MTA doktori értekezés tézisei

Eltérő stabilitású szervesanyag-raktárak biogeokémiai átalakulásainak vizsgálata magyarországi talajokban

Filep Tibor

HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóintézet

Földrajztudományi Intézet

Budapest

2026

1. BEVEZETÉS

Azok a vizsgálatok, melyek a szervesanyag lebontásának hőmérsékletfüggését vizsgálták, számos ellentmondó eredményre vezettek (Davidson és Janssens 2006a; von Lützow és Kögel-Knabner 2009), sőt, olyan tanulmány is akad, melyben a hőmérséklet emelkedése nem befolyásolta a szerves anyag lebontásának sebességét (Giardina és Ryan 2000). Hogyan lehetséges ez? Hiszen a kémiai reakciók hőmérsékletfüggését több, mint 100 éves termodinamikai törvényszerűségek írják le (Arrhenius 1889). Az egymásnak ellentmondó eredményeknek oka az, hogy a talajok szerves anyaga nem egy homogén matéria, hanem különböző elérhetőségű és kinetikailag eltérő szervesanyag-raktárak (pool) összessége. Ha ezt a tényt figyelmen kívül hagyjuk (lásd Knorr et al. (2005) kritikáját), akkor a szerves anyag lebontásának vizsgálata és eredményeinek értékelése olyan ellentmondásokhoz vezethetnek, amelyeket fentebb idéztünk.

Következésképpen a talajban található szerves anyagok dinamikájának szimulációja megköveteli a funkcionálisan különböző szervesanyag-készletek azonosítását, amelyek homogén bomlási viselkedést mutatnak (Bruun et al. 2004). Ezeket a bomlás-kinetikailag eltérő készleteket laboratóriumi körülmények között a talajok frakcionálásával vizsgálhatjuk, hiszen ezek a módszerek eltérő kémiai és hozzáférésű (availability) szerves C-készleteket állítanak elő. Az így, laboratóriumban előállított szervesanyag-tárolók a szerves C hozzáférhetőségének különbségei alapján is definiálhatók – azaz a szén milyen módon stabilizált az adott tárolóban. Vizsgálatainkban ilyen eltérő stabilitású szervesszén-tárolók átalakulási folyamatait értékeltük. Azok a frakciók, melyekben a szerves C nem védett, és könnyen a mikroorganizmusok áldozatává válhat, labilis, könnyen elbontható szerves C-raktárnak minősül. A labilis C-frakciót tanulmányainkban a leginkább lebontásnak kitett oldható szervesanyag-frakcióval (dissolved organic matter, DOM) és az ennél egy fokkal védettebb, de még labilisnak tekinthető részecskés szervesanyag-frakcióval (particulate organic matter, POM) jelenítettük meg. Az aggregátumokban stabilizált szerves anyag (aggregate organic matter, AOM) az egyik olyan frakció, mely a mikrobiális lebontásnak ellenálló szerves C-t tartalmaz. A másik, stabilizált szerves anyagot tartalmazó frakció, amelyben a jellemző stabilizációs mechanizmus a kémiai stabilizáció, az ásványokhoz kötődő szervesanyag-frakció (mineral associated organic matter, MAOM).

Dolgozatomban bemutatott tanulmányok mindegyike azzal foglalkozik tehát, hogy a fent felsorolt, szerves szén hozzáférhetőségükben különböző C-frakciók biogeokémiai transzformációit tanulmányozza, egyrészt abból a szempontból, hogy a környezeti tényezők, pl. a hőmérséklet, valamint a talajváltozók hogyan kontrollálják ezeket az átalakulásokat,

másrészt pedig abból a szempontból, hogy az eltérő stabilizációjú szén-frakciók átalakulási mintázataiban mennyire találunk azonosságokat illetve eltéréseket.
Specifikusan, az alábbi kutatási programokat valósítottuk meg:

1. Talajváltozók hatása az oldott szervesanyag-frakció (DOM) mennyiségére és minőségére

A DOM a legaktívabb frakciója a talaj szerves anyagának, a mikroorganizmusok szubsztrátja, ezáltal a tápanyagutánpótlás nélkülözhetetlen eleme, és más talajfunkciókban is fontos szerepet tölt be. Kalbitz et al. (2000) vetette fel először a DOM mennyiségét és minőségét meghatározó környezeti tényezők vizsgálatát, hiszen a talajparaméterek hatásának kvantifikálása a DOM mennyiségére és minőségére azért is fontos, mert pl. a mikroelemek oldhatóságának kiszámításához szükséges ismerni az oldott szerves szén koncentrációját a geokémiai modellekben (Gjettermann et al. 2008). A Talajvédelmi Információs és Monitoring Rendszer (TIM) talajainak talajváltozóit felhasználva értékeltük az alapvető talajtulajdonságok hatását a DOM-re. A DOM-frakció mennyiségét az oldott szerves szén (dissolved organic carbon, DOC) tartalmával, minőségét pedig az oldott szerves nitrogén (dissolved organic nitrogen, DON) tartalmával és a DOC/DON aránnyal jellemeztük.

2. Annak értékelése, hogy vajon az oldott szervesanyag-frakció használható-e, mint talajminőség indikátor

A talajok DOM-készlete mind térben, mind időben igen változatos, a DOM mennyiségének változása jól követi a talajban bekövetkező változásokat, legyen az a talajművelés hatása vagy egyéb emberi beavatkozás. Ezen megfontolások következtében, felmerült, hogy a talaj oldható szervesanyag-frakciója a talaj termékenységének, és következésképpen a talaj minőségének indikátoraként használható (Haynes 2000; Neff és Asner 2001). Tanulmányunkban az oldott szerves anyagot potenciális talajminőségi mutatóként értékeljük 190 magyar mezőgazdasági talajból álló adatbázison (TIM). A többparaméteres talajminőségi indexet a talajok kémiai, fizikai és biológiai paramétereinek kombinációjaként határoztuk meg (Herrick et al. 2002; Aparicio és Costa 2007). A vizsgálat során a DOM mennyisége (DOC-koncentráció), minősége (specifikus UV abszorbancia értékek, $SUVA_{254}$) és a talajminőséget mutató index értékei közötti kapcsolatot értékeltük.

3. Az oldott szerves anyag lebontását meghatározó tényezők vizsgálata

A DOM a talaj leginkább labilis készlete, közvetlen energiaforrása a mikroorganizmusoknak. Ennek a frakciónak a mikrobák általi lebontását alapvetően a szerves anyag kémiai összetétele és a környezeti tényezők, mint pl. a hőmérséklet szabályozzák. Az általánosan elfogadott paradigma, hogy a mérsékelt égövi régiókban a talajhőmérséklet a mikrobiális anyagcserét szabályozó fő tényező (Conant et al. 2011). Feltételezzük, hogy a DOM lebontása különböző hőmérsékleten eltérő mintázatokat mutat, ahogyan ezt egyéb SOM frakciókra már kimutatták (Cates et al. 2022; Filep et al. 2024a). A másik feltételezésünk az, hogy az eltérő növényborítottság által determinált különbségek a talajba kerülő szerves anyag kémiai összetételében szintén jelentősen meghatározzák a DOM lebonthatóságát és mineralizációját. Hogy vizsgáljuk ezeket a hatásokat, négy területhasználatú talaj (kaszáló, fenyő és lombos erdő, szántó) DOM-frakciójának lebomlását vizsgáltuk inkubációs kísérletekben 25 és 35 °C-on.

4. Két labilis frakció, a DOM és POM közötti biogeokémia kapcsolat vizsgálata

Ellentmondó adatok láttak napvilágot abban a tekintetben, hogy a DOM és a POM kapcsolódnak-e egymáshoz biogeokémiai értelemben. A DOM és a POM közötti kapcsolat hiányára utal, hogy jelentős eltéréseket találtak kémiai összetételükben, amely eltérő eredetükkel és különböző mineralizációs útjaikkal magyarázható (Feng et al. 2016). Azonban Li et al. (2018) rámutatott, hogy a DOM és a POM összetételbeli különbségei ellenére hasonló diagenetikus állapotváltozást mutatnak, mint pl. az oldódás, a szorpció/deszorpció, az aggregáció és a dezaggregáció (He et al. 2016). Mégis, közvetlenebb bizonyítékra van szükség annak tisztázásához, hogy van-e biogeokémiai kapcsolat a DOM- és a POM-frakciók között. Ennek tisztázása céljából tizenhárom magyarországi erdei ökoszisztémából származó talaj oldott szervesanyag- és részecskés szervesanyag-frakcióit vizsgáltuk. Az adatok statisztikai elemzésével derítettük ki, hogy mely talajparaméterek szabályozzák ezeknek a labilis készleteknek a kémiai összetételét, és hogy van-e egyáltalán valamilyen biogeokémiai kapcsolat közöttük.

5. Védett és nem védett szervesszén-készletek molekuláris szintű dinamikájának vizsgálata eltérő területhasználatú talajokban

Általában a talaj szerves anyagának mineralizációját a kilélegzett CO_2 időbeli mérésével értékelik (pl. Jeewani et al., 2021; Shaaban et al., 2023; Spaccini et al., 2000), azonban önmagában a CO_2 kibocsátás ismerete nem ad betekintést a szerves szén biomolekuláris szintű dinamikájáról. A molekuláris szintű vizsgálatok nélkül pedig a talaj szervesszén-készletei

dinamikájának modellezése és előrejelzése a környezeti változásokra meglehetősen nehéz és pontatlan (Campbell és Paustian 2015). Éppen ezért ebben a kutatásunkban a különböző szénstabilizációs mechanizmusokkal rendelkező frakciókat (POM, AOM és MAOM) vizsgáltunk, korszerű spektroszkópiás technikákkal (kétdimenziós korrelációs spektroszkópia) nyomon követve a különböző biopolimerek inkubáció alatti dinamikáját.

6. Szervesanyag-készletek lebomlásának hőmérséklet-érzékenysége

A talaj szervesanyag-készletei mineralizációjának tanulmányozása, különösen annak hőmérséklet-érzékenysége kiemelten fontos kutatási területté vált az utóbbi években (pl. Curiel Yuste et al., 2004; Domeignoz-Horta et al., 2023), mégis, a mineralizáció hőmérséklet-érzékenységére vonatkozó számos kutatás ellenére nem teljesen tisztázott, hogy a hőmérséklet hogyan befolyásolja a szerves szén lebomlásának sebességét (Davidson és Janssens 2006b; Hakkenberg et al. 2008; Azizi-Rad et al. 2022). Annak érdekében, hogy vizsgáljuk a területhasználat, az eltérő növényborítottság és eltérő stabilizációs mechanizmusok hatását a szerves anyag mineralizációjára, különböző növényborítottságú és területhasználatú (kaszáló, lucfenyőerdő, tölgyerdő és szántó) talajok eltérő stabilitású szerves frakcióit (POM, AOM és MAOM) vizsgáltuk egy egyéves inkubációs kísérletben.

2. FELHASZNÁLT ANYAGOK ÉS MÓDSZEREK

2.1. Minta területek

2.1.1. TIM talajminták

Vizsgálatainkban a TIM mintapontok mezőgazdasági területeiről származó 190 talajmintáját elemeztük. A talajminták tematikusan reprezentatívak a magyarországi mezőgazdasági talajokra nézve és igen változatos képet mutatnak talajtípusok tekintetében is. A mintákat 2004. szeptember 15. és október 15. között vették a talaj felső 20 cm-es rétegéből. Az összes mintát levegőn szárították, majd 2 mm-es rozsdamentes acélszitán szitáltuk át.

2.1.2. Talajminták erdős területekről

Tizenhárom talajminta került begyűjtésre hét magyarországi helyszínről. A minták főként erdőtalajok voltak, magas agyag-, iszap- és szervesanyag-tartalommal, de három homokon kialakult erdőtalajt is megmintáztunk. A talajmintákat a talaj felső 20 cm-es rétegéből vettük, egy kivétellel, ahol az alapkőzet a felszín közelében volt. A talajokat levegőn szárítottuk, homogenizáltuk, 2 mm-es szitán átszitáltuk és szobahőmérsékleten tároltuk.

2.1.3. Talajminták eltérő területhasználatú területekről

Kompozit mintákat (5 alminta, kb. 1500 g) vettünk talajfúróval különböző területhasználatú területek (kaszáló, lucfenyő, tölgy és szántó) talajainak felső 20 centiméteréből. A mintavételi helyek egymáshoz nagyon közel voltak, hogy az éghajlati tényezők ne befolyásolják a szerves anyagok átalakulását (átlagos éves hőmérséklet: 9,2 °C, átlagos évescsapadék: 725 mm $év^{-1}$). A talajmintákat a laboratóriumba szállítottuk, levegőn megszárítottuk és 2 mm-es szitán átszitáltuk.

