

Tartu Ülikool

Loodus- ja täppisteaduste valdkond

Ökoloogia ja maateaduste instituut

Geograafia osakond

Bakalaureusetöö geograafias (12 EAP)

Kasvuhoonnegaaside vood kuivendatud siirdesoo- ja rabametsa muldadest

Joosep Truupõld

Juhendaja: kaasprofessor Kaido Soosaar

Kaasjuhendaja: Reti Ranniku

Tartu 2023

Annotatsioon

Kasvuhoonegaaside vood kuivendatud siirdesoo- ja rabametsa muldadest

Looduslikud turbaalad on toitaineid akumul eerivad ökosüsteemid. Antropogeensed mõjutused, nagu kuivendamine, muudavad selliste ökosüsteemide kasvuhoonegaaside voogude dünaamikat. Kuigi kuivendamise mõju madalsoode ja raba kasvuhoonegaaside voogudele on mõnevõrra uuritud, siis kuivendatud siirdesoo voogudele on varasemates teadustöodes vähem keskendutud. Antud uurimistö eesmärk oli hinnata kuivendatud siirdesoo- ja rabametsade muldade CO₂, CH₄ ja N₂O aastaseid vooge, nende varieeruvust ja seost keskkonnaparameetritega. Välitööd viidi läbi ajavahemikus mai 2022 kuni aprill 2023 kahe nädalase intervalliga kolmelt kuivendatud erinevate peapuuliikidega (kask, mänd, kuusk) siirdesoometsa ja ühelt kuivendatud rabametsa (männik) uurimisalalt.

Tulemustest selgus, et aastakeskmise CO₂ voog kuivendatud siirdesoometsa muldadest oli $127,55 \pm 32,4 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ja kuivendatud rabametsa mullast $60,8 \pm 7,48 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. CO₂ vood olid tugevas positiivses seoses mulletemperatuuriga 10-20 cm sügavuselt. Kuivendatud siirdesoometsa mullad olid keskmiselt CH₄ sidujad. Enim CH₄ sidus kaasik ($-58,46 \pm 7,55 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), seejärel männik ($-47,5 \pm 5,03 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) ja kuusik ($-25,2 \pm 5,34 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Kuivendatud rabametsa muld oli samas 4 emiteerija ($25,2 \pm 7,40 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Uurimisalade vahelist CH₄ voogude erinevust seletas veetase, kuid tugevaim korrelatsioon oli mullatemperatuuriga, mis seletas paremini voogude ajalist varieerumist. Suurim keskmine N₂O voog, $50,18 \pm 14,2 \text{ } \mu\text{g N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, pärines kuusiku mullast. Kuusiku N₂O vool esines tugev negatiivne seos veetemperatuuriga. Kuivendatud siirdesoo kaasikust ja männikust olid keskmised vood väiksemad: vastavalt $5,44 \pm 0,888 \text{ } \mu\text{g N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ja $2,73 \pm 0,906 \text{ } \mu\text{g N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Kuivendatud rabast lähtuv N₂O voog oli nullilähedane. Uurimisaladel puudus ühtne N₂O voogude variatsiooni kirjeldav mõõdetud parameeter.

Märksõnad: CO₂, CH₄, N₂O, heterotroofne hingamine, kasvuhoonegaaside vood, mets, muld, sesoonsus, ökosüsteem

CERCS kood: P510 – Füüsiline geograafia, geomorfoloogia, mullateadus, kartograafia, klimatoloogia

Abstract

Annual greenhouse gas fluxes from drained transitional bog and raised bog forest soils

Natural peatlands are nutrient-accumulating systems. Anthropogenic influences, such as drainage, alter the dynamics of greenhouse gas fluxes in these areas. While the impact of drainage on greenhouse gas fluxes in fens and bogs has been extensively studied, less attention has been given to drained transitional bogs. The aim of this study was to assess annual CO₂, CH₄, and N₂O fluxes from the soils of the study sites, as well as their annual variability and correlation with environmental parameters. Samples were collected at three drained transitional bog forest sites and one drained bog forest site at two-week intervals from May 2022 to April 2023.

The results showed that the average CO₂ flux from drained transitional bog forest soils was $127.55 \text{ mg} \pm 32.4 \text{ C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, whilst the average soil CO₂ flux from the drained bog forest was $60.8 \pm 7.48 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. CO₂ fluxes had the strongest positive correlation with soil temperature at depths of 10 and 20 cm. The drained transitional bog forest soils were overall CH₄ sinks, with the highest uptake observed at the birch stand ($-58.46 \pm 7.55 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), followed by pine ($-47.5 \pm 5.03 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) and spruce ($-43.1 \pm 5.34 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). In contrast, the drained bog forest soil acted as a net CH₄ emitter ($25.2 \pm 7.40 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Differences between the study sites were explained by water table levels, although the strongest overall correlation was observed with soil temperature, which best explained the fluxes' temporal variability. The highest average N₂O flux, $50.18 \pm 14.2 \text{ } \mu\text{g N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, was measured from the spruce study site soil, which showed a strong negative correlation with water temperature. The average fluxes from the drained transitional bog birch and pine stands soils were lower, at $5.44 \pm 0.888 \text{ } \mu\text{g N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ and $2.73 \pm 0.906 \text{ } \mu\text{g N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, respectively. The drained bog soil showed a near-zero N₂O flux. There was no single measured parameter describing the variation in N₂O fluxes across the study sites.

Keywords: CO₂, CH₄, ecosystem, forest, greenhouse gas fluxes, heterotrophic respiration, N₂O, soil, seasonality

CERCS code: P510 – Physical geography, geomorphology, pedology, cartography, climatology

SISUKORD

Sissejuhatus	6
1 Teoreetiline ülevaade	8
1.1 Kasvuhoonegaasid ja nende olulisus	8
1.1.1 Maakasutus, maakasutuse muutus ja metsandus ehk LULUCF	8
1.1.2 IPCC emissioonifaktorid	9
1.2 Soode kuivendamine.....	10
1.3 Siirdesood ja siirdesoometsad	11
1.4 Kasvuhoonegaaside tekke- ja sidumisprotsessid.....	12
1.4.1 Ökosüsteemi süsihappegaasi vood	12
1.4.2 Metaani emiteerimise ja sidumise protsessid turbas	13
1.4.3 Lämmastikuringe protsessid.....	14
1.5 Peamised mulla KHG vooge mõjutavad keskkonnaparameetrid	16
1.6 Metoodikad mulla kasvuhoonegaaside voogude hindamisel	18
2 Metoodika.....	20
2.1 Uurimisalade kirjeldus.....	20
2.2 Kasvuhoonegaaside voo mõõtmised	22
2.3 Keskkonnaparameetrid	23
2.4 Kasvuhoonegaasi voogude arvutus ja andmete kvaliteedikontroll.....	24
2.5 Andmetöötlus.....	24
3 Tulemused	26
3.1 Keskkonnaparameetrid ja nende varieeruvus	26
3.2 CO ₂ voogude varieeruvus ning aasta keskmine voog	28
3.3 CH ₄ voogude varieeruvus ning aasta keskmine voog	29
3.4 N ₂ O voogude varieeruvus ning aasta keskmine voog	30

3.5	Kasvuhoonegaaside voogude seosed mullatemperatuuriga	31
3.6	Kasvuhoonegaaside voogude seosed veetaseme ja mullaniiskusega	32
3.7	Kasvuhoonegaaside voogude seosed veeparameetritega	33
4	Arutelu.....	35
4.1	Süsihappegaasi vood.....	35
4.2	Metaani vood	36
4.3	Naerugaasi vood	38
	Kokkuvõte	40
	Summary	42
	Tänuavaldused.....	44
	Kasutatud kirjandus.....	45
	Lisad	58

SISSEJUHATUS

Ülemaailmse kliimasoojenemise tagajärjel on globaalne keskmine temperatuur tõusnud 1,1 °C võrreldes 1850.-1900. aastate keskmisega. Kliimasoojenemist põhjustab oluliste kasvuhoonegaaside (KHG; CO₂, N₂O, CH₄, CFC-ühendid jt) paiskumine atmosfääri – nende kontsentratsioon atmosfääris on jõudsalt tõusnud 1750. aastast (IPCC, 2021). Ehkki Pariisi kliimaleppe järgi tuleks globaalset temperatuuri tõusu hoida alla 2 °C pöördumatute tagajärgete vältimiseks (UNFCCC, 2015), tõuseb sarnaste kliimamuutusmuustrite jätkumisel keskmine temperatuur 21. sajandi lõpuks 2,1-3,5 °C (IPCC, 2021). Tööstusrevolutsioonieelne süsihappegaasi ehk CO₂ sisaldus atmosfääris oli 280 miljondikosa (*parts per million*, ppm) (Dalal & Allen, 2008), 2022. aastal aga üle 417 ppm (Friedlingstein et al., 2022). Naerugaas ehk N₂O on teine oluline kasvuhoonegaas, mille kontsentratsioon atmosfääris on tööstusrevolutsiooni järgselt tõusnud: kui 1750. aastal oli N₂O kontsentratsioon atmosfääris 270 miljardikosa (*parts per billion*, ppb), siis aastaks 2019 oli seesama näitaja 332 ppb. N₂O eluiga atmosfääris on pikk (120 aastat) ning selle kliimasoojenemise potentsiaal 100 aasta kohta 298 korda suurem kui CO₂-l (IPCC, 2007). Lisaks on N₂O peamine stratosfääri osoonikihi hävitaja (Ravishankara et al., 2009). Tugevalt kasvanud atmosfäärikontsentratsiooniga (719 ppb aastal 1750 kuni 1866 ppb aastal 2019) metaani ehk CH₄ eluiga atmosfääris on keskmiselt 10 aastat ning 100-aastane kliimasoojenemise potentsiaal 21 korda kõrgem kui CO₂-l (Barrena et al., 2013).

Looduslikud turbaalad mängivad globaalses KHG ringes olulist rolli, olles enamasti süsinikku ja lämmastikku akumul eerivad süsteemid (Frolking & Roulet, 2007). Turbaalad katavad ~3% maapinnast, kuid talletavad 21% globaalsest mullasüsinikust (Leifeld & Menichetti, 2018) ja kümnendiku globaalsest mullalämmastikust (Batjes, 1996). Turbaalade kuivendamisel nende alade roll KHG ringes muutub ning teatud keskkonnatingimuste kokkulangemisel võivad neist kujuneda hoopis KHG emiteerijad. Kuivendatud turbaalad katavad vaid 0,3% maapinnast, kuid moodustavad 5% kõigist inimtekkelistest KHG emissioonidest (Günther et al., 2020).

70% Eesti turbaaladest on kuivendusest mõjutatud (Salm et al., 2012). Looduslikud siirdesood, mida iseloomustab üleminekustaadium minerotroofsest ombrotroofsesse, on pindalalt viimase 70 aasta jooksul rohkem kui poole võrra vähenenud (Paal et al., 2016). 1980-ndate aastate lõpuks oli Eestis metsanduslikel eesmärkidel kuivendatud üle 300 000 hektari turbaalust pinda. Metsanduslikku kuivendamist viiakse läbi puude kasvutingimuste parandamiseks (Minkkinen

et al., 2001; Paavilainen & Päivänen, 1995; Sheehy, 1993). Kuivendamise käigus alandatakse kraavidega veetaset, mis läbi paraneb mulla õhustatus ning anaeroobsed tingimused asenduvad aeroobsetega (Pihlatie et al., 2010). Kuivendamine toob kaasa nii varise koguse kui ka selle kvaliteedi muutuse, mis omakorda mõjutab mulda jõudvat süsiniku ja lämmastiku hulka (Laiho et al., 2003).

Kuivendamisega kaasnev süsiniku ja lämmastiku varude mobiliseerimine võib avaldada negatiivset mõju keskkonnale (Jauhiainen et al., 2019; Sheehy, 1993), sealhulgas muuta kuivendatud turbaalad CO₂ ja N₂O allikateks (Martikainen et al., 1993, 1995). Teisalt vähenevad ühes veetaseme alanemisega CH₄ vood (Martikainen et al., 1995; Ojanen et al., 2010). Kuivendatud turbaalad võivad olla ka CO₂ sidujad, kuna mulla suurem õhustatus ja toitainete kogus mõjub positiivselt biomassi tootmisele ehk taimekasvule (Hargreaves et al., 2003; Minkinen et al., 2001). Veetaseme alanemine võib muuta metsa isegi CH₄ sidujaks (Martikainen et al., 1995; Ojanen et al., 2010), ehkki Günther et al. (2020) järgi on vaatamata CH₄ voogudele vähenemisele kuivendamisel siiski kliimat soojendav efekt. Turbaalade kuivendamisel suurenevad enamasti ka N₂O emissioonid, kuigi Ojanen et al. (2010) uurimuse järgi on kõdusoometsades N₂O vood enamasti madalad. Siiski on mõõdetud märkimisväärsed N₂O voogusid Soome kuivendatud orgaanilise mullaga metsades (Laine et al., 1996). Varasemate uurimistulemuste mitmekülgsus näitab, et kuivendatud orgaaniliste muldade KHG aastased vood on siiani ebaselged (Jauhiainen et al., 2019). Lisaks looduslikule algupärale (madal-soo, siirdesoo, raba) (Kaisel & Kohv, 2009) on varise omaduste erinevuse tõttu on ka peapuuliigil oluline roll KHG voogude dünaamikas (Berg et al., 1996; Johansson, 1995).

Antud bakalaureusetöö eesmärk on hinnata kuivendatud siirdesoo- ja rabametsade muldade aastaseid KHG (CO₂, CH₄, N₂O) voogusid ja selgitada välja nende seos keskkonnaparameetrite (mullaniiskus ja -temperatuur, õhutemperatuur, veetase ning vee pH, elektrijuhtivus ja hapnikusisaldus) ja peapuuliigiga (kask, kuusk, mänd). Eesmärgi saavutamiseks leian vastused järgmistele uurimisküsimustele:

1. Kui suured on KHG vood siirdesooaasil kõdusoometsade muldadest ja milline on voogude sesoonne dünaamika?
2. Kuidas mõjutavad keskkonnaparameetrite muutused KHG vooge?
3. Kuidas mõjutab peapuuliik KHG voogusid?

1 TEOREETILINE ÜLEVAADE

1.1 Kasvuhoonegaasid ja nende olulisus

Maalt tuleneva pikalainelise kiirguse neelamisel ja selle tagasi kiirgamisel võimaldavad kasvuhoonegaasid elutegevuseks vajalikku temperatuuri, ilma milleta oleks keskmine globaalne temperatuur -18 °C (Cline, 1991; Mitchell, 1989). Samas põhjustab tõusev KHG kontsentratsioon atmosfääris kiirgusbilansi kasvu, mistõttu on Maa süsteemi siseneva kiirguse hulk suurem kui väljuva kiirguse oma. Süveneva kasvuhooneefekti tõttu on keskmine globaalne temperatuur tõusutrendis. Globaalse soojenemisega kaasnevate muutuste tagajärjed võivad aga olla katastroofilised. (Cline, 1991)

KHG kontsentratsioonid atmosfääris on alates 1750. aastast antropogeensete tegevuste tõttu märkimisväärselt tõusnud. Fossiilkütuste põletamine ning maakasutusmuutused on mänginud suurt rolli CO_2 atmosfäärse kontsentratsiooni kasvus. Maakasutusmuutused omavad rolli ka N_2O ja CH_4 kontsentratsioonide kasvus. Põllumajanduse, metsanduse ja muu maakasutuse sektorist (AFOLU – *Agriculture, Forestry and Other land use*) tulenevad KHG vood moodustasid vahemikus 2010-2019 13-21% kõigist antropogeensetest KHG voogudest. (IPCC, 2013)

Globaalse soojenemise potentsiaali (GWP) kasutatakse, hindamaks ja võrdlemaks eri gaaside mõju globaalsele soojenemisele. Referentsväärtusena kasutatakse ühe CO_2 molekuli võimet neelata ja tagasi kiirata infrapunakiirgust. CO_2 molekuli GWP väärtus on sõltumata ajaperioodist alati 1. Naerugaasi GWP 100-aastase perioodi kohta on 298 (IPCC, 2014). See tähendab, et üks N_2O molekul on 298 korda efektiivsem infrapunakiirguse neelamisel ja tagasi kiirgamisel kui üks CO_2 molekul, mistõttu ka selle molekuli mõju globaalsele soojenemisele on 298 korda suurem kui CO_2 molekulil. Metaani GWP 100-aastase perioodi kohta on 21 (IPCC, 2014).

1.1.1 Maakasutus, maakasutuse muutus ja metsandus ehk LULUCF

Eesti seitsmenda kliimaaruande põhjal oli 2015. aastal Eesti KHG-ide koguhide 18040,48 kt CO_2 ekvivalenti (Keskkonnaministeerium, 2017). Maakasutuse, maakasutuse muutuse ning metsanduse sektor (LULUCF – *Land use, land-use change, and forestry*) oli sel aastal ainus KHG-ide siduja. LULUCF sektor sidus 2015. aastal kokku 2359,2 kt CO_2 ekvivalenti. Ainsateks sidujateks osutasid metsandussektor ja puidust valmistatud tooted. Kuid alates 2017.

aastast on LULUCF sektor olnud Eestis KHG-ide allikas, emiteerides 2021. aastal juba 2882,57 kt CO₂ ekvivalenti (Keskkonnaministeerium, 2023). Sealhulgas on metsadki muutunud KHG-ide emiteerjateks (1419 kt CO₂ ekv 2021. aastal). Selle põhjuseks on toodud Eesti metsade vanuselise struktuuri muutus (suur küpsete metsade osakaal), mis tähendab väiksemat bioproduktiivsust. Põhjustena on välja toodud ka suurenenud raiemahud, raadamine, vähenenud kasvava metsa tagavara ja kuivendatud turvasmuldade heide (Keskkonnaministeerium, 2023). Viimast käsitletakse ka antud töös.

Metsade kuivendamisel on oluline mõju metsandussektori KHG bilansile. Kuivendamisel tõuseb algul metsa bioproduktioon järsult, jõudes haripunkti 10-15 aasta jooksul, pärast mida see taaskord langeb (Kaisel & Kohv, 2009). RMK projekti “Süsiniku- ja lämmastikuringe muudetud niiskusrežiimiga metsades“ tulemuste põhjal on siiski täheldatud, et kõdusoo puistud on kas KHG-de sidujad või süsinikneutraalsed, sõltudes paljuski puistu vanusest. Ojanen et al. (2013) sõnul on boreaalses kliimavöötmes metsakuivendus jätkusuutlik vaid toitainevaesetel muldadel, kus mullasüsiniku kadu võrreldes toitainerikkamate muldadega on väiksem. Seetõttu on oluline uurida siirdesoo kui keskmise toitainete sisaldusega muldade KHG vooge.

1.1.2 IPCC emissioonifaktorid

Emissioonifaktor kirjeldab atmosfääri siseneva saaste kogust kindla, vastavat saasteainet emiteeriva tegevuse kohta (EPA, 2022). Maa kuivenduse korral esitatakse emissioonifaktor enamasti kui saasteaine kogus hektari kohta aastas. Usaldusväärsete emissioonifaktorite olemasolu võimaldab teha täpseid KHG inventuure (IPCC, n.d.). IPCC emissioonifaktorite andmebaasi järgi on kuivendatud orgaaniliste muldade CO₂ emissioonifaktor parasvöötme metsades 0,68 (0,41-1,91) t C ha a⁻¹. N₂O voogudes on parasvöötme metsade emissioonifaktorid eraldatud toitainerikka ja -vaese mulla järgi ning on vastavalt 0,6 kg N ha a⁻¹ ning 0,1 kg N ha a⁻¹. CH₄ emissioonifaktor on parasvöötme metsades 2.5 kg CH₄ ha a⁻¹. Eelmainitud emissioonifaktorid on koostatud kliimavöötmete kohta olemasoleva kirjanduse põhjal ning kuuluvad IPCC klassifikatsiooni *tier 1*. *Tier 2* ja *tier 3* on täpsemad, riigipõhised emissioonifaktorid, mis võimaldavad läbi viia põhjalikke riiklikke KHG inventuure (IPCC, 2014). Hetkel puuduvad Eestil *tier 2* ja *tier 3* emissioonifaktorid kuivendatud orgaaniliste muldade kohta. Seetõttu tuleb täpse riigipõhise emissioonifaktori loomiseks uurida KHG voogusid erineva troofsusega kuivendatud orgaanilistest muldadest.

1.2 Soode kuivendamine

Metsa kuivendamine kasvutingimuste parandamiseks on üks ülekaalukaim boreaalsete turbaalade mõjutaja (Kaisel & Kohv, 2009). Üleilmselt on metsakasvatuseks kuivendatud üle 15 milj ha turbaalaid, millest enamik asuvad Venemaal ja Põhjamaades (Paavilainen & Päivänen, 1995).

