetőek lesznek (Kim és mtsai., 2003). A szerves anyag C, H, N, S, O tartalmát a 2.6.2 fejezetben taglaltaknak megfelelően mértem.

Az SOM kémiai tulajdonságai meghatározásának egyik fő eszköze a Fourier Transzformációs Infravörös Spektrométer volt. A mintaelőkészítést (*3.4. fejezet*) követően a porított minták mérését 4000-400 cm⁻¹ spektrális tartományban, 4 cm⁻¹ felbontás alkalmazásával - Hényel-Király Csillával együtt - végeztük egy RT-DLaTGS detektorral ferszerelt *Bruker Vertex 70* spektrométeren (CSFK FGI). A méréseknél a szkenneléseket hármas ismétlésben a szobalevegő nedvességére, valamint CO₂ tartalmára korrigáltuk, továbbá 17 pontos simítás követően alapvonal korrigáltuk (Zacháry és mtsai., 2020). A szervesanyag jellemzéséhez elsősorban az aromassági indexet (I_{AR}) használtuk, amelyet (Inbar és mtsai., 1989) alapján az 1640 cm⁻¹ -en (aromás C = C) és 2920 cm⁻¹ (alifás C-H) mért relatív abszorbananciák (rA) alapján számítottuk (I_{AR} = A₁₆₄₀ / A₂₉₂₀). Az aromasságon túl a talaj szerves anyagát jellemző funkciós csoportokat (pl. karboxilos OH) (Yeasmin és mtsai., 2017) közleményének 2. táblázatában összefoglalt intenzitás csúcsok alapján határoztuk meg. közepes infra tartományban (MIR) végzett FT-IR méréseket közeli infra tartományban (NIR, λ = 1000 – 2400nm) mérésekkel is kiegészítettük (Shimadzu UV-3600 – LISR3100).

A talaj szerves anyag stabil szén izotóp arányainak, valamint stabil nitrogén izotóp arányainak meghatározása folyamatos áramlású izotóparány-tömegspektrométerrel (Delta V Advantage, Thermo Finnigan) kapcsolt elemanalizátorral (Thermo Scientific Flash 2000) lett meghatározva a CSFK FGI-ben. A stabil szénizotóp (δ¹³C) arány a minta ¹³C és ¹²C arányának, valamint a

Nemzetközi Atomenergiaügynökség (IAEA) V-PDB sztenderdje ^{13}C és ^{12}C arányának ezrelékben (‰) kifejezett hányadosa (1. képlet)(Craig, 1953).

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_m}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_s} - 1 \right) \times 1000$$

1. képlet. A stabil szénizotópok relatív abundanciájának számítása. m = minta, s = V-PDB sztenderd

A stabil szénizotóp arányokhoz hasonlóan történik a nitrogén stabilizotóp arányainak ($\delta^{15}\text{N}$) számítása is, amely esetben a minta stabil nitrogénizotópjainak arányát a levegőben jelenlevő izotóparányhoz (2. képlet) (Bedard-Haughn és mtsai., 2003; Coplen, 2011; Perkins és mtsai., 2014).

$$\delta^{15}\text{N} = \frac{s-a}{a} \times 1000$$

2. képlet. A stabil nitrogénizotópok relatív abundanciájának számítása. s = minta $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ aránya, a = atmoszféra $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ aránya

A mérések kalibrálásához az IAEA-CH7 ($\delta^{13}\text{C} = -32,51\text{‰}$), IAEA-CH6 ($\delta^{13}\text{C} = -10,45\text{‰}$), valamint IAEA-310 (A - $\delta^{15}\text{N} = 47,2\text{‰}$, B - $\delta^{15}\text{N} = 244,6\text{‰}$) sztenderdeket használtunk. A méréseket Hegyi István végezte (CSFK FGI).

A talaj szerves anyagok ^{14}C izotóp arányainak meghatározását Molnár Mihály és munkatársai végezték a HUN-REN ATOMKI-ban. A mérések előtt az SOM-frakciókat 50 °C -on szárították, majd 550 °C -on MnO_2 jelenlétében történő égetéssel CO_2 -t állítottak elő. A keletkező CO_2 -t Zn és TiH katalizátorral és vassporral grafitizálták. Végül a grafitizált mintákat alumínium targetekbe préselték, és EnvironMicadas AMS analízisnek vetették alá a minták szénizotópos összetételének mérésére. Az adatok kiértékelése, és a számítások pMC egységeket használtak (Stenström et al., 2011). A radiokarbon adatokat $\Delta^{14}\text{C}$ egységekben (‰) fejeztük ki (Stuiver és Polach, 1977) szerint:

$$\Delta^{14}\text{C} = \frac{A_{\text{SN}}}{A_{\text{ABS}} - 1} \times 1000$$

3. képlet. A radiokarbon adatok ($\Delta^{14}\text{C}$) számítása. A_{SN} = a mintában lévő ^{14}C aktivitása(‰), normalizálva a $\delta^{13}\text{C}$ izotópos frakcionálódással, valamint korrigálva 1950 és az elemzés időpontja (2018) közötti bomlással; A_{ABS} = az abszolút nemzetközi standard oxálsav aktivitása

3.6.5. Az FA és HA frakciók, valamint a DOM kémiai tulajdonságainak meghatározása

Jóllehet a DOM-mal kapcsolatos mérések csak a talaj szerves vízzoldható frakciójának jellemzését szolgálják, a huminsav és fulvosav frakciók vizsgálata elméletben a talaj szerves anyagának egészéről szolgáltat információt, mégis a mérések és azok interpretációja gyakorlatilag megegyezik.

A folyadék halmazállapotú minták esetében is a legelső a szén nitrogénhez viszonyított (C:N) aránya (H. Blume és mtsai., 2015; Filep, 1988; Stefanovits és mtsai., 1999). A DOM / WEOM, valamint a HA és FA frakciók szerves szén és nitrogén tartalmát Teledyne-Tekmar Apollo9000N TOC/TN, ill. Shimadzu TOC-L/TN analizátorokkal határoztam meg.

A többi legtöbb minőségi paraméter UV-ViS spektrofotométerrel 180 és 1000 nm között felvett spektrumok alapján számítottak. A spektrumokat egyutas Shimadzu UV1240, ill. kétutas Shimadzu UV2800 és UV3600 spektrofotométerekkel vettem fel. Bár egyes UV-ViS spektrumokon (elsősorban az extinkciós értékek hányadosain) alapuló paraméterek használata napjainkban már kevésbé elfogadott, a közleményeim megjelenésének időpontjában azok még elfogadottak voltak. A „*polimerizációs fok*” jellemzésére (Peuravuori és Pihlaja, 1997) használt *E2/E3 index* a 250 nm-en mért abszorbanciaérték és a 365 nm-en mért abszorbancia értékének hányadosaként számítottam ki. A „*funkciós csoport sűrűség*” jellemzésére (Her és mtsai., 2008) „*Ultraviolet absorbance ratio index (URI)*” használt mutatót a 210 nm-en és a 254 nm-en mért abszorbancia értékének hányadosaként számítottam ki. E két paraméterrel szemben még ma is általánosan elfogadottnak számít a 254 és 280 nm-en számított „*specifikus abszorbancia értékek*” (*specific UV absorbance - SUVA₂₅₄, SUVA₂₈₀*). Ezeknél a paramétereknél az adott hullámhossz értéken mért abszorbanciát a kivonat DOC tartalmának mg/L értékben kifejezett koncentrációjával kell elosztani (Chin és mtsai., 1994). Kiemelendő, hogy mind a *SUVA₂₅₄*, mind a *SUVA₂₈₀* paraméter NMR spektroszkópos mérések által igazoltan használhatók az oldott fázisban jelen levő szerves anyagok (DOM, HA, FA) aromasságát (Chin és mtsai., 1994; Weishaar és mtsai., 2003).

Az oldott fázisban jelen levő szerves anyagok kémiai tulajdonságainak jellemzésének további lehetséges módja a minták spektrofluorométeres vizsgálata. A DOM, HA, FA frakciók „*emissziós-excitációs spektrumait*” (*EEM*) Shimadzu RF 6000 spektrofluorométerrel vizsgáltuk 200-450 nm közötti excitációs és 250-550 nm közötti emissziós hullámhossztartományban. Az EEM spektrumok kiértékelését Paula G. Coble (1996) által kidolgozott ún. „*Coble-csúcsok*”, valamint a leggyakrabban használt fluoreszcens indexek alapján végeztem. Ezek közül a „*fluoreszcens index*” (*FI*) a $\lambda_{exc}375$ nm gerjesztési hullámhosszon mért $\lambda_{em}450$ nm –en és $\lambda_{em}550$ nm –en mért intenzitások hányadosából számítható (McKnight és mtsai., 2001). Az FI-hez hasonlóan számítható az ún. „*biológiai index*” (*BIX*) is, amelyet $\lambda_{exc}310$ nm gerjesztési hullámhosszon mért $\lambda_{em}380$ nm –en és $\lambda_{em}430$ nm –en mért intenzitások hányadosából kell kiszámítani (Huguet és mtsai., 2010). számítható. E két indextől némileg eltér (Zsolnay és mtsai., 1999) által bevezetett „*humifikációs index*” (*HIX*), amely $\lambda_{exc}254$ nm gerjesztési hullámhosszon $\lambda_{em}435-480$ nm közötti spektrum integráljának összege, valamint $\lambda_{em}300-345$ nm –en közötti spektrum integráljának összegének hányadosa.

3.7. Adszorpció - deszorpció vizsgálatok

A kísérleteket Szabó Lilivel és Bauer Lászlóval végeztem. A kísérletek három szorpció kísérlet sorozatot fogtak össze: 1) a gyógyszerhatóanyagok szorpció viselkedését egykomponensű kísérletekkel; 2) gyógyszerhatóanyagok szorpció viselkedését háromkomponensű (17 α etiniösztadiol, Na-diklofenák, lidokain) kompetitív kísérletekkel; és végezetül 3) a gyökérsavakat reprezentáló kis molekulatömegű szerves savak (LMWOA-k) hatását a gyógyszerhatóanyagok egy- és többkomponensű adszorpciójára. Az adszorpció/deszorpció kísérleteket az OECD Guideline for testing of chemicals 106, 2000 adszorpció/deszorpció technikai irányelveknek megfelelően, szakaszos egyensúlyi módszerrel végeztük. A három gyógyszerhatóanyag abszorpcióját sötétben, állandó hőmérsékleten (4 °C), inkubátorban (ILW 240 STD) végeztük. Az előzetes kísérletek alapján a talaj/oldat arányt 1:12-re állítottam be, az egyensúlyozási idő pedig 24 óra volt. A kísérlethez használt talajban nem volt kimutatható gyógyszerhatóanyag tartalom, a a vakminták alkalmazásakor pedig azok bomlását nem lehetett kimutatni. A deszorpció folyamatot összesen 144 órán keresztül háromszoros ismétlésben végeztük. A háromkomponensű kompetitív kísérletben a három gyógyszerhatóanyagot 1:1:1 arányban egyidejűleg adtuk az oldatokhoz. A törzsoldatokat metanollal hígítottuk, és a mérések

során nátrium-azidot adtunk hozzá, hogy megakadályozzuk a gyógyszerhatóanyagok lebomlását. A gyógyszerhatóanyagok folyadékfázisban lévő koncentrációját UHPLC-vel (Shimadzu- Nexera X2), diódasoros detektor (PDA) és fluoreszcens detektor (FLD) segítségével elemeztük. A gyökér exudátumok adszorpciós folyamatokra gyakorolt hatásának modellezésére az egy- és többkomponensű kísérletek során a gyógyszerhatóanyagok oldataihoz 0,1 M citromsavat és oxálsavat adtunk (18-25 µl, a pH-tól függően). A talajok pH-értékét 6,5 és 7,5-re állítottuk be a gyógyszerhatóanyagok disszociációjának pontos meghatározása érdekében, ami lehetővé tette fent említett savak szerepének jobb azonosítását a szorpciós folyamatokban. A gyógyszerhatóanyagok megkötődésével kapcsolatos paramétereket Langmuir-, Freundlich- és Dubinin-Radushkevich-izotermák alapján számoltam.

3.8. A mérési paraméterek értelmezése

3.8.1. A talaj ásványi fázisához kapcsolódóan mért paraméterek értelmezésének alapjai

A talajképződés egyik alapja a talajt képző anyag ásványi fázisának átalakulása és ezzel együtt a talajalkotók egy részének elmozdulása (Blume és mtsai., 2015; Lin, 2011b; Jonathan D Phillips, 2017; Stefanovits és mtsai., 1999). Az egyes pedotópok talajai között a különbség két okra is visszavezethető. Az egyik lehetséges ok a talajfejlődés sebességében jelen levő különbség. Ebben az esetben a talajok abszolút kora megegyezik, ám a talajfejlődés kronoszekvenciáján (Huggett, 1998) való megtett út eltérő. A másik lehetséges ok az, hogy a talajfejlődés iránya a két különböző pedotópban eltér egymástól (Lin, 2011; Targulian és Krasilnikov, 2007). Mindkét lehetséges ok eredményezheti különböző típusba sorolható talajok földrajzi közelségét, amiből kifolyólag a talajok tulajdonságainak tanulmányozása a tájmozaik egészének megértését is segítheti. Kiemelendő, hogy a talaj ásványi fázisának tanulmányozásakor egyszerre kell az adott talajszint anyagi minőségére (pl. diagenetikus, ill. detritális vs. pedogén ásványok), valamint a szelvény egészében megfigyelhető különbözőségekre (a szintek összehasonlítása útján a talajban végbemenő differenciálódás) fókuszálni.

A talajok színének jellemzése nem tartozik jelen dolgozat fő csapásirányába, de arról mégis említést kell tenni, mivel ez az egyik elsődleges paraméter. Amennyiben a talajszemcséket borító bevonatok a szín meghatározását nem gátolják, úgy a *Munsell-féle* színskála *Hue-értéke* (visszaszórt fény hullámhosszával kapcsolatban levő paraméter) a talaj ásványi fázisának minőségére utal, addig a *Value* (albedó) és *Chroma* (színteltség) értékek leginkább a talaj szerves anyag tartalmával van kapcsolatban. Bár a hazai talajok többségénél a különböző talajszintek Hue-értéke megegyezik, a feltalajtól az altalaj irányában haladva a Value és a Chroma értékek növekszenek. A Munsell-féle színkód ugyan a talajosztályozásban alapvető fontosságú, egyes speciális esetekben (pl. intenzív mangán-oxid kiválás) tévútra vihet.

A talaj ásványi fázisának másik alapvető paramétere a talaj szöveti sajátosságainak meghatározása, amelynek alapja a finomföld főbb szemcsefrakcióinak egymáshoz viszonyított arányán alapszik. A talajok esetében legáltalánosabban az USDA NRCS rendszerét használják (Blume és mtsai., 2015; Stefanovits és mtsai., 1999). A szemcseméret eloszlás a mállás intenzitását, másrészt a szöveti differenciációt is parametrizálja. A szöveti besoroláson túl fontos információ lehet az eloszlásgörbe polidiszperzitása. Amennyiben az eloszlásgörbének nemcsak egy, ill. kettő, hanem több lokális maximuma van, úgy az nemcsak a durva homok frakcióra, de esetlegesen a stabil aggregátumok jelenlétére (harmadik csúcs $d > 100 \mu\text{m}$) is utalhat. A $2 \mu\text{m}$ alatti tartományban megjelenő csúcsok (a mérsékelt övezetben) a pedogén ásványképződés (agyagásványok, amorf alumínium-szilikátok, Fe-, Al-, Mn- oxidok és oxihidroxidok) eredménye. Az eredmények értékelésekor vigyázni kell, mert ez ezek a csúcsok a lézerdiffrakciós analizátor rossz beállításának eredményeként is reprodukálhatóan is előállíthatók. Finom

szövetű anyagok vizsgálatakor mindenképp szükséges a nyers diffraktogrammok utólagos ellenőrzése, valamint a mennyiben lehetőség van rá, úgy egyszerű ülepítési kontrollal, ill. a legérdekesebb minták elektronmikroszkópos vizsgálatával is ellenőrizhetjük eredményeinket.

A talaj pH-értéke (a szín, a textúra és az SOM tartalom mellett) a talaj legfontosabb és legjelentősebb paramétere. A talaj pH tükrözi a talaj fejlődését, az ebből eredő talajkémiai tulajdonságokat, következtetni lehet belőle a területen, ill. a szelvényben lejátszódó fizikai (pl. erózió mértéke) és kémiai folyamatokra (Blume és mtsai., 2015), továbbá részese a táji ökoszisztéma elemforgalmának (Leser és Löffler, 2017a). A kémhatást általános talajszintek anyagi minőségét jelző tulajdonságként (*mérés ismertetése 3.5.1 fejezetben*) és (hidromorf környezetben) a talajban zajló pillanatnyi folyamatok (*mérés ismertetése 3.3 fejezetben*) megismeréséhez is használtuk. A talajszintek szilárd fázisának jellemzésekor a pH-t (pH_{dviz} és pH_{KCl}) a.) önmagában, b.) változását a szelvényben, c.) területi különbségekben is értelmezhetjük:

- A.) A legtöbb talajanyag pH-ja 4-9 között mozog (Ross, 1989), a szélsőséges körülmények között (pl. Podzolok, nátriumos és sós talajok) elérhetik a pH2 és pH10 körüli értékeket is. A talaj pH alapjaiban befolyásolja a talajalkotók oldhatóságát (azok mobilitását a talajban, azok a makro és mikro tápelemek elérhetőségét a talaj élővilág számára). A talaj pH elemek elérhetőségére nemcsak az oldhatóság, de a növény élettani folyamatainak befolyásolása által is hat (Robles-Aguilar és mtsai., 2019).
- B.) A talaj pH értéke a talajok döntő többsége esetében a feltalaj felől az altalaj irányában nő. E gradiensben megfigyelhető anomáliák leggyakrabban emberi hatások eredményeként jönnek létre (Blume és mtsai., 2015; Ross, 1989).
- C.) A különböző pedotópok feltalajai között megfigyelhető különbségek a talajfejlődés sebességében és irányában kialakult különbségeket egyaránt jelezhetik (Huggett, 1998).

A talaj redoxpotenciálja a pH-nál még inkább változékonnyal rendelkező talajparaméter. Azok a kutatások, amelyek a talaj Eh talajfejlődésre gyakorolt hatásaira fókuszálnak, azok ezt a paramétert jellemzően a vízhatású talajokban vizsgálják. A közelmúltig az Eh mérése jellemzően egy adott kutatással kapcsolatos magyarázó talajkémiai paraméterként volt jellemző (Fiedler és mtsai., 2007). A mérés technika fejlődésének és az ismeretanyag bővülésének köszönhetően a talaj Eh meghatározása már a talajosztályozással kapcsolatos diagnosztikai paraméterre fog válni (Berkowitz és mtsai., 2021). E mérések másik alkalmazása a talajbiológiához kapcsolódik: a talaj-mikroorganizmus-növény rendszerek vizsgálatánál szintén elengedhetetlen a paraméter követése (Husson, 2012). Mivel az Eh önmagában a redox viszonyokat nem jellemzi, ezért ez a paraméter mind a talajásványok stabilitása (Fishtik, 2006), mind a talajbiológiai folyamatok (Husson, 2012) tekintetében a pH függvényében (az ún. Pourbaix diagram alkalmazásával) szükséges értelmezni. Jelen kutatásban a talaj redoxviszonyai a szerves fázis tekintetében egyszerűen a redukzív viszonyok (Dušek és mtsai., 2008) megléte, ill. annak hosszának meghatározására korlátozódott. Az ásványi fázissal kapcsolatban elsősorban a különböző oxidációs állapotú vas fázisok stabilitására fókuszáltunk. Ehhez alapul Ponnamperuma és munkatársai (Ponnamperuma és mtsai., 1969, 1967), (Meek és Chesworth, 2008), valamint (Lemos és mtsai., 2007) munkásságára támaszkodtunk. A különböző oxidációs állapotú vas fázisok stabilitását a terepen mért Eh és a redoxállapot-változás értékéhez számított Eh-érték közötti különbségként határoztuk meg. A redoxállapot-változásokra vonatkozó Eh és pH értékeket (*1. táblázat*). A redoxiállapot-változásokat az idősoros Eh-adatok és az idősoros Eh-érték-számítások összehasonlításából számoltuk ki (Szalai és mtsai., 2021).

1. táblázat. Redox állapotváltozás számított Eh értéke. A számítások 1 mmol vizes oldatban levő Fe^{2+} aktivitására vonatkozóan (25°C-on. E_0 = standard potenciál) alapulnak (Szalai és mtsai., 2021).

Redox párok	E_0 (V)	Eh számítása	Forrás
$\text{Fe}(\text{OH})_3\text{-Fe}_3(\text{OH})_8^a$	0.429	$E_h=0.429-0.059\text{pH}$	Ponnamperuma és mtsai., 1967
$\text{Fe}_3(\text{OH})_8\text{-Fe}(\text{OH})_2^a$	0.195	$E_h=0.195-0.059\text{pH}$	Ponnamperuma és mtsai., 1967
Ferrihidrit-Sziderit ^b	0.181	$E_h=0.181-0.059\text{pH}$	Meek és Chesworth 2008
$\text{Fe}(\text{OH})_3\text{-Fe}(\text{OH})_2^c$	0.273	$E_h=0.273-0.059\text{pH}$	(Lemos és mtsai., 2007)

A szabad vasásványokon belül az amorf vas részarányát CAC és a CBD kioldásokól mért vas koncentrációinak egymáshoz viszonyított arányából ($\text{Fe}_{\text{CAC}}/\text{Fe}_{\text{CBD}}$) alapján határoztuk meg (Rennert és Rennert, 2018; Ringer és mtsai., 2021). Ez az érték 0 és 1 közötti lehet, amely az 1-hez közelítve a kristályos, a 0-hoz közelítve pedig az amorf vasásványok részarányának növekedését jelzi.

A talaj és a talajképző kőzet ásványi fázis jellemzéséhez használt indexeket a röntgenfluoreszcens mérések eredményeiből számítottuk. Az általánosan elfogadott „proxik” közül a kémiai mállás mértékének becslésére (Price és Velbel, 2003) alapján a *Ruxton-hányadost* (R) használtuk. Az R értéke az SiO_2 és Al_2O_3 moláris arányából számítható (Ruxton, 1968). Mivel az alumínium és a szilícium a tanulmányozott környezetekben (pH6,5 és pH8,5 között) immobil elemek, így az azt befolyásoló talajalkotók szelvényben nem képesek elmozdulni. Következésképp R a talajképző ásványok eredetének jellemzésére is használható. Ennek kontrolljaként az üledékek TiO_2/Zr arányát használtuk (Garcia és mtsai., 1991).

3.7.2. A talaj szerves anyagával kapcsolatban mért paraméterek értelmezésének alapjai

Talán kevésbé triviális, de a talaj szerves anyag kutatásával kapcsolatos első probléma az SOM mennyiségének kiszámítása az SOC mennyiségéből. Az SOM hagyományosan a SOC mennyiségéből a van Bemmellen átváltási faktor ($\text{SOM} = \text{SOC} \times 1,724$) alapján történik. Annak ellenére, hogy ennek használata nemzetközi szinten is bevett és általánosan elfogadott, már több, mint egy évtizede a legtöbb e témával foglalkozó közlemény alapján konszenzus van arról, hogy a legtöbb vizsgált talaj esetében 1,9, de inkább 2,0 a valósághoz leginkább közelítő átváltási faktor (Pribyl, 2010). Az SOC –SOM átváltás akár a szilárd, akár a folyadék fázis (pl. DOC – DOM, FA, HA) esetében is alkalmazható.

A talaj szerves anyagának (pontosabban az SOM érettségének) egyik legalapvetőbb paramétere a szén nitrogénhez viszonyított aránya, a C/N arány. Bár közhely, de mégis fontos megjegyezni, hogy míg a C praktikusán az SOC-t jelenti, addig az N a szerves, az ammónium, a nitrát és a nitrát formájában jelenlevő nitrogén összessége. Az SOM legfőbb forrása az edényes növényekből származik, melyek C/N aránya magasabb, mint 20, de egyes egyszikűeknél, akár a 350-es értéket is elérheti (Blume és mtsai., 2015; Ross, 1989). A mikrobióta C/N aránya ezzel szemben 5-8 között mozog (prokariótáknál és a moszatoknál algáknál inkább alacsonyabb, gombáknál inkább magasabb érték). Mivel az SOM biokémiai átalakulásában és mineralizációjában a talaj mikrobióta kiemelt szerepet játszik, így a rendelkezésre álló nitrogén növelésével a mineralizáció sebessége nő, másrészt a talajlégzés során távozó CO_2 miatt az SOM relatív nitrogéntartalma nő. Következésképp a friss szerves törmelékben (POM) gazdag SOM

C/N aránya magas (~20), míg az átalakult ún. mull humusz C/N aránya ennél alacsonyabb (12-15). A C/N arány az SOM bármely frakciója, ill. az FA és HA esetében is alkalmazható.

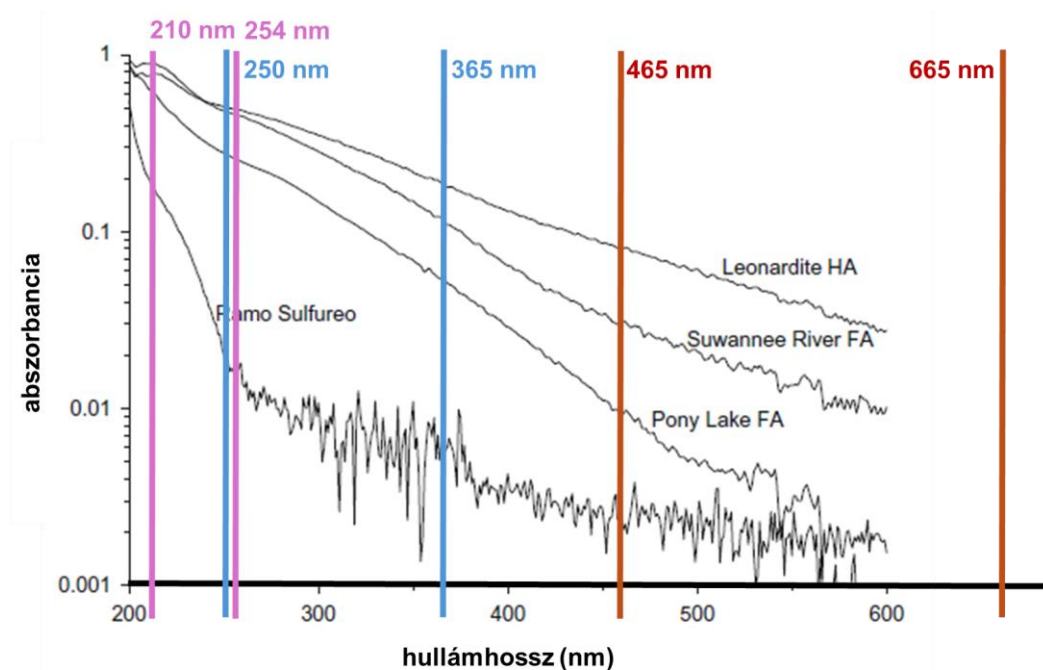
A talaj szerves anyag kutatásban ritkábban használt H/C, ill. O/C moláris arányok eredetileg a szénhidrogén és a kőszénkutatásban alkalmazott paraméterek. Ezen moláris arányok nemcsak az SOC mérés jóságát ellenőrzi, de a belőlük képzett van Krevelen diagram alapján az SOM átalakulásában lejátszódó folyamatok jellemzésére is alkalmas (Kim és mtsai., 2003). Ennek kiindulópontja a cellulóz és a ligninek H/C ill. O/C arányai. Mivel tömegét tekintve ez a két anyag az SOM legfontosabb forrása (Kögel-Knabner, 2002), így az SOM H/C, ill. O/C arányai ennél magasabbak nem lehetnek. (Elfogadva azt az alaphipotézist, miszerint az SOM érése egyfajta szénülési folyamat, azaz az SOM fejlődése során a C részaránya a fennmaradó összes többi alkotóelemhez képest emelkedik.) A kevésbé bomlott, növényi törmelékekben gazdag (pl. O és H szintek szerves anyagában) ezek az értékek közelítenek a H/C ~1,8 és O/C ~0,8 értékekhez, míg az intenzívebben átalakult SOM-ben ezek az értékek az előbb említetttnél jóval alacsonyabbak lehetnek (ld. korábban 3.ábra).

A talaj szerves anyaga korántsem homogén, az ún. funkcionális szerves anyag készletekre osztható. A szén tartózkodási ideje alapján ezeket rövid és hosszú tartózkodási idejű (Huo és mtsai., 2022; Lin, 2011; Paul, 2016; Zacháry és mtsai., 2018), ill. labilis és stabil szerves anyag készletekre (Blair és mtsai., 1995; Filep és mtsai., 2015; Jakab és mtsai., 2016) szerves anyag készletekre oszthatjuk. Kutatásainkban alkalmazott fizikai frakcionáció alapvetően a *Rothamsted szénforgalmi modellhez* (Roth C) fejlesztették ki (Zimmermann és mtsai., 2007), amely alkalmazásával ezen szénkészletek is elkülöníthetők lesznek. A megközelítésben a kőzetliszthez és agyagszemcsékhez kötött (s+c, ill. MAOM), különösen az arról NaOCl-lel el nem távolítható szerves anyag az SOM ún. stabil készletéhez tartozik, az aggregátumok (S+A, ill. AAOM), a vízdoldott frakció (DOM, vagy WEOM) és a szerves törmelék (POM) anyaga pedig az ún. labilis frakcióhoz köthető. A különböző frakciók egymáshoz viszonyított tömegarányainak, valamint kémiai tulajdonságaik arányainak különbségei önmagukban is interpretálhatók. Példának okáért a magasabb POM arány a szervesanyag bomlásának gátoltságára utalhat; az SOM egészéhez viszonyított alacsonyabb DOM mennyiség a gátolt talajmikrobiális aktivitásra utalhat (Ben-Hur és mtsai., 2003; Sun és mtsai., 2019).

Amint arról a talaj szerves anyagának tulajdonságait összefoglaló szakirodalmi összefoglalóban is szó volt, az SOM kémiai tulajdonságai utalhatnak a talajban végbemenő folyamatok irányára. Általánosságban az SOM érési (átalakulási) folyamatai során a poliszacharidok (ill. azok széntartalma; O/N-alkyl C) csökken, az hosszú szénláncú alifás (alkyl), valamint az aromás és fenolos komponensek részaránya nő. Az SOM átalakultságának mértékét jellemezhetjük az *alkyl szén és az O/N-alkyl szén egymáshoz viszonyított arányával* (H.-P. Blume és mtsai., 2015), melyben a magasabb értékek a biokémiaiilag magasabb szintű átalakultsági szintet jelez. Az *aromasság* (az aromás és alifás komponensek egymáshoz viszonyított aránya) esetében szintén a magasabb érték utal az átalakultság nagyobb mértékű fokára (Yeasmin és mtsai., 2017). Végezetül a *funkciós csoportok széntartalmának az oxigéntartalomhoz viszonyított aránya* részben az oxidáltságra, részben a karboxilos funkciós csoportok arányára is utalhat (Veum és mtsai., 2014).

A HA és az FA frakciók (valamint alkalmanként DOM/WEOM frakció) jellemzésére (6. ábra) is használható. Ezek közül a legáltalánosabban használt az UV-ViS spektrumokból számítható E4/E6 (Chen és mtsai., 1977), valamint E2/E3 indexek (Peuravuori, 1997) közül mindkettő esetében lehet a humuszanyagok molekulaméretére (nagyobb érték kisebb molekulaméretet jelent), ill. az utóbbi paraméter az aromás komponensek részarányára (nagyobb érték, nagyobb aromasság) is következtetni. Ezekhez hasonló URI index a karboxilos funkciós csoportok,

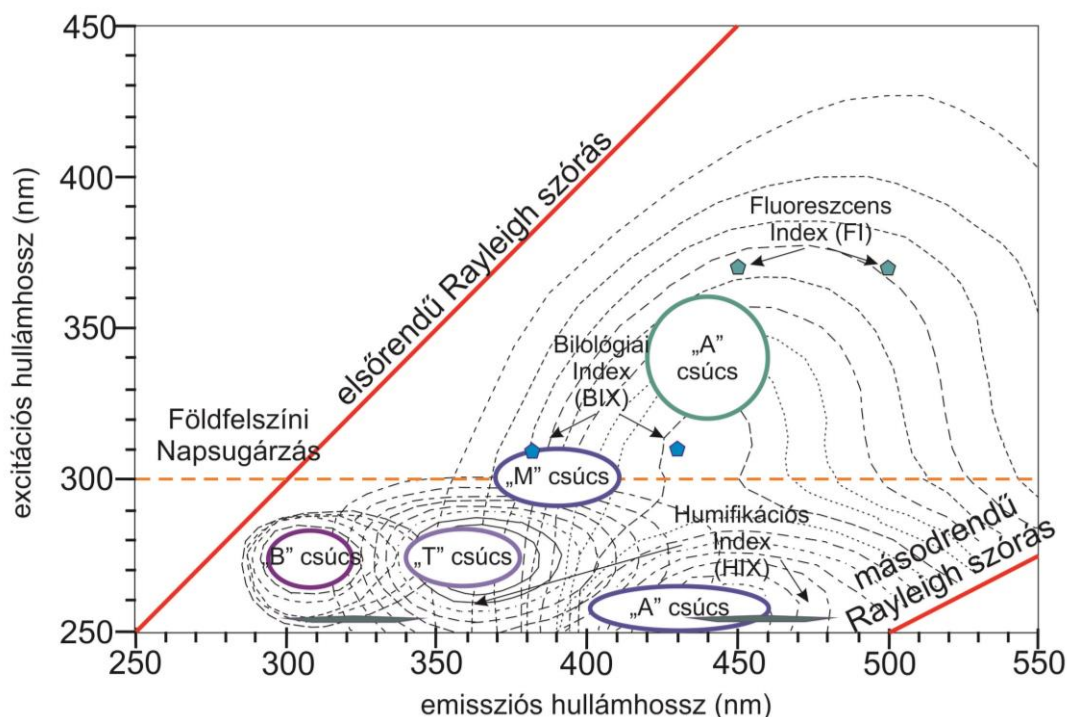
valamint a telítetlen C=C kötésekre utaló paraméter. Az alacsony, URI érték alacsony karboxilos funkciós csoport részarányra és magas telítetlenségre, míg a magas URI értékek ennek épp az ellenkezőjére utalnak. Az URI értékek fordított arányosságban állnak a $SUVA_{254}$ értékkel (Her és mtsai., 2008). Ez utóbbi mutató a DOM/VEOM minőségi paraméterek közül talán a napjainkban is leginkább publikálható, mivel az általa biztosított információk a ^{13}C -NMR mérésekkel magas lineáris korrelációt mutat (a magasabb $SUVA_{254}$ értékek magasabb aromasságot mutatnak) (Weishaar és mtsai., 2003).



6. ábra. Huminsav és fulvosav sztenderdek UV-ViS spektrumai, valamint az UV-ViS spektrumokon alapuló paraméterek ki (E4/E6, E2/E3 és URI) kiszámításához használt hullámhosszok Birdwell és Engel (2010) ábrájának felhasználásával

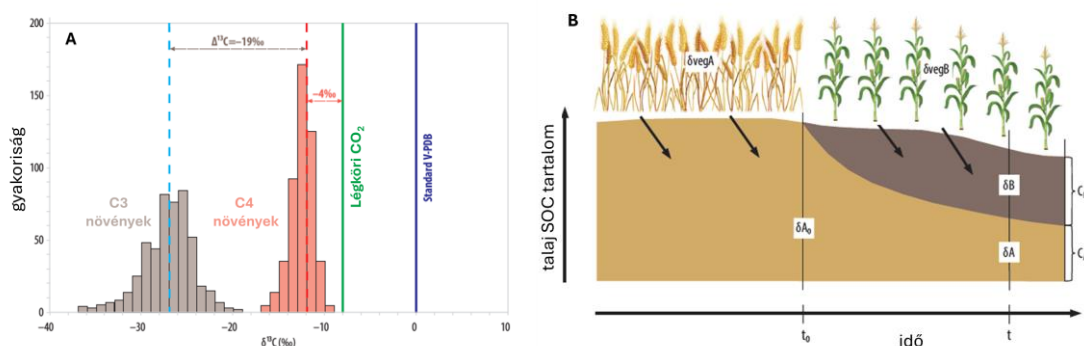
A DOM/WEOM jellemzésére használatos fluoreszcens paraméterek (7. ábra) közül az FI esetében tradicionálisan úgy gondolták, hogy 1,4-nél alacsonyabb értékek humifikált komponensek dominanciájára jellemzőek, míg az 1,9-nél magasabb értékek mikrobiális eredetre utalnak. Az EEM spektrumok tükrében ez az index inkább a nagy molekulatömegű, kevésbé aromás frakcióra utalhat. A BIX index értelmezése korábban szintén az FI-hez volt hasonló. Az EEM spektrumok tükrében a magasabb BIX értékek a kisebb molekulatömegű DOM komponensekre, az alacsonyabb értékek inkább a nagyobb molekulatömegű (de kisebb aromasságú) humuszanyagokra utalnak. Végezetül a HIX index a humifikáltság (magas molekulatömegű, magas aromasságú komponensek) mérőszáma, melynél a magasabb érték egyúttal magasabb humifikáltságot mutat (Birdwell és Summers, 2010).

A DOM/WEOM jellemzésére használatos EEM fluoreszcens spektrumok értelmezésében (Coble, 1996) munkássága számít iránymutatónak. Coble a DOM EEM spektrumában öt csúcst azonosított, melyek közül kettő fluorofor aminosavakhoz (B és T csúcsok), három pedig különböző molekulatömegű és aromasságú humuszanyag típusához (M – alacsony molekulatömeg; A – nagy molekulatömeg, magas aromasság; C – nagy molekulatömeg, alacsonyabb aromasság) köthető. A csúcsok azonosítása az ún. parallel faktoranalízis segítségével lehetséges (Coble, 1996; Filep és mtsai., 2022).



7. ábra. Talaj szerves anyag fluoreszcens excitációs-emissziós (EEM) spektrumában kimutatható csúcsok Coble (1996) alapján és azok viszonya a fluoreszcens indexek (Zsolnay és mtsai. 1999) kiszámításához használt hullámhossz tartományokhoz, Birdwell és Engel (2010) ábrájának felhasználásával

Az SOM stabil szénizotóp aránya, ill. azok eloszlása a talajszelvény mentén elsősorban a területet borító növényzetre utal. Az edényes növények különböző (C3, C4 és CAM) fotoszintetikus CO₂ megkötési mechanizmusokkal rendelkeznek. A különböző fotoszintetikus mechanizmusok során a 12, ill. 13 tömegszámú izotópot tartalmazó légköri széndioxid más és más arányban épül be a növényi szervezetbe. Az ún. C3-as növények fitomasszája a C4 növényekhez képest csekélyebb koncentrációban tartalmaz ¹³C izotópot. Pontosabban fogalmazva, ezen növények negatívabb $\delta^{13}\text{C}$ értékkel jellemezhetők a C4 növényekhez képest (8a. ábra). Mivel a talaj szerves anyaga alapvetően a területre jellemző növényzet szerves anyagának stabil izotóp összetételét tükrözi vissza, így az SOM $\delta^{13}\text{C}$ értékei a területhasználat változás egyik proxyja lehet (8b. ábra).



8. ábra. A stabil szénizotópos vizsgálatok alapjai: **A.)** A C3 és C4 fotoszintetikus utakkal jellemzhető növények és a légkör $\delta^{13}\text{C}$ értékei (Ehleringen és Cerling, 2002); **B.)** A C3 - C4 növényzeti váltást követően bekövetkező változás az SOM $\delta^{13}\text{C}$ értékeiben (Balesdent és Mariotti, 1996) Zacháry (2019) alapján

3.9. Az adatfeldolgozáshoz használt módszerek

A fentiekben felsorolt mérések eredményeként jelentős mennyiségű adat keletkezett. Az értekezés alapjául szolgáló közleményekben az adatok feldolgozáshoz alkalmazott módszereket részletesen ismertettem. Jelen fejezetben csak ezen módszerek főbb alapjait vázolom fel. Az adatok között vannak térben nem értelmezhetőek, térben értelmezhető és idősoros adatok. A terepi megfigyelések és a laboratóriumi mérések során keletkezett adatok döntő többsége arányskálán definiált (pl. talaj szerves anyag mennyisége) változó (Podani, 1997a), de vannak közöttük logaritmizált (pl. pH és pE) adatok, ordinális (pl. terepi kvalitatív mérések adatai), továbbá nominális (pl. Munsell szín) változók is. Az összefüggések feltárásakor csak az azonos skálán értelmezett változók kerestünk kapcsolatot.

A kapcsolatok keresése előtt elsőként normalitás vizsgálatot végeztünk, melyhez vagy Kolmogorov-Szmirnov, vagy Shapiro-Wilk tesztet használtam. A normál eloszlást mutató minták közötti lineáris korrelációt Pearson-féle korrelációs együttható (r), ill. determinációs együttható (R^2) alapján határoztam meg. A „nem normál eloszlású” változók között Spearman-féle (ρ), ill. Kendall (τ) rangkorrelációt számítottam (McKillup és Dyar, 2010; Podani, 1997).

A független változók közötti különbségeket (más megközelítésben azonosságokat) elsősorban többutas varianciaanalízissel (ANOVA) vizsgáltam. (Azon ritka esetben, amikor csak két változó között kerestem kapcsolatot T-próbát használtam.) A „nem normál eloszlású” változók közötti különbségek elemzésére Mann-Whitney U tesztet használtam. A mintaterületek objektumai (praktikusan a pontok, ill. az azokhoz tartozó szilárd és folyadékfázis minták), ill. azok csoportjai közötti mélyebb (területi) kapcsolatok feltárásához Euklideszi távolságon alapuló, csoportátlag alapján számított hierarchikus osztályozást is alkalmaztam. A „Ceglédbercel-Aranyhegy” esetében egy mintavételi ponthoz tartozó nagyszámú különböző mélységből származó minta (objektum) tartozott, így ez az elemzés voltaképp 3D struktúra feltárását is segítette. A „Ceglédbercel-Mocsárrét” mintaterületen egy ponthoz mindössze két különböző mélységből származó minta tartozott, így a talajtakarón belüli „mélyebb struktúrákról” csak korlátozottabb információkat nyerhettem.

Az ún. objektumokból képzett csoportok közötti különbségek tesztelésére általánosságban post-hoc elemzést használtam. Az ANOVA elemzések esetén ez általánosan Tukey-teszt volt. A „Ceglédbercel-Mocsárrét” mintaterületen a hierarchikus osztályozásból nyert csoportok tesztelésére is poszt-hoc tesztet, de a Tukey-tesztnél kevésbé robusztus Duncan-tesztet használtam. A „Ceglédbercel-Aranyhegy” esetében az osztályozás pontosságának ellenőrzésére kanonikus diszkriminancia elemzést (CDA) alkalmaztam. Erre azért volt szükség, mert ebben az esetben az osztályozásban függő változók (független változók a DRS vizsgálatok spektrumai, függő változók a talaj paraméterek) alapján számítottunk csoportokat. A kanonikus függvények alapján a csoportképzést leginkább befolyásoló változókat azonosítottuk, a Wilk-féle λ értékekkel pedig a csoportok közötti különbségek szignifikanciáját határoztuk meg (Szalai és mtsai., 2016).

A sokváltozós adatfeltárás legfontosabb eszközeként a főkomponens analízist (PCA) használtam. A főkomponens analízis előtt minden esetben adatsorokat (szórás, ill. terjedelem alapján) standardizáltam. A főkomponens analízis előtt minden esetben Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) mintavételi megfeleléségi mutatót és a Bartlett-féle szfericitási tesztet használtuk (Bartlett, 1951; Cerny and Kaiser, 1977) az adatmátrix főkomponens elemzésre történő alkalmasságának ellenőrzésére. (Az elemzéshez használt Origin2018 valójában nem teszi lehetővé ezen elemzések lefuttatását a fent említett tesztek megfeleléségének hiányában.) Az elemzésben használt paraméterek és a számított főkomponensek közötti kapcsolatot (Tabachnick és Fidell, 2007), (Cattell, 1966), és Kaiser munkái alapján értelmeztem.

Az eredeti paraméterek és a főkomponensek (PC-k) közötti korrelációs együtthatók a faktorterhelések, és ezek magyarázzák a PC-k súlyát az eredeti paraméterekben, míg a PC-idősorokat PC-pontszámoknak nevezzük (Tabachnick és Fidell, 2014; Hatvani et al., 2020). A öltésekkel rendelkező változókat fontosnak tekintettük, míg a PC-eket a Cattell (1966) által javasolt „scree-plot”-ok és a sajátértékek alapján vettük figyelembe, amelyeknek 1 fölött kellett lenniük (Kaiser, 1960).

4. A geoökológiai kutatások kapcsán végzett módszertani fejlesztések

4.1. A módszertani fejlesztések célja

Tudományos munkásságom során három területen végeztem olyan munkát, melynek célja a kutatásainkhoz kapcsolódó műszeres mérési módszerek fejlesztése, illetve optimalizálása volt. Az elsőként itt szerepeltetett módszer nemcsak a szűkebb földtudományokban, hanem a planetológiai kutatásokban is használható olyan eljárás, amellyel az anyagok tulajdonságai az ultraibolya (UV) és közeli infravörös (NIR) közötti tartományban végzett diffúz reflektancia vizsgálatokkal határozhatók meg. A másik évtizedes időtartamban kiegészített módszerfejlesztés a talajtanban és az egyéb földtudományokban rutinszerűen használt szemcseeloszlás vizsgálatokkal kapcsolatos. A harmadik módszerfejlesztési kutatás a szemcseméret eloszlásnak az ATR FT-IR spektrumokra gyakorolt hatásaival foglalkozik. Ezzel kapcsolatban megszületett közlemény utolsó szerzője vagyok (Udvardi és mtsai., 2016), de ebben a közleményben a koncepció alkotáson túl csak a szemcseméret karakterizálásba vonódtam be. Ennek köszönhetően ezeket az eredményeket a disszertációban nem szerepeltetem.

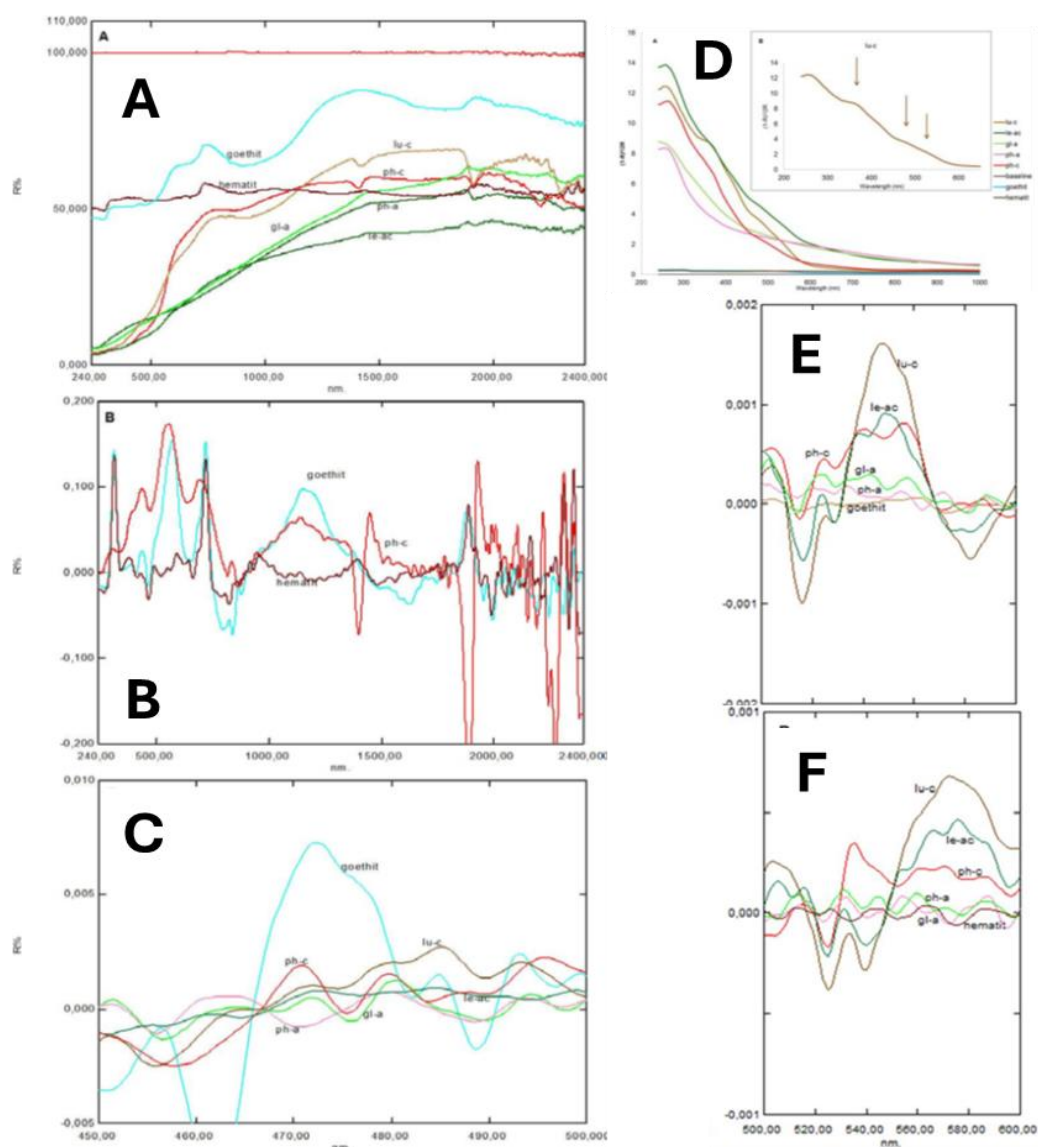
4.2. Vasásványok meghatározása ultraibolya – közeli infravörös (UV-NIR) tartományban végzett diffúz reflektancia (DRS) mérések alapján

Jelen fejezet a (Szalai és mtsai., 2013) által az *Astronomische Nachrichten* szakfolyóiratban megjelentetett közleményemen alapul és a talaj vas ásványok kimutatására fókuszált. A talajok vasásványai a környezet vízzel való telítettségének, valamint tágabb értelemben a redox viszonyok jellemzésére használhatók. Ezeket a méréseket saját kutatásainkban a tájmozaikok eltérő talajviszonyainak jellemzésére használtuk (Szalai és mtsai., 2021b, 2016). Közleményünkre érkezett hivatkozások alapján eljárásunk nemcsak a földtudományok területén (Desta és Buxton, 2019; Morozzi és mtsai., 2021; Silva és mtsai., 2024), hanem a planetológiai kutatásokban (Bou-Orm és mtsai., 2020), az anyagtudományokban (Macchietti és mtsai., 2024; Platov és mtsai., 2022) is lehetséges. Eredményeinket hamis drágakövek azonosításával (Zhu és mtsai., 2023) kapcsolatban is hasznosították.

A különböző oxidációs állapotú vasat tartalmazó oxidok és hidroxidok a környezetük redox viszonyait jellemzik, így a tájmozaikok talajviszonyainak jellemzésére is használhatók. Ezen ásványok kimutatásának egy viszonylag költséghatékony módja az UV-NIR tartományban végzett diffúz reflektancia mérések, melyek az ásványokra (és szerves anyagok egyes funkció csoportjaira) jellemző a specifikus abszorpciós sávok azonosításán alapul. A keresett elnyelési sávokat részben saját referenciaanyagok, részben szakirodalmi adatok alapján definiáltam. Jelen közleményben nem egy terület, különböző talajait, hanem földrajzilag eltérő területek nagyon jelentősen különböző talajminták vizsgálata alapján végeztem a módszerfejlesztéseket (2. táblázat).

A goethit és a hematit referencia spektrumai 910-920 nm, illetve 890-900 nm-en mutatnak elnyelést (Scheinost és mtsai., 1998). A kétértékű vashidroxidként leírt Fougerit csoportba tartozó ásványok pedig a goethit és hematit által is visszavert 475 nm -on, ill. 555 nm –en azonosíthatók (Alexandre és mtsai., 1999). A goethit (ill. az azonos elnyelési spektrummal

jellemezhető lepidokrokit) a mezősegi talaj kivételével minden mintában kimutatható volt. A nedves kaszálórétekre jellemző réti talajok „*A szintjeiben*” alacsony goethit tartalmat, míg a „*C szintben*” magas goethit tartalmat tapasztaltuk. Ezek az eredmények mind az XRD, mind a szelektív kioldások adataival összhangban voltak. A várakozásokkal ellentétben volt olyan minta is, amelyben ezzel az eljárással hematitot tudtunk kimutatni. A Fougerit csoport jelenlétét csak a vízhatás által zavart mélyebb szintekben sikerült kimutatni, mivel ezek kimutathatóságát a szerves anyagok látható hullámhossz (ViS) tartományra jellemző zavaró hatása gátolta. Ennek kiküszöbölésére a Kubelka-Munk transzformáció használható (9. ábra).



9. ábra. A vizsgált minták (kódok a 2. táblázatban magyarázva) UV-ViS-NIR spektumai (A), a spektrumok első (B) és második (C) derivatívjai. A Kubelka-Munk (K-M) transzformáció (D) kiküszöböli az SOM zavaró hatását. A K-M transzformáció első (E) és második (F) derivatívjai.

2. táblázat. Vizsgált minták tulajdonságai.

Anyag	Kód	Munsell szín	Fe ₂ O ₃ (% m/m)	Fe _o /Fe _d	SOM (% m/m)	Agyag (% V/V)
„Red clay”	Lu-C	2,5YR 4/6	10,17	n.d.	0,8	87
Leptosol (A/R)	Le-AC	5YR 4/3	10,64	n.d.	14,4	21
Gleysol (A)	Gl-A	2,5Y 2,5/1	25,27	0,96	4,4	6,0
Phaeozem (A)	Ph-A	2,5Y 2,5/1	3,83	0,73	4,2	14
Phaeozem (C)	Ph-C	2,5Y 7/1	12,18	0,89	0,0	46

Fe₂O₃ = összes vastartalom (wdXRF); Fe_o/Fe_d = amorf vas aránya (Fe_d = dithionite citrát oldható vas, Fe_o = oxalát oldható vas); SOM = talaj szerves anyag; Agyag = d < 2 µm; n.d. = nincs adat; Vizsgált anyagok: red clay = vörösayagos rendzina C szint, Leptosol = Köves-sziklás váztalaj A szint, Gleysol = típusos réti talaj A szint, Phaeozem = Erubáz A és C szintek.

4.3. Az előkezelések és az optikai beállítások kombinált hatása a talajok és üledékek lézerdiffrakciós részecskeméret-eloszlására

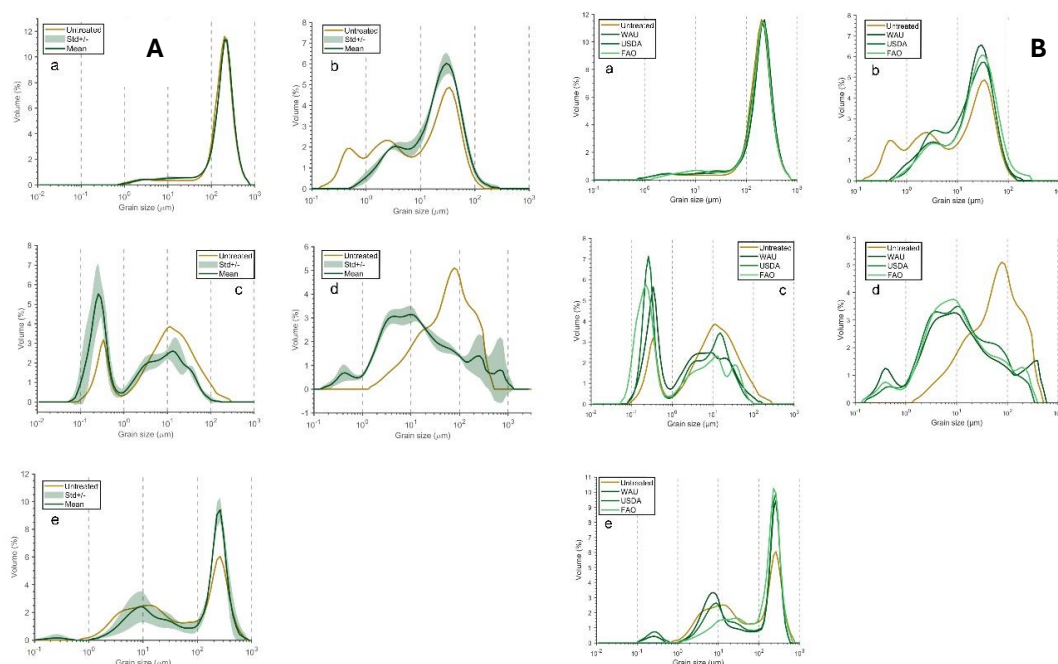
Szemcseméret eloszlási paraméterek (granulometriai adatok) korrekt meghatározása nemcsak a szedimentológiai kutatásokban kulcsfontosságú, de az alapvető talajparaméterként számontartott szöveti sajátosságok meghatározásához, de a még az SOM fizikai frakciók pontos definiálásához is elengedhetetlen. A jó minőségű granulometriai adatok szolgáltatásának két fő kihívását a lézerdiffrakciós technológiai optikai rendszereinek korlátai, valamint a (nem) megfelelő kémiai előkezelés jelenti. Jelen kutatásunk e két hibaforrás együttes hatásának meghatározása, valamint a talaj- és üledékminták fizikai és kémiai paramétereikhez illeszkedő optimalizált eljárások megtalálása volt.

A kutatásban öt különböző fizikai és kémiai jellemzőkkel rendelkező talaj- és üledékmintát elemeztem (3. táblázat). A **kémiai előkezelések hatásainak** vizsgálatára három általánosan használt eljárást alkalmaztunk: a World Soil Information (ISRIC) és az ENSZ Élelmezési és Mezőgazdasági Szervezete (FAO) által publikált módszertani kézikönyv (továbbiakban FAO) alapján ajánlott eljárás (van Reeuwijk, 2002); az USDA NRCS által az US Soil Taxonomy számára kidolgozott (továbbiakban USDA) eljárás (Burt, 2004b); Wageningeni Egyetem kutatói közössége által kidolgozott (továbbiakban WAU) eljárás (Buurman és mtsai., 1996b). Kontrollként (azaz a tényleges kezelés hiányaként az MSZ-08 0205-78 1978 szabványt használtuk (10. A ábra). A szemcseméret-eloszlásokat (GSD) huszonöt különböző féle optikai beállítás kombinációval egy HORIBA LA-950V2 típusú lézerdiffrakciós készülékkel határoztam meg. Feltételezésünk szerint a minta előkészítésének jóságát (a dezaggregáció okán) a GSD-k kisebb részecskék felé történő elmozdulása jelzi.

3. táblázat. Vizsgált minták megnevezése és azok fontosabb paraméterei.

Kód	Talajtípus, (WRB 2022)	SOM (%, m/m)	CaCO ₃ (%, m/m)	Agyag (%, v/v)	Kőzetliszt (%, v/v)	Homok (%, v/v)	Szövet (USDA)
CA1	Calcaric Arenosol	0.08	17	1.78	9.53	88.68	homok
L2	Lössz	0.07	32	26.95	68.50	4.54	poros vályog
CL3	Clayic Leptosol	5.1	0.0	23.88	68.97	7.14	poros vályog
LP4	Leptic Phaeozem	14.25	0.0	0.51	42.33	57.15	homokos vályog
HA5	Humic Arenosol	3.38	6.5	2.77	53.50	43.71	poros vályog

SOM = talaj szerves anyag, szöveti sajátosságok lézerdiffrakciós mérések alapján (RI 1.45, AI 0.01i), Agyag = $d < 2\mu\text{m}$ Kőzetliszt = $2\mu\text{m} < d < 63\mu\text{m}$, Homok = $63\mu\text{m} < d < 2\text{mm}$; Calcaric Arenosol = Meszes homok; Clayic Leptosol = Vörösayagos rendzina; Leptic Phaeozem = Erubáz; Humuszos homok



10. ábra. A kémiai előkezelések hatása az üledékek és talajok szemcseeloszlására: **A:** előkezelés nélküli és előkezelt minták szemcseméret eloszlási görbéi; **B:** az előkezelések közötti különbségek; **Minták:** a. = Meszes homok, b = Lössz, c. = Vörösayagos rendzina, d = Erubáz, e = Humuszos homok.

Az eloszlásgörbék móduszának „balra tolódása” egészen addig a pontig jelzi a kémiai előkészítés „jóágát”, ameddig a számított és a detektorokon mért valós intenzitás értékek között egyezés van. A különböző előkezelési módszerek és a különböző komplex törésmutatók együttes tesztelésével különféle anyagtípusokra optimalizáltan választhatjuk ki az optimális előkezelési módszert és ideális optikai beállításokat. A kémiai előkezelések -a dezaggregáció miatt- a trimodális eloszlásgörbét minden esetben bimodálisra alakították.

