

Pro Gradu -tutkielma
Meteorologia

ÄÄRISADEMÄÄRIEN MUUTOKSET EUROOPASSA
MAAILMANLAAJUISTEN ILMASTOMALLIEN PERUSTEELLA

Ilari Lehtonen

14.6.2011

Ohjaaja: Dos. Kimmo Ruosteenoja (Ilmatieteen laitos)

Tarkastajat: Prof. Hannu Savijärvi ja dos. Kimmo Ruosteenoja

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto

HELSINGIN YLIOPISTO – HELSINGFORS UNIVERSITET – UNIVERSITY OF HELSINKI

Tiedekunta/Osasto – Fakultet/Sektion – Faculty/Section Matemaattis-luonnontieteellinen		Laitos – Institution – Department Fysiikan laitos	
Tekijä – Författare – Author Ilari Lehtonen			
Työn nimi – Arbetets titel – Title Äärisademäärien muutokset Euroopassa maailmanlaajuisten ilmastomallien perusteella			
Oppiaine – Läroämne – Subject Meteorologia			
Työn laji – Arbetets art – Level Pro Gradu		Aika – Datum – Month and year 14.6.2011	Sivumäärä – Sidoantal – Number of pages 70 s + 16 s liitt.
Tiivistelmä – Referat – Abstract <p>Monet merkittävimmistä sään aiheuttamista haitoista liittyvät tulviin ja kuivuuteen. Tässä tutkielmassa arvioitiin sadeilmastossa kuluvan vuosisadan aikana tapahtuvia muutoksia Euroopan ja Pohjois-Atlantin kattavalla alueella kymmenen maailmanlaajuisen ilmastomallin päivittäisten sademääräsimulaatioiden pohjalta. Erityisesti huomiota kiinnitettiin suuriin vuorokausisademääriin ja toisaalta poutajaksojen esiintymiseen. Tämänkaltaisia äärisademääriin liittyviä tutkimuksia oli aiemmin tehty lähinnä alueellisten ilmastomallien tuloksiin perustuen. Alueelliset mallit kykenevät simuloimaan maailmanlaajuisia malleja paremmin pienialaisia sääilmiöitä ja lisäksi niiden avulla saadaan tarkempi kuva muutosten maantieteellisestä jakaumasta. Toisaalta alueellisten mallien tulokset riippuvat voimakkaasti malliajoissa käytetyistä maailmanlaajuiselta mallilta saaduista reunaehdoista. Näin ollen maailmanlaajuisten mallien etuna on parempi mahdollisuus käyttää useiden mallien tuloksia yhdessä, jolloin myös ilmastomallien eroista johtuvasta epävarmuudesta saadaan parempi käsitys.</p> <p>Mallitulosten perusteella sadeilmasto näyttäisi ilmaston lämmitessä muuttuvan äärevämmäksi. Maailmanlaajuisesti sekä rankkasateet että poutapäivät näin ollen keskimäärin yleistyvät ja poutajaksot pidentyvät, kun taas suhteellisen vähäsateisten vuorokausien lukumäärä pienenee. Muutokset eivät kuitenkaan ole kaikkialla samansuuntaisia. Euroopassa ilmasto näyttäisi muuttuvan kuivemmaksi Välimeren ympäristössä ja kesällä myös Keski-Euroopassa, kun taas Pohjois-Euroopassa sateet lisääntyvät etenkin talvella. Tällöin sadeilmaston äärevöityminen tulee esiin siten, että keskimäärin sateisemmiksi muuttuvilla alueilla rankat sateet lisääntyvät ja voimistuvat enemmän kuin mitä sademäärä keskimäärin kasvaa, ja myös monilla kuivemmiksi muuttuvillakin alueilla etenkin kaikkein rankimmat sateet voimistuvat jonkin verran. Vastaavasti poutapäivät lisääntyvät ja pisimmät poutajaksot pidentyvät paikoin sellaisillakin alueilla, joilla sademäärä keskimäärin kasvaa. Myös sademäärän vuosienvälinen vaihtelu näyttäisi tulosten perusteella jossain määrin lisääntyvän. Mallitulosten keskiarvona Pohjois-Euroopassa suurin vuosittainen vuorokausisademäärä kasvaa vuosisadan loppuun mennessä keskimäärin 17 %, mutta vuoden pisin poutajakso lyhenee vain 2 %. Keski-Euroopassa suurimmat vuorokausisademäärät kasvavat 15 % ja pisimmät poutajaksot pitenevät 22 % ja Etelä-Euroopassakin suurimmat vuorokausisademäärät kasvavat 8 %, vaikka pisimmät poutajaksot pidentyvät 35 %.</p> <p>Nyt saadut tulokset ovat pääosin sopusoinnussa aiempien sadeilmaston muutoksia käsittelevien tutkimustulosten kanssa. Myös verrattaessa mallien simuloimaa sadeilmastoa havaintoihin törmätään aiemmista tutkimuksista tuttuihin eroihin; ilmastomallit tuottavat todellista vähemmän sateettomia päiviä ja suurin osa malleista aliarvioi lisäksi sekä rankkasateiden esiintymistä että niiden voimakkuutta.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords Sademäärä, rankkasateet, poutajaksot, ääri-ilmiöt, ilmastonmuutos, ilmastomallit, Eurooppa			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited Kumpulan tiedekirjasto			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			

SISÄLLYSLUETTELO

1. JOHDANTO	1
2. SADEILMASTON PIIRTEITÄ	2
2.1 Euroopan ja Suomen sadeilmaston ominaisuuksia	3
2.2 Ilman lämpötilan ja sadeilmaston välinen yhteys	5
2.3 Sadeilmastossa tähän mennessä havaitut muutokset	7
3. ILMASTOMALLINNUS	8
3.1 Kytkeytyt ilmakehä-valtamerimallit	8
3.2 Maailmanlaajuiset ja alueelliset ilmastomallit	9
3.3 Kasvihuonekaasujen ja pienhiukkasten päästö- ja pitoisuusskenaariot	10
3.4 Ilmastomallituksen epävarmuuslähteet	12
4. TUTKIMUSAINEISTO JA -MENETELMÄT	13
4.1 Ilmastomallit	13
4.2 E-OBS-havaintoaineisto	15
4.3 Lasketut sadeindeksit	17
5. HAVAITUN JA MALLINNETUN SADEILMASTON VERTAILUA	21
5.1 Keskimääräinen sademäärä	21
5.2 Rankkasateet ja kuivuus	25
6. TULOKSET SKENAARIOJAKSOILLA	33
6.1 Keskimääräinen sademäärä	33
6.2 Sadepäivien frekvenssijakaumat	36
6.3 Rankkasateet	37
6.4 Poutapäivien lukumäärä ja poutajaksot	41
6.5 Eri sadeindeksien muutosten keskinäinen yhteensopivuus	44
6.6 Sademäärän ja muiden ilmastosuureiden muutosten välinen yhteys	48
6.7 Eri skenaarioiden ja ajanjaksojen vertailua	49
7. RANKKASADEPÄIVIEN SYNOPTISET TILANTEET ILMASTOMALLEISSA	54
8. JOHTOPÄÄTÖKSET	57
8.1 Vertailua aiempiin tutkimustuloksiin	57
8.2 Yhteenveto	59
KIITOKSET	62
KIRJALLISUUSLUETTELO	63
LIITE 1. SADEPÄIVIEN FREKVENSSIJAKAUMAT VERTAILUJAKSOLLA	
LIITE 2. RANKKASADEPÄIVÄT JA POUTAPÄIVÄT VERTAILUJAKSOLLA	
LIITE 3. SADEINDEKSIEN MUUTOKSIA A1B-SKENAARIOSSA	

1. JOHDANTO

Kuluvalla vuosisadalla maapallon keskimääräisen lämpötilan odotetaan nousevan kasvihuoneilmiön voimistumisen vaikutuksesta noin 1-6 asteella (IPCC, 2007). Keskilämpötilan nousun lisäksi ilmastonmuutos tulee esiin muutoksina myös muissa ilmastosuureissa ja erilaisten sään ääri-ilmiöiden esiintymisessä. Nimenomaan äärimmäiset sääilmiöt herättävät yleensä eniten huomiota ja ne ovat merkittävimpiä myös yhteiskunnan toimintojen kannalta. Teollisuusmaissa kyetään yleensä varautumaan poikkeuksellisiin sääolosuhteisiin kehitysmaita paremmin ja niinpä yli 98 % vuosina 1981-2000 sääkatastrofien aiheuttamista kuolemantapauksista sattui kehitysmaissa (Räisänen ja Heino, 2008). Toisaalta esimerkiksi Yhdysvalloissa sään aiheuttamat taloudelliset vahingot ovat viime vuosikymmeninä kasvaneet monikymmenkertaisiksi (Changnon et al., 2000), joskin vahinkojen kasvu johtuu suurelta osin väestön ja omaisuuden kasvusta eikä niinkään ilmaston muuttumisesta. Tämä kuitenkin kuvastaa yhteiskunnan muuttumista alttiimmaksi erilaisille sääkatastrofeille.

Tässä työssä tutkittiin sadeilmastoon liittyvien ääri-ilmiöiden, eli rankkasateiden ja kuivuusjaksojen esiintymisen muutoksia Euroopan ja Pohjois-Atlantin kattavalla alueella kymmenen eri maailmanlaajuisen ilmastomallin avulla. Tietämys rankkasateiden ja kuivuusjaksojen mahdollisesta yleistymisestä tai harvinaistumisesta on tärkeää etenkin tulvariskien ennakoinnin ja maatalouden, mutta myös esimerkiksi vesivoiman tuotannon kannalta. Käytössä olleet ilmastomallien tulokset ovat peräisin CMIP3-hankkeeseen liittyvästä kansainvälisestä tietopankista (Meehl et al., 2007). Ilmastomallien simuloimia päivittäisiä sademääriä oli käytössä vertailujaksolta 1971-2000 sekä tulevaisuuteen sijoittuvilta jaksoilta 2046-2065 ja 2081-2100 kolmeen eri kasvihuonekaasujen päästöskenaarioon perustuen. Aineistosta laskettiin erilaisia rankkojen sateiden sekä poutapäivien ja kuivuusjaksojen esiintymistä kuvaavia indeksejä ja niiden muutoksia tulevaisuutta kuvaavien jaksojen ja vertailujakson välillä. Tuloksia esiteltäessä keskitytään erityisesti jaksoon 2081-2100 ja A1B-päästöskenaarioon (Nakićenović et al., 2000). Lisäksi ilmastomallien simuloimaa sadeilmastoa jaksolla 1971-2000 verrattiin havaintoihin Euroopan maa-alueet kattavaa hilamuotoista E-OBS-havaintoaineistoa apuna käyttäen (Haylock et al., 2008).

Lukuisissa aiemmissä tutkimuksissa on käsitelty sadeilmaston muutoksia sekä jonkin verran myös niiden yhteiskunnallisia vaikutuksia Euroopan alueella (esim. Christensen ja Christensen, 2007; Beniston et al., 2007; Nikulin et al., 2011; Ylhäisi, 2009; Ruosteenoja et al., 2007; Tapiador et al., 2007; Tapiador ja Sánchez, 2008) tai paikallisemmin joko Pohjois-Euroopassa tai pelkästään Suomessa (Karppanen, 2006; Jylhä et al., 2004, 2007a, 2007b,

2009; Ylhäisi et al., 2010; Perrels et al., 2010). Näissä tutkimuksissa on useimmiten käytetty alueellisia ilmastomalleja, joita tavataan pitää maailmanlaajuisia malleja tarkemman alueellisen erottelukykynsä takia parempina harvoin esiintyvien sään ääri-ilmiöiden tutkimisessa, erityisesti ilmiöiden paikallisten piirteiden esiin saamiseksi. Alueellisten mallien tulokset ovat kuitenkin herkkiä käytetyn maailmanlaajuisen mallin antamille reunaehdoille ja niinpä samakin alueellinen malli voi antaa varsin erilaisia arvioita tulevista ilmastomuutoksista käytössä olevasta maailmanlaajuisesta mallista riippuen. Yleensä alueellisiin malleihin perustuvissa tutkimuksissa on ollut käytössä vain yksi tai enintään muutama maailmanlaajuinen malli, joista alueelliset mallit ovat saaneet reunaehdonsa. Näin ollen käyttämällä kymmenen toisistaan riippumattoman maailmanlaajuisen mallin tuloksia yhdessä saadaan parempi kuva mallitulosten välisiin eroihin liittyvästä epävarmuudesta ja siten edustavampia tuloksia. Toisaalta on myös mielenkiintoista vertailla, miten paljon maailmanlaajuisilla malleilla saatavat tulokset sadeilmaston muutoksista eroavat alueellisilla malleilla saaduista. Kaiken kaikkiaan maailmanlaajuisten ja alueellisten ilmastomallien tulokset yhdessä täydentävät käsitystämme Euroopan sadeilmastossa kuluvalle vuosisadalle odotettavissa olevista muutoksista.

Tässä tutkielmassa käydään aluksi läpi sadeilmaston yleisiä piirteitä ja näiden piirteiden muutoksiin vaikuttavia teoreettisia tekijöitä sekä esitellään ilmastomallinnuksen keskeisiä periaatteita sekä käytetyt tutkimusmenetelmät ja -aineistot. Tulosten esittely aloitetaan vertaamalla mallien simuloimaa nykyilmastoa havaintoihin. Tämän jälkeen käsitellään erillisessä luvussa sadeilmastossa mallitulosten perusteella odotettavissa olevia muutoksia ja ennen tulosten yhteenvetoa vielä erikseen lyhyesti ilmastomallien simuloimien rankkasadetausten synoptista kehitystä.

2. SADEILMASTON PIIRTEITÄ

Moniin muihin sääsuureisiin verrattuna sademäärälle on ominaista suuri alueellinen ja ajallinen vaihtelu. Sademäärään vaikuttavia paikallisia tekijöitä ovat mm. maastonmuodot sekä maan ja meren jakauma. Tarkasteltaessa sademäärän ilmastollisia piirteitä on syytä käyttää pitkän ajan keskiarvoja. Yleensä ilmastollisissa tarkasteluissa käytetään 30 vuoden pituisia normaalijaksoja, esimerkiksi jaksoa 1971-2000. Hyvin harvoin esiintyvien ääri-ilmiöiden, kuten kaikkein rankimpien sateiden toistuvuusajkojen arviointiin on perusteltua käyttää pidempiäkin aikasarjoja. Pitkiä aikasarjoja käytettäessä ongelmaksi kuitenkin muodostuu, etteivät aikasarjan alku- ja loppupää ole enää vertailukelpoisia keskenään, koska

ilmasto on ehtinyt vuosikymmenten saatossa muuttua (Räisänen ja Ruokolainen, 2008). Käytännössä aikasarjan pituus asettaa rajoituksen sille, kuinka harvoin toistuvien ilmiöiden esiintymistä on mielekästä tutkia.

Ilmakehän dynamiikan näkökulmasta sade on seurausta vesihöyrypitoisen ilman jäähtymisestä nousuliikkeen seurauksena (Puhakka, 1995). Karkeasti yksinkertaistaen sade voidaan jakaa nousuliikkeen aiheuttajan perusteella kolmeen eri päätyyppiin: laaja-alaiseen jatkuvaan sateeseen, konvektiiviseen kuurosateeseen sekä orografiseen sateeseen. Laaja-alainen sade on seurausta barokliinisen epävakaisuuden aiheuttamista synoptisen mittakaavan nousevan liikkeen alueista. Tällaista sadetta esiintyy tyypillisesti keskileveysasteiden syklonien yhteydessä, eikä sateen voimakkuudessa ole kovin suuria paikallisia vaihteluita. Sen sijaan ehdollisen hydrostaattisen epävakaisuuden synnyttämälle konvektiiviselle kuurosateelle suuret ja nopeat paikalliset vaihtelut sateen voimakkuudessa ovat ominaisia. Konvektiivinen sade on tyypillistä erityisesti trooppisissa, mutta sitä esiintyy yleisesti myös keskileveysasteilla etenkin lämpimänä vuodenaikana. Kolmantena sadetyyppinä voidaan pitää orografista sadetta, joka syntyy ilman joutuessa pakotettuun nousuun maastoesteiden vuoksi. Orografisia sateita esiintyy vuoristoalueilla, kuten esimerkiksi Andien ja Skandien tuulenpuoleisilla rinteillä. Kuitenkin vähäisemmätkin erot pinnan topografiassa vaikuttavat paikallisesti sateen voimakkuuteen. Tästä hyvä esimerkki on Etelä-Suomen sateita paikallisesti voimistava Salpausselkä.

Luonnossa eri sadetyyppejä ei voi useinkaan erottaa toisistaan. Erityisesti kylmissä rintamissa voi esiintyä sekä jatkuvaa sadetta että myös syntyperältään konvektiivista sadetta yhtä aikaa. Myös lämpimään rintamaan liittyvässä sateessa esiintyy tavallisesti kovemman sateen alueita, mutta nämä sadenauhat ovat useimmiten vain jatkuvan sateen tihentymiä, joiden yhtenä aiheuttajana pidetään ehdollista symmetristä epävakautta. Lisäksi syntyperältään selvästi konvektiivisiin kuuronauhoihin liittyy monesti kerrospilveä ja jatkuvaa sadetta (Savijärvi, 2010).

2.1 Euroopan ja Suomen sadeilmaston ominaisuuksia

Tässä tutkimuksessa tarkasteltavana oleva Euroopan ja Pohjois-Atlantin alue kuuluu Köppenin ilmastoluokittelussa pääosin lauhkeiden ilmastojen ja lumimetsäilmastojen piiriin (Räisänen ja Heino, 2008). Alueen pohjois- ja luoteisosat, mm. Grönlanti kokonaisuudessaan, kuuluvat kuitenkin lumi-ilmastoihin ja tutkimusalueen kaakkoisosasta löytyy myös kuivaa aroilmastoa. Alueen pohjoisosissa sateet ovat talvisin luonteeltaan pääosin jatkuvia

sateita paitsi vuoristoalueilla, joilla esiintyy myös orografisia sateita. Konvektiivisten sateiden osuus kasvaa kesäisin sekä etelää kohti siirryttäessä. Etelä-Euroopassa sateet ovat keskimäärin voimakkaampia kuin Pohjois-Euroopassa, ja siellä vuoden kokonaissademäärästä kertyy vain muutamien rankkasadepäivien aikana suurempi osa kuin pohjoisempana, jossa sadetta saadaan tasaisemmin läpi vuoden ja useampina päivinä (Sun et al., 2006). Välimeren alueella myös pitkät poutajaksot ovat tyypillisiä etenkin kesäisin.

Suomessa sataa keskimäärin noin 450-700 mm vuodessa alueesta riippuen (Drebs et al., 2002). Eniten sataa heinä-elokuussa ja vähiten helmi-huhtikuussa. Yli kymmenen millimetrin vuorokausisademääriä esiintyy suuressa osassa Lappia ja Perämeren rannikolla keskimäärin vajaana kymmenenä päivänä vuodessa ja muualla noin 10-20 päivänä vuodessa. Yksittäisellä asemalla sataa keskimäärin kerran kymmenessä vuodessa vähintään noin 50 millimetriä vuorokaudessa (Venäläinen et al., 2009). Keskikesällä, jolloin konvektiivisten sateiden osuus on suurin, yksittäiset sadetapahtumat ovat lyhytkestoisempia ja rankempia kuin muulloin (Kilpeläinen et al., 2008). Etelä-Suomessa kuurostateiden osuudeksi on kesällä arvioitu noin 20 % sateen kokonaisajasta (Kaurola et al., 1989).

Vuositasolla sadanta ylittää Suomessa keskimäärin haihdunnan (Mustonen, 1986). Normaalitasoa alhaisempien sademäärien aiheuttamat pitkittyneet kuivuusjaksot ovatkin harvinaisia paitsi Suomessa niin myös koko Pohjois-Euroopassa (Hohenthal, 2009). Suomessa pisimmät kuivuusjaksot keskittyvät etenkin rannikkoalueille ja kuivuuden kannalta oleellisimpia ovat vähäsateisuuden kanssa kesäisin samaan aikaan esiintyvät poikkeuksellisen korkeat lämpötilat. Etelä-Suomen sisämaassa sijaitsevalla Jokioisten asemalla esiintyy kesäaikaan keskimäärin kerran kymmenessä vuodessa noin 40 vuorokauden pituinen jakso, jonka kokonaissademäärä jää alle 10 millimetrin (Venäläinen et al., 2009). Rannikolla sijaitsevassa Helsingissä vastaavanlainen kerran kymmenessä vuodessa esiintyvä jakso kestää keskimäärin noin 45 vuorokautta (Jylhä et al., 2007b). Vielä jonkin verran yleisempiä ovat kolmen kuukauden jaksot, jolloin kokonaissademäärä jää alle 100 millimetrin. Niin ikään Helsingin havaintojen perusteella puolestaan touko-syyskuussa esiintyy keskimäärin kerran 25 vuodessa käytännössä täysin sateeton jakso, joka kestää vähintään 33 vuorokautta (Kilpeläinen et al., 2008).

Vuosienvälinen vaihtelu sekä kokonaissademäärissä että myös sademäärän ääriarvoissa selittyy pitkälti ilmakehän kiertoilikkeiden vaihtelulla. Tunnetuin laajoilla alueilla sademääriin vaikuttava ilmiö on etenkin Tyynenmeren ympäristön säähän vaikuttava El Niño – Eteläinen värähtely, josta käytetään lyhennettä ENSO (El Niño – Southern Oscillation). Euroopan alueella sään ja sademäärän vaihteluita selittää puolestaan Pohjois-Atlantin värähtely

NAO (North Atlantic Oscillation), jota kuvaa keskimääräisen Islannin matalapaineen ja Azorien korkeapaineen välistä ilmanpaine-eroa mittaavan NAO-indeksin vaihtelu. Positiivisen NAO-indeksin vallitessa kyseinen ilmanpaine-ero on keskimääräistä suurempi ja länsituulet ovat siten Pohjois-Atlantilla keskimääräistä voimakkaampia. Negatiivisen indeksin aikana tilanne on päinvastainen. NAO-indeksin ollessa positiivinen Pohjois-Euroopassa on yleensä myös tavallista sateisempaa ja Etelä-Euroopassa on vastaavasti normaalia kuivempaa ja indeksin ollessa negatiivinen jälleen toisin päin (Hurrell, 1995). NAO-indeksin vaiheella on havaittu olevan vastaava yhteys myös rankkojen sateiden esiintymiseen Euroopassa etenkin talvikaudella (Kenyon ja Hegerl, 2010; Haylock ja Goodess, 2004). Kesällä rankimmat saateet ovat yleensä konvektiivisia ja siten luonteeltaan paikallisempia, eikä niiden esiintymisestä voida löytää samankaltaista yhteyttä ilmakehän yleisen kiertoliikkeen vaihteluihin. Lisäksi NAO-indeksin vaihtelu on kesällä paljon vähäisempää kuin talvella (Hurrell et al., 2003).

2.2 Ilman lämpötilan ja sadeilmaston välinen yhteys

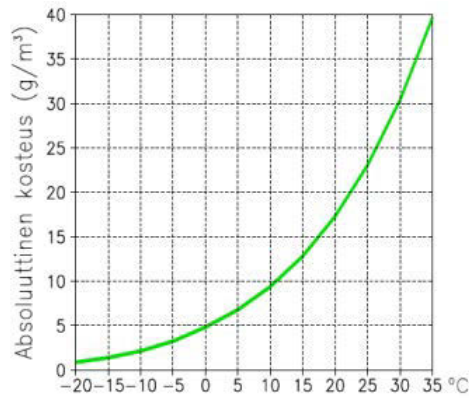
Maapallolla runsaimmat sateet esiintyvät tropiikissa, jossa on myös lämpimintä, kun taas kylmillä napa-alueilla sateet ovat vähäisiä, koska kylmä ilma ei pysty sitomaan paljoa vesihöyryä. Sateiden maantieteelliseen jakaumaan vaikuttavat luonnollisesti suuresti myös ilmakehän kiertoliikkeet, mutta lämpötila asettaa raja-arvon ilman kyvyille sitoa vesihöyryä ja säätelee näin rankkojen sateiden esiintymisen mahdollisuutta. Tälle ilmakehän vesihöyryn sitomiskyvyille eli kyllästyskosteudelle voidaan johtaa lauseke Clausiuksen ja Clapeyronin yhtälöstä integroimalla. Yhtälön yleinen muoto on (Tsonis, 2007)

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L}{T\Delta V} \quad (2.1)$$

missä e_s on ilman kyllästyskosteus, T lämpötila, L olomuodon muutokseen liittyvä latentti lämpö ja ΔV olomuodon muutokseen liittyvä tilavuuden muutos lämpötilassa T . Yhtälöstä (2.1) integroimalla johdettu likimääräinen lauseke kylläisen vesihöyryn paineelle lämpötilavälillä -20 °C ja 30 °C on (Tsonis, 2007)

$$e_{sw} = 6.11 \exp \left(53.49 - \frac{6808}{T} - 5.09 \ln T \right) \quad (2.2)$$

missä e_{sw} on ilman kyllästyskosteus nestemäisen veden suhteen. Ilmakehän kyky sitoa vesihöyryä kasvaa likimain eksponentiaalisesti lämpötilan funktiona. Tämä nähdään kuvasta 2.1, jossa Clausiuksen ja Clapeyronin yhtälön mukainen ilman kyllästyskosteus on esitetty lämpötilan funktiona. Käytännössä yhden asteen lämpötilan nousua vastaa noin seitsemän pro-



Kuva 2.1. Clausiuksen ja Clapeyronin yhtälön mukainen ilman kyllästyskosteus lämpötilan funktiona.

sentin lisäys kyllästyskosteudessa. Tästä seuraa, että maapallon keskilämpötilan noustessa kasvihuoneilmaston voimistumisen seurauksena ilmakehän vesihöyrypitoisuus kasvaa eksponentiaalisesti, mikäli suhteellinen kosteus ei muutu. Havainnot viime vuosikymmeniltä osoittavat ilmakehän vesihöyrypitoisuuden nousseen maailmanlaajuisesti yhdessä lämpötilan nousun kanssa lähes Clausiuksen ja Clapeyronin yhtälön ennustamalla tavalla, mikä tukee teoriaa suhteellisen kosteuden pysymisestä likimain vakiona (Willett et al., 2008; Dai, 2006).

Koko maapallon keskimääräinen sademäärä ei kuitenkaan kasva ilmaston lämmentessä samassa suhteessa ilmakehän vesihöyrysisällön kanssa, sillä veden kiertokulun voimakkuutta säätelee maan pinnan ja ilmakehän lämpötase (Boer, 1993; Allen ja Ingram, 2002). Maailmanlaajuisesti ilmakehän lämpötase on sellainen, että veden tiivistyessä vapautuva lämpö sekä pienempänä tekijänä havaittavan lämmön vuo pinnalta ilmakehään kumoavat säteilyjäähdytymisen. Pilvien muodostumiseen, optisiin ominaisuuksiin ja elinikään sekä edelleen sateen syntyyn vaikuttaa myös muita tekijöitä, kuten ilmakehän hiukkaspitoisuus pilvipisaroiden muodostumiseen liittyvien mikrofysikaalisten prosessien välityksellä. Säteilyjäähdytymiseen kasvihuonekaasujen lisääntyminen ja ilmakehän lämpeneminen vaikuttavat vain vähän, ja niinpä yhden asteen lämpötilan nousua kohden veden kiertokulun ennustetaan maailmanlaajuisesti voimistuvan vain noin 1-2 % (IPCC, 2001). Mikäli ilmakehän kosteussisältö lisääntyy samalla 7 %, viettää yksittäinen vesimolekyylä lämpimämmässä ilmastossa kauemmin aikaa ilmakehässä. Rankkasateiden oletetaan kuitenkin voimistuvan samaa tahtia ilmakehän vesihöyrypitoisuuden kasvun kanssa, sillä niiden voimakkuutta säätelee alailmakehän kosteusvuon konvergensi (Trenberth et al., 2003). Rankat konvektiiviset sateet saattavat voimistua jopa tätä enemmän, mikäli kosteutta on riittävästi saatavilla lämpötilan nousun samanaikaisesti mahdollistaessa konvektioon liittyvien nousuvirtausten voimistumisen (Lenderink ja van Meijgaard, 2008; Sugiyama, 2010). Paikallisesti tästä voi seurata sateiden voimistumista etenkin rannikkoalueilla meriveden lämpenemisen kiihdyttäessä haihduntaa

merestä (Lenderink et al., 2009). Muutenkin sadeilmasto voi yksittäisillä alueilla muuttua hyvinkin eri tavalla kuin maailmanlaajuisesti keskimäärin, koska alueellisesti muutoksiin vaikuttavat suuresti muutokset ilmakehän yleisessä kiertoliikkeessä. Joka tapauksessa mikäli rankkasateet voimistuvat enemmän kuin kokonaissademäärä lisääntyy, täytyy joko heikkojen sateiden heikentyä tai sadetapahtumien määrän ylipäätään vähentyä. Lämpimämpi ilmasto suosii siten voimakkaampia, mutta harvemmin esiintyviä sadetapahtumia.

2.3 Sadeilmastossa tähän mennessä havaitut muutokset

1900-luvun puolivälin jälkeen maapallon keskilämpötila on noussut vajaalla asteella (IPCC, 2007), joten lämpenemisen vaikutusten sademäärään ja sademäärän ääriarvoihin voisi olettaa jossain määrin tulevan jo esiin havainnoista. Asian tutkimista vaikeuttaa kuitenkin suuri vuosienvälinen vaihtelu rankkojen sateiden esiintymisessä ja ääri-ilmiöiden jo määritelmänsä mukainen harvinaisuus, minkä johdosta tutkimuksissa ei yleensä keskitytä kaikkein äärimmäisimpiin sääilmiöihin. Lisäksi havaintoaikasarjojen tulkinnessa tulee ottaa huomioon mittausmenetelmien muuttumisesta aiheutuva epävarmuus, jonka johdosta eri aikakausien havainnot eivät välttämättä ole täysin vertailukelpoisia keskenään. Kuitenkin havaintojen perusteella näyttää siltä, että joko ankarasta kuivuudesta tai rankoista sateista kärsivien alueiden pinta-ala on maailmanlaajuisesti lähes kaksinkertaistunut 1970-luvun alun jälkeen (Dai et al., 2004). Rankkasateet näyttäisivät yleistyneen laajoilla alueilla keskileveysasteilla ja esimerkiksi Etelä-Afrikassa sekä Australiassa (Groisman et al., 2005; Easterling et al., 2000). Paikallisesti rankkojen sateiden esiintymisessä on löydettävissä kuitenkin myös laskevia trendejä. Esimerkiksi Kaukoidässä nousevat ja laskevat trendit rankkasateiden esiintymistiheydessä vuorottelevat eri alueilla. Rankkasateiden epäsäännöllisestä luonteesta johtuen on havaintojen perusteella niiden yleistymistä selvempää maailmanlaajuisesti katsottuna ollut viimeisten reilun puolen vuosisadan aikana keskimääräisen vuotuisen sademäärän kasvu (Alexander et al., 2006).

Euroopan alueella rankkasateet ovat havaintojen mukaan jonkin verran lisääntyneet viime vuosisadan jälkipuoliskolla, joskin erot eri havaintoasemien välillä ovat lyhyelläkin matkalla usein suuria (Klein Tank ja Können, 2003). Lisäksi rankkasateiden yleistymisen on rajoittunut niille asemille, joilla myös sademäärä keskimäärin on kasvanut. Talvikaudella havaitut muutokset rankkasateissa ovat Euroopassa olleet selvästi yhteydessä NAO-indeksin vaihteluihin (Haylock ja Goodess, 2004). Klein Tankin ja Könnenin (2003) tulokset joka tapauksessa tukevat käsitystä rankkasateiden yleistymisestä keskileveysasteilla.

3. ILMASTOMALLINNUS

Nykyaikainen ilmastomallinnus perustuu säänennustusmallien kaltaisiin tietokone-malleihin. Säänennustusmalleihin verrattuna ilmastomallien erottelukyky on huonompi ja laskennassa käytetty aika-askel pidempi, jotta tulokset saataisiin järkevässä ajassa, vaikka mallia ajettaisiin vuosikausia tai jopa satoja vuosia eteenpäin. Toisaalta säänennustusmalleja pidemmän ennustusajan takia ilmastomallit sisältävät ilmakehän oloja simuloivan mallin lisäksi myös valtameriä simuloivan osamallin, koska merten olojen ei voida olettaa pysyvän vakiona ennustusajan puitteissa. Toisin kuin säänennustusmalleilla, ilmastomalleilla ei pyritä ennustamaan yksittäisen hetken säätilaa, joten alkutilan tarkkuudella ei ole suurta merkitystä. Luotettavien ilmastoennusteiden saamiseksi mallien tuottaman ilmaston olisi kuitenkin suotavaa vastata kohtuullisella tarkkuudella havaittua sekä keskiarvojen että vaihtelevaisuuden suhteen.

3.1 Kytkeytyt ilmakehä-valtamerimallit

Ilmastomallinnuksen tärkeimpiä työkaluja ovat kolmiulotteiset kytkeytyt ilmakehä-valtamerimallit, jotka simuloivat ilmakehän ja valtamerien käyttäytymistä virtausmekaniikan ja lämpöopin peruslakien avulla (Räisänen, 2008). Lisäksi ilmastomalleissa ovat mukana maa-alustan oloja ja merijäätä simuloivat osamallit. Ilmastomallien ilmakehäosan muodostaa yli koko maapallon ulottuva kolmiulotteinen hilapisteikkö, jossa laskentapisteen välimatka vaakasuunnassa on tavallisesti 150-400 kilometriä. Pystysuunnassa laskentatasoja on yleensä noin 20-30, siten että alin mallitaso on muutaman kymmenen metrin korkeudella, mutta ylöspäin mentäessä tasojen välimatka harvenee ja stratosfäärissä se on jo useita kilometrejä. Laskenta-alueen yläraja on yleensä noin 30-50 kilometrin korkeudella. Kussakin laskenta-alueen hilaruudussa ennustetaan hydrostaattisten primitiiviyhtälöiden avulla tuulen komponentteja, ilmanpainetta ja ilman lämpötilaa sekä vesihöyrypitoisuutta ja mahdollisia muita suureita, kuten esimerkiksi pilvien sisältämän nestemäisen veden määrää. Monissa malleissa nämä laskelmat tehdään käyttäen spektrimuunnosmenetelmää, jossa osa laskelmista tehdään sarjakehitelmien avulla pallofunktioita apuna käyttäen.

Valtamerimallit toimivat periaatteessa vastaavasti kuin ilmakehämallit, mutta niissä on hilapisteitä usein tiheämmässä, koska ilmakehän matala- ja korkeapaineita vastaavat merten pyörteet ovat huomattavasti pienialaisempia (Räisänen, 2008).

Ilmastomallinnuksen tarkkuutta rajoittaa ns. parametrisointiongelma (Räisänen, 2008). Mallin erottelukykyä pienempiä ilmiöitä ei voida kuvata suoraan, mutta monet pienikokoisetkin ilmiöt ovat ilmakehän kannalta tavattoman tärkeitä, joten niiden vaikutus on kuvattava epäsuorasti hilapisteikössä esitettyjen suureiden avulla. Tätä kutsutaan parametrisoinniksi. Ilmakehämalleissa parametrisoitavia ilmiöitä ovat esimerkiksi turbulenssi, pinta-kitka sekä muu alustan ja ilmakehän välinen vaihto, säteilyn kulku, konvektio, vesihöyryn tiivistyminen, pilvisyys ja sateen muodostuminen. Monien ilmastomuutokseen vaikuttavien palauteilmiöiden voimakkuus riippuu suuresti käytetyistä parametrisointimenetelmistä, ja erilaisia parametrisointitapoja käyttävät mallit antavat siksi erilaisia tuloksia. Suurimman epävarmuustekijän ilmastomallien tuloksiin näyttäisi aiheuttavan pilvifysiikkaan liittyvien prosessien parametrisointi.

Kerrosilvet ja laaja-alainen jatkuva sade sekä konvektio ja kuurosateet käsitellään malleissa tavallisesti erillisinä (Savijärvi, 2007). Jatkuvaa sadetta saadaan, kun hilapisteessä syntyy ylikyllästystila ja ylikyllästystä vastaava määrä vesihöyryä tiivistetään pilvivedeksi, josta edelleen osa pudotetaan sateena maahan. Jatkuvan sateen aiheuttavat laaja-alaiset nousuliikkeet mallien dynamiikkaosuus tuottaa yleensä suhteellisen hyvin, mutta konvektiiviset kuurosateet ovat ongelmallisia, kuten pienemmän hilavälin säänennustusmalleillekin. Konvektion parametrisointiin on olemassa useita menetelmiä, joista alkeellisin on ns. adiabaattinen mukauttaminen. Tässä menetelmässä ennusteen aika-askeleen aikana muodostuneet yliadiabaattiset kerrokset muutetaan kosteudesta riippuen kuiva- tai kostea-adiabaattisiksi. Kostea-adiabaattisessa mukauttamisessa syntyy helposti ylikyllästystä, joka poistetaan kuurosaateena. Kehittyneempiä menetelmiä ovat esimerkiksi Kuo-menetelmä, jossa lasketaan ilmapylvään kosteusvuon konvergenssia rajakerroksessa sekä sangen paljon laskenta-aikaa vaativa Arakawa-Schubert -menetelmä, jonka erilaisia versioita käytetään monissa nykyaikaisissa ilmastomalleissa. Arakawa-Schubert -menetelmää selostavat tarkemmin esimerkiksi Pan ja Randall (1998) ja yleisemmin säänennustus- ja ilmastomallien pilvifysiikkaan liittyviä parametrisointiongelmia ja -menetelmiä muun muassa Tao ja Moncrieff (2009).

3.2 Maailmanlaajuiset ja alueelliset ilmastomallit

Maailmanlaajuisten ilmastomallien laskenta-alue kattaa sananmukaisesti koko maapallon. Niiden suhteellisen karkean erottelukyvyn vuoksi on kehitetty erilaisia menetelmiä, joiden avulla ilmastomuutoksista pyritään saamaan paikallisesti tarkempaa tietoa. Kenties tärkein näistä menetelmistä on alueellinen ilmastomallitus (Giorgi ja Mearns, 1999; Giorgi,

2006). Alueellinen ilmastomallitus on kehittynyt alueellisesta säänennustusmallituksesta ja periaate on molemmissa sama; hienohilaista, mutta vain pienen osan maapallosta kattavaa mallia ajetaan käyttäen jostain maailmanlaajuisella mallilla aiemmin tehdystä kokeesta saatavia reunaehdoja. Tämän johdosta alueellisten ilmastomallien tulokset riippuvat voimakkaasti käytetystä maailmanlaajuisesta mallista, ja tämän epävarmuuden tuntemiseksi alueellisia malleja olisi syytä ajaa useiden eri maailmanlaajuisien mallien antamilla reunaehdoilla (Chen et al., 2006). Käytännössä tämä on kuitenkin työlästä, ja yksittäisellä alueellisella mallilla on siksi useimmiten tarkennettu vain muutaman maailmanlaajuisen mallin tuloksia. Näin ollen pelkästään alueellisten mallien tuloksia tarkastelemalla ei saada kattavaa käsitystä ilmastonmuutoksiin liittyvistä epävarmuustekijöistä (Jylhä et al., 2009).

Alueellisten mallien etu maailmanlaajuisiin malleihin verrattuna on, että niillä saadaan huomattavasti tarkemmin esiin ilmaston paikalliset erityispiirteet, kuten vuoristojen vaikutus sademäärään. Myös erilaisten ääri-ilmiöiden tutkimiseen alueellisten mallien katsotaan soveltuvan paremmin, koska esimerkiksi suuret sademäärät ovat usein jonkin pienialaisen sääilmiön tuottamia (Jylhä et al., 2009).

3.3 Kasvihuonekaasujen ja pienhiukkasten päästö- ja pitoisuusskenaariot

Ilmastonmuutosennusteiden pohjaksi tarvitaan tietoa kasvihuonekaasujen ja pienhiukkasten pitoisuuksista tulevina vuosikymmeninä. Tätä varten on laadittu erilaisia skenaarioita, miten ihmiskunnan kasvihuonekaasu- ja hiukkaspäästöt voisivat tulevaisuudessa mahdollisesti kehittyä. Päästöjen suuruutta ei voida tietää kovin tarkasti vuosikymmenten päähän, joten päästöskenaarioihin liittyy huomattavaa epävarmuutta kauas tulevaisuuteen ulottuvia jaksoja tarkasteltaessa. Nimenomaan tämän takia onkin syytä vertailla eri päästö- ja pitoisuusskenaarioiden välisiä tuloksia keskenään laadittaessa arvioita tulevasta ilmastonmuutoksista.

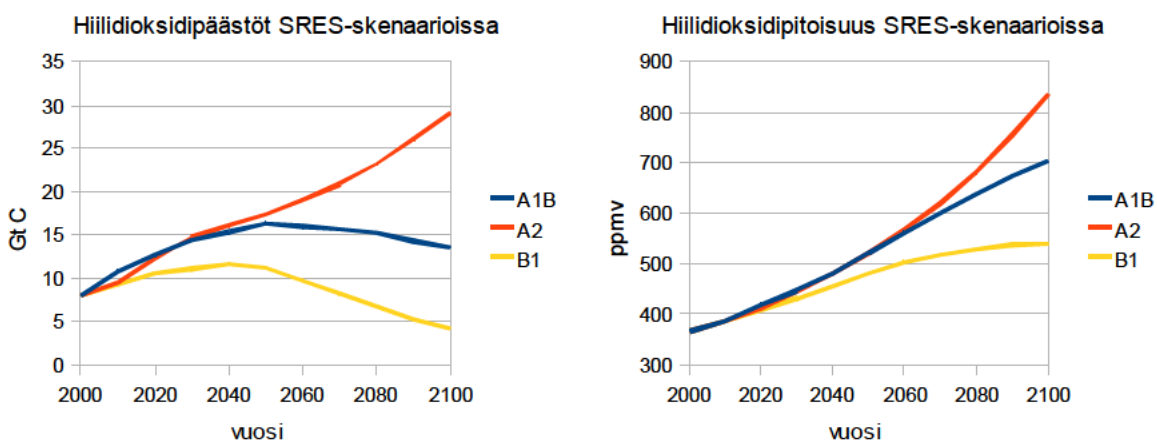
Nykyään ilmastomalliajot perustuvat useimmiten ns. SRES (Special Report on Emission Scenarios) -päästöskenaarioihin (Nakićenović et al., 2000). SRES-skenaariot muodostavat kaikkiaan 40 eri päästöskenaariion joukon ja niistä kolme ilmastotutkimuksessa yleisimmin käytettyä skenaariota tunnetaan nimillä A1B, A2 ja B1. Myös tässä työssä on käytetty näitä kolmea skenaariota. Eri skenaariot perustuvat erilaisiin olettamuksiin maapallon väkiluvun, taloudellisen kasvun ja energiankäytön kehityksestä.