Eestis alustati soode kuivendamist metsa tarbeks 19. sajandi keskel, mil kohalikud mõisnikud soovisid seeläbi metsa produktiivsust tõsta (Valk, 1988). Esimesed kuivenduskatsed tehti juba 1830-1840. aastatel, kuid metsakuivendamiskavad ilmusid alles 1880. aastal (Ratt, 1985). Kui esimese vabariigi ajal läks Eestis metsastamisele vähem kui 5% kuivendatud märgaladest, siis 1950. aastatel hakkas metsanduslik kuivendamine hoogsamalt arenema, sest varasemalt käsitsi tehtud töö asendus masintööga (Kaisel & Kohv, 2009). Võimsamate masinate kasutuselevõtul suurenes kuivendatud turbaalade metsastamise maht 15 000-20 000 hektarini aastas. 1981. aastaks oli kuivendatud metsamaid 338 400 ha (Ratt, 1985), millest 158 000 ha soid (Valk, 1988). Sealhulgas on looduslike siirdesoodede kogupindala viimase 70 aasta jooksul üle kahe korra vähenenud (Paal et al., 2016).

Kuivendamise mõju mulla ja metsa füüsilistele omadustele

Kuivenduse eesmärk on veetaseme alandamise kaudu tagada juurtele piisav õhustus (Päivänen, 1973). Sõltuvalt turba omadustest alandatakse veetaset 35-55 cm kuivenduskraavide rajamisega (Laine et al., 1995; Vomperskii & Eizerman, 1990). Kuivendussüsteem jaguneb Katuse (1965) järgi kolmeks: põhivõrk, piirdevõrk ja detailvõrk.

Põhivõrgu ülesandeks on detail- ja piirdevõrgust vee vastu võtmine ning selle juhtimine eesvoolu. Piirdevõrgu ülesanne on kuivendatavale alale valguvate naabermaade vee kõrvaldamine ning detailvõrgu eesmärkiks on pinnavee eemaldamine ja põhjavee alandamine soovitud tasemeni (Katus, 1965; Paavilainen & Päivänen, 1995).

Kuivendamisega turbast vee eemaldamisel toimub turbakihi esialgne tihenemine. Järgmistes etappides jätkub turba tihenemine veelgi orgaanilise aine mineralisatsiooni, puistu kasvava massi (Ma et al., 2022; Wieder & Vitt, 2006) ja orgaaniliste kiudude kokkutõmbumise tõttu (Ma et al., 2022). Siiski toimub enamik turbakihi vajumisest esimese paari aasta jooksul, mis näitab, et orgaaniliste ainete oksüdeerumine mängib tihenemises suhteliselt väikest rolli (Wieder & Vitt, 2006). Turbakihi vajumine on Minkkineni ja Laine (1998a) sõnul jäänud Soomes kuivendusejärgselt 7 ja 70 cm ning tiheduse kasv 20-70 kg m⁻³ vahele (Minkkinen & Laine, 1998a).

Tiheduse suurenemine vähendab märkimisväärselt turba veemahutavust ja veejuhtivust (Rycroft et al., 1975). Turba pooride õhuga täituvuse kasvul vähenevad turba soojusjuhtivus ja erisoojus, mistõttu 1-3 aasta jooksul peale kuivendamist on täheldatud vegetatsiooniperioodil turbapinna temperatuuri tõusu (Lieffers & Rothwell, 1987). Siiski on kuivendatud turbaalade metsades enamasti turbapinnal madalam temperatuur kui looduslikel aladel, kuna puud takistavad päikese otsekiirgusel maapinnale jõudmist (Venäläinen et al., 1999).

Kuivendamise tagajärjel toimuva orgaanilise ja anorgaanilise aine oksüdeerimisel satub keskkonda prootoneid, mis vähendavad sellega turba pH-d (De Vries & Breeuwsma, 1987; Kaisel & Kohv, 2009). Lisaks ei lase kraavisüsteemid põhjaveel turbaalale neutraliseerivat efekti omavaid aluselisi katioone juurde tuua. Mulla happelisust võivad tõsta ka suurenenud leostumine ja puude katioonide kasutuselevõtt kasvukiiruse tõusuga (Laiho et al., 1999). Kui mesotroofsetes soodes on märgatud kuivendusjärgselt pH langust 0,5 võrra, siis oligotroofsetes 0,2 võrra (Laine et al., 2006).

1.3 Siirdesood ja siirdesoometsad

Siirdesood iseloomustavad madalsoo ja raba vahelist üleminekustaadiumit, kus paksenenud turbakihi kontakt põhjaveega on vähenenud. Kuigi siirdesood toituvad ka põhjaveest, jõuab enamik toitaineid pinnasesse sademetest (Paal & Leibak, 2011). Siirdesood on tasased, kuid tihtipeale mätastunud alad (Kimmel, 2015; Paal & Leibak, 2011). Samblamätastel elutsevad vihmaveest toituvad rabataimede liigid ning mätaste vahel juurtega veel põhjavette ulatuvad madalsootaimed (Kimmel, 2015; Valk, 1988). Enamus siirdesoodest on kaetud puurindega, milleks on peamiselt harilik mänd ja sookask (Paal & Leibak, 2011; Valk, 1988). Võrreldes madalsoo turbalasundiga on siirdesoo turvas üsna toitainetevaene – vähemnõudlike taimede ladestumisel tekib ka väiksema toitainesisaldusega turvas (Valk, 1988).

Siirdesoometsades on enamasti halvasti kuni keskmiselt lagunenuid siirde- või madalsoo turvas, mille pH on 3,5-5,5. Peapuuliigiks on enamasti harilik mänd, harva sookask. Puistu boniteet, mis iseloomustab metsa kasvukiirust (Ia kui kõige kiirema ja Va kui kõige aeglasema kasvuga puistu), on V – Va. Siirdesoo kuivendamisjärgne saatus sõltus tihti puurinde olemasolust – kui soo oli juba kaetud metsaga, siis leidis see edaspidigi kasutust metsamajanduses (Valk, 1988). Seetõttu on tihtipeale esimese generatsiooni puurindeks juba seal varasemalt kasvanud liik, misjärel võib kasvama hakata ka harilik kuusk (Paal, 1997; Paal & Leibak, 2011).

Kõdusoometsad on tekkinud sügavaturbaliste madal- või siirdesoodde pikaajalisest kuivendamisest (Paal, 1997). Jänesekapsa siirdesoo-kõdusoo metsade looduslikes kooslustes

domineerib kuusk, kuid esimeses kuivendusjärgses põlvkonnas võivad enamuspüüliigiks olla ka kask ja mänd (Paal, 1997; Valk, 1988). Puistu boniteet jääb enamasti Ia – II vahele. Mustika-siirdesoo-kõdusood on esimese kuivendusjärgse põlvkonnana männikud, millele järgneb tugev kuuskede järelkasv. Boniteet on II – III vahel (Eesti Maaülikool, n.d.).

Peapuuliigi olulisus kasvuhoonegaaside voole

Varise kihil on oluline mõju mulla KHG voogudele (Leitner et al., 2016), kusjuures varise omadused ja kogus puuliigiti mõjutavad metsamuldasid erinevalt (Berg et al., 1996; Borken & Beese, 2005; von Arnold et al., 2005). Varis kujundab mulla mikrobioomi, kuna on substraadiks nii heterotroofse hingamise, CH₄ sünteesi kui ka denitrifikatsiooni puhul (von Arnold et al., 2005), ning mõjutab seega KHG vooge (Menyailo et al., 2002; Prescott & Grayston, 2013; von Arnold et al., 2005). Peamised metsamulla ja varise mikrobioomi mõjutavad faktorid on varises sisalduvate aluseliste kationide kogus ning see, kas tegemist on okas- või lehtmetsaga (Prescott & Grayston, 2013).

Menyailo et al. (2002) tulemuste järgi on kuusikud ja männikud suurema mulla süsinikusisaldusega, suurema C:N suhtega ning madalama pH-ga. Kaasikutes seevastu on mullas väiksem C:N suhe, süsinikusisaldus ja happelisus. Tuleb märkida, et enamasti laguneb aeglasemalt varis, mille C:N suhe on kõrge (Augusto et al., 2002) – see tähendab happelisema okaspuu varise akumulereerumist (Barrena et al., 2013). Lämmastikusisaldus varises on liigiti järgmine: mänd < kuusk < kask (Berg & Meentemeyer, 2002). Heitlehistes metsaökosüsteemides on täheldatud ka kiiremat toitainete ringlust ning suuremat mikrobioloogilist tegevust võrreldes okasmetsadega (Ambus & Zechmeister-Boltenstern, 2007).

1.4 Kasvuhoonegaaside tekke- ja sidumisprotsessid

Turvasmuldade metsanduslikul eesmärgil kuivendamisel muutub algul mulla veerežiim ning ajapikku mulda jõudva varise kogus ja kvaliteet, mis omakorda mõjutab mullast tulenevaid KHG voogusid (Ojanen et al., 2013). Seetõttu on KHG tekke- ja sidumisprotsesside mõistmine tähtis maakasutusmuutustest tulenevate KHG voogude muutuste interpreteerimisel.

1.4.1 Ökosüsteemi süsihappegaasi vood

Koguprimaarproduktiooni e *gross primary production* (GPP) all mõistetakse kogu fotosünteesi käigus seotud süsiniku hulka (Kirschbaum & Mueller, 2001). Autotroofse hingamise käigus jõuab pool (Kirschbaum & Mueller, 2001) või kuni 70% (Chapin et al., 2002)

GPP-st tagasi atmosfääri. Süsiniku kogust, mis jääb taimsesse biomassi hingamise järgselt, nimetatakse netoprimaarproduksiooniks e *net primary production* (NPP). Surnud biomassi energiaks kasutavate mulla mikroorganismide elutegevuse käigus eraldub samuti atmosfääri CO₂ – seda nimetatakse heterotroofseks hingamiseks. (Kirschbaum & Mueller, 2001) Süsiniku netobilanss e *net ecosystem exchange* (NEE) on süsiniku kogus, mis jääb ökosüsteemi peale autotroofsel ja heterotroofsel hingamisel tekkinud süsinikukao mahaarvamist (Chapin et al., 2002).

Autotroofid on enamasti rohelised fotosünteesivad taimed. Autotroofse hingamise teel vabaneb osa fotosünteesiliselt seotud süsinikust tagasi atmosfääri CO₂ näol (Chapin et al., 2002). Hingamiseks kasutavad taimed nii elus maapealseid kui ka maa-aluseid osi (Kuzyakov, 2006; Lorenz & Lal, 2009). Taimed oksüdeerivad fotosünteesi käigus toodetud orgaanilised ained veeks, CO₂-ks ja energiaks (Waring & Running, 2010). Saadud energiat kasutab taim kriitiliste, elutegevusega seotud protsesside läbiviimiseks (Lorenz & Lal, 2009). Autotroofset hingamist mõjutab enim temperatuur: hingamine suureneb eksponentsiaalselt kuni optimaalse temperatuurini, misjärel taas langeb (Luo, 2007).

Kõik heterotroofid kasutavad orgaanilist süsinikku, luues sellest süsivesikuid, valke ja lipiide (Coleman et al., 2004). Substraadiks on enamasti surnud orgaaniline aine, mille lagundamisel lendub atmosfääri aeroobsetes tingimustes CO₂ (Lorenz & Lal, 2009), anaeroobsetes tingimustes CH₄ (Waring & Running, 2010). Suurimat rolli selles mängib mulla mikrobiota. Mulla makrofauna osakaal heterotroofse hingamise CO₂ voogudes on vaid mõned protsendid (Scott-Denton et al., 2006). Heterotroofset hingamist mõjutavad kolm olulist aspekti. Esiteks sõltub palju substraadi kvaliteedist ehk sellest, kui energiamahukas protsess on vastava aine lagundamine – enamasti on madala C:N suhtega substraati lihtsam lagundada. Teiseks ja kolmandaks mõjufaktoriks on niiskus ja temperatuur – üldjuhul väheneb mikrobioloogiline elutegevus mullas niiskusega lineaarselt, samas tõuseb temperatuuriga eksponentsiaalselt kuni umbes 40 °C-ni (Waring & Running, 2010).

1.4.2 Metaani emiteerimise ja sidumise protsessid turbas

Looduslikud boreaalsed turbaalad on CH₄ allikaks, mille vood ulatuvad 46 Tg-ni aastas (Gorham, 1991). Metaani ringlust keerulistest polümeeridest koosnevas turbas mõjutavad mitmed biogeokeemilised protsessid (Le Mer ja Roger, 2001; Whalen, 2005). Seetõttu ei ole nende lagundamine mitte ühe funktsiooniga mikroobide, vaid terve konsortiumi töö (Whalen, 2005).

Ligniini lagundamiseks on enamasti vaja hapnikku, seepärast kasutatakse turbaalade anoksilises keskkonnas substraadina süsivesikuid (Conrad, 1999). Ensüüme eritavad hüdrolüütilised mikroorganismid hüdrolüüsivad esialgu polüsahhariidid monomeerideks (Garcia et al., 2000), mida omakorda atsidogeneesi käigus muudetakse lühiahelalisteks rasvhapeteks, orgaanilisteks hapeteks, alkoholideks, vesinikuks ja süsihappegaasiks (Le Mer ja Roger, 2001). Loodud produktidest tehakse atsetogeneesi käigus atsetaat (Conrad, 1999). Metanogeneesi ehk metaani tekkeprotsessi viimases etapis toodetakse atsetaadist metaan (Garcia et al., 2000).

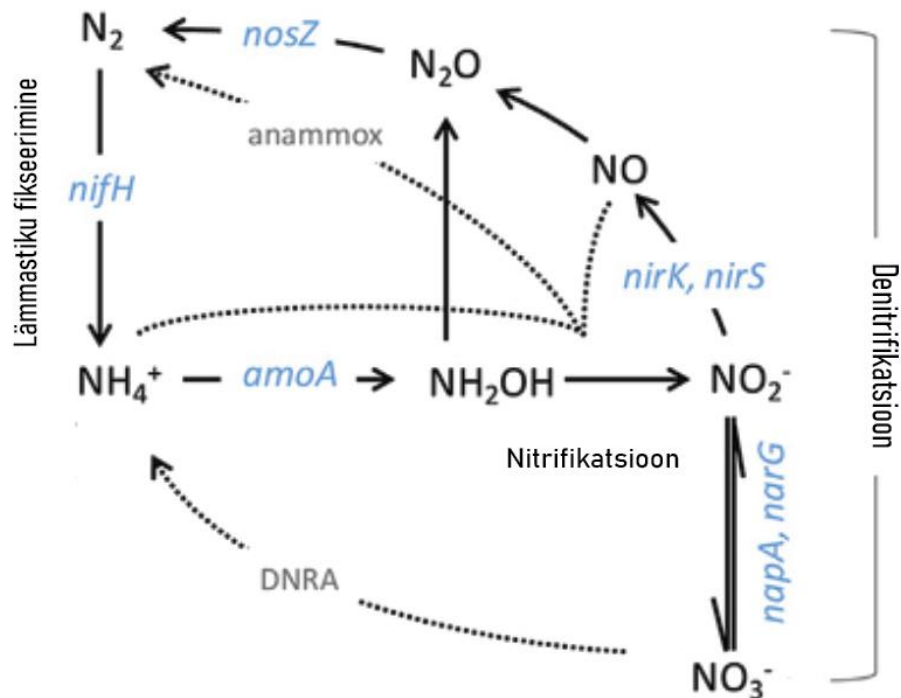
Metanogenees toimub ainult turba anoksilises piirkonnas ehk katotelmis, kuna metanogeenide elutegevuseks peab keskkond olema hapnikuvaba (Kamal ja Varma, 2008). Metaani tootmiseks on metanogeenidel kaks moodust. Esimesel juhul kasutavad atsetotroofsed metanogeenid atsetaati substraadina, tootes CH_4 ja CO_2 -te. Teisel puhul redutseerivad CO_2 -te hüdrogenotroofsed metanogeenid kasutades vesinikgaasi elektrondonorina (Whalen, 2005). See moodus on tavalisem ombro- ja oligotroofsetes soodes, kuna seal on soontaimede vähesuse tõttu ka madalam kogus atsetaati. Seetõttu on enamik atsetaati substraadina kasutavatest metanogeenidest turba ülemistes kihtides ning hüdrogenotroofsed metanogeenid madalamates kihtides (Hornibrook et al., 1997). Atmosfääri võib CH_4 jõuda läbi sublimatsiooni, taimede aerenhüümide ja puu juurte või metaanimullidena (Gauci et al., 2010). Metaani voogusid turbast mõjutab eelkõige akrotelmi ehk turbalasundi aeroobse osa paksus (Le Mer & Roger, 2001).

Osa katotelmis toodetud metaanist tarbivad ära metanotroofid akrotelmis (Hanson & Hanson, 1996). Metanotroofid elutsevad enamasti katotelmi ja akrotelmi piiril (Dedysh, 2002), kuna sügavamates mullakihtides oleks hapnikku liiga vähe ja pinnalähedastes kihtides oleks CH_4 kontsentratsioon liiga madal. Metanotroofide potentsiaalne metaani oksüdatsioon on kõrgem kui selle produktsioon (Segers, 1998) ning nad võivad oksüdeerida märkimisväärse koguse metaani, enne kui gaas atmosfääri jõuab (Sundh et al., 1994).

1.4.3 Lämmastikuringe protsessid

Lämmastikul on oluline roll kõigi elusorganismide elutegevuses, kuna seda kasutatakse valkude, nukleiidhapete (Kuypers et al., 2018; Zhang et al., 2020) ja klorofüllü sünteesil (Zhang et al., 2020). Kuigi dilämmastik (N_2) moodustab suurema osa atmosfääri koostisest, suudavad seda omastada vaid haruldased lämmastikku fikseerivad bakterid ja arhed. Muud organismid suudavad kasutada vaid reaktiivsemaid lämmastiku vorme (Kuypers et al., 2018). Umbes 70%

globaalsetest N₂O voogudest on põhjustatud nitrifikatsiooni ja denitrifikatsiooni protsessidest (Syakila & Kroeze, 2011). Lämmastik jõuab turbaalade ökosüsteemidesse läbi atmosfääri depositsiooni, lämmastiku fikseerimise ja sissevoolu (Limpens et al., 2006). Lämmastikuringe protsessid on kujutatud joonisel 1.



Joonis 1. Lämmastikuringe protsessid ja neis osalevad markergeenid (kohandatud Levy-Booth et al. (2014) järgi).

Lämmastiku fikseerimine

Atmosfääris leiduvat N₂-te suudavad fikseerida vaid nitrogeenaasi ensüümi kandvad prokarüoodid, mis muudavad N₂-e anaeroobses keskkonnas ammoniaagiks (NH₃-), seeläbi viies lämmastiku reaktiivsemasse vormi (Beijerinck, 1901; Kuypers et al., 2018). Aluseliste turvasmuldadega aladel võivad lämmastiku fikseerijad olla tsüanobakterid, happelisemate muldade puhul sümbioidsed aktino- jt bakterid (Limpens et al., 2006). Kuivendamisega muutub turbaalade taimestik metsadega sarnasemaks, mistõttu hakkavad rolli mängima ka metsaökosüsteemile omased lämmastiku fikseerijad (Minkkinen et al., 2020).

Nitrifikatsioon

Lämmastiku fikseerimise käigus tekkinud NH₃ või ammoonium (NH₄) oksüdeeritakse nitrifikatsiooni käigus nitritiks (NO₂⁻) ja seejärel nitraadiks (NO₃⁻) (Winogradsky, 1890). Seega on tegu kaheetapilise protsessiga, mis toimub oksilistes tingimustes (Kuypers et al.,

2018). Nitrifikatsiooni etappe viivad läbi eri mikroorganismid, ent hiljuti avastatud COMAMMOX-i läbi suudavad teatud bakterid nitrifikatsiooni ka üksinda läbi viia (Daims et al., 2015).

Denitrifikatsioon

Denitrifikatsioon on anaeroobne kolme- või neljaastmeline protsess, mille käigus redutseeritakse $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{N}_2$ (Gayon et al., 1886; Rütting et al., 2011). Esmalt redutseeritakse NO_3^- NO_2^- -ks ning lämmastikoksiidiks (NO). Seejärel redutseeritakse NO N_2O -ks ning seejärel N_2 -ks. Tihtipeale ei pruugi denitrifikatsiooni viimane etapp toimuda, misjärel lendub N_2O atmosfääri (Kuypers et al., 2018). Arvatakse, et 30-80% N_2O redutseeritakse enne atmosfääri lendumist N_2 -ks (Clough et al., 2005).

DNRA

Dissimilatoorne nitraadi redutseerimine ehk DNRA algab sarnaselt denitrifikatsiooniga – NO_3^- redutseeritakse esmalt NO_2^- -ks, seejärel, erinevalt denitrifikatsioonist, redutseeritakse NO_2^- NH_4^+ -ks (Pandey et al., 2020). DNRA protsess hoiab lämmastikku mullas (Giblin et al., 2013; Rütting et al., 2011). Siiski võib teatud keskkonnatingimuste juures redoksreaktsiooni kõrvalproduktina vabaneda N_2O (Pandey et al., 2020; Silver et al., 2001).

