

Inversiomalli CarbonTracker Europe - CH₄:n
arviot pohjoisten soiden metaaniemissioista maan
routaantumisen aikana

Pro Gradu
Turun yliopisto
Fysiikan ja tähtitieteen laitos
Fysiikka
2019
LuK Maria Tenkanen
Tarkastajat:
Dos. Tuula Aalto
Prof. Petriina Paturi

Turun yliopiston laatujärjestelmän mukaisesti tämän julkaisun alkuperäisyys on tarkastettu Turnitin OriginalityCheck-järjestelmällä

TURUN YLIOPISTO

Fysiikan laitos

Tenkanen, Maria Inversiomalli CarbonTracker Europe - CH₄:n arviot pohjoisten soiden metaaniemissioista maan routaantumisen aikana

Pro Gradu, 52 s.

Fysiikka

Elokuu 2019

Turun yliopiston laatujärjestelmän mukaisesti tämän julkaisun alkuperäisyys on tarkastettu Turnitin Originality Check -järjestelmällä.

Metaani (CH₄) on hyvin voimakas kasvihuonekaasu, jonka pitoisuus ilmakehässä on tärkeä osatekijä, kun ilmastonmuutosta pyritään hillitsemään Pariisin ilmastopimuksen lämpötilatavoitteiden mukaisesti. Kuitenkin globaalin ja erityisesti pohjoisten suoalueiden metaanibudjettiin liittyy vielä paljon epävarmuuksia. Pohjoisten soiden metaaniemissioille on tunnusomaista vuosittainen sykli: kesällä metaaniemissiot ovat huipussaan ja talvella minimissään. Viime vuosikymmeninä ikeroudan soilla on kuitenkin havaittu merkittävän suuria metaaniemissioita maaperän jäätyessä.

Tässä tutkielmassa tutkittiin pohjoisten soiden metaaniemissioita maaperän routaantuessa sekä laajoilla mTC-alueilla että pienemmillä paikallisilla suoalueilla vuosina 2010-2017. Maan routaantumisen ajankohdat määritettiin käyttäen SMOS F/T-tuotetta, joka antaa päivittäistä tietoa pohjoisen pallonpuoliskon maaperän jäätymistilasta. Ilmakehän inversiomalli Carbon Tracker Europe - CH₄:lla selvitettiin routaantumisen aikaiset soiden metaaniemissiot sekä näiden emissioiden merkittävyys koko vuoden emissioiden kannalta. Tarkoituksena oli saada laajempi kuva pohjoisten soiden routaantumisen aikaisista metaaniemissioista.

Routaantumisen aikana havaittiin metaaniemissioita sekä suurilla mTC-alueilla että paikallisilla suoalueilla. Emissiot pienenevät odotetusti talven minimiarvoon maan routaantuessa. Suuria metaanipurskauksia ei kuitenkaan havaittu, ja routaantumisen aikaiset emissiot jäivät myös muutamaan prosenttiin koko vuoden arvoista, joten emissioiden ei nähty olevan merkittäviä koko vuoden metaanibudjetin kannalta. Tarkempia mallinnuksia sekä alueellisesti kattavia pitkälle syksyyn jatkuvia metaanin vuo- ja pitoisuusmittauksia kuitenkin tarvitaan, jotta soiden routaantumisen aikaisista emissioista saataisiin tarkempi kuva.

Asiasanat: metaani, CH₄, kasvihuonekaasut, pohjoiset suot, routaantuminen, SMOS, data-assimilaatio, inversiomalli

Sisältö

1	Johdanto	1
1.1	Metaanilähteet	4
1.2	Pohjoisten kosteikkojen metaaniemissiot	5
1.3	Inversiomallinnus	6
1.4	Tutkielman tavoitteet	7
2	Menetelmät ja data-aineisto	8
2.1	CarbonTracker Europe – CH ₄	8
2.1.1	CTE-CH ₄ :n data-assimilaatio	9
2.1.2	Kuljetusmalli TM5	12
2.1.3	Priorivuot	13
2.1.4	Inversioiden ajojärjestelyt	14
2.2	ECMWF	17
2.3	SMOS F/T-tuote	17
2.3.1	F/T-algoritmi	18
2.4	Metaanivuon pyörrekovarianssimittaukset	20
2.5	Routaantumisen ajankohdan määrittely	22
2.5.1	mTC-alueiden routaantuminen	22
2.5.2	Paikallinen routaantuminen	25
2.6	Routaantumisen aikaisten emissioiden määrittely	26
2.6.1	mTC-alueiden emissiot	26
2.6.2	Paikallisten suoalueiden emissiot	27
3	Tulokset	28
3.1	Routaantumisen ajankohta	28
3.1.1	mTC-alueiden routaantuminen	28
3.1.2	Paikallinen routaantuminen	31

3.2	Routaantumisen aikaiset emissiot	32
3.2.1	mTC-alueiden emissiot	32
3.2.2	Paikallisten suoalueiden emissiot	35
4	Pohdinta	39
4.1	Routaantumisen ajankohdat	39
4.1.1	mTC-alueiden routaantuminen	39
4.1.2	Paikallinen routaantuminen	42
4.2	CTE-CH ₄ :n optimoidut biosfäärin metaaniemissiot	44
5	Yhteenveto	47

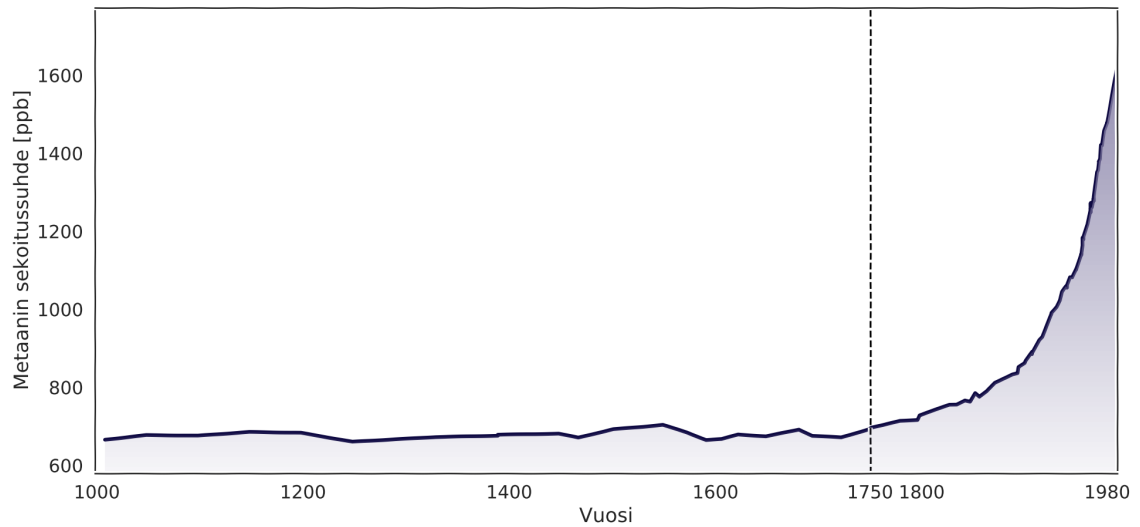
1 Johdanto

Metaani (CH_4) on toiseksi tärkein ihmisen toiminnasta aiheutuva kasvihuonekaasu hiilidioksidin (CO_2) jälkeen [1]. Ilmakehän metaanipitoisuus on vain murto-osa hiilidioksidipitoisuudesta (kuivan ilman mooliosuus oli CH_4 :lle 1,87 ppm [2] ja CO_2 :lle 411 ppm [3] maaliskuussa 2019). Kuitenkin CH_4 :n lämmityspotentiaali (Global Warming Potential, GWP) on 28 kertaa suurempi kuin CO_2 :n, kun GWP:tä tarkastellaan 100 vuoden aikavälillä [1]. Metaanin suuresta lämmityspotentiaalista johtuen on arvioitu, että teollisen vallankumouksen jälkeen (v. 1750 eteenpäin) metaanipitoisuuden kasvu ilmakehässä olisi aiheuttanut 23 % ($\approx 0,62 \text{ Wm}^2$) siitä säteilypakotteesta, joka on ollut vastuussa ilmaston lämpenemisestä [4].

Ennen kuin suorat ilmakehän mittaukset aloitettiin, ilmakehän metaanipitoisuuksista on saatu tietoa mm. Etelämantereelta kerätyistä jääkairausnäytteistä. Jääkairausnäyte otetaan paksulta jäätiköltä, jossa jää on muodostunut satojen tuhansien vuosien aikana. Jään muodostuessa sen sisään on jäänyt kaasukuplia, joista pystytään selvittämään CO_2 - ja CH_4 -pitoisuudet jään muodostumishetkellä. Jääkairausnäytteistä voidaan nähdä, että ilmakehän metaanipitoisuus on kasvanut eksponentiaalisesti teollisen vallankumouksen jälkeen (kuva 1) [5].

Metaanipitoisuus on nykyään yli 2,5 kertaa suurempi kuin esiteollisena aikana. Pitoisuuden kasvu on johtunut fossiilisten polttoaineiden käytössä ja louhimisessa tapahtuvista metaanipäästöistä. Lisäksi maan väestönkasvu on aiheuttanut märehijöiden, riisipeltojen ja kaatopaikkojen – nykypäivän suurten metaanilähteiden – määrän lisääntymisen. [7]

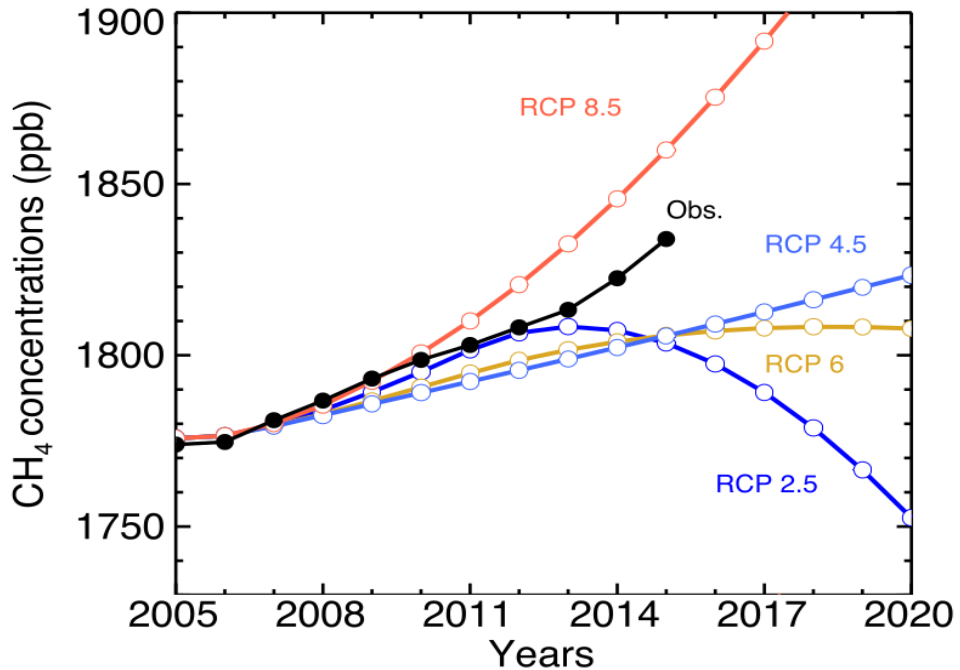
Järjestelmälliset ilmakehän metaanipitoisuusmittaukset aloitettiin 1970-luvun lopulla [8]. Niiden avulla on pystytty selvittämään tarkemmin, miten ilmakehän metaanipitoisuus on kehittynyt viimeisinä vuosikymmeninä. Huomattavaa on se, että ilmakehän metaanipitoisuus oli lähes vakio 2000-luvun tienoilla. Vuonna 2007 metaanipitoisuus jatkui kuitenkin jälleen kasvuaan keskimäärin 5,7 ppb vuodessa, ja



Kuva 1. Metaanin historiallinen sekoitussuhde mitattuna Antarktisen jääkairausnäytteistä [6]. Teollisen vallankumouksen alkaminen on merkitty kuvaan vertikaalisella katkoviivalla.

vuodesta 2014 kasvunopeus on ollut n. 9,7 ppb vuodessa [9]. Metaanipitoisuuden kasvun muutoksen syyt ovat yhä keskustelunaiheena. Syiksi on esitetty mm. ilmankemian hydroksyyliiradikaali OH:n, metaanin suurimman nielun, pitoisuuden muutokset, biogeenisten lähteiden muutokset sekä öljy- ja kaasutuotannon lisääntyminen [10]. Metaanipitoisuuden kasvun aiheuttajasta huolimatta täytyy metaanipäästöjä saada pienennettyä, jos haluamme pysyä Pariisin ilmastopimuksen lämpötilavoitteessa [11].

On tärkeää tietää, miten kasvihuonekaasut ja muutokset niiden pitoisuuksissa vaikuttavat ilmastoomme. Vaikutusten ymmärtämiseksi kansainvälisen ilmastopaneelin IPCC:n viides arviointiraportti esitteli neljä ilmastonmuutosskenaariota, jotka kuvailivat kukin erilaiset mahdolliset kasvihuonekaasujen pitoisuuksien kehityskulut (Representative Concentration Pathways, RCP) kuluvan vuosisadan loppuun ja siitä eteenpäin. Skenaariot perustuvat erilaisiin tulevaisuuden näkymiin, jotka ottavat huomioon mahdolliset yhteiskunnalliset ja teknistaloudelliset kehitykset. Vain RCP2.6-skenaariossa pysytään Pariisin ilmastopimuksessa sovitun alle kahden as-



Kuva 2. Ilmakehän metaanipitoisuuden projektio neljälle RCP-skenaariolle vuosille 2005-2020 sekä mustalla (Obs.) havaittu globaalikeskiarvo NOAA:n (National Oceanic and Atmospheric Administration) meren pintakerroksen mittaust verkostosta [13].

teen lämpötilan nousussa. RCP2.6-skenaariossa kasvihuonekaasujen aiheuttama säteilypakote ensin nousee, mutta kuluvan vuosisadan puolenvälin jälkeen se alkaa laskea. Tämän saavuttamiseksi kasvihuonekaasupäästöjä täytyy vähentää huomattavasti. [12]

Vuodesta 2010 lähtien metaanin mooliosuus on ylittänyt kaikki muut paitsi pessimistisimmän RCP-skenaarion RCP8.5:n antaman arvon (kuva 2) [10]. RCP8.5-skenaario kuvaa tilannetta, jossa kasvihuonepäästöt jatkuvat nykyisen kaltaisina. Kasvihuonepäästöt jatkavat sen mukaan kasvua vuosisadan loppuun, ja Maan lämpenisi n. 3,7 °C, arktisella alueella vielä tätäkin enemmän [12]. Kuitenkin, koska metaanin elinikä ilmakehässä on vain n. yhdeksän vuotta [14] ja sillä on voimakas lämmityspotentiaali, metaanipäästöjen vähentäminen olisi tehokas ja suhteellisen nopea tapa vaikuttaa ilmastonmuutokseen [15].

1.1 Metaanilähteet

Metaanilähteet voidaan jakaa ihmisen aiheuttamiin antropogeenisiin lähteisiin sekä luonnollisiin biosfääriin lähteisiin. Antropogeeniset lähteet tuottavat n. 60 % maailman metaaniemissioista. Suurimmat antropogeeniset lähteet ovat hajapäästöt kiinteistä polttoaineista, maakaasun keräämisessä ja jakelussa tapahtuvat vuodot, maatalous sekä jätteiden käsittely. [10, 16]

Kosteikot ovat suurin luonnollinen lähde. Niiden emissiot käsittävät n. 30 % kaikista metaaniemissioista [10]. Boreaalisella ja subarktisella alueella on suuret suoalueet, joihin on sitoutunut huomattava määrä maaperän hiilivarannosta [7]. Näiden pohjoisten suoalueiden metaaniemissioihin liittyy kuitenkin paljon epävarmuutta johtuen emissioiden arvioinnin vaikeudesta. Suurin epävarmuuden aiheuttaja on kosteikkoalueiden laajuus [17]. Kosteikkoalueiden laajuuden selvittämiseksi on käytössä useita menetelmiä, joilla on omat hyvät ja huonot puolensa. Erilaisia menetelmiä ovat mm. satelliittimittaukset (esim. [18, 19]) sekä mallit, jotka simuloivat maan sisältämän veden määrän sekä ajan että paikan suhteen (esim. [20]).

Metaaniemissioiden selvittämistä hankaloittaa myös se, että samalla alueella on usein useita eri metaanilähteitä, joten toisinaan on hankala selvittää, mistä mitattu metaani emittoituu. Useat tärkeät antropogeeniset lähteet, erityisesti kehitysmaiden ja maatalouden emissiot, on myös huonosti raportoitu tai niiden suuruksien arvioiminen on hankalaa. Lisäksi metaanibudjetin määrittämistä hankaloittaa metaanin suurimman nielun, ilmakehän OH:n, lyhytikäisyys, koska lyhytikäisyys vaikeuttaa OH:n jakauman määrittämistä sekä alueellisesti että globaalisti. OH-jakauman epävarmuuksien vuoksi ei tiedetä tarkasti, kuinka paljon metaania häviää OH:n vaikutuksesta. Mitatut metaanipitoisuudet kertovat siis vain nettometaanin, eli lähteistä emittoituneen ja nieluihin uponneen metaanin erotuksen. [10]

1.2 Pohjoisten kosteikkojen metaaniemissiot

Kosteikoilla tarkoitetaan tässä ekosysteemejä, jotka ovat koko vuoden tai osan vuodesta veden alla osittain tai kokonaan, niin että anaerobiset olosuhteet mahdollistavat metaanin muodostumisen hajoavasta orgaanisesta maa-aineksesta. Pohjoisiin kosteikkoihin kuuluvat erilaiset suotyypit kuten räme, neva, korpi ja letto [21]. Pohjoisten kosteikkojen (leveyspiirit $> 40^\circ \text{N}$) metaaniemissiot ovat n. neljäsosa kaikkien kosteikkojen emissioista [22].

Pohjoisten kosteikkojen metaaniemissiot riippuvat vahvasti sääolosuhteista, jotka vaihtelevat sekä vuodenaikojen mukaan että vuosittain [23]. Pohjoisten kosteikkojen metaaniemissioita karakterisoi siis vahva vuosittainen sykli. Soiden metaanin tuotto ja samalla metaaniemissiot ovat huipussaan kesällä, kun maa on sula ja kostea sekä ilma lämmin. Talvella maa on jäässä ja maata peittää lumikerros, jolloin emissiot ovat minimissään. Kuitenkin viime vuosina on havaittu ikiroudan soilla syksyllä maan jäätyessä suuriakin metaaniemissiopiikkejä, jotka ovat olleet merkittäviä myös koko vuoden emissioiden kannalta [24, 25]. Näihin routaantumisen aikaisiin emissioiden suuruuksiin ja olemassaoloon liittyy vielä paljon epävarmuutta [26, 27].

Sen lisäksi, ettei nykyistä metaanibudjettia tunneta tarkasti, ilmastonmuutos aiheuttaa uusia muuttujia. Ilmastonmuutos vaikuttaa ilman lämpötilan lisäksi esim. sademäärään sekä lumen syvyyteen ja lumipeitteen laajuuteen. Vaikka lumen määrä todennäköisesti yleisesti vähenee [12] saattaa se tietyillä arktisilla alueilla lisääntyä [28, 29]. Lämpötilan ja lumipeitteen tiedetään liittyvän ikiroudan päällä lepäävän sulan, aktiivisen kerroksen paksuntumiseen [30]. Sula maa taas tarkoittaa biologisesti aktiivista maata ja hiilen vapautumista ikiroudan maa-aineksesta. Vaikka hiili vapautuu todennäköisesti suurimmaksi osaksi CO_2 :na, saattaa vapautuvan metaanin vaikutus ilmastoon olla silti samansuuruinen hiilidioksidin kanssa, varsinkin lyhyellä aikavälillä [31]. Ilmastonmuutoksen myötä ikiroudan alta vapautuva hiili ei todennäköisesti aiheuta äkillistä ilmaston lämpenemistä, vaan emissioiden vaikutus tulee

näkymään vuosikymmenien ja -satojen aikana nopeuttaen ihmisten aiheuttamaa ilmastomuutosta [32].