Näistä kolmesta skenaariosta A2-skenaario on monessa mielessä pessimistisin. Siinä teollisuusmaiden ja kehitysmaiden välinen elintasokuilu säilyy suurena ja kehitysmaiden

väestönkasvu jatkuu voimakkaana. Samalla uusien ympäristöystävällisten tuotantomenetelmien leviäminen kehitysmaihin on hidasta, joten ihmiskunnan tuottamat hiilidioksidipäästöt kasvavat kuluvan vuosisadan loppuun mennessä moninkertaisiksi nykyiseen verrattuna. Jokseenkin vastakohtainen A2-skenaariolle on B1-skenaario, jossa ihmiskunnan kehitystä ohjaavat ympäristönsuojelulliset näkökulmat. Maapallon väkiluku kääntyy tässä skenaariossa laskuun vuoden 2050 jälkeen, kuten myös hiilidioksidipäästöt. A2- ja B1-skenaarioiden väliin sijoittuu A1B-skenaario. Kuten B1-skenaariossakin, myös A1B-skenaariossa maapallon väkiluku kääntyy laskuun kuluvan vuosisadan puolivälin jälkeen, mutta ihmiskunnan kehitystä ohjaa enemmän aineellisen hyvinvoinnin tavoittelu eikä ympäristönsuojelullisilla näkökulmilla ole yhtä suurta painoarvoa. Teknologinen kehitys on kuitenkin nopeaa ja teollisuusmaiden sekä kehitysmaiden välinen elintasokuilu kapenee jyrkästi.

Näiden skenaarioiden mukaiset ihmiskunnan hiilidioksidipäästöt ja päästöjä vastaava ilmakehän hiilidioksidipitoisuus on esitetty kuvassa 3.1. A1B- ja A2-skenaarioiden ennustamat hiilidioksidipäästöt kulkevat lähes käsi kädessä vuosisadan puoliväliin asti, mutta vuosisadan loppua kohden erot eri skenaarioiden välillä repeävät. Ilmakehän hiilidioksidipitoisuus kasvaa nykyisestä vajaasta 400 ppmv:stä vuosisadan loppuun mennessä parhaan arvion mukaan A2-skenaariossa vajaaseen 840 ppmv:hen, A1B-skenaariossa vähän yli 700 ppmv:hen ja B1-skenaariossakin noin 540 ppmv:hen. Myös näihin lukuihin sisältyy epävarmuutta, sillä hiilen kiertokulkua ei osata mallittaa kovin tarkasti. Niinpä esimerkiksi A2-skenaarion mukaisia päästöjä vastaava ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden epävarmuusväli vuonna 2100 on 730-1020 ppmv (Friedlingstein et al., 2006).

Myös muiden kasvihuonekaasujen, kuten metaanin ja ilokaasun pitoisuudet kehittyvät eri skenaarioissa hyvin eri tahtia vuosisadan loppua lähestyttäessä. Hiilidioksidipäästöjen



Kuva 3.1. Kolmen eri SRES-skenaarion mukaiset vuotuiset hiilidioksidipäästöt (vasemmalla) ja päästöjä vastaava ilmakehän hiilidioksidipitoisuus (oikealla) vuodesta 2000 vuoteen 2100. Piirretty IPCC:n (2001, s.801 ja s. 808) taulukoiden numeroarvojen mukaan.

tapaan muidenkin kasvihuonekaasujen päästöt ovat suurimpia A2-skenaariossa ja pienimpiä B1-skenaariossa A1B-skenaariion sijoittuessa niiden väliin. Maapallon keskilämpötila nousee 2090-luvulle tultaessa 1900-luvun lopun tasoon verrattuna parhaan arvion mukaan B1-skenaariossa 1,8 °C, A1B-skenaariossa 2,8 °C ja A2-skenaariossa 3,4 °C (IPCC, 2007, s. 749).

Kasvihuonekaasujen päästöjen lisäksi skenaariot ottavat huomioon myös hiukkaspäästöt. Ne kääntyvät kaikissa skenaarioissa ajan myötä laskuun. Samoin käy hiukkaspitoisuuksille, sillä hiukkasten elinikä ilmakehässä on vain muutamien päivien luokkaa (Räisänen, 2008). Kuitenkin myös hiukkaspäästöissä on eri skenaarioiden välillä oleellisia eroja, ja sillä on vaikutuksensa esimerkiksi veden kiertokulun voimakkuuteen, koska hiukkaset vähentävät maan pinnalle pääsevän auringonsäteilyn määrää. Tämä säteilyn väheneminen hiukkasten vaikutuksesta tunnetaan ilmakehän samentumisena, ja se johtaa koko maapallon mittakaavassa haihdunnan sekä samalla myös sadannan vähenemiseen. Niinpä on todettu, että sademäärä lisääntyy yhden asteen lämpenemistä kohden maailmanlaajuisena keskiarvona A2-skenaariossa vähemmän kuin B1-skenaariossa, jossa hiukkaspäästöt alkavat vähentyä paljon aiemmin ja nopeammin (Shiogama et al., 2010a, 2010b). Mallitulosten mukaan muutokset hiukkaspitoisuuksissa vaikuttavatkin sademäärän maailmanlaajuiseen keskiarvoon enemmän kuin kasvihuonekaasujen pitoisuuksien muutokset. Hiukkasten lisääntyminen vähentää ilmeisesti ennen kaikkea heikkojen sateiden esiintymistä (Qian et al., 2009).

3.4 Ilmastomallituksen epävarmuuslähteet

Ilmastoennusteisiin liittyvä epävarmuus johtuu kolmesta eri tekijästä. Ensinnäkin ilmasto vaihtelee oman epälineaarisen dynamiikkansa takia ilman ulkoisen pakotteen vaikutustakin. Tätä satunnaisvaihtelua kutsutaan hälyksi ja mitä suurempaa se on, sitä vaikeampaa on todellisen ilmastonmuutossignaalin erottaminen hälyn joukosta. Sademäärä ja erityisesti harvakseltaan esiintyvät rankkasateet ovat hyvä esimerkki hälyisestä suureesta. Toisen epävarmuuslähteen muodostavat ilmastomallien väliset erot. Eri ilmastomallit tuottavat erilaisia ilmastonmuutoksia samoja pakotteitakin käytettäessä. Tämän epävarmuuslähteen tuntemiseksi ilmastonmuutostutkimuksessa olisi syytä pyrkiä käyttämään mahdollisimman montaa toisistaan riippumatonta ilmastomallia. Useamman mallin käyttö helpottaa myös signaalin erottamista hälystä. Kolmas epävarmuuden lähde ovat päästö- ja pitoisuusskenaariot. Ilmakehän kasvihuonekaasu- ja hiukkaspitoisuuksia ei voida varmuudella tietää vuosikymmenik-

si eteenpäin vaan niiden arvioimisessa joudutaan turvautumaan skenaarioihin, jotka perustuvat erilaisiin olettamuksiin yhteiskunnallisesta, taloudellisesta ja teknologisesta kehityksestä.

Laadittaessa ilmastonmuutosennusteita lähitulevaisuuteen merkittävin epävarmuuden lähde on ilmaston luontainen vaihtelu. Ajassa pidemmälle meneviä ennusteita laadittaessa signaali yleensä voimistuu, jolloin sen erottaminen luontaisesta hälystä on helpompaa. Tällöin merkittävämmäksi muodostuu ilmastomalleihin liittyvä epävarmuus, ja mitä kauemmaksi tulevaisuuteen mennään, sitä suuremmaksi kasvaa myös pitoisuusskenaarioihin liittyvä epävarmuus.

4. TUTKIMUSAINEISTO JA -MENETELMÄT

4.1 Ilmastomallit

Tämän työn tulokset perustuvat kymmenellä eri maailmanlaajuisella ilmastomallilla tehtyihin kokeisiin. Käytössä olleiden mallien ominaisuuksia on esitelty taulukossa 4.1. Mukaan valittiin IPCC:n neljännessä arviointiraportissa käytetyistä malleista ne, joiden vaakuuntainen erottelukyky on parempi kuin noin $2,8^\circ \times 2,8^\circ$. Lisäksi kultakin tutkimuskeskukselta mukaan valittiin vain yksi malliversio. Mallitulokset poimittiin CMIP3-hankkeeseen liittyvästä kansainvälisestä tietopankista (Meehl et al., 2007), josta ovat saatavilla ilmastomallien simuloimat päivittäiset keskilämpötilan, sademäärän ja ilmanpaineen arvot vertailujaksolle 1971-2000 sekä kahdelle tulevaisuuteen sijoittuvalle jaksolle: vuosille 2046-2065 ja 2081-2100. Poikkeuksen muodostavat NCAR CCSM3 -malli, jonka simulaatiojaksot ovat 1970-1999, 2045-2064 ja 2080-2099 sekä BCCR BCM2 -malli, josta on käytävissä vain kaksi vähän lyhyempää simulaatiojaksoa 1971-1998 ja 2081-2098. Tulevaisuuteen sijoittuvilta jaksoilta kaikista malleista on saatavilla tuloksia A1B-päästöskenaariolle ja useimmista myös A2- ja B1-skenaarioille. Tässä työssä mallituloksia tarkastellaan alueella, joka rajoittuu 35. ja 85. pohjoisen leveyspiirin sekä 75. läntisen ja 65. itäisen pituuspiirin sisään. Alue kattaa Euroopan kokonaisuudessaan, Aasian läntisimmät osat Novaja Zemljan ja Araljärven itäpuolelle asti, Pohjois-Atlantin, Grönlannin, Newfoundlandin, Nova Scotian, suuren osan Labradorin niemimaasta sekä Baffininsaaren ja Ellesmerensaaren itäosat.

Koska mallit käyttävät keskenään erilaista laskentahilaa, kaikki mallitulokset on interpoloitu samaan $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ hi lapisteikköön, jotta niitä voitaisiin vertailla keskenään. Sademääriä tutkittaessa hilaruudun koolla on huomattava merkitys, koska sademäärä vaihtelee

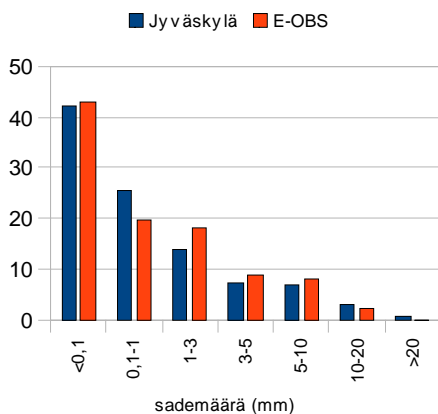
Taulukko 4.1. Tutkimuksessa mukana olleiden ilmastomallien ominaisuuksia. Erottelukyky-sarakkeessa esimerkiksi merkintä T63(~1.9° x 1.9°) L31 1 hPa tarkoittaa, että malli käyttää kolmiokatkaisumenetelmää aaltoluvulla 63, joka vastaa suunnilleen 1.9° x 1.9° kokoista hilaruutua ja mallissa on pystysuunnassa 31 laskentatasoa, joista ylin sijaitsee 1 hPa:n painepinnan korkeudella. Mallien ilmähä- ja valtameriosien tarkemmat kuvaukset on esitetty lähdeviitteissä. Ilmastomallien maa-alustan oloja ja merijäätä simuloivista osamalleista sekä mallien käyttämistä vuokorjauksista on tarkempaa tietoa neljännen IPCC-raportin ensimmäisen osan taulukossa 8.1. (IPCC, 2007, s. 597-599). Lopuksi on mainittu mallien käyttämä kalenterin tyyppi ja eri malleista käytössä olleet skenaariot.

Malli ja alkuperämaa	Errottelukyky (ilmakehä) ja ilmakehän ylärajan korkeus	Errottelukyky (valtameret)	Kalenterin tyyppi	Skenaariot
BCCR BCM2 Norja	T63 (1,9° x 1,9°) L31 10 hPa (Déqué et al., 1994)	0,5°-1,5° x 1,5° L35 (Bleck et al., 1992)	gregoriaaninen	A1B
CCCMA T63 Kanada	T63 (~1,9° x 1,9°) L31 1 hPa (McFarlane et al., 1992; Flato, 2005)	0,9° x 1,4° L29 (Flato ja Boer, 2001; Kim et al., 2002)	365 päivää	A1B, B1
CNRM Ranska	T63 (~1,9° x 1,9°) L45 0,05 hPa (Déqué et al., 1994)	0,5°-2° x 2° L31 (Madec et al., 1998)	gregoriaaninen	A1B, A2, B1
CSIRO Australia	T63 (~1,9° x 1,9°) L18 4,5 hPa (Gordon et al., 2002)	0,8° x 1,9° L31 (Gordon et al., 2002)	365 päivää	A1B, A2, B1
GFDL 1 Yhdysvallat	2° x 2,5° L24 3 hPa (GFDL GAMDT, 2004)	0,3°-1° x 1° (Gnanadesikan et al., 2006)	365 päivää	A1B, A2, B1
IPSL Ranska	2,5° x 3,75° L19 4 hPa (Hourdin et al., 2006)	2° x 2° L31 (Madec et al., 1998)	360 päivää	A1B, A2, B1
MIROC3 HiRES Japani	T106 (~1,1° x 1,1°) L56 40 km (K-1 Model Developers, 2004)	0,2° x 0,3° L47 (K-1 Model Developers, 2004)	gregoriaaninen	A1B, B1
MPI ECHAM5 Saksa	T63 (~1,9° x 1,9°) L31 10 hPa (Roeckner et al., 2003)	1,5° x 1,5° L40 (Marsland et al., 2003)	gregoriaaninen	A1B, A2, B1
MRI CGCM2 Japani	T42 (~2,8° x 2,8°) L30 0,4 hPa (Shibata et al., 1999)	0,5°-2° x 2,5° L23 (Yukimoto et al., 2001)	365 päivää	A1B, A2, B1
NCAR CCSM3 Yhdysvallat	T85 (1,4° x 1,4°) L26 2,2 hPa (Collins et al., 2004)	0,3°-1° x 1° L40 (Smith ja Gent, 2002)	365 päivää	A1B, A2, B1

paljon lyhyelläkin matkalla, ja mitä suurempi hilaruutu on, sitä laajemman alueen sademäärän keskiarvoa hilaruudun sademäärä edustaa. Tästä johtuen hilamuotoisen aineiston sademääriä ei voi suoraan verrata pistehavaintoihin, sillä hilamuotoinen esitystapa tasoittaa sekä suuria että pieniä sademääriä. Toisin sanoen suurimmat yksittäisellä asemalla havaittavat sademäärät voivat olla reilustikin suurempia kuin vastaavan hilaruudun suurimmat sademäärät ja toisaalta poutapäiviä sattuu useammin yksittäisessä pisteessä kuin koko hilaruudun alueella yhtä aikaa. On myös syytä huomata, että hilaruudun koko riippuu leveyspiiristä siten, että esimerkiksi 45. leveyspiirillä hilaruudun pinta-ala on noin kaksi kertaa suurempi kuin 70. leveyspiirillä, koska pituuspiirit lähenevät itä-länsisuunnassa toisiaan napoja kohti siirryttäessä.

4.2 E-OBS-havaintoaineisto

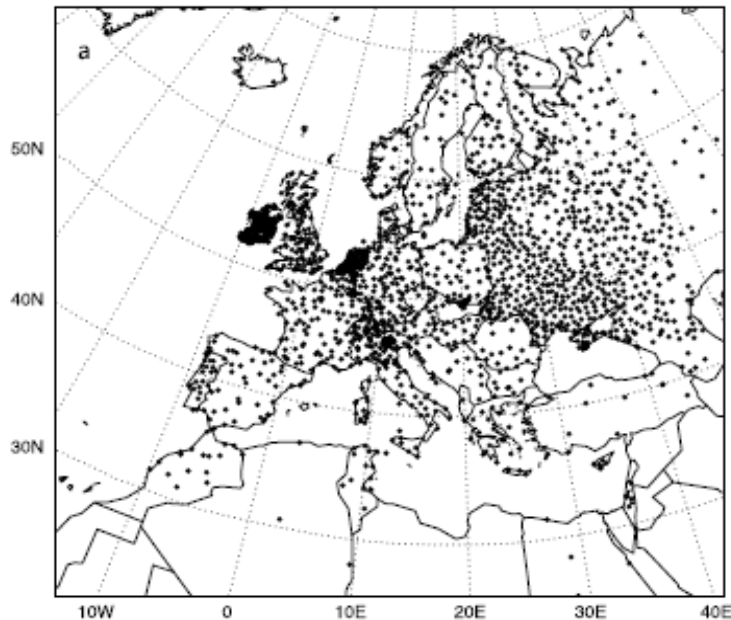
Ilmastomallien kykyä simuloida nykyistä ilmastoa arvioitiin vertaamalla mallien jaksolle 1971-2000 simuloimaa sadeilmastoa vastaavan ajanjakson sadehavaintoihin. Havaintoaineistona käytettiin Euroopan maa-alueet kattavaa E-OBS-aineistoa (Haylock et al., 2008). Kyseinen aineisto on luotu osana EU-rahoitteista ENSEMBLES-hanketta lähinnä alueellisten ilmastomallien tuloksien arvioimista varten interpoloimalla yksittäisten asemien havaintoja hilamuotoiseen esitykseen. E-OBS-aineisto on saatavilla neljällä eri alueellisella tarkkuudella, ja jotta aineistoa olisi voitu hyödyntää tässä tutkimuksessa, muunnettiin E-OBS-havaintoaineiston päivittäiset sademäärät $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ h ilaruudukosta mallitulosten kanssa samaan $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ h ilaruudukkoon keskiarvoistamalla hilaruutu-arvot tiheämmästä



Kuva 4.1. Eri luokkiin kuuluvien päivittäisten sademäärien osuudet (%) Jyväskylän havaintoasemalla ja sitä ympäröivässä $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ hilaruudussa E-OBS-aineistosta interpoloituna vuosina 1971-2000.

hilaruutokeskiarvona harvemmin kuin yksittäisellä asemalla. Jyväskylässä näitä rankan sateen päiviä on ollut vuosittain keskimäärin 14, mutta ympäröivän hilaruudun keskiarvona vain kahdeksan. Sen sijaan 1-10 millimetrin vuorokausisademääriä on hilamuotoisessa havaintoaineistossa enemmän kuin tällä yksittäisellä asemalla. Poutapäiviä (vuorokauden sademäärä alle 1 mm) on jälleen hilamuotoisessa aineistossa jonkin verran vähemmän, joskin hieman yllättäen käytännössä täysin sateettomia päiviä (vuorokauden sademäärä alle 0,1 mm) siinä on kuitenkin vähän enemmän kuin Jyväskylän havainnoissa.

Mallitulosten vertaaminen hilamuotoiseenkaan havaintoaineistoon ei ole täysin ongelmaton, vaikka molemmissa aineistoissa olisi käytetty samaa hilaruudukkoa. Perusongelmana hilamuotoisten havaintoaineistojen muodostamisessa on yleensä havaintoasemien vähyys. E-OBS-aineiston sadeklimatologian pohjana käytettiin 2316 aseman sadehavaintoja (kuva 4.2), kun taas hilaruutuja tarkimman erottelukyvyn E-OBS-aineistossa on noin 18000. Tästä johtuen hilaruutujen arvoja joudutaan interpoloimaan käyttäen hilaruutujen ulkopuo-



Kuva 4.2. E-OBS-havaintoaineiston laadinnassa mukana olleet sadehavaintoasemat (Haylock et al., 2008).

lolla olevien asemien havaintoja. Käytettyjen interpolointimenetelmien seurauksena E-OBS-havaintoaineistossa suuria sademääriä on todennäköisesti tasoitettu liikaa etenkin alueilla, joilla havaintoverkko on harva (Hofstra et al., 2010). Sen sijaan poutapäivien määrää E-OBS-aineisto ilmeisesti jossain määrin yliarvioi. Interpoloinnista havaintoaineistoihin aiheutuvien vääristymien lisäksi virhettä on jo sadehavainnoissa itsessään (Ylhäisi, 2009). Virhelähteillä on taipumus pienentää havaittuja sademääriä etenkin sateen tullessa lumena, eli mitattu sademäärä on aliarvio todellisesta. Mittausvirheiden lisäksi mittarityyppien vaihdokset aiheuttavat havaintoaineistoihin epäjatkuvuutta.

E-OBS-aineiston laatua voidaan yrittää arvioida myös vertaamalla sitä muihin hila-muotoisiin sadehavaintoaineistoihin. Keski- ja Pohjois-Euroopan kattavaan ELDAS (European Land Data Assimilation System) -aineistoon (Rubel et al., 2004) verrattuna E-OBS-aineisto keskimäärin yliarvioi sademääriä esimerkiksi Norjassa ja aliarvioi niitä Alppien alueella (Hofstra et al., 2009). Brittein saarilla negatiivista harhaa ELDAS-aineistoon verrattuna esiintyy keskimääräistä runsassateisemmilla alueilla. Yleisesti ottaen aineistojen väliset erot ovat suurimpia vuoristoisilla alueilla sekä kesällä. ELDAS-aineistoa voidaan pitää E-OBS-aineistoa laadukkaampana, koska se on muodostettu paljon tiheämmän havaintoverkon avulla, mutta ELDAS-aineiston käsittäessä vain lyhyen ajanjakson lokakuusta 1999 joulukuuhun 2000 se on tämän tutkimuksen kannalta hyödytön mallitulosten ja havaintojen vertaamisessa. Harvan havaintoverkon ja interpoloinnista aiheutuneen harhan lisäksi E-OBS-aineiston toi-

nen puute on, että se kattaa vain osan tutkimuksen kohteena olleista maa-alueista eikä meri-alueita ensinkään.

4.3 Lasketut sadeindeksit

Ilmastomallien simuloimista päivittäisten sademäärien arvoista laskettiin erilaisia äärisateiden esiintymistä kuvaavia indeksejä. Lisäksi laskettiin mallien simuloimat keskimääräiset kuukausisademäärät. Kaikki sadeindeksit laskettiin myös hilamuotoisesta havaintoaineistosta, jotta mallien kykyä simuloida nykyistä ilmastoa voitiin arvioida. Sadeindeksien laskemisen ohella päivittäisistä sademääristä muodostettiin myös frekvenssijakauma, jota käytettiin lähinnä havaitun ja mallien simuloiman sadeilmaston luonteen vertailuun. Lisäksi sademäärien vuosienvälisen vaihtelun suuruutta tutkittiin mallien simuloimien kuukausisademäärien avulla. Tämän lisäksi mallien simuloimien rankkasadetapausten realistisuutta Suomen oloissa arvioitiin vertaamalla simuloituja ja todellisia rankkasadetapauksia synoptiselta kannalta.

Lasketut sadeindeksit on esitelty taulukossa 4.2. Mukaan valittiin kansainvälisissä ilmastomuutostutkimuksissa vakiintuneesti käytettyjä indeksejä. Rankkoja sateita kuvaavia indeksejä ovat suurin vuorokausisademäärä, suurin viiden vuorokauden sadekertymä ja rankkasadepäivien osuus sekä sateiden keskimääräistä voimakkuutta kuvaava sateen intensiteetti-indeksi SDII (simple daily intensity index). Suurin vuorokausisademäärä ja suurin viiden vuorokauden sadekertymä laskettiin malliaineistoista vuosi- ja vuodenaikaiskeskiarvoina. Vuodenajat määriteltiin kolmen kuukauden jaksoina siten, että talvi vastaa jouluhelmikuuta, kevät maaliskuu-toukokuuta, kesä kesä-elokuuta ja syksy syys-marraskuuta. Rankkasadepäivien osuus ja sateen intensiteetti-indeksi laskettiin kuukausikeskiarvoina, mutta tulosten tarkastelussa keskitytään vuodenaikaiskeskiarvoihin. Rankkasadepäivien osuuden sijasta kirjallisuudessa käsitellään usein niiden absoluuttista lukumäärää (esim. Chu et al., 2010), mutta prosentuaalisia muutoksia tarkasteltaessa tulos on luonnollisesti sama riippumatta siitä kumpaa tapaa käytetään. Rankan sateen päiviksi laskettiin kaikki sellaiset vuorokaudet, jolloin satoi vähintään 10 mm. Tuloksia on laskettu myös suuremmille sademäärärajoille, mutta koska mallit simuloivat voimakkaimpia sateita huonosti ja keskenään vaihtelevalla menestyksellä, osoittautui 10 mm käytännön kannalta hyväksi rajaksi otettaessa vielä huomioon, että signaalin erottaminen hälystä on sitä vaikeampaa mitä harvinaisempaa ilmiötä tutkitaan. Lisäksi tutkittavana olleen alueen kuivimmissa osissa ei käytännöllisesti katsoen esiinny enää tätä voimakkaampia vuorokausisateita.

Taulukko 4.2. Tutkimuksessa käytetyt sadeilmaston äärioloja kuvaavat indeksit. Milloin indeksillä on olemassa vakiintunut englanninkielinen lyhenne, on se mainittu suluissa.

Indeksi	Määritelmä	Yksikkö
Suurin vuorokausisademäärä (RX1day)	Keskimäärin suurin päivittäinen sademäärä tietyssä ajanjaksona.	mm
Suurin viiden vuorokauden sadekertymä (Rx5day)	Keskimäärin suurin viiden peräkkäisen vuorokauden sadekertymä tietyssä ajanjaksona.	mm
Sateen intensiteetti-indeksi (SDII)	Sadepäivinä (vuorokauden sademäärä vähintään 1 mm) kertynyt sademäärä jaettuna sadepäivien lukumäärällä.	mm/vuorokausi
Rankkasadepäivien osuus	Niiden vuorokausien, jolloin on satanut vähintään 10 mm, osuus kaikista vuorokausista.	%
Poutapäivien osuus	Niiden vuorokausien, jolloin on satanut alle 1 mm, osuus kaikista vuorokausista.	%
Pisimmän poutajakson pituus (CDD)	Suurin peräkkäisten poutapäivien (vuorokauden sademäärä alle 1 mm) lukumäärä tietyssä ajanjaksona.	vuorokausia

Laskettuja kuivuusindeksejä ovat pisimmän poutajakson pituus CDD (consecutive dry days) ja poutapäivien osuus kaikista päivistä. Poutapäiviksi määriteltiin kaikki sellaiset vuorokaudet, jolloin sademäärä jäi alle yhden millimetrin ja pisin poutajakso puolestaan on suurin määrä tällaisia vuorokausia peräkkäin. Pisimmän poutajakson pituus laskettiin malli kerrallaan vuosi- ja vuodenaikaiskeskiarvoina, kun taas poutapäivien osuus laskettiin kuukausikeskiarvoina, mutta tuloksia tarkastellaan vuodenaikaiskeskiarvoina, kuten tehtiin rankkasadepäiviäkin tutkittaessa. Mikäli poutajakso ulottui vuodenvaihteen tai vuodenajan rajan yli, ei poutajakson pituuden laskemista aloitettu vuodenajan vaihtuessa uudestaan nolasta. Esimerkiksi 1. elokuuta alkanut ja syyskuun loppuun jatkunut poutajakso laskettiin kesälle 31 ja syksyille 61 vuorokauden pituisena, koska kesän (kesä-elokuu) aikana poutaa oli jatkunut pisimmillään (elokuun viimeisenä päivänä) 31 ja syksyn (syys-marraskuu) aikana (syyskuun viimeisenä päivänä) 61 peräkkäisenä päivänä.

Verrattaessa sadeindeksien arvoja jonkin tulevaisuutta kuvaavan jakson ja vertailujakson välillä käytettiin aina mallitulosten aritmeettista keskiarvoa, koska ilman vankkaa tietoa mallien paremmuusjärjestyksestä on turvallisinta antaa kaikille malleille yhtä paljon painoarvoa (Weigel et al., 2010). Eri malleja ei siis painotettu esimerkiksi sen perusteella, miten hyvin minkäkin mallin tuottama nykyilmasto vastaa havaittua ilmastoa. Mallien tuottamien muutosten keskiarvoja laskettaessa keskiarvoa ei kuitenkaan otettu suoraan yksittäisten mallien tuottamista muutosprosentteista, vaan ensin laskettiin sadeindeksien keskiarvot nykyilmastoa ja tulevaa ilmastoa kuvaavien malliajojen tuloksista erikseen ja sen jälkeen muutos laskettiin näiden malli-ilmastojen keskiarvojen väliltä. Tämän seurauksena esimerkiksi rankkasadepäivien osuuksien muutoksia laskettaessa eri mallit saivat painoarvoa sen mukaan, paljonko ne olivat simuloineet näitä päiviä vertailujaksolla. Näin laskettuna muu-

tokset ovat useissa tapauksissa hieman pienempiä kuin jos keskiarvon laskisi yksittäisten mallien muutosprosentteista, mutta tulokset eivät yleensä poikenneet oleellisesti toisistaan. Sen sijaan menettelytavan avulla vältyttiin tilanteelta, jossa esimerkiksi jollain alueella vertailujaksolla hyvin vähän rankkasadepäiviä tuottaneessa mallissa vähäinenkin absoluuttinen lisäys näiden päivien lukumäärässä olisi aiheuttanut suuren suhteellisen muutoksen mallitulosten keskiarvossa. Toisin sanoen ratkaisulla pyrittiin pienentämään sattuman vaikutusta tuloksiin. Lisäksi muutoksen laskeminen oli mahdollista myös niillä alueilla, joilla osa malleista ei ollut simuloinut vertailujakson aikana ainuttakaan rankkasadepäivää.

Tulosten esittelyssä keskitytään pääosin vertaamaan muutoksia nykyilmastoa kuvaavan jakson 1971-2000 ja A1B-skenaarion mukaisen jakson 2081-2100 ilmastojen välillä. Tähän ratkaisuun päädyttiin paitsi siksi, että kyseinen skenaariojakso on ainoa, jolta on saatavissa tulokset kaikilta malleilta niin myös siksi, että A1B-skenaario ei edusta päästöskenaarioiden kumpaakaan ääripäätä. Lisäksi ilmastomuutossignaalin voimistuessa vuosisadan loppua kohden on sen erottaminen hälystä silloin helpompaa kuin vuosisadan puoliväliin sijoittuvalla jaksolla 2046-2065.

Ilmastomuutossignaalin tilastollisen merkitsevyyden arvioimiseksi eri sadeindeksien muutoksille käytettiin t-testiä. Testin avulla selvitettiin n:n mallin (tässä tapauksessa n=10) tulosten muodostaman otoksen perusteella, kumoutuuko nollahypoteesi, jonka mukaan muutosta eri ajanjaksojen välillä ei ole. Nollahypoteesin ollessa voimassa t-testisuure noudattaa lauseketta (Heino ja Ruosteenoja, 1996)

$$t = \frac{\bar{x} - \mu}{\frac{s}{\sqrt{n}}} \quad (4.1)$$

missä \bar{x} on eri ajanjaksoja kuvaavien otosten keskiarvojen erotus, s muutoksen mallien välinen keskihajonta, n mallien lukumäärä ja $\mu=0$ nollahypoteesin ollessa voimassa. Sadeindeksien muutoksia pidettiin tilastollisesti merkitsevinä t-testisuureen arvon ylittäessä 95 % luottamustason rajan eli toisin sanoen, kun muutos olisi sattuman aiheuttama enintään 5 % todennäköisyydellä. Testauksen taustalla oli lisäksi oletus eri mallien tulosten harhattomuudesta ja keskinäisestä riippumattomuudesta.

Joidenkin sadeindeksien muutosten keskinäistä yhteyttä arvioitiin korrelaation avulla. Korrelaation tunnuslukuna on tällöin käytetty Pearsonin korrelaatiokerrointa (Heino ja Ruosteenoja, 1996)

$$r = \frac{s_{xy}}{s_x s_y} \quad (4.2)$$

missä

s_{xy} on muuttujien x ja y välinen kovarianssi $s_{xy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})$,

s_x muuttujan x keskihajonta $s_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$ ja

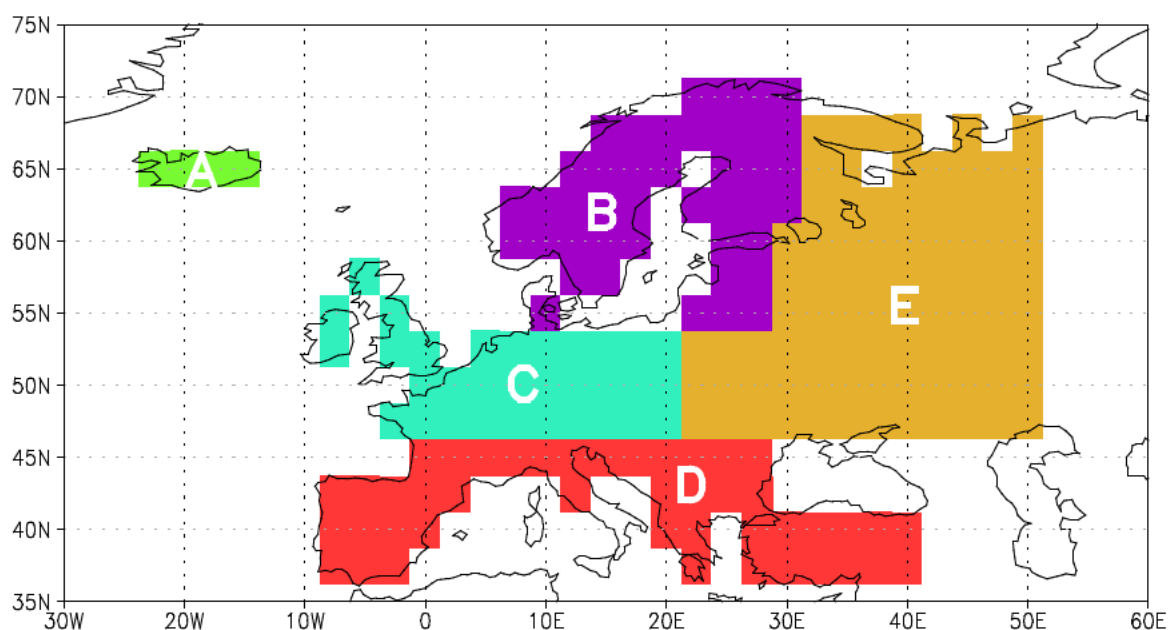
s_y muuttujan y keskihajonta $s_y = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}$.

Korrelaatiokerroimen merkitsevyyttä arvioitiin jälleen t-testillä. Kuukausisademääristä tutkittiin myös vuosienvälistä vaihtelua ja tällöin vaihtelun kuvaamiseen käytettiin suhteellista keskihajontaa eli variaatiokerrointa, joka on keskihajonnan ja keskiarvon välinen suhdeluku (Heino ja Ruosteenoja, 1996)

$$V = \frac{s}{\bar{x}} \quad (4.3)$$

missä s on muuttujan x keskihajonta ja \bar{x} sen aritmeettinen keskiarvo.

Osasta sadeindeksejä laskettiin myös aluekeskiarvoja. Niitä käytettiin mallitulosten ja havaintojen vertailun helpottamiseksi, koska havaintoaineisto ei kattanut läheskään koko laskenta-aluetta ja toisaalta siksi, että erot mallien ja havaintojen välillä saattavat vaihdella lyhyelläkin matkalla paljon, jolloin näistä eroista saadaan selkeämpi kokonaiskuva aluekeskiarvojen avulla. Aluekeskiarvoja käytettiin myös havainnollistamaan tulevien muutosten suuren mittakaavan piirteitä vertailtaessa muutoksia Euroopan eri osien välillä. Lisäksi aluekeskiarvoja käytettiin apuna tutkittaessa mallien ennustamien eri sadeindeksien muutosten keskinäisiä riippuvuussuhteita. Aluekeskiarvoja laskettiin yhteensä viidelle eri maantieteelliselle alueelle, joilta E-OBS-havaintoaineistoa oli saatavilla. Alueet edustavat myös ilmastollisesti erilaisia Euroopan osia. Aluekeskiarvoja muodostettaessa mukaan otettiin vain sellaiset $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ hilaruudut, joiden sadehavaintoaineisto oli saatu vähintään 50 alkuperäi-



Kuva 4.3. Maantieteelliset alueet, joilta aluekeskiarvoja on laskettu. Jatkossa alueista käytetään nimiä A) Islanti, B) Pohjois-Eurooppa, C) Keski-Eurooppa, D) Etelä-Eurooppa ja E) Itä-Eurooppa.

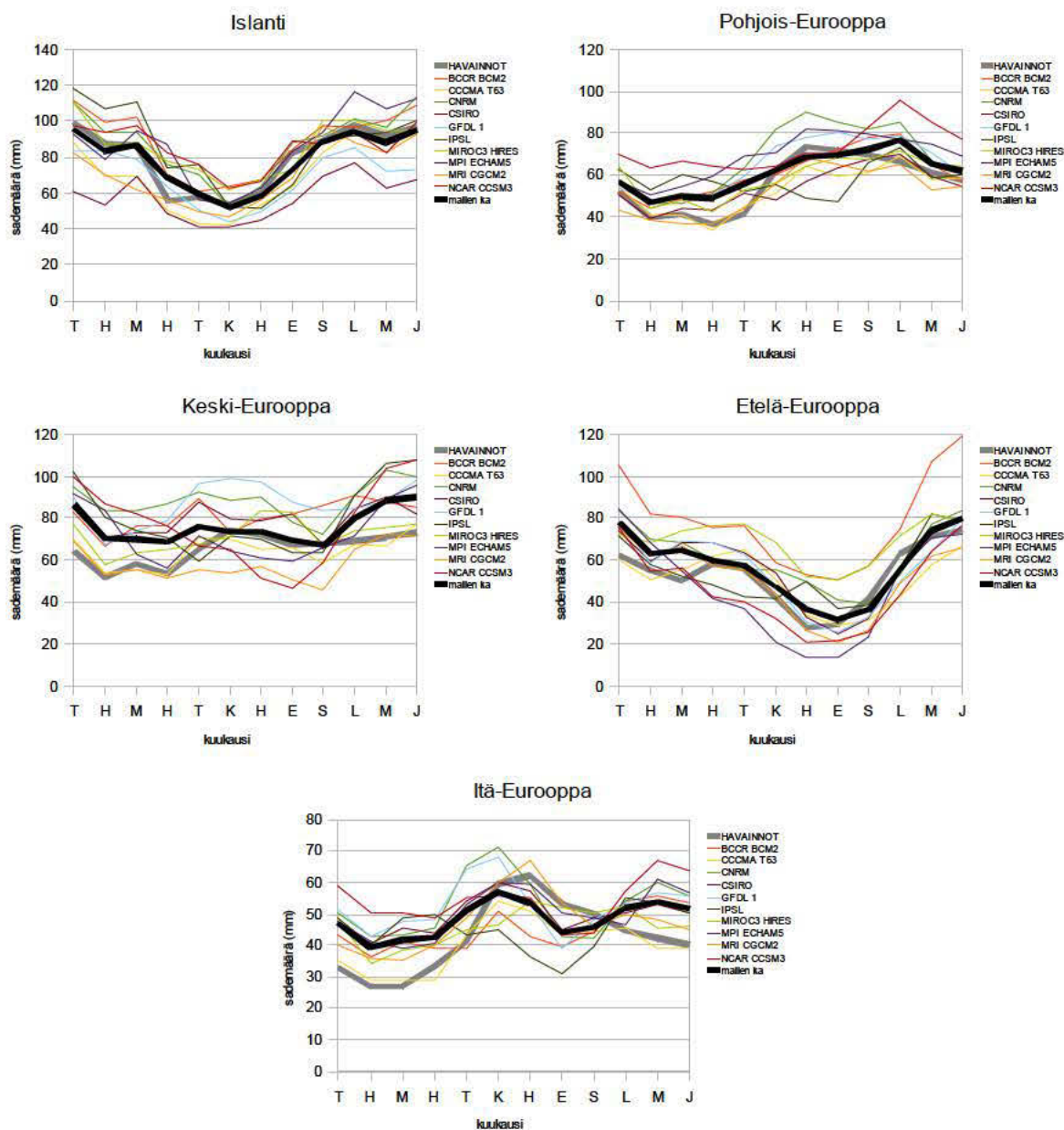
sen E-OBS-aineiston $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ hilaruudun keskiarvona. Toisin sanoen pois on jätetty kaikki hilaruudut, joiden pinta-alasta E-OBS-aineisto kattaa alle puolet. Kartta eri alueista on esitetty kuvassa 4.3.

