



REGIONAALSE KLIIMAMUDELI TUNDLIKKUS MUUTUSTELE
ALUSPINNAS
Magistritöö

Üliõpilane: Katriin Käärik

Üliõpilaskood: 231942LAFM

Juhendaja: Aarne Männik, vanemteadur ja osakonnajuhataja
(Modelleerimise ja kaugseire osakond, MSI)

Õppekava: Rakendusfüüsika ja andmeteadus

Tallinn 2025



SENSITIVITY OF REGIONAL CLIMATE MODEL TO CHANGES IN THE SURFACE

Master's thesis

Student: Katriin Käärik

Student code: 231942LAFM

Supervisor: Aarne Männik, Senior Researcher and Head of Division
(Division of Modeling and Remote Sensing, MSI)

Curriculum: Applied Physics and Data Science

Tallinn 2025

Autorideklaratsioon

Kinnitan, et olen koostanud antud lõputöö iseseisvalt ning seda ei ole kellegi teise poolt varem kaitsmisele esitatud. Kõik töö koostamisel kasutatud teiste autorite tööd, olulised seisukohad, kirjandusallikatest ja mujalt pärinevad andmed on töös viidatud.

Autor: Katriin Käärik

Töö vastab magistritööle esitatavatele nõuetele.

Juhendaja: Aarne Männik

Annotatsioon

Käesoleva töö eesmärk on analüüsida regionaalse kliimamudeli tundlikkust muutustele Eesti maakasutuses ja hinnata seeläbi võimalikke mõjusid kohalikule kliimale. Tundlikkuse eksperimendi jaoks rakendatakse regionaalset kliimamudelit, mille peenskaleeritavaks alaks on Läänemeri ja seda ümbritsev regioon, ning millega modelleeritakse 31-aastane ajalooline periood, kasutades globaalset maakasutuse andmebaasi. Töö sekundaarne eesmärk on võrrelda ja valideerida kasutatud aluspinna andmebaasi tõesust Eesti alal kasutades selleks Eesti rahvuslikku metsasuse andmebaasi. Metsade raadamise võimalike mõjude hindamiseks viiakse läbi numbriline eksperiment, mille põhjal kvantifitseeritakse metsade mõju suurust. Kohaliku maakasutuse muutuste mõju hindamiseks analüüsitakse põhilisi meteoroloogilisi parameetreid nagu temperatuur, sademete hulk, tuule kiirus jne. Lisaks käsitletakse mõjusid veeringele.

Tulemused näitavad, et rakendatud kliimamudeli tundlikkus Eesti metsade täielikule raadamisele sõltub oluliselt vaadeldavast parameetrist: suurimad muutused ilmnevad aasta keskmises 2 m õhutemperatuuris ja 10 m tuule kiiruses. Läbi viidud eksperimendi raames ei tuvastata metsade märkimisväärtset jahutavat ega soojendavat mõju kohalikule kliimale.

Võtmesõnad: kliima, regionaalne kliima modelleerimine, aluspinna protsessid, metsasus.

Abstract

The aim of this thesis is to analyze the sensitivity of a regional climate model to land-use changes in Estonia and to assess its potential impacts on the local climate. For the sensitivity experiment, a regional climate model is applied for down-scaling the Baltic Sea and its surrounding area, which is used to model a 31-year historical period using a global land-use database. The secondary aim of this thesis is to compare and validate the applied land-use database with the Estonian national forestry dataset. To evaluate the potential impacts of deforestation a numerical experiment is conducted, based on which, the effect of forests is quantified. The impact of local land-use changes, common meteorological parameters such as temperature, precipitation, wind speed, etc. are assessed. In addition, impacts on the water cycle are studied.

The results show that the sensitivity of the climate model to complete deforestation in Estonia depends significantly on the evaluated parameters: the largest differences appear in the 2 m air temperature and 10 m the wind speeds. In the conducted experiment, no significant warming or cooling effect of the forests is detected on the local climate.

Key words: climate, regional climate modelling, surface processes, forest cover.

Sisukord

1	Sissejuhatus	7
2	Teoreetiline taust	9
2.1	Regionaalse kliima modelleerimine	9
2.2	Mets ja kliima	11
2.3	Aluspinna protsessid	13
3	Metoodika	16
3.1	Regionaalse kliimamudeli kirjeldus	16
3.2	Aluspinna protsessid RCA4-s	17
3.3	Regionaalse kliima modelleerimise keskkond ja numbrilised eksperimendid . .	20
3.4	Metsaregister	23
3.5	Eksperimentide võrdlus ja mudeli tundlikkus	24
4	Tulemused	25
4.1	Metsasuse esitus numbrilistes eksperimentides	25
4.2	Metsasuse muutuse mõju kohalikule kliimale	28
5	Järeldused ja arutelu	36
6	Kokkuvõte	38
7	Tänuavaldused	39
8	Viited	40
9	Lisad	45
9.1	RCA4 aluspinna parameetrid	45
9.2	Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks	46

1 Sissejuhatus

Kliima mõjutab oluliselt inimkonna arengut ja tegevusi: see määrab elamiskõlblikud piirkonnad Maal, kujundab taristu planeerimist, mõjutab inimeste füüsilist ja vaimset tervist ning paljusid teisi eluvaldkondi. Kuid kliima mõju inimkonnale pole ühepoolne, vaid inimtegevus mõjutab ka kliima kujunemist. Sajand fossiilkütuste põletamist ning jätkusuutmatut energia- ja maakasutust on viinud $+1.1^{\circ}\text{C}$ globaalse keskmise temperatuuri tõusuni võrreldes tööstuseelse perioodiga (IPCC, 2023). Globaalsete koostööprojektide tulemusena on näidatud, et mudeliansambleid kasutades on võimalik modelleerida ajaloolist pinnatemperatuuri piisava täpsusega, et tõendada antropogeenset mõju globaalsele soojenemisele (Eyring jt., 2021). Nimelt, ajaloolise kliima modelleerimise põhjal tehtud parimate hinnangute kohaselt on alates 1850. aastast moodustanud inimtekkeline soojenemine $+1.07^{\circ}\text{C}$ kogu täheldatud soojenemisest (Eyring jt., 2021). Kuigi inimtegevuse mõju kliimamuutusele on tõestatud, siis konkreetsete tegurite (näiteks kasvuhoonegaaside, aerosoolide, maakasutuse) tuvastamises ja nende tugevuse hindamises ollakse ebakindlamad (Eyring jt., 2021), millest tulenevalt tehakse rohkesti kliima modelleerimise eksperimente kasutades erinevaid suunde hindamaks mudelite ja kliimasüsteemi tundlikkust kindlatele teguritele. Antud töös keskendutakse antropogeensele maakasutuse muutusele ja selle mõjule.

Maakasutus ja selle kaardistamine on kliimamudelite jaoks olulised, sest paljud aluspinna protsessid sõltuvad otseselt või kaudselt maapinna tüübist ja selle omadustest. Maakasutuse kaardistamiseks kasutatakse tänapäeval peamiselt satelliitandmeid, mille alusel uuendatakse olemasolevaid andmebaase. Näiteks, kasutatakse Eestis metsasuse hindamiseks lennukitelt tehtud aeropilte. Statistikaameti alusel moodustas 2024. aastal Eesti territooriumi pindalast 51% metsamaa, millest omakorda $\sim 91\%$ oli metsaga metsamaa (Statistikaamet, n.d.). Võrreldes 1999. aastaga on Eesti metsasus tõusnud 3% ning viimasel kuuel aastal on see püsinud enam-vähem stabiilne (Statistikaamet, n.d.). Eesti metsasektoris töötab hinnanguliselt 38 000 inimest, kellele lisanduvad töötajad metsadest sõltuvates valdkondades, nagu loodusturism ja jahindus (Keskkonnaministeerium, 2017). Lisaks ulatub Eestis erametsaomanike hulk 113 000 inimeseni, seega sõltub Eesti metsadest tegelikkuses oluliselt suurem hulk inimesi (Keskkonnaministeerium, 2017). Metsamajandus moodustab ligi 2% riigi SKT-st ning mõjutab oluliselt teisi valdkondi, kuid kliimamuutused võivad oluliselt mõjutada sektori võimekust, osakaalu majanduses ja tööhõivet (Keskkonnaministeerium, 2017). Sellest tulenevalt on Kliimaministeeriumi arengukava alusel oluline suurendada investeeringuid metsa infrastruktuuri ja kommunikeerida murekohti paremini, samuti tuleb pöörata suuremat tähelepanu metsataimekasvatusele, metsaselektatsioonile, geneetilise ressursi säilitamisele, puistute hooldamisele jne, et pehmenada kliimamuutuse mõjusid (Keskkonnaministeerium, 2017). Kliimamuutuse mõju metsadele ilmneb näiteks sademehulga ja selle aastaringse varieeruvuse muutustes, temperatuuritõusus, tormide sageduses jm, mis mõjutavad põua- ja tuleohtlike perioodide kujunemist, ekstreemsete ilmastiku tingimuste sagedust, liikide kasvukohatüüpe jne (Keskkonnaministeerium, 2017). Metsad mõjutavad omalt poolt kohalikku kliimat suurendades ökosüsteemi süsiniku sidumist, samas vähendades lumistel talvedel pinna albeedot ning soojendades sealäbi kohalikku kliimat (Kraavi jt., 2020). Üldiselt on metsa ja kliima vahelised protsessid kompleksed, sest muutujaid ja nende omavahelisi seoseid on palju (Kraavi jt., 2020). Siiski

kutsub Pariisi Lepe üldisemalt kasvuhoonegaaside sidujaid ning talletajaid, sh metsi, säilitama (Kraavi jt., 2020).

Kui Eestis on metsasus viimase sajandi jooksul olnud kasvutrendiga, siis globaalselt on metsade osakaal vähenenud. Kasvatav populatsioon, sellega seonduv suurenenud vajadus toidu ja energia järele ning konsumerism ja teised ühiskonna hoiakud, on viinud metsaalade märkimisväärse vähenemiseni ja nende asendamiseni põllumajandusliku maaga (Ritchie, 2021). Metsade raadamisel võib olla kliimale nii jahutav kui ka soojendav efekt: varasemad uuringud on näidanud, et erinevate parameetrite vastandlikud - ja koosmõjud määravad efekti mõju ja suurusjärgu (Bonan, 2008). Globaalselt võib metsade raadamisel olla temperatuurile isegi jahendav efekt. Boysen jt. näitasidki 2020. aastal kasutades erinevaid globaalseid mudeleid, et metsade raadamisel muutub nendel aladel õhutemperatuur keskmiselt $-0.41 \pm 0.41^{\circ}\text{C}$, globaalselt $-0.22 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ (Boysen jt., 2020).

Käesoleva töö peamine eesmärk on uurida regionaalse kliimamudeli tundlikkust metsasuse parameetrite muutustele ning seeläbi anda hinnang ka võimalikele muutustele kohalikus kliimas. Selleks koostatakse eksperiment kahe simulatsiooniga, mis erinevad Eesti maakasutuse, täpsemalt metsasuse poolest. Paljud aluspinna protsessid sõltuvad oluliselt aluspinna tüübist, millest tulenevalt analüüsitakse muutuseid aluspinna parameetrites ning hinnatakse kliimamudeli meteoroloogiliste parameetrite tundlikkust nendele muutustele. Antud töö sekundaarne eesmärk on hinnata kasutatud globaalse andmebaasi tõesust Eesti alal, sest reaalsusele vastav andmebaas võimaldab kliimat modelleerida täpsemini. Mudeli tundlikkust aluspinna muutustele on oluline hinnata, sest see aitab paremini mõista nende protsesside modelleerimist ning tuvastada võimalikke arengukohti mudeli edasiarenduseks. Lisaks saab selle abil anda hinnangu võimalikele kohaliku kliima muutustele, mis on olulised kliimamuutustega kohanemise ja leevendamise poliitikate kujundamisel.

2 Teoreetiline taust

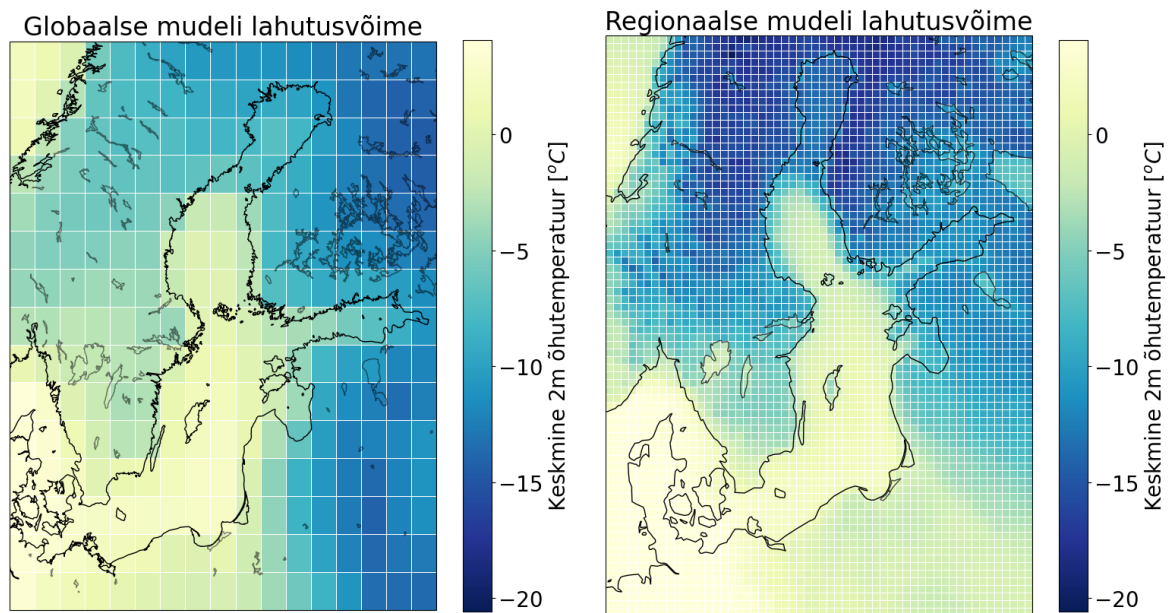
2.1 Regionaalse kliima modelleerimine

Kliimat modelleeritakse, et saada paremini aru seda kujundavatest protsessidest ning hinnata tuleviku kliimasüsteemi olekuid. Juba Vana-Kreekas püüti aru saada kliima kujunemisest ning järeldati, et Maakera ümmargune kuju ning telje kaldenurk on olulisteks faktoriteks kohaliku kliima kujunemisel (Edwards, 2010). 17-19. sajandil loodi mitmeid kontseptuaalseid tsirkulatsiooni mudeleid, mis põhinesid algselt päikesekiirguse ebaühtlasele jaotusele sõltuvalt laiuskraadist ning omandasid hiljem Coriolise ning muude jõudude ja füüsikaliste protsesside sisse arvestamisel kompleksema kuju (Edwards, 2010). Vajadus täpsemate ilmaprognooside järele Esimese ja Teise Maailmasõja ajal ning kaasnevad tehnoloogilised arengud võimaldasid luua täpsemaid ja keerulisemaid atmosfääri mudeleid (Edwards, 2010). Esimene õnnestunud numbriline ilmaprognoos koostati 24 tunni kohta 1950. aastal ENIAC (*Electronic Numerical Integrator And Computer*) arvutil ning see nõudis pidevat modelleerijate sekkumist ja 24-tunnist arvutusaega (Lynch, 2008). Kiire sõjajärgne arvutisüsteemide areng ning ilmaandmete kvaliteedi tõus ja kommunikatsioon soodustasid numbriliste ilmaprognostiliste kiiret arengut. Sellega kaasnesid koheselt ka katsed modelleerida pikemaajalisi perioode globaalsel skaalal (Edwards, 2010), millest arenesid välja globaalsed kliima- ehk tsirkulatsioonimudelid. Esimese õnnestunud pikaajalise numbrilise eksperimendi viis läbi Norman Phillips 1956. aastal Princetonis, millega ta tõestas, et kliimasüsteemi on üldse võimalik modelleerida (Hinkel, 2019).

Globaalne kliimamudel on kompleksne matemaatiline süsteem, mis kirjeldab kliimasüsteemi komponente: atmosfääri, hüdrofääri, litosfääri, krüosfääri ja biosfääri, ning nende vahelisi protsesse (GFDL, n.d.). Globaalsed kliimamudelid on suurima ulatusega mudelid kattes ära kogu maakera, millest tulenevalt ei vaja need külgmisi ääritingimusi. Nende peamiseks eesmärgiks on parima võimaliku lahutusega kirjeldada 3-dimensionaalses ruumis tuule ja ookeani hoovuste liikumist (Goosse, 2015) ehk globaalset tsirkulatsiooni. Kliimamudelid jagunevad omakorda atmosfääri ja ookeanite globaalseteks tsirkulatsioonimudeliteks, mida on võimalik omavahel siduda ühendatud mudeliks, milles arvestatakse atmosfääri ja ookeanite vaheliste protsessidega (Goosse, 2015). Kuna globaalsed kliimamudelid on ulatusliku katvusega ning neid kasutatakse peamiselt pikkade perioodide modelleerimiseks, siis nõuavad need suurt arvutusressursi ja pikka arvutusaega. Sellest tulenevalt, on globaalsete mudelite lahutus väike: tihti on horisontaalse võrgustiku lahutuseks 100 kuni mitutuhat kilomeetrit, mis tähendab, et need ei suuda sisendina arvestada keeruka rannajoone, väikesemastaabiliste topograafiliste ja aluspinna erinevustega (Goosse, 2015). Seetõttu on vajalik globaalsete mudelite andmete täpsustamine regionaalsel tasandil, mida nimetatakse peenskaleerimiseks. Peenskaleerimisel saab kasutada statistilist või dünaamilist lähenemist: statistilisel lähenemisel kasutatakse kliimamudeli väljundit ja ajaloolisi ilmavaatlusandmeid, mille alusel tuletatakse statistiline suhe, mida kasutatakse edaspidi kliimamudeli väljundi peenskaleerimisel (Copernicus, 2021). Dünaamilisel peenskaleerimisel rakendatakse parema lahutusvõimega mudelit, valdavalt regionaalset kliimamudelit, mis pesastatakse globaalse kliimamudeli sisse (Copernicus, 2021). Kuigi regionaalse kliimamudeli rakendamiseks on vaja külgmiste ääritingimustena globaalse kliimamudeli väljundit, siis võimaldab regionaalse mudeli kasutus modelleerida kohalikku klii-

mat parema resolutsiooniga, mis on eriti oluline Eesti puhul, sest Eestil on pikk ja keerukas rannikujoon ning palju saari, mis tähendab järske vee- ja maa osakaalude muutuseid, mida suuremad võgurakud ei suuda realistlikult esitada.