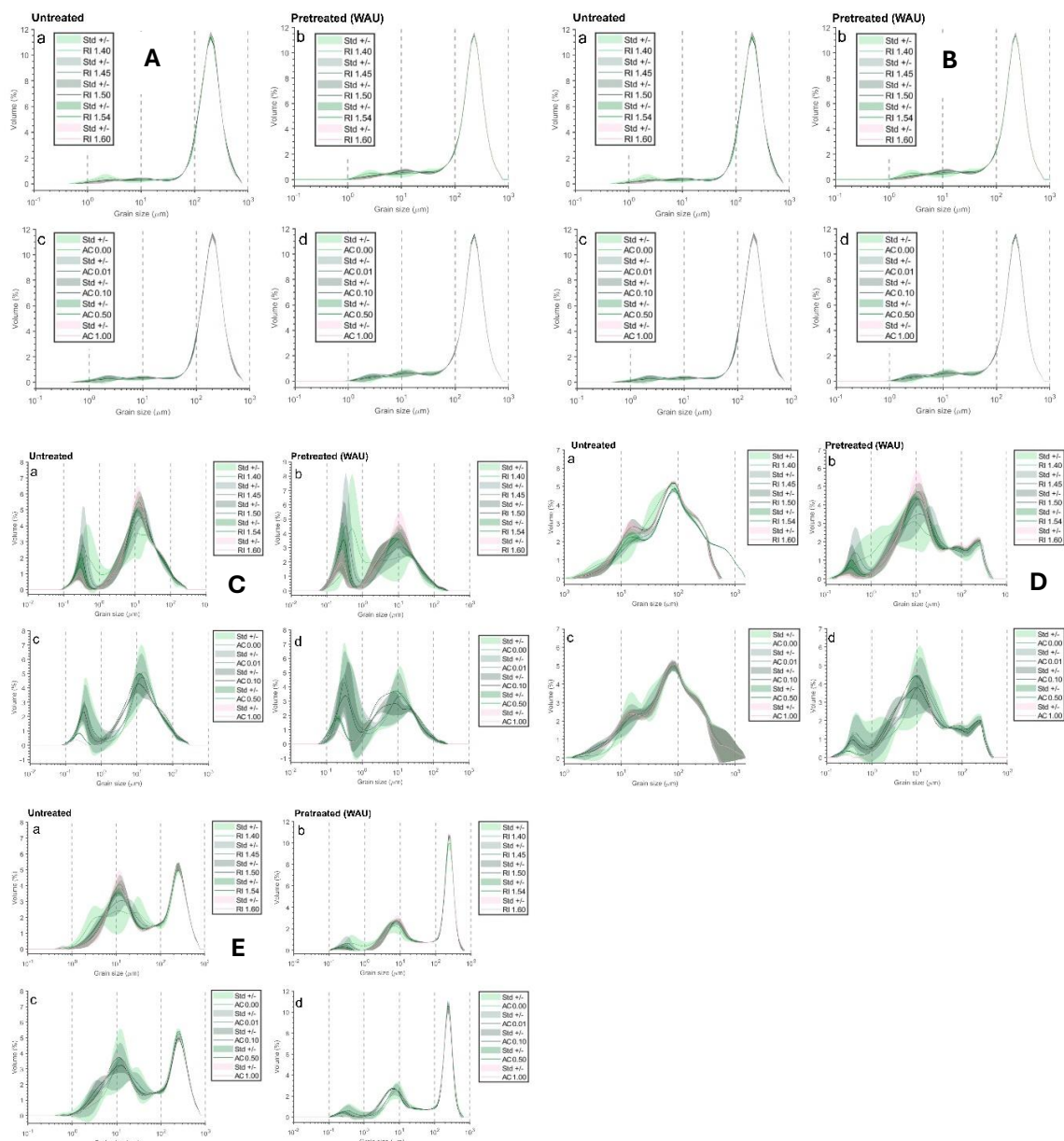
A magas CaCO_3 -tartalmú homok szövetű *humuszos homok* esetében az előkezelési módszerek között kis különbségek voltak. A *kontroll* méréshez képest az eloszlásfüggvényben megfigyelhető különbségek a finom homokfrakcióban (63-250 μm) alakulnak ki. Ezen mintánál a WAU eljárása adta a legalacsonyabb és a legmagasabb D10 és D90 értékeket. A szintén meszes, de finomabb szövetű *lössz* esetében a különböző kémiai eljárások között jelentősebb különbségeket alakultak ki (10/B. ábra b. alábra). Az ecetsavas karbonátmentesítés magasabb agyagtartalmat eredményez, a sósavas mésztelenítés esetében az elemi szemcsék újbóli aggregációja következik be. Ez feltehetőleg a negatív töltésű ásványszemcsék (pl. földpátok) között kialakuló Ca^{2+} hidakra vezethető vissza (Schulte és mtsai., 2016). A legfinomabb szövetű anyagok esetében (10/B. ábra c és d. alábrák) a kémiai előkezelések minden esetben az szerkezeti elemek jelentős dezaggregációját okozták, ami a D10 értékek jelentős csökkenését és a mért agyagtartalom növekedését eredményezték. A legjelentősebb dezaggregációt a magas SOM tartalmú anyagok esetében figyelhettük meg. Végezetül a magas SOM és magas CaCO_3 -tartalmú anyag esetében (10/ B. ábra e. alábra) az USDA protokoll alkalmazásával értük el a legjelentősebb szintű dezaggregációt.

A komplex törésmutatók beállításai szintén alapvetően határozzák meg a granulometriai eredményeket és az azokból számítható statisztikai mutatókat. A törésmutatók hatása azonban szemcseméret függő. A kémiai előkezelések által okozott dezaggregáció, valamint a bevonatok nélküli szemcsék arányának növekedése egyszerre növeli a törésmutató (RI) és a szemcsék fényabszorpciós paramétereit jellemző abszorpciós koefficiens (AC) jelentőségét. Jóllehet a magas kvarc- és kalcittartalmú anyagok (jellemzően üledékek és talajok) mérése során igen alacsony AC értékeket szoktak alkalmazni, várakozásainkkal ellentétben mégis a AC 0,5 és 1,0 beállításnál kapjuk a legalacsonyabb szórást az átlagolt eloszlásgörbékhez. Ez részben annak köszönhető, hogy ezen AC értékek a szemcséket közel átlátszatlannak kezeli, így az eredmények gyakorlatilag a Fraunhofer-féle approximációhoz hasonló lesz. Ez a megközelítés a gyakorlatban 1-5 μm mérettartományig észlel szemcséket, így nem véletlen, hogy az agyagfrakciót érdemben az alacsony (0,0i és 0,01i) AC-értékek esetén jelenhet meg az eloszlásgörbékben (11. ábra).

Összességében megállapítható, hogy a talajok esetében univerzális törésmutató értékek még akkor sem határozhatók meg, ha az ásványi fázis jelentős részét a kvarc, ill. ahhoz nagyon hasonló törésmutatójú ásványok alkotják. Ehhez hasonlóan egyik vizsgált mintaelőkészítési eljárás sem tekinthető „legjobb”nak”. A mintatípusok felől megközelítve:

1. A magas homoktartalmú minták sem az optikai paraméterek beállítására, sem a kémiai előkezelésre nem érzékenyek.
2. A szövet finomodásával a meszes (és SOM mentes) minták kémiai kezeléséhez olyan módszer választandó, mely a karbonátok eltávolításához, sem sósavat és nem Na-hexametafoszfátot, hanem Na-acetátot használ.
3. A szövet további finomodásával a FAO és az USDA protokollok hasonló hatékonyságúnak bizonyultak.

4. A meszet és SOM-et is tartalmazó homok szövetű minta esetében a Na-hexametaphoszfátot és Na-acetátot egyaránt alkalmazó USDA protokoll számított a leghatékonyabbnak.
5. A törésmutató értékének növekedésével a törésmutató eloszlásgörbére gyakorolt hatása az csökken, és ezzel együtt az abszorpciós koeficiens (AC) hatása nő.



11. ábra. A kezetlen és kezelt minták átlagolt törésmutatói (RI) és abszorpciós koeficiensei (AC) és mérések kémiai előkezelések hatása az üledékek és talajok szemcseeloszlására. *Minták:* **A** = Meszes homok, **B** = Löss, **C** = Vörösayagos rendzina, **D** = Erubáz, **E** = Humuszos homok. *Beállítások:* **a** = nyers adat, **b** = átlagolt AC értékek, **c** = nyers adat, **d** = átlagolt RI értékek.

5. A talaj szerves anyag tulajdonságainak változékonysága szántóföldi tájmozaikban

5.1 A szántóföldi kultúrákban termesztett haszonnövényekből származó szerves anyagok hatása talaj szerves anyagára inkubációs modellkísérlet alapján

5.1.1. Az inkubációs kísérlet főbb vonalainak bemutatása

A fenti kérdések megválaszolása előtt tisztázandó kérdésként merül fel az a kérdés, hogy az SOM átalakulásában vajon csak a tájhasználat váltás és talajművelés megjelenése, vagy abban a haszonnövény szerves anyaga önmagában is szerepet játszik-e. Ennek tisztázására egy olyan talajon végeztünk el egy közel fél éves inkubációs kísérletet, melyen korábbi szántóföldi kultúrák esetleges hatását ki tudtuk zárni. Ehhez a Soproni-hegység területéről származó agyagbemosódásos barna erdőtalaj feltalajából származó mintát használtunk fel, amelyen korábban semmiféle mezőgazdasági tevékenység nem folyt, de a környező területeken ilyen jellegű talajokat szántanak. A kísérletben öt párhuzamos alkalmazásával olyan talajokat hasonlítottunk össze, amelyek: 1./ eredeti állapotúak voltak (azaz inkubációs kísérleten nem estek át és kezelést sem kaptak); 2./ kukoricából származó (C4-C) POM kezelést követően inkubációs kezeléssel estek át; inkubációs kezeléssel átestek, de hozzáadott POM-ot nem kaptak. Az inkubáció 163 napig tartott, melyben a szabadföldi vízkapacitás 70%-ának megfelelő nedvességtartalom fenntartása mellett 20°C hőmérsékleten inkubáltunk egy kukorica eredetű szerves törmelékkal (POM) kezelt ($\delta^{13}\text{C} = -13,33 \pm 0,04 \text{ ‰}$) és kezeletlen talajokat. A szerves frakciók előállítására és az SOM vizsgálata a 3.6 fejezetben leírtaknak megfelelően történt.

5.1.2. A művelés hatására az SOM kémiai paramétereiben bekövetkező változások (modellkísérlet alapján)

A talajból szeparált SOM frakciók közül a legmagasabb C és N koncentrációkat a friss szerves törmelékben (POM), a legalacsonyabbakat pedig a kémiaiag védett IOM frakcióban mértük. Az aggregátumokhoz, valamint a szemcsékhez kötött szerves szén koncentrációja e két frakció közé esett. A kezelések közötti különbségeket tekintve a legkisebb különbséget a POM frakció esetében tapasztaltunk. Az inkubációt követően az összes SOM-frakció C- és N-koncentrációban jelentős eltérések alakultak ki ($p < 0,05$) (4. táblázat). A C és N koncentrációk csökkenése a kukoricával kezelt talajok összes SOM frakciójában a szerves maradványok által kiváltott fokozott C-mineralizációnak (pozitív priming hatás) tulajdonítható (Martín és mtsai., 2012; Thiessen és mtsai., 2013). Szintén általános tendencia a C/N-arányok csökkenő tendenciája a POM frakció felől a szemcsékhez kötött frakció (MAOM) irányában (4. táblázat). Ezek a megfigyelések összhangban vannak azokkal a szakirodalmi forrásokkal, melyek szerint az SOM frakciók sűrűségének növekedésével (azaz az ásványzemcsék arányának növekedésével) a C/N arány csökken (Dou és mtsai., 2016; Sollins és mtsai., 2006). Ezzel a tendenciával ellentétes a kis méretű ásványzemcsék szemcsék felszínén kémiai kötésekkel kötött inert szerves anyag (IOM) magas C/N arányai, ami egyben az összes SOM frakciók közül a legmagasabb szénültési fokot mutatják.

A talaj szerves anyag frakciók kémiai összetételeiben mutatkozó különbségeket az alifás komponensek C-H kötései (2920 cm^{-1} és 2850 cm^{-1}) (Haberhauer és mtsai., 1998; Niemeyer és mtsai., 1992), a karbonil csoportok (1730 cm^{-1}) jelenléte (Niemeyer és mtsai., 1992), az aromás C=C kötések (1640 cm^{-1}) rezgései (Niemeyer és mtsai., 1992), az aromás gyűrűkhöz kapcsolódó $-\text{COO}^-$ csoportok (1420 cm^{-1}) jelenléte (Haberhauer és mtsai., 1998), valamint a származtatott aromassági index (I_{AR}) alapján (Inbar és mtsai., 1989) jellemeztük. A 1515 cm^{-1} hullámszámnál jelentkező csúcs értelmezése nem tiszta, mert az egyaránt okozhatják az aromás C=C kötések, a gyűrűs szerkezetekben levő C-C és C-O kötések rezgései is.

Amennyiben az SOM kémiai tulajdonságaiban kialakuló különbségeket a szerves anyag frakciók felől közelítjük, akkor a POM frakció elsősorban a karbonil csoportokra jellemző relatív abszorbancia csúcsok alapján különül el a többi SOM frakciótól. Az SOM frakciók másik végpontját az rSOC-ot tartalmazó IOM jelenti, ahol az aromás gyűrűkhöz kapcsolódó -COO⁻ csoportok magasabb részaránya jellemző, ami talán a frakció előállításakor alkalmazott NaOCl es kezelés mellékterméke is lehet (5. táblázat). Az IOM frakció továbbá a karboxil és aromás szén tartalmazó komponensek szerényebb részarányával különül el egységesen a többi SOM frakciótól.

Az inkubálás és a kezelés meglétének hatásai tekintetében a mikrobióta számára leginkább preferált alifás komponensek relatív abszorbancia értékei, ill. az aromasság (I_{AR}) e felől közelítve érhetők tetten. A kukorica maradványokkal történt kezelés az alifás komponensek C-H kötései alapján az aggregátumok szerves anyagában nem érhető tetten. (Érdekes módon az inkubáció a kezelés meglététől függetlenül hatással volt az AAOM frakcióra.) Ezzel ellentétben a kukoricával történt kezelést követően az alifás komponensek tekintetében a MAOM és az IOM frakciókban is különbségek alakultak ki. A változás a két frakcióban ellentétes volt: a MAOM -ban az alifás komponensek aránya nőtt, addig az IOM frakcióban az jelentősen csökkent. Az aromasság (I_{AR}) tekintetében viszont épp ellenkezőleg, az AAOM frakcióban alakultak ki szignifikáns különbségek. Ráadásul e paraméter alapján a nem inkubált, az inkubált és nem kezelt, valamint az inkubált és kezelt talajok önmagukban szignifikánsan különböző csoportokat alkottak.

4. táblázat. A vizsgált szerves anyag frakciók szerves szén (OC), összes kötött nitrogén (TbN) tartalma, valamint C/N arányaik (eredeti állapotú talaj és 163 nap hosszú inkubációt követően).

Frakciók	Kezelések	OC (g / kg)	TbN (g / kg)	C/N arány
POM	nem inkubált	245 ± 25,4 ¹ a ²	9,84 ± 1,3 ab	25,2 ± 1,31 a
	inkubált, kezelt	229,0 ± 16,4 a	8,02 ± 0,5 a	28,5 ± 0,43 b
	inkubált, nem kezelt	341 ± 3,4 b	11,9 ± 0,1 b	28,7 ± 0,21 b
aggregátumokban kötött szerves anyag (AAOM)	nem inkubált	21,6 ± 0,13 b	1,53 ± 0,01 b	14,1 ± 0,03 a
	inkubált, kezelt	17,5 ± 0,36 a	1,12 ± 0,02 a	15,7 ± 0,05 c
	inkubált, nem kezelt	17,6 ± 0,11 a	1,15 ± 0,01 a	15,3 ± 0,11 b
finom szemcsék frakciója (MAOM) (d<50 µm)	nem inkubált	23,0 ± 0,18 c	1,69 ± 0,00 c	13,6 ± 0,10 a
	inkubált, kezelt	19,4 ± 0,16 a	1,44 ± 0,11 a	13,5 ± 0,05 a
	inkubált, nem kezelt	20,3 ± 0,03 b	1,49 ± 0,01 b	13,7 ± 0,06 a
IOM	nem inkubált	7,72 ± 0,07 c	0,21 ± 0,00 b	36,5 ± 0,49 b
	inkubált, kezelt	5,05 ± 0,07 c	0,17 ± 0,00 a	30,2 ± 0,65 a
	inkubált, nem kezelt	6,56 ± 0,09 b	0,20 ± 0,01 b	33,2 ± 1,43 a
frakcionálásból visszanyert anyag	nem inkubált	80,5 ± 0,39 a	114 ± 0,33 b	
	inkubált, kezelt	134 ± 8,14 b	102 ± 3,28 a	
	inkubált, nem kezelt	93,9 ± 0,20 a	98,0 ± 0,31 a	

A táblázatban szereplő rövidítések magyarázata megegyezik az 5. táblázatával.

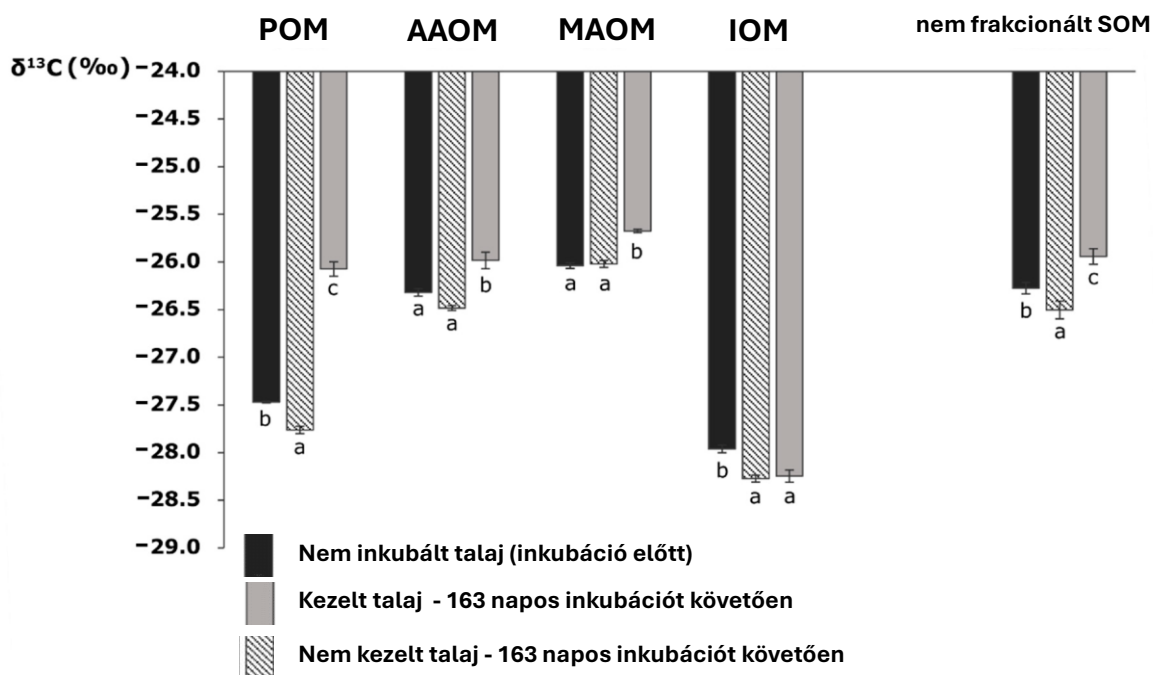
5. táblázat. A DRIFT spektrumokból származtatott csúcsok relatív abundanciája a relatív abszorbanca értékek (rA), valamint az aromássági index (I_{AR}) alapján (eredeti állapotú talaj és 163 nap hosszú inkubációt követően).

Frakciók	Kezelések	rA ₂₉₂₀	rA ₂₈₅₀	rA ₁₇₃₀	rA ₁₆₄₀	rA ₁₅₁₅	rA ₁₄₂₀	I_{AR}
POM	nem inkubált	12,7 ± 0,89 ¹ a ²	8,7 ± 0,62 a	24,7 ± 0,87 ab	23,1 ± 0,33 b	11,2 ± 0,93 b	10,9 ± 1,6 b	1,9 ± 0,15 b
	inkubált, kezelt	13,6 ± 0,15 a	8,8 ± 0,07 a	24,1 ± 0,54 a	23,5 ± 0,22 b	7,0 ± 0,30 a	6,8 ± 0,41 a	1,7 ± 0,02 b
	inkubált, nem kezelt	17,8 ± 0,18 b	12,6 ± 0,21 b	26,4 ± 0,33 b	20,7 ± 0,36 a	8,5 ± 0,18 a	5,4 ± 0,51 a	1,2 ± 0,003 a
aggregátumokban kötött szerves anyag (AAOM)	nem inkubált	10,8 ± 0,11 b	6,7 ± 0,09 b	7,1 ± 0,31 a	21,6 ± 0,22 a	5,7 ± 0,30 a	12,7 ± 0,57 a	2,0 ± 0,01 a
	inkubált, kezelt	8,9 ± 0,37 a	5,5 ± 0,26 a	6,5 ± 0,31 a	22,2 ± 0,22 ab	8,5 ± 0,70 ab	19,8 ± 1,6 b	2,5 ± 0,10 b
	inkubált, nem kezelt	8,1 ± 0,40 a	4,9 ± 0,24 a	6,2 ± 0,32 a	23,5 ± 0,72 b	9,0 ± 1,20 b	20,7 ± 1,7 b	2,9 ± 0,14 c
finom szemcsék frakciója (MAOM) (d<50 µm)	nem inkubált	7,9 ± 0,19 ab	4,5 ± 0,13 ab	7,0 ± 0,18 a	24,7 ± 0,29 a	7,5 ± 0,74 b	20,7 ± 1,3 b	3,1 ± 0,08 a
	inkubált, kezelt	8,4 ± 0,23 b	5,0 ± 0,16 ab	6,4 ± 0,19 a	24,4 ± 0,48 a	5,1 ± 0,29 a	13,0 ± 0,78 a	2,9 ± 0,12 a
	inkubált, nem kezelt	7,4 ± 0,29 a	4,4 ± 0,18 a	6,9 ± 0,26 a	24,5 ± 0,67 a	5,4 ± 0,43 a	15,5 ± 1,5 a	3,3 ± 0,16 a
IOM	nem inkubált	8,3 ± 0,21 b	5,3 ± 0,13 b	4,0 ± 0,40 c	18,0 ± 0,28 a	11,3 ± 0,37 a	21,9 ± 1,0 a	2,2 ± 0,03 a
	inkubált, kezelt	3,5 ± 0,14 a	2,5 ± 0,09 a	2,1 ± 0,13 a	20,0 ± 0,74 a	15,3 ± 0,37 b	18,7 ± 2,1 a	5,8 ± 0,30 b
	inkubált, nem kezelt	7,4 ± 0,52 b	4,9 ± 0,36 b	3,2 ± 0,16 b	20,2 ± 0,75 a	11,1 ± 0,49 a	18,2 ± 1,9 a	2,8 ± 0,24 a

SOM = talaj szerves anyag, POM = szerves törmelék (particulate organic matter), AAOM = aggregátumokban kötött szerves anyag (Aggregate Associated Organic Matter), MAOM = ásványszemcsékhez kötött szerves anyag (Mineral particle Associated Organic Matter); rSOC= kémiai kötéssel védett SOM szerves szén tartalma, IOM = kémiai kötésekkel védett, a szemcsékhez szorosan kötődő szerves anyag (Inert Organic Matter). ¹ Átlag ± sztenderd hiba; ² Az SOM frakciók között MANOVA alapján számított szignifikáns különbségek (p<0,05).

5.1.3. A művelés hatására az SOM tulajdonságaiban bekövetkező változások stabilizotópos és radioizotópos tulajdonságok alapján

Az $\delta^{13}\text{C}$ értékek alapján az SOM a kezelések alapján három szignifikánsan elkülönülő csoportot alkotott, melyekben a legnegatívabb értékekkel az inkubált, ámde kukorica maradványokkal nem kezelt talajok rendelkeztek. A várakozásoknak megfelelően a kukoricával kezelt és inkubált talajból mértük a legkevésbé negatív $\delta^{13}\text{C}$ értékeket (12. ábra).



12. ábra. A frakcionálatlan SOM és az SOM frakciók $\delta^{13}\text{C}$ értékei. POM = szerves törmelék (particulate organic matter), AAOM = aggregátumokban kötött szerves anyag (Aggregate Associated Organic Matter), MAOM = ásványszemcsékhez kötött szerves anyag (Mineral particle Associated Organic Matter), IOM = kémiai kötésekkel védett, a szemcsékhez szorosan kötődő szerves anyag (Inert Organic Matter)

Az SOM frakcióként vizsgálva a POM frakció három szignifikánsan eltérő csoportra volt bontható. A várakozások szerint a kevésbé negatív $\delta^{13}\text{C}$ értékekkel a C4 fotoszintetikus szénredukciós utat követő kukoricát is tartalmazó POM rendelkezett, míg a legnegatívabbal $\delta^{13}\text{C}$ értékekkel az inkubált, de hozzáadott kukoricát nem tartalmazó POM volt jellemezhető. Az AAOM és a MAOM frakciókban a „nem inkubált és nem kezelt”, valamint az „inkubált és nem kezelt” talajok frakciói alkottak egy csoportot és ezektől az „inkubált és kezelt” talajok különültek el szignifikánsan a kevésbé negatív értékek alapján. Mindazonáltal ezen frakciókban a $\delta^{13}\text{C}$ értékek összességében kevésbé negatívak. A várakozásoktól eltérően az IOM frakció szerves anyagaiban is kialakultak az inkubálás hatására szignifikáns különbségek, ám ebben az esetben az nem inkubált (kevésbé negatív!) és az inkubált talajok (negatívabb!) alkottak külön csoportot. Végezetül kiemelendő, hogy $\delta^{13}\text{C}$ értékek alapján nemcsak a kezelések, de az SOM frakciók szerves anyaga is szignifikánsan elkülönült csoportokat képeznek. Az általunk tanulmányozott referencia talaj IOM frakciója jóval negatívabb $\delta^{13}\text{C}$ értékekkel rendelkezik, mint az aggregátumokban kötött SOM, ill. a talajszemcsék felszínén kötött SOM.

Bár ezen értekezés fő mondanivalóját (az emberi hatások megjelenése a talaj szerves anyagának tulajdonságaira) közvetlenül nem érinti, az eredmények értelmezése miatt az stabil szénizotópok arányainak megváltozása mégis magyarázatra szorul:

1. Általánosságban elmondható, hogy a ^{13}C értékek a talajban az ásványi-szerves társulás fokozódásával nőnek (Baisden és mtsai., 2002; Gerzabek és mtsai., 2001). Ez a trend az általunk elvégzett kísérletekben mindhárom talajcsoportjában is megfigyelhető volt. Az IOM frakcióban megfigyelhető legalacsonyabb $\delta^{13}\text{C}$ értékek viszont feltehetően „műtermék”. Ezt a feltételezésünket támasztja alá (Michael Zimmermann és mtsai., 2007) által publikáltak, miszerint a Na-hipoklorittal történő kezelés során a ^{13}C ban gazdagabb molekulák (pl. cellulóz, hemicellulóz) kioldódnak, így a vizsgált SOM frakció ^{13}C -ban elszegényedik.
2. A kukoricával nem kezelt talajok SOM frakciói (a MAOM kivételével) negatívabb $\delta^{13}\text{C}$ értékekkel rendelkeznek a 163 napos inkubációt követően, mint az eredeti talajok SOM frakciói. Ez a jelenség magyarázható a mikrobák a nehéz szénizotópot nagyobb arányban tartalmazó szubsztrátok (beleértve a cukrokat, keményítőt, cellulózt stb.) preferenciájával. Ezáltal a lebontó folyamatokat követően az SOM talajban maradó frakciói ^{13}C -ben fokozatosan elszegényednek (Ågren et al., 1996).
3. A MAOM frakciót nem érintő izotóp frakcionáció jelensége egybecseng (az egyébként is nehezebben interpretálható 1515 cm^{-1} csúcs kivételével) a DRIFT mérések alapján végzett statisztikai elemzéseknek eredményeivel.
4. A mikrobák nehéz szénizotóp preferenciája a ^{13}C -ban dúsított (C4-C) POM kezeléssel végzett nyomjelzéses kísérletek egyéb eredményével kapcsolatban is felvet kérdéseket, hiszen ezáltal a mikrobiális anyagcserének is frakcionáló hatása lehet. Ennek eredményeként a kezelt és nem kezelt talajok közötti különbségek kisebbek lehetnek a valóságosnál. Ezt a hatást ugyan a mi kísérletünkben ugyan kizárni nem tudtuk, másrészt a ^{13}C -ban gazdagabb (C4-C) POM -mal való kezelés még ezzel a hatással terhelt is szignifikáns különbségeket eredményezett kezelt és nem kezelt talajok SOM frakciói között.

6. táblázat. A kukorica eredetű szén (C4-C) megoszlása és átlagos tartózkodási ideje (MRT) a talaj szerves anyag frakciókban, továbbá a kezelt talaj ^{14}C aktivitás és $\Delta^{14}\text{C}$ értékei.

Frakciók	F_{kukorica} (%)	MRT (évek)	^{14}C aktivitás (pMC)	$\Delta^{14}\text{C}$ (‰)
POM	$11,7 \pm 2,5^1$	3,6	$108,4 \pm 0,19$	$75,2 \pm 1,9$
AAOM	$3,8 \pm 2,8$	11,5	$106,0 \pm 0,21$	$51,0 \pm 2,1$
MAOM	$2,7 \pm 3,0$	16,1	$105,8 \pm 0,19$	$49,7 \pm 1,9$
IOM	$0,18 \pm 2,5$	249,7	$93,3 \pm 0,24$	$-75,0 \pm 2,4$
SOM egésze	$4,3 \pm 2,9$	10,2	$108,7 \pm 0,17$	$78,2 \pm 1,7$

POM = szerves törmelék (particulate organic matter), AAOM = aggregátumokban kötött szerves anyag (Aggregate Associated Organic Matter), MAOM = ásványszemcsékhez kötött szerves anyag (Mineral Particle Associated Organic Matter), IOM = kémiai kötésekkel védett, a szemcsékhez szorosan kötődő szerves anyag (Inert Organic Matter); F_{kukorica} = C4-C (kukorica eredetű POM) részaránya, MRT = C4-C átlagos tartózkodási ideje (mean residence time),

¹ átlag $\pm$ sztenderd hiba.

A 163 napos inkubációt követően a kukorica alapú POM-mal kezelt talajokban -a várakozásoknak megfelelően- a legmagasabb C4-C eredetű szén részaránya a POM-ban volt a legmagasabb ($11,7 \pm 2,5\%$), ezt követte az AAOM és MAOM frakciók ($3,8 \pm 2,8\%$, valamint $2,7 \pm 3,0\%$), végezetül az IOM ($0,18 \pm 2,5\%$) (6. táblázat). Ebből következőleg a legmagasabb $\Delta^{14}\text{C}$ értékkel is a POM frakció rendelkezett. Az a tény, hogy a POM-frakcióban volt a legmagasabb a kukoricából származó szén aránya és egyben a legmagasabb ^{14}C aktivitás, ill. a $\Delta^{14}\text{C}$ értéke bizonyítja azt, hogy ebben az SOM frakcióban a leggyorsabb szénforgalom, ezáltal (oxidatív környezetben) ez a frakció a leginkább érzékeny a tájhasználat (sőt még ennél jóval szűkebben, adott tájhasználaton belül a talajhasználat) megváltozására (Zimmermann és mtsai., 2007b).

Az aggregátumokban és a talajszemcsék felszínén kötött szerves anyagok (AAOM és MAOM) hasonló $\Delta^{14}\text{C}$ értékkel rendelkeznek. A legalacsonyabb $\Delta^{14}\text{C}$ értékkel az IOM frakciók rendelkeznek. A $\text{PMC} > 100$ ^{14}C aktivitás értékek alapján a múlt század ötvenes éveiből származó ún. „bomba csúcs eredetű” ^{14}C jelenléte az IOM kivételével az összes SOM frakcióban megfigyelhető volt (6. táblázat), ami más mérsékelt övezetből származó eredményekkel is összhangban van (Baisden és mtsai., 2002). Az IOM frakcióval kapcsolatos megállapítások (miszerint a Na-hipoklorittal kezelt nehéz SOM frakció ($\rho > 1,6 \text{ g/cm}^3$) rendelkezik a legalacsonyabb (100 alatti) PMC értékekkel) összhangban vannak Kögel-Knabner és mtsai. (2008) által publikáltakkal.

Az általunk végzett modellkísérletben a POM-ban tárolt szerves szénre meghatározott átlagos tartózkodási idő (MRT) 3,6 év volt, ami jól magyarázható egyezést mutat az egyébként gyorsabban bomló alomtakaróval jellemzett mérsékelt övezeti környezetek POM-jére jellemző 2,5 év MRT értékekkel (Gaudinski és mtsai., 2000).

Az aggregátumokban tárolt SOM, ill. ebben a frakcióban jelen levő szén viszonylag rövid (11,5 év) tartózkodási ideje arra utal, hogy az adott talajtípusokra jellemző vízstabil aggregátumok mérete és stabilitása alapvetően befolyásolhatja a szerves kötésben levő szén tartózkodási idejét az SOM-ben. Bár a művelés hatását ebben a kísérletben nem vizsgáltuk, de ez a jelenség arra enged következtetni, hogy a szántás hatására csökkenő aggregátumstabilitás önmagában járul hozzá a „humusztartalom” csökkenéséhez, mivel a feltalajban az aggregátumok leépülésével a szén tartózkodási ideje is szükségszerűen lecsökken.

Annak ellenére, hogy Poeplau és Don (2013) szerint az IOM frakció a többi SOM frakcióhoz hasonlóan érzékeny a tájhasználat váltásra, az általunk NaOCl-lel előállított összes IOM frakcióban a jelen levő szén tartózkodási ideje (~ 250 év) jóval magasabb volt, mint a MAOM frakcióban kötött szén tartózkodási ideje (~ 16 év). Jelen kísérlet igazolta, hogy az IOM frakcióra a POM eredetű szerves szén rövid időtávon belül nem hat, másrészt az erdő $\rightarrow$ rét, ill. erdő $\rightarrow$ szántó területhasználat változások hatásait ez a kísérlet nem tudta modellezni.

5.1.4. Az inkubációs kísérlet eredményeinek geoökológiai értelmezése

A kísérletben egy erdő $\rightarrow$ szántó váltást modelleztünk, aminek oka a hazai természetközeli lomboserdők növényzetének szerves anyaga ^{13}C -ben szignifikánsan szegényebb, mint szántóföldi kultúrában termesztett a kukorica szerves anyaga. Ebből kifolyólag egy természetközeli erdő bolygatatlan erdőtalaját felhasználva a ^{13}C -ben gazdagabb „szántóföldi szénforrást” nyomon követve figyelhettük meg az SOM-ben bekövetkező változásokat. Megállapításaink egyik kulcseleme az SOM frakciókban szerves kötésben jelen levő szén tartózkodási ideje, amit ún. radiokarbon vizsgálatokkal mutattuk ki.

A fentiekben többször is meghivatkozott szakirodalmi források alapján kijelenthető, hogy a területhasználat (ezzel együtt a növényzet) jelentős mértékben hat nemcsak az SOM mennyiségére, de a kémiai minőségére is. A fenti inkubációs kísérlet egyben bizonyíték arra is, hogy egy esetleges területhasználat váltás esetén az SOM-re gyakorolt hatás az SOM frakciók mindegyikében kimutatható már 163 napon belül is.

Az SOM kémiai tulajdonságaiban már azelőtt megkezdődik a kémiai tulajdonságok megváltozása, hogy a szerves anyag mennyisége megváltozna! A változások forrását a stabil szénizotópos (^{13}C) vizsgálatokkal igazoltuk, a változások kémiai jellegét pedig infravörös spektroszkópiai (DRIFT) mérésekből származtatott paraméterekkel a C/N arány alapján jellemeztük. Az „újfajta” szerves anyag forrásból származó szerves szén (C4-C) a tíz évet meghaladó MRT-vel rendelkező MAOM és AAOM frakciókban is kimutatható és a legjelentősebb változások értelemszerűen a rendszer „bemenetét” jelentő POM frakcióban mutathatók ki. Az IOM esetében módszertani okokból ez kísérletesen nem tudtuk bebizonyítani, de szakirodalmi források ezt a feltételezést valószínűsítik.

Az inkubációs kísérlet nemcsak a tájváltozási folyamatok az SOM-ot érintő változások mechanizmusait tárta fel, de egyúttal bizonyíték arra, hogy „azonos” talaj(típus)okon jelen levő tájmintázatokban az SOM is különböző kémiai tulajdonságokkal rendelkezik. Ennek elsődleges forrása pedig a szerves anyag forrásként szolgáló növényzet különbözősége. (Az elszállított, ill. a területre szállított szerves és szervetlen anyagok ezt a hatást erősítik.)

5.2 Szántás és a talajerő utánpótlás hatása a talaj szerves anyagának mennyiségére és minőségére

5.2.1. Martonvásári tartamkísérleten végzett kísérlet főbb vonalainak bemutatása

A HUN-REN Agrártudományi Kutatóközpont Mezőgazdasági Intézete által létrehozott vetésforgó és monokultúra kísérletek, valamint a trágyázási rendszerek vizsgálatára beállított kísérletek immáron több, mint hatvan éve folynak. E tartamkísérlet egyes parcelláin a HUN-REN-ATK és az ELTE közös GINOP (GINOP-2_3_2-15-2016-00056 - Talajbiom kutató transzdiszciplináris kiválósági központ létrehozása a fenntartható talajerőforrás biztosítása érdekében) projekt keretében a végeztük a talaj szerves anyagával kapcsolatos vizsgálatokat. Az általunk végzett munka a kukorica és búza monokultúrákra, valamint a kukorica-búza dikultúrára korlátozódott. Mindhárom növénykultúra esetében három különböző talajerőutánpótlási rendszert vizsgáltunk: A./ nincs talajerőutánpótlás, B./ NPK műtrágya ($\text{N} = 110 \text{ kg ha}^{-1} \text{ év}^{-1}$; $\text{P} = 45 \text{ kg ha}^{-1} \text{ év}^{-1}$; $\text{K} = 50 \text{ kg ha}^{-1} \text{ év}^{-1}$), C./ NPK+M (NPK műtrágya az előbbi hatóanyagmennyiséggel, továbbá szerves trágya $8 \text{ t ha}^{-1} \text{ év}^{-1}$). A vizsgálat alapjául szolgáló parcellákat a növényi kultúrák és a talajerőutánpótlási rendszerek kombinációja jelölte ki. A parcellák mérete $7 \times 7 \text{ m}$ volt. Minden egyes parcellát (adott növényi kultúra és adott talajerőutánpótlási rendszer) hármas ismétlésben vizsgáltunk, továbbá minden parcellából négy-négy mintát vettünk a művelt réteg (0-27 cm) felső 10-15 cm-éből. (A művelt réteg alatti talajszint megismeréséhez parcellánként egy-egy mintát is gyűjtöttünk 30-40 cm közötti mélységből.) A szántóföldi parcellákhoz kétféle kontrollt használtunk: D./ húsz éve (szántóföldből) regenerálódó gyp a Martonvásári állomáson, E./ mezőföldi völgyoldali helyzetű „ősgyp” Bicske külterületén (13. ábra).

A hivatkozott GINOP projekt előkészítéseként a későbbi kísérleti terület tágabb környezetében négy szelvényt ástunk ki, ill. a szelvényeken túl szelvényenként Pürkhauer-féle „szűrőbottal” négy-négy furatot is készítettünk. Az előkészítő munkálatok alapján a tartamkísérlet talajtakarója, mind a szolum mélysége, mind a szöveti sajátosságai, mind a kalcium-karbonát „A szintben” való jelenléte alapján heterogén. A tartamkísérlet területén kilúgzott csernozjomok és a mészlepedékes csernozjomok mozaikja írható le. Az általunk vizsgált szántóföldi mintaterület és a martonvásári regenerálódó gyp talajai mészlepedékes csernozjomként sorolhatók be (14. ábra). Az ábrán is



13. ábra. Martonvásári tartamkísérlet mintaterület. A színes négyzetek a mintázott parcellák helyét mutatja. A számok a növénykultúrát (fekete = nincs talajerő utánpótlás, kék = NPK műtrágya használat, piros = NPK műtrágya és szerves trágya kombinációja), a számok a növénykultúrát (1 = kukorica monokultúra, 2 = búza monokultúra, 3 = kukorica-búza dikultúra) jelzik. A „körbe zárt R” a mérésekhez képes 20 éve regenerálódó gyepet jelzi.

szalai.zoltan_272_24

bemutatott szántott talaj szoluma kb. 70 cm mély, a feltalajban mérhető SOC mennyiség kb. 1,8 % (m/m). Az IC-ből számított CaCO_3 mennyisége a felszíni IC $\sim 1,7$ % (m/m) értékről 18 % (m/m) értékig emelkedik. Az SOC mennyiségi és SOM minőségi paraméterek referenciájaként szükségből a bicskei lejtősztyep *humuszkarbonát* talaját használtuk, melynek szolum mélysége a meredek lejtőoldal miatt alig haladta meg a 30 cm-t.

Egy alapvetően növénytermesztési tartamkísérlet esetében kérdésként merülhet fel a parcellák önálló tájfoltként történő értelmezhetősége. Értelmszerűen egy ú.n. agrár tájablakban a különböző táblák önálló tájfoltként értelmezendők. Jelen kísérletben vizsgált tartamkísérleti parcellák az év egészében „szemmel láthatók” és műholdfelvételekről is azonosítható mintázatot rajzolnak ki, ezért -véleményem szerint- pedig Forman (1999) megközelítésében egyértelműen tájfoltként értelmezhetők. Leser (1976) megközelítésében ezen egységek önálló ökotópként történő értelmezése kérdéses.



Szint	Mélység (cm)	Szín ¹ (Munsell)	SOC ² (g kg ⁻¹)	IC ² (g kg ⁻¹)	pH _{KCl}	Agyag (% V/V)	Kőzetliszt (% V/V)	Homok (% V/V)	Térf. tömeg ² (g cm ⁻³)
Ap	0-20	2.5Y 2/1	17,8 ± 0,6	0,21 ± 0,1	7,50	31,3	51,8	16,9	1,14 ± 0,2
A	20-50	2.5Y 2.5/1	11,8 ± 1,6	0,52 ± 0,7	7,50	29,9	53,2	16,9	1,37 ± 0,3
AC	50-70	2.5Y 4/2	3,4 ± 0,3	1,58 ± 1,6	7,72	27,6	46,6	25,8	1,41 ± 0,2
C	70-85	2.5Y 6/6	2,0 ± 1,0	1,59 ± 1,2	7,69	24,7	43,0	32,3	-
2C	85-110	2.5Y 6/8	0,0	2,20 ± 1,9	7,81	16,6	31,6	51,7	-

14. ábra. Mészlepedékes csernozjom a Martonvásár Vetésforgó és monokultúra, valamint trágyázási rendszerek tartamkísérlet mintaterületen. A szelvény helyét a 13. ábra sárga színnel jelölt kitűzőpontja jelzi. Az SOC és az IC értékek a 13. ábra különböző színű négyzeteivel és számaival jelölt parcellák pontmintáiból számított átlagok. A térfogattömeg értékek a szelvény közvetlen környezetében gyűjtött bolygatatlan mintákból származó adat. ¹ = nedves szín, ² átlag ± szórás. SOC = talaj szerves szén, IC = talaj szerves szén (karbonátokban kötött szén, IC % m/m * 8,33 = CaCO_3 % m/m), Agyag = $d < 2\mu\text{m}$ Kőzetliszt = $2\mu\text{m} < d < 63\mu\text{m}$, Homok = $63\mu\text{m} < d < 2\text{mm}$.

5.2.2. A talaj szerves anyag mennyiségének és minőségi paramétereinek területi változatossága

Az SOC koncentrációja és a talajban talaj szerves szén mennyisége alapvetően a területhasználat (gyep vs. szántó) szerint válik el (7. táblázat). Mivel a Mezőföldön sík területen „sosem szántott” természetközeli gyep nem maradt fenn, így az SOC koncentrációt és az SOC készletet szükségszerűen a legközelebbi ilyen terület humuszkarbonátjához viszonyítottuk. A felső 20 cm-es rétegre számítva az eredeti löszgyepben kb. 80 t ha⁻¹ szerves szénkészlettel számolhatunk, míg a szántók talajában ennek az értéknek kb. a fele maradt meg. A szolum egészére értelemszerűen nem számítható SOC veszteség. A szántóból regenerálódó gyep felső 20 cm-es rétegében kb. 60 t ha⁻¹ SOC készlet van. A számított eredmények kellő térbeli változatosságot feltételezve hasonlóak Bankó és mtsai. (2021) által közöltekkel, ill. Phukubye és mtsai. (2022) által globálisan gyűjtött

szalai.zoltan_272_24

adatokból a magyarországi analóg területekkel. A felső 20 cm -ben számítható SOC készletek alapján különböző talajerőutánpótlási gyakorlatok között látszólag nincs különbség. Amennyiben a számításokat a szolum egészére végezzük el, úgy a regenerálódó gyepek, az NPK és NPK+M, valamint a nem trágyázott területek között szignifikáns különbség van páros t-próbával ($p < 0,05$) végzett teszt alapján. Kiemelendő, hogy a szolum egészét tekintve az NPK és az NPK+M parcellák között nem találtunk szignifikáns különbséget. Amennyiben az SOC készlet becsléseket Ap szintet leszámítva végezzük el, úgy a helyzet még inkább árnyalt lesz, mivel az összes vizsgált térbeli elem között szignifikáns különbséget figyelhetünk meg!

7. táblázat. A vizsgált területi egységek becsült fajlagos talaj szerves szénkészlet értékei és SOC telítettség.

	„Ősgyep”	„Regenerálódó gyepek”	Nincs talajerőutánpótlás	NPK	NPK+M
SOC készlet 0-20 cm (Ap) ($t\ ha^{-1}$)	81,5*	60,3*	38,0 ⁺	42,0 ⁺	42,1 ⁺
SOC készlet SZOLUM ($t\ ha^{-1}$)	-	149,2*	87,6*	107,4 ^x	101,8 ^x
SOC készlet SZOLUM-Ap ($t\ ha^{-1}$)	-	88,9*	49,6*	65,4 ^x	59,7 ^x
SOC készlet hiány¹ ($t\ ha^{-1}$)	-	21,2	43,5	39,5	39,4
Becsült SOC telítettség¹	-	74%	43,5%	39,5%	39,4%

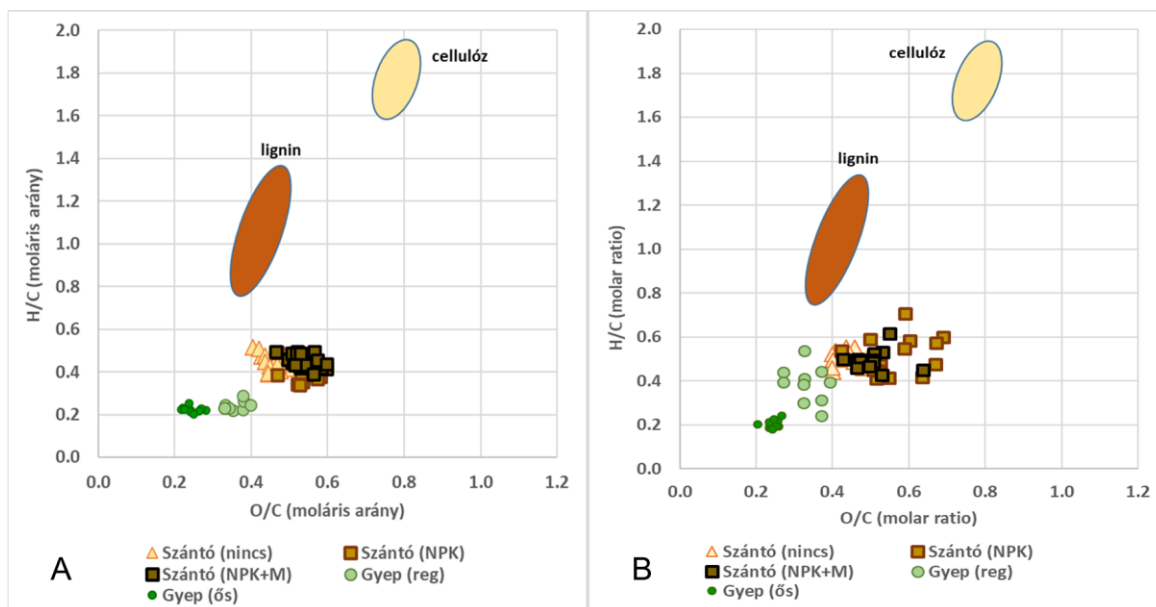
¹ A regenerálódó gyepek és a szántóföldi parcellák SOC készlete és a szénkészleteik telítettségének a bicskei humuszkarbonát talaj 0-20 cm-es felszíni talajszint szénkészletéhez viszonyítva. * szignifikáns különbség ($p < 0,05$) t-próba alapján, ⁺ szignifikáns különbség ($p < 0,05$) t-próba alapján a gyepekhez képest, de nincs szignifikáns különbség a szántóföldi parcellák között, ^x szignifikáns különbség ($p < 0,05$) t-próba alapján a gyepekhez és a „nincs talajerő utánpótláshoz képest, de nincs szignifikáns különbség a két trágyázott parcella között

8. táblázat. A vizsgált területi egységek becsült fajlagos talaj szerves szénkészlet értékei és SOC telítettség.

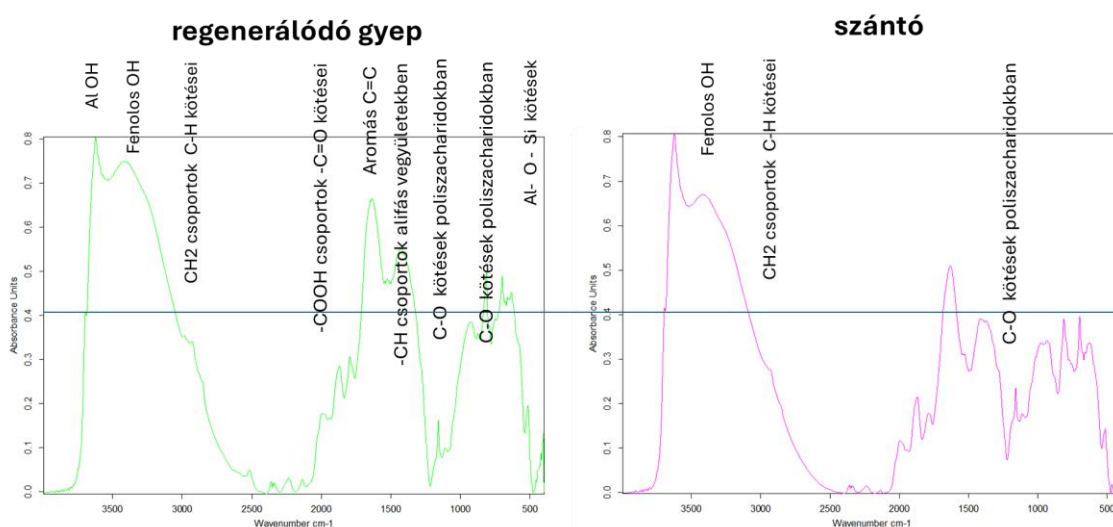
	SOC készlet többlet $t\ ha^{-1}$	Éves SOC készlet többlet $t\ ha^{-1}\ év^{-1}$	10 cm-es rétegre vetített SOC készlet bővülés $t\ ha^{-1}$	10 cm-es rétegre vetített éves SOC készlet bővülés $t\ ha^{-1}\ év^{-1}$
Ap (0-20 cm)	19,6	0,98	9,82	0,49
Altalaj (20-50 cm)	30,6	1,53	6,12	0,31
Szolum (0-70 cm)	50,2	2,51	7,18	0,36

SOC = talaj szerves szén, Altalaj = a bevett tudományos konvencióktól eltérően a szolum szántott réteg alatti része

A regenerálódó gyepterület esetében – a szántókon számított SOC készlet átlagos értéke alapján becsülhető az SOC készlet visszapótlódása is. A három szántóföldi parcellatípus átlagához képest a regenerálódó gyepterület felső 20 cm-es rétegében közel 20 t ha^{-1} mennyiségű SOC készlet képződött húsz év alatt, ami $0,98 \text{ t ha}^{-1} \text{ év}^{-1}$ szénkészlet bővülést jelent éves szinten. A szolum egészére vetítve húsz év alatt $50,2 \text{ t ha}^{-1}$ SOC készlet bővülést figyelhettünk meg, ami éves szinten $2,51 \text{ t ha}^{-1} \text{ év}^{-1}$ értékkel számolhatunk (8. táblázat). Ezek az értékek alapvetően összhangban vannak a nemzetközi szakirodalomban publikáltakkal (Phukubye és mtsai., 2022).



25. ábra. Mészlepedékes csernozjom Ap ill. Ah szintjeiből gyűjtött talaj szerves anyag H/C és O/C arányai van Krevelen diagrammba illesztve. A mérés 10% -os sósavval alkalmazásával végzett karbonátmentesítést követően, 105°C -on tömegállandóságig történt szárítást követően történt. A = AAOM frakció, B = MAOM frakció, ● = ligninre jellemző területeket, ○ = cellulózra jellemző terület



16. ábra. Mészlepedékes csernozjom Ap (szántóföldek) és Ah (regenerálódó gyepterület) szintjeiből gyűjtött talajok DRIFT spektrumai és az értelmezéshez használt csúcsok

Amennyiben 10 cm-es rétegre vetítve vizsgáljuk az SOC készlet bővülését, akkor a 20-70 cm-es mélységek minden egyes 10 cm vastagságú rétegében átlagosan $\sim 0,31 \text{ t ha}^{-1} \text{ év}^{-1}$ SOC készlet bővülést figyelhetünk meg (8. táblázat). Ez az SOC készlet bővülés a felszíni érték kétharmada, aminek magyarázata a DOM frakció mélybe szivárgása általi folyamatokkal magyarázható, amit mind Filep és mtsai. (2022) által publikált megfigyelések is alátámasztanak.

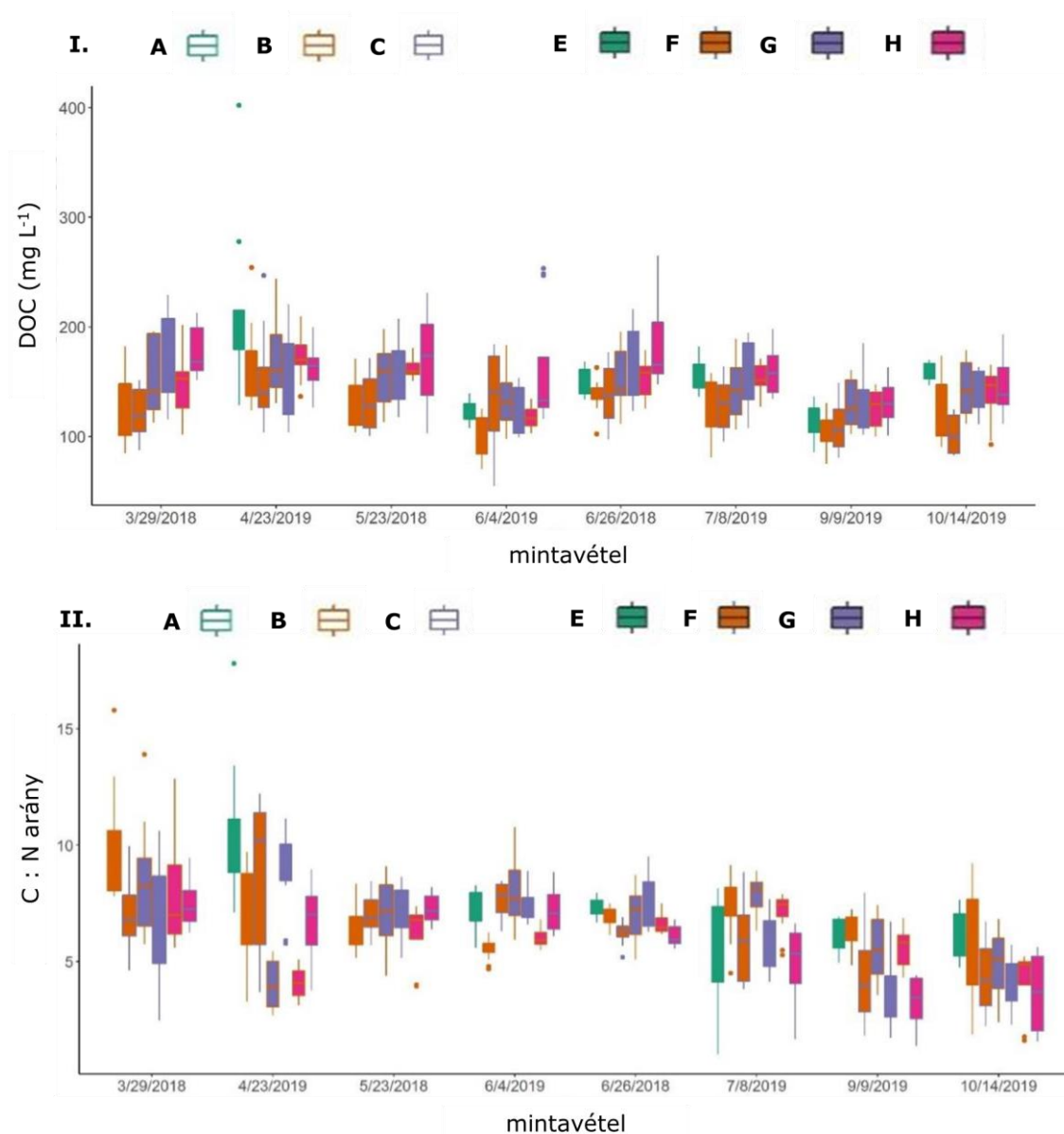
A terepi vizsgálatok tanulsága szerint az elvileg bolygatatlan gyp (Bicske) talajában az SOM H/C és O/C arányai az AAOM és a MAOM frakciókban azonosak voltak. A szántóföldi gazdálkodásban a búza, ill. a kukorica (ill. dikultúra) nem volt hatással az SOM elemi összetételére. A szántás megléte viszont mind az AAOM, mind pedig a MAOM frakciókban „frissebb”, de legalábbis kevésbé szénült SOM -et eredményezett. A regenerálódás hatására az SOM „szénültégi foka” ismét emelkedni kezd. A karbonátmentesítést követő „bulk talaj” szerves anyagában mért H/C és O/C arányokból levont következtetések nagyjából összecsengenek a DRIFT mérések eredményeivel (16. ábra), miszerint a regenerálódó gyp szerves anyagában az aromás komponensek (alacsonyabb H tartalom) aránya megnő.

Az SOM megváltozásának üteme a különböző frakciókban nem egyenletes. A változások üteme értelemszerűen a labilis frakciókban a leggyorsabb (ezzel későbbiekben foglalkozom). A lassú frakciókra fókuszálva az SOM megváltozása az aggregátumokban a gyorsabb, a szemcsékhez kötött lassabb volt. A martonvásári mérésekben a regenerálódás során elsősorban az SOM hidrogéntartalma csökkent le, az oxidációs állapota ennyi idő alatt nem változott meg. Ezek az eredmények összességében -egy karbonátokat tartalmazó talaj esetében- erősítik meg az inkubációs modellkísérletben megfigyelteket, miszerint a területhasználat váltás hatása nemcsak a POM frakció anyagában jelenik meg, de anyaga már rövid távon is megjelenik a stabilnak gondolt SOM frakciókban. Ezek az eredmények más területeken végzett kutatásaink eredményeivel alapján véve megegyeznek (Jakab és mtsai., 2024, 2023b; Rieder és mtsai., 2018).

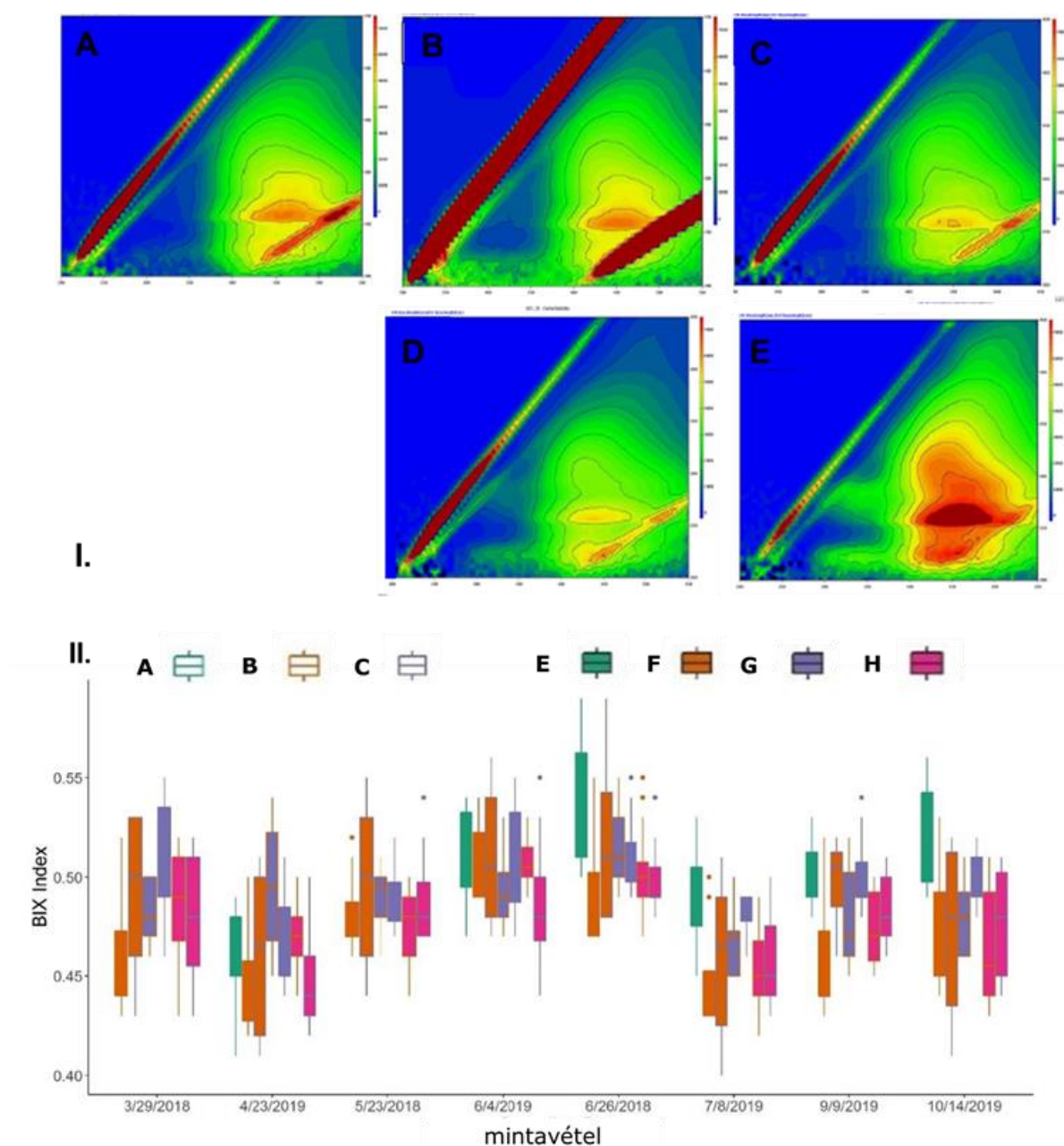
Az SOM frakciók közül talán leginkább labilis vízdoldható szerves anyag (DOM) esetében szintén felmerülhet a kérdés, hogy megfigyelhetők-e különbségek a területi egységek között? A DOM mennyiségi és minőségi paraméterei jó eséllyel a területi egységeken belül is gyorsan megváltozhatnak, ezért a területegységek között nemcsak az adott paraméter mennyisége, de a változások üteme is ki különbség lehet. A fejezet elején hivatkozott GINOP projekt keretében, két éven keresztül évi négy-négy mintavételben vizsgáltuk a DOM frakció megváltozását.