2.2. A talajparaméterek meghatározása

A talajok pH-ját 1:2,5 talaj:víz és talaj:1 M KCl szuszpenziókban mértük 12 órával a szuszpenzió leülepedése után a felülúszóból. A talajok szervesanyag-tartalmat a TIM minták esetében a módosított Walkley-Black-módszerrel határoztuk meg kolorimetrikusan (MSZ-08-0452:1980., 1980). Az erdős területekről és az eltérő területhasználatú területekről származó minták teljes szervesszén-tartalmát (total organic carbon, TOC) égetéses módszerrel (dry combustion) határoztuk meg elemanalizátort használva (Apollo 9000, Tekmar Dohrmann és Vario EL Cube, Elementar). A talajok hidrolitos aciditását (y1) az 1978-as Magyar Szabvány szerint határoztuk meg (MSZ–08–0206–2:1978, 1978). A minták CaCO3-tartalmát a Scheibler-

módszerrel mértük (MSZ–08–0206–2:1978, 1978). A TIM talajok esetében a talajok részecskeméret-eloszlását pipettás módszerrel határoztuk meg (MSZ–08–0205:1978, 1978), míg a másik két talajminta-szett esetében lézerdiffrakciós módszert használtunk (Madarász et al., 2012). A talajok kationcserélő kapacitását (cation exchange capacity, CEC) a TIM talajok esetében Mehlich (1948) módosított módszerével (MSZ–08–0215:1978, 1978), míg az erdőtalajok esetén nem pufferolt $BaCl_2$-os módszerrel határoztuk meg (Gillman and Sumpter, 1986). Az elektromos vezetőképességet telítési talajpasztából mértük (MSZ–08–0206–2:1978, 1978). A talajlégzést egy 18 °C-os 100 órás aerob inkubáció során keletkező CO_2 mennyiségeként határoztuk meg, ahol a CO_2 koncentrációt gázkromatográfiás módszerrel mértük (ISO 16072, 2002). A cellulóz lebontó enzimaktivitást (CDA) úgy mértük laboratóriumi körülmények között, hogy a talajba helyezett Whatman No.1 szűrőpapír tömegének csökkenését határoztuk meg (MSZ-08-1931:1984, 1984). A dehidrogenáz aktivitás meghatározása a 2,3,5-fenil-tetrazól-klorid szubsztrát redukcióján alapult. Az enzimkatalizált folyamat során képződött trifenil-formazánt spektrofotometriával mértük, és formazan/1 g eredeti nedvességtartalmú talaj/1 nap formában fejeztük ki (MSZ-08-1721-3:1986, 1986).

2.3. Szervesanyag-frakciók

A TIM minták oldott szervesanyag-frakcióját (DOM) a következőképpen állítottuk elő: a talajokat 0,01 M $CaCl_2$-oldattal 1:10 arányban rázattuk 2 órán keresztül, majd centrifugálás után 0,45 μm pórusméretű membránszűrőn átszűrtük (Filep and Szili-Kovács, 2010). Az erdőtalajok DOM-frakcióját ugyanezzel a módszerrel kaptuk meg, azzal a különbséggel, hogy kivonószerként nem egy híg sóoldatot (0,01 M $CaCl_2$), hanem desztillált vizet használtunk.

Az eltérő területhasználatú területek és az erdős ökoszisztémák talajainak frakcióit a Zimmermann-féle frakcionálási eljárás (Zimmermann et al., 2007) kereti között kaptuk. Az eljárás röviden a következő: először a talajmintát ultrahangos diszperziónak (22 J ml^{-1}) vetjük alá, majd a mintát 63 μm-es szitán nedvesen átszitáljuk, hogy az iszap- és agyagfrakciót (silt + clay, s + c) elválasszuk a homok és a stabil aggregátumok frakciójától (sand + aggregates, S + A) és a részecskés szerves anyagtól (particulate organic matter, POM). A szitán átmosott s + c frakciót centrifugálással (10 perc @ 5200 rpm) választjuk el a DOM-frakciótól. A felülúszó részt, mely a DOM-ot tartalmazza, 0,45 μm pórusméretű membránszűrőn átszűrjük, míg az s +c frakciót 40 °C-on megszárítjuk. A szitán fennmaradt frakciókat (S + A és POM) sűrűség alapján különítjük el nátrium-jodid (NaI, ρ = 1,6 g cm^{-3}) segítségével. Centrifugálás és kétszeri átmosás után az S + A és a POM frakciókat is megszárítjuk 40 °C-on.

2.4. A szervesanyag-frakciók kémiai elemzése

A DOM-frakció szén-tartalmát (dissolved organic carbon, DOC) TOC/TN analizátorral (Tekmar Dohrmann Apollo 9000 és Shimadzu TOC-L) határoztuk meg. A DOM-frakció NO_3- és NH_4-koncentrációját kolorimetrikusan határoztuk meg egy folyamatos áramlású analizátor (Skalar San+) segítségével, a szerves N-koncentrációt (dissolved organic nitrogen, DON) pedig a teljes oldott nitrogén és a szervetlen nitrogén (NO_3^-+NH_4^+) formák mennyiségének különbségéből számítottuk. A szilárd szervesanyag-frakciók szerves-C és teljes N-tartalmát elemanalizátorral mértük meg (Apollo 9000, Tekmar Dohrmann és Vario EL Cube, Elementar).

2.5. Inkubációs kísérletek

2.5.1. DOM inkubációs kísérlet

Az eltérő területhasználatú talajmintákból az oldott szerves anyagot (DOM) a Zimmermann-féle fizikai frakcionálás során vontuk ki, ahogyan azt a 2.3. fejezetben leírtuk. Az így kapott DOM-oldatokat három egyenlő (650 ml) részre osztottuk, és 1 literes, zárható üvegedényekbe töltöttük. A DOM-oldatokat beoltottuk (5 mL) a talajra jellemző oltóanyaggal, ami azt jelenti, hogy az azonos típusú talajból készült oltóanyagot az azonos típusú DOM-hoz adjuk, pl. a tölgyes terület talajából származó oltóanyagot a tölgyes terület DOM-jához adjuk. Az oltóanyagot úgy készítettük el, hogy 20 mL 4 mM-es $CaCl_2$ oldatot adtunk 5 g előinkubált (7 nap, 20 °C) mintához, fél órát állni hagytuk, majd 5 µm-es membránszűrőn keresztül leszűrtük (Kalbitz et al., 2003). A beoltott DOM-oldatokat 45 napig 25 és 35 °C-on inkubáltuk. Az inkubáció során a 0., 1., 3., 5., 7., 10., 21. és 45. napon vettünk mintát (25 ml). A DOM mintákat a további kémiai elemzéséig lefagyasztottuk.

2.5.2. Ásványi szervesanyag-frakciók inkubációja

Ebben a kísérletben a 2.3 fejezetben leírtak szerinti frakcionálás eredményeképpen kapott POM, S + A és s + c szervesanyag-frakciókat inkubáltuk. 30 g s + c és S + A frakciót, valamint 1,5 g POM frakciót 1 évig 25 és 35 °C-on érleltünk három ismétlésben (összesen 72 minta). A mintákat 60% nedvesség-tartalomra állítottuk és két hétig, 20 °C-on előinkubáltuk, mivel az újbóli nedvesítés és a szitálás befolyásolja a mikroorganizmusok számára a SOM rendelkezésre állását és a légzés sebességének növekedését okozhatja (Franzluebbers, 1999). A frakciók nedvesség-tartalmát oszlopos módszerrel határoztuk meg (Govindasamy et al., 2023). Az elpárolgott vizet két hetes intervallumokban ionmentes vízzel pótoltuk.

A frakcióból kilenc alkalommal vettünk mintát az inkubációs időszak alatt (~ 0,1 g), minden alkalommal korrigálva a frakció tömegét a mintavétel mennyiségével, hogy a nedvesség-

tartalmat pontosan tudjuk beállítani. A 0., 35., 77., 105., 133., 166., 189., 217., 273. és 357. napon vett mintákat 40 °C-on szárítottuk és 4 °C-on tároltuk a további elemzések előtt.

2.6. A szerves anyag lebomlás kinetikája

A talaj szervesanyag-frakcióiból felszabadult CO_2-t 15 ml 2 M NaOH-ban fogtuk fel. A NaOH-csapdákat a 7., 14., 21., 28., 35., 49., 63., 77., 105., 133., 161., 189., 217., 245., 273., 302., 330. és 357. napon cseréltük ki. A mintákból felszabaduló CO_2 mennyiségét 1 M HCl-lal titrálva, $BaCl_2$ jelenlétében határoztuk meg (Anderson, 1982).

A szerves anyag lebomlását minden frakció esetében elsőrendű, egy-poolos kinetikával írtuk le. Az egyes frakciókban a szerves szén (SOC) bomlási sebességi állandójának (k) kiszámításához az inkubáció során mért CO_2-kibocsátási értékeket Origin 2020b szoftver segítségével nemlineáris görbeillesztéssel illesztettük az alábbi egyenletre:

$$C = C_0 \cdot \left(1 - e^{-kt}\right)$$

ahol a C az inkubáció során mineralizált szén, a C_0 a potenciálisan mineralizálható szén, a k a sebességi állandó, a t pedig az idő.

A bomlási sebesség (k) és a hőmérséklet (T) közötti kapcsolatot exponenciális egyenlettel írtuk le (Hamdi et al., 2013):

$$k = a \cdot e^{b} \cdot T$$

ahol a és b illesztett paraméterek, a T a hőmérséklet (°C).

A szerves anyag lebomlásának hőmérséklet-érzékenységét jellemző paramétert, a Q_{10}-et, van't Hoff empirikus egyenletével számoltuk (Hamdi et al., 2013):

$$Q_{10} = e^{10 \cdot b}$$

2.7. Talajminőség index (SQI) számítása

A TIM talajok laboratóriumi elemzéséből származó adatokat (pH, szervesanyag-tartalom, CaCO3-tartalom stb.) főkomponens-elemzésnek (principal component analysis, PCA) vetettük alá, hogy az adathalmazt un. minimális adatkészletre (minimal data set, MDS) redukáljuk. Az un. talajminőség index (soil quality index, SQI) az alábbi képlettel kalkulálható:

$$SQI = \sum_{i=1}^{n} W_i \cdot S_i$$

ahol W az adott, kiválasztott változó súlya, az S pedig a változó pontértéke. Az előbbi nem más, mint adott változó főkomponensének magyarázott varianciája az 1,0-nál nagyobb sajátértékű főkomponensek összvarianciájának százalékában.

2.8. Spektroszkópiai vizsgálatok

2.8.1. UV-Vis és fluoreszcens spektroszkópiai mérések

A DOM minták UV–Vis spektrofotometriás elemzését egy UV-3600 két fényutas spektrofotométerrel (Shimadzu Corp., Japán) végeztük, 1 cm-es kvarc küvettával, desztillált vízzel referenciaként. A specifikus UV-abszorbancia (specific UV absorbance, SUVA) értékeit a 254 és 280 nm hullámhosszon mért abszorbancia és a DOC koncentráció hányadosaként határoztuk meg.

A minták un. fluoreszcens gerjesztési-emissziós mátrixait (Extication Emission Matrix, EEM) egy RF-6000 típusú spektrofotométerrel (Shimadzu Corp., Japán) mértük. A gerjesztési hullámhossz-tartomány 230 és 450 nm, míg az emissziós hullámhossz-tartomány 260 és 600 nm közötti volt. A felbontást 2 nm-re állítottuk. A vak (desztillált víz) kivonása és az un. belső szűrőhatás korrekciója (inner filter correction, IFE) után az EEM-eket Raman-normalizáltuk a 275 nm gerjesztési hullámhosszon mért víz Raman-csúcs alatti területének felhasználásával.

A szinkronizált fluoreszcencia spektrumokat (synchronous fluorescence spectroscopy, SFS) az EEM spektrumokból állítottuk elő 230 nm és 600 nm közötti gerjesztési tartományban, 5 nm felbontással és $\Delta\lambda$ = 60 nm-es offset beállítással (Chen et al., 2015).

2.8.2. PARAFAC modellezés

A fluoroforok átfedése miatt az EEM-ekben kapott jelek nem mindig azonosíthatók kielégítően vizuális elemzéssel (Bro, 1997). A DOM-frakciók szerves anyagának összetettségéből származó spektrális jelek belső komplexitása miatt az un. parallel faktorelemzés (parallel factor analysis, PARAFAC) pontosabb és kielégítőbb módszert kínál az összetett EEM-ek értelmezésére (Andersen and Bro, 2003).

