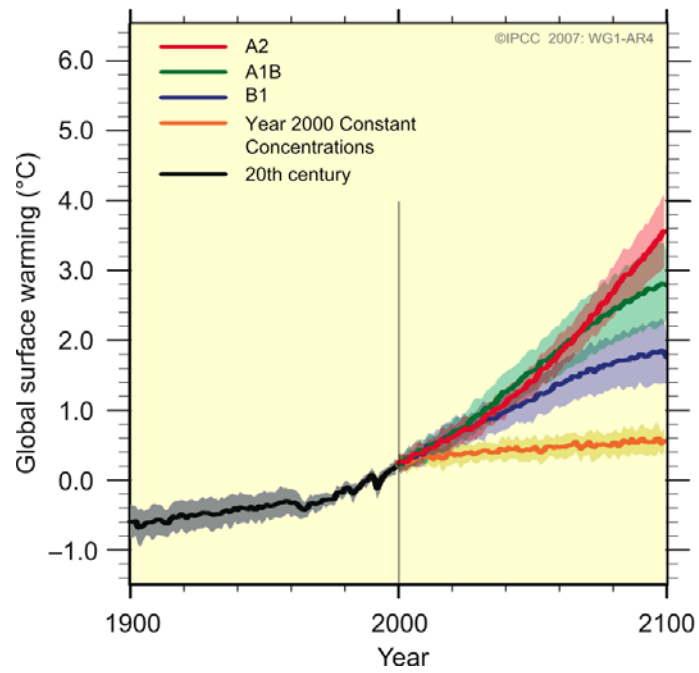


Helsingin yliopiston fysiikan laitos



KASVIHUONEILMIÖ, ILMASTONMUUTOS JA VAIKUTUKSET

Jouni Räisänen

Helsinki 2008

Sisältö

1. Johdanto	1
2. Kasvihuoneilmiö	3
2.1 Luonnollinen kasvihuoneilmiö.....	3
2.2 Maapallon pinnan ja ilmakehän lämpötasapaino	9
2.3 Kasvihuoneilmiön voimistuminen. Säteilypakote, herkkyysparametri.	9
2.4 Säteilypakotteen täsmällinen määritelmä ja sen perustelu.....	11
2.5 Palauteilmiöt	13
2.6 Kasvihuoneilmiö Marsissa ja Venuksessa	15
3. Tähänastiset ilmastovaihtelut	16
3.1 Ilmastovaihtelut ennen meteorologisten mittausten aikakautta	16
3.1.1 Keinoja menneiden aikojen ilmaston arvioimiseksi	16
3.1.2 Maapallon ilmastohistorian pääpiirteitä	17
3.1.3 Menneiden ilmastovaihteluiden syistä	19
3.2 Ilmaston vaihtelu viimeisten 100-150 vuoden aikana.....	21
3.2.1 Keskimääräinen pintalämpötila.....	22
3.2.2 Pintalämpötilan vuorokausivaihtelu.....	23
3.2.3 Lämpötila vapaassa ilmakehässä.....	24
3.2.4 Meriveden lämpötila pintaa syvemmillä	26
3.2.5 Muutokset jää- ja lumipeitteessä.....	26
3.2.6 Sademäärä	27
3.2.7 Pilvisuus ja vesihöyry	28
3.2.8 Ilmakehän kiertoliike	29
3.2.9 Ääri-ilmiöt.....	29
3.2.10 Yhteenveto	31
4. Säteilypakotteen aiheuttajat	33
4.1 Hyvin sekoittuneet kasvihuonekaasut	36
4.1.1 Nykyiset pitoisuudet ja säteilypakote.....	36
4.1.2 Ominaislämmitysvaikutus, poistuma-aika ja tehollinen CO ₂ -pitoisuus.....	37
4.1.3 Lähteet ja nielut.....	38
4.2 Stratosfäärin ja troposfäärin otsoni	41
4.3 Hiukkasten suora vaikutus	42
4.4 Hiukkasten epäsuora vaikutus.....	45
4.5 Aurinko ja tulivuoret	47
4.6 Säteilypakotteiden alueellinen jakauma.....	50
4.7 Yhteenveto	51
5. Hiilen kiertokulku	53
5.1 Hiilen luonnollinen kiertokulku	53
5.2 Hiilidioksidipitoisuuden vaihtelu ennen teollista aikakautta	56
5.3 Ihmiskunnan toimien vaikutus hiilen kiertokulkuun	57
6. Päästö- ja pitoisuusskenaariot	62
6.1 Päästöjen suuruuteen vaikuttavista tekijöistä.....	62
6.2 SRES-päästöskenaariot	62
6.3 Muutokset ilmakehän koostumuksessa ja säteilypakotteessa	65
6.4 Vakiinnuttamisskenaariot.....	66
7. Ilmastomallit	68
7.1 Kolmiulotteiset kytketyt ilmakehä-valtamerimallit	68
7.2 Nykyisen ilmaston simulointi kytketyillä ilmastomalleilla.....	72
7.3 Meren pintakerrokseen kytketyt kolmiulotteiset ilmakehämallit.....	75

7.4 Yksinkertaisempia maailmanlaajuisia ilmastomalleja.....	76
7.5 Alueelliset ilmastomallit	78
7.6. Ilmastomalleilla tehtävät kokeet	79
7.7 Mallikokeiden tulosten tulkinta: signaalin erottaminen hälystä	81
8. Odotettavissa olevat ilmastomuutokset mallien mukaan.....	84
8.1 Keskilämpötilan muutos	84
8.1.1 Tasapainokokeet ja idealisoidut vähittäisen muutoksen kokeet	84
8.1.2 Realistisiin päästöskenaarioihin perustuvat kokeet	88
8.2 Sademäärän muutos	92
8.3 Muutokset jää- ja lumipeitteessä.....	94
8.4 Maaperän kosteus.....	96
8.5 Pilvisyys.....	98
8.6 Ilmakehän ja valtameren kiertoliike	99
8.7 Muutokset ilmaston vaihtelevuudessa ja ääri-ilmiöissä.....	101
8.7.1 Lämpötilan vaihtelevuus ja ääriarvot.....	102
8.7.2 Rankkasateet ja kuivuus.....	103
8.7.3 Tuulisuus ja myrskyt.....	104
8.7.4 El Niño ja La Niña	106
8.8 Ilmastomuutos Pohjois-Euroopassa.....	106
8.9 Yhteenveto	110
9. Mallitulosten vertailua havaittuihin ilmastomuutoksiin	113
9.1 Onko ihmiskunta jo vaikuttanut maapallon ilmastoon?.....	113
9.2 Voidaanko ilmaston herkkyyttä kasvihuonekaasujen lisääntymiselle päätellä havaintojen perusteella?	117
10. Merenpinnan nousu.....	120
10.1 Merenpinnan korkeuteen vaikuttavat tekijät.....	120
10.2 Merenpinnan korkeuden aiemmat vaihtelut.....	122
10.3 Merenpinnan korkeuden tulevat muutokset.....	125
11. Ilmastomuutosten vaikutukset ja niihin sopeutuminen.....	130
11.1 Vesivarat, kuivuus ja tulvat.....	132
11.2 Maataloustuotanto.....	135
11.3 Merenpinnan nousun vaikutuksia	138
11.4 Ihmisten terveys.....	140
11.5 Elollinen luonto ja metsätalous.....	142
11.6 Muita vaikutuksia	145
11.7 Ilmastomuutoksen taloudelliset kustannukset	146
11.8 Yhteenveto	148
12. Ilmastomuutosten torjunta	150
12.1 Hiilidioksidipäästöjen vähentäminen.....	151
12.1.1 Energiankäytön tehostaminen	153
12.1.2 Energiantuotannon hiili-intensiteetin vähentäminen	155
12.1.3 Muita tapoja hillitä ilmakehän hiilidioksidin lisääntymistä.....	159
12.2 Muut kasvihuonekaasut ja noki	160
12.3 Maapallolle imeytyvän auringonsäteilyn vähentäminen	161
12.4 Taloudellisia ja yhteiskunnallisia näkökulmia.....	162
12.5 Kansainvälinen yhteistyö.....	166
12.6 Yksittäisen ihmisen vaikutuskeinot	168
Liite: perustietoja ilmakehästä.....	170
Kirjallisuusluettelo.....	175

Esipuhe

Tämä moniste on laadittu oppikirjaksi Helsingin yliopiston fysiikan laitoksen samannimiselle kurssille. Kurssi on pyritty laatimaan niin, että se on mahdollista suorittaa kunnialla melko vähäisilläkin meteorologian pohjatiedoilla – se soveltuu siis myös meteorologian sivuaineopiskelijoille. Tarpeettoman monimutkaista matematiikkaakin on pyritty välttämään. Toisaalta on kuitenkin haluttu antaa monipuolinen ja ajan tasalla oleva kuva ilmastonmuutoksiin liittyvistä moninaisista tieteellisistä kysymyksistä. Niinpä kurssilla sivutaan monilla muilla meteorologian kursseilla opetettavia asioita (esim. Fysikaalisen klimatologian perusteet, Ilmakehän yleinen kiertoliike I, Havaintojen tilastollinen käsittely ja Ilmakemia) samoin kuin myös pintapuolisesti esim. meritieteen, kasvifysiologian ja taloustieteen alkeita. Aiempien opintojen antama ”tieteellinen yleissivistys” siis helpottaa kurssin suorittamista ja auttaa saamaan siitä enemmän irti.

Monistetta kirjoitettaessa on käytetty hyväksi lukuisia eri lähteitä (kirjallisuusluettelo). Näistä tärkeimpiä ovat Hallitustenvälisen Ilmastonmuutospaneelin raporttien (erityisesti Solomon ym. 2007) lisäksi Houghtonin (1997) kirja *“Global Warming: the Complete Briefing”* sekä Harveyn (2000) kirja *“Global Warming: the Hard Science”*. Molemmat mainitut kirjat soveltuvat jatkolukemiseksi asioista enemmän kiinnostuneille. Houghtonin kirja on yleistajuinen ja helposti luettavissa melko vähilläkin pohjatiedoilla. Harveyn kirja on vaativampi, mutta se myös paneutuu kasvihuoneilmaston voimistumiseen liittyviin luonnontieteellisiin kysymyksiin Houghtonin kirjaa syvällisemmin.

Monisteen ensimmäinen painos ilmestyi vuonna 2004, silloin kurssin vanhalla nimellä ”Kasvihuoneilmaston voimistuminen ja sen vaikutukset”. Nyt käsillä oleva toinen painos ei perusrakenteeltaan eroa edeltäjästään. Monia kohtia on kuitenkin päivitetty viime vuosina julkaistujen uusien tutkimustulosten ja erityisesti Hallitustenvälisen Ilmastonmuutospaneelin tuoreimman, vuonna 2007 ilmestyneen arviointiraportin huomioon ottamiseksi.

Monisteesta löytyvistä virheistä pyydetään huomauttamaan tekijälle.

Helsingissä, helmikuussa 2008

Jouni Räisänen

1. Johdanto

Kaikkien maapallon ilmakehässä havaittavien sääilmiöiden perimmäinen energianlähde on auringonsäteily, jota saapuu ilmakehän ulkorajalle keskimäärin runsaat 340 W/m^2 . Keskimäärin 30% tästä ulkorajalle tulevasta säteilyenergiasta heijastuu takaisin avaruuteen. Valtaosa eli 70% kuitenkin imeytyy joko pinnalle (50%) tai ilmakehään (20%) ja jää siten lämmittämään maapalloa. Jotteri planeettamme jatkuvasti lämpenisi, täytyy sen keskimäärin säteillä lämpösäteilyä avaruuteen yhtä paljon kuin auringonsäteilyä kaikkiaan imeytyy sen pinnalle ja ilmakehään.

Maapallon ilmakehä läpäisee auringonsäteilyä varsin hyvin. Maan pinnan lähettämästä pidempiaaltoisesta lämpösäteilystä sen sijaan valtaosa imeytyy ilmakehän kaasuihin ja pilviin, jotka puolestaan säteilevät lämpösäteilyä sekä alas maapallon pintaa kohti että ylös avaruutta kohti. Koska lämpötila laskee ilmakehän alaosissa ylöspäin mentäessä, avaruuteen karkaava lämpösäteily on pääosin peräisin paljon maapallon pintaa kylmemmistä ilmakerroksista. Kylmyyteensä vuoksi nämä ilmakerrokset säteilevät lämpösäteilyä heikommin kuin maan pinta, joten säteilyä karkaa avaruuteen vähemmän kuin sitä pinnalta lähtee. Tämä ns. luonnollinen kasvihuoneilmiö pitää maapallon keskimääräisen pintalämpötilan yli 30°C korkeampana kuin planeetallamme imeytyvän auringonsäteilyn määrä edellyttäisi. Luonnollinen kasvihuoneilmiö johtuu pääosin muutamista maapallon ilmakehässä esiintyvistä kaasuista (esim. vesihöyry H_2O , hiilidioksidi CO_2 , metaani CH_4 , ilokaasu N_2O ja otsoni O_3), jotka imevät lämpösäteilyä tehokkaasti, vaikka niiden osuus ilmakehän kokonaismassasta onkin pieni.

Ilman luonnollista kasvihuoneilmiötä maapallo olisi niin kylmä, että täällä tuskin olisi ainakaan nykyisenkaltaista elämää. Ihmiskunnan toimien, ennen muuta fossiilisten polttoaineiden käytön takia kasvihuoneilmiö on kuitenkin parhaillaan voimistumassa – hiilidioksidin ja monien muidenkin kasvihuonekaasujen pitoisuudet ilmakehässä kasvavat nopeasti. Havaintojen mukaan maapallon ilmasto onkin lämpenemässä: 1900-luvun aikana planeettamme keskimääräinen pintalämpötila nousi noin 0.7 asteella. Ainakin osa tästä lämpenemisestä on aiheutunut kasvihuonekaasujen lisääntymisestä. Jos kasvihuonekaasujen päästöt ei saada kuriin, maapallon lämpenemisen ja siihen liittyvien muiden ilmastomuutosten odotetaan kasvavan jatkossa paljon suuremmiksi. Muutoksista pelätään aiheuttavan tuntuva haittaa sekä ihmisille (etenkin kehitysmaissa, joissa ongelmia riittäisi muutenkin) että eläin- ja kasvikunnalle. Toisaalta päästöjen riittävän voimakas vähentäminen voi vaatia aineellisesta elintasosta tinkimistä. Ei siis ole ihme, että kasvihuoneilmiön voimistumisesta on tullut yksi aikamme tärkeimmistä ympäristökysymyksistä ja maailmanpolitiikan kiistakapuloista.

Tässä monisteessa esitellään aluksi (luku 2) ilmakehän luonnolliseen kasvihuoneilmiöön ja kasvihuoneilmiön voimistumiseen liittyviä peruskäsitteitä. Luvussa 3 paneudutaan lyhyesti ilmaston aikaisempiin vaihteluihin – toisaalta ilmastovaihteluihin aikana, jolloin ihmiskunnalla ei vielä ollut merkittävää vaikutusta ilmastoon, toisaalta vaihteluihin viimeksi kuluneiden sadan vuoden aikana. Luvussa 4 kerrotaan ilmakehän kasvihuonekaasujen lisääntymisestä sekä muista tekijöistä, jotka on syytä ottaa huomioon viimeaikaisia ilmastomuutoksia tulkittaessa ja ilmaston tulevaisuutta arvioitaessa. Luvussa 5 käsitellään kasvihuoneilmiön voimistumisen kannalta tärkeimmän kaasun, hiilidioksidin pitoisuuteen vaikuttavaa hiilen biogeokemiallista kiertokulkua. Tulevien ilmastomuutosten arviointiin tarvitaan myös arvioita siitä, miten eri kasvihuonekaasujen päästöt tulevaisuudessa kehittyvät (luku 6) sekä laskelmia ilmastojärjestelmän toimintaa simuloivilla tietokone-malleilla (luku 7). Luvussa 8 kerrotaan mallien antamista tuloksista: miten maapallon ja erityisesti Pohjois-Euroopan ilmasto muuttuisi tulevina vuosikymmeninä ja vuosisatoina, jos ilmakehän kasvihuonekaasujen pitoisuudet kasvavat siten kuin tällä hetkellä arvioidaan todennäköiseksi. Parhaiden arvioiden esittämisen lisäksi pyritään myös antamaan kuva mallituloksiin liittyvästä epävarmuudesta. Luvussa 9 verrataan malliennusteita jo havaittuihin ilmastomuutoksiin ja pohditaan,

mitä tulosten perusteella voidaan päätellä toisaalta havaittujen muutosten syistä, toisaalta mallien luotettavuudesta. Yksi ilmastoon odotettavissa olevan lämpenemisen tärkeimmistä seurauksista on merenpinnan nousu, jota käsitellään luvussa 10. Luvussa 11 kerrotaan ilmastomuutosten muista käytännön vaikutuksista. Lopuksi, luvussa 12, tarkastellaan mahdollisuuksia ilmastomuutosten hillitsemiseen kasvihuonekaasujen päästöjä vähentämällä.

Monisteen lopussa on lyhyt, perustietoa ilmakehästä ja meteorologiasta sisältävä liite. Siihen tutustuminen on hyödyksi ainakin niille, jotka eivät ole käyneet muita meteorologian kursseja.

2. Kasvihuoneilmiö

2.1 Luonnollinen kasvihuoneilmiö

Maapallo vaihtaa energiaa muun maailmankaikkeuden kanssa miltei yksinomaan säteilyn välityksellä. Toisaalta maapallo saa säteilyenergiaa auringolta, toisaalta se menettää energiaa säteilemällä itse lämpösäteilyä avaruuteen. Maan pinnalle ja ilmakehään imeytyvän auringonsäteilyn määrän on oltava keskimäärin sama kuin avaruuteen karkaavan lämpösäteilyn määrä. Jos näin ei olisi, maapallon ilmasto muuttuisi jatkuvasti vuosi vuodelta kuumemmaksi tai kylmemmäksi.

Aurinko säteilee likimain mustan kappaleen tavoin. Sen säteilyä lähettävän pinnan lämpötila on noin 5800 K, joten säteilytehoksi pinta-alayksikköä kohti saadaan Stefan-Boltzmannin laista

$$F = \sigma T^4 = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{K}^{-4} \times (5800\text{K})^4 = 6.4 \times 10^7 \text{ Wm}^{-2} \quad (2.1)$$

Kertomalla tämä auringon pinta-alalla saadaan auringon kokonaissäteilytehoksi $P_0 = 3.9 \times 10^{26} \text{ W}$. Tämä energia leviää pallomaisesti avaruuteen, joten maapallon keskimääräisellä etäisyydellä auringosta ($d = 149.6$ miljoonaa kilometriä) säteilyteho aurinkoa vasten kohtisuoralla pinnalla on

$$S_0 = \frac{P_0}{4\pi d^2} = 1367 \text{ Wm}^{-2} \quad (2.2)$$

S_0 :aa kutsutaan *aurinkovakioksi* (todellisuudessa tämä ”vakio” vaihtelee hiukan, ks. luku 4.5). Maapallolle kokonaisuudessaan auringonsäteilyä osuu yhtä paljon kuin sitä osuisi maapallon etäisyydellä auringosta olevalle ympyrälevylle, jonka säde on sama kuin maapallolla ($a = 6371 \text{ km}$). Tällaisen levyn etupuolen pinta-ala on πa^2 , maapallon kokonaispinta-ala taas on $4\pi a^2$. Maapallolle keskimäärin pinta-alayksikköä kohti osuva säteilyteho on siis

$$\frac{\pi a^2 S_0}{4\pi a^2} = \frac{S_0}{4} \approx 342 \text{ Wm}^{-2} \quad (2.3)$$

Ilmakehän ylärajalle tulevasta säteilystä keskimäärin runsaat 30% heijastuu takaisin avaruuteen maan pinnalta, pilvistä sekä ilmakehän hiukkasista ja kaasumolekyyleistä. Loput miltei 70% eli noin 235 Wm^{-2} imeytyy eli absorboituu joko maan pinnalle (lähes 50%) tai ilmakehään (noin 20%). Imeytynyt säteilyenergia muuntuu molekyylien liike-energiaksi, ts. lämmöksi.

Tarkastellaan seuraavaksi maapallon lähettämää lämpösäteilyä. Kuvitellaan aluksi, että maapallo olisi tasalämpöinen, ilmakehätön kappale, joka säteilee lämpösäteilyä mustan kappaleen tavoin (yhtälö (2.1)). Tasapainon vallitessa sen säteilytehon pinta-alayksikköä kohti on oltava sama kuin imeytyneen auringonsäteilyn määrä:

$$\sigma T_s^4 = \frac{S_0}{4} - \alpha \frac{S_0}{4} \approx 235 \text{ Wm}^{-2} \quad (2.4)$$

missä T_s on maapallon pintalämpötila ja $\alpha \approx 31\%$ on maapallon albedo eli heijastuskyky auringonsäteilylle. Tästä ehdosta saadaan ratkaistua

$$T_s = \sqrt[4]{235 \text{ Wm}^{-2} / 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{K}^{-4}} = 254\text{K} = -19^\circ\text{C} \quad (2.5)$$

Maapallon keskimääräinen havaittu pintalämpötila on $+14^\circ\text{C}$ eli 33°C laskelman tulosta korkeampi. Ero aiheutuu siitä, että ilmakehä läpäisee lämpösäteilyä huonosti. Hyvin yksinkertainen malli tilan-

teesta on kuvassa 2.1. Malli olettaa ilmakehän tasalämpöiseksi ($T = T_a$) ns. *harmaaksi kappaleeksi*¹, joka säteilee lämpösäteilyä kaavan

$$F_a = \varepsilon \sigma T_a^4 \quad (2.6)$$

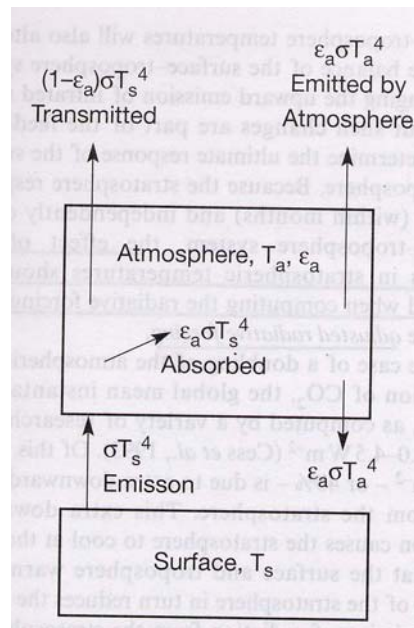
mukaisesti, missä ε ($0 < \varepsilon < 1$) on emissiokyky. Fysiikkaa opiskelleille tutun Kirchoffin lain mukaan harmaan kappaleen emissio- ja absorptiokyky ovat yhtä suuria. Niinpä pinnan lähettämästä lämpösäteilystä vain osuus

$$F_s = (1 - \varepsilon) \sigma T_s^4 \quad (2.7)$$

pääsee suoraan avaruuteen, lopun imeytyessä ilmakehään. Kaikkiaan avaruuteen pääsevän lämpösäteilyn määrä on tällöin

$$F_{space} = F_s + F_a = (1 - \varepsilon) \sigma T_s^4 + \varepsilon \sigma T_a^4 = \sigma T_s^4 - \varepsilon \sigma (T_s^4 - T_a^4) \quad (2.8)$$

Tuloksesta nähdään, että ilmakehän olemassaolo vähentää avaruuteen karkaavan lämpösäteilyn määrää, jos ilmakehä on maan pintaa kylmempi (mikä pätee maapallon ilmakehälle). Tätä kutsutaan *ilmakehän kasvihuonevaikutukseksi*². Vaikutus on sitä suurempi, mitä suurempia ovat (i) ilmakehän absorptio-/emissiokyky lämpösäteilylle ja (ii) pinnan ja ilmakehän välinen lämpötilaero. Mitä suurempi kasvihuonevaikutus on, sitä korkeammaksi pintalämpötilan T_s on noustava, jotta avaruuteen karkaava lämpösäteily F_{space} riittäisi tasapainottamaan maapallolle imeytyvän auringonsäteilyn vaikutuksen.



Kuva 2.1. Lämpösäteilyn kulku maapallon pinnan ja ilmakehän muodostamassa järjestelmässä yksinkertaisen kaksilaatikkomallin mukaan (Harvey 2000, kuva 3.1). Kuvan ε_a tarkoittaa samaa suuretta kuin tekstin ε .

Tosiasiassa koko ilmakehän lämpötila ei tietenkään ole vakio. Pikemminkin voitaisiin ajatella, että ilmakehä koostuu suuresta määrästä ohuita erilämpöisiä kerroksia, joista kukin imee pienen osan

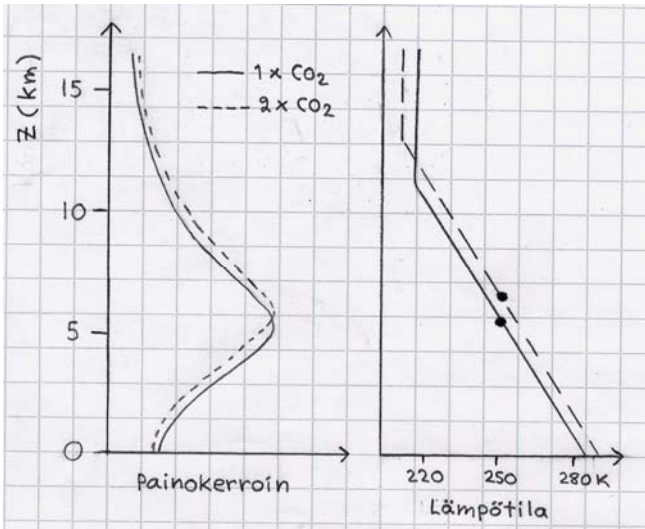
¹ Tarkkaan ottaen maan pintakaan ei ole aivan musta kappale, mutta sen emissiokyky on niin lähellä ykköstä, ettei erolla ole juuri merkitystä.

² Nimitys ei ole paras mahdollinen. Kasvihuoneen lämpimyyden ei johdu vain siitä, että sen katto ja seinät läpäisevät lämpösäteilyä huonosti, vaan enemmänkin siitä, ettei auringonsäteilyn lämmittämä ilma pääse karkaamaan suljetusta tilasta ylemmäksi ilmakehään.

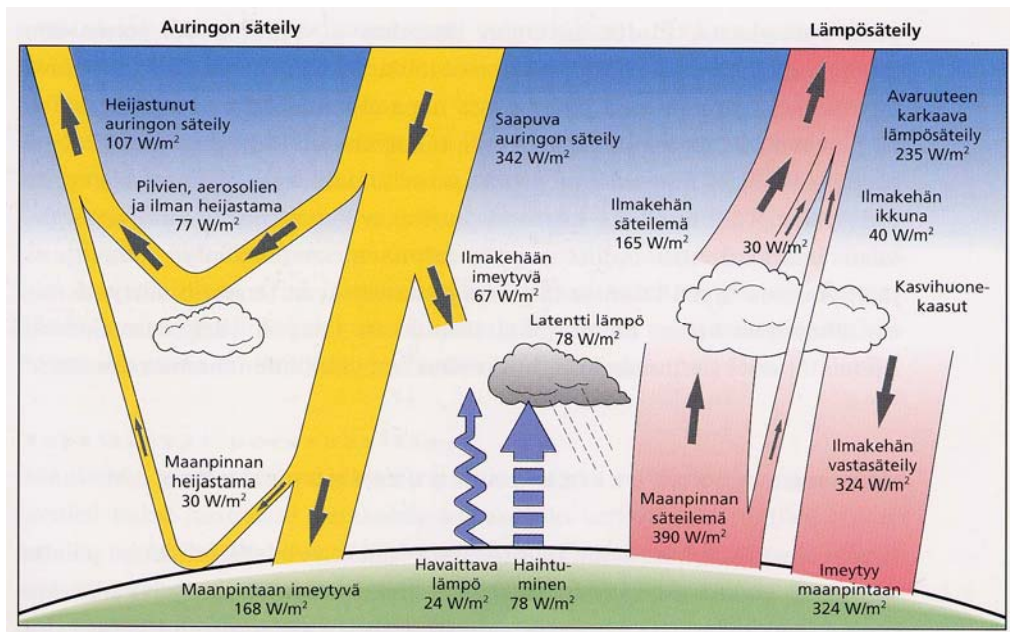
alhaalta ja ylhäältä tulevasta säteilystä ja toisaalta emittoi hiukan säteilyä sekä ylös- että alaspäin. Voidaan osoittaa (esim. Hartmann 1994), että avaruuteen karkaava säteilyvuo on tällöin

$$F_{space} = (1 - \varepsilon)\sigma T_s^4 + \int_0^{\infty} \sigma T(z)^4 w(z) dz, \quad \text{missä} \quad \int_0^{\infty} w(z) dz = \varepsilon \quad (2.9)$$

Tässä painokerroin $w(z)$ kuvaa sitä, kuinka paljon säteilyä karkaa avaruuteen korkeudelta z . Painokerroin on pieni pinnan lähellä, koska pääosa alimpien ilmakerrosten säteilemästä lämpösäteilystä imeytyy ylempiin kerrokseen. Se on myös pieni stratosfäärissä 10 kilometrin yläpuolella, missä ilma on harvaa ja tärkeimmän kasvihuonekaasun eli vesihöyryn pitoisuus on lisäksi hyvin pieni. Maapalloa kokonaisuudessaan tarkasteltaessa $w(z)$ on suurin keskitroposfäärissä 4-8 kilometrin korkeudessa.



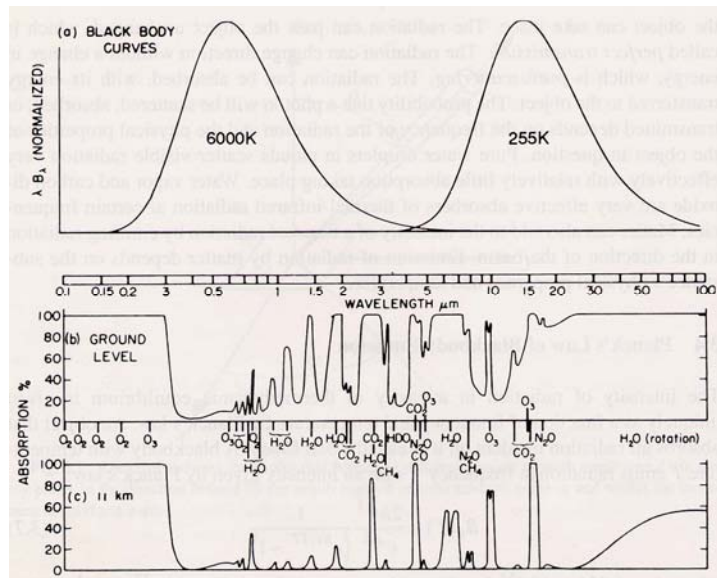
Kuva 2.2. Vasen puoli: yhtälön (2.9) painokerroimen $w(z)$ pystyjakauma maapallon ilmakehässä nykyisellä CO_2 -pitoisuudella (yhtenäinen viiva) ja CO_2 -pitoisuuden kaksinkertaistumisen jälkeen (katkoviiva). Oikea puoli: lämpötilan pystyjakauma nykyisin ja CO_2 -pitoisuuden kaksinkertaistumisen jälkeen, ilmaston asetuttua uudelleen tasapainoon. Kuvaan on myös merkitty pallukoilla se taso, jolta avaruuteen karkaava lämpösäteily on “keskimäärin” peräisin; tämän tason lämpötila on kummassakin tilanteessa suunnilleen sama. Kuvat ovat vain suuntaa-antavia, ja hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen vaikutusta on liioiteltu.



Kuva 2.3. Maapallon pinnan ja ilmakehän keskimääräinen lämpötilous (Rinne ym. 1998, s. 17).

Vain noin kymmenesosa maan pinnan säteilemästä lämpösäteilystä karkaa suoraan avaruuteen (ts. kaavoissa (2.7)-(2.9) $\varepsilon \approx 0.9$). Auringonsäteilystä pääsee sen sijaan keskimäärin pinnalle asti noin puolet (kuva 2.3). Ero on seurausta auringonsäteilyn ja lämpösäteilyn erilaisista aallonpituuksista.