Antud töös kasutatakse regionaalset kliimamudelit RCA4 ehk Rossby regionaalse kliimamudeli 4. versiooni, mis pesastatakse globaalse mudeli NorESM2-MM ehk Norra Maa Süsteemi mudeli 2. versiooni sisse. Alloleval joonisel (ehk joonisel 1) on globaalse mudeli ja regionaalse kliimamudeli lahutusvõimete võrdluseks toodud vabalt valitud ööpäeva keskmise 2 m õhutemperatuuri väljund. Vasakpoolsel joonisel on näidatud NorESM2-MM väljundit, mis on määratud Cartesiuses koordinaadistikus, parempoolsel RCA4 väljundit, mis on pööratud Cartesiuse koordinaadistikus. Globaalse kliimamudeli joonisel on Eesti ala kaetud umbes 14 andmepunktiga, mida on liiga vähe, et eristada realistlikult sisemaad ja rannikualasid. Regionaalse mudeli lahutus võimaldab vee- ja maa osakaalusid eristada mitu korda täpsemalt ning arvestada ka suuremate järvede, näiteks Peipsi, mõjudega. Üldisemalt on regionaalse mudeli jooniselt selgesti eristatavad Norra mäestiku mõjud kohalikule temperatuurile, samuti joonistuvad välja temperatuurierinevused suuremate saarte sisemaal ja järvede kohal võrreldes ümbritsevate aladega, mida globaalne mudel ei suuda modelleerida.



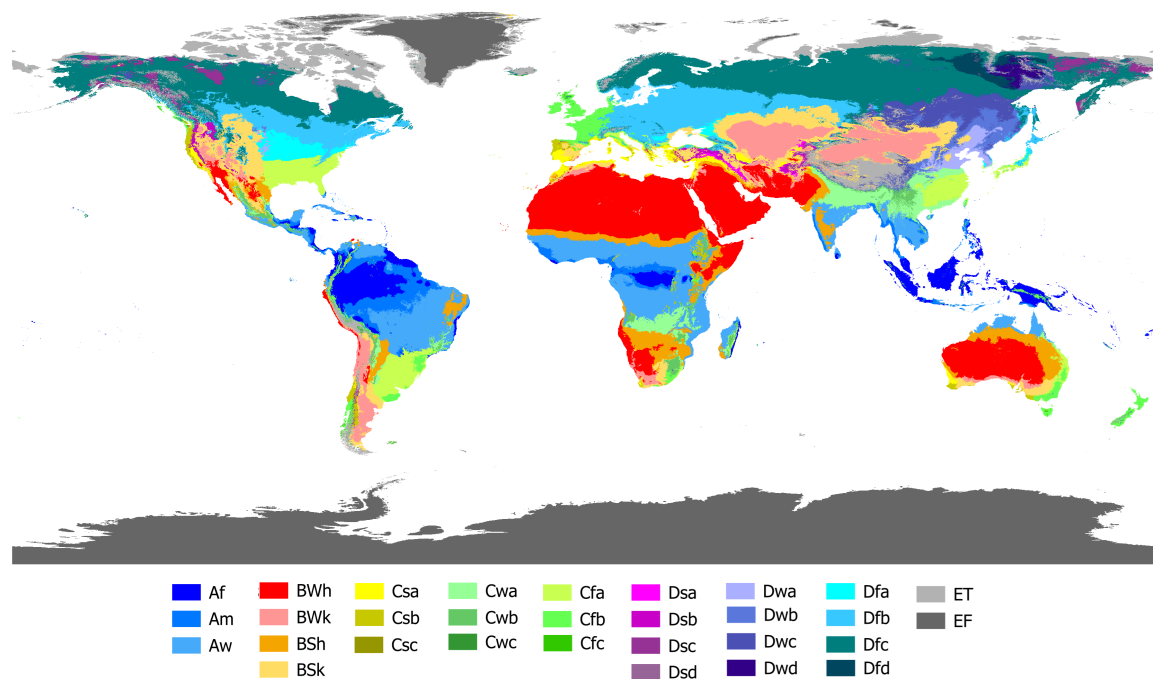
Joonis 1: Mudelite lahutusvõime visualisatsioon. Vasakpoolsel joonisel on näidatud ääritingimustena kasutatud globaalse mudeli NorESM2-MM -, parempoolsel joonisel regionaalse kliimamudeli RCA4 2m ööpäevast temperatuuri (2. jaanuar, 1980).

Kuid nii globaalsete kui ka regionaalsete kliimamudelite lahutusvõime pole piisavalt suur, et kirjeldada kõiki väikesemastaabilisi protsesse, näiteks turbulentsi maa ja atmosfääri vahelises piirkihis või pilvede mikrofüüsikalisi protsesse, mistõttu rakendatakse mudelites parametriseerimist (Goosse, 2015). Parametriseerimiseks nimetataksegi protsessi, mille käigus asendatakse kliimat mõjutavad, kuid kliimamudeli lahutusest väiksema mastaabilised või liialt kompleks- sed protsessid lihtsustatud protsessidega, mis suudavad füüsikaliselt nende protsesside mõju kliimasüsteemile edasi anda (Cruse, 2024). Erinevate protsesside parametriseerimise skeeme

on mitmesuguseid ning need tuletatakse füüsikaliste seaduste ja empiirilise lähenemise kombineerimisel (Goosse, 2015). Kuna parametrizeerimise skeemid on siiski üldistused, siis on need üheks mudeli vea allikaks (Goosse, 2015) ning kliimamudelite koostamisel valitakse parametrizeerimise skeemid sõltuvalt modelleerimise eesmärgist.

2.2 Mets ja kliima

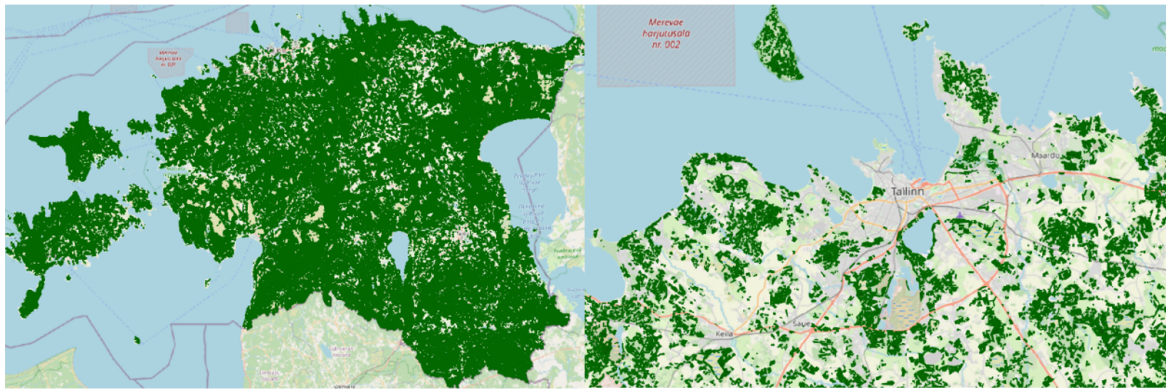
Eesti klassifitseeritakse Köppen-Geiger kliimavööndite skeemi alusel peamiselt rühma Dfb, mis kirjeldab niisket kontinentaalset kliimat jahedate suvedega (Beck jt., 2023; Ahrens, 2009). Joonisel 2 on visualiseeritud globaalsete kliimavööndite jagunemine, mis on koostatud Beck jt. 2023. aastal uuendatud Köppen-Geiger klassifikatsiooni andmebaasi põhjal. Mainitud andmestiku põhjal ulatub Kirde-Eesti aladele osaliselt ka subpolaarne kliimavööde Dfc, Keskonnagentuuri väitel aga Lääne-Eesti saartele mereline lääneranniku kliima Cfb (Beck jt., 2023; Keskkonnagentuur 2020). Valdav kliimavööde Dfb on määratud temperatuuri ja sademete hulga põhjal: aasta kõige külmema kuu keskmine õhutemperatuur peab langema alla 0°C (varasemalt Euroopas alla -3°C), sest see tagab talvel püsiva lumekatte, aasta kõige kuumema kuu keskmine õhutemperatuur ei tohi ületada $+22^{\circ}\text{C}$ ning sademete kogus peab aastaringselt püsima ühtlane väikese tõusuga suvisel perioodil (Beck jt., 2023; Ahrens, 2009). Talved on antud kliimavööndis pikad, külmad ja tuulised, suved pikad ja jahedad ning kevad ja sügis lühikesed üksikute lumetormidega (Ahrens, 2009).



Joonis 2: Köppen-Geigeri kliimavööndite klassifikatsiooni kaart. Koostatud Beck jt. 2020. aastal loodud 1 km resolutsiooniga andmestiku põhjal QGIS-is.

Kliimavööndil on suur mõju kohaliku biomassi määramisele. Valdavalt on niiske kontinentaalse kliimaga alades ülekaalus segametsad, mille moodustavad okaspuud ja heitlehised puud (Ahrens, 2009). Sellest tulenevalt jääb Eesti segametsavööndi ehk boreonemoraalse taimekattevööndi, mis märgib parasvöötme ja boreaalse metsa ülemineku ala, põhjapiirile (EE, 2006).

Kuigi ajaloolist metsasust on raske hinnata, on tehtud üldistusi ajalooliste maakasutuse dokumentide põhjal 20. sajandist, mille alusel oli Eesti metsasus enne Teist Maailmasõda 32% (Pärt, 2008). 2023. aastaks oli see Statistikaameti alusel tõusnud aga 51.5%-ni (Statistikaamet, n.d), ehk praeguseks on Eesti alast umbes pool kaetud metsadega. Metsaseaduse alusel loetakse maa metsamaaks, kui see vastab vähemalt ühele järgnevatest tingimustest: (a) kõlvikuna kantud maakatastrisse või (b) maatükk pindalaga vähemalt 0,1 hektarit, millel kasvavad puittaimed kõrgusega vähemalt 1,3 meetrit ja puuvõrade liitusega vähemalt 30 protsenti (Riigikoogu, 2017). Kõlvikute kaardistamine toimub Maa- ja Ruumiameti poolt ning selleks kasutatakse varasemalt kogutud kaardiandmeid ning aeropilte ja seda uuendatakse kord aastas (Maa- ja Ruumiamet, 2025). Joonisel 3 on näidatud käesoleva hetke (mai, 2025) Eesti metsaeraldise tumerohelise värviga aluskaardil: vasakpoolsel pildil on näidatud kogu Eesti ala, parempoolsel on kujutatud lähiväidet Tallinnast ja seda ümbritsevast alast, et demonstreerida andmebaasi detailsust.



Joonis 3: Eesti metsaeraldised mais, 2025. aastal. Vasakpoolsel joonisel on kujutatud kogu Eesti ala, parempoolsel joonisel lähivõtet Tallinnast ja seda ümbritsevast alast.

Metsamaa jaguneb omakorda metsaga metsamaaks ehk puistuks, mis moodustab ~91% metsamaast, ja metsata/selguseta staatusega metsamaaks (Valgepea ja Sirkas, 2024). Kõige enim leidub Eestis kaasikuid (~30% puistute kogupindalast) ja männikuid (~30%), kuusikuid (~18%) ja lepikuid (~14%) (Valgepea ja Sirkas, 2024). Sõltuvalt valdavast puuliigist on metsadel erinevad omadused, mida hinnatakse satelliit- ja kõrgete mastide voogude mõõtmiste põhjal.

Peamised metsade mõju kujundajad on albeedo, süsiniku sidumine ja koguaurumine, mille vastandlikud - või koosmõjud ja nende tugevus määravad selle, kas metsad jahutavad või soojendavad lokaalset kliimat (Bonan, 2008). Metsatüübi muutusel või metsaala vähenemisel võib üleüldine metsade mõju kliimasüsteemile muutuda. Albeedo, mis määrab selle kui palju sissetulevast kiirgusest pinnalt tagasi peegeldatakse, on heitlehistes metsades mõnevõrra madalam kui lagedal maapinnal, mis tähendab, et metsade raadamisel ala keskmine albeedo üldiselt tõuseb (Bonan, 2008). Aluspinna albeedo tõus tähendab, et maapind on võimeline neelama vähem lühilainelt kiirgust sissetulevast päikese kiirgusest, omandama madalama temperatuuri ning seeläbi Stefani-Boltzmanni seaduse alusel ka vähem kiirgama. Laiuskraadidel, kus on pidevalt või aastaajati püsiv lumekate, vähendavad metsad oluliselt aluspinna albeedo, sest need katavad ära kõrge albeedoga lumepinna, ning soodustavad talvist soojenemist

(Bonan, 2008). Kõige paremad süsinikusidujad on troopilised metsad, mis hoiustavad biosfääri süsinikust ligi 25%, alla poole sellest mahust on hoiustatud parasvöötme metsades ning veel vähem boreaalsetes metsades (Bonan, 2008). Siiski vabaneb igasuguse metsaala vähendamisel atmosfääri süsinikku, mis soodustab kasvuhuoneefekti tugevnemist (Boysen jt., 2020). Koguaaurumine ehk evapotranspiratsioon tähendab kogu aurumist / vee transporti pinnasest atmosfääri, kus pinnaks võib olla vesi, jää, vegetatsioonita maapind või vegetatsioon (mis hõlmab aurumist lehtedelt) (AMS, 2023). Aurumine on endotermiline protsess, mille käigus neelatakse energiat maapinnalt ja kantakse atmosfääri latentse soojusvoona. Selle tulemusena aluspinna temperatuur langeb. Koguaaurumise kogus ja selle jahutav mõju on tugevaim troopilistes metsades, mõõdukas lehtmetsades ja nõrk boreaalsetes metsades, kuid varieerub aasta jooksul enim heitlehistes metsades (Bonan, 2008). Kuigi üldiselt on evapotranspiratsioon suurem metsades kui metsata maal, on sellel aastane varieeruvus, mis on seotud vegetatsiooni kasvuga, kuivade/niiskete perioodidega, metsa vanuse ja regiooniga, millest tulenevalt võib evapotranspiratsioon olla osadel aastaaegadel suurem lagedal maal, teistel metsades (Teuling jt., 2019). Lisaks albeedole, süsihappegaasile ja koguaaurumisele on ka teisi faktoreid, mis võivad metsa mõju süsteemile muuta, näiteks puulatvade varjestatus, mulla omadused ja kohalikud taimeliigid.

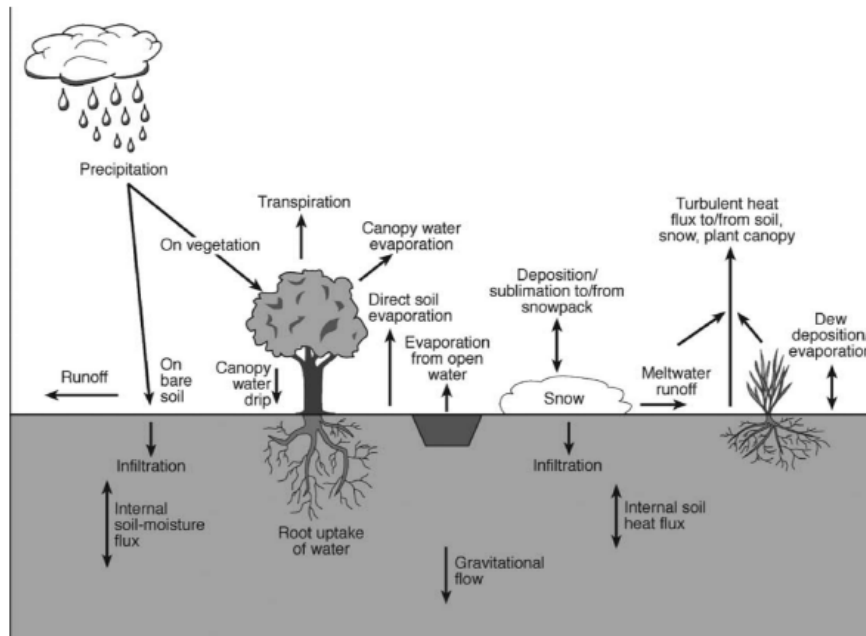
Satelliitmõõtmised on näidanud, et metsade mõju kohalikule kliimale saab mingil määral hinnata laiuskraadi ja metsatüübi põhjal (Li jt., 2015). Kui troopilistes metsades (20S-20N) on ülekaalus suur ööpäevane metsade jahutamine, siis parasvöötmes (20N-50N) on jahutav efekt väiksem, sest päevane jahutamine on vastandatud öise soojendamisega (Li jt., 2015). Boreaalsetes metsades on selle eest täheldatud metsade põhjustatud ööpäevast soojenemist (Li jt., 2015). Nagu eelnevalt mainitud asub Eesti boreaalse ja parasvöötme metsade üleminekutsöönis, mis tähendab, et kohalike metsade mõju süsteemile on määratud sõltuvalt mõlemast metsavööndist. Yan Li jt. töö põhjal, kus keskmistati maapinnalähedase temperatuuri, albeedo ja aurumise väärtuseid üle laiuskraadide, on Eesti laiuskraadil metsade mõju kohalikule temperatuurile minimaalne, sest metsade väiksemast albeedost tingitud soojenemine ja evapotranspiratsiooni jahutav efekt tasakaalustavad üksteist (Li jt., 2015).

2.3 Aluspinna protsessid

Joonisel 4 on kujutatud erinevaid füüsikalisi protsesse, mis on vajalikud aluspinna ja atmosfääri vaheliste voogude modelleerimiseks. Protsessi käivitajaks on päikesekiirgus, mis jõuab maapinnale lühilainelise kiirgusena. Maapinna või maapinnal oleva vegetatsiooni/lumekatte ja atmosfääri vahel saab soojusvahetus toimuda konvektiivsel, kiirguslikul või soojusülekande teel. Energia võrrandi maapinna ühikulise pinna kohta saab esitada järgnevalt, kus R on netokiirgus, L latentne soojus, E aurumise või kondensatsiooni kiirus, H aluspinna/vegetatsiooni ja atmosfääri vaheline tuntav soojusvoog ning G soojusülekanne pinna ja maa-aluse pinnase vahel (Warner, 2011):

$$R = LE + H + G \quad (1)$$

Netokiirgus R iseloomustab energia juurdekasvu või kadu kiirust aluspinnal, mis tuleneb lühilainelise ja pikalainelise kiirguse tasakaalust (Warner, 2011). Joonisel 4 on eraldi välja toodud turbulentne soojusvoog, mis on konvektiivse soojusvahetuse alamliik ning oleneb oluliselt aluspinna omadustest nagu karedusparameeter ja topograafia. Karedusparameetriks nimetatakse empiirilist parameetrit, mis iseloomustab pinna n-ö karedust: mida ühtlasem ja siledam on pind (nt jää, paks lumekiht lagendikul), seda väikesem on karedusparameetri väärtus, mida konarlikum ja suuremate kõrguse erinevustega on pind (nt mets, linnamaastik), seda suurem see on.

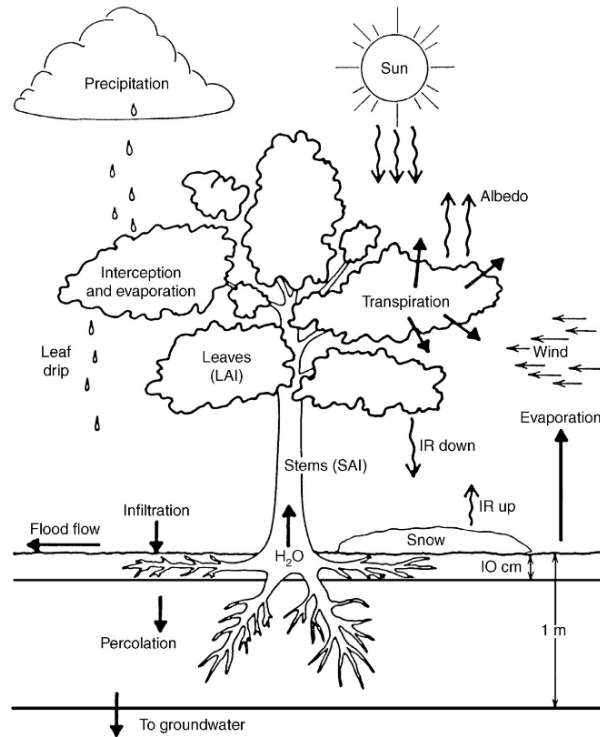


Joonis 4: Füüsilised protsessid, mis kajastavad soojust ja vee liikumist atmosfääri ja aluspinna vahel (Warner, 2011).