A releváns komponensek számának (F) felhasználásával a PARAFAC modell közvetlenül becsléseket ad a fluorofórok relatív koncentrációiról. A PARAFAC modellezést MATLAB R2018b szoftver (Mathworks, Natick, MA) segítségével végeztük, a drEEM toolbox-ot

(Murphy et al., 2013) használva. A modellezést csak pozitív értéktartományban futtattuk (non-negativity constraint), hogy csak kémiailag releváns eredményeket kapjunk.

2.8.3. FT-IR

Az erdőtalajok POM mintáit 60 °C-on, egy éjszakán át szárítottuk a mérés előtt. Az FT-IR ATR méréseket egy Bruker Vertex 70 spektrométerrel végeztük, RT-DLaTGS detektorral. Minden minta esetében 4000–400 cm^{-1}-es tartományban mértünk, 4 cm^{-1} felbontással és 128 futtatással (scan). A spektrumokat korrigáltuk (légköri víz és CO_2 korrekció) és 17 pontos Savitzky-Golay simításnak, SNV normalizálásnak és alapvonal-korrekciónak vetettük alá.

A különböző területhasználatú talajok mintáinak (POM, S + A és s + c frakció) mérése FT-IR DRIFT technikával történt (Bruker Vertex 70 spektrométer, RT-DLaTGS detektor). A mérési tartomány 4000–400 cm^{-1} volt, a spektrumokat 4 cm^{-1} felbontással és 128 szkenneléssel vettük fel. A spektrumokat 7 pontos, 2. rendű Savitzky-Golay simításnak és kiterjesztett multiplikatív szóródáskorrekciónak (extended multiplicative signal correction, EMSC) vetettük alá. Az itt felsorolt összes eljárást a Quasar 1.7.0 szoftverrel végeztük el.

2.8.4. Kétdimenziós korrelációs spektroszkópia

A különböző területhasználatú minták (DOM, POM, S + A és s + c frakciók) FT-IR spektrumainak időbeli változásait 2D korrelációs spektroszkópiával (two dimensional correlation spectroscopy, 2D COS) értékeltük. A 2D COS elemzésekett az OriginPro 2020b szoftver segítségével végeztük.

2.8.5. ^{13}C NMR mérések

Az NMR-elemzés előtt a SOM-frakciókat (eltérő területhasználatú talajok frakciói: POM, S+A és s + c) 10% HF-fel rázattuk, hogy eltávolítsuk a zavaró paramágneses anyagokat és koncentráljuk a mintákban található szerves szenet (Kögel-Knabner, 1997). A mintákat egymást követő nyolc alkalommal 2 órán át 25 °C-on reagáltattuk HF-al. Minden extrakció után a 10 percig 3000 rpm-en centrifugáltuk őket. A felülúszót eldobtuk, és a szilárd részt ismét HF-kezelésnek vetettük alá. Végül a mintákat ötször ultratiszta vízzel mostuk, majd fagyasztva szárítottuk és alaposan porítottuk a kellő homogenitás eléréséig.

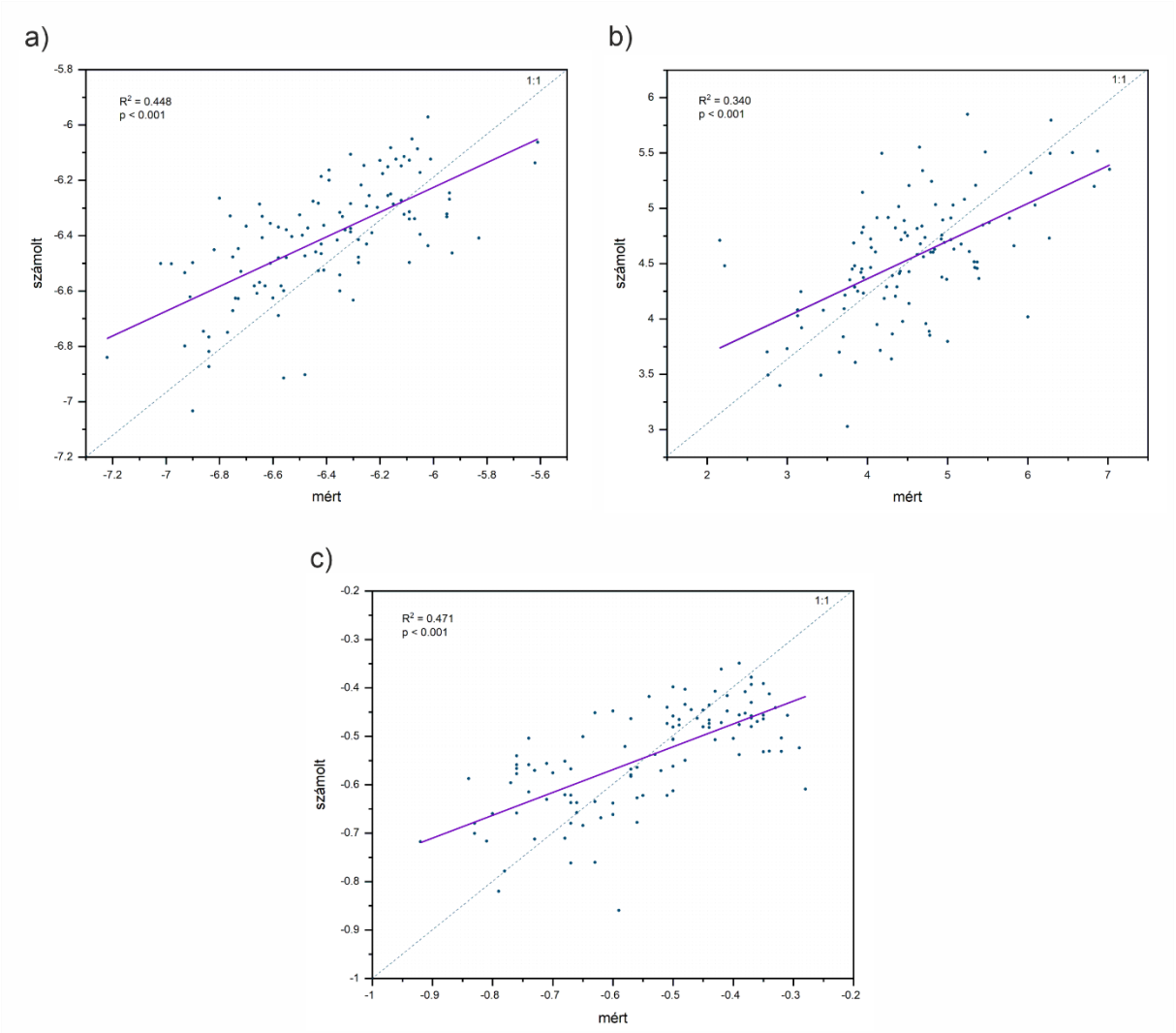
A minták spektrumát keresztpolarizációs „magic angle spinning" (CP-MAS) technikával vettük fel egy Varian NMR System spektrométerrel 20 °C-on. A ^{13}C NMR spektrumok gyűjtéséhez 15 000 szkennelést, 2 ms érintkezési időt és 5 s ismétlési késleltetést alkalmaztunk ^{1}H-^{13}C keresztpolarizációs módszerrel. A szénvegyületek típusait a következő kémiai eltolódási

tartományokhoz rendeltük: 0–50 ppm (alkil C), 50–60 ppm (metoxi/N-alkil C), 60–93 ppm (O-alkil C), 93–110 ppm (di-O-alkil C), 110–140 ppm (aril C), 140–160 ppm (O-aril C) és 160–190 ppm (karbonil C). Az alkil/O-alkil arányokat az alkil régió (0–50 ppm) területének az O-alkil (60–110 ppm) régió területével történő osztásával számítottuk ki (Baldock et al., 1992). A hidrofób C és a hidrofil C arányát pedig úgy számítottuk, hogy a hidrofób struktúrák (0–50 és 110–160 ppm) területét elosztottuk a hidrofil struktúrák (60–110 és 160–190 ppm) területével (Mao et al., 2022).

3. A KUTATÓMUNKA FONTOSABB EREDMÉNYEI (TÉZISEK)

1. Feltártam, hogy a talajtulajdonságok erősen meghatározzák az oldott szerves anyag mennyiségét és minőségét is.

A PLSR (partial least square regression) modellezés mindhárom függő változóra (DOC, DON és DOC/DON arány) kielégítő mértékben írta le a talajokban mért értékeket (3.1. ábra), az R^2 értékek alapján mindhárom modell szignifikáns p=0.001 hibaszázalékon.



3.1. ábra A mért és a PLSR modell által számított DOC (a), DON (b) és DOC/DON (c) értékek.

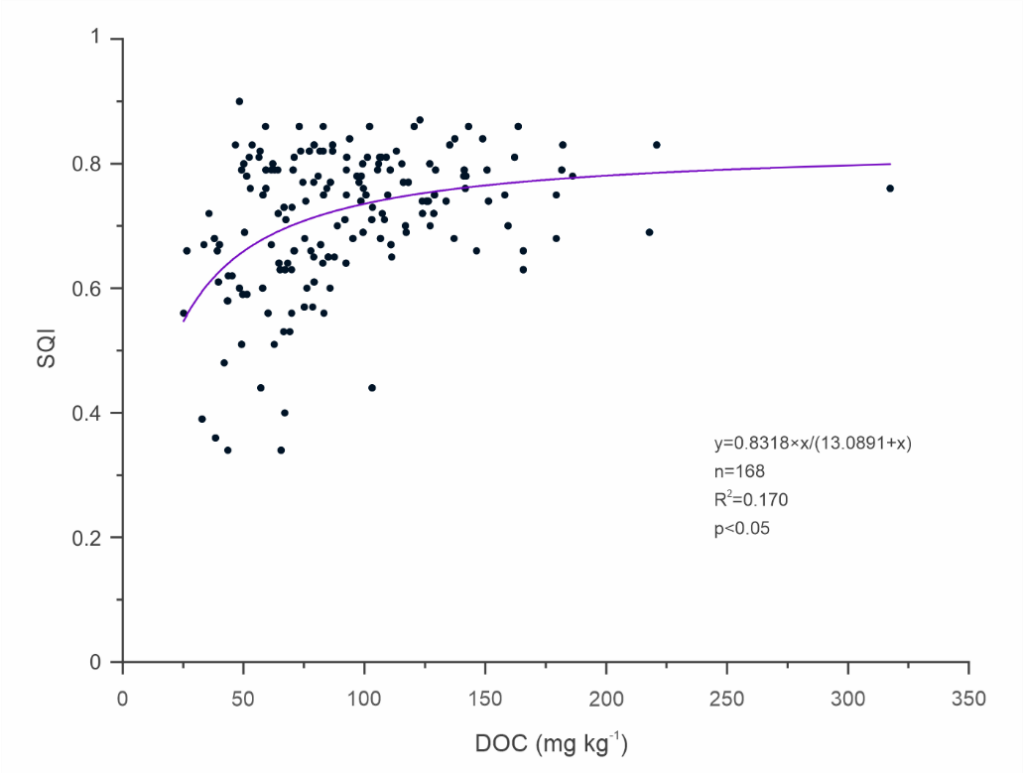
Arról, hogy az adott talajváltozó milyen irányban és milyen mértékben módosíthatja a DOC, DON mennyiségét vagy a DOC/DON arány-t a regressziós egyenlet együtthatóiból tájékozódhatunk (3.1. táblázat). A DOC-t az összes paraméter pozitívan kontrollálja, míg a DON esetében a $CaCO_3$-tartalom és az iszap-tartalom növekedése a talajban csökkenti a DON tartalmat. A DOC/DON aránynál a respiráció és a szervesanyag-tartalom rendelkezik negatív együtthatóval.