Koska maapallon pinta ja ilmakehä ovat paljon aurinkoa viileämpiä, niiden emittoima lämpösäteily on paljon pidempiaaltoista kuin auringonsäteily (kuva 2.4). Auringonsäteily koostuu lähes yksinomaan aallonpituuksista 150 nm – 4 µm, mistä n. 7% on ultraviolettisäteilyä (< 390 nm), 46% näkyvää valoa (390 – 760 nm) ja 47% ns. lähi-infrapunasäteilyä (760 nm – 4 µm). Maa ja ilmakehä puolestaan säteilevät lähes yksinomaan aallonpituusalueella 4-100 µm, säteilymaksimin ollessa 10-15 µm:n tienoilla.



Kuva 2.4. Ylhäällä: Mustan kappaleen säteilytehon aallonpituusjakauma, kun pinnan lämpötila on 6000 K (~Aurinko) ja 255 K (~ilmakehä). Käyrät on normitettu siten, että energiamäärä on molemmissa sama – todellisuudessa kuuma kappale säteilee pinta-alaüksikköä kohti paljon voimakkaammin kuin kylmä. Alakuva: se osuus säteilystä, joka kullakin aallonpituudella absorboituu ilmakehässä säteen kulkiessa (b) ilmakehän ylärajalta maan pinnalle tai (c) ilmakehän ylärajalta tropopaussin vaiheille 11 km korkeuteen. Kuvaan on myös merkitty, mitkä kaasumolekyylit ensisijaisesti absorboivat säteilyä kullakin aallonpituusalueella (Goody ja Yung 1989).

Kuvasta 2.4 nähdään, että ilmakehä läpäisee auringonsäteilyn aallonpituuksia hyvin, lukuun ottamatta elämälle haitallista ultraviolettisäteilyä, josta valtaosa imeytyy stratosfäärin otsonikerrokseen. Lämpösäteilyn alueella ilmakehän läpinäkyvyys on sen sijaan enimmäkseen hyvin huono. Poikkeus on ns. *ilmakehän ikkunan* alue (n. 8-12 µm), jossa ilmakehä läpäisee säteilyä selvästi paremmin.

Eri kaasut kohtelevat säteilyä hyvin eri tavoin. Useimmat yksi- ja kaksiatomisista molekyyleistä koostuvat kaasut (typpi N₂, happi O₂, jalokaasut) ovat lämpösäteilyn kannalta lähes läpinäkyviä: ne eivät emittoi eivätkä absorboi sitä. Sen sijaan suurempimolekyyliset kaasut (esim. hiilidioksidi CO₂, otsoni O₃, metaani CH₄, ilokaasu N₂O ja ennen muuta vesihöyry H₂O) absorboivat lämpösäteilyä voimakkaasti, siitähän huolimatta, että niitä on ilmakehässä varsin vähän. Kaikista ilmakehän molekyyleistä vesihöyryä on vain 0.4%, hiilidioksidia nykyisin 0.038%, ja muita mainittuja kaasuja vielä vähemmän. Selitys moniatomisten molekyyliden aktiivisuuteen lämpösäteilyn alueella on kvanttifyysikaalinen. Mitä monimutkaisempi molekyyli, sitä useampia erilaisia mahdollisia värähtely- ja pyörimistiloja sillä on, ja sitä useammilla aallonpituuksilla se pystyy absorboimaan ja emittoimaan säteilyenergiaa. Asiasta tarkempaa tietoa haluavat voivat tutustua oheiseen laatikkoon.

Laatikko 1. Kaasuabsorption ja -emission fysikaalisia perusteita

Kaasumolekyylien energia jakautuu neljään eri lajiin,

$$E = E_{kin} + E_{rot} + E_{vibr} + E_{elect}$$

missä oikean puolen neljä termiä tarkoittavat molekyylien liike-energiaa, pyörimisenergiaa ja värähtelyenergiaa sekä elektronien kiertoliikkeeseen varastoitunutta energiaa. E_{rot} , E_{vibr} ja E_{elect} ovat kaikki kvantittuneita, ts. niiden on mahdollista saada vain rajallinen joukko diskreettejä arvoja. Molekyyli voi siirtyä diskreetistä energiatilasta toiseen mm. absorboimalla fotonin (jolloin molekyylin energia kasvaa) tai emittoimalla fotonin (jolloin molekyylin energia pienenee). Absorboituneen tai emittoituneen fotonin energian on sovittava yhteen molekyylin kahden mahdollisen energiatilan eron ΔE kanssa, ts.

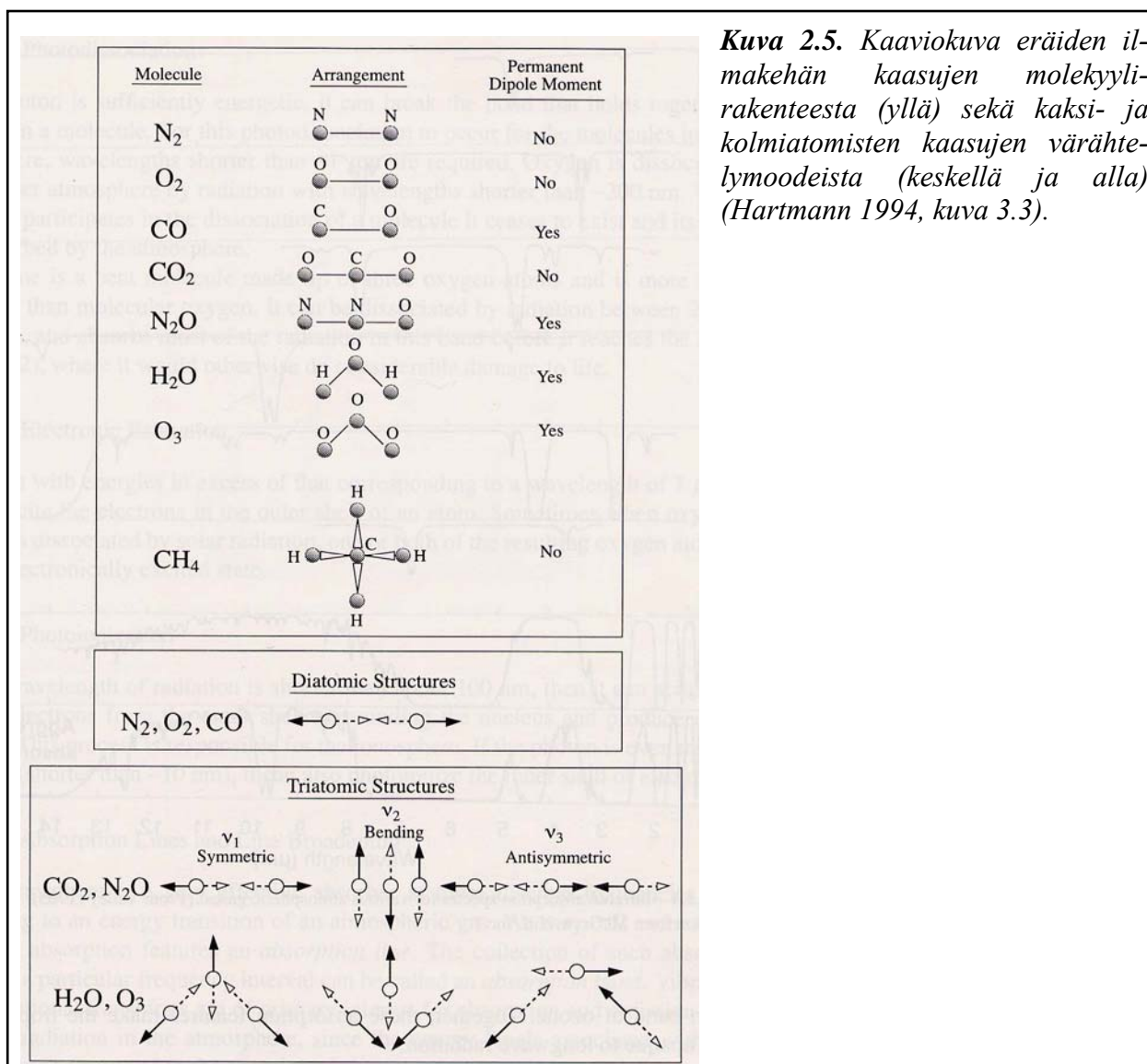
$$\Delta E = \frac{hc}{\lambda}$$

missä $h = 6.625 \times 10^{-34}$ Js on Planckin vakio ja $c = 3.0 \times 10^8$ ms⁻¹ on valon nopeus. Siksi molekyylit voivat absorboida ja emittoida energiaa vain tietyillä aallonpituuksilla λ . Käytännössä fotonin aallonpituuden ei kuitenkaan tarvitse vastata kahden energiatilan erotusta täysin tarkasti, vaan molekyylien säteily-spektrin viivat leviävät äärellisen levyisiksi. Leviämiseen on useita syitä, joista troposfäärin oloissa tärkein on ns. *törmäysleviäminen*. Samanaikaisesti kun molekyyli absorboi tai emittoi fonia (mikä vie noin 10⁻⁸s), se saattaa törmätä toiseen molekyyliin, jolta se saa tai jolle se menettää hiukan energiaa. Koska törmäyksiä sattuu eniten paineen ollessa korkea, ilmiötä kutsutaan myös *paineleviämiseksi*. Yläilmakehässä, jossa paine on alhainen ja molekyyliä harvassa, paineleviäminen on vähäistä. Siellä tärkein leviämismekanismi on *doppler-leviäminen*, joka aiheutuu molekyylien satunnaiseen liikkeeseen liittyvästä doppler-siirtymästä.

Elektronien energiatasosiirtymiin liittyvät energiamäärät (ΔE_{elect}) ovat niin suuria, että niitä vastaavat aallonpituudet ovat aina ≤ 1 μ m. Niillä on siis merkitystä vain auringonsäteilyn kulun kannalta. Lämpösäteilyn absorptio ja emissio ilmakehässä liittyy molekyylien värähtely- ja pyörimisenergian muutoksiin. Värähtelyenergia E_{vibr} liittyy molekyylin atomien keskinäisiin etäisyyden ja aseman vaihteluihin (kuvan 2.5 alaosa). Sen muutoksiin liittyvät energiatasosiirtymät vaativat fonia, jolle $\lambda \leq 20$ μ m.

Pyörimisenergian E_{rot} mahdolliset arvot ovat paljon tiheämmin kvantittuneita, mikä mahdollistaa myös paljon 20 μ m:ä pidempiaaltoisten fotonien absorboitumiseen tai emittoitumiseen. Puhtaat pyörimisenergian muutokset ovat kuitenkin mahdollisia vain molekyyliellä, joilla on ns. pysyvä dipolimomentti. Rakenteeltaan epäsymmetriset molekyylit kuten H₂O ja O₃ täyttävät tämän ehdon, symmetriset molekyylit kuten O₂, CO₂ tai CH₄ eivät (kuva 2.5, yläosa). Värähtelyenergiatilojen muutosten yhteydessä kolmi- tai useampiatomiset molekyylit voivat kuitenkin hetkellisesti taipua, jolloin niille muodostuu tilapäinen dipolimomentti. Tämän takia esim. CO₂-molekyylin värähtelyenergian muutosten yhteydessä voi tapahtua samanaikaisesti myös pyörimisenergian muutoksia. Siksi CO₂-molekyyli voi absorboida ja emittoida säteilyä mm. suurella joukolla 15 μ m:n lähellä olevia aallonpituuksia. Edellä mainitun spektriviivojen leviämisen takia nämä spektriviivat muodostavat käytännössä yhtenäisen absorptiovyön. H₂O-molekyyliellä esiintyy värähtely-pyörimis-siirtymiin liittyvän absorption lisäksi myös puhtaisiin pyörimisenergian muutoksiin liittyviä, tiheässä olevista spektriviivoista koostuvia absorptiovyöitä, etenkin alueella $\lambda > 20$ μ m, jossa useimmat muut ilmakehän kaasut absorboivat heikosti. Monipuolinen spektrivyövalikoima yhdessä (muihin kasvihuonekaasuihin verrattuna) suuren pitoisuuden kanssa tekeekin vesihöyrystä ilmakehän tärkeimmän kasvihuonekaasun.

Toisin kuin yksittäiset kaasumolekyylit, makroskooppiset kappaleet kuten maanpinta ja pilvien vesipisarot absorboivat säteilyä kaikilla aallonpituuksilla ja emittoivat sitä likimain mustan tai harmaan kappaleen säteilylain mukaisesti.



Kuva 2.5. Kaaviokuva eräiden ilmakehän kaasujen molekyyli-rakenteesta (yllä) sekä kaksi- ja kolmiatomisten kaasujen värähtelymoodeista (keskellä ja alla) (Hartmann 1994, kuva 3.3).

Kasvihuonekaasujen lisäksi myös pilvet estävät lämpösäteilyä karkaamasta avaruuteen. Ohuita yläpilviä lukuun ottamatta pilvet ovat lämpösäteilyn alueella jokseenkin mustia kappaleita, eli ne imevät itseensä lähes kaiken alemmaa tulevan lämpösäteilyn ja emittoivat säteilyä ylöspäin Stefan-Boltzmannin lain mukaisesti. Pilvet kuitenkin myös heijastavat auringonsäteilyä avaruuteen. Tekokuuhavaintojen perusteella on päätelty, että jälkimmäinen ilmiö on yleensä edellistä voimakkaampi. Jos kaikki pilvet poistettaisiin yhtäkkisesti, maapallolta heijastuisi auringonsäteilyä avaruuteen n. 50 Wm⁻² nykyistä vähemmän, mutta avaruuteen karkaavaa lämpösäteilyä lisääntyisi vain n. 30 Wm⁻². Kaiken kaikkiaan pilvien nettovaikutus on siis maapalloa jäähdyttävä. Nettovaikutus riippuu kuitenkin mm. pilvien korkeudesta. Erityisen tehokkaasti maapalloa jäähdyttävät runsaasti vettä sisältävät alapilvet. Ne heijastavat auringonsäteilyä hyvin tehokkaasti mutta vähentävät avaruuteen karkaavaa lämpösäteilyä vain vähän, sillä ne ovat vain hiukan maanpintaa viileämpiä. Yläpilvien nettovaikutus sen sijaan on yleensä lämmittävä. Ne heijastavat auringonsäteilyä avaruuteen paljon vähemmän kuin alapilvet, mutta koska ne ovat paljon maanpintaa kylmempiä, ne vähentävät avaruuteen karkaavaa lämpösäteilyä tehokkaasti.

2.2 Maapallon pinnan ja ilmakehän lämpötasapaino

Usean vuoden keskiarvoja tarkasteltaessa sekä maanpinta että ilmakehä ovat varsin tarkasti lämpötasapainossa, jossa niiden saamat ja menettämät energiavuot kumoavat suurella tarkkuudella toisensa. Poikkeamat tasapainosta ovat pieniä jopa nopeiden ilmastomuutosten (esimerkiksi ihmiskunnan aiheuttama kasvihuoneilmiön voimistuminen tai jääkauden jälkeinen jäätiköiden sulaminen) aikana. Tasapainon toteutumistapaa sivuttiin hiukan jo edellä, ja sitä tarkastellaan yksityiskohtaisemmin mm. Fysikaalisen klimatologian kurssilla. Todetaan kuitenkin vielä seuraavat tämän kurssin kannalta keskeiset asiat (kuva 2.3):

- Maanpinnan ja ilmakehän muodostama kokonaisuus on säteilytasapainossa. Ilmakehän ulkorajalle saapuu auringonsäteilyä keskimäärin 342 Wm^{-2} . Noin 30% (107 Wm^{-2}) auringonsäteilyä heijastuu ilmakehästä (ennen muuta pilvistä) ja maanpinnasta, ja loput 70% (235 Wm^{-2}) imeytyy joko ilmakehään (67 Wm^{-2}) tai pinnalle (168 Wm^{-2}). Pinta ja ilmakehä puolestaan lähettävät lämpösäteilyä, jota karkaa avaruuteen yhtä paljon kuin auringonsäteilyä kaiken kaikkiaan imeytyy planeetallamme, siis 235 Wm^{-2} .
- Maanpinta ja ilmakehä erikseen eivät ole säteilytasapainossa. Maanpinta imee auringonsäteilyä keskimäärin noin 168 Wm^{-2} mutta menettää energiaa lämpösäteilynä vain 66 Wm^{-2} . Pinta itse kyllä lähettää lämpösäteilyä peräti 390 Wm^{-2} , mutta se vastaanottaa lähes yhtä paljon (324 Wm^{-2}) ilmakehän alaspäin säteilemää lämpösäteilyä. Niinpä maanpinnan säteilytase on keskimäärin selvästi positiivinen (noin 102 Wm^{-2}). Ilmakehän säteilytase taas on saman verran negatiivinen, sillä ilmakehä saa energiaa imeytyneestä auringonsäteilyä paljon vähemmän kuin mitä se lämpösäteilynä menettää.
- Pinnan ja ilmakehän välisen säteilyepätasapainon korjaavat *haihtuminen* (eli *latentin lämmön vuo*) sekä ns. *havaittavan lämmön vuo*. Näistä tärkeämpi on haihtuminen. Veden haihduttaminen kuluttaa lämpöenergiaa $2.5 \times 10^6 \text{ J}$ yhtä vesikiloa kohti. Sama määrä lämpöä vapautuu aikanaan ilmakehässä, kun vesihöyry tiivistyy uudelleen nestemäiseksi vedeksi. Koska vettä haihtuu ja sataa maapallolla keskimäärin metrin vuodessa, saadaan tällä tavoin pinnalta ilmakehään siirtyvän energian keskimääräksi 78 Wm^{-2} . Havaittavan lämmön vuo aiheutuu lämmön molekyylärisestä johtumisesta maanpinnasta välittömästi pinnan kanssa kosketuksissa olevaan ilmakerrokseen (ilmakehän alimmat millimetrit) sekä johtumisen työtä hiukan ylempänä jatkavasta ilman turbulenttisesta sekoittumisesta. Ilmiö siirtää energiaa pinnalta ilmakehään keskimäärin noin 24 Wm^{-2} .

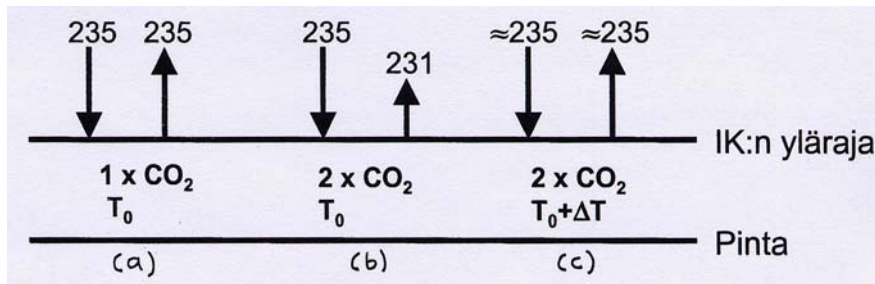
Mainitut luvut ovat koko maapallon yli laskettuja pitkän ajan keskiarvoja. Alueelliset ja ajalliset vaihtelut lämpötasapainon eri termeissä ovat suuria. Lämpötasapainon paikallista toteutumista tarkasteltaessa on otettava huomioon myös tuulet ja merivirrat, jotka siirtävät lämpöä päiväntasaajan tienoilta korkeammille leveysasteille.

2.3 Kasvihuoneilmiön voimistuminen. Säteilypakote, herkkyysparametri.

Ilmakehän hiilidioksidipitoisuus on noussut viimeksi kuluneiden 200 vuoden aikana noin 35%. Ennen teollista vallankumousta ilman tilavuudesta oli hiilidioksidia n. 280, nykyisin jo yli 380 miljoonanosaa (ppmv). Vuonna 2100 hiilidioksidin pitoisuus lienee jo ainakin kaksinkertainen teollistumista edeltäneeseen tasoon verrattuna, ellei sen päästöjä pystytä vähentämään. Seuraavassa tarkastellaan alustavasti sitä, miten hiilidioksidin ja muiden kasvihuonekaasujen lisääntyminen vaikuttaa maan ja ilmakehän muodostaman järjestelmän säteilytalouteen. Asian käsittelyä jatketaan luvussa 4.1.1.

Jos ilmakehän hiilidioksidipitoisuus kasvaa kaiken muun pysyessä vakiona, maapallolta avaruuteen karkaava lämpösäteily vähenee. Muutoksen suunta voidaan päätellä jo kuvan 2.1 laatikkomallin perusteella: kun hiilidioksidi lisääntyy, ilmakehän emissio- ja absorptiokyky ε yhtälössä (2.8) kasvaa.

Kvantitatiiviseen tarkasteluun tämä malli ei kuitenkaan kelpaa. Kun hiilidioksidia lisätään, maanpinnalta lähtevän lämpösäteilyn lisäksi myös entistä isompi osa alimpien ilmakerrosten emittoimasta säteilystä absorboituu ylempänä ilmakehässä. Toisaalta ylimmät ilmakerrokset lähettävät säteilyä avaruuteen entistä enemmän, koska hiilidioksidipitoisuuden kasvu kasvattaa niiden emissiokykyä eikä niiden yläpuolella enää tapahdu paljonkaan säteilyn absorboitumista. Näin siis yhtälön (2.9) painokerroin saa alhaalla entistä pienempiä ja ylhäällä entistä suurempia arvoja (kuvan 2.2 vasemman puoliskon katkoviiva). Koska lämpötila ilmakehässä laskee 10-15 km:n korkeuteen asti jyrkästi ylöspäin, voidaan päätellä, että ilmakehän avaruuteen emittoima säteily on keskimäärin ottaen peräisin entistä kylmemmistä ilmakerroksista. Jos tilanteen kuvaamiseen haluttaisiin käyttää yhtälöä (2.8), siinä pitäisi siis käyttää suuremman emissiokyvyn ε lisäksi myös alempaa lämpötilaa T_a .



Kuva 2.6. Hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen vaikutus maapallon säteilytalouteen. (a) Alkuperäisessä tasapainotilassa maapallolle imeytyvän auringonsäteilyn ja avaruuteen karkaavan lämpösäteilyn määrät ovat yhtä suuret. (b) Hiilidioksidin kaksinkertaistuminen vähentää avaruuteen karkaavaa lämpösäteilyä $n. 4 \text{ Wm}^{-2}$. (c) Ilmaston lämpeneminen voimistaa lämpösäteilyä niin, että ajan oloon päädytään uuteen tasapainotilaan.

Säteilylaskelmien avulla voidaan osoittaa, että hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistuminen vähentäisi (ilmaston pysyessä ennallaan) avaruuteen karkaavaa lämpösäteilyä vajaat 4 Wm^{-2} (kuva 2.6). Jos avaruuteen karkaava lämpösäteily vähenee maapallolle imeytyvän auringonsäteilyn määrää pienemmäksi, maapallon ja ilmakehän yhteenlaskettu energiasäily alkaa kasvaa. Niinpä sekä ilmakehän, maanpinnan että valtamerten lämpötilat keskimäärin nousevat. Vähitellen ilmakehän ja pinnan lämpeneminen voimistaa avaruuteen karkaavaa lämpösäteilyä niin, että saavutetaan uusi tasapainotila, jossa planeetallemme imeytyvän auringonsäteilyn määrä ja avaruuteen karkaavan lämpösäteilyn määrä ovat jälleen yhtä suuret.

Hiilidioksidin lisääntyminen ei ole ainoa asia, joka voi muuttaa maapallon ilmastojärjestelmän säteilytasetta. Huomioon joudutaan ottamaan myös muut lämpösäteilyä imevät kaasut kuten metaani, ilokaasu, otsoni ja ns. CFC-yhdisteet, samoin erilaiset ilmakehässä leijuvat hiukkaset. Myös auringon säteilytehon vaihtelut ja tulivuorenpurkaukset voivat vaikuttaa ilmastoon.

Jotta voitaisiin arvioida erilaisten ilmastoon vaikuttavien tekijöiden suhteellista merkitystä tekemättä raskaita ilmastomallilaskelmia, on otettu käyttöön *säteilypakotteen* käsite. Säteilypakote ΔQ kuvaa sitä, kuinka paljon jonkin ulkoisen tekijän muutos muuttaa säteilytasetta ilmakehän ulkorajalla, ennen kuin syntyy ilmastomuutoksia, jotka pyrkivät palauttamaan tasapainon. Säteilytaseen muutos tarkoittaa tässä auringonsäteilyn ja lämpösäteilyn muutosten yhteisvaikutusta. Ulkoinen tekijä on mikä tahansa ilmastosta riippumaton asia, joka voi muuttaa ilmastoa, siis esimerkiksi hiilidioksidin lisääntyminen tai auringon säteilytehon muutos. Sen sijaan esimerkiksi ilmakehän vesihöyrypitoisuuden, pilvisyyden tai lumipeitteen muutokset – jotka kaikki voivat vaikuttaa säteilytaseeseen huo-

mattavasti – eivät ole ulkoisia tekijöitä vaan ilmastonmuutokseen liittyviä *palauteilmiöitä*³. Palauteilmiöitä ei oteta huomioon säteilypakotetta laskettaessa, mutta tietyn säteilypakotteen aiheuttamaan lämpötilanmuutokseen ne voivat vaikuttaa hyvinkin voimakkaasti (luku 2.5). Hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aiheuttama säteilypakote on yksityiskohtaisten säteilylaskelmien mukaan noin 3.8 Wm^{-2} .

Mallikokeiden mukaan pätee likimain

$$\Delta T_s = \lambda_R \Delta Q \quad (2.10)$$

missä ΔQ on koko maapallon keskiarvona laskettu säteilypakote ja ΔT_s on maapallon keskimääräisen pintalämpötilan muutos ilmaston asetuttua uudelleen tasapainoon. λ_R on *ilmaston herkkyyssparametri*. Herkkyyssparametrin oikeaa arvoa ei tunneta kovin tarkasti; eri ilmastomallien antamat arviot vaihtelevat enimmäkseen välillä $0.5\text{--}1.2 \text{ K} / (\text{Wm}^{-2})$. Vastaava vaihteluväli hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aiheuttamassa lämpenemisessä ($\Delta Q \approx 3.8 \text{ Wm}^{-2}$) on n. $2\text{--}4.5 \text{ K}$. Suuri vaihtelu johtuu siitä, että monet ilmastonmuutoksen suuruuteen vaikuttavat palauteilmiöt ovat vaikeita mallitettavia (luku 7.1). Mallikokeiden perusteella herkkyyssparametri ei kuitenkaan näyttäisi riippuvan kovin paljon siitä, mikä ulkoinen tekijä säteilypakotteen aiheuttaa.

2.4 Säteilypakotteen täsmällinen määritelmä ja sen perustelu⁴

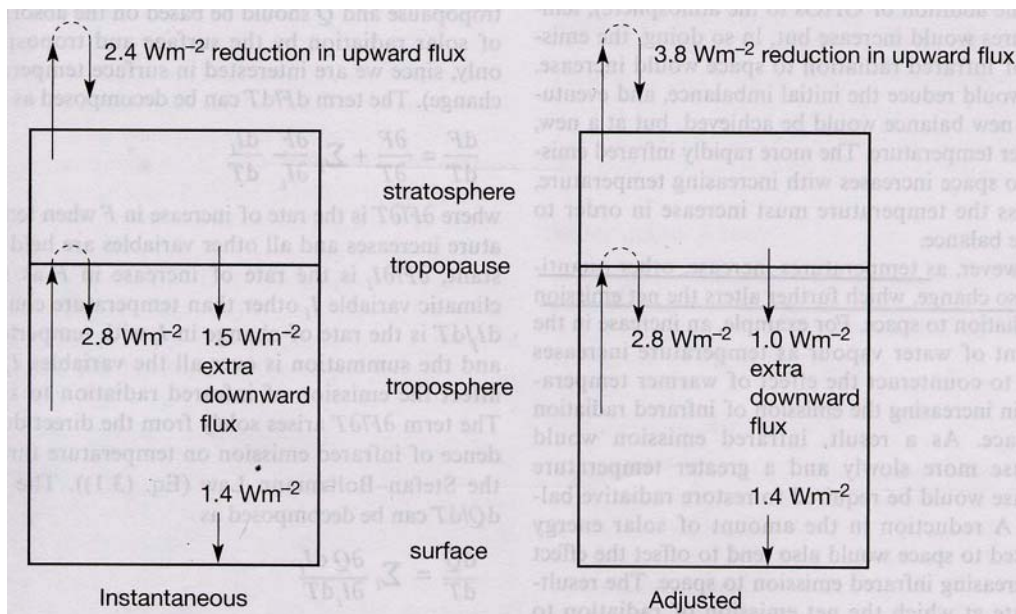
Edellä esitetty säteilypakotteen määritelmä on useimpiin tarkoituksiin riittävä. Täsmällinen määritelmä on kuitenkin monimutkaisempi (Houghton ym. 2001): *“Ulkoisen tekijän aiheuttama säteilypakote on se muutos pinnan ja troposfäärin muodostaman järjestelmän säteilytaseessa, joka syntyy tämän tekijän vaikutuksesta sen jälkeen kun lämpötila stratosfäärissä on hakeutunut uudelleen säteilytasapainoon, mutta pinnan ja troposfäärin lämpötila ja muut olosuhteet ovat samoja kuin ennen ulkoisen tekijän ilmaantumista”*. Tätä määritelmää perustellaan seuraavassa tarkastelemalla, miten hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistuminen vaikuttaisi olosuhteisiin toisaalta tropopausin alapuolella eli troposfäärissä ja toisaalta sen yläpuolella eli stratosfäärissä ja sitä ylemmissä ilmakerroksissa (joita kutsutaan tässä lyhyiden vuoksi pelkästään stratosfääriksi).

Toisin kuin edellä annettiin yksinkertaisuuden vuoksi ymmärtää, hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistuminen vähentäisi avaruuteen karkaavaa lämpösäteilyä *kaiken* muun pysyessä ennallaan vain 2.4 Wm^{-2} (kuva 2.7). Ylöspäin suuntautuva nettosäteilyvuo tropopausin tasolla pienenisi kuitenkin enemmän eli 4.3 Wm^{-2} , sillä hiilidioksidin lisääntyminen saisi stratosfäärin lähettämään entistä enemmän lämpösäteilyä alaspäin. Toisaalta (kuten edellisestä kahdesta luvusta on pääteltävissä) stratosfääri itse menettäisi säteilyenergiaa 1.9 Wm^{-2} entistä enemmän. Koska troposfäärin ja stratosfäärin ilma sekoittuvat vain hitaasti keskenään, stratosfäärin kokema säteilyenergian menetys johtaisi stratosfäärin jäähtymiseen. Muutos tapahtuisi varsin nopeasti – jo muutamassa kuukaudessa lämpötilan lasku vähentäisi stratosfäärin ylös- ja alaspäin säteilemää lämpösäteilyä niin paljon, että stratosfääri pääsisi uudelleen säteilytasapainoon. Troposfäärin lämpeneminen olisi sen sijaan paljon hitaampaa, koska maapallon pinta ja troposfääri vaihtavat lämpöä tehokkaasti keskenään ja valtamerten lämpeneminen uuteen tasapainolämpötilaan vaatisi satoja vuosia. Hiilidioksidipitoisuuden yhtäkkinen kaksinkertaistuminen johtaisi siis pian tilanteeseen, jossa stratosfääri on nykyistä kylmempi mutta tropo-

³ Raja pakotteen ja palauteilmiön välillä on jossain määrin liukuva. Esimerkki: koska hiilidioksidi lisääntyy parhailaan ilmaveikössä ihmiskunnan synnyttämien päästöjen takia, sen lisääntymisen aiheuttama säteilytaseen muutos lasketaan pakotteeksi. Pitkällä aikavälillä ilmastonmuutokset voivat kuitenkin vaikuttaa hiilen kiertoon ja siten myös ilmaveikön hiilidioksidipitoisuuteen, mikä voi joko voimistaa tai heikentää alkuperäisiä ilmastonmuutoksia. Nykytiedon valossa voimistava palaute on tässä tapauksessa todennäköisempi (luku 5.3).