Lisaks soojusvahetusele on oluline kliima modelleerimisel kirjeldada ka aluspinna veeringet. Veeringet mõjutavad protsessid atmosfääris ja vahetult aluspinna kohal, pinnal endal ning pinnase sees (Warner, 2011). Joonistel 4 ja 5 on näidatud erinevaid veeringe protsesse ning seda mõjutavaid tegureid. Atmosfääris toimub sademete moodustumine, mis on pinnale peamiseks vee allikaks, lisandub ka vee kogus, mis tekib kastena või härmatisena vegetatsioonile ja mullapinnale. Kui sademed langevad pinnale, siis sõltuvalt pinna vegetatsioonist ja lehepinna indeksist jäävad sademed lehtedele pidama, kust need võivad hiljem maapinnale langeda või aurustada. Maapinnale langevad sademed võivad omakorda aurustada, imbuda maapinda või moodustada äravoolu, ehk voolata mööda maapinda või vettkandvaid pinnasekihte eemale (Warner, 2011; Sõnaveeb, 2019). Sademed, mis langevad maapinnale lumena, võivad selles olekus püsida ning mõjutada pinna albeedot ja lumekihi aluse pinnase temperatuuri. Lumekihi sulamisel lisandub veeringesse ka lumevee hulk. Pinnase sees vajub vesi gravitatsiooni mõjul sügavamale või liigub kapillaarsuse tõttu teistes suundades, kus see juurte kaudu omastatakse ja taas lehtede kaudu aurustatakse või see põhjaveeni jõuab (Warner, 2011). Võrrandi kujul saab madala mullakihi veeringet pinnal kirjeldada järgnevalt:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = P - ET - RO - D \quad (2)$$

kus Θ on dimensioonitu suurus, mis kirjeldab vee kogust mullas, P on sademete, lume sulamise, kaste ja/või udu tõttu lisanduva vee kiirus pinnal, ET näitab aurumise põhjustatud veekadu kiirust, RO on äravoolu kiirus külgedele ning D näitab veekadu kiirust, mis tekib vee vajumisel sügavamatesse kihtidesse (Warner, 2011). Järeldub, et vee kogust mullas reguleerivad väga mitmed parameetrid: mulla enda omadused, kohalikud sademete/koguaaurumise kogused ja maapinna tunnused. Kui lisanduva vee kogus, parameeter P , on suurem teistest teguritest, siis mulla niiskus ajas suureneb, vastupidiselt väheneb.



Joonis 5: Taimkatte mõju veeringele ja energia transpordile (Dickinson, 1984).

3 Metoodika

3.1 Regionaalse kliimamudeli kirjeldus

Antud töös rakendatakse Rossby Regionaalset kliimamudelit, mis on arendatud SMHI ehk Soome Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi poolt kliimauuringute eesmärgil ning mille esimene versioon publitseeriti 1998. aastal. Viimane versioon ehk RCA4 avalikustati 2008. aastal ning see jäi antud mudeli viimaseks arenduseks (SMHI, 2024). RCA põhineb numbrilisel ilmaennustusmudelil HIRLAM (*High Resolution Limited Area Model*), millest arendati Rossby Keskuse poolt välja kliima modelleerimiseks sobiv mudel, mis peab suutma modelleerida pikemaajalisi perioode ning seetõttu ka protsesse, mis on pikematel ajaskaaladel kui ilmaennustusmudelites kajastatud protsessid (Samuelsson jt., 2011). RCA4 leidis ulatuslikku kasutust projekti CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*) käigus arvutatud globaalsete kliimamudelite väljundite peenskaleerimisel CORDEX (*Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment*) initsiatiivi raames (Strandberg jt., 2015). CORDEX projekti eesmärgiks oli läbi erinevate eksperimentide ja stsenaariumite hinnata ning arendada regionaalsete kliimamudelite projektsioone (CORDEX, 2020), mille käigus valideeriti RCA4 väljundandmeid ning järeldati, et mudel suudab üldiselt hästi simuleerida ajaloolisi perioode kasutades ääretingimustena globaalseid tsirkulatsiooni mudeleid (Strandberg jt., 2015). Antud töö jaoks rakendatud RCA4 ääretingimustena kasutatakse Norra Kliima Keskuse globaalse kliimamudeli NorESM2-MM väljundit, mis on võrgulahutusega $\sim 1 \times 1^\circ$. NorESM2-i kasutati ka CMIP5 projektis peenskaleeritava mudelina (Strandberg jt., 2015) ning selleks, et hinnata kliimamõjusid erinevate globaalse soojenemise lävendite ületamisel (Seland jt., 2020).

RCA4 võib jagada kolmeks suuremaks komponendiks: atmosfäär, järved ja aluspind. Nagu eelnevalt mainitud, siis atmosfääri modelleerimine on üles ehitatud HIRLAM-i baasil. Kuna antud töös kasutatud RCA4 pole ühendatud ühegi meremudeliga, siis kasutatakse selles globaalse mudeli merepinna temperatuuri ja merejää väljundit merepinna modelleerimiseks ehk RCA4 ise neid väärtusi ei arvuta (Samuelsson jt., 2015). Järvede modelleerimiseks on võimalik rakendada FLake magevee järvede mudelit, mis on kahekihiline järvemudel, kus käsitletakse segunenud kihti ja termokliini (Samuelsson jt., 2011, Samuelsson jt., 2015). Aluspinna modelleerimiseks vajalikud andmed pärinevad Gtopo30 orograafia ja ECOCLIMAP-I füsiograafia globaalsetest andmebaasidest, mis võimaldavad ka mudeli globaalset kasutust (Samuelsson jt., 2015). Kõrglahutuslik ECOCLIMAP-I kirjeldab maakatet, -kasutust ja sellega seotud parameetreid, mis on olulised maa ja atmosfääri vaheliste protsesside modelleerimiseks (Masson jt., 2003). Uuenenud ja parema täpsusega pinnakihi andmebaasid ja mudelid võimaldasid arendada edasi RCA3-s kasutatud pinnaskeemi, mille tulemusena paranesid RCA4-s maapinna ja mulla ning atmosfääri vaheliste soojusvoogude esitused (Samuelsson jt., 2015).

RCA4, nagu teised kliimamudelid, kasutab mitmeid parametrizeerimise skeeme, et anda hinnang protsessidele, mis on väiksemal skaalal, kui andmepunktide võrgustik. Üks RCA4 tugevusi on tema atmosfääri ja aluspinna vaheliste energiavoogude detailne esitamine (Samuelsson jt., 2015). RCA4 kiirguse parametrizeerimise skeem baseerub HIRLAM-il ning on lihtsustatud kujul, kus kummalgi lühi- ja pikalainelise kiirgusele on iseloomulik ainult üks lainepikkuste

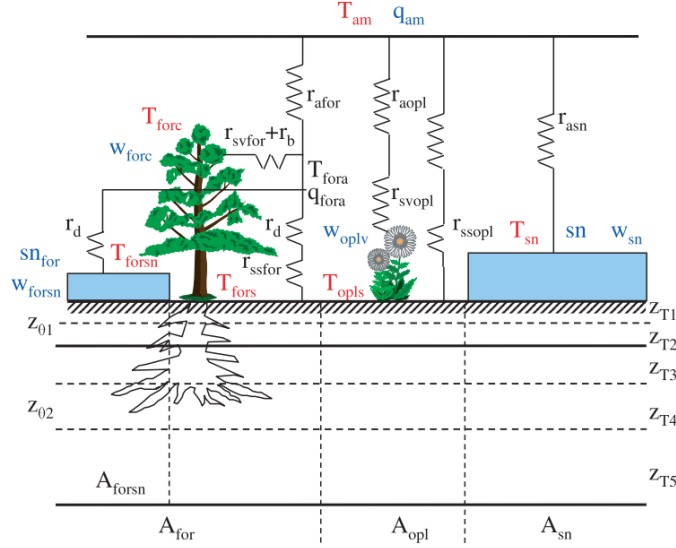
vahemik (Samuelsson jt., 2011). See küll lihtsustab arvutusi, kuid ei suuda arvestada erinevate atmosfääri kompositsiooni kuuluvate gaaside neeldumisega (Samuelsson jt., 2011). Seetõttu on süsihappegaasi ja veeauru neeldumiste käsitlemine eraldi skeemi lisatud, sest need on olulised inimtegevuse mõju - ning pilve protsesside ja kiirguse vastastikmõjude modelleerimiseks (Samuelsson jt., 2011). Turbulentsi parametrizeerimine põhineb kuival prognostilisel TKE (ehk turbulentse kineetilise energia) skeemil, mida on mudelis muudetud nii, et see arvestaks ka niiskete protsessidega (Samuelsson jt., 2011). Veeauruga seotud protsessid jagatakse suuremastaabilisteks ja konvektiivseteks, mis toimuvad väiksemal skaalal kui mudeli eraldusvõime: suuremastaabilisi kirjeldab Rasch ja Kristjansson skeem ning konvektiivseid Kain ja Fritsch skeem, mille mõningaid lävendeid ja parameetreid on muudetud Tiedtke lähenemise alusel (Samuelsson jt., 2011). Konvektsiooni puhul eristatakse sügavat ja madalat konvektsiooni, mille parametrizeerimise skeemid vastavad RCA4-s Bechtold-KF skeemile muudatustega CA-PE (ehk konvektiivse saadava potentsiaalse energia) profiilis (Samuelsson jt., 2011).

3.2 Aluspinna protsessid RCA4-s

Käesolevas töös kasutatakse aluspinna andmebaasina globaalset ECOCLIMAP-I, mis kirjeldab maapinna kasutust ja iseloomustab looduslikul pinnal vegetatsiooni. Kvaliteetne ja parimate teadmiste kohaselt reaalsusele vastav andmebaas on oluline, et hinnata aluspinna ja atmosfääri vahelisi protsesse võimalikult täpselt, võttes arvesse ka seda, et paljud protsessid on parametrizeeritud ning võivad olla iseenesest mudeli vea allikaks.

RCA4 maapinna skeem on põhjalikult ära kirjeldatud Samuelssoni jt. 2015. aasta väljaandes „*The surface processes of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA4)*“. Joonisel 6 on toodud ülevaade maapinna skeemist, mis on koostatud eelnevalt mainitud väljaande jaoks. Esmane aluspinna jagunemine toimub vee- ja maismaa osakaalude alusel, järgnevalt jaguneb maismaa pind omakorda kolmeks looduslikuks osaks: avatud/lage maa, lehtmets ja okasmets, edaspidi nimetatud kui maapinna tüübid. Lage maa jaguneb omakorda vegetatsiooniga lagedaks maaks ja mullapinnaga maaks. Joonisel 6 on küll näidatud maapinna jagunemist metsaks, lagedaks maaks ja lumekattega lagedaks maaks (Samuelsson jt, 2015), kuid antud töös kasutatud mudeli seadistustes on mets jagatud sõltuvalt tüübist omakorda kaheks.

Maapinna tüübist sõltuvad aluspinna ja alumise atmosfäärikihi vahelised protsessid, mida reguleerivad aerodünaamiline – ja pinna takistus (Samuelsson jt, 2015). Aerodünaamiline takistus iseloomustab takistust soojuse turbulentsele kandumisele maapinna ja atmosfääri vahel (Chen jt., 2020). Pinna takistus kirjeldab vastupanu veeauru liikumisele läbi taimede õhulõhede, lehe- ja mullapindade, mistõttu on see oluline koguaurumise ehk evatranspiratsiooni protsesside modelleerimisel (Allen jt., 1998). Kuigi erinevad meediumid omavad erinevaid pinna takistusi, siis kombineeritakse need modelleerimisel sageki üheks väärtuseks. Mõlemad, aerodünaamiline- ja pinna takistus, on olulised mudeli soojus- ja niiskusvoogude kirjeldamiseks. RCA4-s on tuntav – ja latentne soojusvoog parametrizeeritud aluspinna ja kõrguse z_{am} vahel järgnevalt:



Joonis 6: RCA4 maapinna skeemi ülevaade (Samulesson jt, 2015).

$$H = \rho c_p \frac{T_s - T_{am}}{r_a} \quad (3)$$

$$L = \rho L_e \frac{q_s(T_s) - q_{am}}{r_a + r_s} \quad (4)$$

kus ρ on õhu tihedus, c_p on õhu soojusmahtuvus, T_s aluspinna temperatuur, T_{am} temperatuur kõrgusel z_{am} , q_s küllastunud aluspinna eriniiskus, q_{am} eriniiskus kõrgusel z_{am} ning r_a aerodünaamiline - ja r_s pinna takistused (Samulesson jt, 2015). Järelikult, mida suuremad on takistuste väärtused, seda vähem efektiivsemad on soojusvood. Võrrand aerodünaamilise takistuse leidmiseks on tuletatud soojuse takisteguri võrrandist alloleval kujul:

$$C_h = \frac{1}{u_{am} r_a} = \frac{k^2}{\ln\left(\frac{z_{am}}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_{am}}{z_{0h}}\right)} f_h\left(Ri, \frac{z_{am}}{z_{0h}}\right) \quad (5)$$

$$\Rightarrow r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_{am}}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_{am}}{z_{0h}}\right)}{k^2 u_{am} f_h\left(Ri, \frac{z_{am}}{z_{0h}}\right)} \quad (6)$$

kus z_{0m} ja z_{0h} on vastavalt impulsi ja soojuse karedusparameetrid, u_{am} on tuule kiirus kõrgusel z_{am} , k on von Karmani konstant ning f_h esitab stabiilsusfunktsiooni, mis sõltub Bulk-Richardsoni numbrist Ri ja karedusparameetrite suhtest (Samulesson jt, 2015). Von Karmani konstandi väärtus ≈ 0.4 on empiiriliselt tuletatud ning seda kasutatakse atmosfääri alumise kihi tuule logaritmilise profiili kirjeldamiseks (AMS, 2024b). Impulsi karedusparameeter (ehk aerodünaamiline karedusparameeter) on kõrgus, mille juures tuule kiirus väheneks 0 m/s-ni kui see järgiks tuule logaritmilist profiili allapoole tasandit (nt puu latvade) (AMS, 2019).

Soojuse karedusparameeter kirjeldab pinna kareduse mõju soojuse kandumisele pinnalähedases kihis (Blümel, 1999). Võrranditest 3 ja 6 järeldub, et mida suurem on pinnakaredus (nt metsadel), seda väiksem on aerodünaamiline takistus ning toimub efektiivsem pinnalähedase õhu turbulentne segunemine, mis omakorda viib kiirema ja efektiivsema tuntava soojuse hajumiseni pinnalt. Vastupidiselt, kui pinnakaredus on väike (nt lagedal maal), siis on tuntava soojusvoo kiirus väiksem. Lisaks tuntava ja latentse soojusvoo kujundamisele mõjutab aerodünaamiline takistus sademevee jagunemist äravooluks ja koguaurumiseks (Samulesson jt, 2015).

Pinna takistuse hindamiseks kasutatakse erinevaid lähendusi sõltuvalt pinnatüübist ja -tingimustest. RCA4 seadistuses hinnatakse lumekattega ja kinnipeetud sademetega pinna takistuseks 0 (Samulesson jt, 2015). Vegetatsiooniga kaetud pinna takistuse arvutamiseks kasutatakse võrrandit 7, kus r_{svmin} on vegetatsioonist sõltuv minimaalne pinna takistus, LAI lehepinna indeks ning F_1 iseloomustab fotosünteesiliselt aktiivse kiirguse, F_2 veestressi, F_3 aururõhu puudujäägi, F_4 õhutemperatuuri ja F_5 mullatemperatuuri mõjusid (Samulesson jt, 2015).

$$r_{sv} = \frac{r_{svmin}}{LAI} \frac{F_1}{F_2 F_3 F_4 F_5} \quad (7)$$

Lehepinna indeks (ehk LAI) väljendab kiirgusele avatud lehepinna suhet maapinnale, näiteks lehepinna indeks väärtusega 2 tähendab, et antud vertikaalses sambas on keskmiselt 2 korra rohkem päikesele avatud lehepinda kui maapinda (Sõnaveeb, 2004). LAI sõltub regioonile iseloomulikest taimeliikidest ja aastaajast (Masson, 2003): piirkondades, kus lehtpuud jäävad talvel lehtedeta väheneb LAI oluliselt võrreldes suvise perioodiga. LAI on üldiselt lagedal maal väiksem kui metsaga kaetud pinnal ning suurima varieeruvusega heitlehiste puudega metsades (Samulesson jt, 2011), seega võib Eesti aladel eeldada väärtuste varieeruvust. Võrrandis 7 sõltub fotosünteesiliselt aktiivse kiirguse parameeter (F_1) samuti maapinna tüübist, sest kasutab arvutustes LAI-d ja teisi aluspinna tüübist sõltuvaid parameetreid ning auruõhu puudujäägi (F_3) arvutamisel kasutatakse empiiriliselt tuletatud maapinna tüüpide vegetatsiooni parameetreid. Järelikult on maapinna tüüp oluliseks teguriks ka pinna takistuse arvutamisel ehk sõltuvalt maapinna tüübist ja selle muutustest muutuvad ka soojusvood ning teised aluspinna ja atmosfääri vahelised protsessid.

Lisaks soojusvoogudele pinnalt mõjutab maapinna tüüp ka mullasiseseid protsesse. Nende protsesside hindamiseks on RCA4 aluspinna skeemis defineeritud 5 mulla kihti temperatuuride jaoks ning 3 kihti niiskuse kirjeldamiseks (Samulesson jt, 2015), mis on joonisel 6 märgitud vastavalt Z_{T_i} ja Z_{θ_i} . Temperatuuri kirjeldamiseks loodud mullakihid ulatuvad ligi 3 meetri sügavusele ning niiskuse prognostilised kihid ulatuvad kuni juurte maksimaalse sügavuseni, mis on määratud maapinna tüübi põhjal (Samulesson jt, 2015). Vastavalt Jackson B. jt varasemale juurte jaotuse uuringule on kõige madalam juureprofiil (ehk juurte maksimaalne sügavus on väikseim) tundras, taigas ja parasvöötme rohumaal, kus 80-90% juurtest leiduvad esimese 30 cm mullakihi sees. Sügavaimad juureprofiilid leiti aga kõrbetes ja parasvöötme okasmetsades, kus ainult 50% juurtest on ülemise 30 cm mullakihi sees (Jackson, 1996). Üldiselt järeldati, et

kõrgetel laiustel on igikeltsa ja liigniiskuse tõttu juureprofiilid madalamad kui parasvöötmes (Jackson, 1996). RCA4-s kasutatakse ECOCLIMAP-i andmebaasi juurte sügavusi, millele on seatud järgnevad maksimaalsed väärtused: ~ 0.3 m lagedal maal ja 1.5 m metsades, ning jaotuse hindamiseks kasutatakse Jacksoni jt. parametrizeerimise skeemi, mis on esitatud alloleval kujul:

$$\beta_{root} = (1 - Fr_{root})^{\frac{1}{D_{root}}} \quad (8)$$

$$Fr_{root_n} = (1 - \beta_{root_n})^{z_{\theta_n}} \quad (9)$$

kus $Fr_{root} = 0.99$ on juurte fraktsioon maksimaalsel sügavusel D_{root} , Fr_{root_n} on juurte osakaal mullakihis z_n ning β_{root} on koefitsient, mis kirjeldab juurte jaotust eksponentsiaalse kahane-mise alusel (Samulesson jt, 2015). Mida suurem osakaal juuri on ülemises mullakihis, seda väiksem on β_{root} väärtus ning vastupidiselt, mida suurem on koefitsiendi väärtus, seda sügavamale ulatub suurem osakaal juuri (Samulesson jt, 2015). Juurte sügavuse ja jaotuse täpne kajastus on oluline, sest see mõjutab pinnasise vee vertikaalset transporti ja veestressi oleku hindamist. Pinnase vee vertikaalne transport erinevates mullakihtides sõltub hüdrauilisest difusioonist ja – konduktiivsusest ning vee lisandumise ja eraldumise (*sink-source*) liikmest, mis arvestab mappinnal sademetega ja aurumisega, äravooluga ning juurte poolt mullast eraldatud vee hulgaga (Samulesson jt, 2015). Seega sõltuvalt juurte sügavusest ja osakaalust antud mullakihis muutub juurte poolt mullast eraldatud vee kogus, mis mõjutab kogu vee transporti pinnasest.