***3.1.* táblázat** A PLS regresszió standardizált együtthatói a DOC, a DON és a DOC/DON arányra

	DOC	DON	DOC/DON
pH_H_2O	0.661	-0.136	0.570
y1	0.899	0.139	0.261
$CaCO_3$	0.817	-0.183	0.186
SOM	1.044	0.441	-0.018
homok	1.449	-0.392	0.130
iszap	2.048	-0.151	0.126
agyag	0.755	-0.342	0.104
DIN	0.810	0.191	-0.039
DHA	0.427	0.065	-0.054
SR	0.611	0.012	-0.127
CDA	0.489	-0.053	0.185
CEC	1.073	-0.237	0.393
EC	0.729	0.241	-0.222

2. Bizonyítottam, hogy a DOM alkalmazható, mint talajminőség indikátor.

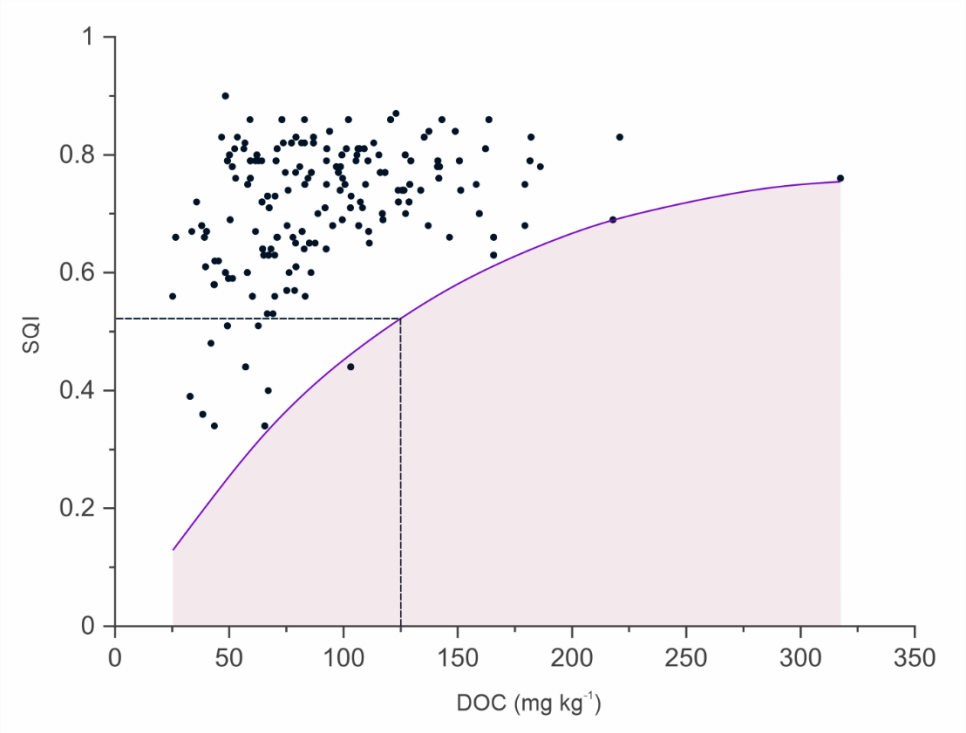
A talajminőség indikátor értékei és a DOC-tartalom közötti a kapcsolat tendenciája egyértelmű: a DOC-tartalom emelkedésével emelkedik az SQI értéke is. Igaz, számos talajmintában a magas SQI-értékek nem jelentenek automatikusan magas DOC mennyiséget is, hiszen sok talaj esetében alacsony DOC koncentrációnál is (< 100 mg kg^{-1}) nagy SQI-t (> 0,8) találunk (3.2. ábra). A magas DOC-koncentrációk mindegyike azonban magas SQI-értékekkel társult: ha a DOC-tartalom nagyobb, mint 150 mg kg^{-1}, akkor az SQI mindíg nagyobb, mint 0,60. Ezért elmondható, hogy a magas DOC-érték magas talajminőség indikátor értéket, és következésképpen magas talajminőséget jelez.



3.2. ábra A DOC és a talajminőség (SQI) közötti összefüggés (Michaelis-Menten-függvény)

A DOM talajminőségi mutatóként való felhasználásának potenciálját és korlátait a pontokra illesztett alsó burkológörbével szemléltetjük (3.3. ábra). A görbe feletti terület az ellentmondásos folyamatok eredményeképpen kialakuló meglehetősen diffúz halmaz, melyben a kis DOC-koncentrációkhoz is tartozhatnak magas talajminőséget jelző SQI értékek. Az ábra úgymond „senkiföldje” része a burkológörbe alatti terület, amely mégiscsak azt jelzi, hogy a burkológörbe az adott talajokra vonatkozó potenciálisan legrosszabb forgatókönyvét jeleníti

meg, azt a legkisebb SQI értéket, amely egy adott DOC koncentrációhoz tartozik. A görbén példaképpen egy ilyen pontot jeleztünk: 125 mg kg^{-1} DOC-koncentrációnál a minimum SQI 0,52-nek adódik.



3.3. ábra A pontokra illesztett alsó burkológörbe

3. Eredményeim rávilágítanak arra is, hogy a DOC és a DON dinamikájának mintázata különbözhet eltérő kémiai sajátságú – pl. különböző textúrájú vagy kémhatású – talajokon.

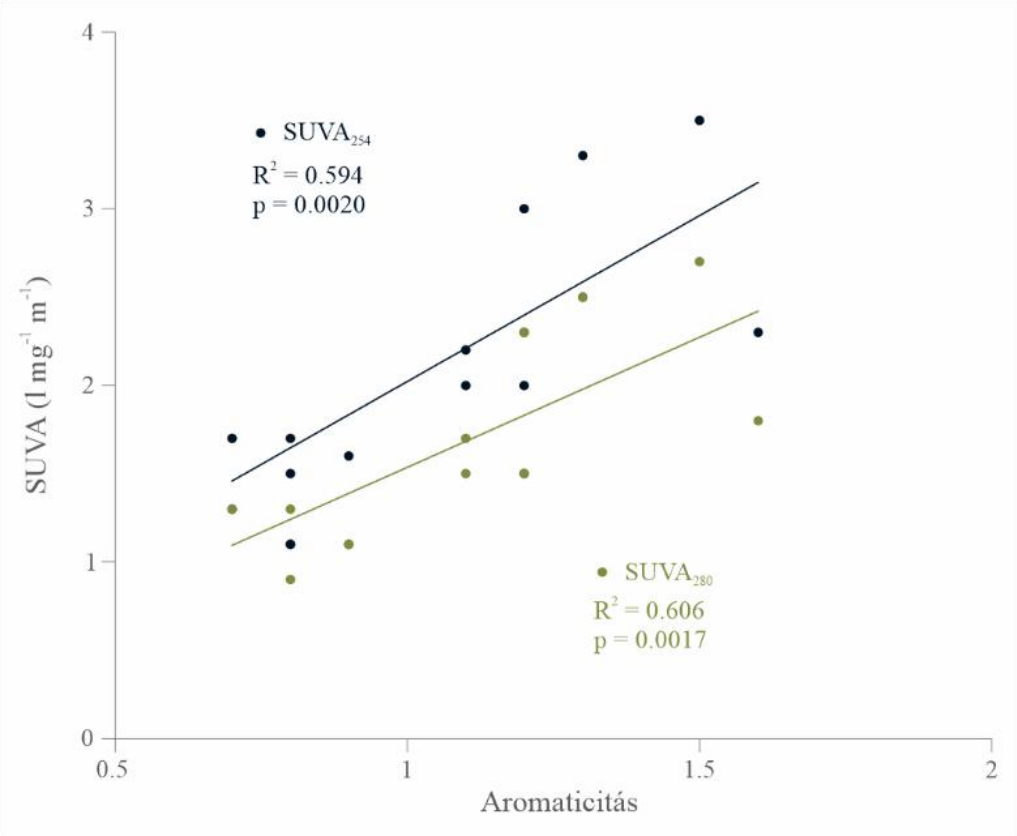
Több kémiai tényező is befolyásolta a DOC és a DON dinamikáját, azonban a DOC-ban és a DON-ban bekövetkező változások eltérő mintázatot mutatnak számos paraméter esetében. A 3.2. táblázatban jelöltük azokat a sorokat, amelyekben a DOC és a DON ellentétesen reagált a talajváltozóra: ilyet a pH, a $CaCO_3$-tartalom, a homok-, iszap-, agyag-tartalom, a cellulózbontó enzimaktivitás (CDA) és a talaj kationcserélő kapacitása (CEC) esetében tapasztaltunk.

***3.2.* táblázat** A PLS regresszió standardizált együtthatói a DOC, a DON és a DOC/DON arányra

	DOC	DON	DOC/DON
pH_H_2O	0.661	-0.136	0.570
y1	0.899	0.139	0.261
$CaCO_3$	0.817	-0.183	0.186
SOM	1.044	0.441	-0.018
homok	1.449	-0.392	0.130
iszap	2.048	-0.151	0.126
agyag	0.755	-0.342	0.104
DIN	0.810	0.191	-0.039
DHA	0.427	0.065	-0.054
SR	0.611	0.012	-0.127
CDA	0.489	-0.053	0.185
CEC	1.073	-0.237	0.393
EC	0.729	0.241	-0.222

4. Szoros kapcsolat mutattam ki a POM és a DOM kémiai összetétele között, ami bizonyítja, hogy ez a két szervesanyag-készlet biogeokémiailag kapcsolódik egymáshoz.

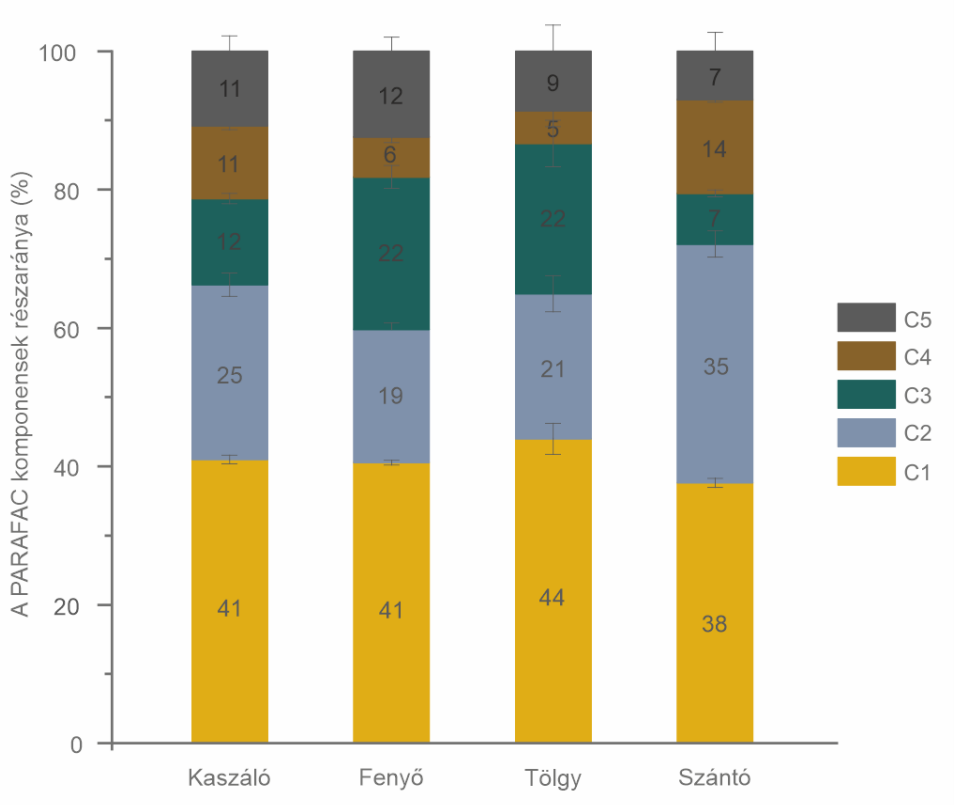
A részecskés szerves anyag (POM) az oldott szerves szén egyik fő forrásának tekinthető (Zsolnay, 2003). Régóta ismert, hogy számos baktérium képes lebontani a talajban található természetes lignint (Brauns, 1952). és hogy a POM lebontása számos aromás vegyületet eredményezhet, például ligninből származó anyagokat, tanninokat és fenolokat (Kaiser et al., 2001; Kalbitz et al., 2006). Vizsgálatunkban mi is azt találtuk, hogy az aromás vegyületek relatív mennyisége (rA_{1515}, rA_{1630} – aromás gyűrűk; rA_{1270} – fenolos vegyületek) az erdőtalajok POM-frakciójában szoros összefüggésben állt a DOM-frakció SUVA-értékeivel (3.4. ábra). Ezt az eredményünket csak megerősíti az a kutatás, mely szerint az erdőtalajok estén az aromás szén legalább fele a talajtakaróból származik (Klotzbücher et al., 2013).



3.4. ábra A DOM és POM-frakciók aromásságát jellemző paraméterek közötti összefüggés

5. Megállapítottam, hogy a területhasználat jelentős hatással volt nem csak a labilis frakciók DOM és POM), hanem a védett, stabil szervesszén-készletek kémiai összetételére.