⁴ Tämän luvun asiat voivat olla vähemmän meteorologiaa opiskelleille vaikeita. Ei kuitenkaan kannata hätäntyä: kurssin loppupuolesta selviää hyvin vaikeiä tätä kohtaa ymmärtäisikään.

sfäärin lämpötila on vielä suunnilleen ennallaan. Stratosfäärin jäähtyminen pienentäisi sieltä alaspäin suuntautuvaa säteilyvuota n. 0.5 Wm^{-2} , jolloin pinnan ja troposfäärin muodostaman järjestelmän säteilytaseen kasvuksi jäisi edellä mainittu 3.8 Wm^{-2} (kuvan 2.7 oikea puoli).



Kuva 2.7. Hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen vaikutus lämpösäteilyn kulkuun. Kuvan vasen puoli esittää säteilyvoiden muutosta, joka seuraa CO_2 -pitoisuuden kaksinkertaistumisesta, jos lämpötila pysyy ennallaan koko ilmakehässä. Oikealla muutokset on laskettu tilanteelle, jossa lämpötila on hakeutunut uudelleen säteilytasapainoon stratosfäärissä, mutta troposfäärin ja maanpinnan lämpötilat ovat vielä ennallaan (Harvey 2000, kuva 3.2).

Miksi säteilypakotteen määrittelyssä käytetään säteilytasetta tropopaussin tasolla eikä esimerkiksi ilmakehän ylärajalla tai maanpinnalla? Valinta tropopaussin ja ilmakehän ylärajan välillä on tavallaan yhdentekevä: sen jälkeen kun stratosfääri on asettunut uudelleen säteilytasapainoon, säteilytaseen muutos näillä kahdella tasolla on yhtä suuri (kuvan 2.7 oikea puoli). Joskus kuitenkin halutaan arvioida säteilypakote yksinkertaisemmin, ottamatta huomioon stratosfäärin lämpötilan muutoksia. Tällöin erolla on merkitystä (kuvan 2.7 vasen puoli), ja tropopaussin tason säteilytaseen muutos antaa pinnalla ja troposfäärissä tapahtuvien ilmastonmuutosten kannalta hyödyllisempää tietoa kuin säteilytaseen muutos ilmakehän ulkorajalla. Koska ilmanvaihto stratosfäärin ja troposfäärin välillä on hidasta, stratosfäärin saaman säteilyenergian muutokset näet vaikuttavat pinnan ja troposfäärin lämpötiloihin vain vähän. Lämpötilan muutokset maapallon pinnalla ja troposfäärissä ovat sen sijaan vahvasti sidoksissa toisiinsa haihtumisen ja havaittavan lämmön vuon muutosten takia. Jos pinta lämpenee ilmakehään nähden “liikaa”, haihtuminen ja havaittavan lämmön vuo pyrkivät kasvamaan, jolloin lämpöä siirtyy pinnalta ilmakehään entistä tehokkaammin. Jos pinta lämpenee “liian vähän”, käy päinvastoin. Sillä, miten säteilytaseen muutokset jakautuvat pinnan ja troposfäärin kesken, on mallikokeiden mukaan väliä paljon vähemmän kuin pinnan ja troposfäärin yhteisen säteilytaseen muutoksella.

Mainittakoon lopuksi, että eri kasvihuonekaasujen vaikutus stratosfäärin lämpötilaan on erilainen. Hiilidioksidin lisääntyminen jäädyttää stratosfääriä, eräiden muiden kaasujen (mm. CFC-yhdisteet) lisääntyminen sen sijaan lämmittää sitä vähän. Päinvastoin kuin hiilidioksidin lisääntymisellä, CFC-yhdisteiden lisääntymisellä on niukasti positiivinen vaikutus stratosfäärin säteilytaseeseen. Ilmiö liittyy siihen, että CFC-yhdisteitä on ilmakehässä paljon vähemmän kuin hiilidioksidia, mutta sen tarkka selitys on tämän kurssin kannalta tarpeettoman monimutkainen. Asiaa kuvataan esim. Har-

veyn (2000) kirjan sivuilla 214-215. Maanpinnan ja troposfäärin lämpötilaan kaikki kasvihuonekaasut sen sijaan vaikuttavat samansuuntaisesti, lämmittävästi.

2.5 Palauteilmiöt

Jos hiilidioksidin lisääntyminen ei vaikuttaisi maapallolla mihinkään muuhun suureeseen kuin lämpötilaan, sen aiheuttama lämpeneminen olisi laskettavissa varsin tarkasti. Hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistuksessa maapallo lämpenisi noin 1.2°C (laatikko 2). Ilmastomallitulosten mukaan todellinen lämpeneminen olisi kuitenkin voimakkaampaa, todennäköisesti välillä 2-4.5°C. Tämä johtuu ilmastomuutokseen liittyvistä palauteilmiöistä.

Laatikko 2. Hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen vaikutus lämpötilaan, jos lämpenemiseen ei liittyisi muita palauteilmiöitä kuin lämpösäteilyn voimistuminen

Maapallolta avaruuteen karkaavan lämpösäteilyn määrä voidaan kirjoittaa muodossa

$$F_{space} = \varepsilon_{eff} \sigma T_s^4 \quad (L2.1)$$

missä T_s on pintalämpötila ja ε_{eff} ns. tehollinen emissiokyky – ts. emissiokyky, joka samanlämpöisellä ilmakehättömällä planeetalla olisi oltava, jotta se säteilisi lämpösäteilyä avaruuteen yhtä paljon kuin maapallo. Koska ilmakehä vähentää avaruuteen karkaavaa lämpösäteilyä, $\varepsilon_{eff} < 1$. Hiilidioksidin lisääntymessä ε_{eff} pienenee. Säteilypakotteeksi saadaan siis

$$\Delta Q = -\Delta \varepsilon_{eff} \sigma T_s^4 \quad (L2.2)$$

Maapallon lämmitessä lämpötilan nousu voimistaa avaruuteen karkaavaa säteilyä suunnilleen yhtälön

$$\Delta F = \varepsilon_{eff} \Delta(\sigma T_s^4) \approx 4\varepsilon_{eff} \sigma T_s^3 \Delta T_s \quad (L2.3)$$

mukaisesti (tässä likimääräiskaavassa on oletettu muutos ΔT_s pieneksi). Lämpeneminen pysähtyy, kun siitä aiheutuva lämpösäteilyn voimistuminen (L2.3) riittää kumoamaan hiilidioksidin lisääntymisen vaikutuksen (L2.2). Tällöin $\Delta F = \Delta Q$, mistä saadaan ratkaistua

$$\Delta T_s = \frac{\Delta Q}{4\varepsilon_{eff} \sigma T_s^3} = \frac{\Delta Q}{4(F_{space} / \sigma T_s^4) \sigma T_s^3} = \frac{\Delta Q}{4F_{space}} T_s \quad (L2.4)$$

Sijoittamalla $\Delta Q = 3.8 \text{ Wm}^{-2}$ sekä $F_{space} = 235 \text{ Wm}^{-2}$ ja $T_s = 287 \text{ K}$ saadaan $\Delta T_s \approx 1.2 \text{ K}$.

Palauteilmiöt voivat olla joko alkuperäistä muutosta vahvistavia tai sitä vaimentavia. Tärkein lämpötilanmuutoksia vaimentava palauteilmiö – jota ei aina lasketa palauteilmiöksi ollenkaan, koska se on niin itsestään selvä – on pinnan ja ilmakehän emittoiman lämpösäteilyn muuttuminen Stefan-Boltzmannin lain mukaisesti. Esimerkki: jos ilmakehän hiilidioksidipitoisuus kaksinkertaistettaisiin yhtäkkiä, syntyvä säteilyepätasapaino alkaisi nostaa pinnan ja troposfäärin lämpötilaa. Lämpötilan vähitellen noustessa maapallon avaruuteen lähettämä lämpösäteily voimistuisi, pienentäen alkuperäistä säteilyepätasapainoa. Epätasapainon pienentyessä lämpeneminen hidastuisi. Lopulta päädyttäisiin uuteen tasapainotilaan, jossa lämpenemisen aiheuttama ulossäteilyn voimistuminen tasapainottaa lisääntyneen hiilidioksidin aiheuttaman ulossäteilyn heikkenemisen.

Lämpötilanmuutosta voimistavista palauteilmiöistä ilmeisesti tärkein on vesihöyryn lisääntyminen ilmakehän lämmitessä. Ilmaan mahtuva vesihöyry määrä kasvaa Clausius-Clapeyronin yhtälön mukaisesti lämpötilan noustessa hyvin jyrkästi, noin 7% 1°C lämpenemistä kohti. Ellei ilman suhteellinen kosteus samalla pienene rajusti, myös ilman absoluuttinen vesihöyrysisältö kasvaa. Koska vesihöyry on voimakas kasvihuonekaasu, sen lisääntyminen voimistaa lämpenemistä edelleen. Ilmastomallien mukaan vesihöyrypalaute näyttäisi yksinään kasvattavan hiilidioksidin lisääntymisen aiheut-

taman lämpenemisen suunnilleen kaksinkertaiseksi, joskin palautteen voimakkuus vaihtelee jonkin verran mallista toiseen. Palautteen voimakkuus riippuu erityisen paljon siitä, miten ylätroposfäärin vesihöyrymäärä muuttuu; vesihöyryn määrä alotroposfäärissä on vähemmän tärkeä. Ylätroposfäärin vesihöyryn lisääntyminen vähentää avaruuteen karkaavaa lämpösäteilyä tehokkaasti kahdesta syystä. Ensiksikin lämpötila ylätroposfäärissä on paljon alempi kuin maan pinnalla [vrt. yhtälö (2.8)]. Toiseksi vesihöyryn lisääntymisen vaikutus tietyn ilmakerroksen absorptio- ja emissioikykyyn riippuu vesihöyryn määrästä epälineaarisesti, ollen suhteellisesti ottaen sitä suurempi, mitä vähemmän vesihöyryä alun alkaen on. Koska vesihöyryn absoluuttinen määrä ylätroposfäärissä on paljon pienempi kuin alempana, samansuuruinen vesihöyrymäärän muutos vaikuttaa lämpösäteilyn kulkuun voimakkaimmin ylätroposfäärissä.

Lämpötilan noustessa merten jääpeitteen ja mannerten lumipeitteen pinta-ala pienenevät. Tähänkin liittyy vahvistava palaute, sillä paljas maa ja sula vesi heijastavat auringonsäteilyä paljon vähemmän kuin jää ja lumi. Näin suurempi osa auringonsäteilystä jää lämmittämään maapalloa ja lämpeneminen voimistuu. Palaute vaikuttaa lämpötilaan etenkin korkeilla leveysasteilla, missä jäätä ja lunta on runsaasti. Ilmeisesti tämä palaute on ollut ratkaisevan tärkeä jääkausien synnyn kannalta.

Ilmakehän lämpeneminen tai jäähtyminen voi muuttaa myös pilvisyyden määrää ja laatua. Vielä ei kuitenkaan tiedetä, miten. Jos alapilvet lisääntyisivät ilmaston lämmitessä, tästä aiheutuisi lämpenemistä vaimentava palaute: auringonsäteilyn heijastuminen avaruuteen kasvaisi enemmän kuin lämpösäteilyn karkaaminen avaruuteen vähenisi. Yläpilvet taas vaikuttavat yleensä enemmän lämpökuin auringonsäteilyyn, joten niiden lisääntyminen ilmeisesti voimistaisi lämpenemistä. Vastaavasti alapilvien väheneminen aiheuttaisi voimistavan ja yläpilvien väheneminen vaimentavan palautteen. Palautteen voimakkuuteen ja etumerkkiin voivat vaikuttaa myös mm. muutokset pilvien sisältämän veden ja jään määrässä.

Eri ilmastomallien ennusteet siitä, miten pilvisyyden määrä ja ominaisuudet muuttuisivat ilmakehän eri osissa, ovat ristiriitaisia. Kasvihuonekaasujen lisääntymisen aiheuttamaa lämpenemistä arvioitaessa pilvisyyden muutokset näyttävätkin olevan kaikkein tärkein epävarmuustekijä.

Kaikki edellä kuvatut palauteilmiöt ovat esimerkkejä ns. *nopeista palautteista*. Esimerkiksi vesihöyryn kiertokulku on niin nopeaa – keskimäärin vesihöyry viettää ilmakehässä vain yhdeksän päivää ennen alas satamistaan – että sen määrä ilmakehässä reagoi lämpötilan muutoksiin lähes välittömästi. Lumipeite ja merijää reagoivat lämpötilan muutokseen hiukan hitaammin, mutta kuitenkin enintään muutaman vuoden viiveellä. Pidemmällä aikavälillä ilmastonmuutosten suuruuteen vaikuttaa myös suuri joukko *hitaita palautteita*. Yksi esimerkki on ilmastonmuutosten vaikutus hiilen kiertokulkuun: jos maa-alueiden kasvillisuus tai valtameren olosuhteet muuttuvat ilmaston muuttuessa, tämä voi vaikuttaa myös ilmakehän hiilidioksidipitoisuuteen. Vie kuitenkin vähintään kymmeniä vuosia, ennen kuin tällä palauteilmiöllä on merkittävää vaikutusta ilmastoon. Toinen tärkeä hidas palaute liittyy suuriin mannerjäätiköihin, jotka reagoivat ilmastonmuutoksiin merkittävästi vasta satojen tai tuhansien vuosien kuluessa. Jääkausien aikana molemmat mainitut palautteet näyttävän olleen ilmastonmuutoksia vahvistavia (luku 3.1.3). Ilmaston herkkyyssparametrin määritelmässä otetaan yleensä kuitenkin huomioon vain nopeat palautteet.

Ilmaston muuttuessa myös lämpöä paikasta toiseen siirtävät meri- ja ilmavirtaukset voivat muuttua. Tällä voi olla suuri vaikutus lämpötilanmuutosten alueelliseen jakaumaan. Merivirtojen ja tuulten muutokset voivat kuitenkin vaikuttaa jonkin verran myös koko maapallon keskilämpötilaan. Jos esimerkiksi merivirtojen kyky kuljettaa lämpöä matalilta korkeille leveysasteille heikkenisi, tämä jäähdyttäisi korkeita ja lämmittäisi matalia leveysasteita. Vaikutus lämpötilaan olisi kuitenkin ilmeisesti

suurempi korkeilla leveysasteilla, joilla lumi- ja jääpeitteen muutokset voimistavat ilmastonmuutoksia. Niinpä tällainen muutos laskisi maapallon keskilämpötilaa jonkin verran.

2.6 Kasvihuoneilmiö Marsissa ja Venuksessa

Aurinkokunnan muista planeetoista eniten maapalloa muistuttavat Mars ja Venus. Kummankin kaasukehässä vaikuttaa kasvihuoneilmiö, joka on Marsissa heikompi mutta Venuksessa paljon voimakkaampi kuin maapallolla. Marsissa kasvihuoneilmiö nostaa pintalämpötilaa noin 5 asteella, Venuksessa yli 500 asteella. Ilman kasvihuoneilmiötä Venuksen pintalämpötila olisi vain n. 241 K (-32°C), mutta todellisuudessa se on luokkaa 750 K ($\approx 480^\circ\text{C}$). Venuksen pinta on siis hirvittävän kuuma, vaikka auringonvaloa pääseekin planeetan paksun pilvikerroksen läpi pinnalle alle kymmenesosa siitä mitä maapallolla.

Sekä Marsin että Venuksen kaasukehät koostuvat lähes kokonaan hiilidioksidista. Jopa Marsin kaasukehässä, jonka paksuus on vain vajaat 2% siitä mitä maapallolla, hiilidioksidia on siksi noin 30 kertaa enemmän kuin maapallolla. Koska Marsin kaasukehä on hyvin harva, molekyylien törmäykseen liittyvä spektriviivojen leviäminen on kuitenkin siellä paljon vähäisempää kuin maapallon ilmakehässä. Marsin hiilidioksidimolekyylit absorboivat siksi lämpösäteilyä verraten tehottomasti. Lisäksi vesihöyryä on Marsin kaasukehässä olemattoman vähän, joten kasvihuoneilmiön ylläpito jää lähes kokonaan hiilidioksidin kontolle.

Venuksen kaasukehä on lähes sata kertaa maapallon ilmakehää massiivisempi. Hiilidioksidin kokonaismäärä on siis valtava, ja korkeassa paineessa ja lämpötilassa molekyylit törmäilevät usein toisiinsa. Planeetan kaasukehässä on myös hivenen vesihöyryä (pinta-alayksikköä kohti suunnilleen saman verran kuin maapallolla), joka täydentää hiilidioksidin työn absorboimalla lämpösäteilyä sellaisilla aallonpituuksilla, joilla hiilidioksidi ei sitä absorboi. Venuksen pinnalla nestemäistä vettä ei tietenkään ole.

Aurinkokunnan nuoruudessa, yli neljä miljardia vuotta sitten, Venuksenkin pinnalla saattoi olla runsaasti vettä – yksimielisyyttä asiasta ei tosin ole. Jos meriä oli, niiden kohtaloksi koitui planeetan saama runsas auringonsäteily. Auringonsäteily piti lämpötilan jo alussa paljon korkeampana kuin maapallolla. Kuumaan ilmakehään mahtui valtavasti meristä haihtunutta vesihöyryä, mistä aiheutunut kasvihuoneilmiö nosti lämpötilaa entisestään. Vähitellen meret kiehuivat kuiviin. Ajan mittaan pääosa vesihöyrystä poistui Venuksen kaasukehästä, jonka ulko-osiin joutuneet vesimolekyylit hajosivat voimakkaan ultraviolettisäteilyn vaikutuksesta vedyksi ja hapeksi. Vety karkasi avaruuteen, happi sitoutui kemiallisissa reaktioissa planeetan pinnan kivikehään. Vesihöyryn väheneminen itsessään heikensi kasvihuoneilmiötä, mutta se johti myös sateiden loppumiseen. Kuten luvussa 5.1 todetaan, sateiden aiheuttama rapautuminen poistaa hitaasti hiilidioksidia maapallon ilmakehästä. Koska tämä mekanismi ei enää toimi Venuksella, vulkaaninen toiminta pystyy pitämään hiilidioksidin määrän planeetan kaasukehässä hyvin suurena.

Maapallolla Venuksen kaltainen “karkuun pääsevä” kasvihuoneilmiö ei ole teoreettisten laskelmien mukaan nykyisin mahdollinen. Koska auringon säteilytehon odotetaan kasvavan lähivuosisiljardien aikana, tällainen kohtalo voi kuitenkin uhata maapalloa kaukaisessa tulevaisuudessa.

3. Tähänastiset ilmastonvaihtelut

Maapallon ilmasto on vaihdellut aikojen saatossa hyvin voimakkaasti. Viime vuosisatojen ja -tuhansien vaihtelut näyttävät kuitenkin olleen melko pieniä niihin ilmastonmuutoksiin verrattuna, joita ihmiskunnan aiheuttama kasvihuoneilmiön voimistuminen saattaa aiheuttaa jo tämän vuosisadan aikana. Tässä luvussa käsitellään ensin ilmastonvaihteluita maapallon olemassaolon alkua ajoilta aina 1800-luvun puolelle asti ulottuneella ajanjaksolla, jonka lopustakin suoraa mittaustietoa on saatavissa vain hyvin niukasti. Tätä aihetta käydään tarkemmin läpi Fysikaalisen klimatologian kurssilla. Sen jälkeen tutkitaan tarkemmin, mitä meteorologiset havainnot kertovat ilmaston vaihteluista viimeisten runsaan sadan vuoden aikana. Samassa yhteydessä paneudutaan myös joihinkin havaintotietojen virhelähteisiin.

3.1 Ilmastonvaihtelut ennen meteorologisten mittausten aikakautta

3.1.1 Keinoja menneitten aikojen ilmaston arvioimiseksi

Lämpötilamittauksia on maapallolla tehty noin 300 vuoden ajan, sadehavaintoja paikoin kauemmin. Vanhimmat mittaukset ovat kuitenkin hajanaisia ja usein epäluotettavia. Arviot aikaisemmista ilmastonvaihteluista perustuvat erilaisiin epäsuoriin tietolähteisiin. Käytettävissä on historiallisia tietoja (poikkeukselliset säätapaukset, katovuodet, kasvien viljelyrajat, säästä riippuvista luonnonilmiöistä tehdyt havainnot) sekä monentyyppistä geologista ja fossiilista aineistoa. Geologisten löydösten perusteella ilmaston vaihteluita voidaan arvioida jopa vuosimiljardeja ajassa taaksepäin, mutta tieto käy sitä hajanaisemmaksi ja epätarkemmaksi mitä kauemmaksi menneisyyteen katsotaan.

Useimmat nykyisin maapallolla elävät eläin- ja kasvilajit vaativat tiettyntyyppistä ilmastoa. Niiden aikaisempaa levinneisyyttä taas voidaan selvittää maaperästä löytyvien kivettyneiden eliöjäännösten avulla. Viimeisten vuosituhansien ajalta on käytettävissä myös märkien soiden hapettomassa ympäristössä säilyneitä siitepölyhiukkasia sekä järvien pohjilla ym. säilyneitä puunrunkoja. Puiden vuosirenkaiden leveyden vaihtelu antaa tietoa jopa yksittäisten vuosien sääoloista, kertoen kylmässä ilmastossa ensisijaisesti kesien lämpötiloista, kuivassa ilmastossa sademääristä.

Jäätiköt jättävät runsaasti jälkiä: moreenikerroksia, sileäksi hankautuneita kallioita, vesistöjen pohjalle kerrostunutta savea selvine kesä- ja talvikerroksineen, jäätikön reunaan nähden pitkittäisiä ja poikkittäisiä harjumuodostumia jne. Vuosimiljoonien kuluessa jäätiköiden synnyttämät kerrostumat kivettyvät, ja näitä kivettyymiä on säilynyt jopa yli kahden miljardin vuoden takaisen jääkauden jäljiltä.

Luonnon hapestasta 99.8% on tavallista kevyttä isotooppia ^{16}O , mutta joukossa on myös noin 0.2% raskaampaa isotooppia ^{18}O . ^{18}O :ta sisältävät vesimolekyylit haihtuvat hiukan huonommin ja tiivistyvät helpommin kuin ^{16}O :ta sisältävät. Lumisateiden tuoma, jäätiköihin varastoituva vesi sisältää siksi vähemmän ^{18}O :ta kuin valtameren vesi. Vastaavasti ^{18}O :n pitoisuus merivedessä kasvaa jäätiköiden kasvaessa – kylminä aikoina ^{18}O :ta on siis merivedessä tavallista enemmän. Tieto meriveden ^{18}O - ja ^{16}O -isotooppien pitoisuussuhteesta varastoituu enemmän tai vähemmän tarkasti kalkkikuorisiin eliöihin, jotka kuoltuaan vajoavat meren pohjalle ja jäävät sinne pohjamudan peittoon. Pohjasedimenttejä poraamalla voidaan näiden eliöiden jäänteet kaivaa esille ja määrittää niistä hapen isotooppien suhde. Jos vielä pystytään selvittämään tarkasteltavan kerrostuman ikä, saadaan selville tietoa tämän ajanjakson ilmastosta. Menetelmä antaa tarkinta tietoa viimeksi kuluneiden satojen tuhansien vuosien ilmastosta, karkeampaa tietoa jonkin verran kaukaisemmiltakin ajoilta.

Happi-isotooppien suhteita on mitattu myös Grönlannin ja Etelämantereen jäätiköistä otetuista kairausnäytteistä, jotka nekin yltyvät satojatuhansia vuosia menneisyyteen. Jäätikköjäässä suhteen $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ korrelaatio lämpötilan kanssa on päinvastainen kuin merissä: suhde on ollut korkeimmillaan

lämpiminä aikoina. Hapen isotooppien kiertokulkuun vaikuttavat kuitenkin niin monet tekijät, ettei $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -suhteeseen perustuva lämpötila-asteikko ole absoluuttisen tarkka.

Maaperän tai jäätikön pystysuuntainen lämpötilajakauma antaa myös tietoa aiemmin vallinneista lämpöoloista. Jos alustan lämmönjohtokyky ja lämpökapasiteetti tunnetaan ja niiden voidaan olettaa pysyneen vakioina koko tarkasteluajan, voidaan pintalämpötilan ajallinen vaihtelu yrittää määrätä porakuiluista mitatun lämpötilaprofilin perusteella. Tähänkin menetelmään liittyy monia virhelähteitä ja sen ajallinen erotuskyky on karkea. Silti tällaiset mittaukset näyttäisivät antavan käyttökelpoista tietoa ainakin muutaman viime vuosisadan lämpötiloista.

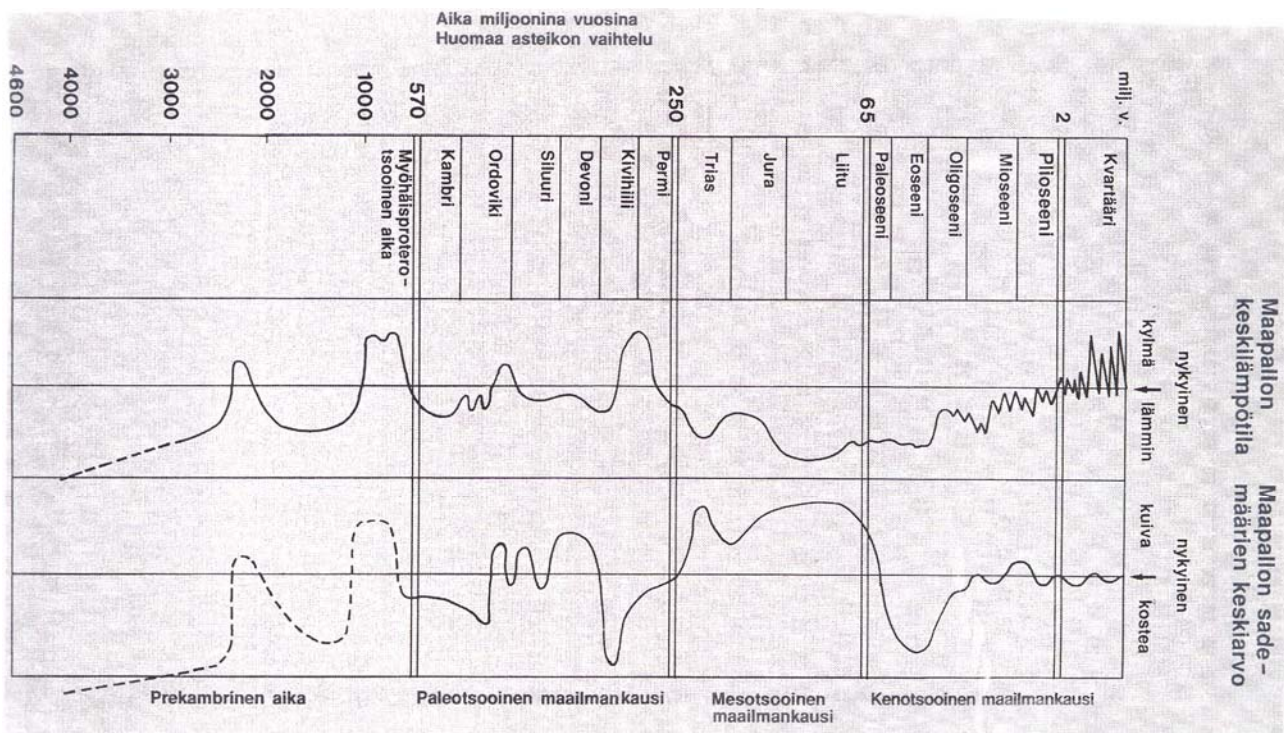
3.1.2 Maapallon ilmastohistorian pääpiirteitä

Suurimman osan noin 4.6 miljardin vuoden pituisesta historiastaan maapallo on ollut selvästi nykyistä lämpimämpi. Keskilämpötila on ollut napa-alueillakin selvästi nollan yläpuolella, ja jäätä ja lunta on esiintynyt vain vähän jos ollenkaan. Muutaman sadan miljoonan vuoden välein on kuitenkin ollut kylmempiä jaksoja, jolloin merkittävä osa maapallosta on ollut jäätiköiden peitossa. Nämä kylmemmät jaksot ovat yleensä kestäneet kerrallaan kymmenistä miljoonista noin sataan miljooniin vuoteen. Parhaillaankin elämme tällaista kylmää jaksoa, jääkausiaikaa⁵. Erityisesti viimeksi kuluneet miljoona vuotta ovat olleet enimmäkseen hyvin kylmiä, mutta kylmimpien glasiaalijaksojen välissä on ollut myös lyhyempiä, lauhempia interglasiaalijaksoja. Viimeisin interglasiaali alkoi noin kymmenentuhatta vuotta sitten. Ilmastohistoriaa geologisesta näkökulmasta tarkastellen olemme siis juuri nyt pitkän kylmän kauden keskelle sattuneessa tilapäisessä leudommassa vaiheessa.

Maapallon ilmastohistorian ensimmäiset vuosimiljardit tunnetaan hyvin heikosti. Ilmeisesti täällä oli kuitenkin aluksi hyvin kuumaa. Ensimmäinen tunnettu jääkausi sattui noin 2.3-2.4 miljardia vuotta sitten (kuva 3.1). Sitä näyttää seuranneen yli miljardin vuoden jäätön jakso, mutta 950-600 miljoonaa vuotta sitten esiintyi ilmeisesti taas useita jääkausia. Jotkin niistä saattoivat olla hyvinkin ankaria. On jopa arveltu, että maapallo olisi ollut jossain vaiheessa kokonaan jään peitossa, mutta teoria on kiistanalainen. Jääkausia sattui myös noin 450 ja 300 miljoonaa vuotta sitten, mutta sen jälkeen oli taas pitkiä aikoja hyvin lämmintä. Ilmasto alkoi taas jäähtyä hiljalleen noin 50 miljoonaa vuotta sitten. Nykyisen jääkausiajan ensimmäiset isommat jäätiköt lienevät syntyneet Etelämantereelle noin 35 miljoonaa vuotta sitten. Grönlanti näyttää saaneen nykyisenkaltaisen jääpeitteen vasta 2-3 miljoonaa vuotta sitten, vaikka jonkin verran jäätä oli jo useita miljoonia vuosia aiemminkin.

Viimeksi kuluneiden noin 900 000 vuoden aikana suuret osat Pohjois-Amerikan ja Euraasian pohjoisosista ovat ajoittain peittyneet paksun jääkerroksen alle. Viimeinen tällainen glasiaalivaihe alkoi vajaan 120 000 vuotta sitten ja oli kylmimmillään n. 18 000 vuotta sitten, jolloin Suomenkin päällä oli jäätä yli kaksi kilometriä. Kylmimmän vaiheen jälkeen jäätiköt alkoivat sulaa nopeasti. Noin 11 000 vuotta sitten lämpeneminen keskeytyi Pohjois-Atlantia ympäröivillä alueilla dramaattisesti, ja esimerkiksi Pohjois-Euroopassa lämpötila näyttää pudonneen äkillisesti noin 5 asteella. Tämä nuorempana Dryasina (*Younger Dryas*) tunnettu, useita satoja vuosia kestänyt kylmä jakso aiheutui todennäköisesti äkillisestä muutoksesta Pohjois-Atlantin merikiertoliikkeessä (tarkemmin Fysikaalisen klimatologian kurssilla). Viimeisten 8000 vuoden aikana lämpöolot lienevät olleet maapalloa kokonaisuudessaan ajatellen melko vakaat, mutta paikallisesti on toki tapahtunut jonkinmoisia vaihteluja. Esimerkiksi Suomessa arvioidaan olleen 6000 vuotta sitten n. 1-2°C nykyistä lämpimämpää (Kuusisto ym. 1996, s. 23).

⁵ Ilmastovaihteluihin liittyvä kielenkäyttö on vakiintumatonta. Esimerkiksi sanalla "jääkausi" tarkoitetaan joskus koko miljoonien vuosien mittaista viileää kautta, joskus taas tyypillisesti sadantuhannen vuoden pituista glasiaalivaihetta.