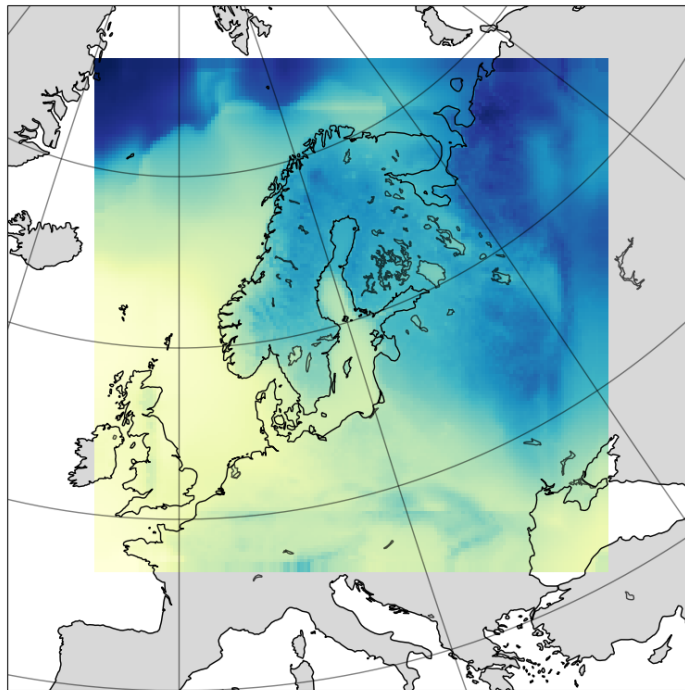
Lisaks eelnevalt mainitud mullaniiskusele, veetranspordile pinnalt ja soojusvoogudele mõjutab maapinna tüüp otseselt ja kaudselt ka teisi aluspinna protsesse. Näiteks, erineb aluspinna tüübist lumekatte (ja selle ulatuse) kujunemine ajas, mis on oluline albeedo ja lumekatte alla jääva pinnase temperatuuri modelleerimiseks (Samulesson jt, 2015). Kuna maapinna omadused on aluspinna protsesside modelleerimiseks niivõrd tähtsad, siis eeldatakse, et maakasutuse muutused põhjustavad muutuseid mudeli väljundis.

3.3 Regionaalse kliima modelleerimise keskkond ja numbrilised eksperimendid

RCA4 on üles seatud TalTechi HPC klastril mudeli arendamiseks ja lühiajaliste perioodide modelleerimiseks. Kuna antud töö raames modelleeriti 2 perioodi pikkusega 31 aastat, siis kompileeriti ja tehti mudeliarvutused LUMI (*Large Unified Modern Infrastructure*) superarvutil, mis on kiiruselt kolmas superarvuti Euroopas (LUMI, n.d.).

Joonisel 7 on värviliselt kujutatud modelleeritavat ala. RCA4 väljund antakse pööratud koordinaadistikus, kus lõunapoolus asub -30° laiuskraadil, mis on valitud selliselt, et Läänemeri ja Eesti jääksid modelleeritava ala keskele, sest nii on koordinaatsüsteemi moonutus huvialal kõige väiksem. Regionaalse mudeli lahusvõime on mainitud koordinaadistikus konstantne

0.2×0.2°. Kui vaadelda tavalist Cartesiuse koordinaadistikku, mille alusel koostatakse konstantse sammuga lon-lat võrgustik, siis pooluste poole minnes väheneb pikkuskraadide vaheline vahemaa, mille tõttu võrgustik moonduv. Koordinaatsüsteemi pööramine sõltuvalt huvialast aitab seda probleemi vältida. Alloleval joonisel (ehk joonisel 7) on näha n-ö piiri umbes 18 võrguraku kaugusel modelleeritava ala äärtest, kus kohati muutuvad parameetri väärtused kiiremini kui mujal. See piir märgib relaktsiooni tsooni ulatust külgmistest ääritingimustest. Relaktsiooni tsoonis toimub üleminek regionaalselt kliimamudelilt globaalse sisendile, mis RCA4-s toimub vastavalt Daviese ääritingimuste formuleerimisele ja koosinus-põhisele relaktsiooni funktsioonile (Samuelsson jt., 2011).



Joonis 7: RCA4 modelleeritav ala (värviliselt tähistatud) pööratud koordinaadistikus.

Modelleerimisel loetakse esmalt sisse ääritingimused, millele järgnevad orograafia ja ECOCLIMAP aluspinna andmed. Aluspinna andmete alusel genereeritakse binaarsed failid (kui need varasemalt genereeritud pole), mis kirjeldavad erinevate aluspinna parameetrite väärtuseid. Need parameetrid võivad olla sõltumatud nii sesoonsusest kui ka ruumist, sõltuda sesoonsusest, sõltuda ruumist või sõltuda sesoonsusest ja ruumist. Antud töös rakendatud RCA4 seadistustes on maapind jagatud 3 looduslikuks maapinna tüübiks, milleks on lage maa, okasmetsad ja lehtmetsad, ning millest sõltuvalt on määratud aluspinna parameetrite väärtused. Sesoonsusest sõltuvate parameetrite väärtused arvutatakse kuude kaupa, et kajastada aastaringset varieeruvust. Tabelis 2, lisas 9.1, on kirjeldatud kõik aluspinna parameetrid ja nende sõltuvused, mida on mudelis kasutatud aluspinna ja atmosfääri vaheliste voogude modelleerimiseks.

Modelleerimisel arvutatakse pinnatemperatuurid, soojusvood jne igas võrgurakus kajastatud maapinna tüübi kohta eraldi ning väljastatakse eraldi parameetritena (nt 2 m temperatuur avatud maal, 2 m temperatuur okasmetsas jne). Võrguraku keskmistatud väärtused leitakse

maapinna tüüpide kaalutud keskmiste kaudu, kus kaalud määratakse maapinna tüüpide osakaalude järgi võrgurakus (Samuelsson jt., 2011). Antud töös kasutatud aluspinnaparametreid andmebaas ECOCLIMAP-I on 1991. aastal Meteo-France poolt loodud globaalne 1×1 km lahutusega aluspinna avalik andmebaas (Champeaux jt., 2005). Andmebaasi saamiseks on kombineeritud mitmeid saadaolevaid andmestikke ning satelliitseire andmeid (Champeaux jt., 2005). ECOCLIMAPi maakasutuse kirjeldus on koostatud peamiselt CORINE ja Maryland Ülikooli 1×1 km andmebaaside kombineerimisel, kuid kuna identselt klassifitseeritud maakasutuse tüübid võivad sõltuvalt regioonist omada hoopis erinevaid omadusi (näiteks tundra ja savann) ning vegetatsiooni tihedus võib aasta jooksul varieeruda, siis on lisaks määratud aluspinnale Koeppe ja De Longi tööde põhjal kliimatsioonide kirjeldused ning aastase AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) andmerea põhjal taimkatte normaliseeritud erinevuste indeks NDVI (Champeaux jt., 2005). NDVI iseloomustab aluspinna vegetatsiooni tihedust ja n-ö “rohelist”, ning omab väärtusi vahemikus -1 kuni $+1$, kus -1 tähistab ookeani vms, nulli lähedased väärtused taimkatteta aluspinda (nt kivist pinda) ja 1 tiheda rohelse taimkattega ala (GisGeography, n.d.). NDVI põhjal hinnati biomassi kasvu- ja taandumise perioode ning lehepinna indeksit (GisGeography, n.d.). ECOCLIMAP-I-is on kokku 215 aluspinna tüüpi, millest 90 kasutatakse Euroopa aluspinna kirjeldamiseks (Champeaux jt., 2005), kuid kasutaja saab tüüpide hulka vähendada vastavalt vajadusele läbi aluspinna tüüpide liitmise, mida on tehtud ka RCA4 puhul.

Käesoleva töö eesmärk oli läbi viia eksperiment, kus muudetakse maksimaalselt metsa katvust Eesti maapinnast. Selleks modelleeriti üks ajalooline periood ECOCLIMAP-i vaikeväärtustega (ehk loomuliku metsasusega) ning teine, kus Eesti alalt eemaldati kunstlikult ära mets. Metsa eemaldamiseks nulliti genereeritud okas- ja lehtmetsa osakaalude binaarsetest failidest ($frac_{t2}$ ja $frac_{t3}$) Eesti maski abil ära metsade osakaalud ning asendati lageda maa osakaalu failis ($frac_{t1}$) Eesti alal väärtusega 1. Ehk, Eesti maa-ala moodustas teises simulatsioonis alati 100%-lt ainult lageda maa. Kuna lageda maa oli alati võrgurakus olemas, sest maksimaalne metsade katvus on piiratud 99%-ga (Samuelsson jt., 2015), siis eksisteerisid alati muude parameetrite (nt lageda maa LAI) väärtused võrgurakule, kust mets oli täielikult eemaldatud, ning ei tekkinud probleeme puuduvate parameetritega. Binaarsed failid genereeriti ja muudeti esmalt HPC klastril, seejärel kopeeriti need LUMI-le, kus need modelleerimisel edukalt sisse loeti ning tehti põhilised arvutused.

Modelleeritavaks perioodiks valiti ajalooline periood 1980-2010, millest analüüsiks kasutati 30-aastast perioodi 1981-2010. Valitud ajavahemik langeb kokku viimase klassikalise kliima normperioodiga, mida kasutatakse laialdaselt kliimauuringutes ja võrdlusbaasina, sest hetkel on RCA4 seadistatud modelleerima ajaloolist perioodi aastani 2015. Lisaks langeb see ajaliselt kokku ECOCLIMAP-I andmebaasi koostamise perioodiga, mistõttu võib eeldada, et andmestikus kajastatud maakasutus ja taimestik peegeldavad võimalikult täpselt tegelikke tingimusi. Perioodi valikut toetas ka see, et alates 1980. aastatest on vaatlusandmeid täiendatud satelliitmõõtmistega, mis on parandanud reanalüüsiandmete kvaliteeti ja usaldusväärsust.

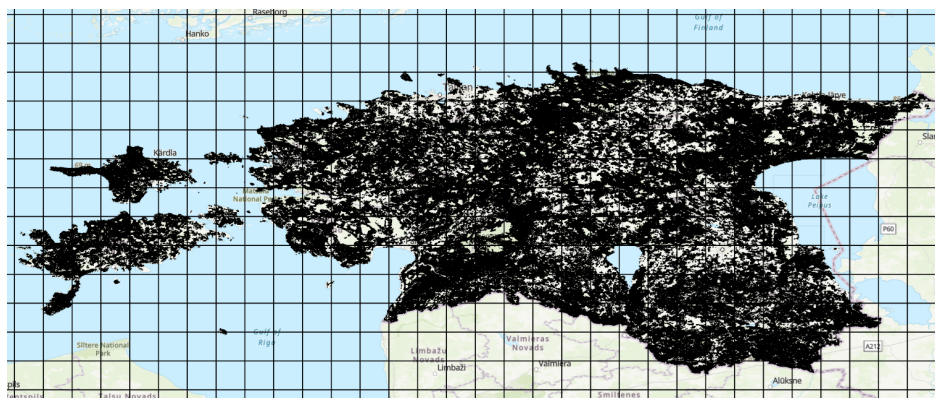
Kumbki simulatsioon arvutati LUMI superarvutil komplikatsioonide vältimiseks 10/11-aastaste intervallidena: 1980-1990, 1991-2000, 2001-2010. Mudeli taaskäivitamisel kasutati

algtingimustena mudeli eelneval ajasammul arvutada väärtuseid. Ühe 10-aastase intervalli arvutusajaks oli keskmiselt 29 tundi ning kuna simulatsioone modelleeriti paralleelselt erinevates kataloogides, siis kujunes kogu arvutusajaks umbes 87 tundi.

3.4 Metsaregister

Metsaregister on riiklik andmekogu, kuhu kogutakse ja kus säilitatakse teavet metsade paiknemise, pindala, tagavara, kasutamise ja seisundi kohta (Geoportaal, n.d.). Metsaregistri andmed on avalikkusele kättesaadavad metsaregistri kaardirakenduse portaalist ja kihtidena Geoportaali kaardirakendusest. Käesolevas töös on regionaalses mudelis kajastatud metsade osakaalude tõesuse hindamiseks võrreldud mainitud andmeid Metsaregistri metsaeraldiste andmetega. Kuna metsaeraldiste andmed on antud käesolevale ajale ning ECOCLIMAP andmed püsivad ajas konstantsed, siis on andmete võrdlus umbkaudne. Siiski, Eesti metsainventeerimise andmed näitavad ainult 3%-list tõusu Eesti metsade osakaalus ajavahemikus 1999-2024 (Statistikaamet, 2024), mistõttu võib eeldada, et erinevused on väikesed ning võrdlus annab piisava ülevaate mudeli ja tegelikkuse vastavusest.

Metsaeraldiste andmed on antud ESRI (*Environmental Systems Research Institute*) *shapefile* formaadis, mis on mõeldud kasutamiseks GIS-rakendustes. *Shapefile* kirjeldab objektide omadusi ja nende geomeetriat, mis võib olla määratud joonte, punktide või aladega (ESRI, 1998). Metsaeraldised on määratud alade ehk polügoonidega ning omavad lisaks kirjeldusi peamise puuliigi, raiete jms kohta. Kuna metsaeraldised on antud Eesti jaoks loodud tasapinnalises ristkoordinaatide süsteemis EST97, siis on need esmalt WGS 1984 süsteemi ümber projekteeritud kasutades ArcGIS Pro tarkvara. Et võrrelda omavahel ECOCLIMAP-i aluspinna osakaalusid ning metsaeraldisi, siis on regionaalse mudeli pööratud väljund projekteeritud ümber tavalisse Cartesiuse koordinaadistikku cdo (ehk *Climate Data Operator*) tarkvara bilineaarse meetodi abil. ArcGIS-is on genereeritud samasugune võrgustik, summeeritud metsaeraldiste pindalad üle võrgurakkude ning tuletatud metsade fraktsioonid võrguraku pindala kohta. Joonisel 8 on näidatud Eesti alale loodud võrgustikku ning mustaga metsaeraldiste polügoone.



Joonis 8: Väljavõte Eesti metsaeraldiste polügoonist ja loodud $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ võrgustikust, esitatud WGS 1984 projektsioonis ArcGIS Pro-s.

3.5 Eksperimentide võrdlus ja mudeli tundlikkus

Lisaks meteoroloogistele parameetritele analüüsitakse ka muutuseid Eesti ala aluspinnas. Kuna sesoonsusest ja aluspinna tüübist sõltuvate aluspinna parameetrite väärtused on mõlema simulatsiooni puhul samad, siis on vajalik hinnata võrgurakkude keskmistatud aluspinna parameetrite erinevusi. Selleks leitakse võrguraku parameetrite kaalutud keskmised järgeva võrrandi alusel:

$$p = f_1 \cdot p_1 + f_2 \cdot p_2 + f_3 \cdot p_3 \quad (10)$$

kus p_i on mingi parameetri väärtus aluspinna i korral ja f_i näitab selle parameetri osakaalu võrgurakust (Champeaux, 2005). Kuna kunstlikult metsata simulatsioonis nullitakse metsade osakaalud ja asendatakse kogu maapind lageda maaga, siis on selle simulatsiooni keskmistatud parameetrite väärtused samaväärsed lageda maa omadega.

Mudeli tundlikkust kunstlikule metsade eemaldamisele hinnatakse järgneva definitsiooni alusel, kus TM väljendab tundlikkust metsade eemaldamisele antud võrgurakust, Δ_{met} vaadeldava meteoroloogilise parameetri erinevust simulatsioonide vahel ja ΔM metsa osakaalu ehk fraktsiooni erinevust võrgurakust simulatsioonide vahel:

$$TM = \frac{\Delta_{met}}{\Delta M} \quad (11)$$

TM väljendab antud töös parameetri tundlikkust metsade täielikule raadamisele. Näiteks, kui õhutemperatuur tõuseb 0.6°C võrra võrgurakus, millest varasemalt moodustasid metsad 30% ehk nende osakaal oli 0.3, siis kujuneb TM väärtuseks $TM = \frac{0.6^\circ\text{C}}{0.3_{frac}} = 2 \frac{^\circ\text{C}}{frac}$ ehk iga eemaldatud metsa protsent/sajandik võrgurakust tõstab temperatuuri kahe sajandikku ehk 0.02°C võrra. Sellest tulenevalt näitab väärtus $2 \frac{^\circ\text{C}}{frac}$, et kui võrgurakk oleks eelnevalt olnud 100%-selt kaetud metsaga, oleks kogu metsa eemaldamisel tõusnud õhutemperatuur 2°C võrra. Sellisel kujul tundlikkuse arvutamine võimaldab võrrelda mõju võrgurakkudes, kus eelnevalt erinesid metsasuse väärtused üksteisest, ning tuvastada regionaalseid mustreid. TM parameeter on defineeritud Boyseni jt. 2020. aasta artikli „*Global climate response to idealized deforestation in CMIP6 models*“ põhjal, kus hinnati antud kujul temperatuuri ja teiste parameetrite muutust sõltuvalt metsasuse vähenemisest. Käesolevas töös rakendatakse metsade tundlikkuse hinnangut kõigile käsitletud meteoroloogilistele parameetritele.