1.5 Peamised mulla KHG vooge mõjutavad keskkonnaparametrid

Veetase ja mullaniiskus

Kuna anaeroobne lagunemine on tunduvalt aeglasem kui aeroobne lagunemine (Bergman et al., 1999), siis on veetase üks peamisi orgaanilise lagunemise kiirust kontrollivaid ja aeroobse turbalasundi paksust reguleerivaid faktoreid (Silins & Rothwell, 1999). Mulla veetasemel on positiivne lineaarne suhe heterotroofse hingamisega (Cook & Orchard, 2008), ehkki Mäkiranta et al. (2009) tulemuste järgi on optimaalne veetase maksimaalseks heterotroofseks hingamiseks 61 cm sügavusel ning distributsioon seega normaaljaotusega. Peale rolli anaeroobse ja aeroobse lasundi paksust kontrolliva tegurina, on veetasemel oluline mõju ka CH_4 emissioonidele (Kamal & Varma, 2008), kusjuures oluline on ka mulla üldine niiskus (Gao et al., 2014).

Veetasemel on suur roll ka lämmastikuringes – hapniku olemasolu või selle puudumine reguleerib lämmastikuringe protsesside toimumist (Clément et al., 2002). Kuivendusjärgset veetaset mõjutab kaugus kuivenduskraavist: veetase on madalaim vahetult kraavi ääres ning kõrgeim maksimaalsel kaugusel kraavist, kusjuures erinevus madalaima ja kõrgeima veetaseme vahel on 15-45 cm (Rothwell et al., 1996). Veetasemete erinevus põhjustab lämmastikuringe

protsessides ruumilist variatsiooni. Kuna nitrifikatsioon on aeroobne protsess, võib pidevalt anaeroobsetes tingimustes NH_3 akumuleeruda. Denitrifikatsioon, mis on rangelt anaeroobne protsess, jääb hapniku olemasolu puhul poolikuks. See omakorda võib suurendada N_2O emissioone ning vähendada lämmastiku kättesaadavust mullas (Hefting et al., 2004). N_2O tootmisel on optimaalne, kui umbes 60% mullapooridest on täidetud veega (Gao et al., 2014), ehkki on täheldatud, et N_2O vood võivad teatud oludes kasvada eksponentsiaalselt ka üle 80% pooride veega täituvusel (Butterbach-Bahl et al., 2013; Keller & Reiners, 1994). Järsk mullaniiskuse tõus võib esile kutsuda *Birch*-efekti. *Birch*-efekt tähistab olukorda, kus tavaliselt pikale põuale järgneval saju tõttu toimub mullast järsk ja märkimisväärne emissioonide suurenemine (Birch, 1958). Sademevee lisandumisel muutub suur kogus toitained mikroorganismidele järsult kättesaadavaks, tõstes emissioone järsult ja lühiajaliselt (Borken & Matzner, 2009). N_2O piike võivad põhjustada ka kevadised sulamisprotsessid (Pihlatie et al., 2010). Sula ajal kasvava mullaniiskusega (Chen et al., 2015) muutub talvel külmunud märkimisväärne kogus substraati mikroorganismidele kättesaadavaks, võimendades denitrifikatsiooni (Matzner & Borken, 2008).

Mulla temperatuur

Heterotroofne hingamine on tugevalt seotud mulla temperatuuriga (Kirschbaum, 2013). Temperatuur mõjutab heterotroofset hingamist tugevamalt madalama keskmise temperatuuridega piirkondades (Kirschbaum, 1995). Seetõttu on just boreaalsed turbaalad eriti ohustatud kliimamuutustest tuleneva globaalse temperatuuri tõusust (Mäkiranta et al., 2009). Heterotroofne hingamine tõuseb eksponentsiaalselt kuni 40 °C-ni, misjärel taas langeb (Waring & Running, 2010). Temperatuuril on mikrobioloogilise tegevuse mõjutajana roll ka mulla N_2O (Maag & Vinther, 1996) ja CH_4 (van Winden et al., 2012) voogudes. Temperatuur reguleerib otseselt sulamise ja külmumise tsükleid, mille käigus võib atmosfääri paiskuda kuni 50% aastasest N_2O emissioonist (Groffman et al., 2009). Butterbach-Bahl et al. (2013) järgi võimendab mullatemperatuuri tõusul kasvav heterotroofne hingamine ka N_2O ja CH_4 voogusid, kuna intensiivsel hingamisel mulla hapnikusisaldus väheneb.

Mulla pH

Mulla mikrobiota tegevust mõjutab selle pH (Snyder et al., 2009). Metanogeensete mikroorganismide tegevuseks on enamasti vajalik nõrgalt happeline kuni neutraalne muld (Dalal & Allen, 2008). N_2O vood vähenevad koos mulla happelisuse tõusuga, sest happelisuse

tõus limiteerib nitrifikatsiooni (Nugroho et al., 2007). Ka CO₂ emissioonid on suurimad just neutraalsetest muldadest (Cuhel et al., 2010).

1.6 Metoodikad mulla kasvuhoonegaaside voogude hindamisel

Mulla KHG mõõtmisel sagedast kasutust leidvad kambrid on peamiselt silindri või risttahuka kujulised (Pavelka et al., 2018). Kambrimeetodiga KHG voogude mõõtmine on lihtne ning vähese ruuminõudlusega. Avatud põhjaga kamber asetatakse maapinnale, mis lubab mõõta kambrisse jõudvate gaaside mahtu (Reichman & Rolston, 2002). Enamasti kasutatakse kolme tüüpi kambrit: suletud staatiline kamber, suletud dünaamiline kamber ja avatud dünaamiline kamber (Pumpanen et al., 2004). Kambrid jaotatakse ka manuaalseteks ja automaatseteks. Automaatsete kambrite eelis on võime mõõta KHG vooge tihedalt, sõltumata ilmast ja kellaajast. Manuaalsete kambrite puhul on probleemseks kohaks harv mõõtmisagedus, mistõttu võivad spetsiifiliste ilmastikuolude tõttu ilmnenud muutused mõõdetud KHG voogudest välja jääda (Pavelka et al., 2018). CH₄ ja N₂O voogude mõõtmise puhul soovitatakse kasutada läbipaistmatut kambrit, et vähendada kambrisest temperatuuri tõusu (ibid). Läbipaistvat kambrit kasutatakse, kui soovitakse mõõta maapinna süsiniku netobilanssi, kuna sel juhul saavad kambrisse jäävad taimed fotosünteesida (Chojnicki et al., 2010). Selleks, et saaks kambriga mõõta mulla heterotroofset hingamist, tuleb eelnevalt mõõtmisalalt eemaldada elus taimestik, sealhulgas lõigata läbi ka juured ja takistada nende edasine kasv mõõtmisalale (Mäkiranta et al., 2009).

Staatilise kambri meetod (Hutchinson & Livingston, 1993) on populaarne mulla KHG voogude mõõtmise viis. Kambri ja maapinna vahel on suletud süsteem ja mõõtes kambri muutuvat KHG kontsentratsiooni ajas, saab kvantifitseerida muutused KHG vooks (Pihlatie et al., 2013). Staatilise kambri puhul on oluliseks aspektiks kambri suurus, kuna väiksemate kambrite puhul võib kambrisese kontsentratsioonigradiendi muutus mõjutada difusiooni kambri ja mulla vahel (Pavelka et al., 2018). Oluline on ka mõõtmisaeg. Pumpanen et al. (2004) tulemused näitasid, et 30 minuti vood olid 15% madalamad kui 10 minuti omad – väiksem difusioonigradient gaasikontsentratsiooni tõusul kambri ja mulla vahel vähendab voogusid kambrisse. Pihlatie et al. (2013) järgi kipuvad mõõtmised väiksematest kambritest vooge alahindama, parimad tulemused saadi üle 30 cm kõrguste kambritega. Lisaks aitab voogude mõõtmisel täpsust parandada ja määramatust vähendada kambrisese õhu segamine ventilaatoriga (Christiansen et al., 2011).

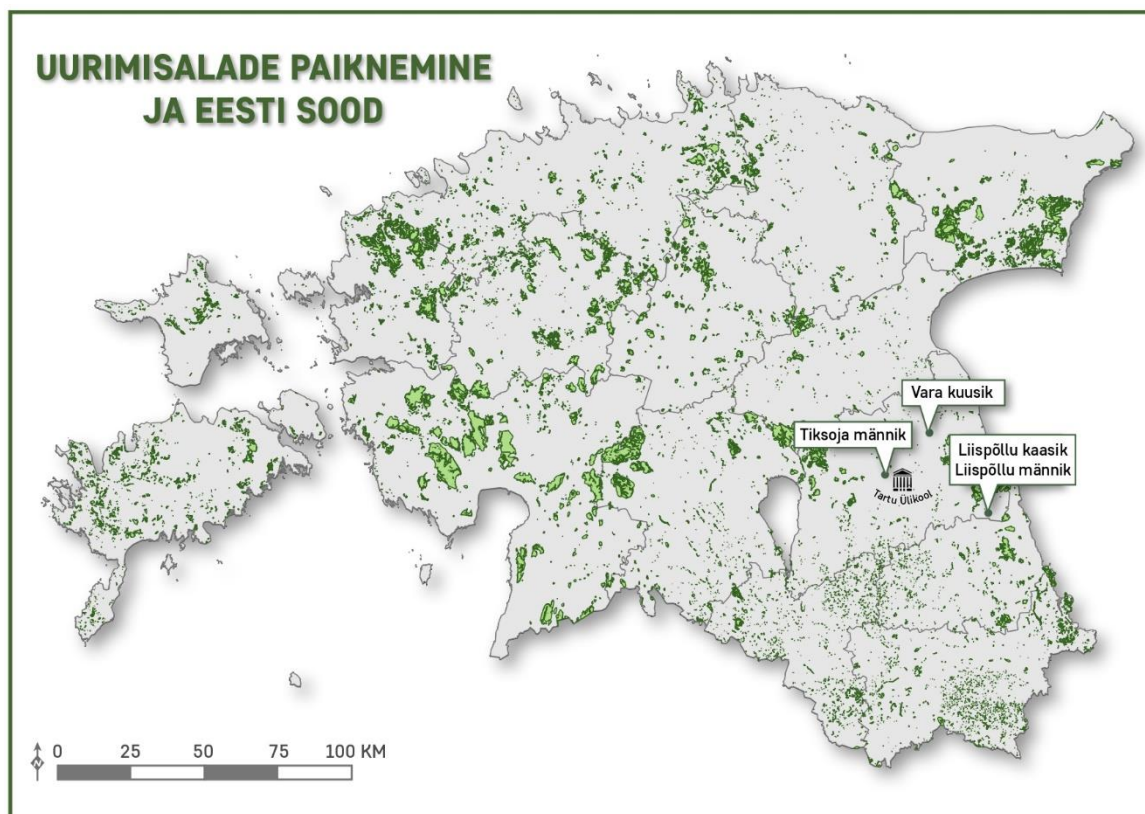
Avatud dünaamilises kambris liigub kambris olev õhk gaasianalüsaatorisse ja seejärel väliskeskkonda. Kindla gaasikontsentratsiooniga õhk juhitakse seejärel tagasi kambrisse, et säilitada rõhutasakaal. Voog arvutatakse õhuvoolu suuruse ja siseneva ning väljuva õhu gaasikontsentratsiooni erinevusest (Rochette et al., 1992). Pumpanen et al. (2004) tulemuste järgi kipuvad avatud dünaamilised kambrid vooge üle hindama, seda küll vähesel määral. Suletud dünaamilises kambris liigub kambris olev õhk pidevalt analüsaatorisse, misjärel juhitakse õhk tagasi kambrisse (Pavelka et al., 2018). Suletud dünaamiline kamber kipub sarnaselt suletud staatilise kambriga vooge alahindama, seda küll vähem kui staatiline kamber (Pumpanen et al., 2004).

2 METOODIKA

Antud peatükis kirjeldatakse uurimisalade omadusi ning antakse ülevaade töös kasutatavate andmete kogumise meetodikast ja nende analüüsist.

2.1 Uurimisalade kirjeldus

Uurimisaladeks on kolm siirdesoo baasil erineva peapuuliigiga (kask, kuusk, mänd) ning üks raba baasil (peapuuliik mänd) kõdusoometsa. Kõik uurimisalad asuvad Lõuna-Eestis ning kuuluvad Köppeni kliimaklassifikatsiooni järgi aW kliimatüüpi. Uurimisalade valikul oli kriteeriumiks mullalõimis ning peapuuliik. Allpool esitatud joonisel (Joonis 2) on uurimisalade asukohad ning tabelis (Tabel 1) on esitatud täpsem informatsioon uurimisalade kohta.



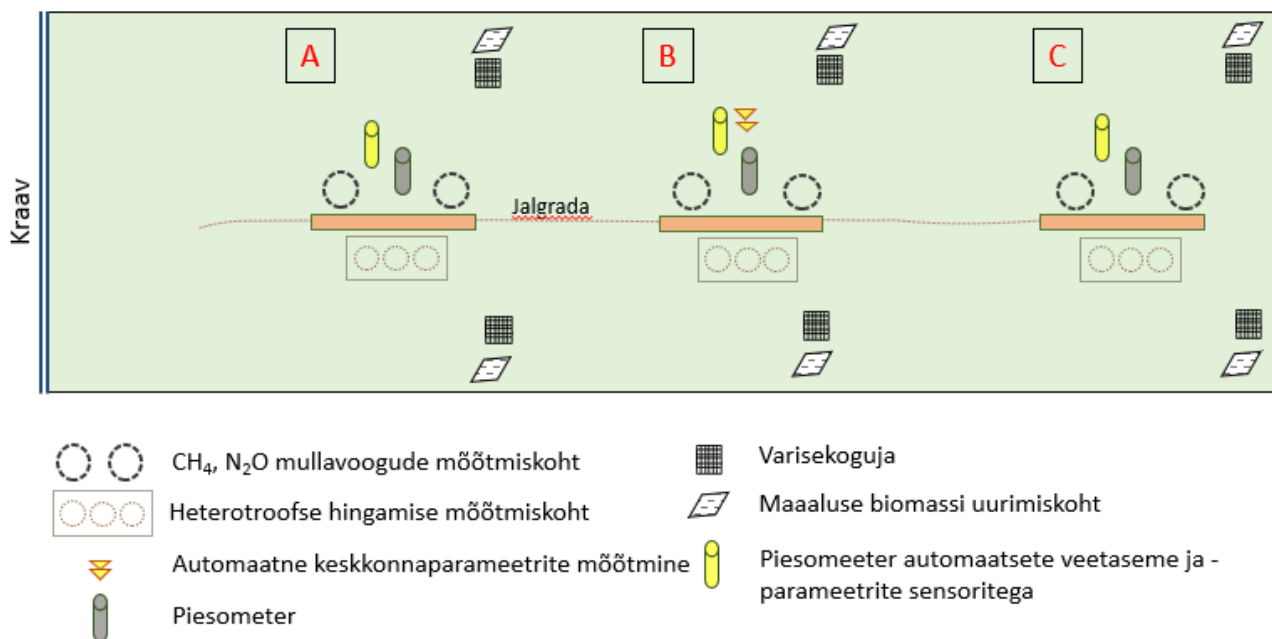
Joonis 2. Uurimisalade asukohakaart

Tabel 1. Nelja uurimisala asukoht, kõrgus merepinnast, kuivendussüsteemi ehitusaasta, puistu vanus, peapuuliik, muld ja mulla lõimis. (andmed pärit Maa-ameti kaardirakendusest)

	Asukoht; kõrgus merepinnast	Kuivendussüsteemi ehitusaasta; puistu vanus	Peapuuliik	Muld; mulla lõimis
Liispõllu kaasik	58.269664, 27.235730 33,5 m	Kuivendussüsteem rajatud 1971. a Puistu 35-aastane	Sookask (<i>Betula pubescens</i>)	sügav siirdesoomuld S'''' lõimisega t ₂₃₀ /t ₃₁₀₀₋₁₂₀
Liispõllu männik	58.269664, 27.235730 33,5 m	Kuivendussüsteem rajatud 1971. a Puistu 50-aastane	Harilik mänd (<i>Pinus sylvestris</i>)	sügav siirdesoomuld S'''' lõimisega t ₂₃₀ /t ₃₁₀₀₋₁₂₀
Vara Kuusik	58.521774, 26.916589 51 m	Kuivendussüsteem rajatud 1988. a Puistu 50-aastane	Harilik kuusk (<i>Picea abies</i>)	sügav siirdesoomuld S'''' lõimisega t ₁₅₀
Tiksoja männik	58.396458, 26.635448 51,5 m	Kuivendussüsteem rajatud 1993. a Puistu 35-aastane	Harilik mänd (<i>Pinus sylvestris</i>)	sügav rabamuld R'''' lõimisega t ₁₅₀

Igal uurimisalal on kolm alamala (A, B, C), mis on süstemaatiliselt paigutatud mööda kuivenduskraavi kuivendamise mõjugradienti – ehk kaugenedes kuivenduskraavist. Iga alamalal paigaldati kahes korduses CH₄ ja N₂O ning talvise CO₂ voogude mõõtmiseks mulda plastikust rõngad (ühel uurimisalal korduseid kokku: n = 6). Vegetatsiooniperioodi CO₂ voo (heterotroofne hingamine) hindamiseks mullast kasutati *trenching*-ut ehk juurte läbilõikamise meetodit. Selleks valmistati ette igal alamalal 0,8 × 1,2 m suurune ala ning lõigati juurte ligipääsu takistamiseks ümber prooviaala mootorsaega 40 cm sügavune soon, kuhu paigaldati geotekstiil. Seeläbi on võimalik elimineerida juurte autotroofse hingamise panus mõõdetavatele CO₂ voogudele.

Mulla veeparameetrite mõõtmiseks on igal uurimisalal neli piesomeetrit, millest kolm asuvad proovikogumisaladel ning üks kuivenduskraavi vahetus läheduses. Proove koguti igalt uurimisalalt kaks korda kuus. Joonisel (Joonis 3) on kujutatud uurimisala skeem.



Joonis 3. Uurimisalade visuaalne skeem (kohandatud Jauhiainen et al. (2019) järgi)

2.2 Kasvuhoonegaaside voo mõõtmised

Töös kasutatud KHG (CO₂, CH₄, N₂O) emissioonide mõõtmisi viidi läbi iga kahe nädala tagant (aprill 2022 – aprill 2023), kokku 24 korral. Samaaegselt koguti ka keskkonnaparameetrite andmeid.

Staatilise pimekambri meetodiga (Hutchinson & Livingston, 1993) mõõdeti CH₄, CO₂ ja N₂O gaasikontsentratsioonide muutusi ajas. Mõõtmisel kasutati valgeid 65-liitriseid PVC kambreid, kõrgusega 40 cm ja diameetriga 50 cm (Joonis 4). Kambrid asetati 48 h enne mõõtmiste alustamist maa sisse paigaldatud rõngaste soonde, mis oli eelnevalt veega täidetud, vältimaks gaasivahetust väliskeskkonnaga. Seejärel võeti kambritest ühe tunni jooksul 20-minutiliste intervallidega (0, 20, 40, 60 min) neli gaasiproovi. Proovid koguti eelnevalt laboris vakumeeritud 50 ml klaaspudelitesse. Gaasiproovid analüüsiti hiljem Tartu Ülikooli laboris Shimadzu 2014 (SHIMADZU CORPORATION, Kyōto, Jaapan) gaaskromatograafia.



Joonis 4. Fotod Liispõllu uurimisalalt sügis- ja talveperioodil. Vasakpoolse foto keskel on gaasivoogude mõõtmiseks kasutatav rõngasse paigutatud mõõtekamber.

Heterotroofset hingamist mõõdeti vegetatsiooniperioodil kaasaskantava CO₂ analüsaatoriga (EGM-5; PP Systems International, Inc., Amesbury, MA, USA). Analüsaator oli ühendatud ventilaatori ja termomeetriga varustatud dünaamilise kambriga. Kamber asetati heterotroofse hingamise mõõtmise tarbeks ettevalmistatud alal 5 cm sügavusele mulda, et vältida gaasivahetust väliskeskkonnaga. Seejärel mõõdeti kolme minuti jooksul analüsaatoriga CO₂ kontsentratsiooni muutust kambris. Ühel heterotroofse hingamise mõõtmisalal tehti mõõtmisi kolmes korduses. Kokku oli ühel mõõtmisalal kolm alamala, seega tehti ühel alal kokku üheksa mõõtmist (vt Joonis 3).

2.3 Keskkonnaparameetrid

Samaaegselt gaasiproovidega koguti andmeid keskkonnaparameetrite kohta. Igalt proovikogumisalalt ning kraavi äärest koguti järgmised andmed: mullatemperatuur profiilis 10, 20, 30 ja 40 cm sügavusel temperatuurisensori ja andmesalvestiga (COMET SYSTEM, Rožnov pod Radhoštěm, Tšehhi); volumetriline mullaniiskus ja mulla temperatuur 5 cm sügavusel Pro Check käsiseadmega (Decagon Devices Inc., Pullman, WA, USA); veetemperatuur, õhurõhk, pH, lahustunud hapniku sisaldus ja küllastusaste ning elektrijuhtivus YSI Pro Plus

instrumendiga (YSI, Yellow Springs, OH, USA) ning veetase. Üles märgiti ka ilmastikuolud, õhutemperatuur ning olemasolul lume paksus.