Jelentős eltéréseket találtunk az eltérő területhasználatú területek DOM-frakcióinak kémiai összetételében (3.5. ábra). Bár a C1 komponens relatív mennyisége mind a négy talajnál hasonló volt (38 %-tól 44 %-ig), a többi PARAFAC komponens mennyisége már jóval változatosabb képet mutat. A mezőgazdasági talaj DOM-frakciója nagy mennyiségben tartalmaz C2 komponenst (nagy molekulatömegű, aromás), ezzel szemben az oldható mikrobiális termékként (soluble microbial product, SMP) azonosított C5-ös komponens mennyisége a mezőgazdasági talajnál volt a legkisebb. A hasonló kémiai profillal rendelkező PARAFAC komponensek kumulált mennyisége (C3+C4) mind a négy terület talajában hasonlóképpen alakult, 23, 28, 27 és 21%-ot tett ki a kaszál, a fenyő, a tölgy és a szántó területen.



3.5. ábra A PARAFAC komponensek megoszlása a DOM-frakciókban

A talaj szerves anyagának kémiai összetételét ^{13}C NMR spektroszkópiával jellemeztük mind az inkubáció előtti, mind az inkubáció utáni állapotban (3.3. táblázat). Meglehetősen nagy különbségek adódtak a frakciók kémiai összetételében, például a lucfenyőerdő talaja rendkívül

nagy mennyiségű alkil-vegyületet tartalmazott, míg a szántóterület mindhárom frakciója gazdag volt aromás vegyületekben. A kaszáló labilis frakciója (POM) nagy mennyiségű O-alkil vegyületet tartalmazott, amely a szerves anyag közel felét (~48%) tette ki. A lucfenyős terület talajának A/O-A aránya magas volt, értéke 1,2 és 1,4 között mozgott.

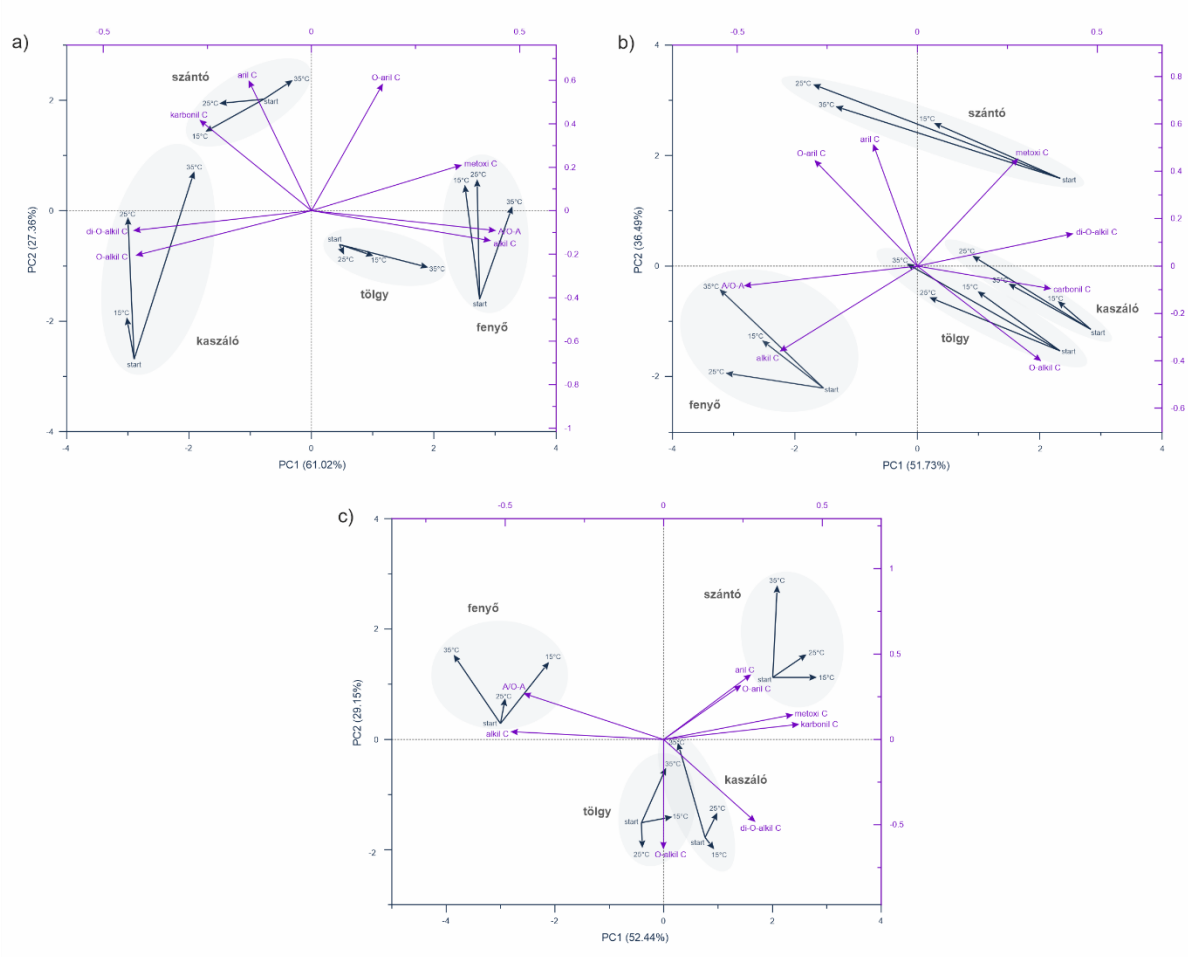
3.3. táblázat A szervesanyag-frakciók kémiai összetétele az ^{13}C CP MAS NMR mérések alapján

	Kaszáló			**Fenyő**			**Tölgy**			**Szántó**		
	POM	***S+A***	***s+c***	***POM***	***S+A***	***s+c***	***POM***	***S+A***	***s+c***	***POM***	***S+A***	***s+c***
Alkil C (i.e.)[1]	12.6	21.0	25.0	36.8	39.9	40.7	30.3	28.5	28.6	14.5	23.3	19.9
15 °C	10.1	24.3	21.2	31.6	42.4	35.1	31.0	30.4	27.5	15.2	22.9	18.1
25 °C	12.2	26.4	23.0	32.3	46.5	39.9	30.4	33.4	29.7	14.8	26.7	18.9
35 °C	13.8	26.2	26.4	35.9	40.9	43.7	36.1	32.8	28.5	20.1	26.3	20.5
Metoxi C (i.e.)	4.4	11.8	13.4	7.2	7.1	5.7	6.1	11.9	12.5	8.5	14.1	15.4
15 °C	5.2	11.4	8.4	8.6	3.4	10.7	6.5	12.2	12.5	5.8	16.9	15.5
25 °C	4.1	11.5	11.1	8.9	3.2	10.2	6.1	12.4	12.0	5.6	15.6	15.9
35 °C	5.9	11.3	13.3	8.4	3.8	6.0	6.4	13.4	12.1	6.1	16.2	16.6
O-alkil C (i.e.)	47.6	30.3	30.1	24.4	23.3	24.7	27.5	28.5	29.1	31.4	20.8	21.7
15 °C	47.4	30.7	30.8	23.4	22.1	23.3	28.2	25.9	28.3	33.6	18.5	23.4
25 °C	41.1	25.2	28.4	22.2	20.9	22.8	28.6	23.0	29.3	32.8	13.6	21.3
35 °C	37.5	28.3	25.5	21.1	19.3	22.2	25.0	21.3	26.0	28.9	14.3	19.6
di-O-alkil C (i.e.)	11.1	8.8	7.2	5.7	5.9	5.1	7.2	6.8	6.7	8.8	5.9	6.9
15 °C	11.3	7.0	8.8	5.3	4.1	3.6	6.0	7.1	7.9	9.6	6.8	6.6
25 °C	10.4	5.5	8.2	5.1	3.7	4.9	6.3	5.9	8.1	8.7	6.1	6.8
35 °C	9.0	6.5	6.8	4.4	3.6	3.8	4.8	6.1	7.7	5.6	5.4	5.2
Aril C (i.e.)	13.6	12.2	9.1	13.3	10.6	10.5	14.0	11.5	11.0	19.3	21.5	20.7
15 °C	13.7	11.9	16.6	14.5	12.4	15.1	14.2	9.6	8.6	17.8	17.6	16.0
25 °C	17.0	13.6	14.4	15.3	11.7	10.8	15.1	10.1	7.3	19.8	21.0	18.0
35 °C	17.4	13.4	13.1	14.9	14.6	11.2	14.3	10.5	9.8	21.6	17.8	18.4
O-aril C (i.e.)	5.2	5.7	3.9	8.6	5.3	4.9	7.7	3.5	2.8	10.1	4.9	4.5
15 °C	5.9	5.1	4.8	10.7	7.4	3.9	7.7	6.3	6.0	10.1	9.2	8.0
25 °C	7.6	7.4	4.8	10.3	6.0	3.9	6.7	6.2	5.0	10.8	10.1	7.2
35 °C	8.7	5.3	6.2	9.9	9.4	5.3	7.3	7.3	7.3	10.4	11.4	9.0
Karbonil C (i.e.)	5.5	10.1	11.2	4.0	7.9	8.4	7.2	9.4	9.3	7.4	9.5	10.8
15 °C	6.4	9.6	9.3	5.9	8.1	8.2	6.3	8.4	9.0	8.0	8.0	12.4
25 °C	7.6	10.2	10.1	5.9	7.9	7.4	6.8	9.0	8.6	7.4	6.8	11.8
35 °C	7.6	9.1	8.6	5.5	8.3	7.7	6.2	8.5	8.6	7.4	8.5	10.6
A/O-A[2]	0.2	0.5	0.7	1.2	1.4	1.4	0.9	0.8	0.8	0.4	0.9	0.7
15 °C	0.2	0.6	0.5	1.1	1.6	1.3	0.9	0.9	0.8	0.4	0.9	0.6
25 °C	0.2	0.9	0.6	1.2	1.9	1.4	0.9	1.1	0.8	0.4	1.3	0.7
35 °C	0.3	0.7	0.8	1.4	1.8	1.7	1.2	1.2	0.8	0.6	1.3	0.8

[1] inkubáció előtt; [2] Alkil/O-alkil arány

6. Kimutattam, hogy labilis és stabil szervesanyag-frakciók eltérő mintázatot mutattak lebontásuk során molekuláris szinten a hőmérséklet hatására

A szerves anyagok kémiai összetétele különböző módon változott meg a különböző hőmérsékleten történő inkubálás során, amint azt a PCA-diagramokon látható nyilak egymáshoz viszonyított helyzete is jelzi (3.7. ábra). Például, a szántóföldi talaj POM-frakciója esetében nagyon eltérő a hőmérsékleti változásokat mutató nyilak iránya. Hasonlóképpen, a tölgy-, a lucfenyő és szántóföldi talajok s+c frakciója is jelentős különbségeket mutatott a szerves anyagok összetételének változásában a hőmérséklet hatására. Ezek a diszkrepanciák azzal is magyarázhatóak, hogy különböző hőmérsékleteken eltérő a mikrobiális közösség összetétele, mivel bizonyos szerves vegyületek alacsonyabb hőmérsékleten kevésbé állnak a mikroorganizmusok rendelkezésére (Haddix et al., 2011; Zogg et al., 1997).



3.7. ábra A szervesanyag-frakciók kémiai összetételének változásai az inkubáció során: POM (a), S+A (b) és s+c (c)

Míg a talajok MAOM-stabilizált szénkészleteinek (s+c frakció) kémiai összetételét a hőmérséklet nagyon eltérő módon befolyásolta, az aggregátumokban található szerves anyag (S+A frakció) nagyon hasonlóan reagált a hőmérséklet megváltozására. Ez összhangban áll Cates és mtsai (2022) vizsgálatával, akik azt állapították meg, hogy a hőmérséklet hatása leginkább az iszap- és agyagfrakciókban volt tetten érhető. Valószínű, hogy a hőmérséklet által indukált C mineralizációs sebesség növekedés az aggregátumok felületén volt kifejezettebb, míg az aggregátumokon belül a hőmérséklet hatása tompított volt. Mindez rávilágít arra, hogy a talajaggregátumokban tárolt és megkötött C kevésbé változékony a környezeti változásokkal szemben, mint az ásványok felületén stabilizált MAOM-C.