4 Tulemused

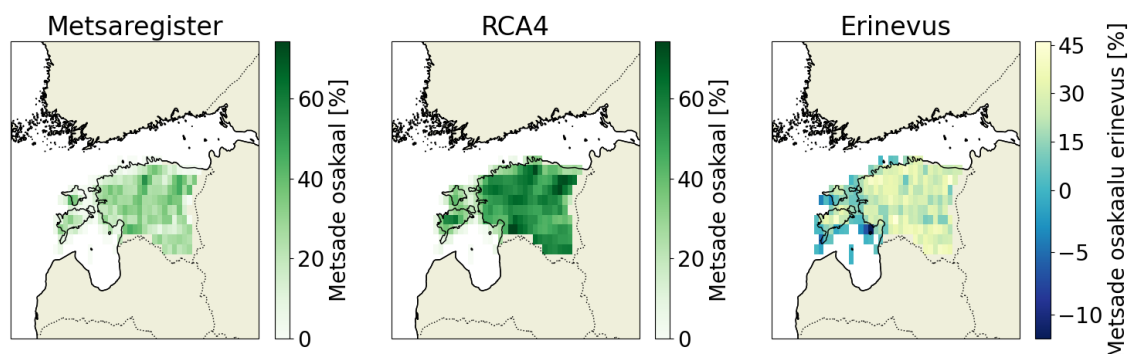
4.1 Metsasuse esitus numbrilistes eksperimentides

Enne kui analüüsida metsasuse mõju kohalikule kliimale, on oluline hinnata metsasuse tõesust kasutatud regionaalses kliimamudelil. Kuna maapinna tüüp mõjutab aluspinna ja atmosfääri vaheliste voogude kujunemist, siis ebarealistlik aluspinna andmestik võib oluliselt mõjutada simulatsiooni tulemusi ning nende interpretatsiooni.

Regionaalses kliimamudelil kasutatud ECOCLIMAP-I aluspinna andmebaasi võrreldi Eesti Metsaregistriga. Üldiselt on Metsaregistris keskmine metsade osakaal ligikaudselt 20% ja kliimamudelil 42%, ehk nende keskmine erinevus on 22%. Joonisel 8 on kujutatud vasakult paremale: Metsaregistrist arvutatud metsasuse väärtuseid, regionaalses kliimamudelil kasutatud Eesti ala metsasust ning nende erinevust, kus positiivsete väärtuste puhul hinnatakse kliimamudelil metsade osakaalu kõrgemaks kui Metsaregistris ning vastupidiselt negatiivse märgi puhul madalamaks kui Metsaregistris. Siinkohal tasub märkida, et tegemist on metsade osakaaluga kogu võrgurakust, mitte maismaast, ning Eestil on pikk rannajoon ja saared, mis väärtust mõjutavad. Kuna viiakse läbi eksperiment, mille eesmärgiks on kohaliku kliima modelleerimine vähenenud metsasusega ning selleks eemaldatakse mudelist rohkem metsa kui reaalselt eksisteerib, siis võiksid kujuneda erinevused olla tegelikkusest tugevamad, võimaldades selgemalt esile tuua metsade rolli kohaliku kliima kujundamisel.

Toodud võrdlusest eemaldati Eesti maismaa piiri osa, sest Metsaregistrist on saadaval vaid Eesti ala metsaandmed, aga kliimamudeli aluspinna ei eristata aluspinna andmeid riigiti, mille tõttu on Metsaregistris nende võrgurakkude metsade andmed alahinnatud. Üldiselt on andmetike erinevus üle Eesti ühtlane: ei joonistu välja ühtki Eesti regiooni, kus metsade kajastused erineksid/sarnaneksid rohkem kui mujal. Üks osa erinevusest võib tuleneda bilineaarse interpolatsiooni rakendamisest, mida kasutati kliimamudeli koordinaadistiku muutmisel. See aga ei suuda põhjendada erinevuse niivõrd suurt magnituudi. Kuna erinevus on piisavalt ühtlane, siis võib oletada, et andmestikud defineerivad metsasid erinevalt. Metsaregistris on metsamaa defineeritud kui andmebaasi ametlikult sisse kantud ja kontrollitud maa-ala või maatükk pindalaga vähemalt 0,1 hektarit, millel kasvavad puittaimed kõrgusega vähemalt 1,3 meetrit ja puuvõrade liitusega vähemalt 30 protsenti. Kliimamudeli metsade tuvastus baseerub kõrglahutuslikel satelliitpildidel ja NDVI indeksil, mille tõttu võivad metsadeks olla klassifitseeritud alad, mis ei vasta Metsaregistri nõuetele. Lisaks, võib NDVI olla sarnane teatud põllukultuuride ja metsade korral (Faroux jt, 2013), mis võib antud juhul viia mudeli metsamaa üle hindamiseni. Kuna NDVI põhineb rohelusel ja vegetatsiooni tihedusel, siis võib see lihtsamini metsaks hinnata ka linnasisesed rohealad, mis enda suuruse või Maa- ja Ruumiamet metodoloogia tõttu Metsaregistris metsaks ei klassifitseeru. Samuti ei ole antud eksperimentis üleüldiselt kajastatud linnaalasid, millega arvestatakse Eesti ala reaalsel kaardistamisel, vaid kogu maa-ala on mudelis hinnatud looduslikuks.

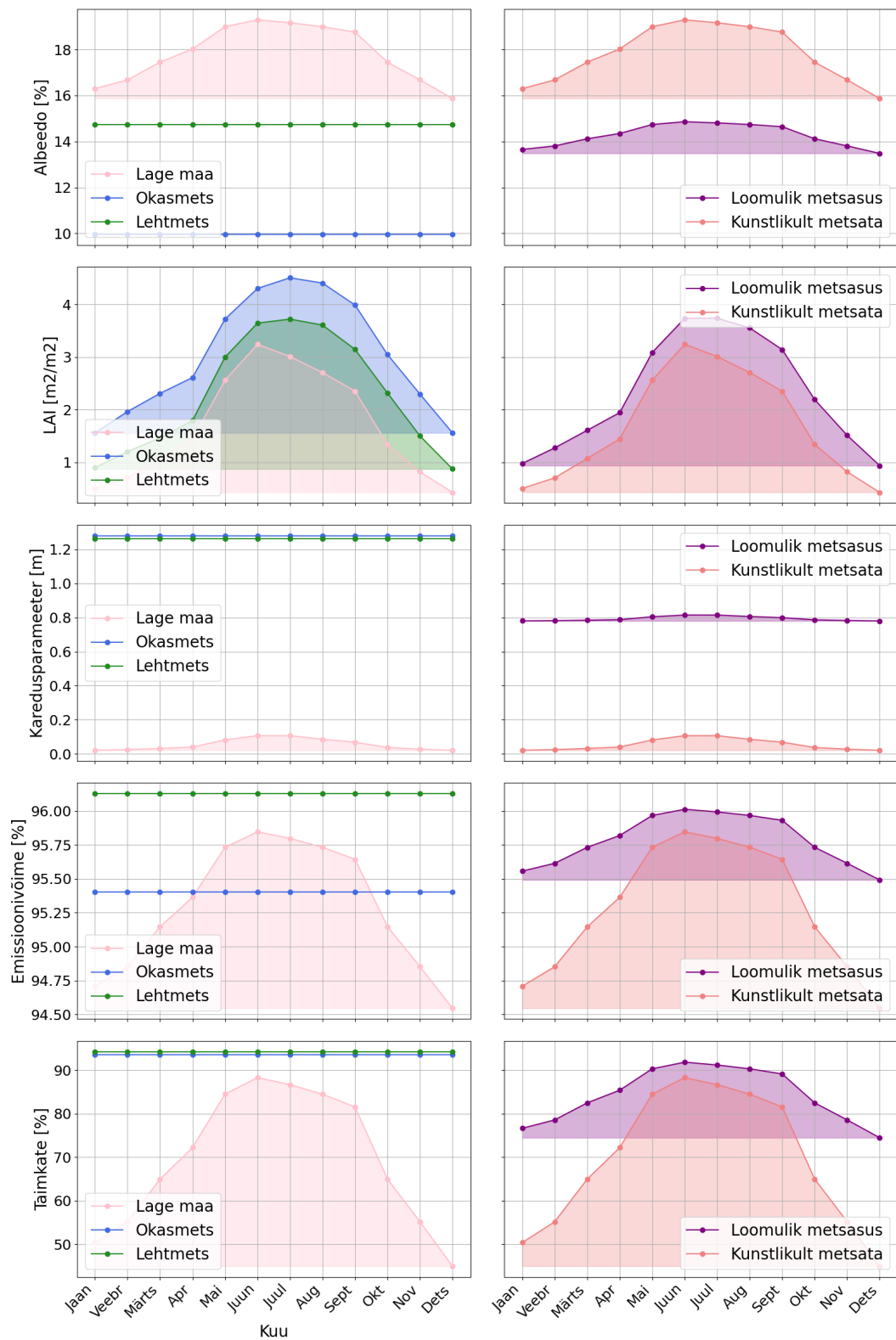
Joonisel 10 on näidatud erinevate sesoonsusest ja aluspinna tüübist sõltuvate aluspinna parameetrite Eesti ala keskmiseid väärtuseid aasta lõikes. Vasakpoolses tulbas on erinevate maa- pinna tüüpide väärtused toodud vastavate värvidega, parempoolses tulbas on leitud võrgurak-



Joonis 9: Metsaregistri (vasakpoolne) ja regionaalses kliimamudeli (keskmine) metsade protsentuaalsed osakaalud võrgurakust. Parempoolsel joonisel on kujutatud metsa osakaalude erinevust (Metsaregister lahutatud RCA4-st).

kude kaalutud keskmised valemi 10 alusel ja nendest arvutatud omakorda Eesti ala keskmised väärtused. Albeedo joonistelt on näha, et metsade albeedo püsib tehtud eksperimendis aastaringiselt konstantne ning on väiksem lageda maa albeedost, samas lageda maa oma muutub 20% ulatuses suvisest maksimumist. Sellest tulenevalt on loomuliku metsasusega Eestis albeedo väiksem kui kunstlikult metsata eksperimendis ning mõlematel eksisteerivad suvised maksimumid. Suurenenud albeedo ja selle muutumise ulatus viitavad vähenevatele maapinna- ja selle lähedase õhukihi temperatuuridele ning temperatuuri aastaringse varieeruvuse suurenemisele. Lehepinna indeks on suurim ja ka suurima suvise tõusuga okasmetsades, millele järgnevad lehtmetsad ja lageda maa. Parempoolne joonis näitabki, et kunstlikult metsata eksperimendis kujuneb järelikult lehepinna indeks väiksemaks. Metsade eemaldamine vähendab ka oluliselt karedusparameetri väärtust, sest lageda maa karedusparameeter on väiksem metsade omast. Mõlema, lehepinna indeksi ja karedusparameetri, vähenemine mõjutab negatiivselt koguaurumise kogust ja latentse soojusvoo intensiivsust. Emissioonivõime ning taimkate on suurimad ja aastaringi konstantsed lehtmetsades, selle eest lageda maa väärtused varieeruvad aasta jooksul. Sellest tulenevalt Eesti keskmine emissioonivõime ja taimkatte väärtused metsade puudumisel vähenevad, eriti külmal perioodil. Kuna emissioonivõime väheneb, siis kaotab maapind vähem soojust, mis viitab suuremale ööpäevaste temperatuuride kõikumisele. Taimkatte märkimisväärne vähenemine, eriti talveperioodil, vähendab sademeveepeetust ja läbi selle lehtedelt aurumise hulka.

RCA3-s on modelleeritava mullakihi sügavuseks Eesti alal määratud 3 m, lageda maa all kuni 2 meetrini. Metsade juurte sügavuseks on Eesti alal aga konstante 2 meetrit, kuid lageda maa all varieeruvad juurte sügavused 0 ja 1.63 m vahel. Järelikult, võrrandi 8 alusel, on parameeter β_{root} metsade puhul suurem kui lageda maa puhul, mis tähendab, et suurem kogus juuri ulatub sügavamale. Sellest tulenevalt koonduvad metsade raadamise tagajärjel taimkate juured pinnalähedasemasse mullakihti ning vee eraldamine juurte poolt sügavametest mullakihtidest väheneb, mis mõjutab aluspinna veeringet.

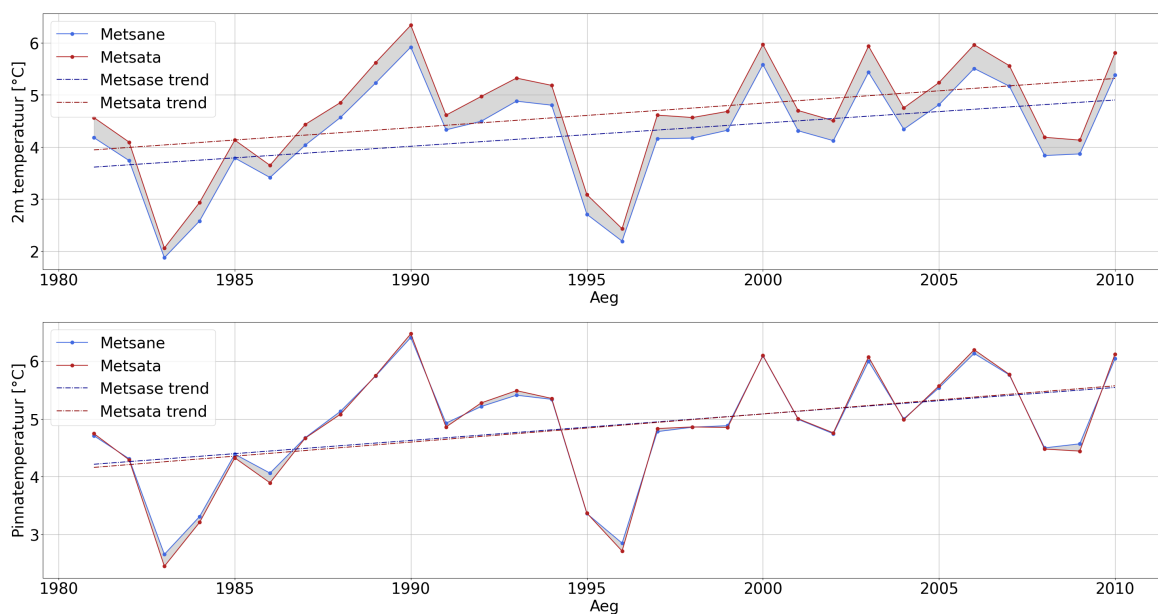


Joonis 10: Joonis 9: Sesoonsusest ja aluspinna tüübist sõltuvad RCA4 aluspinna parameetrid. Vasakpoolses tulbas on toodud parameetrite keskmised väärtused Eesti alal sõltuvalt maapinna tüübist, parempoolses tulbas on toodud parameetrite kaalutud keskmised loomuliku metsasuse ja kunstlikult metsata simulatsioonide jaoks Eesti alal.

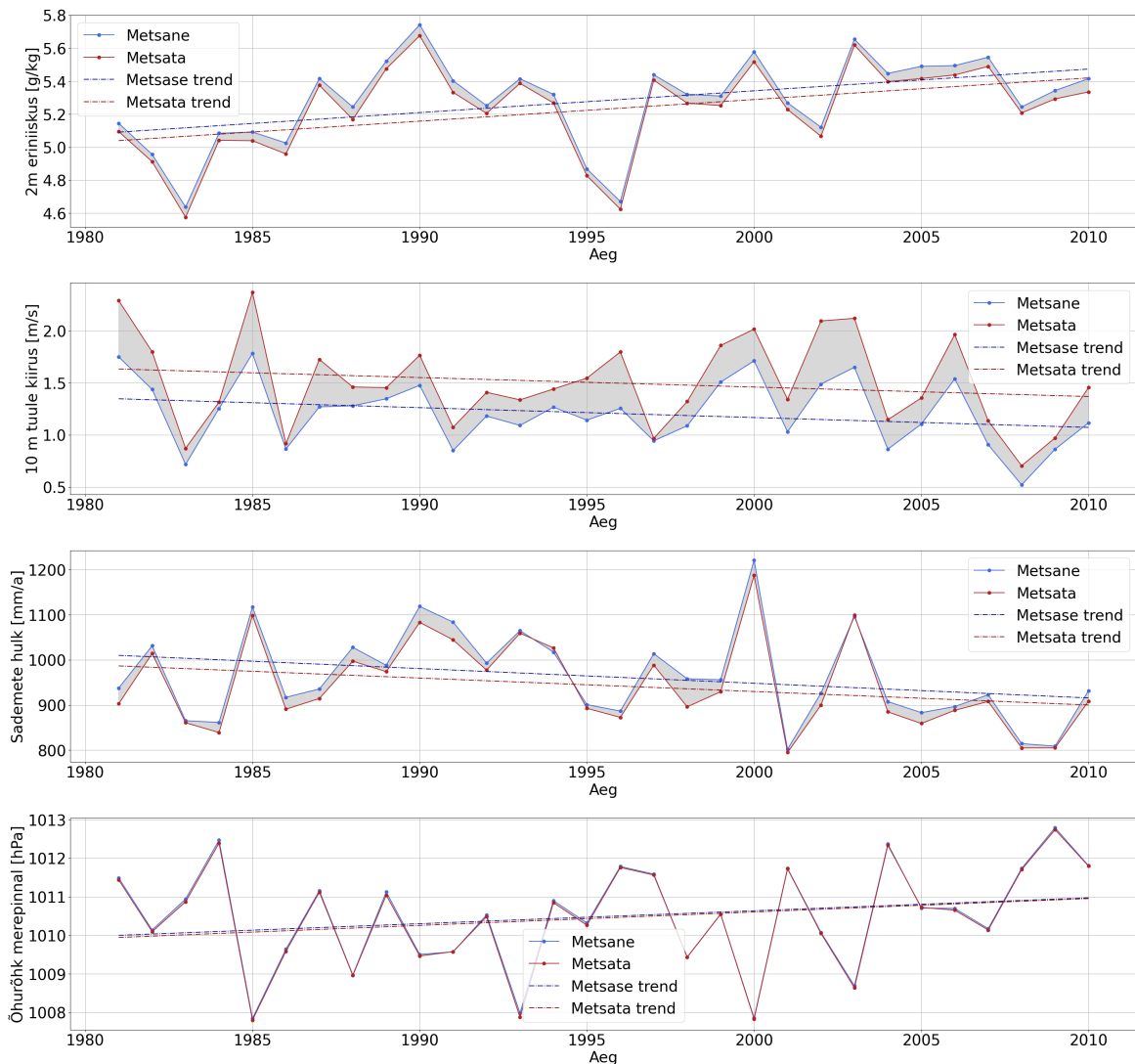
4.2 Metsasuse muutuse mõju kohalikule kliimale

Numbriliste eksperimentide eesmärk oli analüüsida regionaalse kliimamudeli tundlikkust muutustele aluspinnas ning hinnata võimalikke mõjusid kohalikule kliimale. Selleks võrreldi omavahel loomuliku metsasusega, ehk ECOCLIMAP-i vaikeväärtustega, ning kunstlikult metsata, ehk Eesti alalt eemaldatud metsaga, simulatsioone. Analüüsiti muutuseid põhilistes meteoroloogilistes parameetrites simulatsioonide vahel ning arvutati välja nende muutuste tundlikkused metsade eemaldamisele.