2.4 Kasvuhoonegaasi voogude arvutus ja andmete kvaliteedikontroll

KHG voogude kvaliteedikontrolli tarbeks analüüsiti gaaskromatograafia lisaks CH₄ ja N₂O gaasikontsentratsiooni muutustele seda ka CO₂ puhul. Sel puhul eeldati CO₂ lineaarset tõusu. Kui CO₂ nelja gaasikontsentratsiooni muutust näitava punkti lineaarse regressiooni determinatsioonikordaja (R²) oli alla 0.95, siis eemaldati andmepunkt, mis teistest enim erines, saavutamaks kõrgeim võimalik R² väärtus. Vastavalt sellele, mitmenda mõõtmisega oli tegu, eemaldati sama mõõtmise punkt ka CH₄ ja N₂O andmetest. Kui ühe punkti eemaldamise järel oli R² jätkuvalt alla 0.95, siis antud mõõtmise tulemusi ei kasutatud.

KHG vood arvutati vastavalt ideaalgaasi võrrandile, kasutades kontsentratsiooni muutust ajas (võrrand 1):

$$F = \frac{M \times P \times V \times \delta v \times f1}{R \times T \times t \times A} \quad (1)$$

Võrrandis kasutatud tähised:

F – voo suurus tunnis ruutmeetritl

M – gaasi molaarmass (CO₂ 44 g mol⁻¹; CH₄ 16 g mol⁻¹; N₂O 44 g mol⁻¹)

P – normaalrõhk (101300 Pa)

V – kambri ruumala (staatiline kamber 0.0655 m³; dünaamiline kamber 0.021418 m³)

δv – lineaarne tõus (ppm (CO₂); ppb (CH₄ ja N₂O))

$f1$ – teisendus elemendile (CO₂ puhul koefitsient 0,2727; CH₄ puhul 0,75; N₂O puhul 0,636)

R – gaasikontant (8.3143 J mol⁻¹ K⁻¹)

T – õhutemperatuur mõõtmise ajal (°K)

t – mõõteperioodi aeg (staatiline kamber 1h; dünaamiline kamber 3 min)

A – kambrialune pindala (staatiline kamber 0.19625 m²; dünaamiline kamber 0.07069 m²)

Seejärel teisendati tulemus CO₂ puhul mg ja N₂O ning CH₄ puhul µg.

2.5 Andmetöötlus

Statistiline andmeanalüüs ja visualiseerimine tehti programmiga OriginPro 2022b (OriginLab Corporation, MA, USA). Andmete korrastamiseks kasutati Microsoft Office Excel programmi. Normaaljaotuse puudumise tõttu kasutati mõõdetud gaasivoogude seose tugevuse keskkonna- ja veeparameetritega hindamiseks mitteparameetrilist Spearmani korrelatsioonianalüüsi.

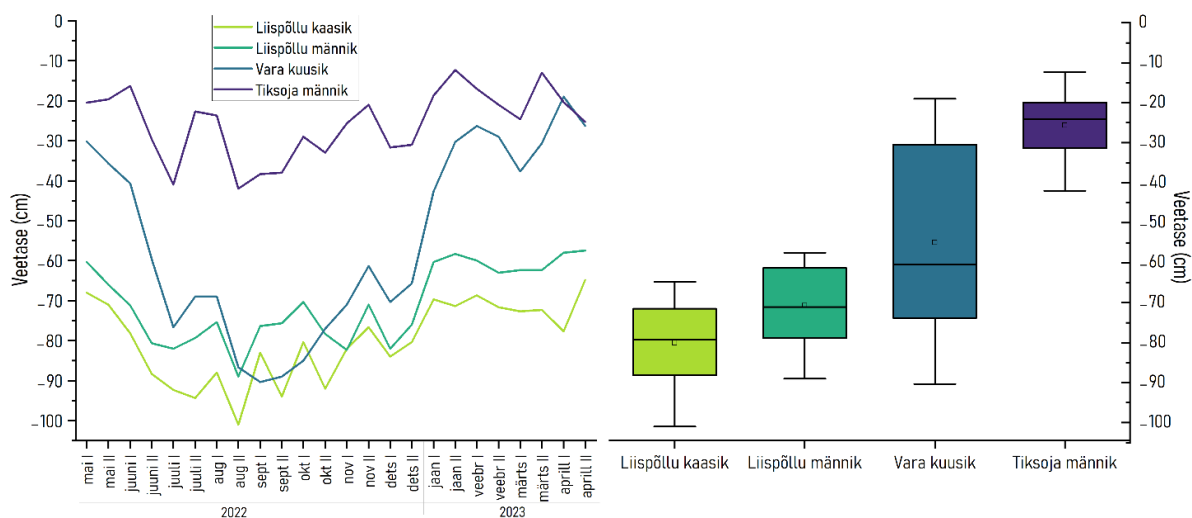
Kuna talvisel perioodil ei olnud võimalik madala õhutamperatuuri tõttu analüsaatoriga CO₂ voogusid mullast mõõta, siis aastase voo arvutamiseks kasutati talvise CO₂ voo hindamiseks staatilise pimekambri meetodil kogutud andmeid. Lisaks eeldati, et talvisel perioodil fotosüsteesi puudumise tõttu mullas autotroofset hingamist ei toimu.

3 TULEMUSED

Antud peatükis esitletakse uurimisaladelt mõõdetud keskkonnaparametrid, tuuakse välja mõõdetud KHG vood ja nende varieeruvused ning kirjeldatakse voogude seoseid keskkonnaparmetritega.

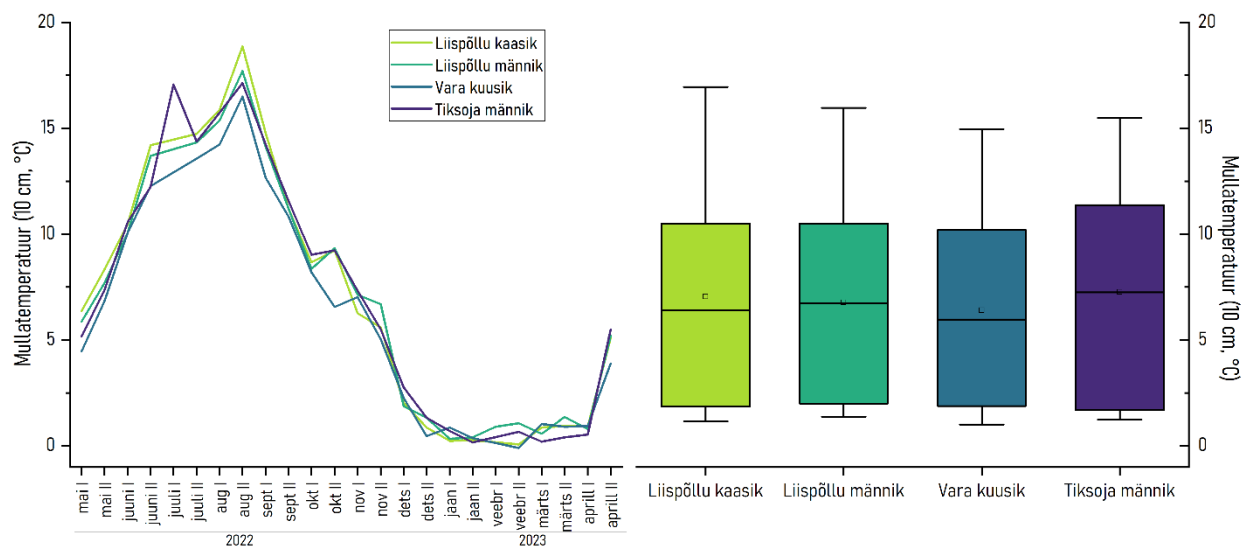
3.1 Keskkonnaparmetrid ja nende varieeruvus

Veetase oli aastaringselt kõrgeim kuivendatud Tiksoja rabametsas, madalaim aga Liispõllu kaasiku uurimisalal. Liispõllu kaasiku ja männiku veetasemed varieerusid aastasiselt 35 cm ulatuses. See-eest suurim aastasisene varieeruvus 70 cm ulatuses oli Vara kuusikus. Veetasemete aastast käiku ja variatsiooni kujutaval joonisel (Joonis 5) on selge aastaegade vaheline varieeruvus kõrgema veetasemega talvel ja madalamaga suvel..



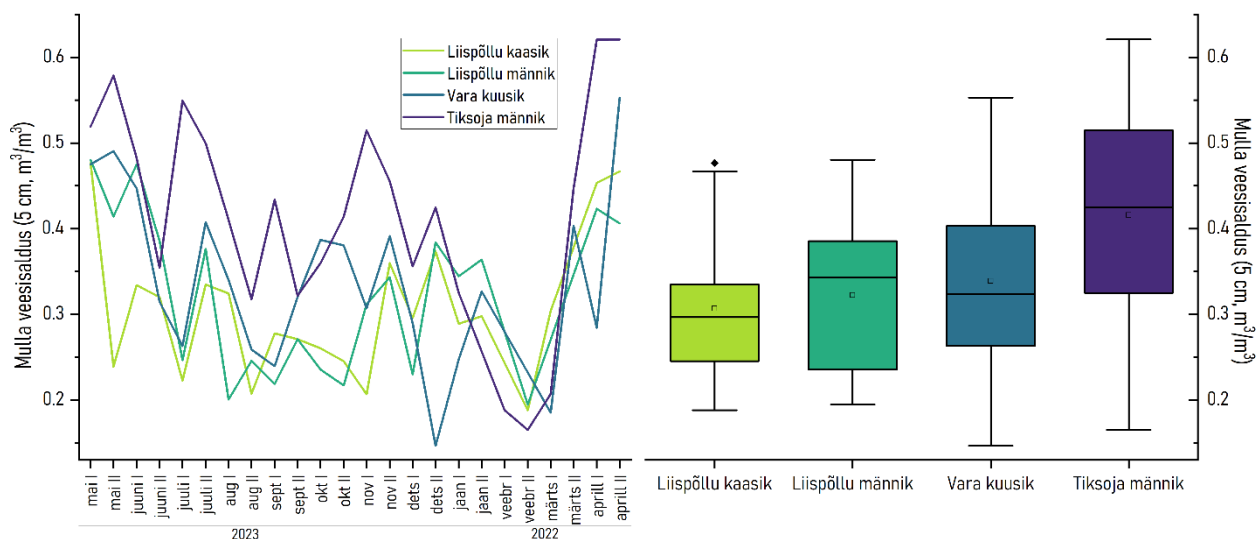
Joonis 5. Veetasemete aastasisene varieeruvus Liispõllu kaasiku ja männiku, Vara kuusiku ja Tiksoja uurimisaladel ajavahemikus mai 2022 kuni aprill 2023. Karp-vurru diagramm näitab mediaani (horisontaalne joon), keskmist (ring), alumist ja ülemist kvartiili (karp), 95% usaldusvahemikkude (vurrud).

Aastane mullatemperatuuri (10 cm) käik kõigil neljal uurimisalal oli valdavalt sarnane, jäädes 0 ja 20 °C vahele. Joonisel (Joonis 6) on märgata pisut suuremat variatsiooni väikseima võrastiku liitusega Tiksoja männiku uurimisalal.



Joonis 6. Mullatemperatuuri (10 cm) aastasisene varieeruvus Liispõllu kaasiku ja männiku, Vara kuusiku ja Tiksoja männiku uurimisaladel ajavahemikus mai 2022 kuni aprill 2023. Karp-vurru diagramm näitab mediaani (horisontaalne joon), keskmist (ring), alumist ja ülemist kvartiili (karp), 95% usaldusvahemikkude (vurrud).

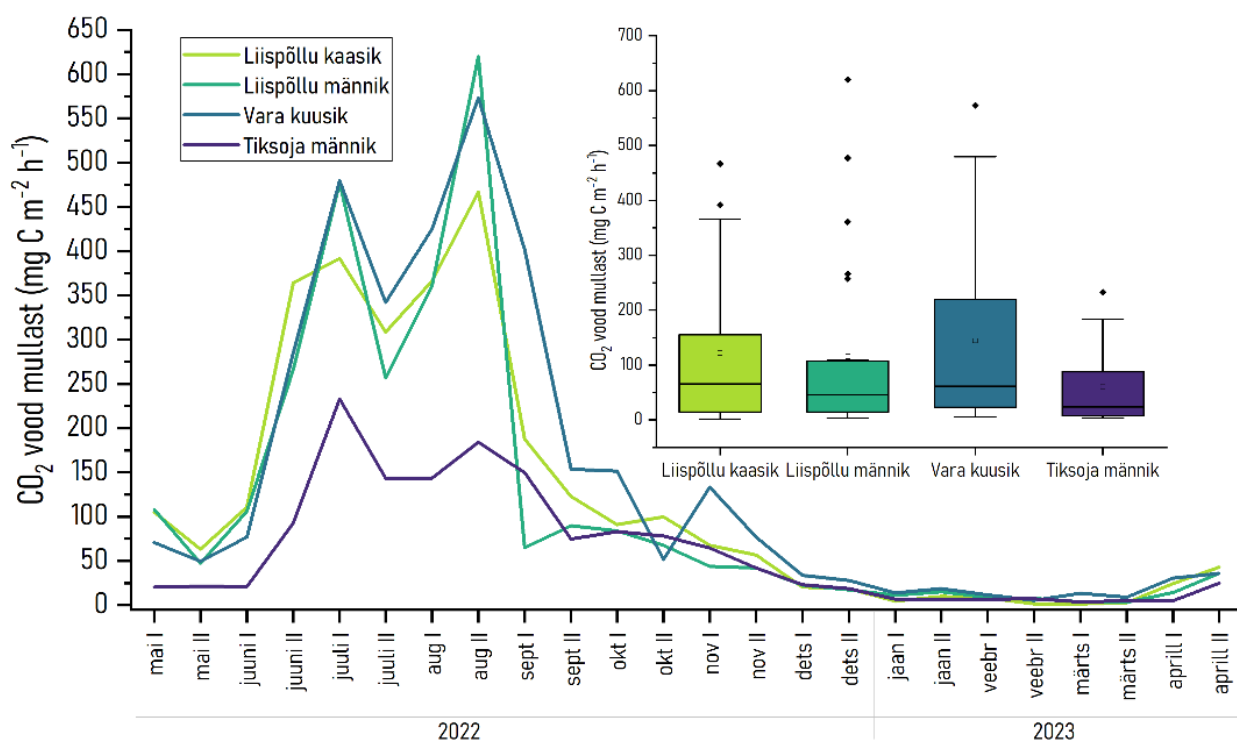
Keskmiselt kõrgeim ja ühtlasi suurima aastasisese varieeruvusega mulla veesisaldus oli Tiksoja kuivendatud rabametsas. Madalaima keskmise veesisaldusega mulla leiab Liispõllu kaasikust, mis oli lähedalasuvast männiku uurimisalast tunduvalt kuivem. Aastase mulla veesisalduse käigu ja varieeruvuse leiab allolevalt jooniselt (Joonis 7).



Joonis 7. Mulla veesisalduse aastasisene varieerumine Liispõllu kaasiku ja männiku, Vara kuusiku ning Tiksoja männiku uurimisaladel ajavahemikus mai 2022 – aprill 2023. Karp-vurru diagramm näitab mediaani (horisontaalne joon), keskmist (ring), alumist ja ülemist kvartiili (karp), 95% usaldusvahemikkude (vurrud), ning võõrväärtuste väärtusi (teemant).

3.2 CO₂ voogude varieeruvus ning aasta keskmine voog

Kõigi nelja uurimisala mullad olid aasta lõikes CO₂ emiteerijad. Suurim keskmine (\pm standardhälve) mullavoog mõõdeti Vara kuusikust ($144,6 \pm 35,1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), millele järgnesid Liispõllu kaasik ($122,4 \pm 29,4 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) ja männik ($115,7 \pm 32,7 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Tiksoja männiku CO₂ keskmine mullavoog oli väikseim ($60,8 \pm 7,48 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Joonisel (Joonis 8) on selgelt näha aastane voogude ulatuslik varieeruvus kõrgemate voogudega suvekuude ja madalamate voogudega talvekuudel.



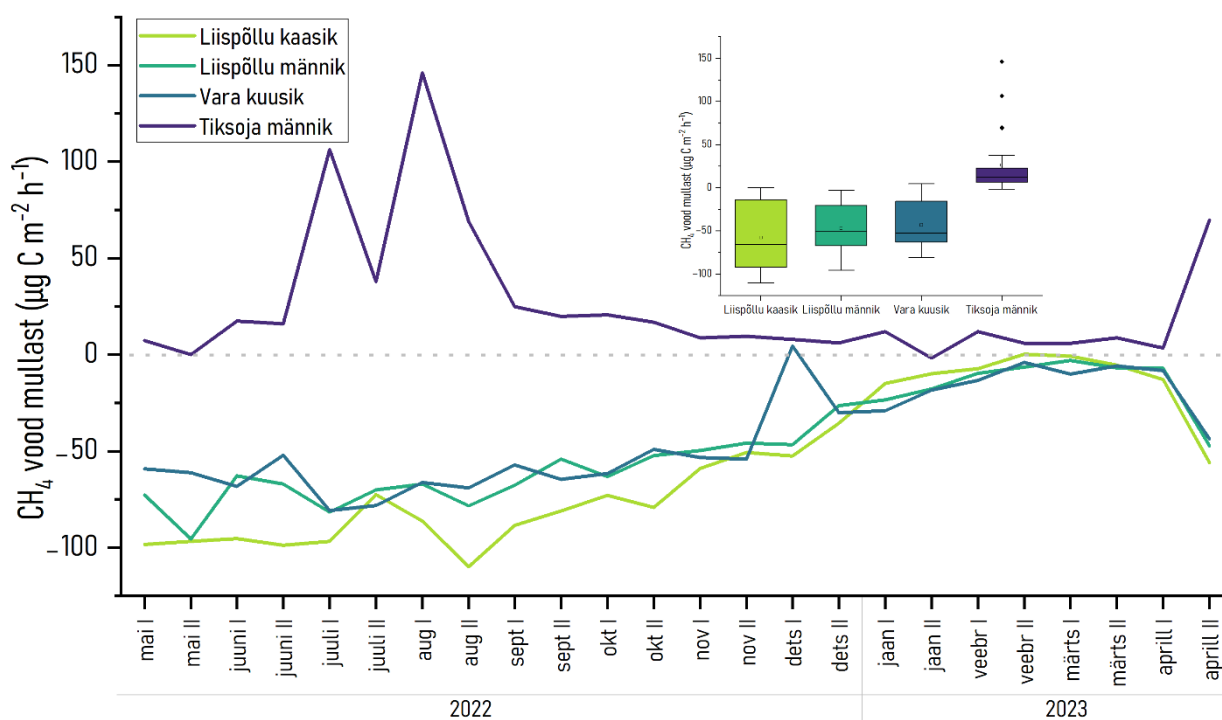
Joonis 8. Aastane CO₂ voogude ($\text{mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) varieeruvus mullast Liispõllu kaasiku ($n = 24$) ja männiku ($n = 24$), Vara kuusiku ($n = 24$) ja Tiksoja männiku ($n = 24$) uurimisaladel ajavahemikus mai 2022 – aprill 2023. Karp-vurru diagramm näitab mediaani (horisontaalne joon), keskmist (ring), alumist ja ülemist kvartiili (karp), 95% usaldusvahemikkude (vurrud), ning võõrväärtuste väärtusi (teemant).

Soojal augustikuul mõõdeti kõigil kuivendatud siirdesoometsade uurimisalade muldadest aasta suurimad CO₂ emissioonid. Kõrgeim neist oli Liispõllu männikus ($620 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). See-eest mõõdeti Tiksoja CO₂ emissioonimaksimum hoopis juuli algul, jäädes teistele uurimisaladel tugevalt alla ($232,9 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$).

Aastased CO₂ koguemissioonid nelja uurimisala mullast olid järgmised: Vara kuusikus $12666 \text{ kg C ha a}^{-1}$, Liispõllu kaasikus $10721 \text{ kg C ha a}^{-1}$, Liispõllu männikus $10131 \text{ kg C ha a}^{-1}$ ja Tiksoja männikus $5326 \text{ kg C ha a}^{-1}$.

3.3 CH₄ voogude varieeruvus ning aasta keskmine voog

Uurimisaladest ainus CH₄ allikas oli kuivendatud rabametsa ehk Tiksoja männiku muld, mille aasta keskmine voog oli $25,2 \pm 7,40 \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Ülejäänud kolme kuivendatud siirdesoometsa mullad olid kõik aasta keskmiselt CH₄ neelajad. Neist suurim CH₄ siduja oli Liispõllu kaasik ($-58,46 \pm 7,55 \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), millele järgnesid Liispõllu männik ($-47,5 \pm 5,03 \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) ja Vara kuusik ($-25,2 \pm 5,34 \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Alljärgneval joonisel (Joonis 9) on kujutatud nelja uurimisala mulla aastased CH₄ vood, kus on näha selge aastasisene varieeruvus suurema sidumise ja emiteerimisega soojemal aastaajal.