Jóllehet a vízdoldható szerves anyagban (DOM) kötött szén (DOC) évszakos ingadozást mutat. Az éven belül, sem pedig a két vizsgált év hasonló időszakai között sem tiszta trendeket, sem pedig kapcsolatot/szignifikáns különbségeket nem találhatunk. Egy mintavételi időpontra fókuszálva sem a területhasználatok, sem a talajerőutánpótlási módok között nem volt sem felismerhető trend, sem szignifikáns különbség. A különböző mintavételi időpontokban kizárólag a gyp területhasználat esetén voltak szignifikáns különbségek a különböző mintavételi időpontok között. A talaj szerves anyag elsődleges minősítő paramétere, a C:N arány esetében -a talajerőutánpótlás okán- a szántóknál eleve semmiféle kapcsolatot nem vártunk. Annál meglepőbb volt, hogy ez a paraméter a gyepek esetében sem volt informatív (17 ábra).

Feltételezéseink szerint a DOM frakcióban esetlegesen kialakuló különbségek a mikrobiális aktivitásban kialakuló különbségekre vezethetők vissza. Mivel mikrobiológiai vizsgálatokat ebben a vizsgálatban nem végeztünk, ezért indirekt indikátorként a fluoreszcens spektroszkópiai mérésekből származtatott BIX indexet (Birdwell and Engel, 2010) használtuk.



17. ábra. Mészlepedékes csernozjom Ap ill. Ah szintjeiből gyűjtött talaj szerves anyag vízdoldható szerves anyagából (DOM) mért paraméterek. I.) DOM formájában kötött szerves szén (DOC), II.) DOM C : N arányai. Az „X” tengelyen nem időrendi értékek találhatók, hanem a két mintavételi év párokba állított mintavételei *kora tavasz* – *késő tavasz* – *kora nyár* – *nyár* – *ősz* sorrendben. A területhasználat kódjai: A = gyepek, B = szántó (kukorica monokultúra), c = szántó (búza monokultúra). A talajerőutánpótlás kódjai: E = gyepek (nincs), F = szántó, nincs trágyázás, G = szántó NPK (110/45/50), H = NPK+M ((110/45/50+8); A dobozdiagrammok az interkvartilis értékeket és a szórás háromszoros értékeit mutatják. A *a szórás háromszoros értékét meghaladó értékeket mutat.

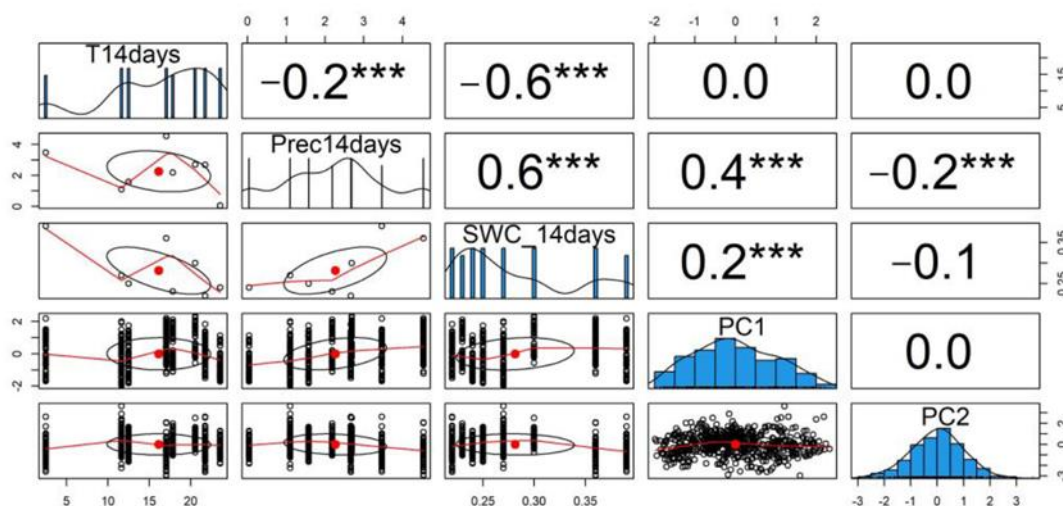


18. ábra. Mészlepedékes csernozjom Ap ill. Ah szintjeiből gyűjtött talaj szerves anyag vízzeloldható szerves anyagából (DOM) mért *emissziós-excitációs (EEM) spektrumok* és az abból számított *biológiai index (BIX)*.

I.) EEM spektrumok 2019. május 23-i mintavételből. A = szántó NPK+M ((110/45/50+8), B = szántó NPK (110/45/50), C = szántó, nincs trágyázás, D = regenerálódó gyepterület, E = „ősgyepterület”

II.) BIX index megoszlása a vizsgálati időszakban. Az „X” tengelyen nem időrendi értékek találhatók, hanem a két mintavételi év párokba állított mintavételei *kora tavasz – késő tavasz – kora nyár – nyár – ősz* sorrendben. A területhasználat kódjai: A = gyepterület, B = szántó (kukorica monokultúra), C = szántó (búza monokultúra). A talajerőutánpótlás kódjai: E = gyepterület (nincs), F = szántó, nincs trágyázás, G = szántó NPK (110/45/50), H = NPK+M ((110/45/50+8); A dobozdiagrammok magyarázata a 17. ábra aláírásában található.

A várakozásainkkal ellentétben nemcsak a BIX (18. ábra), de egyetlen más fluoreszcens spektrumból származtatható index esetben sem kaptunk értelmezhető eredményt. Annak ellenére, hogy a DOM frakció a várakozásokkal ellentétben nem mutatott értelmezhető mintázatokat, jelentős időbeli és területi különbségeket kimutattunk. Felmerült a kérdés, az időjárási paraméterek a talajerőutánpótlással kombináltnál állhatnak-e a „DOM paraméterek zajosságának” hátterében?



Változók	Főkomponens elemzés	
	PC1	PC2
DN	0,038	0,744
DOC	-0,530	0,658
SUVA254	-0,396	-0,499
BIX	0,894	0,023
FI	0,848	0,038

19. ábra. A főkomponens analízisben használt paraméterek (PC1 és PC2) valamint az időjárási paraméterek közötti korrelációs táblázat. A korreláció Spearman-féle rangkorreláció (ρ) alapján számoltuk. *** = $P < 0,01$. T14days = mintavétel előtti 14. nap átlagos léghőmérséklete, PRec14DAYS = a mintavételt megelőző 14 nap kumulált csapadékösszege, SWC14DAYS = a mintavételt megelőző 14 nap átlagos talajnedvesség tartalma. A talajparaméterek PC1 és PC2 főkomponensekhez tartozó súlyfaktorait az ábra táblázata tartalmazza.

Ennek kiderítésére (Kaiser standardizálást követően) főkomponens analízist (PCA) végeztünk. A PCA alapján sem időpontokkal, sem területhasználattal, sem pedig talajerőutánpótlással kapcsolatos információt nem szereztünk. A vizsgált paraméterek közül a biológiai aktivitással kapcsolatos BIX és az FI indexek a PC1-hez, a trágyázáshoz köthető DN paraméter pedig a PC2-höz volt köthető. E két legnagyobb varianciájú főkomponens (PC1 és PC2) ezt követően a legfontosabb időjárási paraméterekkel korreláltattuk (19. ábra). A korrelációs számítás eredménye összességében negatív volt. A PC2 esetében a várakozásaink eleve negatívak voltak, de értelmezhető eredményt a PC1 esetében sem kaptunk.

Összességében meglepő módon a SOM frakciók közül a „lassú C-pool”-okat reprezentáló SOM frakciók esetében megfigyelhettünk területi különbségeket, a „labilis C-pool” vizsgálatával viszont nem jutottunk területileg értelmezhető eredményre.

5.2.3. Az eredmények geoökológiai értelmezése

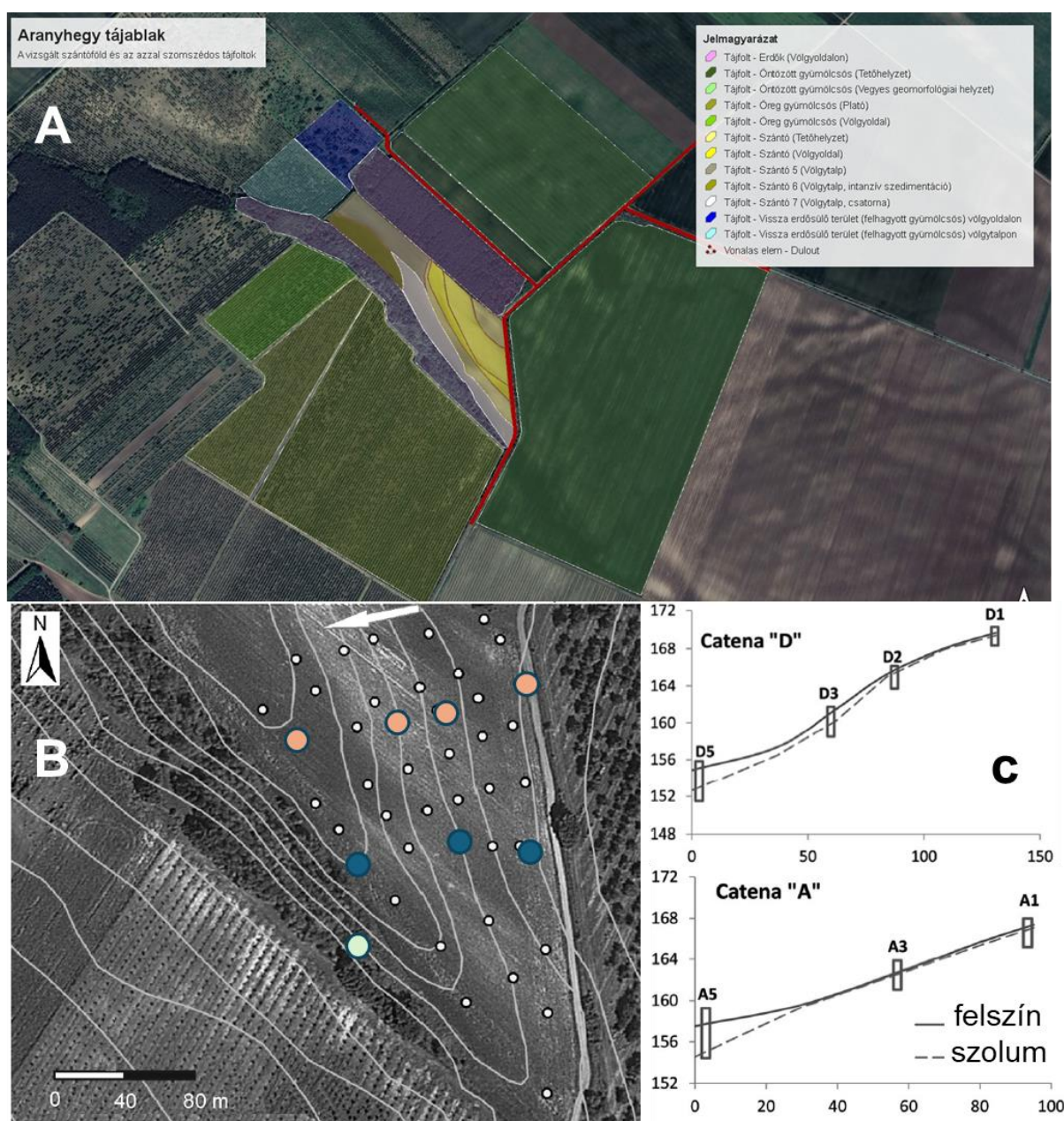
Mindenekelőtt le kell szögezni, hogy az általunk vizsgált területi egységek közül a referenciaként szolgáló bicskei gyepek nem a kutatás alapjául szolgáló tájablak része. A Forman-i (1999) értelemben tájfoltként is az alábbi területi egységek határolhatók le vizuális módon: gyepek, búza monokultúra (nincs trágyázás), búza monokultúra (NPK és NPK+M trágyázás), kukorica monokultúra (nincs trágyázás), kukorica monokultúra (NPK és NPK+M trágyázás), búza-kukorica dikultúra (nincs trágyázás), búza-kukorica dikultúra (NPK és NPK+M trágyázás).

A talaj szerves anyag paraméterek területi mintázatokat alkotnak, így a területen Leser-i (1976) értelemben pedotópok határolhatók le. A kétféle gyepek alatt szintén önálló területi egységek határozhatók meg. A szántott területeken a különbözőségeket nem a növényi kultúrák befolyásolták, viszont a trágyázás meglepte a parcellákhoz igazodó mintázatokat hozott létre. Ezek alapján az alábbi egységek határozhatók meg: gyepek (ős és regenerálódó gyepek külön egységek), szántó (nincs trágyázás), szántó (NPK és NPK+M trágyázás). A talaj szerves anyag „mintázatok” definiálása nem teljesen egyértelmű. A talaj szerves anyag mennyiségi paramétere (SOC) ugyan alapvetően követi a felszíni mintázatokat, de a szántóföldi parcellákon belül a szántott rétegben a (Ap) különbségek csekélyebbek. A szántóföldi parcellák között a leghatározottabb különbségek a szántott réteg alatt alakultak ki. Az SOM minőségi paraméterei (DRIFT, H/C és O/C arányok) tekintetében a felső 20 cm-en csak az „ősgyepek”, a „regenerálódó gyepek” és a „szántott területek” alkotnak önálló egységeket. A területhasználat váltás hatása (a H/C és O/C arányok, valamint DRIFT spektrumok alapján) nemcsak az SOM egészében, de az ún. „lassú” frakciókban is megjelenik. Ezek az eredmények nemcsak az 5.2. fejezetben bemutatott eredmények, de más területeken végzett terepi megfigyelések is alátámasztották (Jakab és mtsai., 2023b; Rieder és mtsai., 2018).

5.3 A talaj szerves anyag területi változatossága erodálódó szántóföld tájmozaikjában

5.3.1. A Ceglédbercel Aranyhegy mintaterületen végzett kutatások főbb vonalainak bemutatása

Ceglédbercel külterületén egy 3,2 ha területű intenzíven művelt szántóterületet telepített fenyvesek, akácok, továbbá művelt és felhagyott gyümölcsösök övezik. A szántó egy eróziós völgyecske völgytalpában fekszik egészen (20. ábra). Magában a völgyben vízfolyás (még időszakos) nincs és korábbi vízfolyások meglétének sincs nyoma. A szántón belül Forman-i (1995) értelemben vett tájfoltok nem határolhatók le, inkább a szántó egésze értelmezendő tájfoltként. Ez esetben a tájolt megegyezik a hagyományos tájökölógiai értelemben definiálható ökotóppal (Fortescue, 1980; Leser, 1976; Naveh és Lieberman, 1994). A szántón belül az év jelentős részében - a betakarítást követő időszakról a szárbaszökésig - a talajfelszín színe alapján lehatárolható területeket azonosíthatunk, ami az előbb említett megközelítésben ún. morfotópoknak, ill. pedotópoknak egyaránt megfelelnek.



20. ábra. Ceglédbercel Aranyhegy mintaterület. **A./** Tájablakok tájoltjainak térképe; **B./** Mintavételi pontok: **Fehér körök** = szolum mélység alatti 10 cm-ig mintavétel fizikai és kémiai laboratóriumi vizsgálatokhoz, Fizikai és kémiai laboratóriumi, továbbá stabil szén- és nitrogén izotópos vizsgálatok: **Zöld kör** = erdőt reprezentáló kontroll, **Kék körök** = „A” katéna, **Narancs körök** = „D” katéna. **C./** „A” és „D” katénák keresztmetszéne. Google EarthTM műholdfelvételeinek felhasználásával.

A vízerózió által érintett szántóföldi környezetben végzett kutatás három kérdésre kereste a választ:

1./ Az erodálódó és felhalmozódó (szedimentálódó) felszíneken a szerves anyag mennyiségében kialakuló különbségek általában szemmel láthatók. A trivialitáson túl nyitott kérdés marad az eróziós folyamatok hatása az SOM kémiai paramétereinek térbeli eloszlására. (A Google Scholar-on „soil erosion” és „spatial differences of SOM” kulcsszavakkal 2024. szeptember 20-án

lefuttatott keresésre az első olyan tudományos közlemény, ami laboratóriumi mérések alapján tárgyalja –e témát épp e fejezet alapjául szolgáló Szalai és mtsai. 2016. Pedosphere közlemény) Ennek tükrében megfogalmazott kérdés: Az erózió képes-e területi különbségeket kialakítani az SOM kémiai paramétereinek térbeli eloszlásában a mennyiségi különbségeken túl?

2./ Adott elemi tájfoltokon belül, ill. a tájfoltok között vannak-e SOM minőségében kimutatható különbségek a felszíni szintek és az eltemetett rétegek között?

3./ A szedimentálódott rétegek anyaga hordoz-e információt az anyag eredetéről?

A 3,2 ha kiterjedésű mintaterület változatos domborzattal rendelkezik. E viszonylag kis területen belül a legalacsonyabb pont 154 m(mBf), míg a legmagasabb 170 m(mBf). A lejtő meredeksége 5% és 17% közt mozog. A terület eredeti talajtípusa (az eltemetett rétegek alapján) Raman-féle Barna Erdőtálat lehetett (a hazai talajosztályozás terminológiáját alkalmazva). Napjainkban a magasabb térszíneken és lejtőkön erodálódott Barna Erdőtálat, ill. Földes kopárt találhatunk, míg az alacsonyabb térszíneken pedig a Lejtőhordalék talajok vannak.

A terület domborzatmodelljét Trimble 3300DR lézeres ún. „Geodéziai totálmérő állomással” készítettük el, 10 méteres rácsköz alkalmazásával. A területen összesen 46 db talajfúrás mélyítettünk. A furatokat a lejtőhordalékok esetében az eredeti eltemetett felszínig mélyítettük. A fúrásokból vett mintákat a 3. fejezetben ismertetett módszerekkel analizáltuk. A terepi geodéziai felvételezések és a laboratóriumi mérések adatai alapján Baker Hughes JewelSuite™2013 geológiai modellező szoftverrel megalkottuk a talaj felszínének, az eltemetett rétegeknek és az eredeti alapkőzet felszínének 3D modelljét. A mintavételi és mérési pontok közötti felületeket lineáris krigeléssel (szferikus szemivariogram modell) alkottuk meg. Ezáltal a talajszintek és rétegek mélységének térbeli változását is ábrázoltuk, ill. modelleztük (Oliver és Webster, 1990) publikáltak alapján. A csoportok ábrázolása és a talaj mélység térképek ESRI Arc Map 10.1 –pel készültek. A térinformatikai modellezést és analízis Szabó Judit Alexandra munkáját dicséri.

5.3.2. A talaj szerves anyag mennyiségi paramétereinek területi eloszlása a talajerózió által átmozgatott anyagban
A talaj mélysége és az áthalmozási folyamatok közötti kapcsolatok természetéről már számos tudományos közlemény tudósított (Kirkels és mtsai., 2014; Niu és mtsai., 2015; Wiaux és mtsai., 2014). Az általunk vizsgált mintaterületen a humuszos szint (ill. bizonyos esetben rétegek) vastagsága 0 és 300 cm között mozog. A legmeredekebb lejtőszakaszokon a talajok a talajképző kőzetig (lössz) erodálódtak, bár a folyamatos szántás révén valamennyi szerves anyag ezekben az anyagokban is kimutatható. Részben ennek is köszönhető, hogy a szolum mélység és a lejtőmeredekség közötti kapcsolat nem lineáris és csak mérsékeltnek mondható (21. ábra).

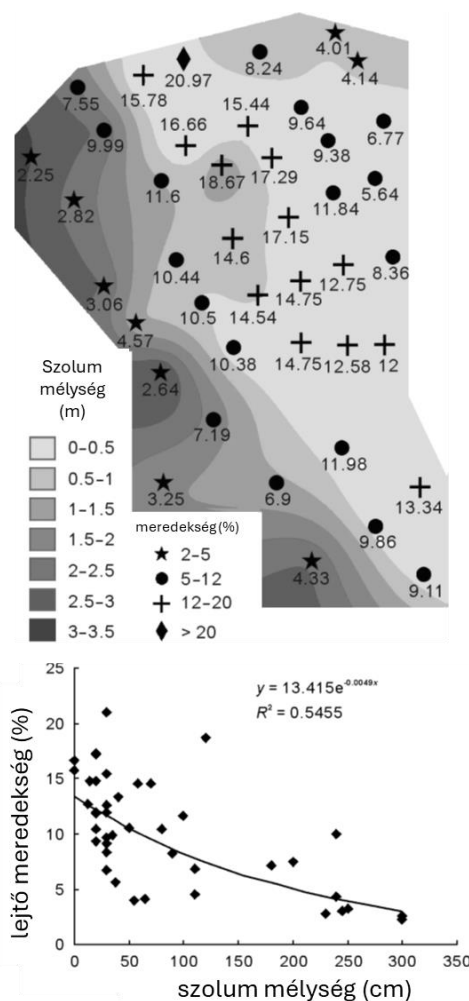
Az ábrán is látható mintázat azt sugallja, hogy a humuszos szint mélysége inkább a geomorfológiai helyzet, mint a lejtő meredekségének függvénye. A legmélyebb talajmélységet értelem-szerűen a völgytalpban találtuk. Ezeken a helyeken még akár időszakos barázdák is kialakulhatnak, ami egyben arra bizonyíték, hogy az anyag idővel a helyi erózióbázisról is tovább mozdul, ahogy arra már (Poesen és mtsai., 2003) is rámutattak.

A most is létező erdőfoltokban a lepelerozió mértéke elhanyagolható a szántóföldön tapasztalt felgyorsult folyamatokhoz képest. A vizsgált területen az eredeti talajmélység hozzávetőleg 1 m

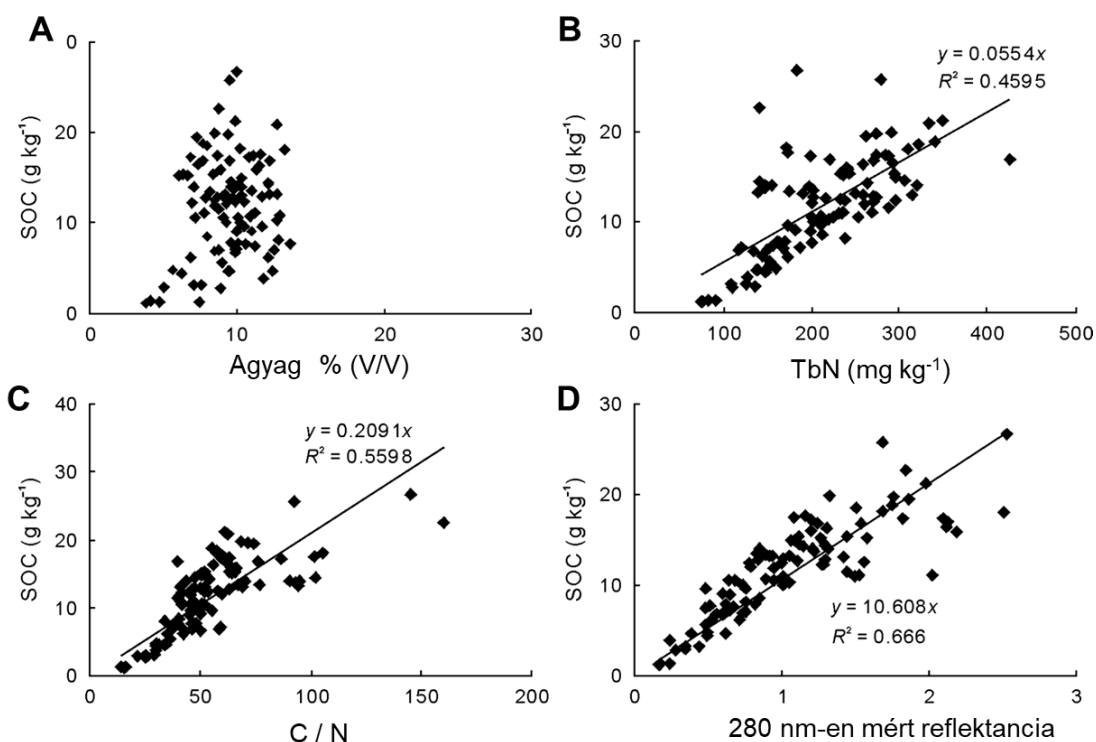
lehetett, ami megegyezik Stefanovits (1971) által publikáltakkal. A területen az erdő-szántó területhasználat váltás c.a. 300 éve történt meg, ami egyébként egybeesik a (Dotterweich és mtsai., 2013) által publikáltakkal. A mintaterület egyes foltjairól az 1700-as évek óta hozzávetőleg legalább egy méternyi talajanyag pusztult le, ami évi átlagos 3 mm talajvesztésnek felel meg. Ez az érték a hazai és nemzetközi szakirodalmi forrásokban (Dotterweich és mtsai., 2013; Jakab és mtsai., 2010) a Közép-európai lösz talajképző kőzetek kialakult talajok pusztulására jellemző értékeknek felel meg. A felhalmozódási területeken több, mint két méter vastagságban borította be a magasabb szintekről lehordódott talaj az eredeti felszínt. Ez azt jelenti, hogy a folyamatos elszállítódás mellett a lepusztult talajanyag jelentős része a szántóföldön belül maradt, ami csökkentette a nettó talajvesztést. Mivel az erdőirtás óta eltelt idő nem volt elegendő a talajképződési folyamatokhoz (Lin, 2011a), így a mintaterületen a talajanyag térbeli változékonyságát az erózió és a szedimentáció együttes eredményének tekinthetjük.

5.3.3. A talajerózió által előidézett szedimentáció szerepe a talaj szerves anyag térbeli különbözőségeiben

Bár számos szakirodalmi forrás szerint az SOM elsősorban finom talajszemcsékhez kötött vándorol (Wang és mtsai., 2010; Zhang és mtsai., 2013), az általunk vizsgált területen erre nem találtunk bizonyítékot: Az agyag méretű szemcsék és az SOC koncentráció között nem volt kapcsolat (22/a. ábra), ami alapján feltételezhető, hogy az SOM mozgása és felhalmozódása alapvetően az agyagkomponensektől (legalább részben) függetlenül történt. Az SOM kémiai tulajdonságai (C/N arány, az aromás komponensekre utaló A280) és mennyiségi paramétere (a SOC-tartalom) között csak gyenge összefüggést találtunk (22/a. ábra). A növekvő SOC-tartalommal együtt a C/N arány is növekedett (22/c. ábra), ami a kevésbé lebomlott (POM eredetű) SOM dominanciájára utal. Magas SOC-tartalom esetén azonban a C/N-arány Watteau és mtsai. (2012) által publikáltakhoz képest széles tartományban változtak. Végezetül az az aromás jelleg magasabb SOC-tartalom esetén hangsúlyosabban jelent meg (22/d. ábra), ami egybeesik a C/N arányból levont következtetésekkel. Az eredményeket árnyalja, hogy ezek a kapcsolatok alacsonyabb SOC koncentrációk esetén erősebbek voltak, míg a magasabb tartományban a kapcsolat viszont egyre gyengült. Ez jelentheti azt is, hogy a magasabb SOM mennyiség egyúttal nagyobb kémiai változatosságot is fed, ami szelektív SOM-erózió és/vagy a SOM-képződés gátlásának eredménye is lehet. A fejezet alapjául szolgáló közleményben közöltekkel ellentétben ennek megállapítása az akkoriban elvégzett mérések alapján nem lehetséges.



21. ábra. A lejtőmeredekség és a szolum mélység kapcsolata. A térképen a jelek melletti számok a lejtő meredekségének százalékban kifejezett értékei. (n = 41)



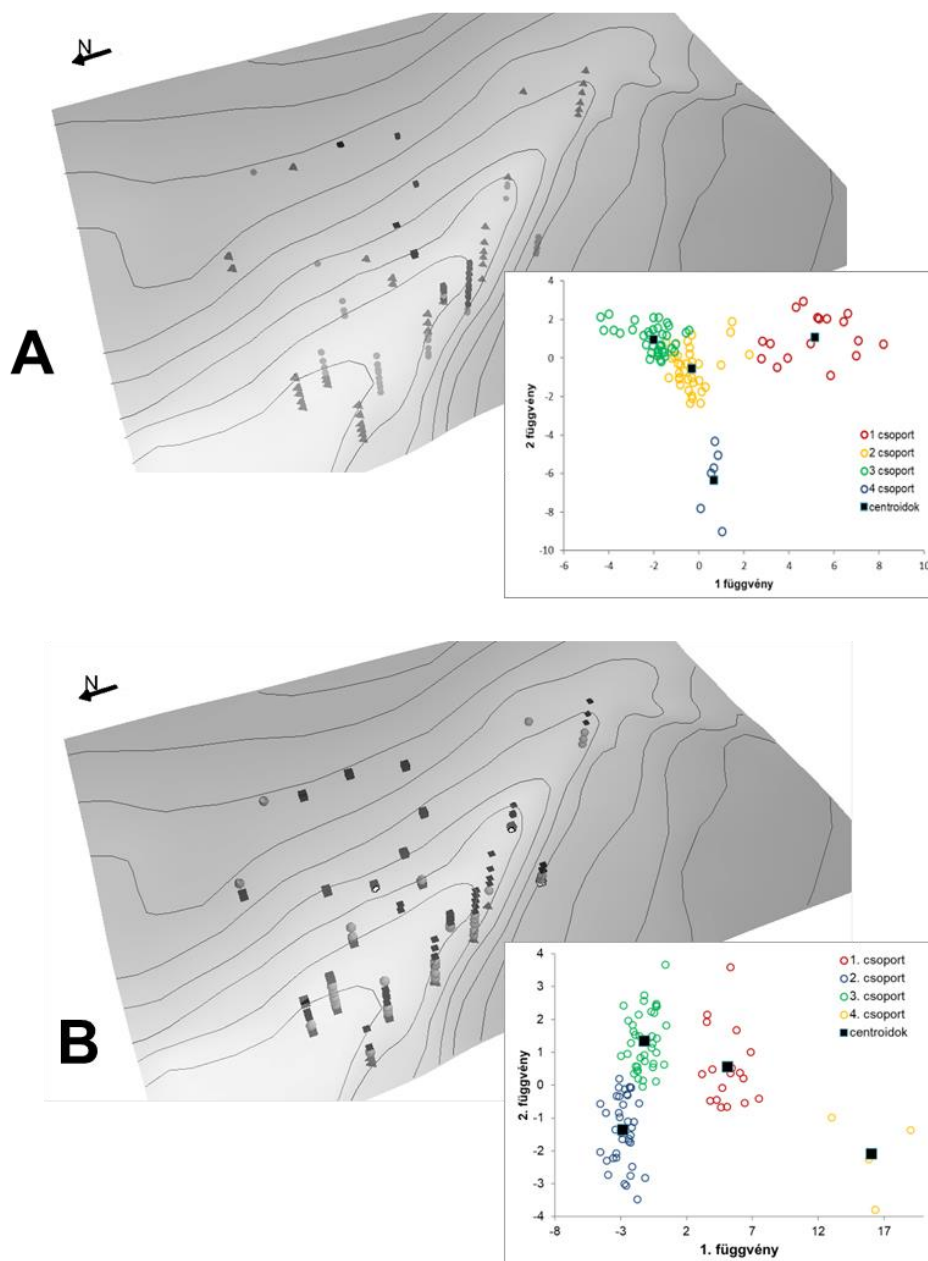
22. ábra. A talajminták (n=100) szerves szén (SOC) tartalmának kapcsolata az **A./** agyagtartalommal; **B./** az összes kötött nitrogén tartalommal (TbN); **C./** a C:N aránnyal és az **D./** aromás komponenseket jellemző 280nm-en mért reflektancia értékkel

9. táblázat. A talajminták paramétereinek főbb statisztikai paramétereit és Wilk-féle λ értékeit

Paraméter	Átlag	Minimum	Maximum	Szórás	Wilk's λ
SIC (g kg ⁻¹)	4,83	0,00	30,9	80,2	0,18
TC (g kg ⁻¹)	16,64	1,46	37,07	8,60	0,31
SOC (g kg ⁻¹)	11,81	1,14	26,71	5,47	0,35
Homok (% m/m)	40,55	28,13	53,09	4,92	0,53
I ₂₈₀	1,05	0,16	2,53	0,54	0,58
Kőzetliszt (% m/m)	49,98	42,15	63,15	4,17	0,58
pH _{KCl}	7,14	5,75	7,62	0,27	0,59
C/N arány	54,86	14,16	160,55	23,82	0,60
TbN (g kg ⁻¹)	212,6	74,08	424,7	68,62	0,71
URI	2,98	0,73	13,69	2,38	0,74
pH _{dvíz}	7,64	6,86	8,15	0,21	0,75
Agyag (% m/m)	9,48	3,84	13,60	2,09	0,76
pH különbség	0,51	0,04	1,23	0,20	0,82
E2/E3	2,98	2,24	6,46	0,46	0,85

SIC = talaj szerves szén, TC = összes szén, SOC = talaj szerves szén, Homok = 50 μ m < d < 2mm, I₂₈₀ = 280 nm - en mért reflektancia érték, TbN = összes kötött nitrogén, URI = ultraibolya abszorbanca hányados érték, E2/E3 = 250 nm-en és 365 nm -en mért abszorbanca értékek hányadosa, pH különbség = pH_{dvíz} - pH_{KCl}

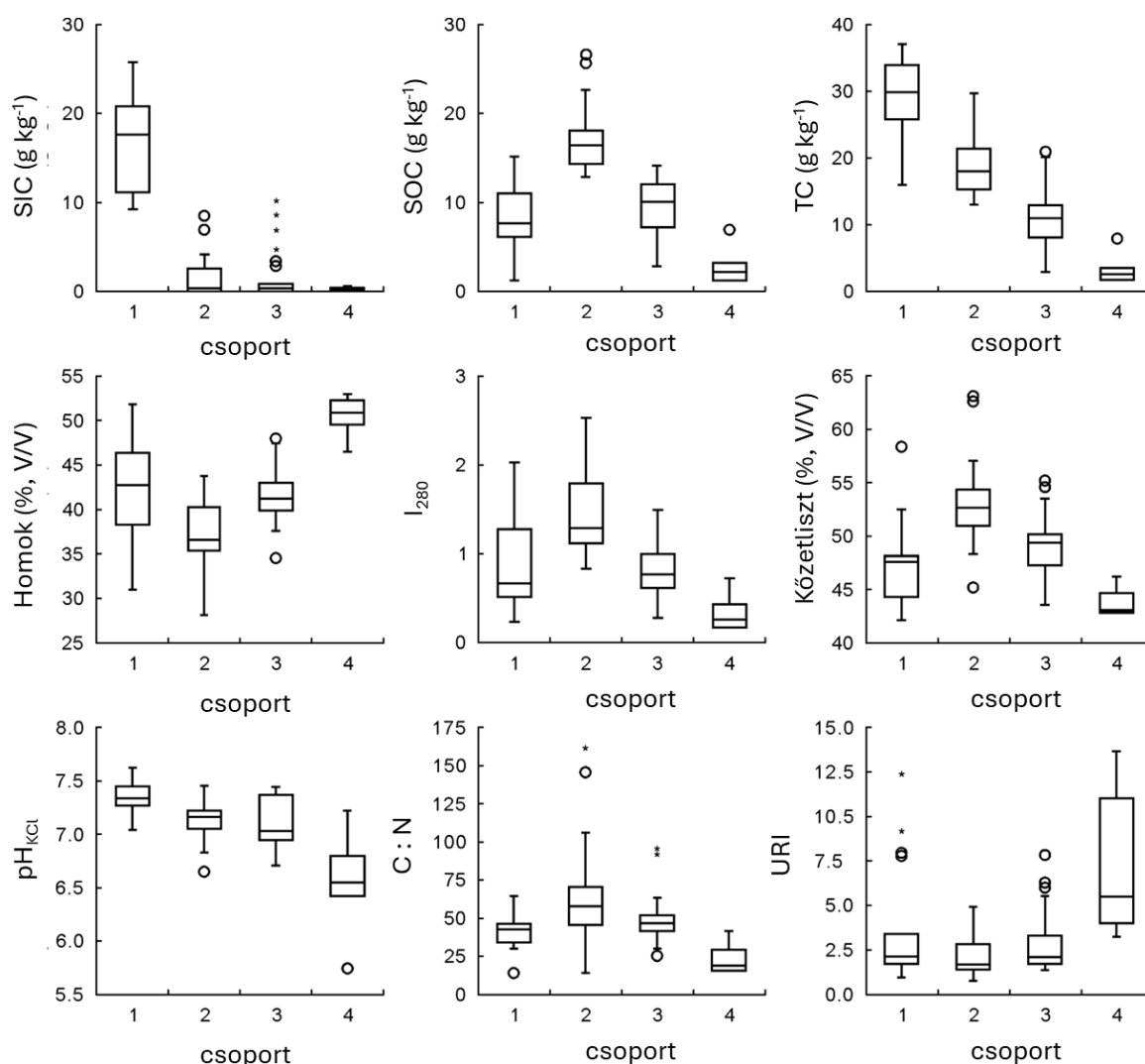
A mintaterületet horizontálisan és vertikálisan is jellemző talajmintákat, azok talajfizikai és talajkémiai paramétereinek alapján (9. táblázat) hierarchikus klaszterezéssel osztályoztuk. Az osztályok megbízhatóságát *kanonikus diszkriminancia-analízissel* ellenőriztük. Az elemzés az osztályozás helyességét megerősítette. A mintákat négy csoportba sorolhatjuk (23/a. ábra). A talaj fizikai és kémiai paramétereinek alapján alkotott **első csoportba** a lösz (talajképző kőzet) és magas karbonáttartalmú (SIC-értékű) talajok tartoztak, alacsony SOC tartalmú, valamint teljesen SOC mentes talajok tartoztak. A **második csoportba** a felhalmozódási térszínek magas SOC tartalmú talajmintái kerültek. A **harmadik csoportba** a közepes SOC tartalmú talajminták kerültek. A **negyedik csoportba** a legmélyebben eltemetett minták tartoznak. Ezek azok az anyagok, amelyek karbonátmentesek és egyúttal alacsony SOC tartalommal jellemezhetők.



23. ábra. A talajminták osztályozása **A.)** Az osztályozás alapja a talajok fizikai és kémiai tulajdonságai. (n = 100); **B.)** Az osztályozás alapja az UV-ViS-NIR diffúz reflektancia spektrum

A talajparaméterek csoportképzésben játszott súlyának meghatározásához Wilk-féle λ értékeket számoltunk (9. táblázat.). A csoportképzésben legjelentősebb súllyal az alacsonyabb λ értékű paraméterek a jelentősebben, majd ennek emelkedésével ez a szerep csökken. Az általunk vizsgált mintaterületen a legjelentősebb különbségeket a szén különböző formái (TC, SOC, SIC) mutatták. A csoportképzésben még szerepet játszott ($0,5 < \lambda < 0,61$) szemcseméret és egyes SOM minőségi paraméterek. A SOM minőségi paraméterek közül az SOM érettségére utaló C/N arány és az aromás komponensek (I_{280}) erősebbek, míg a vízdoldható és alkalikusan kioldható frakciókat jellemző E2/E3 és URI paraméterek a csoportképzésben elhanyagolhatók. Az egyéb paraméterek közül kizárólag a pH_{KCl} hatása volt érdeklő.

A mért talajparaméterek csoportok közötti különbségeit az adott csoportokhoz sorolt eloszlásaikból származtatható dobozdiagramok vizuálisan is jól ábrázolják (24. ábra).



24. ábra. Fizikai és kémiai paraméterek dobozdiagramjai a hierarchikus osztályozás eredményeként meghatározott csoportokban. TC = összes szén, SIC = talaj szervetlen szén, SOC = talaj szerves szén, kőzetliszt = $2 \mu\text{m} < d < 50 \mu\text{m}$, homok = $2 \mu\text{m} < d < 2 \text{mm}$, I_{280} = 280 nm-en mért intenzitás (DRS), URI = ultraviolet absorbance ratio index; A négyzetben belüli vízszintes vonalak a medián értékek, a négyzetek az interkvartilis értékek, az alsó és felső határolók a szórás (STD) $1,5 \times$ -ös értékei. Az $1,5 < \text{STD} < 3,0$ értékeket $\circ$ jelzi, a $3,0 < \text{STD}$ értékeket * jelzi

A négy csoport legtisztábban az összes szén mennyisége alapján különül el. Az első (erősen erodálódó felszín) és negyedik (eltemetett karbonátmentes talajanyag) csoportok a karbonáttartalom (SIC – szervesetlen szén), ill. a vízdoldható frakció URI értéke alapján, a második és a többi csoport pedig az SOC és az azzal együtt járó aromasság (I_{280}) alapján különül el.

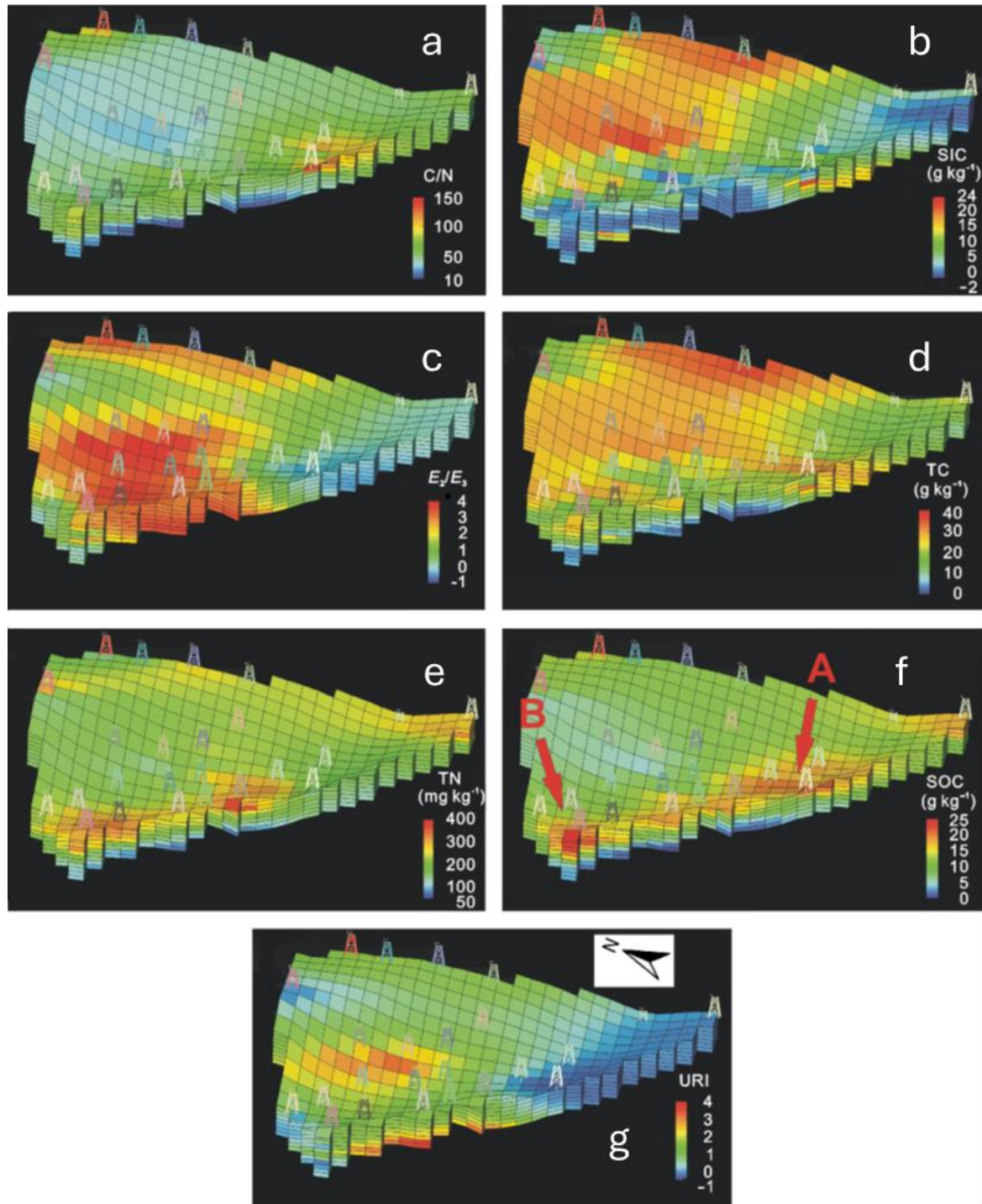
Az eredmények talajtani és felszínalaktani megközelítésben is értelmezhetőek. A Török-kort követően visszatelepülő népesség az erdők letermelésével a vélelmezhetően Raman-féle barnaföldön szántókat alakítottak ki. A szántás eredményeként felgyorsuló erózió a karbonátmentes szolum anyagot gyorsan lehordta és azt a helyi erózióbázison rakta le (második csoport mintái). A legmeredekebb részekben az erózió mind a mai napig intenzív maradt, így ezeken a területeken a keletkező talaj szerves anyag nem tud a feltalajban megmaradni. Ezeken a területeken a talajképző kőzet karbonátanyaga és esetleg minimális SOC van a felszínen.

A horizontális és vertikális eloszlást reprezentáló mintákat azok UV-ViS-NIR diffúz reflektancia (DRS) spektrumaik alapján is osztályoztuk. Az osztályok megbízhatóságát ezúttal is kanonikus diszkriminancia-analízissel ellenőriztük. A mintákat ezúttal is négy csoportba sorolhatjuk (23/b. ábra). A csoportok térbeli eloszlása egyben geomorfológiai helyzetüket is tükrözte, ami egyben alátámasztotta Wiaux és mtsai. (2014) pedogén ásványokkal és talaj szerves anyagokkal kapcsolatban tett megállapításait. Ennek megfelelően a spektrum minden tízedik nm-en rögzített intenzitás értéke már elegendő mennyiségű információt a talajminták megfelelő megbízhatóságú osztályozásához. Az fentiek alapján az **első csoportba** a lösz (talajképző kőzet) és azon magas karbonáttartalmú talajok tartoznak, melyeknek SOC tartalma egyúttal alacsony. Ebbe a csoportba a legmeredekebb lejtőszakaszok felszíni talajanyaga és a szedimentációs térszínnek legmélyebb mintái kerültek. Ez a csoport négy elem kivételével megegyezik a klasszikus laboratóriumi mérések által meghatározott csoporttal. A **második** és **harmadik csoportokba** azok a minták kerültek, amelyekben a magas SOC-tartalom magas volt. A **második csoport** anyagai általában a legfelső egy méter vastagságú rétegben található meg. Ez a csoport a talajfizikai és talajkémiai paraméterek alapján alkotott osztálynál némileg több elemet tartalmaz. A **harmadik csoport** mintái az egykoron lehordódott és a völgytalpban eltemetődött „humuszban gazdag” rétegek anyaga, de néhány helyen a felszínen is megtalálhatók. A **negyedik csoport** csak négy mintát tartalmazott, amelyek SOC mentes és kiugróan magas karbonáttartalmú ($\text{SIC} > 20 \text{ g kg}^{-1}$, $-\text{CaCO}_3 > \sim 17\%$, m/m) rendelkező tiszta löszből álló anyagok voltak. (Ezek a minták a másik osztályozás első csoportjába kerültek.)

Annak ellenére, hogy a területet jellemző talajminták csoportosítása némileg különböző, a tendenciák hasonlóak. Ezek közül is talán legfontosabb tanulság az, hogy a talajminták az UV-NDIR DRS mérésekből nyert spektrumok egésze, valamint a talajfizikai és talajkémiai paraméterek alapján is négy csoportot hozhattunk létre. Ez részben érthető is, hiszen jóllehet ezek a spektrumok annak ellenére hordoznak jól azonosítható paraméterekről információkat, hogy a közepes infravörös (MIR) tartományban jól azonosítható csúcsoktól eltérően itt az első pillantásra csak nagyobb ún. „bálmahátakat” és „töréseket” azonosíthatunk. Ezen paraméterek közül is kiemelendők a vas- és agyagásványok (Szalai és mtsai., 2013; Viscarra Rossel és mtsai., 2009), az SOC (Minasny és mtsai., 2011; Viscarra Rossel és mtsai., 2006), valamint az SIC (Ge et al., 2014).

A hosszú időn át tartó szántásnak (és más talajművelési műveleteknek) a talaj egészére gyakorolt homogenizáló hatásait számos tanulmány (Dimassi és mtsai., 2014; Lee és mtsai., 2009; Zhang és mtsai., 2013) alaposan feldolgozta. A JewelSuite segítségével interpolált mérési eredmények segítségével ezeket a folyamatokat a az egész völgyre kivetítve ábrázolhatjuk (25. ábra).

A szántóföldön -a szakirodalomban leírtakkal megegyezően (Navas és mtsai., 2012)- a legalacsonyabb felszíni SOC tartalmú feltalajok a legintenzívebben pusztuló (értelemszerűen a legmeredekebb) térszíneken vannak (25/f. ábra).



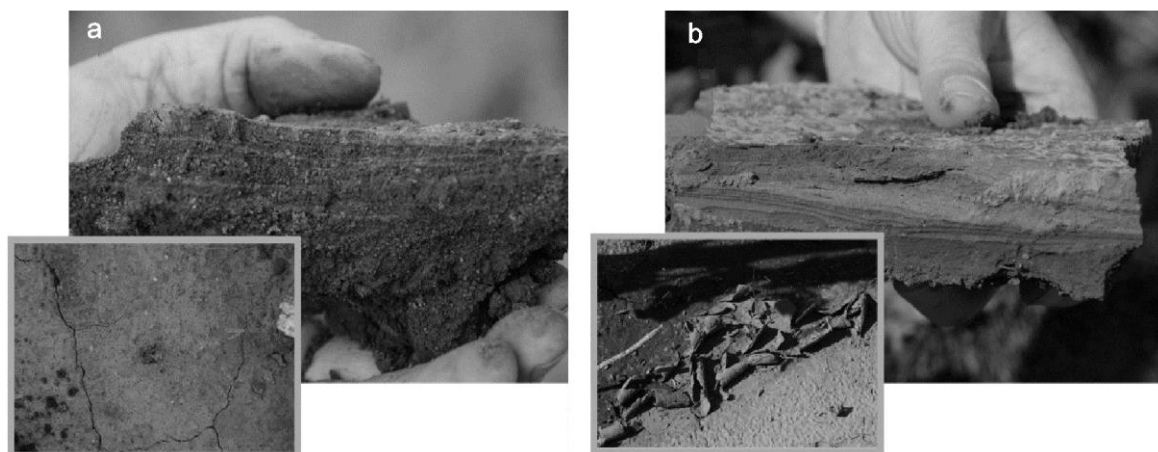
25. ábra. A vizsgált paraméterek térbeli eloszlásának modellje. TC = összes szén, SIC = talaj szerves szén, TN = összes kötött nitrogén, URI = vízdoldható frakció ultraviolet absorbance ratio indexe, E₂/E₃ vízdoldható frakció 250 és 365nm-en mért abszorbancia értékeinek hányadosa. Tornyok = talajminták, A = völgytalpi ún. efemerális barázda kezdőpontja, B = efemerális barázda végpontja, tornyok jelek = fúrások, (a barázdát rendszeresen elszántják)

Ezzel ellentétben a felhalmozódási térszínen lehet legmagasabb SOC értékeket megtalálni. A legvastagabb ún. humuszos összetetek is a helyi erózióbázisokon jöttek létre. A területen két ilyen gócterület van: 1 - völgytalpi barázda felett (25/f. ábra „A” pont); 2. völgytalpi barázda vége alatt (25/f. ábra „B” pont).

Az SOM két minőségi paramétere közül a C/N arány (25/a. ábra) a feltalajban -a műtrágyázás ellenére- meglehetősen magas ($C/N \sim 50$). Ez az egyébként nem kifejezetten tipikus SOM C/N arány az évszázadok óta termesztett gabonafélék magas C/N arányával és az intenzív erózió miatti gyenge humifikációs folyamatok együttes hatásával magyarázható. Az SOM/SOC felhalmozódás két kiemelt térszíne a C/N arány tekintetében különbözik: a magasabb helyzetű („A”) területen a C/N arány magasabb, míg a barázda végpontja („B”) alatt alacsonyabb. A C/N arány értelmezésével azonban szántóföldi környezetben a talajerőutánpótlás által talajba juttatott „extra” ásványi nitrogén miatt fenntartásokkal kell kezelni. Az általunk végzett kutatás során a műtrágyázás által kijuttatott nitrogéntöbblet a feltalajban nem volt kimutatható, az akkumulációs térszínnek lejtőhordaléktalajainak mélyebb rétegeiben viszont tisztán jelen volt (25/e. ábra). Ez a jelenség a szakirodalmi forrásokkal (Kahle és mtsai., 2013; Marchetti és mtsai., 2012) egybecsengve eklatáns bizonyítéka a nitrogénműtrágyázás által okozott környezeti kockázatnak!

A talaj C/N arányok és a tradicionális E2/E3 paraméterek (25/c. ábra) egymással ellentétesen változó értékű paraméterek. Ez alapján a vizsgálati területen a magasabb C/N arány (frissebb és kevésbé humifikált SOM) jelenléte együtt jár az alacsonyabb E2/E3 értékekkel a vízdoldható frakcióban. Ez a disszertáció készítésekor (2024) meglevő ismereteink szerint arra utal, hogy a hagyományos spektroszkópiai módszerekkel azonosítható magasabb molekulaméretű (azaz kisebb degradációs szintű, egyúttal alacsony E2/E3 értékű) vízdoldható szerves anyagok (Castan és mtsai., 2020) alapvetően inkább a friss szerves törmelékekből származnak, nem pedig a humifikáltabb komponensekből (Filep és mtsai., 2022b). A vízdoldható szerves anyag URI értékeinek eloszlása (25/g. ábra) is jellegzetes mintázatot mutat. Az alacsony URI értékű vízdoldható szerves anyagok (alacsony a karboxilos funkciós csoport részaránya, egyúttal magas a telítetlenségű komponensek aránya) inkább a magasabb térszíneken jellemző, míg a magas URI értékek (magas karboxilos funkciós csoportok, ill. magas a telített szerves komponensek részaránya) alacsony az akkumulációs térszínnek mélyen eltemetett talajanyagában van. Ez a megfigyelés egyúttal alátámasztani látszik azt a megfigyelést is, miszerint a vízdoldható szerves anyagban megjelenő komponensek nem feltétlenül vízdoldhatók, másrészt mobilitásuk is eltérő (Castan és mtsai., 2020).

Összességében elmondható, hogy az általunk vizsgált szántóföldön -a területhasználat váltást követő korai intenzív eróziós folyamatokat követően- az SOM területi átrendeződését nem teljes egészében a szemcsékhez kötött és aggregátumokba zárt SOM mozgásához köthetjük. Az SOM horizontális és vertikális mozgásában a mobilabb (mai értelmezésben labilisabb) vízdoldható szerves anyag frakciók is jelentős mértékben hozzájárulnak. Ennek megfelelően a magasabb térszíneken (kisebb megtett út) kialakult felhalmozódási térszíneken inkább a kevésbé mobilis (AAOM és MPOM) frakciók formájában mozgó anyag halmozódik fel. Ezt a jelenséget az Aranyhegy mintaterületnél jóval csapadékosabb területen képződött, ámde hasonló szövetű talajok esetében (Kuhn és mtsai., 2012) leírták. A DOM frakció formájában az SOM horizontálisan és vertikálisan is nagyobb távolságokra juthat el, ill. halmozódhat fel. Ezen folyamatok bizonyítékai egybeesnek a napjaink jóval korszerűbb analitikai mérésekkel végzett kutatások eredményeivel is. Másrészt az SOM szilárd és folyadékfázisban történő mozgásának eredményeként bekövetkező frakcionáció szemmel látható különbözőségeket is kialakít a feltalajban. A szilárd fázisokhoz kötött SOM felhalmozódás eredményeként kialakuló felszín strukturáltabb marad, míg a DOM által szállított SOM szerkezetképző funkciója gyenge, így a talajfelszín is erősebb kergesedést mutat (26. ábra).



26. ábra. A felszínről gyűjtött kérgesedett talajminták **a./** a völgytalpi barázda feletti („A”) SOM felhalmozódási területen, ill. **b./** a völgytalpi barázda vége alatti („B”) SOM felhalmozódási területen. Az „A” és „B” pontok helyét a 25/f.ábra mutatja

5.4.4. A talaj szerves anyag eredetének meghatározása stabil szén és nitrogénizotópos vizsgálatok alapján

Az 5.4.3. fejezetben ismertetett UV-ViS spektroszkópiai, ill. szén és nitrogén mennyiségi analitikai mérési eredmények interpretációjaként felvázolt SOM eloszlási modellben kétféle SOM mozgási mechanizmust bizonyítottunk. Egyúttal feltételeztük, hogy az erdő-szántó területhasználatváltás hatására beinduló, majd a szántóföld területhasználat eredményeként tartósan fennmaradó SOM átrendeződés mechanizmusában jelentős változás ment végbe. Mivel a területen az erdő-szántó területhasználatváltással egy időben kezdődött meg a kukorica termesztése, így az SOM $\delta^{13}\text{C}$ vizsgálata alapján lehetőség adódott annak eldöntésére, hogy vajon a talaj felgyorsult lepusztulási folyamatát a szántóföldi gazdálkodás megjelenése (Kuczynski és mtsai., 2018), vagy csak a nagyüzemi szántóföldi gazdálkodás megkezdődése (Montgomery, 2007) okozta-e?

A kutatás ezen fázisában egy erdei tájfoltban mélyített fúrásból származó mintákat, valamint a szántóföldön kijelölt két katéna mentén létesített fúrásokból származó mintákat használtunk fel stabil szén és nitrogén izotópos mérésekhez (20/B és 20/C. ábrák). Az „A katénát” a völgyecske magasabb keresztmetszélyében, a „D katénát” pedig az alsóbb szakaszán jelöltük ki. A „D katéna” legmélyebb pontja egyben megegyezett a 25/f. ábrán jelölt „B” ponttal. A mintavételi pontokban a fúrások mélysége 0-25 cm és 0-280 cm között mozgott. Az erodált térszíneken a friss szolum a művelés következtében alakult ki. ezért ezek mélysége ≤ 25 cm. Az erdő alatti in situ terület 110 cm mély volt. A szántón az inflexiós pontokban (A2 és D3) a szolum mélysége 100 cm volt. Az egyes katénákban mért talajtulajdonságokat a 10. táblázat tartalmazza.

A terület egészét nézve a felszíni (beleértve a bolygatatlan feltalajt és a művelt réteget) minták tulajdonságai igen változatosak. Az SOC/SOM mennyisége statisztikailag független a morfológiai helyzettől. Kizárólag a szántóföldekről származó talajokra viszont igaz, hogy a lejtőnkön lefelé haladva a feltalajban az SOC koncentrációja emelkedő tendenciát mutat. Ez az eloszlás nagy vonalakban megegyezik a szakirodalomban (Farsang és mtsai., 2012; Wang és mtsai., 2010b) található adatokkal. Az SOM stabil szénizotópjainak területi eloszlása szintén változatos. Az „A” jelű katénában a feltalaj SOM $\delta^{13}\text{C}$ értékei a lejtőirányban elmozdulva csökkenő tendenciát mutatnak, de az alsóbb helyzetű „D” jelű katénában a geomorfológiai helyzet, az SOC tartalom és az SOM $\delta^{13}\text{C}$ -értékei között nem volt trendszerű kapcsolat. Az előző fejezetben ismertetett kémiai paraméterek alapján történt vizsgálatok alapján alappal feltételezhető, hogy egy relieffel rendelkező területen az SOM paraméterek látszólag kaotikus térbeli eloszlása az SOM különféle fázisok

formájában (szemcsékhez kötötten, aggregátumokban és a vízdoldható fázis) történő szelektív elmozdulásnak köszönhető. Ezt a szakirodalmi forrásokban fellelhető információk alapján (ld. később) igazoltuk is.

A talaj egészére általánosan jellemzően az SOC (SOM) koncentráció a mélység függvényében változik (27/a ábra). A „D” jelű katéna inflexiós pontjában (D3) és az erdő alatt az SOC értéke a mélységgel együtt csökken. A szántóföld inflexiós pontjában és az erdővel borított talaj fél méteres mélysége alatt az SOC koncentráció értékei már hasonlóak. Az inflexiós pontban a fél méteres mélység felett viszont az SOC koncentrációja nem haladja meg a 10 g kg^{-1} -ot. Ez részben a szántás által okozott (i) intenzív SOM mineralizációra, részben (ii) a talajerózióra vezethető vissza.