1.3 Inversiomallinnus

Inversio-ongelmalla eli käänteisellä ongelmalla tarkoitetaan tilannetta, jossa seuraukset tunnetaan ja syyt halutaan selvittää. Inversiomalli yrittääkin selvittää tapahtumasarjat, jotka ovat johtaneet tunnettuun seuraukseen. Kyseessä on ylhäältä alas -menetelmä (top-down method) vastakohtana alhaalta ylös -menetelmille (bottom-up method), kuten prosessimalleille, jotka arvioivat esim. metaanivuot lähtien maaperän metaania muodostavista prosesseista.

Metaanilähteiden ja -emissioiden suuruuksien sekä koko metaanibudjetin selvittämiseksi on kehitetty inversiomalleja sekä globaalille skaalalle että pienemmille alueille (esim. [33, 34, 35, 36]). Metaanivoiden ilmakehän inversiomallit yhdistävät ilmakehän metaanin pitoisuushavainnot, ennalta arvioidut vuot (priorivuot) sekä kuljetusmallin, joka muuttaa metaanivuot ilmakehän konsentraatioiksi [37]. Ne siis yhdistävät monta eri menetelmää, jotka kukin kuvaavat ympäristömme metaanin kiertoa omalla tavallaan, ja antavat paremman arvion voista, kuin havainnot tai malli antaisivat yksinään. Inversiomallien hyvänä puolena on myös se, että ne pysyvät käyttämään monipuolisesti esim. eri menetelmillä tehtyjä pitoisuushavaintoja – niin kaukokartoitusatelliittien havaintoja kuin pinnan in situ -havaintojakin.

Metaanivoiden arvioimiseen inversiomalleilla on käytetty sekä variaatio- että ensemble-data-assimilaatiomenetelmiä, jotka molemmat perustuvat Bayesin menetelmään. [38]. Variaatiomenetelmissä optimoituun lopputulokseen päästään iteratiivisella prosessilla (esim. [36]). Niiden huonona puolena on se, että ne ovat laskennallisesti raskaita, eikä optimoidulle arvolle saada virhettä suoraan.

Ensemblemenetelmien (esim. [34, 39, 40]) optimoinnissa käytetty ensemble Kalman-suodin käyttää hyväksi tietoa siitä, että mallitilojen ensemble keskiarvo voidaan

tulkita optimoinnin parhaana arviona ja ensemblen hajontaa luonnollisesti ensemblen keskiarvon virheenä [41]. Siten sen sijaan, että systeemin koko kovarianssimatriisi säilytettäisiin muistissa, voidaan sama tieto virheestä esittää sopivalla mallitilojen ensemblenä. Kun ensemblen koko on äärellinen, antaa sen hajonta likiarvon kovarianssimatriisista. Ensemblen jäseniä voidaan ajaa tietokoneessa rinnakkain, mikä mahdollistaa supertietokoneiden laskentatehon tehokkaan käytön. Ensemblen koko kuitenkin määrää osittain sen, kuinka tarkka inversio on. Toisaalta suurempi ensemblen koko vaatii myös enemmän laskentatehoa.

Tässä tutkielmassa käytetään ensemblemalleihin kuuluvaa ilmakehän inversiomallia CarbonTracker Europe – CH₄ (CTE-CH₄) [40], joka optimoi pinnan CH₄-vuot viikoittain ja alueittain ensemble Kalman-suotimen (ensemble Kalman filter) avulla. CTE-CH₄ ei optimoi pelkästään metaanin kokonaisvoita, vaan se optimoi erikseen antropogeeniset ja biosfäärin vuot. Näin saadaan sekä antropogeenisille että biosfäärin voille omat arvot sekä epävarmuudet. Tämä ominaisuus on tärkeä tälle tutkimukselle, sillä tutkimuksen kohteena on kosteikkojen emissiot, jotka kattavat suurimman osan biosfäärin emissioista [10].

1.4 Tutkielman tavoitteet

Tässä tutkielmassa pyritään selvittämään pohjoisten kosteikkojen metaaniemissioiden suuruudet maaperän routaantumisen aikana. Viime vuosina on havaittu odottamattoman suuria metaaniemissioita tundralla maan jäätyessä [24, 25], mutta näiden anomalioiden laajuutta tai toistuvuutta ei tunneta tarkemmin. Tarkoituksena on saada laajempi kuva routaantumisen aikaisista emissioista käyttämällä maan kaukokartoitussatelliitti SMOS:n data-aineistoa sekä globaalilla inversiomallilla CarbonTracker Europe - CH₄:lla optimoituja metaanivoita. SMOS F/T-tuotteella määritetään maaperän routaantumisen ajankohdat pohjoisille laajemmille mTC-alueille sekä paikallisille suoalueille. Inversiomallin optimoiduista metaaniemissioista vali-

taan routaantumisen aikaiset emissiot, joiden suuruus ja merkittävyys koko vuoden kannalta ovat tarkastelun kohteena.

Tavoitteena on

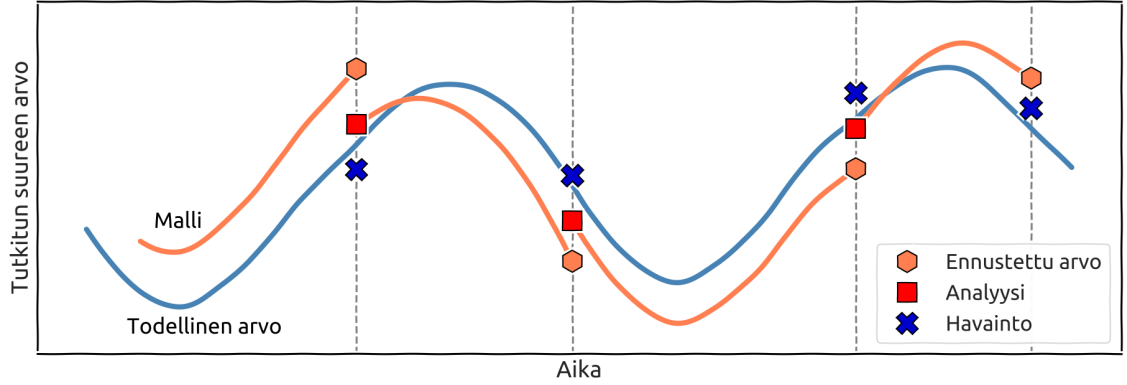
- määrittää maan routaantumisen ajankohdat sekä alueellisesti että paikallisesti.
- määrittää routaantumisen aikaiset pohjoisten soiden metaaniemissiot sekä alueellisesti että paikallisesti.
- selvittää routaantumisen aikaisten soiden metaaniemissioiden merkittävyys koko vuoden metaaniemissioiden kannalta.

2 Menetelmät ja data-aineisto

2.1 CarbonTracker Europe – CH₄

CarbonTracker Europe – CH₄ (CTE-CH₄) on ilmakehän inversiomalli, joka arvioi globaalit metaanivuot alueittain sekä antropogeenisille että luonnollisille lähteille. CTE-CH₄ tavoitteena on optimoida priorivuot ja vähentää niiden epävarmuuksia käyttämällä ilmakehän metaanin pitoisuushavaintoja. Kun tietyllä alueella on ollut esim. suo tai fossiilisten polttoaineiden tuotantolaitos, ja jos tämä tieto näkyy myös käytetyissä priorivoissa (esim. suoalueella antropogeenisen priorivuon arvo on lähellä nollaa), pystyy inversiomalli todennäköisesti sijoittamaan havaitun metaanin oikealle lähteelle, ja siten korjaamaan priorin arvoa paremmin todellisuutta kuvaavaksi. CarbonTracker kehitettiin alun perin hiilidioksidille NOAA-ESRL:ssä (National Oceanic and Atmospheric Administration’s Earth System Research Laboratory) ja Wageningenin yliopistossa. [39, 42]. Myöhemmin sitä on sovellettu metaanivoiden arvioimiseen erilaisilla resoluutioilla [34, 40, 43].

CTE-CH₄:ssä yhdistyvät havaintojen ja mallien hyvät puolet. Pinnan vuomitaukset antavat todellista tietoa metaaniemissioista, mutta niiden huonoina puolina on niiden rajallinen paikka- ja aikajakauma. CTE-CH₄ pystyy arvioimaan metaa-



Kuva 3. Havainnollistava kuva data-assimilaatiosta. Analyysivaiheessa havainnon kohdalla mallin antamaa tulosta korjataan yhdenmukaisemmaksi havainnon kanssa (harmaa vertikaalinen katkoviiva). Ennustusvaiheessa mallia ajetaan ajassa eteenpäin, kunnes seuraava havainto saavutetaan, ja voidaan taas siirtyä analyysivaiheeseen. Todellinen arvo on esitetty sinisellä ja mallin antama ennustus oranssilla viivalla.

nivuot isommille alueille globaalisti metaanin pitoisuusmittausten ja kuljetusmallin avulla. Lisäksi voidaan optimointi tehdä viikoittain, jolloin vuoarviot saadaan jatkuvasti vuoden ympäri. [40]

2.1.1 CTE-CH₄:n data-assimilaatio

Data-assimilaatiossa malli yhdistetään havaintojen kanssa. Yleisesti data-assimilaatio koostuu kahden vaiheen kierroista, jotka ovat analyysivaihe ja ennustusvaihe (kuva 3). Ensimmäisessä eli analyysivaiheessa etsitään sellainen tila, joka on optimaalisesti yhdenmukainen mittaushavaintojen kanssa. Optimaalisuus voidaan määrittää halutulla tavalla. Toisessa vaiheessa eli ennustusvaiheessa ajetaan mallia ajassa eteenpäin, kunnes saavutetaan seuraava havainto, jonka jälkeen kierros alkaa alusta. [39]

CTE-CH₄:n analyysivaiheessa minimoidaan Bayesin sakkofunktio

$$J = (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T \mathbf{P}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + (\mathbf{y} - H(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y} - H(\mathbf{x})), \quad (1)$$

jossa \mathbf{x} on tilavektori, joka sisältää skaalaustekijät, joilla kerrotaan optimoitavat

CH₄:n pintaemissiot E . Yläindeksi b viittaa prioriarvioihin. \mathbf{P} on tilavektorin kovarianssimatriisi, \mathbf{y} ilmakehän metaanihavaintojen vektori ja \mathbf{R} havaintojen \mathbf{y} kovarianssimatriisi. H on havainto-operaattori, joka muuttaa vuot ilmakehän pitoisuudeksi, eli havaintojen kanssa samaan avaruuteen. Sakkofunktion ensimmäinen termi kuvaa siis tilavektorin eroa prioriarvioihin ja toinen termi eroa havaintoihin. [40]

Optimoidut vuot \mathbf{E} saadaan yhtälöllä

$$\mathbf{E} = G(\mathbf{x})\mathbf{E}^b, \quad (2)$$

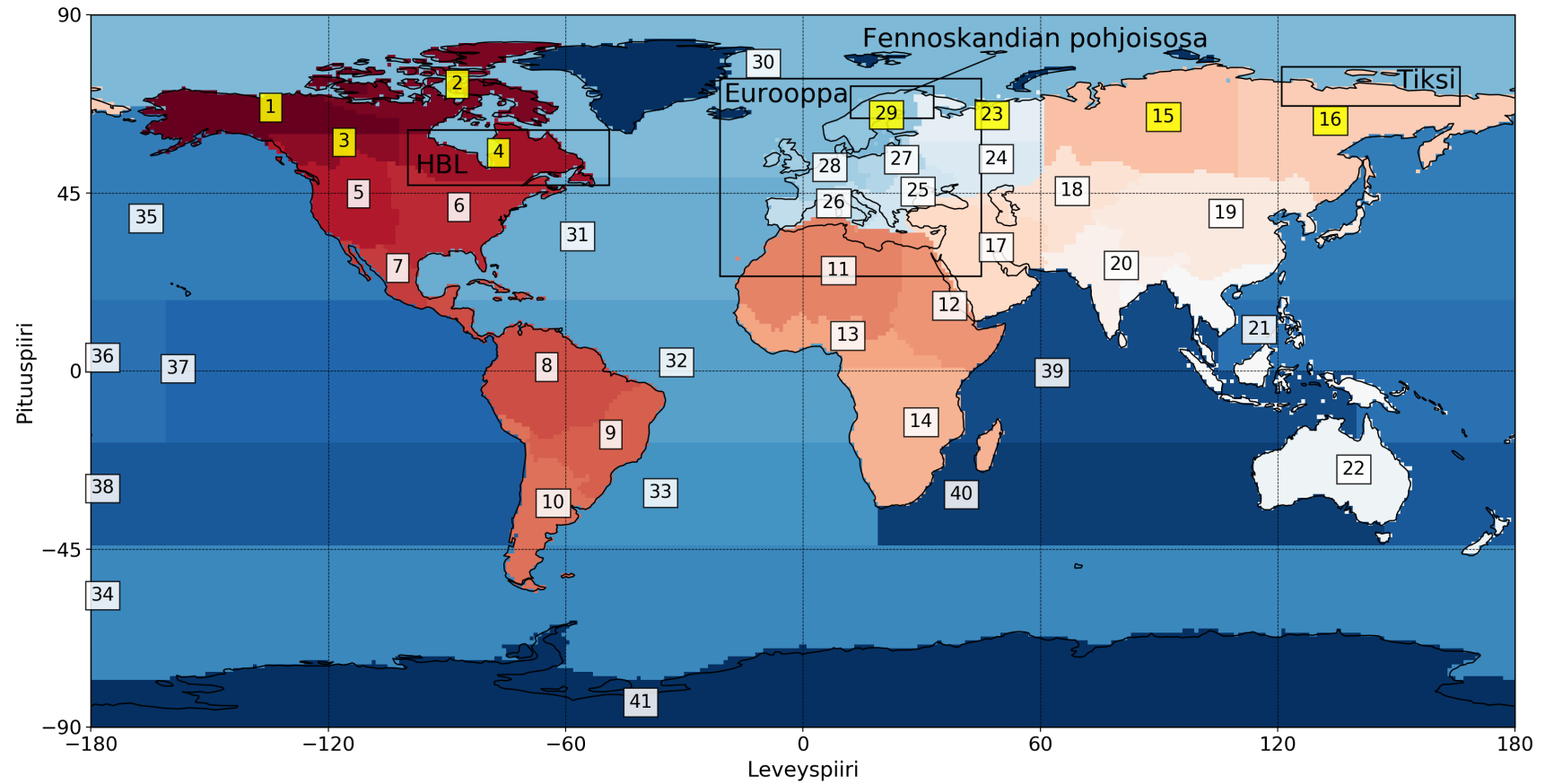
jossa operaattori G muuttaa alueellisesti arvioidut skaalaustekijät $1^\circ \times 1^\circ$ -resoluutioiseen globaaliin karttaan, jolla prioriemissiot \mathbf{E}^b kerrotaan. [40]

Tässä tutkielmassa optimoitiin antropogeeniset ja biosfäärin vuot (yksityiskohteisemmin kappaleessa 2.1.3). Voita muista lähteistä (tuli, termiitit ja meri) ei optimoitu ja ne pidettiin samana kuin niiden prioriarviot. Optimoinnilla saatiin siis viikoittaiset keskiarvoiset metaanivuot, F_{tot} , alueella r ja ajassa t yhtälöllä

$$\begin{aligned} F_{tot}(r, t) = & \lambda_{bio}(r, t) \cdot F_{bio}(r, t) + \lambda_{ant}(r, t) \cdot F_{ant}(r, t) \\ & + F_{tuli}(r, t) + F_{term}(r, t) + F_{meri}(r, t), \end{aligned} \quad (3)$$

jossa F_{bio} , F_{ant} , F_{tuli} , F_{term} ja F_{meri} ovat biosfäärin, antropogeenisen toiminnan, tulen, termiittien ja meren priorivuot vastaavasti. λ_{bio} ja λ_{ant} ovat optimoinnissa saadut kertoimet biosfäärin ja antropogeenisille priorivuoarvioille vastaavasti. [40]

Metaanivoiden optimointi tehtiin alueellisesti muokatuilla TransCom-alueilla (mTC-alue), jotka on esitetty kuvassa 4. mTC-alueet perustuvat TransCom-mallivertailuprojektissa (Atmospheric Tracer Transport Model Intercomparison Project) määritellyille alueille. TransComin aluejaossa on otettu huomioon inversiomallinukselle olennaisia asioita: ne mukailevat karkeasti kasvillisuusvyöhykkeitä (boreaalinen, lauhkea ja trooppinen), valtioiden rajoja sekä ottavat myös huomioon ilmakehän havaintojen tiheyden. mTC-alueiden lisäksi CTE-CH₄:n optimoinnissa käytettiin tarkemman resoluution zoomausalueita mm. Euroopan yllä (kuva 4). Tarkempi kuvailu löytyy luvusta 2.1.4.



Kuva 4. Muokatut TransCom-alueet, joilla metaanivoiden optimointi tehtiin. Mustilla neliöillä on merkitty alueet, joissa optimointi tehtiin $1^\circ \times 1^\circ$ tarkkuudella. Keltaisilla luvuilla merkityt alueet (mTC 1-4, 15, 16, 23 ja 29) ovat pohjoiset mTC-alueet, joihin tutkielmassa keskityttiin.

2.1.2 Kuljetusmalli TM5

Tärkeä osa CTE-CH₄:ia on sen sisältämä kuljetusmalli TM5 [44]. TM5 toimii data-assimilaatiossa havainto-operaattorina, joka muuttaa maan ja vesistöjen metaanivuot yhdessä metaaninielujen kanssa ilmakehän pitoisuuksiksi. Metaanivoiden muuttaminen ilman pitoisuudeksi tehdään kuljettamalla emittoituvaa metaania ilmakehän tilan perusteella.

Kun mallinnetaan ilmakehän alueellisia ja paikallisia koostumuksia, tarvitsee mallinnuksessa ottaa usein huomioon maan koko ilmakehä, jos mallinnettavalla aineella on merkittävä taustapitoisuus ja sen elinikä ilmakehässä on pitkä. Kuitenkin resoluution täytyisi olla tarpeeksi suuri, jotta mallinnuksesta olisi hyötyä määrittettäessä alueellisia ja paikallisia pitoisuuksia. Laskennallisesti ei kuitenkaan ole mahdollista mallintaa koko ilmakehää tähän vaaditulla tarkkuudella, eikä lisäksi ole tarvetta koordinaatistolle, jonka resoluutio on yhtä tarkka kaikkialla. Esim. kun tutkitaan Euroopan ilmakehää, ei ole tarvetta tietää yksityiskohtaisesti, mitä Etelämantereella tapahtuu. [44]

Avuksi on kehitetty malleja, joiden koordinaatistot voivat sisältää sisäkkäisiä alueita, joilla on suurempi resoluutio. Näin toimii myös CTE-CH₄:ssa käytetty TM5, joka on kolmiulotteinen ilmakehän kuljetusmalli. TM5 voi esim. koostua globaalista koordinaatistosta, jonka resoluutio on 6° x 4° (pituuspiiri x leveyspiiri), mutta Euroopan alueella resoluutio onkin 1° x 1°. TM5:n sisäkkäiset zoomausalueet ovat kaksisuuntaisia, joka tarkoittaa sitä, että ulompi karkeamman resoluution alue toimii reunaehtona sisemmän tarkemman resoluution alueelle. Sisemmän alueen sisältämää tietoa taas käytetään ulomman alueen tietojen päivittämiseen. [44]

TM5:ssä on yksityiskohtainen advektion, konvektion ja vertikaalisen diffuusion kuvailu. TM5:den käyttämät sääparametrit ovat Euroopan keskipitkien sääennusteiden keskuksen (European Centre for Medium Range Weather Forecast, ECMWF) ERA-Interim-tuotteesta (katso tarkemmin luku 2.2), joka on globaali ilmakehän

uusanalyysi [45].