A labilis POM-frakcióban bekövetkezett változások eltértek a stabilizált (S+A és s+c) frakciókban megfigyeltektől: míg az ásványi OM-frakcióban az inkubáció során egyértelmű csökkenés volt megfigyelhető az O-alkil-vegyületek és növekedés az alkil- és aromás vegyületek esetében, a POM esetében a helyzet nem volt ennyire egyértelmű. A szerves anyagok fizikai és kémiai védelme, amelyet az ásványi anyagok felületén való megkötődés vagy az aggregáció biztosít, fontos szerepet játszhat a hőmérsékletnek a natív szerves anyagok bomlására gyakorolt hatásának csökkentésében (Gillabel et al., 2010), így a POM frakció, ahol a szerves anyagok kevésbé védettek, eltérően reagálhat a hőmérsékletre, mint a jól aggregált és az ásványokon megkötődött szerves molekulák.

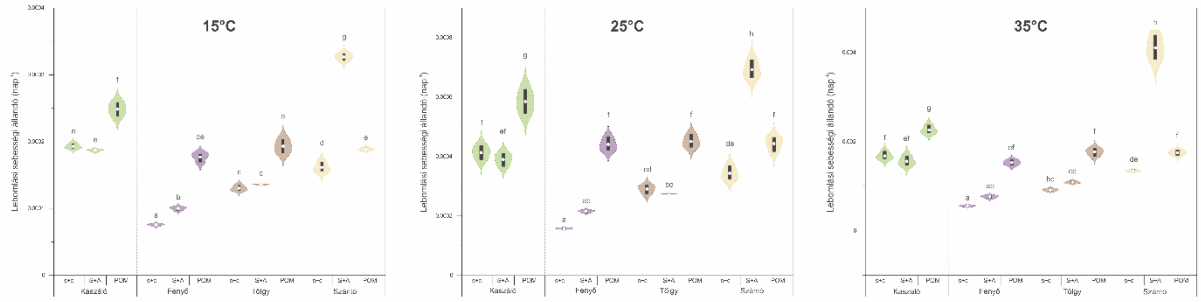
7. Vizsgálataim azt is feltárták, hogy mind a DOM-, mind a MAOM-frakcióban megjelenő szokatlan lebontási szekvenciák hátterében a N-ellátottság áll.

Filep és mtsai (2024) kimutatták, hogy két különböző mintázatot mutattak az eltérő területhasználatú talajok DOM-frakciói a lebontásban: az egyik csoportba a kaszáló és mezőgazdasági területek tartoztak, ahol a nagy molekulatömegű MHLF-frakció változásai megelőzték a kis molekulasúlyú PLF-frakció változásait, míg a másik csoportba a két erdőterület tartozott, ahol a PLF-frakció mennyiségi változása megelőzte az MHLF-frakció változását. Ez a talajok eltérő N-ellátottságának volt köszönhető. Erdei ökoszisztémákban, ahol a mikrobiális szervezetek nitrogén hozzáférése korlátozott, azt eredményezi, hogy a kis molekulasúlyú PLF-frakcióban nagy mennyiségű lebomlott szerves szén marad meg a korlátolt lebontás miatt (Chen et al., 2018; Feng et al., 2024). Ennek következménye, hogy az erdőkben mérhető mennyiségű nagyobb molekulaméretű, kevésbé degradált szerves anyag fordul elő (MHLF frakció), míg a jobb N ellátottságú talajokon (legelő és szántó) csak a degradáltabb, kisebb molekulaméretű szerves anyag a jellemző.

Szokatlan sorrendet találtunk az aggregátumok, de különösen a MAOM (s+c) frakció esetében, ahol a lipidek és a lignin mennyiségének változása megelőzte a szénhidrátok vagy fehérjék mennyiségének változását: lipid/lignin → szénhidrát vagy lipid → lignin/karboxil/fehérje szekvenciákat olvastunk ki a 2D COS eredményekből. Az aggregátumokkal vagy a POM-mal összehasonlítva a MAOM gazdagabb alacsony molekulatömegű N-vegyületekben, amelyek főleg mikrobiális folyamatokból származnak (Bagcilar et al., 2024; Kopittke et al., 2020). Ez elősegítheti a szerves anyag mineralizációját az un. mikrobiális N-bányászat (microbial N mining) útján (Sollins et al., 1984), mely olyan folyamatokat jelent, mint (i) az adszorbeált N-vegyületek felszabadulása a MAOM ásványi felületeiről deszorpció vagy exoenzimek révén, (ii) a mikrobiális biomassza növekedése, és (iii) a nekromassza-bevitel növekedése, amely pótolhatja a MAOM-N-készleteket. Feltételezhető tehát, hogy a MAOM-ban, és részben az aggregátumokban található, könnyen hozzáférhető, bőséges N-vegyületek okozzák ezt a különleges sorrendet.

8. Jelentős különbségeket találtam a stabilizált szerves C-készletek és a védelem nélküli, labilis C-készlet lebontásának sebességében.

Jelentős különbségeket találtunk a stabilizált szerves C-készletek (S+A és s+c frakciók) és a védelem nélküli, labilis C-készletek (POM frakció) lebomlásában: a labilis frakció lebomlási sebessége mindhárom hőmérsékleten nagyban meghaladta a fizikailag és kémiailag védett C-készletek (aggregátumok és MAOM) lebomlási sebességét. Jól dokumentált, hogy a szerves anyag mineralizációs sebessége a talajrészecskék méretének csökkenésével csökken, ami az aggregátumokban történő szénstabilizálódásnak illetve az agyag- és iszaprészecskékhez történő megkötődésnek köszönhető, hiszen ezek a mechanizmusok fokozott védelmet nyújtanak a mikrobiális lebontás ellenében (Hassink, 1995; Ozlu and Arriaga, 2021). Összhangban kutatásunkkal, korábbi tanulmányok is kimutatták, hogy a POM-frakció lebomlási sebessége magasabb, mint az ásványi anyagokhoz kötődő szerves anyagoké. Például Garten és Wullschleger (2000) ^{13}C izotópos technikát alkalmazva azt találták, hogy a POM bomlási sebessége sokkal magasabb (0,10-0,26 $év^{-1}$) volt, mint a MAOM-frakcióé (0,025-0,038 $év^{-1}$). Hassink (1995) szintén arra a következtetésre jutott, hogy a POM átlagos tartózkodási ideje sokkal kisebb, mint az agyag- és iszapméretű szerves-ásványi komplexekhez kapcsolódó szerves-C MRT-je.



3.8. ábra A vizsgált szervesanyag-frakciók lebontási sebessége 15, 25 és 35 °C-on

9. Megállapítottam, hogy nem találtunk statisztikailag igazolható különbséget a labilis készlet és a stabilizált készletek hőmérséklet-érzékenységében.

Eredményeink ellentmondanak a kinetikai elmélet előrejelzésének, amely szerint a stabilizált, nagy energiájú C-készletek hőmérséklet-érzékenysége nagyobb, mint a labilis, védelem nélküli készleteké, mivel a stabil szerves anyagok bomlásához nagyobb aktiválási energia szükséges. Azonban nem találtunk statisztikailag igazolható különbséget a labilis készlet (POM) és a stabilizált készletek (S+A és s+c) hőmérséklet-érzékenységében, kivéve a fentebb tárgyalt, művelt szántóföldi talaj aggregált frakcióját és a tölgyes erdő MAOM frakcióját (3.4. táblázat). Több ellentmondásos eredmény született ezen a területen (lásd pl. Conant *et al.* (2011)), melynek alapvetően az az oka, hogy a szerves anyag lebontását a szerves anyag minősége és rendelkezésre állása, elérhetősége határozza meg, amely talajonként és frakciónként nagyon eltérő lehet (Gershenson et al., 2009; Kirschbaum, 2006). Például Haddix et al. (2011) tanulmányában hat mintaterületen és különböző területhasználatú talajt vizsgált, és azt találták, hogy két talaj nem követte a kinetikai elmélet által leírt tendenciát. Továbbá a rövid távú laboratóriumi inkubációk során meghatározott teljes heterotróf Q_{10} értékek alul- vagy túlbecsülhetik a szerves anyagok bomlásának hőmérséklet-érzékenységét, a talajtípustól, a kezdeti labilis szervesszén-tartalomtól és a hőmérsékleti tartománytól függően (Karhu et al., 2010).

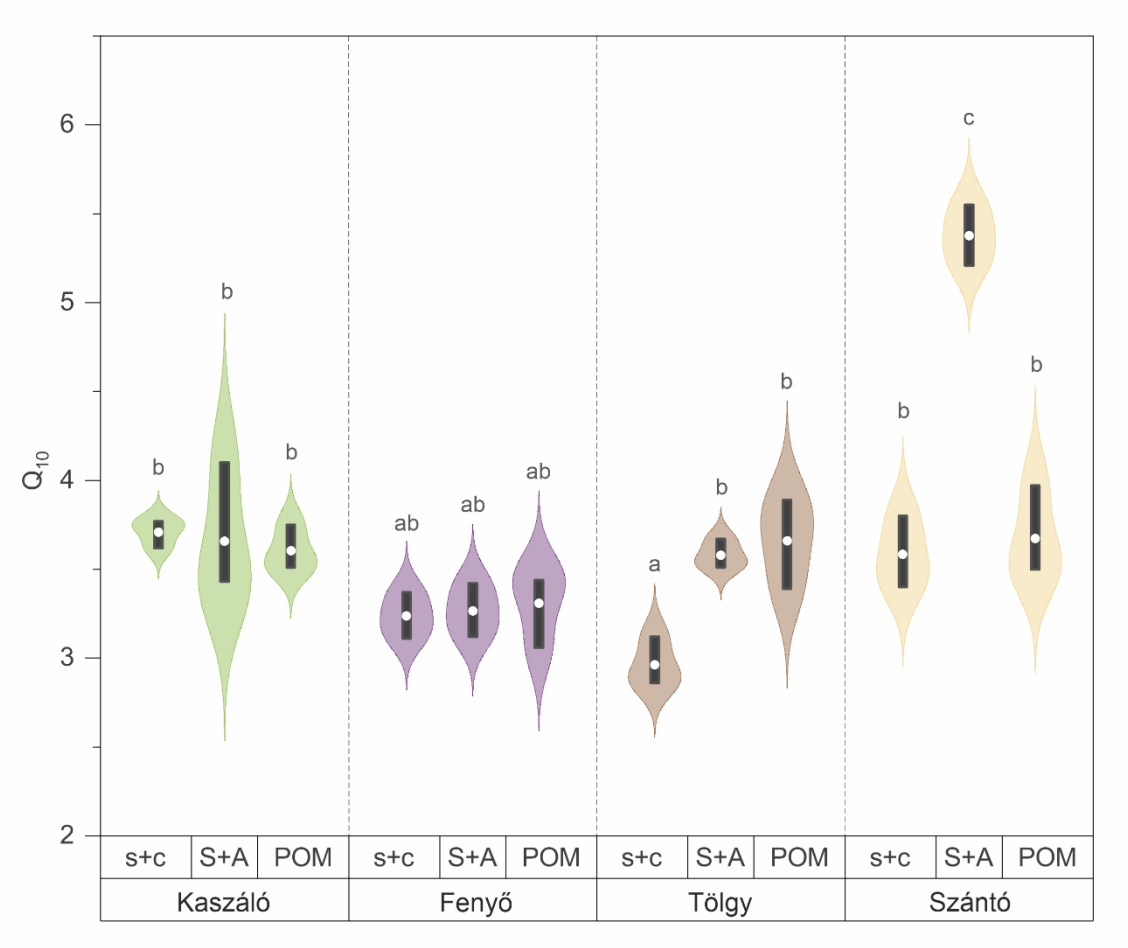
3.4. táblázat A szerves anyag lebomlási sebességi állandója (k), és Q_{10}-tényezője a vizsgált területek talajainak frakcióiban

		k_{15}*	k_{25}	k_{35}	Q_{10}
	Frakció		$év^{-1}$		
Kaszáló	s+c	0.07^{e**}	0.15^{f}	0.61^{f}	3.71^{b}
	S+A	0.07^{c}	0.14^{ef}	0.57^{ef}	3.66^{b}
	POM	0.09^{f}	0.21^{g}	0.83^{g}	3.60^{b}
Fenyő	s+c	0.03^{a}	0.06^{a}	0.20^{a}	3.24^{ab}
	S+A	0.04^{b}	0.08^{ab}	0.28^{ab}	3.27^{ab}
	POM	0.06^{de}	0.16^{f}	0.56^{ef}	3.3^{ab}
Tölgy	s+c	0.05^{c}	0.11^{cd}	0.33^{bc}	2.96^{a}
	S+A	0.05^{c}	0.10^{bc}	0.40^{cd}	3.58^{b}
	POM	0.07^{e}	0.16^{f}	0.65^{f}	3.66^{b}
Szántó	s+c	0.06^{d}	0.13^{de}	0.49^{de}	3.58^{b}
	S+A	0.12^{g}	0.25^{h}	1.50^{h}	5.38^{c}
	POM	0.07^{e}	0.16^{f}	0.64^{f}	3.67^{b}

* sebességi állandó 15, 25 és 35 °C-on; ** A különböző betűk a Tukey post hoc teszt alapján az oszlopon belüli szignifikáns különbségeket jelzik.