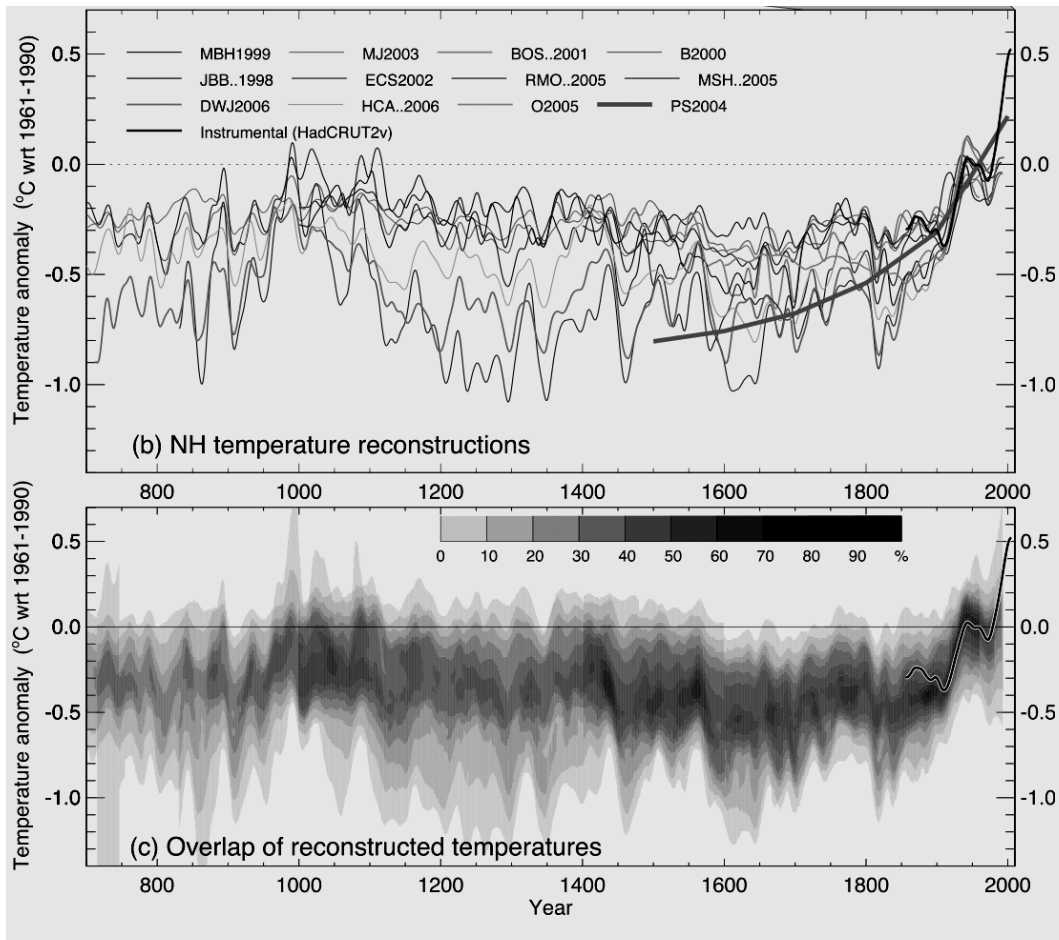


Kuva 3.1. Lämpötilojen ja sademäärien vaihtelu maapallolla viimeisten neljän miljardin vuoden aikana. Huomaa aika-akselin epätasavälisyys. Varsinkin vanhempia aikoja koskevat arviot ovat hyvin karkeita (Eronen 1991, s. 108).

Todennäköisesti viimeaikaisen glasiaali-interglasiaalivaihtelun kaltaista vaihtelua on esiintynyt myös aiempina jääkausiaikoina, vaikka tästä ei olekaan säilynyt suoria todisteita. Pitkinä lämpiminä kausina maapallon ilmasto on sen sijaan ollut ilmeisesti enimmäkseen varsin vakaa. Näyttäisi myös siltä, että lämpötilat ovat kaiken kaikkiaan vaihdelleet korkeilla leveysasteilla paljon enemmän kuin päiväntasaajan ympäristössä.

Maapallon keskilämpötilan vaihtelua meteorologisia mittauksia edeltäneinä aikakausina ei tiedetä tarkasti, sillä ilmastosta kertovaa aineistoa on säilynyt vain siellä täällä ja sen kvantitatiivinen tulkin- ta on usein vaikeaa. Viimeisimmän glasiaalijakson kylmimmässä vaiheessa maapallon keskilämpötila lienee kuitenkin ollut 4-7°C nykyistä alempi. Liitukauden aikana noin 100 miljoonaa vuotta sitten se taas saattoi olla jopa 9°C nykyistä korkeampi (Hoffert ja Covey 1992).

Viimeksi kuluneiden 1300 vuoden ajalta epäsuoraa ilmastotietoa on saatavissa etenkin pohjoisen pallonpuoliskon alueelta enemmän kuin aiemmilta aikakausilta. Monet tutkimusryhmät ovat arvioineet pohjoisen pallonpuoliskon keskilämpötilan vaihteluita tänä aikana käyttäen erityyppisiä tietolähteitä ja erilaisia tilastollisia menetelmiä. Eri tutkimusten tulokset vaihtelevat jonkin verran (kuva 3.2). Todennäköiseltä kuitenkin näyttää, että pallonpuoliskomme on ollut vuosina 700-1900 lähes jatkuvasti viileämpi kuin 1900-luvulla, poikkeuksena vuoden 1000 tienoo, jolloin keskilämpötila on ehkä ollut samaa luokkaa kuin 1900-luvun alkupuolella. Kaikkiaan lämpötilan vaihtelu näyttäisi pysyneen vuosina 700-1900 1°C:n sisällä, joskin arvio vaihtelun suuruudesta eroaa eri tutkimusten välillä.



Kuva 3.2. Pohjoisen pallonpuoliskon keskilämpötilan vaihtelu vuoden 700 jälkeen eri tutkimusten mukaan (yläkuva) sekä yhdistelmä eri tutkimusten tuloksista (alakuva; tummin varjostus kuvaa todennäköisimpiä arvoja). Lämpötilat on ilmaistu poikkeamina jakson 1961-1990 keskiarvosta, ja niistä on suodatettu pois alle 30 vuoden jaksoinen vaihtelu (Solomon ym. 2007, kuva 6.10b-c).

Monilla yksittäisillä alueilla lämpötilat ovat vaihdelleet enemmän kuin pohjoisella pallonpuoliskolla keskimäärin. Esimerkiksi Euroopassa ja osissa Pohjois-Amerikkaa toisen vuosituhannen alku näyttää olleen hivenen nykyaikaa lämpimämpi. Ilmaston leutoudesta kertoo muun muassa se, että viikingit perustivat tuolloin Grönlannin rannikoille siirtokuntia, joissa he elättivät itsensä pääosin karjanhoidolla. 1500-luvulta 1800-luvulle Euroopan ilmasto taas näyttää olleen ajoittain selvästikin nykyistä kylmempi; tältä ajalta historiankirjoihin on jäänyt mainintoja esimerkiksi Etelä-Englannissa Thamesjoen jäällä pidetyistä markkinoista. Onkin puhuttu keskiajan lämpökaudesta ja pikku jääkaudesta. Ei kuitenkaan ole selvää näyttöä siitä, että keskiajan lämpökausi ja pikku jääkausi olisivat olleet maailman- tai edes koko pohjoisen pallonpuoliskon laajuisia ilmiöitä.

3.1.3 Menneiden ilmastonvaihteluiden syistä

Maapallon ilmasto ovat aikojen saatossa muokanneet monet erilaiset tekijät, ja monien ilmastonvaihteluiden syyt tunnetaan vielä puutteellisesti. Alla kerrotaan lyhyesti asioista, joiden uskotaan vaikuttaneen ilmaston vaihteluun eripituisilla ajanjaksoilla. Aihetta käsitellään perusteellisemmin Fysikaalisen klimatologian luentomonisteessa.

Perimmäinen syy satojen vuosimiljoonien välein sattuneisiin viileisiin jääkausiaikoihin näyttäisi olevan mannerlaattojen liike. Jäätiköitä ei hevin synny tilanteessa, jossa molemmat navat ovat keskellä laajaa merta. Sula vesi varastoi kesän aikana itseensä runsaasti auringonsäteilyä, mikä jarruttaa läm-

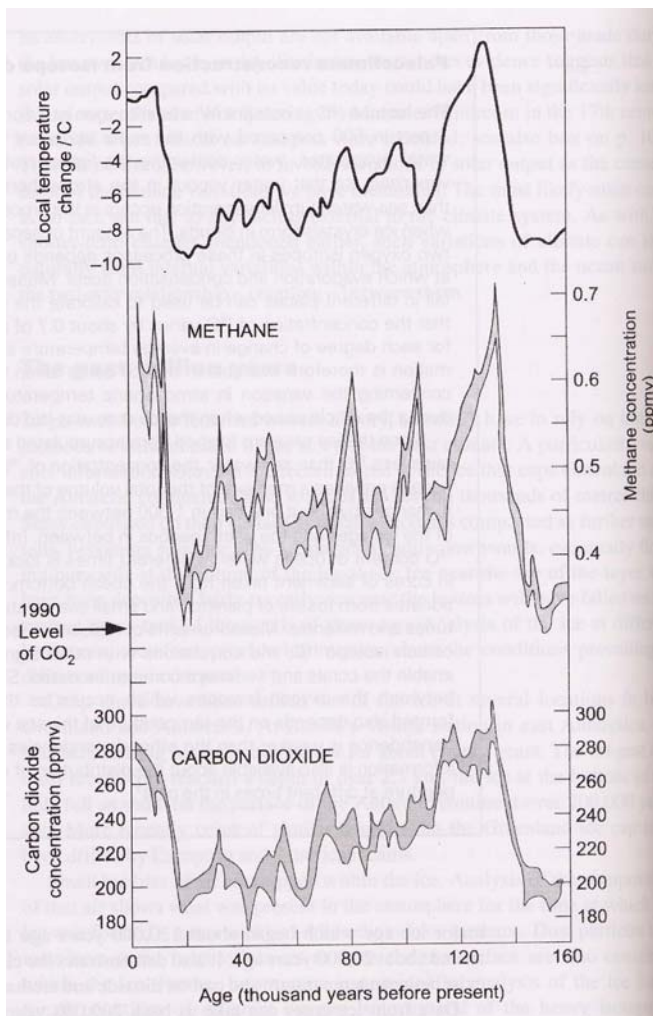
pötilan laskua seuraavana talvena. Lisäksi merivirrat kuljettavat tehokkaasti lämmintä vettä matalilta korkeille leveysasteille, edellyttäen ettei napameren ja matalampien leveysasteiden merialueiden välillä ole kapeita salmia tai matalia kynnyksiä, jotka rajoittaisivat veden virtausta. Jos jompikumpi tai molemmat navat ovat keskellä laajaa mannerta, lämpötila napa-alueella laskee talvella paljon alemmaksi. Suotuisissa oloissa osa talven aikana kertyneestä lumesta selviää kesän yli seuraavaan talveen, jolloin alkaa muodostua jäätikkö. Koska lumi ja jää heijastavat auringonsäteilyä tehokkaasti avaruuteen, niiden ilmaantuminen pyrkii vauhdittamaan jäähtymistä. Jos jäätikkö on riittävän iso, ilmavirtaukset levittävät sen jäähdyttävän vaikutuksen muuallekin maapallolle. Myös korkeiden vuoristojen synty suosii ilmaston viilenemistä, mm. koska jäätä kertyy vuoristoihin helpommin kuin merenpinnan tasolle.

Kymmenientuhansien – satojentuhansien vuosien mittaisen glasiaali-interglasiaalivaihtelun perussyynä pidetään vaihteluita maapallon kiertoradassa. Maan akselin kaltevuuskulma vaihtelee noin 41 000 vuoden, radan soikeus noin 100 000 vuoden ja perihelin ajankohta (ts. vuodenaika, jolloin maapallo on lähinnä aurinkoa) runsaan 20 000 vuoden jaksolla. Nämä vaihtelut eivät juuri muuta koko maapallon vuoden aikana saaman auringonsäteilyn määrää, mutta ne vaikuttavat merkittävästi säteilyn vuodenaikais- ja leveyspiirijakaumaan. Jäätiköitymistä näyttää suosivan tilanne, jolloin pohjoisen pallonpuoliskon korkeat leveysasteet saavat kesän aikana mahdollisimman vähän säteilyä. Näin käy jos maapallon akselin kaltevuuskulma on pieni, etenkin jos maapallo on kauimpana auringosta pohjoisen pallonpuoliskon kesän aikana ja sen kiertorata on tavallista soikeampi. Näissä oloissa pohjoisen pallonpuoliskon kesä jää viileäksi ja lumi selviää helpommin sulamatta sen yli. Talvilämpötiloilla on vähemmän vaikutusta, koska talvisin sateet tulevat korkeiden leveysasteiden kylmimmillä alueilla joka tapauksena lumena. Glasiaalijaksojen synty näyttäisi riippuvan ennen muuta pohjoisen pallonpuoliskon kesällä saamasta säteilystä. Eteläisen pallonpuoliskon saamalla säteilyllä on vähemmän vaikutusta, koska siellä ei ole suuria maa-alueita korkeilla leveysasteilla, lukuun ottamatta jatkuvasti jään peitossa olevaa Etelämannerta.

Lyhyempijaksoisella (kymmenistä vuosista tuhansiin vuosiin) ilmastonvaihtelulla lienee useita syitä. Osa siitä liittyy ilmeisesti vaihteluihin auringon säteilytehosta sekä tulivuoroitoinnin voimakkuudessa (luku 4.5). Ilmasto voi kuitenkin vaihdella jonkin verran myös ilman mitään ulkoista syytä. Lyhytjaksoisesta, vuosien välisestä vaihtelusta merkittävä osa liittyy ilmakehän omaan kaottiseen dynamiikkaan. Meidän leveysasteillamme tämä on tärkein syy sille, että sääolot vaihtelevat vuodesta toiseen. Pidempijaksoista, kymmenien tai jopa satojen vuosien mittaista vaihtelua synnyttää ilmakehän vuorovaikutus ilmastojärjestelmän muiden osien, etenkin valtamerien kanssa. Satunnaiset poikkeamat sääoloissa voivat aiheuttaa muutoksia merten lämpötiloihin ja virtausoloihin. Koska merten lämmönvarastointikyky on suuri, palautuminen normaalitilaan voi kestää kauan. Poikkeamat merenpinnan lämpötilassa ja jääpeitteessä aiheuttavat puolestaan poikkeamia ilmakehän olosuhteisiin.

Oma tärkeä osansa ilmaston vaihtelussa näyttää olleen myös ilmakehän koostumuksen muutoksilla. Hiilidioksidin ja muiden kasvihuonekaasujen pitoisuudet ilmakehässä ovat vaihdelleet rajusti maapallon historian aikana. Useimpina lämpiminä ajanjaksoina hiilidioksidia näyttää olleen ilmakehässä selvästi nykyistä enemmän, olkoonkin että arviot sen pitoisuuden vaihteluista miljoonien vuosien takaisessa menneisyydessä ovat epävarmoja. Esimerkiksi edellä mainitun lämpimän liitukauden aikana hiilidioksidipitoisuuden on arvioitu olleen 2-11 kertaa nykyistä suurempi. Suoraa mittauksietoa ilmakehän koostumuksesta on saatu vasta viimeiseltä 650 000 vuodelta, tutkimalla Etelämantereen jääkerrostumiin jääneitä pieniä ilmakehäkappaleita. Tämän ajanjakson aikana ilmakehän hiilidioksidipitoisuus on ollut jatkuvasti nykyistä alempi, vaihdellen 180 ppmv:stä noin 300 ppmv:hen (kuva 3.3). Eniten hiilidioksidia on ollut ilmassa lämpimien interglasiaalijaksojen aikana, vähiten kylmimmissä glasiaalivaiheissa. Myös metaanipitoisuus on vaihdellut jääkairausten mukaan samalla tavoin, ollen suurin

lämpiminä ja pienin kylminä aikoina. Todennäköisesti vuorovaikutus ilmaston ja kasvihuonekaasujen pitoisuuksien vaihteluiden välillä on ollut kaksisuuntainen. Hiilidioksidin ja metaanin



Kuva 3.3. Lämpötilan (a) sekä ilman metaani- (b) ja hiilidioksidipitoisuuden (c) vaihtelu viimeksi kuluneiden 160 000 vuoden aikana Vostokissa Etelämantereella tehtyjen jääkairausten perusteella (Houghton 1997, kuva 4.4).

vähentäminen ei ole ollut jäätiköitymisten alkusyy, vaan seuraus ilmaston jäähtymisestä⁶. Sen aiheuttama kasvihuoneilmaston heikentyminen on kuitenkin voimistanut ilmaston muutosta.

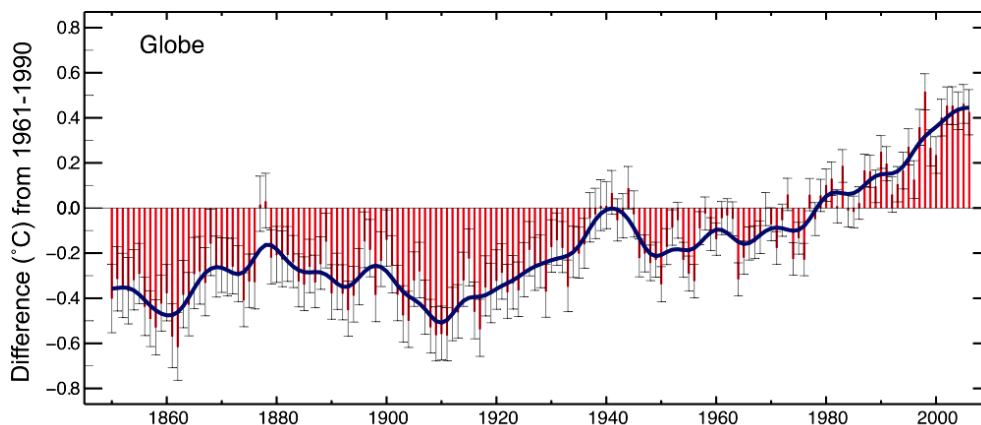
3.2 Ilmaston vaihtelu viimeisten 100-150 vuoden aikana

Viimeisten 100-150 vuoden aikana meteorologinen havaintoverkosto on ollut jo sen verran laaja, että sen perusteella on voitu arvioida mm. maapallon keskilämpötilan kehitystä. Suorat säähavainnot antavat ilmastosta yksityiskohtaisempaa ja helpommin tulkittavaa tietoa kuin luonnon arkistoista löytyneet epäsuorat tietolähteet. Säähavainnoissakin on kuitenkin useita virhelähteitä ja monilta alueilta havaintoja on käytettävissä hyvin niukasti. Tässä luvussa tarkastellaan havaittujen lämpötilan muutosten ja niihin liittyvien virhelähteiden lisäksi myös muissa ilmastosuureissa viime aikoina tapahtuneita muutoksia.

⁶ Glasiaali- ja interglasiaalijaksojen välisen hiilidioksidipitoisuuden vaihtelun arvellaan liittyneen merten olosuhteissa tapahtuneisiin muutoksiin (luku 5.1), metaanipitoisuuden vaihtelun taas maa-alueiden biosfääriin muutoksiin. Kummankaan syytä ei kuitenkaan tunneta tarkasti.

3.2.1 Keskimääräinen pintalämpötila

Maapallon keskimääräinen pintalämpötila vaihtelee satunnaisesti muutaman kymmenesosa-asteen vuodesta toiseen. Kun tämän lyhytjaksoisen vaihtelun vaikutus suodatetaan pois, päästään arvioimaan lämpötilan pidempiaikaisia muutoksia. Tällaisen tarkastelun valossa maapallon keskilämpötila näyttää nousseen viimeisten 100 vuoden aikana runsaat 0.7°C (Solomon ym. 2007). Maapallon keskilämpötilan muutoksen arvioinnissa on kuitenkin monia hankaluuksia (laatikko 3), joten luku ei ole täysin tarkka. Yksityiskohtaisen virhetarkastelun perusteella todellinen lämpeneminen oli 90% todennäköisyydellä välillä $0.56\text{--}0.92^{\circ}\text{C}$. Lämpeneminen ei ollut tasaista, vaan se tapahtui pääosin kahden jakson aikana, noin vuosina 1910–1940 ja 1970-luvun puolivälin jälkeen (kuva 3.4). Kaikkiaan pohjoinen ja eteläinen pallonpuolisko lämpenivät 1900-luvun aikana suunnilleen yhtä paljon, mutta aivan viime vuosikymmeninä pohjoinen pallonpuolisko on lämmennyt eteläistä nopeammin. Samaten viime vuosikymmeninä lämpötila on keskimäärin noussut enemmän maa- kuin merialueilla.



Kuva 3.4. Maapallon keskimääräisen pintalämpötilan vaihtelu vuosina 1850–2006. Luvut ovat poikkeamia jakson 1961–1990 keskiarvosta. Pylväät ja niiden päihin merkityt janat kertovat yksittäisten vuosien keskilämpötilan sekä arvioon liittyvät virherajat. Yhtenäisen viivan kuvaamasta aikasarjasta on suodatettu pois lämpötilan lyhytjaksoinen vaihtelu (Solomon ym. 2007, kuva 3.6).

Laatikko 3. Maapallon keskilämpötilan muutosten arviointi

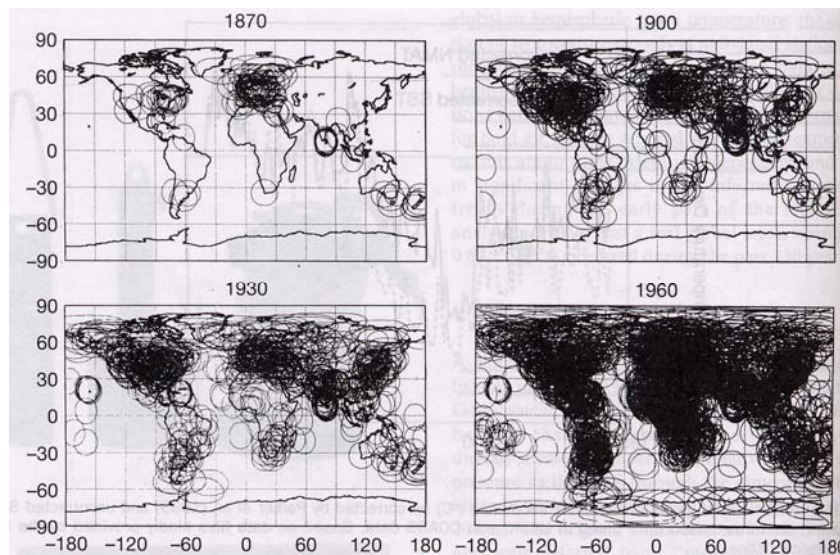
Jos lämpötilahavainnoja olisi saatavissa kaikkialta, mittauspaikat olisivat satunnaisesti valittuja ja mittaukset olisi aina tehty samalla tavoin samanlaisilla välineillä, maapallon keskilämpötilan seuraaminen olisi helppoa. Käytännössä mikään näistä ehdoista ei ole voimassa. Maa-alueidenkin havaintoverkosto oli vielä 1900-luvun alussa varsin harva ja keskittynyt pohjoisen pallonpuoliskon tiheään asutuille alueille (kuva 3.5). Nykyisin tilanne on jo sentään parempi – monilla alueilla asemia on edelleen melko harvassa, mutta lähekkäisten alueiden vuosittaiset lämpötilapoikkeamat korreloivat onneksi voimakkaasti keskenään. Valtamerillä on turvauduttava yksittäisiltä saarilta saatavien lämpötilahavaintojen lisäksi laivojen tekemiin veden ja ilman lämpötilan mittauksiin, jotka tietysti keskittyvät vilkkaimpien laivareittien varrelle. Yksi maapallon keskilämpötilan muutoksia arvioitaessa kohdattava kysymys onkin, mitä tehdä alueille, joilta havainnoja ei ole lainkaan. Jätetäänkö ne pois laskuista vai yritetäänkö niiden lämpötilat arvioida ympäröivien alueiden lämpötilojen perusteella? Eri tutkijaryhmät ovat päätyneet tässä erilaisiin ratkaisuihin.

Monet maa-alueiden havaintoasemista ovat kaupungeissa. Kaupungit ovat yleensä lämpimämpiä kuin ympäröivä maaseutu, joten niiden kasvaessa kaupunkiasemien lämpötilat pyrkivät nousemaan nopeammin kuin lämpötila asemien luonnontilaisessa ympäristössä. Suuri osa tästä aiheutuvasta harhasta voidaan kuitenkin poistaa korjaamalla kaupunkiasemien tuloksia läheisten maaseutuasemien tuloksia hyväksi käyttäen tai jättämällä yksinkertaisesti suurten (esim. yli 100 000 asukasta) kaupunkien havainnot kokonaan käyttämättä. Pieni osa kaupungistumiseen liittyvästä harhasta on toki saattanut jäädä jäljelle korjausten jälkeenkin, mutta tämän osuus maapallon lasketussa keskilämpötilan nousussa lienee

enintään 0.03°C, siis alle 5% havaitusta lämpenemistä. Toisaalta monet aikaisemmin kaupunkien keskustoissa sijainneet havaintoasemat on siirretty ympäristön lentokentille – jos tätä ei oteta huomioon, havaintopaikan vaihdos poikii aikasarjaan epätodellista lämpötilan laskua.

Muutokset havaintovälineissä ja havaintojen tekotavassa ovat ongelma etenkin meriveden lämpötiloja arvioitaessa. Noin vuodesta 1942 alkaen mittaukset on tehty pääosin suoraan laivan moottorin vedenottoaukosta, ja niiden tarkkuus lienee melko hyvä. Vielä 1900-luvun alkupuoliskolla lämpötila kuitenkin yleensä mitattiin laivan kannelle ämpärillä tms. astialla nostetusta vedestä, jolla oli taipumus jäähtyä ennen mittaushetkeä haihtumisen vaikutuksesta. Lisäksi eri aikoina käytettiin erilaisia astioita, joissa ongelma oli erisuuruinen. Nämäkin virheet on tietysti pyritty jälkikäteen korjaamaan. Arviot merialueiden lämpötiloista 1800-luvun lopulla ja 1900-luvun alussa ovat silti melko epätarkkoja, ja eri tutkimusryhmien tulokset eroavat melko paljonkin toisistaan.

Edellä kuvatuista vaikeuksista huolimatta maapallon keskilämpötilan vaihtelu 1900-luvun aikana lienee pystytty arvioimaan kohtalaisen hyvällä tarkkuudella. Monien muiden ilmastosuureiden (esimerkiksi sademäärän) osalta tilanne on selvästi huonompi.



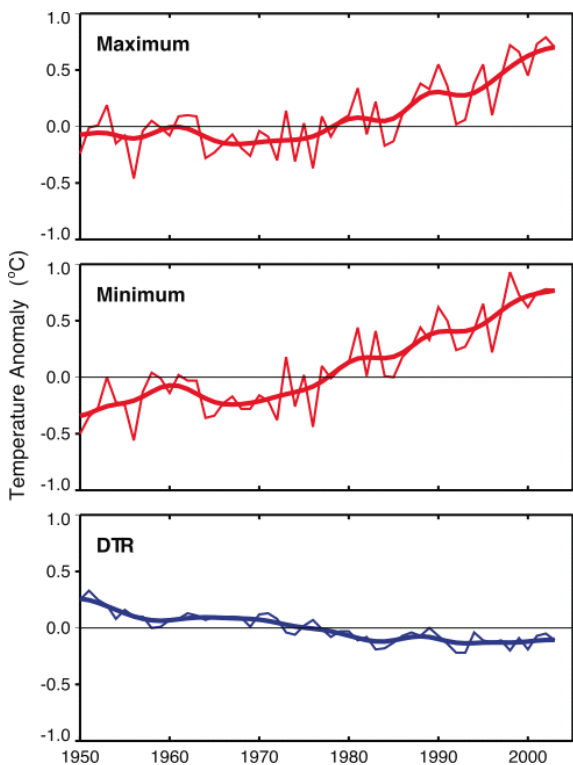
Kuva 3.5. Lämpötilaa mitanneiden havaintoasemien verkosto neljänä ajankohtana. Jokaisen aseman ympärille on piirretty 1200 km säteinen ympyrä, jonka sisällä lämpötilan voidaan katsoa korreloivan riittävän voimakkaasti tarkasteltavan aseman lämpötilan kanssa (Hansen ja Lebedeff 1987)

Lämpötilan muutokset eivät ole olleet yhtä suuria kaikkialla maapallolla ja kaikkina vuodenaikoina, ja yksittäisillä alueilla lämpeneminen on edennyt paljon epätasaisemmin kuin koko maapallon keskilämpötilan nousu. Tämä onkin odotettua, sillä ilmaston satunnainen luonnollinen vaihtelu kasvaa sitä suuremmaksi, mitä pienemmän alueen keskilämpötilaa tarkastellaan. 1900-luvun alusta alkaen laskeutu vuosikeskilämpötilan trendi on kuitenkin nouseva lähes kaikkialla, missä havaintoja on saatavilla. Vuoteen 2007 mennessä lämpimin yksittäinen vuosi on ollut Brohanin ym. (2006) analyysin mukaan 1998, jolloin maapallon keskilämpötila oli noin 0.55°C jakson 1961-1990 keskiarvon ja 0.8-0.9°C 1900-luvun alun keskimääräisen tason yläpuolella.

3.2.2 Pintalämpötilan vuorokausivaihtelu

Lämpötilan vuorokautisessa vaihtelussa 1900-luvun puolivälin jälkeen havaittuja muutoksia tarkastellaan kuvassa 3.6 – luvut edustavat keskiarvoa niiltä maa-alueilta, joilta havaintoja on ollut tutkijoiden käytettävissä. Vuodesta 1950 suunnilleen vuoteen 1980 asti vain yölämpötilat nousivat merkittävästi, päivälämpötilojen pysyessä keskimäärin suunnilleen ennallaan. Lämpötilan vuorokausi-

vaihtelu siis pieni. Sitten kuitenkin myös päivälämpötilat ovat alkaneet nousta nopeasti, joten vuorokausivaihtelun pieneneminen on loppunut. Havaittuihin muutoksiin ovat todennäköisesti vaikuttaneet muutkin asiat kuin kasvihuonekaasujen lisääntyminen. Vuorokausivaihtelun selvä pieneneminen vuosina 1950-1980 osuu yhteen samana aikana tapahtuneen, mutta sitten tasaantuneen, ilmakehän pienhiukkasten lisääntymisen kanssa. Vuorokausivaihtelun muutosten syitä ei kuitenkaan vielä tunneta kovin hyvin.



Kuva 3.6. Vuorokautisten maksimi- ja minimilämpötilojen sekä lämpötilan vuorokausivaihtelun keskimääräiset muutokset vuoden 1950 jälkeen. Keskiarvot on laskettu 71% maapallon mantereista kattavalta alueelta. Luvut ovat poikkeamia jakson 1961-1990 keskiarvosta. (Solomon ym. 2007, kuva 3.2).