Ilmakehän metaanipitoisuuden laskemiseen tarvitaan metaaniemissioiden lisäksi ilmakehän metaaninielun kuvailu. Tutkielmassa käytettiin kuukausittaisia arvoja OH-, Cl- ja O(¹D)-nieluille, kuten Houweling *et al.* [35]. Vuosittaista vaihtelua ei otettu nieluissa huomioon.

2.1.3 Priorivuot

Käytetyt priorivuot kattoivat emissiot viidestä eri osa-alueesta: biosfäärin, antropologiset, tulen, termiittien sekä meren emissiot. Tutkielman ajoissa vain biosfäärin ja antropologiset metaanivuot optimoitiin. Muut priorivuot olivat kuitenkin tarpeellisia inversiossa, jotta kokonaismetaanitase pysyi kohdillaan.

Biosfäärin priorivuona käytettiin LPX-Bern DYPTOP:ia [20], joka on globaali dynaaminen kasvillisuuden ja maan pintaprosessimalli. LPX-Bern DYPTOP simuloi suo- ja kosteikkoalueiden laajuuden dynaamisesti ja laskee kuukausittaiset metaanivuot suoalueista, vettyneestä maasta, kuivasta ja märästä mineraalimaasta sekä riisipelloista. Riisipeltojen priorivuot otettiin kuitenkin antropogeenisestä priorista, joten ne jätettiin biosfäärin priorista pois. LPX-Bern DYPTOP määrittää emissioiden lisäksi maaperän metaaninielun. LPX-Bern DYPTOP:n arvot olivat saatavilla vuoden 2014 loppuun, jonka jälkeen kuukausittaiset arvot pidettiin samoina kuin vuonna 2014.

Lisäksi biosfäärin priorivuona käytettiin globaalin hiiliprojektin GCP-CH₄ bottom-up -ryhmän mallijoukon kosteikkojen klimatologisten metaanivoiden keskiarvoa [46]. Mallijoukon tuloksista laskettiin kuukausittaiset keskiarvot, joten priorin arvo muuttuu siis vain kuukausittain eikä priorissa ole vuosittaista vaihtelua. Mallijoukko tuotti vain maan metaaniemissiot, joten maaperän metaaninielu saatiin Ridgwell *et al.* [47] klimatologiasta.

Antropogeenisina priorivoina käytettiin globaalin ilmakehätutkimuksen emissio-

tietokannan (Emissions Database for Global Atmospheric Research, EDGAR) versioita 4.2 FT2010 [48] ja 4.3.2 [49, 50]. Antropogeenisiin emissioihin kuuluvat fossiilisten ja biopolttoaineiden tuottamisessa, käsittelyssä, siirrossa ja käyttämisessä tapahtuvat emissiot, maatalouden emissiot, kuten karjanhoidon ja riisinviljelyn emissiot sekä jätteidenkäsittelyn emissiot. EDGAR v4.2 FT2010 kattaa vuodet 2000-2010 ja EDGAR v4.3.2 vuodet 1970-2012, ja niiden antamat arvot ovat vuosittaisia. Koska tutkielman malliajot kestivät vuoteen 2018 asti, käytettiin EDGAR v4.2 FT2010 kanssa vuosina 2011-2018 vuoden 2010 arvoja sekä EDGAR v4.3.2. kanssa vuosina 2013-2018 vuoden 2012 arvoja. Vaikka priorivuot eivät muutu, voidaan silti olettaa, että CTE-CH₄:n optimoiduissa metaanivoissa näkyy vuosittainen vaihtelu [40].

Biomassan palamisesta aiheutuneiden metaaniemissioiden prioriarvioina käytettiin globaalin tuliemissiotietokannan (Global Fire Emissions Database, GFED) versioita 4s [51] ja 4.1 [52]. Termiittien priorivuot pohjautuvat Iton ja Inatomin arvioihin [53] sekä Kirschke *et al.* [16] esittämään arvioon. Meren metaanipriorit laskettiin olettamalla meriveden metaanipitoisuuden ylikylläisyys (tarkempi kuvailu Tsuruta *et al.* [40]) sekä Lambertin ja Schmidtin [54] raportoimista arvoista. Lisäksi geologiset metaanipriorivuot perustuvat Etiopen [55] klimatologiseen karttaan.

2.1.4 Inversioiden ajojärjestelyt

Tutkielmassa käytettiin kahta ajojärjestelyä, eSTICC ja GCP, joiden priorivuot, optimointialueet sekä data-assimiloidut pitoisuushavainnot poikkesivat toisistaan. eSTICC-ajon (eScience Tools for Investigating Climate Change at High Northern Latitudes) ajojärjestelyt kehitettiin Nordic Centre of Excellencen projektia varten. Toinen ajojärjestely, GCP (Global Carbon Project) [56], kehitettiin globaalia hiili-projektia varten [57]. Taulukossa 1 on esitelty GCP- ja eSTICC-ajojen ajojärjestelyt.

GCP-ajossa vuot optimoitiin 1° x 1° resoluutiolla Euroopan yllä ja muualla

mTC-alueittain, kuten Tsuruta *et al.* [58]. eSTICC-ajossa vuot optimoitiin mTC-alueittain merialueilla sekä maalla leveyspiirin 24° N eteläpuolella. Leveyspiirin 24° N pohjoispuolen maa-alueilla käytettiin $1^\circ \times 1^\circ$ resoluution zoomausalueita Fennoskandian pohjoisosan, Tiksin ja Hudson Bay Lowlands (HBL) ympärillä. Zoomausalueita ympäröi $3^\circ \times 2^\circ$ resoluution alue. Muualla pohjoisessa käytettiin $6^\circ \times 4^\circ$ suuruisia optimointialueita. $1^\circ \times 1^\circ$ resoluution alueet on merkitty kuvaan 4.

CTE-CH₄ pakotettiin pinnan pitoisuushavainnoilla. eSTICC-ajossa käytettiin WDCGG- (World Data Centre for Greenhouse Gases) [59] sekä ICOS-havaintoverkoston (Integrated Carbon Observation System) [60] mittauksia. GCP-ajossa taas käytettiin globaalin hiiliprojektin antamia havaintoja [57]. eSTICC- ja GCP-ajojen pitoisuushavaintojen suurin ero oli pohjoismaisten havaintopaikkojen määrässä – eSTICC-ajossa pohjoismaisia havaintoasemia oli enemmän. Pitoisuushavainnot koostuivat viikoittaisista ja jatkuvista havainnoista, jotka prosessoitiin kuten Tsuruta *et al.* [40].

Taulukko 1. Inversioiden ajojärjestelyt

Ajojärjestely	Biosfäärin priorii	Antropogeeninen priorii	Muut priorit	Pitoisuushavainnot	Optimointialueet
eSTICC	vuot ja maan nielu LPX-Bern DYPTOP [20]	EDGAR v4.2 FT2010 [48]	<ul style="list-style-type: none"> tuli: GFEDv4.1 [52] termiitit: Ito ja Inatomi [53] meri: Tsuruta <i>et al.</i> [40] 	Globaali WDCGG-mittausverkosto [59] sekä ICOS-asemat [60]	<ul style="list-style-type: none"> 1° x 1° Fennoskandian pohjoisosa, Tiksi ja HBL, 3° x 2° ympärillä 6° x 4° maa-alueilla leveyspiirin 24° N pohjoispuolella mTC-alueet maa-alueilla leveyspiirin 24° N eteläpuolella ja merialueilla
GCP	vuot GCP-CH ₄ bottom-up-ryhmän mallijoukon kuukausittaiset keskiarvot [46] maan nielu Ridgwell <i>et al.</i> [47]	EDGAR v4.3.2 [49, 50]	<ul style="list-style-type: none"> tuli: GFED4s [51] termiitit: Kirschke <i>et al.</i> [16] meri: Lambert ja Schmidt [54] geologiset: Etiope [55] 	Globaali GCP-mittausverkosto [57]	<ul style="list-style-type: none"> 1° x 1° Eurooppa mTC-alueet muualla

2.2 ECMWF

ECMWF on Euroopan keskipitkien sääennusteiden keskus (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), joka on sekä tutkimuslaitos että vuorokauden ympäri toimiva sääpalvelu, jonka tehtävänä on tuottaa keskipitkän aikavälin eli 10-15 päivän päähän ulottuvia sääennustuksia. Lisäksi ECMWF tarjoaa useita uusanalyysijä, joissa on käytetty ECMWF:n sääennustusmalleja ja data-assimilaatiosysteemejä uusanalysoimaan arkistoidut havainnot. Uusanalyysit sisältävät globaaleja säähän liittyviä muuttujia, jotka kuvaavat ilmakehän, maanpinnan sekä merien tärkeitä suureita. [61]

ERA-Interim on globaali ilmakehän uusanalyysi, jota on saatavilla vuodesta 1979 lähtien, ja sen päivittäminen loppuu vuoden 2019 elokuuhun. ERA-Interim sisältää suuren määrän maanpinnan muuttujia kolmen tunnin tarkkuudella, jotka kuvaavat säätä, meren aaltoja ja muita maanpinnan muuttujia, sekä kuuden tunnin tarkkuudella troposfäärin ja stratosfäärin muuttujia. Alueellinen erotuskyky on n. 80 km 60:ssä vertikaalisessa tasossa maanpinnasta 0,1 hPa:iin., joka vastaa n. 80 km korkeutta. [45]

Tutkielmassa käytettiin ERA-Interim-uusanalyysin ilman 2 m:n lämpötilaa routaantumisen ajankohtien määrittämisessä. Lisäksi CTE-CH₄:n havainto-operaattori TM5 on pakotettu ERA-Interimin datalla.

2.3 SMOS F/T-tuote

SMOS F/T-tuote (Freeze/Thaw, jäässä/sula) antaa päivittäistä tietoa pohjoisen pallonpuoliskon maaperän jäätymistilasta [62]. Syötteenään SMOS F/T-tuote käyttää Euroopan avaruusjärjestön SMOS-satelliitin (Soil Moisture and Ocean Salinity) päivittäin ruudutettua (gridded) kirkkauslämpötilaa, jonka tarjoaa Centre Aval de Traitement des Données SMOS - CATDS. Kirkkauslämpötila T_B kertoo, mikä on sellaisen mustan kappaleen lämpötila, joka tietyllä aallonpituudella säteilee yhtä paljon

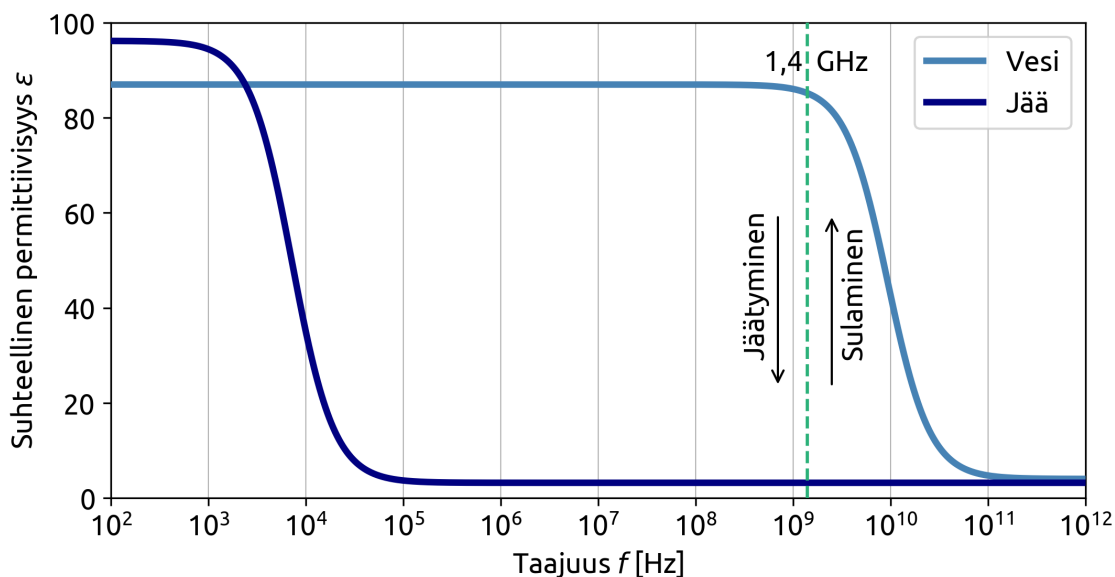
kuin tutkittava kohde [63]. SMOS F/T-tuotteen resoluutio on 25 km x 25 km, ja tuotetta on saatavilla vuoden 2010 heinäkuusta lähtien.

SMOS-satelliitti mittaa maan ja meren passiivista mikroaaltosäteilyä. Havainnot tehdään MIRAS-instrumentilla (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) L-kaistalla ($f \approx 1,4$ GHz). Passiivisella mikroaaltosäteilyllä tarkoitetaan säteilyä, jota maa säteilee itsestään. Mittaushavaintoihin ei siis tarvita auringonvaloa, joten havaintoja voidaan tehdä vuorokauden ajankohdasta tai vuodenajasta riippumatta. Pohjoisilla leveyspiireillä on talviaikaan – eli silloin kun maaperän jäätymistilassa tapahtuu muutoksia – vain vähän tai ei ollenkaan auringonvaloa, joten havaintojen riippumattomuus auringonvalosta on kriittistä maan jäätymistilaa määrittäessä. Myöskään pilvet tai ilmakehä eivät juurikaan vaikuta mikroaaltosäteilyyn, joten maaperästä lähtenyt mikroaaltosäteily pystytään havaitsemaan avaruudesta käsin riippumatta havaittavan alueen sääolosuhteista. Pienemmän taajuuden mikroaaltosäteilyllä on lisäksi se hyvä puoli, että säteily lähtee syvemmältä maaperästä, kuin suuremman taajuuden mikroaallot. Tyypillisesti säteily on peräisin 5 cm:n syvyydeltä, mutta jopa 10–15 cm:n syvyydestä voidaan saada informaatiota. SMOS F/T-tuote kertoo siis todellakin maaperän jäätymisestä, eikä vain maan pinnan tai pinnalla olevan kasvillisuuden kosteudesta. [64]

2.3.1 F/T-algoritmi

Maaperän jäätymistilan määrittäminen kirkkauslämpötilasta T_B perustuu nestemäisen veden ja jään eri suhteellisiin permittiivisyyksiin ε käytetyllä mikroaaltotaajuudella $f \approx 1,4$ GHz. Nestemäisen veden suhteellinen permittiivisyys on tällä taajuudella $\varepsilon \approx 90$, kun se jäälle on $\varepsilon \approx 3,2$ koko mikroaaltotaajuusalueella, kuten kuvasta 5 nähdään. [65]

Suhteellinen permittiivisyys taas vaikuttaa kohteen kirkkauslämpötilaan. Mitä suurempi suhteellinen permittiivisyys, sitä pienempi kirkkauslämpötila, ja toisin-



Kuva 5. Jään ja nestemäisen veden lasketut suhteelliset permittiivisyydet ε taajuuden f funktiona [66, 67]. Vertikaalisella katkoviivalla on osoitettu satelliittimittauksissa käytetty taajuus $f = 1,4$ GHz.

päin. Kun maassa oleva nestemäinen vesi jäätyy, sen permittiivisyys pienenee, joka havaitaan kirkkauslämpötilan suurentumisella. Sama tapahtuu toisinpäin, eli maaperässä olevan jään sulaessa maan suhteellinen permittiivisyys kasvaa ja kirkkauslämpötila pienenee. Tämä selkeä suora verrannollisuus maaperän veden jäätyneen ja kirkkauslämpötilan välillä on SMOS F/T-tuotteen algoritmin perusta. [62]

Fresnellin yhtälöistä saadaan, että havaintokulman erotessa nolasta kahden väliaineen eri suhteelliset permittiivisyydet vaikuttavat horisontaaliseen, H, ja vertikaaliseen, V, polarisaatioon eri tavalla [65]. Tätä ominaisuutta hyödyntäen pystytään määrittämään kirkkauslämpötilasta T_B normalisoitu polarisaatiosuhde (NPS), jota kutsutaan tässä routatekijäksi FF (Frost Factor):

$$FF_{NPS} = \frac{T_B^V - T_B^H}{T_B^V + T_B^H}, \quad (4)$$

jossa V viittaa vertikaalisesti ja H horisontaalisesti polarisoituneisiin mikroaaltosäteilyn komponentteihin. Routatekijän FF_{NPS} etuna on se, ettei se ole riippuvainen fyysisestä lämpötilasta. [65]

Routatekijän avulla pystytään määrittämään jokaiselle koordinaattipisteelle ja jokaiselle päivälle suhteellinen routatekijä FF_{rel} yhtälöllä

$$FF_{rel}(t) = \frac{FF(t) - FF_T}{FF_F - FF_T} \cdot 100\%, \quad (5)$$

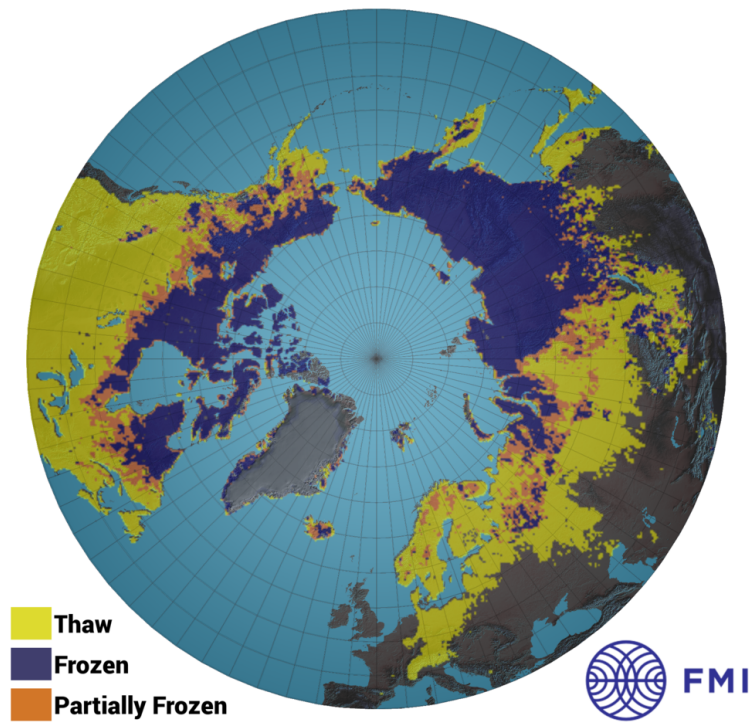
jossa FF_T ja FF_F ovat kunkin koordinaattipisteen kokeellisesti määritetyt vertailuarvot sulalle (T) ja jäätyneelle (F) maalle. $FF_{rel} = 100$ % vastaa jäätyneen maan vertailuarvoa ja $FF_{rel} = 0$ % sulan maan vertailuarvoa. Vertailuarvot on määritetty kunkin pisteen routatekijöistä kesä- ja talvikausilta. [62]

Maan kirkkauslämpötilan lisäksi jäätymistilan laskemiseen käytetään kahta erillistä data-aineistoa. Toinen niistä on ECMWF:n ERA-Interim [45] uusanalyysin 2 m:n ilman lämpötila ja toinen päivittäinen lumipeitedata, joka koostuu NOAA NESDIS-tuotteen (National Environmental Satellite and Information Service) IMS-datasta (Interactive Multi-sensor Snow and Ice Mapping System) [68]. Näitä data-aineistoja käytetään sekä määrittämään automaattisesti ajanjakso, jolloin jäätyneen ja sulan maan vertailuarvot voidaan määrittää, että selvien virheiden poistamiseen lopputuotteesta. Tuloksena algoritmi määrittää jokaiselle koordinaattipisteelle, onko se 'jäässä', 'osittain jäässä' vai 'sula'. [62]

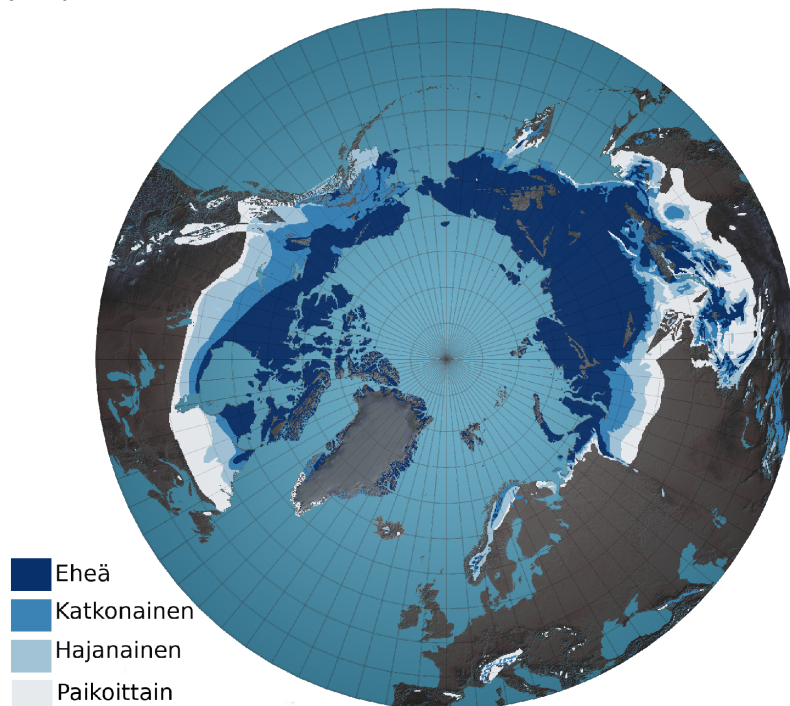
Kuvassa 6 on SMOS F/T-tuotteen antamat jäätymistilat vuoden 2018 marraskuun ensimmäiselle päivälle. Kuvasta nähdään, että marraskuussa maaperä on jo jäätynyt ikiroudan alueella (kuva 7), kun taas muualla on vielä lähinnä sulaa.