10. táblázat. A felszínről gyűjtött kérgesedett talajminták **a./** a völgytalpi barázda feletti („A”) SOM felhalmozódási területen, ill. **b./** a völgytalpi barázda vége alatti („B”) SOM felhalmozódási területen. Az „A” és „B” pontok helyét a 25/f. ábra mutatja

Szelvény	Mélység (cm)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	A (% V/V)	KL (% V/V)	H (% V/V)	URI	E4/E6	A280	E2/E3	SOC (mg kg ⁻¹)	TbN (mg kg ⁻¹)	C/N
A1	0–10	4.1	–23.0	32.7	23.2	44.17	1.48	3.00	1.53	2.80	11,054	474	23
A3	0–10	5.3	–23.7	26.2	21.9	51.82	1.09	3.13	1.58	2.76	15,211	472	32
A5	0–25	5.9	–24.9	33.3	24.3	42.40	1.00	2.65	2.11	2.47	16,460	585	28
A5	25–50	7.1	–25.4	31.0	25.2	43.77	1.36	3.22	1.75	2.71	18,798	681	28
A5	50–80	7.7	–25.5	36.3	28.5	35.23	1.41	3.53	1.24	2.84	16,821	849	20
A5	80–110	7.2	–25.6	29.7	27.3	42.99	1.46	5.93	1.20	2.95	17,254	576	30
A5	110–140	6.8	–25.7	31.4	28.0	40.65	1.37	4.42	1.12	2.82	15,317	487	31
A5	140–160	6.5	–25.7	32.5	29.3	38.19	1.47	6.70	0.95	2.87	10,554	449	24
A5	160–185	5.8	–25.6	27.8	24.6	47.53	1.62	4.73	0.85	2.78	8533	426	20
A5	185–210	5.3	–25.4	28.7	27.8	43.53	2.08	4.71	0.50	3.04	4778	319	15
A5	210–250	5.5	–25.2	29.2	26.4	44.38	1.81	3.04	0.49	2.81	4439	295	15
A5	250–280	5.7	–25.3	31.2	28.0	40.76	2.35	3.27	0.35	3.08	3179	251	13
D1	0–10	5.3	–24.2	38.3	23.5	38.22	1.59	13.20	1.21	3.26	6795	306	22
D3	0–10	6.3	–24.5	33.5	24.6	41.83	1.71	2.24	0.94	2.81	14,073	452	31
D3	50–60	6.4	–24.8	38.9	26.6	34.55	1.96	2.88	0.68	3.25	12,305	513	24
D3	80–90	6.8	–24.7	42.3	26.7	31.00	2.12	n.a.	0.52	3.78	9253	341	27
D4	0–10	3.6	–22.9	26.0	24.7	49.34	2.16	1.97	0.72	2.79	10,190	394	26
D5	0–30	5.7	–24.5	29.2	23.3	47.56	1.44	2.34	1.31	2.98	6842	286	24
D5	30–80	6.9	–25.1	36.4	24.4	39.25	1.59	3.90	1.12	3.17	13,781	404	34
D5	80–110	7.2	–25.6	42.7	28.5	28.86	1.47	2.46	1.32	2.91	19,891	581	34
D5	110–125	7.1	–25.6	41.4	30.4	28.13	1.56	3.71	1.09	2.97	17,404	568	31
D5	150–160	6.3	–25.6	39.4	26.2	34.38	1.75	2.26	0.94	2.79	13,177	381	35
D5	180–190	4.7	–25.6	32.1	25.1	42.79	1.93	2.70	0.76	2.73	7106	374	19
D5	200–210	5.8	–25.6	30.7	25.5	43.81	2.17	1.74	0.62	2.60	4617	296	16
D5	210–220	4.9	–25.4	34.9	27.5	37.64	2.83	2.61	0.29	3.21	2782	220	13
Forest	0–24	5.0	–25.4	36.1	23.2	40.68	1.93	3.00	2.53	2.95	26,707	368	73
Forest	30–45	6.1	–25.3	37.5	26.7	35.83	2.64	2.76	1.84	2.95	22,632	282	80
Forest	45–54	6.9	–25.3	34.4	25.0	40.63	3.89	2.26	1.23	2.96	13,740	295	47
Forest	70–80	6.2	–25.1	32.4	26.3	41.32	4.92	1.90	1.00	2.44	12,431	465	27
Forest	95–102	6.4	–25.1	32.4	24.5	43.08	6.01	1.77	0.83	2.50	7840	324	24
Forest	106–110	3.4	–25.2	38.2	26.9	34.90	7.83	1.65	0.61	3.00	6924	300	46

A mintaterület szántóföldi feltalaj mintáiban nemcsak az SOC mennyisége mutat jelentős területi változatosságot. A feltalaj szerves anyagában kötött szén $\delta^{13}\text{C}$ -értékei is általánosan magasabbak (–23,0‰) és szórásuk is igen magas (27/b. ábra). Az SOM magasabb $\delta^{13}\text{C}$ -értékei az utóbbi évtizedekben gyakoribb kukoricavetésének következménye. Ráadásul a C4-típusú fotoszintézis metabolitjait hosszabb ideig megmaradnak a szerves-ásványi komplexekben, és így tovább növelik a finom szemcsékhez kötött SOM $\delta^{13}\text{C}$ értékét. A magasabb $\delta^{13}\text{C}$ értékekhez tartozó magasabb szórás a feltalaj szöveti különbözőségeire utal. De a magasabb szórás eredményezheti a friss

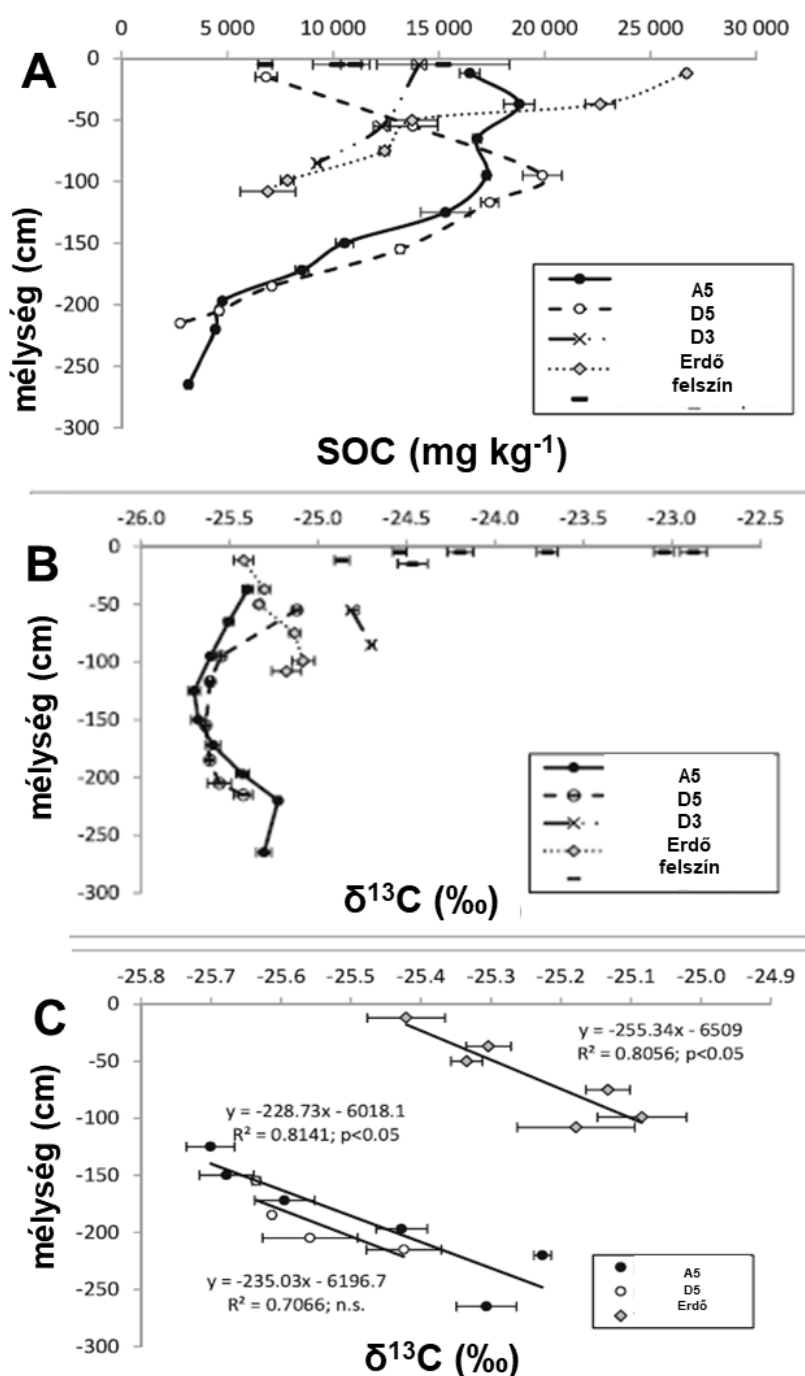
növényi maradványok változó bomlottsági foka, aminek oka a szerves komponensek szelektív bomlása lehet (Vázquez és mtsai., 2015a). A művelt réteg alatt az SOM $\delta^{13}\text{C}$ -értékei viszont $-24,5\text{‰}$ és $-25,8\text{‰}$ között mozognak, amelyek a feltalajban mérhető értékeknél szignifikánsan alacsonyabbak. Ez a $\delta^{13}\text{C}$ tartomány egyúttal megegyezik a C3-as növények szerves anyagára jellemző $\delta^{13}\text{C}$ -értékekkel (Balesdent és mtsai., 1987). Az SOM $\delta^{13}\text{C}$ -értékeinek vertikális eloszlása a szántott talajban kizárólag az alsóbb völgyszakaszon kijelölt katéna (D) inflexiós pontjában (D3) mutatott az eredeti talajban megfigyelhető mintázatot. E megfigyelés alapján a szántóföldön a lejtő inflexiójában az a terület (pont), ahol a legutóbbi 300 évben az áthalmozódás mértéke a legcsekélyebb volt.

Az ennél magasabb területekről a korábban létrejött talajanyag (egésze) lehordódott (ill. lehordódik) és a helyi erózióbázis (ok) irányában mozog tovább. Az általunk vizsgált in-situ talajszelvényekben az SOM $\delta^{13}\text{C}$ értékei a mélységgel együtt emelkedő tendenciát mutatnak. Ezt a jelenséget több különböző környezetben mások is megfigyelték (Novara és mtsai., 2014; Vázquez és mtsai., 2015b; Wynn és mtsai., 2006). A változások mértékében azonban különbségek vannak. Az általunk végzett vizsgálatban az érték emelkedésének üteme lineáris jelleget mutat (22/c. ábra). A kontrollnak használt erdőtalaj esetében az eredeti (a szedimentáció által nem zavart) talajanyag in-situ mivolta kétségtelen. A szántóföld „D” jelű katéna inflexiós pontjában a talaj szerves anyag $\delta^{13}\text{C}$ értéke szintén a mélységgel csökkent. (Ez a megfigyelés egyben alátámasztja a fejezet korábbi bekezdésében, az SOC-vertikális eloszlásának elemzésekor tett megállapításainkat.) Végezetül a felhalmozódási térszíneken kialakult lejtőhordalék talajok (A5 és D5 pontok) mélyebb rétegeiben (ez esetben inkább szintről van szó) szintén megfigyelhető az SOM $\delta^{13}\text{C}$ értékeinek emelkedése. Az eltemetett egykori talajokban az SOM $\delta^{13}\text{C}$ -érték emelkedésének trendje az erdőtalajban megfigyelt trendhez hasonló mértékű, így megalapozottan állítható, hogy a terület taljai az erdőirtás (területhasználat váltás) előtt hasonló módon fejlődtek.

Az erózió által nem áthalmozott (ú.n. in-situ) talajszelvényben lefelé haladva emelkedő SOM $\delta^{13}\text{C}$ értékei mindenképp magyarázatra szorulnak. Mindenekelőtt az SOM $\delta^{13}\text{C}$ értékének az általunk leírt emelkedő trendje a nemzetközi szakirodalmi adatokhoz képes nem mutat kiugró értéket. Míg Wynn és mtsai. (2006) szerint az emelkedés mértéke logaritmikus, addig Novara és mtsai. (2015) enyhe lineáris emelkedésről számoltak be. Az SOM $\delta^{13}\text{C}$ értékének mélységgel együtt emelkedő természetének többféle magyarázata is van. Wynn és mtsai. (2006) szerint az SOM magasabb $\delta^{13}\text{C}$ értéke a „humusz” érési folyamatainak az eredménye. Az ő interpretációjában a mélyebb talajszintekben a talaj szerves anyag érése is előrehaladottabb. Ezt támasztja alá Van Oost és mtsai. (2007) megfigyelése, miszerint a szerves anyag bontásakor a mikroorganizmusok a ^{12}C izotópot magasabb mennyiségben tartalmazó szerves anyagot preferálják, így az érés során az SOM ^{13}C -ben dúsul. Végezetül ugyanők szerint a vízőldható szerves komponensek ^{13}C -ben gazdagabbak, ami szintén ezen izotóp általaj irányú dúsulásához vezet.

A felhalmozódási térszín lejtőhordalékjaiban az SOM $\delta^{13}\text{C}$ -értékek a mélységgel együtt U alakú eloszlást mutatnak (27/b. ábra). A legmagasabb SOM $\delta^{13}\text{C}$ -értékek ($\sim 23,0\text{‰}$) a feltalajban vannak, aminek oka a C-4-es fotoszintetikus úttal rendelkező kukorica termesztése. A művelt réteg alatt a $\delta^{13}\text{C}$ -értékek drasztikusan lecsökkennek ($\sim 25,5\text{‰}$). A legalacsonyabb $\delta^{13}\text{C}$ értékek a lejtőhordalékok $\sim 130\text{--}150$ cm mélységeiben találhatók. Ez lehetett eredetileg a területhasználat váltás előtti eredeti talajfelszín is. A legnegatívabb $\delta^{13}\text{C}$ -értékek azonban nem egyeznek meg a lejtőhordalék mélyebb rétegeiben mérető SOC koncentrációjának maximumával. Ez a pont a szelvényben némileg magasabban, az 1m-es mélységben található meg. A két paraméter közötti 30 cm-es különbség a kezdeti arra utal, hogy az intenzív eróziós folyamatok a már közvetlenül az erdőirtás után megkezdődtek. Ennek eredményeként az eredeti felszínen elsőként a felsőbb

lejtőszakaszokról idehordódott (szerves anyagban gazdag) feltalaj rakódott le. A lejtőhordalékokon a szántott réteg alatti talajrétegek szerves anyagában kötött szén negatívabb $\delta^{13}\text{C}$ -értékei arra utalnak, hogy a vizsgált területen az erdőségekből a szántóföldek kihalása még a kukorica termesztés térhódításának (XVIII. századra tehető) elterjedése előtt megtörténhetett (Hadi, 2006). E megfigyelés alapján megalapozottan feltételezhetjük, hogy az intenzív eróziós folyamatok nem a nagyüzemi mezőgazdaság megjelenéséhez köthetők, hanem az már közvetlenül az erdőirtást követően bekövetkezik (Vanwallieghem és mtsai., 2006). A szerves anyagok kezdeti intenzívebb áthalmozódását ráadásul a szelektív erózió is erősíthette (Lal és Pimentel, 2008).



27. ábra. Talaj szerves anyag paraméterek mélységbeli eloszlása kiemelten tanulmányozott talajprofilokban (D3 = szántó - inflexió, A5 és D5 = lejtőhordalékok, erdő = erdei bolygatatlan szelvény). **A./** talaj szerves szén (SOC), **B./** az SOM $\delta^{13}\text{C}$ -értékei, **C./** az SOM $\delta^{13}\text{C}$ -értékei az in situ állapotú talajanyagban

A talajprofilok 130 cm-nél mélyebb részeiben az SOM $\delta^{13}\text{C}$ -érték (a korábban ismertetett okokra visszavezethetően) ismét emelkedni kezdenek. Mivel az eltemetett egykori talajokban az SOM $\delta^{13}\text{C}$ -érték emelkedésének trendje az erdőtalajban megfigyelt trendhez hasonló mértékű, így feltételezhető az is, hogy az A5 és D5 pontban eltemetett egykori erdőtalajokban az eltemetődés óta nem történt jelentős SOM érés. Következésképpen ez idő óta az eltemetődött talajszintekben érdemleges SOM bomlás sem történt.

Kutatásunkban egyúttal a stabil nitrogénizotópok eloszlását is vizsgáltuk (28. ábra). A $\delta^{15}\text{N}$ természetes eloszlásával foglalkozó tanulmányok általában a legfelsőbb (jellemzően 0-10 cm) rétegekben zajló folyamatokra összpontosítanak (Snider és mtsai., 2017; Wang és mtsai., 2014). Ennél némileg mélyebb talajszintekben lejátszódó folyamatokról egy lassan három évtizede megjelent közleményben (Kerley és Jarvis, 1997) találhatunk információkat. Az általunk végzett a vizsgálatban a $\delta^{15}\text{N}$ eloszlásának nem volt egyértelmű térbeli eloszlása. Egyetlen tendencia a $\delta^{15}\text{N}$ emelkedése a felső 0,5-1,0 m-es rétegben/szintben.

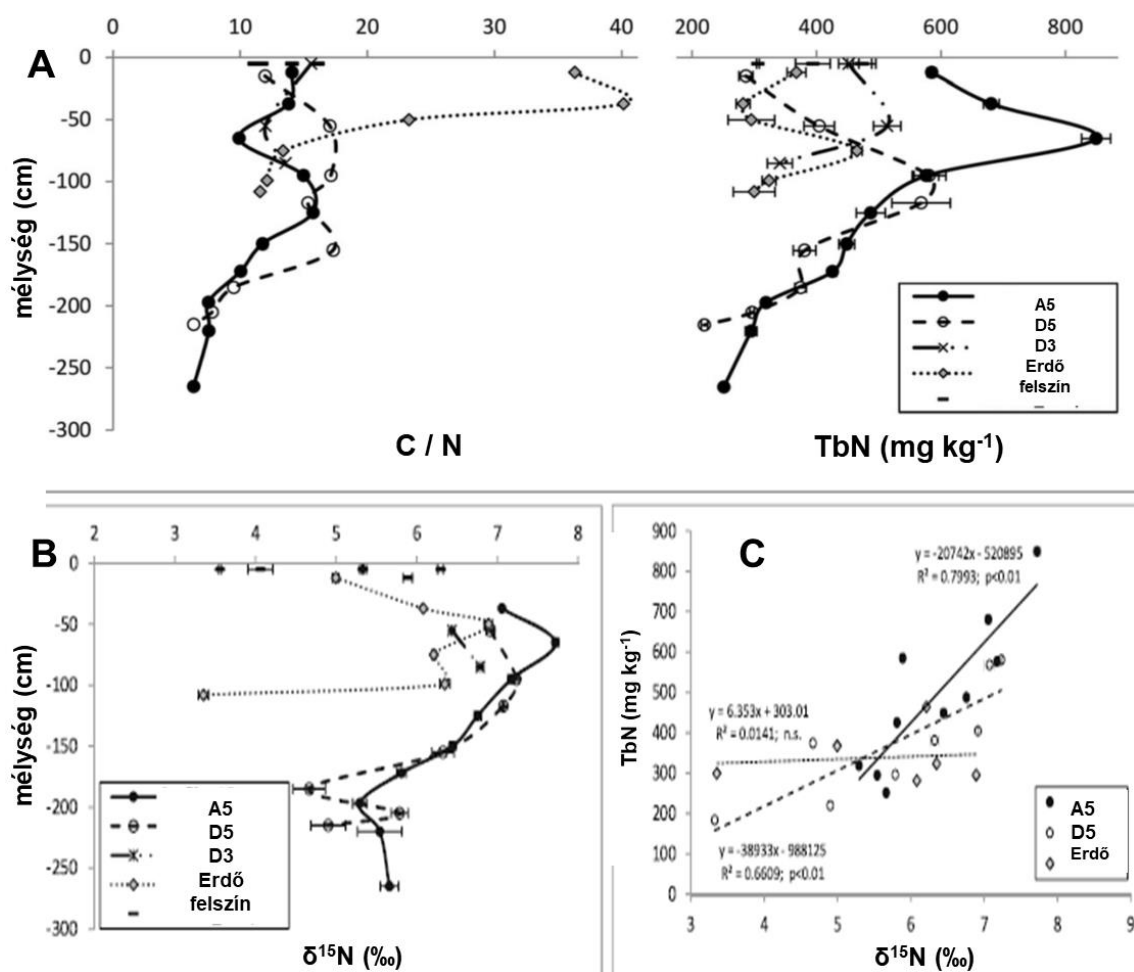
A talaj nitrogéntartalmának mennyisége és $\delta^{15}\text{N}$ értéke között az erdőtalajban sem volt kapcsolat, míg a szántóföldi mintákban (különösen az alsóbb helyzetű pontokban) lineáris kapcsolat volt kimutatható. Ez a nitrogénműtrágyázásnak a talaj nitrogénizotóp eloszlás befolyásoló hatására utal (28/C. ábra). A talaj nitrogéntartalmának és ezáltal a $\delta^{15}\text{N}$ eloszlás mintázat így sokkal inkább a mikrobiális aktivitás, a műtrágyázás, továbbá a hidrológiai viszonyok függvénye. Ráadásul az SOM $\delta^{13}\text{C}$ eloszlással ellentétben ez a paraméter évszakonként akár $\pm 2,5\%$ -rel változhatnak (Kerley és Jarvis 1999). Összességében $\delta^{15}\text{N}$ eloszlása kevésbé alkalmas retrospektív elemzések támogatására (Boddey et al., 2000).

Több publikációban is találhatunk olyan állításokat, miszerint a karbonátmentes talajok stabil szén és nitrogén izotópjai között erős kapcsolat van. Az általunk végzett kutatásban ilyen kapcsolatot nem találtunk. Jelen vizsgálatban a minták teljes csoportjára vonatkozóan nem találtam kapcsolatot (29. ábra). Dijkstra és mtsai. (2006) fordított korrelációt találtak mind a teljes SOM, mind pedig a mikrobióta biomasszájának $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{15}\text{N}$ értékei között. Ők ezt a jelenséget a talaj szerves anyag érési folyamataival hozták kapcsolatba. Az általunk végzett kutatásban ezt a fordított kapcsolatot teljes egészében nem sikerült reprodukálni. Az in-situ minták kizárásával szántóföldek erodált és lerakódott talajmintáiban a Dijkstra és mtsai. (2006) által leírt erős fordított korrelációt mi is megtaláltuk. Ez alapján a szántóföld a természetes állapotú talajokkal rendelkező tájfeltől eltérő egységként viselkedik. A szántóföldeken mindkét elem stabil izotópjának δ értéke jelentős varianciával rendelkezik, míg az in-situ talajok szelvényeiben a talaj szerves anyagok stabil szén és nitrogén izotópjainak δ értékei stabilabbnak és kisebb változékonyságúak.

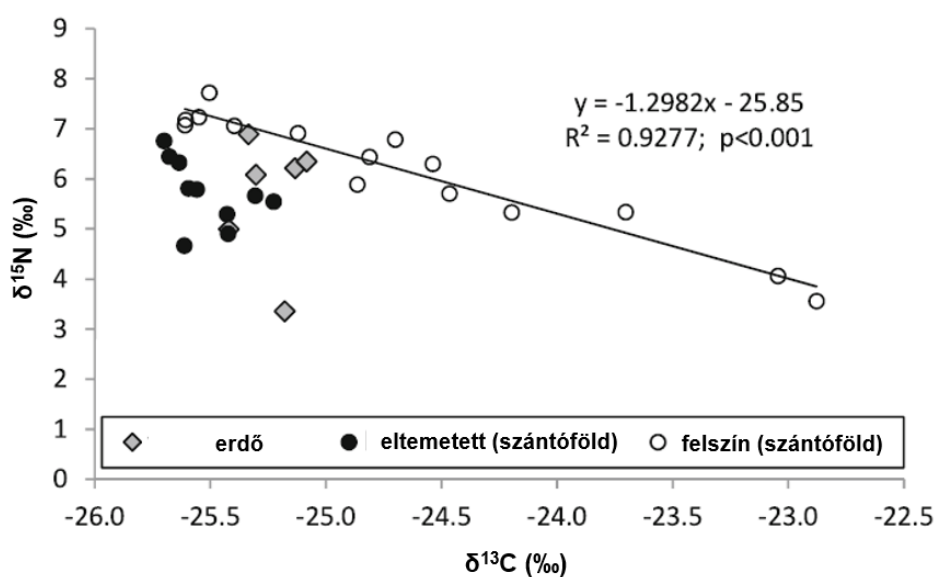
5.4.5. Az eredmények geoökológiai értelmezése

Elsőként is le kell szögezni, hogy a vizsgált szántóföldön belül a Forman-i (1995) értelemben nem lehet tájfeltokról beszélni. Véleményem szerint Leser (1976) megközelítésében már más a helyzet, mert nem kizárólag egy talajképző tényező mutat mozaikosságot. Az erodálódó szántóföldön a domborzat mellett az emberi tevékenységek jelentik a legfőbb tájalkotó (mintázat generáló) tényezőket.

A talaj szerves anyag „mintázatok” az SOM szilárd és folyadékfázisokhoz kötött szelektív elmozdulására vezethető vissza. Az SOM által kirajzolt mintázatok nemcsak a felszínen, de a felszín alatt is kialakultak. Az SOM nemcsak mennyiségében, de minőségi paramétereiben is differenciálódott. Az SOM differenciálódásának a motorja az ember által végrehajtott területhasználatváltás és az évszázadokon keresztül folyamatosan fenntartott talajművelés. A talajerózió eredményeként elmozduló szerves anyag által megtett távolság a szállítódás módjától függ. A lehordódási területhez közel kialakuló helyi erózióbázison elsősorban a stabilabb, vízstabil



28. ábra. Talajok nitrogén tartalmával kapcsolatos paraméterek mélységbeli eloszlása kiemelten tanulmányozott talajprofilokban (D3 = szántó - inflexió, A5 és D5 = lejtőhordalékok, erdő = erdei bolygatatlan szelvény). **A./** C/N arány és összes kötött nitrogén (TbN), **B./** az talaj δ¹⁵N-értékei, **C./** az TbN és δ¹⁵N értékek kapcsolata



29. ábra. Talajok δ¹⁵N és δ¹³C értékeinek kapcsolata

aggregátumokban szállítódó SOM halmozódik fel. A labilis formában mozgó SOM viszont a nagyobb távolságokban kialakuló helyi erózióbázisokig is eljut. Fontos megjegyezni, hogy a stabil és labilis SOM frakciók eredete a legújabb kutatási eredmények alapján eltérő. A labilis formák nagyobb részt a friss szerves anyagokból származik, míg a kötött formák stabilabb, és egyúttal idősebb szén tartalmazó szerves anyag eredetűek.

A szántóföldeken a fentiek alapján az erodálódó területek, a lejtő inflexió körüli területek és a felhalmozódási területek önálló egységekként azonosíthatók. Nem meglepő módon ezek közül az inflexióban levő talajok azok, amelyek leginkább az eredeti talajokra emlékeztető tulajdonságokat hordozzák.

A felhalmozódási területeken kialakuló lejtőhordalék talajok és az alattuk megtalálható eltemetett eredeti talajok szerves anyaga ($\delta^{13}\text{C}$ értékeinek eloszlása alapján) egyaránt alkalmas a területhasználat váltás rekonstruálására, ill. a helyi szénkörforgásban bekövetkező változás hatásainak becslésére. Az általunk vizsgált területen kiszámolható lenne (mi nem számítottuk ki) az eltemetett szén mennyisége. (Ez a szénmennyiség a mezőgazdasági tevékenységek által „megkötött” szénként is elszámolható lenne, hiszen az eltemetődés (több mint 200 éve) óta a SOM bomlása ezekben a talajrétegekben erősen korlátozott.

Az általunk vizsgált területen a talaj szerves anyag vizsgálata a helyi tájhasználattal kapcsolatos ismeretekkel kapcsolatban is új eredményt hozott. Az erdő- szántóföld területhasználat váltás már a XVIII. század első felében, évtizedekkel a terület dokumentált újra benépesülése előtt (1700-as évek legvége) bekövetkezett.

6. Az ásványi és szerves fázisok területi változékonysága kaszálórétek tájmozaikjában

6.1. A hidromorf ökotópokat tartalmazó tájmozaikok bemutatása

A dombsági (Geresdi-dombság, Bátaapáti) és az alföldi (Gerje-sík, Ceglédbercel) forrásvidéki vizes élőhelyeket tartalmazó tájmozaiknak szerkezetét az emberi hatások (kaszálás vs. nem kaszálás, ill. vízrendezés) domborzattal és a növényzeti foltokkal történő kombinálódása alakította ki. Jelentősebb mélységű kutatást a Ceglédbercel Mocsárréten (30. ábra) tudtuk elvégezni. Ezen a mintegy 8 ha -os területen kaszált és nem kaszált mocsárrét (különbféle réti talajok), száraz gyepek (humuszos homoktalajok), szántóföld (humuszos homoktalajok) és kiszáradó láp (láptalaj, mocsári erdők talaja) is megtalálható. A területen egy OTKA kutatáshoz kapcsolódóan egy több esztendő átfogó általános mintavételezés és automatizált terepi mérések is folytak. A mintagyűjtési kampányok idején terepi tesztek, talaj és vízmintákat egyaránt gyűjtöttünk. Az egész területet lefedő mintavételezésen túl két toposzekvencia mentén részletesebb vizsgálatokat is végeztünk. Ezek közül az egyik toposzekvencia a kotusodó láptalajtól (nedves, üde, de kiszáradó kaszálórét) a kaszált száraz gyepig (humuszos homoktalaj) terjedt (30/G. ábra), amelyen szerves anyag minőség változásával és talajképződéssel kapcsolatos vizsgálatokat végeztünk. A másik toposzekvencia (31. ábra) két végpontja a síkláp (láptalaj) és a szántóföld (humuszos homoktalaj) volt. Ezeken a területeken egyrészt 20, 40 és 100 cm-es mélységben állandó talajvíz kutakat létesítettünk, melyekből évente 4-5 alkalommal talajvíz mintákat gyűjtöttünk. A vízmintákból DOC-t, vasat, mangánt nitrogén formákat, valamint a négy kicserélhető bázis mennyiségét határoztuk meg. Ezekhez a pontokhoz kötődően automata mérőállomásokat is telepítettünk, melyek ugyanezekben a mélységekben 10 perces gyakorisággal (három éven keresztül) rögzítették az Eh, pH, és hőmérsékleti viszonyokat.

Az emberi tevékenységek hatásait három különböző időléptékben és kontextusban vizsgáltuk:

1. A gyorsan változó paraméterre (FSP) gyakorolt hatásokat az automata állomások érzékelőinek környezetében 2015-ben vizsgáltuk. Ebben az összefüggésben az egyik érzékelőcsoport környezetében a növényzetet zavartalanul hagytuk fejlődni. A második érzékelőcsoport 3×5 m-es környezetében egy kaszagéppel, három alkalommal (április 26, május 19 és június 5) lekaszáltuk a sásost. A kaszálások közül az első még a feltalaj teljes telítettsége idején (kb. 10 cm-es vízborítás), a második teljes vízkapacitás állapotában (de a vízszint épp már a talajfelszínre süllyedt), a harmadik kaszálásra pedig a talajvíztükör 50 cm-es mélységbe süllyedését került sor. A harmadik érzékelőcsoport 3×5 m-es környezetében taposásos kísérletet végeztünk, amely szintén a víztükör kb. 40-50 cm-es szintjénél kivitelezettünk. A kísérlet során a redox viszonyok változását figyeltük.
2. Ennél némileg hosszabb időtávú hatások (évszakostól a több éves időtartamig) közül napjaink egyik kiemelten fontos környezeti változásával, a szerves mikroszennyezők környezetünkben történő megjelenésével foglalkoztunk. A toposzekvenciák mentén gyűjtött mintákon laboratóriumi kísérletekben vizsgáltuk a talajok szerves mikroszennyezők megkötésére gyakorolt hatásait. Ennek a kérdésnek a hátterében a szennyvízkezelőkből a környezetbe kerülő gyógyszerhatóanyagok egyre növekvő mennyisége adta az aktualitást. Az öntözés okán buckatetőkön elhelyezkedő szántókon e kérdés aktualitása triviális. A vizes kaszálórétek esetében ez a kérdés kevésbé nyilvánvaló. A vízhatású területek gyepeinek talajaiba a környező buckákon létesített szennyvízszikkasztókban -évtizedeken át- elsikkasztott szennyvíz felszín alatt szivárgó vizei által jutnak a vizsgált anyagok.

3. Az emberi tevékenységek hosszútávú hatásait (vízrendezés) a talajképződés sebességével kapcsolatos kérdéskörrel kapcsoltam össze. Az elsődleges kérdés természetesen az, hogy a lápok területén folyt tűzegkitermelés és a kisvízfolyások szabályozása milyen módon befolyásolta a terület fejlődését. Mivel a terület tájtörténete alapján lehetőség nyílt a talajképződés sebességének meghatározására (Szalai és mtsai., 2021), így ennek köszönhetően a hidromorf talajképződés természetével és sebességével kapcsolatos elméleti talajtani kérdések megválaszolására is lehetőség nyílt. Ezekben a kutatásokban az analitikai módszerek széles tárházát vetettük be, melyek közül kiemelendő az csillapított visszavert infravörös spektroszkópia (ATR-FTIR), a röntgen pordiffrakció (XRD), a hullámhossz diszperzív röntgen fluoreszcens spektroszkópia (wv-XRF), a szelektív kioldások és a szkennings-transzmissziós elektronmikroszkópia (STEM).

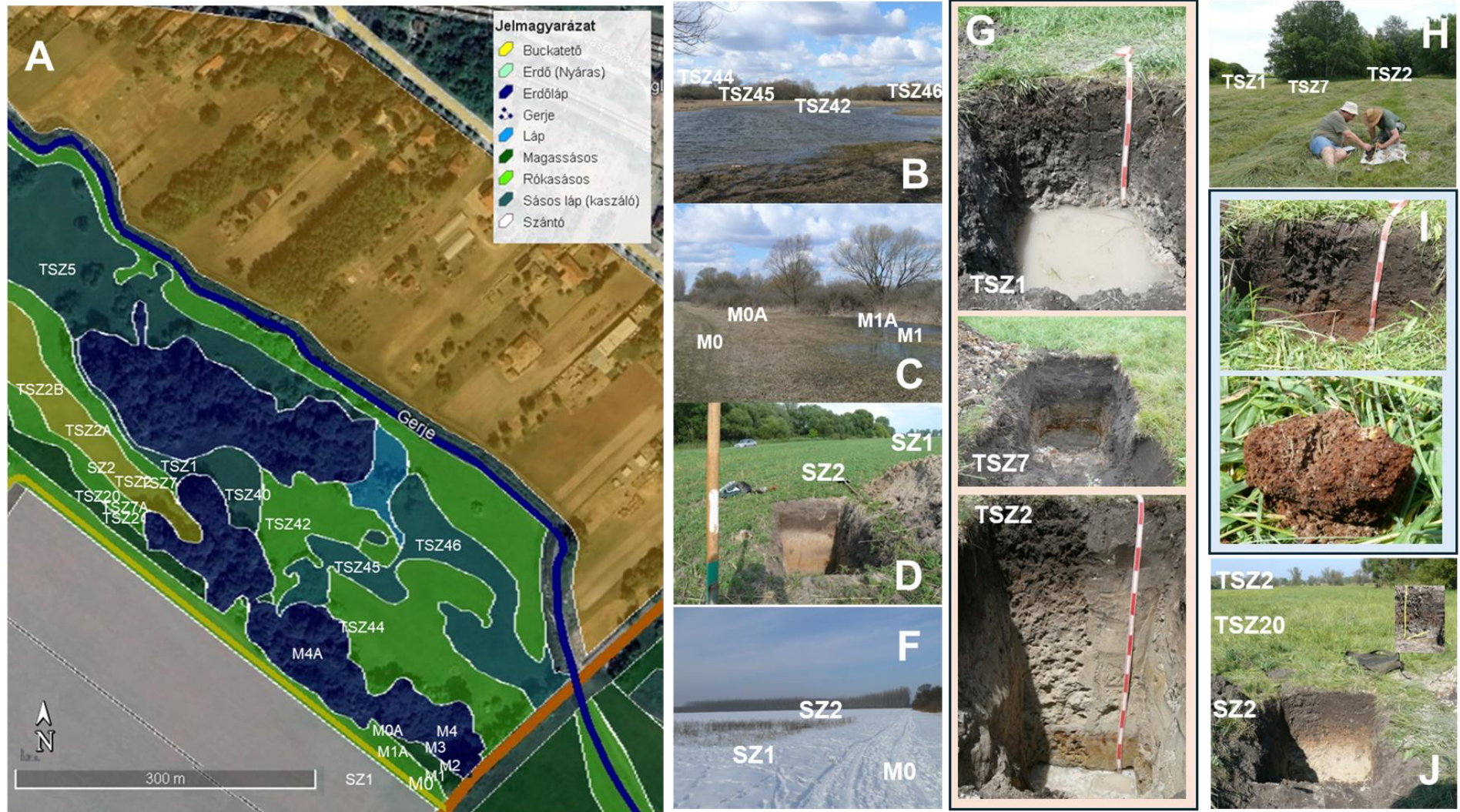
A Bátaapáti mocsárréten (32. ábra) -a kutatások finanszírozása okán- sokkal kevésbé komplex vizsgálatok folytak. Ez a terület egy meridionális völgyecske néhány hektár alapterületű völgytalpán kialakult forrásvidéki mocsárrét néhány elemből álló mozaikja. Ebben a kutatásban kizárólag a különböző ökotópokban kialakuló talajkémiai paraméterek területi változatosságát, ill. ennek okait vizsgáltam. Bátaapáti Mocsárréten mindössze a felső 20 cm-es mélységig folytattam méréseket, melyek elsősorban a redox viszonyok és ezzel kapcsolatban az oldható vas területi különbségeire és ennek okaira korlátozódtak. Annak ellenére, hogy a Bátaapátiban folyt kutatások a ceglédberceliek időben megelőzték, mégis (a kutatás kisebb komplexitásának okán) ezek szolgálnak a ceglédberceli kutatások egyféle területi referenciájaként.

6.2. A gyorsan változó paraméterek táji mintázatai – a domborzat a vízhatás és az emberi hatások szerepe

A táji léptékű folyamatok megértéséhez elsőként a gyorsan változó paraméterek nyomon követése, továbbá azok időbeli és térbeli mintázatainak megismerése szükséges. Ebben az folyamatban az adatgyűjtés időbeli felbontásának is kellően részletesnek kell lennie. Bátaapáti kutatások során még csak minden hónapban néhány napján keresztül tudtam órás/kétórás sűrűséggel adatot gyűjteni. Később, a technikai fejlesztéseknek köszönhetően Ceglédbercelen már három éven keresztül folyamatosan 10 perces felbontású rekordokat tudtunk létrehozni. Az érzékelők korlátozott volta miatt mind Ceglédbercelen, mind pedig Bátaapátiban egy limitált kis területen tudtunk ilyen adatokat gyűjteni.

A leggyorsabban változó paraméterek közé a redox viszonyokat meghatározó Eh, pH (és hőmérséklet), valamint az oldott fázisban mérhető vízdoldható szerves anyag (DOM), oldott nitrogén és vas formák tartoznak. Mivel a legtöbb térben is értelmezhető adat a redox viszonyokról áll rendelkezésre, ezért e fejezetben alapvetően ennek tárgyalására szorítkozom. A többi fent említett paraméter a 6.4 fejezetben lesz megemlítve.

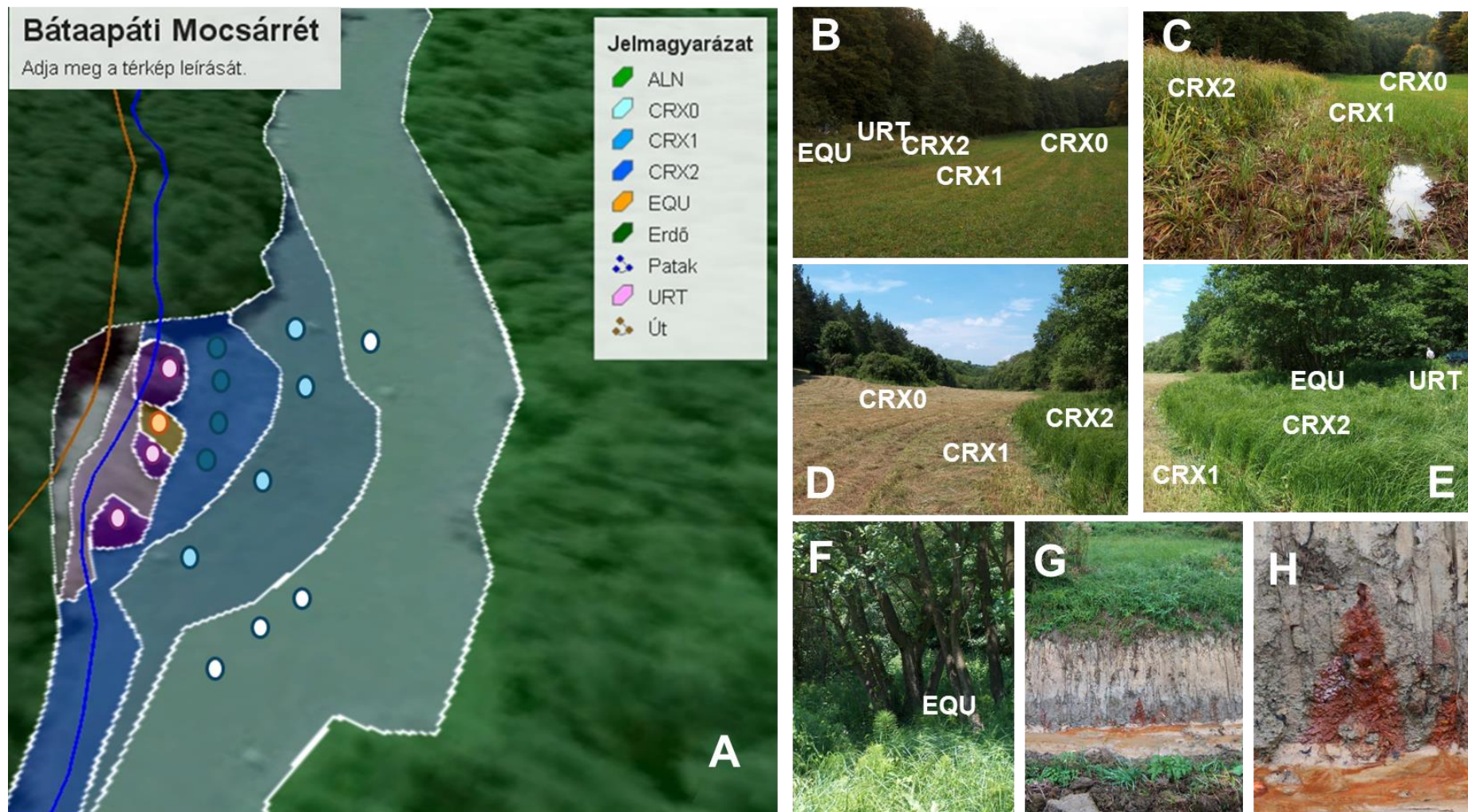
A talajokban kialakuló redox viszonyok nemcsak egy jól hangzó paraméter olyan értékei melyek vizsgálata önmagukban is érdekesek és publikálhatók. A redox viszonyok helyileg és globálisan is alapjaiban határozzák meg a bio-geokémiai körfolyamatok irányát, a biológiai oxidáció minőségét, továbbá hatással vannak a mállási folyamatokra, a talaj szerves anyag mennyiségére és fejlődésére (Fishtik, 2006; Husson, 2012; Meek és Chesworth, 2008b; Ponnamperuma, 1972; Ponnamperuma és mtsai., 1969b, 1967b; Thompson és mtsai., 2006). A redox viszonyok értelmezésekor a nitrogén, a vas és a mangán vegyértékváltásához köthető határértékek ha nem is egyértelműek, de a különböző forrásokból származó adatok egy irányba mutatnak. E paraméternek a talaj szerves anyag változására (érésére) gyakorolt hatásaival kapcsolatosan szerintem jelenleg nincs tudományos konszenzus. A talajokkal ill. a tájfoltokban lejátszódó folyamatokat érintő megállapításokhoz elsősorban a vas vegyértékváltásaira vonatkozó szakirodalmi forrásokat tartottam mérvadónak.



30 ábra. Ceglédbercel Mocsárrét mintaterület. **A** = tájablak tájmozaikja. **B – J** a térképvázlaton elhelyezkedő pontok környezete



31 ábra. Ceglédbercel Mocsárrét mintaterület M4- M0 toposzekvencia környezete



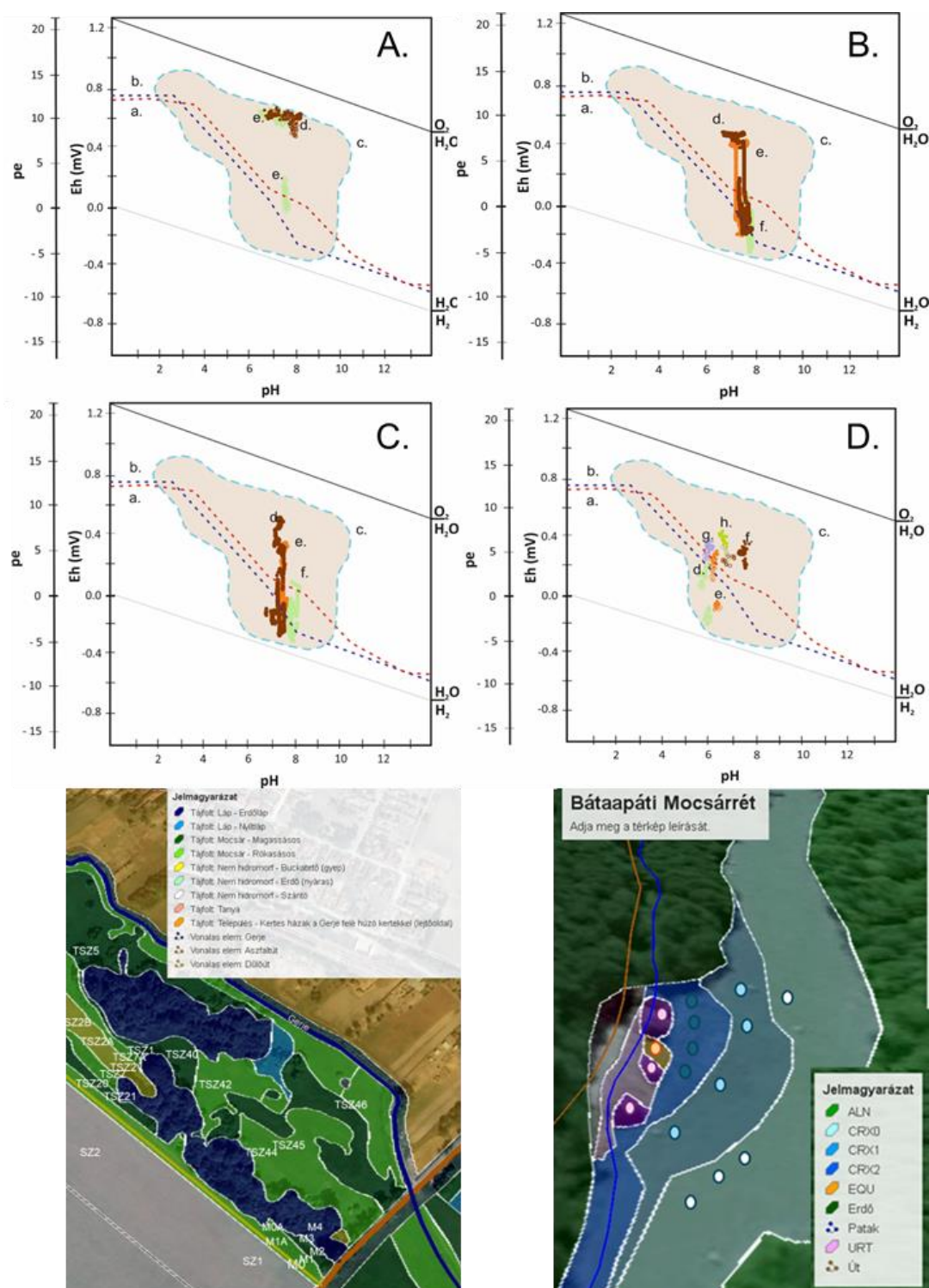
32 ábra. Bátaapáti Mocsárrét mintaterület. **A** = tájablak tájmozaikja. CRX0 = Rókasás által uralt mezofil folt (évente kétszer -háromszor kaszált) ; CRX1 = Parti sás által uralt folt (évente kétszer -háromszor kaszált), CRX2 = Parti sás által uralt folt (nem kaszált), URT (csalános), EQU = mezei zsurló által uralt; **B – F** = tájmozaikot bemutató képek, **G - H** = egy mederkotrás után felszínre kerülő sás gyöktörzsből szivárgó vas.

A Ceglédbercelen és Bátaapátiban megfigyelt és vizuálisan is lehatárolható térbeli egységekben különböző redoxviszonyokat figyelhettünk meg (33. ábra). A hasonló méréssűrűséggel és vertikális kiterjedéssel rendelkező ceglédberceli mintaterületen (33/A-C. ábrák) egyértelműen látszik a hidromorf és a nem hidromorf területek közötti különbség. A redox viszonyok a hidromorf ásványi talajok a feltalajában és altalajában is széles Eh tartományban mozognak (B és C alábbiak). Az általunk vizsgált területen a talajképző kőzet homok, ezért a hidromorf – nem hidromorf átmenet nagyon éles. A TSZ7 kódon futó mezofil gyepnek tűnő sáv nem egy önálló tájfolt/ökotóp, hanem valójában egy *ökoton*, melyben a feltalaj már a xerofil gyep feltalajának jellegzetességeit hordozza, az altalaj a viszont a vas (II)- vas (III) fázisváltozásai körül intenzíven ingadozó redox viszonyokkal rendelkezik (33/A. ábra „e” jelű pontok). A redoxviszonyok a talajszelvény fiziognómiájában, egészen pontosan a vasfelhalmozódási szint kialakulásában is megmutatkozik (30/G. ábra TSZ7 szelvény).

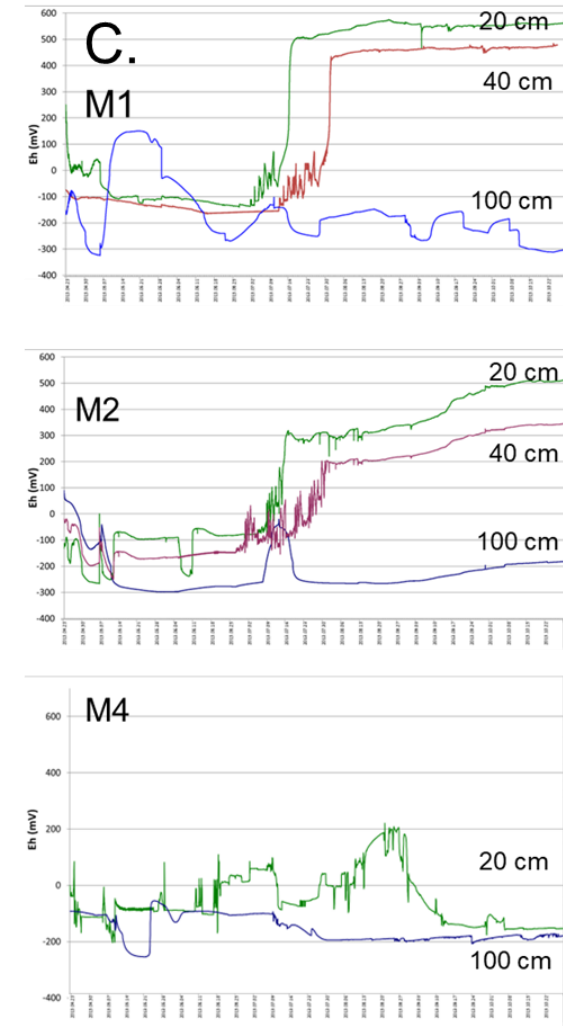
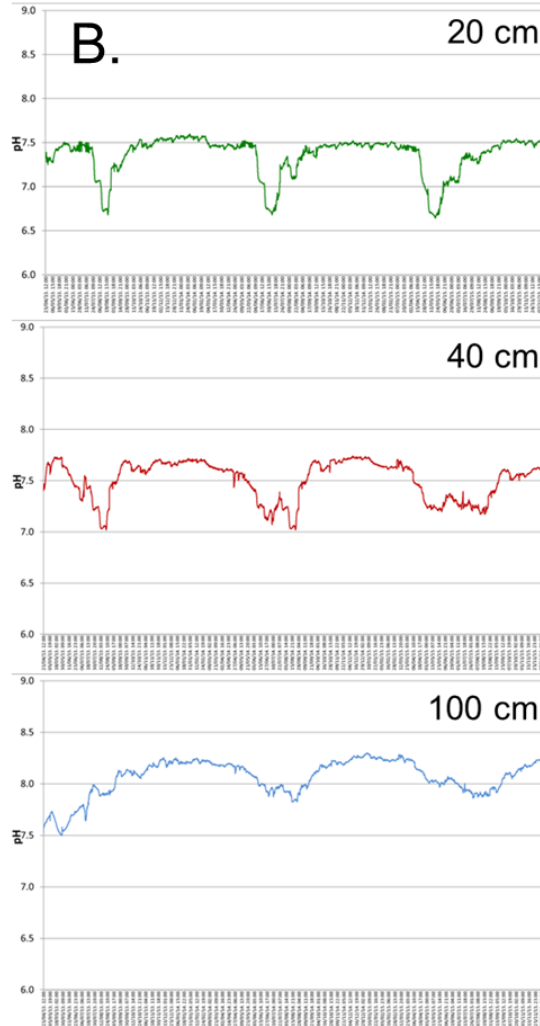
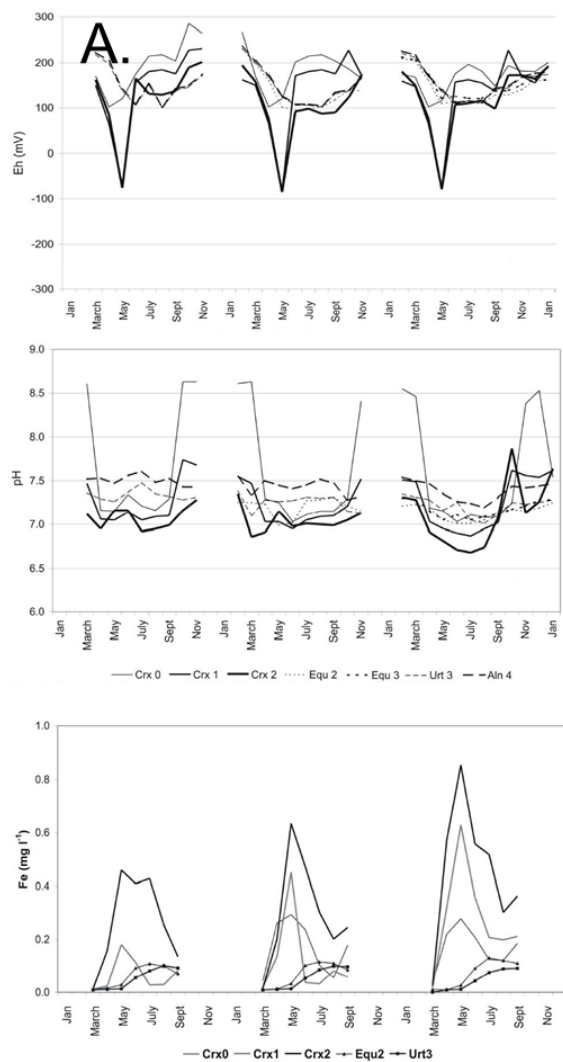
A 33 és 34. ábrákban bemutatott Eh és pH értékeket tisztán talajparaméterként is lehet értelmezni, de azok valójában a tájfoltokra/ökotópokra is jellemző talajkémiai paraméterként értelmezendők. Ennek oka pedig az, hogy a különböző területi egységek feltalajaiban megfigyelhető redox értékek közötti különbségeket nem önmagában a vízhatás erőssége (ill. annak különbsége) alakította ki, hanem az az edényes növényzet mintázataihoz igazodik. A CRX1, CRX2, EQU, URT jelű foltokban a hidromorfia erőssége gyakorlatilag azonos, a területi egységek a domináns növényfajokban (sás vs. zsurló vs. csalán) különböznek. Sőt ezen túl a kétféle parti sásos (CRX1 és CRX2) tájfolt lényegében az emberi tájhasználat hatására (kaszálás, ld. 32. ábra) vált el egymástól.

A kaszálás meglétének a tájfoltképző hatása Ceglédbercel Mocsárréten szintén megfigyelhető. Jóllehet egyes esetekben a kaszálást a jelentősebb vízhatás gátolhatja, de ezt az emberi tevékenységet olykor egyszerűen a gépekkel való nehezebb megközelíthetőség idézi elő. A redoxviszonyoknak nemcsak területi, de jellegzetes évszakos mintázatuk is van (34. ábra). Az Eh éves dinamikájának karakterisztikája növényzetfüggő, ámde a mintavételi terület földrajzi helyzetétől független! A Bátaapáti (CRX1 és CRX2) és Ceglédbercel (M1 és M2) parti sásos foltok feltalajaiban az Eh és pH értékek lényegében ugyanazt az évszakos mintázatot mutatták mindkét terület feltalajában (Szalai, 2008; Szalai és mtsai., 2021). A különbség lényegében a két mérés technika közötti eltérő adatsűrűsége vezethető vissza. A talajprofilok mélyebb szintjeiben lejátszódó folyamatokról csak a Ceglédbercel Mocsárrét mintaterületen vannak adataink. A felső 40 cm-ben a pH viszonyokat egyértelműen a növényzet (gyökértevékenysége) szabályozza. A növényzet pH-ra gyakorolt hatása még ennél mélyebben, a 100 cm-es mélységben is kimutatható, de az ingadozások intenzitása sokkal elnagyoltabb (34/B. ábra). A pH -hoz hasonlóan a talaj Eh értékek is jelentős évszakos ingadozást mutatnak, mitöbb ennek a kémiai paraméternek az évi menetei is ökotóp/tájfolt specifikusak. Amíg a sásos foltokban pH éves menete a növény fenofázisához kötődik, addig az Eh értékének dinamikáját a talajvíz mélysége (ill. a vízborítás megléte) és a növényi fenofázis együttesen alakítja (34/C. ábra). A sásos foltokban a talajvízszint késő őszi megemelkedésétől az április/májusi időszakig erősen redukzív viszonyok jellemzőek, majd az alászálló talajvízzel a feltalaj oxidatív válik. A növényzet hatásának kiemelt fontosságát ebben a folyamatban az jelzi, hogy az Eh értékek nem lineárisan, hanem erősen fluktuálva emelkednek. (Ld. kicsit később).

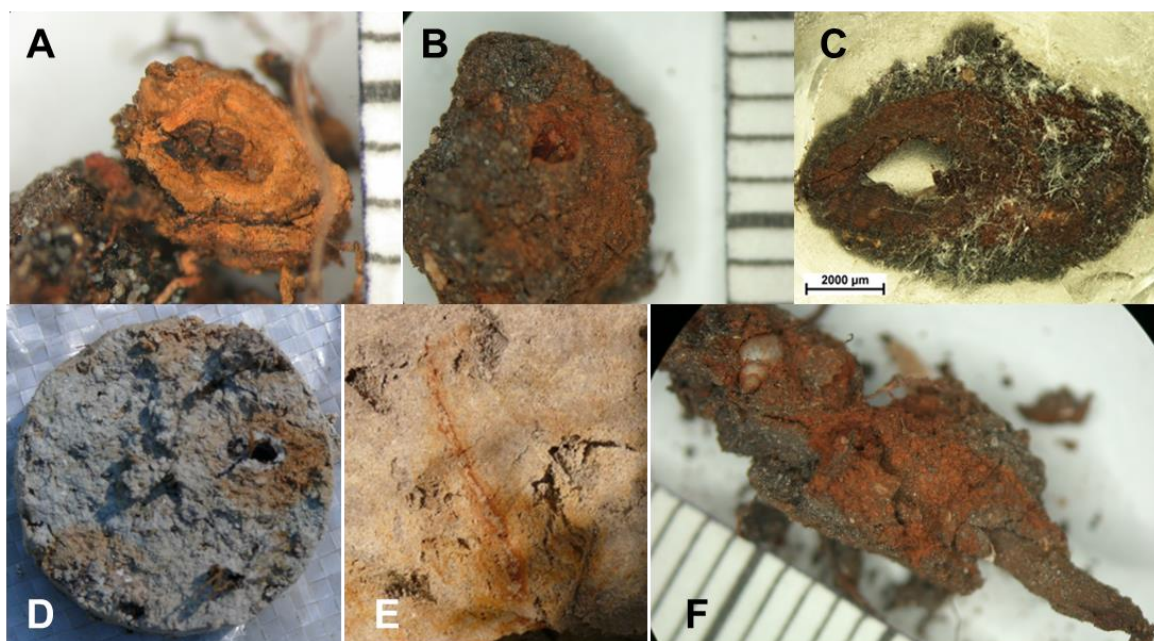
Az edényes növények talajkémiai paraméterekre gyakorolt hatásának szemmel látható nyomai is vannak (35. ábra). Az általunk vizsgált réti talajokban a vassal kapcsolatos folyamatok egyértelműen a gyökerek köré rendeződnek. Mivel a sások gyökerei több talajszintet is gazdagon átszőnek, így az általuk kialakított talajkörnyezet a gyökerekkel átszőtt talajszint(ek) jelentős részére is kiterjed. (Megjegyzendő, hogy ez valójában a nitrogén, a mangán és a szénre is igaz, csak azok nyomai sokkal kevésbé látványosak.) A feltalajban a pH és az Eh ingadozása egyszerre felel a vas redukálódásáért, ill. feloxidálódásáért.



33. ábra. Tájfoltok talajainak redoxviszonyai. Mindegyik alábrában *a* = vas fázisváltás $\text{FeOH}_3 - \text{Fe}_3(\text{OH})_8$, *b* = vas fázisváltás ferrihidrit és sziderit között, *c* = talajokra jellemző redoxviszonyok; **A./** Ceglédbercel tájblak *e* = TSZ2 (xerofil gye) 20 cm (teli kör) és 60 cm (üres kör), *f* = TSZ7 (üde gye) pontokban 20 cm (teli kör) és 40 cm (üres kör); **B./** Ceglédbercel kaszált rókasásos (M1): *d* = 20 cm, *e* = 40 cm, *f* = 100 cm; **C./** Ceglédbercel nem kaszált parti sásos (M2): *d* = 20 cm, *e* = 40 cm, *f* = 100 cm; **D./** Bátaapáti talajok 20 cm-en: *d* = nem kaszált parti sásos (CRX2), *e* = kaszált parti sásos (CRX1), *f* = kaszált rókasásos (CRX0), *g* = mezsei zsurlós (EQU), *g* = csalános (URT)



34. ábra. Redoxviszonyok évszakos és éves menete. **A./** Az Eh, a pH és az oldott vas koncentrációjának havi értékei 2003-2005 között Bataapáti Mocsárrét tájablak pontjaiban; **B./** A pH menete 10 perces felbontású adatok alapján 2012 és 2014 között a Ceglédbercel M1 pontban; **C./** Az Eh éves menete Ceglédbercel M1-M4 toposzekvencia mentén 10 perces felbontású adatsor alapján, 2012. március 30. és 2012 október 30. között.



35. ábra. Vaskiválások a gyökerek körül. **A-C, F./** Lapos réti talajok 0-10 cm-s O (?) H (?) szintjeiben a zömmel háromértékű vasat tartalmazó ásványok a gyökerek körül csapódnak ki. Ebben a környezetben a pH és az Eh értékek egyszerre csökkennek; **D./** M2 100 cm-en a parti sás gyökeréből származó exudátumok redukáló hatása reduktív zóna alakul ki. A rizoplántától távolodva az aerenchimákból származó oxigén feloxidálja a kétértékű vasat; **E./** A gyökérsavak a humuszos homokban is gyorsítják a mállást. (A, B, C, F képek szerzője Ringer Marianna)

A gyökérzet nemcsak a vas kicsapódására, hanem épp ellenkezőleg, a vas oldatban maradásra is hatással van. a vas oldhatósága jelentős évszakos ingadozást mutat (34/A. ábra), aminek olykor szemmel látható nyoma is lehet (32/G, H ábrák). Amint azt a 35/D, F ábrák (a mérési rekordokon túl) is bizonyítják, a gyökérzet a szolum alatt is befolyásolja a kémiai viszonyokat, jöllehet ez a hatás a szolumhoz képest elhanyagolható.