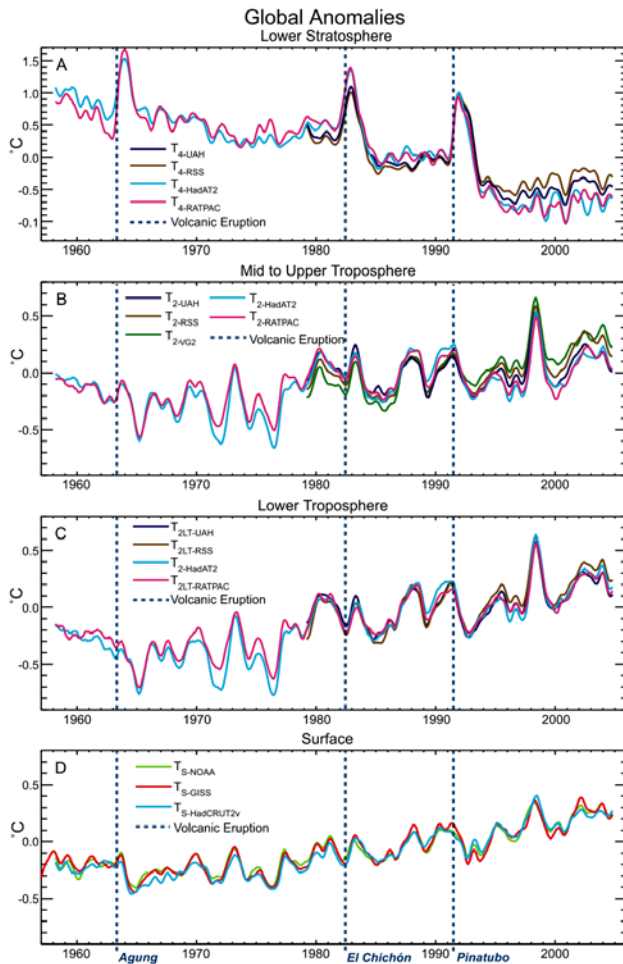
3.2.3 Lämpötila vapaassa ilmakehässä

Troposfäärin ja stratosfäärin alaosien lämpötiloja on mitattu säähavaintopalloilla (radioluotaukset) säännöllisesti 1950-luvun lopulta alkaen. Kuten pintasäähavainnotkin, asemaverkosto on luonnollisesti keskittynyt asutuille maa-alueille. Koska käytetyt laitteet ovat vähitellen parantuneet, radioluotausaikaasarjatkaan eivät ole homogeenisia, eli ne eivät sovellu sellaisenaan ilmastonmuutosten arviointiin. Ongelmat ovat suurimpia stratosfäärissä. Auringonsäteily pyrkii lämmittämään radiosondin ympärivää ilmaa lämpimämmäksi, erityisesti stratosfäärissä, missä ilman tiheys on pieni, eikä virhettä osata korjata täysin tarkasti. Lisäksi luotauspaloilla on taipumus puhjeta sitä alempana, mitä kylmempää stratosfäärissä on – näin kaikkein alhaisimmat lämpötilat jäävät ylimmiltä mittauspinoilta havaitsematta ja keskiarvot vääristyvät. Pallojen kestävyuden parantuessa viimeksi mainittu virhelähde on pienentynyt, mikä pyrkii aiheuttamaan näennäistä stratosfäärin kylmenemistä. Tämänkaltaiset virheet on pyritty ottamaan luotaushavaintoja analysoitaessa huomioon, mutta niiden täydellinen poistaminen on osoittautunut varsin vaikeaksi.

Vuodesta 1979 alkaen maapalloa on kiertänyt joukko mikroaaltosäteilyä mittaavia tekokuita (*MSU = Microwave Sounding Unit*). Ne mittaavat säteilyn intensiteettiä useilla eri aallonpituuksilla noin 4 mm:n tienoilla (eli paljon maan pinnan ja ilmakehän lämpösäteilymaksimia pidemmällä aallonpituuksilla). Näillä aallonpituuksilla tärkein säteilyä emittoiva ilmakehän ainesosa ovat tavalliset happimolekyylit (O_2). Koska ilmakehän happipitoisuus on suurella tarkkuudella vakio, hapen emittoiman säteilyn intensiteetti riippuu suoraan lämpötilasta. Säteilyn määrä ei kuitenkaan kerro millään

yksittäisellä korkeudella vallitsevaa lämpötilaa, vaan painotetun keskiarvon niiden ilmakerrosten lämpötiloista, joista avaruuteen pääsevä säteily on peräisin. Käyttämällä hyväksi eri aallonpituuskais-
toilla tehtyjä mittauksia saadaan kuitenkin tietoa eri korkeuksilta. Niillä aallonpituuksilla, joilla O_2
emittoi ja absorboi säteilyä voimakkaimmin, pääosa avaruuteen pääsevästä säteilystä on peräisin
ilmakehän yläosista. Niillä aallonpituuksilla, joilla emissio ja absorptio on heikompaa, säteily taas on
peräisin alemmaa.

Toisin kuin pintasäähavainnot ja radioluotaukset, tekokuut antavat mittaustietoa koko maapallolta.
Näissäkin mittauksissa on kuitenkin useita virhelähteitä. Ensinnäkin mittaussarjat perustuvat useiden
eri tekokuiden tuloksiin. Koska säteilymittareiden absoluuttinen tarkkuus on rajallinen, eri tekokui-
den mittaustulokset joudutaan kalibroimaan keskenään yhteensopiviksi, käyttämällä hyväksi niiden
jaksojen mittauksia, jolloin tietty tekokuu ja sen edeltäjä ovat kiertäneet maapalloa samanaikaisesti.
Toiseksi tekokuiden radoissa tapahtuvat vähittäiset muutokset vaikuttavat mittaustuloksiin. Kolman-
neksi myös pilvien jääkiteet ja vesipisarat emittoivat ja absorboivat jonkin verran mikroaaltosäteilyä,
joten mitatut säteilymuutokset riippuvat lämpötilan muutosten ohella myös jossain määrin pilvisyy-
den muutoksista.



Kuva 3.7. Maapallon keskilämpötilan poikkeama jakson 1979-1997 keskiarvosta eri korkeuksilla ilmakehässä (A - alastratosfääri; B – keski- ja ylätroposfääri; C – alatro-
posfääri) radioluotaus- ja tekokuuhavaintojen mukaan, sekä maan pinnalla (D) kolmen
tutkimusryhmän analyysien mukaan. Huomaa, että asteikko eroaa A-kuvan ja muiden
kuvien välillä (Solomon ym. 2007, kuva 3.17).

Edellä kuvattujen virhelähteiden takia sekä radioluotauksiin että tekokuumittauksiin perustuvat arviot
vapaan ilmakehän lämpötilan muutoksista ovat epävarmempia kuin vastaavat pintalämpötilan muu-
tosarviot, ja eri tutkimusryhmien tuloksissa onkin melko isoja eroja. Kaikkiaan lämpötilat kuitenkin
näyttäisivät nousseen troposfäärissä viime vuosikymmeninä suunnilleen yhtä paljon kuin pinnallakin
(kuvat 3.7b-d). Vuosienväliset vaihtelut eivät tosin osu aivan yksi yhteen: esimerkiksi vuosien 1997-
1998 voimakas El Niño -ilmiö vaikutti lämpötilaan voimakkaammin ylempänä troposfäärissä kuin

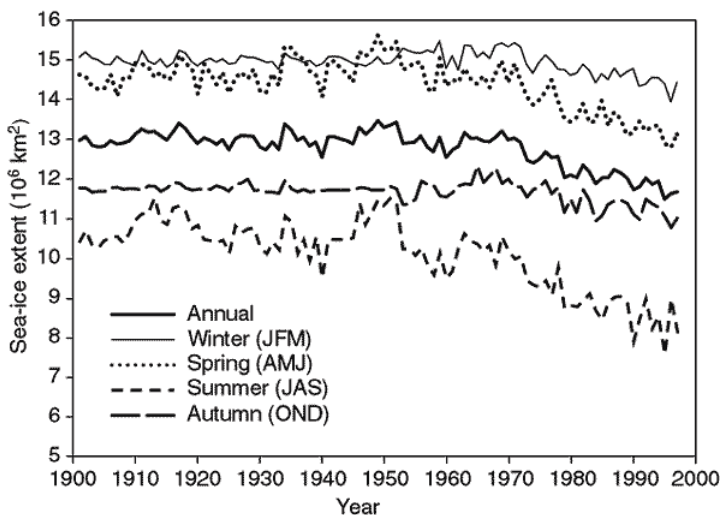
pinnalla. Stratosfäärissä lämpötila on sen sijaan laskenut selvästi (kuva 3.7a). Stratosfääriä ovat jäähdyttäneet sekä hiilidioksidin lisääntyminen että otsonikerroksen ohentuminen, jälkimmäinen ilmeisesti enemmän (luku 9). Suurten tulivuorenpurkausten (Agung 1963, El Chichon 1982 ja Pinatubo 1991) jälkeen stratosfääri on lämmennyt tilapäisesti, kun sinne on päässyt valtavat määrät auringonsäteilyä imevää pölyä.

3.2.4 Meriveden lämpötila pintaa syvemmillä

Valtamerten pinnan alla tehtyjen lämpötilamittausten perusteella on arvioitu, että merten ylimmän 700 metrin vesikerroksen keskilämpötila on noussut noin 0.1°C 1960-luvun alun jälkeen. Lämpötila näyttää nousseen, joskin hitaammin, myös syvemmillä merissä. Vaikka nämä muutokset ovatkin näennäisesti pieniä, meriin on varastoitunut melkoisesti lämpöä: vuosina 1963-2003 kaikkiaan noin 14×10^{22} J ja yksinomaan vuosina 1993-2003 noin 8×10^{22} J. Nämä luvut kertovat, ettei ilmastojärjestelmä ole energiatasapainossa: auringonsäteilyä imeytyy maapallolle enemmän kuin lämpösäteilyä karkaa avaruuteen. Vuosina 1993-2003 havaittu meriveden lämpeneminen edellyttää noin 0.5 Wm^{-2} epätasapainoa maa-ilmakehjärjestelmän keskimääräisessä säteilytaseessa.

3.2.5 Muutokset jää- ja lumipeitteessä

Napa-alueiden merijään laajuudesta on saatu kattavia havaintoja vasta 1970-luvulla alkaneiden tekokuumittausten myötä. Pohjoisen Jäämeren jääpeitteen vaihteluita on kuitenkin pystytty arvioimaan summittaisesti pidemmältäkin ajalta hajanaisia maanpinnalta tehtyjä havaintoja hyväksi käyttäen (kuva 3.8). Jään peittämän alueen vuosikeskiarvo näyttää laskeneen vuoden 1970 jälkeen noin 10%:lla, 13:sta vajaan 12 miljoonaan neliökilometriin. Jääpeite on supistunut selvästi keväällä ja etenkin kesällä, muttei juuri talvella. Etelämannerta ympäröivien merien jääpeitteessä ei näytä tapahtuneen merkittäviä muutoksia 1970-luvun lopun jälkeen. Valaanpyyntialusten reittimerkintöjen perusteella on kuitenkin arveltu, että jäätä olisi ollut vielä 1950-luvun alkupuolella jopa 25% enemmän kuin nykyisin. Tietoon kannattaa tosin suhtautua tietyllä varovaisuudella, sillä ei ole itsestään selvää, että valaanpyytäjät olisivat aina pysytelleet samalla etäisyydellä jään reunasta.

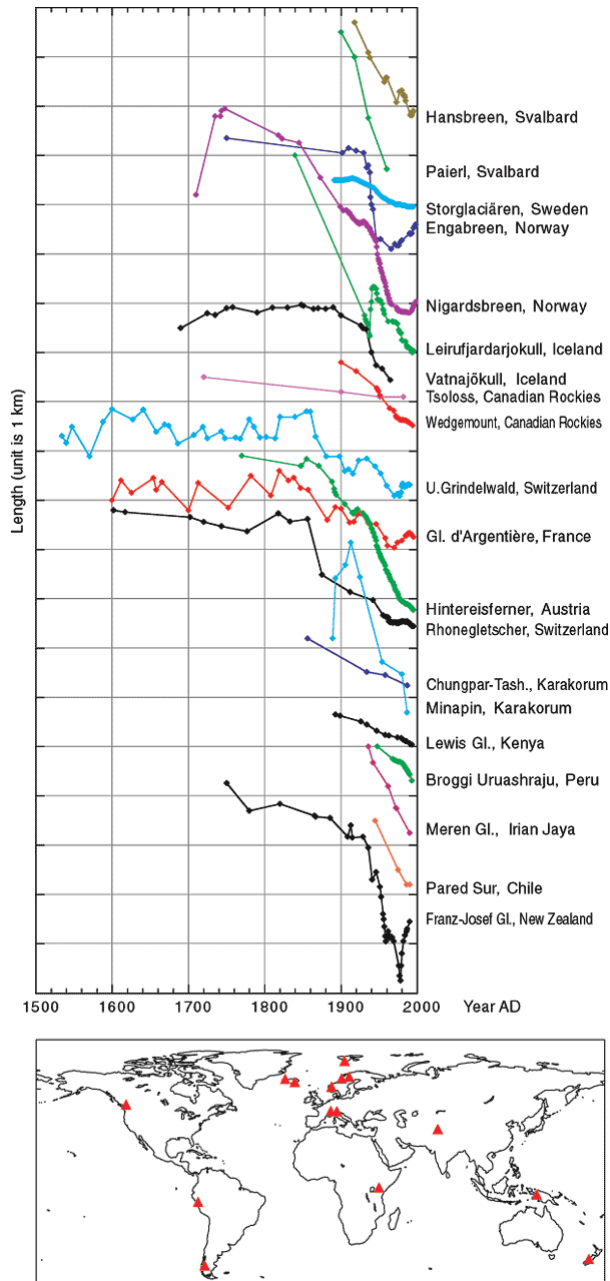


Kuva 3.8. Jääpeitteen laajuus Pohjoisella Jäämerellä eri vuodenaikoina v. 1900-1999. Vähäinen vuosienvälinen vaihtelu vuosisadan alkupuolella ei liene todellista vaan se johtunee havaintojen vähyydestä (Houghton ym. 2001, kuva 2.15).

Pohjoisen pallonpuoliskon lumipeitteen pinta-ala näyttää tekokuumittausten mukaan kutistuneen noin 5%:lla vuoden 1966 jälkeen. Eniten lumi on vähentynyt vuoden kevätpuoliskolla. Lumen määrä vaihtelee huomattavasti vuodesta toiseen, ja vaihteluiden on todettu korreloivan voimakkaasti lämpötilan vaihteluiden kanssa.

Vuoristojäätiköiden koon muutoksista on paikoin havaintoja jo usean sadan vuoden ajalta. Jo 1800-luvun loppupuolelta alkaen jäätiköt ovat kutistuneet lähes kaikkialla maailmassa, mitä on vaikea se-

littää muulla kuin lämpötilan nousulla (kuva 3.9). Toisaalta myös sademäärän muutokset vaikuttavat jäätiköihin jonkin verran. Esimerkiksi Norjassa ja Uudessa-Seelannissa monet jäätiköt kasvoivat 1990-luvulla talvien lumisateiden lisääntymisen takia, mutta niiden kasvu on sittemmin kääntynyt uudelleen kutistumiseksi.



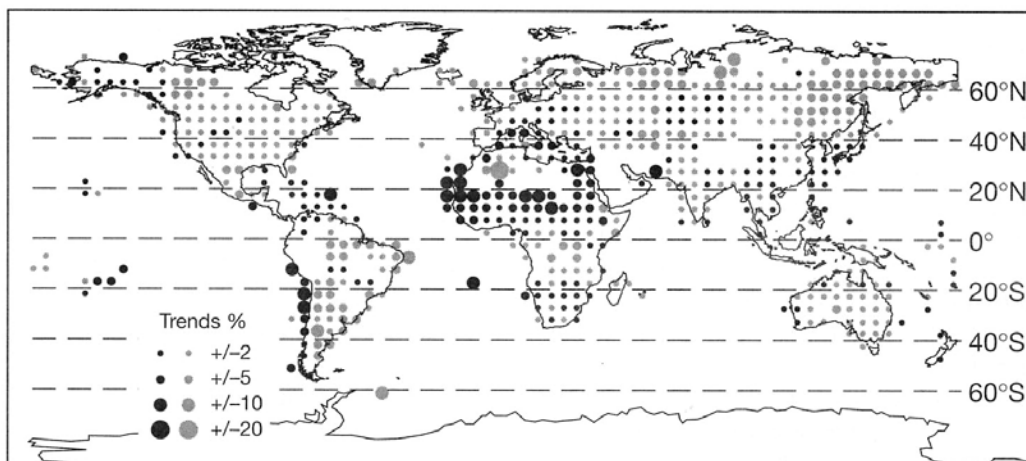
Kuva 3.9. Kahdenkymmenen eri vuoris-
tojäätikön havaitut pituuden muutokset.
Yksi pystyakselin ruutu vastaa yhtä ki-
lometriä jäätikön pituudessa (Houghton
ym. 2001, kuva 2.18).

3.2.6 Sademäärä

Sademäärää on vaikeampi mitata kuin lämpötilaa. Sademittari häiritsee ilman virtausta ympärillään siten, että sadepisarat ja etenkin lumihiualeet mieluusti leijailevat mittarin suuaukon ohi. Sadetta katoaa mittareista myös haihtumalla, ja talteen saadusta sateestakin pieni osa jää kiinni astiaan eikä pääse mittalasiin asti. Niinpä mitatut sademäärät jäävätkin yleensä todellisia pienemmiksi, etenkin talvella, jolloin ero on jopa useita kymmeniä prosentteja. Aikojen kuluessa mittareita on pyritty parantamaan, jotta virhe pienenesi. Sademäärän todellisista muutoksista kiinnostuneille ilmastotutkijoille tämä aiheuttaa suurta päänvaivaa – miten erottaa todellinen sademäärän muutos mittalaitteiden

muutosten vaikutuksesta? Lisäksi sademäärä vaihtelee paljon jyrkemmin ja epäsäännöllisemmin paikasta toiseen kuin lämpötila, joten kokonaiskuvan saaminen vaatii tiheämpää havaintoverkosta kuin lämpötiloja tutkittaessa.

Keskimäärin sademäärä näyttäisi nousseen maapallon maa-alueilla n. 1%:lla 1900-luvun aikana. Muutos on häviävän pieni verrattuna mittausvirheisiin, jotka toki on tästä arviosta mahdollisuuksien mukaan poistettu. Muutokset ovat kuitenkin olleet alueellisesti varsin vaihtelevia (kuva 3.9). Useimmilla alueilla sademäärä on kasvanut, pohjoisen pallonpuoliskon keski- ja korkeilla leveysasteilla monin paikoin noin 10%:lla. Toisaalta sateet ovat vähentyneet mm. Sahelin alueella Pohjois-Afrikassa, Karibianmeren saarilla ja Chilessä. Sademäärän vaihtelu merialueilla tunnetaan vielä paljon huonommin kuin sen vaihtelu mantereilla.



Kuva 3.10. Vuoden sademäärän muutos (lineaarinen trendi) vuodesta 1900 vuoteen 1994. Mustat pallukat tarkoittavat sademäärän vähenemistä, harmaat sademäärän kasvua (Harvey 2000, kuva 5.17b).

3.2.7 Pilvisyys ja vesihöyry

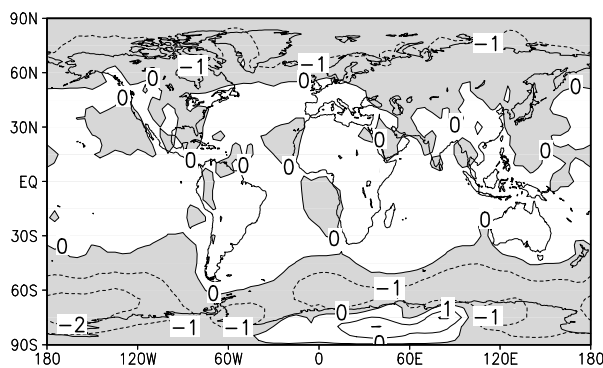
Pilvisyyden ja ilman vesihöyrypitoisuuden muutokset ovat molemmat tärkeitä maapallon säteilytaseeseen kannalta. Kuten luvussa 2.4 todettiin, alapilvien lisääntyminen pyrkii yleensä jäähdyttämään, yläpilvien lisääntyminen taas lämmittämään maapalloa. Kattavaa ja totuudenmukaista kuvaa eri pilvityyppien määrissä tapahtuneista muutoksista on kuitenkin vaikea saada. Kokonaispilvisyyttä ja eri pilvilajien osuuksia havaitaan säännöllisesti sääasemilla, mutta havaintokäytännöt ovat vaihdelleet, etenkin mitä tulee eri pilvityyppien raportointiin. Havaintojen mukaan kokonaispilvisyyden muutokset näyttävät olleen 1900-luvun puolivälin jälkeen eri alueilla erisuuntaisia. Keskimäärin pilvisyys näyttäisi kuitenkin lisääntyneen hiukan ainakin maa-alueilla, mikä sopii yhteen lämpötilan vuorokausivaihtelun pienenemisen kanssa. Tekokuumittaukset antavat kattavampaa tietoa pilvisyydestä kuin pintahavainnot, mutta kokonaispilvisyyden ja eri pilvityyppien analysointiin hyvin soveltuvia tekokuuhavainnot (ISCCP = *International Satellite Cloud Climatology Project*) on tehty vasta 1980-luvulta alkaen.

Ilman vesihöyrymäärän muutoksia voidaan periaatteessa arvioida radioluotaushavaintojen perusteella. Valitettavasti etenkin vanhempien luotausten kosteusmittaukset ovat epäluotettavia, varsinkin ylätroposfäärissä, jonka vesihöyrysisältö on kasvihuoneilmion kannalta erityisen tärkeä. Viime vuosikymmeninä avuksi on onneksi saatu myös tekokuuhavainnot, joita pidetäänkin luotettavimpana tietolähteenä ainakin merialueiden ja ylätroposfäärin vesihöyryn osalta. Tekokuumittauksen mukaan vesihöyryn kokonaismäärä valtameren päällä näyttää kasvaneen vuosina 1988-2004 keskimäärin 2%. Myös useimmilla maa-alueilla ainakin alatrioposfäärin vesihöyry on lisääntynyt. Samaten teko-

kuumittaukset tukevat ajatusta, että kasvihuoneilmion kannalta tärkeä ylätroposfäärin vesihöyry on pikkuhiljaa lisääntymässä. Vaikka mittauksiin sisältyykin epävarmuuksia ja tekokuiden tuottamat aikasarjat ovat vielä melko lyhyitä, havainnot ovat siis sopusoinnussa sen käsityksen kanssa, että ilman vesihöyrystisältö yleensä kasvaa lämpötilan noustessa.

3.2.8 Ilmakehän kiertoliike

Iso osa lämpötilan, sademäärän, tuulisuuden ym. sääsuureiden vuosienvälisestä vaihtelusta liittyy vaihteluihin ilmakehän kiertoliikkeessä, ts. matala- ja korkeapaineiden voimakkuudessa ja kulkurajoissa, tuulen keskimääräisessä suunnassa jne. Yleiskuvan kiertoliikkeen vaihteluista antaa keskimääräisen merenpinnan tasolla vallitsevan ilmanpaineen tarkastelu. Kuten kuvasta 3.11 nähdään, keskimääräinen ilmanpaine on 1980-luvun lopulta alkaen ollut molemmilla napa-alueilla hiukan alempi kuin edeltävinä vuosikymmeninä. Matalammilla leveysasteilla paine on vastaavasti ollut hiukan aiempaa korkeampi. Voidaan päätellä, että matalapainetoiminta on keskimäärin siirtynyt molemmilla pallonpuoliskoilla napaa kohti.



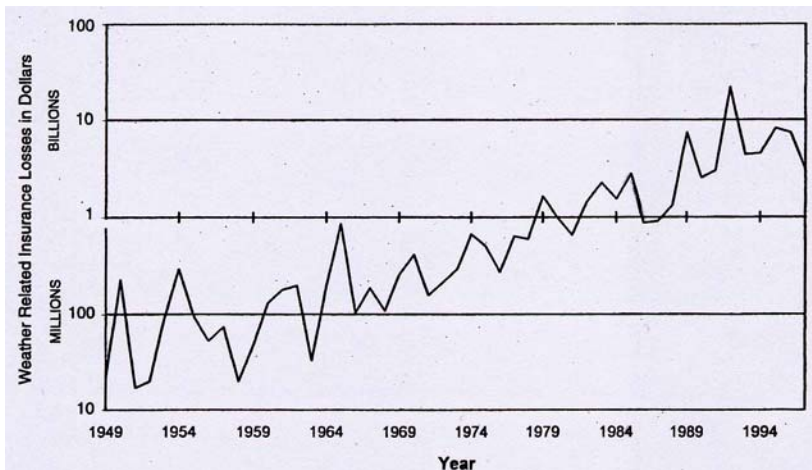
Kuva 3.11. Merenpinnan tasolle palautetun ilmanpaineen muutos vuosista 1958-1987 vuosiin 1988-2006. Viivaväli 1 hPa; alueet, joilla paine on laskenut, on varjostettu.

Kuvan 3.11 havainnollistama kiertoliikkeen muutos on ollut pohjoisella pallonpuoliskolla voimakkain talvella, jolloin sillä on ollut tuntuva vaikutus Suomenkin sääoloihin. Matalapaineet ovat kulkeutuneet pohjoista reittiä, ja niiden eteläpuolella puhaltaneet tavallista voimakkaammat länsituulet ovat tuoneet lauhaa ilmaa Atlantilta Suomeen. Useimmat 1980-luvun lopun ja 1990-luvun talvet olivatkin Suomessa varsin leutoja. 2000-luvun alkuvuosina tilanne on tosin taas jossain määrin normalisoitunut, eli länsivirtaus on ollut useimpina talvina heikompaa kuin 1990-luvulla.

Havaitut painejakauman muutokset voivat olla osittain seurausta ilmaston luonnollisestakin vaihtelusta, mutta ainakin osaksi ne lienevät kuitenkin ihmiskunnan aiheuttamia. Syyllisiksi epäillään sekä kasvihuonekaasujen lisääntymistä että etenkin eteläisellä pallonpuoliskolla myös otsonikatoa.

3.2.9 Ääri-ilmiöt

Ääri-ilmiöillä tarkoitetaan säätä, joka poikkeaa paljon keskimääräisestä ja joka pahimmassa tapauksessa tuottaa katastrofaalista vahinkoa: epätavallisen kylmiä tai kuumia päiviä, rankkasateita ja pitkiä kuivuuskausia, voimakkaita myrskyjä jne. Säähän liittyvät katastrofit, erityisesti myrskyt ja tulvat, ovat tuottaneet viime aikoina vakuutusyhtiöiden kirjanpidon mukaan paljon enemmän vahinkoa kuin aikaisemmin (kuva 3.12). Ainakin pääosa vahingonkorvausten kasvusta selittyy kuitenkin yhteiskunnallisilla tekijöillä. Väestöä on entistä enemmän, taloudellinen toiminta on vilkastunut ja entistä suurempi osa omaisuudesta on vakuutettu. Mahdollisesti yhteiskunta kokonaisuudessaan on tullut sään suhteen entistä haavoittuvammaksi.



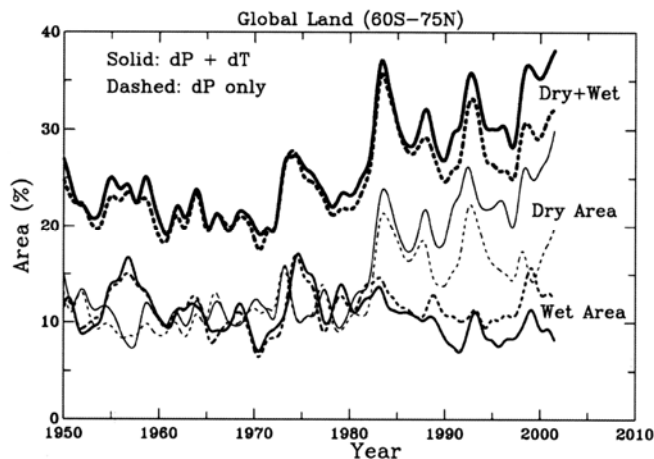
Kuva 3.12. Säähän liittyvien onnettomuuksien vakuutusyhtiöille aiheuttamat kustannukset Yhdysvalloissa v. 1949-1997 (vuoden 1997 rahassa; huomaa logaritminen asteikko). (Changnon ym. 2000).

Sään ääri-ilmiöiden tutkimuksessa on monia hankaluuksia. Koska ääri-ilmiöt ovat harvinaisia, niissä tapahtuvia muutoksia on vaikeampi erottaa satunnaisesta vaihtelusta kuin esimerkiksi keskilämpötilan muutoksia. Asioita mutkistaa myös tiedonkulun ja tilastoinnin tehostuminen. Esimerkiksi Yhdysvalloissa raportoitujen tornadojen kokonaismäärä on kasvanut 1920-luvun jälkeen kymmenkertaiseksi, kaiketi koska suhteellisen heikot tornadot huomataan ja raportoidaan nykyisin useammin kuin ennen. Voimakkaimpia, suurta tuhoa tuottavia tornadoja ei sen sijaan tilastoida nykyisin sen enempää kuin aiemminkaan, ilmeisesti koska niiden huomaamatta jääminen oli ennenkin harvinaista.

Maailmanlaajuista kuvaa ääri-ilmiöissä tapahtuneista muutoksista on vaikea saada myös siksi, ettei tutkimuksen tarvitsemia päivittäisiä säähavaintoja ole vielä saatavissa digitaalisessa muodossa kaikkialta niiltäkään alueilta, joilla havaintoja on tehty. Alexanderin ym. (2006) suuren osan maapallon manteralueista käsittäneessä, vuodet 1951-2003 kattaneessa tutkimuksessa sekä lämpötilan että sademäärän ääriarvoista löytyi kuitenkin melko selviäkin muutoksia:

1. Keskilämpötilan noustessa hyvin kylmät säät ovat yleisesti vähentyneet ja hyvin lämpimät lisääntyneet. Kuten lämpötilan vuorokausivaihtelun pienenemisen (luku 3.2.2) perusteellakin voi odottaa, tämä muutos on näkynyt selvemmin yö- kuin päivälämpötiloissa.
2. Sateiden intensiteetti on kasvanut: niinä päivinä jolloin vettä tai lunta sataa, sitä sataa nykyisin useimmilla alueilla entistä enemmän. Tämä muutos ei tosin erotu ilmaston satunnaisesta vaihtelusta yhtä selvästi kuin lämpötilan ääriarvojen muutos.

Eri tutkimusten tulokset kuivuuden esiintymisessä tapahtuneista muutoksista ovat jossain määrin ristiriitaisia. Alexander ym. (2006) eivät löytäneet viitteitä sateettomien jaksojen pitenemisestä. Dai ym. (2004) päätyivät silti tulokseen, että kova kuivuus olisi yleistynyt maapallolla rajusti 1970-luvulta alkaen, varsinkin trooppisilla ja subtrooppisilla alueilla. Heidän tutkimuksessaan otettiin huomioon myös lämpötilan nousu, joka pyrkii kasvattamaan haihtumista ja siten kuivattamaan maaperää, vaikka sademäärä ei pienenisikään (kuva 3.13). Sheffield ja Wood (2008) eivät kuitenkaan tällaista selvää kuivumista löytäneet, vaikka lämpötilan nousu oli mukana heidänkin tutkimuksessaan. Koska maaperän vesisisällöstä ei juurikaan ole käytettävissä suoria mittauksia, arviot siinä tapahtuneista muutoksista perustuvat erilaisiin epäsuoriin menetelmiin, ja tulokset näyttävät olevan varsin herkkiä menetelmien yksityiskohdille.



Kuva 3.13. Hyvin märkien ja hyvin kuivien maa-alueiden prosenttiosuudet sekä näiden yhteismäärä Dain ym. (2004) mukaan. Laskelma perustuu ns. Palmerin kuivuusindeksiin, joka ottaa huomioon sekä sademäärän että lämpötilan vaihtelut. Katkoviivoilla merkityt tulokset saatiin olettamalla, että lämpötila ei olisi muuttunut – tässä tapauksessa kuivuus ei olisi yleistynyt yhtä selvästi.

Myrskyjen esiintyminen vaihtelee luonnostaankin suuresti vuodesta ja vuosikymmenestä toiseen. Esimerkiksi Pohjanmerellä ja Pohjois-Euroopassa kovia tuulia oli 1980-luvun lopulla ja 1990-luvulla runsaammin kuin edellisinä vuosikymmeninä, mutta myös 1800-luvun lopulla ja 1900-luvun alussa näyttää olleen yhtä tuulista. Suuri luonnollinen vaihtelu yhdessä pitkien ja luotettavien havaintosarjojen puutteen kanssa vaikeuttaa myös trooppisten pyörremyrskyjen tutkimusta. Sinä aikana kun tekokuuhavainnot ovat mahdollistaneet maailmanlaajuiset analyysit (eli 1970-luvulta alkaen) ei näiden myrskyjen kokonaismäärässä näytä tapahtuneen mainittavaa muutosta. Voimakkaiden myrskyjen osuus näyttää kuitenkin kasvaneen, mikä on kvalitatiivisesti sopusoinnussa trooppisten merialueiden havaitun lämpenemisen kanssa (Webster ym. 2005). Jotkin tutkijat kuitenkin epäilevät, että ainakin osa havaitusta trooppisten myrskyjen voimistumisesta on epätodellista, ts. seurausta havaintomenetelmässä (esim. tekokuukuvien tulkinta) eikä myrskyissä itsessään tapahtuneista muutoksista.