2.4 Metaanivuon pyörrekovarianssimittaukset

CTE-CH₄:n tuloksia verrataan tutkielmassa kahdella suoalueella tehtyihin pyörrekovarianssimittauksiin. Pyörrekovarianssitekniikka on ei-intrusiivinen ja näytettä tuhoamaton mittaustapa, jolla pystytään massan säilymlain nojalla arvioimaan tietyn skalaarisuureen pintavuo ekosysteemin mittakaavassa. Menetelmä pohjautuu tutkitun aineen c konsentraation sekä tuulen vertikaalisen komponentin w mittaamiseen. Aineen c vertikaalinen massavuotiheys F_c saadaan vertikaalisen tuulen w ja



Kuva 6. SMOS F/T-tuote 1.11.2018 [69]. Sulat koordinaat-
tiruudut ovat keltaisella, osittain jäätyneet oranssilla ja
jäätyneet sinisellä.



Kuva 7. Ikiroudan kattavuus Brown *et al.* [70] ikiroutadata-
aineiston mukaisesti. Kuvaan on merkitty eri alueiden si-
säلتämän ikiroudan määrä eri väreillä: eheä (90–100 %),
katkonainen: (50–90) %, hajanainen: (10–50%) ja paikoit-
tain (0–10 %).

ja kaasun c mooliosuuden χ_c yhdenaikaisten heilahtelujen kovarianssina, $F_c \sim \overline{w'\chi'_c}$. Heilahtelut lasketaan erona keskiarvoon, joka lasketaan tietyin aika-askelin, yleensä 30–60 min välein. Jotta kaikki turbulentit heilahtelut pystytään havaitsemaan, täytyy mittaukset tehdä tarpeeksi suurella näytteenottotaajuudella, joka yleensä on 10 Hz. [71]

Tutkielmassa käytetään pyörrekovarianssimittauksia kahdelta suoalueelta, jotka sijaitsevat Fennoskandian mTC-alueella Suomen pohjoisosassa. Toinen suoalueista on Pallas-Sammaltunturin läheisyydessä sijaitseva Lompolojänkkä ja toinen Sodankylässä oleva Halssiaapa. Sekä Lompolojänkkä että Halssiaapa ovat avoimia aapa-soita, joilla kasvaa runsaasti saraheinää. Tarkempi Lompolojänkkän kuvailu löytyy Aurela *et al.* [72] ja Halssiaavan kuvailu Dinsmore *et al.* [73]. Lompolojänkkän pyörrekovarianssimittaukset kattoivat vuodet 2010–2016 ja Halssiaavan mittaukset vuodet 2012–2015. Molempien paikkojen pyörrekovarianssimittaukset olivat ympärivuotisia ja havaitsivat myös routaantumisen aikaiset metaanivuot.

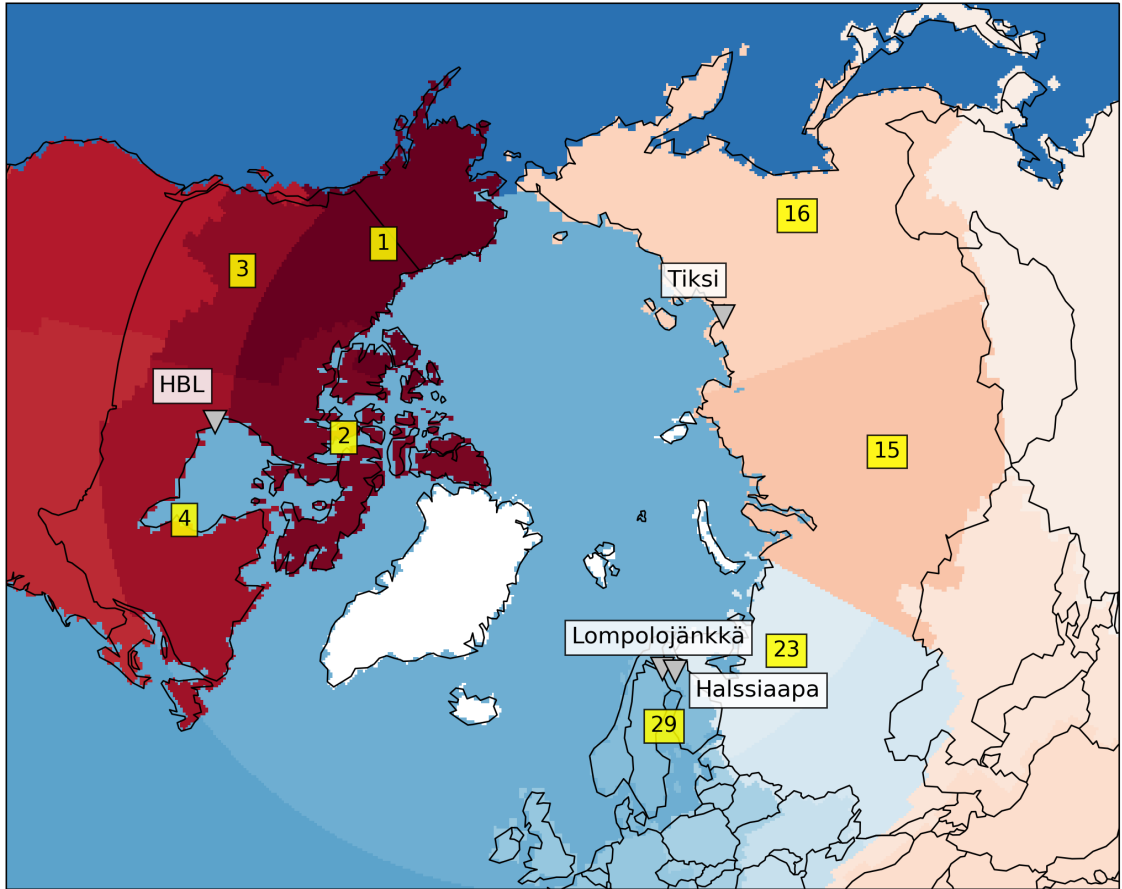
Pyörrekovarianssimittauksia ei käytetty CTE-CH₄:n optimoinnissa. Optimoidut arvot ovat siis riippumattomia pyörrekovarianssihavainnoista, joten niitä voidaan käyttää mallitulosten arvioimiseen, kuten luvussa 3.2.2 on esitetty.

2.5 Routaantumisen ajankohdan määrittely

Routaantumisella tarkoitetaan tässä tutkielmassa vuosittaista ajanjaksoa, jolloin maaperä muuttuu sulasta jäätyneeksi SMOS-satelliitin havaitseman mikroaaltosäteilyn tunkeutumissyvyyteen saakka. Routaantuminen kestää eri alueilla tutkitun alueen sijainnista sekä koosta riippuen päivistä kuukausiin.

2.5.1 mTC-alueiden routaantuminen

Tutkielmassa tutkittiin kahdeksan pohjoisen mTC-alueen routaantumisen aikaisia kosteikkojen metaaniemissioita vuosina 2010–2018. Routaantumisen aikaisten emis-



Kuva 8. Tutkitut pohjoiset mTC-alueet on merkitty kuvaan eri punaisen ja sinisen sävyillä sekä numeroitu keltaisilla luvuilla. Tutkitut suoalueet on merkitty harmailla kolmioilla.

sioiden määrittämistä varten näille kahdeksalle alueelle täytyi määrittää ajanjaksot, jolloin maa routaantui, mikä tehtiin käyttäen SMOS F/T-tuotetta sekä ECMWF:n ERA-Interim-uusanalyysin ilman 2 m:n lämpötilaa.

Tutkitut mTC-alueet olivat samoja kuin CarbonTracker Europe-CH₄:n data-assimilaatiossa käytetyt suuremmat optimointialueet. Käytetyissä ajoissa osa tutkituista mTC-alueista optimoitiin tosin suuremmalla tarkkuudella (katso tarkemmin luku 2.1.4). Pohjoisista mTC-alueista neljä sijaitsi Kanadassa mukaan lukien Alaskan (mTC 1–4), kolme Venäjällä (mTC 15, 16, 23) sekä yksi Fennoskandiassa (mTC 29). Kanadan koillisosan sisältävä mTC-alue (mTC 2) jätettiin kuitenkin pois analyysistä, sillä kyseinen alue on ikeiroudassa ja siellä on pienet metaaniemissiöt.

Tutkitut mTC-alueet on merkitty kuvaan 8.

mTC-alueiden koordinaattipisteiden, joiden jäämistila oli SMOS F/T-tuotteen mukaan 'jäässä', prosentuaalinen osuus laskettiin kaikista mTC-alueen koordinaattipisteistä, joille SMOS F/T-tuote antoi jäämistilan. Lisäksi ECMWF ERA-Interimin ilman 2 m:n lämpötilasta laskettiin päivittäinen keskiarvo koko mTC-alueelle. Näiden kahden muuttujan avulla määritettiin mTC-alueiden routaantumisen ajanjakso.

Routaantuminen määritettiin alkaneen, kun jäätyneiden koordinaattipisteiden määrä ylitti 2 % sekä, kun ilman lämpötila laski alle 2 °C. Luvut valittiin siten, ettei kumpikaan data-aineisto ollut liian hallitseva aloituspäivän määrittämisessä. 2 °C nähtiin olevan hyvä lämpötilaraja, sillä lämpötila saattaa vaihdella 0 °C:een molemmilla puolilla maaperän jäätyessä. Lisäksi tutkitut mTC-alueet ovat suuria, joten maaperän jäätyminen todennäköisesti alkaa alueen pohjoisissa osissa ennen kuin muualla on päästy jäätympisteeseen. Tällöin alueen ilman lämpötilan keskiarvo saattaa olla selvästi yli 0 °C:een, vaikka osa alueen maaperästä olisi jo roudassa.

Jos SMOS F/T-tuotteesta otettu koordinaattipisteiden jäätympisprosentti on liian alhainen, sen raja-arvo ylitetään ennen kuin ilman keskilämpötila on laskenut alle määrätyn arvon. Tällöin routaantumisen alkamisen määrittää ilman lämpötila. Jos taas jäätympisprosentti on liian korkea, ilman lämpötila ehtii laskea alle 2 °C:een ennen jäätympisprosentin raja-arvon ylittämistä ja SMOS F/T-tuote määrittää suoraan routaantumisen alkupäivän. Yllä mainitut asiat huomioon ottaen päädyttiin jäätympisprosentin raja-arvoksi valitsemaan 2 % ja ilman keskimääräiseksi lämpötilaksi 2 °C.

Routaantuminen määritettiin loppuneeksi, kun yli 80 % mTC-alueen koordinaattipisteistä oli jäässä. Lisäksi ilman keskimääräisen lämpötilan tuli olla 0 °C, mutta tämä ehto toteutui lähes aina, ennen kuin jäätyneiden koordinaattipisteiden osuus ylitti 80 %. Valittu jäätyneiden koordinaattipisteiden osuus valittiin sen perusteella,

että yleisesti nähtiin jäätyneiden koordinaattipisteiden lisääntymisen tasoittuvan, kun 80 % koordinaattipisteistä oli jo jäässä, joten se kuvasi hyvin maaperän jäätyneen loppua.

Vaihtoehtoisesti olisi routaantumisen ajanjakson voinut määrittää niiden koordinaattipisteiden osuutena, joiden jäätymistila oli 'jäässä' ja joiden ilman lämpötila oli alle 2 °C:tta. Tämä lähestymistapa olisi ollut kuitenkin liian herkkä ilman päivittäisille lämpötilan vaihteluille. Maaperä ei reagoi välittömästi ilman lämpötilan muutokseen, vaan maan jäätymiseen ja sulamiseen tarvitaan ilman lämpötilan pidempiaikaisempia kylmiä tai lämpimiä ajanjaksoja.

Vuonna 2016 Fennoskandian alueelle ei pystytty määrittelemään routaantumisen loppua edellä kuvatulla tavalla, sillä jäätyneiden koordinaattipisteiden määrä ylsi vain 74,6 %:iin. Fennoskandian alueella jopa yli 55 %:sta koordinaattipisteistä puuttui jäätymistila juuri helmi- ja maaliskuun vaihteessa. Vaikka jäätyneiden koordinaattipisteiden osuus on laskettu dataa sisältävistä koordinaattipisteistä, on tämä puuttuvan datan suuri määrä todennäköisesti vaikuttanut saatuun jäätyneisprosenttiin. Tälle vuodelle Fennoskandian mTC-alueelle routaantuminen määritettiin loppuneeksi, kun jäätyneiden koordinaattipisteiden määrä saavutti maksiminsa (1.3.2017).

2.5.2 Paikallinen routaantuminen

Routaantumisen ajankohdat määriteltiin paikallisesti neljälle suoalueelle, joilta kaikilta löytyi pyörrekovarianssimittausasema. Kaksi suota sijaitsi ikeroudan alueella (Tiksi, Venäjä [74] ja Hudson Bay Lowlands, Kanada [75]) ja kaksi suoaluetta oli jäässä vain talvikauden aikana (Lompolojänkkä [72] ja Halssiaapa, Suomi). Suoalueet on merkitty kuvaan 8. Routaantumisen ajankohdan määrittelyssä näille suoalueille käytettiin samaa data-aineistoa kuin mTC-alueiden routaantumisen ajankohtien määrittelyssä, eli SMOS F/T-tuotetta sekä ECMWF ERA-Interim-uusanalyysin 2

m:n ilman lämpötilan päiväkeskiarvoja. ERA-Interimin ilman lämpötila interpoloi-
tiin samaan koordinaatistoon SMOS F/T-tuotteen kanssa.

SMOS F/T-tuotteen resoluutio on 25 km x 25 km, joten tutkitut suoalueet mah-
tuisivat tuotteen yhteen koordinaattiruutuun. Katsottaessa SMOS F/T-tuotteen yk-
sittäisten pisteiden jäätymistilan muuttumista 'sulasta' 'jäätäneeksi' muutos tapah-
tuu usein jopa yhden vuorokauden aikana. Näin olleen yksittäisen koordinaattipis-
teen mukaan määritetty routaantumisen ajankohta ei olisi enää kausi vaan piste,
jolloin routaantumisen aikaisten emissioiden määrittely olisi kutakuinkin merkityk-
setöntä. Tämän takia päädyttiin valitsemaan mittauspaikan ympäriltä yhdeksän
koordinaattiruutua, joiden jäätymistilat huomioitiin.

Routaantumisen ajankohdan määrittäminen haluttiin vastaavan mahdollisimman lä-
heisesti mTC-alueiden routaantumisen ajankohdan määrittästä. Suoalueen routaan-
tuminen määritettiin alkaneen, kun yhdenkin valitun yhdeksän koordinaattiruudun
jäätymistila muuttui 'sulasta' joko 'osittain jäätäneeksi' tai 'jäätäneeksi'. Lisäksi
samojen valittujen koordinaattiruutujen lämpötilan keskiarvon tuli olla alle 2 °C.
Routaantuminen määritettiin taas loppuneeksi, kun vähintään seitsemän (78 %) va-
lituista koordinaattiruuduista oli 'jäässä'.

2.6 Routaantumisen aikaisten emissioiden määrittely

2.6.1 mTC-alueiden emissiot

Seitsemältä pohjoiselta mTC-alueelta (Alaska ja Luoteis-Kanada, Lounais-Kanada,
Kaakkois-Kanada, Itä-Venäjä, Keski-Venäjä, Länsi-Venäjä sekä Fennoskandia) valit-
tiin kahdesta eri CTE-CH₄-malliajosta, eSTICC ja GCP, vuosittain routaantumisen
ajanjaksot. Routaantumisen ajankohdan määrittämisessä käytetty data-aineisto oli
päivittäistä, joten myös alueiden routaantuminen pystyttiin määrittämään päivän
tarkkuudella. Kuitenkin CTE-CH₄-inversiomalli optimoi metaanivuot viikoittain, jo-
ten jotta metaaniemissioiden suuruudet routaantumisen ajalta pystyttiin saamaan

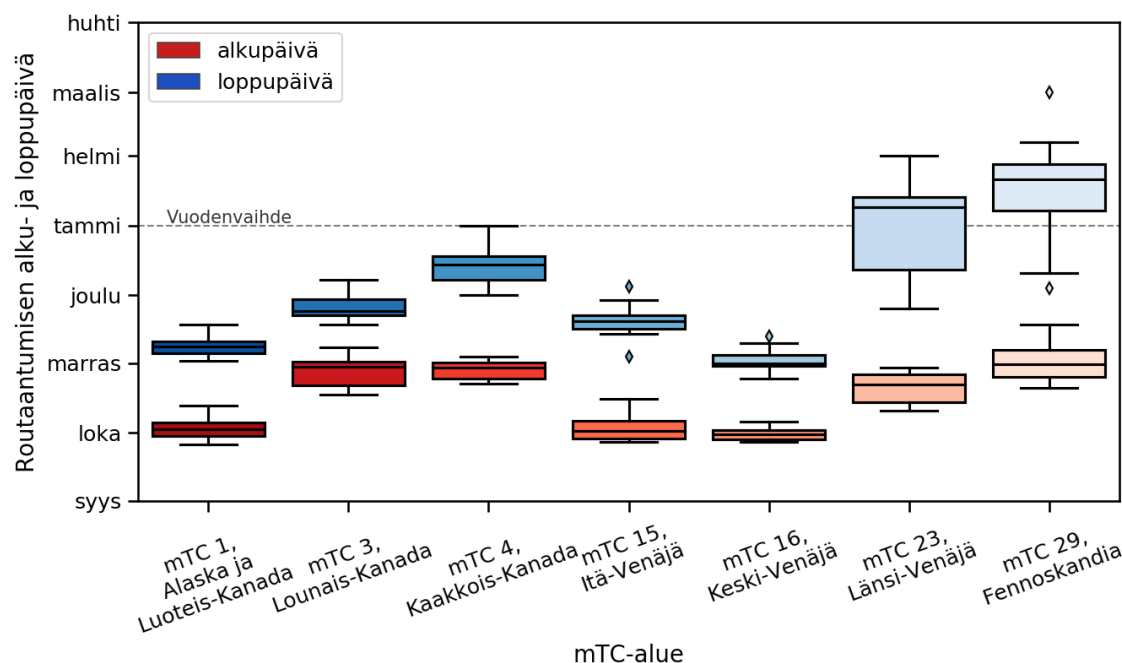
päivälleen, täytyi inversiomallin data jollain tavalla interpoloida päivittäiseksi. Tutkielmassa päädyttiin interpoloimaan mallidata lineaarisesti viikoittain optimoiduilla arvoilla optimoidun viikon alusta seuraavan optimoidun viikon alkuun. Tällä tavoin käsittelystä datasta valittiin kustakin mTC-alueesta routaantumisen aikaiset biosfäärin priori- ja posteriorimetaanivuot.