Joonis 9. Aastase CH₄ voogude ($\mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) varieeruvus mullast Liispõllu kaasiku ($n = 24$) ja männiku ($n = 24$), Vara kuusiku ($n = 24$) ja Tiksoja männiku ($n = 24$) uurimisaladel ajavahemikus mai 2022 – aprill 2023. Karp-vurru diagramm näitab mediaani (horisontaalne joon), keskmist (ring), alumist ja ülemist kvartiili (karp), 95% usaldusvahemikkude (vurrud), ning võõrväärtuste väärtusi (teemant).

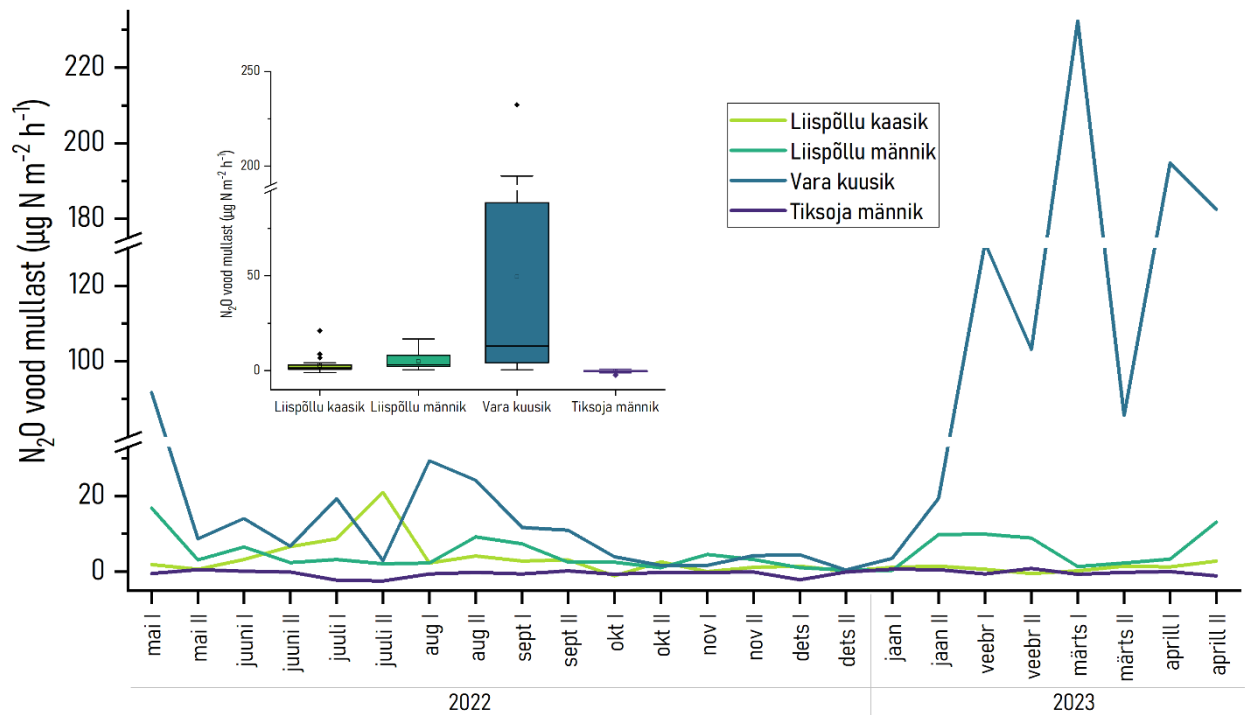
Aastased mulla CH₄ vood varieerusid palju. Nii CH₄ sidumine kui ka emiteerimine vähenesid märkimisväärselt talvekuudel. Kevade hakul toimus nii sidumises kui ka emiteerimises tõus. Siirdesoo alade mullad sidusid suveperioodil ühtlaselt CH₄ ning septembri algul hakkasid vood vähenema. See-eest Tiksoja uurimisalal ilmestasisid vooge suvised piigid ning seejärgne järsk emissioonide langus. Augustikuus mõõdeti Liispõllu kaasikus suurim metaani sidumine ($-109,99 \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) ja Tiksoja männikus emiteerimine ($146,05 \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Eri kraavikaugustelt varieerusid CH₄ vood kõigi nelja ala peale vahemikus $-132,34 \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$

ja $692,58 \mu\text{g C m}^{-2} \text{h}^{-1}$ (vt lisa 2). Kõik kolm kuivendatud siirdesoometsa mulda olid aastaringsest valdavalt CH_4 sidujad ja ainult kuivendatud rabametsa muld emiteerija.

Aastased CH_4 koguemissioonid uurimisalade muldadest olid järgmised: Tiksoja männikus $2,21 \text{ kg C ha a}^{-1}$, Vara kuusikus $-3,78 \text{ kg C ha a}^{-1}$, Liispõllu männikus $-4,16 \text{ kg C ha a}^{-1}$ ja Liispõllu kaasikus $-5,12 \text{ kg C ha a}^{-1}$.

3.4 N_2O voogude varieeruvus ning aasta keskmine voog

Kolme kuivendatud siirdesoometsa mullad olid aastas keskmiselt N_2O emiteerijad. Suurim N_2O emiteerija oli Vara kuusik ($50,18 \pm 14,2 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$), millele järgnesid Liispõllu männik ($5,44 \pm 0,888 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$) ja Liispõllu kaasik ($2,73 \pm 0,906 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$). Tiksoja männiku muld oli väike N_2O neelaja ($-0,35 \pm 0,180 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$). Allpool esitatud joonisel (Joonis 10) on kujutatud nelja uurimisala N_2O aastased vood ja nende variatsioon.



Joonis 10. Aastane N_2O voogude ($\mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$) varieeruvus mullast Liispõllu kaasiku ($n = 24$) ja männiku ($n = 24$), Vara kuusiku ($n = 24$) ja Tiksoja männiku ($n = 24$) uurimisaladel ajavahemikus mai 2022 – aprill 2023. Karp-vurru diagramm näitab mediaani (horisontaalne joon), keskmist (ring), alumist ja ülemist kvartiili (karp), 95% usaldusvahemikkude (vurrud), ning võõrväärtuste väärtusi (teemant).

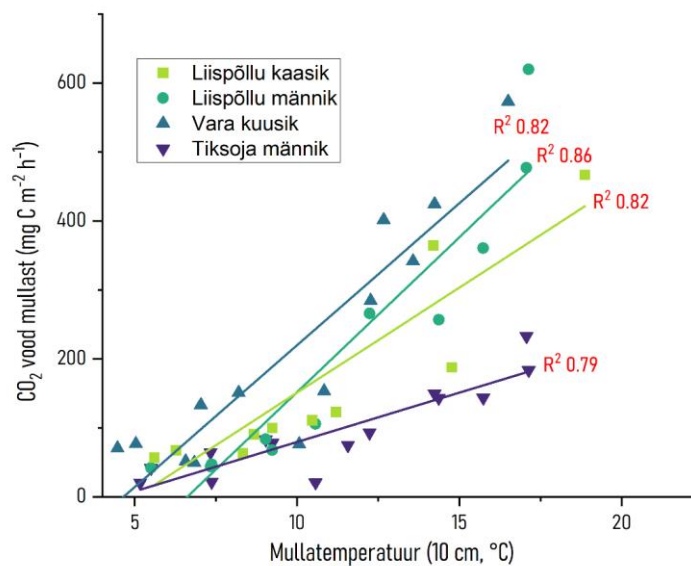
Aastased N_2O mulla vood varieerusid alade vahel märkimisväärselt. Liispõllu männiku ja kaasiku suurimad vood mõõdeti suvel, sellal mõõdeti ka suurim N_2O sidumine Tiksoja männikus. Vara kuusiku mullast ilmsid suurimad vood aga hoopis jaanuari lõpust maikuuni.

Märtsis mõõdeti Vara kuusikust suurim N₂O voog (232,41 µg N m⁻² h⁻¹) ning Tiksoja männikust juulis vähim voog (-2,49 µg N m⁻² h⁻¹). Eri kraavikaugustelt varieerusid N₂O vood kõigi alade peale vahemikus 749,14 µg N m⁻² h⁻¹ ja -7,34 µg N m⁻² h⁻¹ (vt lisa 2). Valdavalt olid kolm kuivendatud siirdesoometsa aasta läbi N₂O emiteerijad. Tiksoja männiku puhul oli emiteerimise ja sidumise vahetorkord aastaringselt varieeruvam.

Aastased N₂O koguemissioonid nelja uurimisala muldadest olid järgmised: Vara kuusikus 4,40 kg N ha a⁻¹, Liispõllu männikus 0,48 kg N ha a⁻¹, Liispõllu kaasikus 0,24 kg N ha a⁻¹ ja Tiksoja männikus -0,03 kg N ha a⁻¹.

3.5 Kasvuhoonegaaside voogude seosed mullatemperatuuriga

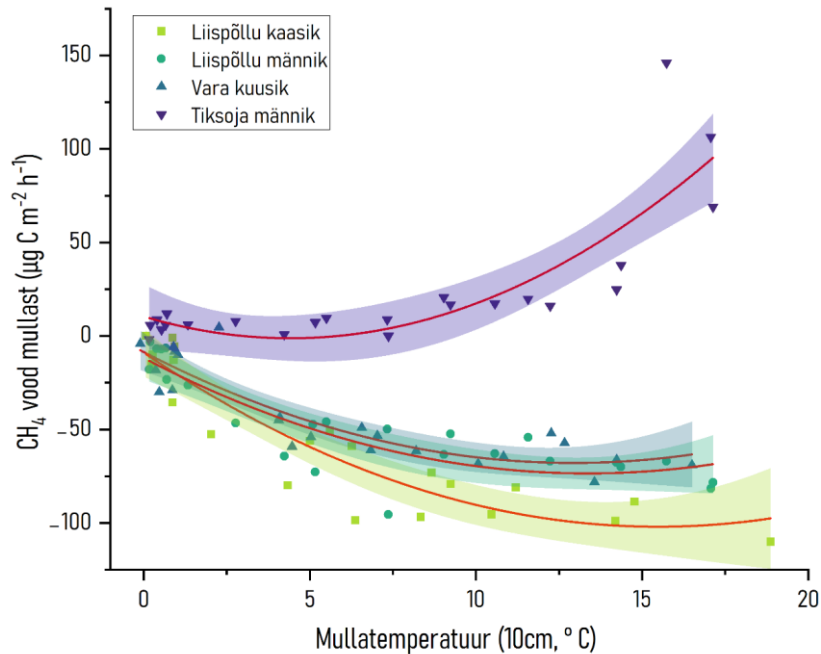
CO₂ emissioonidel oli keskmiselt tugev positiivne korrelatsioon mullatemperatuuridega kõigil mõõtesügavustel ($\rho = 0,94$), ehkki kõrgeimad Spearmani korrelatsioonikordajad esinesid mullatemperatuuriga 10 ja 20 cm sügavuselt (Lisa 1 tabelid 1-4). Joonisel (Joonis 11) on kujutatud kõigi uurimisalade muldade vegetatsiooniperioodi CO₂ emissioonide seosed mullatemperatuuriga 10 cm sügavuselt.



Joonis 11. 2022. aasta vegetatsiooniperioodil mõõdetud CO₂ mullavoogude seos mullatemperatuuriga 10 cm sügavusel Liispõllu kaasiku (n = 14) ja männiku (n = 14), Vara kuusiku (n = 14) ja Tiksoja männiku (n = 14) uurimisaladel.

Kõigi kuivendatud siirdesoometsade muldade CH₄ vood korreleerusid tugevaimalt 10 ja 20 (cm) sügavuselt mõõdetud mullatemperatuuridega, neist suurim Spearmani korrelatsioonikordaja esines Liispõllu uurimisalal ($\rho = 0.86$). Ainus CH₄ emiteeriv Tiksoja

männik omas tugevaimat seost 10 cm sügavuse mullatemperatuuriga ($\rho = 0.82$). Seejuures oli nii CH₄ emiteerival ja siduvatel muldadel oli ühtlaselt tugev positiivne korrelatsioon kõikidelt sügavustelt mõõdetud temperatuuridega. Jooniselt (Joonis 12) leiab seosed mõõdetud CH₄ voogude ja mullatemperatuuriga 10 cm sügavuselt.



Joonis 12. Keskmiste CH₄ voogude seos mullatemperatuuriga 10cm sügavuselt Liispõllu kaasiku (n = 24) ja männiku (n = 24), Vara kuusiku (n = 24) ja Tiksoja männiku (n = 24) uurimisaladel. Varjutatud ala näitab 95% usaldusvahemikku.

N₂O emissioonid korreleerusid mullatemperatuuriga vaid Liispõllu kaasikus, kus tugevaim seos oli 20 cm sügavuselt mõõdetud temperatuuriga ($\rho = 0,67$).

3.6 Kasvuhoonegaaside voogude seosed veetaseme ja mullaniiskusega

Veetaseme ja CO₂ voogude vahel oli tugev negatiivne korrelatsioon Vara kuusikus ($\rho = -0.71$) ja Liispõllu kaasikus ($\rho = -0,70$). Keskmise negatiivne seos oli Liispõllu ($\rho = -0,59$) ja Tiksoja männikus ($\rho = -0,58$).

Kõigil kolmel kuivendatud siirdesoometsal oli keskmine negatiivne korrelatsioon CH₄ voogude ja veetaseme vahel, kus Spearmani korrelatsioonikordaja jäi vahemikku $-0,46$ kuni $-0,55$. Tiksoja männikus oli aga seos positiivne ($\rho = 0,53$). See-eest puudus kõigil uurimisaladel oluline seos veetasemega suvisel perioodil, mil määravamaks osutus mullatemperatuur.

Veetaseme ja N₂O voogude vaheline seos puudus ainsana Liispõllu männikus. Liispõllu kaasikus võis täheldada negatiivset ($\rho = -0,51$) ja Tiksoja männikus ($\rho = 0,48$) ning Vara kuusikus ($\rho = 0,63$) positiivset korrelatsiooni.

Mullaniiskuse CO₂, CH₄ ja N₂O voogude vahelised korrelatsioonid puudusid. Korrelatsioonimaatriks on esitatud lisa 1.

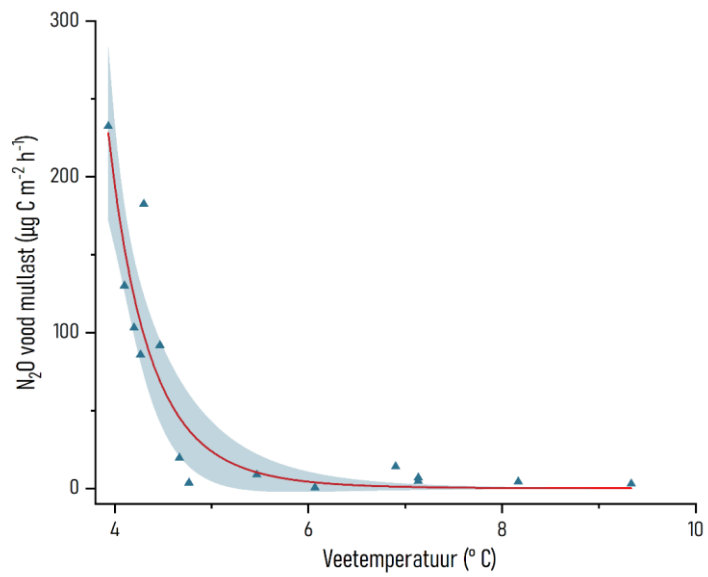
3.7 Kasvuhoonegaaside voogude seosed veeparameetritega

Vaatluskaevust mõõdetud vee pH korreleerus CH₄ voogudega vaid metaani siduvas Tiksoja männikus ($\rho = 0,58$). Tiksoja oli ka ainus ala, kus oli seos CO₂ voogude ja pH vahel ($\rho = 0,63$). See-eest leidis negatiivne korrelatsioon pH ja N₂O voogude vahel Vara kuusikus ($\rho = -0,52$) ja Liispõllu männikus ($\rho = -0,69$).

Vee hapnikusisaldusel oli oluline seos CH₄ voogudega Liispõllu männikus ($\rho = 0,56$) ja negatiivne korrelatsioon N₂O voogudega Vara kuusikus ($\rho = -0,59$). CO₂ vood korreleerusid negatiivselt vee hapnikusisaldusega Liispõllu kaasiku ($\rho = -0,59$) ja männiku ($\rho = -0,65$) uurimisaladel. Tugeva seose võis leida ka vee elektrijuhtivuse ja CH₄ voogude vahel Liispõllu männikus ($\rho = 0,81$).

Vee elektrijuhtivus ja N₂O vood korreleerusid vaid Vara kuusiku uurimisalal ($\rho = 0,51$). CO₂ vood ja elektrijuhtivus olid omavahel negatiivses seoses vaid Liispõllu männiku ($\rho = -0,65$) ja kaasiku ($\rho = -0,53$) uurimisaladel.

CO₂ emissioonidel oli seos ka veetemperatuuriga, tugevaim neist kõrge veetasemega Tiksoja männikus ($\rho = 0,88$). CH₄ vood korreleerusid negatiivselt veetemperatuuriga kuivendatud siirdesoo uurimisaladel, kus Spearmani korrelatsioonikordaja oli keskmisel $-0,58$. Positiivne korrelatsioon esines aga Tiksoja alal ($\rho = 0,68$). Vara kuusiku uurimisala N₂O emissioonidel oli tugev negatiivne seos veetemperatuuriga ($\rho = -0,81$), seejuures oli kõrgemate emissioonide ajal veetemperatuur madalam kui 5 °C (vt joonis 13).



Joonis 13. Keskmiste N₂O voogude seos vaatluskaevust mõõdetud veetemperatuuriga Vara kuusiku mullast (n = 15). Varjutatud ala näitab 95% usaldusvahemikku.

Kõigi nelja ala statistiliselt olulised seosed mõõdetud parameetritega on esitatud lisa 1.

4 ARUTELU

4.1 Süsihappegaasi vood

Kuivendatud turbaalade muldadele omaselt olid kõigi nelja uurimisala mullad aasta keskmiselt CO₂ emiteerijad. Keskmised aastased mullavood olid kuivendatud siirdesoometsade uurimisaladel $127,55 \pm 32,4 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, sarnaselt Salm et al. (2012) tulemustele, kus tugeva kuivendusmõjuga mikstroofse turvasmulla (kask, mänd, haab) aastaseks vooks mõõdeti $127,02 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Kõrgeim keskmine emissioon mõõdeti Vara kuusiku uurimisala mullast, millele järgnesid Liispõllu kaasiku ja männiku uurimisalade mullavood (vt joonis 8). Tiksoja kuivendatud rabametsa mulla aasta keskmine CO₂ emissioon oli $60,8 \pm 7,48 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, mis oli märkimisväärselt madalam siirdesoo alade mulla emissioonidest (vt joonis 8). Siinkohal tuleb meeles pidada, et mullahingamise mõõtmiseks ettevalmistatud alade ümbert lõigati läbi juured, et vältida autotroofse hingamise panust mõõdetud voogudesse. Lõigatud juured on aga lisasubstraadiks mulla mikrobiotale ning võivad mõõtmise algusaegadel tõsta heterotroofset hingamist ja seeläbi CO₂ vooge (Minkkinen et al., 2007). Tulemuste korrektseks interpreteerimiseks tuleks seetõttu välja jätta esimese kolme kuu mõõtetulemused. Antud töös seda ei tehtud, kuna vaadeldav periood oleks sel juhul jäänud alla aasta.

Kuna KHG-de kuivendusjärgsed mullavood sõltuvad suuresti mulla toitainesisaldusest (Minkkinen et al., 1999), siis võib Vara kuusiku mulla suuremaid vooge seletada kõrgem mulla toitainete sisaldus võrreldes teiste uurimisaladega. Suurem kogus ja kvaliteetsem substraat võimendab heterotroofset hingamist, tõstes seeläbi mulla KHG-de emissioone (Ojanen et al., 2010). Kahe Liispõllu uurimisala CO₂ mullavoogude erinevust võib selgitada kaasiku madalam keskmine veetase – see tähendab ka paksemat akrotelmi, kus aeroobne lagunemine saab toimuda, millega enamasti kaasnevad suuremad mulla CO₂ vood (Mäkiranta et al., 2009). Samuti on kaasikutes enamasti varise omaduste tõttu väiksem C:N suhe, mis tähendab kiiremat lagunemist ja suuremat heterotroofset hingamist (Augusto et al., 2002). Märkimisväärselt madalamaid voogusid Tiksoja männiku mullast põhjustab eelkõige tõik, et rabade toitainete sisaldus on siirdesoo ja madalsooga võrreldes madalam. Madalamaid voogusid väiksema toitainesisaldusega muldadest on täheldatud mitmetes uurimustes (eg Minkkinen et al., 2007; Ojanen et al., 2013; Salm et al., 2012), samuti oli Tiksoja männikus keskmiselt kõrgeim veetase. Laiho et al. (2003) sõnul on peapuuliigil märkimisväärne mõju varise kogusele – viimase suurenemisega kasvab ka enamasti CO₂ voog mullast (Ojanen et al., 2010). Seega võib

peapuuliigi varise kogus samuti seletada kolme kuivendatud siirdesoo mulla CO₂ voogude varieerumist. Uri et al. (2022) tulemuste järgi on aasta keskmine varise kogus suurim kuusikutes, sellal kui kaasikutes ja männikutes on eelmainitu madalam. Sarnase keskmise varise kogusega kaasiku ja männiku variatsiooni CO₂ mullavoogudes võib omakorda seletada kase varise väiksem C:N suhe.