3.2.10 Yhteenveto

Selvin maapallon ilmastossa viimeksi kuluneen vuosisadan aikana tapahtuneista muutoksista on ajallisesti ja alueellisesti epätasainen mutta kuitenkin lähes kaikkialla maapallolla havaittu lämpötilan nousu. Maapallon pinnan lisäksi myös ilmakehän alin kerros eli troposfääri sekä valtameren vesi ovat lämmenneet. Keskilämpötilan nousun myötä hyvin kylmät säät ovat harvinaistuneet ja hyvin lämpimät säät yleistyneet. Vuoristojäätiköt ovat pienentyneet, Pohjoisen Jäämeren jääpeite on vähentynyt ja ohentunut, ja myös lumen peittämä alue on kutistunut etenkin kevättalvella. Myös monet elollisessa luonnossa tapahtuneet muutokset ovat sopusoinnussa ilmaston lämpenemisen kanssa: esimerkiksi monet eliölajit ovat levinneet pohjoista kohti ja kasvukauden alku on yleisesti aikaistunut.

Toisin kuin maapallon pinnalla ja troposfäärissä, stratosfäärissä lämpötilat ovat laskeneet. Tämä on odotettu seuraus hiilidioksidin lisääntymisestä ja stratosfäärin otsonikadosta.

Muiden suureiden kuin lämpötilan muutokset ovat epävarmempia: havaintojen tarkkuus on pääsääntöisesti heikompi ja todellisten pitkäaikaisten muutosten erottaminen ilmaston satunnaisesta luonnollisesta vaihtelusta on vielä monessa tapauksessa vaikeaa. Sademäärän muutokset ovat olleet alueellisesti vaihtelevan suuntaisia, mutta kaikkiaan sateet ovat lisääntyneet etenkin korkeahkoilla leveysasteilla. Sateiden intensiteetti on keskimäärin kasvanut, paikoitellen niilläkin seuduilla, joilla kokonais sademäärä on pienentynyt. Muutos osuu yksiin havaitun ilmakehän vesihöyrysisällön kasvun kanssa, joka puolestaan on odotettu seuraus lämpötilan noususta. Lämpeneminen yhdessä joillakin alueilla tapahtuneen sateiden vähenemisen kanssa on myös ehkä pahentanut kuivuusongelmia etenkin subtrooppisilla ja trooppisilla leveysasteilla, vaikka eri tutkimusten tulokset ovatkin tältä osin ristiriitaisia. Trooppisten pyörremyrskyjen havaittu, vaikkakin jossain määrin kiistanalainen, voimistuminen

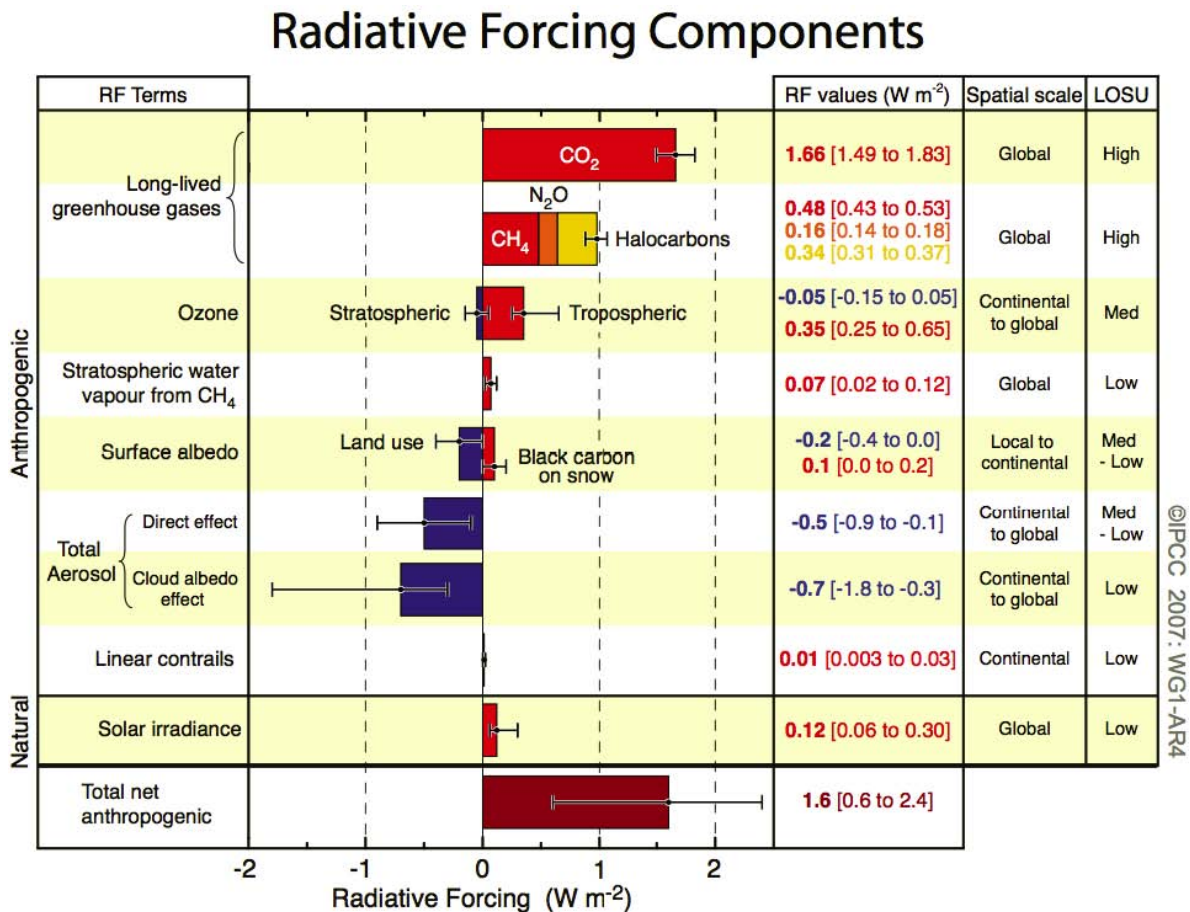
viime vuosikymmeninä on myös ainakin kvalitatiivisesti sopusoinnussa trooppisten merialueiden lämpenemisen ja vesihöyryn lisääntymisen kanssa.

Monet ilmastossa havaituista muutoksista ovat ainakin kvalitatiivisesti yhteensopivia sen kanssa, miten kasvihuoneilmiön voimistumisen tulisi nykyisten käsitysten mukaan maapallon ilmastoon vaikuttaa. Tämä ei kuitenkaan tarkoita sitä, että kaikki 1900-luvun aikana tapahtuneet ilmastomuutokset olisivat johtuneet juuri kasvihuonekaasujen lisääntymisestä. Ilmastoon on vaikuttanut 1900-luvulla myös joukko muita ulkoisia tekijöitä, joista osa on luonnollisia ja osa liittyy ihmisten toimintaan (luku 4). Lisäksi ilmasto vaihtelee myös ilman ulkoista syytä, sitä enemmän mitä pienemmän alueen oloja tarkastellaan. Pelkästään havaittujen muutosten avulla on siis vaikea päätellä, miten ilmasto muuttuu tulevina vuosikymmeninä ja vuosisatoina, jolloin kasvihuonekaasujen lisääntymisen vaikutus luultavasti kasvaa selvästi muiden tekijöiden vaikutusta suuremmaksi. Arviot tulevasta ilmastomuutoksista joudutaankin siksi perustamaan luvussa 7 kuvattavien, ilmastojärjestelmän toimintaa simuloivien tietokonemallien tuloksiin.

4. Säteilypakotteen aiheuttajat

Luvuissa 2.3 ja 2.4 esiteltiin säteilypakotteen käsite ja tarkasteltiin esimerkkinä hiilidioksidipitoisuuden kasvun aiheuttamaa pakotetta. Hiilidioksidin lisääntyminen ei ole kuitenkaan ainoa asia, joka pitää ottaa huomioon tähän mennessä tapahtuneita ilmastonmuutoksia tulkittaessa ja tulevia muutoksia arvioitaessa. On monia muitakin säteilypakotetta synnyttäviä tekijöitä, joista osa on luonnollisia ja osa aiheutuu ihmistoiminnasta. Tässä luvussa tutustutaan näistä tärkeimpiin.

Yhteenvedo erilaisten ilmakehän koostumuksessa ym. tekijöissä tapahtuneiden muutosten aiheuttamista säteilypakotteista esitetään kuvassa 4.1. Diagrammin eri palkkien edustamien pakotetekijöiden olemus selostetaan ensin lyhyesti tässä kappaleessa, sitten jäljempänä tekstissä yksityiskohtaisemmin. On syytä huomata, että pakotteet kuvaavat aina olosuhteiden *muutosta*. Esimerkiksi kasvihuonekaasujen synnyttämä pakote ei siis riipu vain niiden nykyisistä pitoisuuksista vaan myös pitoisuuksista vertailukohtaksi valittuna aikana. Kuvassa 4.1 tämä vertailukohta on vuosi 1750, jolloin ihmiskunta ei ollut vielä kerinnyt muuttaa ilmakehän koostumusta merkittävästi.



Kuva 4.1. Yhteenvedo eri tekijöiden aiheuttamista säteilypakotteista vuonna 2005. Palkit kuvaavat parasta arviota eri pakotteiden suuruudesta ja janat pakotteiden arviointiin liittyvää epävarmuutta. Kuvan luvut ovat koko maapallon yli laskettuja keskiarvoja; monet pakotteet ovat maantieteellisesti epätasaisesti jakautuneita. LOSU = Level of Scientific Understanding (Solomon ym. 2007, kuva SPM-2).

- Palkit 1-2. Ns. hyvin sekoittuneiden kasvihuonekaasujen lisääntyminen on aiheuttanut positiivisen säteilypakotteen. Tähän ryhmään kuuluvat kaasut eli CO₂, CH₄, N₂O ja erilaiset halo-

genoidut hiilivedyt (engl. *halocarbons*) viiptyvät ilmakehässä niin kauan, että ne ehtivät sekoittua lähes tasaisesti koko troposfääriin, pitkäikäisimmät stratosfääriinkin. Hiilidioksidi on näistä kaasuista ylivoimaisesti tärkein: sen lisääntymisen aiheuttamaksi säteilypakotteeksi on laskettu 1.66 Wm^{-2} . Muiden tämän ryhmän kaasujen aiheuttama pakote on yhteensä noin 1 Wm^{-2} , mistä metaanin osuus on noin puolet (0.48 Wm^{-2}), ilokaasun osuus noin kuudesosa (0.16 Wm^{-2}) ja halogenoitujen hiilivetyjen osuus kolmannes (0.34 Wm^{-2}). Hyvin sekoittuneisiin kasvihuonekaasuihin liittyvä pakote tunnetaan varsin tarkasti, n. 10% tarkkuudella.

- Palkin 3 vasen puoli. Stratosfäärin otsoni on vähentynyt 1970-luvulta alkaen teollisesti tuotettujen kloori- ja bromiyhdisteiden katalysoimien kemiallisten reaktioiden seurauksena. Väheneminen eli “otsonikato” on ollut voimakkainta eteläisellä napa-alueella. Stratosfäärin otsonin vähenemisen vaikutus troposfäärin säteilytaseeseen on monisyinen. Toisaalta se lisää troposfääriin asti pääsevää auringon ultraviolettisäteilyä, toisaalta se vähentää stratosfäärin troposfääriin säteilemää lämpösäteilyä⁷. Jälkimmäinen ilmiö on ilmeisesti näistä voimakkaampi, joten nettovaikutus lienee troposfääriä ja maanpintaa jäähdyttävä. Tämä negatiivinen säteilypakote on kuitenkin vain n. $-0.05 \pm 0.1 \text{ Wm}^{-2}$.
- Palkin 3 oikea puoli. Troposfäärin otsonin lisääntyminen on voimistanut ilmakehän kasvihuoneilmiötä. Koska otsoni absorboi voimakkaasti lämpösäteilyä $9.6 \mu\text{m}$:n aallonpituuden tienoilla, missä hiilidioksidi ja vesihöyry absorboivat vain heikosti, se on tehokas kasvihuonekaasu. Troposfäärin otsonin lisääntymisen aiheuttamaksi pakotteeksi on arvioitu $0.25\text{-}0.6 \text{ Wm}^{-2}$, parhaan arvion (0.35 Wm^{-2}) ollessa lähempänä välin alapäätä.
- Palkki 4. Stratosfäärin vesihöyryn lisääntyminen. Metaanin lisääntyminen muuttaa stratosfäärin kemiallista tasapainoa niin, että vesihöyryn pitoisuus kasvaa. Tästä on aiheutunut pieni lämmittävä pakote ($0.07 \pm 0.05 \text{ Wm}^{-2}$). Lämpötilan nousuun liittyvää troposfäärin vesihöyryn lisääntymistä – joka on ilmaston kannalta paljon tärkeämpi asia – ei sen sijaan lasketa pakotteeksi vaan palauteilmiöksi (luku 2.5).
- Palkin 5 vasen puoli. Maankäytön muutokset. Ihmiskunta on muokannut ympäristöönsä monin tavoin, mm. raivaamalla metsiä peltojen tieltä ja aiheuttamalla aavikoitumista. Koska avoin pelto tai kasviton autiomaa heijastaa yleensä auringonsäteilyä voimakkaammin kuin metsä tai savanni, tästä lienee aiheutunut pieni negatiivinen ($-0.2 \pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$) säteilypakote.
- Palkin 5 oikea puoli. Nokipäästöistä (*black carbon* = musta hiili) aiheutuva lumipintojen tummentuminen on aiheuttanut pienen maapalloa lämmittävän pakotteen ($0.1 \pm 0.1 \text{ Wm}^{-2}$). Eniten tällä pakotteella on merkitystä korkeilla leveysasteilla kevättalvella.
- Palkki 6. Hiukkasten suora säteilyvaikutus. Ihmiskunnan toimet ovat kasvattaneet ilmakehässä leijuvien pienhiukkasten (aerosolit) määrää. Hiukkaset heijastavat auringonsäteilyä takaisin avaruuteen, mikä synnyttää negatiivisen säteilypakotteen. Toisaalta jotkin hiukkastyypit kuten noki myös absorboivat auringonsäteilyä voimakkaasti, mikä taas vähentää auringonsäteilyn heijastumista avaruuteen ja aiheuttaa siten positiivisen säteilypakotteen. Yhteisvaikutus lienee kuitenkin ilmastoa jäähdyttävä: pakotearvio on $-0.5 \pm 0.4 \text{ Wm}^{-2}$.
- Palkki 7. Hiukkasten epäsuora vaikutus. Hiukkaset kasvattavat pilvien albedoa eli auringon säteilyn heijastuskykyä. Tästäkin aiheutuu negatiivinen säteilypakote, jonka suuruus kuitenkin tunnetaan hyvin huonosti. Paras arvio on -0.7 Wm^{-2} , epävarmuusväli $-0.3 \dots -1.8 \text{ Wm}^{-2}$. Tämän ns. *ensimmäisen lajin epäsuoran vaikutuksen* lisäksi hiukkaset voivat myös pidentää pilvien elinikää ja siten kasvattaa kokonaispilvisyyttä (*toisen lajin epäsuora vaikutus*), mutta tätä ilmiötä ei ole sisällytetty kuvan 4.1 pakotelaskelmaan.
- Palkki 8. Ylätroposfäärissä lentävien lentokoneiden peräänsä jättämästä vesihöyrystä syntyy tiivistymisjuovia (*contrails*). Jos ilma on riittävän kosteaa, nämä tiivistymisjuovapilvet voivat jäädä taivaalle pidemmäksikin aikaa. Muiden yläpilvien tavoin tiivistymisjuovapilvet voimis-

⁷ Tähän on kaksi syytä. Ensiksikin otsoni on tehokkaasti lämpösäteilyä emittoiva kasvihuonekaasu. Toiseksi otsonin väheneminen jäähdyttää stratosfääriä, mikä sekkin heikentää stratosfääristä alaspäin suuntautuvaa lämpösäteilyä.

tavat kasvihuoneilmiötä enemmän kuin mitä ne lisäävät auringonsäteilyn heijastumista avaruuteen. Siksi ne aiheuttavat pienen (suuruusluokka 0.01 Wm^{-2}) positiivisen säteilypakotteen.

- Palkki 9. Auringon säteilytehon uskotaan kasvaneen hiukan 1900-luvun aikana, lähinnä vuosisadan alkupuolella. Tämän aiheuttamaksi pakotteeksi on arvioitu $0.06-0.3 \text{ Wm}^{-2}$.
- Kuvasta puuttuu tulivuorenpurkausten vaikutus. Voimakkaiden purkausten yhteydessä stratosfääriin joutuu suuri määrä hiukkasia, jotka vähentävät troposfääriin pääsevän auringonsäteilyn määrää. Tästä aiheutuu negatiivinen säteilypakote, joka voi olla lyhytaikaisesti varsin suuri. Esimerkiksi vuonna 1991 tapahtuneen Pinatubon purkauksen aiheuttaman pakotteen on arvioitu olleen enimmillään -3 Wm^{-2} . Yksittäisen purkauksen aiheuttama pakote häviää muutamassa vuodessa stratosfääriin puhdistuttua hiukkasista, mutta purkausten yleisyydessä sattuvilla vaihteluilla voi olla myös pidempiaikaista vaikutusta ilmastoon. Esimerkiksi 1900-luvun alkupuolella tapahtunutta lämpenemistä saattoi edesauttaa se, ettei tällöin esiintynyt suuria tulivuorenpurkauksia.

Tärkein yksittäinen säteilypakotetta aiheuttanut tekijä on siis ollut hiilidioksidin ja muiden pitkäikäisten, ilmakehään hyvin sekoittuneiden kasvihuonekaasujen lisääntyminen. Siihen liittyvä pakote osataan laskea varsin tarkasti, toisin kuin monet muut pakotteet. Tähän on kaksi perussyytä. Ensiksikin kaikki tietyn kaasun molekyyliä ovat keskenään samanlaisia. Niiden absorptio- ja emissiokyky voidaan siksi määrittää verraten helposti esim. laboratoriomittausten avulla. Toiseksi hyvin sekoittuneiden kasvihuonekaasujen pitoisuus on lähestulkoon yhtä suuri kaikkialla ilmakehässä. Näin ollen jo yhden tai muutaman paikan mittauksista voidaan varsin hyvin päätellä, miten tutkittavan kaasun pitoisuus on vaihdellut ajan funktiona koko ilmakehässä.

Esimerkiksi hiukkasten synnyttämän säteilypakotteen laskeminen on paljon vaikeampaa. Koska hiukkaset viipyvät ilmakehässä yleensä vain lyhyen aikaa, tyypillisesti viikon verran, ne eivät ehdi sekoittua lähimainkaan tasaisesti koko ilmakehään. Siksi niiden pitoisuus vaihtelee rajusti, ollen suurin niillä alueilla, joilla hiukkasia synnyttävät päästöt ovat suurimmat. Pitoisuus vaihtelee myös pystysuunnassa, siten että hiukkasia on yleensä eniten maanpinnan lähellä. Hiukkasmäärää ilmakehän eri osissa ja eri alueilla on siksi hyvin vaikea arvioida suoraan mittausten perusteella, olkoonkin että tekokuumittaukset ovat parantamassa tilannetta. Lisäksi hiukkasten absorptio- ja heijastuskyky riippuvat niiden koosta ja kemiallisesta koostumuksesta, jotka molemmat vaihtelevat sekä ajallisesti että paikasta riippuen. Näin ollen jo hiukkasten suora säteilypakote on vaikea laskea. Epäsuora, hiukkasten ja pilvien vuorovaikutukseen liittyvä pakote tunnetaan vielä huonommin, sillä siihen vaikuttavat fyysiset prosessit ovat hyvin monimutkaisia.

Kuvan 4.1 viimeinen palkki antaa arvion ihmiskunnan toimien aiheuttamalle kokonaissäteilypakotteelle. Paras arvio on 1.6 Wm^{-2} , mutta arvion epävarmuus on suuri: 5-95% luottamusväliksi on laskettu tilastollisesti $0.6-2.4 \text{ Wm}^{-2}$. Tämän epävarmuushaarukan leveys on ensisijaisesti seurausta suuresta epävarmuudesta hiukkasten vaikutuksen arvioinnissa.

Seuraavaksi tarkastellaan lähemmin tärkeimpiä säteilypakotteen aiheuttajia: hyvin sekoittuneiden kasvihuonekaasujen pitoisuuden kasvua (luku 4.1), stratosfääriin ja troposfääriin otsonipitoisuuden muutoksia (luku 4.2), hiukkasten suoraa (luku 4.3) ja epäsuoraa vaikutusta (luku 4.4) sekä auringon säteilytehon ja tulivuoritoiminnan vaihteluita (luku 4.5). Ennen yhteenvetoa tarkastellaan vielä pakotteiden maantieteellistä jakaumaa (luku 4.6). Vaikka pakotteiden lukuarvoista puhuttaessa tarkoitetaan usein koko maapallon aluekeskiarvoja, monet pakotteet ovat itse asiassa varsin epätasaisesti jakautuneita.

4.1 Hyvin sekoittuneet kasvihuonekaasut

4.1.1 Nykyiset pitoisuudet ja säteilypakote

Tämän ryhmän kaasuista osa (mm. hiilidioksidi, metaani ja ilokaasu) esiintyy ilmakehässä luonnostaankin, mutta ihmiskunnan toiminta on kasvattanut niiden pitoisuuksia. Lisäksi ryhmään kuuluu joukko halogenoituja hiilivetyjä sekä muita teollisesti tuotettuja kaasuja, joita ei ollut ilmakehässä lainkaan ennen teollista aikakautta. Tietoa joidenkin hyvin sekoittuneiden kasvihuonekaasujen pitoisuuksista ja ominaisuuksista on koottu taulukkoon 4.1.

Kaasujen pitoisuudet ovat taulukossa tilavuusosuuksina. Niille käytetään yksiköitä 1 ppmv (*parts per million in volume*) = 10^{-6} , 1 ppbv (*parts per billion in volume*) = 10^{-9} ja 1 pptv (*parts per trillion in volume*) = 10^{-12} . Lyhenteet juontavat juurensa amerikanenglannista, jossa lukusanojen biljoona ja triljoona merkitys on erilainen kuin suomessa.

Taulukko 4.1. Tietoa eräistä hyvin sekoittuneista kasvihuonekaasuista. Vuosien 1750 ja 1998 pitoisuudet on ilmaistu tilavuusosuuksina. Absorptioteho kuvaa sitä, kuinka suuren säteilypaketteen joko yhden kaasumolekyylin tai yhden kaasukilogramman lisääminen ilmakehään aiheuttaa yhtä suureen hiilidioksidin lisäykseen verrattuna. Molekyylitä ja kilogrammaa kohti lasketut absorptiotehot eroavat, koska eri kaasujen molekyylipaino on erilainen. GWP20, GWP100 ja GWP500 ovat 20, 100 ja 500 vuoden jaksolle lasketut ominaislämmitysvaikutukset (kappale 4.1.2). Hiilidioksidille ei voida määrittellä yksikäsitteistä poistuma-aikaa (luku 5). Lähde: Solomonin ym. (2007) taulukot.

	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC-11	CFC-12	SF ₆	CF ₄
Pitoisuus v. 1750	278 ppmv	700 ppbv	270 ppbv	0	0	0	40 pptv
Pitoisuus v. 2005	379 ppmv	1774ppbv	319 ppbv	251 pptv	538 pptv	5.6 pptv	74 pptv
Muutosnopeus vuodessa v. 1998-2005	1.9 ppmv (0.5%)	1.6 ppbv (0.1%)	0.7 ppbv (0.2%)	-1.9 pptv (-0.7%)	0.6 pptv (0.1%)	0.21 pptv (4%)	Tieto puuttuu
Säteilypakote 2005 (W m ⁻²)	1.66	0.48	0.16	0.06	0.17	0.003	0.003
Absorptioteho / molekyyli	1	26	210	18000	23000	37000	7000
Absorptioteho / kg	1	72	210	5700	8100	11000	3500
Poistuma-aika (vuosia)	---	12	114	45	100	3200	50000
GWP20	1	72	289	6730	11000	16300	5210
GWP100	1	25	298	4750	10900	22800	7390
GWP500	1	8	153	1620	5200	32600	11200

Hiilidioksidin pitoisuus ilmakehässä on kasvanut teollisena aikakautena runsaat 35%, ilokaasun noin 18% ja metaanin peräti 150%. Viime vuosina hiilidioksidi on lisääntynyt 0.5% ja ilokaasu 0.2% vuosivauhtia. Metaanin pitoisuus kasvoi vielä 1980-luvulla lähes prosentin vuodessa, mutta viime aikoina sen kasvu on ollut paljon hitaampaa. Taulukosta nähdään myös, että metaanin absoluuttinen pitoisuus ilmakehässä on vain n. 0.5% ja ilokaasun pitoisuus 0.1% hiilidioksidin pitoisuudesta. Näiden kaasujen lisääntymisestä aiheutunut säteilypakote ei kuitenkaan ole merkityksetön, sillä metaani ja etenkin ilokaasu ovat suhteellisesti ottaen paljon tehokkaampia kasvihuonekaasuja kuin hiilidioksidi. Yhden metaanimolekyylin lisääminen ilmakehään aiheuttaa 26-kertaisen ja yhden ilokaasumolekyylin lisääminen yli 200-kertaisen paketteen yhden hiilidioksidimolekyylin lisäämiseen verrattuna. Tämä johtuu siitä, että hiilidioksidia on ilmakehässä suhteellisen runsaasti. Niillä aallonpituuksilla, joilla hiilidioksidi absorboi säteilyä voimakkaimmin, ilmakehä on jo lähes läpinäkymätön, eikä hiilidioksidin lisääntyminen enää muuta tilannetta oleellisesti. Pitoisuuden lisäys pienentää ilmakehän läpinäkyvyyttä lähinnä vain hiilidioksidin voimakkaimpien absorptiovöiden reuna-alueilla, joilla absorptio ei vielä ole yhtä lailla kyllästynyttä. Koska metaania ja etenkin ilokaasua on ilmakehässä paljon vähemmän kuin hiilidioksidia, niiden aiheuttama absorptio on paljon kauempana kyllästyspisteestä. Siksi pienetkin lisäykset näiden kaasujen pitoisuuksissa lisäävät absorptiota tehokkaasti.

CFC-11 (CFCl₃) ja CFC-12 (CF₂Cl₂) ovat tärkeimmät esimerkit *halogenoiduista hiilivedyistä*, joissa jotkin tai kaikki vetyatomit on korvattu fluori-, kloori- tai bromiatomeilla. Kaasuja on ilmakehässä hyvin vähän (esim. CFC-11:ta ja CFC-12:ta karkeasti tuhannesosa ilokaasun määrästä), mutta ne voimistavat kasvihuoneilmiötä erittäin tehokkaasti. Näitä kemianteollisuuden tuottamia kaasuja on käytetty useisiin tarkoituksiin, mm. eristysmuoveissa sekä jäähdytysaineina kylmälaitteissa. CFC-11:n ja CFC-12:n pitoisuudet ilmakehässä kasvoivat vielä 1980-luvun lopussa monen prosentin vuosivauhtia, mutta sittemmin kasvu on pysähtynyt tai kääntynyt jo hitaaksi laskuksi. Koska CFC-yhdisteiden sisältämä kloori tuhoaa tehokkaasti stratosfäärin otsonia, vuonna 1987 Montrealissa pidetyssä kokouksessa sovittiin näiden kaasujen korvaamisesta muilla yhdisteillä. Niiden tuotanto onkin jo lähes loppunut, mutta niitä pääsee vielä jonkin verran ilmakehään hylätyistä jääkaapeista ja muista näitä yhdisteitä sisältävistä tuotteista. Vuonna 2003 niiden päästöjen arvioidaan olleen noin neljäsosa siitä mitä huippuvuosina 1987-1988 (WMO 2007).

Myös jotkut CFC- eli kloori-fluori-hiiliyhdisteiden korvikkeiksi sopivista, otsonikerrokselle turvallisemmista kaasuista ovat tehokkaita kasvihuonekaasuja. Näitä ovat mm. monet HCFC- (vety-kloori-fluori-hiili) ja HFC- (vety-fluori-hiili) yhdisteet. Nykyisin näitä kaasuja on kuitenkin ilmakehässä vielä niin vähän, että niiden aiheuttama säteilypakote on hyvin pieni. Ainakin HCFC-yhdisteiden synnyttämä pakote pysynee pienenä myös tulevaisuudessa. Nämäkin kaasut ovat vahingollisia otsonikerrokselle, joskin vähemmän vahingollisia kuin CFC-yhdisteet. Siksi niiden käytöstä on päätetty luopua vuoteen 2030 mennessä.

Rikkiheksafluoridi SF₆ ja perfluorometaani CF₄ ovat myös teollisesti tuotettuja kasvihuonekaasuja, joista jälkimmäistä tosin on ilmakehässä pieniä määriä luonnostaankin. Ainakin toistaiseksi niiden aiheuttama säteilypakote on olemattoman pieni. Jos näiden aineiden tuotanto jostain syystä kasvaisi paljon nykyistä suuremmaksi, niiden ilmastovaikutus saattaisi kuitenkin voimistua merkittäväksi. SF₆ lienee tehokkain tällä hetkellä tunnettu kasvihuonekaasu: yhden SF₆-molekyylin lisäys ilmakehään aiheuttaa peräti 37 000 kertaa suuremman pakotteen kuin yhden CO₂-molekyylin lisäys. CF₄:n elinikä ilmakehässä taas on äärimmäisen pitkä, noin 50 000 vuotta, joten ilmakehään nyt joutuvat CF₄-molekyylit lämmittävät maapalloa vielä kymmenien tuhansien vuosien kuluttuakin.

4.1.2 Ominaislämmitysvaikutus, poistuma-aika ja tehollinen CO₂-pitoisuus

Eri kasvihuonekaasujen vahingollisuutta arvioitaessa tarvitaan kahdenlaista tietoa kaasujen ominaisuuksista. Toisaalta pitää tietää, kuinka voimakkaasti eri kaasut aiheuttavat säteilypakotetta molekyylillä tai kilogrammaa kohti – tämän kertoo taulukon 4.1 absorptioteho. Toisaalta on tiedettävä kaasujen elinikä ilmakehässä: mitä hitaammin poistuva kaasu, sen pidempään ilmakehään päästetty kaasu lämmittää maapalloa. Nämä ominaisuudet yhdistää *ominaislämmitysvaikutukseksi* (*GWP = Global Warming Potential*) kutsuttu suure. Se määritellään yhtälöllä

$$GWP = \frac{\int_0^T a_i C_i(t) dt}{\int_0^T a_{CO_2} C_{CO_2}(t) dt} \quad (4.1)$$

missä a_i on tarkasteltavan kaasun absorptioteho (massayksikköä kohti) ja $C_i(t)$ kuvaa sitä, kuinka suuri osa tietyllä hetkellä ilmaan päästetystä kaasusta on jäljellä t vuoden kuluttua. a_{CO_2} ja $C_{CO_2}(t)$ ovat vastaavat suureet hiilidioksidille. T on tarkastelujakson pituus, esim. 20, 100 tai 500 vuotta.

Useimmat kasvihuonekaasut poistuvat ilmakehästä reagoimalla kemiallisesti jonkin muun yhdisteen kanssa. Tällöin kaasun tuhoutumisnopeus on yleensä suoraan verrannollinen sen pitoisuuteen, joten pitoisuuden C muutosnopeutta kuvaava yhtälö on muotoa

$$\frac{dC}{dt} = F - \frac{C}{\tau} \quad (4.2)$$

missä F on tuottotermi (ihmiskunnan aiheuttamat päästöt + kaasun luonnollinen synty) ja τ tarkasteltavan kaasun poistuma-aika. Jos tuottotermiä ei olisi ($F = 0$), kaasun pitoisuus ilmakehässä vähenisi eksponentiaalisesti yhtälön

$$C(t) = C_0 e^{-t/\tau} \quad (4.3)$$

mukaisesti. Tässä C_0 on kaasun pitoisuus tarkastelujakson alussa ($t = 0$) ja $C(t)$ pitoisuus hetkellä t . Vastaavasti, jos kaasun pitoisuutta hetkellä 0 lisätään yhtäkkisesti yhdellä yksiköllä, lisäyksestä on jäljellä hetkellä t $e^{-t/\tau}$ yksikköä. Esimerkiksi metaani, ilokaasu ja CFC-yhdisteet käyttäytyvät suunnilleen näin, ja niille voidaan siten määrätä melko tarkka poistuma-aika. Hiilidioksidille yhtälö (4.3) ei päde, vaikka joissain lähteissä mainitaankin sen poistuma-ajaksi suunnilleen 100 vuotta. Ilmaan lisäystä hiilidioksidista osa poistuu sieltä melko nopeasti, osa paljon hitaammin kuin yhtälön (4.3) mukaisen eksponentiaalisen lain perusteella voisi odottaa. Syitä tähän tarkastellaan luvussa 5.