2.6.2 Paikallisten suoalueiden emissiot

Neljältä pohjoiselta suoalueelta (Lompolojänkkä, Halssiaapa, Tiksi, Hudson Bay Lowlands (HBL)) valittiin routaantumisen ajalta CTE-CH₄-ajon optimoidut metaanivuot kuten mTC-alueillekin. Paikallisia emissioita oli mielekästä tutkia vain suon pinta-alaa kohti, mikä voitiin tehdä vain eSTICC-ajolle, jonka biosfäärin priorivuot saatiin prosessimallista, joka mallintaa myös suoalueen laajuuden. GCP:n biosfäärin prioriarvot taas olivat mallijoukon keskiarvoista, eikä kunnan suokarttaa pystytty luomaan, joten GCP-ajo jätettiin pois paikallisten emissioiden analysoinnista.

CTE-CH₄ optimoi biosfäärin vuot kokonaisuudessaan mukaan lukien kosteikkojen ja mineraalimaan emissiot sekä nielun. Mineraalimaata oli kuitenkin tutkituilla alueilla vähän verrattuna suon alaan, ja mineraalimaan metaanivoiden riippuvuus lämpötilasta ja jäätymisestä eroaa kosteikkojen voista. Tästä syystä tutkielmassa oletettiin, että mineraalimaan metaanivuot ovat vain pienenä vakiona taustalla ja etteivät ne vaikuta juurikaan biosfäärin inversiotulokseen, joten emissioiden jakaminen suon pinta-alaa kohti oli perusteltua.

eSTICC-ajossa vuot oli optimoitu tutkittujen suoalueiden kohdalla 1° x 1° tarkkuudella. Huolimatta CTE-CH₄:n suhteellisen tarkasta resoluutiosta näillä suoalueilla saattaa CTE-CH₄ silti sijoittaa tutkittujen suoalueiden metaaniemissiot myös vierisiin koodinaattipisteisiin. Tästä johtuen suoalueiden ympäriltä valittiin yhdeksän koordinaattipistettä, joiden biosfäärin metaanivoiden keskiarvo otettiin edustamaan



Kuva 9. mTC-alueiden maan routaantumisen alku- ja loppupäivien jakaumat laatikkopiirroksina vuosille 2010–2017. Alkupäivät ovat punaisen ja loppupäivät sinisen sävyillä. Vuoden vaihtuminen on merkitty katkoviivalla. Laatikkopiirrosten laatikot esittävät jakaumien mediaanin sekä ensimmäisen ja kolmannen kvartiilin. Kuvioiden viikset osoittavat 1,5 kertaisen kvartiilivälin ja tästä poikkeavat havainnot on merkitty timanttikuvioilla.

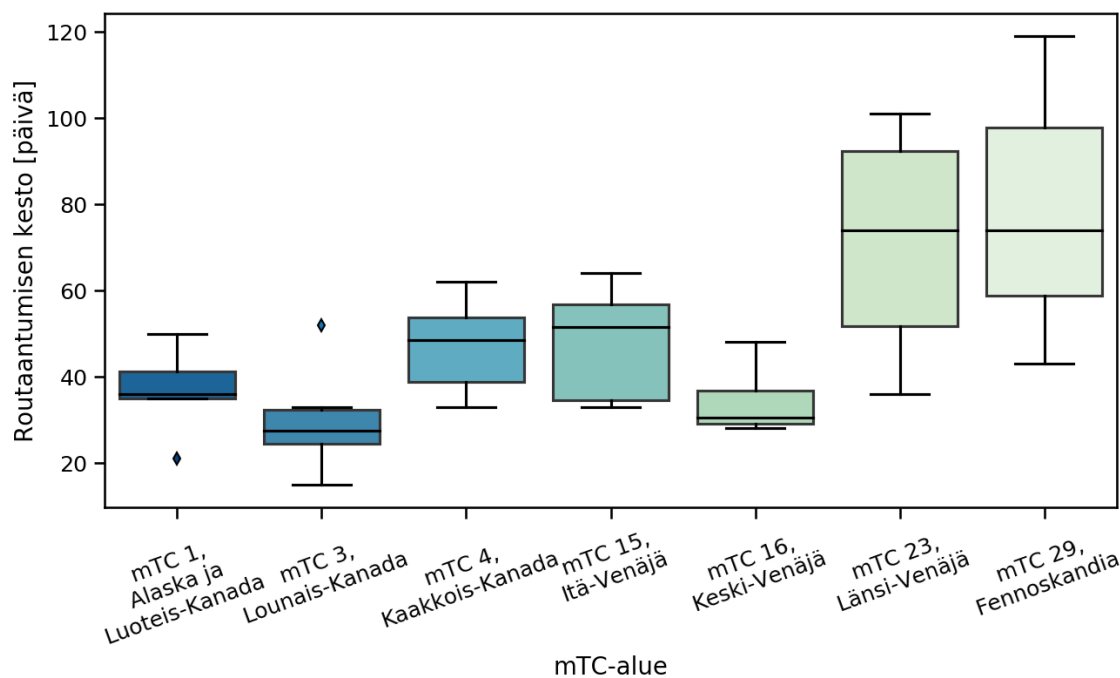
suoalueiden metaanivoita. Tiksin alueella biosfäärin prioriarvioissa oli negatiivisia arvoja, jotka tuottivat suuria maan metaaninieluja posteriorivoihin. Tiksin suoalueen metaanivuot laskettiin täten valittujen yhdeksän koordinaattipisteen positiivisten arvojen keskiarvona.

3 Tulokset

3.1 Routaantumisen ajankohta

3.1.1 mTC-alueiden routaantuminen

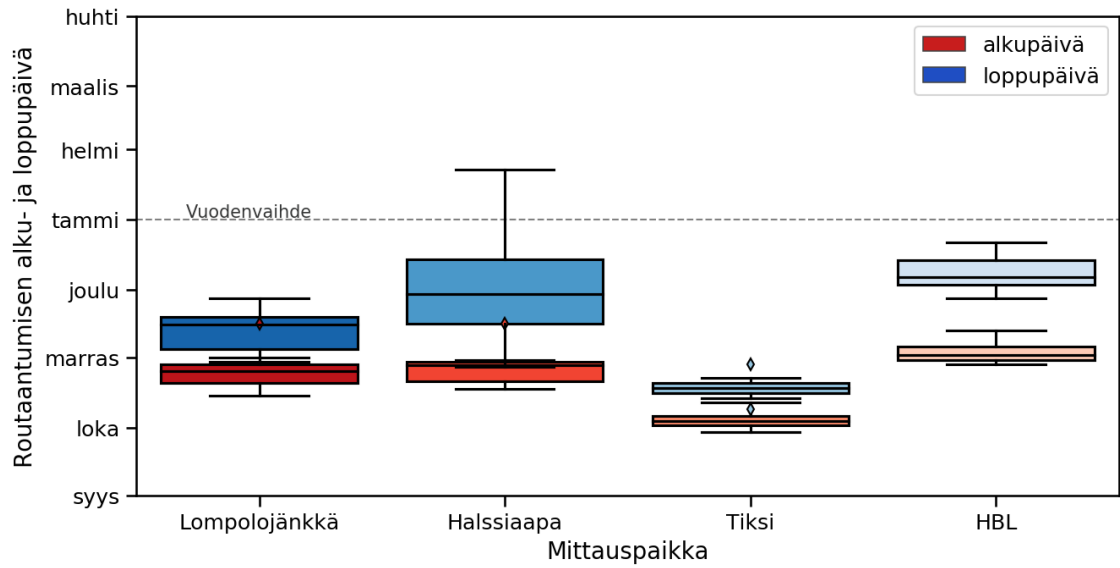
Kuvassa 9 on laatikkopiirroksina seitsemän pohjoisen mTC-alueen routaantumisen alku- ja loppupäivien ajankohdat vuosille 2010–2017. Routaantumisen ensimmäinen



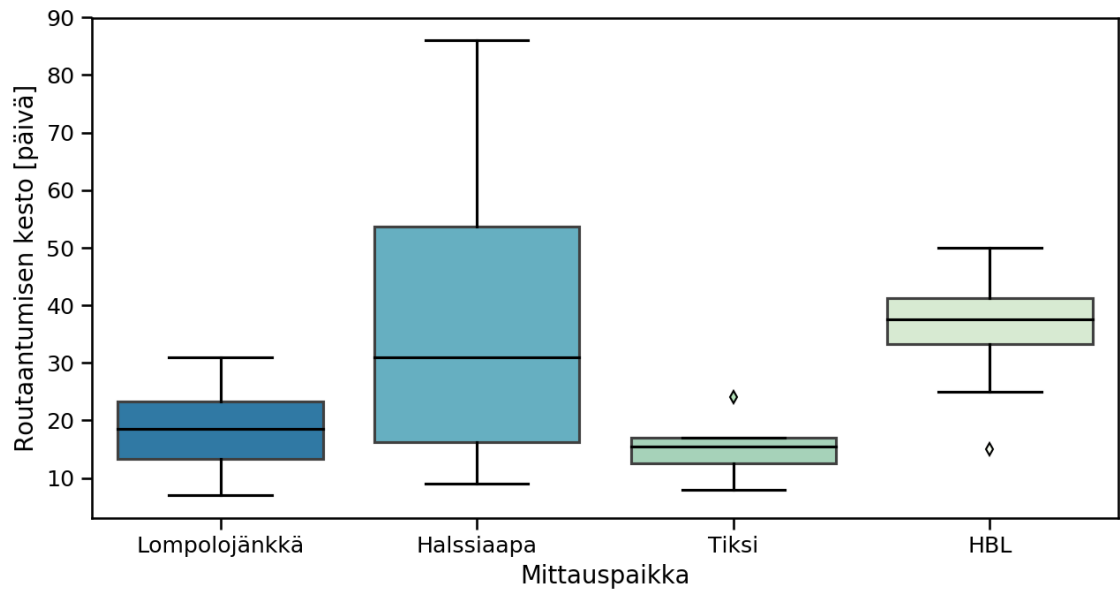
Kuva 10. mTC-alueiden maan routaantumisen ajanjaksojen pituuksien jakaumat laatikkopiirroksina vuosille 2010–2017. Piirroksia on piirretty kuten kuvassa 9.

päivä sijoittuu kaikilla tutkituilla mTC-alueilla syyskuun lopusta marraskuun puoliväliin. Pienin vaihteluväli on 9 päivää (Venäjän itäosa, mTC 16) ja suurin 29 päivää (Fennoskandia, mTC 29). Routaantumisen loppupäivissä on enemmän vaihtelua kuin alkupäivissä, varsinkin Länsi-Venäjällä (mTC 23, 68 päivää) ja Fennoskandiasa (87 päivää).

Kuvassa 10 on esitetty routaantumisen kestot mTC-alueille päivissä laatikkopiirroksin. Selvästi suurimmat routaantumisen ajanjakson kestojen mediaanit ovat Fennoskandiasa ja Länsi-Venäjällä (molemmilla 74 päivää). Näiden alueiden routaantumisen kestojen jakaumat ovat myös suurimmat (42–118 päivää ja 35–100 päivää vastaavasti).



Kuva 11. Suoalueiden routaantumisen alku- ja loppupäivien jakaumat laatikkopiirroksina vuosille 2010–2017. Alkupäivät ovat punaisen ja loppupäivät sinisen sävyillä. Piirroksia on piirretty kuten kuvassa 9.



Kuva 12. Suoalueiden routaantumisen ajanjaksojen pituuksien jakaumat laatikkopiirroksina vuosille 2010–2017. Piirroksia on piirretty kuten kuvassa 9.

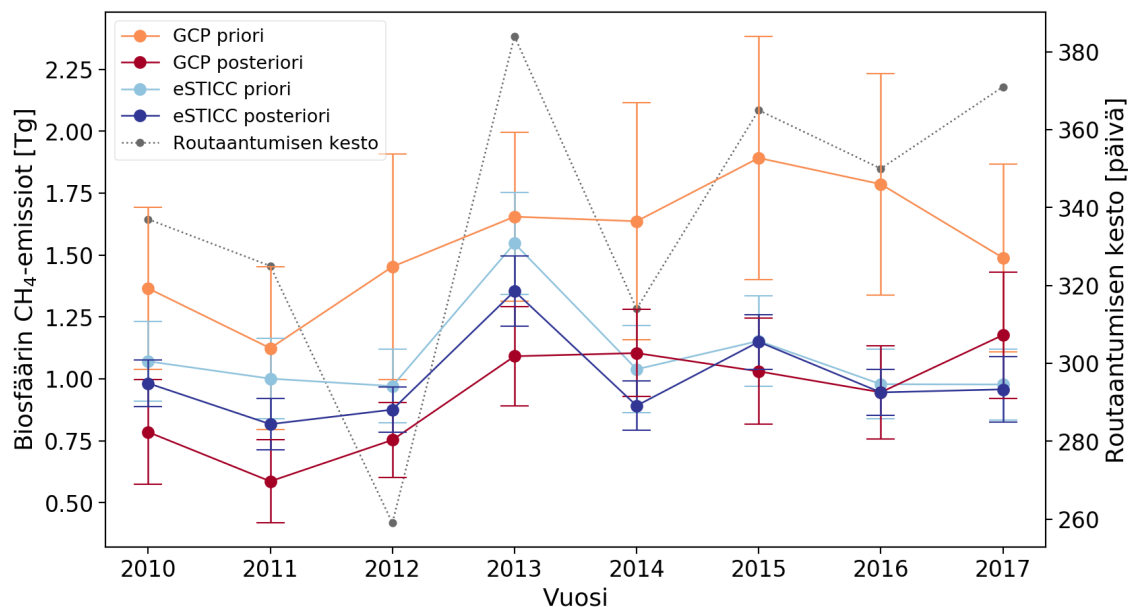
3.1.2 Paikallinen routaantuminen

Kuvassa 11 on esitetty pohjoisten suoalueiden routaantumisen alku- ja loppupäivät ja kuvassa 12 routaantumisen kestot päivissä kuten kuvissa 9 ja 10 pohjoisille mTC-alueille.

Tutkituista suoalueista kaksi on Suomen pohjoisosassa Fennoskandian mTC-alueella (mTC 29): Lompolojänkkä ja Halssiaapa. Huolimatta alueiden läheisyydestä, niiden routaantumisen ajanjaksojen pituudet eroavat huomattavasti toisistaan. Suoalueiden routaantuminen alkaa samoihin aikoihin lokakuun loppupuoliskolla, mutta loppupäivissä on suuria eroja. Lompolojänkässä pisin routaantumisen ajanjakso on 31 päivää, kun taas Halssiaavalla se on 87 päivää. Näiden paikkojen pisimmät routaantumiset osuvat samalle vuodelle 2015. Lompolojängän ja Halssiaavan routaantumisen ajanjaksojen pituuksien mediaanit (18 ja 31 päivää vastaavasti) ovat kuitenkin molemmat selvästi lyhyempiä kuin Fennoskandian routaantumisen keston mediaani (74 päivää).

Länsi-Venäjän mTC-alueella (mTC 16) sijaitsevalla Tiksissä routaantumisen kesto on lyhyin. Routaantuminen myös alkaa ja loppuu selvästi aikaisemmin kuin muilla tutkituilla alueilla. Taas suoalueen routaantumisen keston mediaani, 15,5 päivää, on selvästi Länsi-Venäjän routaantumisen keston mediaania, 30,5 päivää, pienempi. Tiksin routaantumisen ajankohtien ja kestojen erot muihin suoalueisiin vastaavat Länsi-Venäjän mTC-alueen routaantumisen eroja Fennoskandian ja Kaakkois-Kanadan mTC-alueiden routaantumisten ajanjaksoihin.

Hudson Bay Lowlands sijaitsee Kaakkois-Kanadan mTC-alueella (mTC 4) Hudsoninlahden rannalla. Sen routaantumisen kestot ovat suhteellisen lähellä Kaakkois-Kanadan mTC-alueen routaantumisen kestoja, kun verrataan muita paikallisia suoalueita sekä mTC-alueita, joilla suoalueet sijaitsevat. Suoalueen routaantumisen keston mediaani on jopa 37,5 päivää, kun Kaakkois-Kanadan mTC-alueen vastaava mediaani on 48,5 päivää. Myös suo- ja mTC-alueen routaantumisen alku- ja loppu-



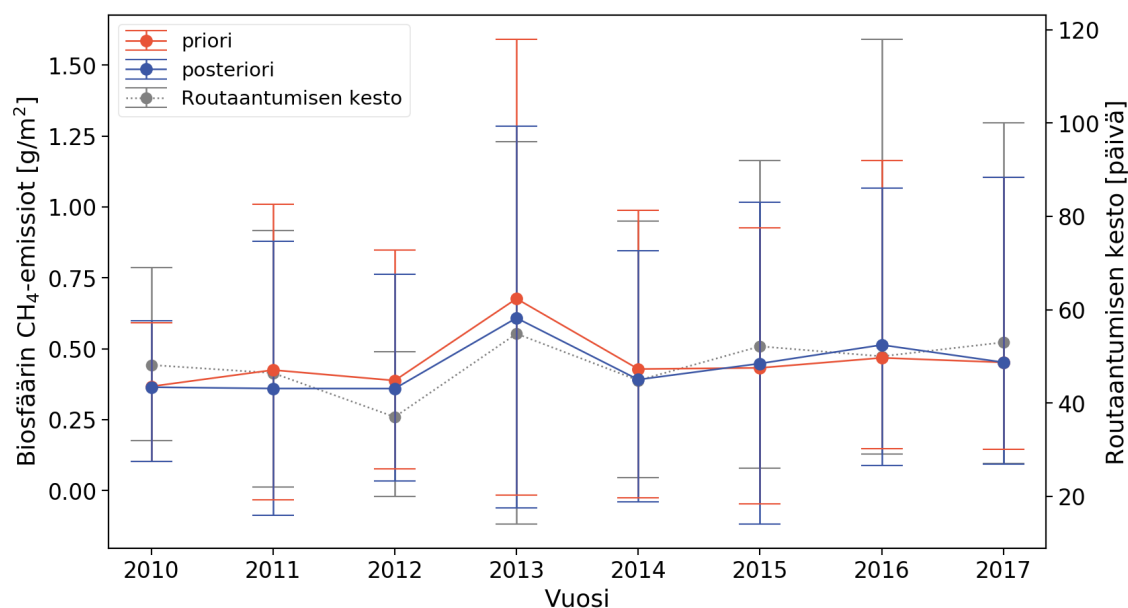
Kuva 13. Pohjoisten mTC-alueiden routaantumisen aikaisten biosfäärin metaaniemissioiden summat vuosittain GCP- ja eSTICC-ajoille. Vaaleilla sävyillä prioriemissiöt ja tummilla posterioriemissiöt. Harmaalla pohjoisten mTC-alueiden routaantumisen kestojen summat vuosittain. Emissioiden epävarmuudet on laskettu ajoista saatujen kaikkien pohjoisten mTC-alueiden routaantumisten aikaisten viikkojen viikoittaisten varianssien summan neliöjuurena.

päivien ajankohdat vastaavat toisiaan.