10. A kutatás rávilágított arra is, hogy a talajművelés drasztikusan növelte az aggregátumokban stabilizált szerves szén lebomlásának sebességét és hőmérséklet-érzékenységét.

A művelt talaj aggregátumfrakciója (S + A) szignifikánsan nagyobb hőmérséklet-érzékenységet mutatott a többi területhasználatú terület szervesanyag-frakcióihoz képest (3.x. ábra). A talajművelés és a műtrágyázás jelentős változásokat okoz a talaj szerves anyagának aggregátumainak részecskeméret-összetételében. Ezt korábbi tanulmányok is megerősítik, miszerint a gyakori talajművelés, kémiai műtrágyákkal kombinálva, csökkentette a makro-aggregátumok képződését és stabilitását (Poeplau et al., 2020; Tamura and Suseela, 2021). Ezenkívül a makro-aggregátumok szétesése magasabb Q_{10} értéket eredményezhet a mikro-aggregátumokhoz képest, mivel a makro-aggregátumokban kisebb a szerves szén védelme a mikroorganizmusokkal szemben (Wankhede et al., 2020).



3.9. ábra Szervesanyag-frakciók lebontásának hőmérséklet-érzékenysége (Q_{10}) eltérő területhasználatú talajokon

A doktori disszertációhoz szorosan kapcsolódó publikációk jegyzéke

Filep, T, Dóra Zacháry, Csilla Király, Gergely Jakab, Zoltán Szalai. Effect of the temperature and land use on the degradation of dissolved organic matter – an incubation experiment. Applied Geochemistry, (bírálat alatt)

Filep, T; Dóra Zacháry, Marianna Ringer, Attila Domján, Bence Balterer, Ákos Bede-Fazekas, Gergely Jakab, Orsolya Tőke, Zoltán Szalai. Temperature sensitivity of labile and stabilised organic carbon decomposition in different land uses. Biogeochemistry, https://doi.org/10.1007/s10533-026-01338-8

Filep, T ; Zacháry, D ; Balláné, Kovács A ; Király, Cs ; Béni, Á ; Jakab, G ; Juhász, E K ; Szalai, Z. Insight into the dynamics of protected and non-protected carbon pools in four soils with different land uses. Plant and Soil , 18 p. (2025)

Filep, T; Zacháry, D ; Ringer, M ; Jakab, G ; Bidló, András ; Szalai, Z. Applying fluorescence and 2D-correlation spectroscopy to elucidate changes in the chemical composition of DOM from soils with different vegetation types. Archives of Agronomy and Soil Science 70 : 1 pp. 1-14. , 14 p. (2024)

Filep, T ; Zacháry, D ; Jakab, G ; Szalai, Z. Chemical composition of labile carbon fractions in Hungarian forest soils: Insight into biogeochemical coupling between DOM and POM. Geoderma 419 Paper: 115867 , 11 p. (2022)

Filep, T ; Draskovits, E ; Szabó, J ; Koós, S ; László, P ; Szalai, Z. The dissolved organic matter as a potential soil quality indicator in arable soils of Hungary. Environmental Monitoring and Assessment 187 : 7 pp. 479-490. , 12 p. (2015)

Filep, T ; Rékási, M. Factors controlling dissolved organic carbon (DOC), dissolved organic nitrogen (DON) and DOC/DON ratio in arable soils based on a dataset from Hungary. Geoderma 162 pp. 312-318. , 7 p. (2011)

Filep, T ; Szili-Kovács, T. Effect of liming on microbial biomass carbon of acidic arenosols in pot experiments. Plant Soil and Environment 56 : 6 pp. 268-273. , 6 p. (2010)

Irodalom

Andersen, C.M., Bro, R., 2003. Practical aspects of PARAFAC modeling of fluorescence excitation-emission data. J. Chemom. 17, 200–215. https://doi.org/10.1002/CEM.790

Anderson, J.P.E., 1982. Soil Respiration, in: Page, A.L. (Ed.), Methods of Soil Analysis: Part 2 Chemical and Microbiological Properties. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 831–871. https://doi.org/10.2134/AGRONMONOGR9.2.2ED.C41

Aparicio, V., Costa, J.L., 2007. Soil quality indicators under continuous cropping systems in the Argentinean Pampas. Soil Tillage Res. 96, 155–165. https://doi.org/10.1016/J.STILL.2007.05.006

Arrhenius, S., 1889. Über die Reaktionsgeschwindigkeit bei der Inversion von Rohrzucker durch Säuren. Zeitschrift für Phys. Chemie 4U, 226–248. https://doi.org/10.1515/ZPCH-1889-0416

Azizi-Rad, M., Guggenberger, G., Ma, Y., Sierra, C.A., 2022. Sensitivity of soil respiration rate with respect to temperature, moisture and oxygen under freezing and thawing. Soil Biol. Biochem. 165, 108488. https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2021.108488

Bagcilar, S.H., Reed, C.C., Poulson, S.R., Verburg, P.S.J., Sullivan, B.W., 2024. Does montane meadow restoration influence the mineral association and stability of soil carbon? Biogeochemistry 1–17. https://doi.org/10.1007/S10533-024-01162-Y/FIGURES/5

Baldock, J.A., Oades, J.M., Waters, A.G., Peng, X., Vassallo, A.M., Wilson, M.A., 1992. Aspects of the chemical structure of soil organic materials as revealed by solid-state13C NMR spectroscopy. Biogeochem. 1992 161 16, 1–42. https://doi.org/10.1007/BF00024251

Brauns, F.E., 1952. The Chemistry of lignin., The Chemistry of lignin. Academic Press Inc.

Bro, R., 1997. PARAFAC. Tutorial and applications. Chemom. Intell. Lab. Syst. 38, 149–171. https://doi.org/10.1016/S0169-7439(97)00032-4

Bruun, S., Six, J., Jensen, L.S., 2004. Estimating vital statistics and age distributions of measurable soil organic carbon fractions based on their pathway of formation and radiocarbon content. J. Theor. Biol. 230, 241–250. https://doi.org/10.1016/J.JTBI.2004.05.005

Campbell, E.E., Paustian, K., 2015. Current developments in soil organic matter modeling and the expansion of model applications: a review. Environ. Res. Lett. 10, 123004. https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/12/123004

Cates, A.M., Jilling, A., Tfaily, M.M., Jackson, R.D., 2022. Temperature and moisture alter organic matter composition across soil fractions. Geoderma 409, 115628. https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2021.115628

Chen, L., Liu, L., Mao, C., Qin, S., Wang, J., Liu, F., Blagodatsky, S., Yang, G., Zhang, Q., Zhang, D., Yu, J., Yang, Y., 2018. Nitrogen availability regulates topsoil carbon dynamics after permafrost thaw by altering microbial metabolic efficiency. Nat. Commun. 2018 91 9, 1–11. https://doi.org/10.1038/s41467-018-06232-y

Chen, W., Habibul, N., Liu, X.Y., Sheng, G.P., Yu, H.Q., 2015. FTIR and synchronous fluorescence heterospectral two-dimensional correlation analyses on the binding characteristics of copper onto dissolved organic matter. Environ. Sci. Technol. 49, 2052–2058. https://doi.org/10.1021/ES5049495/SUPPL_FILE/ES5049495_SI_001.PDF

Conant, R.T., Ryan, M.G., Ågren, G.I., Birge, H.E., Davidson, E.A., Eliasson, P.E., Evans, S.E., Frey, S.D., Giardina, C.P., Hopkins, F.M., Hyvönen, R., Kirschbaum, M.U.F., Lavallee, J.M., Leifeld, J., Parton, W.J., Megan Steinweg, J., Wallenstein, M.D., Martin Wetterstedt, J.Å., Bradford, M.A., 2011. Temperature and soil organic matter decomposition rates – synthesis of current knowledge and a way forward. Glob. Chang. Biol. 17, 3392–3404. https://doi.org/10.1111/J.1365-2486.2011.02496.X

Curiel Yuste, J., Janssens, I.A., Carrara, A., Ceulemans, R., 2004. Annual Q10 of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature sensitivity. Glob. Chang. Biol. 10, 161–169. https://doi.org/10.1111/J.1529-8817.2003.00727.X

Davidson, E.A., Janssens, I.A., 2006a. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. Nat. 2006 4407081 440, 165–173. https://doi.org/10.1038/nature04514

Davidson, E.A., Janssens, I.A., 2006b. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. Nat. 2006 4407081 440, 165–173. https://doi.org/10.1038/nature04514

Domeignoz-Horta, L.A., Pold, G., Erb, H., Sebag, D., Verrecchia, E., Northen, T., Louie, K., Eloe-Fadrosh, E., Pennacchio, C., Knorr, M.A., Frey, S.D., Melillo, J.M., DeAngelis, K.M., 2023. Substrate availability and not thermal acclimation controls microbial temperature sensitivity response to long-term warming. Glob. Chang. Biol. 29, 1574–1590. https://doi.org/10.1111/GCB.16544

Dungait, J.A.J., Hopkins, D.W., Gregory, A.S., Whitmore, A.P., 2012. Soil organic matter turnover is governed by accessibility not recalcitrance. Glob. Chang. Biol. 18, 1781–1796. https://doi.org/10.1111/J.1365-2486.2012.02665.X

Feng, H., Han, X., Zhu, Y., Zhang, M., Ji, Y., Lu, X., Chen, X., Yan, J., Zou, W., 2024. Effects of long-term application of organic materials on soil water extractable organic matter, fulvic acid, humic acid structure and microbial driving mechanisms. Plant Soil 1–19. https://doi.org/10.1007/S11104-024-06522-Z/METRICS

Feng, W., Shi, Z., Jiang, J., Xia, J., Liang, J., Zhou, J., Luo, Y., 2016. Methodological uncertainty in estimating carbon turnover times of soil fractions. Soil Biol. Biochem. 100, 118–124. https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2016.06.003

Filep, T., Szili-Kovács, T., 2010. Effect of liming on microbial biomass carbon of acidic arenosols in pot experiments. Plant, Soil Environ. 56. https://doi.org/10.17221/174/2009-pse

Filep, T., Zacháry, D., Kovács, A.B., Király, C., Béni, Á., Jakab, G., Juhász, E.K., Szalai, Z., 2024. Insight into the dynamics of protected and non-protected carbon pools in four soils with different land uses. Plant Soil 1–18. https://doi.org/10.1007/S11104-024-07054-2/FIGURES/6

Franzluebbers, A.J., 1999. Potential C and N mineralization and microbial biomass from intact and increasingly disturbed soils of varying texture. Soil Biol. Biochem. 31, 1083–1090. https://doi.org/10.1016/S0038-0717(99)00022-X

Garten, C.T., Wullschleger, S.D., 2000. Soil Carbon Dynamics beneath Switchgrass as Indicated by Stable Isotope Analysis. J. Environ. Qual. 29, 645–653. https://doi.org/10.2134/JEQ2000.00472425002900020036X

Gershenson, A., Bader, N.E., Cheng, W., 2009. Effects of substrate availability on the temperature sensitivity of soil organic matter decomposition. Glob. Chang. Biol. 15, 176–183. https://doi.org/10.1111/J.1365-2486.2008.01827.X

Giardina, C.P., Ryan, M.G., 2000. Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soil do not vary with temperature. Nat. 2000 4046780 404, 858–861. https://doi.org/10.1038/35009076

Gillabel, J., Cebrian-Lopez, B., Six, J., Merckx, R., 2010. Experimental evidence for the attenuating effect of SOM protection on temperature sensitivity of SOM decomposition. Glob. Chang. Biol. 16, 2789–2798. https://doi.org/10.1111/J.1365-2486.2009.02132.X

Gillman, G.P., Sumpter, E.A., 1986. Modification to the compulsive exchange method for measuring exchange characteristics of soils. Soil Res. 24, 61–66. https://doi.org/10.1071/SR9860061