Heterotroofsest hingamisest tulenevaid CO₂ vooge ilmestas suur temporaalne dünaamika, kus siirdesoo aladel olid suvekuude (juuni – august) mullavood keskmiselt $348,71 \pm 35,59 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ning talvekuudel (detsember – veebruar) $14,29 \pm 1,98 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (vt joonis 8). Tiksoja männiku puhul olid mullavood vastavalt $136,27 \pm 29,9$ ja $11,47 \pm 7,34 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Varasemates uurimustes on välja toodud heterotroofse hingamise tugev seos mullatemperatuuriga (Kriiska et al., 2019; Ojanen et al., 2013; von Arnold et al., 2005). Tugevaimad seosed esinesid CO₂ voogude ja mullatemperatuuri vahel 10-20 cm sügavusel. Selle põhjuseks võib olla tõik, et kuivendatud turbaaladel akumulereub kergesti lagundatav materjal just turba ülemistesse kihtidesse (Ojanen et al., 2013). Kuna eelmainitu rohkus soosib mullahingamist, mis on omakorda tugevas seoses mullatemperatuuriga, siis võib arvata, et mikrobioloogilist elutegevust reguleerivad temperatuurimuutused mullas kvaliteetse substraadi rikkaimas osas mõjutavad CO₂ vooge enim.

Kõigi alade mulla CO₂ voogudel oli negatiivne korrelatsioon veetasemega, mis näitab, et alaneva veetaseme puhul CO₂ emissioonid mullast suurenevad. See kinnitab, et looduslike turbaalade kuivendamisel on mullahingamisele positiivne mõju.

4.2 Metaani vood

Neljast uurimisalast kolmel, kõigil kuivendatud siirdesoometsadel, märgiti CH₄ sidumist, mis jäid samasse suurusjärku Soomes mõõdetud tulemustega (Ojanen et al., 2010). Vaid ainsal kuivendatud rabametsa uurimisalal oli muld väike CH₄ emiteerija ($25,2 \pm 7,40 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), (vt joonis 9) mille suurusjärg ühtis Kanadas mõõdetud tulemustega sarnase veetasemega rabas (Moore & Knowles, 1990).

CH₄ toodavad metonogeensed mikroorganismid mulla anaeroobses osas ning oksüdeerivad metanotroofsed organismid mulla aeroobses osas (Kamal & Varma, 2008). Seda, kas muld on CH₄ emiteerija või siduja, määrab viimaks veetase, sest viimane reguleerib mulla aeroobse lasundi paksust (Martikainen et al., 1995). Madalam veetase vähendab CH₄ produktsiooni ja suurendab selle oksüdeerimist (Kettunen et al., 1999). Metanotroofsete ja -geensete

mikroorganismide elutegevust reguleerib omakorda ka mullatemperatuur (van Winden et al., 2012).

CH₄ siduvates kuivendatud siirdesoodes oli mulla CH₄ voogude ja veetaseme vahel negatiivne korrelatsioon, mida toetavad varasemalt Soomes läbi viidud uuringud (Martikainen et al., 1995; Ojanen et al., 2010). Negatiivne seos veetasemega seletab CH₄ voogude varieerumist alade vahel. Mida madalam oli keskmine veetase, seda suurem CH₄ siduja uurimisala muld oli. Madalaima keskmise veetaseme tõttu oli Liispõllu kaasiku muld suurim CH₄ siduja. Intensiivselt kuivendatud siirdesoo uurimisalade aasta keskmine veetase oli –68 cm. See-eest ainsal CH₄ emiteerival alal, Tiksoja männikul, oli kõnealune vaid –26 cm ning korrelatsioon veetaseme ja CH₄ emissioonide vahel negatiivne. Samuti ei alanenud kehva kuivendussüsteemi ja kõrgema algupärase veetaseme tõttu Tiksoja männiku veetase kordagi piisavalt madalale, et mullas hakkaks toimuma CH₄ sidumine (va kraavile lähim proovivõtu ala). Siiski on Martikainen et al. (1995) järgi kuivendatud raba muldade CH₄ vood tunduvalt väiksemad looduslikest.

Mulla CH₄ voogudel oli suur aastasisene variatsioon. CH₄ sidumine kuivendatud siirdesoo muldadel oli üsna ühtlane terve vegetatsiooniperioodi vältel (vt joonis 9), jõudes nulli lähedale alles veebruari lõpus. See-eest CH₄ emiteeriva Tiksoja männiku uurimisala mullast olid muutused emissioonides järsemad, piikidega juulis ja augustis (vt joonis 9). Suvistele kõrgetele emissioonidele järgnes järsk langus juba septembri algul. Joonisel 12, kus on kujutatud CH₄ voogude seos mullatemperatuuriga, on näha, et kui CH₄ sidumine kasvab ka 0-7 °C juures, siis metaani tootmine hakkab kasvama alles siis, kui mullatemperatuur on üle 7 °C. Juottonen et al. (2008) on leidnud, et madalad temperatuurid (< 12 °C) pärsivad metanogeensete mikroorganismide elutegevust. Antud töö tulemustes on samuti märgata järsemat CH₄ voogude tõusu üle 12 °C mullatemperatuuri juures (vt joonis 12). Sellal on märgata märkimisväärselt kiiremat emissioonide kasvu võrdluses sidumisega. Seda seetõttu, et Q₁₀ väärtus (ehk mitmekordne voomuutus toimub 10 °C temperatuurimuutuse korral) on CH₄ produktsioonil palju suurem. Dunfield et al. (1993) tulemuste järgi oli CH₄ tootmise korral Q₁₀ vahemikus 5,3-16, kuid CH₄ tarbimisel vaid 1,4-2,1.

Erinevalt Ojanen et al. (2010) tulemustest, ei mõjutanud antud töö puhul suviste CH₄ voogude variatsiooni veetase, vaid hoopis mullatemperatuur. Samuti kirjeldas mullatemperatuur paremini ka aastast CH₄ voogude variatsiooni. Roulet et al. (1993) sõnul on kriitiline veetase 25-30 cm vahemikus, sellest kõrgema veetaseme puhul on muld CH₄ emiteerija ja *vice versa*. Kuna Tiksoja männiku enim CH₄ emiteerivad proovivõtualad olid aastaringselt sellest

madalama veetasemega, siis võis just temperatuur enim mõjutada CH₄ vooge mikrobioloogilist tegevust soodustades või limiteerides. Kuna kuivendatud siirdesoo uurimisalade veetaseme aastane käik jäi alla selle kriitilise piiri, siis võis temperatuur mõjutada samamoodi ka sealset CH₄ sidumist. Siiski võis märgata Vara kuusiku hetkelist kriitilise veetaseme ületamist, kuid sel ajal oli temperatuur liiga madal CH₄ produktsiooniks. Kolme kuivendatud siirdesoo uurimisaladel esines olulisim negatiivne korrelatsioon metaani voogudega 10-20 cm sügavuselt mõõdetud mullatemperatuuriga. Tiksoja männikus esines aga tugev positiivne korrelatsioon.

4.3 Naerugaasi vood

Kolme kuivendatud siirdesoometsa uurimisala mullast olid märkimisväärseimad aastakeskmised N₂O emissioonid Vara kuusikus ($50,18 \pm 14,2 \mu\text{g N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Tunduvalt väiksemad olid keskmised vood Liispõllu männiku ja kaasiku muldadest. Tiksoja männiku mulla aasta keskmine emissioon oli nullilähedane (vt joonis 10). Liispõllu männiku ja kaasiku muldade N₂O emissioonid jäid samasse suurusjärku Minkkinen et al. (2020) mõõdetud voogudega Soome madala toitainesisaldusega kuivendatud metsamuldadest. See-eest sobitus Tiksoja männiku keskmine voog eelmainitud töö looduslike turbaalade kategooriasse. Martikainen et al. (1995) töös, kus uuriti kuivendamise mõju mulla KHG voogudele, ei täheldanud kuivendamise mõju N₂O voogudele rabades. Vara kuusiku uurimisalaga sarnases suurusjärgus vooge mõõtsid Minkkinen et al. (2020) Soomes vaid madalamate C:N suhetega muldadest, mis omakorda seletab ka Vara kuusiku mulla suuremaid CO₂ emissioone. Sama töö tulemustes selgus, et madalama C:N suhtega mullad olid enamasti kuusikutes ning kõrge tiheduse ja madala poorsusega. Sarnast mulda on vaadeldud ka Vara kuusiku uurimisalal. Madal poorsus ja kõrge tihedus tähendab, et vee lisandumisel täituvad poorid kiiresti veega, soodustades denitrifikatsiooni ja omakorda N₂O teket (Reay et al., 2004).

Temporaalset variatsiooni ilmestasid kõrgemad suvised vood Liispõllu kaasikus ja männikus ning Tiksoja männikus, kuid kõigi alade peale ühtset aastasisest voogude varieeruvust seletavat parameetrit ei ilmnenud. Selle põhjuseks võib olla suur mõõtemääramatus väga väikeste N₂O voogude puhul, kuna kasutatud gaaskromatograaf ei võimalda madalaid muutusi täpselt mõõta. Liispõllu kaasikus ja Tiksoja männikus oli keskmine negatiivne seos voogudel veetasemega. See-eest Vara kuusikus oli seos hoopis positiivne. Kaasik oli ainus uurimisala, mille N₂O voogudel oli oluline seos mullatemperatuuriga ning Kuusikus oli tugev negatiivne seos veetemperatuuri ja N₂O voogude vahel (vt joonis 13).

Kõrgete voogudega silmapaistnud Vara kuusiku mulla puhul oli ajaline voogude varieerumine erinev eelmainitutest. Kuusiku mulla suuremad vood esinesid veebruari algusest maikuu lõpuni (vt joonis 10), kuid sellast vookasvu või täheldada ka Liispõllu männikus. Kevadised sulaprotsessid on põhjustanud piike N₂O voogudes boreaalsete turbaalade metsades (Mander et al., 2021). Piisavalt kõrge mullaniiskuse puhul (Chen et al., 2015) muutub sulamisel vabanevad substraadid denitrifitseerijatele kättesaadavaks (Matzner & Borken, 2008), võimendades denitrifikatsiooni. Holtan-Hartwig et al. (2002) järgi peatub alla 5 °C juures N₂O redutseerivate mikroorganismide elutegevus, mis tähendab denitrifikatsiooni protsessi pooleli jäämist ja võimalikku kõrgendatud koguses N₂O lendumist atmosfääri. Seda toetavad ka antud töö tulemused, mil suurimaid N₂O voogusid mõõdeti alla 5 °C veetemperatuuri juures. Vara kuusiku veetase varieerus aastasiseselt palju ning oli sulaperioodil 20 cm ümber. Seetõttu võis kõrge veetaseme aegne sulaprotsess käivitada denitrifikatsiooni, mille käigus inhibeeris mulla poorides oleva vee madal temperatuur N₂O redutseerimist õhulämmastikuks. Lisaks võib talvistes tingimustes külmunud pinnase all akumul eeruda suur kogus naerugaasi, mis pinnase sulamisel saab difundeeruda atmosfääri, nagu selgus Maljanen et al. (2010) tulemustest. Sulamisprotsesside aegsed lühiajalised järsud tõusud võivad moodustada märkimisväärselt suure osa aastasest N₂O emissioonidest mullast (Maljanen et al., 2010; Pihlatie et al., 2010; Viru et al., 2020). Näiteks Maljanen et al. (2010) täheldasid, et üks N₂O voo talvine piik neljakordistas sama ala aastased emissioonid. Seetõttu ei pruugi antud töös kasutatud meetoodika sobida kõrgete sulamisaegsete piikidega alade N₂O aastaseid emissioone kirjeldama. Suhteliselt harv mõõtesagedus (kaks korda kuus) jätab ruumi märkimisväärsetele piikidele mõõtmiskordade vahel. Mullaniiskusel puudusid olulised seosed KHG-ga kõigi neljal uurimisalal, samas on mitmed varasemad uuringud seda näidanud (Berglund et al., 2021; Ngao et al., 2007).

KOKKUVÕTE

Käesoleva töö eesmärk oli kirjeldada kolme eri peapuuliigiga kuivendatud siirdesoometsa (kaasik, männik, kuusik) ja ühe kuivendatud rabametsa (männik) muldade aastasi kasvuhoonegaaside vooge ning nende ruumilist ja ajalist variatsiooni. Lisaks püüti leida voogude seos mõõdetud keskkonnaparameetritega ja võrrelda ka voogude suurusi eri peapuuliigiga uurimisaladel.

Tulemustest selgus, et kuivendatud siirdesoometsa muldade aasta keskmine CO₂ voog oli suurim kuusiku uurimisalal ($144,6 \text{ mg} \pm 35,1 \text{ C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Järgnesid kaasiku ja männiku uurimisalad, mille vood oli vastavalt $122,4 \pm 29,4 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ja $115,7 \pm 32,7 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Männienamusega kuivendatud rabametsa mulla keskmine voog oli väikseim ($60,8 \pm 7,48 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). CO₂ voogude tugevaim seos oli mullatemperatuuriga 10 ja 20 cm sügavuselt ja keskmine negatiivne seos veetasemega. Voogude suurused käisid käsikäes mullatemperatuuriga väiksemate voogudega külmemal aastaajal ning suurematega soojal.

Metaani emiteerija oli vaid kõrge keskmise veetasemega kuivendatud rabametsa muld, kus aastakeskmise voog oli $25,2 \pm 7,40 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Kolm kuivendatud siirdesoometsa mulda olid keskmiselt metaani sidujad, kus voo suurus oli kaasikus $-58,46 \pm 7,55 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, männikus $-47,5 \pm 5,03 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ja kuusikus $-43,1 \pm 5,34 \text{ } \mu\text{g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Uurimisalade vahelist voogude varieerumist kirjeldas enim veetase, millel oli keskmiselt negatiivne seos voo suurusega metaani siduvate alade ja positiivne seos metaani emiteeriva ala vahel. Samuti oli voogudel tugev seos mullatemperatuuriga, mis kirjeldas kõige paremini ka aastasisest voogude varieerumist, kus sidumine ja emiteerimine olid kõrgemad soojemal ning madalamad külmemal aastaajal.

Suurte N₂O voogudega paistis silma kuuse enamusega kuivendatud siirdesoometsa muld, kus aasta keskmine voog oli $50,18 \pm 14,2 \text{ } \mu\text{g N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Männi ja kase enamusega siirdesoo uurimisalade muldadest olid vood vastavalt $5,44 \pm 0,888 \text{ } \mu\text{g N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ja $2,73 \pm 0,906 \text{ } \mu\text{g N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Kuivendatud rabametsa mullas olid vood nullilähedased, $-0,35 \pm 0,180 \text{ } \mu\text{g N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Ühtset parameetrit, mis kirjeldaks kõigi alade voogude varieeruvust, ei leitud. Veetasemega leiti positiivne seos voogude vahel kuusikus ning negatiivne kaasikus ja kuivendatud raba männikus. Lisaks leiti olulisi seoseid temperatuuriga, kus veetemperatuuril oli negatiivne seos kuusiku voogudega ning mullatemperatuuridel positiivne seos kaasiku voogudega. Aastasiseselt ilmestasid voogude variatsiooni suvised kõrgemad ning talvised madalamad

vood, seda just siirdesoo männiku ja kaasiku aladel. Kõrgemate voogudega kuusiku uurimisalal olid aga suuremad vood kevadise sula ajal. Väiksemat emissioonide kasvu sula ajal tuli ette ka siirdesoo männiku mullast.

Antud töö puhul on läbi viidud esimene etapp väljatöötamiseks Eesti riigipõhised kuivendatud orgaanilise mulla emissioonifaktorid. Järgmisteks sammudeks on jätkuv KHG voogude ja keskkonnaparmeenrite mõõtmine, et saada täpsemad mulla CO₂ vood ning parema arusaama voogude ruumilisest ja temporaalsest dünaamikast. Sealhulgas on ka mulla füüsiliste ja keemiliste omaduste uurimine, et paremini seletada aladevahelist voogude varieerumist.

Annual greenhouse gas fluxes from drained transitional bog and raised bog forest soils

Joosep Truupõld

SUMMARY

The aim of this study was to describe annual greenhouse gas fluxes and their spatiotemporal variability in soils of drained transitional bog forests with three different dominant tree species of Downy Birch (*Betula pubescens*), Norway Spruce (*Picea abies*) and Scots Pine (*Pinus sylvestris*), as well as in one Scots Pine dominated drained bog forest. Additionally, the study aimed to determine the correlation between the measured environmental parameters and the fluxes and to compare the magnitudes of the fluxes among the different dominant tree species at the study sites.

The results showed that the average annual CO₂ flux was highest in the study area dominated by spruce, with a value of 144.6 ± 35.1 mg C m⁻² h⁻¹. This was followed by the birch and pine study sites with fluxes of 122.4 ± 29.4 mg C m⁻² h⁻¹ and 115.7 ± 32.7 mg C m⁻² h⁻¹, respectively. The drained bog forest soil had the lowest average CO₂ flux of 60.8 ± 7.48 mg C m⁻² h⁻¹. The strongest correlation of CO₂ fluxes was found with soil temperature at a depth of 10 and 20 cm and a negative correlation with groundwater level. Temporal variability of fluxes was related to soil temperature, with lower fluxes in colder seasons and higher fluxes in warmer seasons.

The only methane emitter was the drained bog forest soil with a high mean water table, which had a flux of 25.2 ± 7.40 µg C m⁻² h⁻¹. The three drained transitional bog forest soils acted as methane sinks with fluxes of -58.46 ± 7.55 µg C m⁻² h⁻¹ at the birch stand, -47.5 ± 5.03 µg C m⁻² h⁻¹ in the pine stand, and -43.1 ± 5.34 µg C m⁻² h⁻¹ in the spruce stand. Variations in fluxes between study sites were best described by groundwater levels, which showed a negative correlation with flux magnitudes in methane-consuming areas and a positive correlation with the methane-emitting area. Strong correlations were also found with soil temperature, which best described the annual variations in fluxes, with higher uptake and emission in warmer seasons and lower fluxes in colder seasons.

The spruce-dominated drained transitional bog forest soil was characterized by high N₂O fluxes, with an average flux of 50.18 ± 14.2 µg N m⁻² h⁻¹. The pine- and birch-dominated transitional bog study sites had fluxes of 5.44 ± 0.888 µg N m⁻² h⁻¹ and 2.73 ± 0.906 µg N m⁻²

h^{-1} , respectively. In the drained bog forest soil, fluxes were on average close to zero, at $-0.35 \pm 0.180 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$. No single parameter was found to describe the variability of fluxes at all sites. Water table levels showed a positive correlation with soil fluxes at the spruce stand and negatively with fluxes in the birch stand and pine-dominated drained bog. Significant correlations were also found with temperature, with a negative correlation between water temperature and fluxes at the spruce stand and a positive correlation between soil temperature and fluxes at the birch stand. Annual flux variations were characterized by higher fluxes in summer and lower fluxes in winter, especially at the drained transitional bog pine and birch study sites. However, the spruce-dominated study site exhibited higher fluxes during the spring thaw. A smaller increase in emissions during the thaw was also observed in the pine-dominated transitional fen soil.

This study was the first step into developing Estonia's country-based emission factors for drained organic soils. Next steps include further measurements of greenhouse gas fluxes and environmental parameters to obtain more accurate CO_2 fluxes and a better understanding of the spatial and temporal dynamics of greenhouse gas fluxes. This will also include studying the physical and chemical properties of the soil to better explain the variations in fluxes across the different study areas.

TÄNUAVALDUSED

Täna Kaido Soosaart oskusliku juhendamise, põhjalikkuse ja arendavate võimaluste eest. Samuti täna Reti Rannikut pakkumast seltsi välitöödel ka kõige külmematel, kuumematel ja putukarohkeimatel päevadel ning abistamast mind nii nõu kui ka jõuga.