3.2 Routaantumisen aikaiset emissiot

3.2.1 mTC-alueiden emissiot

Kuvassa 13 on valittujen seitsemän pohjoisen mTC-alueen routaantumisen ajanjakson pituuksien summat sekä routaantumisten aikaiset summatut biosfäärin priorija posteriorimetaaniamiemissiöt vuosittain sekä GCP- että eSTICC-ajolle. Routaantuminen kesti joillain alueilla seuraavaankin vuoteen, joten tässä kukin vuosi vastaa yhtä routaantumisen ajanjaksoa, eli aikaväliä syksystä kevääseen. Kuvasta nähdään, että erityisesti eSTICC-ajon routaantumisen aikaiset emissiot seuraavat melko hyvin routaantumisen kestoa, eli emissiot ovat suuremmat silloin, kun routaantuminen on kestänyt pidempään.

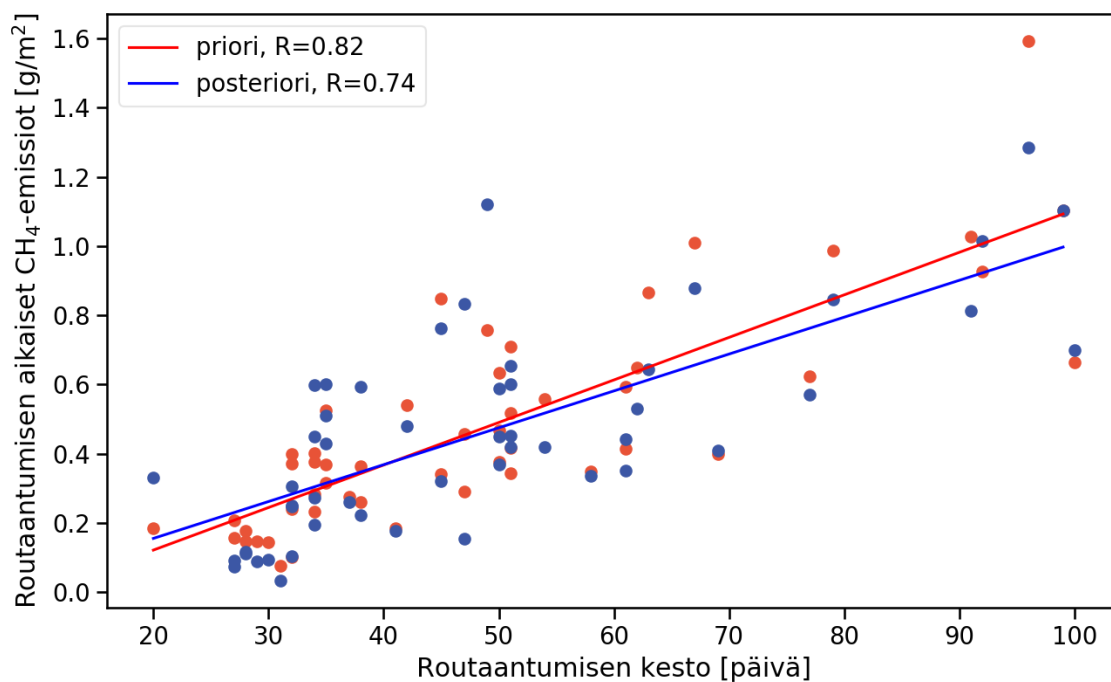


Kuva 14. Pohjoisten mTC-alueiden routaantumisen aikaisten metaaniemissioiden keskiarvot, minimi ja maksimit mTC-alueilla olevan suon pinta-alaa kohti vuosittain eSTICC-ajolle. Punaisella prioriemissiöt ja sinisellä posterioriemissiöt. Harmaalla mTC-alueiden routaantumisen kestojen keskiarvot, minimi sekä maksimit vuosittain.

Kun verrataan metaaniemissiota suon pinta-alaa kohden, saadaan samankaltaisia tuloksia. Vain eSTICC-ajolle voitiin laskea emissiot suon pinta-alaa kohti, sillä vain eSTICC-ajolla oli selkeä suokartta, jota voitiin käyttää. Kuvassa 14 on samat eSTICC:n emissiot kuin kuvassa 13, mutta tässä routaantumisen aikaiset emissiot on jaettu kullakin mTC-alueella olevalla suon pinta-alalla, jolloin eri mTC-alueiden emissioita voidaan verrata paremmin toisiinsa. Kuvassa 14 on esitetty mTC-alueiden emissioiden keskiarvo sekä minimi ja maksimi sekä routaantumisen kestojen keskiarvo ja ääriarvot.

Metaanivuoarvioiden keskiarvot seuraavat tässäkin kohtalaisen hyvin routaantumisen kestojen keskiarvoa. Lisäksi metaanivuoarvioiden hajonta on suurempaa, kun myös routaantumisen kesto on vaihdellut mTC-alueittain.

Jotta routaantumisen ajanjaksojen pituuksien ja niiden aikaisten soiden metaaniemissioiden välistä korrelaatiota voidaan tarkastella tarkemmin, eSTICC-ajon



Kuva 15. Pohjoisten mTC-alueiden routaantumisen aikaiset metaaniemissiöt mTC-alueilla olevan suon pinta-alaa kohti routaantumisen ajanjakson pituuden funktiona eSTICC-ajolle. Punaisella prioriemissiöt ja sinisellä posterioiemissiöt. Lisäksi priori- ja posterioiemissiöihin sovitetut lineaariset regressiosuorat punaisella ja sinisellä vastaavasti. Kukin piste vastaa yhtä mTC-aluetta ja yhtä routaantumisen ajanjaksoa. Kuvatekstin R on Pearsonin korrelaatiokerroin.

kunkin vuoden ja kunkin mTC-alueen routaantumisen aikaiset biosfäärin metaaniemissiöt on esitetty routaantumisen keston funktiona kuvassa 15. Kuvassa 15 jokainen piste edustaa siis yhtä vuotta ja yhtä mTC-aluetta. Kuvasta on jätetty Fennoskandian vuoden 2016 routaantuminen pois, sillä tällöin routaantumiselle ei pystytty määrittämään kunnan loppupäivää. Metaaniemissiöt on taas jaettu mTC-alueella olevan suon pinta-alalla.

Routaantumisen kestojen ja routaantumisen aikaisten emissioiden välillä näkyy selvä positiivinen lineaarinen korrelaatio. Vaikka tämän voisi olettaa olevan melko itsestään selvää, koska tässä verrataan juurikin aikajakson pituutta ja aikajakson aikaisia emissioita, tulee kuitenkin huomioida, että vertailussa on hyvinkin erilaiset sekä laajat alueet, joiden kosteikkojen prosessit eroavat toisistaan, eikä edes koko

mTC-alue ole välttämättä yhtenäinen. Esimerkiksi ikiroudan määrä vaihtelee jonkin mTC-alueiden sisällä [76]. Korrelaation löytyessä routaantumisen kestojen ja routaantumisen aikaisten kosteikkojen emissioiden välillä voidaan olettaa, että emissioita on ollut koko routaantumisen ajan, eikä vain esim. routaantumisen aivan alussa tai satunnaisesti siellä täällä.

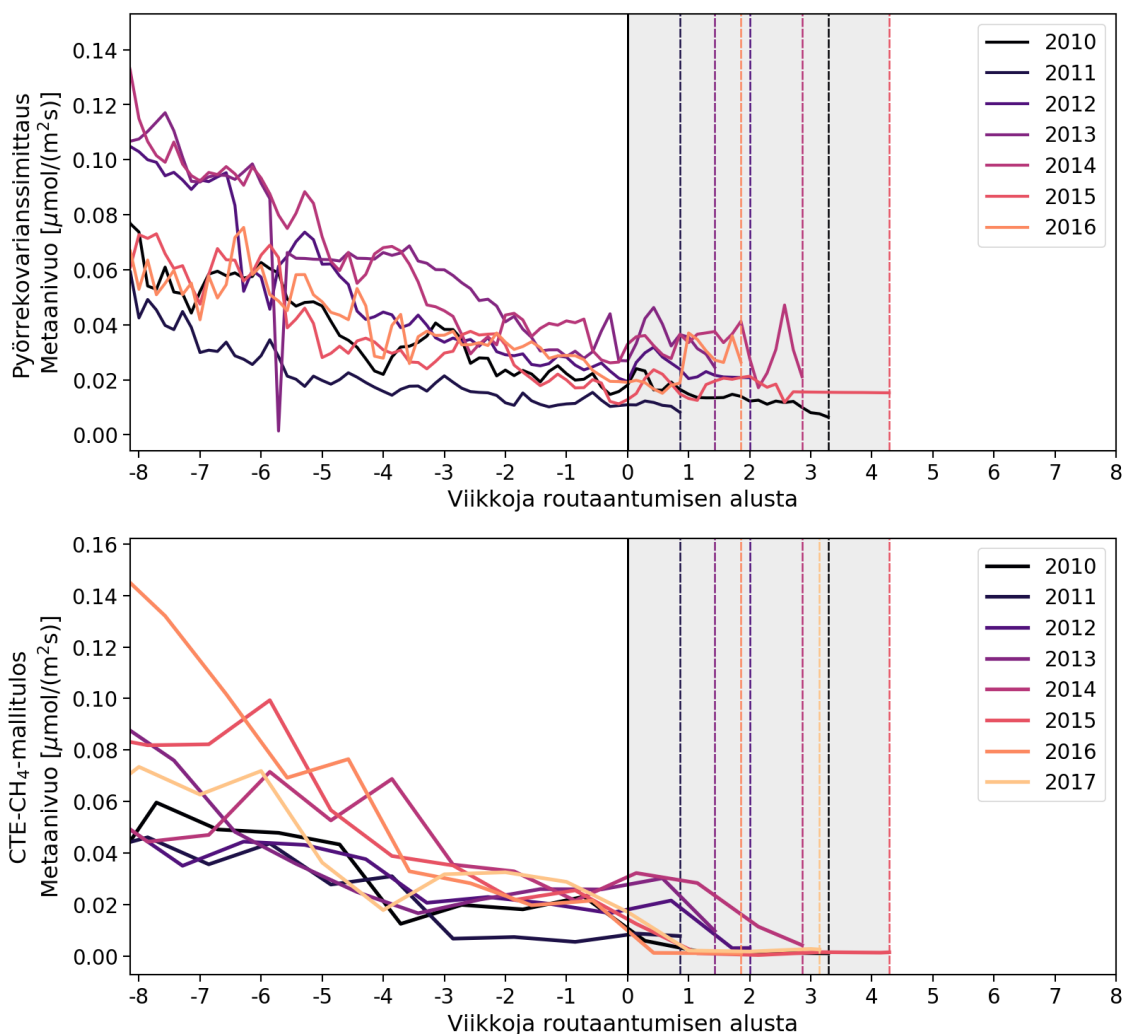
Posterioriemissiot ovat prioriemissioita suuremmat ainoastaan mTC-alueella, joka sisältää Alaskan ja Luoteis-Kanadan. Itä- ja Keski-Venäjällä sekä Fennoskandiasa posterioriemissiot ovat aina prioriemissioita pienemmät. Muilla alueilla (Kaakkois- ja Lounais-Kanada sekä Länsi-Venäjä) posterioriemissiot ovat toisinaan prioriemissioita suuremmat, toisinaan pienemmät.

3.2.2 Paikallisten suoalueiden emissiot

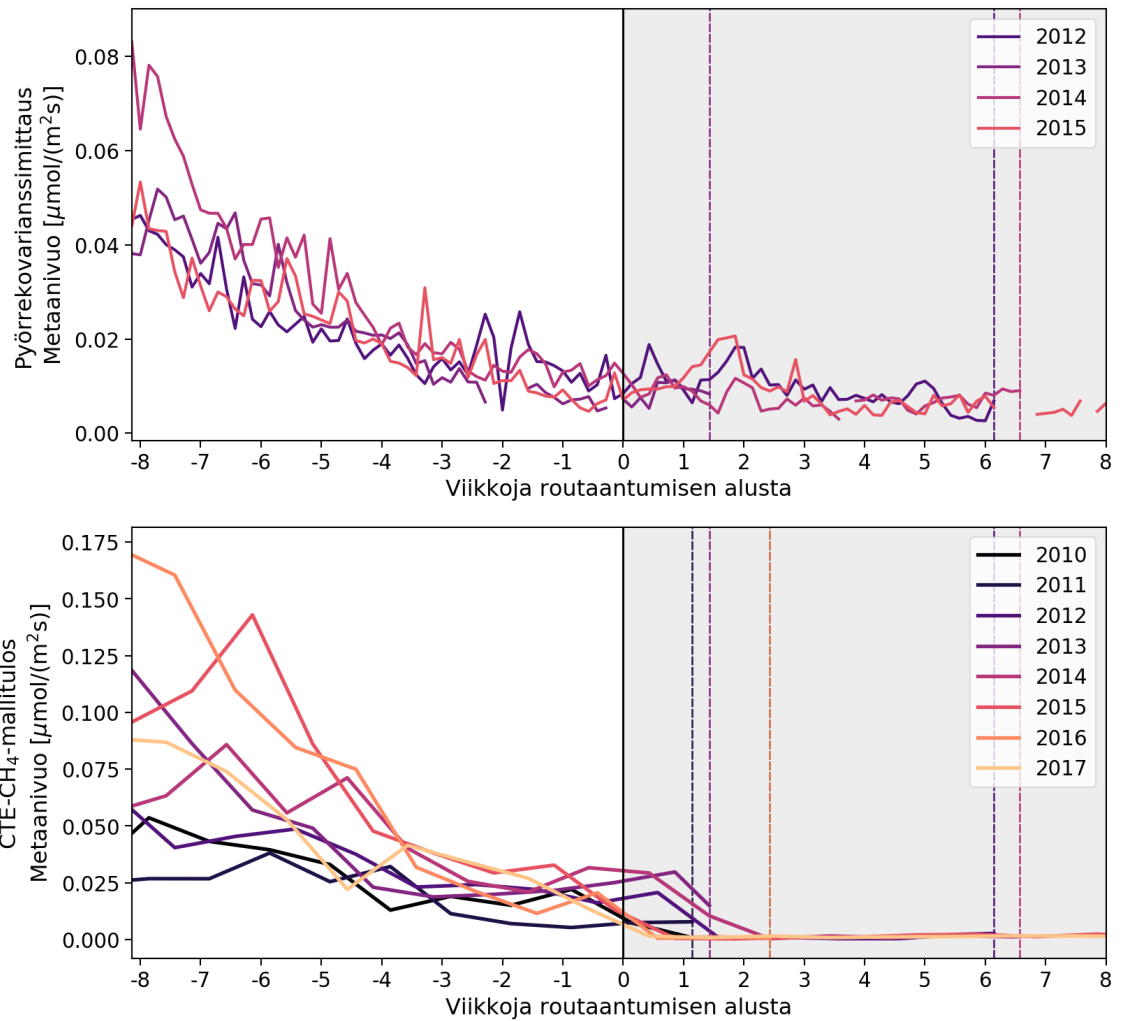
eSTICC-ajon mallinnustuloksia verrattiin Fennoskandian mTC-alueella sijaitsevilla suoalueilla, Lompolojäнкällä ja Halssiaavalla, tehtyihin ympärivuotisiin pyörrekovarianssimittauksiin. Kuvassa 16 on Lompolojäнкälle ja kuvassa 17 Halssiaavalle paikallisesti mitatut metaanivuot sekä optimoidut biosfäärin metaanivuot.

Sekä Lompolojäнкän että Halssiaavan mitatut ja mallinnetut metaanivuot laskevat kesän huippuarvoistaan mentäessä kohti routaantumisen alkua. Routaantumisen aikana näkyy jonkin verran emissiota muttei mitään merkittävän suuria poikkeamia. Routaantumisen aikana metaanuemissiot yhä pienenevät lähelle nolaa ja talvitasoa. Mitattujen ja CTE-CH₄:lla optimoitujen metaanivoiden suuruudet myös vastaavat toisiaan hyvin sekä ennen routaantumista että sen aikana.

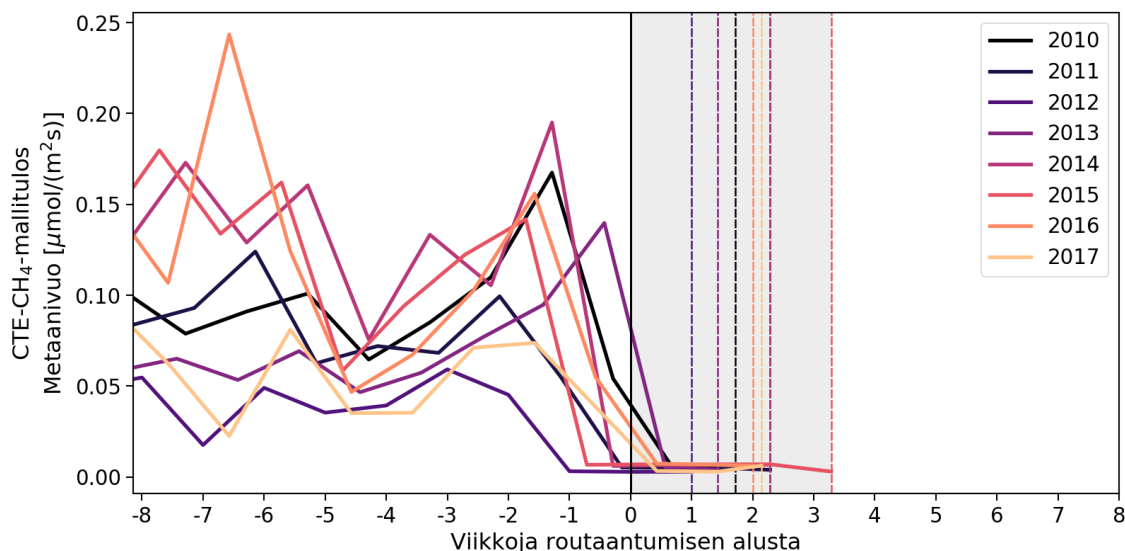
Kuvissa 18 ja 19 on esitetty eSTICC-ajon optimoidut metaanivuot ikiroudan alueella sijaitseville Tikseille ja Hudson Bay Lowlandsille samoin kuin edellä on kuvailtu Lompolojäнкälle ja Halssiaavalle. Tiksin ja HBL:n suoalueilla näkyy samanlainen metaanivoiden pienentyminen routaantumisen alkua kohti kuin Lompolojäнкässä ja Halssiaavallakin, ja routaantumisen aikana vuot pienenevät taas lähelle nolaa.



Kuva 16. Lompolojärven suon metaanivuot. Kuvan yläosassa on suolla tehtyjen pyörrekovarianssimittauksien tulokset ja alaosassa eSTICC-ajon antama optimoitu biosfääriin metaanivuo. Optimoitu metaanivuo on valittujen yhdeksän koordinaattipisteiden keskiarvovuot koordinaattipisteiden suon pinta-alaa kohti. Sekä mitatut että mallin antamat metaanivuot on esitetty viikkoina routaantumisen alusta. Eri vuosien metaaniemissiöt on siis asetettu samalle aika-akselille routaantumisen ensimmäiseen päivään nähden. Aika-akseli ulottuu n. kaksi kuukautta ennen ja jälkeen routaantumisen alun. Eri vuodet on esitetty eri väreillä. Routaantumisen loppu on esitetty vertikaalisella katkoviivalla kullekin vuodelle samalla värillä kuin metaanivuot kyseiselle vuodelle. Harmaalla varjostettu alue kuvaa pisimmän routaantumisen ajanjakson kesto. Mittaustulokset ovat päivittäisiä keskiarvoja ja mallinnustulokset optimoidut viikoittaiset vuot lineaarisesti interpoloituina viikon alusta seuraavan viikon alkuun.