Az edényes növények jelentőségét a területen végzett kaszálásos és taposásos kísérlet is bizonyítja (36. ábra). A kaszálást háromféle talajvízszintnél, a taposást pedig a talajvíz mélybeszállásakor végeztük el. **A kaszálás hatására** a talaj Eh és pH viszonyok tekintetében az alábbi megállapításokat tehetjük:

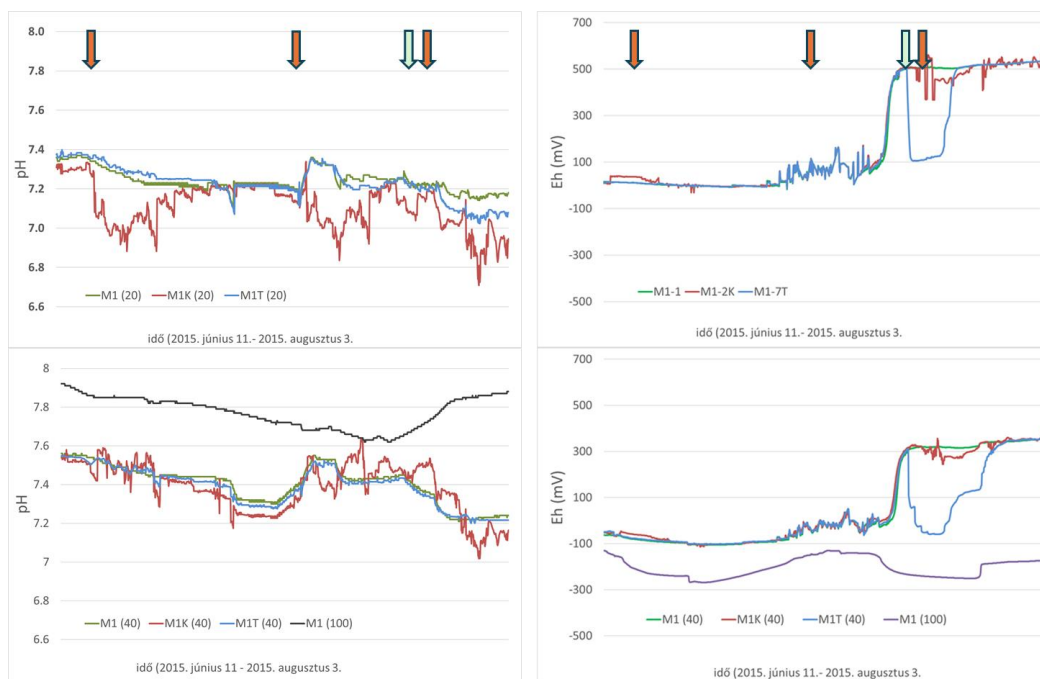
- **20 cm-es mélységben:** A kaszálás hatására a vízborított, a teljesen vízzaturált és a szabadföldi vízkapacitáshoz közeli talajállapotban is erősen ingadozóvá válik a talaj pH. A kilengés rendszerint egy rövid idejű és csekély alkalikus elmozdulást követően a savas irányban történő kb. 0,4 pH egységnyi (fluktuáló) elmozdulást jelent. A kaszálást követően a talaj kémhatása a nem kaszált foltokéhoz emelkedik, szintén erősen ingadozó módon.
- **40 cm-es mélységben:** A kaszálás hatása ebben a mélységben is kimutatható, ám a pH érték érdemben nem változik. A kaszálás hatását csak a talaj pH ingadozása jelzi.
- **100 cm-es mélységben:** mélységben a kaszálás hatása talaj pH-ban már nem mutatkozik meg.
- A kaszálás **a talaj redoxpotenciáljára (Eh)** a vízzel telített talajállapotok idején nem volt kimutatható hatással.

- A kaszálás a szabadföldi vízkapacitásban levő talajállapot esetében az Eh értékekben is fluktuációt idézett elő és ez a hatás még 40 cm-en is kimutatható volt.

A taposással a talaj Eh és pH viszonyaira az alábbi hatásokkal volt:

- **Késő tavasszal**, a talajvíz mélybeszállásakor, és ezzel együtt a talaj száradásakor az Eh fluktuálva kezd emelkedni, a fluktuáció az Fe(II) - Fe(III) fázisváltás határértéke környékén történik meg. A talajban megfigyelhető vaskiválások erre a jelenségre vezethetők vissza.
- **A talajvíz mélybeszállását követően** kialakuló aerob talajkörnyezet mellett végzett taposás hatására mind a 20, mind a 40 cm-es mélységben jelentősen reduktívabb talajkörnyezet jön létre. Az Eh érték változás mértéke a nitrifikációra, a vas és a mangán redukcióra is hatással van (Dušek és mtsai., 2008b; Korom, 1992).
- **A 100 cm-es mélységben** a taposás hatása az Eh értékekben már nem kimutatható.
- **A taposás hatása a felső 20 cm-en** kb. másfél – két hét alatt múlik el.
- **A taposás hatása a 40 cm-es mélységben** a taposás mentes viszonyok kb. 3-4 hét alatt áll helyre.

A redox viszonyok változása terepi tesztek alapján is nyomon követhető. A „dipiridil teszt”, ill. annak erőssége a talajban uralkodó redox viszonyok egyfajta tükre, mely a szilárd fázis vizsgálata alapján ad információt az Fe(II) jelenlétéről. A 6.4 fejezetben részletesebben bemutatott M1 és M2 kódú réti talajok (ld. később, 41. ábra) „A” szintjei a WRB terminológia szerint „oximorphic” jegyeket hordoznak magukon, azaz a talajszintek fiziognómiáját háromértékű vas határozza meg. A 34. és 36. ábrákon bemutatott mérések viszont egyértelműen az Fe(II) és Fe(III) egyidejű jelenlétét támasztja alá. A kétértékű vas jelenlétének kimutatására szolgáló dipiridil teszt többé-kevésbé a terepi állomásokon mért redoxviszonyokat igazolták vissza (11. táblázat). Az Fe(II) év első felében mindegyik vizsgált talajszintben kimutatható volt. A talajvíz mélybeszállásával ezen teszt egyre gyengébb reakciót eredményezett, és a legszárazabb időszakban az M1 és M2 szelvények jelentős része nem adott színreakciót. Az ősz folyamán, az alulról megemelkedő talajvízszint ismét



36. ábra. A 2015. június 11. és 2015. augusztus 3. között kivitelezett kaszálós és taposós kísérlet pH (bal oldalon) és Eh (jobb oldalon) 10 perces felbontású adatsorai. Kísérlet helye Ceglédbercel Mocsárrét M1 pont környezete. Az M1 mögötti számok az érzékelő cm-ben megadott mélységét jelzik; K = kaszált terület; T = taposott terület; a kék keretes piros nyílak a kaszálás időpontját jelzik, a kék keretes zöld nyíl a taposás időpontját jelzi.

Az ún. gyorsan változó paraméterek témakört lezárva említést kell tenni a talajoldatban mérhető elemek összetételéről, ill. ezek változékonyságáról. A redoxviszonyok elsődleges tükre talajoldat oldott vastartalma, ami a vizes környezetekben jelentős ingadozást mutathat. Bátaapáti Mocsárrét mintaterületen ez a két *parti sásos* (CRX1 és CRX2) foltra volt jellemző, de kisebb mértékben mindegyik tájfoltban megfigyelhető volt (34/A. ábra). Ceglédbercel Mocsárréten több talajszintben is elvégeztük ezt a vizsgálatot, ami alapján kimutattuk, hogy a talajvíz oldott vastartalmának éves ingadozása talajszintenként változik. A legjelentősebb ingadozást a legfelső oximorphic és a vasfelhalmozódási szintek mutatnak, míg a redox ingadozások szempontjából „nyugalmasabb” talajszintekben az oldott vastartalom éves ingadozása is csekélyebb (12. táblázat). A vizsgált elemek közül még a vegyértékváltó mangán időbeli ingadozása (szórása) jelentős. A négy kicserélhető bázis közül mindegyik időbeli ingadozása is magas, melyek közül a kalciumé a pH ingadozásával magyarázható.

6.3. A hosszútávon ható specifikus talajképző folyamatok (SPP) által kiváltott mintázatok megjelenése az ásványi és szerves fázis tulajdonságaiban – a domborzat, a vízhatás és az emberi tevékenységek szerepe

Lin (2011) értelmezésében a rövid időtávon ciklikusan ingadozó paraméterek egyfajta trendet rajzolnak ki, melyek összeadódva (kumulálódva) az ún. hosszútávú talajképző folyamatokban nyilvánulnak meg. Ezek azok a folyamatok, amelyek végeredményben az „ún.” diagnosztikai paraméterekben és az általánosan vizsgált talajtulajdonságokban is tetten érhetünk. Az előző (6.2) fejezetben bemutatott Poubraix diagrammokba illesztett Eh és pH adatsorok (33. ábra) is bizonyítják, hogy a Ceglédbercel Mocsárrét tájablak mozaikjában a lápi, mocsári és nem hidromorf dinamikájú területek talajaiban a gyorsan változó környezeti paraméterek más-más trendeket követnek, aminek eredményeként a területen kialakult talajok három különböző talaj főtypusba, ill. WRB értelmezésében RSG-be sorolhatók. A legmagasabb helyzetű területeken homoktalajok (hazai talajosztályozás szerint humuszos homok, ill. csernozjom jellegű homoktalaj; WRB alapján Arenosol), a mocsári dinamikájú területeken réti talajok (WRB szerint Gleysol), végezetül a legmélyebb területeken láptalajok (a fákkal benőtt területeken mocsári erdők talajai, WRB alapján Histosol) találhatók. A három különböző talajtypussal jellemezhető területen különböző növényzeti foltok/területhasználat található:

- A legmagasabb területeken (homoktalajok) xerofil gyepon kialakult kaszálórét és szántó található (30/H. és 30/J. ábrák.);
- A mocsárréti dinamikát mutató réti talajokon kaszált és kaszálatlan gyepek (rókasásos, parti sásos) vannak. A lápokkal határos széleken nem kaszált parti sásos és nádas található (31. ábra).
- A talajok alapján lápi dinamikájú területeken nádasok és fehér nyár által dominált fás foltok a jellemzők. A későbbiekben nyilvánvalóvá vált, hogy a kaszált sásos egy része alatt (30/B. ábra) is láptalaj található. A jelenség az egész Homokhátra jellemző talajvízszint csökkenésnek köszönhető kiszáradási folyamatra (lápok kotusodása) vezethető vissza. Ennek tárgyalása a geoökológia (és talajtan) egy másik tényezőjének, az időnek a tájváltozási folyamatokban betöltött szerepét feszegeti, amelyről a 6.4. fejezetben lesz szó.

Kérdésként fogalmazódhat meg, hogy jelen időszak talajtulajdonságaiban a geomorfológiai helyzet, vagy a tájhasználat (ebben az esetben inkább tájfolt használatról kell beszélni), esetleg más emberi hatások játszanak szerepet? Ehhez kapcsolódóan tisztázni kell, hogy a területi különbségek mely talajparaméterekben idéztek elő változásokat. Ennek feltárására a területen végzett általános mintavételezés (30. ábra) pontjaiban gyűjtött talajminták főbb ásványi és szerves paraméterei alapján (1. melléklet) főkomponens analízist (PCA) végeztünk. A főkomponens analízist az összes mintára,

szalai.zoltan_272_24

ill. feltalaj-altalaj bontásban is elvégeztük. Ugyanezen bontásban és ugyanezen paraméterek alapján euklideszi távolságon alapuló hierarchikus osztályozást végeztünk. A csoportképzést varianciaanalízissel és post-hoc Tukey-tesztel ellenőriztük. Az adatok normál eloszlását Shapiro-Wilk teszttel ellenőriztük (McKillup és Dyar, 2010; Podani, 1997).

11. táblázat. A Fe(II) jelenléte és szezonális ingadozása 2013 év során - α - α dypiridil (2,2'-Bipyridine) teszt alapján: (+) = nagyon enyhe színreakció, + = világos rózsaszín, ++ = piros, +++ = mélyvörös, - = nincs színreakció, n.d = nincs adat

Talaj	Szint	Mélység (cm)	2,2'-Bipyridine teszt – Fe(II)					
			Máj	Jún	Július	Aug.	Szept.	Okt.
Gleysol M1	Ah	0-10	+++	+	+	+	+	++
	Alhc	10-35	++	n.d.	+	+		++
	Al	35-45	+++	++	++	++	-	++
	Cl	45-75	+	n.d.	+	-	-	(+)
	2Heb	75-100	+++	+++	++	+++	++	++
Gleysol M2	H	0-10	+++	+++	+++	+++	+++	+++
	Ahc	10-20	+	n.d.	+	+	-	-
	Ac	20-35	++	++	+	(+)	-	-
	Bcl	35-45	++	n.d.	(+)	-	-	-
	Cck	45-70	+++	n.d.	(+)	-	++	++
	Clk	70-120	+++	+++	++	++	+++	+++

12. táblázat. A pórusvíz főelem tartalma (-80 hPa vákuum szívóerő alkalmazásával kinyert talajoldatból); n = 12, mintavétel időpontjai: 2015. május, június, október. átlag $\pm$ szórás.

Talaj	Szint	Mélység (cm)	Fe ²⁺ (mg L ⁻¹)	Mn ²⁺ (mg L ⁻¹)	Ca ²⁺ (mg L ⁻¹)	Mg ²⁺ (mg L ⁻¹)	Na ⁺ (mg L ⁻¹)	K ⁺ (mg L ⁻¹)
Gleysol M1	Alhc	20	5.62 $\pm$ 0.49	1.39 $\pm$ 1.01	216 $\pm$ 22.1	68.5 $\pm$ 12.0	43.6 $\pm$ 4.57	0.13 $\pm$ 0.02
	Al	40	0.87 $\pm$ 0.52	3.01 $\pm$ 0.59	174 $\pm$ 24.8	50.0 $\pm$ 3.20	39.5 $\pm$ 8.34	0.22 $\pm$ 0.09
	Cl	70	0.51 $\pm$ 0.05	0.05 $\pm$ 0.02	178 $\pm$ 5.4	54.7 $\pm$ 5.21	42.6 $\pm$ 5.71	0.16 $\pm$ 0.05
Gleysol M2	Ahc	20	4.49 $\pm$ 1.39	1.32 $\pm$ 0.18	196 $\pm$ 40.0	59.6 $\pm$ 39.9	46.5 $\pm$ 4.27	0.41 $\pm$ 0.19
	Bcl	40	0.50 $\pm$ 0.13	0.87 $\pm$ 0.39	187 $\pm$ 8.18	81.8 $\pm$ 8.18	47.3 $\pm$ 6.91	0.23 $\pm$ 0.05
	Clk	100	10.9 $\pm$ 0.21	1.71 $\pm$ 0.69	211 $\pm$ 17.2	57.4 $\pm$ 17.2	44.0 $\pm$ 3.90	0.42 $\pm$ 0.14

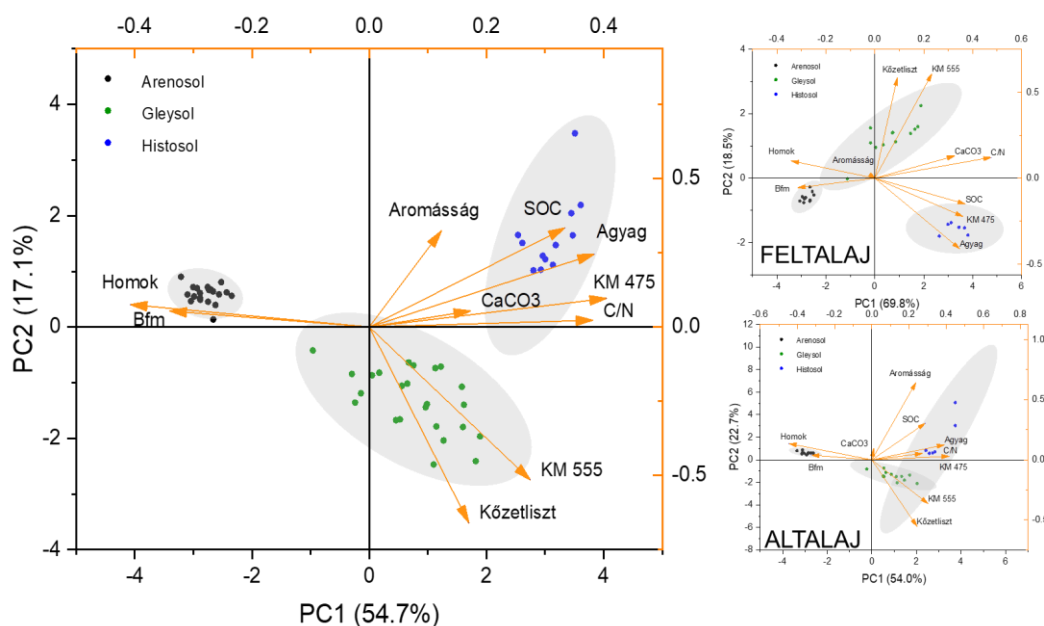
A mintaterületen a szolum egészét tekintve a három talaj főtípus (Stefanovits és mtsai., 1999), ill. WRB alapú referencia talajcsoport (WRB, 2022) az általunk vizsgált tulajdonságok alapján is elkülönül egymástól. A legtöbb paraméter az első főkomponens (PC1) szerint válik el. Feltűnő, hogy a homoktalajok nagyon kompakt csoportot alkotnak. A területhasználatban levő különbség (kaszáló vs. szántó) ezen a szinten (azaz vizsgált tájablakban vannak hidromorf területek) nem jelenik meg a talajtulajdonságok terén (37. ábra).

- A három azonosított csoport az SOM mennyisége alapján tisztán elválik egymástól. A láptalajok esetében ez a talajtípus definíciójából is ered, de ez a paraméter értelemszerűen a réti és a homoktalajok csoportja között is határozott elválást jelent.
- A talaj szerves anyag minőségi paraméterként használt C/N arány az SOM mennyiségénél is erősebb csoportképző elem. A talajfejlődéssel kapcsolatos elméleti kérdésként vetődhet fel a C/N arány szerepe a szerves talajok kialakulásában. Azaz a réti talaj (Gleysol) vs láptalaj (Histosol) kialakulása kizárólag a vízhatás erősségére vezethető vissza, vagy abban szerepet játszik-e az edényes növények szerves anyagának C/N aránya?
- Az SOM aromássága tekintetében érdekes módon nem a homoktalajok válnak el a hidromorf talajoktól, hanem a réti talajok (Gleysol) a láptalajoktól (Histosol).
- Az ásványi fázisra fókuszálva a Homokhát peremén evidensnek tűnhet a homokfrakció arányának csoportképző szerepe. Az viszont kevésbé evidens, hogy a réti talajok és a láptalajok csoportja a kőzetliszt (PC2), ill. az agyagfrakció (PC1) tekintetében is elválnak egymástól.
- A talaj szöveti differenciációjával kapcsolatban a szakirodalomban nem találtam adatot arra, hogy a 475 nm -es csúcsot mutató Fougerite-csoport ásványai, valamint a Ferrihidrit egyértelműen a finomfrakcióhoz kötődnek (ez egyébként logikus). Méréseink alapján az 555 nm hullámhosszra jellemző Goethit inkább kőzetliszt frakcióhoz kötődik. Ez utóbbi állítás - a transzmissziós elektronmikroszkópos vizsgálatok alapján- önmagában biztosan nem állja meg a helyét.
- A három talaj főtípus karbonáttartalmában is élesen elkülönül egymástól, aminek oka a területre jellemző mezofaunára vezethető vissza, és a jelenséget a 6.4 fejezet tárgyalja.

A talajok legfelső 10-20 cm-es vastagságú rétegére fókuszálva a talaj főtípusok / RSG által alkotott csoportok még mindig elkülönülnek egymástól és összességében az előző bekezdésben megfogalmazottak is érvényesek. Az altalaj esetében a réti talajok és a láptalajok közötti különbség elmosódik, a két talajcsoport konfidencia intervallumai átfednek egymással.

- Az SOM aromássága a feltalajban nem játszik szerepet a csoportképzésben, a szolum aljánál viszont a z egyik legmeghatározóbb paraméter a réti (alacsonyabb) és a láptalajok (magasabb) között.
- Az aromássággal ellentétesen a karbonáttartalom a feltalajban csoportképző, míg a humuszban gazdag szint aljában nem mutat területi különbözőséget.
- A várakozásoktól némileg eltérően a vasásványok paraméterei a feltalajban és az altalajban egyaránt jelentős területi varianciát mutatnak.

A PCA analízisben felhasznált adatok alapján elvégeztük a terület talajainak hierarchikus osztályozását is. Az osztályozás alapján tisztább képet kapunk az egyes talajok egymáshoz való kapcsolatáról. A három főtípus tisztán a felső 10-20 cm-es szint alapján különülnek el (38. ábra).



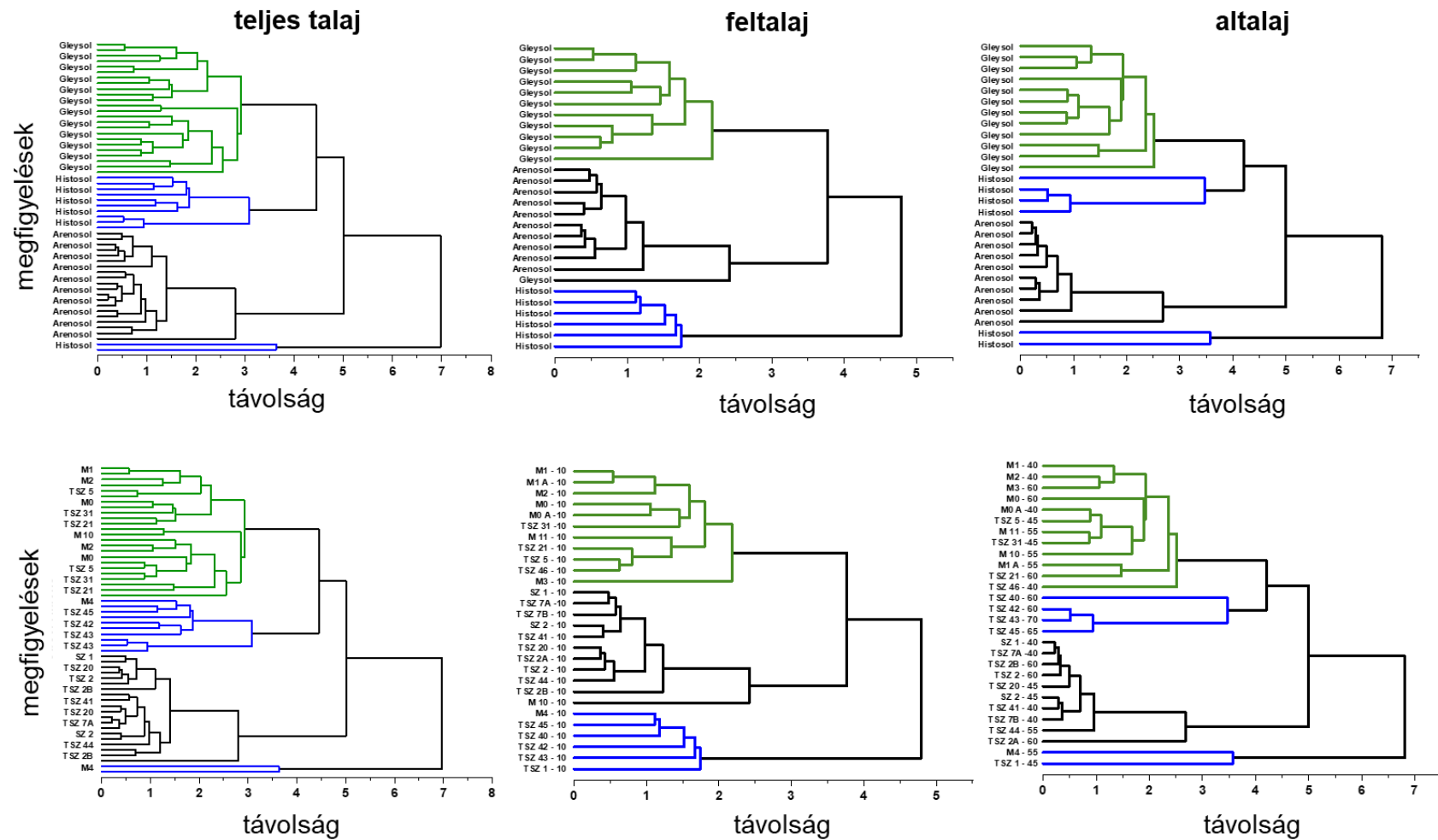
37. ábra. A ceglédberceli mintaterület talajainak csoportjai a tulajdonságok főkomponens analízise alapján. Arenosol = Homoktalaj; Gleysol = Réti talaj; Histosol = Láptalaj. A PCA biplot szürke foltjai a csoportokhoz tartozó konfidencia intervallumokat jelzik. FELTALAJ = felső 10-20 cm-es rétegből gyűjtött minták alapján; ALTALAJ = a humuszos szint legaljáról gyűjtött minták alapján.

A talaj főtipusok az ásványi talajok közé tartozók vannak egymással közelebbi kapcsolatban még a felső 10-20 cm-es réteg alapján, ahol egyes réti talajok legfelső Ah, ill. H szintjeinek SOC tartalma a 18%, m/m körül mozog! A növényzeti foltoknak, ill. a kaszálás meglétének, ill. meg nem létének nincs szerepe a talajok felső 10-20 cm-es rétegének egymáshoz való viszonyában.

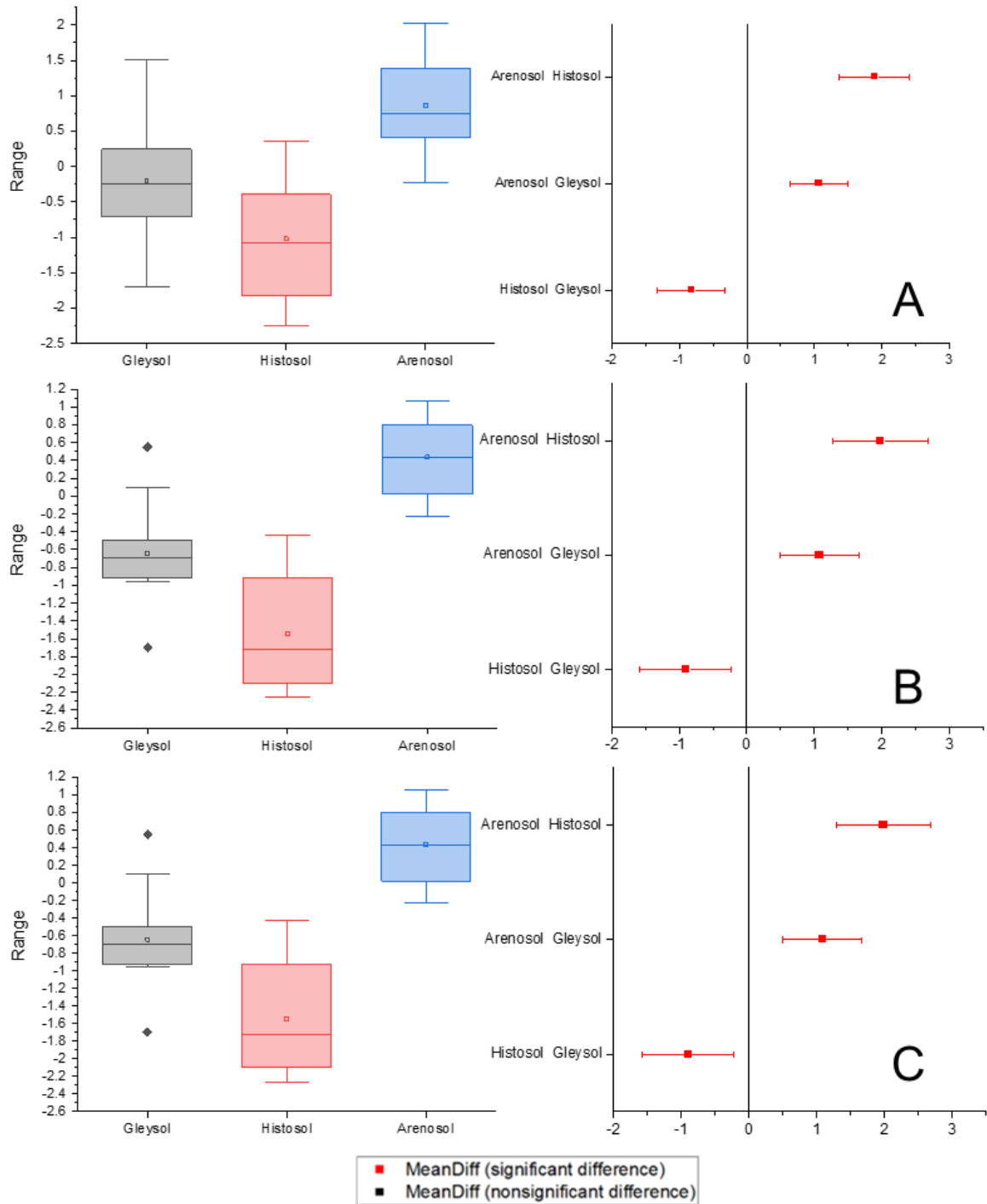
Az humuszos szint legalja alapján a számolt hierarchikus fa a feltalajhoz hasonló mintázatot mutat. Az eltérést az összes altalajtól élesen elkülönülő M4 és TSZ1 láptalajok jelentik, amelyeknél a humuszos/tőzeges szint alatt közvetlenül lápi mésztalaj található. Ennek hatása a talaj egészére számított fában is megmutatkozik.

A PCA és a hierarchikus fák által felállított csoportok közötti különbségek szignifikanciáját varianciaanalízissel (ANOVA) és post-hoc Tukey teszttel ellenőriztük. Összességében a vizsgált talajok a minták egésze, ill. a „feltalaj”-ból és „altalaj”-ból gyűjtött minták alapján is szignifikánsan különböznek egymástól. A területhasználatnak (pl. a láptalaj esetében kaszált sásos vs. nádas, ill. a homoktalajok esetében szántó vs. kaszált gyepek). nincsen semmiféle csoportképző szerepe.

A területhasználat talajparaméterekre gyakorolt gyenge hatásának oka kérdéses. Az egyik lehetséges válasz a jelenlegi területhasználat korára vezethető vissza.



38. ábra. A ceglédberceli mintaterület talajainak hierarchikus klaszterei. (Euklideszi távolságok alapján számított, centroid alapú fák) Fekete = Karbonátos humuszos homoktalaj (Arenosol); Zöld = Réti talajok (Gleysol); Kék = láptalajok (Histosol).

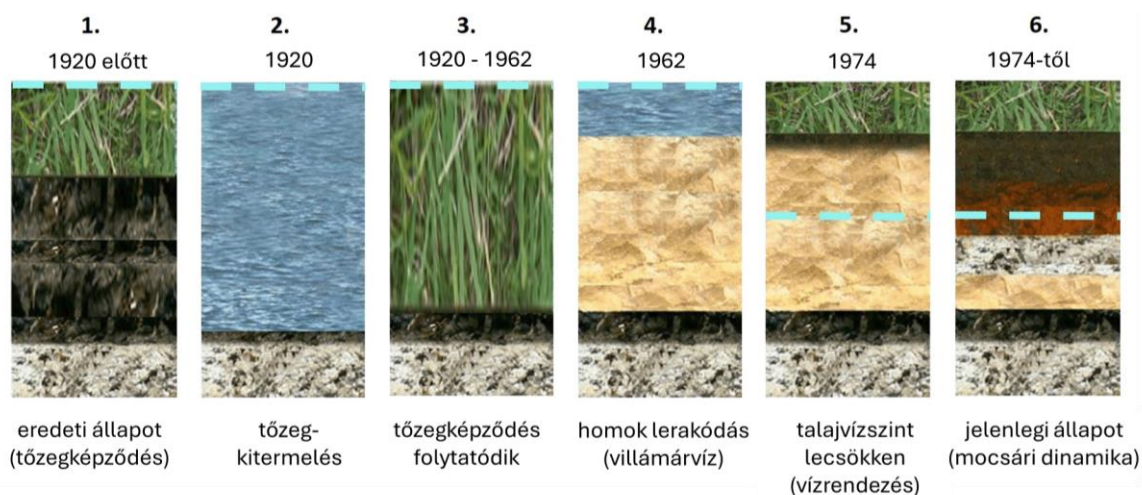


39. ábra. A ceglédberceli mintaterület talajainak csoportjai varianciaanalízis (ANOVA) alapján. Az eltérések szignifikancia ($p < 0,05$) Tukey-teszt alapján. A = össze talajminta; B = felső 10-20 cm-ről gyűjtött minták alapján; C = humusos (tőzeget) szint legaljáról gyűjtött minták alapján.

6.4. A természetes és ember által kiváltott tájváltozási folyamatok hatása az ásványi és szerves fázisok fejlődésére – az idő szerepe

6.4.1. A terület tájtörténetének rövid összefoglalója és a részletesen tanulmányozott talajok bemutatása

A Ceglédbercel Mocsárrét mintaterületen az Sz1 – M2 transzekt mentén három talaj fejlődése nyomán nyomon követhető az idő szerepe a tájváltozási (és ezzel együtt a talajfejlődési) folyamatokban, mivel a terület tájtörténete viszonylag jól dokumentált (Timár és mtsai., 2010). A múlt század húszas éveitől a terület legmélyebb részein intenzív tőzegképződés volt jellemző. 1920-ban a jelenlegi legmélyebb területeken a tőzeget kitermelték és a területen nyílt vízfelületek alakultak ki, melyekben ismét intenzív tőzegképződés kezdődött. Ez a folyamat 1962-ig zavartalanul folyt, amikor egy intenzív hóolvadásnak köszönhetően egy olyan extrém villámárvíz alakult ki (Surányi, 1988), ami a környező magasabb területek anyagát is a terület legmélyebb foltjaiba rétegezte le (Szalai és mtsai., 2021). A homokkal borított területeken a tőzegképződés még újraindult, de 1974-ben az Albertirsai szennyvízkezelő telep létesítésekor mélyebbre kotort Gerje talajvízelvezető funkciójának eredményeként⁴ az év nagy részére jellemző vízborítás megszűnt és az a téli félévre korlátozódott (40. ábra). A vizsgálatok befejezése óta a talajvíztükör még mélyebbre szállt és mára (2020-2024) a vízborítás teljesen megszűnt.



40. ábra. A Ceglédbercel Mocsárrét környezeti változásai a 18. századtól napjainkig. A kék szaggatott vonal a jellemző talajvízszintet jelöli. A Habsburg Birodalom katonai felmérései (Timár és mtsai., 2011), a földtulajdonos (Plutzer Lénárd) elbeszélése és Surányi (1988) alapján készült rekonstrukció.

homoktalaj feltalajában a folyamatos talajművelés és a homokos talajszövet okán alacsony az SOM tartalom alacsony. A talajszintek közötti határvonal diffúz. Növényi gyökök csak a felső 20 cm-ben vannak. A talaj kalcium-karbonát tartalma (> 10%) egyenletesen oszlik el, vertikális differenciáció nem kimutatható. A szelvény egésze mentes a hidromorf bélyegektől. A C szintben 1-2 cm átmérőjű krotovinák megfigyelhetők, ami a makrofauna aktivitását tükrözi (41/A. ábra).

⁴ A Gerje valójában ma is belvízelvezető csatornának számít, amit az 1853-ban alapított Gerje-Perje Vízszabályozó társulat hozott létre a terület lápjainak és mocsarainak összekötésével.

13. táblázat. SZ1 - meszes humuszos homoktalaj (referencia)

Mélység	Szint	Leírás
0-20 cm	Ap	2.5Y3/1 gyökerekkel ritkán átszőtt meszes homok; laza, gyengén szerkezetes, aprószemcsés; határozott átmenettel...
20-40 cm	A	2.5Y5/1) gyökerektől mentes meszes homok; enyhén tömődött gyengén szerkezetes; tiszta, fokozatos átmenettel...
40-50 cm	AC	2.5Y5/1; gyökerektől mentes meszes homok; a talaj színe folyamatosan halványul; laza, nagyon finomszemcsés; laza, gyengén szerkezetes fokozatos átmenet a..
50-80 cm	C	2.5Y5/3; meszes homok; elszórtan krotovinák, melyet a feltalajból származó 2.5Y5/1 színű anyag tölt ki; laza, szerkezet nélküli anyag.

Az M1 és M2 pontok talajairól az előző két fejezetben már volt szó. Az M1 20 cm-rel magasabb helyzetű, és már ez a csekély szintkülönbség is hatással a hidromorfia fokára. Az M1 típusos rét talaj (Calcaric Mollic Gleysol (Endoarenic, Epiloamic, Hyperhumic) – WRB2022) általános morfológiai és ezen belül szöveti differenciálódása is jelentős mértékű (41/B. ábra). A víztelítettség következtében legfelső 10 cm-es mélységében „hiperhumuszos” bázistelített (Ah, mollic) szint alakult ki. Az Alc szintet (10-35 cm) szintén a SOM és Fe-oxi-hidroxid dúsulás és jelentős (> 50%) szeplőződés jellemzi. Az Al szint a mélyfekete színe ellenére ásványi talajszint (35-45 cm). Ennek színét nem az SOM, hanem a szemcséket bevonó mangánkicsapódás okozza. A C szint enyhén vasszeplőződött Az eltemetett láptalaj felszínének (2Heb) mélysége 70 és 80 cm között változott (14. táblázat).

Az M2 lápos réti talaj (Calcaric Wapnic Histic Gleysol (Endoarenic, Epiloamic) – WRB2022) (15. táblázat) legfelső szintje ú.n. „szerves talajszint”, melyben változó morfológiai formákban CaCO_3 van jelen. E talaj legfelső ásványi talajszintjét (Alhc) szintén az SOM felhalmozódása, agyagos vályog / iszapos agyag textúra és Fe-oxi-hidroxid dúsulás jellemzi. A 10 cm és 45 cm közötti szint mátrixában a szabad vas oxi-hidroxidok nagy mennyisége jellemző. E szint felső 20 cm-es rétegében vasoxid kiválások, vas-mangán szeplők és vasoxidokkal burkolt gyökércsatornák jelentek meg. Ezen szint alsó határa felé a vasgumók részaránya és ezzel együtt a mérete nő meg). A gyökérsűrűség (a Carex riparia és a Carex vulpina fajokkal) 35-45 cm között volt a legnagyobb. A 45-70 cm-es mélységben (Clek) fehér, finomszemcsés karbonát-felhalmozódási zóna van, melyben számos szabálytalan alakú, különböző méretű karbonátgumó gyakori. A kékes glejes szín a képen szereplő szelvény feltárásakor (2020. júniusa) 70 cm mélység alatt, egy homokos-vályog szövetű szerkezetű szintben jelent meg. Az eltemetett egykori felszínt 120 cm-nél találtuk meg, az eltemetett 2Heb szint vastagsága kb. 50 cm volt (41/C-D. ábrák).

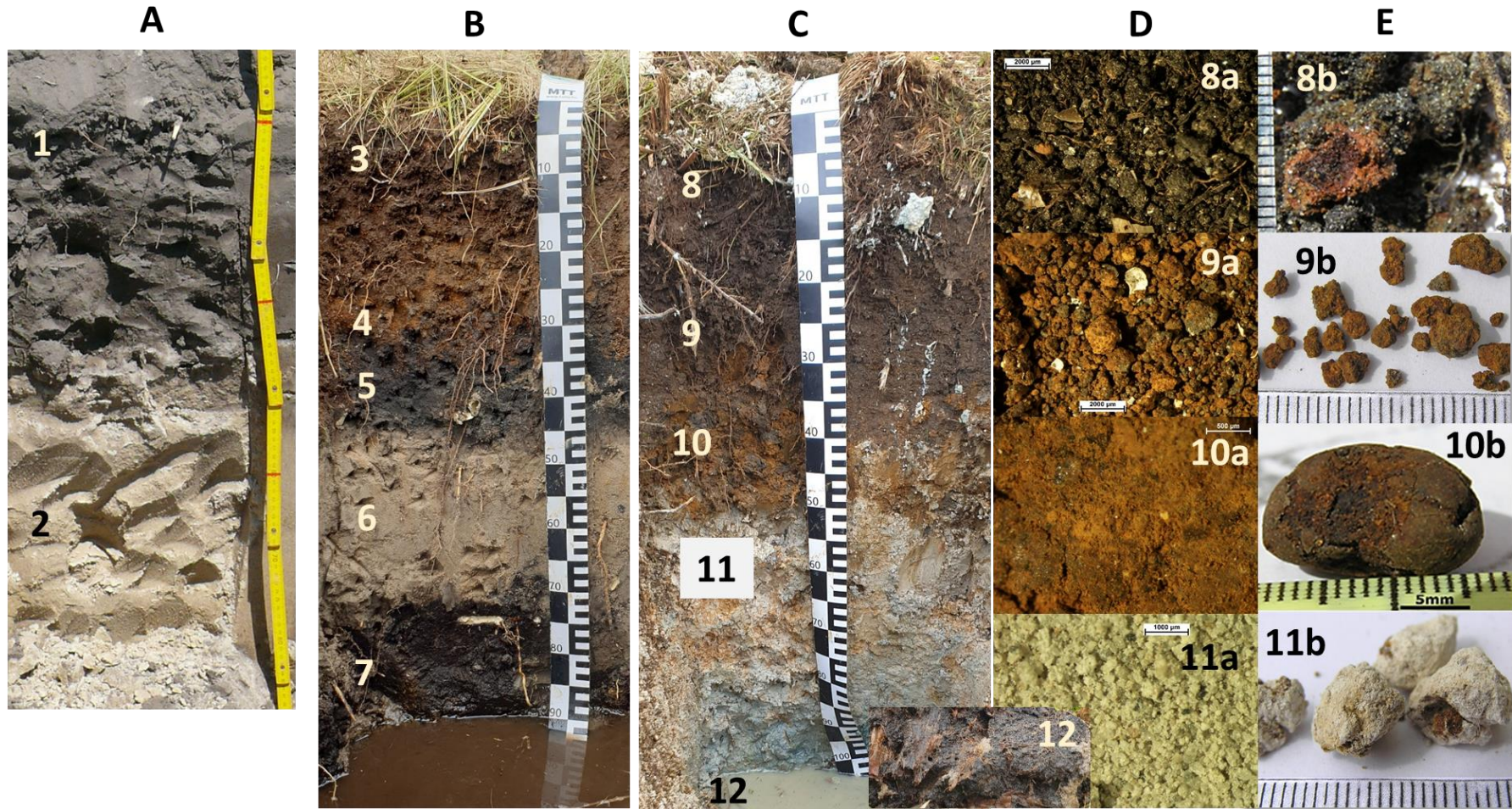
szalai.zoltan_272_24

14. táblázat. M1 - karbonátos típusos réti talaj (Calcaric Mollic Gleysol (Endoarenic, Epiloamic, Hyperhumic) – WRB2022)

Mélység	Szint	Leírás
0-10 cm	Ah	5YR 2/1; mérsékelten meszes; tömődött; közepesen szerkezetes; szemcsés; közepesen szeplőzött (7.5YR 5/8), gyökerekkel gazdagon átszőtt, a gyökerek körül vaskiválások (7.5YR 5/8), határozott átmenet...
10-35 cm	Alhc	7.5YR 2/2; mérsékelten meszes; tömődött; közepesen szerkezetes; szemcsés; erősen szeplőzött (7.5YR 5/8), a sötétbarna színt helyenként fekete váltja; gyökérzettel közepesen átszőtt, a gyökerek körül vaskiválások (7.5YR 5/8), határozott átmenet...
35-45 cm	Al	Fekete színű (10YR 2/1) talajszint; teljes mértékben lebomlott SOM; aggregátumok fekete bevonattal borítva; mérsékelten meszes; közepesen szerkezetes; aprómorzsás; apró kicsiny konkréciók; határozott átmenet...
45-75 cm	Cl	2.5Y5/3 homok; meszes; szerkezet nélküli, laza; éles átmenettel...
75-100 cm	2Heb	Fekete színű (10YR 2/1) eltemetett szerves anyag; elbomlottsága mérsékelt; meszet nem tartalmaz.

15. táblázat. M2 - karbonátos lápos réti talaj (Calcaric Wapnic Histic Gleysol (Endoarenic, Epiloamic) – WRB2022)

Mélység	Szint	Leírás
0-10 cm	Hec	Fekete (7.5YR 2/2) erősen átalakult szerves anyag; finom morzsás; erősen porózus; gyökerekkel igen gazdagon átszőtt (vasoxid kiválásokkal); csigahéj törmelékek; határozott átmenet....
10-20 cm	Alhc	Sötétbarna (7.5YR 3/2) ásványi talajanyag; mérsékelten meszes; tömődött; szemcsés; sötétbarna vasszeplőzött (7.5YR 5/8); gyökerekkel átjárt, a gyökerek körül sötétbarna vaskiválások (7.5YR 5/8); határozott átmenet....
20-35 cm	Alc	Sötétbarna (7.5R 4/6) ásványi talajanyag; mérsékelten meszes; tömődött; szemcsés; nagyon sok sötétbarna vasszeplő (7.5YR 5/8); héjtörmelékek gyökerekkel átjárt, a gyökerek körül sötétbarna vaskiválások (7.5YR 5/8); héjtöredékek; határozott átmenet....
35-45 cm	Bcg	Sötétbarna (7.5YR 5/8) ásványi talajanyag; mérsékelten meszes; tömődött; gyengén szerkezetes; erősen vasszeplőzött (7.5YR 5/6); 2-5 mm átmérőjű vasborsókban Gazdag; határozott átmenet....
45-70 cm	Clck	Világosszürke (10YR 7/2) homok; extrém meszes, gyengén szerkezetes; vasszeplőzött (7.5 YR 5/8); tört, diszorthikus, kerek, karbonát kiválások (2-15 mm átmérőjűek); kevés gyökérzet; éles átmenet...
70-120 cm	Clk	Világosszürke (GLEYS 6/5GY) homok, meszes; szerkezet nélküli, 0.2-0.3 mm kvarc szemcsék; kevert Fe ²⁺ - Fe ³⁺ oxihidroxidok (green rust); éles átmenet...
120-150 cm	2Heb	Fekete (10YR 2/1) eltemetett, mérsékelten lebomlott szerves anyag; nem meszes; porózus, fokozatos átmenet...
150-170 cm	2Hebk	Fekete (10YR 2/1) eltemetett, gyengén lebomlott szerves anyag, a sás és nád anyaga még felismerhető, gyengén meszes, karbonát kiválások.



41. ábra. Az SZ1 meszes humuszos homok, valamint az M1 és M2 pontok réti talajainak morfológiai jellemzői: **A** = humuszos homok (Arenosol) (99,41 m mBf): (1) Ap, (2) C; **B** = típusos réti talaj - M1 (98,42 mBf): (3) Al, (4) Alhc, (5) Alc, (6) C, (7) 2Hel; **C** = lápos réti talaj - M2 (98,03 mBf): (8) Hec, (9) Alc, (10) Bcl, (11) Cclk; **D** = lápos réti talaj (M2) talajszintjeinek mátrix anyaga, valamint az azokban található kiválások (**E**) = (8a) a H szint mátrixának anyaga, (8b) lepidokrokitaiban gazdag vasbevonatokkal, (9a) az Alc szint mátrixanyaga és a (9b) bennük található goethit-ben gazdag vasborsók (11b) szabálytalan alakú vasgumókkal; (10a) a Bcl szint mátrixanyaga és (10b) egy vasgumó ebből a szintből; (11a) a Cck szint mátrixanyaga az ugyanezen szint (11b) diszorthikus kerekded karbonátgumóival; (12). a 2H horizont anyaga a talajvíz alatt.

6.4.2. *A tanulmányozott talajok redoxviszonyai*

A terület redoxkörnyezetéről és ezzel összefüggésben a pórusvíz összetételéről a 6.2 fejezetben már volt szó. A referencia humuszos homokban a talaj pH-értékei 7,4 és 8,2 között mozogtak, az Eh-értékek pedig egész évben +300 mV-nál magasabbak voltak. A talajkörnyezet tehát az év egészében oxidatív volt, mind a szolumban, mind pedig a C szintben. A réti talajok pH-ja a feltalaj és az altalaj között némileg magasabb differenciációt mutat. A feltalaj ingadozó enyhén savas (~pH 6,0) és enyhén lúgos (pH ~7,3) viszonyainál az altalajban lényegesen alkalikusabb (pH ~8,45 - 8,60) viszonyok voltak. Az Eh-értékek a felső szintekben (<50 cm) a pH-nál lényegesen jelentősebb nagy ingadozásokat mutatnak. A redukzív Eh-értékeket november vége és május között mérhetők. A redoxpotenciál növekedése egybeesett a vegetációs időszak korai szakaszával, ami a talajvízszint szezonális mélybeszállásának köszönhető. A korányári időszaktól és novemberig az Eh-értékek +300 mV-nál magasabbak voltak, és a pH is 7,5 érték felett maradt. A folyamatosan vízzel telített C szintekben az Eh-értékek egész évben +50 mV alatt maradtak, a pH pedig nem emelkedett 8,4-es érték fölé (ld. korábban a 34. és 36. ábrák). Amint arról a 6.2 fejezetben szintén szó volt a redoxkörnyezetet jelző Fe(II) a feltalajban a műszeresen mérhető oxidatív körülmények ellenére is egész évben kimutatható volt az α - α -dipiridil-teszttel, ami a kétértékű vas részleges oxidációjának bizonyítéka (11. táblázat).

A szilárd fázis mérésekkel megegyezően a -80 hPa negatív nyomáson kinyert pórusvíz vastartalma a talajszintek között nagy különbségeket mutatott. A legalacsonyabb vaskoncentrációt a *láros réti talaj* (M2) Bcl horizontjában mértük. Viszonylag magas vaskoncentrációt mértünk a feltalajból kinyert pórusvízben. A legmagasabb vaskoncentrációt (egyben a legkisebb időbeli a legkisebb szórással) a *láros réti talaj* (M2) tartósan redukzív C_{gk} szintjében figyeltem meg. A pórusvíz kalcium- és magnéziumtartalma is rendkívül magas térbeli és időbeli szórást mutatott.

6.4.3. *A talaj szerves anyag (SOM) tulajdonságai*

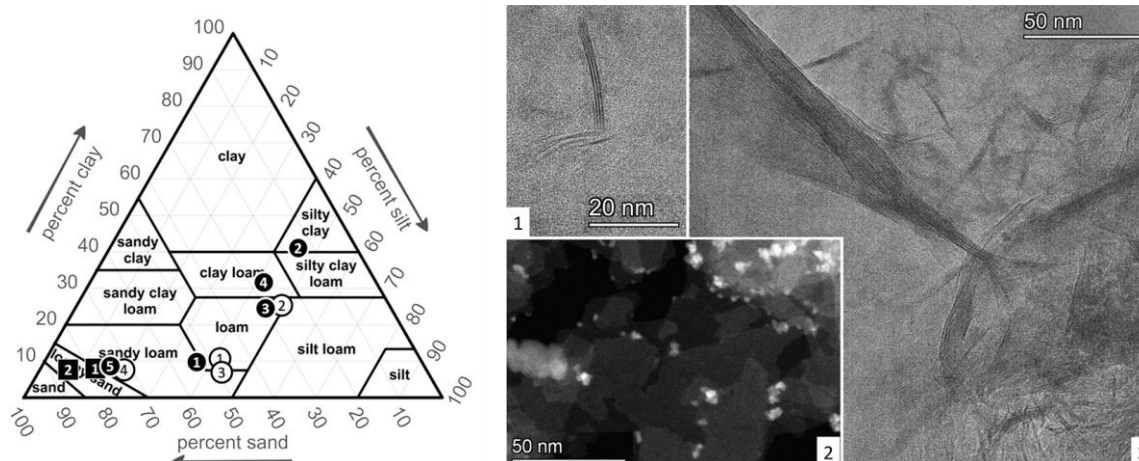
A referenciaként szolgáló humuszos homok SOC koncentrációja más hasonló talajokhoz képest viszonylag magas volt. Az SOM C:N aránya megközelítőleg ~17 volt, ami a szántóföldekre jellemző. Az SOM nagy része aggregátumokba záródva van jelen és nemcsak a MAOM, de a POM aránya is meglepően alacsony. A réti talajok közül a magasabb helyzetű *típusos réti talajban* egy 17%-os (m/m) SOC-tartalmú „hiperhumic” ásványi szint jött létre (ez valószínűleg korábban még Histic szint lehetett, de a kotusodás miatt vált ásványi szintté), addig a *láros réti talaj* felszén egy vékony H szint (SOC >25%, m/m) alakult ki. A 10 cm és 35 cm közötti ásványi szintek szintén magas SOC-tartalommal rendelkeznek. A réti talajok feltalajában az SOM nagy része szerves törmelék (POM) formájában van jelen. A típusos *réti talaj* (M1) 10 és 45 cm közötti mélységben az SOM nagy része a talajaggregátumokba záródva van jelen (AAOM), addig hasonló mélységben a *láros réti talaj* (M2) Alc és Bcl szintjeiben az SOM inkább a MAOM frakcióban van jelen. Az SOM átalakultsági fokát jellemző C:N arány a réti talajokban magas volt. A feltalajban ennek a mutatónak az értéke ~ 45, ami a mélységgel fokozatosan csökkent körülbelül ~30-ra. A két vizsgált réti talajának C:N arányai között nem volt különbség (16. táblázat).

16. táblázat. A vizsgált talajok talaj szerves anyagának tulajdonságai. POC = szerves törmelékben kötött szén; AAOC = aggregátumokba zárt SOM széntartalma; MAOC = talajszemcsék felszínén kötött SOM széntartalma; DOC = vízdoldott szerves anyag (DOM) széntartalma; Veszteség = A „bulk ménták SOC tartalma és a frakciók kumulatív szerves szén tartalmának különbsége

Talaj	Szint	Mélység (cm)	SOC (g kg ⁻¹)	TN (g kg ⁻¹)	C:N	Az SOC megoszlása a talajok SOM frakciói között				
						POC (% m/m)	AAOC (% m/m)	MAOC (% m/m)	DOC (% m/m)	veszteség (% m/m)
humuszos homok	A	0-40	11.5±1.7	0.67±0.06	17.2±1.27	11.28	59.87	14.75	12.15	2.02
	C	70-120	0	0	n.a.	0.0	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
típusos réti talaj M1	Ah	0-10	168±17.3	3.44±0.46	47.8±1.28	56.37	28.90	11.82	2.65	0.26
	Alhc	10-35	171±8.69	5.27±1.05	32.6±2.10	22.28	54.34	21.59	0.92	0.88
	Al	35-45	30.0±1.3	3.08±0.54	38.4±6.09	4.43	62.80	22.71	5.17	4.87
	Cl	45-75	1.78±0.72	0.08±0.02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
	2Heb	75-100	269±13.1	4.9±0.77	56.2±13.8	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
lápos réti talaj M2	H	0-10	254±7.06	5.58±0.19	45.7±2.79	60.43	19.01	15.01	3.42	2.12
	Ahc	10-20	115±8.69	3.81±0.09	30.9±1.81	33.41	37.48	26.45	0.89	1.77
	Ac	20-35	55±4.4	2.15±0.08	25.7±2.98	13.26	30.80	54.23	0.62	1.07
	Bcl	35-45	4.9±0.6	0.2±0.02	24.8±4.73	7.48	29.23	53.70	7.75	2.04
	Cck	45-70	0.3±0.01	0.1±0.02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
	Clk	70-120	0.5±0.01	0.1±0.02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
	2Heb	120-150	266±15.7	8.5±0.57	31.3±0.55	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
	2Hekb	150-170	272±7.0	9.12±1.04	30.0±2.57	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.

6.4.3. A tanulmányozott talajok ásványi fázisainak tulajdonságai

A talajképző kőzet szövete mindhárom talaj esetében vályogos homok volt, amelyben a homokszemcsék aránya meghaladta a 80%-ot (v/v). A *típusos réti talaj (M1)* C szintjében (45-80 cm) és a *láros réti talaj (M2)* C szintjében (70-120 cm) ugyanazokat a szöveti tulajdonságokat találjuk, mint a mi a humuszos homok C szintjére is jellemző. Ugyanakkor réti talajok A és B szintjeinek szövete lényegesen finomabb (vályog, agyagos vályog, iszapos agyag), mint az alapanyagé. A kolloid méretű szemcsék magasabb aránya szintén mindkét réti talaj szolumára jellemző volt (42. ábra).



42. ábra. A talajszintek szövete és a kolloidális talaj anyag transzmissziós elektronmikroszkópos vizsgálatának eredményei.

Textúrháromszög: sand = homok, silt = kőzetliszt, clay = agyag; Fehér kör 1 = típusos réti talaj (M1) 0-10 cm; Fehér kör 2 = típusos réti talaj (M1) 10-35 cm; Fehér kör 3 = típusos réti talaj (M1) 35-45 cm; Fehér kör 4 = típusos réti talaj (M1) 45-75 cm; Fekete kör 1 = láros réti talaj (M2) 5-20 cm; Fekete kör 2 = láros réti talaj (M2) 20-35 cm; Fekete kör 3 = láros réti talaj (M2) 35-50 cm; Fekete kör 4 = láros réti talaj (M2) 50-70 cm; Fekete kör 5 = láros réti talaj (M2) 70-120 cm; Fekete négyzet 1 = humuszos homoktalaj (SZ1) 0-40 cm; Fekete négyzet 2 = humuszos homoktalaj (SZ1) 80 cm;

Transzmissziós elektronmikroszkópos képek: (1) apró lepidokrokrit kristályok gyökérbevonatban (M2 – láros réti talaj Ahc szint, 20 cm); (2) nagyon apró goethit kristályok (világos árnyalatok) a szmektitiek felszínén (M2 – láros réti talaj Bcg szint, 40 cm); (3) nagyon apró, kevesebb mint tíz TOT rétegből álló szmektit kristályok (M2 – láros réti talaj Bcg szint, 40 cm).

A referencia humuszos homoktalaj meszes homokon alakult ki. A talajképző kőzet főként kvarcból, kalcitból, földpátból, csillámból, dolomitból és némi kloritból áll. Ezek az ásványok mindhárom talaj, mindegyik talajszintjében kimutathatóak voltak. A *típusos réti talaj (M1)* Cl és *láros réti talaj (M2)* Clk szintek (70-120 cm) ásványi összetétele a referencia humuszos homok C szinthez hasonló volt. A *réti talajok* A és B szintjeinek talajmátrixban, továbbá a vasszeplőkben háromértékű vas oxidhidroxidok (elsősorban goethit) vannak. A vas feldúsulása gyakran a gyökérkörnyezethez kapcsolódik (ez Bátaapátiban is megfigyelhető volt). A goethit a legnagyobb mennyiségben a Bcl szintben volt jelen. Amint az a TEM-felvételek látható, ez a vasásvány olyan nagyon apró (<10 nm) szemcsékből áll, melyek a szintén apró szmektitiek felszínéhez kapcsolódnak (42. ábra). A TEM felvételek szintén megerősítették egy másik háromértékű vasásvány, a lepidokrokrit jelenlétét a vasbevonatokban. Ez utóbbi ásványt csak TEM segítségével lehetett kimutatni, mivel kristályai nem voltak nagyobbak 20 nm-nél (42. ábra). Az erősen barna (7,5YR 5/8) színű Bcl szint (20-45 cm)

szintén tartalmazott szabad vas hidroxidokat. Amint arról már korábban szó volt a röntgendiffrakcióval kimutathatatlan kétértékű vasásványok jelenléte UV-NIR DRS mérések és α -dipiridil teszt alkalmazásával szintén valószínűsíthető, mivel ezek a csoportok rutin eljárásokkal nem vizsgálhatók (Bourrié és mtsai., 1999; Feder és mtsai., 2005; Mills és mtsai., 2012).

A réti talajok szmektit tartalma között a csekély horizontális távolság ellenére jelentős különbség volt. A szmektitek jelentősége a típusos réti talajban alárendelt volt, míg a lápos réti talajban ez az ásvány jóval jelentősebb mennyiségben alakult ki. A lápos réti talajon belül ezek az agyagásványok a Bcl szintben jöttek létre. A TEM felvételek szerint a szmektit egységek kb. 10-50 nm méretű lemezek, melyek nem vastagabbak néhány TOT rétegnél.

A hidromorf talajfejlődésben nemcsak a vasásványok és agyagásványok, hanem a karbonátok is szerepet játszanak. A réti talajokban karbonátok felhalmozódása két maximumot mutatnak. Az első maximum a feltalajban van, aminek forrása a nagy mennyiségű puhatestű-héjtöredék. A lápos feltalaj (M2) második karbonátmaximuma 45-70 cm mélységben van. Ennek a talajnak a C_{gk} szintje (70-120 cm) a kalciton túl nagy mennyiségű dolomitot is tartalmaz. Ez a dolomittartalom (17 %, m/m) a talajképző kőzet hátterénél (2 %, m/m) jelentősen magasabb. A dolomit képződéshez szükséges magnéziumtöbblet a talajvízben oldott kationokból származhat. A Bcl szint vasborsói szintén nagy mennyiségű dolomitot és kevert karbonátokat tartalmaznak, bár ebben a talajkomponensekben kalcitot nem találtunk. A lápos réti talaj (M2) C_{ck} horizontjában a kalcit volt a karbonátok fő összetevője (17. táblázat).

A három vizsgált talaj talajképző kőzetének Fe-, Mn-, Al- és Si-tartalma hasonló értékeket mutatott a humuszos homok és a réti talajok esetében. A humuszos homok C szintjének Ruxton-indexe (R) 3,70 volt, míg a réti talajok ugyanezen szintjeiben 3,66 volt. Az humuszos homok talajszintjeinek TiO₂/Zr arányaiban nem volt jelentős különbség. Ezzel szemben a réti talajok TiO₂/Zr arányai alacsonyabb értékeket mutattak az A és B szintekben, mint a C szintekben. Az humuszos homok és a réti talajok C szintjeinek TiO₂/Zr arányai között sem volt szignifikáns különbség (18. táblázat).

Végezetül a vas felhalmozódása alapvető paramétere a réti talajoknak. Az szelektív kioldásokból (SCD) végzett mérések az amorf vas oxid-hidroxid ásványok magas arányát tanúsítják a réti talaj szelvényekben. A legmagasabb FeCAC/FeCBD arányok (amelyek az amorf formák magasabb arányát jelzik) a feltalajban (0,96) és a glejes Clk horizontban (0,94) voltak. A vasban gazdag Bcl szintet alacsonyabb FeCAC/FeCBD arányok jellemezték (0,55 és 0,44), ami a hosszú rendezettségű goethit dominanciáját jelzi (19. táblázat).