KASUTATUD KIRJANDUS

- Ambus, P., & Zechmeister-Boltenstern, S. (2007). Denitrification and N-cycling in forest ecosystems. In *Biology of the nitrogen cycle* (pp. 343–358). Elsevier.
- Augusto, L., Ranger, J., Binkley, D., & Rothe, A. (2002). Impact of several common tree species of European temperate forests on soil fertility. *Annals of Forest Science*, 59(3), 233–253.
- Barrena, I., Menéndez, S., Duñabeitia, M., Merino, P., Stange, C. F., Spott, O., González-Murua, C., & Estavillo, J. M. (2013). Greenhouse gas fluxes (CO₂, N₂O and CH₄) from forest soils in the Basque Country: Comparison of different tree species and growth stages. *Forest Ecology and Management*, 310, 600–611. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2013.08.065>
- Batjes, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 47(2), 151–163.
- Beijerinck, M. (1901). Uber oligonitrophile mikroben. *Zentralbl. Bakterol. Parasitenkd. Infektionskr. Hyg. Abt. II.*, 7, 561–582.
- Berg, B., Johansson, M.-B., Ekbohm, G., McLaugherty, C., Rutigliano, F., & Santo, A. V. D. (1996). Maximum decomposition limits of forest litter types: A synthesis. *Canadian Journal of Botany*, 74(5), 659–672.
- Berg, B., & Meentemeyer, V. (2002). Litter quality in a north European transect versus carbon storage potential. *Plant and Soil*, 242, 83–92.
- Berglund, Ö., Kätterer, T., & Meurer, K. H. (2021). Emissions of CO₂, N₂O and CH₄ From Cultivated and Set Aside Drained Peatland in Central Sweden. *Frontiers in Environmental Science*, 9, 630721.
- Bergman, I., Lundberg, P., & Nilsson, M. (1999). Microbial carbon mineralisation in an acid surface peat: Effects of environmental factors in laboratory incubations. *Soil Biology and Biochemistry*, 31(13), 1867–1877.
- Birch, H. (1958). The effect of soil drying on humus decomposition and nitrogen availability. *Plant and Soil*, 10, 9–31.
- Borken, W., & Beese, F. (2005). Control of nitrous oxide emissions in European beech, Norway spruce and Scots pine forests. *Biogeochemistry*, 76, 141–159.

- Borken, W., & Matzner, E. (2009). Reappraisal of drying and wetting effects on C and N mineralization and fluxes in soils. *Global Change Biology*, *15*(4), 808–824.
- Butterbach-Bahl, K., Baggs, E. M., Dannenmann, M., Kiese, R., & Zechmeister-Boltenstern, S. (2013). Nitrous oxide emissions from soils: How well do we understand the processes and their controls? *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, *368*(1621), 20130122.
- Castellano, M. J., Schmidt, J. P., Kaye, J. P., Walker, C., Graham, C. B., Lin, H., & Dell, C. J. (2010). Hydrological and biogeochemical controls on the timing and magnitude of nitrous oxide flux across an agricultural landscape. *Global Change Biology*, *16*(10), 2711–2720.
- Chapin, F. S., Matson, P. A., Mooney, H. A., & Vitousek, P. M. (2002). *Principles of terrestrial ecosystem ecology*.
- Chen, H., Mothapo, N. V., & Shi, W. (2015). Soil moisture and pH control relative contributions of fungi and bacteria to N₂O production. *Microbial Ecology*, *69*, 180–191.
- Chojnicki, B. H., Michalak, M., Acosta, M., Juszczak, R., Augustin, J., Drösler, M., & Olejnik, J. (2010). Measurements of carbon dioxide fluxes by chamber method at the Rzecin wetland ecosystem, Poland. *Polish Journal of Environmental Studies*, *19*(2).
- Christiansen, J. R., Korhonen, J. F., Juszczak, R., Giebels, M., & Pihlatie, M. (2011). Assessing the effects of chamber placement, manual sampling and headspace mixing on CH₄ fluxes in a laboratory experiment. *Plant and Soil*, *343*, 171–185.
- Clément, J.-C., Pinay, G., & Marmonier, P. (2002). Seasonal dynamics of denitrification along topohydrosequences in three different riparian wetlands. *Journal of Environmental Quality*, *31*(3), 1025–1037.
- Cline, W. R. (1991). Scientific Basis for the Greenhouse Effect. *The Economic Journal*, *101*(407), 904–919. <https://doi.org/10.2307/2233863>
- Clough, T., Sherlock, R. R., & Rolston, D. (2005). A review of the movement and fate of N₂O in the subsoil. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, *72*, 3–11.
- Coleman, D. C., Crossley Jr, D., A., & Hendrix, P. F. (2004). *Fundamentals of Soil Ecology* (2nd ed.). Elsevier Academic Press.

- Conrad, R. (1999). Contribution of hydrogen to methane production and control of hydrogen concentrations in methanogenic soils and sediments. *FEMS Microbiology Ecology*, 28(3), 193–202.
- Cook, F. J., & Orchard, V. A. (2008). Relationships between soil respiration and soil moisture. *Soil Biology and Biochemistry*, 40(5), 1013–1018.
- Cuhel, J., Šimek, M., Laughlin, R. J., Bru, D., Chèneby, D., Watson, C. J., & Philippot, L. (2010). Insights into the effect of soil pH on N₂O and N₂ emissions and denitrifier community size and activity. *Applied and Environmental Microbiology*, 76(6), 1870–1878.
- Daims, H., Lebedeva, E. V., Pjevac, P., Han, P., Herbold, C., Albertsen, M., Jehmlich, N., Palatinszky, M., Vierheilig, J., Bulaev, A., & others. (2015). Complete nitrification by Nitrospira bacteria. *Nature*, 528(7583), 504–509.
- Dalal, R. C., & Allen, D. E. (2008). Greenhouse gas fluxes from natural ecosystems. *Australian Journal of Botany*, 56(5), 369–407.
- De Vries, W., & Breeuwsma, A. (1987). The relation between soil acidification and element cycling. *Water, Air, and Soil Pollution*, 35, 293–310.
- Dedysh, S. (2002). Methanotrophic bacteria of acidic Sphagnum peat bogs. *Microbiology*, 71, 638–650.
- Dunfield, P., Dumont, R., Moore, T. R., & others. (1993). Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils: Response to temperature and pH. *Soil Biology and Biochemistry*, 25(3), 321–326.
- Eesti Maaülikool. (n.d.). *Eesti metsakasvukohatiübid* [Data set]. <https://kasvukohatybid.emu.ee/>
- Eesti seitsmes kliimaaruanne*. (2017). Keskkonnaministeerium. <https://envir.ee/media/4025/download>
- EPA. (2022). *Basic Information of Air Emissions Factors and Quantification*. Air Emissions Factors and Quantification. <https://www.epa.gov/air-emissions-factors-and-quantification/basic-information-air-emissions-factors-and-quantification>
- Friedlingstein, P., O’Sullivan, M., Jones, M. W., Andrew, R. M., Gregor, L., Hauck, J., Le Quéré, C., Lujikx, I. T., Olsen, A., Peters, G. P., Peters, W., Pongratz, J., Schwingshackl, C., Sitch, S., Canadell, J. G., Ciais, P., Jackson, R. B., Alin, S. R., Alkama, R., ... Zheng, B. (2022).

Global Carbon Budget 2022. *Earth System Science Data*, 14(11), 4811–4900.
<https://doi.org/10.5194/essd-14-4811-2022>

Frolking, S., & Roulet, N. T. (2007). Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions. *Global Change Biology*, 13(5), 1079–1088.

Gao, B., Ju, X., Su, F., Meng, Q., Oenema, O., Christie, P., Chen, X., & Zhang, F. (2014). Nitrous oxide and methane emissions from optimized and alternative cereal cropping systems on the North China Plain: A two-year field study. *Science of the Total Environment*, 472, 112–124.

Garcia, J.-L., Patel, B. K., & Ollivier, B. (2000). Taxonomic, phylogenetic, and ecological diversity of methanogenic Archaea. *Anaerobe*, 6(4), 205–226.

Gauci, V., Gowing, D. J., Hornibrook, E. R., Davis, J. M., & Dise, N. B. (2010). Woody stem methane emission in mature wetland alder trees. *Atmospheric Environment*, 44(17), 2157–2160.

Gayon, U., Dupetit, G., & others. (1886). *Recherches sur la reduction des nitrates par les infiniment petits*.

Giblin, A. E., Tobias, C. R., Song, B., Weston, N., Banta, G. T., & H. RIVERA-MONROY, V. (2013). The importance of dissimilatory nitrate reduction to ammonium (DNRA) in the nitrogen cycle of coastal ecosystems. *Oceanography*, 26(3), 124–131.

Gorham, E. (1991). Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1(2), 182–195.

Groffman, P. M., Butterbach-Bahl, K., Fulweiler, R. W., Gold, A. J., Morse, J. L., Stander, E. K., Tague, C., Tonitto, C., & Vidon, P. (2009). Challenges to incorporating spatially and temporally explicit phenomena (hotspots and hot moments) in denitrification models. *Biogeochemistry*, 93, 49–77.

Günther, A., Barthelmes, A., Huth, V., Joosten, H., Jurasinski, G., Koebisch, F., & Couwenberg, J. (2020). Prompt rewetting of drained peatlands reduces climate warming despite methane emissions. *Nature Communications*, 11(1), 1644.

Hanson, R. S., & Hanson, T. E. (1996). Methanotrophic bacteria. *Microbiological Reviews*, 60(2), 439–471.

- Hargreaves, K., Milne, R., & Cannell, M. (2003). Carbon balance of afforested peatland in Scotland. *Forestry*, 76(3), 299–317.
- Hefting, M., Clement, J.-C., Dowrick, D., Cosandey, A.-C., Bernal, S., Cimpian, C., Tatur, A., Burt, T., & Pinay, G. (2004). Water table elevation controls on soil nitrogen cycling in riparian wetlands along a European climatic gradient. *Biogeochemistry*, 67(1), 113–134.
- Holtan-Hartwig, L., Dörsch, P., & Bakken, L. (2002). Low temperature control of soil denitrifying communities: Kinetics of N₂O production and reduction. *Soil Biology and Biochemistry*, 34(11), 1797–1806.
- Hornibrook, E. R., Longstaffe, F. J., & Fyfe, W. S. (1997). Spatial distribution of microbial methane production pathways in temperate zone wetland soils: Stable carbon and hydrogen isotope evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(4), 745–753.
- Hutchinson, G., & Livingston, G. (1993). Use of chamber systems to measure trace gas fluxes. *Agricultural Ecosystem Effects on Trace Gases and Global Climate Change*, 55, 63–78.
- IPCC. (n.d.). *Emission factor database*. <https://www.ipcc-nggip.iges.or.jp/EFDB/main.php>
- Jauhiainen, J., Alm, J., Bjarnadottir, B., Callesen, I., Christiansen, J. R., Clarke, N., Dalsgaard, L., He, H., Jordan, S., Kazanavičiūtė, V., & others. (2019). Reviews and syntheses: Greenhouse gas exchange data from drained organic forest soils—a review of current approaches and recommendations for future research. *Biogeosciences*, 16(23), 4687–4703.
- Johansson, M.-B. (1995). The chemical composition of needle and leaf litter from Scots pine, Norway spruce and white birch in Scandinavian forests. *Forestry: An International Journal of Forest Research*, 68(1), 49–62.
- Juottonen, H., Tuittila, E.-S., Juutinen, S., Fritze, H., & Yrjälä, K. (2008). Seasonality of rDNA- and rRNA-derived archaeal communities and methanogenic potential in a boreal mire. *The ISME Journal*, 2(11), 1157–1168.
- Kaisel, M., & Kohv, K. (2009). Metsakuivenduse keskkonnamõju ülevaade. *Tartu: Eestimaa Looduse Fond, Ecopint*, 36.
- Kamal, S., & Varma, A. (2008). Peatland microbiology. *Microbiology of Extreme Soils*, 177–203.
- Katus, A. (1965). In *Metsakuivendus* (pp. 47, 48). Eesti NSV põllumajanduse ministeeriumi teaduslik-tehnilise informatsiooni büroo.

Keller, M., & Reiners, W. A. (1994). Soil-atmosphere exchange of nitrous oxide, nitric oxide, and methane under secondary succession of pasture to forest in the Atlantic lowlands of Costa Rica. *Global Biogeochemical Cycles*, 8(4), 399–409.

Keskkonnaministerium. (2023). *Kasvuhoonegaaside inventuur*.

Kettunen, A. (2003). Connecting methane fluxes to vegetation cover and water table fluctuations at microsite level: A modeling study. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2).

Kettunen, A., Kaitala, V., Lehtinen, A., Lohila, A., Alm, J., Silvola, J., & Martikainen, P. J. (1999). Methane production and oxidation potentials in relation to water table fluctuations in two boreal mires. *Soil Biology and Biochemistry*, 31(12), 1741–1749.

Kimmel, K. (2015). *Eesti sood*. Varrak.

Kirschbaum, M. U. (1995). The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology and Biochemistry*, 27(6), 753–760.

Kirschbaum, M. U. (2013). Seasonal variations in the availability of labile substrate confound the temperature dependence of organic matter decomposition. *Soil Biology and Biochemistry*, 57, 568–576.

Kirschbaum, M. U., & Mueller, R. (2001). *Net Ecosystem Exchange: Workshop Proceedings*. Cooperative Research Centre for Greenhouse Accounting.

Kriiska, K., Frey, J., Asi, E., Kabral, N., Uri, V., Aosaar, J., Varik, M., Napa, Ü., Apuhtin, V., Timmusk, T., & others. (2019). Variation in annual carbon fluxes affecting the SOC pool in hemiboreal coniferous forests in Estonia. *Forest Ecology and Management*, 433, 419–430.

Kuypers, M. M., Marchant, H. K., & Kartal, B. (2018). The microbial nitrogen-cycling network. *Nature Reviews Microbiology*, 16(5), 263–276.

Kuzyakov, Y. (2006). Sources of CO₂ efflux from soil and review of partitioning methods. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(3), 425–448.

Laiho, R., Sallantausta, T., & Laine, J. (1999). The effect of forestry drainage on vertical distributions of major plant nutrients in peat soils. *Plant and Soil*, 207, 169–181.

Laiho, R., Vasander, H., Penttilä, T., & Laine, J. (2003). Dynamics of plant-mediated organic matter and nutrient cycling following water-level drawdown in boreal peatlands. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2).

- Laine, J., Laiho, R., Minkkinen, K., & Vasander, H. (2006). Forestry and boreal peatlands. *Boreal Peatland Ecosystems*, 331–357.
- Laine, J., Silvola, J., Tolonen, K., Alm, J., Nykänen, H., Vasander, H., Sallantausta, T., Savolainen, I., Sinisalo, J., & Martikainen, P. J. (1996). Effect of water-level drawdown on global climatic warming: Northern peatlands. *Ambio*, 179–184.
- Laine, J., Vasander, H., & Sallantausta, T. (1995). Ecological effects of peatland drainage for forestry. *Environmental Reviews*, 3(3–4), 286–303.
- Le Mer, J., & Roger, P. (2001). Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: A review. *European Journal of Soil Biology*, 37(1), 25–50.
- Leifeld, J., & Menichetti, L. (2018). The underappreciated potential of peatlands in global climate change mitigation strategies. *Nature Communications*, 9(1), 1071.
- Leitner, S., Sae-Tun, O., Kranzinger, L., Zechmeister-Boltenstern, S., & Zimmermann, M. (2016). Contribution of litter layer to soil greenhouse gas emissions in a temperate beech forest. *Plant and Soil*, 403, 455–469.
- Lieffers, V., & Rothwell, R. (1987). Effects of drainage on substrate temperature and phenology of some trees and shrubs in an Alberta peatland. *Canadian Journal of Forest Research*, 17(2), 97–104.
- Limpens, J., Heijmans, M. M., & Berendse, F. (2006). The nitrogen cycle in boreal peatlands. *Boreal Peatland Ecosystems*, 195–230.
- Lorenz, K., & Lal, R. (2009). *Carbon sequestration in forest ecosystems*. Springer.
- Ludwig, B., Wolf, I., & Teepe, R. (2004). Contribution of nitrification and denitrification to the emission of N₂O in a freeze-thaw event in an agricultural soil. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 167(6), 678–684.
- Luo, Y. (2007). Terrestrial carbon–cycle feedback to climate warming. *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.*, 38, 683–712.
- Ma, L., Zhu, G., Chen, B., Zhang, K., Niu, S., Wang, J., Ciais, P., & Zuo, H. (2022). A globally robust relationship between water table decline, subsidence rate, and carbon release from peatlands. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 254.

- Maag, M., & Vinther, F. P. (1996). Nitrous oxide emission by nitrification and denitrification in different soil types and at different soil moisture contents and temperatures. *Applied Soil Ecology*, 4(1), 5–14.
- Mäkiranta, P., Laiho, R., Fritze, H., Hytönen, J., Laine, J., & Minkkinen, K. (2009). Indirect regulation of heterotrophic peat soil respiration by water level via microbial community structure and temperature sensitivity. *Soil Biology and Biochemistry*, 41(4), 695–703.
- Maljanen, M., Hytönen, J., & Martikainen, P. J. (2010). Cold-season nitrous oxide dynamics in a drained boreal peatland differ depending on land-use practice. *Canadian Journal of Forest Research*, 40(3), 565–572.
- Mander, Ü., Krasnova, A., Escuer-Gatius, J., Espenberg, M., Schindler, T., Machacova, K., Pärn, J., Maddison, M., Megonigal, J. P., Pihlatie, M., & others. (2021). Forest canopy mitigates soil N₂O emission during hot moments. *Npj Climate and Atmospheric Science*, 4(1), 39.
- Martikainen, P. J., Nykänen, H., Alm, J., & Silvola, J. (1995). Change in fluxes of carbon dioxide, methane and nitrous oxide due to forest drainage of mire sites of different trophic. *Plant and Soil*, 168, 571–577.
- Martikainen, P. J., Nykänen, H., Crill, P., & Silvola, J. (1993). Effect of a lowered water table on nitrous oxide fluxes from northern peatlands. *Nature*, 366(6450), 51–53.
- Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M., & others. (2021). Climate change 2021: The physical science basis. *Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2.
- Matzner, E., & Borken, W. (2008). Do freeze-thaw events enhance C and N losses from soils of different ecosystems? A review. *European Journal of Soil Science*, 59(2), 274–284.
- Menyailo, O. V., Hungate, B. A., & Zech, W. (2002). Tree species mediated soil chemical changes in a Siberian artificial afforestation experiment. *Plant and Soil*, 242, 171–182.
- Minkkinen, K., & Laine, J. (1998a). Effect of forest drainage on the peat bulk density of pine mires in Finland. *Canadian Journal of Forest Research*, 28(2), 178–186.
- Minkkinen, K., & Laine, J. (1998b). Long-term effect of forest drainage on the peat carbon stores of pine mires in Finland. *Canadian Journal of Forest Research*, 28(9), 1267–1275.

- Minkkinen, K., Laine, J., & Hökkä, H. (2001). *Tree stand development and carbon sequestration in drained peatland stands in Finland—a simulation study*.
- Minkkinen, K., Laine, J., Shurpali, N. J., Mäkiranta, P., Alm, J., & Penttilä, T. (2007). *Heterotrophic soil respiration in forestry-drained peatlands*.
- Minkkinen, K., Ojanen, P., Koskinen, M., & Penttilä, T. (2020). Nitrous oxide emissions of undrained, forestry-drained, and rewetted boreal peatlands. *Forest Ecology and Management*, 478, 118494.
- Minkkinen, K. & others. (1999). *Effect of forestry drainage on the carbon balance and radiative forcing of peatlands in Finland*.
- Mitchell, J. F. (1989). The “greenhouse” effect and climate change. *Reviews of Geophysics*, 27(1), 115–139.
- Moore, T., & Knowles, R. (1990). Methane emissions from fen, bog and swamp peatlands in Quebec. *Biogeochemistry*, 11, 45–61.
- Ngao, J., Longdoz, B., Granier, A., & Epron, D. (2007). Estimation of autotrophic and heterotrophic components of soil respiration by trenching is sensitive to corrections for root decomposition and changes in soil water content. *Plant and Soil*, 301, 99–110.
- Nugroho, R. A., Röling, W. F., Laverman, A. M., & Verhoef, H. (2007). Low nitrification rates in acid Scots pine forest soils are due to pH-related factors. *Microbial Ecology*, 53, 89–97.
- Ojanen, P., Minkkinen, K., Alm, J., & Penttilä, T. (2010). Soil–atmosphere CO₂, CH₄ and N₂O fluxes in boreal forestry-drained peatlands. *Forest Ecology and Management*, 260(3), 411–421.
- Ojanen, P., Minkkinen, K., & Penttilä, T. (2013). The current greenhouse gas impact of forestry-drained boreal peatlands. *Forest Ecology and Management*, 289, 201–208.
- Paal, J. (1997). *Eesti taimkatte kasvukohatüüpide klassifikatsioon*. Keskkonnaministeeriumi Info-ja Tehnokeskus.
- Paal, J., Jürjendal, I., Suija, A., & Kull, A. (2016). Impact of drainage on vegetation of transitional mires in Estonia. *Mires & Peat*, 18.
- Paal, J., & Leibak, E. (2011). Estonian mires: Inventory of habitats. *Regio, Tartu*.
- Paavilainen, E., & Päivänen, J. (1995). *Peatland forestry: Ecology and principles* (Vol. 111). Springer Science & Business Media.