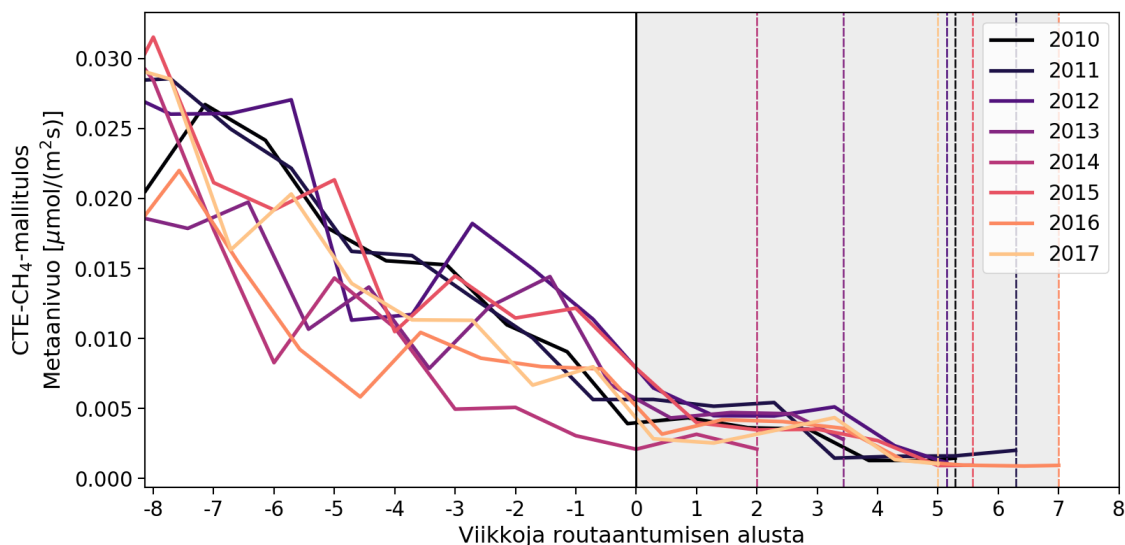
Kuva 17. Halssiaavan suon metaanivuot. Kuvan yläosassa suolla tehtyjen pyörrekovarianssimittauksen tulokset ja alaosassa eSTICC-ajon antama optimoitu metaanivuo kuten kuvassa 16.



Kuva 18. eSTICC-ajon optimoima biosfäärin metaanivuo Tiksin alueelle. Laskettu kuten kuvan 16 alaosassa, mutta optimoitu metaanivuo on valittujen yhdeksän koordinaattipisteiden positiivisten arvojen keskiarvovuot koordinaattipisteiden suon pinta-alaa kohti.

Tiksin alueella, jossa routaantumisen ajanjaksot ovat lyhyimpiä muihin suoalueisiin verrattuna, metaanivuot tippuvat minimiinsä hyvin nopeasti routaantumisen aikana tai jopa ennen määriteltyä routaantumisen alkua. HBL:ssä, jossa routaantumisen ajanjaksot ovat pitkiä, metaanivoiden laskeminen kestää pidempään. Edelleenkin ei ole nähtävillä poikkeavan suuria emissioita routaantumisen aikana.

Kun routaantumisen aikaisia optimoituja emissioita verrataan prioriemissioihin, nähdään, että optimoidut arvot ovat priorin arvoja suuremmat (kuvan 20 yläosa). CTE-CH₄:n mukaan biosfäärin priorivuot siis aliarvioivat routaantumisen aikaiset vuot. Kuitenkin, kun näitä emissioita verrataan koko vuoden biosfäärin emissioihin (kuvan 20 alaosa), on optimoitujen emissioiden suhde pienempi kuin prioriemissioiden suhde Lompolojänkässä ja Halssiaavalla. Tiksissä ja HBL:ssä myös posterioriemissioiden suhde koko vuoden emissioihin on prioriemissioiden suhdetta suurempi. Prosenttiosuudet jäävät kuitenkin sekä ikeroudan alueen soilla (Tiksi ja HBL), että ikeroudattomilla soilla (Lompolojänkää ja Halssiaapa) vain muutamiin prosentteihin.



Kuva 19. eSTICC-ajon optimoima biosfäärin metaanivuo HBL:n alueelle. Laskettu kuten kuvan 16 alaosassa.

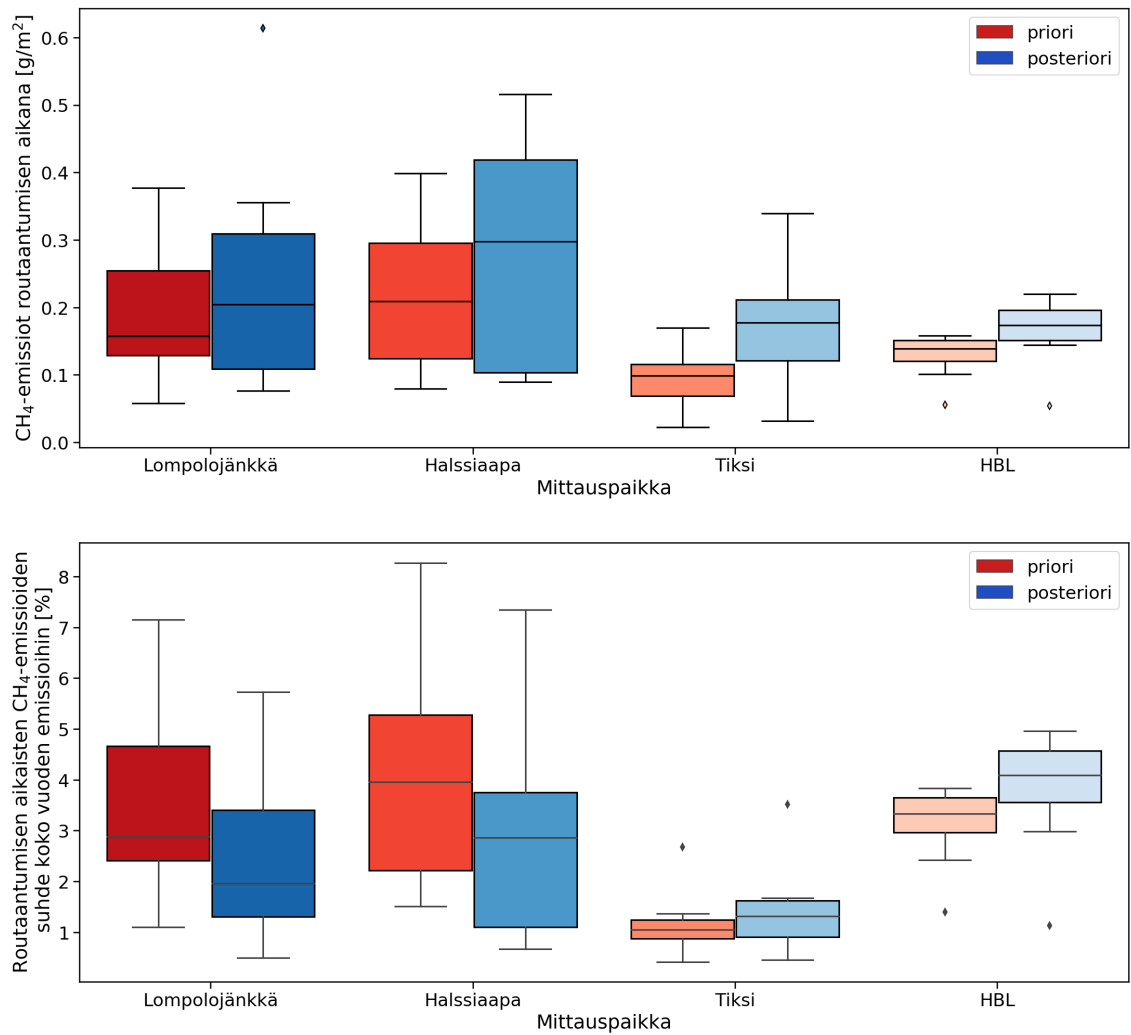
hin. Myöskään siis vuoden emissioihin verrattuna ei ole nähtävissä samankaltaisia merkittäviä routaantumisen aikaisia emissioita, kuin ikeroudan alueilla Alaskassa [25] ja Grönlannissa [24] on havaittu paikallisissa mittauksissa.

4 Pohdinta

4.1 Routaantumisen ajankohdat

4.1.1 mTC-alueiden routaantuminen

mTC-alueista selvästi pisimmät routaantumiskaudet ovat Fennoskandian (mTC 29) ja Länsi-Venäjän (mTC 23) alueilla (kuva 10). Kun Brown *et al.* [70] ikeroutadata-aineistosta lasketaan, kuinka suuri osa kustakin mTC-alueesta on keskimäärin ikeroudassa (käyttäen kuvassa 7 mainittujen kattavuusvaihteluvälien keskimmäisiä arvoja), nähdään, että Fennoskandian ja Länsi-Venäjän ikeroudan laajuudet ovat paljon pienempiä kuin muilla mTC-alueilla (6 % Fennoskandiassa ja 9 % Länsi-Venäjällä). Alaskan ja Luoteis-Kanadan (mTC 1), Itä-Venäjän (mTC 15) sekä Keski-Venäjän



Kuva 20. Yläosa: eSTICC-ajon routaantumisen aikaiset biosfäärin priori- ja posterioriemissioiden suon pinta-alaa kohti laatikkopiirroksina vuosina 2010–2017. Alaosa: eSTICC-ajon routaantumisen aikaiset biosfäärin priori- ja posterioriemissioiden suhde koko vuoden biosfäärin emissioihin laatikkopiirroksina vuosille 2010–2017. Laatikkopiirroksia on piirretty kuten kuvassa 9.

(mTC 16) mTC-alueilla ikiroudan kattavuus on suuri (63 %, 43 % ja 63 % vastaavasti). Näillä alueilla myös routaantuminen alkaa ja loppuu ensimmäisinä sekä routaantumisen kesto on lyhyt.

Verrattaessa ikiroudan laajuutta ja routaantumisen ajankohtia Lounais-Kanadan (mTC 3) ja Kaakkois-Kanadan (mTC 4) mTC-alueet ovat poikkeuksellisia – niillä ikirouta kattaa pinta-alasta vain 13 % ja 22 % vastaavasti, mutta niiden routaantumisten kestot ovat pieniä verrattuna muihin mTC-alueisiin. Kuitenkin kyseisillä mTC-alueilla routaantuminen alkaa myöhemmin kuin enemmän ikiroutaa sisältävillä alueilla, suunnilleen samoihin aikoihin kuin Fennoskandian ja Länsi-Venäjän mTC-alueillakin. Lounais- ja Kaakkois-Kanadan alueilla ikiroudan laajuus on lähinnä hajanaista ja paikoittaista, mutta alueista suurin osa on jonkin laajuisen ikiroudan peitossa, toisin kuin Fennoskandia ja Länsi-Venäjä. Ikiroudan laajuus näyttäisi siis olevan ainakin yksi routaantumisen kestoja selittävä asia.

Kuvan 13 mukaan vuonna 2013 mTC-alueiden routaantuminen kesti poikkeuksellisen pitkään. Kyseisenä vuonna Alaskan ja Luoteis-Kanadan sekä Itä-Venäjän mTC-alueilla oli tarkastelujakson (v. 2010–2017) pisimmät routaantumiskaudet. Alaskan ja Luoteis-Kanadan routaantuminen kesti 14 päivää enemmän kuin tarkastelujakson mediaani ja Itä-Venäjällä 12 päivää mediaania kauemmin. Routaantuminen kesti tarkastelujakson mediaania huomattavasti pidempään myös Länsi-Venäjällä (18 päivää kauemmin) ja Fennoskandiassa (23 päivää kauemmin). Vuoden 2013 syksy oli ERA-Interim-uusanalyysin 2 m:n ilman lämpötilan mukaan erityisen lämmin näillä alueilla lukuun ottamatta Fennoskandian mTC-aluetta, mikä todennäköisesti selittää pitkät routaantumisen ajanjaksot vuonna 2013.

Myös vuosina 2015–2017 pohjoisten mTC-alueiden yhteen laskettu routaantumisen kesto oli tarkastelujakson keskiarvoa suurempi. Näinä vuosina mTC-alueiden biosfäärin metaaniemissiöt eivät kuitenkaan ole suuremmat. Kuitenkin, kun tarkastellaan emissioita suon pinta-alaa kohti (kuva 14), samaa ilmiötä ei näy, vaan emis-

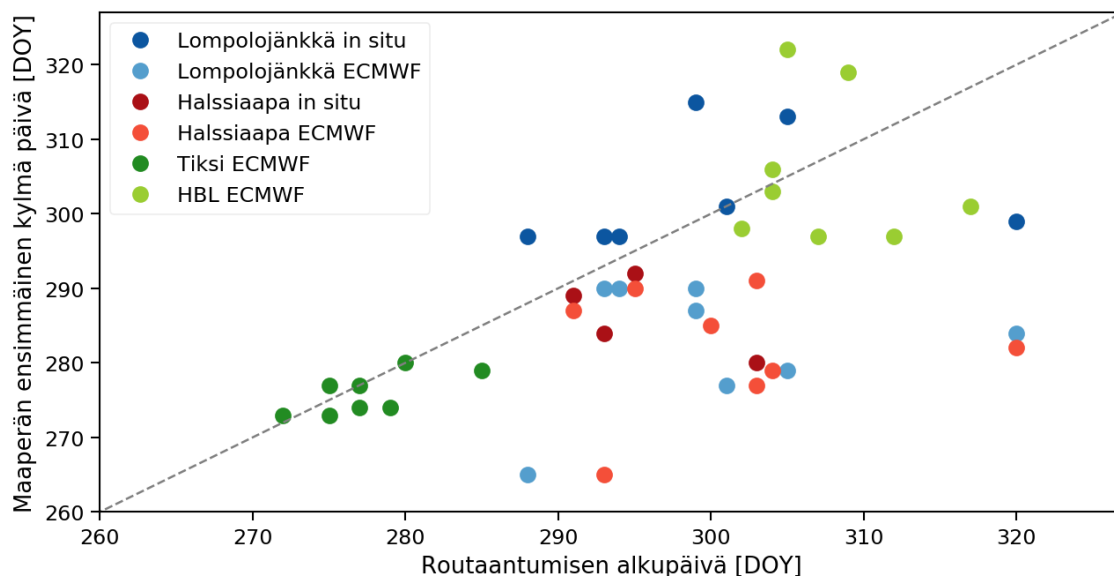
siot myötäilevät hyvin routaantumisen kestojen keskiarvoa. eSTICC-ajon biosfäärin priorina käytetyn LPX-Bern DYPTOP:n suo on dynaaminen, eli se muuttuu vuosi vuodelta, mikä voi osaltaan selittää pienempiä emissioita. Tosin tässä vuosien 2015–2017 prioriarvoina käytettiin vuoden 2014 arvoja, sillä LPX-Bern DYPTOP:n aikasarja ulottui vain vuoden 2014 loppuun. Biosfäärin optimoidut metaaniemissiot ovatkin prioria suuremmat vuosina 2015–2017 toisin kuin vuosina 2010–2014, jolloin optimoidut emissiot suon pinta-alaa kohti olivat prioria pienemmät. Emissiota on siis ollut prioriemissioita enemmän suon neliometriä kohti kuin aikaisempina vuosina.

Kaiken kaikkiaan mTC-alueiden routaantumisen kestot sekä ajankohdat ovat järkeviä, ja mTC-alueiden erot on selitettävissä ikiroudan laajuuden eroilla sekä ilman lämpötilan vaihteluilla.

4.1.2 Paikallinen routaantuminen

Lompolojängän ja Halssiaavan pyörrekovarianssimittausten yhteydessä mitattiin myös mm. maan lämpötila 5 cm:n syvyydeltä, jota voitiin käyttää tutkielmassa määritettyjen routaantumisen alkupäivien arvioimiseen. Kuvassa 21 on esitetty päivä, jolloin paikallisesti mitattu maaperän lämpötilan päivittäinen keskiarvo laski alle 1 °C:een, routaantumisen alkupäivän funktiona. Lompolojängän arvot ovat vuosille 2010-2016 ja Halssiaavan vuosille 2012-2015. Sekä Lompolojängässä että Halssiaavalla paikallisten mittausten mukainen maanperän ensimmäinen kylmä päivä osuu hyvin yhteen routaantumisen alkupäivän kanssa muutamia vuosia lukuun ottamatta.

Maaperän ensimmäinen kylmä päivä määritettiin myös kaikille tutkituille paikallisille suoalueille käyttämällä ECMWF ERA-Interim-uusanalyysin ensimmäisen tason maaperän lämpötilaa (soil temperature level 1). Maaperän ensimmäinen kylmä päivä määritettiin päiväksi, jolloin suoalueen yhdeksän ympäröivän koordinaattipisteen päivittäinen keskiarvo laski alle 0 °C:een. Kuvassa 21 on esitetty uusanalyysistä



Kuva 21. Maaperän ensimmäinen kylmä päivä paikallisesti mitatun (in situ) ja ECMWF ERA-Interim-uusanalyysin (ECMWF) maan lämpötilan mukaan tutkielmassa määritetyn routautumisen alkupäivän funktiona. Maaperän ensimmäinen kylmä päivä määritettiin paikallisesti mitatusta datasta päivänä, jolloin päivittäinen keskiarvo laski alle $1\text{ }^{\circ}\text{C}$:een. Uusanalyysistä ensimmäiseksi kylmä päiväksi otettiin päivä, jolloin suoaluetta ympäröivien yhdeksän koordinaattipisteen päivittäinen keskiarvo laski alle $0\text{ }^{\circ}\text{C}$:een. Päivät on esitetty järjestyslukuina vuoden alusta (day of year, DOY). ECMWF:n arvot ovat vuosina 2010–2017, in situ -arvot Lompolojänkälle vuosina 2010–2016 sekä Halssiaavalle vuosina 2012–2015.

määritetyt suoalueiden ensimmäiset kylmät päivät routautumisen alkupäivän funktiona vuosina 2010–2017. Tiksin ja Hudson Bay Lowlandsin maaperän ensimmäiset kylmät päivät osuvat lähelle routautumisen alkupäivää, mutta Suomen suoalueille, Lompolojänkälle ja Halssiaavalle, uusanalyysin mukaiset maaperän ensimmäiset kylmät päivät ovat routautumisen alkupäiviä aikaisemmin. Tosin, kun verrataan Lompolojängän ja Halssiaavan uusanalyysin ja paikallisten havaintojen avulla määritettyjä päiviä, uusanalyysin mukaan maaperän ensimmäinen kylmä päivä on aina aikaisemmin kuin paikallisten havaintojen mukaan. Todennäköisesti paikalliset havainnot kertovat paremmin, koska maa on suoalueilla jäätynyt. Tutkielmassa määritetyt routautumisen alkupäivät vaikuttavat siis todenmukaisilta.

Maaperän lämpötilojen mukaan määritetty jäätyminen laittaa paikalliset suo-

lueet samaan järjestykseen kuin routaantumisen alkupäivätkin: Tikissä routaantuminen alkaa ensimmäisenä, HBL:ssä viimeisenä ja Lompolojänkässä ja Halssiaavassa siinä välillä kuitenkin lähempänä HBL:n routaantumista kuin Tiksin. Tiksin poikkeavuus muista suoalueista selittyy sillä, että se on muita suoalueita pohjoisempana sekä laajalla ikeroudan alueella. Myös suoalueiden ensimmäisten kylmien päivien järjestys tukee tutkielmassa määritettyjen paikallisten suoalueiden routaantumisen alkupäivien todenmukaisuutta.