6.4.3. A felgyorsult hidromorf talajképződés aspektusai

A vizsgált talajok hidromorf képződése területi különbségeinek az egyik kulcsa a talajképző kőzet szövete által okozott alacsony kapilláris emelés. Ennek köszönhetően még kisebb domborzati különbségek esetén is különbségeket eredményez a vízhatás erősségében. A vizsgált réti talajok alapanyagát a szomszédos dűnékről mosta be az 1962-es villámárvíz. Ennek köszönhetően a homoktalajok és réti taljai C szintjeinek szövete közel azonos (42. ábra). A talajképző kőzetek azonos eredetét a Ruxton és a TiO₂/Zr arányok igazolják. Az 1962-ben eltemetett feltalajok a vizsgált terület a réti talajok (és láptalajok) szelvényiben megtalálhatók. A szomszédos homokbucka homokjának anyaga szintén megtalálható a réti talajok C szintjeiben.

A talajfejlődés első eleme a SOM felhalmozása. A tőzeges ill. az ú.n. „hiperhumuszos” mollic szintek kialakulásához kevesebb mint 50 év elegendő volt. (Coward és mtsai., 2017; Giannetta és mtsai., 2019; Hamilton-Taylor és mtsai., 1996; Thaymuang és mtsai., 2013; Wagai és Mayer, 2007) A két réti talaj szerves anyagának C:N aránya hasonlóan magas volt (kb. 40), ami a mocsárrét növényzetének köszönhető.

17. táblázat. Talajok XRD mérésekkel meghatározott ásványi összetétele szemikvantitatív analízis alapján (%_m). Qtz = kvarc; Fs=földpátok; 10 Å = 10 Å rétegszilikátok (csillámok, hidrocillámok); Chl = klorit; Sm = szmektitek; Gth = goethit, Lep = lepidokrokrit; Cc = kalcit, Dol = dolomit; Carb = kevert karbonátok (Ca, Mg, Fe és Mn).

Talaj	Talajszint	Mélység (cm)	Qtz	Fs	10 Å	Chl	Sm	Gth	Lep	CC	Dol	Carb
humuszos homok	A	0-40	68	18	-	3	-	-	-	9	2	-
	C	70-90	69	16	-	4	-	-	-	9	2	-
típusos réti talaj (M1)	Ah	0-10	63	19	-	-	2	5	5	5	1	-
	Alhc	10-35	58	17	-	-	8	11	-	5	1	-
	Al	35-45	55	15	-	-	-	10	-	20	2	-
	Cl	45-75	61	21	-	5	-	-	-	11	2	-
lápos réti talaj (M2)	H	0-10	17	6	-	-	11	1	-	64	1	-
	Ahc	10-20	15	6	-	-	14	7	-	57	1	-
	Ac	20-35	30	7	-	-	18	16	-	27	2	-
	Bcl	35-45	19	5	-	-	36	20	-	19	1	-
	Cck	45-70	17	7	-	2	13	-	-	60	1	-
	Clk	70-120	54	8	4	3	-	-	-	17	14	-
M2	Ahc gyökérjárat	15 cm	9	-	-			91	-	-	-	-
M2	Bcl vasborsó	40 cm	8	-	-			65	-	-	8	12
M2	Cck kalkrét	60 cm	21	5	-			-	-	51	19	9

18. táblázat. Talajok fő és nyomelem tartalma (a) eredeti és (b) karbonátmentesített anyagokból wdXRF mérések alapján

a.)

Talaj	Mélység (cm)	K ₂ O (g kg ⁻¹)	Na ₂ O (g kg ⁻¹)	CaO (g kg ⁻¹)	MgO (g kg ⁻¹)	SiO ₂ (g kg ⁻¹)	Al ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	Fe ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	MnO (g kg ⁻¹)	TiO ₂ (g kg ⁻¹)	Zr (mg kg ⁻¹)	TiO ₂ /Zr
humuszos homok	10-40	12.7±0.9	0.73±0.01	85.4±5.56	11.8±1.15	803±3.84	50.0±0.79	13.6±0.37	0.50±0.01	2.36±0.05	88±0.85	26.85
	70-90	11.7±0.8	0.66±0.02	80.6±5.87	12.2±1.23	811±3.55	50.9±0.37	13.9±0.45	0.54±0.01	1.58±0.01	57±0.23	27.78
típusos réti talaj (M1)	0-10	5.17±0.5	0.21±0.01	173.3±9.8	11.0±0.5	336±2.94	26.3±0.52	39.9±0.37	0.62±0.01	2.64±0.02	115±1.98	22.98
	10-35	4.86±0.5	0.23±0.01	113.4±8.3	11.0±0.4	382±2.81	20.5±0.31	109.3±1.9	0.69±0.01	2.54±0.01	106±0.57	23.93
	35-45	6.36±0.5	0.25±0.01	168.5±9.9	10.7±0.6	372±3.05	25.7±0.34	58.2±0.53	0.49±0.1	2.69±0.02	98±0.89	27.49
	45-75	11.91±0.7	0.57±0.02	93.5±7.5	13.3±0.5	783±5.23	50.0±0.37	15.8±0.08	0.58±0.01	1.86±0.01	63±0.25	29.56
lápos réti talaj (M2)	0-20	5.38±0.5	0.22±0.01	181.9±8.7	11.3±0.7	403±3.04	33.3±0.58	43.0±0.41	0.78±0.02	2.78±0.01	119±0.93	23.33
	20-35	4.54±0.3	0.26±0.01	180.9±8.1	11.4±0.9	311±2.95	24.1±0.65	116.9±1.7	0.74±0.01	2.18±0.02	82±0.57	26.62
	35-45	3.53±0.2	0.20±0.01	123.4±5.3	5.75±0.5	384±3.29	22.2±0.48	450.4±2.3	5.23±0.05	2.08±0.01	85±0.23	24.50
	45-70	5.33±0.4	0.28±0.02	642.3±21	35.7±3.9	250±1.57	27.3±0.32	25.2±0.31	2.54±0.01	1.39±0.01	74±0.21	29.66
	70-120	11.4±0.9	0.33±0.02	138.3±7.9	19.9±2.1	746±4.75	51.2±0.67	14.7±0.07	0.58±0.01	2.12±0.01	72±0.28	29.91

n = 5. átlag±szórás

b.)

Talaj	Mélység (cm)	K ₂ O (g kg ⁻¹)	Na ₂ O (g kg ⁻¹)	CaO (g kg ⁻¹)	MgO (g kg ⁻¹)	SiO ₂ (g kg ⁻¹)	Al ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	Fe ₂ O ₃ (g kg ⁻¹)	MnO (g kg ⁻¹)	R
humuszos homok	10-40	13.0±1.25	7.45±1.03	24.5±1.84	12.1±1.84	823±3.48	51.3±0.81	12.99±0.43	0.52±0.01	3.67
	70-90	11.7±1.18	6.62±0.95	4.06±0.29	12.2±1.43	815±29	51.1±0.75	11.75±0.37	0.55±0.01	3.70
típusos réti talaj (M1)	0-10	5.78±0.29	2.35±0.13	67.8±2.84	12.4±0.87	375±3.87	29.4±0.51	44.5±2.41	0.69±0.01	4.62
	10-35	5.50±0.33	2.60±0.05	47.7±1.95	12.4±0.93	433±3.69	23.2±0.78	123.8±5.83	0.78±0.03	3.16
	35-45	7.15±0.37	2.81±0.09	68.4±2.57	12.1±0.72	418±2.48	28.9±0.59	65.4±3.23	0.55±0.02	4.07
	45-75	12.0±1.12	5.72±0.03	4.71±0.41	13.3±1.11	787±5.39	50.2±0.81	50.2±1.43	0.58±0.01	3.76
lápos réti talaj (M2)	0-20	6.01±0.31	2.48±0.23	71.2±3.20	12.7±1.32	450±3.21	37.2±0.61	48.1±0.75	0.87±0.01	4.87
	20-35	5.14±1.02	2.90±0.51	76.0±3.27	12.9±0.87	352±3.27	27.3±0.50	132±2.43	0.84±0.01	4.57
	35-45	3.69±0.56	2.07±0.48	45.0±5.07	6.02±0.52	402±5.11	23.2±0.42	472±2.21	5.48±0.23	3.40
	45-70	5.43±0.45	2.91±0.64	18.5±2.25	36.4±3.51	255±2.11	27.8±0.57	25.7±0.96	2.59±0.21	6.44
	70-120	11.6±1.23	3.31±0.67	15.5±2.06	30.2±3.15	758±3.75	47.0±0.73	47.0±1.29	0.59±0.01	3.66

n = 5, átlag±szórás, R = Ruxton hányados

19. táblázat. Az SZ1 számú humuszos homok, az M1 és M2 réti talajok kémiai tulajdonságai. pH(dw) = desztillált vizes pH; pH(KCl) = KCl-os kivonó oldatban mért pH; Fe_(CAC) = citrát-aszkorbát kivonó oldattal kivont (amorf) vas tartalom; Fe_(CBD) = ditionit-citrát-bikarbonát kivonó oldatból mért (összes) vas; Fe_(CAC) / Fe_(CBD) = az amorf vas aránya az összes szabad vashoz képest; n.m. = nem mért

Soil profile	Depth (cm)	pH (dw)	pH (KCl)	CaCO ₃ % (m/m)	Fe _(CAC) (mg/g)	Fe _(CBD) (mg/g)	Fe _(CAC) / Fe _(CBD)
Arenosol	0-40	7.95	7.41	9.13±0.21	n.m.	n.m	n.m
	70-120	8.18	8.12	13.37±0.54	n.m	n.m	n.m
Gleysol (M1)	0-10	7.75	7.53	28.2±0.9	8.4±1.1	19.2±0.1	0.44±0.05
	10-35	7.40	7.25	9.5±0.7	46.0±4.1	60.5±10.6	0.77±0.07
	35-45	7.41	7.25	21.3±2.4	3.3±0.5	10.1±0.7	0.33±0.06
	45-75	7.73	7.65	15.8±2.7	0.41±0.08	0.58±0.03	0.69±0.09
Gleysol (M2)	0-5	7.29	7.05	22.5±0.1	39.3±0.1	40.9±0.6	0.96±0.01
	0-20	7.26	7.18	36.7±0.8	62.1±2.3	97.9±1.9	0.65±0.04
	20-35	7.25	7.21	13.3±2.0	103.3±1.5	185.1±1.5	0.56±0.01
	35-45	7.38	7.25	10.8±3.8	96.4±3.9	208.1±2.1	0.46±0.02
	45-70	8.47	8.41	68.4±2.5	11.2±1.3	11.9±0.3	0.94±0.03
	70-120	8.45	8.29	20.8±5.8	15.1±0.6	15.8±0.3	0.96±0.02

A különböző sásfajok magas C:N arányáról számos korábbi tanulmány már beszámolt, aminek köszönhetően az SOM is lassan lebomló, alacsony nitrogéntartalmú anyag lesz (Aber és Melillo, 1980; Aerts és de Caluwe, 1994; Zhang és mtsai., 2012). A hidromorf SOM felhalmozódás így nem kizárólag az anaerob körülményekre, hanem az anaerob bomlásnak a magas C:N aránnyal való kombinációjára vezethető vissza. Az SOM lassú bomlása egyúttal a POM frakció magas arányát is okozza.

A 20 cm-es domborzati különbség a SOM felhalmozódás mennyiségében (H vs. Ah szintek) és minőségében is különbségeket okozott. Rövidebb ideig tartó víztelítettség egyúttal az aggregátumokban tárolódó SOM magasabb részarányát eredményezi, a hidromorfia fokának növekedése viszont a POM mellett a MAOM frakció súlyát növeli. Ez azt jelenti, hogy a hidromorfia fokozódásával az ún. kémiai stabilizáció szerepe nő meg, ami részben a talaj szövetéből (Hassink, 1997), részben a szabad vasásványok nagy mennyiségéből (Lützow és mtsai., 2006) következik.

A vízben oldódó szerves anyagok (DOM) eloszlása szintén jellegzetes horizontális és vertikális különbségeket mutat. Különösen magas a DOM aránya a *lápós réti talaj* (M2) Bcl szintjében. A DOM jelentősége az ásványi fázis fejlődésében is jelentős, hiszen komplexképző szerepe által befolyásolja az oldott vas talajszelvényben történő transzlokációját. Emellett a DOM szelvényben történő mozgása az SOM stabilizációjában is szerepet játszik, hiszen annak megkötődése a vashidroxidok felületén, továbbá együttes kicsapódásáról (ko-precipitáció) Fe(II) ásványokon közismert -DOC is ismert volt, hogy elősegíti a SOM stabilizálódását a finom részecskék felületén a vízhatású talajokban (Coward és mtsai., 2017; Giannetta és mtsai., 2019; Hamilton-Taylor, 1996; Lützow és mtsai., 2006; Thaymuang és mtsai., 2013; Wagai és Mayer, 2007).

A talajképződés második aspektusa a talajalkotók elmozdulása, aminek része a talajszintek szöveti és az ásványi fázis differenciálódása. Az ásványi fázis fejlődésének három kulcseleme van: 1./ a vas oxo-hidroxidok (lepidokrokit és goethit), 2./ az agyagásványok és 3./ a karbonátok kicsapódásának (neoformációja) a mállási komplexből. Ez részben az időszakosan telített, ill. részben az állandóan telített szintekben is megtörténik. A mállási, ill. neoformációs folyamatok eredményeként a szolum szintjeinek szövete is finomabb, mint a talajképző kőzeté.

20. táblázat. A vas redox fázis váltások becsült száma ötven év alatt a 2012–2014 között óras felbontásban mért terepi adatsorok alapján. * 50 évre becsült érték. A vasásványok redoxállapotát (a) = Ponnamperuma és mtsai. (1967), (b) Meek és Chesworth (2008); valamint (c) (Lemos és mtsai., 2007b) alapján határoztuk meg.

	M1 20 cm		M1 35 cm		M1 100 cm	
	2012-2014	> 50év*	2012-2014	> 50év*	2012-2014	> 50 év*
$\text{Fe}(\text{OH})_3\text{-Fe}_3(\text{OH})_8$ ^a	51	850	19	317	3	51
$\text{Fe}_3(\text{OH})_8\text{-Fe}(\text{OH})_2$ ^a	0	0	93	1550	0	0
Ferrihidrit-Sziderit ^b	10	167	21	350	0	0
$\text{Fe}(\text{OH})_3\text{-Fe}(\text{OH})_2$ ^c	0	0	3	51	0	0
	M2 20 cm		M2 40 cm		100 cm	
	2012-2014	> 50 év*	2012-2014	> 50 év*	2012-2014	> 50 év*
$\text{Fe}(\text{OH})_3\text{-Fe}_3(\text{OH})_8$ ^a	7	117	67	1117	0	0
$\text{Fe}_3(\text{OH})_8\text{-Fe}(\text{OH})_2$ ^a	0	0	11	183	0	0
Ferrihidrit-Sziderit ^b	10	167	35	583	0	0
$\text{Fe}(\text{OH})_3\text{-Fe}(\text{OH})_2$ ^c	0	0	0	0	0	0

A szakirodalmi adatokkal ellentétben az általunk vizsgált réti talajokban a mállási folyamatok is bőven 100 évnél rövidebb idő alatt végbementek. Az általunk tapasztaltak szerint a felgyorsult talajképződés (szintén a szakirodalmi forrásoktól eltérően) nem az állandó vízborításra vezethető vissza, hanem az a redox-viszonyok fluktuációjának eredménye. Az Eh értékek (pH 7,5 mellett) - 130 mV és +130mV között ingadozott az elmúlt időszakban, ami egybeesik a Fe(III) – Fe(II) oxidáció-redukció értékeivel (Pansu és Gautheyrou, 2006). Az Eh-ingadozás időtartama és intenzitása a feltalajban (20 cm) rövidebb és alacsonyabb volt, mint a vas felhalmozódási szintben (35-45 cm). A két réti talaj vasfelhalmozódási szintjei között a redox-oszcillációk Eh tartományában különbség volt. A típusos réti talaj 35 cm-es mélységében a legintenzívebb redox-ingadozást az $\text{Fe}_3(\text{OH})_8$ - $\text{Fe}(\text{OH})_2$ átmenetnél mértük, amivel szemben a lápos réti talajban a legintenzívebb redox-ingadozást az $\text{Fe}(\text{OH})_3$ - $\text{Fe}_3(\text{OH})_8$ átmenet esetében tapasztaltuk. A rövid távú vasoxidációs-redukciós fázisok számát három év mérései alapján egy ötven éves periódusra terjesztettük ki. Mindkét talaj legfelső 20 cm-ében ezek száma kb. 110 esetben történt meg a vas feloxidálódása, ill. leredukálódása. A vasfelhalmozódási szintekben ezen események száma ennek a tízszeresét is meghaladhatta (20. táblázat).

A redox ingadozások nem kizárólag, sőt nem elsősorban a talajvízszint ingadozására vezethető vissza, abban az edényes növények élettani funkcióinak alapvető szerepük van. Ekképp a növényzeti mintázatoknak mindenképp szerepe van a talajok vasfelhalmozódásában. A fentiekben bemutatott vasfelhalmozódás a TSZ1 - TSZ2 transzekt hidromorf-nem hidromorf határán (TSZ7)

is lejátszódott (30/G. ábra, ahol a redoxviszonyok ingadozása (33/A. ábra) feltételezhetően szintén a növényzeti hatásra vezethető vissza.

A pórusvízből a vas kicsapódása csak néhány percet vesz igénybe. Ezek a pedogén folyamatok a hidromorf talajokban gyakran röntgenamorf ásványok (pl. ferrihidrit és zöldrozsda-ásványok) képződését eredményezik. Az amorf vasásványok és néhány 10 nm-es vasoxid jelenlétét a szelektív kémiai oldás eredményei és a TEM-felvételek igazolták. A goethit legjelentősebb felhalmozódása és legmagasabb fokú kristályossága a legintenzívebb redox-ingadozások zónáiban történik meg. A vasborsók szabálytalan alakú morfológiája és ásványi összetétele, valamint a Fe^{2+} és Fe^{3+} ásványok együttes jelenléte szintén dinamikusan fluktuáló redox környezetre utal (Sipos és mtsai., 2011; Sun és mtsai., 2018). Az SCD, XRD és az *in situ* Eh mérések eredményei egyben alátámasztották a mások által korábban végzett kísérleteket, amelyekben laboratóriumi körülmények között generált redox-ingadozásoknak a talajok Fe-oxid-kristályosságának növekedésére gyakorolt hatását mutatták ki (Thompson és mtsai., 2006). Az ásványi differenciáció következő eleme az agyagásványok pedogén képződése. A szmektit teljes hiánya a referencia homoktalajban és a réti talajok C szintjeiben arra utal, hogy a réti talajokban kimutatott szmektit az ötven év alatt végbement helyi pedogén fejlődést tükrözi. Ilyen rövid idő alatt a szmektit pedogén képződése szokatlan. Laboratóriumi kísérletekben azonban környezeti hőmérsékleten a szmektit kicsapódása néhány nap alatt vagy még rövidebb idő alatt is megfigyelhető (Pascua és Yamada, 2012).

Végezetül a vizsgált talajok ásványi differenciációjának harmadik aspektusa a lápos réti talaj (M2) B és C szintjeiben kialakuló másodlagos karbonát felhalmozódás. A karbonátok feltételezhetően két-három különböző forrásból származnak. Az első a feltalajban folyamatosan utánpótlódó puhatestű héjtöredékek. A héjdarabkák oldódása a tavaszi enyhén savas talajkörnyezetben megy végbe. Feltételezésem szerint az oldott karbonátok a nyári időszakban mélybe szálló talajvízzel együtt a szelvényben lefelé mozdulnak el és a 45-70 cm mélységben halmozódnak fel. A karbonát kicsapódás elsődleges oka az alsóbb szintek magasabb pH értéke. A lápos réti talaj (M2) Bcl és a Cck szintjei egyaránt tartalmaznak karbonát tartalmú vasborsókat, továbbá dolomitből és kevert karbonátokból álló „*kalkréteket*”. Ezen a képződmények karbonátásványaiban a kalciumot Mg^{2+} , Mn^{2+} és Fe^{2+} helyettesíti részlegesen.

6.5. A talaj szerves és ásványi fázisok különbözőségeinek, valamint az évszakos különbségek hatása a szerves mikroszennyezők megkötődésére és felszabadulására

6.5.1. A modellkísérlet általános bemutatása

A talaj szerves és ásványi fázisok területi különbözőségeinek nemcsak a talajok szénmegkötő esetleg szénmegtartó képességére van hatása. A vegetációs időszakban egyre szárazabbá váló éghajlati viszonyok miatt egyre terjedő öntözés, valamint a szennyvízkezelés / kibocsájtás okán érintett szomszédos vizes élőhelyek területi változatossága a szerves mikroszennyezők megkötődésére és felszabadulásuk kockázatára is hatással van.

Ennek vizsgálatára a korábban részletesen bemutatott szántott humuszos homoktalajon (SZ1) és kaszált réti talajon (M1) végeztünk adszorpciós és deszorpciós kísérleteket. A kísérletben használt minták talajok alapvető tulajdonságait a 21. táblázat tartalmazza. A kísérlethez három különböző kémiai tulajdonságokkal rendelkező gyógyszerhatóanyagot választottunk ki: diklofenák-Na (DFC, nem-szteroid fájdalomcsillapító), karbamazepin (CBZ, antidepresszáns), 17α -etinilösztadiol (EE2, fogamzásgátló). E három hatóanyag mindegyike általánosan jelen van környezetünkben, melyek forrása jellemzőn a tisztított szennyvíz és öntözéssel, ill. szikkasztásos szennyvízkezelés által a legtöbb mezőgazdasági ágazat által használt területeket terhelhetik (Kondor és mtsai., 2022, 2020; Staszny és mtsai., 2021). A vizsgálatban használt gyógyszerhatóanyagok tulajdonságait a 43. ábra foglalja össze.

21. táblázat. A kísérlethez használt talajok alap paramétereit.

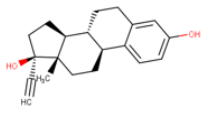
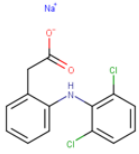
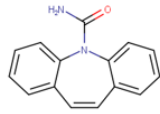
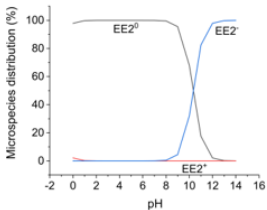
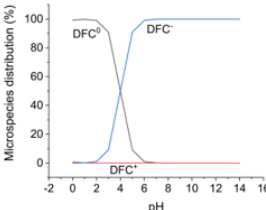
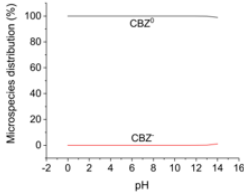
		szántó humuszos homoktalaj (SZ1)			Kaszálórét (sásos) típusos réti talaj (M1)		
Kód		A020	A2040	A4060	H020	H2038	H3845
talajszint		Ap	Ak	Ck	Ahk	Ak	ABkl
pH (H ₂ O)		7.7	8.1	8.7	7.3	7.7	7.9
pH (KCl)		7.5	8.0	8.6	7.3	7.6	7.8
SOC (% m/m)		1.47	0.71	0.26	9.26	3.26	1.78
C/N		11.1	8.5	25.6	8.5	10.0	10.9
CaCO ₃ (%, m/m)		5.70	10.06	6.68	53.22	50.76	48.99
SSA-N ² (m ² /g)		3.37	5.07	3.50	6.33	7.09	14.44
ásványos összetétel (%)	Sm	6	7	2	11	12	17
	M	9	14	4	-	-	-
	Kao	nd	nd	-	-	-	-
	Chl	3	6	3	1	1	1
	Q	42	25	49	8	12	9
	Fs	8	6	2	1	4	2
	Plg	13	9	12	6	8	6
	CC	-	-	18	69	57	59
	CC+ Mg-	14	25	-	-	-	-
	Dol	4	6	8	nd	1	nd
	Arg	-	-	-	4	5	6
	Amf	1	nd	2	-	-	-
	Am	-	2	-	-	-	-

nd: nem meghatározott (kimutatási határ alatt); M = csillám; Sm = szmektit és vermikulit; Kao = Kaolinit; Fs = kálicföldpát; Plg = plagioklász, Chl = klorit; CC+Mg= kalcit +magnesium; CC = kalcit; Dol = Dolomit Arg = Aragonit; Amf = amfibol; Am = amorf

A kísérletet talajmintákon önmagukban, ill. kis molekulatömegű szerves savak (LMWOA, citromsav és oxálsav) jelenlétében is elvégeztük. E két sav adagolásával az évszakok változásának (idő) hatását vizsgáltuk. (Az alkalmazott két szerves savat a tenyésztési időszak idején az edényes növények a talajkörnyezetbe juttatják.) A szorpciós számításokat és a modellkísérlet leírását a 2. melléklet tartalmazza.

6.5.2. Az adszorpciós-deszorpciós kísérletek eredményei

A három különböző gyógyszerhatóanyag adszorpciós és deszorpciós folyamatai nemcsak a talajtípusonként voltak különbözőek, de az egyazon talajhoz tartozó különböző talajszintek különbözően viselkedtek. Általánosságban kijelenthető, hogy a réti talajból származó minták nagyobb adszorpciós kapacitást mutattak. Mindkét talaj esetében a feltalajok mutatták a legjelentősebb adszorpciós kapacitást.

	17 α -Ethinölsztradiol (EE2)	Diklofenak-Na (DFC)	Karbamazepin (CBZ)
Szerkezet			
molekulatömeg- (g/mol)	296.41	318.13	236.27
oldhatósági- kategória (víz)	Alacsony (kisebb, mint 0.01 mg/mL)	Mérsékelt (0.01 ~ 0.06 mg/mL)	Mérsékelt (0.01 ~ 0.06 mg/mL)
Megoszlási- állandó (logD)	3.9 (minden pH értéken)	4.26 (pH 1.5) 3.21 (pH 5.0) 1.79 (pH 6.5) 1.10 (pH 7.4)	2.77 (minden pH értéken)
Disszociációs- állandó (pKa)	10.4	4.15	5.7
Species- megoszlás			

43. ábra. A vizsgált gyógyszerhatóanyagok fizikokémiai paramétereit. A paramétereket a MarvinSketch (Chemaxon) alkalmazásával számítottuk ki.

A vizsgált hatóanyagok adszorpciós közül az EE2 mind DFC-hez, mind pedig a CBZ-hez képest lényegesen erősebben kötődött meg a talajszemcsék felszínén (22. táblázat). Az EE2 adszorbeált mennyisége az egyszeri és a kompetitív kísérletben hasonló volt (H020: egykomponensű 80%-81%, kompetitív 79%-81%). Az EE2 adszorpciós affinitása tehát mindkét talajban szignifikánsan ($p < 0,05$) magasabb volt, mint a másik két vegyületé. A CBZ adszorbeált mennyisége szintén nem különbözött jelentősen az egy- és a többkomponensű kísérletek között (H38-45: egyszeri 23%-40%, kompetitív 24%-39%). A vizsgált gyógyszerhatóanyagok közül a DFC mutatta a legalacsonyabb adszorpciót. Az egy- és többkomponensű rendszerek összehasonlítása azt mutatta, hogy a DFC adszorbeált mennyisége eltérő volt a szántóföldi minták között (A40-60: egykomponensű 10%-19%, kompetitív 1,6%-2,2%).

A gyógyszerhatóanyagok az egykomponensű és a kompetitív kísérletekben hasonló deszorpciós tendenciát mutattak (22. táblázat). A legkisebb mobilizálódást (deszorpciót) az EE2 mutatta, melynek deszorpciója magasabb SOM tartalmú réti talajban lényegesen csekélyebb volt (2%-25%), mint a humuszos homokban (12%-100%). Az EE2 korlátozott deszorpciója a feltalajokban (A020: 28%-62%, H020: 2%-3%) azt feltételezi, hogy ez a molekula a vegetációs időszakon kívül hosszabb ideig a gyökér környezetben maradhat. Másrészt a környezeti paraméterek (pl. pH, hőmérséklet és ionerősség) változásai az EE2 deszorpcióját befolyásolhatják (Klement és mtsai., 2018; Kočárek mtsai., 2016). A másik két hatóanyag másrészt jóval könnyebben mobilizálódik, így a téli félévben jóval könnyebben a mélybe mosódhatnak.

Az EE2 az adszorbeált mennyiségét a citromsav hozzáadása (pH 6,5 érték beállításakor) annak ellenére növelte, hogy ez a molekula a pH megváltozása esetén is semleges maradt (nem történt disszociáció). A talaj felületi töltése, ill. annak megváltozása az adszorpció hatékonyságára szintén nem volt hatással. A két LMWOA koncentrációjának növekedésével viszont az adszorbeált CBZ és DFC mennyisége nőtt. Ez azt jelzi, hogy ezen molekulák számára több adszorpciós hely állt rendelkezésre. A citromsav, amely több funkciós csoportot tartalmaz, mint az oxálsav, szignifikánsabban növelte a CBZ és a DFC adszorpcióját, mint az oxálsav, különösen akkor, amikor

nagyobb mennyiségű LMWOA-t adtunk a rendszerhez (pH 6,5) (44. ábra). Az egykomponensű szorpcióban CBZ esetében az adszorpciós energia ennek hatására 0,4-0,6 kJ/mol-ról 3-5 kJ/mol-ra növekedett; a DFC esetében az értékek pedig 0,3-2 kJ/mol-ról 0,4-3,5 kJ/mol-ra nőtt.

22. táblázat. A kísérlethez használt talajok paraméterei. (a) A gyógyszerhatóanyagok adszorbeált mennyisége koncentrációfüggő, ezért a százalékos értékeket tartományként adtuk meg koncentráció tartomány: 100–1000 µg/L); (c) kompetitív szorpció; (s) egyszerű szorpció

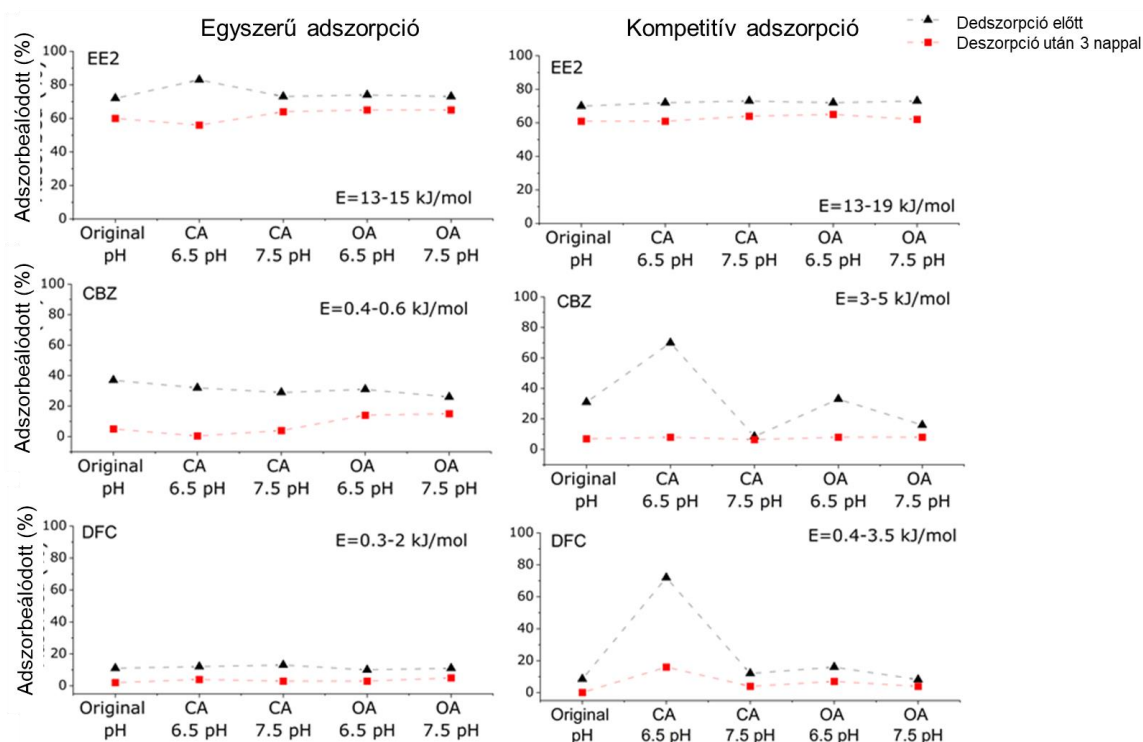
	mélység (cm)	Ható- anyag	Adszorbeált mennyiség ^a (%)	Deszorbeált mennyiség ^a (%)			mélység (cm)	Adszorbeált mennyiség ^a (%)	Deszorbeált mennyiség ^a (%)
SZ1 humuszos homokok	0–20	EE2 ^s	60–72	28–62	M1– réti talaj	0–20	80–81	2–3	
		CBZ ^s	25–37	79–94			60–66	44–57	
		DFC ^s	8–11	81–98			39–46	36–52	
		EE2 ^c	47–70	15–31			79–81	3–4	
		CBZ ^c	16–31	58–97			52–73	64–100	
		DFC ^c	2–9	100–100			37–47	42–68	
	20–40	EE2 ^s	48–69	12–51		20–38	72–80	3–10	
		CBZ ^s	17–30	78–98			48–63	54–69	
		DFC ^s	10–16	15–21			20–28	55–78	
		EE2 ^c	44–65	18–43			72–78	8–13	
		CBZ ^c	13–29	84–100			38–60	59–66	
		DFC ^c	5–7	95–100			23–28	47–71	
	40–60	EE2 ^s	15–28	79–86		38–45	66–77	11–23	
		CBZ ^s	0–1	100–100			23–40	59–95	
		DFC ^s	10–19	100–100			12–18	71–99	
		EE2 ^c	9–17	81–100			61–73	3–25	
		CBZ ^c	1–2	100–100			24–39	61–88	
		DFC ^c	1–2	100–100			7–13	63–100	

6.5.3. Az adszorpciós-deszorpciós kísérletek eredményei kis molekulatömegű szerves savak (LMWOA) jelenlétében

A citromsav és az oxálsav jelenléte alapvetően befolyásolta a háromkomponensű kompetitív adszorpciót (44. ábra). A legjelentősebb változás pH 6,5-nél következett be, amelynél a legnagyobb mennyiségű szerves sav volt jelen a rendszerben. Változásokat az egyszerű kísérletekben is megfigyeltünk. Az EE2 szorpciós értékei a kompetitív rendszerben azonosak voltak, függetlenül a hozzáadott sav mennyiségétől. Több tanulmány szerint az adszorpciós helyekért folyó verseny csökkenti az egyes komponensek adszorpciós százalékos arányát (Conde-Cid és mtsai., 2020; Igwegbe és mtsai., 2021).

A három vizsgált molekula együttesen az LMWOA-k (pH ≈ 6,5 értéknél) jelenlétében a CBZ és a DFC megkötődésére is szinergista hatással van. (Ezek az eredmények egybeesnek Igwegbe és mtsai. (2021) által tudósítottakkal). Az adszorbeált mennyiség a CBZ esetében 32%-ról 70%-ra, a DFC esetében 12%-ról 72%-ra nőtt, ami egyúttal növelte az adszorpciós energiát is. A kompetitív rendszerben továbbra is az EE2 adszorpciós energiája maradt a legmagasabb. Az EE2 adszorbeált mennyisége az LMWOA-k és a másik két hatóanyag jelenlétében nem változott. Összefoglalva, az LMWOA-k, de különösen a citromsav jelenléte növelte a CBZ és a DFC adszorpcióját a

többkomponensű adszorpció során. Ez a szinergikus hatás a vizsgált hatóanyagok környezeti sorsát befolyásolhatja. Mivel a talajszemcséken a vizsgált hatóanyagokon túl maguk a disszociált LMWOA-k is megkötődhetnek, így ez a folyamat egyúttal megváltoztatja a talaj szemcséinek felületi töltését is.



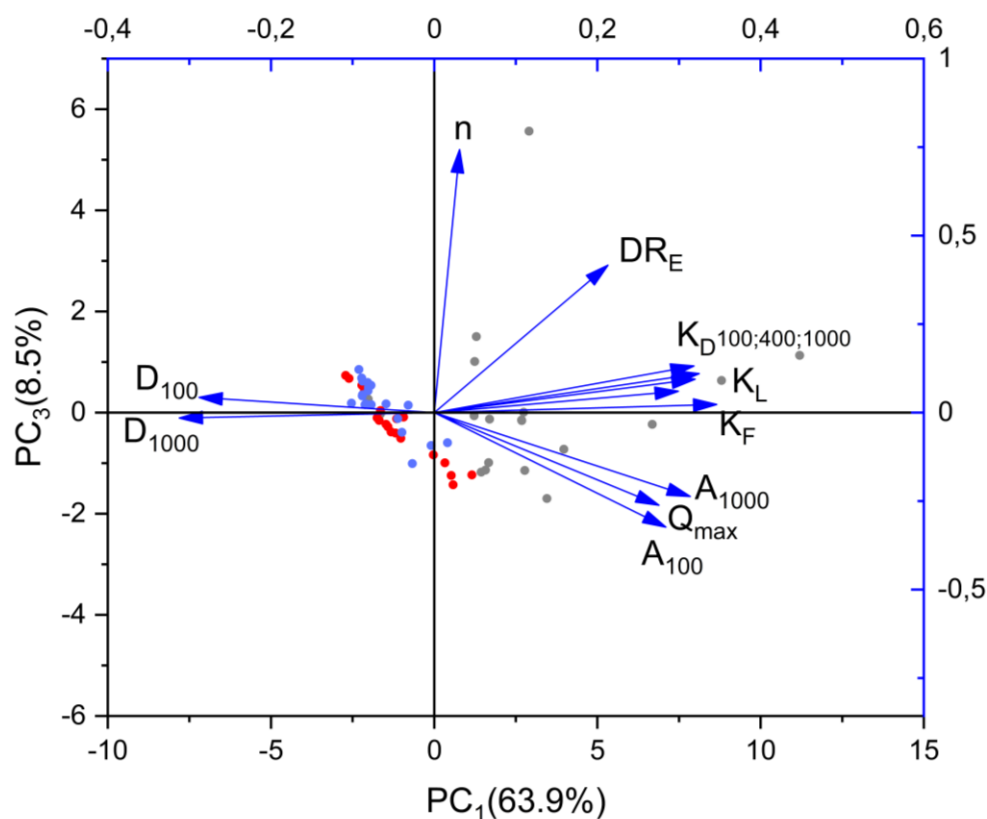
44. ábra. LMWOA-k hatása a gyógyszerhatóanyagok szimpla és kompetitív adszorpciójára a humuszos homoktalaj Ap (0-20 cm)-es rétegén. E = adszorpciós energia, CA = citromsav; OA = oxálsav. Az adszorbeált gyógyszerhatóanyagok mennyisége százalékban (%) az adszorpciós folyamatok (fekete) és a 72 órás deszorpciós kísérlet (piros) után.

6.5.4. A talajtulajdonságok hatása az adszorpciós-deszorpciós folyamatokra

A talajtulajdonságok adszorpciós és deszorpciós folyamatokra gyakorolt hatásait a már jól bevált főkomponens elemzéssel (PCA), ill. nem paraméteres Kendall tau-b korreláció segítségével határoztuk meg. A főkomponens elemzést az adszorpciós paraméterek (ld. 44- és 45. ábrák ábraaláírásai), majd a talajparamétereket nem az egyes főkomponensekkel (pontosabban azok ún. „loading értékeivel”) korreláltattuk. A három főkomponens a teljes variancia 86,9%-át magyarázta, amelyek közül az első (PC1) önmagában a teljes variancia 63,9%-át magyarázta. A fennmaradó varianciából PC2 32,2%-ot, a PC3 8,5%-ot magyarázott. A szorpciós folyamatokat elsősorban a PC1 és a PC3 írta le (45. ábra). A pozitív faktorterhelésű PC1 a Langmuir-egyenlet paramétereit (Q_{max} és K_L), a Freundlich-féle adszorpciós együtthatót (K_F), a megoszlási együtthatókat (KD_{100} , KD_{400} és KD_{1000}) és az adszorbeált gyógyszerhatóanyagok (EE2, CBZ, DFC) mennyiségét (A_{100} és A_{1000}) tartalmazta. Az első főkomponens (PC1) negatív értékű paraméterei közé tartoznak a deszorbeált gyógyszerhatóanyagok mennyiségei (D_{100} és D_{1000}). A harmadik főkomponenshez (PC3) csak a másik Freundlich-egyenlet linearitást jelző paramétere (n) tartozott (45. ábra).

Miután a szorpciós paramétereket főkomponensekbe soroltuk, majd a főkomponensek ($n = 60$) mediánértékeiből és a talajtulajdonságok között Kendall τ korrelációs együtthatókat határoztunk meg (23. táblázat). Az így nyert a korrelációs együtthatókat páros összehasonlítások alapján az adszorpciós változók és a talajparaméterek viszonyainak meghatározására használtuk. A PC1 (ill. az ahhoz tartozó változók) a szerves széntartalommal ($p < 0,01$), a szmektit tartalommal ($p < 0,01$) és a pH-val ($p < 0,05$) mutatott erős pozitív korrelációt. A kis fajlagos felületű ásványok (klorit, kvarc, dolomit és amfibol) viszont ugyanezen főkomponenssel negatív korrelációban voltak.

A gyógyszerhatóanyagok megoszlási együtthatója (K_D) a hatóanyagok megkötődésének mértékét kevésbé befolyásolta, mint a talaj szerves anyag mennyisége. Azaz SOM mennyisége a gyógyszerhatóanyagok fizikokémiai paramétereinél jelentősebben befolyásolja a megkötődési és mobilizációs viszonyokat, mivel az önmagában több adszorpciós helyet biztosít a talajba kerülő szerves mikroszennyezők számára (Filep és mtsai., 2021).



45. ábra. A gyógyszerhatóanyagok szorpciós paramétereinek főkomponens-elemzése. Az izoterma paraméterek az összes elvégzett szorpciós kísérletre vonatkozóan szerepelnek, beleértve a hat vizsgált talajmintát és a LMWOA-k hozzáadásával végzett kísérleteket is. A három hatóanyagra (CBZ-kék, DFC-piros és EE2-szürke) vonatkozó megfigyeléseket szórt pontokként ábrázoltuk. Az A_{100} és A_{1000} gyógyszerhatóanyagok adszorbeált mennyiségét (%) jelöli két koncentrációnál (100 és 1000 $\mu\text{g/L}$). A D_{100} és D_{1000} a deszorpcióban lévő gyógyszerhatóanyagok mennyiségét (%) jelöli két koncentrációnál. A $K_{D100;400;1000}$ a 100, 400, illetve 1000 $\mu\text{g/L}$ -re vonatkozó eloszlási együtthatók; Q_{max} ($\mu\text{g/g}$) a maximális adszorpciós kapacitás; K_L ($\text{L}/\mu\text{g}$) a Langmuir-adszorpciós együttható; K_F ($(\mu\text{g/g})/(\mu\text{g/L})^{1/n}$) a Freundlich-adszorpciós affinitási együttható; n a Freundlich-egyenlet linearitást jellemző dimenziótlan komponense; és DR_E az adszorpciós energia.

23. táblázat. A talajparaméterek és a főkomponensek közötti Kendall tau-b korrelációs koefficiens értékek

	PC ₁	PC ₂	PC ₃
pH	0.191*	-0.154	-0.103
SOC	0.405**	-0.152	-0.220*
Szmektit+vermikulit	0.310**	-0.152	-0.178
Klorit	-0.271**	0.038	0.138
Kvarc	-0.355**	0.152	0.189
Dolomit	-0.358**	0.152	0.184
Aragonit	0.257*	-0.059	-0.138
Amfibol	-0.358**	0.161	0.205*

* szignifikáns $p < 0.05$.

** szignifikáns $p < 0.01$.

A talajokban megkötődő gyógyszerhatóanyagok mennyiségét a duzzadó agyagásványok is fokozzák. Az általunk vizsgált talajokban a szmektit tartalom szignifikáns korrelációt mutat a PC₁-gyel. A szmektit és vermikulit tartalom mennyiségének növekedésével az adszorbeált hatóanyagok (A_{100} és A_{1000}) mennyisége is nő. Ebben az esetben a duzzadó agyagásványok nagy felületük és felületi töltéssűrűségüknek köszönhetően nagy adszorpciós kapacitással rendelkeznek (Corbin és mtsai., 2021). Az agyagásványoknak egyedül az EE2 esetében nem volt adszorpció fokozó szerepe, ami egyúttal alátámasztja azt a megfigyelést, miszerint ezen molekula megkötődésében az elektrosztatikus erők nem játszanak szerepet.

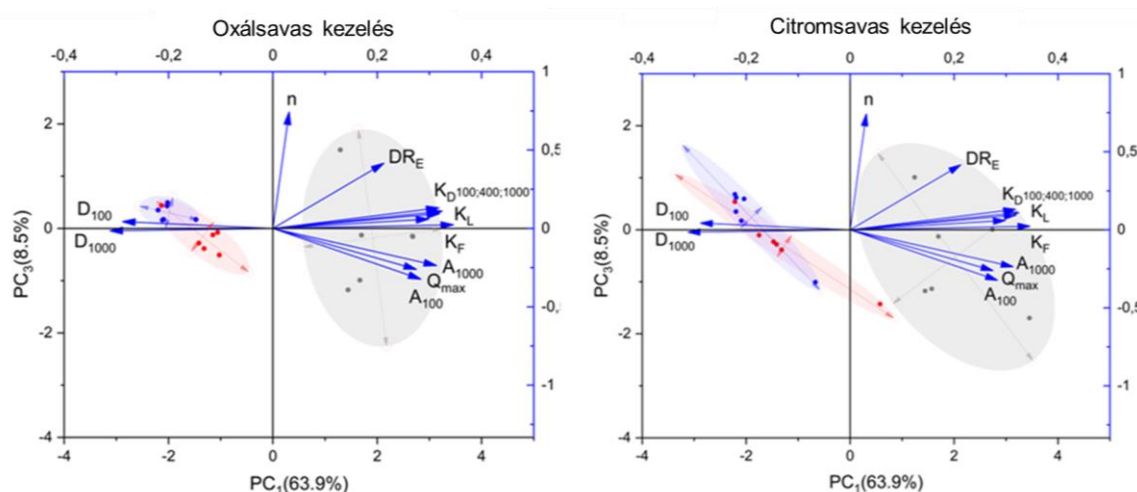
Az adszorpciót fokozó talajparaméterek egyúttal a mobilizálódást (deszorpciót) gátolják. Az SOM mennyisége egyúttal jelentősen csökkenti a deszorpció mértékét. Más szóval ezen anyagok annál kevésbé hajlandóak a feltalajban mobilizálódni, minél magasabb az SOM, ill. agyagásvány tartalmuk. A talajkörnyezet megváltozása szintén befolyásolja a vizsgált anyagok megkötődését és felszabadulását. Az adszorpciós paraméterek főkomponense (PC₁) szignifikánsan korrelál a pH-val. Ennek jelentősége pedig abból adódik, hogy mind a rövidtávú (talajoldat pH), mind a hosszútávú környezetváltozások elsősorban a talaj pH-ra hatnak (Blume és mtsai., 2015)

6.5.5. A gyökérsavak hatása az adszorpciós-deszorpciós folyamatokra

A három különböző kémiai karakterisztikájú gyógyszerhatóanyag adszorpciós-deszorpciós viszonyaira a citromsavas és oxálsavas kezelés alapvető hatással volt. Az LMWOA-k jelenlétében az adszorpciós paraméterek (objektumok) elkülönültek egymástól, és a csoportok orientációja és alakja is megváltozott (46. ábra). A két PCA biplotban a pozitív és negatív PC értékek a gyógyszerhatóanyagok kémiai tulajdonságai alapján három csoportba különítették el az objektumokat (EE2-szürke, CBZ-vörös és DFC-kék). Az első főkomponens tengelyén az EE2-höz tartozó objektumok mindegyike pozitív értékeket mutatott, amivel ellentétesen a CBZ és DFC hatóanyagokhoz tartozó objektumok a negatívabb értékek felé mozdultak el a PC₁ tengelyen (46. ábra).

Összességében a gyökérsavak a DFC és a CBZ esetében hasonlóan módosította ezen anyagok megkötődését. Az adszorpciós izotermákból számítható megkötődési energiák alapján a két molekula az alacsony energiájú adszorpciós helyeken kötődik meg. Az LMWOA kezelés hatására a gyógyszerhatóanyagok megkötődése is fokozódik, de egyúttal a megkötődött molekulák egyben könnyen deszorbeálódnak is. Mivel az LMWOA-k koncentrációja a környezetben szezonálisan jelentősen változik (Strobel, 2001; Tani és mtsai., 1996), a vegetációs időszakban az LMWOA-knak jelentős szerepe van a gyógyszerhatóanyagok szorpciós egyensúlyának megváltoztatásában, aminek pedig jelentősége van a gyógyszerhatóanyagok -ok biológiai hozzáférhetősége és emberi egészségi

kockázatai szempontjából is. A vegetációs időszak idején (ilyenkor történik az öntözés, ill. talajerő utánpótlás is) az alacsonyabb adszorpciós affinitású DFC és CBZ a talajszemcséken adszorbeálódnak. De a környezeti paraméterek megváltozásával (pl. pH, ionerősség és hőmérséklet) egyúttal gyorsan deszorbeálódnak is képesek, így az adszorbeált szennyezőanyagok elérhetővé válhatnak a növények számára. A DFC-vel és a CBZ-vel ellentétben az endokrin disruptor EE2 a gyökérsavak hatására más mechanizmust mutat. Az EE2 erős korrelációt mutat a Langmuir (K_L) és a Freundlich (K_F) adszorpciós együtthatóval, továbbá a maximális adszorpciós kapacitással (Q_{max}). Így a vegetációs időszak alatt összességében az EE2-t a felhalmozódás, a CBZ-t és a DFC-t pedig a deszorpció határozta meg.



46. ábra. A gyógyszerhatóanyagok szorpciós paramétereinek főkomponens-elemzése. Az izoterma paraméterek a feltalaj mintákon LMWOA-k hozzáadásával végzett kísérletekre vonatkozóan szerepelnek. A három hatóanyagra (CBZ-kék, DFC-piros és EE2-szürke) vonatkozó megfigyeléseket szórt pontokként ábrázoltuk. Az A_{100} és A_{1000} gyógyszerhatóanyagok adszorbeált mennyiségét (%) jelöli két koncentrációnál (100 és 1000 $\mu\text{g/L}$). A D_{100} és D_{1000} a deszorpcióban lévő gyógyszerhatóanyagok mennyiségét (%) jelöli két koncentrációnál. A $K_{D100;400;1000}$ a 100, 400, illetve 1000 $\mu\text{g/L}$ -re vonatkozó eloszlási együtthatók; Q_{max} ($\mu\text{g/g}$) a maximális adszorpciós kapacitás; K_L ($\text{L}/\mu\text{g}$) a Langmuir-adszorpciós együttható; K_F ($(\mu\text{g/g})/(\mu\text{g/L})^{1/n}$) a Freundlich-adszorpciós affinitási együttható; n a Freundlich-egyenlet linearitást jellemző dimenziótlan komponense; és DR_E az adszorpciós energia.

6.6. Eredmények geoökológiai értelmezése

A vizsgált láp-mocsárrét-szántóföldön mozaik által kitöltött tájablakban mind a Forman (1995), mind pedig Leser (1976) megközelítésében ugyanazon elemi területi egységek határolhatók le. Ezeket a tájfoltokat akár a jelen domborzati viszonyok és növényzeti foltok alapján is meg lehet rajzolni.

A településeken belül egyértelműen az emberi tevékenységek a legfontosabb tájalkotó tényező. Kutatásaim kapcsán viszont releváns kérdésként merül fel a táji mintázatok kialakításában szerepet játszó tájalkotó tényezők „hatáserősségének” sorrendje. Ezekben a tájmozaikokban az emberi tevékenységeken túl a domborzat, a vízhatás, a növényzet, és az idő közül mindegyik szerepet

játszik. Ezen tényezők együttes hatásaik pedig a talajokban, ill. a talajokban lejátszódó folyamatokban csapódnak le⁵.

Az így kialakuló, ill. átalakuló területi mintázatoknak a biogeokémiai körfolyamatokra is hatásuk van. Az ezzel kapcsolatos tankönyvi ábrák nagy földi rendszerek működését globális megközelítésben ábrázolják, így azokban szükségszerűen a területi különbségek még kontinentális léptékben sem jelennek meg. A talajtakaró és az abban lejátszódó elemkörforgással kapcsolatos folyamatok viszont minden leegyszerűsített modellben szerepelnek. A vertikális folyamatok (pl. talaj – légkör) intenzitása valójában elsősorban a talajban meg tapasztalható térbeli és időbeli mintázatok függvénye lesz⁶. Példának okáért a redoxviszonyok az egyes talajszintek között, ill. az egyes talajfoltok között jelentősen különböző lehet, aminek eredményeként a nitrogén megkötődésnek, a denitrifikációnak és a nitrát redukciónak is egyfajta térbeli és időbeli mintázata jöhet létre. Összességében ezen apró folyamatok összességéből adódnak össze a globális folyamatok és azok irányai is.

A fenti hasonlatot nem véletlenül hoztam példaként. Az objektumonként több tízezer rekordot tartalmazó adatainkból megalkotott Poubraix-diagrammok alapján nyilvánvaló, hogy a különböző tájfoltokban megfigyelhető Eh és pH értékek szignifikánsan elkülönülnek egymástól (33. ábra). A szemmel is megfigyelhető tájfoltoknak saját térbeli és időbeli „redoxmintázatuk” van. A mintázatok forrása a (i) domborzat és vízhatás, (ii) az edényes növények mintázata⁷ és az (iii) emberi tevékenységek⁸.

A fenti bekezdéshez kapcsolódva a gyorsan változó paraméterek mintázatait jellemzően a hidromorfia fokával leginkább kézenfekvő korreláltatni. Méréseink alapján egyértelműen bizonyítást nyert az edényes növények „redoxkörnyezet mintázat” meghatározó szerepe, hiszen a különböző növényzeti foltok eltérő redoxviszonyok kialakítására képesek a talajban. Az emberi hatások nemcsak közvetlenül, de a növényzeti mintázatokra gyakorolt hatások által is hatnak a gyorsan változó paraméterekre. Erre nemcsak a hagyományos talajművelés lehet példa, de a kaszálás és a taposás is a természeteshez képest jelentős változásokat tud generálni.

A gyepek kaszálóként, ill. legelőként történő hasznosítása a talaj szerves anyag veszteség (és tápelem veszteség) szempontjából hasonló jellegű, a két tevékenység mégis eltérő hatással van a gyorsan változó paraméterekre. Az évi két három alkalommal bekövetkező kaszálás elsősorban a feltalaj pH viszonyait változtatja meg, a legeltetés során történő taposás pedig a talaj Eh viszonyaira van hatással.

A hosszútávon ható specifikus paraméterekben az emberi tevékenységek hatása (különösen rövid és középhosszú távon) nem feltétlenül közvetlenül kimutathatók. Egy szántás, erdőtelepítés, egy terület beépítése természetesen szembeötlő. Ezzel ellentétben egy lassan változó rendszerben, példának okáért a vízrendezés által kiszáradó lápokból kialakult kaszálórétek klasszikus tájökölógiai

⁵ Ez a megközelítés némileg eltér Leser (1976), Fortescue (1980) és Kertész (2003), hiszen az Ő műveikben a talaj „klasszikus” tájalkotó tényezőként szerepel, nem pedig a táji folyamatok „elszenvedőjeként”.

⁶ Ennek okán Kerényi (2007) azon felvetése, miszerint „egy tájban általában akkor fokozódik az ásványi tápanyagok áramlása, amikor egy zavaró hatás megváltoztatja a tájszerkezetet” gyakran igaz, de általános érvényű kijelentésként talán mégsem fogadható el.

⁷ Pl. Bátaapáti Mocsárrét azonos vízhatás mellett a sásos és a zsurlós foltoknak eltérő redoxdinamikájuk volt/van. Mindkét mocsárréten a gyökérkörnyezetben „szemmel látható” eredménye van a gyökérkörnyezeti folyamatok jelentőségének (ld. 32. és 35. ábrák).

⁸ Ezt két időléptékben is vizsgáltuk: rövid időtávban a redoxfolyamatokra gyakorolt hatások, évtizedes távlatban a talajfejlődés egészére (láptalajok kotusodása, felgyorsult talajképződés az oszcilláló redox-folyamatok miatt).

módszerekkel módon nem különíthetők el az eleve mocsári dinamikájú rétektől, pedig az utóbb említett két a területeken a talaj -légkör közötti szén és nitrogénforgalom alapvetően eltérő⁹.

A tájmozaikok horizontális kiterjedése a táj kutatás egyik trivialisága (Szabó és mtsai., 2014). A tájmozaikok alakelemzése a korszerű tájökológia egyik alapja. De felmerülhet a kérdés, hogy ezen foltoknak vajon mekkora a vertikális kiterjedése. Erről csak áttételes forrásaink vannak. Az legfontosabb ezek közül Forman (1995) klasszikus művében a tájhatárok kapcsán merül fel, ami alapján feltételezhető, hogy a tájfoltok felső határát a növényzet (ill. a növényzeti mintázat) jelöli ki. Ugyanez feltételezhető Neef (1963), Leser (1976) és Fortescue (1980) munkái alapján is. Arról viszont egyáltalán nincs információ, hogy ezzel ellentétes irányban mekkora a tájfolt kiterjedése. Feltételezhető, hogy a tájmozaikok vertikális kiterjedését a szolum mélysége határozza meg. Az általunk végzett Eh-pH mérések ezt a feltételezést némileg árnyalják, hiszen a hidromorf talajok C szintjében mind az Eh-nak, mind a pedig a pH-nak van valamiféle ingadozása.

A redoxifolyamatok térbeli különbségei a talajfejlődés sebességére is hatással vannak. A feltalaj térbeli „redox mintázatai” a feltalaj SOM tartalmának fő hajtóereje. A vas (és kisebb részt a mangán) redoxpotenciál fázishatárok tartományában történő redoxpotenciál ingadozások az ásványi fázis mállási folyamatait gyorsítja fel, a pH térbeli és időbeli változásai pedig a karbonátfelhalmozódás hajtóereje. Külön kiemelendő, hogy a talajfejlődés sebességét ugyan a vízhatás önmagában is fokozza, de az intenzíven változó redoxkörnyezet a talajfejlődés sebességét az állandóan víztelített környezetben zajló talajképződéshez képest is fokozza.

A táji mintázatok nemcsak a tápanyagok horizontális és vertikális áramlásában játszhatnak szerepet, de a szerves és szervetlen szennyezők környezeti sorsát is befolyásolják. A különböző tájfoltok eltérő talajtulajdonságai a környezetben egyre nagyobb koncentrációban jelen levő szerves mikroszennyezők felhalmozódására, ill. mobilizációjára. Az edényes növények ezen anyagok megkötődésére és mobilizációjára is hatással vannak, ebből kifolyólag a növényzet által definiált területi egységekben ezen anyagok táplálékláncba történő belépése és a mélybemosódás intenzitása is szükségszerűen különböző. Ezekről a területi mintázatokról azonban nagyon kevés és szórványos ismeretek állnak csak rendelkezésre.

A táji folyamatok során kialakuló területi különbségek a különböző területek szerves mikroszennyezőkkel szembeni érzékenységét is meghatározzák. Mivel a talaj szerves anyagának és ásványainak összetétele erősebben határozza meg ezen anyagok megkötődését, mint a vegyületek saját kémiai tulajdonságai, ezért egy tájmozaikban a szerves mikroszennyezők megkötődése és ismételt felszabadulását inkább a területi különbségek és kevésbé a szennyezőanyagok kémiai tulajdonságaira vezethetők vissza.

7. Az emberi tevékenységek által kiváltott környezeti változások talajtakaróra gyakorolt hatásai

A talajok ún. funkcióit illetően a hazai és nemzetközi talajtani tudományos közösségében konszenzus van. Ezt a legkülönbözőbb kultúrkörök talajtani tankönyvei is tanúsítják (Blum, 2005; Blume és mtsai., 2015; Stefanovits és mtsai., 1999; White, 2006). A talajok funkciói közül kiemelt szerepet játszik azoknak a biomassza termelésben betöltött szerepe (primer biológiai produkció alapja), továbbá ezen kívül az éghajlat, valamint az árvíz szabályzó szolgáltatások is kiemelt helyen szerepelnek. Amint a fent felsorolt tankönyvekből és a tudományos közlemények túlnyomó többségéből is leszűrhetjük, az agrártudományok és földtudományok talajokkal foglalkozó művelői

⁹ A mocsári dinamikájú területeken a talajok szénforgalma egyensúlyi állapotban van, míg a kiszáradó láprét esetében nettó szénvesztesség (CO₂) kibocsájtás határozható meg.

többségének fókuszában az embert közvetlenül érintő (földtani értelemben véve) rövid távú folyamatok vannak. A talajtakarót is érintő táji folyamatok ezen messze túlmutatnak. Példának okáért a talajtakaró a tájhasználat függvényében lehet a légkör üvegház hatású gázainak (CO_2 , CH_4 , N_2O) nyelője és kibocsájtója is egyaránt (Keenan és Williams, 2018; Reay és mtsai., 2008; Smith, 2004), másrészt az agrárökoszisztémák tájmozaikjait elhagyó tápelemek (pl. N, P, K) nemcsak az édesvizek eutrofizációjához vezet (Smith and Schindler, 2009), de a világoceánban kialakuló hypoxikus ún. „halálzónák” kialakulásának is okozói (Altieri és Diaz, 2019; Altieri és Gedan, 2015). Ezeknek a folyamatoknak pedig a talajtani kutatások fókuszánál hosszabb távú hatásai is vannak. Jóllehet értekezésemben bemutatott kutatások mindössze a földfelszín „mikroszkopikusan csekély hányadát” érintették, de az eredmények tágabb kontextusban is értelmezhetőek lehetnének.