5. HAVAITUN JA MALLINNETUN SADEILMASTON VERTAILUA

Aiemmissä tutkimuksissa on todettu, että ilmastomallit kykenevät yleensä simuloimaan kohtalaisen hyvin maailmanlaajuisesti keskimääräisen sademäärän havaitun jakauman (Sun et al., 2006). Kuitenkin tietyillä alueilla mallit aliarvioivat sademääriä ja yliarvioivat niitä toisaalla. Vaikeimpia ilmastomalleille ovat usein vuoristoalueet. Tarkasteltaessa sateita intensiteetin mukaan jaoteltuina malleilla on selvä taipumus tuottaa liikaa heikkoja sateita ja vastaavasti aliarvioida sekä kovien sateiden että täysin sateettomien päivien esiintymistä (Sun et al., 2006, 2007). Toisin sanoen mallien simuloima sadeilmasto ei ole yleensä yhtä äärevä kuin todellinen sadeilmasto on havaintojen mukaan. Tämä johtuu ainakin osittain konvektiivisen sateen parametrisointiongelmista ilmastomalleissa. Seuraavaksi käsitellään yksityiskohtaisemmin tässä tutkimuksessa mukana olleiden mallien kykyä simuloida Euroopan nykyistä sadeilmastoa.

5.1 Keskimääräinen sademäärä

Mallien perusjaksolle 1971-2000 simuloimat keskimääräiset kuukausisademäärät kuvassa 4.3 määriteltyjen alueiden aluekeskiarvoina on esitetty kuvassa 5.1. Vertaamalla mallitulosten keskiarvoa havaintoihin huomataan mallien keskimäärin tuottavan varsin todellisen kaltaisen sademäärän vuodenaikaisvaihtelun Itä-Euroopan aluetta lukuun ottamatta. Erityisen hyvin mallitulokset vastaavat havaintoja Islannin alueella. Sekä Pohjois-, Keski- että Etelä-Euroopassa mallien simuloima sademäärä on keskimäärin hyvin lähellä havaittua kesäisin, mutta talvella mallit tuottavat jonkin verran liikaa sadetta havaintoihin verrattuna, mistä johtuen myös mallien simuloimat vuosisademäärät ovat havaittuja suurempia. Osa eroista selittyy sademäärän mittaamiseen liittyvillä virhelähteillä, joiden johdosta etenkin lumisateesta osa jää tuulivirheen takia havaitsematta. Tämä saattaa periaatteessa selittääkin pääosin havaintojen ja mallitulosten väliset erot Pohjois-Euroopassa talvikuukausina, mutta tuskin sitä miksi myös Etelä-Euroopassa mallien tuottama sademäärä on havaittua suurempi nimenomaan talvella.



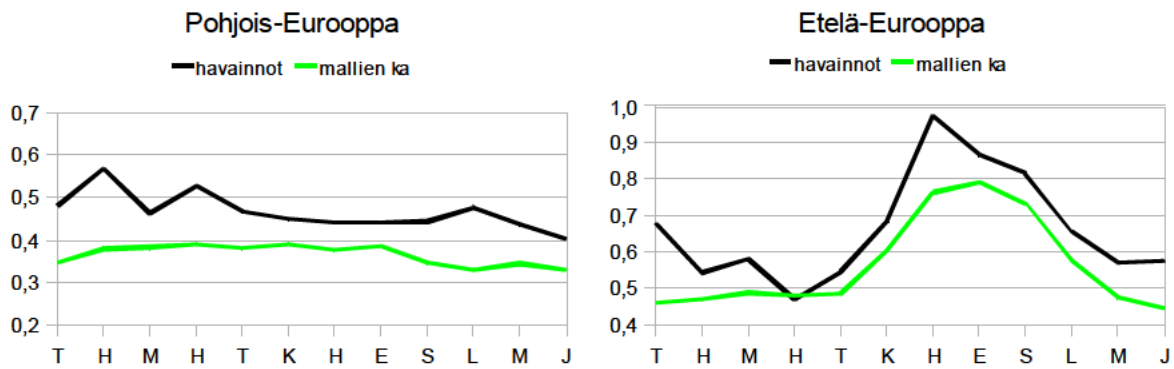
Kuva 5.1. Ilmastomallien simuloimat kuukausisademäärien aluekeskiarvot vertailujaksolla 1971-2000. Yksittäisten mallien tulokset on esitetty eri väreillä ja kaikkien mallien keskiarvoa edustaa paksu musta käyrä. Paksu harmaa käyrä kuvaa E-OBS-havaintoaineiston mukaista sademäärää.

Itä-Eurooppa on muihin alueisiin verrattuna jonkinlainen poikkeus, sillä siellä mallien tuottama sademäärän vuodenaikaisjakauma vastaa havaintoja muita alueita huonommin. Havaintojen mukaan siellä sataa eniten kesällä, mutta mallit tuottavat kaksihuippuisen sademäärän vuodenaikaisjakauman, jossa kesämaksimi osuu noin kuukauden havaittua aiemmaksi ja loppusyksystä on toinen maksimi, jota ei havainnoista löydy lainkaan. Syysmaksimi näyttää lisäksi olevan yhteinen piirre kaikissa malleissa, mikä tulee parhaiten esiin verrattaessa syyskuun ja lokakuun sademääriä keskenään. Havaintojen mukaan syyskuu on hieman lokakuuta sateisempi, mutta kymmenestä mallista yhdeksän tuottaa enemmän sadetta lokakuulle ja vieläpä niin, että lokakuussa kaikkien mallien simuloima sademäärä on havaittua

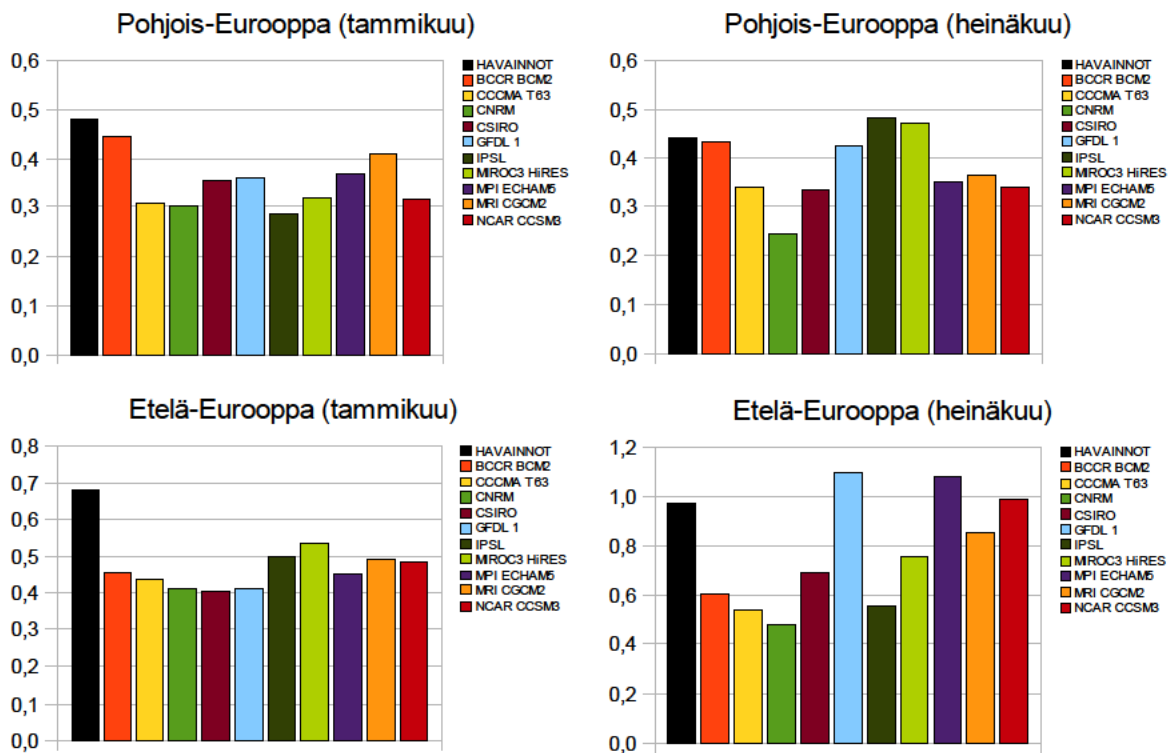
suurempi, kun se syyskuussa on yhdeksässä mallissa havaittua pienempi. Mallien tuottama vuodenaikaisvaihtelu on myös ylipäättään havaittua pienempää, mutta tätä voi selittää osaltaan myös lumisateiden suuri osuus Itä-Euroopan sateista talvella. Kenties merkittävämpi selitys on kuitenkin konvektiivisten sateiden talvea runsaampi esiintyminen kesällä. Konvektiiviset sateet ovat niihin liittyvien parametrisointiongelmien johdosta jatkuvia sateita hankalampia mallittaa, ja Itä-Euroopassa niiden osuus on kesäisin alueen mantereisuudesta johtuen merkittävä. Myös Keski- ja Pohjois-Euroopan alueella tulee esiin sama piirre; kesäkuusta syyskuuhun mallien simuloima sademäärä ei ylitä havaittua toisin kuin muina kuukausina, joskaan se ei kesäkuukausina juuri jää havaittua pienemmäksi kuin Itä-Euroopassa. Toisaalta Etelä-Euroopassa, jossa kesäisin käytännössä kaikki sade on konvektiivista, mallien tulokset ovat keskimäärin suhteellisen lähellä havaintoja kaikkina vuodenaikoina. Etelä-Euroopassa konvektiivisia sateita esiintyy tosin merkittävästi talvisinkin. Parhaiten mallitulokset kuitenkin sopivat yhteen havaintojen kanssa Islannin alueella, joka on alueista selvästi merellisin. Toisaalta vaikeimmaksi osoittautuneella Itä-Euroopan alueella on vähiten vuoristoja, joten sillä perusteella sen pitäisi periaatteessa olla malleille jopa muita alueita helpompi.

Verrattaessa yksittäisten mallien tuottamia sademääriä keskenään huomataan eri mallien välisten erojen olevan varsin suuria. Suurinta mallien välinen vaihtelu on Etelä-Euroopassa. Monet mallit tuottavat silti havaitun kaltaisen sademäärän vuodenaikaisjakautumisen simuloiden läpi vuoden systemaattisesti joko liian paljon tai liian vähän sadetta, mutta poikkeuksiakin tähän löytyy. Eri mallit myös menestyvät eri tavoin eri alueilla. Esimerkiksi MRI CGCM2 -malli tuottaa kesäisin Keski-Euroopassa kaikista malleista vähiten sadetta ja Itä-Euroopassa eniten. Sen sijaan suhteellisen harvan hilavälin IPSL-malli aliarvioi kesäsateita melko reippaastikin kaikilla alueilla Etelä-Eurooppaa lukuun ottamatta. Tarkan erottelukyvyn MIROC3 HiRES -mallin on puolestaan aiemmin todettu tuottavan monia muita malleja enemmän kovia sateita paitsi mallin hyvästä erottelukyvystä johtuen, niin myös sen konvektion parametrisointiin käyttämän Arakawa-Schubert -menetelmän ansiosta, mikä mahdollistaa luonnollisen kaltaisten voimakkaiden konvektiivisten nousuliikkeiden syntymisen (Sun et al., 2006). Kuukausisademäärien aluekeskiarvojen simuloimisessa MIROC3 HiRES -malli ei kuitenkaan näyttäisi olevan erityisesti muita malleja parempi. Se esimerkiksi tuottaa aivan liikaa sateita Etelä-Euroopassa, mutta aliarvioi monien muiden mallien tapaan Itä-Euroopan kesäsateita.

Keskiarvojen lisäksi ilmastoa luonnehtii vuosienvälinen vaihtelu. Esimerkiksi Keski-Euroopan kesälämpötilojen vuosienvälinen vaihtelu on monissa alueellisissa



Kuva 5.2. Kuukausisademäärien vuosiväläinen variaatiokerroin havaintojen mukaan (musta käyrä) ja kymmenen eri ilmastomallin tulosten keskiarvona (vihreä käyrä) Pohjois-Euroopan (vasemmalla) ja Etelä-Euroopan (oikealla) aluekeskiarvoina vuoden eri kuukausina jaksolla 1971-2000.



Kuva 5.3. Tammikuun (vasemmalla) ja heinäkuun (oikealla) sademäärien vuosiväläinen variaatiokerroin Pohjois-Euroopan (ylhäällä) ja Etelä-Euroopan (alhaalla) aluekeskiarvoina havaintojen (musta palkki) ja kymmenen eri ilmastomallin tulosten (värilliset palkit) mukaan jaksolla 1971-2000.

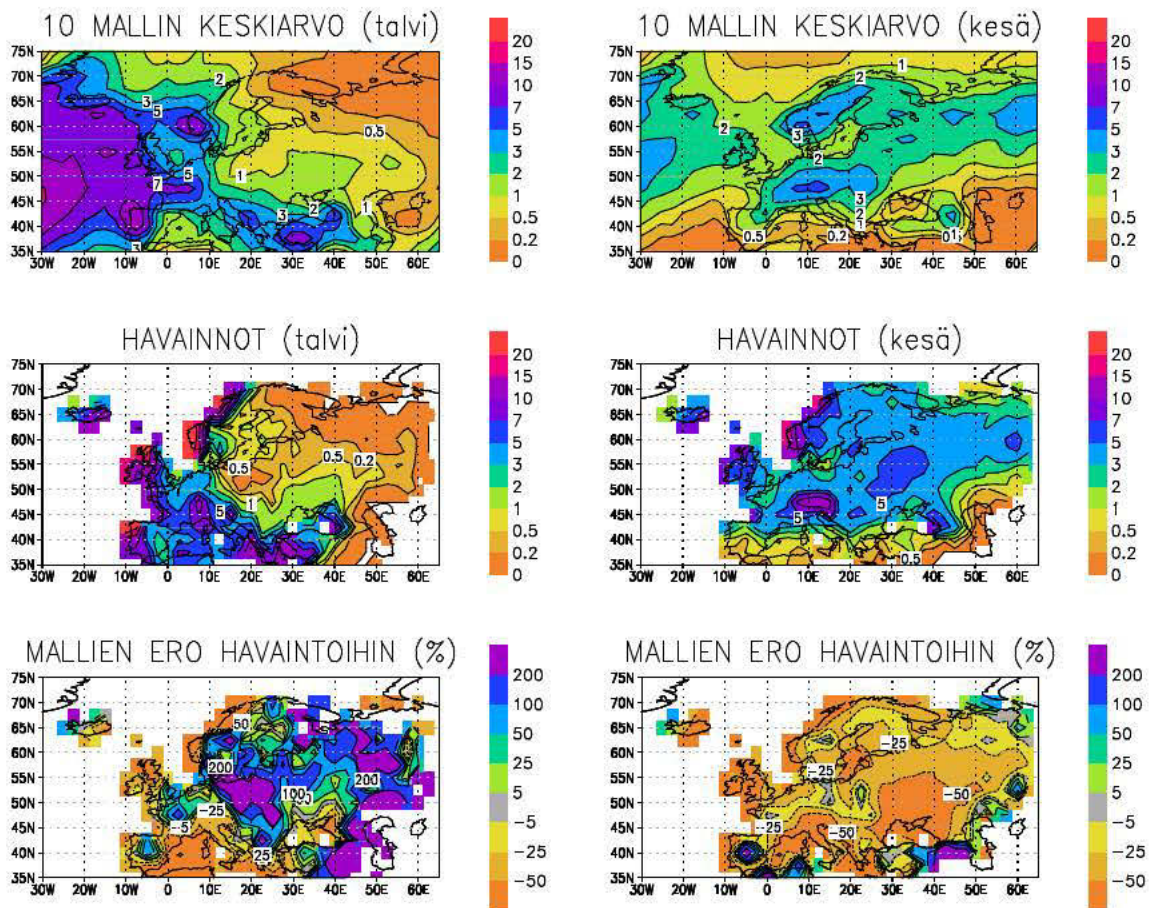
ilmastomalleissa epärealistisen suurta (Lenderink et al., 2007; Vidale et al., 2007). Sen sijaan kuukausisademäärien vuosiväläinen vaihtelu näyttää tässä tutkimuksessa mukana olevissa maailmanlaajuisissa ilmastomalleissa olevan liian pientä. Vaihtelun suuruutta tutkittiin laskeamalla kuukausisademäärien vuosiväliset variaatiokertoimet, jotka on esitetty kuvassa 5.2 sekä havaintojen mukaan että kymmenen ilmastomallin keskiarvona Pohjois- ja Etelä-Euroopan alueille. Pohjois-Euroopassa sademäärien vuosiväläinen vaihtelu on kaikkina kuukausina havaintojen mukaan suurempaa kuin malleissa keskimäärin ja Etelä-Euroopassakin tilanne on sama huhtikuuta lukuun ottamatta. Myös muilla tarkastelluilla alu-

eilla kuukausisademäärät vaihtelevat enemmän havaintojen kuin mallien mukaan. Kuvassa 5.3 variaatiokertoimet on esitetty erikseen sekä havaintojen että jokaisen yksittäisen mallin mukaan tammikuun ja heinäkuun sademäärille Pohjois- ja Etelä-Euroopassa. Eri mallien välillä on sademäärien vaihtelussa jonkin verran suurempia eroja heinäkuussa kuin tammikuussa, mutta myös heinäkuussa sademäärän vuosivälinen vaihtelu on suurimmassa osassa malleja havaittua pienempää. Tosin heinäkuussa myös mallien väliset erot sademäärässä ovat suurempia, etenkin Etelä-Euroopassa, jossa eri mallien simuloima heinäkuun keskimääräinen sademäärä vaihtelee 13 ja 53 millimetrin välillä. Tästä seuraa vaihtelua myös variaatiokertoimen arvoon, koska variaatiokertoimen lausekkeessa keskiarvo on nimittäjässä ja suurimmat variaatiokertoimen arvot saadaankin yleensä niissä malleissa, joissa keskimääräinen sademäärä jää selvästi havaittua pienemmäksi. Joka tapauksessa näyttää melko vahvasti siltä, että kuukausisademäärien liian pieni vuosivälinen vaihtelu nykyilmastossa on eri mallien yhteinen piirre koko Euroopan alueella kaikkina vuodenaikoina.

5.2 Rankkasateet ja kuivuus

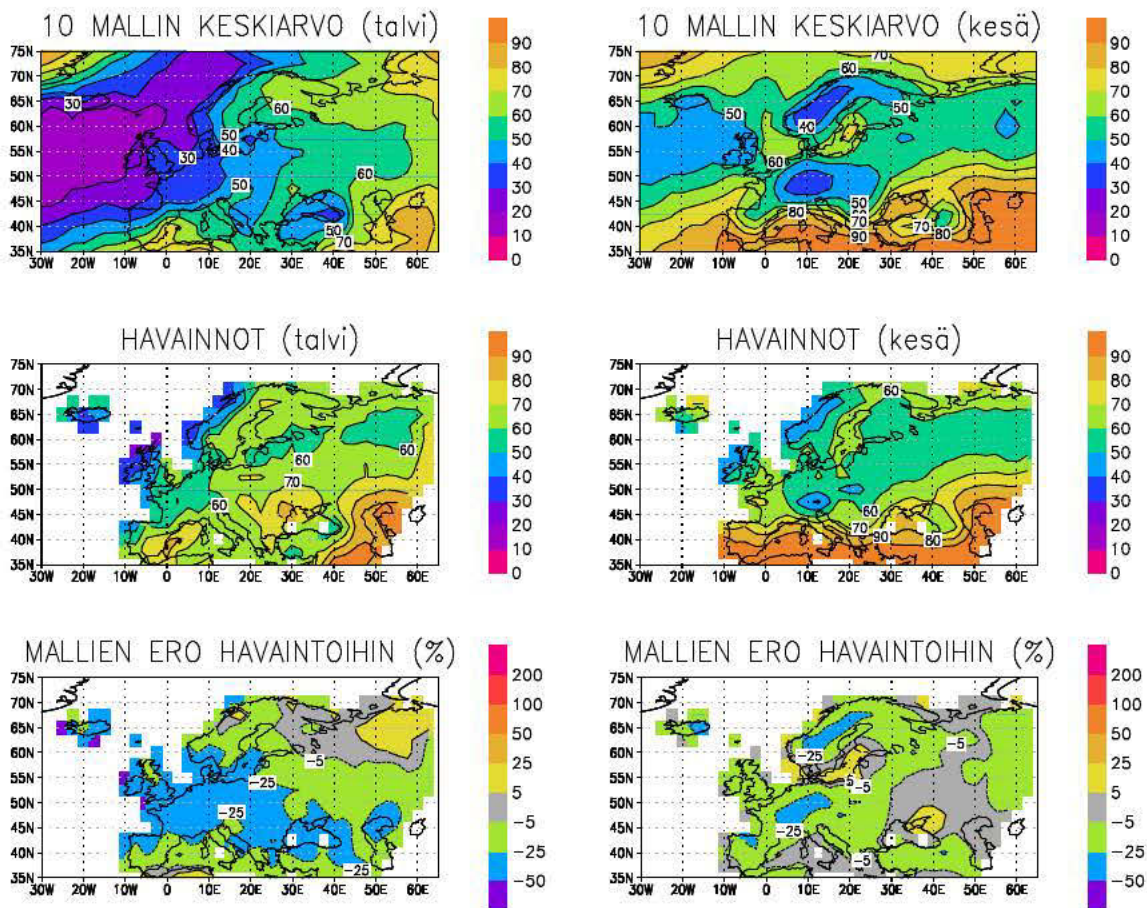
Tässä alaluvussa tarkastellaan rankkojen sateiden ja kuivuuden esiintymistä nykyilmastossa havaintojen ja mallien mukaan lähinnä aiemmin määriteltyjä sadeindeksejä apuna käyttäen. Kuvissa 5.4 ja 5.5 on esitetty rankkasadepäivien (vuorokauden sademäärä vähintään 10 mm) ja poutapäivien (vuorokauden sademäärä alle 1 mm) osuus ilmastomallien tulosten keskiarvona ja havaintojen mukaan sekä havaintojen ja mallitulosten välinen ero erikseen talvella ja kesällä jaksolla 1971-2000. Havaintoihin perustuvia karttoja tulkitessa on syytä pitää mielessä, että havaintoaineisto kattaa vain maa-alueet, joten osittain merta sisältävien hilaruutujen arvot perustuvat tällöin pelkästään hilaruudun maa-alueiden keskiarvoon. Tämän johdosta rannikkoalueilla havaintoaineisto muistuttaa paikoin enemmän pistehavain-toja kuin laajemman alueen keskiarvoa. Muutoinkin havaintoihin pohjautuvissa kartoissa nähdään enemmän yksityiskohtia kuin malliaineistoissa, minkä johdosta erotuskartat ovat paikoin varsin hälyisiä. Tämä johtuu paitsi maailmanlaajuisten mallien rajallisesta erottelukyvystä niin myös siitä, että malliaineistoihin pohjautuvat kartat ovat keskiarvoja kymmenen eri mallin tuloksista, jolloin yksittäisten mallien tuottamat yksityiskohdat tasoittuvat.

Joka tapauksessa kovia sateita esiintyy kesällä lähes kaikkialla keskimäärin vähemmän mallien kuin havaintojen mukaan. Laajoilla alueilla näitä päiviä on mallien mukaan keskimäärin jopa alle puolet siitä mitä havaintojen perusteella olisi odotettavissa. Havaittua enemmän rankkasateita esiintyy malleissa kesäisin vain paikoin hyvin kuivilla alueilla, joilla



Kuva 5.4. Rankkasadepäivien (vuorokauden sademäärä vähintään 10 mm) osuus (%) kaikista päivistä 10 eri ilmastomallin tulosten keskiarvona ja havaintojen mukaan sekä mallitulosten ja havaintojen välinen erotus vuosina 1971-2000 talvella (vasemmalla) ja kesällä (oikealla).

rankkasadepäivien havaittu määrä on ollut hyvin pieni. Talvella tilanne on osittain samankaltainen, mutta alue, jolla rankkoja sateita havaintojen mukaan esiintyy vähän kattaa laajan alueen Pohjois- ja Itä-Euroopan mantereisimmista osista. Näillä alueilla ja myös Keski-Euroopassa rankkasadepäivien määrä ylittää malleissa monin paikoin niiden havaitun määrän, vaikka karttakuva onkin hyvin rikkonainen. Kuitenkin aluekeskiarvoja tarkasteltaessa vain Itä-Euroopassa kovien sateiden määrä on talvisin mallien keskiarvona havaittua suurempi. Muualla rankkasadepäiviä on talvisin mallien mukaan keskimäärin suunnilleen yhtä paljon tai hieman vähemmän kuin havaintoaineistossa. Rankkasadepäivien näennäistä niukkuutta malleissa Itä-Euroopan alueella voi osaltaan selittää voimakkaiden sateiden liiallinen tasoittuminen hilamuotoista havaintoaineistoa muodostettaessa, koska kylmänä vuodenaikana harvoista rankkasadepäivistä valtaosana sademäärä on ylittänyt kymmenen millimetrin kynnyksarvon vain niukasti, ja yksittäisissä hilaruuduissa tällaisten päivien määrä saattaa siten muodostua havaintoaineistossa helposti liian pieneksi tasoittamisen seurauksena. Toinen huomioonotettava seikka on, että monilla malleilla on taipumus tuottaa liian kylmiä talvilämpötiloja Pohjois-Euroopassa (Karppanen, 2006), ja koska kylmä ilma ei kykene sitomaan



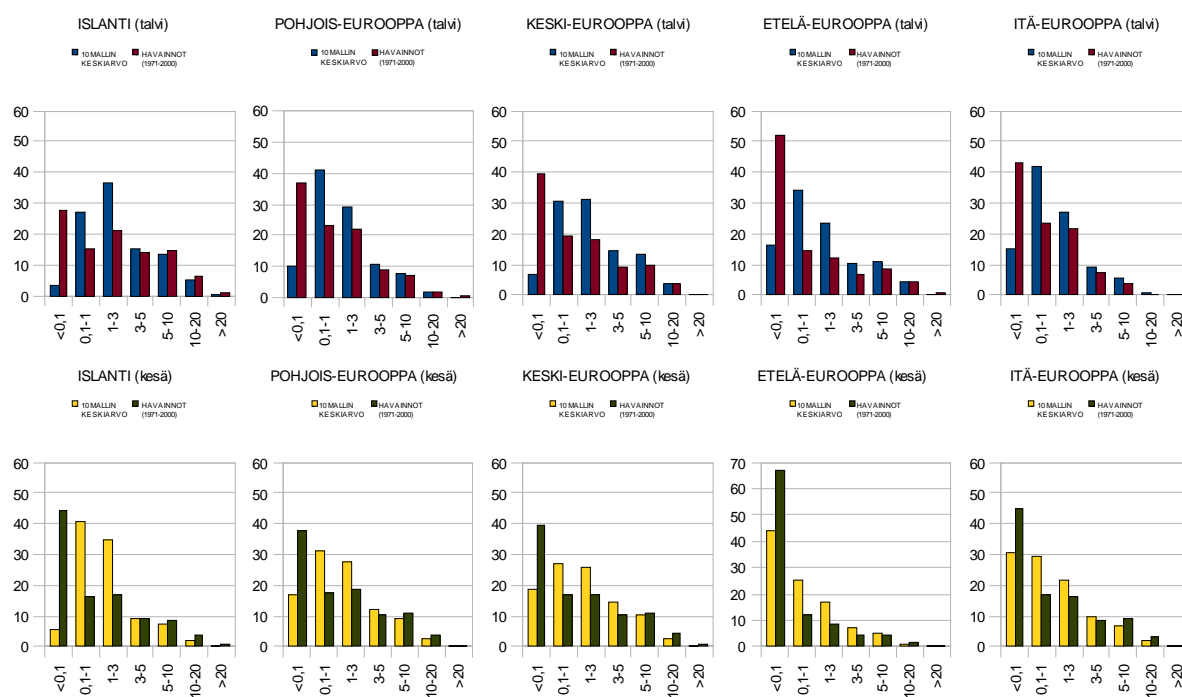
Kuva 5.5. Poutapäivien (vuorokauden sademäärä alle 1 mm) osuus (%) kaikista päivistä 10 eri ilmastomallin tulosten keskiarvona ja havaintojen mukaan sekä mallien ja havaintojen välinen erotus vuosina 1971-2000 talvella (vasemmalla) ja kesällä (oikealla).

paljossa vesihöyryä, tämän voisi olettaa tulevan malleissa esiin todellista pienempänä rankkasadepäivien lukumääränä. Näin ei siis näytä kuitenkaan tapahtuvan, ja sikäli on mielenkiintoista, että myös kokonaissademäärä on malleissa yleensä nimenomaan talvella havaittua suurempi mallien simuloimasta liian kylmästä ilmastosta huolimatta.

Poutapäivien määrää mallit aliarvioivat varsin johdonmukaisesti laajoilla alueilla. Ero on jonkin verran suurempi talvella kuin kesällä, ja erityisesti Brittein saarilta läpi Keski-Euroopan Mustallemerelle ulottuvalla vyöhykkeellä mallien tuottama poutapäivien määrä on talvella yli neljänneksen havaittua pienempi. Paikoin Pohjois-Venäjällä poutapäiviä on talvisin malleissa keskimäärin hieman enemmän kuin havainnoissa, mitä saattaa selittää alueen monissa malleissa todellista kylmempi talvi-ilmastosta. Kesällä poutapäiviä näyttäisi malleissa olevan jonkin verran liikaa Itämeren alueella, mutta tähän tulee suhtautua varauksella, koska havaintoaineisto perustuu pelkästään maa-alueilla tehtyihin sadehavaintoihin.

Edellä poutapäiviksi oli määritelty ne vuorokaudet, joihin sademäärä on alle 1 mm. Jos tämä sademäärän kynnyksiarvo lasketaan 0,1 millimetriin, aliarvioivat mallit poutapäivien määrää vielä huomattavasti enemmän. Tämä käy ilmi kuvasta 5.6, jossa on esitetty

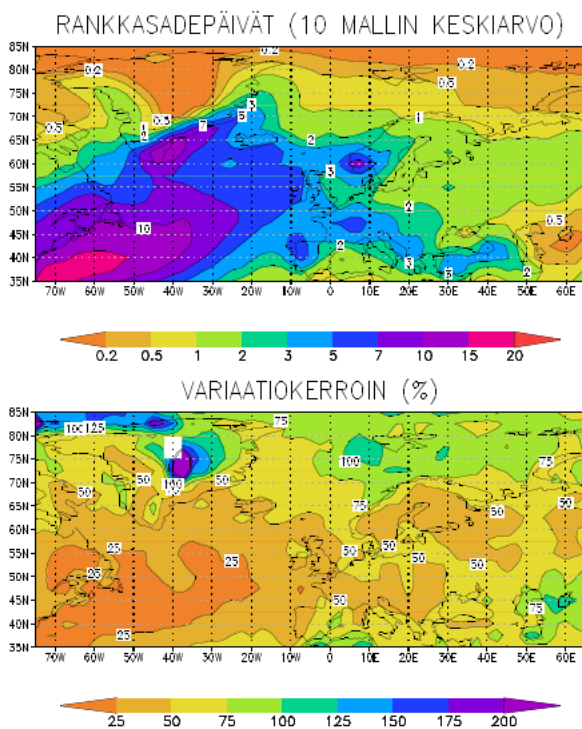
aluekeskiarvoina eri voimakkuusluokkiin jaoteltujen sadepäivien suhteelliset osuudet sekä mallitulosten keskiarvona että havaintojen mukaan. Vastaavat kuvat alueittain kaikkien yksittäisten mallien simulaatioista havaintoihin verrattuna on esitetty liitteen 1 kuvissa L1.1-L1.5. Täysin sateettomien päivien määrää mallit keskimäärin aliarvioivat kaikilla alueilla ja kaikkina vuodenaikoina. Tätä kompensoi vähäsateisten päivien liian suuri lukumäärä. Noin 3-10 millimetrin vuorokausisademääriä esiintyy malli- ja havaintoaineistoissa likipitään yhtä paljon, mutta voimakkaiden sateiden esiintymistä mallit jälleen aliarvioivat. Tämä on sitä selvempää mitä suurempia sademääriä tarkastellaan. Eri mallien välillä on kuitenkin selviäkin eroja, mutta esimerkiksi sateettomien päivien määrän aliarviointi on kaikkien mallien yhteinen piirre. Suurinta tämä aliarviointi havaintoihin verrattuna on muista alueista merellisemmässä Islannissa. Räikein esimerkki tästä on CNRM-malli, joka ei koko 30-vuotisen vertailujakson aikana tuota talvikuukausien aikana ainuttakaan täysin sateetonta päivää yhteenkään Islannin hilaruutuun, kun vastaavasti MPI ECHAM5 -mallissa niitä on sentään lähes 10 % päivistä (kuva L1.1). Islannin osalta täytyy kuitenkin muistaa, että havaintoaineisto perustuu siellä hyvin harvaan havaintoverkkoon (kuva 4.2) ja siitä johtuen sateettomien päivien määrä on hilamuotoisessa havaintoaineistossa todennäköisesti liian suuri. Havaittua enemmän alle 0,1 millimetrin sadepäiviä on ainoastaan MPI ECHAM5 - ja NCAR CCSM3 -malleissa Etelä-Euroopan alueella kesäkuukausina. Kyseiset mallit ovat myös kaksi eniten



Kuva 5.6. Vuorokauden sademäärän (mm) perusteella eri frekvenssiluokkiin jaoteltujen päivien suhteelliset osuudet (%) viiden alueen aluekeskiarvoina 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona ja havaintojen mukaan talvella (yläkuvat) ja kesällä (alakuvat) vuosina 1971-2000.

kokonaissademäärää Etelä-Euroopassa kesällä aliarvioivaa mallia; MPI ECHAM5 -mallissa kesäkuukausien sademäärä jää Etelä-Euroopassa jopa alle puoleen havaitusta.

Mallitulosten välistä keskinäistä vaihtelua on havainnollistettu kuvissa 5.7 ja 5.8, joissa esitetään rankkasadepäivien ja poutapäivien osuus kaikkien kymmenen mallin keskiarvona sekä mallien välinen variaatiokerroin kyseisistä suureista perusjaksolla 1971-2000. Rankkoja yli kymmenen millimetrin vuorokausisateita esiintyy mallien mukaan keskimäärin Euroopan manneralueilla noin 1-5 % kaikista päivistä, mutta Atlantilla paikoin jopa yli 15 % päivistä. Pohjoisella jäämerellä ja Grönlannin sisäosissa tällaisten päivien osuus on puolestaan malli-ilmastoissa mitättömän pieni. Euroopan manneralueilla mallien välinen variaatiokerroin on noin 50 % eli toisin sanoen eri mallien välinen keskihajonta rankkasadepäivien lukumäärässä on noin puolet niiden absoluuttisesta lukumäärästä. Atlantin sateisimmilla alueilla mallien välinen hajonta on suhteellisesti pienempää ja Grönlannin jokseenkin rankkasaateettomissa keskiosissa puolestaan huomattavasti suurempaa. Poutapäivien määrästä mallit ovat keskenään paljon yksimielisempiä. Tosin johtuen poutapäivien paljon suuremmasta lukumäärästä mallien välinen variaatiokerroin jää pakostikin pienemmäksi. Merialueilla, jossa poutapäiviä on mallien mukaan vähemmän kuin mantereilla, mallien välinen suhteellinen vaihtelu on jossain määrin suurempaa kuin manneralueilla. Tarkemman kuvan eri mallien tulosten välisistä eroista saa liitteen 2 kuvista L2.1 ja L2.2, joissa on esitetty kaikkien yks-

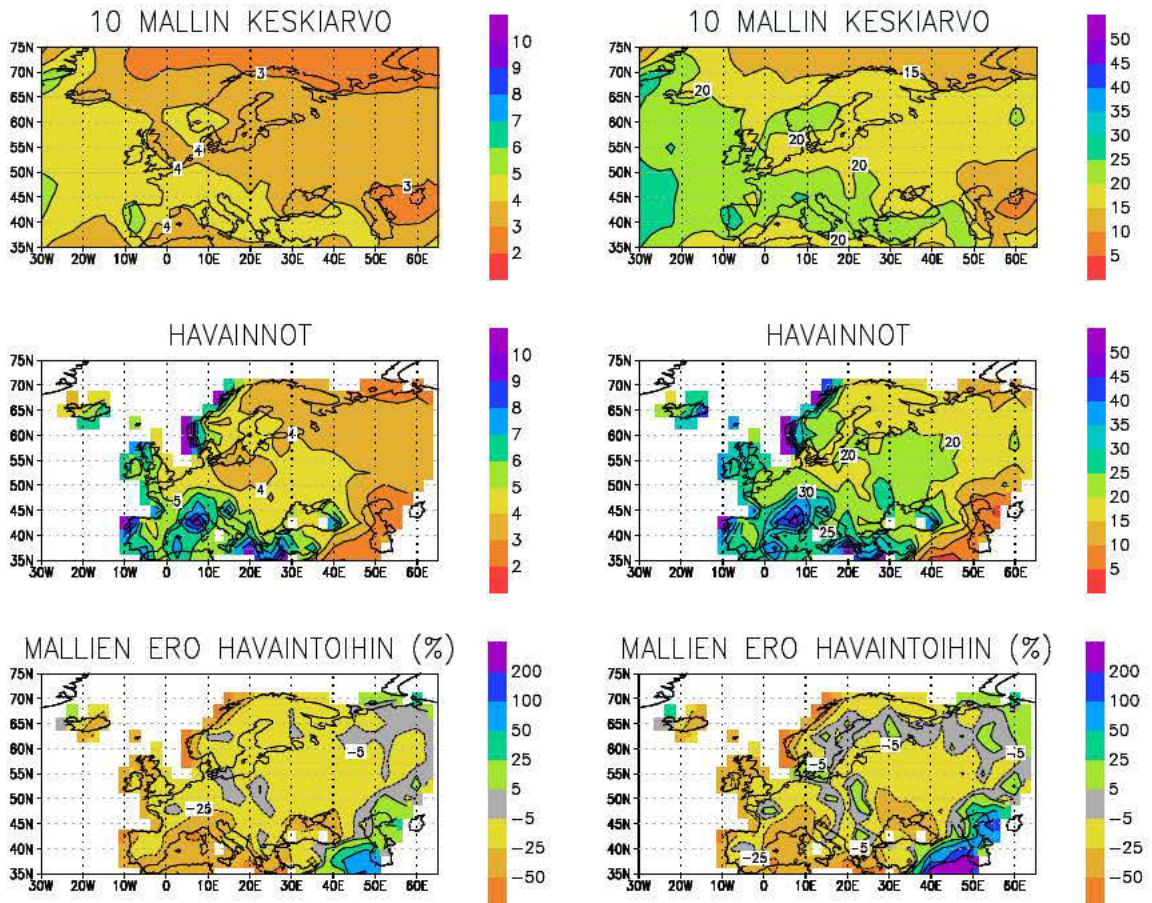


Kuva 5.7. Rankkasadepäivien vuosittainen osuus (%) 10 mallin tulosten keskiarvona (ylhällä) ja osuuden mallien välinen variaatiokerroin (alhaalla) vuosina 1971-2000.

Kuva 5.8. Poutapäivien vuosittainen osuus (%) 10 mallin tulosten keskiarvona (ylhällä) ja osuuden mallien välinen variaatiokerroin (alhaalla) vuosina 1971-2000.

sittäisten mallien simuloimat rankkasadepäivien ja poutapäivien osuudet perusjaksolla 1971-2000.

Mallien taipumus tuottaa liikaa heikkoja sateita ja vastaavasti aliarvioida kovien sateiden esiintymistä tulee esiin myös verrattaessa mallitulosten keskiarvoon ja havaintoihin perustuvia sateen intensiteetti-indeksejä (kuva 5.9). Suuressa osassa Eurooppaa sateen intensiteetti-indeksi eli sadepäivien keskimääräinen sademäärä jää malleissa noin 10-20 % havaittua pienemmäksi. Välimeren ympäristössä ero on vielä tätäkin suurempi. Havaittua suuremman sateen intensiteetti-indeksin mallit tuottavat vain Kaspiannmeren ympäristössä ja erityisesti laskenta-alueen Iranin, Irakin ja Syyrian puoleisissa osissa, jotka ovat malleissa keskimäärin ylipäätään paljon todellista sateisempia. Tosin nämä alueet kuuluvat sadehavaintoaineistossa hyvin harvan havaintoverkon alueeseen ja kaiken lisäksi laskenta-alueen reunalle, mikä on voinut aiheuttaa virhettä havaintoaineistoon. Sadepäivien keskimääräisen sademäärän tapaan myös vuoden suurin vuorokausisademäärä jää malleissa keskimäärin jonkin ver-

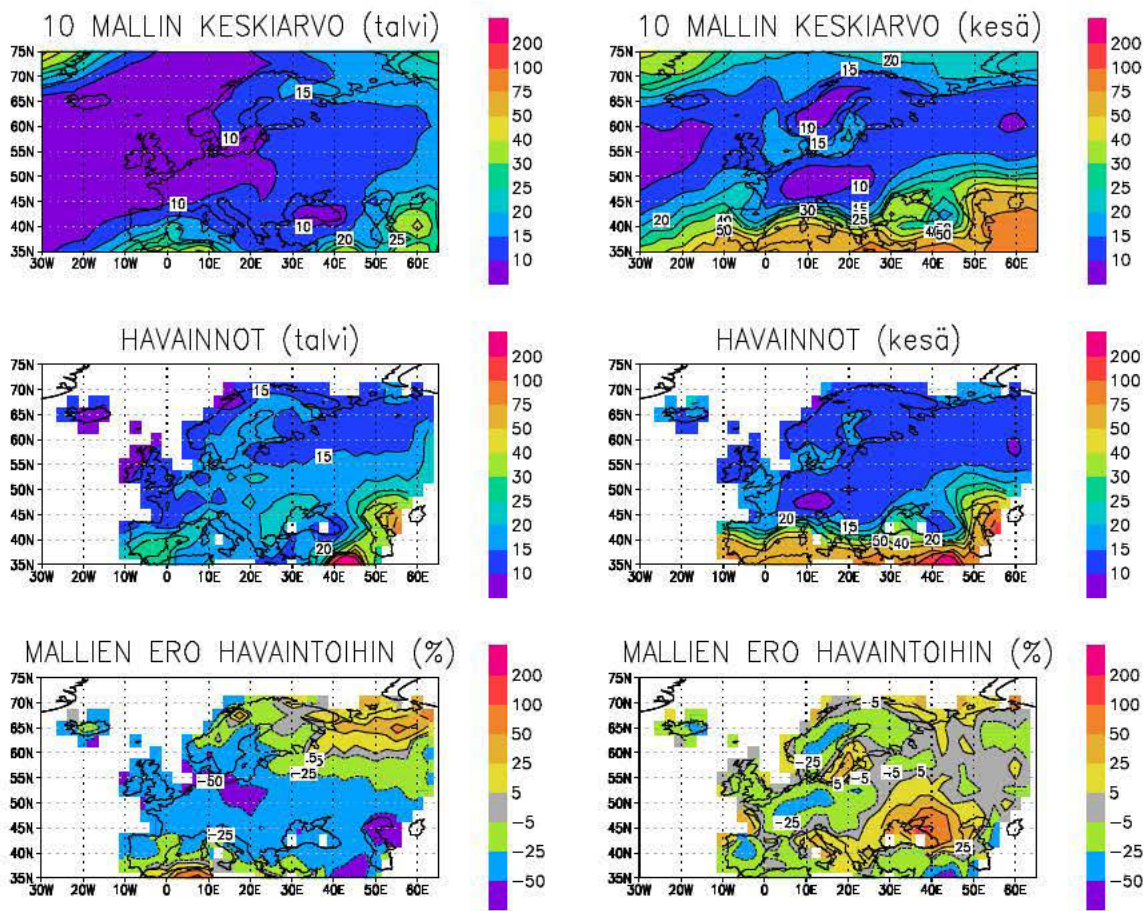


Kuva 5.9. Sateen intensiteetti-indeksi koko vuoden keskiarvona (mm/vrk) 10 mallin tulosten keskiarvona ja havaintojen mukaan sekä mallien ja havaintojen välinen erotus vuosina 1971-2000.