Routaantumisen loppupäiviä ja siten kestoa on vaikeaa määrittää käytetyistä maaperän lämpötiloista. Paikallisesti mitattu maan lämpötila pysyy nollan tuntumassa koko talven, eikä siten selvää rajaa routaantumisen loppumiselle voida määrittää. ERA-Interim-uusanalyysin maan lämpötila taas heittelehtii ilman lämpötilan mukaan, eikä selvää merkkiä routaantumisen loppumisesta ole nähtävillä. Kuitenkin mTC-alueiden routaantumisiin nähden paikallisten routaantumisten kestot ovat järkeviä. Kaikki tutkitut suoalueet sijaitsevat mTC-alueiden pohjoisosissa, jossa maaperän jäätyminen tapahtuu ensimmäisenä. Suoalueiden ja mTC-alueiden, joilla suoalueet sijaitsevat, routaantumisen alkupäivät vastaavatkin hyvin toisiaan. Routaantumisen loppupäivissä on enemmän eroa, ja paikallinen routaantuminen loppuu usein hyvinkin paljon mTC-alueen routaantumisen loppua aikaisemmin johtaen lyhyempään routaantumiskauteen. Paikallisten suoalueiden routaantumisen määrittämiseen otettu pinta-ala on huomattavasti pienempi kuin mTC-alueiden ala, joten on luonnollista, että niiden routaantumisten kestot ovat lyhyempiä kuin mTC-alueiden. Paikallisen routaantumisen alkupäivien lisäksi niiden kestot ovat siis myös mielekkäitä.

4.2 CTE-CH₄:n optimoidut biosfäärin metaaniemissiöt

Taulukossa 2 on esitetty GCP- ja eSTICC-ajojen sekä Saunois *et al.* [57] raportoidun inversiomallijoukon metaaniemissioiden vuosikeskiarvot globaalisti sekä pohjoi-

Taulukko 2. Globaalit ja pohjoisten leveyspiirien ($> 60^\circ \text{ N}$) kokonaismetaaniemissiot ja kosteikkojen metaaniemissiot $\text{Tg CH}_4/\text{vuosi}$. Saunois *et al.* [57] arvot on laskettu ilmakehän inversiomallien joukon vuosien 2008–2017 keskiarvona. Hakasu-luissa on mallijoukon minimi ja maksimi. Tutkielmassa käytettyjen ajojen, GCP ja eSTICC, arvot on laskettu vuosien 2010–2017 keskiarvona. Suluissa on pohjoisten mTC-alueiden kokonais- ja kosteikkojen emissiot GCP- ja eSTICC-ajoille.

	Saunois <i>et al.</i> [57]	GCP	eSTICC
Globaali			
Kokonaisemissiot	572 [538–593]	540	542
Kosteikkojen emissiot	178 [155–200]	121	149
Pohjoiset leveyspiirit			
Kokonaisemissiot	22 [17–29]	27 (41)	21 (41)
Kosteikkojen emissiot	13 [7–16]	14 (21)	10 (20)

sille leveyspiireille ($> 60^\circ \text{ N}$). Yleisesti ottaen sekä GCP että eSTICC yhtenevät hyvin Saunois *et al.* esittämien emissioiden ja niiden vaihteluväliden kanssa. Globaali metaanitase onkin yhdenmukaisin suure eri inversiomalleissa [77]. CTE- CH_4 :n ajoista ainoastaan globaalit kosteikkojen emissiot ovat Saunois *et al.*:n arvoja pienemmät. Erityisesti GCP:n globaalit kosteikkojen emissiot ovat huomattavasti pienemmät ja eroavat myös merkittävästi eSTICC:n globaaleista kosteikkojen emissioista. Toisaalta pohjoisilla leveyspiireillä GCP:n kokonaisemissiot ja kosteikkojen emissiot ovat eSTICC:n emissioita suuremmat.

Pohjoisten mTC-alueiden routaantumisen aikaiset emissiot ovat n. $1 \text{ Tg CH}_4/\text{vuosi}$ (kuva 13). Taulukossa 2 on esitetty suluissa pohjoisten mTC-alueiden yhteenlaske-tut kokonais- ja kosteikkojen metaaniemissiot, jotka ovat GCP:lle ja eSTICC:lle lähes samat niiden priorien eroista huolimatta (biosfäärin prioriemissiot, GCP: $36 \text{ Tg CH}_4/\text{vuosi}$ ja eSTICC: $17 \text{ Tg CH}_4/\text{vuosi}$). Routaantumisen aikaiset optimoidut biosfäärin emissiot ovat siis 5 % koko vuoden biosfäärin emissioista, kun katsotaan pohjoisia mTC-alueita yhdessä. Suhdeluku on suurempi kuin paikallisia suoalueita

katsottaessa (kuva 20). Tutkitut mTC-alueet ovat suuria, joten alueiden eteläosissa maa on todennäköisesti vielä sula, kun tutkielmassa määritetty routaantuminen alkaa, jolloin sulan suon emissiot voivat vielä olla suuret verrattuna todellisen routaantumisen aikaisiin emissioihin.

Kuvan 13 mukaan GCP:n routaantumisen aikaisten priori- ja posterioriemissioiden välillä on suurempi ero kuin eSTICC:n priori- ja posterioriemissioiden välillä. GCP:n optimoidut emissiot ovat myös lähempänä eSTICC:n emissioita kuin GCP:n prioriemissioita. Lisäksi GCP:n sekä priori- että posterioriemissioiden epävarmuudet ovat suuremmat kuin eSTICC:n epävarmuudet. Siten voisi olettaa, että eSTICC:n biosfäärin routaantumisen aikaiset priorivuot ovat lähempänä todellisuutta kuin GCP:n priorivuot, ainakin pohjoisilla leveyspiireillä.

Kuvasta 13 nähdään myös, että optimoidut biosfäärin metaanivuot routaantumisen aikana ovat pohjoisilla leveyspiirillä pienemmät kuin niiden prioriarvot. Priorivuot ovat siis olleet CTE-CH₄:n mukaan liian suuret. Kuitenkin paikallisia emissioita tarkasteltaessa nähdään, että CTE-CH₄ sijoittaa routaantumisen ajanjaksolle enemmän emissioita kuin mitä priorissa on (kuva 20). Biosfäärin priorissa ei välttämättä ole huomioitu routaantumisen aikaisia emissioita, jolloin routaantumisen aikaiset emissiot voivat olla priorissa pienet. Tässä tutkielmassa tästä ei ole kuitenkaan nähtävillä selvää merkkiä. Tosin voi myös olla, ettei routaantumisen ajalta ole ollut riittävästi pitoisuushavaintoja, joilla inversiomalli olisi voinut korjata priorivointa.

Tutkielmassa ei havaittu routaantumisen aikana merkittävän suuria metaaniemissioita mTC- tai suoalueilla. Ikiroudan soiden routaantumisen aikaiset metaanipurskaukset saattavat olla hyvin paikallisia tapahtumia, jotka toisinaan pystytään havaitsemaan kammiomittauksissa [78]. Suuria metaaniemissioita on kuitenkin havaittu kammiomittauksiakin harvemmin pyörrekovarianssimittauksissa, jotka määrittävät metaanivuot ekosysteemin mittakaavassa [27, 79]. CTE-CH₄ on globaali

malli, joka mallintaa metaanivuot ekosysteemejäkin suuremmassa mittakaavassa. Siten CTE-CH₄ todennäköisesti keskiarvoistaa liikaa, jotta sen optimoiduissa arvoissa voitaisiin nähdä tämän kaltaisia paikallisia ilmiöitä. Toisaalta myöskään tutkielmassa tarkastelluissa pyörrekovarianssimittauksissa ei näkynyt routaantumisen aikana suuria metaaniemissioita. Tosin aikaisemmin havaitut soiden jäätyminen aikaiset suuret metaaniemissiot ovat olleet ikiroudan alueella [24, 25, 78] toisin kuin tutkielmassa käytetyt pyörrekovarianssimittaukset. Kuitenkin sekä CTE-CH₄:n että pyörrekovarianssimittauksen mukaan routaantumisen aikana soilta vielä selvästi emittoituu metaania.

5 Yhteenveto

Tutkielmassa määritettiin routaantumisen ajankohdat ja kestot vuosille 2010–2017 alueellisesti seitsemälle pohjoiselle mTC-alueelle sekä paikallisesti neljälle pohjoiselle suoalueelle. Routaantuminen määritettiin käyttämällä SMOS F/T-tuotteen päivittäisiä jäätymistiloja. Lisäksi mTC-alueiden ja paikallisten suoalueiden routaantumisen aikaiset biosfäärin metaaniemissiot selvitettiin CarbonTracker Europe - CH₄:n (CTE-CH₄) avulla.

mTC-alueiden routaantumisten kestojen mediaanit vaihtelivat 26–74 päivän välillä, kun taas paikallisten suoalueiden routaantumisten kestojen mediaanit olivat 15,5–37,5 päivää. mTC-alueet olivat paikallisia alueita paljon suurempia, mikä selittää routaantumisten kestojen eroavuuden. Lisäksi ikiroudan määrä vaihteli sekä mTC-alueilla että paikallisilla alueilla.

Pohjoisten mTC-alueiden yhteenlasketut optimoidut metaaniemissiot routaantumisen aikana olivat n. 1 Tg vuosittain, joka vastasi keskimäärin 5 %:ia koko vuoden biosfäärin emissioista. Paikallisten suoalueiden routaantumisen aikaisten emissioiden mediaanit vaihtelivat 0,2–0,3 g/m² välillä, mikä vastasi 1–4 %:ia suon koko vuoden emissioista. mTC- tai suoalueiden routaantumisen aikaisten emissioiden ei siis nähty

olevan huomattavia koko vuoden emissioiden kannalta.

Soiden routaantumisen aikaisia metaaniemissioita ei ole vielä tutkittu perusteellisesti mallien avulla. Kuitenkin mallinnuksia, joissa niin tehdään myös suurella aika- ja paikkaresoluutiolla tullaan tarvitsemaan tulevaisuudessa, jotta pohjoisten soiden metaanibudjetti pystytään selvittämään tarkemmin. Jotta inversiomallit pystyisivät paremmin mallintamaan soiden routaantumisen aikaiset metaanivuot, tarvitaan alueellisesti kattavia havaintoja, jotka jatkuvat pitkälle syksyyn ja mieluiten ympäri vuoden. Lisäksi kosteikkojen prioreina käytetyissä prosessimalleissa tulisi ottaa paremmin huomioon myös jäätymisen aikainen soiden dynamiikka.

Viitteet

- [1] G. Myhre *et al.*, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, editointi T. Stocker *et al.* (Cambridge University Press, Cambridge, Yhdistynyt kuningaskunta ja New York, NY, USA, 2013), Luku 8, s. 659–740.
- [2] E. Dlugokencky, NOAA/ESRL, Trends in Atmospheric Methane, https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends_ch4/ [viitattu 30.7.2019].
- [3] E. Dlugokencky, P. Tans, NOAA/ESRL, Trends in Atmospheric Carbon Dioxide, <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/> [viitattu 30.7.2019].
- [4] M. Etminan, G. Myhre, E. J. Highwood ja K. P. Shine, *Geophysical Research Letters* **43**, 12,614 (2016).
- [5] D. Etheridge, G. Pearman ja P. Fraser, *Tellus B* **44**, 282 (1992).
- [6] D. Etheridge, L. Steele, R. Francey ja R. Langenfelds, Historical CH₄ Records Since About 1000 A.D. From Ice Core Data. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change.*, 2002.
- [7] P. Ciais *et al.*, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, editointi T. Stocker *et al.* (Cambridge University Press, Cambridge, Yhdistynyt kuningaskunta ja New York, NY, USA, 2013), Luku 6, s. 465–570.
- [8] D. Blake *et al.*, *Geophysical Research Letters* **9**, 477 (1982).
- [9] S. Mikaloff-Fletcher ja H. Schaefer, *Science* **364**, 932 (2019).
- [10] M. Saunio *et al.*, *Earth System Science Data* **8**, 697 (2016).
- [11] E. Nisbet *et al.*, *Global Biogeochemical Cycles* **33**, 318 (2019).
- [12] M. Collins *et al.*, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, editointi T. Stocker *et al.* (Cambridge University Press, Cambridge, Yhdistynyt kuningaskunta ja New York, NY, USA, 2013), Luku 12, s. 1029–1136.
- [13] M. Saunio *et al.*, *Environmental Research Letters* **11**, 120207 (2016).
- [14] M. Prather, C. Holmes ja J. Hsu, *Geophysical Research Letters* **39**, L09803 (2012).
- [15] D. Shindell *et al.*, *Science* **335**, 183 (2012).
- [16] S. Kirschke *et al.*, *Nature Geoscience* **6**, 813 (2013).
- [17] T. J. Bohn *et al.*, *Biogeosciences* **12**, 3321 (2015).

- [18] C. Prigent *et al.*, Journal of Geophysical Research **112**, D12107 (2007).
- [19] R. Schroeder *et al.*, Environmental Research Letters **5**, 015003 (2010).
- [20] B. D. Stocker, R. Spahni ja F. Joos, Geoscientific Model Development **7**, 3089 (2014).
- [21] W. J. Mitsch ja J. G. Gosselink, *Wetlands*, 5 ed. (John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, 2015), Luku 3, s. 45–108.
- [22] J. R. Melton *et al.*, Biogeosciences **10**, 753 (2013).
- [23] T. R. Christensen *et al.*, Geophysical Research Letters **30**, (2003).
- [24] M. Mastepanov *et al.*, Nature **456**, 628 (2008).
- [25] D. Zona *et al.*, Proceedings of the National Academy of Sciences **113**, 40 (2016).
- [26] C. C. Treat, A. A. Bloom ja M. E. Marushchak, Global Change Biology **24**, 3331 (2018).
- [27] K. A. Arndt *et al.*, Sensitivity of Methane Emissions to Later Soil Freezing in Arctic Tundra Ecosystems, hyväksytty julkaistavaksi, doi: 10.1029/2019JG005242, 2019.
- [28] J. Räisänen, Climate Dynamics **30**, 307 (2008).
- [29] T. V. Callaghan *et al.*, AMBIO **40**, 17 (2011).
- [30] T. Zhang, Reviews of Geophysics **43**, RG4002 (2005).
- [31] E. A. G. Schuur ja B. Abbott, Nature **480**, 32 (2011).
- [32] E. A. G. Schuur *et al.*, Nature **520**, 171 (2015).
- [33] P. Bousquet *et al.*, Nature **443**, 439 (2006).
- [34] L. Bruhwiler *et al.*, Atmospheric Chemistry and Physics **14**, 8269 (2014).
- [35] S. Houweling *et al.*, Atmospheric Chemistry and Physics **14**, 3991 (2014).
- [36] J. F. Meirink, P. Bergamaschi ja M. C. Krol, Atmospheric Chemistry and Physics **8**, 6341 (2008).
- [37] C. D. Rodgers, *Inverse Methods for Atmospheric Sounding* (World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 2000).
- [38] W. A. Lahoz ja P. Schneider, Frontiers in Environmental Science **2**, 1 (2014).
- [39] W. Peters *et al.*, Journal of Geophysical Research Atmospheres **110**, 1 (2005).
- [40] A. Tsuruta *et al.*, Geoscientific Model Development **10**, 1261 (2017).

- [41] G. Evensen, *Data Assimilation* (Springer, Berlin, Heidelberg, 2009), Luku 4, s. 27–45.
- [42] L. Bruhwiler *et al.*, *Atmospheric Chemistry and Physics* **5**, 2691 (2005).
- [43] L. M. Bruhwiler *et al.*, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **122**, 4070 (2017).
- [44] M. Krol *et al.*, *Atmospheric Chemistry and Physics* **5**, 417 (2005).
- [45] D. P. Dee *et al.*, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **137**, 553 (2011).
- [46] B. Poulter *et al.*, *Global wetland contribution to 2000–2012 atmospheric methane growth rate dynamics*, 2017.
- [47] A. J. Ridgwell, S. J. Marshall ja K. Gregson, *Global Biogeochemical Cycles* **13**, 59 (1999).
- [48] EDGAR - Global Emissions EDGAR v4.2 FT2010 - European Commission, <https://edgar.jrc.ec.europa.eu/overview.php?v=42FT2010> [viitattu 19.8.2019].
- [49] EDGAR - Global Greenhouse Gases Emissions EDGAR v4.3.2 - European Commission, https://edgar.jrc.ec.europa.eu/overview.php?v=432_GHG&SECURE=123 [viitattu 19.8.2019].
- [50] G. Janssens-Maenhout *et al.*, *Earth System Science Data Discussions* **1** (2017).
- [51] L. Giglio, J. T. Randerson ja G. R. van der Werf, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* **118**, 317 (2013).
- [52] J. T. Randerson *et al.*, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* **117**, G04012 (2012).
- [53] A. Ito ja M. Inatomi, *Biogeosciences* **9**, 759 (2012).
- [54] G. Lambert ja S. Schmidt, *Chemosphere* **26**, 579 (1993).
- [55] G. Etiope, *Natural Gas Seepage* (Springer, Cham, 2015).
- [56] Global Carbon Project, <https://www.globalcarbonproject.org/methanebudget/> [viitattu 16.8.2019].
- [57] M. Saunio *et al.*, *The Global Methane Budget 2000–2017*, arvioitava, doi: 10.5194/essd-2019-128, 2019.
- [58] A. Tsuruta *et al.*, *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology* **71**, 1 (2019).
- [59] The World Data Centre for Greenhouse Gases (WDCGG), <https://gaw.kishou.go.jp/> [viitattu 16.9.2019].

- [60] Integrated Carbon Observation System (ICOS) , <https://www.icos-ri.eu/> [viitattu 16.9.2019].
- [61] ECMWF, <https://www.ecmwf.int/> [viitattu 23.7.2019].
- [62] K. Rautiainen *et al.*, Remote Sensing of Environment **180**, 346 (2016).
- [63] Tieteen termipankki, Tähtitiede:kirkkauslämpötila, <https://tieteentermipankki.fi/wiki/Tähtitiede:kirkkauslämpötila> [viitattu 2.8.2019].
- [64] Y. H. Kerr *et al.*, Proceedings of the IEEE **98**, 666 (2010).
- [65] K. Rautiainen *et al.*, Remote Sensing of Environment **147**, 206 (2014).
- [66] C. Mätzler *et al.*, *Thermal Microwave Radiation: Applications for Remote Sensing* (IET, 2006), Luku 5, s. 427–506.
- [67] V. G. Artemov ja A. A. Volkov, Ferroelectrics **466**, 158 (2014).
- [68] S. R. Helfrich *et al.*, Hydrological Processes **21**, 1576 (2007).
- [69] SMOS Level 3 Soil Freeze/Thaw Service, <http://nsdc.fmi.fi/services/SMOSService/> [viitattu 16.9.2019].
- [70] J. Brown, O. Ferrians, J. Heginbottom ja E. Melnikov, *Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions, Version 2* (NSIDC: National Snow and Ice Data Center, 2002).
- [71] T. Foken, M. Aubinet ja R. Leuning, in *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*, editointi M. Aubinet, T. Vesala ja D. Papale (Springer, Dordrecht, 2012), Luku 1, s. 1–19.
- [72] M. Aurela, A. Lohila, J.-P. Tuovinen ja J. Hatakka, Boreal environment research **20**, 455 (2015).
- [73] K. J. Dinsmore *et al.*, Biogeosciences **14**, 799 (2017).
- [74] J.-P. Tuovinen *et al.*, Biogeosciences **16**, 255 (2019).
- [75] K. L. Hanis, M. Tenuta, B. D. Amiro ja T. N. Papakyriakou, Biogeosciences **10**, 4465 (2013).
- [76] T. Zhang *et al.*, Polar Geography **23**, 132 (1999).
- [77] S. Houweling *et al.*, Atmospheric Chemistry and Physics **17**, 235 (2017).
- [78] M. Mastepanov *et al.*, Biogeosciences **10**, 5139 (2013).
- [79] T. Tagesson *et al.*, Global Change Biology **18**, 1928 (2012).