Esmalt uuriti järgnevaid meteoroloogilisi parameetreid: pinnatemperatuur, 2 m õhutemperatuur, 2 m eriniiskus, 10 m tuule kiirus, sademete hulk ja õhurõhk merepinnal. Joonisel 11 on näidatud Eesti ala 1981-2010 aastate keskmiseid temperatuuri väärtuseid, kus sinise tooniga on näidatud loomuliku metsasusega simulatsiooni, punase tooniga kunstlikult metsata simulatsiooni Eesti ala keskmiseid tulemusi ning halli värviga nende erinevust. Katkendlik joon tähistab ajaseeriade lineaarset trendi. Sarnaselt on joonisel 12 näidatud ülejäänud parameetreid. Kui metsata simulatsioonis on näha 2m õhutemperatuuris konstantset kõrgenenud väärtust, siis pinnatemperatuurid on simulatsioonides ühtsed. Suurim erinevus ilmneb tuule kiiruses (vt joonist 12), kus metsata juhul on tuule kiirus keskmiselt 0.3 m/s suurem kui metsasel juhul, kuid erinevus püsib ajas konstantne, mõlemad trendid on negatiivsed ja samaväärse langusega. Üleüldiselt on parameetrite, v.a. sademete hulga, trendid sarnaste tõusu või languse koefitsientidega ja on eraldatud mingi konstantse väärtuse poolest. Järelikult nende muutus ajas ei kiirene, aeglustu ega kasva sõltuvalt mudelis kajastatud Eesti ala metsasusest. Sademete hulga parameeter näitab aga ajas väikest ühtlustumist, sest metsata simulatsiooni puhul on trend väiksem kui metsasel juhul. Eesti ala keskmine 2 m temperatuur on metsata simulatsioonis keskmiselt 0.4 °C kõrgem, samas on 2 m eriniiskus mõnevõrra väiksem, mis viitab kuivematele tingimustele.

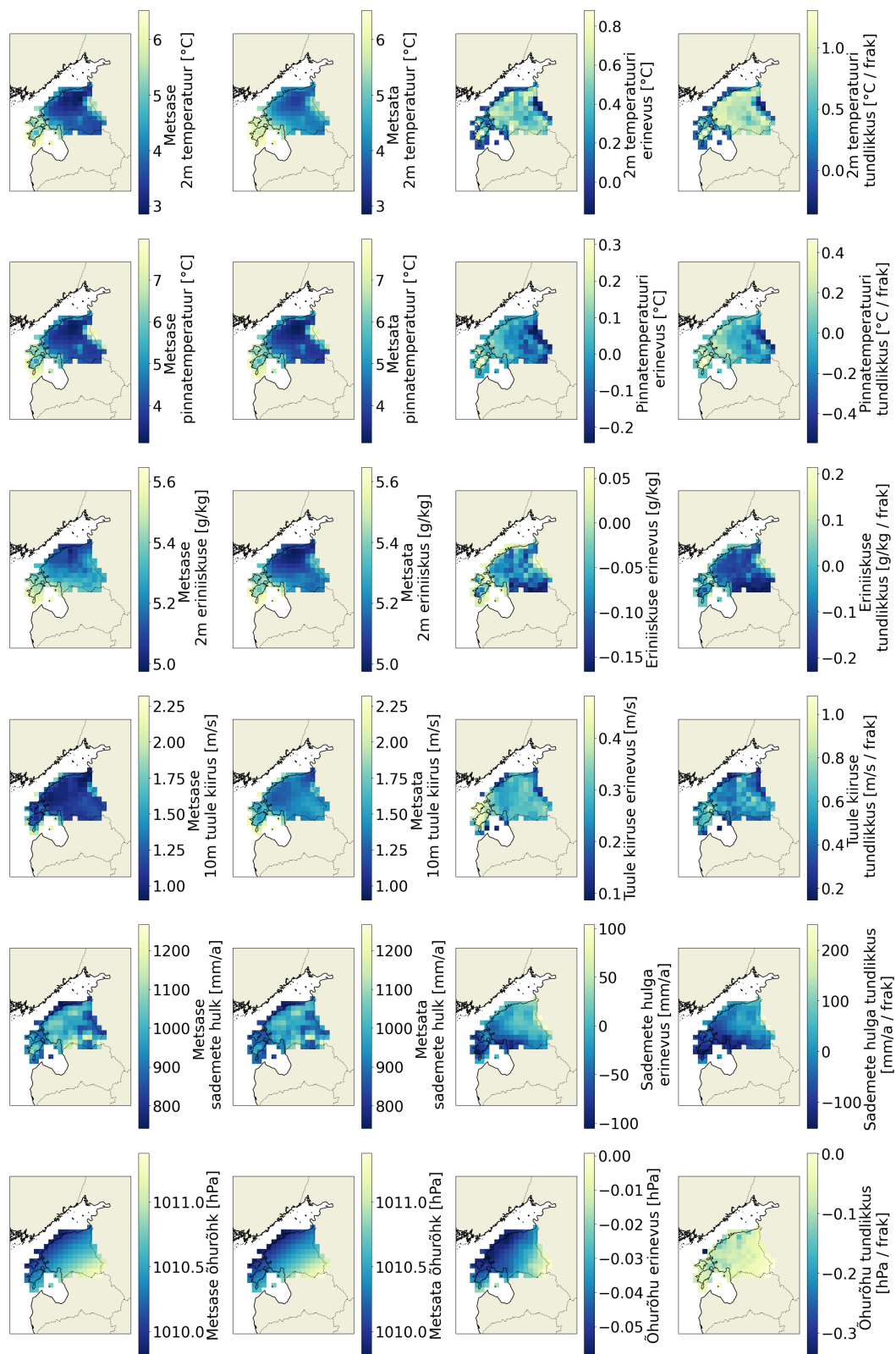


Joonis 11: Eesti ala 2 m õhutemperatuuri (°C) ja pinnatemperatuuri (°C) aastased keskmised. Sinisega on tähistatud loomuliku metsasusega simulatsioon, punasega kunstlikult metsata simulatsioon ning halli tooniga nende erinevust. Katkendjooned tähistavad simulatsioonide lineaarseid trende ajas.



Joonis 12: Eesti ala 2 m eriniiskuse (g/kg), 10 m tuule kiiruse (m/s) ja merepinnale taandatud õhurõhu (hPa) aastased keskmised, sademete hulga (mm/a) aastased summad simulatsiooniti. Sinisega on tähistatud loomuliku metsasusega simulatsiooni, punasega kunstlikult metsata simulatsiooni ning halli tooniga nende erinevust. Katkendjooned tähistavad simulatsioonide lineaarseid trende ajas.

Et saada parem ettekujutus mudeli tundlikkusest metsasuse muutusele on joonisel 13 näidatud perioodi 1981-2010 keskmiseid parameetrite väärtuseid Eesti alal andmepunktide põhisel. Perioodi keskmine väärtus valiti, sest ajaseeria analüüs ei näidanud üldiselt väärtuste lahkne mist, vaid simulatsioonide pidevat ja konstantset erinevust. Joonise esimeses tulbas on näidatud loomuliku metsasusega simulatsiooni perioodi keskmiseid väärtuseid, teises tulbas metsata simulatsiooni tulemusi, kolmandas nende omavahelist erinevust, kus positiivne väärtus väljendab parameetri suurenemist metsade kunstlikul eemaldamisel ja negatiivne vähene mist, ning viimases tulbas on võrrandi 11 alusel arvatud parameetrite tundlikkus metsade eemaldamisele aluspinnalt.



Joonis 13: Esimeses tulbas on loomuliku metsasusega, teises tulbas kunstlikult metsata simulatsioonide perioodi 1981-2010 Eesti ala 2 m õhutemperatuuri ($^{\circ}\text{C}$), pinnatemperatuuri ($^{\circ}\text{C}$), 2 m eriniiskuse (g/kg), 10 m tuule kiiruse (m/s) ja merepinnaile taandatud õhurõhu (hPa) keskmised väärtused ning antud perioodi aastaste sademete hulkade (mm/a) keskmised. Kolmandas tulbas on nende erinevus (metsata-metsane), neljandas parameetri tundlikkus metsade täielikule raadamisele.

Graafiku 13 alusel ilmnevad erinevused Eesti ala sisemaa ja rannikualade vahel. Suurim erinevus temperatuuris on sisemaal, kus 2 m õhutemperatuur tõuseb kuni 0.8°C ning kus ka temperatuuri tundlikkus metsade täielikule raadamisele on suurim. Rannikualadel, kus õhutemperatuur jääb enam-vähem püsima või natukene langeb, on tundlikkus metsade raadamisele väiksem. 2 m eriniiskus tõuseb rannikualadel ja järvede kohal, kuid langeb mõnevõrra rohkem sisemaal, samas on parameetri tundlikkus metsade eemaldamisel mõlemates alades sarnases suurusjärgus. 10 m tuule kiirus suureneb enim sisemaa ja Lääne-Eesti saarte kohal, kus ka tuule kiiruse tundlikkuse väärtused on suuremad. See on loomulik, sest Läänemere kohal puhuva tuule kiirus on üldiselt suurem kui Eesti maismaa kohal ning puude kui loodusliku tuulekaitse eemaldamine saartelt soodustab tugevamaid tuuleile, mis ka kaugemale sisemaale ulatuvad. Merepinna taandatud õhurõhu väärtustes tähendusrikast erinevust ei ilmne. Aastase sademete hulga graafikud näitavad sademete hulga suurenemist Peipsi järve kohal ja Kirde-Eestis ning vähenemist Lääne-Eestis ja saartel. Hetkel hoiab Saaremaa suurimat ööpäevaste sademete hulga rekordit (Keskkonnagentuur, n.d).

Kuna aluspinna tüübil on oluline mõju niiskuse protsessidele ning eelnevad graafikud viitavad 2 m õhukihi kuivenemisele on järgnevalt analüüsitud niiskusega seotud parameetreid: 2 m õhuniiskus, sademete jaotumine konvektiivseteks ja laussademeteks, koguaurumine ehk evapotranspiratsioon, äravoolu hulk maapinnalt ja madal pilvisus. Lisaks on analüüsitud tuntava ja latentse soojusvoogude erinevust simulatsiooniti, et uurida põhjalikumalt muutusi meteoroloogilistes parameetrites. Joonisel 14 on näidatud sarnaselt varasematele joonistele 11 ja 12 2 m suhtelise niiskuse ja madala pilvisuse aastaseid keskmiseid väärtuseid ning sademete, äravoolu ja evapotranspiratsiooni aastaste summade Eesti ala keskmisi väärtuseid. Jooniselt 14 ilmnebki, et aastane keskmine 2 m õhuniiskus on keskmiselt -2.4% madalam metsata simulatsioonis kui loodusliku metsasusega simulatsioonis. Suurim suhtelise õhuniiskuse tundlikkus metsadele on sisemaal (vt joonist 15), kus õhuniiskus enim langeb. Rannikualadel on selle eest näha suhtelise õhuniiskuse tõusu, mille tundlikkuse suurusjärg on veidi madalam sisemaast. Kui laussademetes aastane summa on mõnevõrra kõrgem metsases simulatsioonis ja selle ruumiline muutus ühtib kogu sademete hulgaga, siis konvektiivsete sademete hulk on kõrgem metsata simulatsioonis, seda eriti sisemaal. Mõlemad, kogu sademete hulk ja äravool on metsata simulatsioonides keskmiselt 20 millimeetrit aastas madalamad ning simulatsioonide erinevus ajas aeglaselt väheneb. Järelikult peavad võrrandi 2 alusel ülejäänud veeringe tegurid püsima simulatsiooniti konstantsed või saavutama üksteist vastandades samuti tasakaalu.

Mitmed uuringud on näidanud, et metsade kaudu toimuv aurumine on üldiselt suurem lagedast vegetatsiooniga kaetud maast, kuna metsade LAI ja taimkate on aastaringselt suuremad ja püsivamad. Antud kliimamudeli rakendamisel kujunes aga metsata simulatsioonis aastane evapotranspiratsiooni kogus suuremaks kui metsases simulatsioonis. Seda näitab ka joonis 16, kus aastased keskmised latentse soojusvood on metsata simulatsioonis suuremad kui metsases. Antud juhul võib seda põhjendada suurenenud niiskuse gradiendiga ja tuule kiirusega. Võrrandi 4 põhjal on latentse soojusvoo tugevuse oluliseks määrajaks pinna küllastunud eriniiskus ja eriniiskus esimese mudelitasemel. Eelnevalt kajastatud tulemused näitasid, et simulatsiooniti püsisid pinnatemperatuurid suuresti võrdväärsed, millest tulenevalt omastasid ka pinna küllastunud eriniiskused samaväärsed väärtused. Samas oli 2 m kõrgusel näha eriniis-

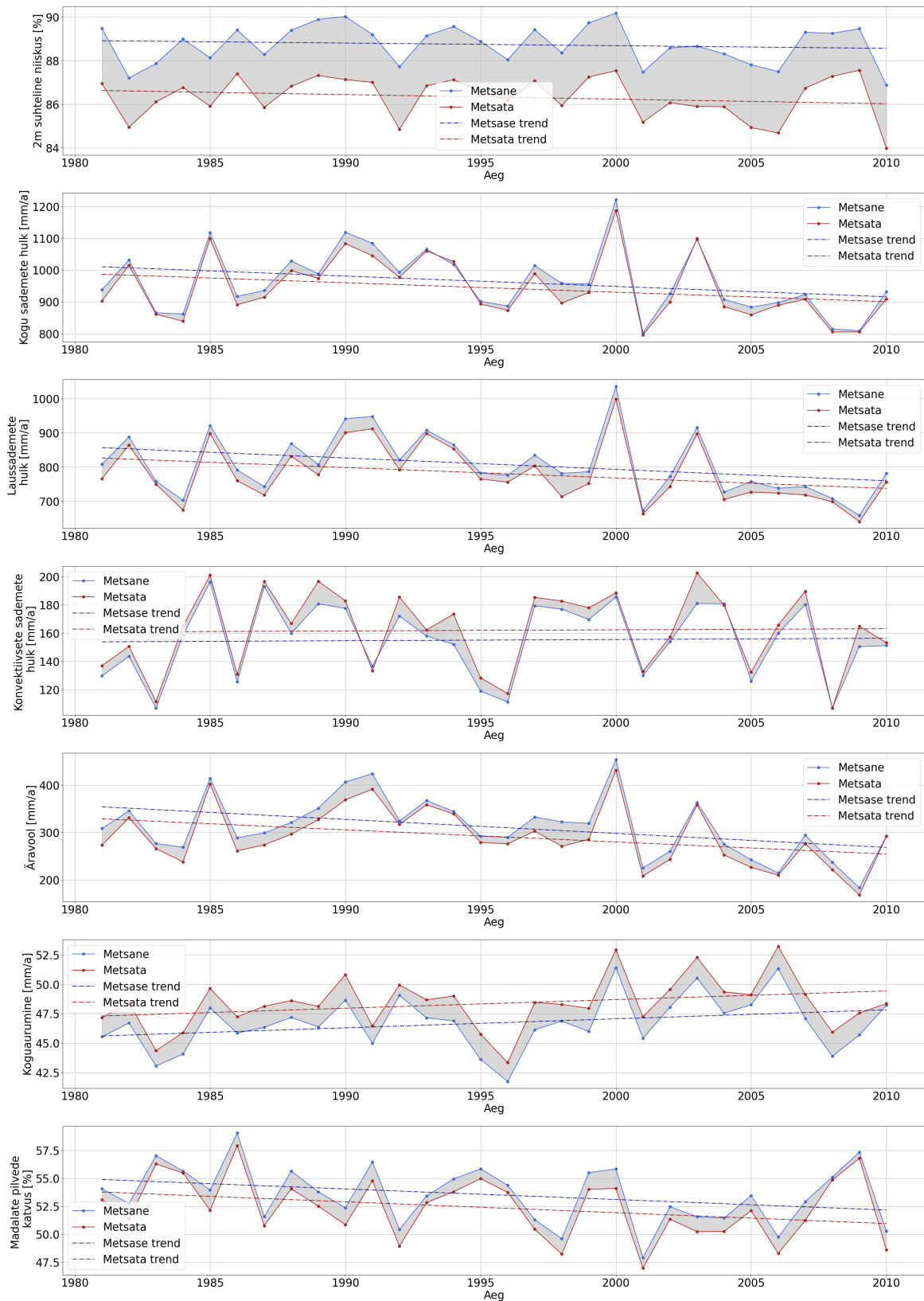
kuse vähenemist, mis viitab suurenenud pinna ja atmosfääri vahelisele niiskuse gradiendile, mis omakorda tugevdab latentset soojusvoogu. Aga et latentne soojusvoog saaks kujuneda suuremaks metsata stsenaariumis, siis peab võrrandi 4 alusel olema niiskuse gradiendi suurenemisest tulenev mõju suurem metsade kadumisest tingitud aerodünaamilise takistuse suurenemisest ja muutustest pinna takistuses. Seega võib järeldada, et antud eksperimendis kompenseerib või ületab niiskuse gradiendi kasv ja tuule kiiruse suurenemine takistuse mõju.

Ruumilistelt joonistelt 15 ja 17 on näha, et evapotranspiratsioon ja latentssed soojusvood on mõlemas simulatsioonis Eesti mandriosas sarnaste väärtusega, kuid metsata puhul omandatakse suuremad väärtused just Lääne-Eesti saartel, kus ka tuule kiirused keskmiselt metsade raadamisel suurenesid. Lääne-Eesti saartel on näha ka suurimat tuntava soojusvoo erinevust simulatsiooniti. Suurenenud tuule kiirused metsata simulatsioonis soodustavad õhu segunemist maapinna lähedases õhukihis, mis võiks selgitada omakorda voogude efektiivsuse suurenemist. Tuntava soojusvoo suurim tundlikkus metsade eemaldamisele ongi näha Lääne-Eesti saartel, latentse soojusvoo puhul on see väiksem, kuid sarnase ruumilise muustriga.

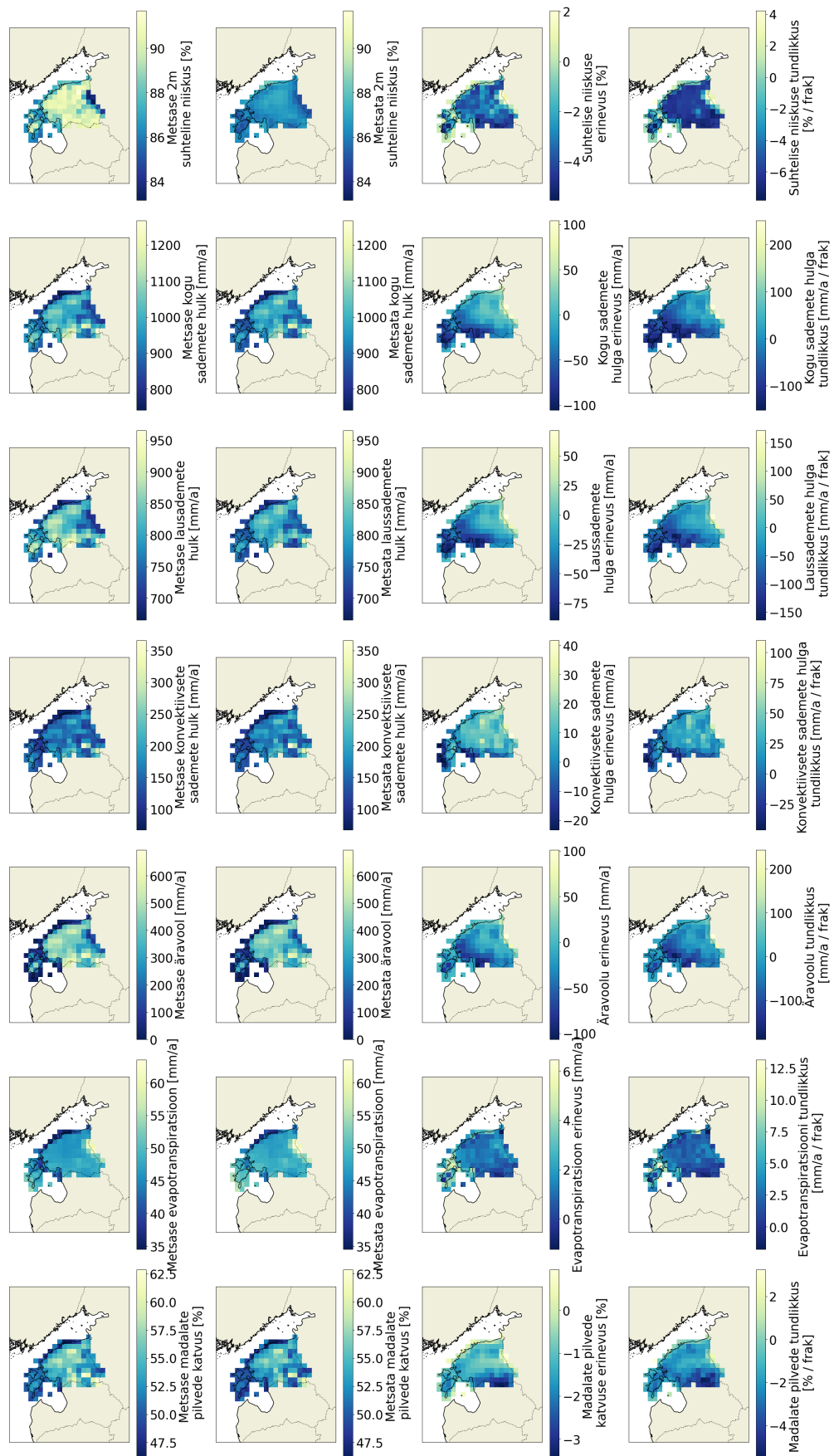
Tabelis 1 on esitatud kõigi käsitletud meteoroloogiliste parameetrite keskmistatud tundlikkuse väärtused Eesti ala kohta. Need näitavad keskmist muutust antud parameetris, mis ilmneks, kui Eesti oleks eelnevalt olnud sajabrotsendiliselt kaetud metsadega ja siis oleks toimunud täielik raadamine. Kuna käsitletatakse tundlikkust täielikule raadamisele, siis on tegemist maksimaalse võimaliku mõju hinnanguga. Keskmistatud väärtused peegeldavad üldist muutust Eesti alal, kuid ei suuda kirjelda ruumilisi erinevusi, kus mõju tugevus ja suund võivad piirkonniti varieeruda.