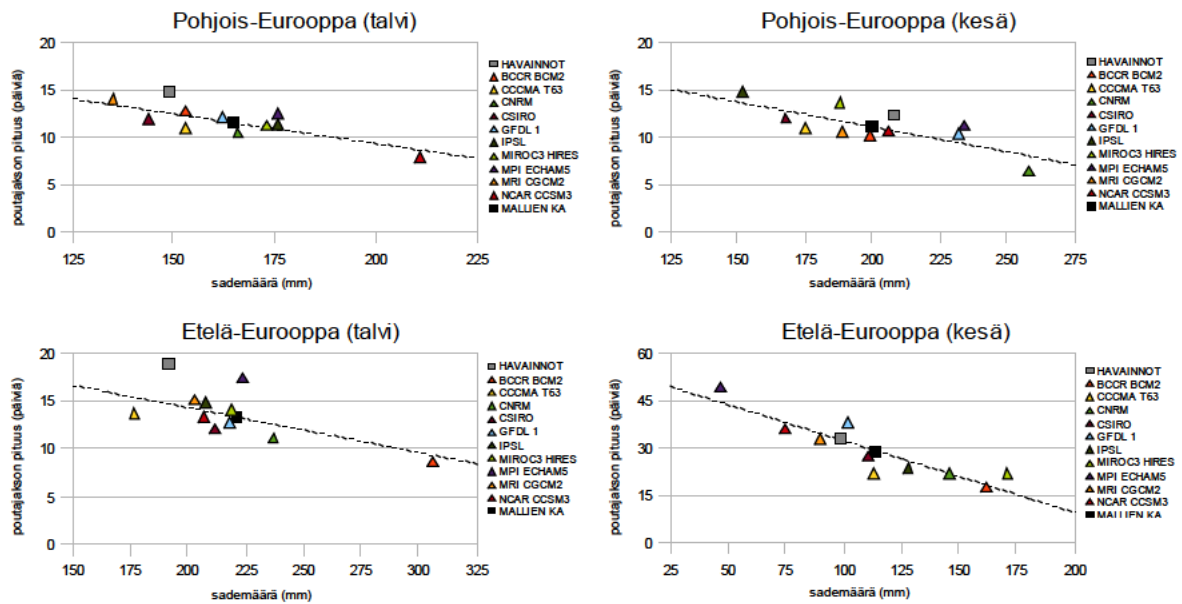
Kuva 5.10. Vuoden suurin vuorokausisademäärä (mm) 10 mallin tulosten keskiarvona ja havaintojen mukaan sekä mallien ja havaintojen välinen erotus vuosina 1971-2000.

ran havaittua pienemmäksi, etenkin Euroopan eteläosissa (kuva 5.10). Kuitenkin jälleen las-
kenta-alueen kaakkoiskulma muodostaa selvän poikkeuksen.

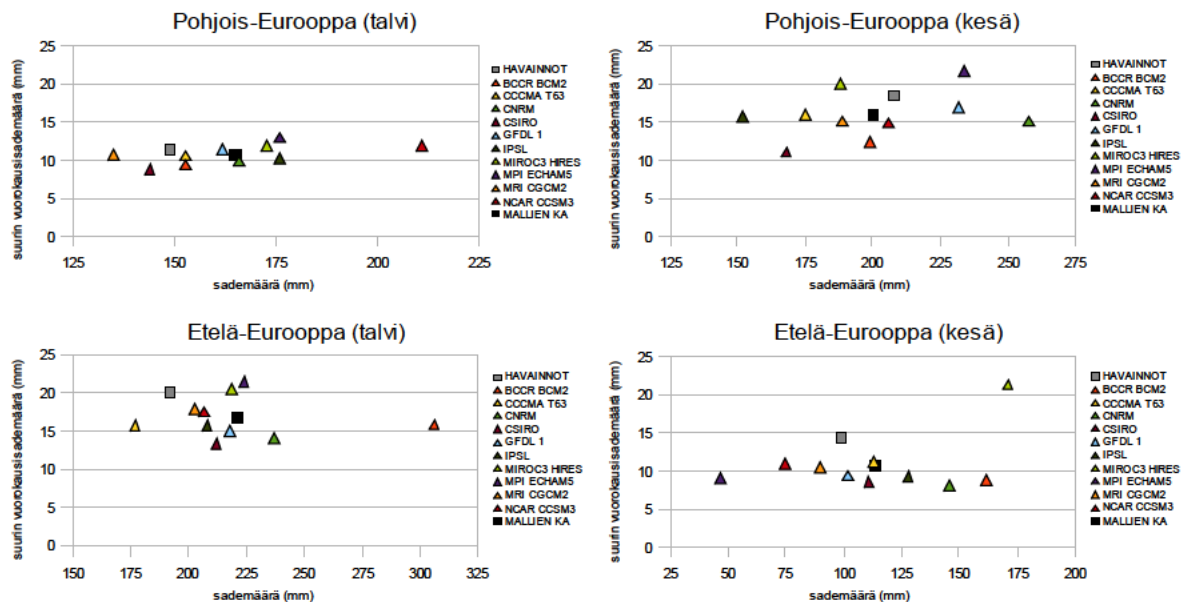
Pisimmän yhtämittaisen poutajakson pituus mallitulosten keskiarvona ja havainto-
jen mukaan jaksolla 1971-2000 on esitetty kuvassa 5.11. Laajoilla alueilla Keski- ja Pohjois-
Euroopassa pisin poutajakso kestää havaintojen mukaan kesällä keskimääräisenä vuotena
noin 10-15 päivää, mutta Välimeren alueella selvästi pidempään, alueen eteläosassa jopa yli
50 päivää ja Lähi-idän suunnalla kuivimmilla alueilla yli 200 päivää. Mallien simuloimassa
ilmastossa pisin poutajakso jää Länsi-Euroopassa kesällä keskimäärin jonkin verran lyhy-
emmäksi. Sen sijaan Balkanilla ja Mustanmeren ympäristössä sekä toisaalta myös Itämerellä
pisin poutajakso on malleissa keskimäärin jonkin verran havaittua pidempi. Talvella pisin
poutajakso jää malleissa laajoilla alueilla, erityisesti Keski-Euroopassa, selvästi havaittua
lyhyemmäksi. Mallien ja havaintojen välinen erotuskartta muistuttaa suuresti vastaavaa pou-
tapäivien lukumäärää esittävää karttaa (kuva 5.5). Toisin sanoen siellä missä malli-
ilmastossa on todellista vähemmän poutapäiviä, myös pisimmät poutajakset ovat todellista
lyhyempiä ja toisin päin. Mallien tuottamat säävaihtelut näyttäisivät siten olevan päivien ja



Kuva 5.11. Pisimmän poutajakson keskimääräinen pituus (vuorokausina) 10 eri ilmastomallin tulosten keskiarvona ja havaintojen mukaan sekä mallien ja havaintojen välinen erotus talvella (vasemmalla) ja kesällä (oikealla) vuosina 1971-2000.



Kuva 5.12. Pisimmän poutajakson keskimääräinen pituus keskimääräisen sademäärän funktiona Pohjois-Euroopan (ylhäällä) ja Etelä-Euroopan (alhaalla) aluekeskiarvoina talvella (vasemmalla) ja kesällä (oikealla) vuosina 1971-2000. Harmaa neliö edustaa havaintoja ja musta neliö 10 ilmastomallin tulosten keskiarvoa. Yksittäisten mallien tulokset on esitetty värillisillä kolmioilla. Kaikki regressiosuorat (katkoviivat) ovat tilastollisesti merkitseviä.



Kuva 5.13. Keskimääräinen suurin vuorokausisademäärä keskimääräisen sademäärän funktiona Pohjois-Euroopan (ylhäällä) ja Etelä-Euroopan (alhaalla) aluekeskiarvoina talvella (vasemmalla) ja kesällä (oikealla) vuosina 1971-2000. Harmaa neliö edustaa havaintoja ja musta neliö 10 ilmastomallin tulosten keskiarvoa. Yksittäisten mallien tulokset on esitetty värillisillä kolmioilla. Suureiden välillä ei vallitse tilastollisesti merkitsevää korrelaatiota yhdessäkään kuvassa.

viikkojen aikaskaalassa jokseenkin realistisen kaltaisia, vaikka kuukausitasolla sademäärän vuosienvälinen vaihtelu olisikin malli-ilmostoissa liian pientä.

Verrattaessa eri ilmastomalleja keskenään huomataan niiden mallien tuottavan piisimpiä poutajaksoja, joissa kokonaissademäärä on pienin. Tätä havainnollistaa kuva 5.12, jossa on esitetty sekä kesän että talven pisimmän poutajakson keskimääräinen pituus keski-

määräisen sademäärän funktiona Pohjois- ja Etelä-Euroopan aluekeskiarvoina malli kerrallaan. Molemmilla alueilla eri mallien simuloimien sademäärien ja pisimpien poutajaksojen pituuksien välillä vallitsee sekä kesällä että talvella tilastollisesti merkitsevä negatiivinen korrelaatio yli 95 % luottamustasolla. Vahvin näiden muuttujien välinen korrelaatio on Etelä-Euroopan kesäkuukausina, jolloin korrelaatiokertoimen arvo on -0,90. Sen sijaan esimerkiksi mallien simuloimien suurimpien vuorokausisademäärien ja kokonaissademäärien väliltä tilastollisesti merkitsevää yhteyttä ei voida löytää (kuva 5.13).

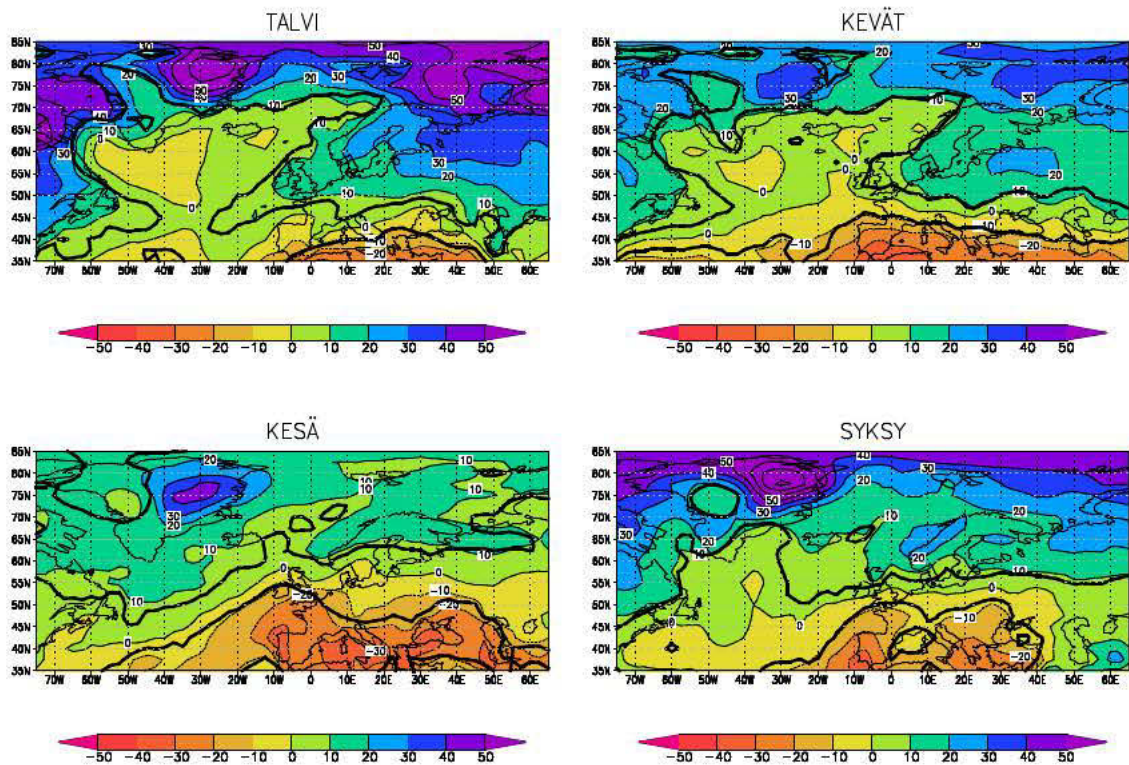
6. TULOKSET SKENAARIOJAKSOILLA

Tässä luvussa esitellään työn keskeiset tulokset eli maailmanlaajuisten ilmastomallien simuloimat muutokset rankkasateiden ja kuivuuden esiintymistä kuvaavissa sadeindekseissä kuluvan vuosisadan loppuun mennessä Euroopan ja Pohjois-Atlantin kattavalla alueella. Ensisijaisesti keskitytään A1B-skenaarioon ja jaksoon 2081-2100. Omassa alaluvussa käsitellään tuloksia myös muilla päästöskenaarioilla ja jaksolla 2046-2065. Ennen eri sadeindekseissä odotettavissa olevien muutosten tarkastelua perehdytään kuitenkin siihen, miten keskimääräinen sademäärä ja sen vuosivälinen vaihtelevuus mallien mukaan muuttuvat.

6.1 Keskimääräinen sademäärä

A1B-skenaarion mukainen kokonaissademäärän muutos eri vuodenaikoina kymmenen ilmastomallin tulosten keskiarvona siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 on esitetty kuvassa 6.1. Yleisesti ottaen sademäärä näyttäisi kasvavan alueen pohjoisosassa ja pienenevän etelässä. Eniten sateet lisääntyvät mallien mukaan Pohjoisella jäämerellä; syksyllä ja talvella sademäärän lisäys on siellä keskimäärin jopa noin 50 %. Muutokset ovat kaikkiaan hyvin samankaltaisia kuin Jylhän et al. (2009) lähes vastaavalle jaksolle 2070-2099 19 maailmanlaajuisen mallin tulosten perusteella laskemat.

Talvella sateet näyttäisivät lisääntyvän suurimmassa osassa Euroopan manneralueita. Muutoksen nollaraja kulkee suurin piirtein Välimeren pohjoisosissa siten, että sitä etelämpänä talven sademäärä pienenee. Tilastollisesti merkitsevää sademäärän pieneneminen on Euroopan puolella vain lähinnä Balkanilla. Koko Keski- ja Pohjois-Euroopassa sademäärä lisääntyy mallien mukaan talvella siten, että mitä pohjoisemmaksi ja idemmäksi mennään



Kuva 6.1. Keskimääräisen sademäärän muutos (%) eri vuodenaikoina 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaariion mukaan. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä yli 95 % luottamustasolla on rajattu paksulla mustalla käyrällä.

sitä suurempi muutos on. Suomessa talven sademäärä kasvaa noin 20-30 prosenttia. Pohjois-Atlantin merialueilla muutokset ovat hyvin erilaisia kuin Euroopan mantereella. Kaiken kaikkiaan sademäärä näyttäisi talvella pysyvän Pohjois-Atlantilla lähes ennallaan eivätkä muutokset ole tilastollisesti merkitseviä juuri missään.

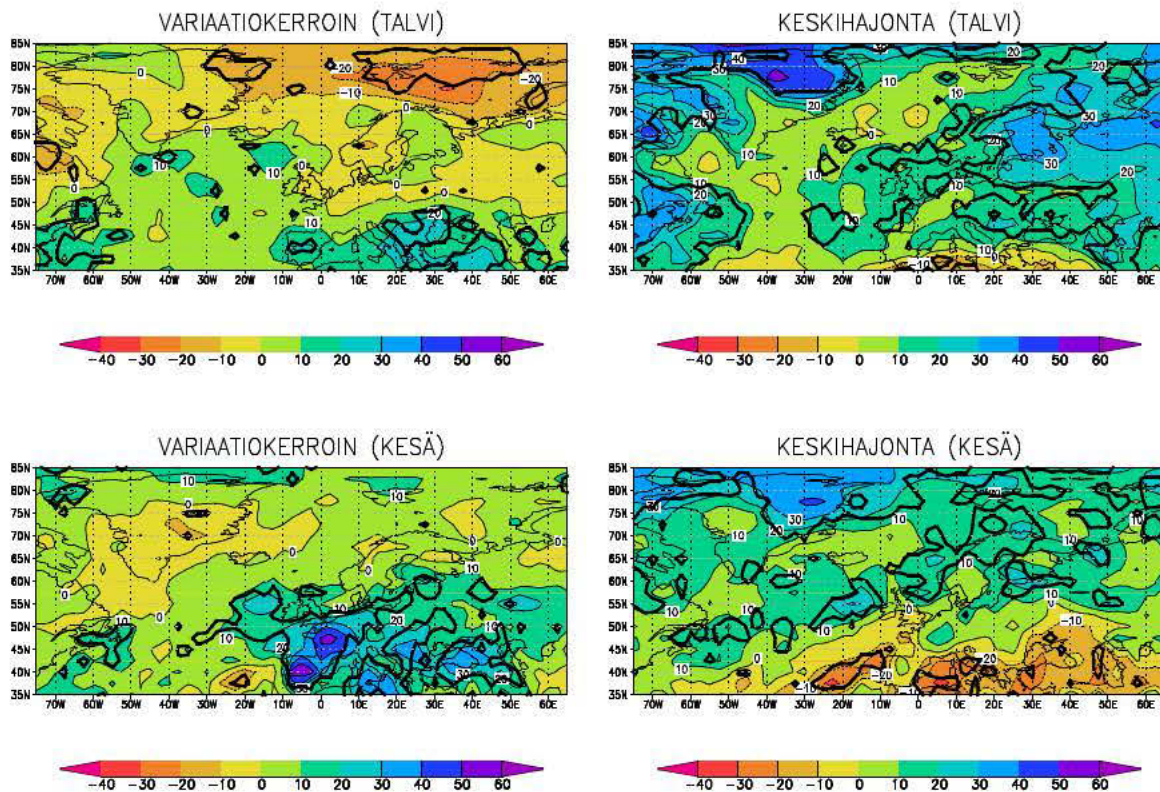
Kesällä sademäärän muutoksissa on samankaltainen pohjois-eteläsuuntainen rakenne kuin talvella, mutta muutoksen nollaraja kulkee paljon pohjoisempaan, Euroopan merialueilla noin 55. ja 60. pohjoisen leveyspiirin välillä. Lisäksi tätä pohjoisempaanakin sademäärän lisääntyminen on vähäisempää kuin talvella ja vastaavasti Etelä-Euroopassa sademäärät pienenevät mallien mukaan keskimäärin paikoin jopa kolmanneksella. Suomessa sademäärä kasvaa hieman kesälläkin, keskimäärin noin kymmenellä prosentilla ja pohjoisessa enemmän kuin etelässä, missä muutos ei ole tilastollisesti merkitsevä enää 95 % luottamustasolla. Pohjois-Atlantilla muutokset ovat jälleen jonkin verran erilaisia kuin mantereilla. Kesällä sademäärä näyttäisi siellä jonkin verran kasvavan eräillä sellaisillakin alueilla, joilla se talvella pysyy ennallaan tai jopa hieman pienenee. Näin käy ennen kaikkea Grönlannin eteläkärjen tuntumassa.

Keväällä ja syksyllä sademäärän muutokset ovat talven ja kesän muutosten väliltä. Suomessa sademäärä kasvaa sekä keväällä että syksyllä koko maassa tilastollisesti merkitse-

västi siten, että sademäärän lisäys on mallien mukaan keskimäärin vajaat 20 %.

Sademäärän vaihtelevuuden muutoksia on havainnollistettu kuvassa 6.2, jossa on esitetty kuukausisademäärien vuosienvälisen variaatiokerroimen ja keskihajonnan muutokset jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 siirryttäessä. Keskihajonnan muutokset ovat pääosin samankaltaisia kuin kokonaissademäärän muutokset ja variaatiokerroimen muutokset ovat suurin piirtein näiden peilikuvia. Toisin sanoen siellä missä sademäärä lisääntyy kasvaa myös kuukausisademäärien vuosienvälinen vaihtelu, mutta vaihtelun suhteellinen osuus sademäärästä yleensä pienenee. Näin ei kuitenkaan käy kaikkialla ja itse asiassa variaatiokerroin kasvaa hieman myös monilla sellaisilla alueilla, joilla sekä kokonaissademäärä että keskihajontakin kasvavat. Toisaalta esimerkiksi Keski-Euroopassa sademäärä pienenee kesällä jonkin verran, mutta vuosienvälinen keskihajonta näyttäisi aavistuksenomaisesti kasvavan, minkä seurauksena variaatiokerroin kasvaakin jo selvästi. Yleisemmin ottaen sekä kesällä että talvella alue, jolla kuukausisademäärien vuosienvälinen variaatiokerroin kasvaa on selvästi laajempi kuin alue, jolla niiden keskihajonta vastaavasti pienenee. Näin ollen sademäärän vuosienvälinen vaihtelu näyttäisi monilla alueilla jossain määrin lisääntyvän.

Kokonaiskuvana sademäärä mallien mukaan kasvaa Pohjois-Euroopassa kuluvan

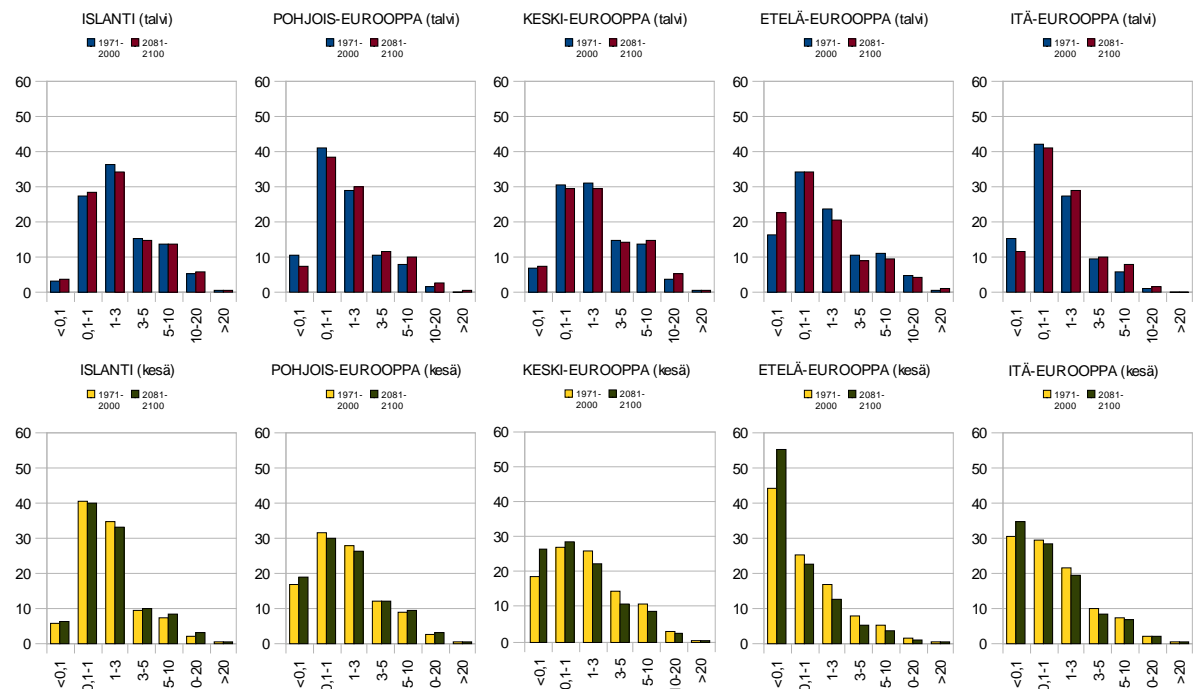


Kuva 6.2. Kuukausisademäärien vuosienvälisen variaatiokerroimen (vasemmalla) ja keskihajonnan (oikealla) muutos (%) talvella ja kesällä 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan. Alueet, joilla vähintään yhdeksän mallia kymmenestä ennustaa samansuuntaista muutosta on rajattu paksulla mustalla käyrällä.

vuosisadan aikana, kun taas Etelä-Euroopassa se sitä vastoin pienenee. Vuodenajoista etenkin talvi muuttuu pohjoisessa sateisemmaksi ja etelässä puolestaan kesä muuttuu kuivemmaksi. Lisäksi kuukausisademäärien vuosienvälinen vaihtelu näyttäisi yleisesti ottaen jonkin verran lisääntyvän.

6.2 Sadepäivien frekvenssijakaumat

Tarkempi kuva sadeilmaston muutoksista saadaan, kun keskimääräisen sademäärän muutosten lisäksi tarkastellaan mallien ennustamia muutoksia eri voimakkuusluokkiin jaoteltujen sadepäivien jakaumissa (kuva 6.3). Kesällä käytännöllisesti katsoen sateettomien päivien määrä lisääntyy mallien mukaan jonkin verran kaikilla alueilla ja vähäsateiset päivät puolestaan enimmäkseen vähenevät. Kovat sateet sen sijaan lisääntyvät lukuun ottamatta kesällä ylipäätään kuivemmiksi muuttuvia Etelä- ja Keski-Euroopan alueita. Kuitenkin kaikkein voimakkaimmat sateet (yli 20 mm/vrk) yleistyvät kesällä selvästi myös Keski-Euroopassa ja vähenevät edes hieman ainoastaan Etelä-Euroopassa. Talvella puolestaan rankat sateet lisääntyvät kaikilla alueilla. Talvi-ilmastoltaan selvästi sateisemmiksi muuttuvissa Pohjois- ja Itä-Euroopassa myös heikommat sateet yleistyvät ja poutapäivät vähenevät, mutta muilla alueilla sateettomat päivät lisääntyvät jonkin verran ja vastaavasti sellaiset vuoro-kaudet, jolloin sataa noin 1-5 mm, käyvät harvinaisemmiksi. Yleiskuvaltaan sadeilmasto



Kuva 6.3. Vuorokauden sademäärän (mm) perusteella eri frekvenssiluokkiin jaoteltujen päivien suhteelliset osuudet (%) 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona vuosina 1971-2000 ja 2081-2100 A1B-skenaariossa viiden alueen aluekeskiarvoina talvella (yläkuvat) ja kesällä (alakuvat).

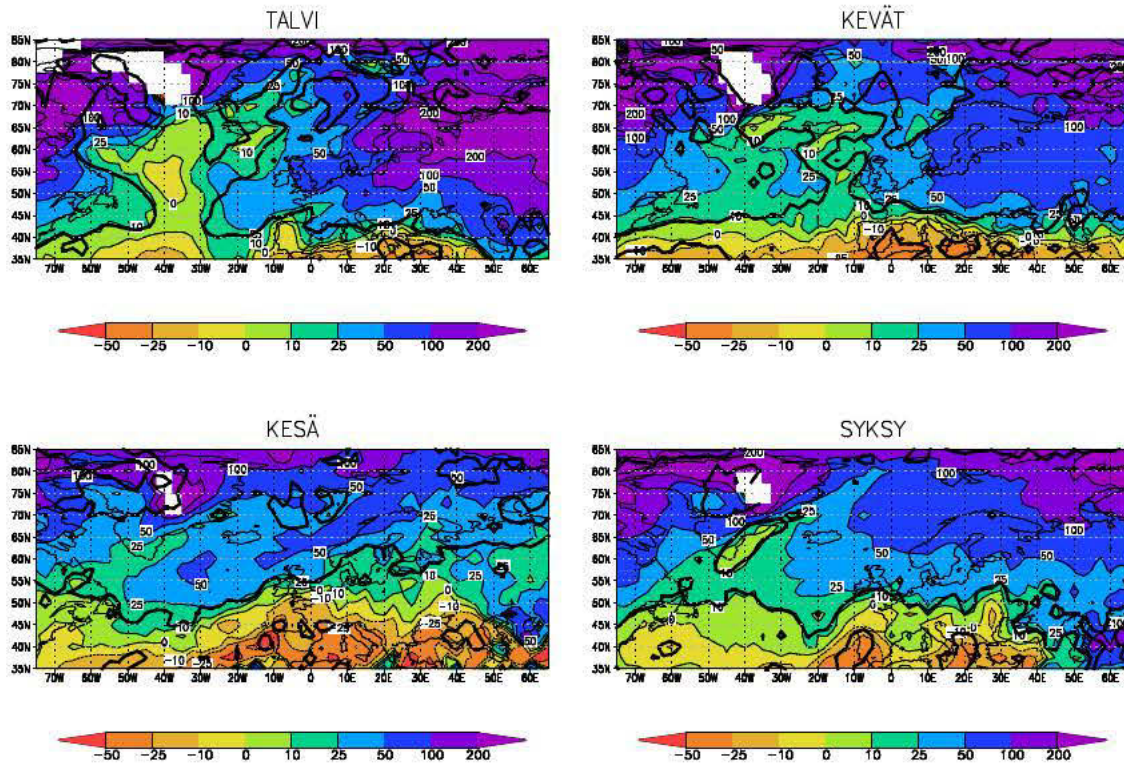
olisi siis mallien mukaan odotetunlaisesti muuttumassa jossain määrin äärevämmäksi ilmaston lämmetessä. Eri alueilla tämä muutos tulee kuitenkin esiin eri tavalla riippuen siitä miten kokonaissademäärä muuttuu. Lisäksi kuvaan 5.6 vertaamalla on mielenkiintoista huomata, että mallien simuloimat sadepäivien frekvenssijakaumat eri jaksojen välillä poikkeavat toisistaan vähemmän kuin mitä mallien vertailujaksolle simuloimat jakaumat poikkeavat havaituista.

6.3 Rankkasateet

Rankkasadepäivien (vuorokauden sademäärä vähintään 10 mm) osuuden muutos siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 on esitetty kuvassa 6.4 kaikkien mallien keskiarvona. Vastaavat yksittäisten mallien simuloimat muutokset talvella ja kesällä on esitetty liitteen 3 kuvissa L3.1 ja L3.2. Muutokset ovat yleiskuvaltaan samansuuntaisia kuin keskimääräisen sademäärän muutokset (kuva 6.1). Kuitenkin kaikkina vuodenaikoina rankat sateet ovat lisääntymässä laajemmalla alueella kuin millä kokonaissademäärä kasvaa, ja vaikka sademäärä mallien mukaan kesällä pienenee Euroopan eteläosissa laajoilla alueilla, eivät rankat sateet ole siellä tilastollisesti merkitsevästi harventumassa kuin paikoittain. Myös Jäämerellä muutosten tilastollinen merkitsevyys on monia muita alueita heikompa suuresta suhteellisesta muutoksesta huolimatta, koska siellä rankat sateet ovat ylipäätään hyvin harvinaisia ja niiden esiintymisessä on eri mallien välillä suuria eroja. Suomessa rankat sateet lisääntyvät mallien mukaan tilastollisesti merkitsevästi kaikkina vuodenaikoina. Muutos on suurin talvella ja pienin kesällä. Maan etelä- ja keskiosissa rankkasadepäivien lukumäärä kasvaa mallien mukaan talvella jopa kaksin-kolminkertaiseksi ja Lapissa vielä tätäkin enemmän. Kesällä rankkasadepäivät lisääntyvät pohjoisimmassa Lapissa noin 50 % ja etelämpänä noin 25 %. Keväällä ja syksyllä lisäys on 50 ja 100 % välillä.

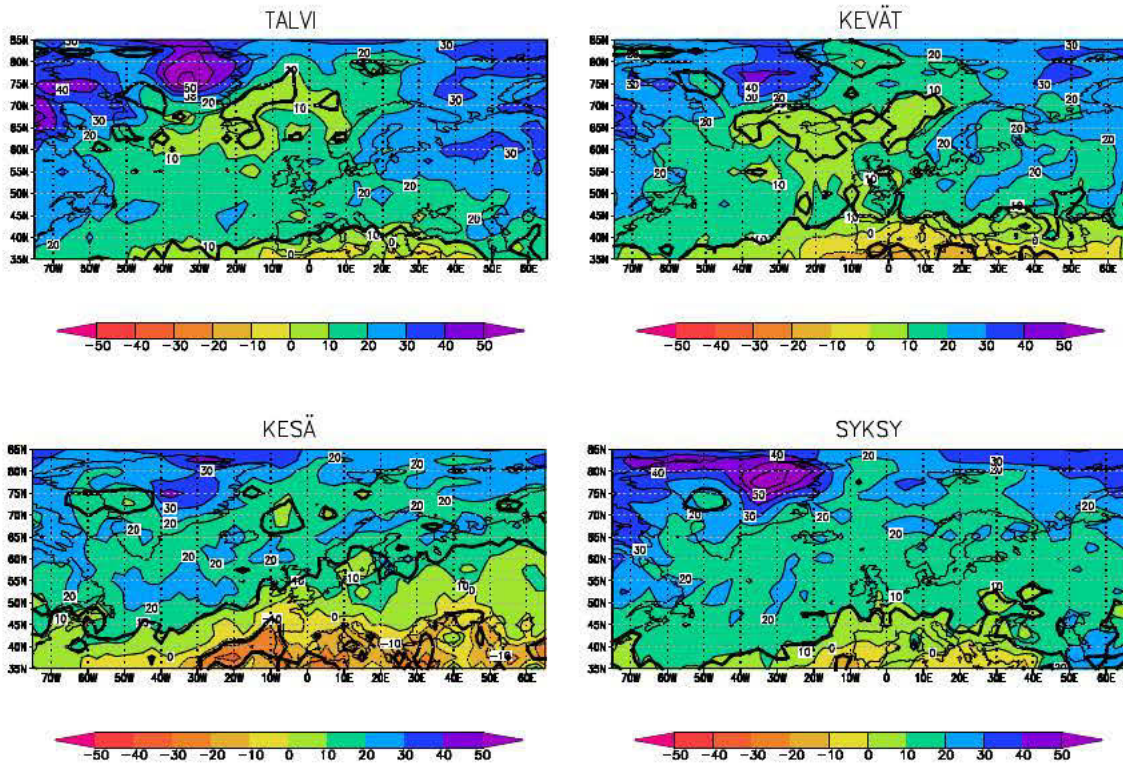
Mikäli tarkastellaan yli 20 millimetrin vuorokausisademääriä, lisääntyvät ne mallien mukaan kaikkina vuodenaikoina vielä enemmän ja laajemmalla alueella kuin yli kymmenen millimetrin sadepäivät. Kuitenkin tulosten merkitsevyys on heikompi, koska mallien kyky tuottaa näin suuria vuorokausisademääriä vaihtelee, ja muutenkin hälyn osuus kasvaa sitä mukaa mitä harvinaisempia ilmiöitä tutkitaan. Yli 30 millimetrin vuorokausisademäärät lisääntyvät suhteellisesti vieläkin enemmän suurimmassa osassa niitä alueita, joilla niitä mallien mukaan ylipäätään esiintyy.

Keskimäärin suurimman vuosittaisen vuorokausisademäärän ja viiden vuorokauden sadekertymän muutokset on esitetty kuvissa 6.5 ja 6.6. Myös näiden suureiden muutosten

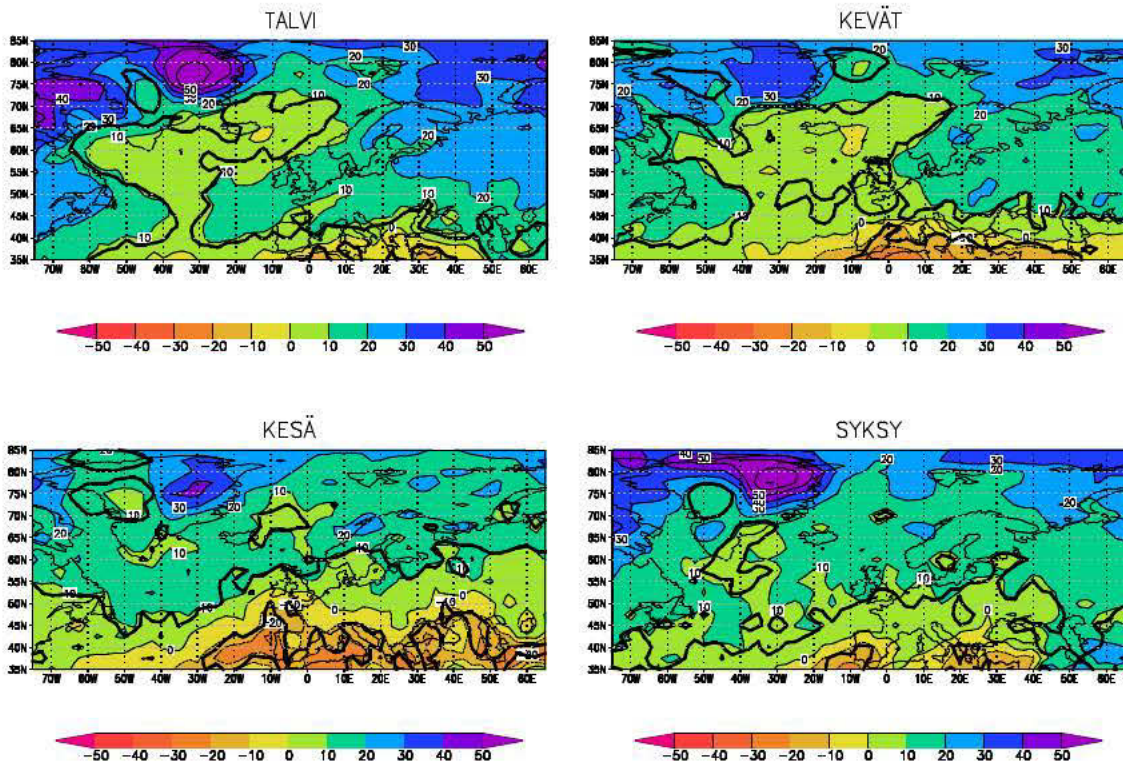


6.4. Rankkasadepäivien (vuorokauden sademäärä vähintään 10 mm) lukumäärän muutos (%) eri vuodenaikoina 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan. Kartan valkoisilla alueilla ei jaksolla 1971-2000 esiintynyt yli 10 mm:n vuorokausisademääriä yhdessäkään mallissa. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä yli 95 % luottamustasolla on rajattu paksulla mustalla käyrällä.

alueellinen jakauma noudattelee pääosin kokonaissademäärän ja runsassateisten päivien lukumäärän muutosten jakaumia. Kuitenkin suurimmat vuorokausisademäärät kasvavat mallien perusteella hieman laajemmalla alueella ja eri alueilla tasaisemmin kuin runsassateisten päivien lukumäärä. Talvella suurimmat vuorokausisademäärät näyttäisivät kasvavan käytännössä lähes koko Euroopan alueella noin 10-30 prosentilla. Myös suuressa osassa Pohjois-Atlantia, jossa runsassateiset päivät lisääntyvät vain vähän tai eivät lainkaan, kasvavat suurimmat vuorokausisademäärät tilastollisesti merkitsevästi noin kymmenellä prosentilla tai enemmänkin. Kesällä suurimmat vuorokausisademäärät pienenevät jonkin verran Etelä-Euroopassa, mutta sitä vastoin kasvavat Pohjois-Euroopassa ja Pohjois-Atlantilla noin 10-25 %. Keväällä ja syksyllä muutokset ovat jälleen talven ja kesän muutosten välimaastosta, mutta suurin vuorokausisademäärä kasvaa laajemmalla alueella kuin millä rankkasadepäivät lisääntyvät. Yksittäisten mallien simuloimat suurimpien vuorokausisademäärien muutokset talvella ja kesällä on esitetty liitteen 3 kuvissa L3.3 ja L3.4. Mallien väliset erot ovat jossain määrin pienempiä kuin rankkasadepäivien lukumäärien muutoksia tarkasteltaessa, vaikka etenkin kesällä mallit ovat osittain keskenään varsin erimielisiä.