- Päivänen, J. & others. (1973). *Hydraulic conductivity and water retention in peat soils*. Suomen metsätieteellinen seura.
- Pandey, C., Kumar, U., Kaviraj, M., Minick, K., Mishra, A., & Singh, J. (2020). DNRA: A short-circuit in biological N-cycling to conserve nitrogen in terrestrial ecosystems. *Science of the Total Environment*, 738, 139710.
- Pavelka, M., Acosta, M., Kiese, R., Altimir, N., Brümmer, C., Crill, P., Darenova, E., Fuß, R., Gielen, B., Graf, A., & others. (2018). Standardisation of chamber technique for CO₂, N₂O and CH₄ fluxes measurements from terrestrial ecosystems. *International Agrophysics*.
- Pihlatie, M. K., Christiansen, J. R., Aaltonen, H., Korhonen, J. F., Nordbo, A., Rasilo, T., Benanti, G., Giebels, M., Helmy, M., Sheehy, J., & others. (2013). Comparison of static chambers to measure CH₄ emissions from soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 171, 124–136.
- Pihlatie, M., Kiese, R., Brueggemann, N., Butterbach-Bahl, K., Kieloaho, A.-J., Laurila, T., Lohila, A., Mammarella, I., Minkkinen, K., Penttilä, T., & others. (2010). Greenhouse gas fluxes in a drained peatland forest during spring frost-thaw event. *Biogeosciences*, 7(5), 1715–1727.
- Prescott, C. E., & Grayston, S. J. (2013). Tree species influence on microbial communities in litter and soil: Current knowledge and research needs. *Forest Ecology and Management*, 309, 19–27.
- Pumpanen, J., Kolari, P., Ilvesniemi, H., Minkkinen, K., Vesala, T., Niinistö, S., Lohila, A., Larmola, T., Morero, M., Pihlatie, M., & others. (2004). Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 123(3–4), 159–176.
- Ratt, A. (1985). *Mõnda maaviljeluse arengust Eestis läbi aegade*. Valgus.
- Ravishankara, A., Daniel, J. S., & Portmann, R. W. (2009). Nitrous oxide (N₂O): The dominant ozone-depleting substance emitted in the 21st century. *Science*, 326(5949), 123–125.
- Reay, D. S., Smith, K. A., & Edwards, A. C. (2004). Nitrous oxide in agricultural drainage waters following field fertilisation. *Biogeochemical Investigations of Terrestrial, Freshwater, and Wetland Ecosystems across the Globe*, 437–451.
- Reichman, R., & Rolston, D. E. (2002). Design and performance of a dynamic gas flux chamber. *Journal of Environmental Quality*, 31(6), 1774–1781.

RMK. (n.d.). *Süsiniku- ja lämmastikuringe muudetud niiskusražiimiga metsades.*

Rochette, P., Gregorich, E., & Desjardins, R. (1992). Comparison of static and dynamic closed chambers for measurement of soil respiration under field conditions. *Canadian Journal of Soil Science*, 72(4), 605–609.

Rothwell, R., Silins, U., & Hillman, G. (1996). The effects of drainage on substrate water content at several forested Alberta peatlands. *Canadian Journal of Forest Research*, 26(1), 53–62.

Roulet, N. T., Ash, R., Quinton, W., & Moore, T. (1993). Methane flux from drained northern peatlands: Effect of a persistent water table lowering on flux. *Global Biogeochemical Cycles*, 7(4), 749–769.

Rütting, T., Boeckx, P., Müller, C., & Klemedtsson, L. (2011). Assessment of the importance of dissimilatory nitrate reduction to ammonium for the terrestrial nitrogen cycle. *Biogeosciences*, 8(7), 1779–1791.

Rycroft, D., Williams, D., & Ingram, H. (1975). The transmission of water through peat: I. Review. *The Journal of Ecology*, 535–556.

Salm, J.-O., Maddison, M., Tammik, S., Soosaar, K., Truu, J., & Mander, Ü. (2012). Emissions of CO₂, CH₄ and N₂O from undisturbed, drained and mined peatlands in Estonia. *Hydrobiologia*, 692, 41–55.

Scott-Denton, L. E., Rosenstiel, T. N., & Monson, R. K. (2006). Differential controls by climate and substrate over the heterotrophic and rhizospheric components of soil respiration. *Global Change Biology*, 12(2), 205–216.

Segers, R. (1998). Methane production and methane consumption: A review of processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41, 23–51.

Sheehy, G. (1993). *Conserving wetlands in managed forests.* North American Wetlands Conservation Council.

Silins, U., & Rothwell, R. (1999). Spatial patterns of aerobic limit depth and oxygen diffusion rate at two peatlands drained for forestry in Alberta. *Canadian Journal of Forest Research*, 29(1), 53–61.

Silver, W. L., Herman, D. J., & Firestone, M. K. (2001). Dissimilatory nitrate reduction to ammonium in upland tropical forest soils. *Ecology*, 82(9), 2410–2416.

- Snyder, C. S., Bruulsema, T. W., Jensen, T. L., & Fixen, P. E. (2009). Review of greenhouse gas emissions from crop production systems and fertilizer management effects. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 133(3–4), 247–266.
- Solomon, S. (2007). IPCC (2007): Climate change the physical science basis. *Agu Fall Meeting Abstracts, 2007*, U43D-01.
- Stocker, T. (2014). *Climate change 2013: The physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge university press.
- Sundh, I., Nilsson, M., Granberg, G., & Svensson, B. (1994). Depth distribution of microbial production and oxidation of methane in northern boreal peatlands. *Microbial Ecology*, 27, 253–265.
- Syakila, A., & Kroeze, C. (2011). The global nitrous oxide budget revisited. *Greenhouse Gas Measurement and Management*, 1(1), 17–26.
- UNFCCC. (2015). *THE PARIS AGREEMENT*. UNFCCC. <https://unfccc.int/documents/184656>
- Uri, V., Kukumägi, M., Aosaar, J., Varik, M., Becker, H., Aun, K., Nikopensius, M., Uri, M., Buht, M., Sepaste, A., & others. (2022). Litterfall dynamics in Scots pine (*Pinus sylvestris*), Norway spruce (*Picea abies*) and birch (*Betula*) stands in Estonia. *Forest Ecology and Management*, 520, 120417.
- Valk, U. (1988). *Eesti sood*. Valgus.
- van Winden, J. F., Reichart, G.-J., McNamara, N. P., Benthien, A., & Damste, J. S. S. (2012). Temperature-induced increase in methane release from peat bogs: A mesocosm experiment. *PLoS One*, 7(6), e39614.
- Venäläinen, A., Rontu, L., & Solantie, R. (1999). On the influence of peatland draining on local climate. *Boreal Environment Research*, 4(1), 89–100.
- Viru, B., Veber, G., Jaagus, J., Kull, A., Maddison, M., Muhel, M., Espenberg, M., Teemusk, A., & Mander, Ü. (2020). Wintertime greenhouse gas fluxes in hemiboreal drained peatlands. *Atmosphere*, 11(7), 731.
- Vomperskii, S., & Eizerman, N. (1990). Substantiation of forest drainage standards on the basis of a thermodynamic approach. *Soviet Forest Sciences (USA)*.

- von Arnold, K., Nilsson, M., Hånell, B., Weslien, P., & Klemedtsson, L. (2005). Fluxes of CO₂, CH₄ and N₂O from drained organic soils in deciduous forests. *Soil Biology and Biochemistry*, 37(6), 1059–1071.
- Waring, R. H., & Running, S. W. (2010). *Forest ecosystems: Analysis at multiple scales*. Elsevier.
- Whalen, S. (2005). Biogeochemistry of methane exchange between natural wetlands and the atmosphere. *Environmental Engineering Science*, 22(1), 73–94.
- Wieder, R. K., & Vitt, D. H. (2006). *Boreal peatland ecosystems* (Vol. 188). Springer Science & Business Media.
- Winogradsky, S. (1890). On the Organisms of the Nitrification. *CR L'Académie Des Science*, 110, 1013.
- Zhang, X., Ward, B. B., & Sigman, D. M. (2020). Global nitrogen cycle: Critical enzymes, organisms, and processes for nitrogen budgets and dynamics. *Chemical Reviews*, 120(12), 5308–5351.

LISAD

Lisa 1. Spearmani korrelatsioonikordajad mulla KHG emissioonide ja keskkonna- ning veeparameetrite vahel

Tabel 1. Statistiliselt olulised Spearmani korrelatsioonikordajad mulla KHG emissioonide ja keskkonna- ja veeparameetrite vahel Tiksoja männiku uurimisalalt. * – $p < 0.05$; ** – $p < 0.01$; *** – $p < 0.001$

	CO ₂ (mg C m ⁻² h ⁻¹)	CH ₄ -C (µg C m ⁻² h ⁻¹)	N ₂ O-N (µg N m ⁻² h ⁻¹)
Mulla veesisaldus H₂O m³/m³ (5 cm)			
Veetemperatuur °C	0.90***	0.68***	
Veetase	-0.73***	0.50**	-0.45**
Mulletemperatuur 10 cm	0.94***	0.82***	
Mullatemperatuur 20 cm	0.96***	0.79***	
Mullatemperatuur 30 cm	0.96***	0.74***	
Mullatemperatuur 40 cm	0.94***	0.80***	
Vee pH	0.63**	0.53**	
Vee hapnikusisaldus (mg/l)			
Elektrijuhtivus (µS/cm)			

Tabel 2. Statistiliselt olulised Spearmani korrelatsioonikordajad mulla KHG emissioonide ja keskkonna- ja veeparameetrite vahel Vara kuusiku uurimisalalt. * – $p < 0.05$; ** – $p < 0.01$; *** – $p < 0.001$

	CO ₂ (mg C m ⁻² h ⁻¹)	CH ₄ -C (µg C m ⁻² h ⁻¹)	N ₂ O-N (µg N m ⁻² h ⁻¹)
Mulla veesisaldus H₂O m³/m³ (5 cm)			
Veetemperatuur °C	0.74***	-0.57*	-0.87***
Veetase	-0.71***	-0.54**	0.60**
Mulletemperatuur 10 cm	0.95***	-0.85***	
Mullatemperatuur 20 cm	0.96***	-0.87***	
Mullatemperatuur 30 cm	0.96***	-0.84***	
Mullatemperatuur 40 cm	0.94***	-0.79***	
Vee pH			-0.56*
Vee hapnikusisaldus (mg/l)			-0.60*
Elektrijuhtivus (µS/cm)			0.54*

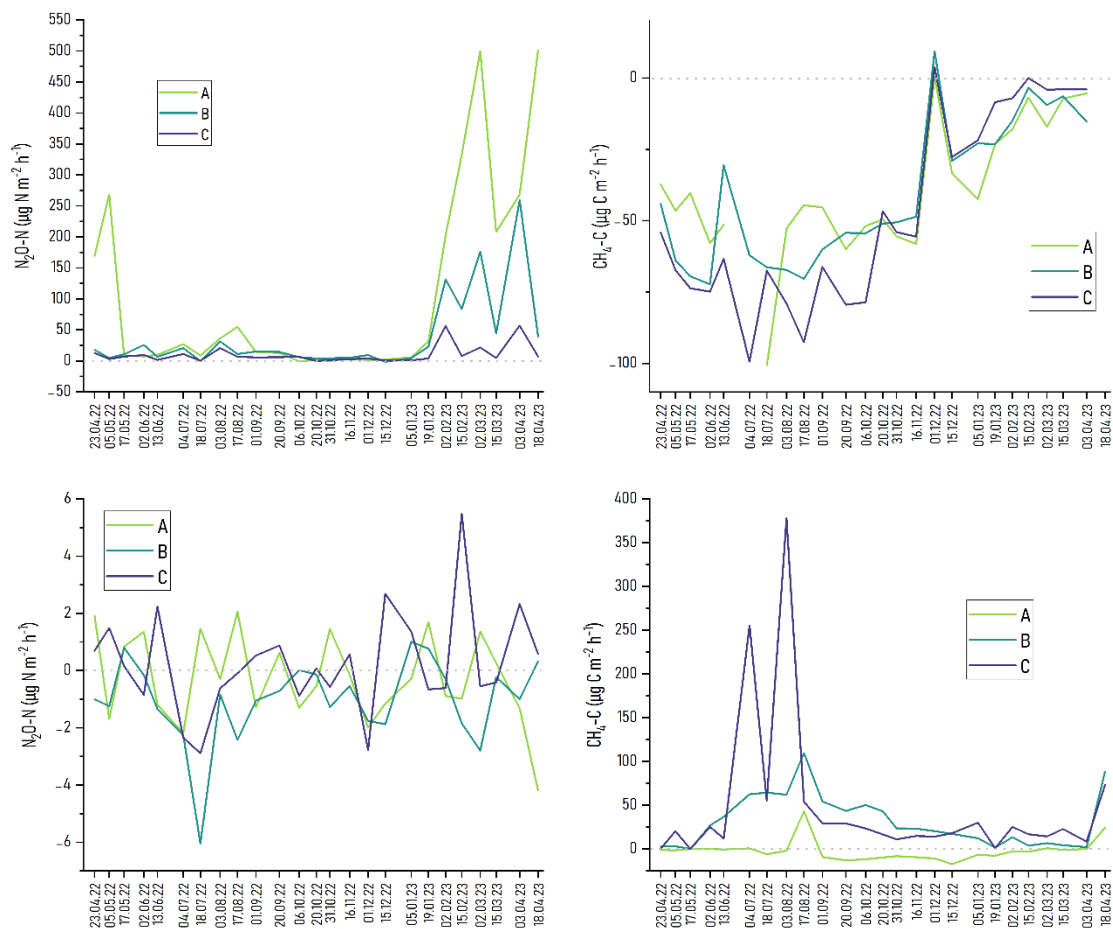
Tabel 3. Statistiliselt olulised Spearmani korrelatsioonikordajad mulla KHG emissioonide ja keskkonna- ja veeparameetrite vahel Liispõllu kaasiku uurimiselalalt. * – $p < 0.05$; ** – $p < 0.01$; *** – $p < 0.001$

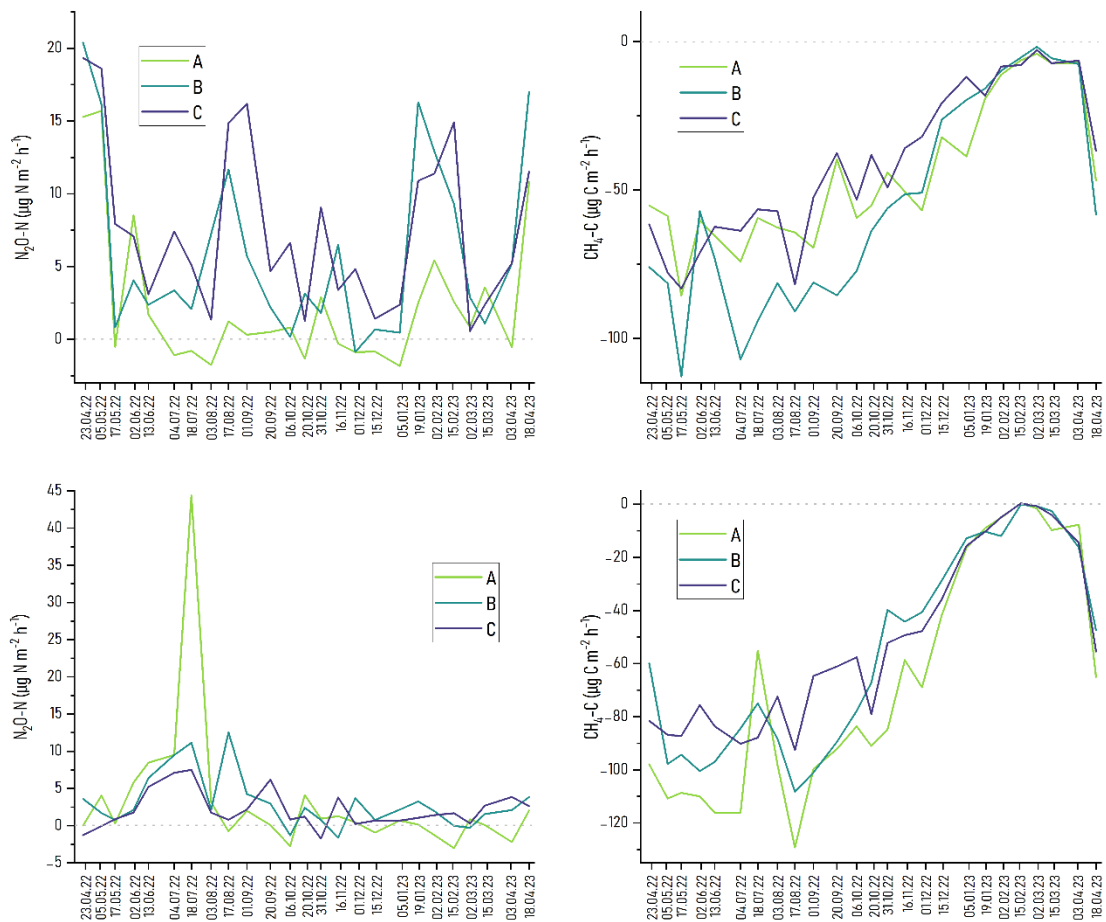
	CO ₂ (mg C m ⁻² h ⁻¹)	CH ₄ -C (µg C m ⁻² h ⁻¹)	N ₂ O-N (µg N m ⁻² h ⁻¹)
Mulla veesisaldus H₂O m³/m³ (5 cm)			
Veetemperatuur °C	0.58*	-0.58*	
Veetase	-0.70***	-0.48*	-0.51**
Mulletemperatuur 10 cm	0.97***	-0.86***	0.66***
Mullatemperatuur 20 cm	0.96***	-0.85***	0.67***
Mullatemperatuur 30 cm	0.95***	-0.83***	0.64***
Mullatemperatuur 40 cm	0.91***	-0.79***	0.54**
Vee pH			
Vee hapnikusisaldus (mg/l)	-0.60*	0.57*	-0.52*
Elektrijuhtivus (µS/cm)	-0.53*	0.39*	

Tabel 4. Statistiliselt olulised Spearmani korrelatsioonikordajad mulla KHG emissioonide ja keskkonna- ja veeparameetrite vahel Liispõllu männiku uurimiselalalt. * – $p < 0.05$; ** – $p < 0.01$; *** – $p < 0.001$

	CO ₂ (mg C m ⁻² h ⁻¹)	CH ₄ -C (µg C m ⁻² h ⁻¹)	N ₂ O-N (µg N m ⁻² h ⁻¹)
Mulla veesisaldus H₂O m³/m³ (5 cm)			
Veetemperatuur °C	0.69***	-0.61**	
Veetase	0.59**	-0.49*	
Mulletemperatuur 10 cm	0.89***	-0.83***	
Mullatemperatuur 20 cm	0.92***	-0.84***	
Mullatemperatuur 30 cm	0.91***	-0.83***	
Mullatemperatuur 40 cm	0.86***	-0.79***	
Vee pH			-0.64**
Vee hapnikusisaldus (mg/l)	-0.65**	0.68**	
Vee elektrijuhtivus (µS/cm)	-0.80***	0.81***	

Lisa 2. Uurimisala sisene CH_4 ja N_2O mullavoogude varieerumine Liispõllu kaasikus ja männikus, Vara kuusikus ja Tiksoja männikus





Joonis 1. CH₄ ja N₂O mullavoogude aastasine variatsioon iga uurimisala kolme proovivõtu ala kaupa. Vasakul tulpas on N₂O ja paremas CH₄ mullavood. Esimeses reas Vara kuusik, teises Tiksoja männik, kolmandas Liispõllu männik ja neljandas Liispõllu kaasik.

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina, Joosep Truupõld,

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) minu loodud teose „Kasvuhoonegaaside vood kuivendatud siirdesoo- ja rabametsa muldadest“, mille juhendajad on kaasprofessor Kaido Soosaar ja Reti Ranniku reprodutseerimiseks eesmärgiga seda säilitada, sealhulgas lisada digitaalarhiivi DSpace kuni autoriõiguse kehtivuse lõppemiseni.
2. Annan Tartu Ülikoolile loa teha punktis 1 nimetatud teos üldsusele kättesaadavaks Tartu Ülikooli veebikeskkonna, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace kaudu Creative Commons'i litsentsiga CC BY NC ND 3.0, mis lubab autorile viidates teost reprodutseerida, levitada ja üldsusele suunata ning keelab luua tuletatud teost ja kasutada teost ärieesmärgil, kuni autoriõiguse kehtivuse lõppemiseni.
3. Olen teadlik, et punktides 1 ja 2 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.
4. Kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei riku ma teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse õigusaktidest tulenevaid õigusi.

Joosep Truupõld
29.05.2023