Parameeter	Keskmine tundlikkus
2 m õhutemperatuur [°C]	0.62 [°C / frak]
Pinnatemperatuur [°C]	-0.02 [°C / frak]
2 m eriniiskus [g/kg]	-0.08 [g/kg / frak]
10 m tuule kiirus [m/s]	0.5 [m/s / frak]
Merepinna taandatud õhurõhk [hPa]	-0.07 [hPa / frak]
Suhteline niiskus [%]	-4.01 [% / frak]
Kogu sademete hulk [mm/a]	-29.39 [mm/a / frak]
Laussademete hulk [mm/a]	-43.17 [mm/a / frak]
Konvektiivsete sademete hulk [mm/a]	13.77 [mm/a / frak]
Äravool [mm/a]	-31.63 [mm/a / frak]
Koguaurumine [mm/a]	2.89 [mm/a / frak]
Madalate pilvede katvus [%]	-1.94 [% / frak]
Tuntav soojusvoog [W/m ²]	1.24 [W/m ² / frak]
Latentne soojusvoog [W/m ²]	2.7 [W/m ² / frak]

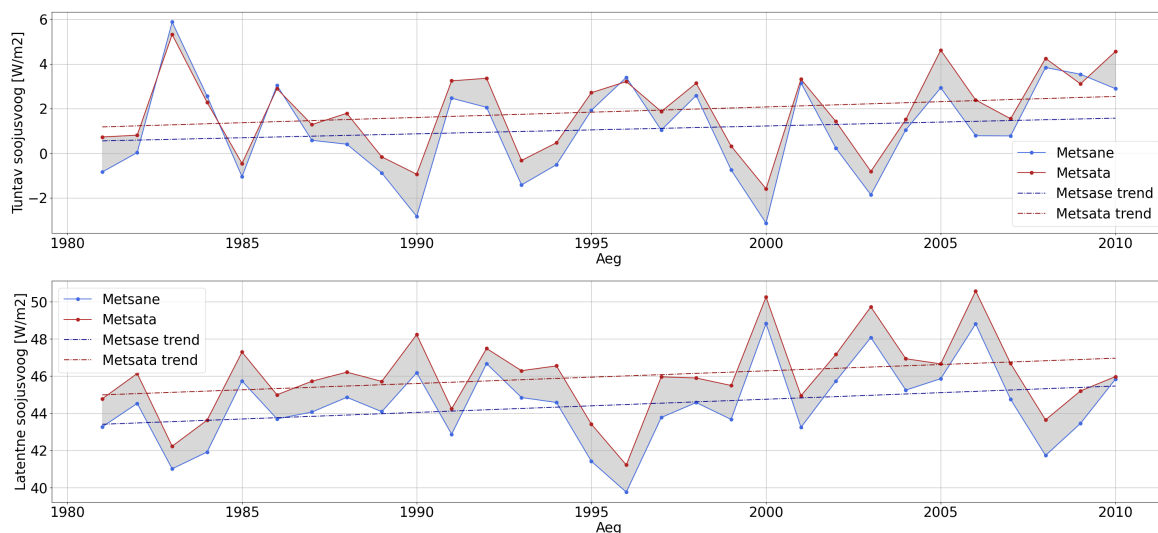
Tabel 1: Meteoroloogiliste parameetrite Eesti ala keskmine tundlikkus metsade täielikule raadamisele.



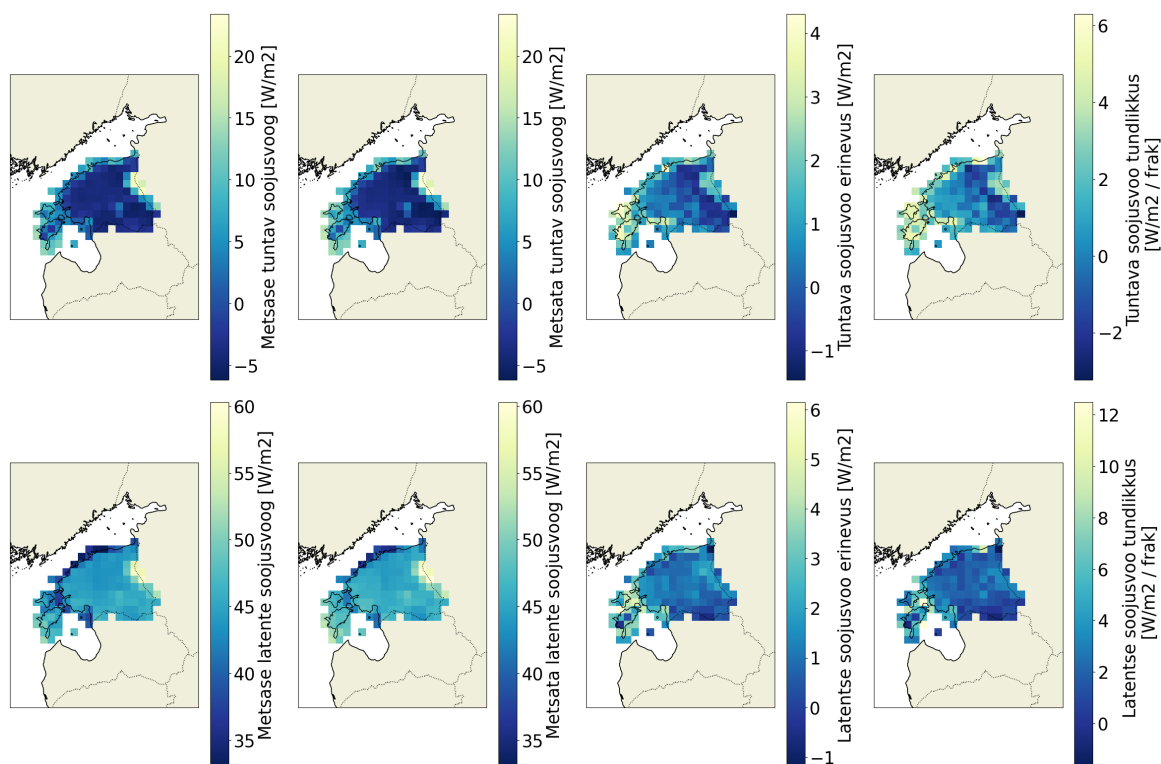
Joonis 14: Eesti ala 2 m suhtelise niiskuse (%) ja madalate pilvede katvuse (%) aastased keskmised, kogu -, konvektiivsete - ja laialdaste aastaste sademete (mm/a), äravoolu (mm/a) ja koguaurumise (mm/a) aastaste summade Eesti ala keskmised väärtused simulatsiooniti. Sinisega on tähistatud loomuliku metsasusega simulatsiooni, punasega kunstlikult metsata simulatsiooni ning halli tooniga nende erinevust. Katkendjooned tähistavad simulatsioonide lineaarseid trende ajas.



Joonis 15: Esimeses tulbas on loomuliku metsasusega, teises tulbas kunstlikult metsata simulatsioonide perioodi 1981-2010 Eesti ala 2 m suhtelise niiskuse (%) ja madalate pilvede katvuse (%) keskmised väärtused ning antud perioodi aastaste kogu -, konvektiivsete - ja laialdaste - sademete hulga (mm/a), äravoolu (mm/a) ja koguaurumise (mm/a) keskmised. Kolmandas tulbas on nende erinevus (metsata-metsane), neljandas parameetri tundlikkus metsade täielikule raadamisele.



Joonis 16: Võrguraku keskmistatud aluspinna tuntava ja latentse soojusvoo ($\frac{W}{m^2}$) aastased keskmised Eesti alal simulatsiooniti. Positiivseks suunaks on kiirgamine pinnalt atmosfääri. Sinisega on tähistatud loomuliku metsasusega simulatsioon, punasega kunstlikult metsata simulatsiooni tulemused ning halliga nende erinevus. Katkendjoonega on vastavate värvidega tähistatud simulatsioonide lineaarsed trendid.



Joonis 17: Esimeses tulbas on loomuliku metsasusega, teises tulbas kunstlikult metsata simulatsioonide perioodi 1981-2010 aluspinna tuntava ja latentse soojusvoo keskmised väärtused. Positiivseks suunaks on kiirgamine pinnalt atmosfääri. Kolmandas tulbas on nende erinevus (metsata-metsane), neljandas parameetri tundlikkus metsade täielikule raadamisele.

5 Järeldused ja arutelu

Käesolevas töös viidi läbi numbriline eksperiment, mille raames modelleeriti 31-aastane ajalooline periood kasutades Rossby regionaalse kliimamudeli neljandat versiooni LUMI superarvutil. Eksperimendi jaoks koostati kaks simulatsiooni: esimeses kasutati globaalse aluspinna andmebaasi ECOCLIMAP-I vaikeväärtuseid, teises simulatsioonis eemaldati Eesti territooriumilt metsad ja asendati need loodusliku lageda maastikuga. Eksperimendi eesmärk oli hinnata regionaalse kliimamudeli tundlikkust aluspinna muutustele ning anda hinnang sellele, kuidas maakasutuse muutused võivad mõjutada kohalikku kliimat. Järeldati, et mudeli tundlikkuse tugevus ja suund sõltuvad oluliselt vaadeldavast meteoroloogilisest parameetrist. Tabelis 1 on esitatud kõigi käsitletud meteoroloogiliste parameetrite keskmistatud tundlikkuse väärtused Eesti ala kohta. Keskmistatud väärtused peegeldavad üldist muutust Eesti alal, kuid ei suuda kirjelda ruumilist erinevust, kus mõju tugevus ja suund võivad piirkonniti erineda, millest tulenevalt on oluline analüüsida ka ruumilist varieeruvust.

Peamised ruumilised erinevused ilmnesisid sisemaa ja rannikualade vahel, näiteks 2m õhutemperatuuri ja niiskuse puhul, või Ida- ja Lääne-Eesti vahel, kus domineerisid erinevused suurte saarte ja mandri vahel. Arvestades parameetrite keskmiseid väärtuseid, olid 2 m õhutemperatuur ja 10 m tuule kiirus kõige tundlikumad muutustele aluspinnas: õhutemperatuur näitas suurt tundlikkust sisemaal, kus see ulatus rohkem kui $1\text{ }^{\circ}\text{C/frak}$, üle Eestiline keskmine tundlikkus oli aga $0.62\text{ }^{\circ}\text{C/frak}$. 10 m tuule kiirus näitas suurimat tundlikkust Lääne-Eesti saartel, kus ka parameetri väärtuste erinevus oli suurim, ning selle keskmine tundlikkus Eesti alal oli 0.5 m/s / frak . Ka konvektiivsete sademete hulk näitas märkimisväärset tundlikkust metsade vähenemisele, eriti Ida-Eestis. Samas leidis parameetreid nagu õhurõhk, mis ei näidanud tundlikkust metsade raadamisele, kuid mis on ka loogiline, sest õhurõhk on seotud suuremastaabiliste rõhkkondadega, mida muutused väikese ala aluspinnas oluliselt ei mõjuta. Kui 2 m õhutemperatuuri keskmine tundlikkus oli positiivne ja suur, siis pinnatemperatuuri tundlikkus oli väga väike, millest tulenevalt võib eeldada, et pinna küllastunud niiskuse tundlikkus on samuti väike. Kuna 2 m kõrgusel, on õhuniiskusel aga märkimist väärt negatiivne tundlikkus, siis võib eeldada, et metsade raadamisel suureneb aluspinna ja atmosfääri vaheline niiskuse gradient.

Metsa ja kliima alampeatükis mainiti 3 peamist tegurit, mis määravad selle, kas metsade mõju kohalikule süsteemile on soojendav või jahutav: albeedo, süsiniku sidumine ja evapotranspiratsioon. Käesolevas töös läbi viidud eksperiment näitas, et (1) Eesti ala keskmine albeedo oli kunstlikult metsata simulatsioonis suurem kui loomuliku metsasusega simulatsioonis. Sellest tulenevalt peaks metsadel olema kohalikule kliimale soojendav mõju, sest neelatakse rohkem sissetulevat päikesekiirgust, ning metsade raadamisel peaks olema kliimale jahutav mõju, sest lage maa neelab vähem sissetulevat kiirgust. Samas on lagedal metsata maal ka väiksem ja sesoonselt varieeruvam emissioonivõime võrreldes loomuliku metsasusega, mis tähendab, et neelatakse küll vähem päikesekiirgust, kuid pikalainelist kiirgust kiiratakse ka vähem efektiivselt tagasi. Sellest tulenevalt võivad muutused albeedos ja emissioonivõimes üksteist tasakaalustada nii, et albeedost tingitud muutus ei jää domineerima ning ainult selle alusel ei saa metsade mõju süsteemile hinnata. Kuna rakendatud regionaalses kliimamudelis aluspin-

na süsiniku ringet ei modelleeritud, vaid kasutatakse globaalseid keskmiseid süsihappegaasi koguseid, siis (2) ei saa tehtud eksperimendis süsiniku sidumise kogus simulatsiooniti mõju avaldada.

(3) Keskmise aastane evapotranspiratsiooni kogus oli metsata simulatsioonis veidi suurem kui metsases, seda eriti Lääne-Eesti saarte rannikul, kus see oli ka kõige tundlikum muutustele aluspinnas. Üldiselt seostatakse metsade raadamist väheneva aurumisega, antud juhul võis aga evapotranspiratsiooni kasvu põhjustada kohaliku tuule kiiruse tugevnemine, aluspinna ja atmosfääri vahelise niiskuse gradiendi kasv ning puulatvade varjestuse kadu, mis avas aluspinda rohkemale päikesekiirgusele. Metsata simulatsiooni suurenenud evapotranspiratsiooni kogus viitab metsade raadamise jahutavale efektile, sest vee aurustamiseks aluspinnalt kasutatakse ära rohkem energiat.

Kuigi mõlemad modelleeritud protsessid viitavad sellele, et metsade raadamisel peaks olema kohalikule kliimale jahutav mõju, siis oli pinnatemperatuur simulatsioonides samaväärne ning 2 m õhutemperatuur isegi tõusis keskmiselt 0.4°C võrra. Sellest tulenevalt võib teha eelduse, et parameetrite tundlikkus albeedo ja koguaurumise suurenemistele olid piisavalt väikesed, et antud eksperimendis ei saa Bonani lähenemise alusel nende põhjal hinnata metsade ja nende raadamise mõju kohalikule kliimale. 2 m õhutemperatuuri tõus võib olla tingitud puulatvade varjestuse kadumisest, sest andmepunktide keskmine 2 m õhutemperatuur leitakse lageda maa ja metsade kaalutud keskmisena, kus metsa 2 m temperatuur iseloomustab Samuelssoni sõnul temperatuuri kogu puulatvade alla jäävas metsaalas (Samuelsson jt., 2015). Metsade vähest mõju kohalikule süsteemile kinnitab käsitletud globaalne satelliitmõõtmiste uuring, kus Eestile iseloomulikus laiuskraadi tsoonis täheldati vähest metsade mõju temperatuurile ja evapotranspiratsioonile (Li jt., 2015). Lisaks jääb Eesti parasvöötme ja boreaalse metsade üleminekutsooni, kus parasvöötme metsadel on üldiselt jahutav mõju, kuid boreaalsetel metsadel soojendav mõju.

Täideti ka töö sekundaarne eesmärk, milleks oli võrrelda kasutatud globaalset aluspinna andmebaasi Metsaregistriga. Tulemused näitasid, et modelleerimisel kasutatud andmestik ülehindas lokaalset metsasust: kui Metsaregistri alusel oli Eesti ala võrgurakkude keskmiseks metsade osakaaluks aluspinnast vaid 20%, siis kliimamudelil oli selleks 42%. Kuna mudelis oli Eesti alal rohkem metsa kui tegelikkuses, siis eemaldati eksperimendi käigus ka rohkem metsa, kui oleks reaalselt võimalik. Sellest tulenevalt võiksid antud eksperimendi tulemused tuua metsade mõju eriti selgelt välja.

6 Kokkuvõte

Käesoleva töö peamine eesmärk oli läbi viia tundlikkuse eksperiment, mille raames hinnati kliimamudeli tundlikkust muutustele aluspinnas ja selle võimalikke mõjusid kohalikule kliimale. Selleks viidi regionaalse kliimamudeliga läbi numbriline eksperiment, mille jaoks modelleeriti 31-aastane ajalooline perioodi 2 simulatsiooniga, mis erinesid üksteisest Eesti ala metsasuse poolest.

Tundlikkuse ja võimalike mõjude hindamiseks analüüsiti simulatsioonide vahelisi erinevusi põhilistes meteoroloogilistes parameetrites ja veeringe komponentides ning aluspinna parameetrites. Suurimad erinevuseid ilmneseid 2 m õhutemperatuuris, kus kunstlikult metsata simulatsioonis oli Eesti ala keskmine 2 m õhutemperatuur keskmiselt 0.4°C kõrgem kui loomuliku metsasusega simulatsioonis, samas oli pinnatemperatuur simulatsioonides sarnane. Teine märkimisväärne erinevus ilmnese tuule kiiruses: metsata simulatsioonis oli tuule kiirus keskmiselt 0.3 m/s suurem kui metsases. Temperatuuri tundlikkus metsade eemaldamisel oli suurim sisemaale ning tuule tundlikkus suurim Lääne-Eesti saartel. Üldiselt olid muutused meteoroloogilistes parameetrites väikesed võrreldes nende keskmiste väärtustega, kuid Eesti ala graafikud ja tundlikkuse arvutused võimaldasid siiski tuvastada ruumilisi mustreid ja piirkondlikke erinevusi simulatsioonide vahel, mille alusel saab mingil määral hinnata metsade raadamise võimalikke mõjusid kohalikule kliimale. Üldisemalt, ei tuvastatud antud eksperimendis metsade märkimisväärselt jahutavat või soojendavat mõju kohalikule kliimale.