Metaanin poistuma-aika on melko lyhyt, vain 12 vuotta. Siksi yhtäkkisen metaanipäästön vaikutus häviää ilmakehästä pääosin jo muutamassa kymmenessä vuodessa. Tämän takia metaanin ominaislämmitysvaikutus (taulukko 4.1) on paljon pienempi 500 vuoden (8) kuin 20 vuoden (72) tarkastelujaksoa käytettäessä. Toisaalta taas hyvin pitkäikäisten kaasujen kuten CF_4 :n ja SF_6 :n ominaislämmitysvaikutus kasvaa sitä suuremmaksi mitä pidempää tarkastelujaksoa käytetään.

Eri kasvihuonekaasujen synnyttämä säteilypakote riippuu kaasun pitoisuudesta eri tavoin. Niillä kaasuilla, joita on ilmakehässä hyvin vähän, pakote on suoraan verrannollinen pitoisuuden lisäykseen. Tämä pätee mm. kaikille halogenoiduille hiilivedyille. Esimerkiksi hiilidioksidia sen sijaan on ilmakehässä niin runsaasti, että sen aiheuttama absorptio on jo monilla aallonpituuksilla lähes kyllästynyt. Siksi hiilidioksidin aiheuttama säteilypakote ei kasvakaan lineaarisesti pitoisuuden kasvaessa, vaan suhteellisesti ottaen sitä hitaammin mitä enemmän hiilidioksidia lisätään. Pakotteen riippuvuus pitoisuudesta on likimain logaritminen:

$$Q = 3.75 \text{ Wm}^{-2} \times \ln(C/C_0) / \ln(2) \quad (4.4)$$

missä C_0 on hiilidioksidin pitoisuus ennen teollista vallankumousta. Hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistuminen aiheuttaa kaavan mukaan 3.75 Wm^{-2} suuruisen pakotteen, nelinkertaistuminen 7.5 Wm^{-2} pakotteen jne. Metaanin ja ilokaasun aiheuttama pakote kasvaa pitoisuuden kasvaessa myös hitaammin kuin lineaarisesti mutta kuitenkin nopeammin kuin logaritmisesti.

Silloin tällöin käytetään käsitettä *tehollinen hiilidioksidipitoisuus* (engl. equivalent CO_2). Tämä on se hiilidioksidipitoisuus, joka ilmassa olisi oltava, jotta hiilidioksidin yksinään aiheuttama säteilypakote olisi yhtä suuri kuin kaikkien hyvin sekoittuneiden kasvihuonekaasujen yhdessä aiheuttama säteilypakote todellisessa ilmakehässä. Koska hyvin sekoittuneiden kasvihuonekaasujen aiheuttama säteilypakote oli vuonna 2005 n. 2.65 Wm^{-2} ja teollistumista edeltävä hiilidioksidipitoisuus oli n. 280 ppmv, tehollinen hiilidioksidipitoisuus oli vuonna 2005 suunnilleen

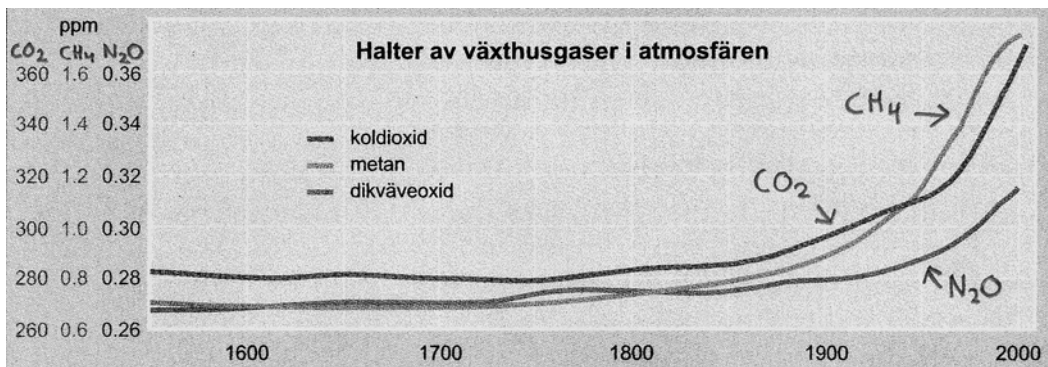
$$280 \text{ ppmv} \times 2^{2.65/3.75} \approx 460 \text{ ppmv.}$$

4.1.3 Lähteet ja nielut

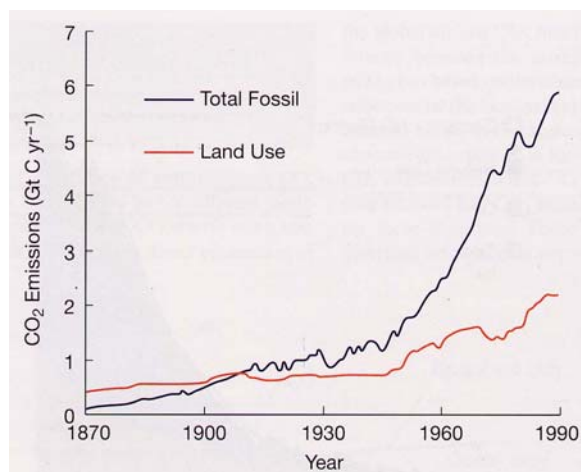
Tässä kohdin tarkastellaan lyhyesti syitä hyvin sekoittuneiden kasvihuonekaasujen pitoisuuksien kasvuun sekä sitä, miten nämä kaasut poistuvat ilmakehästä. Ilmakehän hiilidioksidipitoisuutta sääteleviin ilmiöihin palataan huomattavasti tarkemmin luvussa 5.

Tärkein syy hiilidioksidipitoisuuden nykyiseen kasvuun on hiiltä sisältävien fossiilisten polttoaineiden eli öljyn, kivihiilen ja maakaasun käyttö. 2000-luvun alkuvuosina fossiilisten polttoaineiden käyttö vapautti ilmakehään keskimäärin 7 miljardia hiilitonnia (GtC) vuodessa⁸. Hiilidioksidia vapautuu myös valmistettaessa sementtiä kalkkikivestä, noin 0.2 GtC vuodessa. Myös trooppisten sademetsien hakkuu on viime vuosikymmeninä vapauttanut ilmaan suuren määrän hiilidioksidia, 1990-luvulla arviolta 1.6 GtC vuodessa. Tämä arvio on tosin varsin karkea, sillä sademetsien laajuudessa ja hiilisisällössä tapahtuneet muutokset tunnetaan huonosti. Yhteensä mainituista lähteistä syntyy hiilipäästöjä nykyisin noin 9 GtC vuodessa.

Ilmakehän hiilidioksidin pitoisuutta on mitattu suoraan vasta vuodesta 1957 alkaen, mutta sen aiempia pitoisuuksia on pystytty arvioimaan Etelämantereen ja Grönlannin jäätikköjäähän jääneistä ilmapölyistä. Sen pitoisuus alkoi kasvaa esiteolliselta noin 280 ppm:n tasoltaan jo vuoden 1800 tienoilta, mutta kasvu on nopeutunut tuntuvasti toisen maailmansodan jälkeen (kuva 4.2). Kasvun nopeutuminen osuu yhteen ihmiskunnan aiheuttamien hiilidioksidipäästöjen kasvun kanssa (kuva 4.3). 1900-luvun alkuun asti valtaosa päästöistä aiheutui metsien hakkuusta viljelysmaahan tieltä ja muista maankäytön muutoksista sekä tropiikissa että korkeammilla leveysasteilla. Sittemmin fossiilisten polttoaineiden käytön aiheuttamat päästöt ovat kuitenkin kasvaneet paljon maankäyttöön liittyviä päästöjä suuremmiksi.



Kuva 4.2. Hiilidioksidin (CO_2), metaanin (CH_4) ja ilokaasun (N_2O) pitoisuuksien kehitys ilmakehässä 1600-luvulta alkaen. Kullekin kaasulle on oma asteikkonsa kuvan vasemmassa reunassa (Bernes 2003).



Kuva 4.3. Maankäytön muutoksiin ja fossiilisten polttoaineiden käyttöön liittyneet hiilidioksidipäästöt vuosina 1870-1990 (Harvey 2000).

⁸ Päästömäärät ilmaistaan useimmiten hiilitonneina. Koska hiilen massaosuus hiilidioksidissa on 12/44, yksi hiilitonni vastaa noin 3.7 tonnia hiilidioksidia.

Metaanilla on useita lähteitä, joista osa on luonnollisia ja osa liittyy ihmisten toimintaan. Monet lähteistä tunnetaan hyvin epätarkasti. Luonnollisten lähteiden arvioidaan tuottavan kaikkiaan noin 200 miljoonaa tonnia (Mt) CH₄:ää vuodessa. Suurin osa tästä on peräisin soilta ym. kosteikkoalueilta, joilla metaania syntyy eloperäisen aineen hajotessa hapettomissa oloissa. Myös termitit tuottavat merkittävän määrän metaania (~ 20 Mt CH₄ / vuosi). Eräiden tutkimusten (Frankenburg ym. 2005, Keppler ym. 2006) mukaan myös elävät kasvit, etenkin trooppisten sademetsien puut, voisivat tuottaa huomattavan määrän metaania, mutta tämä uusi tieto on vielä kiistanalainen.

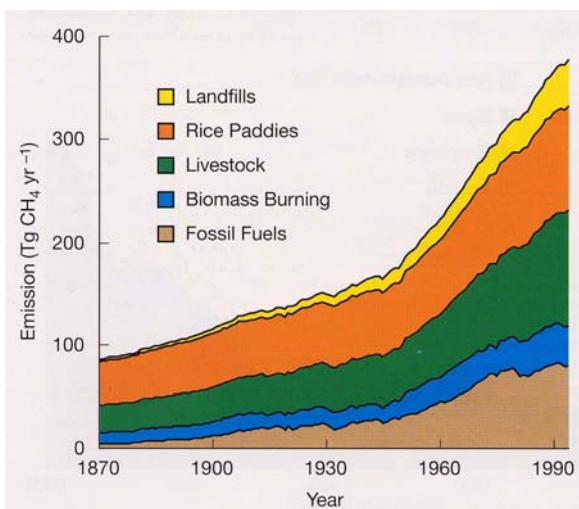
Ihmiskunnan aiheuttamat metaanipäästöt lienevät 300-400 Mt CH₄ vuodessa eli selvästi luonnollisia lähteitä suuremmat. Osa päästöistä liittyy fossiilisten polttoaineiden käyttöön. Hiili- ja öljykerrostu-
missa on yleensä mukana hiukan metaania, josta osa karkaa ilmakehään hiilenkaivuun ja öljynpora-
uksen yhteydessä. Maakaasusta 90-95% on metaania, jota vapautuu ilmaan mm. kaasuputkien vuotokohdista. Pääosa päästöistä syntyy kuitenkin muissa yhteyksissä, ennen muuta riisiviljelmillä ja märehtijöiden ruoansulatuselimistössä (kuva 4.4). Metaania syntyy myös kaatopaikoilla ja biomassaa poltettaessa, mm. pellon tieltä raivattuja metsiä kulottaessa.

Valtaosa ilmakehään päätyneestä metaanista tuhoutuu aikanaan reagoimalla kemiallisesti hydroksyy-
liradikaalin (OH) kanssa



Syntyvä metyyliiradikaali (CH₃) on lyhytikäinen, ja sen hapettuessa syntyy lopulta hiilidioksidia (reakti-
oissa on useita välivaiheita). Reaktioon (4.5) liittyy vahvistava kemiallinen palauteilmiö: kulutta-
malla OH-radikaaleja metaani samalla pidentää omaa elinaikaansa ja monien muiden saman radikaal-
in kanssa reagoivien kasvihuonekaasujen elinaikaa. Toinen palauteilmiö liittyy troposfäärin otsoniin,
jonka pitoisuuden kasvua metaanin lisääntyminen on suosinut.

Myös ilmakehän metaanipitoisuus alkoi kasvaa jo 1700-luvun lopulla, mutta kasvu nopeutui dra-
maattisesti 1900-luvun aikana (kuva 4.2). 1990-luvulla ja 2000-luvun alussa kasvu on kuitenkin ollut
hitaampaa kuin aiempina vuosikymmeninä. Pitoisuuden kasvun hidastuminen johtuu ilmeisesti pääs-
töjen kokonaismäärän tasaantumisesta, mutta varmuudella ei tiedetä, mikä tekijä päästöjen kasvun on
pysäyttänyt. Koska metaanin elinaika ilmakehässä on lyhyehkö, sen pitoisuus reagoi päästöjen muu-
toksiin melko nopeasti.



Kuva 4.4. Ihmiskunnan aiheuttamat metaanipäästöt vuosina 1870-1990 (Harvey 2000).

Myös ilokaasulla on useita eri lähteitä, joiden suuruus tunnetaan kuitenkin vain summittaisesti. Lähteistä noin 60% lienee luonnollisia, 40% ihmisten toimintaan liittyviä. Ilokaasua syntyy luonnostaan

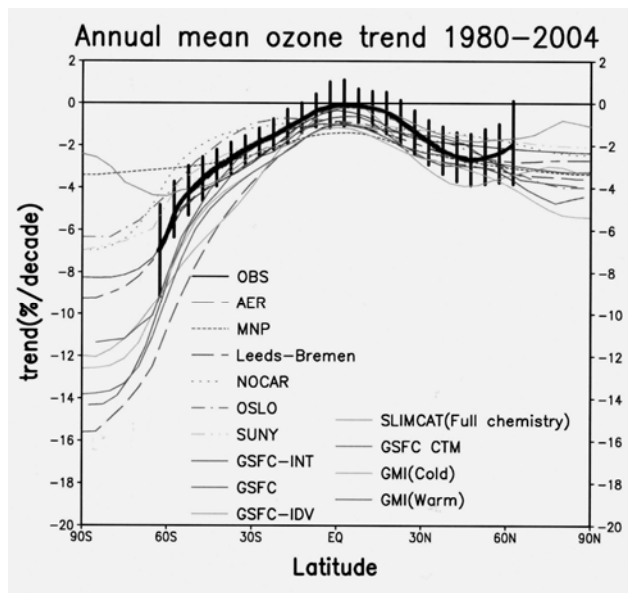
mikrobitoiminnan seurauksena maaperässä ja jossain määrin myös valtamerissä. Ihmiskunnan aiheuttamista päästöistä valtaosa liittyy maanviljelykseen, erityisesti typpilannoitteiden käyttöön. Ilokaasua syntyy jonkin verran myös erilaisissa teollisissa prosesseissa sekä biomassaa poltettaessa. Ilokaasu ei reagoi muiden troposfäärin yhdisteiden kanssa. Stratosfäärissä ilokaasu hajoaa hitaasti auringon ultraviolettisäteilyn vaikutuksesta.

CFC-yhdisteet ja muut teollisesti tuotetut, vetyä sisältämättömät kasvihuonekaasut ovat ilokaasun tavoin troposfäärissä kemiallisesti pysyviä. Siksi niiden elinikä on pitkä, muutamasta kymmenestä jopa tuhansiin vuosiin. Nämä kaasut voivat hajota vasta jouduttuaan stratosfäärin yläosiin, missä ultraviolettisäteily on voimakasta. Vetyä sisältävät kaasut, kuten HCFC- ja HFC-yhdisteet, reagoivat metaanin tavoin troposfäärissä OH-radikaalien kanssa. Siksi ne ovat yleensä melko lyhytikäisiä.

4.2 Stratosfäärin ja troposfäärin otsoni

Otsoni (O_3) on lyhytikäinen kaasu. Sen elinikä on enimmilläänkin, alastratosfäärissä, vain vuoden luokkaa ja maanpinnan lähellä vieläkin lyhyempi. Niinpä otsoni onkin jakautunut ilmakehään varsin epätasaisesti. Noin 90% siitä on stratosfäärissä, missä otsonia syntyy auringon ultraviolettisäteilyn vaikutuksesta. Ihmiskunnan vaikutus otsonin määrään on epäsuora. Suoria otsonipäästöjä ei juurikaan ole, mutta muut ilmakehään pääsevät, kemiallisesti aktiiviset yhdisteet joko kasvattavat tai pienentävät otsonin pitoisuutta.

Stratosfäärin otsonin väheneminen eteläisellä napa-alueella tuli yleiseen tietoon vuonna 1985, mutta se näyttää alkaneen jo kymmenkunta vuotta aiemmin. Sittemmin otsonin on havaittu vähentyneen myös muilla alueilla (kuva 4.5). Muutokset ilmapiylyvään otsonin pystyintegroidussa kokonaisuudessa (kokonaisotsoni) tunnetaan suhteellisen hyvin. Muutosten pystyjakauma sen sijaan tunnetaan huonommin. Tämä vaikeuttaa otsonin vähenemisen aiheuttaman säteilypakotteen arviointia, sillä eri korkeuksilla oleva otsoni vaikuttaa säteilyn kulkuun eri tavoin. Tehokkaimmin maanpintaa jäähdyttäisi otsonin väheneminen tropopausin lähellä, missä lämpötila on matalin [vrt. yhtälö (2.8)].



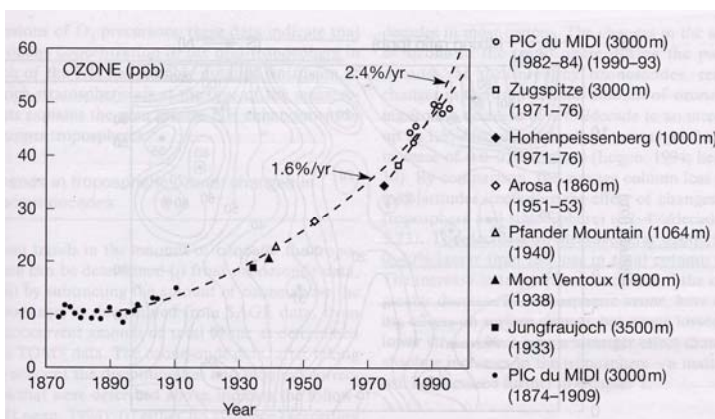
Kuva 4.5. Ilmakehän kokonaisotsonimäärän muuttuminen vuosina 1980-2004 (yksikkö % vuosikymmenessä) havaintojen (paksu viiva + epävarmuusjanat) ja erilaisten mallilaskelmien mukaan. Koska otsonista vain pieni osa on troposfäärissä, kokonaisotsonin muutokset heijastelevat lähinnä stratosfäärin otsonimäärän muutoksia (WMO 2007, kuva 3.22).

Stratosfäärin otsonin vähenemiseen liittyvä negatiivinen säteilypakote on arvioitu melko pieneksi ($-0.05 \pm 0.10 \text{ Wm}^{-2}$). Eteläisellä napa-alueella, missä otsoni on vähentynyt eniten, negatiivinen pakote on kuitenkin selvästi koko maapallon keskiarvoa suurempi. Pinnan ja troposfäärin oloihin vaikuttavan säteilypakotteen lisäksi otsonin vähenemisellä on paikallinen, stratosfääriä jäähdyttävä vaikutus.

tus. Otsonikato onkin ilmeisesti vaikuttanut havaittuun stratosfäärin jäähtymiseen jopa enemmän kuin hiilidioksidin lisääntyminen.

Pääsyy stratosfäärin otsonikatoon ovat CFC-yhdisteiden katalysoimat kemialliset reaktiot. Näiden yhdisteiden nettovaikutus maapallon pintalämpötilaan lienee siksi ollut pienempi kuin voisi päätellä niiden aiheuttaman suoran säteilypakotteen perusteella. Sitä mukaa kun CFC-yhdisteiden pitoisuudet stratosfäärissä laskevat, stratosfäärin otsonikerroksen odotetaan vähitellen toipuvan lähivuosikymmenien kuluessa; itse asiassa jo viimeisten kymmenen vuoden aikana otsonin väheneminen näyttää suunnilleen pysähtyneen. Mutkana matkassa on tosin hiilidioksidin lisääntymiseen liittyvä stratosfäärin kylmeneminen. Otsonia tuhoavat nimittäin erityisen tehokkaasti ns. polaaristratosfäärin pilvissä tapahtuvat kemialliset reaktiot. Näiden pilvien muodostuminen vaatii hyvin matalaa lämpötilaa (alle -78°C). Tulevaisuudessa tällaisia lämpötiloja ehkä esiintyy stratosfäärissä entistä useammin.

Troposfäärissä otsoni on lisääntynyt. Eurooppalaisilla vuoristoasemilla tehtyjen mittausten mukaan alailmakehän otsonipitoisuus on nykyisin jopa viisinkertainen 1800-luvun loppupuolen tasoon verrattuna (kuva 4.6). Koko maapallon mitassa troposfäärin otsonimäärän lisäys on kuitenkin ollut paljon pienempi, luultavimmin 20-60% (Houghton ym. 2001, s. 261). Sitä ei tunneta tarkasti, koska otsonipitoisuus vaihtelee voimakkaasti paikasta toiseen ja havainnot on saatu enimmäkseen vasta viime vuosikymmeninä.



Kuva 4.6. Otsonipitoisuuden kehitys maanpinnalla eurooppalaisilla vuoristoasemilla (Harvey 2000, kuva 5.25).

Troposfäärissä otsonin kemia on monimutkaista. Otsonia syntyy sivutuotteena mm. hiilimonoksidin (CO), metaanin ja sitä raskaampien hiilivetyjen (etaani, propaani jne.) hapettumisen yhteydessä, edellyttäen että typen oksideja (NO ja NO_2) on ilmassa riittävästi. Kaikkien mainittujen kaasujen päästöt pyrkivät siksi kasvattamaan troposfäärin otsonipitoisuutta ja siten epäsuorasti voimistamaan kasvihuoneilmiötä. Tätäkin painavampi peruste otsonin tuottoon osallistuvien kaasujen päästöjen vähentämiselle ovat otsonin haitalliset vaikutukset ihmisten terveydelle ja elolliselle luonnolle.

4.3 Hiukkasten suora vaikutus

Aerosolihiukkaset ovat ilmassa leijuvia kiinteitä tai nestemäisiä pienhiukkasia. Niiden koko vaihtelee mikroskooppisen pienistä ($< 0.01 \mu\text{m}$) silmin havaittaviin ($> 100 \mu\text{m}$). Hiukkasia esiintyy ilmassa suuria määriä luonnostaankin. Eräiden hiukkastyypin pitoisuudet ovat kuitenkin kasvaneet huomattavasti ihmiskunnan toimien vaikutuksesta. *Primääriset hiukkaset* päätyvät ilmakehään suoraan maan pinnalta (esim. hiekkapöly), savupiipuista (esim. noki) ym. *Sekundääriset hiukkaset* (esim. sulfaatit) syntyvät ilmakehässä kemiallisten reaktioiden tuloksena. Hiukkaset vaikuttavat ilmastoon heijastamalla ja absorboimalla auringonsäteilyä (*suora vaikutus*) sekä vaikuttamalla pilvien ominaisuuksiin ja elinikään (*epäsuora vaikutus*).

Ilmakehän erityyppisiin hiukkasiin liittyvää numerotietoa on koottu taulukkoon 4.2. Kokonaismassalla mitattuna tärkeimmät hiukkastyypit ovat tuulen maanpinnalta ilmaan nostama mineraalipöly (esim. Saharan hiekanjyväset) ja valtamerten pärskeistä ilmaan nouseva merisuola. Mineraalipölyn ja merisuolan massasta kuitenkin pääosa on suhteellisen suurissa hiukkasissa, joille pinta-alan ja massan suhde on pieni⁹. Sen takia nämä hiukkaset eivät sirota eivätkä absorboi auringon valoa kovin tehokkaasti; todennäköisyys että auringosta lähtenyt fotoni “osuu” hiukkaseen on näet likimain verrannollinen hiukkasen pinta-alaan. Monet muut hiukkastyypit (esim. sulfaatit ja noki) koostuvat keskimäärin paljon pienemmistä hiukkasista. Siksi niiden vaikutus säteilyn kulkuun on suhteellisesti ottaen suurempi.

Taulukko 4.2. Tärkeimpien hiukkastyypien synty nopeus (maapallolla yhteensä), keskimääräinen kokonaismassa ilmapölyvässä, massaekstinktiokerroin ja keskimääräinen optinen paksuus (Houghton ym. 1996, s. 104). Vaikka mineraalipöly on luettu taulukossa luonnollisiin hiukkasiin, sen määrä on saattanut kasvaa ihmiskunnan toimien seurauksena.

Lähde	Synty nopeus (Mt / vuosi)	Kokonaismassa (mg / m ²)	Massaekstinktio- kerroin (m ² / mg)	Keskimääräinen optinen paksuus
Luonnolliset				
primääriset				
mineraalipöly	1500	32.2	0.0007	0.023
merisuola	1300	7.0	0.0004	0.003
tulivuoripöly	33	0.7	0.0020	0.001
biologiset (siitepöly ym.)	50	1.1	0.0020	0.002
sekundääriset				
sulfaatit	102	2.8	0.0051	0.014
orgaaniset hiukkaset	55	2.1	0.0051	0.011
nitraatit	22	0.5	0.0020	0.001
Ihmiskunnan synnyttämät				
primääriset				
teollisuuspöly ym.	100	2.1	0.0020	0.004
noki (fossiilisista polttoain.)	8	0.2	0.0100	0.002
noki (biomassan poltosta)	5	0.1	0.0100	0.001
sekundääriset				
sulfaatit	140	3.8	0.0051	0.019
biomassan poltto	80	3.4	0.0051	0.017
nitraatit	36	0.8	0.0020	0.002

Hiukkasten säteilynkulkuvaikutusta massayksikköä kohti kuvataan taulukossa 4.2 massaekstinktiokertoimella. Kertomalla tämä luku hiukkasten kokonaismassalla pinta-alayksikköä kohti saadaan optinen paksuus. Esimerkiksi mineraalipölylle laskettu optinen paksuus 0.023 tarkoittaa, että jos ilmakehässä ei olisi mitään muuta auringonsäteilyn kulkuun vaikuttavaa ainetta, suoraan ylhäältä tulevasta auringonsäteilystä pääsisi pinnalle pölyhiukkasiin törmäämättä 97.7%. Loput 2.3% sirottuisi hiukkasista alas- tai ylöspäin tai absorboituisi niihin. Hiukkasten aiheuttaman säteilypakotteen kannalta ovat tärkeitä ylöspäin siroavan ja absorboituneen säteilyn osuudet. Ylöspäin sironneesta säteilystä pääosa karkaa avaruuteen, jolloin avaruuteen heijastuneen auringonsäteilyn osuus kasvaa. Säteilyn absorboituminen hiukkasiin taas pienentää avaruuteen lopulta heijastuvan säteilyn osuutta, muutenhan sama säteily olisi saattanut heijastua esim. pilvestä tai maanpinnasta. Voimakkaasti auringonsäteilyä absorboivat hiukkaset, erityisesti noki, aiheuttavat siksi positiivisen säteilypakotteen, säteilyä heikosti absorboivat, esim. sulfaatit, taas negatiivisen pakotteen. Hiukkaset synnyttävät posi-

⁹ Rautalankaesimerkki: metri kanttiinsa olevan kuution sivujen kokonaispinta-ala on 6 m². Jos kuutio jaetaan tuhanneksi 10 × 10 × 10 cm kuutioksi, sivujen kokonaispinta-ala kasvaa kymmenkertaiseksi.

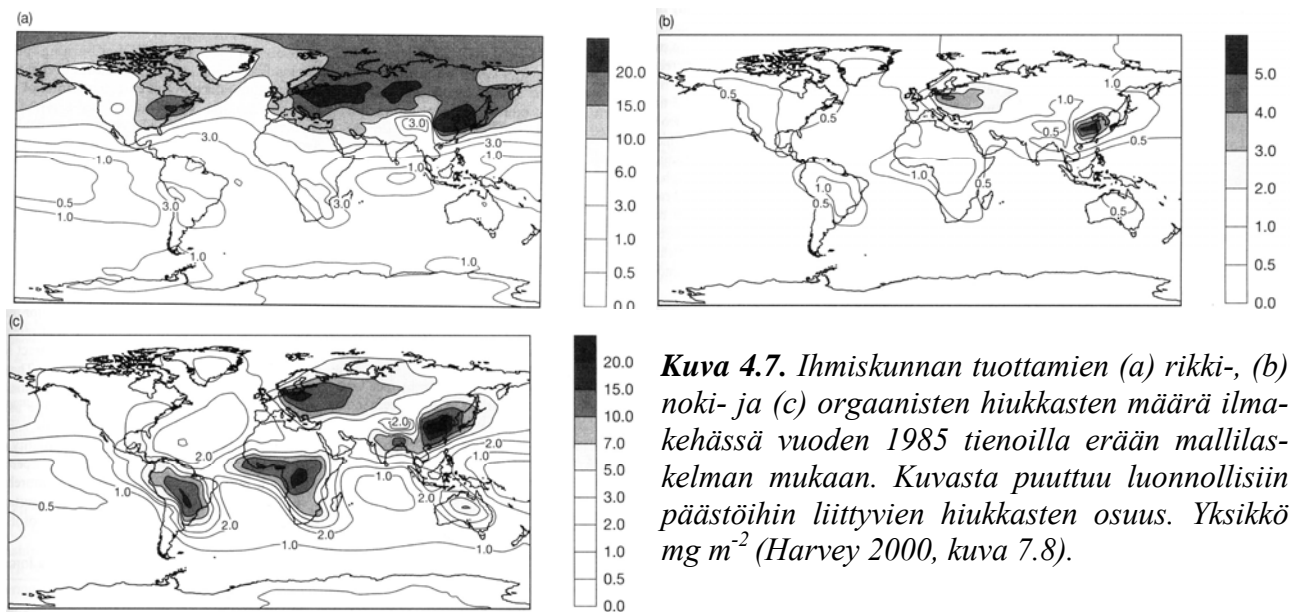
tiivista säteilypakotetta myös absorboimalla pinnan lähettämää lämpösäteilyä, mutta tämä vaikutus on yleensä pienempi.

Tärkein ihmiskunnan toimien lisäämä hiukkaslaji ovat rikkihappo- ja rikkihiokaspartikkelit. Sulfaatteja syntyy rikkidioksidista (SO_2), jota pääsee ilmakehään rikkihappo- ja rikkihiokaspartikkelit (erityisesti kivihiiltä) käytettäessä ja mm. kuparisulattamoilta. Rikin oksidit hapettuvat ilmassa rikkihappo- ja rikkihiokaspartikkeliksi (H_2SO_4), joka tiivistyy ilmakehässä helposti pisaroiksi. Puhtaat sulfaattihiukkaset eivät absorboi auringonsäteilyä juuri lainkaan mutta ne sirottavat sitä tehokkaasti. Siksi niiden vaikutus on ilmastoa jäädyttävä. Sulfaattien suoraksi pakotevaikutukseksi arvioidaan n. -0.4 Wm^{-2} .

Fossiilisia polttoaineita, samoin kuin myös biomassaa poltettaessa, vapautuu ilmakehään myös pieniä nokihiukkasia, jotka absorboivat auringonsäteilyä tehokkaasti. Ne aiheuttavat siksi positiivisen säteilypakotteen, joka lienee luokkaa 0.2 Wm^{-2} . Noen vaikutus ilmastoon on tosin varsin mutkikas. Kun auringonsäteilyä imeytyy alailmakehän nokipilviin, sitä pääsee pinnalle entistä vähemmän. Suurimpien nokipäästöjen alueella pintalämpötila saattaa siksi jopa laskea, samalla kun nokea sisältävät ilmakerrokset lämpenevät. Ilmakehän kiertoliike kuitenkin levittää ilman lämpenemisen laajemmalle alueelle, ja kauempana lämmitysvaikutus tuntuu siksi pinnallakin. Lisäksi lumen päälle laskeutuva noki tummentaa lumen pintaa, jolloin pinta imee entistä isomman osan saapuvasta auringonsäteilystä. Tähän ilmiöön liittyvä pakote arvioidaan noin 0.1 Wm^{-2} :ksi.