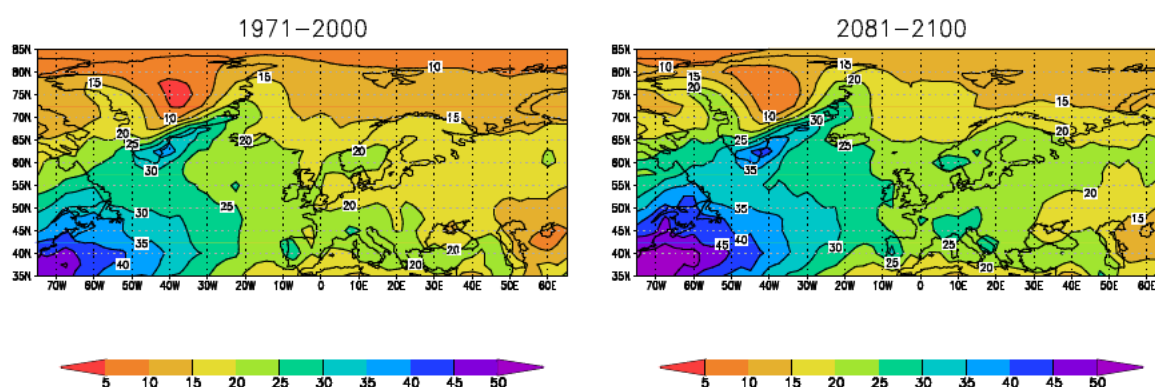
Kuva 6.5. Keskimäärin suurimman vuorokausisademäärän muutos (%) eri vuodenaikoina 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä yli 95 % luottamustasolla on rajattu paksulla mustalla käyrällä.



Kuva 6.6. Keskimäärin suurimman viiden vuorokauden sadekertymän muutos (%) eri vuodenaikoina 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä yli 95 % luottamustasolla on rajattu paksulla mustalla käyrällä.

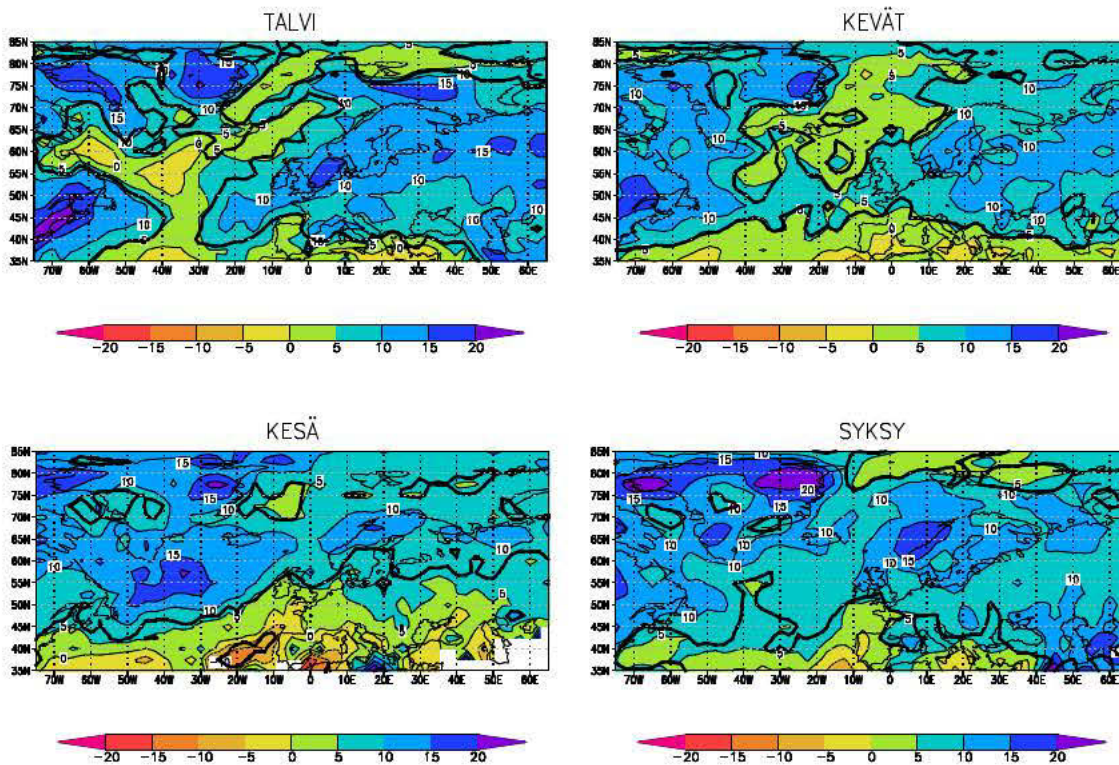
Suurimman viiden vuorokauden sadesumman muutokset ovat hyvin samankaltaisia kuin suurimpien vuorokausisademäärien muutokset, mutta muutos on hieman lähempänä kokonaissademäärän muutoksia. Alue, jolla suurimmat viiden vuorokauden sadekertymät kasvavat, ei toisin sanoen Etelä-Euroopassa yllä eri vuodenaikoina aivan yhtä etelään kuin alue, jolla suurimmat vuorokausisademäärät kasvavat, ja Pohjois-Atlantilla suurimmat vuorokausisademäärät kasvavat tilastollisesti merkitsevästi paljon laajemmalla alueella kuin suurimmat viiden vuorokauden sadekertymät. Suomessa suurimmat viiden vuorokauden sadekertymät kasvavat kaikkina vuodenaikoina mallien mukaan keskimäärin noin 10-20 prosentilla, talvella hieman enemmänkin. Suurimpien vuorokausisademäärien kasvu on vähän tätä suurempaa.

Suurimpien vuorokausisademäärien muutoksia on havainnollistettu vielä kuvassa 6.7, jossa on esitetty keskimäärin vuoden suurin vuorokausisademäärä kymmenen mallin tulosten keskiarvona perusjaksolla 1971-2000 sekä jaksolla 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan. Atlantilla voimakkaiden sateiden alue laajenee hieman itään ja pohjoiseen päin. Suomessa voimakkaimmat vuotuiset sateet voimistuvat jonkin verran ja vastaavat tulevassa ilmastossa voimakkuudeltaan mallien mukaan nykyään Etelä-Skandinaviassa ja Keski-Euroopassa saatavia sateita. Välimeren alueen eteläosissa suurimmat vuorokausisademäärät ovat mallien perusteella tulevassa ilmastossa samaa suuruusluokkaa kuin nykyään.



Kuva 6.7. Vuoden keskimäärin suurin vuorokausisademäärä (mm) 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona vuosina 1971-2000 ja 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan.

Edellä on tarkasteltu muutoksia kaikkein voimakkaimpien sateiden voimakkuudessa. Laajemmin sateiden voimakkuuden muutoksia voidaan tutkia sateen intensiteettiindeksin avulla. Tämän indeksin muutoksia on esitetty kuvassa 6.8. Muutosten alueellinen jakauma muistuttaa jälleen kokonaissademäärän muutosten jakaumaa ja sadepäivien keskimääräinen sademäärä kasvaa lähes kaikkialla missä sademääräkin kasvaa. Sen lisäksi myös monilla alueilla, joilla sademäärä pienenee sadepäivien keskimääräinen sademäärä kasvaa, joskaan ei näillä alueilla yleensä tilastollisesti merkitsevästi. Kuitenkin myös sateen intensi-

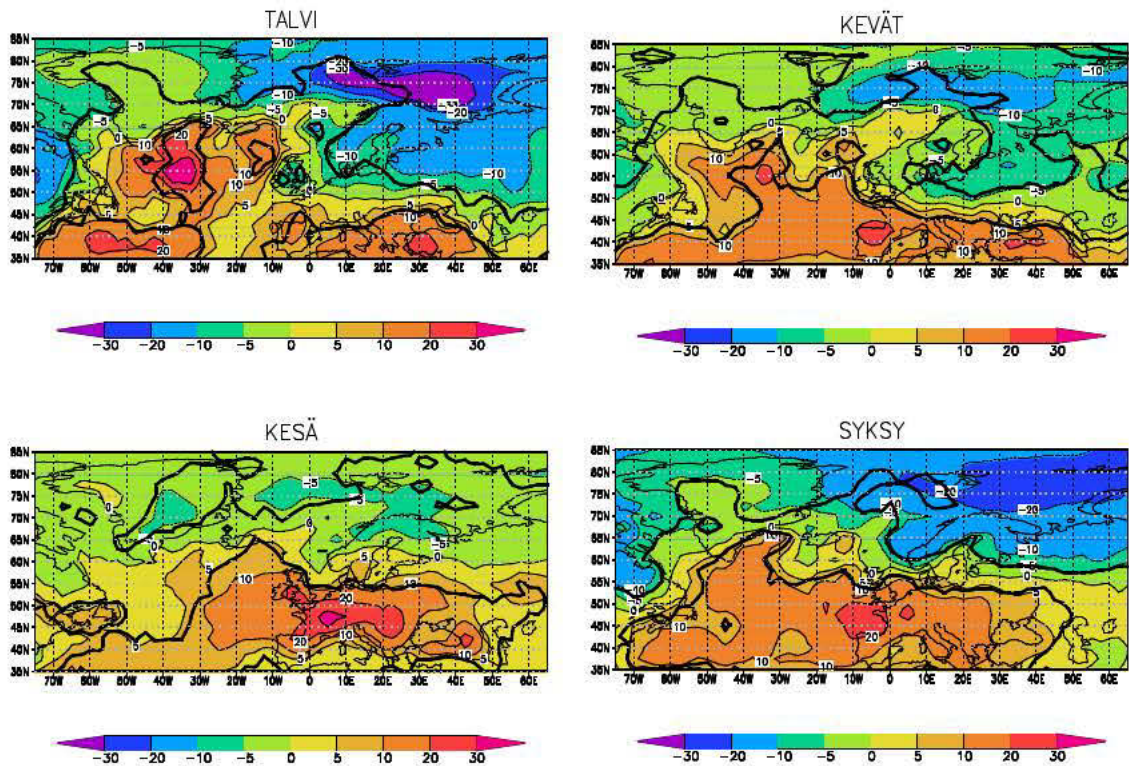


Kuva 6.8. Sateen intensiteetti-indeksin muutos (%) eri vuodenaikoina 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-päästöskenaarion mukaan. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä yli 95 % luottamustasolla on rajattu paksulla mustalla käyrällä.

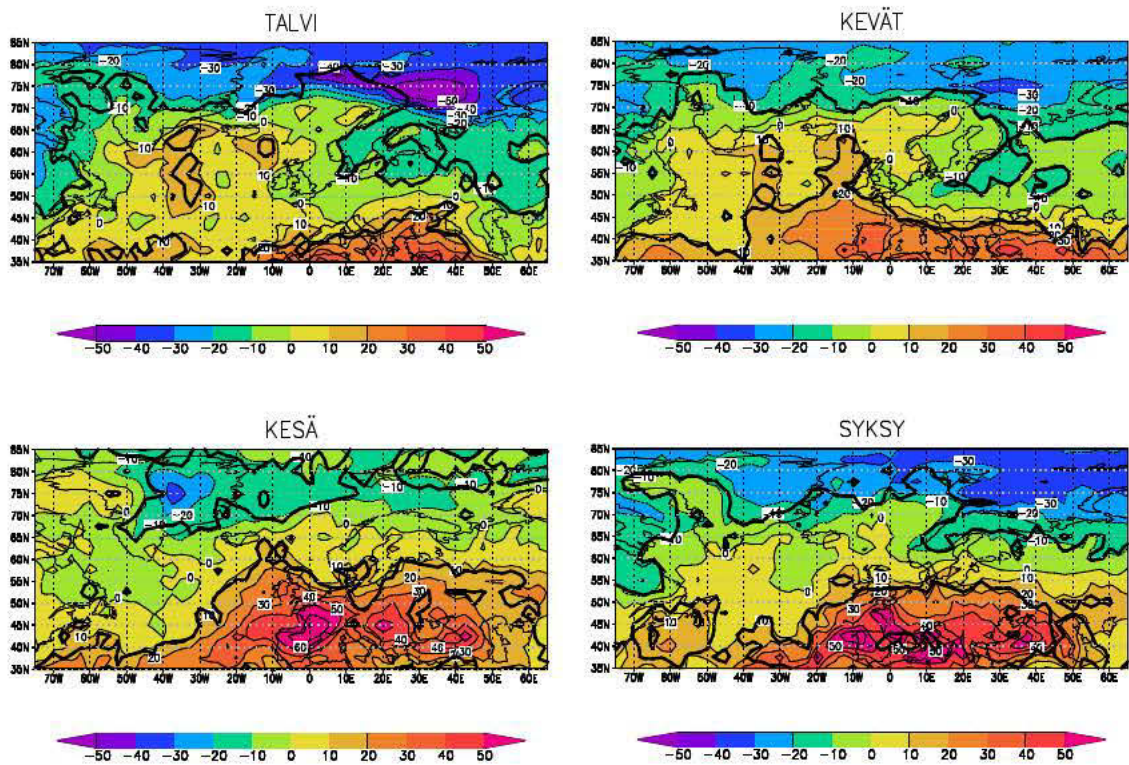
teetti-indeksin muutokset kertovat samaa kieltä kuin varsinaiset rankkasateiden esiintymistä kuvaavat sadeindeksitkin: A1B-skenaarion mukaisessa lämpimämmässä ilmastossa kerralla saatavat sateet ovat voimakkaampia kuin nykyilmastossa.

6.4 Poutapäivien lukumäärä ja poutajaksot

Poutapäivien määrässä ja poutajaksojen pituuksissa odotettavissa olevat muutokset ovat jokseenkin päinvastaisia kuin sademäärän ennustetut muutokset. Mallien simuloima poutapäivien osuuden muutos siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 on esitetty kuvassa 6.9. Etelä-Euroopassa poutapäivät lisääntyvät mallien mukaan kaikkina vuodenaikoina ja pohjoisempana ne pääosin vähentyvät. Yleisesti ottaen poutapäivät lisääntyvät paljon laajemmalla alueella kuin jolla sademäärä pienenee. Tilastollisesti merkitsevästi poutapäivät lisääntyvät talvella Välimeren alueen lisäksi monin paikoin Atlantilla, jossa suhteelliset muutokset ovat jopa suurempia. Kesällä poutapäivät lisääntyvät suhteellisesti ottaen eniten Keski-Euroopan eteläosissa. Sitä etelämpänä valtaosa kesäpäivistä on poutaisia jo vertailujakson aikana, joten poutapäivien määrä ei voi enää kovin paljoa kasvaa. Kaikkina vuo-



Kuva 6.9. Poutapäivien (vuorokauden sademäärä alle 1 mm) lukumäärän muutos (%) eri vuodenaikoina 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä yli 95 % luottamustasolla on rajattu paksulla mustalla käyrällä.



Kuva 6.10. Pisin poutajakson keskimääräisen pituuden muutos (%) eri vuodenaikoina 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä yli 95 % luottamustasolla on rajattu paksulla mustalla käyrällä.

denaikoina poutapäivät vähenevät eniten Jäämerellä ja Norjanmeren pohjoisosissa. Näillä alueilla muutoksiin ilmeisesti vaikuttavat paljon mallien simuloimat muutokset merijään esiintymisessä. Useilla malleilla on taipumus tuottaa alueille liikaa merijäätä nykyilmastossa, mutta eri mallien välillä on suuria eroja. Näiden mallien välisten ristiriitaisuuksien johdosta muutosten tilastollinen merkitsevyys jää siellä muita alueita heikommaksi. Suomessa poutapäivien lukumäärässä ei näyttäisi kesällä tapahtuvan merkittävää muutosta. Maan eteläosassa poutapäivät saattavat kesällä jopa hieman lisääntyä, kun pohjoisessa ne ovat enemmän vähennemässä, mutta nämä muutokset eivät ole tilastollisesti merkitseviä. Talvella poutapäivät vähenevät mallien mukaan noin kymmenellä prosentilla. Myös keväällä ja syksyllä poutapäivien määrä näyttäisi hieman pienentyvän, vaikkakin syksyllä jo Etelä-Itämerellä poutapäivät ovat ennemminkin runsastumassa.

Pisimmät yhtämittaiset poutajakset pitenevät mallien mukaan suurin piirtein samoilla alueilla, joilla poutapäivät lisääntyvät (kuvat 6.9 ja 6.10). Muutokset eivät kuitenkaan ole täysin yhdenmukaisia. Etenkään Pohjois-Atlantilla poutajaksojen pidentyminen ei ole yhtä merkittävää kuin poutapäivien määrän lisääntyminen. Tämä on ymmärrettävää, sillä kyseisellä alueella poutapäiviä on ylipäätään vähän, joten pienikin lisäys niiden määrässä aiheuttaa suuren suhteellisen muutoksen, mutta toisaalta peräkkäisten poutapäivien määrä ei välttämättä silloin vielä kasva merkittävästi. Etelä-Euroopassa poutajaksojen pidentymisen painopiste näyttäisi olevan talvella itäisellä Välimerellä, mutta kesällä ja syksyllä lännempänä, erityisesti Ranskassa ja Pohjois-Espanjassa. Siellä pisimmät poutajakset venähtävät kesällä ja syksyllä mallien mukaan keskimäärinkin paikoin jopa yli 60 % nykyistä pidemmiksi ja osa malleista ennustaa vielä tätäkin suurempia muutoksia. Yksittäisten mallien simuloimat keskimäärin pisimmän poutajakson pituuden muutokset talvella ja kesällä on esitetty liitteen 3 kuvissa L3.5 ja L3.6. Nykyisessä ilmastossa poutajakset muuttuvat Välimerellä etelään päin siirryttäessä nopeasti pidemmiksi (kuva 5.11), mutta ilmastomuutoksen myötä pitkiä poutajaksoja alkaa useimpien mallien tulosten perusteella esiintyä entistä useammin myös Välimeren alueen pohjoispuolella.

Suomessa muutokset eri vuodenaikojen pisimmän poutajakson keskimääräisessä pituudessa eivät ole kovin merkittäviä. Tilastollisesti merkitsevästi pisimmät poutajakset lyhentyvät mallien mukaan talvella suuressa osassa maata ja syksyllä Oulun pohjoispuolella, mutta nämäkään muutokset eivät ole mallien keskiarvona suurimmillaan kuin vähän yli 10 %, ja osa malleista ennakoivat pisimpien poutajaksojen keskimäärin jopa vähän pitenevän talvella (kuva L3.5). Myös keväällä poutajakset olisivat enemmän hieman lyhenemässä kuin pidentymässä, mutta kesällä maan etelä- ja keskiosissa ne saattavat vähän pidentyä. Muutok-

set ovat kuitenkin kaiken kaikkiaan mallien keskiarvona hyvin vähäisiä – alle kymmenen prosentin luokkaa – joka merkitsee alle kahta vuorokautta poutajakson pituudessa. Tosin osa malleista ennakoii suurempiakin muutoksia (kuva L3.6).

6.5 Eri sadeindeksien muutosten keskinäinen yhteensopivuus

Edellä on käsitelty kokonaissademäärän ja eräiden rankkojen sateiden sekä kuivuusjaksojen esiintymistä kuvaavien sadeindeksien muutoksia kuluvan vuosisadan loppuun mennessä kymmenen maailmanlaajuisen ilmastomallin tulosten keskiarvona A1B-skenaarion pohjalta. Näiden indeksien muutosten alueellinen jakauma seurailee melko hyvin kokonaissademäärän muutosten alueellista jakaumaa kuitenkin niin, että keskimäärin on havaittavissa siirtymistä kohti äärevämpää sadeilmastoa.

Tarkempaa yhteenvetoa eri sadeindeksien muutoksista aluekeskiarvojen avulla on tehty taulukossa 6.1. Taulukon lukuarvot vahvistavat käsitystä sadeilmaston äärevöitymisestä; rankkasateet yleistyvät niilläkin alueilla, joilla sademäärä keskimäärin hieman pienenee ja toisaalta poutajaksot pidentyvät sekä poutapäivät runsastuvat niilläkin alueilla, joilla kokonaissademäärä hieman kasvaa. Eniten voimistuvat lyhytkestoiset rankkasateet, sillä suurin vuorokausisademäärä kasvaa mallien mukaan keskimäärin kaikilla alueilla kaikkina vuodenaikoina, paitsi eniten ilmastoltaan kuivuvassa Etelä-Euroopassa kesällä. Taulukon avulla saadaan myös käsitys eri ilmastomallien tulosten erilaisuuteen liittyvän epävarmuuden suuruudesta. Esimerkiksi pisimmät poutajaksot pidentyvät mallien mukaan suhteellisesti ottaen kesäisin keskimäärin yhtä paljon niin Etelä- kuin Keski-Euroopassakin, mutta Etelä-Euroopan alueella mallit ovat poutajaksojen pidentymisestä huomattavasti yksimielisempiä, sillä Keski-Euroopassa mallien välinen hajonta muutoksen suuruudessa on kolme kertaa suurempaa. Tosin vuorokausissa mitattuna poutajaksot pidentyvät mallien mukaan Etelä-Euroopassa vielä reilusti enemmän kuin Keski-Euroopassa, koska poutajaksot ovat jo lähtökohtaisesti Etelä-Euroopassa selvästi pidempiä. Pohjois-Euroopan alueella mallit ovat jälleen varsin yksimielisiä siitä, että poutajaksot pidentyvät hieman, mutta eivät kovin merkittävästi. Tämä kuvastaa sitä, että Etelä-Euroopan ilmaston kuivuminen kesäkuukausina on yhteinen piirre kaikissa ilmastomalleissa, mutta mallit ovat erimielisiä siitä kuinka voimakkaana kuivuminen ulottuu pohjoisemmaksi. Kuitenkaan Pohjois-Eurooppaan asti kuivuminen ei enää yllä kovin merkittävänä yhdessäkään mallissa.

Eri sadeindeksien muutosten riippuvuutta kokonaissademäärän muutoksista sekä mallien simuloiman nykyisen sadeilmaston yhteyttä mallien ennustamiin muutoksiin tutkit-

Taulukko 6.1. Kokonaissademäärän ja eri sadeindeksien aluekeskiarvojen muutokset (%) 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona ja muutoksen mallitulosten välinen keskihajonta siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 AIB-skenaarion mukaan.

Islanti					
	<i>talvi</i>	<i>kevät</i>	<i>kesä</i>	<i>syksy</i>	<i>koko vuosi</i>
sademäärä	3±8	3±8	9±5	12±5	7±4
suurin 5 vuorokauden sadekertymä	5±8	3±10	14±8	13±7	8±8
suurin vuorokausisademäärä	8±6	4±8	20±12	20±8	14±9
rankkasadepäivien lukumäärä	16±22	15±26	41±19	40±19	27±15
poutapäivien lukumäärä	5±16	-1±11	0±6	-1±6	1±6
pisimmän poutajakson pituus	4±16	6±20	-2±13	0±14	3±10
Pohjois-Eurooppa					
	<i>talvi</i>	<i>kevät</i>	<i>kesä</i>	<i>syksy</i>	<i>koko vuosi</i>
sademäärä	22±8	15±8	7±7	15±7	14±4
suurin 5 vuorokauden sadekertymä	18±6	17±6	12±8	13±6	15±6
suurin vuorokausisademäärä	20±8	19±8	14±9	16±6	17±8
rankkasadepäivien lukumäärä	87±25	57±22	28±18	49±19	50±12
poutapäivien lukumäärä	-11±4	-6±7	1±6	-6±5	-6±3
pisimmän poutajakson pituus	-13±9	-6±11	6±8	-6±11	-2±7
Keski-Eurooppa					
	<i>talvi</i>	<i>kevät</i>	<i>kesä</i>	<i>syksy</i>	<i>koko vuosi</i>
sademäärä	10±7	6±8	-13±16	-4±7	0±6
suurin 5 vuorokauden sadekertymä	13±4	10±7	1±13	7±7	11±7
suurin vuorokausisademäärä	17±5	14±7	7±13	12±8	15±8
rankkasadepäivien lukumäärä	45±28	37±15	0±22	14±11	24±9
poutapäivien lukumäärä	-2±10	0±12	21±29	14±15	9±12
pisimmän poutajakson pituus	-3±10	-2±12	37±45	27±27	22±25
Etelä-Eurooppa					
	<i>talvi</i>	<i>kevät</i>	<i>kesä</i>	<i>syksy</i>	<i>koko vuosi</i>
sademäärä	-8±11	-15±8	-25±15	-17±8	-15±9
suurin 5 vuorokauden sadekertymä	4±5	-4±6	-11±12	-4±8	3±5
suurin vuorokausisademäärä	10±3	2±7	-9±12	3±6	8±5
rankkasadepäivien lukumäärä	2±15	-4±14	-22±19	-12±12	-6±12
poutapäivien lukumäärä	12±12	15±11	12±7	11±6	12±8
pisimmän poutajakson pituus	19±17	28±19	36±15	40±22	35±16
Itä-Eurooppa					
	<i>talvi</i>	<i>kevät</i>	<i>kesä</i>	<i>syksy</i>	<i>koko vuosi</i>
sademäärä	19±6	15±9	-2±11	6±8	9±6
suurin 5 vuorokauden sadekertymä	19±7	16±6	5±9	10±7	13±6
suurin vuorokausisademäärä	22±7	19±5	8±10	14±7	16±6
rankkasadepäivien lukumäärä	100±47	66±10	17±22	35±18	44±11
poutapäivien lukumäärä	-8±3	-5±6	5±6	0±4	-2±2
pisimmän poutajakson pituus	-8±7	-9±8	18±12	13±15	9±10

tiin laskemalla korrelaatiokertoimia aluekeskiarvoistetuista aineistoista. Mallien väliset korrelaatiokertoimet nykyilmastoa kuvaavien sadeindeksien ja indeksien ennustettujen muutosten välillä ovat enimmäkseen heikkoja (taulukko 6.2). Ainoastaan mallien Etelä-Euroopassa

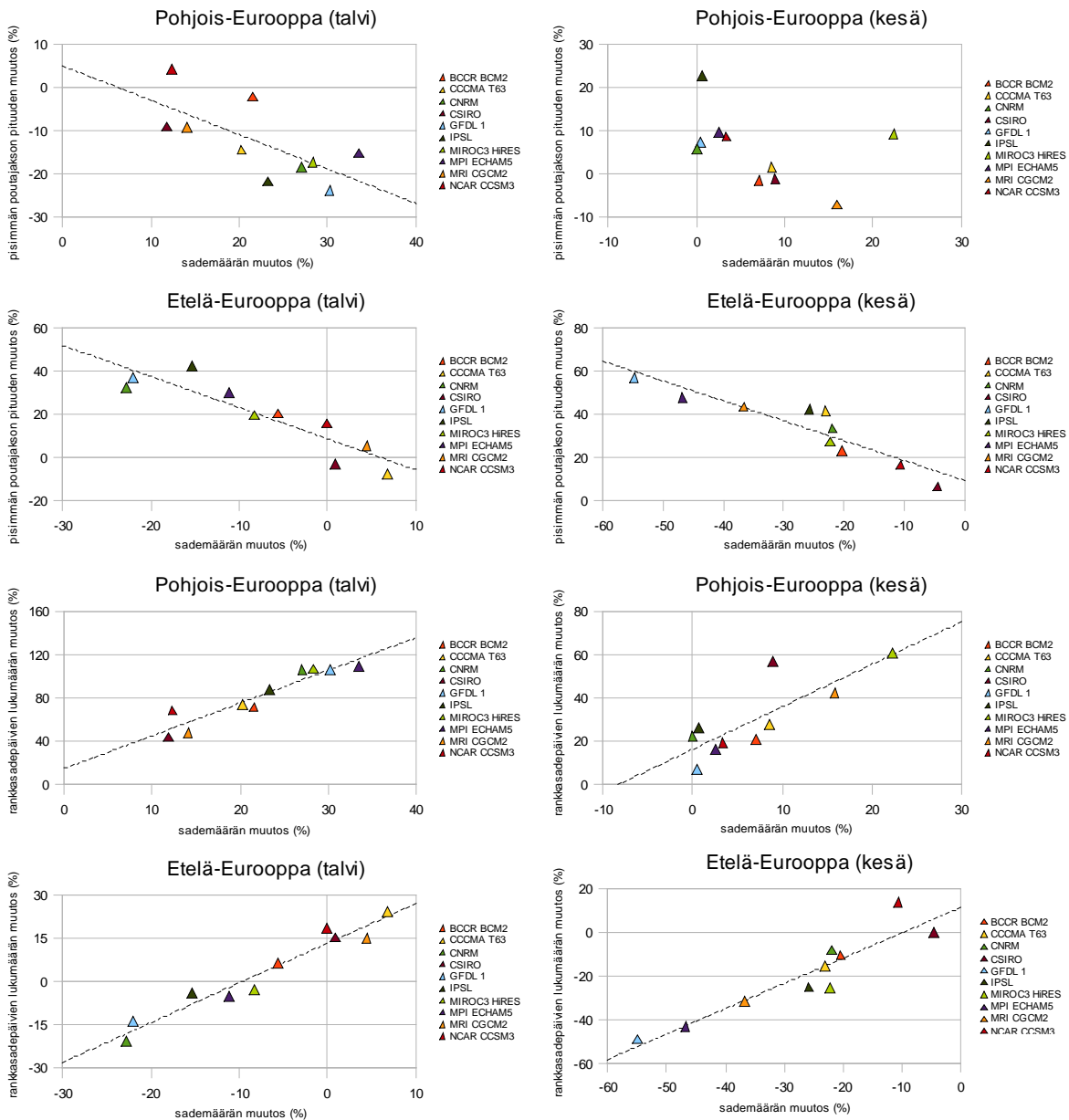
Taulukko 6.2. Eri sadeindeksien vertailujakson 1971-2000 arvojen ja niiden A1B-skenaarion toteutuessa jaksolle 2081-2100 mennessä 10 ilmastomallin ennustamien muutosten väliset korrelaatiokerrotoimet Pohjois- ja Etelä-Euroopan aluekeskiarvoina. Tilastollisesti yli 95 % luottamustasolla merkitsevät korrelaatiokerrotoimet on lihavoitu.

Indeksi	Talvi	Kesä	Koko vuosi	Indeksi	Talvi	Kesä	Koko vuosi
Pohjois-Eurooppa				Etelä-Eurooppa			
kokonaissademäärä	0,14	-0,40	-0,24	kokonaissademäärä	-0,30	0,36	-0,26
suurin 5 vuorokauden sadekertymä	0,68	0,19	0,44	suurin 5 vuorokauden sadekertymä	0,07	0,41	0,07
suurin vuorokausisademäärä	0,68	0,38	0,46	suurin vuorokausisademäärä	0,59	0,35	0,60
rankkasadepäivien lukumäärä	0,59	-0,24	-0,12	rankkasadepäivien lukumäärä	-0,27	-0,13	-0,33
poutapäivien lukumäärä	-0,08	-0,38	-0,02	poutapäivien lukumäärä	-0,57	-0,71	-0,73
pisimmän poutajakson pituus	-0,29	0,46	-0,31	pisimmän poutajakson pituus	0,07	0,38	0,46

Taulukko 6.3. Eri sadeindeksien muutosten ja kokonaissademäärän muutoksen välisiä korrelaatiokerrotoimia siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan 10 ilmastomallin tulosten perusteella Pohjois- ja Etelä-Euroopan aluekeskiarvoina. Tilastollisesti yli 95 % luottamustasolla merkitsevät korrelaatiokerrotoimet on lihavoitu.

Indeksi	Talvi	Kesä	Koko vuosi	Indeksi	Talvi	Kesä	Koko vuosi
Pohjois-Eurooppa				Etelä-Eurooppa			
suurin 5 vuorokauden sadekertymä	0,72	0,85	0,78	suurin 5 vuorokauden sadekertymä	0,87	0,93	0,82
suurin vuorokausisademäärä	0,74	0,75	0,68	suurin vuorokausisademäärä	0,67	0,91	0,58
rankkasadepäivien lukumäärä	0,94	0,82	0,57	rankkasadepäivien lukumäärä	0,97	0,93	0,95
poutapäivien lukumäärä	-0,82	-0,57	-0,41	poutapäivien lukumäärä	-0,92	-0,34	0,33
pisimmän poutajakson pituus	-0,69	-0,42	-0,39	pisimmän poutajakson pituus	-0,90	-0,92	-0,63

vertailujaksolle simuloimien poutapäivien lukumäärän ja lukumäärän muutoksen välillä valitsee jokseenkin selvä negatiivinen korrelaatio, joka on helppo ymmärtää, sillä niissä malleissa, joissa on jo vertailujaksolla paljon poutapäiviä, ei poutapäivien määrä voi enää rajattomasti lisääntyä. Lisäksi Pohjois-Euroopassa rankat sateet näyttäisivät voimistuvan hieman enemmän niissä malleissa, joissa ne jo vertailujaksolla ovat voimakkaimpia. Sen sijaan mallien ennustamat muutokset eri sadeindeksien arvoissa korreloivat pääsääntöisesti hyvin mallien ennustamien kokonaissademäärän muutosten kanssa (taulukko 6.3). Korrelaatiot ovat yleensä vahvempia vuodenajoin kuin yli koko vuoden laskettuina, mikä on ymmärrettävää, koska esimerkiksi Etelä-Euroopassa pisimmät poutajakset keskittyvät vahvasti kesään ja suurimmat sademäärät puolestaan syksyyn ja talveen. Pohjois-Euroopassa rankimmat sateet esiintyvät vuorostaan useimmiten kesällä tai syksyllä. Korrelaatioita on havainnollistettu kuvassa 6.11, jossa on esitetty joidenkin aluekeskiarvoistettujen sadeindeksien muutoksia kokonaissademäärän muutoksen funktiona. Kuvaajien avulla nähdään sama asia, joka on jo aiemminkin todettu: sademäärän pysyessä ennallaan sekä poutajakset pidentyvät että rankkasateet yleistyvät. Pohjois-Euroopassa rankkasadepäivät lisääntyisivät mallien mukaan vuodenaikasta riippumatta reilut 15 % mikäli sademäärä ei muutu ja Etelä-Euroopassa noin

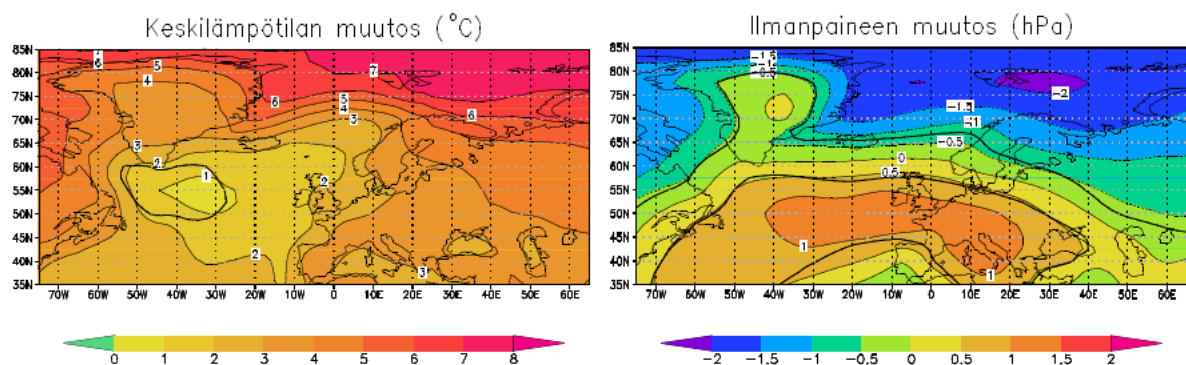


Kuva 6.11. Pisimmän poutajakson pituuden ja rankkasadepäivien lukumäärän muutokset sademäärän muutoksen funktiona malli kerrallaan sekä talvella että kesällä Pohjois- ja Etelä-Euroopan aluekeskiarvoina siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan. Tilastollisesti yli 95 % luottamustasolla merkitsevät regressiosuorat on piirretty.

10-15 %. Vastaavasti poutajaksot pidentyisivät tällöin Etelä-Euroopassa noin 10 % ja Pohjois-Euroopassa jonkin verran vähemmän. Kaiken kaikkiaan kuva 6.11 havainnollistaa siten hyvin mallitulosten perusteella odotettavissa olevaa sadeilmaston äärevöitymistä. Toisaalta nähdään myös, että tulevia muutoksia ennakoitaessa eri mallien tulokset korreloivat keskenään hyvin.

6.6 Sademäärän ja muiden ilmastosuureiden muutosten välinen yhteys

Kuluvalla vuosisadalla odotettavissa olevat sadeilmaston muutokset ovat perimmäiltään seurausta maapallon lämpenemisestä. Lämpeneminen ei kuitenkaan ole mallien mukaan tasaista, vaan esimerkiksi merialueet lämpenevät keskimäärin hitaammin ja vähemmän kuin mantereet. Erityisesti Pohjois-Atlantilla lämpötila nousee monia muita alueita vähemmän, mutta toisaalta Pohjoisella jäämerellä lämpenemisen odotetaan olevan kaikkein voimakkainta (IPCC, 2007). Kuvassa 6.12 on esitetty vuoden keskilämpötilan sekä keskimääräisen meren pinnalle redusoidun ilmanpaineen muutokset siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion toteutuessa samojen kymmenen ilmastomallin keskiarvona kuin joille aiemmin esitetyt sademääräindeksien muutokset on laskettu. Lämpötilan ja ilmanpaineen ennustetut muutokset sopivat varsin hyvin yhteen sademäärän ennustettujen muutosten kanssa. Mantereita vähemmän lämpenevällä Pohjois-Atlantin alueella myös voimakkaat sateet yleistyvät muita alueita vähemmän, kun taas eniten sateet runsastuvat voimakkaimmin lämpenevällä Jäämeren alueella, jossa myös ilmanpaine keskimäärin laskee. Sen sijaan ilmastoltaan kuivemmaksi muuttuvassa eteläisessä Euroopassa ilmanpaine keskimäärin nousee. Ilmanpaineen muutosten perusteella NAO-indeksi olisi muuttumassa keskimäärin enemmän positiiviseksi, mikä myös sopii hyvin yhteen euroopanlaajuisten sademäärän muutosten kanssa. Samoin sateisuuden painopisteen siirtyminen kohti pohjoista sopii kvalitatiivisesti yhteen myös sen kanssa, että Pohjois-Atlantin myrskyratojen on ennakoitu siirtyvän ilmastomuutoksen seurauksena pohjoisemmaksi (Rintaniemi, 2010).

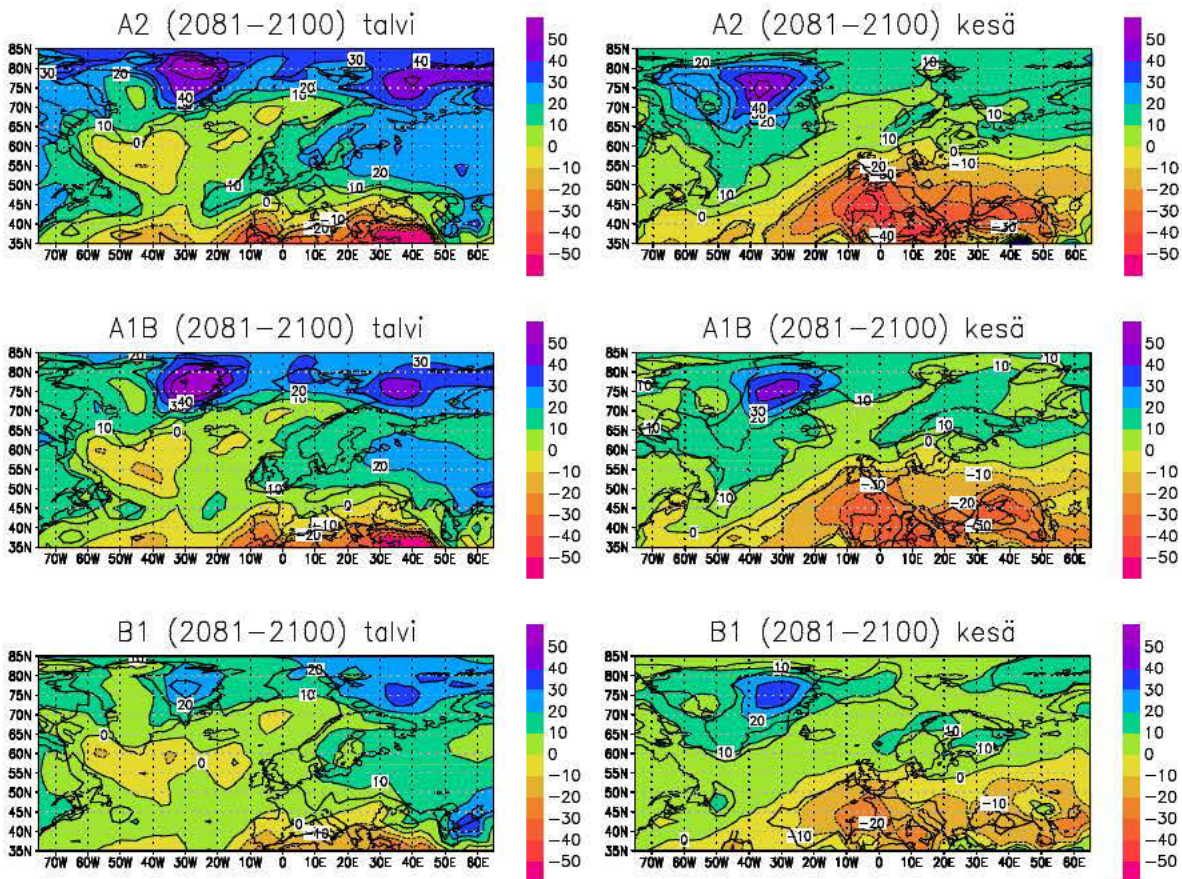


Kuva 6.12. Vuoden keskilämpötilan muutos (vasemmalla) ja keskimääräisen meren pinnalle redusoidun ilmanpaineen muutos (oikealla) 10 ilmastomallin tulosten keskiarvona siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-päästöskenaarion mukaan. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkittävä yli 95 % luottamustasolla on rajattu paksulla mustalla käyrällä.