Gjettermann, B., Styczen, M., Hansen, H.C.B., Vinther, F.P., Hansen, S., 2008. Challenges in modelling dissolved organic matter dynamics in agricultural soil using DAISY. Soil Biol. Biochem. 40, 1506–1518. https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2008.01.005

Govindasamy, P., Mahawer, S.K., Mowrer, J., Bagavathiannan, M., Prasad, M., Ramakrishnan, S., Halli, H.M., Kumar, S., Chandra, A., 2023. Comparison of Low-Cost Methods for Soil Water Holding Capacity. Commun. Soil Sci. Plant Anal. 54, 287–296. https://doi.org/10.1080/00103624.2022.2112216

Haddix, M.L., Plante, A.F., Conant, R.T., Six, J., Steinweg, J.M., Magrini-Bair, K., Drijber, R.A., Morris, S.J., Paul, E.A., 2011. The Role of Soil Characteristics on Temperature Sensitivity of Soil Organic Matter. Soil Sci. Soc. Am. J. 75, 56–68. https://doi.org/10.2136/SSSAJ2010.0118

Hakkenberg, R., Churkina, G., Rodeghiero, M., Börner, A., Steinhof, A., Cescatti, A., 2008. TEMPERATURE SENSITIVITY OF THE TURNOVER TIMES OF SOIL ORGANIC MATTER IN FORESTS. Ecol. Appl. 18, 119–131. https://doi.org/10.1890/06-1034.1

Hamdi, S., Moyano, F., Sall, S., Bernoux, M., Chevallier, T., 2013. Synthesis analysis of the temperature sensitivity of soil respiration from laboratory studies in relation to incubation methods and soil conditions. Soil Biol. Biochem. 58, 115–126. https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2012.11.012

Hassink, J., 1995. Decomposition Rate Constants of Size and Density Fractions of Soil Organic Matter. Soil Sci. Soc. Am. J. 59, 1631–1635. https://doi.org/10.2136/SSSAJ1995.03615995005900060018X

Haynes, R.J., 2000. Labile organic matter as an indicator of organic matter quality in arable and pastoral soils in New Zealand. Soil Biol. Biochem. 32, 211–219. https://doi.org/10.1016/S0038-0717(99)00148-0

He, W., Chen, M., Schlautman, M.A., Hur, J., 2016. Dynamic exchanges between DOM and POM pools in coastal and inland aquatic ecosystems: A review. Sci. Total Environ. 551–552, 415–428. https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2016.02.031

Herrick, J.E., Brown, J.R., Tugel, A.J., Shaver, P.L., Havstad, K.M., 2002. Application of Soil Quality to Monitoring and Management. Agron. J. 94, 3–11. https://doi.org/10.2134/AGRONJ2002.3000

ISO 16072, 2002. Soil quality – laboratory methods for determination of micro- bial soil respiration. International Organization for Standardization. Geneva, Switzerland.

Jeewani, P.H., Van Zwieten, L., Zhu, Z., Ge, T., Guggenberger, G., Luo, Y., Xu, J., 2021. Abiotic and biotic regulation on carbon mineralization and stabilization in paddy soils along iron oxide gradients. Soil Biol. Biochem. 160, 108312. https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2021.108312

Kaiser, K., Guggenberger, G., Haumaier, L., Zech, W., 2001. Seasonal variations in the chemical composition of dissolved organic matter in organic forest floor layer leachates of old-growth Scots pine (Pinus sylvestris L.) and European beech (Fagus sylvatica L.) stands in northeastern Bavaria, Germany. Biogeochemistry 55, 103–143. https://doi.org/10.1023/A:1010694032121

Kalbitz, K., Kaiser, K., Bargholz, J., Dardenne, P., 2006. Lignin degradation controls the production of dissolved organic matter in decomposing foliar litter. Eur. J. Soil Sci. 57, 504–516. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00797.x

Kalbitz, K., Schmerwitz, J., Schwesig, D., Matzner, E., 2003. Biodegradation of soil-derived dissolved organic matter as related to its properties. Geoderma 113, 273–291. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(02)00365-8

Kalbitz, K., Solinger, S., Park, J., Mihalczik, B., Matzner, E., 2000. Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review [WWW Document]. Soil Sci.

Karhu, K., Fritze, H., Tuomi, M., Vanhala, P., Spetz, P., Kitunen, V., Liski, J., 2010. Temperature sensitivity of organic matter decomposition in two boreal forest soil profiles. Soil Biol. Biochem. 42, 72–82. https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2009.10.002

Kemmitt, S.J., Lanyon, C. V., Waite, I.S., Wen, Q., Addiscott, T.M., Bird, N.R.A., O'Donnell, A.G., Brookes, P.C., 2008. Mineralization of native soil organic matter is not regulated by the size, activity or composition of the soil microbial biomass—a new perspective. Soil Biol. Biochem. 40, 61–73. https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2007.06.021

Kirschbaum, M.U.F., 2006. The temperature dependence of organic-matter decomposition—still a topic of debate. Soil Biol. Biochem. 38, 2510–2518. https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2006.01.030

Klotzbücher, T., Kaiser, K., Filley, T.R., Kalbitz, K., 2013. Processes controlling the production of aromatic water-soluble organic matter during litter decomposition. Soil Biol. Biochem. 67, 133–139. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.08.003

Knorr, W., Prentice, I.C., House, J.I., Holland, E.A., 2005. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. Nat. 2004 4337023 433, 298–301. https://doi.org/10.1038/nature03226

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

Kopittke, P.M., Dalal, R.C., Hoeschen, C., Li, C., Menzies, N.W., Mueller, C.W., 2020. Soil organic matter is stabilized by organo-mineral associations through two key processes: The role of the carbon to nitrogen ratio. Geoderma 357, 113974. https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2019.113974

Lehmann, J., Kleber, M., 2015. The contentious nature of soil organic matter. Nat. 2015 5287580 528, 60–68. https://doi.org/10.1038/nature16069

Li, X., Liu, Z., Chen, W., Wang, L., He, B., Wu, K., Gu, S., Jiang, P., Huang, B., Dai, M., 2018. Production and Transformation of Dissolved and Particulate Organic Matter as Indicated by Amino Acids in the Pearl River Estuary, China. J. Geophys. Res. Biogeosciences 123, 3523–3537. https://doi.org/10.1029/2018JG004690

Madarász, B., Jakab, G., Szalai, Z., Juhos, K., 2012. Examination of sample preparation methods for the laser grain size analysis of soils with high organic matter content. Agrokémia és Talajt. 61, 381–398. https://doi.org/10.1556/AGROKEM.60.2012.2.11

Mao, X., Zheng, J., Yu, W., Guo, X., Xu, K., Zhao, R., Xiao, L., Wang, M., Jiang, Y., Zhang, S., Luo, L., Chang, J., Shi, Z., Luo, Z., 2022. Climate-induced shifts in composition and protection regulate temperature sensitivity of carbon decomposition through soil profile. Soil Biol. Biochem. 172, 108743. https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2022.108743

Moinet, G.Y.K., Hunt, J.E., Kirschbaum, M.U.F., Morcom, C.P., Midwood, A.J., Millard, P., 2018. The temperature sensitivity of soil organic matter decomposition is constrained by microbial access to substrates. Soil Biol. Biochem. 116, 333–339. https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2017.10.031

MSZ-08-0452:1980., 1980. A talaj szerves széntartalmának mennyiségi meghatározása Contiflo műszersoron. Magyar Szabványügyi Testület, p. 7. p.

MSZ-08-1721-3:1986, 1986. Szennyvízzel, szennyvíziszappal kezelt mezõgazdaságilag hasznosított területek talajvizsgálata. Talajbiológiai aktivitás vizsgálat dehidrogenáz enzimaktivitási módszerrel. Magyar Szabványügyi Testület.

MSZ-08-1931:1984, 1984. Szennyes hulladékokkal kezelt talajok mikrobiológiai állapotának jellemzése cellulóztesztte l. Magyar Szabványügyi Testület.

MSZ–08–0205:1978, 1978. A talaj fizikai és vízgazdálkodási tulajdonságainak vizsgálata. Magyar Szabványügyi Testület.

MSZ–08–0206–2:1978, 1978. A talaj egyes kémiai tulajdonságainak vizsgálata. Laboratóriumi vizsgálatok (pH-érték, szódában kifejezett fenolftalein lúgosság, vízben oldható összes só, hidrolitos /y1-érték/ és kicserélődési aciditás /y2-érték/). Magyar Szabványügyi Testület.

MSZ–08–0215:1978, 1978. A talaj kation adszorpciós kapacitásának meghatározása. Módosított Mehlich-eljárás. Magyar Szabványügyi Testület.

Murphy, K.R., Stedmon, C.A., Graeber, D., Bro, R., 2013. Fluorescence spectroscopy and multi-way techniques. PARAFAC. Anal. Methods. https://doi.org/10.1039/c3ay41160e

Neff, J.C., Asner, G.P., 2001. Dissolved organic carbon in terrestrial ecosystems: Synthesis and a model. Ecosystems 4, 29–48. https://doi.org/10.1007/S100210000058/METRICS

Ozlu, E., Arriaga, F.J., 2021. The role of carbon stabilization and minerals on soil aggregation in different ecosystems. CATENA 202, 105303. https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2021.105303

Poeplau, C., Jacobs, A., Don, A., Vos, C., Schneider, F., Wittnebel, M., Tiemeyer, B., Heidkamp, A., Prietz, R., Flessa, H., 2020. Stocks of organic carbon in German agricultural soils—Key results of the first comprehensive inventory. J. Plant Nutr. Soil Sci. 183, 665–681. https://doi.org/10.1002/JPLN.202000113

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., 2011a. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. Nat. 2011 4787367 478, 49–56. https://doi.org/10.1038/nature10386

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., 2011b. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. Nat. 2011 4787367 478, 49–56. https://doi.org/10.1038/nature10386

Shaaban, M., Wu, Y., Núñez-Delgado, A., Kuzyakov, Y., Peng, Q.A., Lin, S., Hu, R., 2023. Enzyme activities and organic matter mineralization in response to application of gypsum, manure and rice straw in saline

and sodic soils. Environ. Res. 224, 115393. https://doi.org/10.1016/J.ENVRES.2023.115393

Sollins, P., Spycher, G., Glassman, C.A., 1984. Net nitrogen mineralization from light- and heavy-fraction forest soil organic matter. Soil Biol. Biochem. 16, 31–37. https://doi.org/10.1016/0038-0717(84)90122-6

Spaccini, R., Piccolo, A., Conte, P., Haberhauer, G., Gerzabek, M.H., 2002. Increased soil organic carbon sequestration through hydrophobic protection by humic substances. Soil Biol. Biochem. 34, 1839–1851. https://doi.org/10.1016/S0038-0717(02)00197-9

Spaccini, R., Piccolo, A., Haberhauer, G., Gerzabek, M.H., 2000. Transformation of organic matter from maize residues into labile and humic fractions of three European soils as revealed by 13C distribution and CPMAS-NMR spectra. Eur. J. Soil Sci. 51, 583–594. https://doi.org/10.1111/J.1365-2389.2000.00341.X

Tamura, M., Suseela, V., 2021. Warming and Labile Substrate Addition Alter Enzyme Activities and Composition of Soil Organic Carbon. Front. For. Glob. Chang. 4, 691302. https://doi.org/10.3389/FFGC.2021.691302/BIBTEX

von Lützow, M., Kögel-Knabner, I., 2009. Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition-what do we know? Biol. Fertil. Soils 46, 1–15. https://doi.org/10.1007/S00374-009-0413-8/METRICS

Wankhede, M., Ghosh, A., Manna, M.C., Misra, S., Sirothia, P., Rahman, M.M., Bhattacharyya, P., Singh, M., Bhattacharyya, R., Patra, A.K., 2020. Does soil organic carbon quality or quantity govern relative temperature sensitivity in soil aggregates? Biogeochemistry 148, 191–206. https://doi.org/10.1007/S10533-020-00653-Y/METRICS

Zimmermann, M., Leifeld, J., Schmidt, M.W.I., Smith, P., Fuhrer, J., 2007. 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

Zogg, G.P., Zak, D.R., Ringelberg, D.B., White, D.C., MacDonald, N.W., Pregitzer, K.S., 1997. Compositional and Functional Shifts in Microbial Communities Due to Soil Warming. Soil Sci. Soc. Am. J. 61, 475–481. https://doi.org/10.2136/SSSAJ1997.03615995006100020015X

Zsolnay, Á., 2003. Dissolved organic matter: Artefacts, definitions, and functions, in: Geoderma. Elsevier, pp. 187–209. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(02)00361-0