Ahhoz, hogy a tájmozaikokban lezajló folyamatok ún. „offsite” hatásait is értékelni lehessen, úgy a folyadék és gázfázisok vizsgálatára kellett volna elsősorban fókuszálnom. Ez több okból sem történt meg, ezért értekezésemben sokkal inkább a tájmozaikban lejátszódó folyamatok becslésére szorítkozhattam. Amennyiben az általam a terepen és laboratóriumban elvégzett vizsgálatok kiterjesztéséhez a méréseken alapuló térinformatikai modellezésre lett volna szükség, de ez tudományos pályafutásom lehetőségeit messze meghaladta. Ennek hiányában csak az általam vizsgált területeken csak az exogén szén körforgással kapcsolatos általános megállapítások tehetők: 1./ Az erodálódó felszíneken a felszínre kerülő talajképző kőzet a szén szerves formában történő folyamatos (bár csekély mértékű) megkötődését biztosítja; 2./ A talajművelés hatására (mezőgazdaság eredményeként) a helyi erózióbázisokon jelentős mennyiségű szén temetődik el szervesen kötött formában. Ezek egy része az emberi időléptékben stabilan a szilárd fázisban marad; 3./ A relieffel nem rendelkező területeken a mezőgazdaság szénmérlege mindenképp negatív, hiszen a feltalaj szerves anyagában kötött szén változatos utakon összességében (nagyreszt széndioxid formájában); 4./ A vizes élőhelyek lecsapolásával nemcsak a korábban szerves formában felhalmozódott szén leépülését (a talajtani oldalról kotsodás, a légkörtudomány oldaláról a talajok fokozott CO_2 kibocsájtása) lehet megfigyelni, de ezen területek talajaiban megszűnik a „lápi mész” képződése is, aminek összességében szintén jelentős szénnyelő szerepe lehet. Ez a jelenség domborzati viszonyoktól független.

Tudományos pályafutásom során keletkezett eredmények és publikált tudományos közlemények alapján az általános megállapításokon túl az alábbi tézisszerű megállapításokat teszem:

1. tézis. Szántóföldeken belül lehatárolható területi egységek kialakulása a szilárd és folyadékfázisokhoz kötött szelektív elmozdulására vezethető vissza. A szántóföldeken belül tájökológiai értelemben vett tájfeltörek általában nem határolhatóak le, de geoökológiai értelemben vett ökotópok azonosíthatók.

Rövid értelmezés: A geoökológiai értelemben meghatározható területi egységek az SOM szelektív elmozdulása által alakulnak ki. Ezek a mintázatok nemcsak a felszínen, de a felszín alatt is azonosíthatók. A differenciálódás nemcsak az SOM mennyiségében, de minőségi paramétereiben is megjelenik. Az SOM térben kialakuló minőségi differenciálódásának a motorja a területhasználatváltás és az évszázadokon keresztül folyamatosan fenntartott talajművelés. A talajerózió eredményeként elmozduló szerves anyag által megtett távolság a szállítódás módjától függ. A lehordódási területhez közel kialakuló helyi erózióbázison elsősorban a stabilabb, vízstabil aggregátumokban szállítódó SOM halmozódik fel. A labilis formában mozgó SOM viszont a nagyobb távolságokban kialakuló helyi erózióbázisokig is eljut (2. ábra). (A fent megfogalmazott tézist alapjaiban nem befolyásolja, de legújabb kutatási eredményeink alapján a stabil és a vízzoldható SOM frakciók eredete eltérő. A labilis vízzoldható

frakció nagyobb részt a friss szerves anyagokból (POM) származnak, míg a kötött formák stabilabb, és egyúttal idősebb szén tartalmazó szerves anyagból eredeztethetők.)

2. tézis. Az ökotópok vertikális kiterjedése a talajtakaró irányában is értelmezhető. Az ökotópok a szolum alsó határáig terjednek ki.

Rövid értelmezés: A tájfoltok vertikális kiterjedése a talajtakaró mélységének irányában is értelmezhető. A laboratóriumban vizsgálható talajtulajdonságok és a terepen hosszútávú redox mérések eredményei egyaránt a szolum aljáig mutatnak horizontálisan értelmezhető mintázatokat. Ezek szerint az ökotópok alapján definiált tájmozaikok vertikális kiterjedését a talajtakaró irányában a szolum mélysége határozza meg. Amennyiben tájmozaik ökotópjait nem 2D, hanem 3D egységként akarjuk definiálni, akkor az alsó felszínt a szolum, a felsőt pedig a mikroklima határozza meg.

3. tézis. Területhasználat váltás esetén annak hatása már kb. fél év alatt (163 napon belül) megjelenhet a talaj szerves anyag kémiai tulajdonságaiban. A talaj szerves anyag kémiai tulajdonságaiban a változások már azelőtt megkezdődnek, mielőtt annak mennyisége megváltozna. A talaj szerves anyag kémiai tulajdonságainak megváltozása hosszabb (évtizedes) időléptékben is szelektív. Egyes tulajdonságok még ebben az időtávban is változatlanok maradnak.

Rövid értelmezés: A stabil szénizotópos (^{13}C) vizsgálatok, az infravörös spektroszkópiai (DRIFT) mérésekből származtatott paraméterek és a C/N arány alapján egy modellkísérletben a területhasználat váltás eredményeként megváltozó szerves anyag forrás elsőként a rendszer bemenetét jelentő POM frakcióban jelenik, de az új szerves anyag forrásból származó szerves szén fél év elteltével már a tíz évet meghaladó MRT-vel rendelkező MAOM és AAOM frakciókban is kimutatható.

Az ökotóp regenerálódásakor a változások üteme szintén a labilis SOM frakciókban gyorsabb, de a különböző SOM tulajdonságok megváltozásának sebessége is különböző. A szántó-gyep területhasználat változáskor elsőként az SOM hidrogéntartalma (H/C arány) csökken le (az aromás komponensek dúsulása okán), míg az SOM O/C aránya 20 év elteltével is a szántóföldihez hasonló marad.

4. tézis. Mocsárréteken belül nem a vízhatás erőssége, hanem az edényes növények mintázatai határozzák meg a talajtakaró redoxviszonyait. A mocsárrétek kaszálása és legeltetése (taposás) szintén az edényes növények által változtatja meg a talajtakaró kémiai tulajdonságait.

Rövid magyarázat: Az általános vélekedés szerint egy terület talajában a reduktív viszonyok erőssége a víztelítettség mértéke és időbeli hosszának függvényében alakul. Vizsgálataim szerint mocsári környezetben (hidromorf talajképződés jellemző, de a vízhatás korlátozottabb, ezért ásványi talajok alakulnak ki) az oxidációs-redukciós viszonyok nem a vízhatás erősségének függvényében, hanem a növényzeti mintázatokhoz igazodva alakul ki. Az ilyen területek fenntartásában a kaszálás, ill. legeltetés alapvető folyamat. E tevékenységek a talajok redoxviszonyaira is hatással vannak. A kaszálás a talajban mérhető pH-ra, a taposás pedig az Eh-ra hat. Mindkét tevékenység hatásainak időtartama hetekben mérhető.

5. tézis. Hidromorf ökotópokat is magukba foglaló tájmozaikok lecsapolódását (lecsapolását) követően a domborzat és a talajtulajdonságok nem egyértelműen irányító tájalkotó tényezői a területhasználat-szerkezet megváltozásának.

Rövid magyarázat: Egy terület lecsapolását követően a legmélyebb helyzetű és egyúttal a legmagasabb SOM tartalmú talajokkal jellemezhető területeken várható leghosszabb ideig az eredeti lápi környezet fennmaradása. Az általam vizsgált területeken a lápok nedves kaszálórétte alakulása ezzel ellentétben esetleges volt. Azaz ebben az esetben a tájhasználat területi szerkezetének átalakulásánál a természeti tájalkotó tényezők hatása elhanyagolható.

6. tézis. Egy tájmozaik különböző ökotópjainak talajaiban a talaj szerves anyag mennyisége, a talaj szerves anyag minősége, valamint a növényzet fenofázisa egyaránt meghatározza a szerves mikroszennyezők megkötődésének és mobilizálódásának mértékét. A környezetbe kerülő szerves mikroszennyezők által okozott környezeti kockázat ökotóponként eltér, de ezek a különbségek évszakosan változnak.

Rövid magyarázat: A különböző ökotópokra jellemző eltérő talajkörnyezet a talaj szerves és ásványi fázisait egyaránt területileg különbözővé teszi. Az emberi tevékenységek során a környezetbe kerülő szerves mikroszennyezők (ezen belül is a gyógyszerhatóanyagok) a magasabb SOM-tartalmú talajokban erősebben kötődnek meg és megkötődésük intenzitása a pH-tól alapvetően független. Az alacsonyabb SOM tartalmú talajok feltalajában ezen anyagok megkötődése is korlátozottabb.

Az altalajban a savasan vagy lúgosan disszociálódó gyógyszerhatóanyagok megkötődése (disszociált állapotban) alapvetően az agyagásványok felületén történik. A pH megváltozásával ezen anyagok könnyen ismét oldott fázisba kerülhetnek. A diagenetikus (detritális) ásványokban gazdag talajsíntekben (talajokban) a szerves mikroszennyezők nem, ill. csak kevésbé kötődnek meg.

A vegetációs időszakban a növények által a gyökérkörnyezetbe jutott LMWOA-k a gyógyszerhatóanyagok mindegyikének megkötődését fokozzák, de egyúttal az ezek által megkötött szerves anyagok deszorbeálódnak is. Ebből kifolyólag a gyógyszerhatóanyagok talajokban történő megkötődését nemcsak a talajtulajdonságok, de (az edényes növényzet által) az idő is befolyásolja.

7. tézis. A hidromorf talajok ásványi fázisának fejlődését (pedogén mállás) elsősorban nem a permanens vízhatás, hanem az ingadozó (fluktuáló) redoxviszonyok okozzák.

Rövid magyarázat: A talajfejlődés leglassabb aspektusa az ásványi fázis fejlődése, ezen belül is a „kvázi oldhatatlan” ásványok (talajtani értelemben a CaCO_3 -nál nehezebben oldható ásványok) átalakulása, ill. mállásuk során felszabaduló elemek elmozdulása a talajszelvény mentén. A redoxviszonyok intenzív ingadozása ezeket a pedogén mállási folyamatokat a tartós vízhatásnál is sokkal jelentősebb mértékben (évszázados vs. évtizedes) gyorsítja fel. Fél évszázados időléptékben nemcsak szabad vasásványok, hanem pedogén agyagásványok helyben történő pedogén kialakulása is igazolható. Geoökológiai megközelítésben a felgyorsult talajfejlődés az edényes növények redox környezet alakító szerepének köszönhető, így kijelenthető, hogy a felgyorsult talajképződés meghatározott ökotóphoz rendelhető.

8. tézis. Az UV-ViS-NIR diffúz reflektancia spektroszkópiai (DRS) mérések kiegészítő eljárásként felhasználhatóak a talaj vasásványok azonosítására.

Rövid magyarázat: Ez a mérési technika rutinszerűen goetheit (910-920 nm) és hematit (890-900 nm) kimutatására. Ugyanez az eljárás az XRD-vel nem kimutató kétértékű vasat tartalmazó Fougerit csoportba tartozó ásványok kimutatására (475 nm és 555 nm) is használható. A

szerves anyagok zavaró hatásának kiküszöbölésére a spektrumok értelmezése előtt Kubelka-Munk transzformációt kell használni.

9. tézis. A talajok szöveti sajátosságainak meghatározásához alkalmazott lézerdiffrakciós mérések esetében sem univerzális mintaelőkészítési módszerek, sem általánosan használható törésmutató értékek nem határozhatók meg.

Rövid magyarázat: A lézerdiffrakció alapú szemcseméret eloszlás méréshez egységes kémiai előkészítési eljárás és optikai beállítás még akkor sem határozható meg, ha a talaj ásványi fázisának jelentős részét a kvarc, ill. ahhoz nagyon hasonló törésmutatójú ásványok alkotják. A magas homoktartalmú minták sem az optikai paraméterek beállítására, sem a kémiai előkezelésre nem érzékenyek. A szövet finomodásával törésmutató jelentősége nő. A törésmutató értékének növekedésével a törésmutató hatása az eloszlásgörbére viszont csökken, és ezzel együtt az abszorpciós koefficiens (AC) hatása nő.

Köszönetnyilvánítás

Elsőként köszönöm Feleségemnek, Gyermekeimnek és Szüleimnek a teljes életutam során nyújtott támogatást és sok-sok türelmet.

Köszönöm kollégáimnak, doktoranduszaimnak és hallgatóimnak a sokéves együtt végzett munkát, gondolkodást és befektetett energiát. Közülük is kiemelten köszönetet mondok azoknak, akikkel az utóbbi két évtizedben a legintenzívebben együtt kutathattam és akikkel együttműködésben ezen értekezés alapjául szolgáló tudományos közlemények is megszülethettek: Jakab Gergelynek, Madarász Baláznak, Kocsis-Ringer Mariannának, Szabó Lílinek, Vancsik Annának, Zacháry Dórának, Holman-Gresina Fruzsínának, Filep Tibornak, Bauer Lászlónak és Hényel-Király Csillának, Ujházy Noéminek, Kiss Klaudiának és Varga Györgynek.

Köszönöm azoknak a kutatócsoportomon kívüli kutatóknak, akik kutatásaimban szintén társak voltak: Sipos Péter, Németh Tibor, Zihné Perényi Katalin, Pekker Péter, Molnár Mihály, Barcza Zoltán. Köszönettel tartozom továbbá a HUN-REN ATK részéről Árendás Tamásnak és Fodor Nándornak azért, hogy a martonvásári tartamkísérleten kutatásokat végezhettem.

Köszönöm Török Józsefnek (Ceglédbercel polgármesterének), valamint id. és ifj. Plutzer Lénárdnak (Ceglédbercel Mocsárrét mintaterület tulajdonosainak), hogy kutatásaim megvalósulását segítették.

Köszönettel tartozom két középiskolai tanáromnak, Holczer Györgynének (biológia és földrajz) és Dunai Zoltánnak (matematika). Köszönöm egykori és jelenlegi igazgatóimnak, Schweitzer Ferencnek és Kocsis Károlynak, továbbá Kertész Ádámnak, az egykori FKI Természetföldrajzi Osztály tudományos osztályvezetőjének, hogy kutatásaim alapjául szolgáló környezet létrehozását támogatták. Köszönöm Szabó Máriának, hogy a doktorképzés rögzös útján elindított.

Végezetül köszönöm Szabó Csabának, Márialigeti Károlynak és Papp Sándornak azokat a beszélgetéseket melyek miatt Őket mentoraimként tisztelhetem.

Doktori értekezésem kutatásai az NKFIH OTKA T38122, K100180, és 142865 pályázatok, valamint a GINOP-2_3_2-15-2016-00056 projekt támogatásával születtek meg.

Irodalomjegyzék

- Abd Manan, T.S.B., Khan, T., Wan Mohtar, W.H.M., Beddu, S., Mohd Kamal, N.L., Yavari, Saba, Jusoh, H., Qazi, S., Imam Supaat, S.K.B., Adnan, F., Ghanim, A.A., Yavari, Sara, Machmudah, A., Rajabi, A., Porhemmat, M., Irfan, M., Abdullah, M.T., Abdul Shakur, E.S.B., 2020. Dataset on specific UV absorbances (SUVA₂₅₄) at stretch components of Perak River basin. Data Brief 30, 105518. <https://doi.org/10.1016/J.DIB.2020.105518>
- Aber, J.D., Melillo, J.M., 1980. Litter decomposition: measuring relative contributions of organic matter and nitrogen to forest soils. *Canadian Journal of Botany* 58, 416–421. <https://doi.org/10.1139/B80-046>
- Ádám, L., 1975a. Agrárgazdasági szempontú komplex természetföldrajzi tájértékelés 1975.3 9-32 DR. ÁDÁM LÁSZLÓ. *Foldr Ert* 25, 9–32.
- Ádám, L., 1975b. Agrárgazdasági szempontú komplex természetföldrajzi tájértékelés 1975.3 9-32 DR. ÁDÁM LÁSZLÓ. *Foldr Ert* 25, 9–32.
- Ádám, L., Marosi, S., Szilárd, J. (Eds.), 1988. A Dunántúli-középhegység, B): Regionális tájföldrajz, Magyarország tájföldrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Ádám, L., Marosi, S., Szilárd, J. (Eds.), 1987. A Dunántúli-középhegység, A): Természeti adottságok és erőforrások, Magyarország tájföldrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Ádám, L., Marosi, S., Szilárd, J. (Eds.), 1981. A Dunántúli-dombság: (Dél-Dunántúl), Magyarország tájföldrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Aerts, R., de Caluwe, H., 1994. Nitrogen use efficiency of *Carex* species in relation to nitrogen supply. *Ecology* 75, 2362–2372. <https://doi.org/10.2307/1940890>
- Ågren, G.I., Bosatta, E., Balesdent, J., 1996. Isotope Discrimination during Decomposition of Organic Matter: A Theoretical Analysis. *Soil Science Society of America Journal* 60, 1121–1126. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ1996.03615995006000040023X>
- Alexandre, J., Dematte, M., Garcia, G.J., 1999. Alteration of Soil Properties through a Weathering Sequence as Evaluated by Spectral Reflectance. *Soil Science Society of America Journal* 63, 327–342. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ1999.03615995006300020010X>
- Al-Graiti, T., Jakab, G., Ujházy, N., Vancsik, A., Fodor, N., Árendás, T., Madarász, B., Barcza, Z., Márialigeti, K., Szalai, Z., 2022. The Composition of Dissolved Organic Matter in Arable Lands: Does Soil Management Practice Matter? *Agronomy* 12. <https://doi.org/10.3390/agronomy12112797>
- Altieri, A.H., Diaz, R.J., 2019. Dead Zones: Oxygen Depletion in Coastal Ecosystems. *World Seas: An Environmental Evaluation Volume III: Ecological Issues and Environmental Impacts* 453–473. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-805052-1.00021-8>
- Altieri, A.H., Gedan, K.B., 2015. Climate change and dead zones. *Glob Chang Biol* 21, 1395–1406. <https://doi.org/10.1111/GCB.12754>
- Alvarez, R., Alvarez, C.R., 2000. Soil Organic Matter Pools and Their Associations with Carbon Mineralization Kinetics. *Soil Science Society of America Journal* 64, 184–189. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ2000.641184X>
- Anderson, D.W., Paul, E.A., St Arnaud, R.J., eNo Sr AnNeur, E.A., 2011. EXTRACTION AND CHARACTERIZATION OF HUMUS WITH REFERENCE TO CLAY-ASSOCIATED

- HUMUS. <https://doi.org/10.4141/cjss74-041> 54, 317–323.
<https://doi.org/10.4141/CJSS74-041>
- Angers, D.A., Arrouays, D., Saby, N.P.A., Walter, C., 2011. Estimating and mapping the carbon saturation deficit of French agricultural topsoils. *Soil Use Manag* 27, 448–452. <https://doi.org/10.1111/J.1475-2743.2011.00366.X>
- Angst, G., Mueller, K.E., Castellano, M.J., Vogel, C., Wiesmeier, M., Mueller, C.W., 2023. Unlocking complex soil systems as carbon sinks: multi-pool management as the key. *Nat Commun* 14: 2967. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-38700-5>
- Antrop, M., 2015. A brief history of landscape research. *The Routledge Companion to Landscape Studies*. <https://doi.org/10.4324/9780203096925.ch1>
- Arnold, R.W., 2008. Pedology and Pedogenesis, in: Chesworth, W. (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 512–516.
- Baisden, W.T., Amundson, R., Cook, A.C., Brenner, D.L., 2002. Turnover and storage of C and N in five density fractions from California annual grassland surface soils. *Global Biogeochem Cycles* 16, 64–1. <https://doi.org/10.1029/2001GB001822>
- Balesdent, J., Mariotti, A., Guillet, B., 1987. Natural ^{13}C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. *Soil Biol Biochem* 19, 25–30. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(87\)90120-9](https://doi.org/10.1016/0038-0717(87)90120-9)
- Balogh, I., Farsang, A., Keveiné Bárány, I., Mezősi, G., 1997. A Geoökológiai térképek készítésének főbb alapelemei, in: *A Geoökológiai Térképezés Elmélete És Gyakorlata*. JATE Természetföldrajzi Tanszék, Szeged, pp. 25–77.
- Bankó, L., Tóth, G., Marton, C.L., Hoffmann, S., 2021. Hot-water extractable C and N as indicators for 4p1000 goals in a temperate-climate long-term field experiment: A case study from Hungary. *Ecol Indic* 126, 107364. <https://doi.org/10.1016/J.ECOLIND.2021.107364>
- Baranyai, Z., Schrett, A., Vidra, T., Vincze, T., A, K., Szalkay, J., 2014. *A Gerje-mente Natura 2000-es terület gazdálkodási terve (HUDI2002)*. Budapest.
- Barczy, A., Pál, -Sümegei, Katalin, -Joó, 2003. Adatok a Hortobágy paleoökológiai rekonstrukciójához a Csípő-halom talajtani és malakológiai vizsgálata alapján Data for the palaeoecological reconstruction of the Hortobágy based on pedological and malacological studies made on the Csípő mound. *Földtani Közlöny* 131, 421–431.
- Bárdossy, G., Bottyán, L., Gadó, P., Griger, Á., Sasvári, J., 1980. Automated quantitative phase analysis of bauxites. *American Mineralogist* 65, 135–141.
- Bartlett, M.S., 1951. The Effect of Standardization on a χ^2 Approximation in Factor Analysis. *Biometrika* 38, 337. <https://doi.org/10.2307/2332580>
- Bedard-Haughn, A., Van Groenigen, J.W., Van Kessel, C., 2003. Tracing ^{15}N through landscapes: potential uses and precautions. *J Hydrol (Amst)* 272, 175–190. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00263-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00263-9)
- Ben-Hur, M., Letey, J., Farmer, W.J., Williams, C.F., Nelson, S.D., 2003. Soluble and Solid Organic Matter Effects on Atrazine Adsorption in Cultivated Soils. *Soil Science Society of America Journal* 67, 1140–1146. <https://doi.org/10.2136/SSAJ2003.1140>

- Berkowitz, J.F., VanZomerem, C.M., Currie, S.J., Vasilas, L., 2017. Application of α,α' -dipyridyl dye for hydric soil identification. *Soil Science Society of America Journal* 81, 654–658. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ2016.12.0431>
- Berkowitz, J.F., Vepraskas, M.J., Vaughan, K.L., Vasilas, L.M., 2021. Development and application of the Hydric Soil Technical Standard. *Soil Science Society of America Journal* 85, 469–487. <https://doi.org/10.1002/SAJ2.20202>
- Billings, S.A., de Souza, L.F.T., 2020. Earth's soil harbours ancient carbon. *Nature Geoscience* 2020 13:8 13, 527–528. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0614-1>
- Birdwell, J.E., Engel, A.S., 2010. Characterization of dissolved organic matter in cave and spring waters using UV-Vis absorbance and fluorescence spectroscopy. *Org Geochem* 41, 270–280. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2009.11.002>
- Birdwell, J.E., Summers, A., 2010. Organic Geochemistry Characterization of dissolved organic matter in cave and spring waters using UV – Vis absorbance and fluorescence spectroscopy. *Org Geochem* 41, 270–280. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2009.11.002>
- Blair, G.J., Lefroy, R.D.B., Lisle, L., 1995. Soil Carbon Fractions Based on their Degree of Oxidation , and the Development of a Carbon Management Index for Agricultural Systems.
- Blum, W.E.H., 2005a. Functions of soil for society and the environment. *Rev Environ Sci Biotechnol* 4, 75–79. <https://doi.org/10.1007/S11157-005-2236-X/METRICS>
- Blum, W.E.H., 2005b. Functions of soil for society and the environment. *Rev Environ Sci Biotechnol* 4, 75–79. <https://doi.org/10.1007/S11157-005-2236-X/METRICS>
- Blume, H., Brümmer, G.W., Horn, R., Kögel-knabner, I., 2015. *Soil Science*. Springer New York, Berlin.
- Blume, H.-P., Brümmer, G.W., Fleige, H., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B.-M., 2015a. Scheffer/Schachtschabel *Soil Science*. Springer Berlin Heidelberg, Heidelberg.
- Blume, H.-P., Brümmer, G.W., Fleige, H., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B.-M., 2015b. Scheffer/Schachtschabel *Soil Science*. Springer Berlin Heidelberg, Heidelberg.
- Bocharov, V.L., 2004. Geocology as a science: Structuring and thesaurus, The present state and perspectives of development, *Vestn. Voronezh. Univ. Geol* 2, 166–171.
- Bochove, E. van, Beauchemin, S., Thériault, G., 2002. Continuous Multiple Measurement of Soil Redox Potential Using Platinum Microelectrodes. *Soil Science Society of America Journal* 66, 1813–1820. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ2002.1813>
- Boddey, R.M., Peoples, M.B., Palmer, B., Dart, P.J., 2000. Use of the ^{15}N natural abundance technique to quantify biological nitrogen fixation by woody perennials. *Nutr Cycl Agroecosyst* 57, 235–270. <https://doi.org/10.1023/A:1009890514844/METRICS>
- Bou-Orm, N., AlRomaithi, A.A., Elrmeithi, M., Ali, F.M., Nazzal, Y., Howari, F.M., Al Aydarroos, F., 2020. Advantages of first-derivative reflectance spectroscopy in the VNIR-SWIR for the quantification of olivine and hematite. *Planet Space Sci* 188, 104957. <https://doi.org/10.1016/J.PSS.2020.104957>

- Bourrié, G., Trolard, F., Jaffrezic, J.M.R.G., Ma tre, V., Abdelmoula, M., 1999. Iron control by equilibria between hydroxy-Green Rusts and solutions in hydromorphic soils. *Geochim Cosmochim Acta* 63, 3417–3427. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00262-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00262-8)
- Burdon, J., 2001. Are the Traditional Concepts of the Structures of Humic Substances Realistic? *Soil Sci* 166, 752–769.
- Burt, R., 2004a. SOIL SURVEY LABORATORY METHODS MANUAL.
- Burt, R., 2004b. SOIL SURVEY LABORATORY METHODS MANUAL.
- Buurman, P., Lagen, B. van., Velthorst, E.J., 1996a. Manual for soil and water analysis. Backhuys, Wageningen.
- Buurman, P., Lagen, B. van., Velthorst, E.J., 1996b. Manual for soil and water analysis. Backhuys, Wageningen.
- Buz s, I., 1988. Talaj-  s agrok miai vizsgálati m dszerk nyv 2. - A talajok fizikai-kémiai  s kémiai vizsgálati módszerei. Mez gazdas gi Kiadó, Budapest.
- Cattell, R.B., 1966. The scree test for the number of factors. *Multivariate Behav Res* 1, 245–276. https://doi.org/10.1207/S15327906MBR0102_10/ASSET//CMS/ASSET/4987F350-01A6-48CD-AAC1-11E2D81D7553/S15327906MBR0102_10.FP.PNG
- Centeri, C., 2022. S r rp t l a tájökológiai vizuális plan ci ig – Barczi Attila munkássága. TÁJÖKÖLÓGIAI LAPOK | JOURNAL OF LANDSCAPE ECOLOGY 20, 9–23. <https://doi.org/10.56617/TL.3144>
- Cerny, B.A., Kaiser, H.F., 1977. A Study Of A Measure Of Sampling Adequacy For Factor-Analytic Correlation Matrices. *Multivariate Behav Res* 12, 43–47. https://doi.org/10.1207/S15327906MBR1201_3
- Chen, Y., Senesi, N., Schnitzer, M., 1977. Information Provided on Humic Substances by E4/E6 Ratios. *Soil Science Society of America Journal* 41, 352–358. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ1977.03615995004100020037X>
- Chesworth, W. (Ed.), 2008. Encyclopedia of Soil Science. Springer Neherlands, Dodrecht.
- Chin, Y.P., Alken, G., O’Loughlin, E., 1994. Molecular Weight, Polydispersity, and Spectroscopic Properties of Aquatic Humic Substances. *Environ Sci Technol* 28, 1853–1858. https://doi.org/10.1021/ES00060A015/ASSET/ES00060A015.FP.PNG_V03
- Claval, P., 2004. The Languages of Rural Landscapes. *European Rural Landscapes: Persistence and Change in a Globalising Environment* 11–39. https://doi.org/10.1007/978-0-306-48512-1_2
- Coble, Paula G., 1996. Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy. *Mar Chem* 51, 325–346. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(95\)00062-3](https://doi.org/10.1016/0304-4203(95)00062-3)
- Coble, Paula G., 1996. Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy 51, 325–346.
- Conde-Cid, M., Fernández-Calvi o, D., N          , A., Fernández-Sanjurjo, M.J., Arias-Est     , M.,               , E., 2020. Estimation of adsorption/desorption Freundlich’s affinity coefficients for oxytetracycline and chlortetracycline from soil properties: Experimental data and pedotransfer functions. *Ecotoxicol Environ Saf* 196, 110584. <https://doi.org/10.1016/J.ECOENV.2020.110584>

- Coplen, T.B., 2011. Guidelines and recommended terms for expression of stable-isotope-ratio and gas-ratio measurement results. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 25, 2538–2560. <https://doi.org/10.1002/RCM.5129>
- Corbin, G., Vulliet, E., Lanson, B., Rimola, A., Mignon, P., 2021. Adsorption of Pharmaceuticals onto Smectite Clay Minerals: A Combined Experimental and Theoretical Study. *Minerals* 2021, Vol. 11, Page 62 11, 62. <https://doi.org/10.3390/MIN11010062>
- Costa, P. Da, Nguetnkam, J., ... C.M.-Q., 2015, undefined, 2015. Old landscapes, pre-weathered materials, and pedogenesis in tropical Africa: How can the time factor of soil formation be assessed in these regions? *Quaternary International* 376, 47–74. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.04.062> 1
- Coward, E.K., Thompson, A.T., Plante, A.F., 2017. Iron-mediated mineralogical control of organic matter accumulation in tropical soils. *Geoderma* 306, 206–216. <https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2017.07.026>
- Craig, H., 1953. The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim Cosmochim Acta* 3, 53–92. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(53\)90001-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(53)90001-5)
- Csikós, N., Schwanebeck, M., Kuhwald, M., Szilassi, P., Duttman, R., 2019. Density of Biogas Power Plants as An Indicator of Bioenergy Generated Transformation of Agricultural Landscapes. *Sustainability* 2019, Vol. 11, Page 2500 11, 2500. <https://doi.org/10.3390/SU11092500>
- Csikós, N., Szilassi, P., 2021. Modelling the Impacts of Habitat Changes on the Population Density of Eurasian Skylark (*Alauda arvensis*) Based on Its Landscape Preferences. *Land* 2021, Vol. 10, Page 306 10, 306. <https://doi.org/10.3390/LAND10030306>
- Csorba, P., 2014. A tájszerkezet földrajzi értelmezése. 4D Tájépítészeti és kertművészeti folyóirat 36, 32–39.
- Csorba, P., 1997. Tájökológia, 1st ed. Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen.
- Desta, F.S., Buxton, M.W.N., 2019. Chemometric Analysis of Mid-Wave Infrared Spectral Reflectance Data for Sulphide Ore Discrimination. *Math Geosci* 51, 877–903. <https://doi.org/10.1007/S11004-018-9776-4/FIGURES/11>
- Dijkstra, P., Ishizu, A., Doucet, R., Hart, S.C., Schwartz, E., Menyailo, O. V., Hungate, B.A., 2006. ¹³C and ¹⁵N natural abundance of the soil microbial biomass. *Soil Biol Biochem* 38, 3257–3266. <https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2006.04.005>
- Ding, G., Novak, J.M., Amarasiriwardena, D., Hunt, P.G., Xing, B., 2002. Soil Organic Matter Characteristics as Affected by Tillage Management. *Soil Science Society of America Journal* 66, 421–429. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ2002.4210>
- Dotterweich, M., Stankoviansky, M., Minár, J., Koco, Š., Papčo, P., 2013. Human induced soil erosion and gully system development in the Late Holocene and future perspectives on landscape evolution: The Myjava Hill Land, Slovakia. *Geomorphology* 201, 227–245. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2013.06.023>
- Dou, X., He, P., Zhu, P., Zhou, W., 2016. Soil organic carbon dynamics under long-term fertilization in a black soil of China: Evidence from stable C isotopes. *Scientific Reports* 2016 6:1 6, 1–10. <https://doi.org/10.1038/srep21488>

- Dövényi, Z., Ambrózy, P., Juhász, Á., Marosi, S., Mezősi, G., Michalkó, G., ... & Tiner, T., 2008. Magyarország kistájainak katasztere. Inventory of microregions in Hungary, 2nd ed. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest.
- Dušek, J., Pícek, T., Čížková, H., 2008a. Redox potential dynamics in a horizontal subsurface flow constructed wetland for wastewater treatment: Diel, seasonal and spatial fluctuations. *Ecol Eng* 34, 223–232. <https://doi.org/10.1016/J.ECOLENG.2008.08.008>
- Dušek, J., Pícek, T., Čížková, H., 2008b. Redox potential dynamics in a horizontal subsurface flow constructed wetland for wastewater treatment: Diel, seasonal and spatial fluctuations. *Ecol Eng* 34, 223–232. <https://doi.org/10.1016/J.ECOLENG.2008.08.008>
- Falkowski, P., Scholes, R.J., Boyle, E., Canadell, J., Canfield, D., Elser, J., Gruber, N., Hibbard, K., Hogberg, P., Linder, S., Mackenzie, F.T., Moore, B., Pedersen, T., Rosenthal, Y., Seitzinger, S., Smetacek, V., Steffen, W., 2000. The global carbon cycle: A test of our knowledge of earth as a system. *Science* (1979) 290, 291–296. <https://doi.org/10.1126/SCIENCE.290.5490.291/ASSET/17F45F53-E3CB-4FB4-B3F7-4AEB7B5A3C55/ASSETS/GRAPHIC/SE3908898002.JPEG>
- Farsang, A., 1995. A talaj femtartalmának regionalis vizsgálata a Matra északkeleti előterében. *Földr Ert* 44, 179–192.
- Farsang, A., Kitka, G., Barta, K., Puskás, I., 2012. Estimating element transport rates on sloping agricultural land at catchment scale (Velence Mts., Nw Hungary). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 7, 15–26.
- Feder, F., Trolard, F., Klingelhöfer, G., Bourrié, G., 2005. In situ Mössbauer spectroscopy: Evidence for green rust (fougerite) in a gleysol and its mineralogical transformations with time and depth. *Geochim Cosmochim Acta* 69, 4463–4483. <https://doi.org/10.1016/J.GCA.2005.03.042>
- Fernández-Pascual, E., Correia-Álvarez, E., 2021. Mire microclimate: Groundwater buffers temperature in waterlogged versus dry soils. *International Journal of Climatology* 41, E2949–E2958. <https://doi.org/10.1002/JOC.6893>
- Fiedler, S., Vepraskas, M.J., Richardson, J.L., 2007. Soil Redox Potential: Importance, Field Measurements, and Observations. *Advances in Agronomy* 94, 1–54. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(06\)94001-2](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(06)94001-2)
- Filep, G., 1988. Talajkémia. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Filep, T., Draskovits, E., Szabó, J., Koós, S., László, P., Szalai, Z., 2015. The dissolved organic matter as a potential soil quality indicator in arable soils of Hungary. *Environ Monit Assess* 187. <https://doi.org/10.1007/s10661-015-4700-6>
- Filep, T., Szabó, L., Kondor, A.C., Jakab, G., Szalai, Z., 2021. Evaluation of the effect of the intrinsic chemical properties of pharmaceutically active compounds (PhACs) on sorption behaviour in soils and goethite. *Ecotoxicol Environ Saf* 215, 112120. <https://doi.org/10.1016/J.ECOENV.2021.112120>
- Filep, T., Zacháry, D., Jakab, G., Szalai, Z., 2022a. Chemical composition of labile carbon fractions in Hungarian forest soils: Insight into biogeochemical coupling between DOM and POM. *Geoderma* 419. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.115867>

- Filep, T., Zacháry, D., Jakab, G., Szalai, Z., 2022b. Chemical composition of labile carbon fractions in Hungarian forest soils: Insight into biogeochemical coupling between DOM and POM. *Geoderma* 419. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.115867>
- Fisher, B., Turner, R.K., Morling, P., 2009. Defining and classifying ecosystem services for decision making. *Ecological Economics* 68, 643–653. <https://doi.org/10.1016/J.ECOLECON.2008.09.014>
- Fishtik, I., 2006a. Thermodynamic stability relations in redox systems. *Environ Sci Technol* 40, 1902–1910. <https://doi.org/10.1021/ES051749I/ASSET/IMAGES/LARGE/ES051749IF00004.JPG>
- Fishtik, I., 2006b. Thermodynamic stability relations in redox systems. *Environ Sci Technol* 40, 1902–1910. <https://doi.org/10.1021/ES051749I/ASSET/IMAGES/LARGE/ES051749IF00004.JPG>
- Florczyk, A.J., Melchiorri, M., Zeidler, J., Corbane, C., Schiavina, M., Freire, S., Sabo, F., Politis, P., Esch, T., Pesaresi, M., 2019. The Generalised Settlement Area: mapping the Earth surface in the vicinity of built-up areas. <https://doi.org/10.1080/17538947.2018.1550121> 13, 45–60. <https://doi.org/10.1080/17538947.2018.1550121>
- Follett, R.F., Kimble, J.M., Lal, R. (Eds.), 2001. *The Potential of U.S. Grazing Lands to Sequester Carbon and Mitigate the Greenhouse Effect*. Boca Raton.
- Forman, R.T.T., 1999a. Land mosaics: the ecology of landscapes and regions. NCASI Technical Bulletin 174. <https://doi.org/10.2307/2261341>
- Forman, R.T.T., 1999b. Land mosaics: the ecology of landscapes and regions. NCASI Technical Bulletin 174. <https://doi.org/10.2307/2261341>
- Forman, R.T.T., 1999c. Land mosaics: the ecology of landscapes and regions. NCASI Technical Bulletin 174. <https://doi.org/10.2307/2261341>
- Forman, R.T.T., 1990. The Beginnings of Landscape Ecology in America, in: *Changing Landscapes: An Ecological Perspective*. Springer New York, pp. 35–41. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3304-6_3
- Forman, R.T.T., Moore, P.N., 1992. Theoretical Foundations for Understanding Boundaries in Landscape Mosaics 236–258. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-2804-2_11
- Fortescue, J.A.C., 1980a. *Environmental Geochemistry: A Holistic Approach*. Springer, Columbia. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6045-5>
- Fortescue, J.A.C., 1980b. *Environmental Geochemistry: A Holistic Approach*. Springer, Columbia. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6045-5>
- Frolova, M., Centeri, C., Benediktsson, K., Hunzi Ker, M., Kabai, R., Scognamiglio, A., Martinopoulos, G., Sismani, G., Brito, P., Muñoz-Cerón, E., Szlupski, M., Ghislanzoni, M., Braunschweiger, D., Herrero-Luque, D., Roth, M., 2019. Effects of renewable energy on landscape in Europe: Comparison of hydro, wind, solar, bio-, geothermal and infrastructure energy landscapes. *Hungarian Geographical Bulletin* 68, 317–339. <https://doi.org/10.15201/HUNGEOBULL.68.4.1>

- Garcia, D., Coelho, J., Perrin, M., 1991. Fractionation between TiO₂ and Zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (Northern Portugal). *European Journal of Mineralogy* 3, 401–414. <https://doi.org/10.1127/EJM/3/2/0401>
- Gaudinski, J.B., Trumbore, S.E., Davidson, E.A., Zheng, S., 2000. Soil carbon cycling in a temperate forest: Radiocarbon-based estimates of residence times, sequestration rates and partitioning of fluxes. *Biogeochemistry* 51, 33–69. <https://doi.org/10.1023/A:1006301010014/METRICS>
- Gerke, J., 2018. Concepts and Misconceptions of Humic Substances as the Stable Part of Soil Organic Matter: A Review. *Agronomy* 2018, Vol. 8, Page 76 8, 76. <https://doi.org/10.3390/AGRONOMY8050076>
- Gerzabek, M.H., Haberhauer, G., Kirchmann, H., 2001. Soil Organic Matter Pools and Carbon-13 Natural Abundances in Particle-Size Fractions of a Long-Term Agricultural Field Experiment Receiving Organic Amendments. *Soil Science Society of America Journal* 65, 352–358. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ2001.652352X>
- Giannetta, B., Zacccone, C., Plaza, C., Siebecker, M.G., Rovira, P., Vischetti, C., Sparks, D.L., 2019. The role of Fe(III) in soil organic matter stabilization in two size fractions having opposite features. *Science of The Total Environment* 653, 667–674. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2018.10.361>
- Góczán, L., 1965. A táj kutatás talajföldrajzi feladatai. *Foldr Ert* 14, 491–495.
- Góczán, L., Marosi, S., Szilárd, J., 1974. Agrogén területek ökológiai térképezése. *Foldr Ert* 23, 207–218.
- Goudie, Andrew., 2001. The nature of the environment. Blackwell Publishers.
- Gresina, F., 2020. Comparison of pipette method and state of the art analytical techniques to determine granulometric properties of sediments and soils. *Hungarian Geographical Bulletin* 69, 27–39. <https://doi.org/10.15201/HUNGEOBULL.69.1.3>
- Grimm, V., Berger, U., DeAngelis, D.L., Polhill, J.G., Giske, J., Railsback, S.F., 2010. The ODD protocol: A review and first update. *Ecol Modell* 221, 2760–2768. <https://doi.org/10.1016/J.ECOLMODEL.2010.08.019>
- Gudmann, A., Csikós, N., Szilassi, P., Mucsi, L., 2020. Improvement in Satellite Image-Based Land Cover Classification with Landscape Metrics. *Remote Sensing* 2020, Vol. 12, Page 3580 12, 3580. <https://doi.org/10.3390/RS12213580>
- Gulde, S., Chung, H., Amelung, W., Chang, C., Six, J., 2008. Soil Carbon Saturation Controls Labile and Stable Carbon Pool Dynamics. *Soil Science Society of America Journal* 72, 605–612. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ2007.0251>
- Haberhauer, G., Rafferty, B., Strebl, F., Gerzabek, M.H., 1998. Comparison of the composition of forest soil litter derived from three different sites at various decompositional stages using FTIR spectroscopy. *Geoderma* 83, 331–342. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(98\)00008-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(98)00008-1)
- Hadi, G., 2006. Maize varieties in Eastern Central Europe in the first decades of the 20 th century. *Acta Agronomica Hungarica* 54, 69–82. <https://doi.org/10.1556/AAGR.54.2006.1.7>

- Hamilton-Taylor, J., Davison, W., Morfett, K., 1996. The biogeochemical cycling of Zn, Cu, Fe, Mn, and dissolved organic C in a seasonally anoxic lake. *Limnol Oceanogr* 41, 408–418. <https://doi.org/10.4319/LO.1996.41.3.0408>
- Hartshorne, R., 1939. The Nature of Geography: A Critical Survey of Current Thought in the Light of the Past (Conclusion). *Annals of the Association of American Geographers* 29, 413. <https://doi.org/10.2307/2561166>
- Hassink, J., 1997a. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant Soil* 191, 77–87. <https://doi.org/10.1023/A:1004213929699/METRICS>
- Hassink, J., 1997b. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant Soil* 191, 77–87. <https://doi.org/10.1023/A:1004213929699/METRICS>
- Her, N., Amy, G., Sohn, J., Gunten, U., 2008. UV absorbance ratio index with size exclusion chromatography (URI-SEC) as an NOM property indicator. *Journal of Water Supply: Research and Technology-Aqua* 57, 35–44. <https://doi.org/10.2166/AQUA.2008.029>
- Hertel, T.W., 2011. The Global Supply and Demand for Agricultural Land in 2050: A Perfect Storm in the Making? Source: *American Journal of Agricultural Economics* 93, 259–275. <https://doi.org/10.1093/ajae/aaql89>
- Hevesi, A., 2001. A Kárpát-medence és a Kárpátok természetföldrajzi tájtagolásáról, in: *Magyar Földrajzi Konferencia*. Szeged, p. 1.
- Hillel, D., 2003. *Introduction to Environmental Soil Physics, Introduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-348655-4.X5000-X>
- Holmgren, G.G.S., 1967. A Rapid Citrate-Dithionite Extractable Iron Procedure. *Soil Science Society of America Journal* 31, 210–211. <https://doi.org/10.2136/SSAJ1967.03615995003100020020X>
- Huggett, R.J., 1998. Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review. *Catena (Amst)* 32, 155–172. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00053-8](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00053-8)
- Huggett, R.J., 1995. *Geoecology : an evolutionary approach*. Routledge.
- Huguet, A., Vacher, L., Saubusse, S., Etcheber, H., Abril, G., Relexans, S., Ibalot, F., Parlanti, E., 2010. Organic Geochemistry New insights into the size distribution of fluorescent dissolved organic matter in estuarine waters. *Org Geochem* 41, 595–610. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2010.02.006>
- HUO, C., LIANG, J., ZHANG, W., WANG, P., CHENG, W., 2022. Priming effect and its regulating factors for fast and slow soil organic carbon pools: A meta-analysis. *Pedosphere* 32, 140–148. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(21\)60064-4](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(21)60064-4)
- Husson, O., 2012a. Redox potential (Eh) and pH as drivers of soil/plant/microorganism systems: a transdisciplinary overview pointing to integrative opportunities for agronomy. *Plant and Soil* 2012 362:1 362, 389–417. <https://doi.org/10.1007/S11104-012-1429-7>
- Husson, O., 2012b. Redox potential (Eh) and pH as drivers of soil/plant/microorganism systems: a transdisciplinary overview pointing to integrative opportunities for agronomy. *Plant and Soil* 2012 362:1 362, 389–417. <https://doi.org/10.1007/S11104-012-1429-7>

- Igwegbe, C.A., Oba, S.N., Aniagor, C.O., Adeniyi, A.G., Ighalo, J.O., 2021. Adsorption of ciprofloxacin from water: A comprehensive review. *Journal of Industrial and Engineering Chemistry* 93, 57–77. <https://doi.org/10.1016/J.JIEC.2020.09.023>
- Inbar, Y., Chen, Y., Hadar, Y., 1989a. Solid-state Carbon-13 Nuclear Magnetic Resonance and Infrared Spectroscopy of Composted Organic Matter. *Soil Science Society of America Journal* 53, 1695–1701. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ1989.03615995005300060014X>
- Inbar, Y., Chen, Y., Hadar, Y., 1989b. Solid-state Carbon-13 Nuclear Magnetic Resonance and Infrared Spectroscopy of Composted Organic Matter. *Soil Science Society of America Journal* 53, 1695–1701. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ1989.03615995005300060014X>
- ISRIC — World Soil Information [WWW Document], n.d. URL <https://www.isric.org/> (accessed 1.15.24).
- Jacobson, M., Charlson, R., Rodhe, H., Orians, G., 2006. *Earth System Science From Biogeochemical Cycles to Global Changes*. Academic Press, San Diego.
- Jahn, R., Blume, H., Asio, V., Spaargaren, O., Schad, P., 2006. Guidelines for soil description.
- Jakab, G., Bede-Fazekas, Á., Vona, V., Madarász, B., Karlik, M., Zacháry, D., Filep, T., Dévény, Z., Centeri, C., Masoudi, M., Bidló, A., Al-Graiti, T., Szatmári, G., Vancsik, A., Király, C., Darabos, G., Angyal, Z., Szalai, Z., 2024. Beyond land use: Understanding variations in topsoil bulk versus recalcitrant organic matter. *Catena (Amst)* 244, 108232. <https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2024.108232>
- Jakab, G., Kertész, Á., Madarász, B., Ronczyk Levente, Szalai, Z., 2010. Az erózió és a domborzat kapcsolata szántóföldön, a tolerálható talajveszteség tükrében. *Tájökológiai Lapok* 8, 35–45.
- Jakab, G., Madarász, B., Masoudi, M., Karlik, M., Király, C., Zacháry, D., Filep, T., Dekemati, I., Centeri, C., Al-Graiti, T., Szalai, Z., 2023a. Soil organic matter gain by reduced tillage intensity: Storage, pools, and chemical composition. *Soil Tillage Res* 226, 105584. <https://doi.org/10.1016/j.still.2022.105584>
- Jakab, G., Madarász, B., Masoudi, M., Karlik, M., Király, C., Zacháry, D., Filep, T., Dekemati, I., Centeri, C., Al-Graiti, T., Szalai, Z., 2023b. Soil organic matter gain by reduced tillage intensity: Storage, pools, and chemical composition. *Soil Tillage Res* 226, 105584. <https://doi.org/10.1016/j.still.2022.105584>
- Jakab, G., Madarász, B., Szabó, J.A., Tóth, A., Zacháry, D., Szalai, Z., Kertész, Á., Dyson, J., 2017. Infiltration and soil loss changes during the growing season under ploughing and conservation tillage. *Sustainability (Switzerland)* 9. <https://doi.org/10.3390/su9101726>
- Jakab, G., Németh, T., Csepinszky, B., Madarász, B., Szalai, Z., Kertész, A., 2013. The influence of short term soil sealing and crusting on hydrology and erosion at balaton uplands, hungary. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 8.
- Jakab, G., Szabó, J., Szalai, Z., Mészáros, E., Madarász, B., Centeri, C., Szabó, B., Németh, T., Sipos, P., 2016. Changes in organic carbon concentration and organic matter compound of erosion-delivered soil aggregates. *Environ Earth Sci* 75. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-5052-9>
- Jakab, G., Vancsik, A., Filep, T., Madarász, B., Zacháry, D., Ringer, M., Ujházy, N., Szalai, Z., 2022. Soil organic matter characterisation using alkali and water extraction, and its relation to soil

- properties. Geoderma Regional 28, e00469.
<https://doi.org/10.1016/J.GEODRS.2021.E00469>
- Jakucs, P., 1955. Mátra, Magyar tájak. Művelt Nép Kvk., Budapest.
- Jastrow, J.D.; M.R.M., Jastrow, J.D., Miller, R.M., 1998. Soil aggregate stabilization and carbon sequestration: feedbacks through organomineral associations. Soil processes and the carbon cycle 207–223. <https://doi.org/10.0/FONT/BOOTSTRAP-ICONS.CSS>
- Jenny, H., 1994a. Factors of soil formation : a system of quantitative pedology. Dover.
- Jenny, H., 1994b. Factors of soil formation : a system of quantitative pedology. Dover.
- Jenny, H., 1961a. Derivation of State Factor Equations of Soils and Ecosystems. Soil Science Society of America Journal 25, 385–388.
<https://doi.org/10.2136/SSSAJ1961.03615995002500050023X>
- Jenny, H., 1961b. Derivation of State Factor Equations of Soils and Ecosystems. Soil Science Society of America Journal 25, 385–388.
<https://doi.org/10.2136/SSSAJ1961.03615995002500050023X>
- Jenny, H., 1958. Role of the Plant Factor in the Pedogenic Functions. Ecology 39, 5.
<https://doi.org/10.2307/1929960>
- Ji, H., Li, X., Wei, X., Liu, W., Zhang, L., Wang, L., 2020. Mapping 10-m Resolution Rural Settlements Using Multi-Source Remote Sensing Datasets with the Google Earth Engine Platform. Remote Sensing 2020, Vol. 12, Page 2832 12, 2832.
<https://doi.org/10.3390/RS12172832>
- Jiménez-González, M.A., Almendros, G., Waggoner, D.C., Álvarez, A.M., Hatcher, P.G., 2020. Assessment of the molecular composition of humic acid as an indicator of soil carbon levels by ultra-high-resolution mass spectrometric analysis. Org Geochem 143, 104012.
<https://doi.org/10.1016/J.ORGGEOCHEM.2020.104012>
- Kaiser, K., Guggenberger, G., 2003. Mineral surfaces and soil organic matter. Eur J Soil Sci 54, 219–236. <https://doi.org/10.1046/J.1365-2389.2003.00544.X>
- Kalmár, J., Kuti, L., Pocsai, T., 2012. Mineralogical, sedimentological and palaeoenvironmental study of Quaternary sediments from ceglédbercel road cut, Hungary. Foldtani Kozlony 142, 269–286.
- Karátson, D. (Ed.), 1997. Pannon enciklopédia. Magyarország földje: kitekintéssel a Kárpát-medence egészére. Kertek 2000, Budapest.
- Keenan, T.F., Williams, C.A., 2018. The terrestrial carbon sink. Annu Rev Environ Resour 43, 219–243. <https://doi.org/10.1146/ANNUREV-ENVIRON-102017-030204/CITE/REFWORKS>
- Kerényi, A., 2007. Tájvédelem, 1st ed. Pedellus Kiadó, Debrecen.
- Kerley, S.J., Jarvis, S.C., 1997. Variation in 15N natural abundance of soil, humic fractions and plant materials in a disturbed and an undisturbed grassland. Biol Fertil Soils 24, 147–152.
<https://doi.org/10.1007/S003740050223/METRICS>
- Kertész, Á., 2003. Tájökológia. Holnap Kiadó, Budapest.
- Kim, S., Kramer, R.W., Hatcher, P.G., 2003. Graphical Method for Analysis of Ultrahigh-Resolution Broadband Mass Spectra of Natural Organic Matter, the Van Krevelen Diagram.

Anal Chem 75, 5336–5344.
<https://doi.org/10.1021/AC034415P/ASSET/IMAGES/LARGE/AC034415PF00008.JPEG>

- Király, G., Molnár, Z., Bölöni, J., Vojtkó, A. (Eds.), 2008. Magyarország földrajzi kistájainak növényzete. MTA Ökológiai és Botanikai Kutatóintézete, Vácrátót.
- Kirkels, F.M.S.A., Cammeraat, L.H., Kuhn, N.J., 2014. The fate of soil organic carbon upon erosion, transport and deposition in agricultural landscapes — A review of different concepts. *Geomorphology* 226, 94–105. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2014.07.023>
- Kitka, D., Szilassi, P., 2016. Két özönnövény elterjedtségét befolyásoló földrajzi tényezők vizsgálata geoinformatikai módszerekkel a dél-alföldi régió példáján. *Journal of Landscape Ecology* 14, 155–169. <https://doi.org/10.56617/tl.3647>
- Kleber, M., Sollins, P., Sutton, R., 2007. A conceptual model of organo-mineral interactions in soils: Self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces. *Biogeochemistry* 85, 9–24. <https://doi.org/10.1007/S10533-007-9103-5/TABLES/1>
- Klement, A., Kodešová, R., Baueroová, M., Golovko, O., Kočárek, M., Fér, M., Koba, O., Nikodem, A., Grabic, R., 2018. Sorption of citalopram, irbesartan and fexofenadine in soils: Estimation of sorption coefficients from soil properties. *Chemosphere* 195, 615–623. <https://doi.org/10.1016/J.CHEMOSPHERE.2017.12.098>
- Klimm, L.E., 1947. “The Nature of Geography”: A Commentary on the Second Printing. *Geogr Rev* 37, 486. <https://doi.org/10.2307/211133>
- Kočárek, M., Kodešová, R., Vondráčková, L., Golovko, O., Fér, M., Klement, A., Nikodem, A., Jakšík, O., Grabic, R., 2016. Simultaneous sorption of four ionizable pharmaceuticals in different horizons of three soil types. *Environmental Pollution* 218, 563–573. <https://doi.org/10.1016/J.ENVPOL.2016.07.039>
- Köchy, M., Hiederer, R., Freibauer, A., 2015. Global distribution of soil organic carbon – Part 1: Masses and frequency distributions of SOC stocks for the tropics, permafrost regions, wetlands, and the world. *SOIL* 1, 351–365. <https://doi.org/10.5194/SOIL-1-351-2015>
- Kocsis, K., Horváth, G., Keresztesi, Z., Nemerényi, Z. (Eds.), 2018. Magyarország nemzeti atlasza: természeti környezet. Magyarország nemzeti atlasza. 2., Természeti környezet.
- Kögel-Knabner, I., 2002. The macromolecular organic composition of plant and microbial residues as inputs to soil organic matter. *Soil Biol Biochem* 34, 139–162. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(01\)00158-4](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00158-4)
- Kögel-Knabner, I., 2000. Analytical approaches for characterizing soil organic matter. *Org Geochem* 31, 609–625. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(00\)00042-5](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(00)00042-5)
- Kögel-Knabner, I., 1997. ¹³C and ¹⁵N NMR spectroscopy as a tool in soil organic matter studies. *Geoderma* 80, 243–270. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00055-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00055-4)
- Kögel-Knabner, I., Guggenberger, G., Kleber, M., Kandeler, E., Kalbitz, K., Scheu, S., Eusterhues, K., Leinweber, P., 2008. Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 171, 61–82. <https://doi.org/10.1002/JPLN.200700048>
- Kondor, A.C., Jakab, G., Vancsik, A., Filep, T., Szeberényi, J., Szabó, L., Maász, G., Ferincz, Á., Dobosy, P., Szalai, Z., 2020. Occurrence of pharmaceuticals in the Danube and drinking water

- wells: Efficiency of riverbank filtration. *Environmental Pollution* 265, 114893. <https://doi.org/10.1016/J.ENVPOL.2020.114893>
- Kondor, A.C., Molnár, É., Jakab, G., Vancsik, A., Filep, T., Szeberényi, J., Szabó, L., Maász, G., Pirger, Z., Weiperth, A., Ferincz, Á., Staszny, Á., Dobosy, P., Horváthné Kiss, K., Hatvani, I.G., Szalai, Z., 2022. Pharmaceuticals in water and sediment of small streams under the pressure of urbanization: Concentrations, interactions, and risks. *Science of The Total Environment* 808, 152160. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2021.152160>
- Kononova, M.M., 1961. *Soil Organic Matter: Its Nature, Its Role in Soil Formation and in Soil ...* - M. M. Kononova - Google Könyvek. Pergamon Press, Oxford.
- Korom, S.F., 1992. Natural Denitrification in the Saturated Zone: A Review. *Water Resour Res.*
- KSH - Mezőgazdaság [WWW Document], n.d. . 19.1.1.8. Magyarország mezőgazdasági területe művelési ágak szerint. URL https://www.ksh.hu/stadat_files/mez/hu/mez0008.html (accessed 10.15.24).
- Kutílek, Miroslav., Nielsen, D.R., 1994. *Soil hydrology*. Catena-Verlag.
- Lal, R., Pimentel, D., 2008. Soil Erosion: A Carbon Sink or Source? *Science* (1979) 319, 1040–1042. <https://doi.org/10.1126/SCIENCE.319.5866.1040>
- Lehmann, J., Hansel, C.M., Kaiser, C., Kleber, M., Maher, K., Manzoni, S., Nunan, N., Reichstein, M., Schimel, J.P., Torn, M.S., Wieder, W.R., Kögel-Knabner, I., 2020. Persistence of soil organic carbon caused by functional complexity. *Nature Geoscience* 2020 13:8 13, 529–534. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0612-3>
- Lehmann, J., Kleber, M., 2015. The contentious nature of soil organic matter. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/nature16069>
- Lehmann, J., Solomon, D., Kinyangi, J., Dathe, L., Wirick, S., Jacobsen, C., 2008. Spatial complexity of soil organic matter forms at nanometre scales. *Nature Geoscience* 2008 1:4 1, 238–242. <https://doi.org/10.1038/ngeo155>
- Lemos, V.P., Da Costa, M.L., Lemos, R.L., De Faria, M.S.G., 2007a. Vivianite and siderite in lateritic iron crust: An example of bioreduction. *Quim Nova* 30, 36–40. <https://doi.org/10.1590/S0100-40422007000100008>
- Lemos, V.P., Da Costa, M.L., Lemos, R.L., De Faria, M.S.G., 2007b. Vivianite and siderite in lateritic iron crust: An example of bioreduction. *Quim Nova* 30, 36–40. <https://doi.org/10.1590/S0100-40422007000100008>
- Leser, H., 1976a. *Landschaftsökologie*, 1st ed. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.
- Leser, H., 1976b. *Landschaftsökologie*, 1st ed. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.
- Leser, H., Löffler, J., 2017a. *Landschaftsekologie*. UTB GmbH.
- Leser, H., Löffler, J., 2017b. *Landschaftsekologie*. UTB GmbH.
- Lin, H., 2011a. Three Principles of Soil Change and Pedogenesis in Time and Space. *Soil Science Society of America Journal* 75, 2049–2070. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ2011.0130>
- Lin, H., 2011b. Three Principles of Soil Change and Pedogenesis in Time and Space. *Soil Science Society of America Journal* 75, 2049–2070. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ2011.0130>

- Lóczy, D., Dezső, J., 2018. Landscape rehabilitation: The old Drava programme. Springer Geography PartF5, 367–391. https://doi.org/10.1007/978-3-319-92816-6_21/TABLES/5
- Lóczy, D., Gyenizse, P., Ronczyk, L., Dezső, J., 2007. Damage to the landscape caused by cement industry in Southern Transdanubia, Hungary-Web of Science Core Collection. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 30, 209–213.
- Lugato, E., Lavalley, J.M., Haddix, M.L., Panagos, P., Cotrufo, M.F., 2021. Different climate sensitivity of particulate and mineral-associated soil organic matter. *Nature Geoscience* 2021 14:5 14, 295–300. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00744-x>
- Lützow, M. V., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B., Flessa, H., 2006a. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. *Eur J Soil Sci* 57, 426–445. <https://doi.org/10.1111/J.1365-2389.2006.00809.X>
- Lützow, M. V., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B., Flessa, H., 2006b. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. *Eur J Soil Sci* 57, 426–445. <https://doi.org/10.1111/J.1365-2389.2006.00809.X>
- MacCarthy, Patrick, Clapp, C. Edward, Bloom, Paul R., Malcolm, Ronald L., 2015. Humic Substances in Soil and Crop Sciences: An Overview, in: MacCarthy, P, Clapp, C.E, Malcolm, R.L, Bloom, P.R (Eds.), *Humic Substances in Soil and Crop Sciences: Selected Readings*. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 261–271. <https://doi.org/10.2136/1990.HUMICSUBSTANCES.C11>
- Macchietti, L., Melucci, D., Menarini, L., Consoli, F., Zappi, A., 2024. Analytical comparison between batch and continuous direct compression processes for pharmaceutical manufacturing using an innovative UV–Vis reflectance method and chemometrics. *Int J Pharm* 656, 124090. <https://doi.org/10.1016/J.IJPHARM.2024.124090>
- Madarász, B., Jakab, G., Szalai, Z., Juhos, K., Kotrocó, Z., Tóth, A., Ladányi, M., 2021. Long-term effects of conservation tillage on soil erosion in Central Europe: A random forest-based approach. *Soil Tillage Res* 209. <https://doi.org/10.1016/j.still.2021.104959>
- Margenot, A.J., Calderón, F.J., Goyne, K.W., Dmukome, F.N., Parikh, S.J., 2016. IR spectroscopy, soil analysis applications. *Encyclopedia of Spectroscopy and Spectrometry* 448–454. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409547-2.12170-5>
- Marosi, S., Papp, S., Szilárd, J., 1973. Mikroökológiai adatok Duna menti ártéri felszíntípusok elkülönítéséhez. *Foldr Ert* 22, 33–53.
- Marosi, S., Somogyi, S. (Eds.), 1990. Magyarország kistájainak katasztere. 1-2. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest.
- Marosi, S., Szilárd, J. (Eds.), 1975. A Kisalföld és a Nyugat-magyarországi-peremvidék, Magyarország tájföldrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Marosi, S., Szilárd, J. (Eds.), 1969. A tiszai Alföld, Magyarország tájföldrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Marosi, S., Szilárd, J. (Eds.), 1967. A dunai Alföld, Magyarország tájföldrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Marosi, S., Szilárd, J., 1963. A természeti földrajzi tájértékelés elvi-módszertani kérdéseiről. *Foldr Ert* 12, 393–417.