6.7 Eri skenaarioiden ja ajanjaksojen vertailua

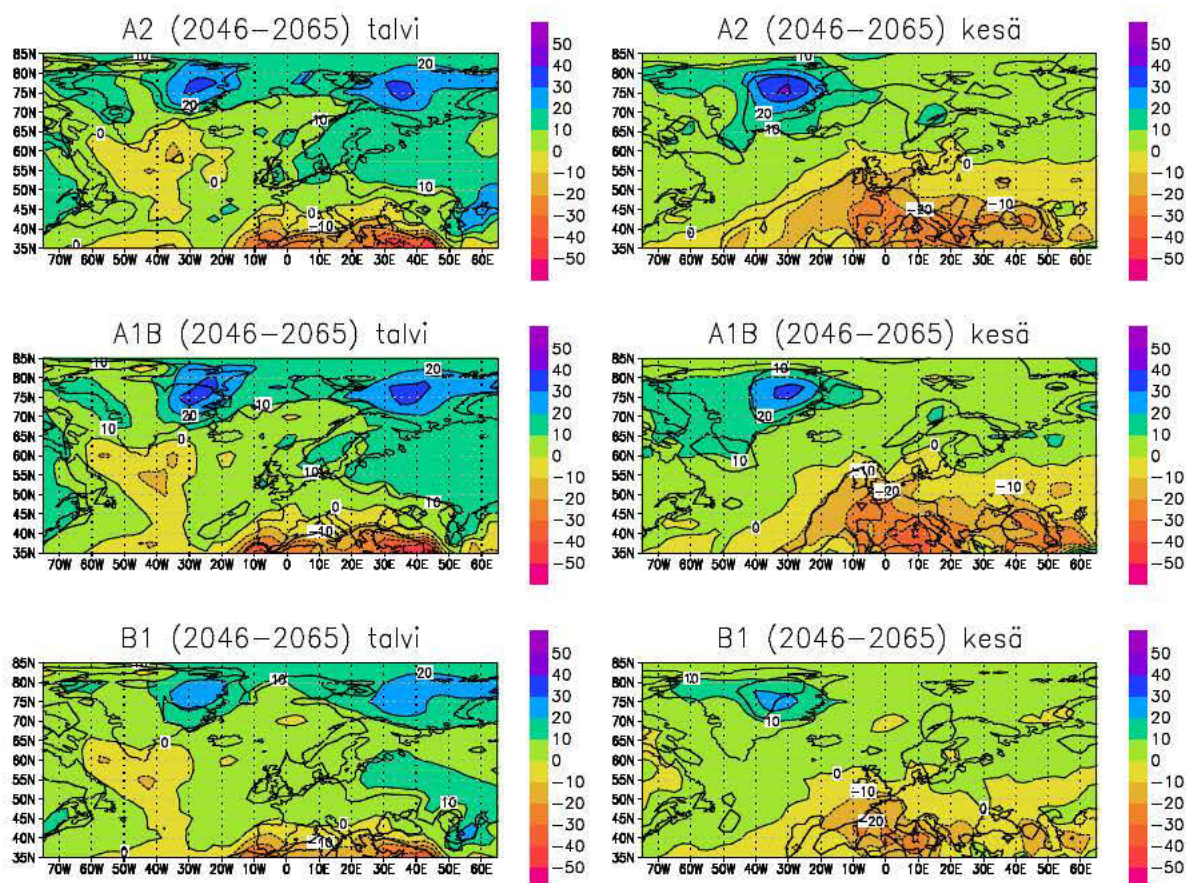
Tähän mennessä esitetyt tulokset koskevat kaikki jaksoa 2081-2100 ja A1B-päästöskenaariota. Seuraavaksi käsitellään lyhyemmin myös A2- ja B1-skenaarioiden mukaisten simulaatioiden tuloksia sekä luodaan silmäys siihen miten tulokset eroavat jaksosen 2046-2065 ja 2081-2100 välillä. Koska A2-skenaarioajoille päivittäiset sademäärät olivat saatavissa vain seitsemälle kymmenestä ilmastomallista, on tämän alaluvun tulokset laskettu eri skenaariojaksosen keskinäisen vertailun helpottamiseksi vain näitä seitsemää mallia käyttäen. Mukana olevat mallit käyvät ilmi taulukosta 4.1.

Kokonaissademäärän muutos eri päästöskenaarioissa näiden seitsemän mallin keskiarvona erikseen kesällä ja talvella jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 siirryttäessä on esitetty kuvassa 6.13. A1B-skenaariota tarkasteltaessa kuvat vastaavat kuvassa 6.1 esitettyä muuten, paitsi tässä on mukana siis vain seitsemän mallia kymmenen mallin sijasta. Muutosten alueellinen jakauma on kuitenkin eräitä yksityiskohtia lukuun ottamatta lähes identtinen kuvan 6.1 kanssa, mutta muutosten tilastollinen merkitsevyys on mallien pienemmästä mää-



Kuva 6.13. Kokonaissademäärän muutos (%) siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 talvella (vasemmalla) ja kesällä (oikealla) eri päästöskenaarioiden mukaan seitsemän ilmastomallin tulosten keskiarvona. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä yli 95 % luottamustasolla on rajattu paksulla mustalla käyrällä.

rästä johtuen hieman heikompaa. Vastaavat tulokset jaksolle 2046-2065 on esitetty kuvassa 6.14. Kuvista huomataan, että alueet, joilla sademäärä keskimäärin lisääntyy ja vähenee ovat päästöskenaariosta ja ajanjaksosta riippumatta lähes samat, mutta muutosten voimakkuus ja merkitsevyys vaihtelevat eri jaksojen välillä. Vuosisadan puoliväliin mennessä sademäärän muutokset ovat yleisesti ottaen pienempiä kuin tultaessa vuosisadan loppua kuvaavalle jaksolle 2081-2100. Lisäksi sademäärän muutokset ovat A2- ja A1B-skenaarioiden mukaan lähes yhtä suuria jaksolle 2046-2065 mennessä, mikä on ymmärrettävää, koska hiilidioksidipitoisuus kehittyä näissä skenaarioissa lähes yhtäläisesti 2060-luvulle asti (kuva 3.1). Pienten päästöjen B1-skenaariossa sademäärä muuttuu muita skenaarioita vähemmän. Kuitenkin tässäkin skenaariossa Etelä-Euroopan ilmasto kuivuu kesäisin melko selvästi ja Itä- ja Pohjois-Euroopassa puolestaan sateet lisääntyvät talvella. Muutokset eivät ole vielä vuosisadan puoliväliin mennessä B1-skenaariossa kovin suuria, mutta ne saavuttavat vuosisadan lopulla suurin piirtein saman tason kuin A2- ja A1B-skenaariossa jo jaksolle 2046-2065 tultaessa. Vuosisadan loppuun mennessä myös A2- ja A1B-skenaarioiden mukaiset sademäärän muutokset alkavat erkaantua toisistaan, siten että A2-skenaariossa muutokset ovat suurempia ja

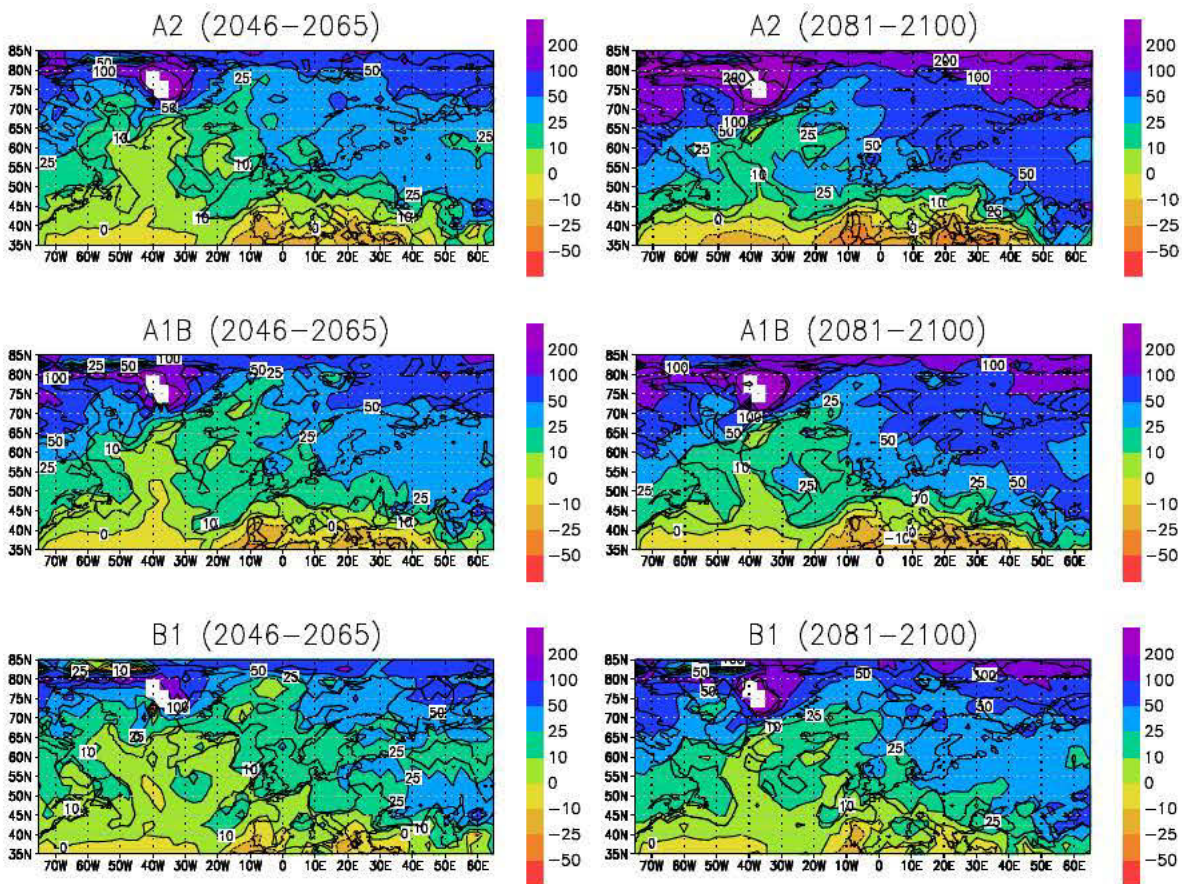


Kuva 6.14. Kokonaissademäärän muutos (%) siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2046-2065 talvella (vasemmalla) ja kesällä (oikealla) eri päästöskenaarioiden mukaan seitsemän ilmastomallin tulosten keskiarvona. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä yli 95 % luottamustasolla on rajattu paksulla mustalla käyrällä.

laajoilla alueilla Espanjassa ja Ranskassa kesän sademäärä keskimäärin lähes puolittuu 1900-luvun lopun tasoon verrattuna. Vastaavasti Pohjois-Euroopassa sademäärä lisääntyy talvella hieman enemmän A2-skenaarion kuin A1B-skenaarion toteutuessa.

Rankkoja sateita tarkasteltaessa eri skenaarioiden ja ajanjaksojen välillä pätee sama kuin kokonaissademääränkin suhteen – muutokset tulevat selvemmin esiin vuosisadan loppuun sijoittuvalle jaksolle 2081-2100 tultaessa kuin jaksolle 2046-2065 mennessä ja lisäksi muutokset ovat heikoimpia B1-skenaarion ja voimakkaimpia A2-skenaarion toteutuessa. Tämä käy ilmi kuvasta 6.15, jossa on esitetty rankkasadepäivien lukumäärän suhteellinen muutos molemmille tulevaisuutta kuvaaville jaksoille kaikkien kolmen skenaarion perusteella. Suuressa osassa Keski- ja Pohjois-Eurooppaa rankkasadepäivät lisääntyvät tilastollisesti merkitsevästi jo vuosisadan puoliväliin mennessä B1-skenaarionkin mukaan, vaikka muutokset tulevatkin selvemmin esiin ja ovat voimakkaampia suurempien päästöjen skenaarioiden toteutuessa ja vuosisadan loppua lähestyttäessä.

Myös muut rankkojen sateiden esiintymistä kuvaavat indeksit käyttäytyvät samalla

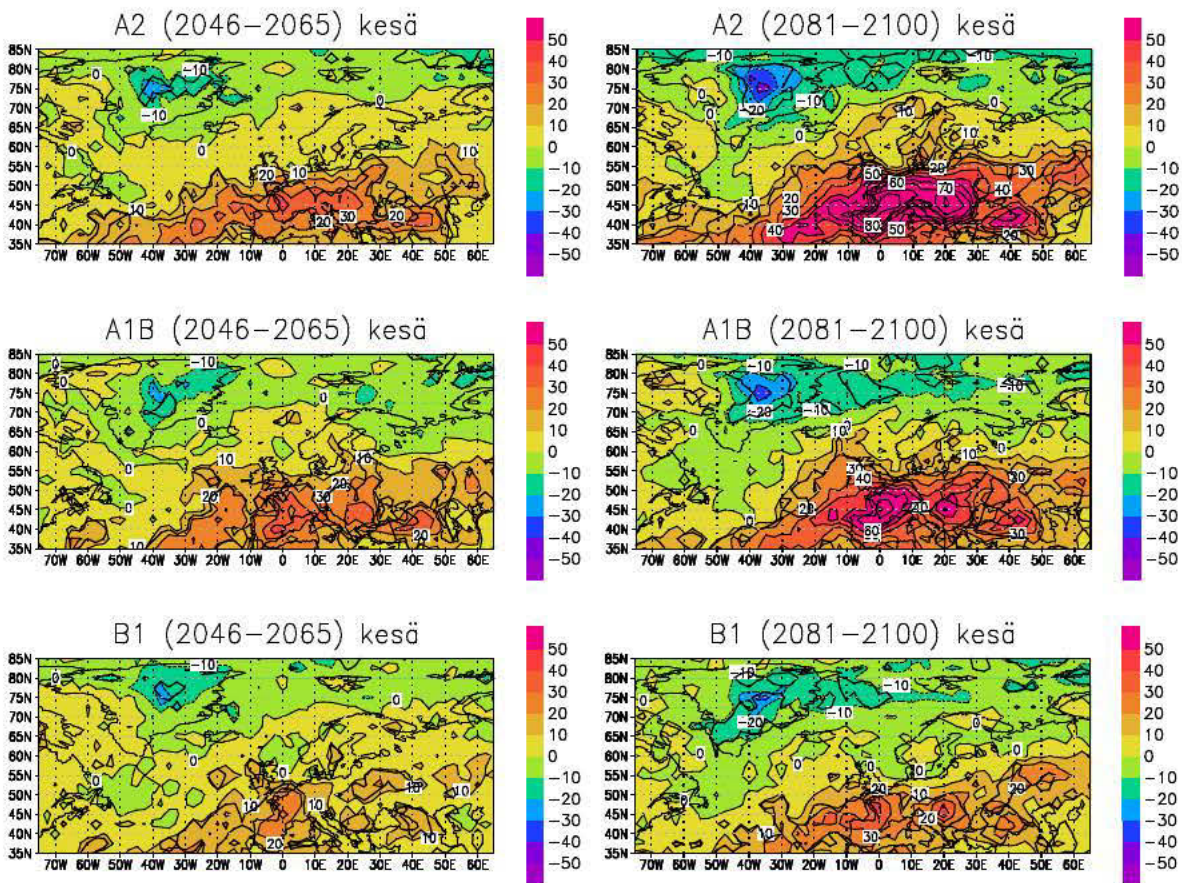


Kuva 6.15. Rankkasadepäivien lukumäärän muutos (%) siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2046-2065 (vasemmalla) ja jaksolle 2081-2100 (oikealla) eri päästöskenaarioiden mukaan koko vuoden ja seitsemän ilmastomallin tulosten keskiarvona. Kartan valkoisilla alueilla ei jaksolla 1971-2000 esiintynyt yli 10 mm:n vuorokausisademääriä yhdessäkään mallissa. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä yli 95 % luottamustasolla on rajattu paksulla mustalla käyrällä.

tavoin. Vuoden suurimmat vuorokausisademäärät kasvavat vuosisadan loppuun mennessä Välimeren seutua lukuun ottamatta kaikkien skenaarioiden mukaan, eniten A2-skenaarion perusteella. B1-skenaarion mukaiset muutokset ovat pienempiä eivätkä tule hälyn seasta yhtä hyvin esiin kuin muissa skenaariossa. Esimerkiksi Suomen alueella vuoden suurimmat vuorokausisademäärät kasvavat vuosisadan loppuun mennessä B1-skenaarioon pohjautuvien ilmastoennusteiden mukaan keskimäärin noin 10 % ja A2-skenaarioon pohjautuvien ennusteiden mukaan noin 20 %. A1B-skenaarion mukainen muutos on tältä väliltä. Suurimmat viiden vuorokauden sadekertymät kasvavat hieman vähemmän ja tämän sadeindeksin muutokset ovat kauttaaltaan aavistuksen verran lähempänä kokonaissademäärän muutoksia. Samoin sadepäivien keskimääräinen sademäärä eli sateen intensiteetti-indeksi kasvaa kaikkien kuukausien keskiarvoa tarkasteltaessa kaikissa skenaarioissa koko Euroopan alueella paikoin aivan Välimeren eteläisimpiä alueita lukuun ottamatta. Suomen ja Pohjois-Euroopan alueella sateen intensiteetti-indeksin kasvu on vuosisadan loppuun mennessä A1B-skenaarioon pohjautuen mallitulosten keskiarvona noin 10 %. A2-skenaarion mukainen muutos on hieman suurempi ja B1-skenaarion pienempi, mutta kuitenkin suurimmassa osassa Euroopan maneralueita tilastollisesti merkitsevä.

Myös poutajaksojen pituudessa suurimmat muutokset saadaan suurten päästöjen skenaarioiden toteutuessa ja mitä pidemmälle tulevaisuuteen ulottuvaa jaksoa tarkastellaan (kuva 6.16). Kesän pisimmät poutajakset ovat jo vuosisadan puolivälissä pidentyneet suuressa osassa Lounais-Euroopassa keskimäärin yli 20 prosentilla 1900-luvun loppuun verrattuna. Vuosisadan loppuun mennessä ne pidentyvät suurten päästöjen A2-skenaarioon perustuvien simulaatioiden mukaan keskimääräisenä vuotena laajoilla alueilla Etelä- ja Keski-Euroopassa yli 50 prosentilla ja eniten kuivuvilla alueilla, kuten Ranskassa, poutajakset venähtävät lähes kaksi kertaa niin pitkiksi kuin mitä ne olivat 1900-luvun lopulla. Kesäaikaan pisimmät poutajakset eivät minkään skenaarion mukaan merkittävästi lyhene muualla kuin lähinnä Grönlannin sisäosissa, mutta talvella ne lyhenevät jonkin verran myös Skandinavian alueella sekä Pohjois-Venäjällä. Poutajaksojen pidentyminen keskittyy talvella Välimeren itäosiin, mutta muutokset ovat talvella ylipäätään pienempiä kuin kesällä. Etenkään B1-skenaarion toteutuessa poutajaksojen pituudet eivät talvella muutu kovin merkittävästi edes vuosisadan loppuun mennessä.

Yhteenvetona rankkasateiden ja kuivuusjaksojen esiintymistä kuvaavien sadeindeksien muutoksista eri päästöskenaarioissa voidaan todeta, että alueet, jotka muuttuvat joko sateisemmiksi tai kuivemmiksi ovat päästöskenaariosta ja ajanjaksosta riippumatta jokseenkin samoja. Tämä pätee niin kokonaissademäärää kuin rankkojen sateiden esiintymistä sekä



Kuva 6.16. Kesän pisimmän poutajakson pituuden muutos (%) siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2046-2065 (vasemmalla) ja jaksolle 2081-2100 (oikealla) eri päästöskenaarioiden mukaan seitsemän ilmastomallin tulosten keskiarvona. Alueet, joilla muutos on tilastollisesti merkitsevä yli 95 % luottamustasolla on rajattu paksulla mustalla käyrällä.

poutajaksojen pituuksiakin tarkasteltaessa. Muutosten voimakkuus sen sijaan riippuu hyvin paljon kasvihuonekaasupäästöjen suuruudesta. Pienten päästöjen B1-skenaariota toteutuessa muutokset ovat hitaampia ja vähäisempiä kuin suurempien päästöjen A1B- ja A2-skenaarioiden perusteella on odotettavissa. A1B- ja A2-skenaarioissa hiilidioksidipäästöt kehittyvät lähes samaan tahtiin vuosisadan puoliväliin asti (kuva 3.1), ja vasta vuosisadan lopulla päästöt kasvavat A2-skenaariossa suuremmiksi. Tästä johtuen myös sadeilmaston muutokset ovat A2-skenaarioajoissa suurempia vasta vuosisadan lopulla. Tosin osaltaan myös A1B- ja B1-skenaarioita suuremmat hiukkaspäästöt jarruttavat muutoksia A2-skenaariota perustuvissa sadeilmasto kuvaavissa ennusteissa. Pienten päästöjen B1-skenaariossa vuosisadan lopun sadeilmasto vastaa suurin piirtein A1B- ja A2-skenaarioiden sadeilmasto vuosisadan puolivälissä, eli toisin sanoen B1-skenaariossa ilmastonmuutos etenee joitain vuosikymmeniä näitä skenaarioita hitaammin.

7. RANKKASADEPÄIVIEN SYNOPTISET TILANTEET ILMASTOMALLEISSA

Ilmastomallien tuottamien rankkasadetapausten simuloituja säätilanteita verrattiin todellisuudessa havaittujen rankkasadetapausten säätilanteisiin, jotta ilmastomallien tuottamien rankkasateiden realistisuutta voitiin arvioida synoptisessa mielessä. Tätä varten Suomen alueelta valittiin yksi esimerkkihilapiste, josta käytiin läpi kaikki tilanteet, jolloin vuorokauden sademäärä ylitti 20 millimetrin rajan. Näiden tilanteiden sään kehitystä tarkasteltiin kolmena kyseistä rankkasadetapausta edeltäneenä päivänä mallien simuloimia ilmanpaineen päivittäisiä jakaumia apuna käyttäen. Ilmanpainekestistä tarkasteltiin kolmea eri asiaa: rankkasateen aiheuttaneen matalapaineen tai sen osakeskuksen liikesuuntaa, oliko systeemi nopea- vai hidasliikkeinen ja oliko se syventynyt edellisen vuorokauden aikana ennen rankkasadetapausta. Matalapaine tulkittiin syveneväksi mikäli rankkasateen aiheuttaneen systeemin keskuksen tai matalapaineen solan ilmanpaine oli laskenut rankkasadetta edeltäneen vuorokauden aikana. Tarkkaan ottaen matalapaineen syvenemistä voitaisiin tarkemmin arvioida pyörteisyyden avulla, sillä matalapaine voi periaatteessa syventyä, vaikka ilmanpaine sen keskuksessa nousisikin, mikäli matalapaine liikkuu korkeamman ilmanpaineen alueelle. Liikesuunniltaan matalapaineet jaettiin neljään eri sektoriin systeemin tulosuunnan mukaan: koillis-, kaakkois-, lounas- ja luoteissektoriin. Valitusta sademäärärajusta johtuen tapaukset keskittyivät lähes yksinomaan toukokuusta lokakuulle ulottuvalle jaksolle, sillä talvisin näin suuria vuorokausisademääriä esiintyy malleissa, kuten todellisessakin ilmastossa, hyvin harvoin.

Esimerkkihilapisteeksi valittiin Jyväskylän ympärillä oleva 2,5° x 2,5° hi laruuu, jonka keskuksen koordinaatit ovat 62° 30' N ja 25° 0' E. Jaksolta 1971-2000 käytiin läpi kaikkien kymmenen ilmastomallin simuloimat tilanteet, jolloin kyseisen hilaruudun keskimääräinen vuorokausisademäärä ylitti 20 mm:n rajan. Jos useampana peräkkäisenä päivänä satoi yli 20 mm, tilanne laskettiin yhdeksi rankkasadetapaukseksi, mikäli sade tulkittiin saman matalapaineen aiheuttamaksi. Sama analyysi tehtiin myös A1B-skenaarion mukaiselle jaksolle 2081-2100. Lisäksi analysoitiin vuosilta 1971-2000 tilanteet, jolloin E-OBS-aineistosta interpoloidussa havaintoaineistossa vastaavan hilaruudun vuorokausisademäärä oli yli 20 mm. Näiden todellisten säätilanteiden kehityksen tarkasteluun käytettiin NCEP/NCAR-uusanalyysiin pohjautuvia ilmanpainekestiä (Kalnay et al., 1996).

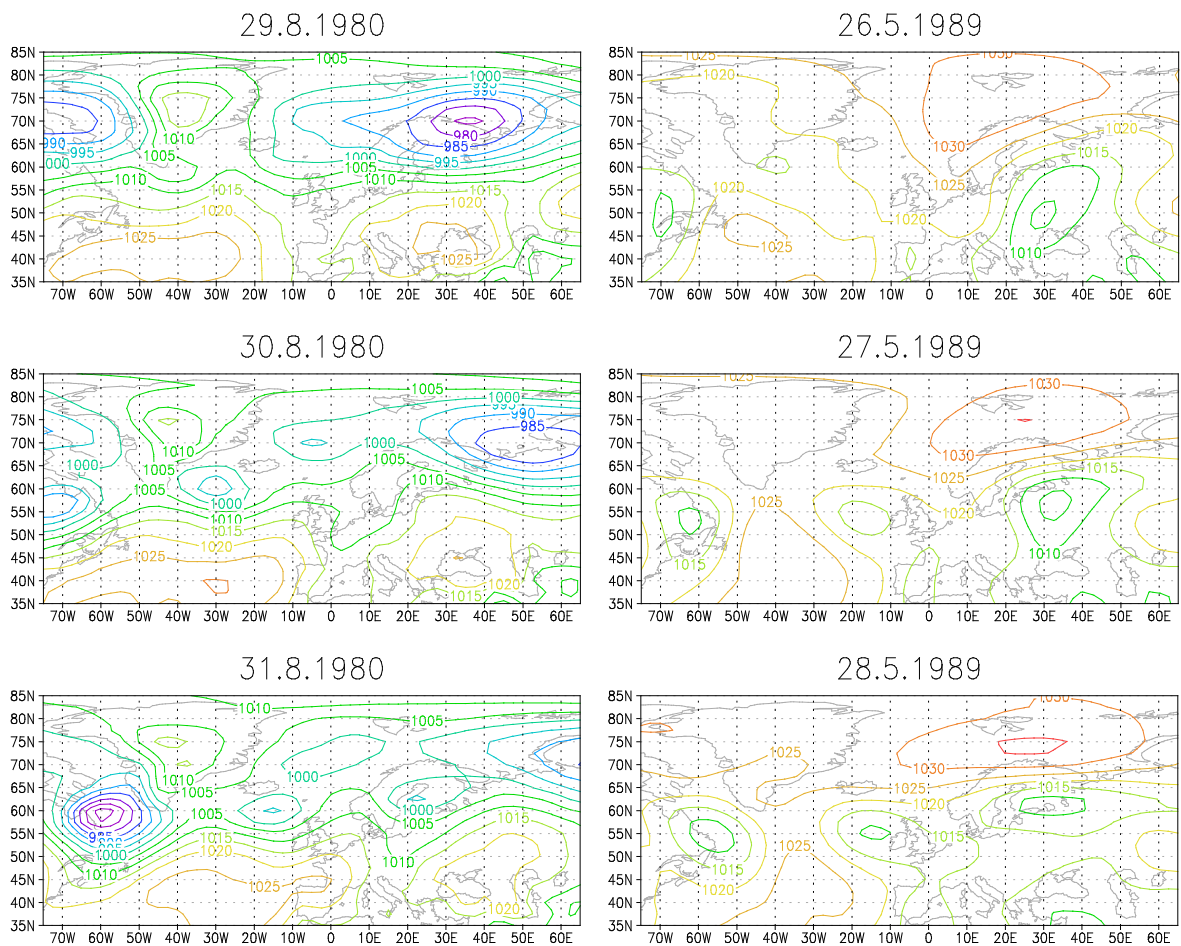
Analyysin tulokset on esitetty taulukossa 7.1. Ilmastomallien tuloksia ei ole esitetty malli kerrallaan, vaan molemmilla jaksoilla kaikkien mallien tulokset on laskettu yhteen. Todellisuudessa mallien välillä on suuria eroja siinä, paljonko mikäkin malli tuottaa näin

Taulukko 7.1. Jyväskylää ympäröivän hilaruudun rankan sateen päivien synoptisten tilanteiden analyysin tulokset. Taulukossa on mainittu kunkintyyppisten matalapaineiden absoluuttiset lukumäärät sekä suluissa suhteelliset osuudet prosentteina. Huomaa, että kaikkien 10 mallin tulokset on laskettu yhteen.

jakso ja tapausten lukumäärä	matalapaineen tulosuunta				syvenevä / ei syvenevä	nopea- / hidasliikkeinen
	NE	SE	SW	NW		
Havainnot 1971-2000 (N=15)	0 (0 %)	3 (20 %)	10 (67 %)	2 (13 %)	15 / 0 (100 % / 0 %)	5 / 10 (33 % / 67 %)
Mallit 1971-2000 (N=113)	1 (1 %)	17 (15 %)	89 (80 %)	6 (4 %)	73 / 40 (65 % / 35 %)	29 / 84 (26 % / 74 %)
Mallit 2081-2100 (N=168)	0 (0%)	33 (19 %)	115 (73 %)	20 (7 %)	112 / 56 (67 % / 33 %)	47 / 121 (28 % / 72 %)

rankkoja sateita. Jaksolla 1971-2000 tapausten lukumäärä vaihtelee mallista riippuen 2 ja 32 välillä ja jaksolla 2081-2100 2 ja 48 välillä. Havaintoaineiston pienuudesta sekä lisäksi analyysin hieman tulkinnanvaraisesta luonteesta johtuen malli-ilmaston ja havaitun ilmaston välisistä mahdollisista eroista ei voi tehdä kovin pitkälle meneviä johtopäätöksiä. Kuitenkin niin rankkoja sateita aiheuttaneiden matalapaineiden liikesuunnat kuin -nopeudetkin ovat malli-ilmastoissa keskimäärin hyvin lähellä havaittua jakaumaa. Tulokset eivät oleellisesti poikkea myöskään tulevaisuuteen sijoittuvan jakson 2081-2100 ja vertailujakson 1971-2000 välillä, muuten kuin että tulevaisuudessa kovia sateita esiintyy useammin. Näin ollen tämän perusteella ei ole viitteitä siitä, että tulevaisuudessa Suomessa esiintyisi nykyistä enemmän esimerkiksi jostain tietystä ilmansuunnasta tulevia rankkasateita aiheuttavia matalapaineita. Ainoa selvä ero havaittujen ja simuloitujen tapausten välillä on, että kaikissa todellisissa tilanteissa rankkasateen oli aiheuttanut syvenevä matalapaine, mutta malleissa noin kolmasosassa tapauksista matalapaineen keskuksen paine ei ollut laskenut enää rankkasadetta edeltäneen vuorokauden aikana. Eron saattaa selittää pelkkä sattumakin havaittujen tilanteiden pienestä määrästä johtuen, mutta se voi johtua myös siitä, että matalapaineen syvenemistä arvioitaessa malleista tutkittiin peräkkäisten vuorokausien ilmanpaineen vuorokausikeskiarvokenttiä, kun taas NCEP/NCAR-uusanalyysikentistä verrattiin hetkellisiä, vuorokauden välein vallinneita painekenttiä toisiinsa. Toisin sanoen vuorokausikeskiarvoistus on saattanut mallikentistä tasoittaa matalapaineen syvenemisen näkymättömiin.

Kaksi esimerkkiä analysoiduista rankkasadetapauksista on annettu kuvassa 7.1, jossa esitetään mallien simuloimat painekentät rankkasadepäivältä ja kahdelta sitä edeltävältä päivältä. Ensimmäisessä esimerkissä MPI ECHAM5 -malli tuotti Jyväskylän hilaruutuun 28,7 millimetrin vuorokausisademäärän 31.8.1980. Sateen mallissa aiheutti lounaissektorista tullut nopealiikkeinen syvenevä matalapaine. Tämä melko vähäinen matalan keskus muodostui Novaja Zemljalle matkanneen vanhan ja täyttyvän matalapaineen perässä liikkuneeseen solaan, joka oli sadetapausta edeltävänä päivänä Tanskan ja Benelux-maiden yllä. Toisessa esimerkissä on esitetty CNRM-mallin simuloima tilanne 28.5.1989. Tässä tapauksessa rank-



Kuva 7.1. Kaksi esimerkkiä mallien Jyväskylän hilaruudessa simuloimista rankkasadetapauksista. Kuvissa on esitetty meren pinnalle redusoidun ilmanpaineen (hPa) vuorokausikeskiarvot rankkasadepäivältä ja kahdelta sitä edeltävältä päivältä. Vasemmalla on MPI ECHAM5 -mallin ja oikealla CNRM-mallin simuloima tilanne.

kasateen aiheutti kaakkoissektorista tullut melko hidasliikkeinen matalapaine, joka ei enää syventynyt Jyväskylässä havaittua rankkasadetta edeltävän vuorokauden aikana. Itse asiassa matalapaineen keskuksessa paine oli tällöin kääntynyt jo nousuun.

Kaiken kaikkiaan mallit näyttävät siis tuottavan rankkoja sateita synoptisessa mielessä melko realistisen kaltaisissa säätilanteissa ainakin valitussa hilaruudessa. Tämän pinta-puolisen tarkastelun perusteella ei voida kuitenkaan vielä päätellä, päteekö sama myös muilla alueilla tai ovatko rankkoja sateita aiheuttavat säätilanteet joillain alueilla muuttumassa tulevaisuudessa erilaisiksi. Asiaa olisi mielenkiintoista tutkia tarkemmin myös esimerkiksi sen mukaan, onko konvektiivisten sateiden osuus rankoista sateista mallien mukaan kasvamassa lämpenevässä ilmastossa. Tässä käsitellyn pienen tapausjoukon perusteella ei myöskään eri mallien keskinäisistä eroista voi vielä tehdä juuri johtopäätöksiä.

8. JOHTOPÄÄTÖKSET

8.1 Vertailua aiempiin tutkimustuloksiin

Kokonaissademäärien pieneneminen Etelä-Euroopassa etenkin kesäpuolella vuotta ja toisaalta sademäärien lisääntyminen Pohjois-Euroopassa erityisesti talvella ovat kaikkien sademäärän tulevia muutoksia Euroopan alueella käsittelevien tutkimusten yhteinen piirre (IPCC, 2007). Sateiden painopisteen siirtyminen kohti pohjoista johtuu oletettavasti paitsi myrskyrajojen siirtymisestä pohjoisemmaksi niin myös voimistuvasta vesihöyryn kuljetuksesta subtrooppikista napa-alueita kohti (IPCC, 2007). Pohjois-Euroopan alueella sademäärän muutokset ovat tämän tutkimuksen perusteella hyvin samankaltaisia kuin Karppasen (2006) tulosten mukaan, mutta sademäärän lisäys on keskimäärin aavistuksen verran vähäisempää. Myös Ylhäisin (2009) alueellisilla malleilla saamiin tuloksiin verrattaessa sademäärän muutosten maantieteellisessä jakaumassa on paljon samanlaisia piirteitä, esimerkiksi talvella sademäärä pienenee molempien tutkimusten mukaan eniten itäisellä Välimerellä. Samoin alueet, joilla sademäärä keskimäärin joko kasvaa tai pienenee ovat käytännöllisesti katsoen samoja.

Sadeilmaston äärevöityminen on myös sopusoinnussa sekä aiempien tutkimusten että teorian kanssa (Sun et al., 2007). Kaikilta yksityiskohdiltaan tulokset eivät kuitenkaan täysin vastaa aiempia tutkimuksia. Esimerkiksi Beniston et al. (2007) toteavat suurimpien viiden vuorokauden sadesummien kasvavan keskisessä Euroopassa talvikuukausina kokonaissademäärää vähemmän, mutta tämän tutkimuksen tulosten valossa näin olisi käymässä ainoastaan Pohjois-Euroopassa. Beniston et al. (2007) toteavat myös, että kesällä hyvä arvio suurimpien vuorokausisademäärien muutoksista kautta Euroopan saadaan lisäämällä kokonaissademäärän muutokseen noin 20-35 prosenttiyksikköä, mutta tämän tutkimuksen tulosten perusteella muutosten ero on vain noin 10-20 prosenttiyksikköä. Koska Beniston et al. (2007) käyttivät tutkimuksessaan alueellisia ilmastomalleja, on tämä tulkittava siten, että pienialaiset rankkasateet näyttäisivät mallien mukaan voimistuvan enemmän kuin voimakaimmat laaja-alaisemmat sateet. Johtopäätös kuulostaa järkevältä otettaessa huomioon, että rankkimmat sateet ovat yleensä luonteeltaan konvektiivisia sitä useammin mitä pienempää mittakaavaa tarkastellaan, ja nimenomaan konvektiiviset sateet oletettavasti voimistuvat ilmaston lämmitessä eniten. Toisaalta tulosten eroa voi selittää myös Benistonin et al. (2007) tutkimuksen alueellisiin malleihin perustuvien ajojen pohjana olleiden maailmanlaajuisten mallien pieni määrä.

Äärimmäisten sääilmiöiden harvinaisuuden ja ilmastomallien rajallisen kyvyn simuloida niitä takia on tässä tutkielmassa keskitytty vähintään noin kerran vuodessa toistuviin ilmiöihin. Ääri-ilmiöiden esiintymisen muutoksia arvioitaessa tämä on ilmastomuutostutkimuksessa varsin yleinen lähestymistapa luotettavien tulosten saamiseksi. Vaikka nämä jokseenkin usein esiintyvät sääilmiöt eivät vielä sinänsä yleensä aiheuta merkittäviä yhteiskunnallisia vahinkoja, voidaan niiden perusteella ennakoida myös voimakkaampien ja harvinaisempien ilmiöiden esiintymisessä tapahtuvia muutoksia. Harvemmin esiintyvien ilmiöiden tutkimisessa käytetään tavallisesti toistuvuusaika-arvioiteja, jotka edellyttävät suhteellisen pitkiä aikasarjoja, jotta tuloksia voitaisiin ääriarvojen suhteen pitää luotettavina. Rankkasateiden toistuvuusaikoja Euroopan alueella ovat tutkineet muun muassa Nikulin et al. (2011), joiden tulosten mukaan 1900-luvun lopun ilmastossa kerran 20 vuodessa toistuvia vuorokausisademääriä esiintyy kuluvan vuosisadan lopulla A1B-skenaarion toteutuessa Pohjois-Euroopassa kesäaikaan kerran 6-10 vuodessa ja talvella keskimäärin jopa 2-4 vuoden välein. Talvella kerran 20 vuodessa toistuvat vuorokausisademäärät kasvavat koko Euroopassa, eniten Skandinaviassa ja Luoteis-Venäjällä, jossa muutos on noin 20-40 %. Kesälläkin muutos on heidän tulostensa mukaan Euroopassa keskimäärin positiivinen Iberian niemimaan lounaisosia ja eräitä Balkanin seutuja lukuun ottamatta, eli laajemmalla alueella kuin millä esimerkiksi vuoden keskimäärin suurin vuorokausisademäärä tässä tutkimuksessa mukana olleiden maailmanlaajuisten mallien mukaan kasvaa. Tuloksissa on kuitenkin suuria vaihteluita riippuen siitä, minkä maailmanlaajuisen mallin antamalla reunaehdoilla tutkimuksessa käytettyä alueellista mallia ajetaan. Joka tapauksessa Nikulinin et al. (2011) tulokset ovat tämän tutkimuksen tulosten kanssa hyvin yhteensopivia, sillä nimenomaan harvoin toistuvien ja pienialaisten sadetapahtumien voimistuminen kaikkein eniten kuvastaa myös osaltaan sadeilmaston muuttumista äärevämmäksi.

Skandinavian ja Suomen alueella sadeilmaston muutoksia on myös tutkittu aiemmin alueellisten ilmastomallien avulla. Näissäkin tutkimuksissa tulokset ovat riippuvaisia käytetystä maailmanlaajuisesta mallista, mutta pääpiirteissään tulokset ovat olleet samankaltaisia kuin nyt saadut. Jylhä et al. (2007a) toteavat suurimpien vuorokausisademäärien kasvavan kokonaissademäärää enemmän talvikuukausia lukuun ottamatta, ja myös maailmanlaajuisilla malleilla päädyttiin nyt samaan johtopäätökseen Pohjois-Euroopan alueella. Tästä huolimatta talvella rankimmat vuorokausisateet voimistuvat enemmän kuin kesällä, kuten myös Jylhä et al. (2007a, 2009) toteavat. Poutapäivien määrän vähenemisestä ja poutajaksojen lyhenemisestä talvella eri tutkimukset ovat myös yksimielisiä, mutta kesällä tutkimusten tuloksissa on eroja. Tällöinkin eri tutkimuksille on yhteistä, että Itämeren eteläpuolella poutajaksojen piden-

tyvät sitä enemmän mitä etelämmäksi mennään, mutta Suomen alueella joidenkin alueellisiin malleihin pohjautuvien tutkimusten mukaan poutajaksot saattaisivat kesällä pidentyä pohjoisessa ja lyhentyä etelässä (Jylhä et al. 2007b, Jylhä et al. 2009). Maailmanlaajuisten mallien mukaan on kuitenkin keskimäärin käymässä ennemminkin päinvastoin, kuten osa alueellisilakin malleilla tehdyistä tutkimuksista ennustaa. Joka tapauksessa Suomi näyttäisi olevan raja-alueella sen suhteen, pitenevätkö vai lyhenevätkö kesäiset poutajaksot, joten todennäköisimmin luonnollinen vaihtelu peittää kesän poutajaksojen pituuksissa mahdollisen ilmastomuutossignaalin alleen. Luultavasti lämpötilan nousun aiheuttama lisääntyvä haihdunta tulee kuitenkin aiheuttamaan kuivina kesinä nykyistä vaikeampia kuivuustilanteita, ja mallien mukaan myös sademäärän vuosienvälinen vaihtelu saattaa jossain määrin lisääntyä, mikä seurauksena kuivia kesiä saattaisi esiintyä tulevaisuudessa nykyistä useammin. Merkittävien sadeilmastossa Suomen alueella kesäisin odotettavissa oleva muutos on kuitenkin rankimpien sateiden voimistuminen.