Töö sekundaarne eesmärk oli võrrelda kasutatud globaalset aluspinna andmebaasi Eesti reaalse andmetega, mida tehti kasutades Metsaregistri andmeid. Tulemused näitasid, et Eesti alal hindas regionaalne kliimamudel metsasust üle. Sellest tulenevalt võiks edaspidi rakendada uut aluspinna andmebaasi või kasutatud andmebaasi uuendatud versiooni, et parandada aluspinna kujutamise tõesust ning seeläbi esitada realistlikumaid modelleerimise tulemusi. Lisaks võiks laiendada maapinna tüüpide hulka, sest antud eksperimendis on kogu aluspind defineeritud loodusliku lageda maa ja metsadena, kuid realistlikkuse eesmärgil võiks kaasata ka linnad ja põllumaad, mille omadused erinevad oluliselt looduslikust pinnast ning mille kaasamine esitaks samuti aluspinda realistlikumalt.

7 Tänuavaldused

Töö autor soovib siiralt tänada Aarne Männikut asjatundliku ja mitmekülgse juhendamise, toetuse ning julgustavate sõnade eest kogu tööprotsessi ja magistriõppe vältel.

8 Viited

- Ahrens, C. D. (2009). *Meteorology today: An introduction to weather, climate, and the environment* (9th ed.). Brooks/Cole Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., ja Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56*. <https://www.fao.org/4/x0490e/x0490e00.htm>
- AMS. (2019). Aerodynamic roughness length. *Glossary of Meteorology*. Kasutatud 05.05.2025. https://glossary.ametsoc.org/wiki/Aerodynamic_roughness_length
- AMS. (2023). Evapotranspiration. *Glossary of Meteorology*. Kasutatud 05.05.2025. <https://glossary.ametsoc.org/wiki/Evapotranspiration>
- AMS. (2024a). Aerodynamic resistance. *Glossary of Meteorology*. https://glossary.ametsoc.org/wiki/Aerodynamic_resistance
- AMS. (2024b). von Kármán's constant. *Glossary of Meteorology*. https://glossary.ametsoc.org/wiki/Von_k%C3%A1rm%C3%A1n's_constant
- Beck, H. E., T. R. McVicar, N. Vergopolan, A. Berg, N. J. Lutsko, A. Dufour, Z. Zeng, X. Jiang, A. I. J. M. van Dijk, and D. G. Miralles. (2023). High-resolution (1 km) Köppen-Geiger maps for 1901–2099 based on constrained CMIP6 projections. *Scientific Data* 10, 724.
- Blümel, K. (1999). A simple formula for estimation of the roughness length for heat transfer over partly vegetated surfaces. *Journal of Applied Meteorology*, 38(6), 814–818 [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1999\)038<0814:ASFFE0>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<0814:ASFFE0>2.0.CO;2)
- Bonan, G. B. (2008) Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests. *Science* 320, 1444–1449. DOI:10.1126/science.1155121
- Boysen, L. R., Brovkin, V., Pongratz, J., Lawrence, D. M., Lawrence, P., Vuichard, N., Peylin, P., Liddicoat, S., Hajima, T., Zhang, Y., Rocher, M., Delire, C., Séférián, R., Arora, V. K., Nieradzik, L., Anthoni, P., Thiery, W., Laguë, M. M., Lawrence, D., Lo, M.-H. (2020). Global climate response to idealized deforestation in CMIP6 models. *Biogeosciences* 17, 5615—5638. DOI: 10.5194/bg-17-5615-2020
- Champeaux J-L., Han K., Geiger B. ja Masson V. (2005). Ecoclimap 2: A new approach at global scale for ecosystems mapping and associated surface parameters database using SPOT/VEGETATION data. *ECMWF*. <https://www.ecmwf.int/en/eLibrary/73964-ecoclimap-2-new-approach-global-scale-ecosystems-mapping-and-associated-surface>
- Chen C, Li D, Li Y, Piao S, Wang X, Huang M, Gentine P, Nemani RR, Myneni RB. (2020). Biophysical impacts of Earth greening largely controlled by aerodynamic resistance. *Sci Adv*. 2020 Nov 20;6(47). doi: 10.1126/sciadv.abb1981.
- Copernicus Climate Change Service (2021). What is Statistical and Dynamical downscaling? *Infosheet 8*. Kasutatud 07.04.2025. <https://climate.copernicus.eu/sites/default/>

files/2021-01/infosheet8.pdf

CORDEX. "CORDEX-CMIP5 Simulations." (2020). Kasutatud 02.04.2025. <https://cordex.org/data-access/cordex-cmip5-data/cordex-cmip5-simulations/>

Cruse, A. M. (2024). Parameterization. *EBSCO*. Kasutatud 07.04.2025. <https://www.ebsco.com/research-starters/earth-and-atmospheric-sciences/parameterization>

Dickinson, R. E. (1984) Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Hansen, J.E., Takahashi, T. (Eds.), Geophys. Monogr., American Geophysical Union, 58-72*

Edwards, P. N. (2010). History of climate modeling. *WIREs Climate Change, 2(1), 128-139*. <https://doi.org/10.1002/wcc.95>

Eesti Entsüklopeedia (2006). Segamets. Kasutatud 14.04.2025. <http://entsyklopeedia.ee/artikkel/segamets2>

Esri. (1998). ESRI Shapefile Technical Description. *Environmental Systems Research Institute*. Kasutatud 23.04.2025. <https://www.esri.com/content/dam/esrisites/sitecore-archive/Files/Pdfs/library/whitepapers/pdfs/shapefile.pdf>

Eyring, V., N.P. Gillett, K.M. Achuta Rao, R. Barimalala, M. Barreiro Parrillo, N. Bellouin, C. Cassou, P.J. Durack, Y. Kosaka, S. McGregor, S. Min, O. Morgenstern, and Y. Sun, 2021: Human Influence on the Climate System. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 423–552, doi: 10.1017/9781009157896.005.

Geophysical Fluid Dynamics Laboratory [GFDL]. (n.d.). Climate modeling. *National Oceanic and Atmospheric Administration*. Kasutatud 07.04.205. <https://www.gfdl.noaa.gov/climate-modeling/>

Geoportaal. (n.d.). Metsaregistri kaardirakenduse kirjeldus. *Kaardirakendus: Metsaregister*. Kasutatud 22.04.2025. <https://geoportaal.maaamet.ee/est/kaardirakendused/metsaregister/metsaregistri-kaardirakenduse-kirjeldus-p966.html>

GisGeography. (n.d.). What is NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)? *Remote Sensing*. Kasutatud 22.04.2025. <https://gisgeography.com/ndvi-normalized-difference-vegetation-index/>

Goosse, H. (2015). Climate System Dynamics and Modelling. *Cambridge: Cambridge University Press*.

Hinkel, L. (2019). Norman Phillips, former meteorology department head, dies at 95. *MIT News*. <https://news.mit.edu/2019/norman-phillips-former-meteorology-department-dead-dies-0516>

Intergovernmental Panel on Climate Change. (2023). IPCC Press Release: Urgent climate action can secure a liveable future for all. *IPCC AR6 raporti pressiväljaanne*. https://www.ipcc.ch/report/ar6/syr/downloads/press/IPCC_AR6_SYR_PressRelease_en.pdf

Jackson, R. B., Canadell, J., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E., Schulze, E. D., 1996. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia* 108, 389–411. <https://www.agro.uba.ar/users/sala/pdfs/063-oecol96c.pdf>

Keskkonnagentuur (2020). Päikesepaistelised tormide saared. *Ilmajutud*. Kasutatud 14.04.2025. <https://www.ilmateenistus.ee/ilmatarkus/ilmajutud/paikesepaisteline-tormide-saar/>

Keskkonnagentuur (n.d.). Rekordid: Sademed ja Lumi. *Kliima*. Kasutatud 24.04.2025. <https://www.ilmateenistus.ee/kliima/rekordid/sademed/>

Keskkonnaministeerium. (2017). Kliimamuutustega kohanemise arengukava aastani 2030. *Kliimaministeerium*. <https://kliimaministeerium.ee/sites/default/files/documents/2021-06/Kliimamuutustega%20kohanemise%20arengukava%20aastani%202030.pdf>

Kraavi, A. A., Pärt, E., Raudsaar, M., Nikopensius, M., Kraavi, K. E., Duggan, J. ja Sanz, M. J. (2020). Mets ja kliimamuutuse. *Keskkonnaministeeriumi raport*. <https://kliimaministeerium.ee/sites/default/files/documents/2021-09/Mets%20ja%20kliimamuutused.pdf>

Maa- ja Ruumiamet. (2025). Maakasutus ja kõlvikud. Kasutatud 14.04.2025. <https://kataster.ee/maatoimingud/maakasutus-ja-kolvikud#ava-rakendus>

Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C. ja Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16(9), 1261–1282. <https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.9.1261>

Li Y, Zhao M, Motesharrei S, Mu Q, Kalnay E, Li S. (2015). Local cooling and warming effects of forests based on satellite observations. *Nature Communications* 31;6:6603. doi: 10.1038/ncomms7603

LUMI User Documentation. (n.d.). Hardware Overview. *CSC – IT Center for Science*. Kasutatud 16.02.2025. <https://docs.lumi-supercomputer.eu/hardware/>

Lynch, P. (2008). THE ENIAC FORECASTS: A Re-creation. *AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY*. <https://maths.ucd.ie/~plynch/Publications/ENIAC-BAMS-08.pdf>

Pärt, E. (2008). Eesti metsavarud ajaloo tuultes. *Eesti Loodus* 4/2008. http://vana.loodusajakiri.ee/eesti_mets/artikkel1862_839.html

Riigikogu. (2017). Metsaseadus § 3. Riigi Teataja. <https://www.riigiteataja.ee/akt/106072017004>

Ritchie, H. (2021). "Forest area". *OurWorldinData.org*. Kasutatud 04.05.2025. <https://ourworldindata.org/forest-area>

Samuelsson, P., Gollvik, S., Kupiainen, M., Kourzeneva, E., ja van de Berg, W. J. (2015). The surface processes of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA4). *SMHI: METEOROLOGI NR 157*. <https://www.smhi.se/en/publications-from-smhi/publications/2015-06-03-the-surface-processes-of-the-rossby-centreregional-atmospheric-climate-model-rca4>

Samuelsson, P., Jones, C.G., Willén, U., Ullerstig, A., Gollvik, S., Hansson, U., Jansson, C., Kjellström, E., Nikulin, G. ja Wyser, K. (2011). The Rossby Centre Regional Climate model RCA3: model description and performance. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63(1), p. 4–23. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00478.x>

Seland, Ø., Bentsen, M., Olivié, D., Toniazzo, T., Gjermundsen, A., Graff, L. S., Debernard, J. B., Gupta, A. K., He, Y.-C., Kirkevåg, A., Schwinger, J., Tjiputra, J., Aas, K. S., Bethke, I., Fan, Y., Griesfeller, J., Grini, A., Guo, C., Ilicak, M., Karset, I. H. H., Landgren, O., Liakka, J., Moseid, K. O., Nummelin, A., Spensberger, C., Tang, H., Zhang, Z., Heinze, C., Iversen, T., and Schulz, M., (2020). Overview of the Norwegian Earth System Model (NorESM2) and key climate response of CMIP6 DECK, historical, and scenario simulations, *Geosci. Model Dev.*, 13, 6165–6200, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-6165-2020>.

SMHI. (2024). Climate models. *Climate research at the Rossby Centre*. Kasutatud 16.04.2025. <https://www.smhi.se/en/research/research-units/climate-research-at-the-rossby-centre/climate-models>

Statistikaamet. (n.d.). Mets. Kasutatud 14. aprill, 2025. <https://stat.ee/et/avasta-statistikat/valdkonnad/keskkond/mets>

Statistikaamet. (2024). KK51: METSAVARU RIIKLIKU METSAINVENTEERIMISE (SMI) HINNANGUL. *Statistika andmebaas*. Kasutatud 23.04.2025. https://andmed.stat.ee/et/stat/keskkond__loodusvarad-ja-nende-kasutamise__metsavaru/KK51/table/tableViewLayout2

Strandberg, G., Bärring, L., Hansson, U., Jansson, C., Jones, C., Kjellström, E., ... ja Ullerstig, A. (2014). CORDEX scenarios for Europe from the Rossby Centre regional climate model RCA4. *Reports Meteorology and Climatology*, 116, SMHI, SE-60176 Norrköping, Sverige

Sõnaveeb. (2019). Äravool. *Geoloogia terminibaas*. Kasutatud 08.05.2025. <https://sonaveeb.ee/search/unif/dlall/dsall/%C3%A4ravool/1/est>

Sõnaveeb. (2004). Lehepinna indeks. <https://sonaveeb.ee/search/unif/dlall/dsall/lehepinna%20indeks/1/est>

Teuling, A. J. and de Badts, E. A. G. and Jansen, F. A. and Fuchs, R. and Buitink, J. and Hoek van Dijke, A. J. ja Sterling, S. M. (2019). Climate change, reforestation/afforestation, and urbanization impacts on evapotranspiration and streamflow in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23, p 3631—3652. doi: 10.5194/hess-23-3631-2019

Valgepea M., Sirkas F. (2024). Metsade levik ja kaitse. *Keskkonnaportaali loodusveeb*. Kasutatud 14.04.2025. <https://loodusveeb.ee/et/themes/mets/metsade-levik-ja-kaitse#4>

9 Lisad

9.1 RCA4 aluspinna parameetrid

Muutuja	Kirjeldus	Sõltuvus
lai_t1	Lageda maa lehepinna indeks	Maapinna tüüp ja kuu
lai_t2	Okasmetsa lehepinna indeks	Maapinna tüüp ja kuu
lai_t3	Lehtmetsa lehepinna indeks	Maapinna tüüp ja kuu
z0_t1	Lageda maa karedusparameeter	Maapinna tüüp ja kuu
z0_t2	Okasmetsa karedusparameeter	Maapinna tüüp ja kuu
z0_t3	Lehtmetsa karedusparameeter	Maapinna tüüp ja kuu
emis_t1	Lageda maa emissioonivõime	Maapinna tüüp ja kuu
alb_t1	Lageda maa albeedo	Maapinna tüüp ja kuu
veg_t1	Lageda maa taimkate	Maapinna tüüp ja kuu
frland	Maa osakaal võrgurakust	Konstantne
alb_soil	Mulla albeedo	Konstantne
clay	Savi osakaal	Konstantne
sand	Liiva osakaal	Konstantne
frac_t1	Lageda maa osakaal maapinnast	Maapinna tüüp
frac_t2	Okasmetsa osakaal maapinnast	Maapinna tüüp
frac_t3	Lehtmetsa osakaal maapinnast	Maapinna tüüp
alb_t2	Okasmetsa albeedo	Maapinna tüüp ja kuu
alb_t3	Lehtmetsa albeedo	Maapinna tüüp ja kuu
emis_t2	Okasmetsa emissioonivõime	Maapinna tüüp ja kuu
emis_t3	Lehtmetsa emissioonivõime	Maapinna tüüp ja kuu
veg_t2	Okasmetsa taimkate	Maapinna tüüp ja kuu
veg_t3	Lehtmetsa taimkate	Maapinna tüüp ja kuu
droot_t1	Lageda maa juurte sügavus	Maapinna tüüp
droot_t2	Okasmetsa juurte sügavus	Maapinna tüüp
droot_t3	Lehtmetsa juurte sügavus	Maapinna tüüp
dsoil_t1	Lageda maa pinnase sügavus	Maapinna tüüp
dsoil_t2	Okasmetsa pinnase sügavus	Maapinna tüüp
dsoil_t3	Lehtmetsa pinnase sügavus	Maapinna tüüp
rsmin_t1	Lageda maa minimaalne pinnakaredus	Maapinna tüüp
rsmin_t2	Okasmetsa minimaalne pinnakaredus	Maapinna tüüp
rsmin_t3	Lehtmetsa minimaalne pinnakaredus	Maapinna tüüp
alb_veg_t1	Lageda maa taimkatte albeedo	Maapinna tüüp
alb_veg_t2	Okasmetsa taimkatte albeedo	Maapinna tüüp
alb_veg_t3	Lehtmetsa taimkatte albeedo	Maapinna tüüp
texture	Tekstuur	Konstantne
minlai_t1	Lageda maa aasta minimaalne albeedo	Maapinna tüüp
minlai_t2	Okasmetsa aasta minimaalne albeedo	Maapinna tüüp
minlai_t3	Lehtmetsa aasta minimaalne albeedo	Maapinna tüüp
maxlai_t1	Lageda maa aasta maksimaalne albeedo	Maapinna tüüp
maxlai_t2	Okasmetsa aasta maksimaalne albeedo	Maapinna tüüp
maxlai_t3	Lehtmetsa aasta maksimaalne albeedo	Maapinna tüüp
frac_lake	Järve osakaal	Konstantne
soil_carb	Mulla süsinik	Konstantne

Tabel 2: RCA4-s modelleerimisel kasutatud aluspinna parameetrid ja nende sõltuvused. Parameetrid põhinevad ECOCLIMAP-I andmebaasil.

9.2 Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Lisa rektori 07.04.2020 käskkirjale nr 1-8/17

Mina, *Katriin Käärik*,

1. Annan Tallinna Tehnikaülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose „*Regionaalse kliimamudeli tundlikkus muutustele aluspinnas*“, mille juhendaja on *Aarne Männik*:
 - (a) reprodutseerimiseks lõputöö säilitamise ja elektroonse avaldamise eesmärgil, sh Tallinna Tehnikaülikooli raamatukogu digikogusse lisamise eesmärgil kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni;
 - (b) üldsusele kättesaadavaks tegemiseks Tallinna Tehnikaülikooli veebikeskkonna kaudu, sealhulgas Tallinna Tehnikaülikooli raamatukogu digikogu kaudu kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni.
2. Olen teadlik, et käesoleva lihtlitsentsi punktis 1 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.
3. Kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei rikuta teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse seadusest ning muudest õigusaktidest tulenevaid õigusi.

Kuupäev: 21. mai 2025

⁰Lihtlitsents ei kehti juurdepääsupiirangu kehtivuse ajal vastavalt üliõpilase taotlusele lõputööle juurdepääsupiirangu kehtestamiseks, mis on allkirjastatud teaduskonna dekaani poolt, välja arvatud ülikooli õigus lõputööd reprodutseerida üksnes säilitamise eesmärgil. Kui lõputöö on loonud kaks või enam isikut oma ühise loomingulise tegevusega ning lõputöö kaas- või ühisautor(id) ei ole andnud lõputööd kaitsvale üliõpilasele kindlaksmääratud tähtajaks nõusolekut lõputöö reprodutseerimiseks ja avalikustamiseks vastavalt lihtlitsentsi punktidele 1.1. ja 1.2, siis lihtlitsents nimetatud tähtaja jooksul ei kehti.