- Marschner, B., Kalbitz, K., 2003. Controls of bioavailability and biodegradability of dissolved organic matter in soils. *Geoderma* 113, 211–235. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(02\)00362-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(02)00362-2)
- Martín, J. V., Miralles De Imperial, R., Calvo, R., Garcia, M.C., Leon-Cfreces, C., Delgado, M.M., 2012. Carbon mineralisation kinetics of poultry manure in two soils. *Soil Research* 50, 222–228. <https://doi.org/10.1071/SR11170>
- Mathur, S.P., 1971. Characterization of soil humus through enzymatic degradation. *Soil Sci* 11, 147–157.
- Maxin, C.R., Kögel-Knabner, I., 1995. Partitioning of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAH) to water-soluble soil organic matter. *Eur J Soil Sci* 46, 193–204. <https://doi.org/10.1111/J.1365-2389.1995.TB01827.X>
- Mayer, Z., Sasvári, Z., Szentpéteri, V., Rétháti, B.P., Vajna, B., Posta, K., 2019. Effect of Long-Term Cropping Systems on the Diversity of the Soil Bacterial Communities. *Agronomy* 2019, Vol. 9, Page 878 9, 878. <https://doi.org/10.3390/AGRONOMY9120878>
- Maza-Villalobos, S., Balvanera, P., Martínez-Ramos, M., 2011. Early Regeneration of Tropical Dry Forest from Abandoned Pastures: Contrasting Chronosequence and Dynamic Approaches. *Biotropica* 43, 666–675. <https://doi.org/10.1111/J.1744-7429.2011.00755.X>
- McBratney, A., Stockmann, U., Angers, D., Minasny, B., Field, D., 2014. Challenges for Soil Organic Carbon Research, in: Hartemink, A.E., McSweeney, K. (Eds.), *Soil Carbon*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Madison, pp. 3–16. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-04084-7>
- McBride, M.B., 1994. Environmental chemistry of soils, *Environmental chemistry of soils*. Oxford University Press, Oxford. <https://doi.org/10.2134/jeq1995.00472425002400010029x>
- McDonnell, M.J., Hahs, A.K., 2013. The future of urban biodiversity research: Moving beyond the “low-hanging fruit.” *Urban Ecosyst* 16, 397–409. <https://doi.org/10.1007/S11252-013-0315-2/METRICS>
- McGill, W.B., Cole, C. V., 1981. Comparative aspects of cycling of organic C, N, S and P through soil organic matter. *Geoderma* 26, 267–286. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(81\)90024-0](https://doi.org/10.1016/0016-7061(81)90024-0)
- McKillup, Steve., Dyar, M.Darby., 2010. *Geostatistics explained : an introductory guide for earth scientists* 396.
- McKnight, D.M., Boyer, E.W., Westerhoff, P.K., Doran, P.T., Kulbe, T., Andersen, D.T., 2001. Spectrofluorometric characterization of dissolved organic matter for indication of precursor organic material and aromaticity. *Limnol Oceanogr* 46, 38–48. <https://doi.org/10.4319/LO.2001.46.1.0038>
- Meek, B.D., Chesworth, W., 2008a. Redox reactions and diagrams in soil. *Encyclopedia of Earth Sciences Series* 600–604. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3995-9_477/COVER
- Meek, B.D., Chesworth, W., 2008b. Redox reactions and diagrams in soil, in: *Encyclopedia of Soil Science*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 600–604. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3995-9_477/COVER
- Mehra, O.P., Jackson, M.L., 2013. IRON OXIDE REMOVAL FROM SOILS AND CLAYS BY A DITHIONITE–CITRATE SYSTEM BUFFERED WITH SODIUM BICARBONATE. *Clays Clay Miner* 317–327. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-009235-5.50026-7>

- Melillo, J.M., Aber, J.D., Muratore, J.F., 1982. Nitrogen and Lignin Control of Hardwood Leaf Litter Decomposition Dynamics. *Ecology* 63, 621–626. <https://doi.org/10.2307/1936780>
- Mermut, A.R., Padmanabhan, E., Eswaran, H., Dasog, G.S., 1996. Chapter 2 Pedogenesis. *Developments in Soil Science* 24, 43–61. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(96\)80004-3](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(96)80004-3)
- Mezősi, G., 1997. A geoökológiai kutatások néhány elvi, módszertani kérdése, in: Mezősi, G., Rakonczai, J. (Eds.), *A Geoökológiai Térképezés Elmélete És Gyakorlata*. JATE Természetföldrajzi Tanszék, Szeged, pp. 5–25.
- Mills, A.J., Fey, M. V, 2003. Declining soil quality in South Africa: effects of land use on soil organic matter and surface crusting. *South African Journal of Soil Science* 99, 429–436. <https://doi.org/10.10520/EJC97694>
- Mills, S.J., Christy, A.G., Génin, J.M.R., Kameda, T., Colombo, F., 2012. Nomenclature of the hydrotalcite supergroup: natural layered double hydroxides. *Mineral Mag* 76, 1289–1336. <https://doi.org/doi:10.1180/minmag.2012.076.5.10>
- Moeslund, J.E., Arge, L., Bøcher, P.K., Dalgaard, T., Odgaard, M. V., Nygaard, B., Svenning, J.C., 2013. Topographically controlled soil moisture is the primary driver of local vegetation patterns across a lowland region. *Ecosphere* 4, 1–26. <https://doi.org/10.1890/ES13-00134.1>
- Mohr, E.C.J., Baren, F.A.Van., Schuylenborgh, J.Van., 1972. Tropical Soils. A Comprehensive Study of Their Genesis. *Tropical Soils. A Comprehensive Study of Their Genesis*.
- Molnár, M., Joó, K., Barczy, A., Szántó, Z., Futó, I., Palcsu, L., Rinyu, L., 2004. Dating of Total Soil Organic Matter Used in Kurgan Studies. *Radiocarbon* 46, 413–419. <https://doi.org/10.1017/S0033822200039722>
- Molnár, Z., Horváth, F., 2008. Natural vegetation based landscape indicators for Hungary I.: Critical review and the basic “MÉTA” indicators. *Journal of Landscape Ecology* 6, 61–75.
- Morozzi, P., Ballarin, B., Arcozzi, S., Brattich, E., Lucarelli, F., Nava, S., Gómez-Cascales, P.J., Orza, J.A.G., Tositti, L., 2021. Ultraviolet–Visible Diffuse Reflectance Spectroscopy (UV–Vis DRS), a rapid and non-destructive analytical tool for the identification of Saharan dust events in particulate matter filters. *Atmos Environ* 252, 118297. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSENV.2021.118297>
- Muir, R., 1999. Landscape History and Landscape Heritage. *Approaches to Landscape* 1–48. https://doi.org/10.1007/978-1-349-27243-3_1
- Naveh, Z., Lieberman, A.S., 1994a. *Landscape Ecology* (2nd edition). Springer New York.
- Naveh, Z., Lieberman, A.S., 1994b. *Landscape Ecology* (2nd edition). Springer New York.
- Nel, L., Boeni, A.F., Prohászka, V.J., Szilágyi, A., Tormáné Kovács, E., Pásztor, L., Centeri, C., 2022. InVEST Soil Carbon Stock Modelling of Agricultural Landscapes as an Ecosystem Service Indicator. *Sustainability (Switzerland)* 14. <https://doi.org/10.3390/SU14169808>
- Németh, G., Gyenizse, P., Lóczy, D., 2020. A földhasználat és a tájmintázat alakulása a Kelet-Külső-Somogyi-dombságban a 18. század közepétől napjainkig. *TÁJÖKÖLÓGIAI LAPOK | JOURNAL OF LANDSCAPE ECOLOGY* 18, 37–44. <https://doi.org/10.56617/TL3479>
- Németh, G., Lóczy, D., Gyenizse, P., 2021. Long-Term Land Use and Landscape Pattern Changes in a Marshland of Hungary. *Sustainability* 2021, Vol. 13, Page 12664 13, 12664. <https://doi.org/10.3390/SU132212664>

- Nielsen, D.R., Kutílek, M., Parlange, M.B., 1996. Surface soil water content regimes: opportunities in soil science. *J Hydrol (Amst)* 184, 35–55. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02967-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02967-2)
- Niemeyer, J., Chen, Y., Bollag, J.-M., 1992. Characterization of Humic Acids, Composts, and Peat by Diffuse Reflectance Fourier-Transform Infrared Spectroscopy. *Soil Science Society of America Journal* 56, 135–140. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ1992.03615995005600010021X>
- Niu, X.Y., Wang, Y.H., Yang, H., Zheng, J.W., Zou, J., Xu, M.N., Wu, S.S., Xie, B., 2015. Effect of Land Use on Soil Erosion and Nutrients in Dianchi Lake Watershed, China. *Pedosphere* 25, 103–111. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(14\)60080-1](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(14)60080-1)
- Novák, T.J., Incze, J., Spohn, M., Glina, B., Giani, L., 2014. Soil and vegetation transformation in abandoned vineyards of the Tokaj Nagy-Hill, Hungary. *Catena (Amst)* 123, 88–98. <https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2014.07.017>
- Novara, A., La Mantia, T., Rühl, J., Badalucco, L., Kuzyakov, Y., Gristina, L., Laudicina, V.A., 2014. Dynamics of soil organic carbon pools after agricultural abandonment. *Geoderma* 235–236, 191–198. <https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2014.07.015>
- Oliver, M.A., Webster, R., 1990. Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. *International Journal of Geographical Information System* 4, 313–332. <https://doi.org/10.1080/02693799008941549>
- Oorts, K., Vanlauwe, B., Merckx, R., 2003. Cation exchange capacities of soil organic matter fractions in a Ferric Lixisol with different organic matter inputs. *Agric Ecosyst Environ* 100, 161–171. [https://doi.org/10.1016/S0167-8809\(03\)00190-7](https://doi.org/10.1016/S0167-8809(03)00190-7)
- Ortmann-Ajkai, A., Lóczy, D., Gyenizse, P., Pirkhoffer, E., 2014. WETLAND HABITAT PATCHES AS ECOLOGICAL COMPONENTS OF LANDSCAPE MEMORY IN A HIGHLY MODIFIED FLOODPLAIN. *River Res Appl* 30, 874–886. <https://doi.org/10.1002/RRA.2685>
- Ostrom, E., 2009. A general framework for analyzing sustainability of social-ecological systems. *Science* (1979) 325, 419–422. https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1172133/SUPPL_FILE/OSTROM.SOM.PDF
- Pansu, M., Gautheyrou, J., 2006. *Handbook of soil analysis*. Springer, Montpellier.
- Pascua, C.S., Yamada, H., 2012. Low-temperature formation of clay minerals: correlating laboratory experiments with natural field-scale processes. *Clay Science* 16, 25–32. https://doi.org/10.11362/JCSSJCLAYSCIENCE.16.2_25
- Paul, E.A., 2016. The nature and dynamics of soil organic matter: Plant inputs, microbial transformations, and organic matter stabilization. *Soil Biol Biochem*. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.04.001>
- Pécsi, M. (Ed.), 1989. *Magyarország nemzeti atlasza*.
- Pécsi, M., Marosi, S., Szilárd, J. (Eds.), 1958. *Budapest természeti képe, Budapest földrajza*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Pécsi, M., Somogyi, S., Jakucs, P., 1972. Magyarország tájtípusai. *Foldr Ert* 21/1. (197, 5-12. ; 1 térk.

- Perkins, M.J., McDonald, R.A., Van Veen, F.J.F., Kelly, S.D., Rees, G., Bearhop, S., 2014. Application of Nitrogen and Carbon Stable Isotopes ($\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$) to Quantify Food Chain Length and Trophic Structure. *PLoS One* 9. <https://doi.org/10.1371/JOURNAL.PONE.0093281>
- Peuravuori, J., 1997. Molecular size distribution and spectroscopic properties of aquatic humic substances 337, 133–149.
- Peuravuori, J., Pihlaja, K., 1997. ANALYTICA CHIMICA ACTA ELSEVIER Analytica Molecular size distribution and spectroscopic properties of aquatic humic substances, *Chimica Acta*.
- Phillips, Jonathan D., 2017a. Soil Complexity and Pedogenesis. *Soil Sci* 182, 117–127. <https://doi.org/10.1097/SS.0000000000000204>
- Phillips, Jonathan D., 2017b. Soil Complexity and Pedogenesis. *Soil Sci* 182, 117–127. <https://doi.org/10.1097/SS.0000000000000204>
- Phillips, Jonathan D., 2017. Soil Complexity and Pedogenesis 00, 1–11. <https://doi.org/10.1097/SS.0000000000000204>
- Phukubye, K., Mutema, M., Buthelezi, N., Muchaonyerwa, P., Cerri, C., Chaplot, V., 2022. On the impact of grassland management on soil carbon stocks: a worldwide meta-analysis. *Geoderma Regional* 28, e00479. <https://doi.org/10.1016/J.GEODRS.2021.E00479>
- Piccolo, M.C., Neill, C., Cerri, C.C., 1994. Net nitrogen mineralization and net nitrification along a tropical forest-to-pasture chronosequence. *Plant Soil* 162, 61–70. <https://doi.org/10.1007/BF01416090/METRICS>
- Pignatti, S., 1978. Evolutionary Trends in Mediterranean Flora and Vegetation. *Plant Species and Plant Communities* 157–167. https://doi.org/10.1007/978-94-009-9987-9_20
- Platov, Y.T., Rassulov, V.A., Platova, R.A., Bessmertnyi, V.S., Vorontsov, V.M., Shchikal'tsova, V.I., 2022. Mapping of Firing Conditions by UV–VIS–NIR Spectra of Ceramic Products. *Inorganic Materials: Applied Research* 13, 1043–1048. <https://doi.org/10.1134/S2075113322040311/FIGURES/4>
- Podani, J., 1997a. Bevezetés a többváltozós biológiaiadatfeltárás rejtelmeibe, avagy “Mit is kezdjünk azzal a rengeteg adattal?” *Scientia Kiadó, Budapest*.
- Podani, J., 1997b. Bevezetés a többváltozós biológiaiadatfeltárás rejtelmeibe, avagy “Mit is kezdjünk azzal a rengeteg adattal?” *Scientia Kiadó, Budapest*.
- Poeplau, C., Don, A., 2013. Sensitivity of soil organic carbon stocks and fractions to different land-use changes across Europe. *Geoderma* 192, 189–201. <https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2012.08.003>
- Poeplau, C., Don, A., Dondini, M., Leifeld, J., Nemo, R., Schumacher, J., Senapati, N., Wiesmeier, M., 2013. Reproducibility of a soil organic carbon fractionation method to derive RothC carbon pools. *Eur J Soil Sci* 64, 735–746. <https://doi.org/10.1111/EJSS.12088>
- Poeplau, C., Don, A., Six, J., Kaiser, M., Benbi, D., Chenu, C., Cotrufo, M.F., Derrien, D., Gioacchini, P., Grand, S., Gregorich, E., Griepentrog, M., Gunina, A., Haddix, M., Kuzyakov, Y., Kühnel, A., Macdonald, L.M., Soong, J., Trigalet, S., Vermeire, M., Rovira, P., Wesemael, B. Van, Wiesmeier, M., Yeasmin, S., Yevdokimov, I., Nieder, R., 2018. Isolating organic carbon fractions with varying turnover rates in temperate agricultural soils – A comprehensive

- method comparison. Soil Biol Biochem 125, 10–26.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.06.025>
- Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C., 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. Catena (Amst) 50, 91–133.
[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00143-1](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00143-1)
- Ponnamperuma, F.N., 1972. The Chemistry of Submerged Soils. Advances in Agronomy 24, 29–96. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(08\)60633-1](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(08)60633-1)
- Ponnamperuma, F.N., Loy, T.A., Tianco, E.M., 1969a. Redox equilibria in flooded soils: II. The manganese oxide systems. Soil Sci. <https://doi.org/10.1097/00010694-196907000-00007>
- Ponnamperuma, F.N., Loy, T.A., Tianco, E.M., 1969b. Redox equilibria in flooded soils: II. The manganese oxide systems. Soil Sci. <https://doi.org/10.1097/00010694-196907000-00007>
- Ponnamperuma, F.N., Tianco, E.M., Loy, T., 1967a. Redox equilibria in flooded soils: I. The iron hydroxide systems. Soil Sci 103, 374–382. <https://doi.org/10.1097/00010694-196706000-00002>
- Ponnamperuma, F.N., Tianco, E.M., Loy, T., 1967b. Redox equilibria in flooded soils: I. The iron hydroxide systems. Soil Sci 103, 374–382. <https://doi.org/10.1097/00010694-196706000-00002>
- Pribyl, D.W., 2010. A critical review of the conventional SOC to SOM conversion factor. Geoderma 156, 75–83. <https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2010.02.003>
- Price, J.R., Velbel, M.A., 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. Chem Geol 202, 397–416. <https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2002.11.001>
- Prinz, G., Cholnoky, J., Bartucz, L., Teleki, P., 1936. Magyar föld, magyar faj. 1. kötet, Magyar földrajz. 1. rész, Magyarország tájrajza, 1. ed, Magyar földrajz. 1. rész, Magyarország tájrajza. Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Budapest.
- Quinones, L., 2023. Global assessment of soil carbon in grasslands. Global assessment of soil carbon in grasslands. <https://doi.org/10.4060/CC3981EN>
- Reay, D.S., Dentener, F., Smith, P., Grace, J., Feely, R.A., 2008. Global nitrogen deposition and carbon sinks. Nature Geoscience 2008 1:7 1, 430–437. <https://doi.org/10.1038/ngeo230>
- Rennert, T., Gockel, K.F., Mansfeldt, T., 2007. Extraction of water-soluble organic matter from mineral horizons of forest soils. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 170, 514–521. <https://doi.org/10.1002/JPLN.200625099>
- Rennert, T., Rennert, T., 2018. Wet-chemical extractions to characterise pedogenic Al and Fe species – a critical review. Soil Research 57, 1–16. <https://doi.org/10.1071/SR18299>
- Reyes, I., Torrent, J., 1997. Citrate-Ascorbate as a Highly Selective Extractant for Poorly Crystalline Iron Oxides. Soil Science Society of America Journal 61, 1647–1654. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ1997.03615995006100060015X>
- Rieder, Á., Madarász, B., Szabó, J.A., Zacháry, D., Vancsik, A., Ringer, M., Szalai, Z., Jakab, G., 2018. Soil organic matter alteration velocity due to land-use change: A case study under conservation agriculture. Sustainability (Switzerland) 10. <https://doi.org/10.3390/su10040943>

- Ringer, M., Jakab, G., Sipos, P., Szabó, M., Horváth-Szabó, K., Perényi, K., Szalai, Z., 2021. Vertical differentiation of pedogenic iron forms – a key ohydromorphic soil profile development. *Hungarian Geographical Bulletin* 70, 369–380. <https://doi.org/10.15201/hungeobull.70.4.6>
- Robles-Aguilar, A.A., Pang, J., Postma, J.A., Schrey, S.D., Lambers, H., Jablonowski, N.D., 2019. The effect of pH on morphological and physiological root traits of *Lupinus angustifolius* treated with struvite as a recycled phosphorus source. *Plant Soil* 434, 65–78. <https://doi.org/10.1007/S11104-018-3787-2/FIGURES/5>
- Rodríguez, F.J., Schlenger, P., García-Valverde, M., 2016. Monitoring changes in the structure and properties of humic substances following ozonation using UV–Vis, FTIR and ¹H NMR techniques. *Science of The Total Environment* 541, 623–637. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2015.09.127>
- Ross, S.M., 1989. *Soil processes: a systematic approach*, 1st ed. Rutledge, New York.
- Rowell, D.L., 2014. *Soil Science: Methods & Applications*. *Soil Sci.* <https://doi.org/10.4324/9781315844855>
- Ruxton, B.P., 1968. Measures of the Degree of Chemical Weathering of Rocks. <https://doi.org/10.1086/627357> 76, 518–527. <https://doi.org/10.1086/627357>
- Sardans, J., Rivas-Ubach, A., Peñuelas, J., 2012. The C:N:P stoichiometry of organisms and ecosystems in a changing world: A review and perspectives. *Perspect Plant Ecol Evol Syst* 14, 33–47. <https://doi.org/10.1016/J.PPEES.2011.08.002>
- Schad, P., 2022. *World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps.*, 4th ed. International Union of Soil Sciences, Vienna.
- Scheinost, A.C., Chavernas, A., Barrón, V., Torrent, J., 1998. Use and Limitations of Second-Derivative Diffuse Reflectance Spectroscopy in the Visible to Near-Infrared Range to Identify and Quantify Fe Oxide Minerals in Soils. *Clays Clay Miner* 46, 528–536. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460506>
- Schmidt, M.W.I., Torn, M.S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I.A., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., Lehmann, J., Manning, D.A.C., Nannipieri, P., Rasse, D.P., Weiner, S., Trumbore, S.E., 2011. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature* 2011 478:7367 478, 49–56. <https://doi.org/10.1038/nature10386>
- Schnitzer, M., 1978. Chapter 1 Humic Substances: Chemistry and Reactions, in: Schnitzer, M., Khan, S.U. (Eds.), *Developments in Soil Science: Soil Organic Matter*. Elsevier, pp. 1–64. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)70016-3](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)70016-3)
- Schulte, P., Lehmkuhl, F., Steininger, F., Loibl, D., Lockot, G., Protze, J., Fischer, P., Stauch, G., 2016. Influence of HCl pretreatment and organo-mineral complexes on laser diffraction measurement of loess–paleosol-sequences. *Catena (Amst)* 137, 392–405. <https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2015.10.015>
- Sharma, B.M., Bečanová, J., Scheringer, M., Sharma, A., Bharat, G.K., Whitehead, P.G., Klánová, J., Nizzetto, L., 2019. Health and ecological risk assessment of emerging contaminants (pharmaceuticals, personal care products, and artificial sweeteners) in surface and groundwater (drinking water) in the Ganges River Basin, India. *Science of The Total Environment* 646, 1459–1467. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2018.07.235>

- Silva, F.M., Silva, S.H.G., Andrade, R., Coblinski, J.A., Inda, A.V., Frosi, G., Lima, S. de S.F., Menezes, M.D. de, Tavares, T.R., Guilherme, L.R.G., Weindorf, D.C., Curi, N., 2024. Proximal sensors for modeling clay mineralogy and characterization of soil textural fractions developed from contrasting parent materials. *Catena* (Amst) 241, 108053. <https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2024.108053>
- Sipos, P., Németh, T., May, Z., Szalai, Z., 2011. Accumulation of trace elements in Fe-rich nodules in a neutral-slightly alkaline floodplain soil. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 6.
- Skjemstad, J.O., Reicosky, D.C., Wilts, A.R., McGowan, J.A., 2002. Charcoal Carbon in U.S. Agricultural Soils. *Soil Science Society of America Journal* 66, 1249–1255. <https://doi.org/10.2136/SSAJ2002.1249>
- Skjemstad, J.O.O., Spouncer, L.R.R., Cowie, B., Swift, R.S.S., 2004. Calibration of the Rothamsted organic carbon turnover model (RothC ver. 26.3), using measurable soil organic carbon pools. *Australian Journal of Soil Research* 42, 70–88. <https://doi.org/10.1071/SR03013>
- Smith, P., 2004. Soils as carbon sinks: the global context. *Soil Use Manag* 20, 212–218. <https://doi.org/10.1111/J.1475-2743.2004.TB00361.X>
- Smith, V.H., Schindler, D.W., 2009. Eutrophication science: where do we go from here? *Trends Ecol Evol* 24, 201–207. <https://doi.org/10.1016/J.TREE.2008.11.009>
- Snider, D.M., Wagner-Riddle, C., Spoelstra, J., 2017. Stable Isotopes Reveal Rapid Cycling of Soil Nitrogen after Manure Application. *J Environ Qual* 46, 261–271. <https://doi.org/10.2134/JEQ2016.07.0253>
- Sollins, P., Homann, P., Caldwell, B.A., 1996. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma* 74, 65–105. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00036-5)
- Sollins, P., Swanston, C., Kleber, M., Filley, T., Kramer, M., Crow, S., Caldwell, B.A., Lajtha, K., Bowden, R., 2006. Organic C and N stabilization in a forest soil: Evidence from sequential density fractionation. *Soil Biol Biochem* 38, 3313–3324. <https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2006.04.014>
- Sprengel, C., 1826. Ueber Pflanzenhumus, Humussaure und humussaure Salze. *Archiv für die Gesamte Naturlehre* 8, 145–220.
- Staszny, A., Dobosy, P., Maasz, G., Szalai, Z., Jakab, G., Pirger, Z., Szeberenyi, J., Molnar, E., Pap, L.O., Juhasz, V., Weiperth, A., Urbanyi, B., Kondor, A.C., Ferincz, A., 2021. Effects of pharmaceutically active compounds (PhACs) on fish body and scale shape in natural waters. *PeerJ* 9. <https://doi.org/10.7717/peerj.10642>
- Stefanovits, P., 1971. Brown forest soils of Hungary. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Stefanovits, P., Filep, G., Fülek, G., 1999a. Talajtan, 4th ed. Mezőgazda Kiadó, Budapest.
- Stefanovits, P., Filep, G., Fülek, G., 1999b. Talajtan, 4th ed. Mezőgazda Kiadó, Budapest.
- Stenström, K.E., Skog, G., Georgiadou, E., Genberg, J., Johansson, A., 2011. A guide to radiocarbon units and calculations. Lund.
- Stevenson, F., 1994. Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions. *Humus Chemistry* 72, 512.

- Stockmann, U., Adams, M.A., Crawford, J.W., Field, D.J., Henakaarchchi, N., Jenkins, M., Minasny, B., McBratney, A.B., Courcelles, V. de R. de, Singh, K., Wheeler, I., Abbott, L., Angers, D.A., Baldock, J., Bird, M., Brookes, P.C., Chenu, C., Jastrow, J.D., Lal, R., Lehmann, J., O'Donnell, A.G., Parton, W.J., Whitehead, D., Zimmermann, M., 2013. The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. *Agric Ecosyst Environ* 164, 80–99. <https://doi.org/10.1016/J.AGEE.2012.10.001>
- Strobel, B.W., 2001. Influence of vegetation on low-molecular-weight carboxylic acids in soil solution—a review. *Geoderma* 99, 169–198. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(00\)00102-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(00)00102-6)
- Stuart Chapin, F., Matson, P.A., Vitousek, P.M., 2012. Principles of terrestrial ecosystem ecology. *Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology* 1–529. <https://doi.org/10.1007/978-1-4419-9504-9/COVER>
- Stuiver, M., Polach, H.A., 1977. Discussion Reporting of ¹⁴C Data. *Radiocarbon* 19, 355–363. <https://doi.org/10.1017/S0033822200003672>
- Sun, T., Ma, M., Du, H., Wang, X., Zhang, Y., Wang, Y., Wang, D., 2019. Effect of different rotation systems on mercury methylation in paddy fields. *Ecotoxicol Environ Saf* 182, 109403. <https://doi.org/10.1016/J.ECOENV.2019.109403>
- Sun, Z.X., Jiang, Y.Y., Wang, Q.B., Owens, P.R., 2018. Fe-Mn nodules in a southern Indiana loess with a fragipan and their soil forming significance. *Geoderma* 313, 92–111. <https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2017.10.025>
- Surányi, D., 1988. A nagy víz krónikája. Árvíz a Gerjén – A ceglédi 1962-es árvízről. , in: Kocsis, G. (Ed.), A Turini Százas Küldöttség Múzeumbaráti Kör Évkönyve. Kossuth Múzeum, Cegléd, pp. 144–154.
- Surányi, D., 1965. A Gerje nagy árvizének krónikája. Museum Supporter Coterie of the Turin Hundredth Delegations Bulletin 144–154.
- Sutton, R., Sposito, G., 2005. Molecular Structure in Soil Humic Substances: The New View. , *Environ Sci Technol* 39, 9009–9015.
- Swift, R.S., 2018. Organic Matter Characterization. *Methods of Soil Analysis, Part 3: Chemical Methods* 1011–1069. <https://doi.org/10.2136/SSSABOOKSER5.3.C35>
- Szabó, S., 2011. Neighbourhood related landscape metrics -methodological evaluation of the indices. *Journal of Landscape Ecology* 9, 285–300.
- Szabó, S., 2001. Connection between soil and landscape sensitivity-Web of Science Core Collection, in: 12th International Symposium on Problems of Landscape Ecological Research. SLOVAK ACADEMIC PRESS, Bratislava.
- Szabó, S., Csorba, P., 2009. Tájmetriai mutatók kiválasztásának lehetséges módszertana egy esettanulmány példáján. *Journal of Landscape Ecology* 7, 141–153.
- Szabó, S., Túri, Z., Márton, S., 2014a. Factors biasing the correlation structure of patch level landscape metrics. *Ecol Indic* 36, 1–10. <https://doi.org/10.1016/J.ECOLIND.2013.06.030>
- Szabó, S., Túri, Z., Márton, S., 2014b. Factors biasing the correlation structure of patch level landscape metrics. *Ecol Indic* 36, 1–10. <https://doi.org/10.1016/J.ECOLIND.2013.06.030>

- Szabolcs, I., Darab, K., Józsefné, F., Földvári, G., Jassó, F., Várallyay, G., 1966. A genetikus üzemi talajterképezés módszerkönyve. Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet, Budapest.
- Szalai, Z., 2008. SPATIAL AND TEMPORAL PATTERN OF SOIL pH AND Eh AND THEIR IMPACT ON SOLUTE IRON CONTENT IN A WETLAND (TRANSDANUBIA, HUNGARY). *AGD Landscape & Environment* 2, 34–45.
- Szalai, Z., Jakab, G., Németh, T., Sipos, P., Mészáros, E., Di Gléria, M., Madarász, B., Varga, I., Horváth-Szabó, K., 2010. Dynamics of organic carbon and dissolved iron in relation to landscape diversity. *Hungarian Geographical Bulletin* 59.
- Szalai, Z., Kiss, K., Jakab, G., Sipos, P., Belucz, B., Németh, T., 2013. The use of UV-VIS-NIR reflectance spectroscopy to identify iron minerals. *Astronomische Nachrichten* 334, 940–943. <https://doi.org/10.1002/asna.201211965>
- Szalai, Z., Németh, T., 2008. Influence of elementary land mosaics on chemical parameters of soils. *Foldr Ert* 57.
- Szalai, Z., Ringer, M., Németh, T., Sipos, P., Perényi, K., Pekker, P., Balázs, R., Vancsik, A.V., Zacháry, D., Szabó, L., Filep, T., Varga, G., Jakab, G., 2021a. Accelerated soil development due to seasonal water-saturation under hydric conditions. *Geoderma* 401. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115328>
- Szalai, Z., Ringer, M., Németh, T., Sipos, P., Perényi, K., Pekker, P., Balázs, R., Vancsik, A.V., Zacháry, D., Szabó, L., Filep, T., Varga, G., Jakab, G., 2021b. Accelerated soil development due to seasonal water-saturation under hydric conditions. *Geoderma* 401. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115328>
- SZALAI, Z., SZABÓ, J., KOVACS, J., MÉSZÁROS, E., ALBERT, G., CENTERI, C., SZABO, B., MADARÁSZ, B., ZACHÁRY, D., JAKAB, G., 2016. Redistribution of Soil Organic Carbon Triggered by Erosion at Field Scale Under Subhumid Climate, Hungary. *Pedosphere* 26. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(15\)60074-1](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(15)60074-1)
- Szalai, Z., Szabó, J., Kovács, József Mészáros, Erzsébet Albert, G., Csaba, C., Boglárka, S., Balázs, M., Dóra, Z., Gergely, J., 2016a. Redistribution of Soil Organic Carbon Triggered by Erosion at Field Scale Under Subhumid Climate, Hungary. *Pedosphere* 26, 652–665. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(15\)60074-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1002-0160(15)60074-1)
- Szalai, Z., Szabó, J., Kovács, József Mészáros, Erzsébet Albert, G., Csaba, C., Boglárka, S., Balázs, M., Dóra, Z., Gergely, J., 2016b. Redistribution of Soil Organic Carbon Triggered by Erosion at Field Scale Under Subhumid Climate, Hungary. *Pedosphere* 26, 652–665. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(15\)60074-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1002-0160(15)60074-1)
- Szilassi, P., 2017. MAGYARORSZÁGI KISTÁJAK FELSZÍNBORÍTÁS VÁLTOZÉKONYSÁGA ÉS FELSZÍNBORÍTÁS MOZAIKOSSÁGUK VÁLTOZÁSA. *Journal of Landscape Ecology* 15, 131–138. <https://doi.org/10.56617/tl.3612>
- Szilassi, P., Bata, T., Szabó, S., Czúcz, B., Molnár, Z., Mezősi, G., 2017. The link between landscape pattern and vegetation naturalness on a regional scale. *Ecol Indic* 81, 252–259. <https://doi.org/10.1016/J.ECOLIND.2017.06.003>
- Tabachnick, B., Fidell, L., 2007. Using Multivariate Statistics Title: Using multivariate statistics, Pearson Education. California State University, Northridge.

- Tani, M., Higashi, T., Nagatsuka, S., 1996. Dynamics of low-molecular-weight aliphatic carboxylic acids (LACAs) in forest soils. *Soil Sci Plant Nutr* 42, 175–186. <https://doi.org/10.1080/00380768.1996.10414701>
- Targulian, V.O., Krasilnikov, P.V., 2007a. Soil system and pedogenic processes: Self-organization, time scales, and environmental significance. *Catena (Amst)* 71, 373–381. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.03.007>
- Targulian, V.O., Krasilnikov, P. V., 2007b. Soil system and pedogenic processes: Self-organization, time scales, and environmental significance. *Catena (Amst)* 71, 373–381. <https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2007.03.007>
- Terhoeven-Urselmans, T., Vagen, T.-G., Spaargaren, O., Shepherd, K.D., 2010. Prediction of Soil Fertility Properties from a Globally Distributed Soil Mid-Infrared Spectral Library. *Soil Science Society of America Journal* 74, 1792–1799. <https://doi.org/10.2136/SSAJ2009.0218>
- Thaymuang, W., Kheoruenromne, I., Suddhipraharn, A., Sparks, D.L., 2013a. The role of mineralogy in organic matter stabilization in tropical soils. *Soil Sci* 178, 308–315. <https://doi.org/10.1097/SS.0B013E3182A4DAC4>
- Thaymuang, W., Kheoruenromne, I., Suddhipraharn, A., Sparks, D.L., 2013b. The role of mineralogy in organic matter stabilization in tropical soils. *Soil Sci* 178, 308–315. <https://doi.org/10.1097/SS.0B013E3182A4DAC4>
- Thiessen, S., Gleixner, G., Wutzler, T., Reichstein, M., 2013. Both priming and temperature sensitivity of soil organic matter decomposition depend on microbial biomass – An incubation study. *Soil Biol Biochem* 57, 739–748. <https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2012.10.029>
- Thompson, A., Chadwick, O.A., Rancourt, D.G., Chorover, J., 2006a. Iron-oxide crystallinity increases during soil redox oscillations. *Geochim Cosmochim Acta* 70, 1710–1727. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.005>
- Thompson, A., Chadwick, O.A., Rancourt, D.G., Chorover, J., 2006b. Iron-oxide crystallinity increases during soil redox oscillations. *Geochim Cosmochim Acta* 70, 1710–1727. <https://doi.org/10.1016/J.GCA.2005.12.005>
- Timár, G., Biszak, S., Székely, B., Digital, G.M.-P. in, 2010, undefined, 2010. Digitized maps of the Habsburg military surveys—overview of the project of ARCANUM Ltd.(Hungary). SpringerG Timár, S Biszak, B Székely, G Molnár Preservation in Digital Cartography: Archiving Aspects, 2010•Springer 0, 273–283. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12733-5_14
- Timár, G., Jakab, G., Székely, B., 2024. A Step from Vulnerability to Resilience: Restoring the Landscape Water-Storage Capacity of the Great Hungarian Plain—An Assessment and a Proposal. *Land* 2024, Vol. 13, Page 146 13, 146. <https://doi.org/10.3390/LAND13020146>
- Tischendorf, Lutz, Fahrig, Lenore, Tischendorf, L, Fahrig, L, 2000. On the usage and measurement of landscape connectivity. *Oikos* 90, 7–19. <https://doi.org/10.1034/J.1600-0706.2000.900102.X>
- Torn, M.S., Trumbore, S.E., Chadwick, O.A., Vitousek, P.M., Hendricks, D.M., 1997. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature* 1997 389:6647 389, 170–173. <https://doi.org/10.1038/38260>

- Trofimov, V.T., 2021. The Theoretical Grounds of Geoecology as an Interdisciplinary Science Based on the Concept of Ecological Functions of the Earth's Abiotic Spheres. Moscow University Geology Bulletin 76, 589–599. <https://doi.org/10.3103/S0145875221060089/FIGURES/6>
- Troll, C., 1971. Landscape ecology (geoecology) and biogeocenology - A terminological study. *Geoforum* 8, 43–46. [https://doi.org/10.1016/0016-7185\(71\)90029-7](https://doi.org/10.1016/0016-7185(71)90029-7)
- Troll, C., 1950. Die geographische Landschaft und ihre Erforschung. *Studium Generale* 163–181. https://doi.org/10.1007/978-3-662-38240-0_20
- Turner, M.G., Gardner, R.H., 2015. Landscape ecology in theory and practice: Pattern and process, second edition, *Landscape Ecology in Theory and Practice: Pattern and Process*. Springer New York. <https://doi.org/10.1007/978-1-4939-2794-4/COVER>
- Udvardi, B., Kovács, I.J., Fancsik, T., Kónya, P., Bátori, M., Stercel, F., Falus, G., Szalai, Z., 2016. Effects of Particle Size on the Attenuated Total Reflection Spectrum of Minerals. *Appl Spectrosc* 71, 1157–1168. <https://doi.org/10.1177/0003702816670914>
- Ujvári, G., Borsodi, A.K., Megyes, M., Mucsi, M., Szili-Kovács, T., Szabó, A., Szalai, Z., Jakab, G., Márialigeti, K., 2020. Comparison of soil bacterial communities from juvenile maize plants of a long-term monoculture and a natural grassland. *Agronomy* 10. <https://doi.org/10.3390/agronomy10030341>
- Usda, 2012. Field Book for Describing and Sampling Soils; Version 3.0; 2021 Reprint.
- Van Oost, K., Quine, T.A., Govers, G., De Gryze, S., Six, J., Harden, J.W., Ritchie, J.C., McCarty, G.W., Heckrath, G., Kosmas, C., Giraldez, J. V., Marques Da Silva, J.R., Merckx, R., 2007. The impact of agricultural soil erosion on the global carbon cycle. *Science* (1979) 318, 626–629. https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1145724/SUPPL_FILE/VAN_OOST_SOM.PDF
- van Reeuwijk, L.P., 2002a. Procedures for soil analysis, 6th ed. International Soil Reference and Information Centre; Food and Agriculture Organization of the United Nations, Wageningen.
- van Reeuwijk, L.P., 2002b. Procedures for soil analysis, 6th ed. International Soil Reference and Information Centre; Food and Agriculture Organization of the United Nations, Wageningen.
- Vanwalleghem, T., Bork, H.R., Poesen, J., Dotterweich, M., Schmidtchen, G., Deckers, J., Scheers, S., Martens, M., 2006. Prehistoric and Roman gullying in the European oess belt: a case study from central Belgium. <http://dx.doi.org/10.1191/0959683606hl935rp> 16, 393–401. <https://doi.org/10.1191/0959683606HL935RP>
- Varga, G., Gresina, F., Újvári, G., Kovács, J., Szalai, Z., 2019. On the reliability and comparability of laser diffraction grain size measurements of paleosols in loess records. *Sediment Geol* 389. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.05.011>
- Varol, B., Szabo, S., Topaloğlu, R.H., Aksu, G.A., Sertel, E., 2023. Analysis of the association between image resolution and landscape metrics using multi-sensor LULC maps. *Journal of Environmental Planning and Management*. <https://doi.org/10.1080/09640568.2023.2185507>
- Vázquez, C.F., Prieto, S.G., Cortizas, A.M., Boado, F.C., 2015a. Deciphering the evolution of agrarian technologies during the last ~1600 years using the isotopic fingerprint ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$)

- of a polycyclic terraced soil. *Estudos do Quaternário / Quaternary Studies* 39–53. <https://doi.org/10.30893/EQ.V0I12.108>
- Vázquez, C.F., Prieto, S.G., Cortizas, A.M., Boado, F.C., 2015b. Deciphering the evolution of agrarian technologies during the last ~1600 years using the isotopic fingerprint ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) of a polycyclic terraced soil. *Estudos do Quaternário / Quaternary Studies* 39–53. <https://doi.org/10.30893/EQ.V0I12.108>
- Vermeire, M., Cornu, S., Fekiacova, Z., Detienne, M., Delvaux, B., Cornélis, J.-T., Vermeire, M.-L., 2016. Rare earth elements dynamics along pedogenesis in a chronosequence of podzolic soils. *Elsevier* 446, 163–174. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.008>
- Veum, K.S., Goyne, K.W., Kremer, R.J., Miles, R.J., Sudduth, K.A., 2014. Biological indicators of soil quality and soil organic matter characteristics in an agricultural management continuum. *Biogeochemistry* 117, 81–99. <https://doi.org/10.1007/S10533-013-9868-7/TABLES/5>
- Wagai, R., Mayer, L.M., 2007. Sorptive stabilization of organic matter in soils by hydrous iron oxides. *Geochim Cosmochim Acta* 71, 25–35. <https://doi.org/10.1016/J.GCA.2006.08.047>
- Wang, A., Fang, Y.T., Chen, D.X., Koba, K., Makabe, A., Li, Y. De, Luo, T.S., Yoh, M., 2014. Variations in nitrogen-15 natural abundance of plant and soil systems in four remote tropical rainforests, southern China. *Oecologia* 174, 567–580. <https://doi.org/10.1007/S00442-013-2778-5/FIGURES/5>
- Wang, Z., Govers, G., Steegen, A., Clymans, W., Van den Putte, A., Langhans, C., Merckx, R., Van Oost, K., 2010a. Catchment-scale carbon redistribution and delivery by water erosion in an intensively cultivated area. *Geomorphology* 124, 65–74. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2010.08.010>
- Wang, Z., Govers, G., Steegen, A., Clymans, W., Van den Putte, A., Langhans, C., Merckx, R., Van Oost, K., 2010b. Catchment-scale carbon redistribution and delivery by water erosion in an intensively cultivated area. *Geomorphology* 124, 65–74. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2010.08.010>
- Watteau, F., Villemin, G., Bartoli, F., Schwartz, C., Morel, J.L., 2012. 0–20 μm aggregate typology based on the nature of aggregative organic materials in a cultivated silty topsoil. *Soil Biol Biochem* 46, 103–114. <https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2011.11.021>
- Weishaar, J.L., Aiken, G.R., Bergamaschi, B.A., Fram, M.S., Fujii, R., Mopper, K., 2003. Evaluation of specific ultraviolet absorbance as an indicator of the chemical composition and reactivity of dissolved organic carbon. *Environ Sci Technol* 37, 4702–4708. <https://doi.org/10.1021/ES030360X/ASSET/IMAGES/LARGE/ES030360XF00005.JPG>
- Weng, Z., Lehmann, J., Van Zwieten, L., Joseph, S., Archanjo, B.S., Cowie, B., Thomsen, L., Tobin, M.J., Vongsivut, J., Klein, A., Doolette, C.L., Hou, H., Mueller, C.W., Lombi, E., Kopittke, P.M., 2022. Probing the nature of soil organic matter. *Crit Rev Environ Sci Technol* 52, 4072–4093. <https://doi.org/10.1080/10643389.2021.1980346>
- What are humic substances | IHSS [WWW Document], n.d. URL <https://humic-substances.org/what-are-humic-substances-2/> (accessed 8.10.23).
- White, R.E., 2006a. Principles and practice of soil science: The Soil as a Natural Resource, 4. ed. Wiley-Blackwell, Oxford.

- White, R.E., 2006b. Principles and practice of soil science: The Soil as a Natural Resource, 4. ed. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Why soils matter | FAO SOILS PORTAL | Food and Agriculture Organization of the United Nations [WWW Document], n.d. URL <https://www.fao.org/soils-portal/about/en/> (accessed 2.10.24).
- Wiaux, F., Cornelis, J.T., Cao, W., Vanclooster, M., Van Oost, K., 2014. Combined effect of geomorphic and pedogenic processes on the distribution of soil organic carbon quality along an eroding hillslope on loess soil. *Geoderma* 216, 36–47. <https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2013.10.013>
- Wittfogel, K., Thomas, W., 1956. Man's Role in Changing the Face of the Earth. University of Chichago Press, Chicago.
- WRB, 2022. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria.
- Wynn, J.G., Harden, J.W., Fries, T.L., 2006. Stable carbon isotope depth profiles and soil organic carbon dynamics in the lower Mississippi Basin. *Geoderma* 131, 89–109. <https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2005.03.005>
- Yeasmin, S., Singh, B., Johnston, C.T., Sparks, D.L., 2017. Evaluation of pre-treatment procedures for improved interpretation of mid infrared spectra of soil organic matter. *Geoderma* 304, 83–92. <https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2016.04.008>
- Yonghui, Y., Jicheng, W., Jiemei, Z., Xiaoying, P., Yue, W., Fang, H., Yonghui, Y., Jicheng, W., Jiemei, Z., Xiaoying, P., Yue, W., Fang, H., 2017. Effect of tillage method on soil water infiltration, organic carbon content and structure. *Chinese Journal of Eco-Agriculture*, 2017, Vol. 25, Issue 2, Pages: 258-266 25, 258–266. <https://doi.org/10.13930/J.CNKI.CJEA.160720>
- Zacháry, D., Filep, T., Jakab, G., Molnár, M., Kertész, T., Király, C., Hegyi, I., Gáspár, L., Szalai, Z., 2020. Carbon Isotope Measurements to Determine the Turnover of Soil Organic Matter Fractions in a Temperate Forest Soil. *Agronomy* 2020, Vol. 10, Page 1944 10, 1944. <https://doi.org/10.3390/AGRONOMY10121944>
- Zacháry, D., Filep, T., Jakab, G., Ringer, M., Balázs, R., Németh, T., Szalai, Z., 2023. The effect of mineral composition on soil organic matter turnover in temperate forest soils. *J Soils Sediments* 23, 1389–1402. <https://doi.org/10.1007/s11368-022-03393-8>
- Zacháry, D., Filep, T., Jakab, G., Varga, G., Ringer, M., Szalai, Z., 2018. Kinetic parameters of soil organic matter decomposition in soils under forest in Hungary. *Geoderma Regional* 14. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2018.e00187>
- Zech, W., Schad, P., Hintermaier-Erhard, G., 2022a. Soils of the World. *Soils of the World* 1–256. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-30461-6/COVER>
- Zech, W., Schad, P., Hintermaier-Erhard, G., 2022b. Tropics with Summer Rain. *Soils of the World* 163–186. https://doi.org/10.1007/978-3-540-30461-6_9
- Zhang, X., Li, Z., Tang, Z., Zeng, G., Huang, J., Guo, W., Chen, X., Hirsh, A., 2013. Effects of water erosion on the redistribution of soil organic carbon in the hilly red soil region of

- southern China. Geomorphology 197, 137–144.
<https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2013.05.004>
- Zhang, Z., Lu, X., Song, X., Guo, Y., Xue, Z., 2012. Soil C, N and P stoichiometry of *Deyeuxia angustifolia* and *Carex lasiocarpa* wetlands in Sanjiang Plain, Northeast China. J Soils Sediments 12, 1309–1315. <https://doi.org/10.1007/S11368-012-0551-8/FIGURES/3>
- Zhao, L., Hou, R., Wu, F., Keesstra, S., 2018. Effect of soil surface roughness on infiltration water, ponding and runoff on tilled soils under rainfall simulation experiments. Soil Tillage Res 179, 47–53. <https://doi.org/10.1016/J.STILL.2018.01.009>
- Zhu, W., Li, H., Zhu, X., Ma, Y., 2023. Reddish Orange Diamond Coloured by Hematite. THE JOURNAL OF GEMMOLOGY 38, 433–435.
- Zimmermann, Michael, Leifeld, J., Abiven, S., Schmidt, M.W.I., Fuhrer, J., 2007. Sodium hypochlorite separates an older soil organic matter fraction than acid hydrolysis. Geoderma 139, 171–179. <https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2007.01.014>
- Zimmermann, M., Leifeld, J., Schmidt, M.W.I., Smith, P., Fuhrer, J., 2007a. Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the RothC model. Eur J Soil Sci 58, 658–667. <https://doi.org/10.1111/J.1365-2389.2006.00855.X>
- Zimmermann, M., Leifeld, J., Schmidt, M.W.I., Smith, P., Fuhrer, J., 2007b. Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the RothC model. Eur J Soil Sci 58, 658–667. <https://doi.org/10.1111/J.1365-2389.2006.00855.X>
- Zonneveld, I.S., 1989. The land unit - A fundamental concept in landscape ecology, and its applications. Landsc Ecol 3, 67–86. <https://doi.org/10.1007/BF00131171/METRICS>
- Zsolnay, A., Baigar, E., Jimenez, M., Steinweg, B., Saccomandi, F., 1999. Differentiating with fluorescence spectroscopy the sources of dissolved organic matter in soils subjected to drying. Chemosphere 38, 45–50. [https://doi.org/10.1016/S0045-6535\(98\)00166-0](https://doi.org/10.1016/S0045-6535(98)00166-0)

Mellékletek

1. melléklet: Ceglédbercel Mocsárret adatok

OBJEKTUMOK		METAADAT								
KÓD	EOV X	EOV Y	WRB RSG	PROFIL	PROFIL	SZEPLŐ- ZÖTTSÉG	HUMUSZOS SZINTEK MÉLYSÉGE	TERÜLETHASZNÁLAT		
	-	-	-	(cm)	-	-	(cm)	-		
M1	698051	207131	Gleysol	80	talajszelvény és fúrások	C	40	Kaszált gye		
M2	698056	207137	Gleysol	120	talajszelvény és fúrások	C-A	40	Nem kaszált gye		
M3	698048	207142	Gleysol	140	fúrás	C-A	60	Nádas		
M4	698055	207142	Histosol	?	fúrás	V	55	Nádas		
M0	698036	207126	Gleysol	60	fúrás	V	60	Kaszált gye		
M0 A	698051	207131	Gleysol	63	fúrás	V	40	Kaszált gye		
M1 A	697872	207265	Gleysol	77	fúrás	C	55	Kaszált gye		
SZ 1	698016	207129	Arenosol	-	fúrás	N	40	szántó		
SZ 2	697868	207254	Arenosol	-	talajszelvény és fúrások	N	45	szántó		
M 10	698003	207153	Gleysol	60	pürkhauer	C	55	Kaszált gye		
M 11	697872	207265	Gleysol	85	fúrás	C	55	Kaszált gye		
TSZ 20	697821	207296	Arenosol	-	fúrás	N	45	Kaszált xerofil gye		
TSZ 21	697839	207293	Gleysol	82	fúrás	H	60	Kaszált gye		
TSZ 7B	697839	207309	Arenosol	-	fúrás	N	40	Kaszált xerofil gye		
TSZ 2	697846	207310	Arenosol	-	talajszelvény és fúrások	N	60	Kaszált xerofil gye		
TSZ 7A	697855	207328	Arenosol	-	talajszelvény és fúrások	N	40	Kaszált xerofil gye		
TSZ 2A	697808	207354	Arenosol	-	fúrás	N	60	Kaszált xerofil gye		
TSZ 31	697820	207376	Gleysol	72	talajszelvény és fúrások	M	45	Kaszált gye		
TSZ 2B	697756	207418	Arenosol	-	fúrás	N	60	Kaszált xerofil gye		
TSZ 5	697805	207448	Gleysol	?	talajszelvény és fúrások	A	45	Kaszált gye		
TSZ 1	697862	207334	Histosol	?	talajszelvény és fúrások	H	45	Kaszált gye		
TSZ 40	697909	207336	Histosol	125**	fúrás	C	60	Nádas		
TSZ 41	697933	207290	Arenosol	-	fúrás	N	40	Kaszált xerofil gye		
TSZ 42	697952	207296	Histosol	120**	fúrás	H	60	Kaszált gye		
TSZ 43	698003	207276	Histosol	?	fúrás	C	70	Kaszált gye		
TSZ 44	698049	207217	Arenosol	-	fúrás	N	55	Kaszált xerofil gye		
TSZ 45	698070	207245	Histosol	?	fúrás	C	65	Kaszált gye		
TSZ 46	698110	207278	Gleysol	125	fúrás	C	40	Kaszált gye		
FELTALAJ										
Kód	mBf	CaCO3	SO C	Aromás- ság	C/N	KM 475	KM 555	Agyag	K őzet-liszt	Homok
	(m)	(% m/m)	(% m/m)	-	-	-	-	(% V/V)	(% V/V)	(% V/V)
M1	98.42	23.9	18.16	0.37	47.8	0.130	0.310	20.2	30.3	49.5
M2	98.25	36.7	19.88	0.33	56.2	0.230	0.350	23.1	31.5	45.4
M3	98.03	28.2	12.03	0.25	57.3	0.250	0.450	25.4	36.2	38.4
M4	97.78	33.3	32.08	1.53	65.4	0.420	0.150	72.4	12.2	15.4
M0	98.48	35.61	10.23	0.29	30.2	0.090	0.210	12.8	37.4	49.8
M0 A	98.27	24.16	15.23	0.29	30.8	0.080	0.190	22.7	33.0	44.3
M1 A	98.42	23.29	23.92	0.36	45.2	0.130	0.300	22.9	28.4	48.7
SZ 1	99.01	9.33	1.98	0.32	9.3	0.001	0.001	13.2	13.4	73.4
SZ 2	98.72	13.99	1.25	0.21	9.1	0.001	0.001	9.6	18.3	72.1
M 10	99.26	7.63	4.92	0.29	25.2	0.095	0.140	36.4	26.2	37.4
M 11	98.65	49.63	15.58	0.28	28.9	0.085	0.150	25.3	37.2	37.5
TSZ 20	99.36	12.73	3.67	0.30	12.1	0.001	0.001	13.4	11.2	75.4
TSZ 21	98.58	47.93	17.11	0.25	31.4	0.120	0.290	25.6	33.3	41.1
TSZ 7B	98.77	13.21	2.7	0.30	12.5	0.001	0.001	11.9	10.5	77.6
TSZ 2	99.22	11.49	4.01	0.27	11.2	0.001	0.001	12.4	14.3	73.3
TSZ 7A	99.06	14.89	5.59	0.32	11.5	0.001	0.001	13.1	11.7	75.2
TSZ 2A	99.43	7.23	3.41	0.14	11.5	0.001	0.001	12.5	12.9	74.6
TSZ 31	98.9	30.53	6.69	0.21	27.9	0.100	0.260	31.1	32.5	36.4
TSZ 2B	99.35	13.31	14.07	0.39	11.9	0.001	0.001	11.2	18.2	70.6
TSZ 5	98.54	58.66	21.52	0.37	51.3	0.150	0.320	23.4	28.8	47.8
TSZ 1	98.6	54.86	24.47	0.35	58.6	0.370	0.090	71.1	15.5	13.4
TSZ 40	98.38	25.79	33.35	0.26	50.2	0.390	0.110	70.6	14.1	15.3
TSZ 41	98.82	12.2	3.51	0.26	15.3	0.001	0.001	9.4	15.2	75.4
TSZ 42	97.71	53	26.17	0.26	51.4	0.410	0.090	73.4	15.9	10.7
TSZ 43	98	55.5	43.09	0.30	50.7	0.380	0.110	75.2	13.6	11.2
TSZ 44	99.55	14.07	2.18	0.22	11.7	0.001	0.001	13.4	15.1	71.5
TSZ 45	98.18	42.33	30.55	0.36	49.3	0.420	0.120	70.4	19.3	10.3
TSZ 46	98.52	55.89	23.01	0.36	45.2	0.120	0.270	25.9	32.8	41.3

szalai.zoltan_272_24

ALT ALAJ										
Kód	mBf	CaCO ₃	SOC	Aromás- ság	C/N	K M 475	K M 555	Agyag	Kőzet-liszt	Homok
	(m)	(% m/m)	(% m/m)	-	-	-	-	(% V/V)	(% V/V)	(% V/V)
M1	98.02	10.8	3.11	0.17	38.4	0.190	0.410	30.1	41.6	28.3
M2	97.85	1.27	5.52	0.65	27.5	0.290	0.350	38.1	40.5	21.4
M3	97.43	0	6.29	0.28	26.4	0.310	0.450	40.5	40.4	19.1
M4	97.23	8.9	25.4	33.50	51.5	0.430	0.210	70.4	13.5	16.1
M0	97.88	11.45	2.64	1.31	31.3	0.450	0.210	42.4	40.3	17.3
M0 A	97.87	22.91	2.71	1.30	30.9	0.250	0.310	35.2	38.3	26.5
M1 A	97.87	43.27	2.98	0.19	33.7	0.270	0.380	38.4	35.2	26.4
SZ 1	98.61	13.16	0.51	0.44	10.5	0.001	0.001	8.2	9.7	82.1
SZ 2	98.27	9.79	0.62	0.45	11.0	0.001	0.001	9.6	8.1	82.3
M 10	98.71	9.36	3.05	0.41	19.9	0.170	0.210	39.9	28.4	31.7
M 11	98.1	10.6	3.35	0.40	25.4	0.170	0.250	35.2	38.7	26.1
TSZ 20	98.91	13.53	0.43	0.38	12.9	0.001	0.001	7.5	11.1	81.4
TSZ 21	97.98	51.52	3.54	0.38	32.2	0.180	0.210	33.7	38.4	27.9
TSZ 7B	98.37	14.86	0.63	0.65	26.8	0.001	0.001	6.7	10.6	82.7
TSZ 2	98.62	16.42	0.53	0.25	12.4	0.001	0.001	7.8	12.4	79.8
TSZ 7A	98.66	15.7	0.47	0.34	10.3	0.001	0.001	8.3	8.3	83.4
TSZ 2A	98.83	59.78	0.39	0.36	12.7	0.001	0.001	8.5	9.1	82.4
TSZ 31	98.45	20.35	3.79	0.33	28.1	0.190	0.280	35.7	38.1	26.2
TSZ 2B	98.75	15.97	0.48	0.35	29.2	0.001	0.001	9.5	10.4	80.1
TSZ 5	98.09	25.32	3.67	0.43	31.7	0.290	0.210	33.9	39.4	26.7
TSZ 1	98.15	39.8	29.35	55.80	41.7	0.450	0.120	70.5	16.4	13.1
TSZ 40	97.78	63.72	28.52	0.42	40.7	0.420	0.180	68.2	17.3	14.5
TSZ 41	98.42	10.8	0.47	0.26	15.5	0.001	0.001	9.4	8.9	81.7
TSZ 42	97.11	1.27	29.43	0.35	42.1	0.400	0.190	70.1	14.3	15.6
TSZ 43	97.3	0	31.41	0.28	40.9	0.420	0.170	75.3	14.4	10.3
TSZ 44	99	8.9	0.32	0.30	12.3	0.001	0.001	9.7	5.2	85.1
TSZ 45	97.53	11.45	27.21	0.31	38.7	0.430	0.180	72.4	15.8	11.8
TSZ 46	98.12	22.91	3.87	0,05	35.1	0.310	0.000	35.2	39.2	25.6

2. melléklet: Az adszorpció vizsgálatok

A gyógyszerhatóanyagok (CBZ, DFC és EE2) megkötődését állandó hőmérsékleten ($20 \pm 1^\circ\text{C}$), sötétben (inkubátorban elhelyezve, ILW 240 STD) szakaszos egyensúlyi módszer alkalmazásával vizsgáltuk (továbbiakban batch-kísérlet). A kísérleti beállításokat az OECD nemzetközi szabvány szerint végeztük (OECD 106, 2000). A talajmintákat 15 ml-es Falcon csövekbe mértük be és a talaj:oldat arányt 1:12-re állítottuk be, hogy elegendő mennyiségű (10 ml) felúszót kapjunk az üvegszűrő telítéséhez. Előzetes kísérletek alapján, az adszorpció 2 órán belül eléri az egyensúlyi állapotot, tehát a talajoldatokat 2 órán keresztül ráztuk mechanikus rázógépen. A szorpciót követően a Falcon-csöveket 5200 fordulat/perc sebességgel 15 percig centrifugáltuk (MPW-352RH), majd egy 0,45 mm-es üvegszűrőn átszűrtük (Chromafil® GF/PET-45/25). Minden gyógyszerhatóanyagból 10 mg/dm³ koncentrációjú törzsoldatot készítettem metanolban, boroszilikát Erlenmeyer lombikban. A hígításokat ultra tiszta vízzel készítettem el az alábbi koncentrációkban: 0,1; 0,5; 1; 1,5; 2; 2,5; 3; 3,5; 4; 4,5 és 5 mg/dm³. A méréseket koncentrációnként háromszoros ismétléssel végeztem. A gyógyszer hatóanyagok esetleges mikrobiális degradációját nátrium-azidot hozzáadásával akadályoztam meg.

Az adszorpció vizsgálatokat követően három napig deszorpció vizsgálatokat végeztünk. A méréseket sötétben, $4 \pm 1^\circ\text{C}$ -os inkubátorban végeztük, a mikrobiológiai lebomlás csökkentése érdekében. A talaj:oldat arány szintén 1:12 volt, viszont az adszorpció időtartamát 24 órára állítottuk. A kiindulási koncentrációk az alábbiak voltak: 0,01; 0,1; 0,2; 0,4; 0,8 és 1 mg/dm³. A méréseket koncentrációnként háromszoros ismétléssel végeztem. A centrifugálást követően, mintát vettünk a felülúszóból, majd a maradék vizes fázist a lehető legnagyobb mértékben eltávolítottuk a talajról. Az eltávolított oldat térfogatával egyenlő mennyiségű 0,01 mol/dm³ koncentrációjú kalcium-klorid oldatot mértünk a talajokra. Ezt követően szintén 24 óráig ráztuk a talajmintákat, majd a folyadékfázist a méréshez leszűrtük. Ezt a folyamatot még kétszer ismételtük meg, tehát összesen három napig végeztünk deszorpció méréseket.

A gyógyszerhatóanyagok koncentrációját fluoreszcens (FLD) és diódasoros detektorral (PDA) kapcsolt HPLC-vel (Shimadzu Prominence LC-20AR) és UPLC-vel (Shimadzu Nexera X2) mértük. Az elválasztáshoz SunShell C18; 2,6 µm-os oszlopot használtunk.