8.2 Yhteenveto

Ilmastonmuutoksen vaikutukset sadeilmastoon ovat erityisen mielenkiintoinen tutkimuskohde, koska esimerkiksi Suomessa tulvat ja kuivuus ovat myrskyjen ohella merkittävimpiä äärimmäisistä säätapauksista johtuvia vahingollisia ilmiöitä (Perrels et al., 2010). Tämän työn keskeisenä tavoitteena oli selvittää, millaisia muutoksia näille tilanteille altistavien sääilmiöiden eli rankkasateiden ja pitkien poutajaksojen esiintymisessä on odotettavissa maailmanlaajuisten ilmastomallien tulosten perusteella Euroopan ja Pohjois-Atlantin kattavalla alueella kuluvan vuosisadan loppuun mennessä. Tarkoituksena oli myös verrata saatuja tuloksia aiempiin, yleensä alueellisilla malleilla saatuihin tutkimustuloksiin. Rankkasateiden esiintymistä arvioitiin laskemalla erilaisia ilmastonmuutostutkimuksessa yleisesti käytettyjä sadeindeksejä. Vastaavasti kuivuuden esiintymistä tutkittiin mallien simuloimien poutapäivien lukumäärän ja pisimpien poutajaksojen pituuksien avulla. Käytössä oli kymmenen toisistaan riippumatonta maailmanlaajuista ilmastomallia ja kolme eri kasvihuonekaasujen ja pienhiukkasten päästöskenaariota, joten tulosten avulla voidaan arvioida melko hyvin myös ennusteisiin liittyvää epävarmuutta. Käytössä olleiden maailmanlaajuisten mallien suuri lukumäärä on myös keskeisin etu alueellisilla malleilla tehtyihin tutkimuksiin verrattuna. Toisaalta alueellisilla malleilla saadaan huomattavasti paremmin esiin paikallisten olosuhteiden ja pienialaisten sääilmiöiden vaikutus, joten erityyppisiin malleihin pohjautuvien tutkimusten tulokset täydentävät toisiaan.

Tärkein tulos on, että sadeilmasto on mallien mukaan ylipäättään muuttumassa äärevämmäksi. Tämä johtuu siitä, että pitkälti alatrioposfäärin lämpötilan säätelämä ilmavehän kosteussisältö kasvaa ilmaston lämmitessä nopeammin kuin puolestaan lähinnä pinnan lämpötilaan säätelämä haihdunta lisääntyy. Näin ollen rankat sateet voimistuvat enemmän kuin sademäärä keskimäärin kasvaa. Maailmanlaajuisesti tämä johtaa keskimäärin sekä rankkojen sateiden että pitkien kuivuusjaksojen yleistymiseen. Alueellisesti muutokset kuitenkin vaihtelevat lähinnä kokonaissademäärän muutosten mukaisesti. Poutajakset pidentyvät erityisesti pienenevien sademäärien alueilla ja rankat sateet puolestaan lisääntyvät eniten siellä, missä sademäärä yleisestikin ottaen kasvaa. Euroopassa tämä tarkoittaa sitä, että poutajakset pidentyvät talvella etenkin Välimeren alueella ja kesällä myös Keski-Euroopassa, kun taas rankat sateet yleistyvät suhteellisesti ottaen eniten Pohjois- ja Itä-Euroopassa ja erityisesti talvella. Lämpötilan nousun aiheuttaman haihdunnan lisääntymisen seurauksena kuitenkin myös Pohjois-Euroopassa pahimmat kuivuusjakset ovat tulevaisuudessa kuivimpina kesinä todennäköisesti luonnon ja maatalouden kannalta nykyistä ankarampia, vaikka poutajakset eivät sinänsä pidentyisikään. Äkillisten tulvatilanteiden kannalta sen sijaan oleellisinta on sateen hetkellinen voimakkuus. Tässä tutkimuksessa esitetyt tulokset on laskettu niin harvahilaisten mallien simulaatioista, että niitä ei ole syytä sellaisenaan soveltaa esimerkiksi pienialaisten, mutta rankkojen kuurosateiden aiheuttamien taajamatulvien esiintymisen arviointiin. Sen sijaan tulokset soveltuvat paremmin esimerkiksi vesistöjen tulvariskien ja muiden laajemman alueen sademäärästä tietoa tarvitsevien sovellusten pohjaksi.

Sadeilmaston äärevöitymisen lisäksi on havaittavissa viitteitä siitä, että kuukausitasolla sademäärän vuosivälinen vaihtelu saattaisi jonkin verran lisääntyä, mikä on sopuoinnussa esimerkiksi Räisänen (2002) tulosten kanssa. Mikäli poutajakset ja rankkasateet keskittyvät jatkossa nykyistä selvemmin tiettyihin vuosiin, voimistaa se myös osaltaan niin pitkien kuivuusjaksojen kuin rankkasateidenkin aiheuttamia ongelmia.

Eri kasvihuonekaasuskenaarioihin pohjautuvien mallikokeiden avulla saatiin selkeä kuva kasvihuonekaasupäästöjen kehitykseen liittyvän epävarmuuden vaikutuksista sadeilmaston muutoksiin. Päästöjen kehityksestä riippumatta sateisemmiksi ja kuivemmiksi muuttuvat alueet ovat lähes samoja, mutta pienten päästöjen B1-skenaariossa muutokset jäävät paljon heikommiksi ja etenevät hitaammin kuin suurten päästöjen A2-skenaariossa. Näin käy siitä huolimatta, että B1-skenaariota hitaampi hiukkaspäästöjen väheneminen A2-skenaariossa hillitsee paitsi lämpötilan nousua niin myös lämpenemisen aiheuttamia muutoksia sadeilmastossa (Shiogama et al., 2010a, 2010b). Keskinäisten päästöjen A1B-skenaariossa toteutuessa muutokset ovat A2- ja B1-skenaarioiden ennustamien väliltä, vaikka

vielä vuosisadan alkupuolella ilmastonmuutos etenee A1B-skenaariossa likimain samalla nopeudella kuin A2-skenaariossakin. Toisin sanoen kasvihuonekaasupäästöjen kehitykseen liittyvä epävarmuus tulee sadeilmaston muutoksissa esiin lähinnä muutosten voimakkuuteen liittyvänä epävarmuutena, kun taas muutosten maantieteelliseen jakaumaan liittyvä epävarmuus liittyy ilmastomallien eroihin ja ilmaston luonnollisesta vaihtelusta aiheutuvaan epävarmuuteen.

Vertaamalla mallisimulaatioita sadehavaintoihin saatiin selkeä kuva eri mallien kyvyistä simuloida nykyistä sadeilmastoa. Mallien tuottaman sadeilmaston havaitaan jossain määrin poikkeavan todellisesta, vaikka keskimääräisen sademäärän havaitun alueellisen jakauman ja vuodenaikaisvaihtelun maailmanlaajuiset mallit saavat useimmilla alueilla toistettua kohtalaisen hyvin pienimpiä maantieteellisiä yksityiskohtia lukuun ottamatta. Tämä pätee etenkin tarkasteltaessa mallitulosten keskiarvoja. Erot ovat samankaltaisia kuin aiemmissakin tutkimuksissa on todettu (esim. Sun et al., 2006, 2007), eli malleissa esiintyy liian vähän sekä rankkoja sateita että täysin sateettomiakin päiviä, kun taas heikkoja sateita mallit tuottavat havaittua enemmän. Erityisesti rankkoja sateita tarkasteltaessa erot mallien välillä ovat kuitenkin suuria, mikä johtunee suurelta osin eri malleissa käytetyistä erilaisista konvektion parametrisointimenetelmistä. Täysin sateettomien päivien liian pieni määrä sen sijaan näyttäisi olevan kaikkien mallien yhteinen piirre, joskaan havaintoihinkaan vertaaminen ei ole aivan suoraviivaista, sillä hilamuotoisten havaintoaineistojen muodostamiseen liittyvät aina omat virhelähteensä. Poutapäivien määrän aliarvioinnista malleissa seuraa, että myös pisimmät poutajakset ovat malli-ilmastoissa laajoilla alueilla Euroopassa keskimäärin havaittua lyhyempiä, etenkin talvikuukausina. Toisaalta myös kuukausisademäärien vuosiväläinen vaihtelu näyttäisi mallien tuottamassa ilmastossa olevan havaittua pienempää, mikä saattaa osaltaan selittää poutajaksojen lyhyyttä malli-ilmastoissa. Mallien ja havaintojen väliset erot ovat siis jossain määrin vastakkaisuuntaisia kuin mallien sadeilmastossa tapahtuviksi ennustamat muutokset.

Kaiken kaikkiaan nyt saadut tulokset ovat hyvin yhteensopivia aiempien tutkimustulosten kanssa ja vankistavat siten käsitystä sadeilmaston äärevöitymisestä. Pohjois-Euroopassa tämä johtaa etenkin rankkasateiden voimistumiseen ja lisääntymiseen, kun taas Etelä-Euroopassa merkittävin ilmastonmuutoksen seurauksena odotettavissa oleva muutos sadeilmastossa on poutajaksojen pidentyminen ja sademäärien pieneneminen kesällä. Tutkimuksessa saatiin lisäksi hyvä kuva ilmastomallin ja päästöskenaarion valintaan liittyvästä epävarmuudesta sekä siitä, millä alueilla nämä epävarmuudet muutosten suuruudessa ovat merkittävimpiä.

KIITOKSET

Tämä työ on osittain tehty “Ilmastonmuutosarviot ja asiantuntijapalvelu sopeutumistutkimuksia varten” (ACCLIM II) -nimisen hankkeen rahoituksella. Kiitos myös työn ohjaajalle ja muille työn valmistumisessa myötävaikuttaneille henkilöille Ilmatieteen laitoksen Ilmastotutkimus ja -sovellukset -ryhmässä sekä PCMDI-ohjelmalle (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison) kansainvälisen tietopankin ylläpitämisestä, joka mahdollisti tässä analysoitujen ilmastomallitulosten saamisen käyttöömme.

KIRJALLISUUSLUETTELO

- Alexander, L.V., X. Zhang, T.C. Peterson, J. Caesar, B. Gleason, A. Klein Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahimzadeh, A. Tagipour, P. Ambenje, K. Rupa Kumar, J. Revadekar, G. Griffiths, L. Vincent, D. Stephenson, J. Burn, E. Aguilar, M. Brunet, M. Taylor, M. New, P. Zhai, M. Rusticucci ja J.L. Vazquez-Aguirre, 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Allen, M.R. ja W.J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrological cycle. *Nature*, **419**, 224-232.
- Beniston, M., D.B. Stephenson, O.B. Christensen, C.A.T. Ferro, C. Frei, S. Goyette, K. Halsnaes, T. Holt, K. Jylhä, B. Koffi, J. Palutikof, R. Schöll, T. Semmler ja K. Woth, 2007: Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Clim. Change*, **81**, 71-95.
- Bleck, R., C. Rooth, D. Hu ja L.T. Smith, 1992: Salinity-driven thermocline transients in a wind- and thermohaline-forced isopycnic coordinate model of the North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 1486-1505.
- Boer, G.J., 1993: Climate change and the regulation of the surface moisture and energy budgets. *Clim. Dyn.*, **8**, 225-239.
- Changnon, S.A., R.A. Pielke Jr., D. Changnon, R.T. Sylves ja R. Pulwarty, 2000: Human factors explain the increased losses from weather and climate extremes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 437-442.
- Chen, D., C. Achberger, J. Räisänen ja C. Hellström, 2006: Using statistical downscaling to quantify the GCM-related uncertainty in regional climate change scenarios: a case study of Swedish precipitation. *Adv. Atmos. Sci.*, **23**, 54-60.
- Christensen, J.H. ja O.B. Christensen, 2007: A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Clim. Change*, **81**, 7-30.
- Chu, P.-S., Y. Ruan Chen ja T.A. Schroeder, 2010: Changes in precipitation extremes in the Hawaiian islands in a warming climate. *J. Climate*, **23**, 4881-4900.
- Collins, W.D., P.J. Rasch, B.A. Boville, J.J. Hack, J.R. McCaa, D.L. Williamson, J.T. Kiehl, B. Briegleb, C. Bitz, S.-J. Lin, M. Zhang ja Y. Dai, 2004: *Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3.0)*. Tech. Rep. NCAR/TN-464+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 214 s.
- Dai, A., 2006: Recent climatology, variability and trends in global surface humidity. *J. Climate*, **19**, 3589-3606.
- Dai, A., K.E. Trenberth ja T. Qian, 2004: A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 1117-1130.

- Déqué, M., C. Drevet, A. Braun ja D. Cariolle, 1994: The ARPEGE/IFS atmosphere model - a contribution to the French community climate modeling. *Clim. Dyn.*, **10**, 249-266.
- Drebs, A., A. Nordlund, P. Karlsson, J. Helminen ja P. Rissanen, 2002: *Tilastoja Suomen ilmastosta 1971-2000*. Ilmatieteen laitos, 99 s.
- Easterling, D.R., J.L. Evans, P.Ya. Groisman, T.R. Karl, K.E. Kunkel ja P. Ambenje, 2000: Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 417-425.
- Flato, G.M., 2005: The third generation coupled global climate model (CGCM3) <http://www.cccma.bc.ec.gc.ca/models/cgcm3.shtml>.
- Flato, G.M. ja G.J. Boer, 2001: Warming asymmetry in climate change simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 195-198.
- Friedlingstein, P., P. Cox, R. Betts, L. Bopp, W. von Bloh, V. Brovkin, P. Cadule, S. Doney, M. Eby, I. Fung, G. Bala, J. John, C. Jones, F. Joos, T. Kato, M. Kawamiya, W. Knorr, K. Lindsay, H.D. Matthews, T. Raddatz, P. Rayner, C. Reick, E. Roeckner, K.-G. Schnitzler, R. Schnur, K. Strassmann, A.J. Weaver, C. Yoshikawa ja N. Zeng, 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C⁴MIP model intercomparison. *J. Climate*, **19**, 3337-3353.
- GFDL GAMDT (The GFDL Global Atmospheric Model Development Team), 2004: The new GFDL global atmosphere and land model AM2-LM2: Evaluation with prescribed SST simulations. *J. Climate*, **17**, 4641-4673.
- Giorgi, F., 2006: Regional climate modeling: Status and perspectives. *J. Phys. IV France*, **139**, 101-118.
- Giorgi, F. ja L.O. Mearns, 1999: Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *J. Geophys. Res.*, **104**, 6335-6352.
- Gnanadesikan, A., K.W. Dixon, S.M. Griffies, V. Balaji, M. Barreiro, J.A. Beesley, W.F. Cooke, T.L. Delworth, R. Gerdes, M.J. Harrison, I.M. Held, W.J. Hurlin, H.-C. Lee, Z. Liang, G. Nong, R.C. Pacanowski, A. Rosati, J. Russell, B.L. Samuels, Q. Song, M.J. Spelman, R.J. Stouffer, C.O. Sweeney, G. Vecchi, M. Winton, A.T. Wittenberg, F. Zeng, R. Zhang ja J.P. Dunne, 2006: GFDL's CM2 global coupled climate models. Part II: The baseline ocean simulation. *J. Climate*, **19**, 675-697.
- Gordon, H.B., L.D. Rotstayn, J.L. McGregor, M.R. Dix, E.A. Kowalczyk, S.P. O'Farrell, L.J. Waterman, A.C. Hirst, S.G. Wilson, M.A. Collier, I.G. Watterson ja T.I. Elliott, 2002: *The CSIRO Mk3 Climate System Model*. CSIRO Atmospheric Research Technical Paper No. 60, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation Atmospheric Research, Aspendale, Victoria, Australia, 130 s, http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/gordon_2002a.pdf.
- Groisman, P.Ya., R.W. Knight, D.R. Easterling, T.R. Karl, G.C. Hegerl ja V.N. Razuvaev, 2005: Trends in intense precipitation in the climate record. *J. Climate*, **18**, 1326-1350.

- Haylock, M.R. ja C.M. Goodess, 2004: Interannual variability of European extreme winter rainfall and links with mean large-scale circulation. *Int. J. Climatol.*, **24**, 759-776.
- Haylock, M.R., N. Hofstra, A.M.G. Klein Tank, E.J. Klok, P.D. Jones ja M. New, 2008: A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006. *J. Geophys. Res.*, **113**, D20119, doi:10.1029/2008JD010201
- Heino, R. ja K. Ruosteenoja, 1996: *Havaintojen tilastollisen käsittelyn perusteet*. Luentomoniste. Helsingin yliopiston meteorologian laitos, 102 s.
- Hofstra, N., M. New ja C. McSweeney, 2010: The influence of interpolation and station network density on the distributions and trends of climate variables in gridded daily data. *Clim. Dyn.*, **35**, 841-858.
- Hofstra, N., M. Haylock, M. New ja P.D. Jones, 2009: Testing E-OBS European high-resolution gridded data set of daily precipitation and surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **114**, D21101, doi:10.1029/2009JD011799.
- Hohenthal, J., 2009: *Meteorologisen kuivuuden esiintyminen Pohjois-Euroopassa*. Pro Gradu -tutkielma, Turun yliopiston maantieteen laitos, 86 s.
- Hourdin, F., I. Musat, S. Bony, P. Braconnot, F. Codron, J.-L. Dufresne, L. Fairhead, M.-A. Filiberti, P. Friedlingstein, J.-Y. Grandpeix, G. Krinner, P. LeVan, Z.-X. Li ja F. Lott, 2006: The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim. Dyn.*, **27**, 787-813.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- Hurrell, J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen ja M. Visbeck, 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climate significance and environmental impact*, J.W. Hurrell et al., Eds., Amer. Geophys. Union, 1-36.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 881 s.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 996 s.
- Jylhä, K., H. Tuomenvirta ja K. Ruosteenoja, 2004: Climate change projections for Finland during the 21st century. *Bor. Env. Res.*, **9**, 127-152.
- Jylhä, K., K. Ruosteenoja, P. Räisänen ja S. Järvenoja, 2007a: Projected changes in heavy precipitation and snow cover in Finland. Climate change impacts and adaptation in the hydrology of urban areas. Third International Conference on Climate and Water, Helsinki, Finland, 3-6 September 2007. Proceedings, p. 227-232.
- Jylhä, K., T. Kilpeläinen, A. Venäläinen, S. Saku, H. Tuomenvirta, K. Ruosteenoja ja A.

- Vajda, 2007b: Prolonged periods with little rain during summer in Finland – observations and future projections. Conference Proceedings, 5th Study Conference on BALTEX, 4-8 June 2007, 60-61.
- Jylhä, K., K. Ruosteenoja, J. Räisänen, A. Venäläinen, H. Tuomenvirta, L. Ruokolainen, S. Saku ja T. Seitola, 2009: *Arvioita Suomen muuttuvasta ilmastosta sopeutumistutkimuksia varten*. Ilmatieteen laitos, 102 s.
- K-1 Model Developers, 2004: *K-1 Coupled Model (MIROC) Description*. K-1 Technical Report 1. Center for Climate System Research, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 34 s, <http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/kyosei/hasumi/MIROC/tech-repo.pdf>.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne ja D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Karppanen, J., 2006: *Climate change in northern Europe based on AR4 climate models: comparison and analysis*. Pro Gradu -tutkielma, Helsingin yliopiston fysikaalisten tieteiden laitos, 60 s.
- Kaurola, J., J. Koistinen, M. Leskinen, T. Puhakka ja P. Saarikivi, 1989: *Mesometeorologisten tekijöiden vaikutus epäpuhtauksien leviämiseen erityisesti Suomenlahden rannikolla, osa 3: Mesoilmäiden yleisyys Etelä-Suomessa ja Dopplersäätutkan mahdollisuudet niiden havainnoimisessa*. Helsingin yliopiston meteorologian laitos, 51 s.
- Kenyon, J. ja G.C. Hegerl, 2010: Influence of modes of climate variability on global precipitation extremes. *J. Climate*, **23**, 6248-6262.
- Kilpeläinen, T., H. Tuomenvirta ja K. Jylhä, 2008: Climatological characteristics of summer precipitation in Helsinki during the period 1951-2000. *Bor. Env. Res.*, **13**, 67-80.
- Kim, S.-J., G.M. Flato, G.J. Boer ja N.A. McFarlane, 2002: A coupled climate model simulation of the last glacial maximum, Part 1: Transient multi-decadal response. *Clim. Dyn.*, **19**, 515-537.
- Klein Tank, A.M.G. ja G.P. Können, 2003: Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-99. *J. Climate*, **16**, 3665-3680.
- Klein Tank, A.M.G., J.B. Wijngaard, G.P. Können, R. Böhm, G. Demarée, A. Gocheva, M. Miletta, S. Pashardis, L. Hejkrlik, C. Kern-Hansen, R. Heino, P. Bessemoulin, G. Müller-Westermeier, M. Tzanakou, S. Szalai, T. Pálsdóttir, D. Fitzgerald, S. Rubin, M. Capaldo, M. Maugeri, A. Leitass, A. Bukantis, R. Aberfeld, A.F.V. van Engelen, E. Forland, M. Miletus, F. Coelho, C. Mares, V. Razuvaev, E. Nieplova, T. Cegnar, J. Antonio López, B. Dahlström, A. Moberg, W. Kirchhofer, A. Ceylan, O. Pachaliuk, L.V. Alexander ja P. Petrovic, 2002: Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1441-1453.
- Lenderink, G. ja E. van Meijgaard, 2008: Increase in hourly precipitation extremes beyond

- expectations from temperature changes. *Nature Geosci.*, **1**, 511-514.
- Lenderink, G., E. van Meijgaard ja F. Selten, 2009: Intense coastal rainfall in the Netherlands in response to high sea surface temperatures: analysis of the event of August 2006 from the perspective of a changing climate. *Clim. Dyn.*, **32**, 19-33.
- Lenderink, G., A. van Ulden, B. van den Hurk ja E. van Meijgaard, 2007: Summertime inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations: analysis of the surface energy budget. *Clim. Change*, **81**, 233-247.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard ja C. Lévy, 1998: *OPA Version 8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual*. Notes du Pôle de Modélisation No. 11, Institut Pierre-Simon Laplace, Paris, 91 s , http://www.lodyc.jussieu.fr/opa/Docu_Free/Doc_models/Doc_OPA8.1.pdf.
- Marsland, S.J., H. Haak, J.H. Jungclaus, M. Latif ja F. Röske, 2003: The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean Modelling*, **5**, 91-127.
- McFarlane, N.A., G.J. Boer, J.-P. Blanchet ja M. Lazare, 1992: The Canadian Climate Centre second-generation general circulation model and its equilibrium climate. *J. Climate*, **5**, 1013-1044
- Meehl, G.A., C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J.F.B. Mitchell, R.J. Stouffer ja K.E. Taylor, 2007: The WCRP CMIP3 multimodel dataset: a new era in climate change research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1383-1394.
- Mustonen, S., 1986: *Sovellettu hydrologia*. Vesiyhdistys r.y., 503 s.
- Nakićenović, N., A. Joseph, D. Gerald, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grubler, T.J. Jung, T. Kram, E.L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H.M. Pitcher, L. Price, K. Riahi, A. Roehrl, H.-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S.J. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, N. Victor ja Z. Dadi, 2000: *Special Report on Emission Scenarios: a Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 599 s.
- Nikulin, G., E. Kjellström, U. Hansson, G. Strandberg ja A. Ullerstig, 2011: Evaluation and future projections of temperature, precipitation and wind extremes over Europe in an ensemble of regional climate simulations. *Tellus A*, **63**, 41-55.
- Pan, D.-M. ja D.A. Randall, 1998: A cumulus parametrization with a prognostic closure. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 949-981.
- Perrels, A., N. Veijalainen, K. Jylhä, J. Aaltonen, R. Molarius, M. Porthin, J. Silander, T. Rosqvist ja T. Tuovinen, 2010: *The implications of climate change for extreme weather events and their socio-economic consequences in Finland*. Valtion taloudellinen tutkimuskeskus, 133 s.
- Puhakka, T., 1995: *Pilvifysiikka*. Luentomoniste, Helsingin yliopiston meteorologian laitos, 209 s.

- Qian, Y., D. Gong, J. Fan, L.R. Leung, R. Bennartz, D. Chen ja W. Wang, 2009: Heavy pollution suppresses light rain in China: Observations and modeling. *J. Geophys. Res.*, **114**, D00K02, doi:10.1029/2008JD011575.
- Rintaniemi, L., 2010: *Keskileveysasteiden syklonitoiminnan muutokset kasvihuoneilmiön voimistuessa*. Pro Gradu -tutkielma, Helsingin yliopiston fysiikan laitos, 79 s.
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornbluh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida ja A. Tompkins, 2003: *The Atmospheric General Circulation Model ECHAM5. Part I: Model Description*. MPI Report 349, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany, 127 s.
- Rubel, F., K. Brugger, P. Skomorowski ja M. Kottek, 2004: Daily and 3-hrly quantitative precipitation estimation for ELDAS. ECMWF/ELDAS Workshop on L and Surface Assimilation, ECMWF, Reading, 8-11 November 2004. Biometeorology Group, Department of Natural Sciences University of Veterinary Medicine Vienna, Austria, 32 s.
- Ruosteenoja, K., H. Tuomenvirta ja K. Jylhä, 2007: GCM-based regional temperature and precipitation change estimates for Europe under four SRES scenarios applying a super-ensemble pattern-scaling method. *Clim. Change*, **81**, 193-208.
- Räisänen, J., 2002: CO₂-induced changes in interannual temperature and precipitation variability in 19 CMIP2 experiments. *J. Climate*, **15**, 2395-2411.
- Räisänen, J., 2008: *Kasvihuoneilmiö, ilmastonmuutos ja vaikutukset*. Luentomoniste, Helsingin yliopiston fysiikan laitos, 177 s.
- Räisänen, J. ja R. Heino, 2008: *Klimatologian perusteita*. Luentomoniste, Helsingin yliopiston fysiikan laitos, 93 s.
- Räisänen, J. ja L. Ruokolainen, 2008: Estimating present climate in a warming world: a model-based approach. *Clim. Dyn.*, **31**, 573-585.
- Savijärvi, H., 2010: *Mesometeorologia*. Luentomoniste, Helsingin yliopiston fysiikan laitos, 83 s.
- Savijärvi, H., 2007: *Numeerinen meteorologia I*. Luentomoniste, Helsingin yliopiston fysikaalisten tieteiden laitos, 62 s.
- Shibata, K., H. Yoshimura, M. Ohizumi, M. Hosaka ja M. Sugi, 1999: A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM. *Papers Meteorol. Geophys.*, **50**, 15-53.
- Shiogama, H., S. Emori, K. Takahashi, T. Nagashima, T. Ogura, T. Nozawa ja T. Takemura, 2010a: Emission scenario dependency of precipitation on global warming in the MIROC3.2 model. *J. Climate*, **23**, 2404-2417.
- Shiogama, H., N. Hanasaki, Y. Masutomi, T. Nagashima, T. Ogura, K. Takahashi, Y. Hijikata, T. Takemura, T. Nozawa ja S. Emori, 2010b: Emission scenario dependencies in

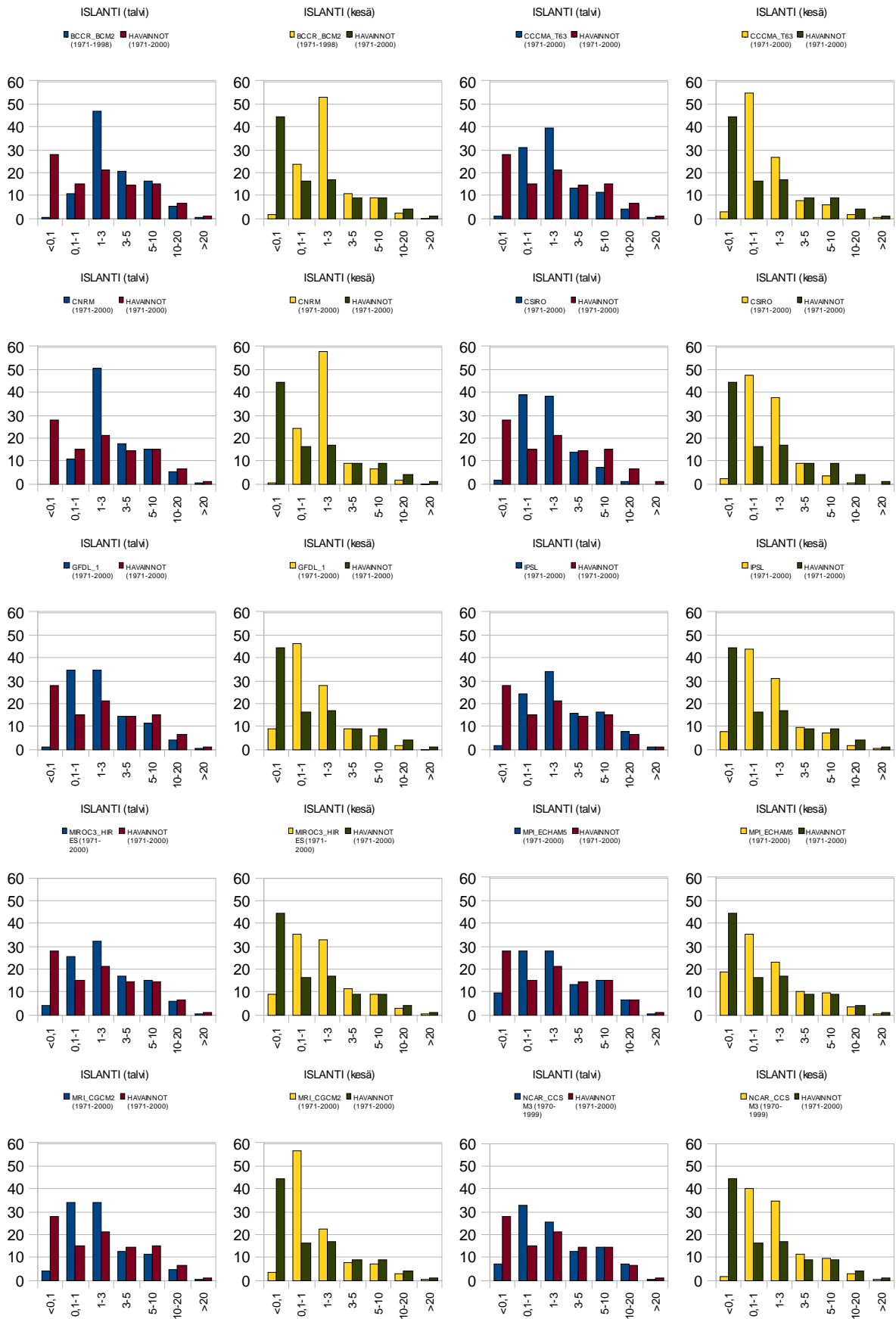
- climate change assessments of the hydrological cycle. *Clim. Change*, **99**, 321-329.
- Smith, R.D. ja P.R. Gent, 2002: *Reference Manual for the Parallel Ocean Program (POP), Ocean Component of the Community Climate System Model (CCSM2.0 and 3.0)*. Tech. Rep. LA-UR-02-2484, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, NM, <http://www.cesm.ucar.edu/models/ccsm3.0/pop/>.
- Sugiyama, M., H. Shiogama ja S. Emori, 2010: Precipitation extreme changes exceeding moisture content increases in MIROC and IPCC climate models. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **107**, 571-575.
- Sun, Y., S. Solomon, A. Dai ja R.W. Portmann, 2006: How often does it rain? *J. Climate*, **19**, 916-934.
- Sun, Y., S. Solomon, A. Dai ja R.W. Portmann, 2007: How often will it rain? *J. Climate*, **20**, 4801-4818.
- Tao, W.-K. ja M.W. Moncrieff, 2009: Multiscale cloud system modeling. *Rev. Geophys.*, **47**, RG4002, doi:10.1029/2008RG000276.
- Tapiador, F.J. ja E. Sánchez, 2008: Changes in the European precipitation climatologies as derived by an ensemble of regional models. *J. Climate*, **21**, 2540-2557.
- Tapiador, F.J., E. Sánchez ja M.A. Gaertner, 2007: Regional changes in precipitation in Europe under an increased greenhouse emissions scenario. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L06701, doi:10.1029/2006GLO029035.
- Trenberth, K.E., A. Dai, R.M. Rasmussen ja D.B. Parsons, 2003: The changing character of precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 1205-1217.
- Tsonis, A.A., 2007: *An Introduction to Atmospheric Thermodynamics 2nd Edition*. Cambridge University Press, 187 s.
- Venäläinen, A., K. Jylhä, T. Kilpeläinen, S. Saku, H. Tuomenvirta, A. Vajda ja K. Ruosteenoja, 2009: Recurrence of heavy precipitation, dry spells and deep snow cover in Finland based on observations. *Bor. Env. Res.*, **14**, 166-172.
- Vidale, P.L., D. Lüthi, R. Wegmann ja C. Schär, 2007: European summer climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble. *Clim. Change*, **81**, 209-232.
- Weigel, A.P., R. Knutti, M.A. Liniger ja C. Appenzeller, 2010: Risks of model weighting in multimodel climate projections. *J. Climate*, **23**, 4175-4191.
- Willett, K.M., P.D. Jones, N.P. Gillett ja P.W. Thorne, 2008: Recent changes in surface humidity: development of the HadCRUH dataset. *J. Climate*, **21**, 5364-5383.
- Ylhäisi, J., 2009: *Sademääräsimulaatiot ENSEMBLES-hankkeen alueellisissa ilmastomalleissa*. Pro Gradu -tutkielma, Helsingin yliopiston fysiikan laitos, 81 s.
- Ylhäisi, J.S., H. Tietäväinen, P. Peltonen-Sainio, A. Venäläinen, J. Eklund, J. Räisänen ja K. Jylhä, 2010: Growing season precipitation in Finland under recent and projected

climate. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **10**, 1563-1574.

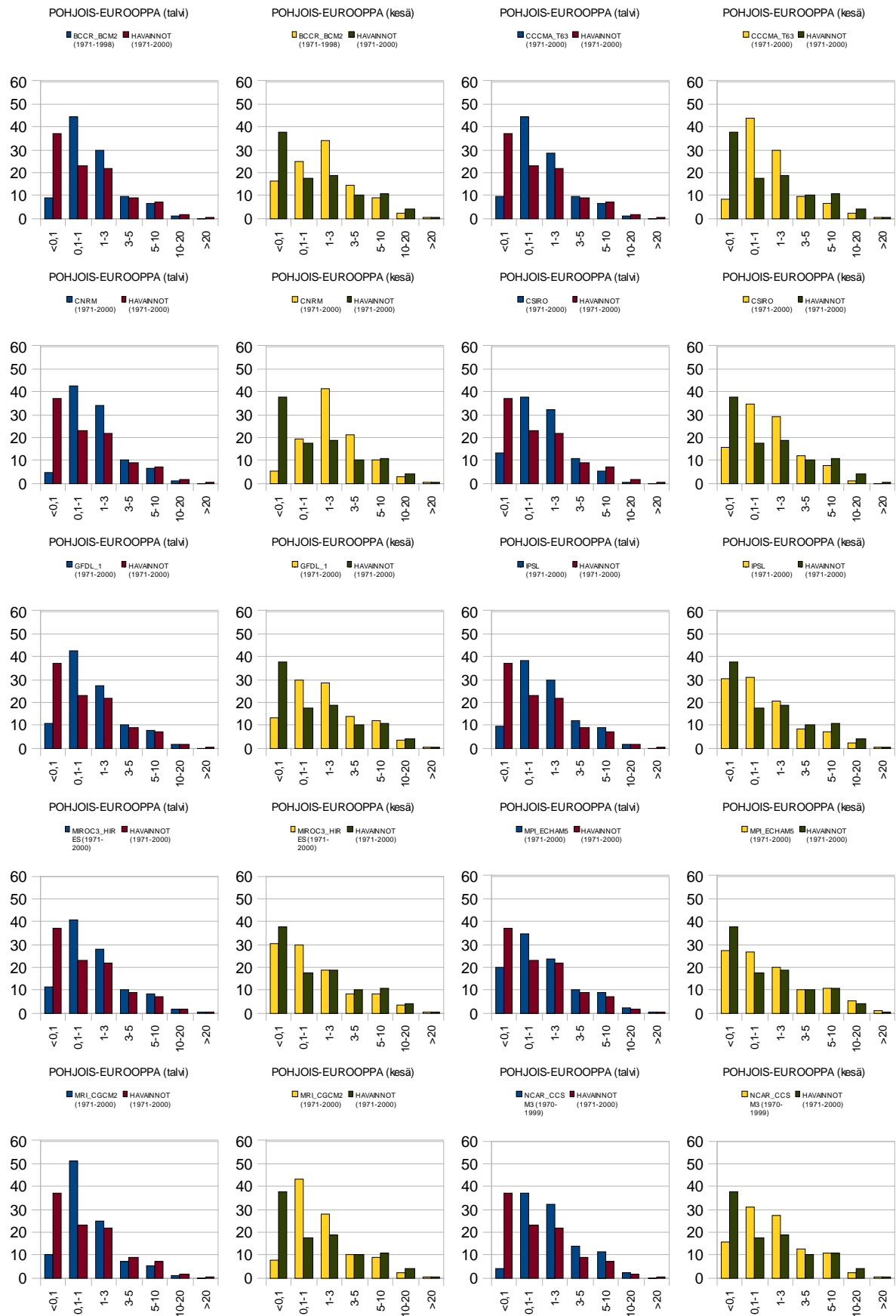
Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Sugi, Y. Kitamura, M. Hosaka, K. Shibata, S. Maeda ja T. Uchiyama, 2001: The new Meteorological Research Institute global ocean-atmosphere coupled GCM (MRI-CGCM2) -- Model climate and variability. *Papers Meteorol. Geophys.*, **51**, 47-88.

LIITE 1. SADEPÄIVIEN FREKVENSIIJAKAUMAT VERTAILUJAKSOLLA

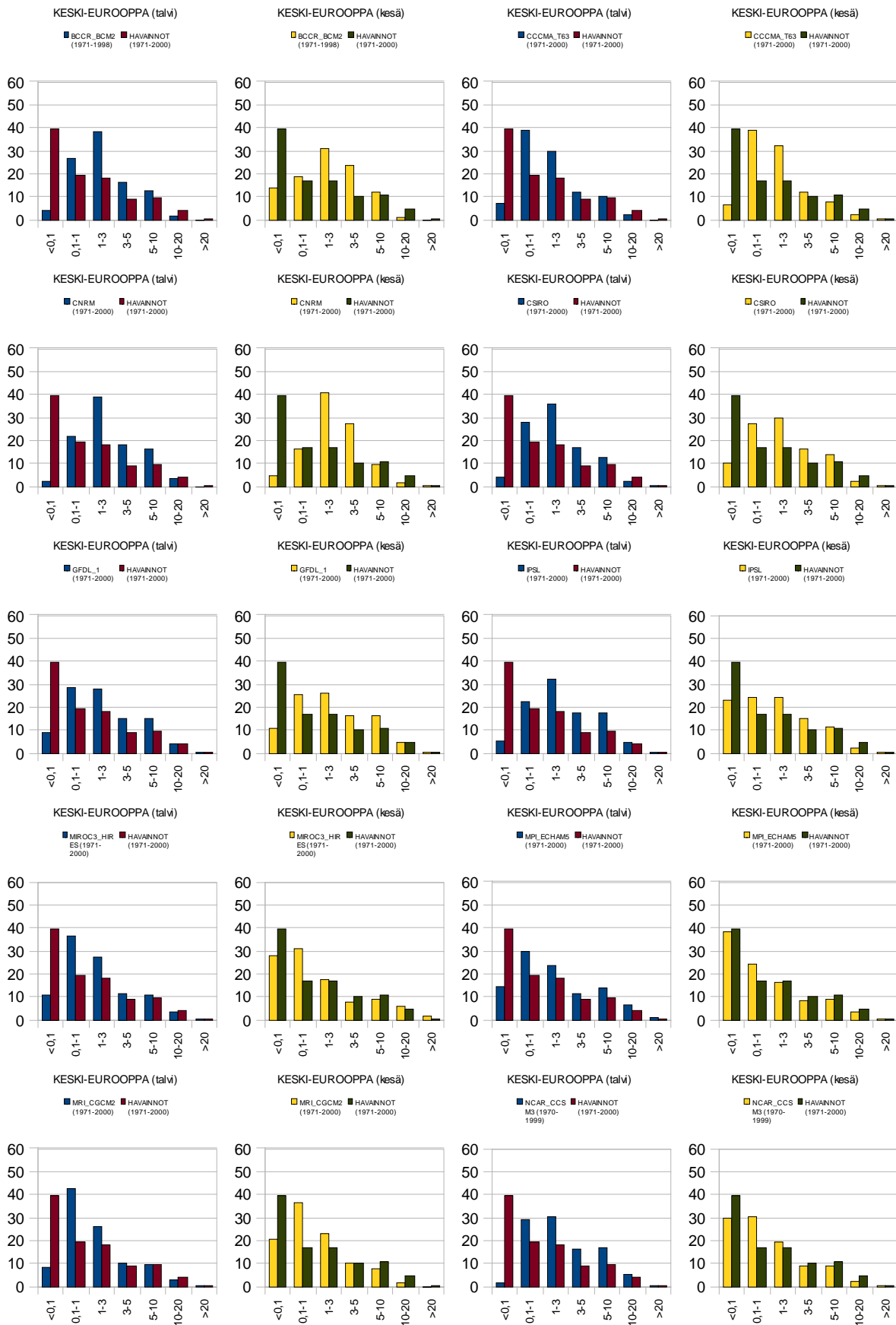
Liitteessä esitetään vuorokauden sademäärän (mm) perusteella eri frekvenssiluokkiin jaoteltujen päivien suhteelliset osuudet prosentteina viiden alueen (kuva 4.3) aluekeskiarvoina yksittäisten ilmastomallien tulosten ja havaintojen mukaan erikseen talvella ja kesällä vertailujaksolla 1971-2000.



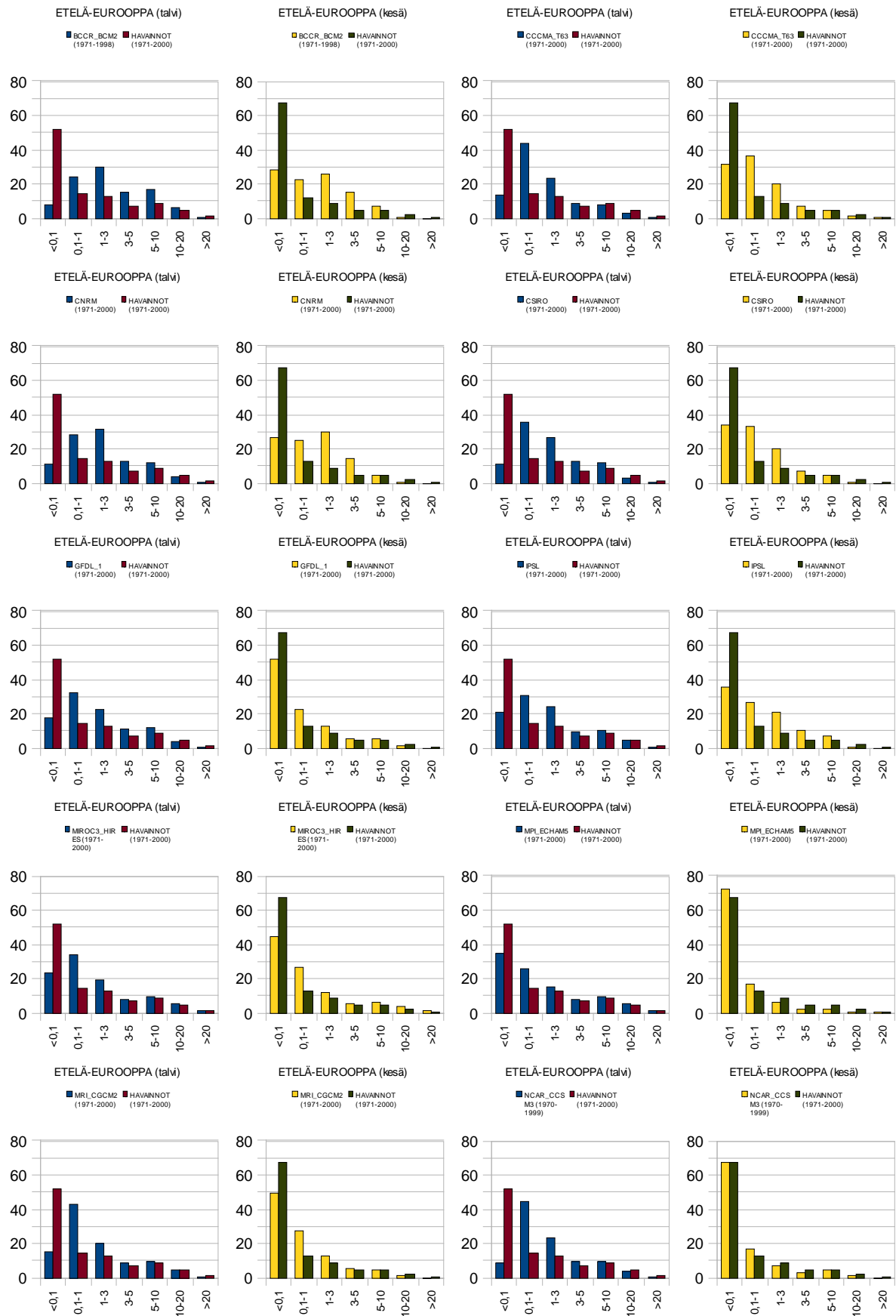
Kuva LI.1. Vuorokauden sademäärän (mm) perusteella eri frekvenssiluokkiin jaoteltujen päivien suhteelliset osuudet (%) Islannin aluekeskiarvona yksittäisten ilmastomallien tulosten ja havaintojen mukaan, erikseen talvella ja kesällä jaksolla 1971-2000.



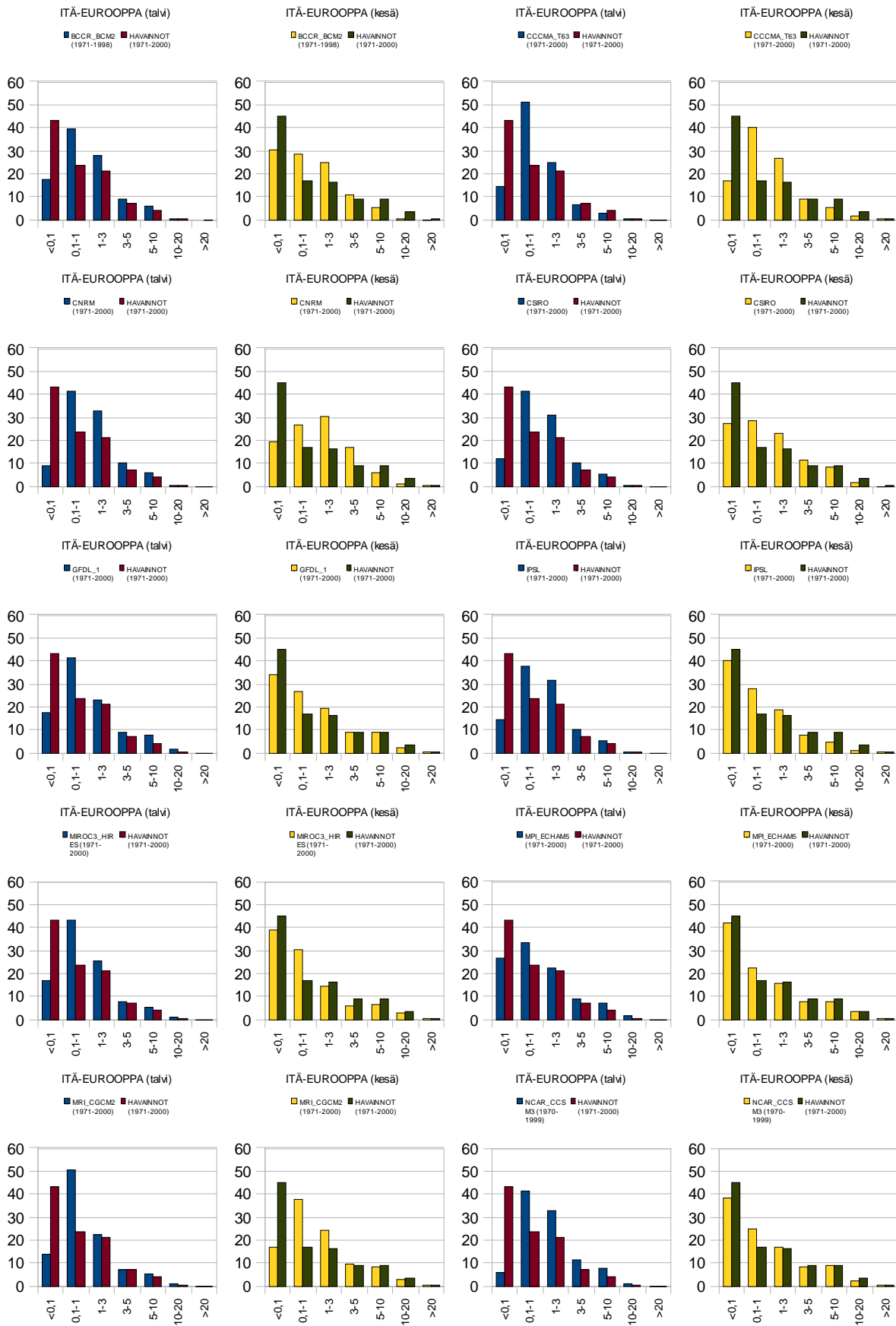
Kuva L1.2. Vuorokauden sademäärän (mm) perusteella eri frekvenssiluokkiin jaoteltujen päivien suhteelliset osuudet (%) Pohjois-Euroopan aluekeskiarvona yksittäisten ilmastomallien tulosten ja havaintojen mukaan, erikseen talvella ja kesällä jaksolla 1971-2000.



Kuva LI.3. Vuorokauden sademäärän (mm) perusteella eri frekvenssiluokkiin jaoteltujen päivien suhteelliset osuudet (%) Keski-Euroopan aluekeskiarvona yksittäisten ilmastomallien tulosten ja havaintojen mukaan, erikseen talvella ja kesällä jaksolla 1971-2000.



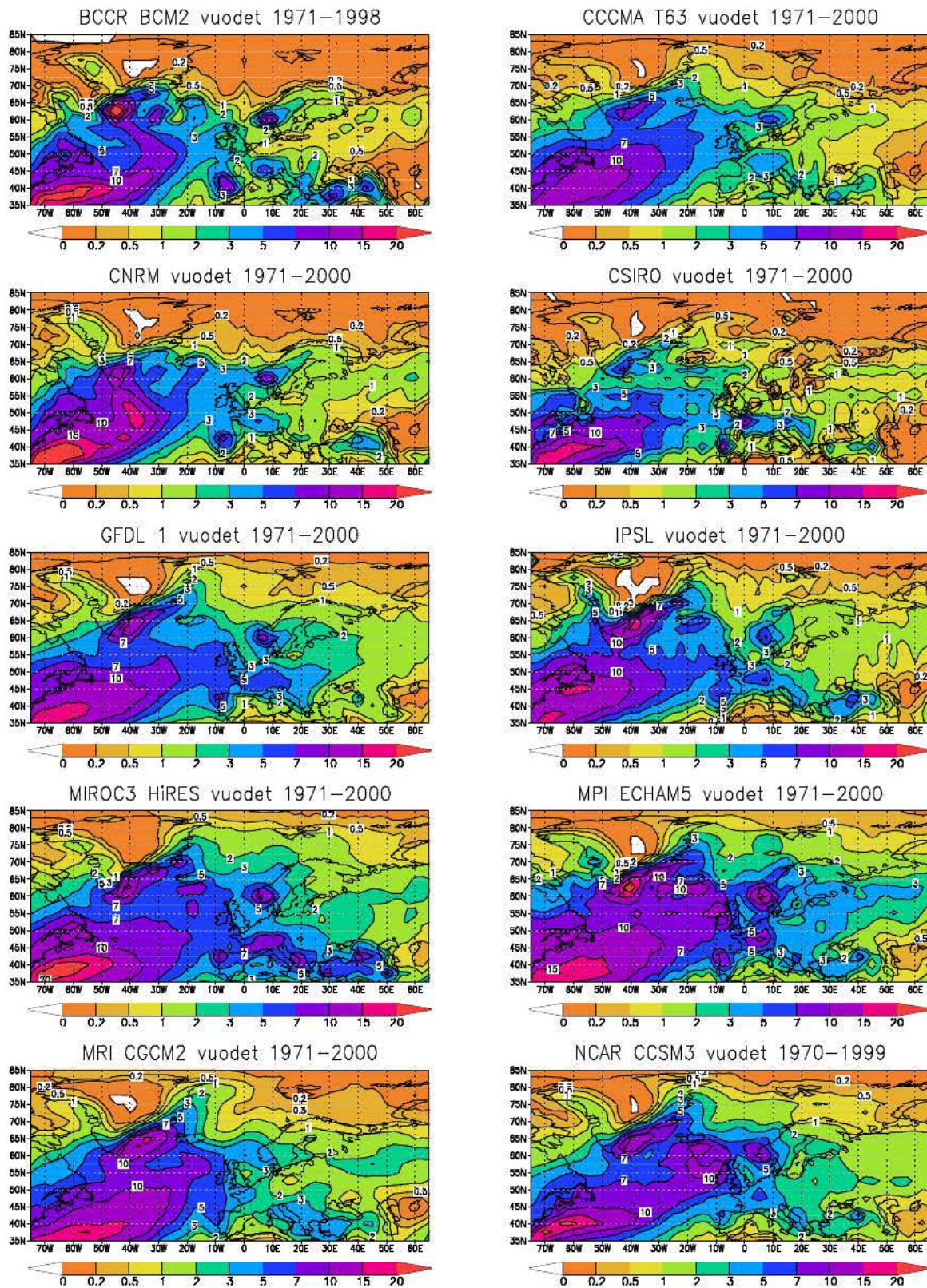
Kuva 11.4. Vuorokauden sademäärän (mm) perusteella eri frekvenssiluokkiin jaoteltujen päivien suhteelliset osuudet (%) Etelä-Euroopan aluekeskiarvona yksittäisten ilmastomallien tulosten ja havaintojen mukaan, erikseen talvella ja kesällä jaksolla 1971-2000.



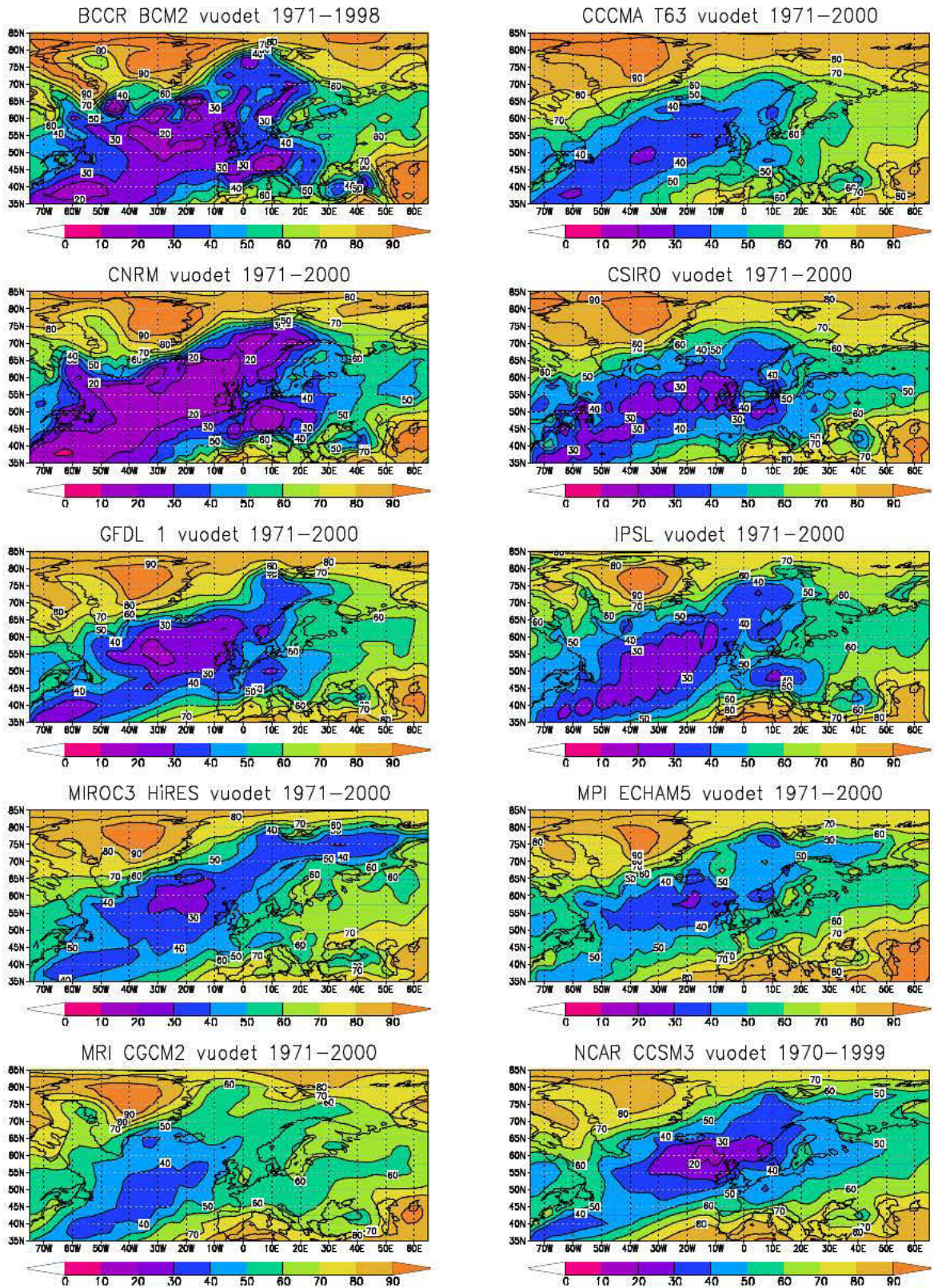
Kuva LI.5. Vuorokauden sademäärän (mm) perusteella eri frekvenssiluokkiin jaoteltujen päivien suhteelliset osuudet (%) Itä-Euroopan aluekeskiarvona yksittäisten ilmastomallien tulosten ja havaintojen mukaan, erikseen talvella ja kesällä jaksolla 1971-2000.

LIITE 2. RANKKASADEPÄIVÄT JA POUTAPÄIVÄT VERTAILUJAKSOLLA

Liitteessä esitetään rankkasadepäivien (vuorokauden sademäärä vähintään 10 mm) ja poutapäivien (vuorokauden sademäärä alle 1 mm) keskimääräinen vuotuinen osuus yksittäisten ilmastomallien tulosten mukaan vertailujaksolla 1971-2000.



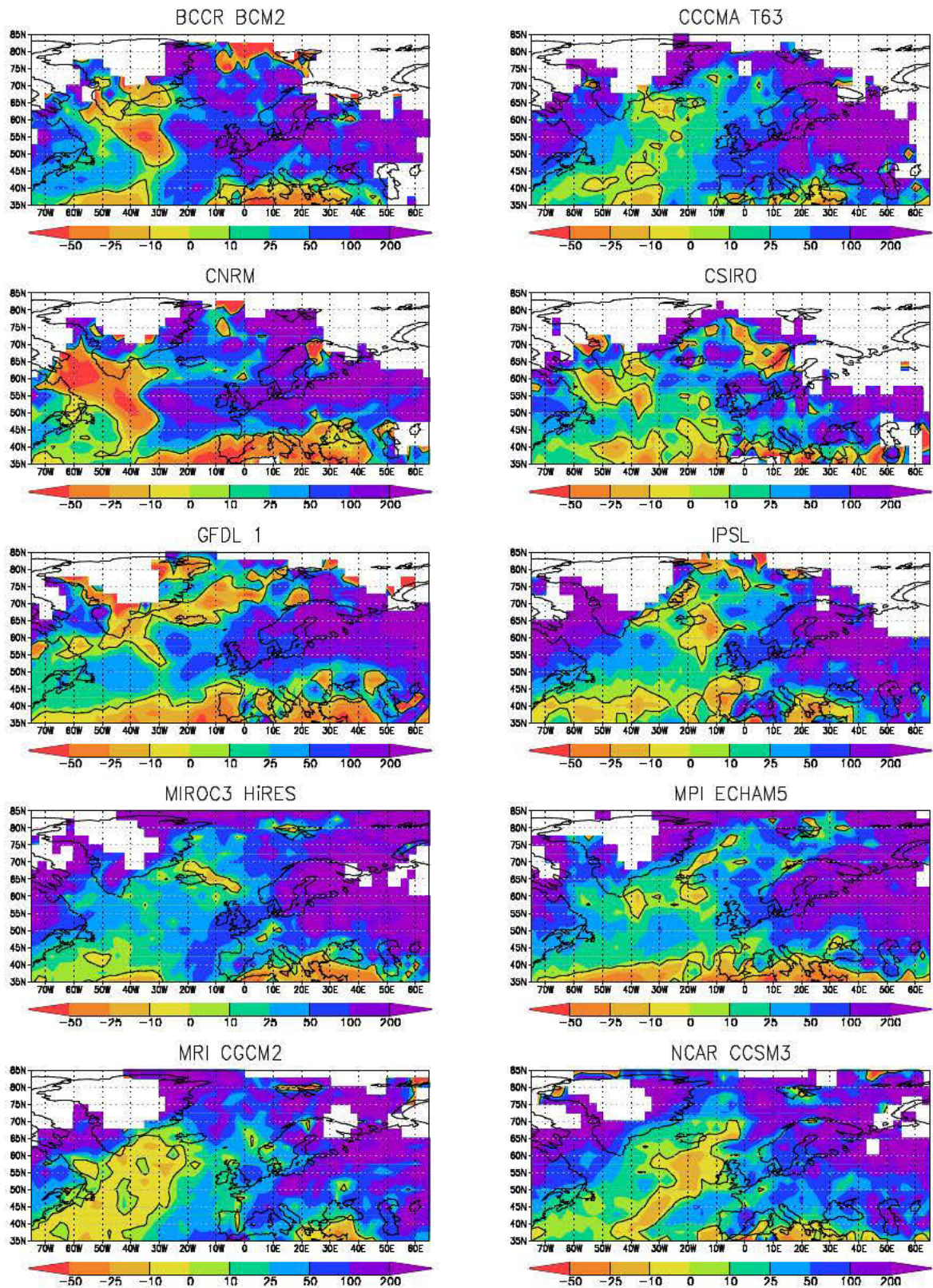
Kuva L2.1. Rankkasadepäivien (vuorokauden sademäärän vähintään 10 mm) vuotuinen osuus (%) yksittäisten ilmastomallien tulosten mukaan jaksolla 1971-2000.



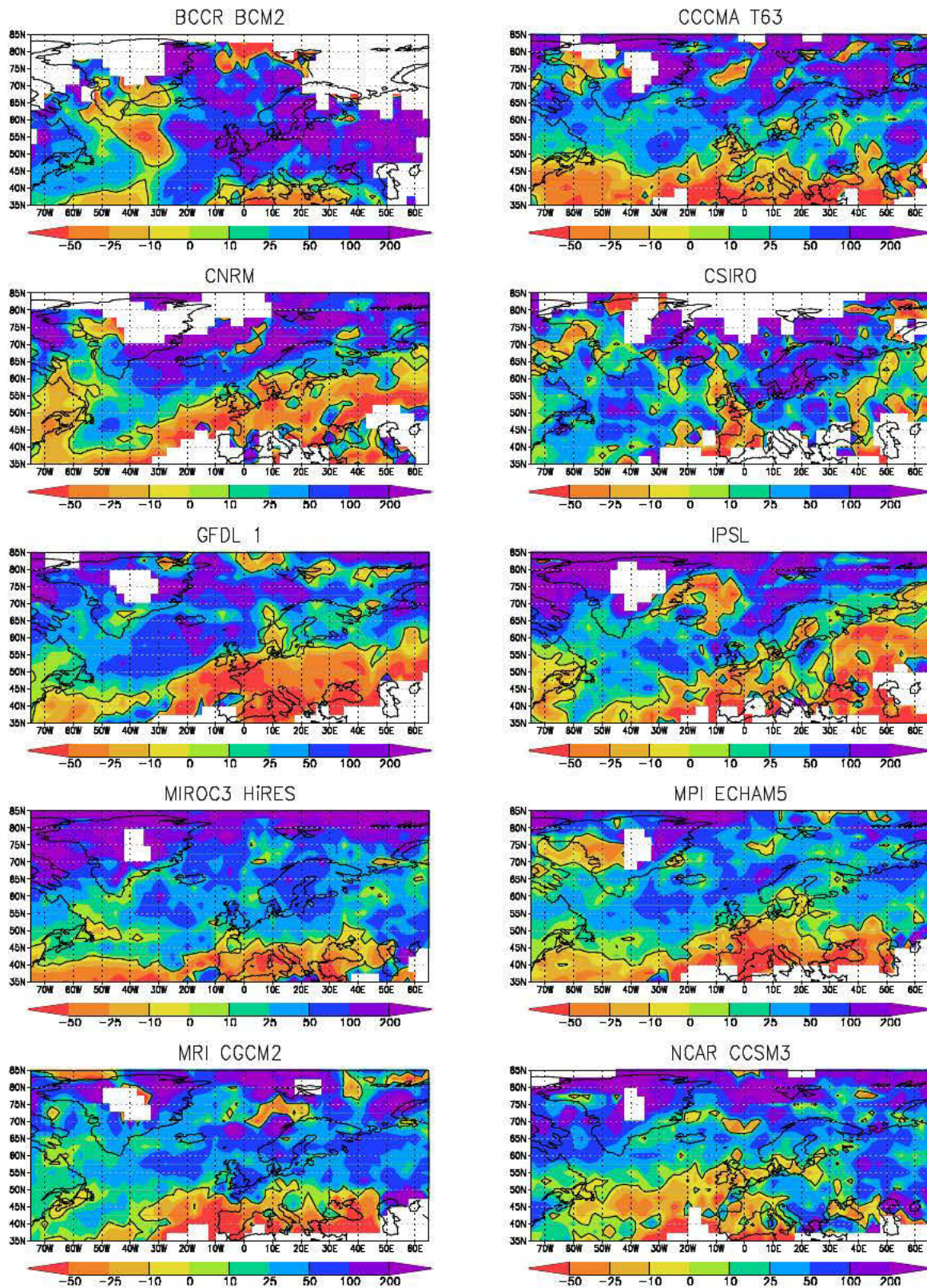
Kuva L2.2. Poutapäivien (vuorokauden sademäärä alle 1 mm) vuotuinen osuus (%) yksittäisten ilmastomallien tulosten mukaan jaksolla 1971-2000.

LIITE 3. SADEINDEKSIEN MUUTOKSIA A1B-SKENAARIOSSA

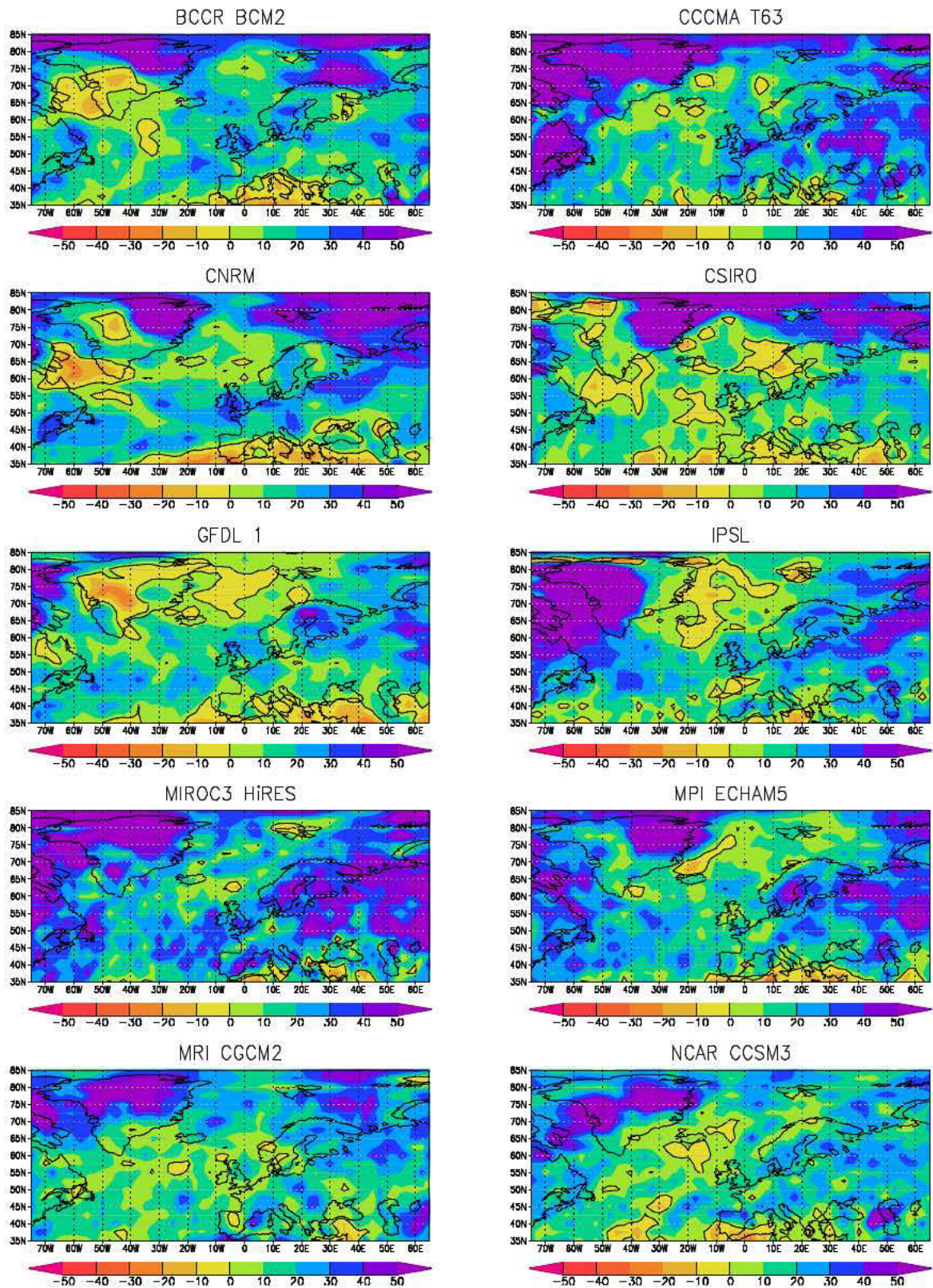
Liitteessä esitetään valikoitujen sadeindeksien muutokset yksittäisten ilmastomallien tulosten perusteella erikseen talvella ja kesällä siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaariossa



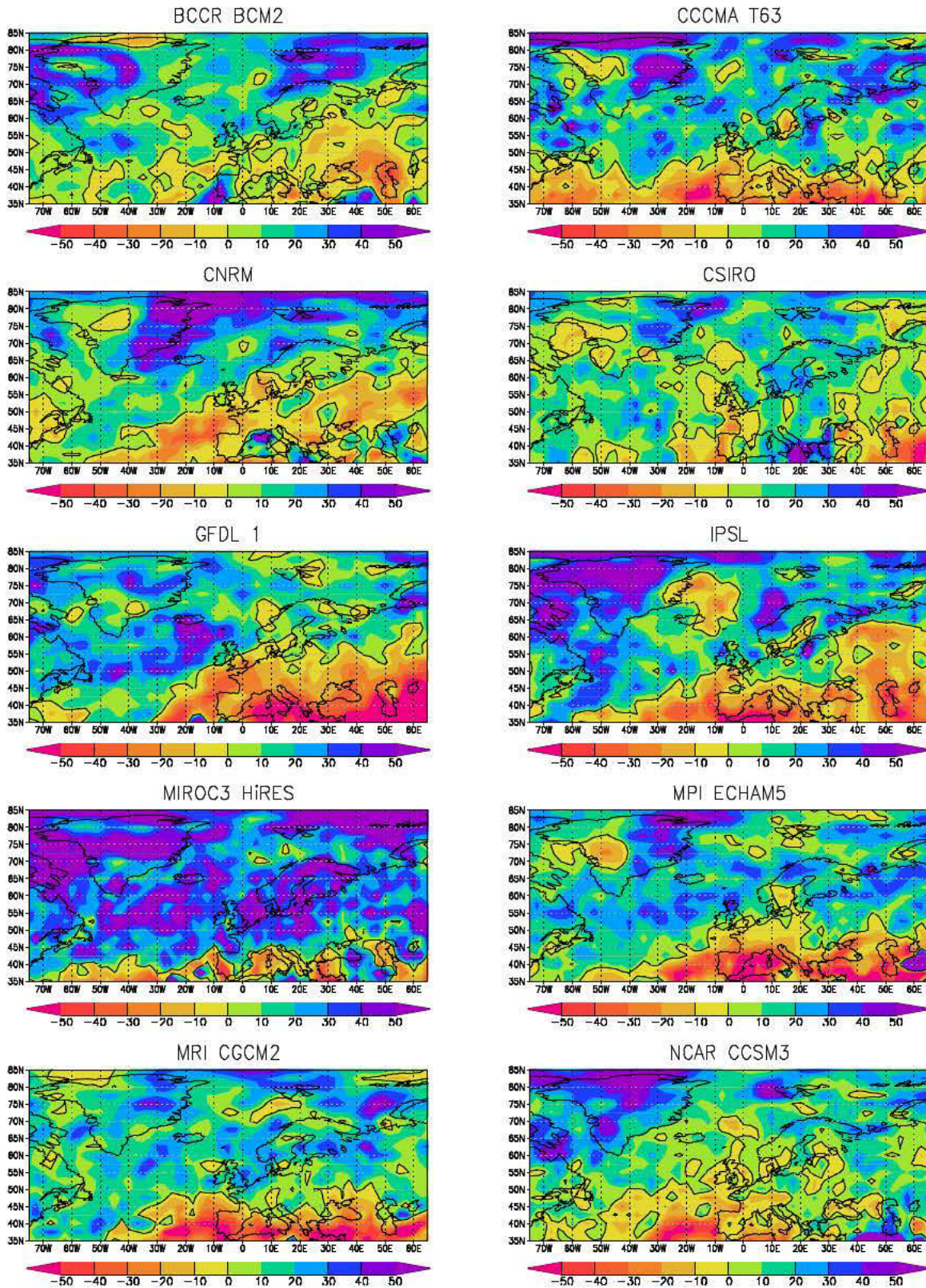
Kuva L3.1. Talven (joulu-helmikuu) rankkasadepäivien (vuorokauden sademäärä vähintään 10 mm) lukumäärän muutos (%) yksittäisten ilmastomallien tulosten perusteella siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan. Kartan valkoisilla alueilla ei vertailujaksolla esiintynyt yli 10 mm:n vuorokausisademääriä.



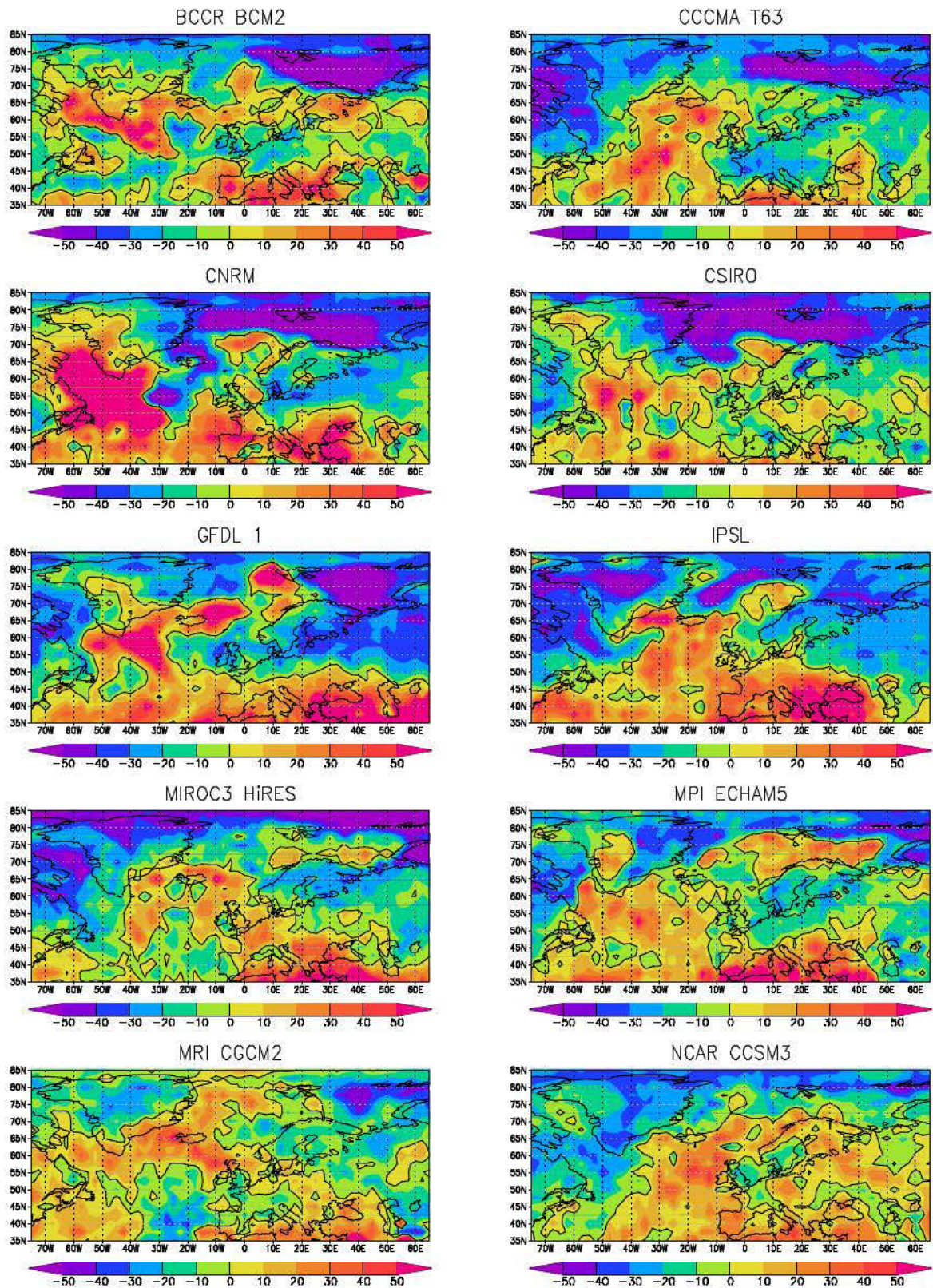
Kuva L3.2. Kesän (kesä-elokuu) rankkasadepäivien (vuorokauden sademäärä vähintään 10 mm) lukumäärän muutos (%) yksittäisten ilmastomallien tulosten perusteella siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan. Kartan valkoisilla alueilla ei vertailujaksolla esiintynyt yli 10 mm:n vuorokausisademääriä.



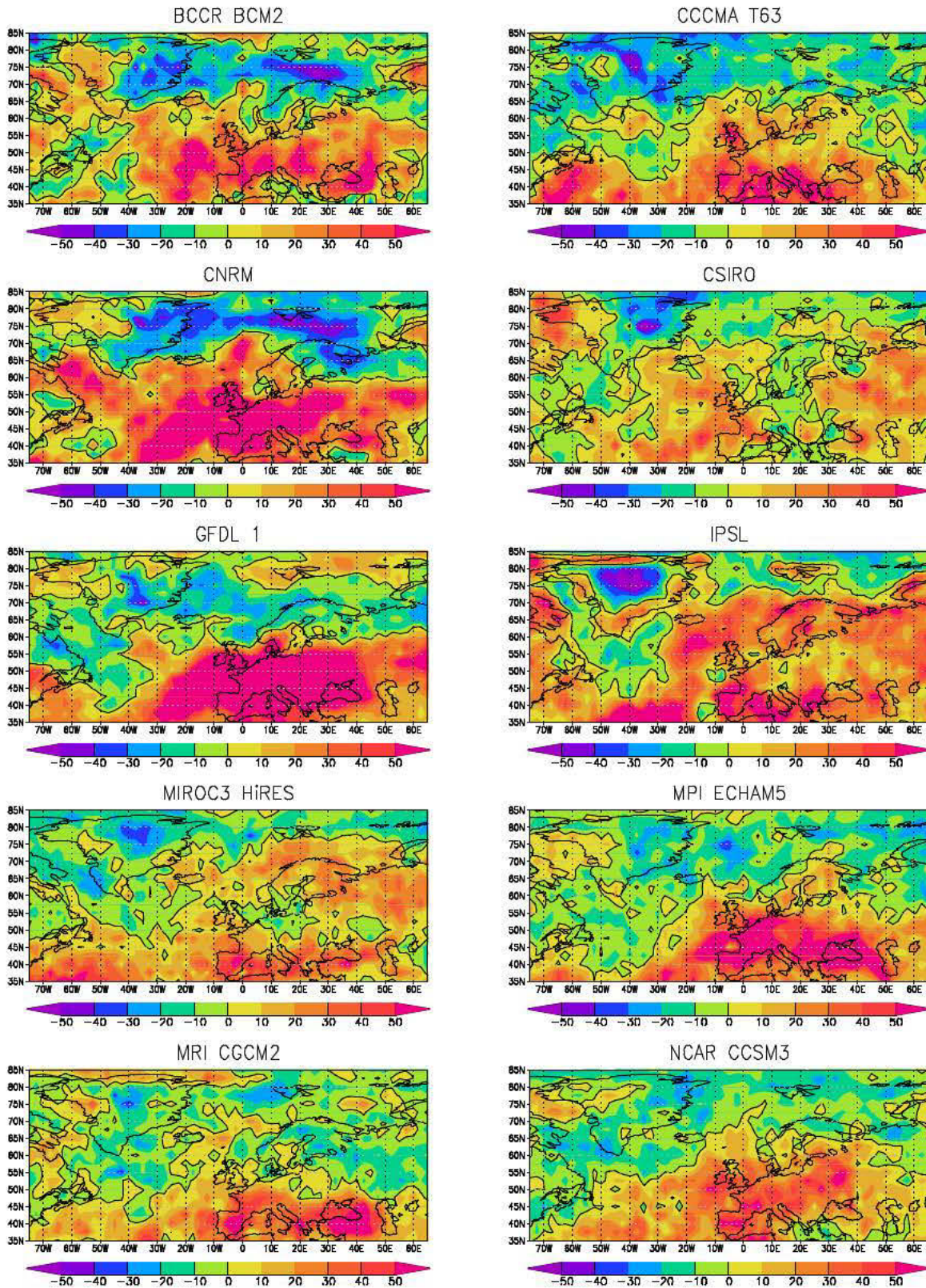
Kuva L3.3. Talven (joulu-helmikuu) keskimäärin suurimman vuorokausisademäärän muutos (%) yksittäisten ilmastomallien tulosten perusteella siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan.



Kuva L3.4. Kesän (kesä-elokuu) keskimäärin suurimman vuorokausisademäärän muutos (%) yksittäisten ilmastomallien tulosten perusteella siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan.



Kuva L3.5. Talven (joulu-helmikuu) keskimäärin pisimmän poutajakson pituuden muutos (%) yksittäisten ilmastomallien tulosten perusteella siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan.



Kuva L3.6. Kesän (kesä-elokuu) keskimäärin pisimmän poutajakson pituuden muutos (%) yksittäisten ilmastomallien tulosten perusteella siirryttäessä jaksolta 1971-2000 jaksolle 2081-2100 A1B-skenaarion mukaan.