Sulfaatti- ja nokihiukkasten lisäksi ihmiskunnan toiminta on lisännyt monien muidenkin hiukkas-tyyppien pitoisuuksia. Typen oksidien päästöjen synnyttämät *nitraattihiukkaset* aiheuttavat pienen jäädyttävän pakotteen (suuruusluokka -0.1 Wm^{-2}). Tuulen ilmaan nostama *mineraalipöly* lienee sekin lisääntynyt, mistä on myös luultavasti aiheutunut pieni jäädyttävä pakote (paras arvio -0.1 Wm^{-2} , mutta edes etumerkkiä ei tiedetä varmasti). Syitä oletettuun pölyn lisääntymiseen ovat ihmisten aiheuttama eroosio ja maankäytön muutokset. Metsiä on esimerkiksi raivattu pelloiksi, joilta tuuli sieppaa pölyä mukaansa paljon helpommin. Lisäksi sekä biomassaa että fossiilisia polttoaineita poltettaessa pääsee ilmaan monenlaisia *orgaanisia hiukkasia*, joiden nettovaikutus ilmastoon tunnetaan huonosti.

Hiukkasten lisääntymisen aiheuttaman säteilypakotteen arvioinnissa on monia vaikeuksia. Ensiksikin hiukkaset viipyvät ilmakehässä vain lyhyen aikaa, tyypillisesti viikon verran, ennen kuin ne poistuvat sieltä esim. sateen mukana (tulivuortenpurkausten yhteydessä stratosfääriin pääsevät pitkäikäiset hiukkaset ovat poikkeus tästä säännöstä). Siksi hiukkaspitoisuudet vaihtelevat rajusti alueellisesti, ajallisesti ja pystysuunnassa. Tästä vaihtelusta saadaan jonkinlainen yleiskuva tekokuumittautusten avulla, mutta sen yksityiskohtia joudutaan arvioimaan kemiallisten leviämismallien tulosten perusteella. Laskettaessa hiukkasten vaikutusta säteilyn kulkuun on otettava huomioon myös niiden kokojakauma. Jotkin hiukkaset, mm. sulfaatit, imevät itseensä vettä ja paisuvat sitä suuremmiksi, mitä korkeampi ilman suhteellinen kosteus on. Säteilypakotteeseen vaikuttavat myös hiukkasten kemiallisen koostumuksen yksityiskohdat. Esimerkiksi jos samassa ilmatilavuudessa on sekä sulfaatteja että nokea, niiden yhteisvaikutus riippuu siitä, ovatko sulfaatit ja noki erillään vai samoihin hiukkasiin sitoutuneita.



Kuva 4.7. Ihmiskunnan tuottamien (a) rikki-, (b) noki- ja (c) orgaanisten hiukkasten määrä ilmakehässä vuoden 1985 tienoilla erään mallilas- kelman mukaan. Kuvasta puuttuu luonnollisiin päästöihin liittyvien hiukkasten osuus. Yksikkö mg m^{-2} (Harvey 2000, kuva 7.8).

Hiukkasten lyhyen eliniän vuoksi niiden pitoisuudet ovat korkeimpia niillä alueilla, joilla päästöjä on eniten (kuva 4.7). Rikkipäästöt olivat vielä 1980-luvulla suurimmat Yhdysvaltain itäosissa ja Euroopassa (missä päästöt ovat kuitenkin viime aikoina selvästi pienentyneet vähärikkisempiin polttoainesiin siirtymisen ja savukaasujen paremman puhdistuksen ansiosta), mutta nykyisin niiden painopiste on yhä enenevässä määrin siirtymässä Kiinan ja Etelä-Aasian runsasväkisille alueille. Niinpä sulfaattihiukkasiakin on eniten näillä alueilla ja välittömästi niiden itäpuolella (koska keskileveysasteilla tuulee keskimäärin lännestä). Kaiken kaikkiaan rikkihiukkasia on paljon enemmän pohjoisella kuin eteläisellä pallonpuoliskolla. Kuva tosin liioittelee pallonpuoliskojen välistä eroa siinä mielessä, että siitä puuttuu luonnollista alkuperää olevien rikkihiukkasten osuus, joka on jakautunut maapallolle tasaisemmin kuin ihmiskunnan tuottamat hiukkaset. Nokipäästöt ja niiden synnyttämät hiukkaset keskittyvät samoille alueille kuin sulfaattikin. Orgaanisia hiukkasia on Kiinan ja Euroopan ohella runsaasti myös Etelä-Amerikassa ja Afrikassa, missä niitä tuottaa runsas biomassan poltto.

Hiukkasten epätasaisen jakauman vuoksi myös niiden synnyttämä säteilypakote vaihtelee alueellisesti (luku 4.6). Pakotteen tulevaa kehitystä arvioitaessa on otettava huomioon, että ilmakehän hiukkas- määrä reagoi päästöjen muutoksiin lähes välittömästi. Euroopassa ja Pohjois-Amerikassa rikkipäästöt ja sulfaattipitoisuudet ovat jo kääntyneet selvään laskuun, koska on haluttu päästä eroon rikin aiheut- tamista hapanneista sateista.

4.4 Hiukkasten epäsuora vaikutus

Vesihöyryn tiivistyminen pilvipisaraksi vaatii 100% suhteellisen kosteuden ohella myös sopivan tiivistymisytimen. Jos tiivistymisytimiä on vähän, pilvipisaroita muodostuu vähän mutta ne kasvavat suuriksi, koska tiivistyvää vesihöyryä riittää yhtä pisaraa kohti runsaasti. Jos tiivistymisytimiä on runsaammin, pilvipisaroita voi muodostua enemmän mutta ne jäävät vastaavasti pienemmiksi. Tiivistymisytimiksi käyvät monenlaiset riittävän vesiliukoiset hiukkaset, luonnollisten hiukkasten ohella myös monet ihmiskunnan aikaansaamat hiukkaset. Alueilla, joilla hiukkasia synnyttävät päästöt ovat suuret, pilvien pisarakoko on todennäköisesti pienentynyt. Koska kaikkien tarjolla olevien tiivisty- misedintien ympärille ei muodostu pilvipisaroita, pisarakoon muutosta ei kuitenkaan voida arvioida helposti.

Kahdesta saman verran nestemäistä vettä sisältävästä pilvestä tehokkaammin auringonvaloa heijastaa se, jonka pisarat ovat pienempiä – näin siksi, että pisaroiden yhteispinta-ala kasvaa kun sama vesi-

määrä jaetaan suurempaan määrään pisaroita. Pilven absorptio- ja emissiokykyyn lämpösäteilyalueella pisarakoko ei sen sijaan juuri vaikuta, sillä useimmat pilvet ovat joka tapauksessa lämpösäteilyn aallonpituuksilla lähes "mustia". Pienipisarainen pilvi siis jäädyttää maapalloa tehokkaammin kuin suuripisarainen. Tätä kutsutaan hiukkasten *ensimmäisen lajin epäsuoraksi vaikutukseksi*. On myös arveltu, että pienipisaraiset pilvet olisivat ainakin joissakin olosuhteissa pitkäikäisempiä kuin suuripisaraiset. Ajatus perustuu siihen, että alun alkaen suuremmat pilvipisarot kasvavat helpommin riittävän suuriksi sataakseen alas. Tätä kutsutaan hiukkasten *toisen lajin epäsuoraksi vaikutukseksi*, joka ei kuitenkaan ole mukana kuvan 4.1 pakotearviossa.

Tekokuuhavaintojen perusteella on päätelty, että pilvet ovat keskimäärin suurempipisaraisia meri- kuin maa-alueilla (taulukko 4.3). Tämä sopii yhteen edellä esitetyn teorian kanssa, sillä tiivistymisytimiksi kelpaavia hiukkasia on luonnostaan vähemmän merillä kuin mantereilla. Lisäksi sekä maa- että merialueiden pilvet näyttävät olevan hiukan pienempipisaraisia pohjoisella kuin eteläisellä pallonpuoliskolla, luultavasti koska ihmisten toiminta on lisännyt hiukkasia enemmän pohjoisella kuin eteläisellä pallonpuoliskolla. Näyttöä ensimmäisen lajin epäsuoran vaikutuksesta antavat myös tekokuukuvissa laivareittien kohdalla nähtävät, ympäröiviä pilviä voimakkaammin heijastavat pilvet (kuva 4.8). Runsasrikkistä polttoainetta käyttävät laivat tupruttavat piipustaan suuren määrän rikkidioksidia, jonka synnyttämät hiukkaset kasvattavat tiivistymisytimien määrän laivareitin kohdalla moninkertaiseksi. Meren päällä usein olevaan alapilvikerrokseen muodostuu siksi laivareitin kohdalle ympäristöään pienipisaraisempi ja voimakkaammin auringonsäteilyä heijastava kohta.

Taulukko 4.3. *Pilvien keskimääräinen pisarakoko (μm) Hanin ym. (1994) mukaan. Pisarakoko on päätelty mittaamalla heijastunutta auringonsäteilyä tekokuista useilla eri aallonpituuksilla.*

	Mantereet	Meret
Pohjoinen pallonpuolisko	8.2	11.6
Eteläinen pallonpuolisko	9.0	12.0



Figure 1: Ship tracks off the coast of Washington

Kuva 4.8. *Laivojen pilvikerrokseen jättämiä runsaasti auringonsäteilyä heijastavia vanoja Tyynenmeren luoteisosissa. Kuva on otettu lähi-infrapuna-alueen säteilyä mitanneesta tekokuusta; näkyvän valon kuvissa laivareitit eivät erotu yhtä selvästi.*

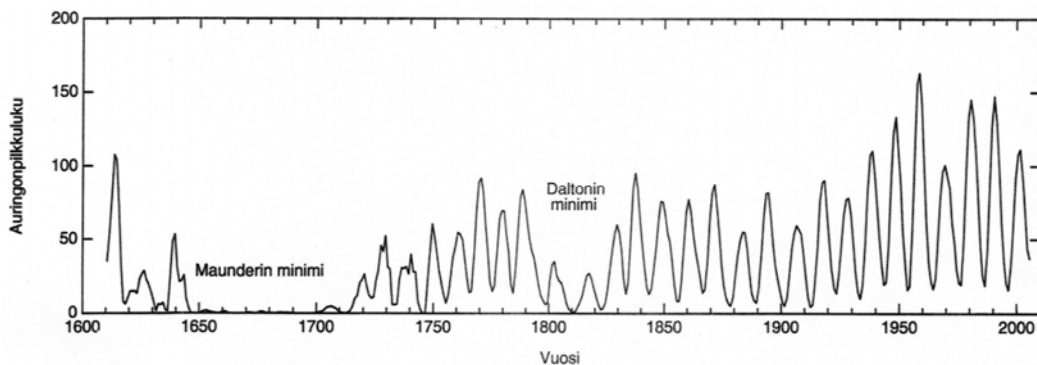
Hiukkasten aiheuttaman epäsuoran säteilypakotteen suuruuden arvioiminen on osoittautunut äärimmäisen vaikeaksi. Ensimmäisen lajin epäsuoran pakotteen laskeminen vaatii tietoa siitä, kuinka paljon ilmakehän eri osissa on ihmiskunnan synnyttämiä hiukkasia, kuinka tehokkaasti ne toimivat tiivistymisytiminä, sekä miten tämä vaikuttaa pilvien pisarakokoon ja muihin heijastuskykyyn vaikuttaviin ominaisuuksiin. Eri tutkimuksissa esitetyt arviot ensimmäisen lajin epäsuoran pakotteen suuruudesta vaihtelevatkin rajusti, tyypillisesti välillä $-0.3 \dots -1.8 \text{ W m}^{-2}$. Toisen lajin epäsuoraa pakotet-

ta tutkittaessa joudutaan lisäksi ottamaan huomioon suuri määrä monimutkaisia pilvien kehitykseen vaikuttavia ilmiöitä, eikä tälle pakotteelle siksi pystytä antamaan mielekästä lukuarvoa.

Epäsuoran hiukkaspakotteen voimakkuus riippuu ihmisten aiheuttamien hiukkaspäästöjen ohella myös ilmakehässä luonnostaan olevien tiivistymisydinten määrästä. Ihmiskunnan tuottamien hiukkasten vaikutuksen arvellaan olevan suhteellisesti ottaen sitä suurempi, mitä vähemmän luonnollisia tiivistymisytimiä on. Vaikka hiukkaspäästöt ja -pitoisuudet ovatkin suurimpia maa-alueilla, keskimääräinen epäsuora pakote voi siksi olla merillä samaa suuruusluokkaa kuin mantereillakin.

4.5 Aurinko ja tulivuoret

Auringon säteilytehoa ("aurinkovakio") on mitattu tekokuista 1970-luvun lopusta alkaen. Teho ei ole täysin vakio, vaan se vaihtelee 11-vuotista auringonpilkkujaksoa seuraten. Aurinko säteilee hiukan voimakkaammin silloin kun pilkkuja on runsaasti. Tummina näkyvät pilkut ovat muuta auringonpintaa viileämpiä, joten niiden lisääntyminen sinänsä vähentää auringon säteilytehoa. Samanaikaisesti pilkkujen kanssa lisääntyvät kuitenkin myös muuta auringonpintaa kuumemmat ja siksi voimakkaammin säteilevät fakula-alueet, ja niiden lisääntyminen enemmän kuin kompensoi pilkkujen lisääntymisen vaikutuksen. 11-vuotiseen auringonpilkkujaksoon liittyvä säteilytehon vaihtelu on kuitenkin hyvin pientä, vajaan 0.1% ($\approx 1 \text{ Wm}^{-2}$) minimistä maksimiin. Tällä tuskin on merkittävää vaikutusta maapallon keskilämpötilaan, semminkin kun merten suuri lämpökapasiteetti tasaa näin nopeita vaihteluita tehokkaasti.



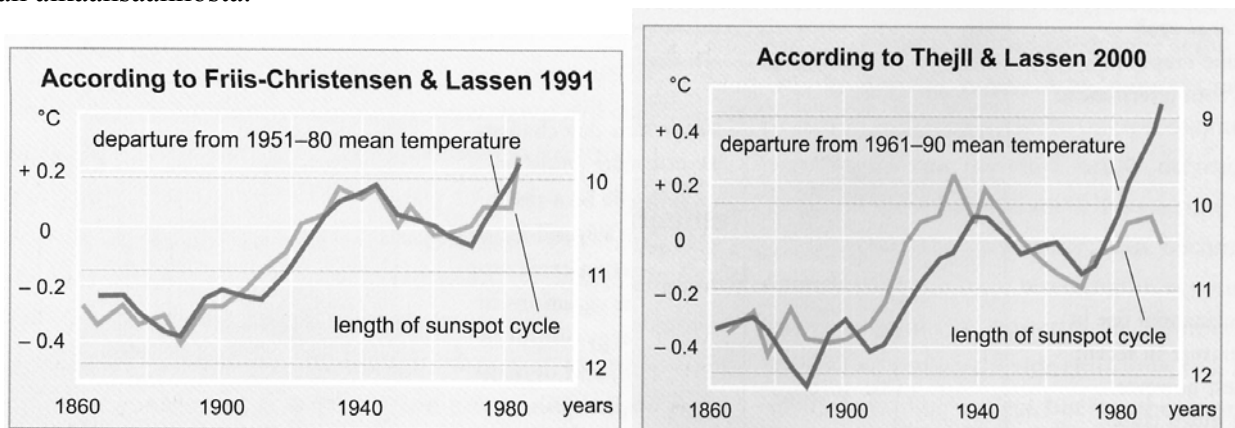
Kuva 4.9. Auringonpilkkujen määrän vaihtelu vuosina 1610-2005 (Nevanlinna 2007).

Yleisesti ottaen auringonpilkkuja on ollut 1900-luvun keskivaiheilta alkaen enemmän kuin edeltävänä vuosisatoina (kuva 4.9). Auringon säteilytehokin lienee siksi ollut keskimäärin hiukan aiempaa suurempi. On mahdollista, muttei lainkaan varmaa, että säteily olisi voimistunut enemmänkin kuin voidaan päätellä pelkästään pilkkuluvun vaihtelun ja viimeaikaisten tekokuiden mittaamien aurinkovakion vaihteluiden yhteyden perusteella. Aurinkovakion vaihtelua 1600-luvulta alkaen on yritetty rekonstruoida erilaisten epäsuorien menetelmien avulla. Eri tutkijat ovat käyttäneet auringonpilkkuluvun lisäksi mm. havaintoja auringonpilkkujakson pituudesta, auringon pyörimisnopeudesta, maapallolle päässeen kosmisen säteilyn määrästä¹⁰ sekä muiden auringonkaltaisten tähtien käyttäytymisestä. Eri menetelmien tulokset eroavat melkoisesti toisistaan, mutta todennäköisesti auringon säteilytehon pitkäjaksoinenkin vaihtelu on ollut varsin pientä. Solomonin ym. (2007, s. 192) parhaan arvion mukaan auringon säteily olisi keskimäärin voimistunut vain noin 0.08% 1600-luvulla olleen lähes auringonpilkkuttoman Maunderin minimin jälkeen. Säteilypakotteiden laskennassa käytetyn

¹⁰ Ulkoavaruudesta maapallolle pääsevä, protoneista ym. hiukkasista koostuva kosminen säteily vähenee aurinkotuulen voimistumisen takia auringon aktiivisuuden kasvaessa. Kosmisen säteilyn määrän vaihtelut on pystytty arvioimaan mittaamalla Grönlannin jäätiköstä berylliumin isotoopin ¹⁰Be pitoisuuden vaihteluita. Mainittua isotooppia syntyy kosmisen säteilyn hajottaessa ilmakehän typpi- ja happiatomeja.

perusvuoden 1750 ja nykyajan välinen ero taas olisi vain 0.05%, mikä vastaa 0.12 Wm^{-2} säteilypakotetta. Epävarmuusväliksi tälle pakotteelle on arvioitu $0.06\text{-}0.3 \text{ Wm}^{-2}$.

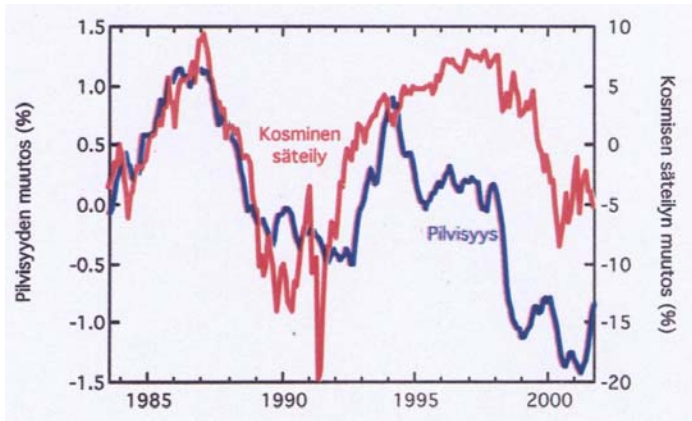
Julkisessa keskustelussa auringon vaikutus ilmastoon on ollut esillä voimakkaammin kuin sen säteilytehon melko vähäisen vaihtelun perusteella voisi odottaa. Tanskalaiset Eigil Friis-Christensen ja Knud Lassen havaitsivat vuonna 1991, että pohjoisen pallonpuoliskon keskilämpötilan ja aurinkopilkkujakson pituuden välillä oli ollut edellisen runsaan 100 vuoden aikana voimakas negatiivinen korrelaatio (kuva 4.10a). Monet tulkitsivat tuloksen niin, että kaikki lämpötilanvaihtelut olisivat johduneet auringosta ja kasvihuonekaasujen lisääntymisen vaikutus oli ollut mitätön. Uudemmassa tanskalaisstudkimuksessa (Thejll ja Lassen 2000) korrelaation kuitenkin havaittiin heikentyneen: maapallon lämpeneminen oli jatkunut 1990-luvulla, vaikka auringonpilkkujakson pituus oli pysynyt jokseenkin ennallaan (kuva 4.10b). Aikaisempi voimakas korrelaatio oli siis ollut ainakin osaksi sattuman aikaansaannosta.



Kuva 4.10. Yhteys pohjoisen pallonpuoliskon keskilämpötilan (vasemman puolen asteikko) ja aurinkopilkkujakson pituuden välillä Friis-Christensenin ja Lassenin (1991) mukaan sekä Thejllin ja Lassenin (2000) mukaan (Bernes 2003, s. 49).

Periaatteessa on toki mahdollista, että jokin epäsuora mekanismi todella voimistaisi auringon toiminnan vaihteluiden vaikutusta ilmastoon. Yksi tällainen mahdollisuus liittyy siihen, että auringon lyhytaaltoisen ultraviolettisäteilyn määrä vaihtelee auringonpilkkujakson aikana suhteellisesti enemmän kuin kokonaissäteilyn määrä. Tämä voi vaikuttaa lämpötiloihin stratosfäärissä, missä otsoni absorboi ultraviolettisäteilyä. Muutokset stratosfäärin lämpötiloissa ja tuulissa saattaisivat puolestaan heijastua alailmakehänkin oloihin. Ilmiö tunnetaan huonosti, mutta nykyisen tiedon valossa sillä tuskin on juuri vaikutusta maapallon keskimääräiseen pintalämpötilaan.

Toinen mahdollinen epäsuora mekanismi liittyy kosmiseen säteilyyn. Kun aurinkotuuli on voimakas, kosmista säteilyä pääsee ilmakehään tavallista vähemmän. Toisaalta on esitetty, että kosmisen säteilyn synnyttämät ionit voisivat vaikuttaa tiivistymisytimiksi kelpaavien aerosolihiukkasten muodostumiseen ja sitä kautta pilvisyyteen. Marshin ja Svensmarkin (2000) julkaisemat havainnot antoivatkin tälle ajatukselle jonkinlaista tukea: tekokuista arvioitu alapilvisyyden määrä ja kosmisen säteilyn voimakkuus korreloivat positiivisesti keskenään 1980-luvulla ja 1990-luvun alussa. Sittemmin tämäkin korrelaatio on kuitenkin heikentynyt (kuva 4.11). Epäselvää on myös mm. se, miksi kosminen säteily vaikuttaisi nimenomaan alapilvien määrään – vastaavaa korrelaatiota kosmisen säteilyn ja ylempään pilvisyyden välillä ei ole havaittu.

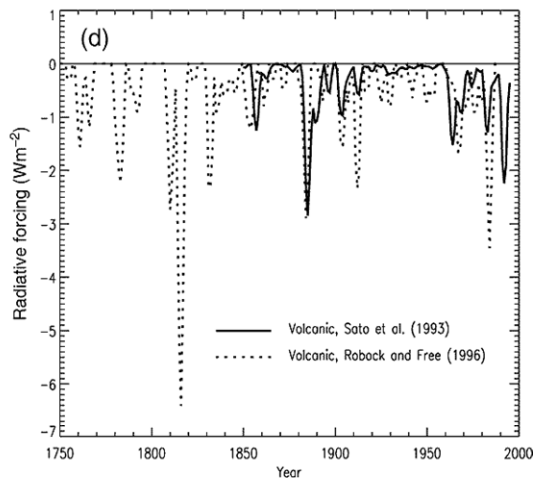


Kuva 4.11. Vaihtelu alapilvien määrässä ja kosmisen säteilyn voimakkuudessa v. 1984-2002 (Nevanlinna 2007).

Auringon toiminnan vaihteluja voidaan kuvata usealla eri mittarilla: auringonpilkkujen määrällä, auringonpilkkujakson pituudella, kosmisen säteilyn määrällä jne. Mahdollisuus, että jokin niistä aivan sattumalta korreloi jonkin lyhyehkön ajanjakson aikana jonkin ilmastoa kuvaavan suureen kanssa, on siksi varsin suuri. Vasta havaintosarjojen pidentyessä paljastuu, onko jonkin väitetyn korrelaation takana todellinen fysikaalinen syy-yhteys. Kuten luvussa 9 todetaan, 1900-luvun alun jälkeen havaitut lämpötilanvaihtelut pystytään simuloimaan ilmastomalleilla varsin hyvin ilman mitään auringon toiminnan vaihteluiden vaikutusta voimistavaa mekanismiakin.

Tulivuorenpurkausten yhteydessä ilmakehään pääsee valtavasti rikkidioksidia. Jos purkaus on tarpeeksi raju, suuri osa rikkidioksidista pääsee stratosfääriin asti, missä siitä muodostuu pieniä rikkihappohiukkasia. Toisin kuin troposfäärin hiukkaset, jotka poistuvat ilmakehästä nopeasti, osa stratosfääriin päätyneistä hiukkasista voi pysyä siellä parikin vuotta. Koska nämä hiukkaset sekä absorboivat että heijastavat auringonsäteilyä, säteilyä pääsee suurten purkausten jälkeen troposfääriin ja maan pinnalle tavallista vähemmän. Suurten tulivuorenpurkausten synnyttämä negatiivinen säteilypakote voi olla varsin iso; esimerkiksi vuonna 1991 tapahtuneelle Pinatubon purkaukselle sen arvioidaan olleen n. -3 W m^{-2} . Purkausta seuranneet vuodet olivatkin maanpinnalla muutaman kymmenesosan edeltäviä vuosia viileämpiä. Jäähtyminen olisi saattanut olla isompikin ilman samoihin aikoihin trooppisella Tyynellämerellä sattunutta El Niño-ilmiötä. Yleensä maapallon keskilämpötila on näet El Niño-tilanteissa hiukan tavallista korkeampi.

Ennen tekokuu-aikaa tapahtuneiden tulivuorenpurkausten voimakkuutta on pystytty arvioimaan historiallisten tietojen perusteella sekä mittaamalla manner- ja vuoristojäätiköiden jääkerroksiin jääneen rikin määrää. Tällä tavoin on pystytty laatimaan karkeita arvioita myös purkausten synnyttämästä säteilypakotteesta (kuva 4.12). Vaikka yksittäisten purkausten synnyttämä pakote onkin lyhytaikainen, on suurten purkausten yleisyydessä esiintyneellä vaihtelulla voinut olla pidempiaikaisempaa vaikutusta ilmastoon. 1800-luvun lopulla ja aivan 1900-luvun alussa suuria purkauksia oli runsaasti, vuosina 1913-1962 taas hyvin vähän. Viimeksi mainittu hiljainen jakso saattoi osaltaan vaikuttaa maapallon lämpenemiseen 1900-luvun ensimmäisellä puoliskolla. Viime aikoina suuria purkauksia on taas ollut enemmän: Agung (Indonesiassa) 1963, El Chichon (Meksikossa) 1982 ja Pinatubo (Filippiineillä) 1991. Ilman näitä purkauksia maapallo olisi luultavasti lämmennyt viime vuosikymmeninä hiukan havaittua nopeammin.

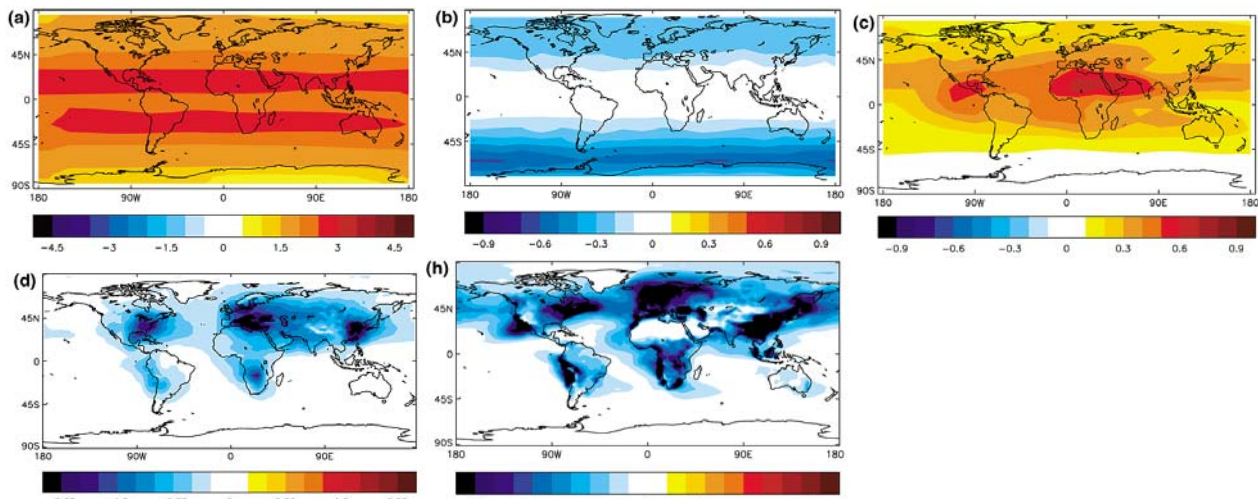


Kuva 4.12. Tulivuorenpurkausten synnyttämä negatiivinen säteilypakote kahden eri arvioon mukaan. Sato ym. (1993) arvio edustaa koko maapalloa, Robockin ja Freen (1996) arvio pohjoista pallonpuoliskoa (Houghton ym. 2001, kuva 6.8).

Stratosfäärissä tulivuorenpurkausten vaikutus on päinvastainen kuin alempana: lisääntynyt auringonsäteilyn absorptio lämmittää stratosfääriä. Etenkin El Chichonin (1982) ja Pinatubon (1991) purkaukset näkyvätkin stratosfäärin lämpötila-aikasarjoissa hyvin selvästi (kuva 3.7).

4.6 Säteilypakotteiden alueellinen jakauma

Tähän mennessä olemme tutkineet lähinnä säteilypakotteiden yli koko maapallon laskettuja keskiarvoja. Todellisuudessa monet pakotetekijät ovat kuitenkin jakautuneet maapallolle varsin epätasaisesti. Esimerkkejä erilaisten ulkoisten tekijöiden synnyttämien pakotteiden maantieteellisestä jakaumasta on esitetty kuvassa 4.13. Kaikki kuvat edustavat suunnilleen nykyhetken tilannetta, mutta ne on poimittu eri tutkimuksista, joiden tulokset eivät välttämättä ole keskenään vertailukelpoisia. Kuvasta nähdään mm. että



Kuva 4.13. Esimerkkejä säteilypakotteiden alueellisista jakaumista. (a) Hyvin sekoittuneiden kasvihuonekaasujen (CO_2 , CH_4 , N_2O , CFC-11, CFC-12) lisääntyminen, (b) stratosfäärin otsonin vähentyminen, (c) troposfäärin otsonin lisääntyminen, (d) rikkihiukkasten lisääntymisen suora vaikutus, (e) rikkihiukkasten lisääntymisen epäsuora vaikutus. Yksikkö Wm^{-2} ; (a)- ja (c)-kohdan pakotteet ovat kaikkialla positiivisia, muut negatiivisia. Huomaa asteikon vaihtelu kuvasta toiseen. (a)-kohtaa lukuun ottamatta pakotteiden suuruuteen ja niiden alueellisten jakaumien yksityiskohtiin liittyy paljon epävarmuutta (Houghton ym. 2001, kuva 6.7).

- Hyvin sekoittuneiden kasvihuonekaasujen lisääntymisen aiheuttama pakote (a) on suurin (noin 3 Wm^{-2}) subtrooppisilla alueilla. Siellä lämpösäteily on korkean lämpötilan vuoksi

voimakasta ja ilma on yleensä kuivaa, joten vesihöyry ja pilvet eivät absorboi lämpösäteilyä yhtä tehokkaasti kuin päiväntasaajan lähellä. Pakote on pienin (1 Wm^{-2}) eteläisellä napa-alueella, jolla lämpösäteily on alhaisen lämpötilan vuoksi heikkoa. Kaikkiaan pakote on kuitenkin melko tasaisesti jakautunut.

- Stratosfäärin otsonin vähenemisen synnyttämä negatiivinen pakote (b) on suurin korkeilla leveysasteilla, joilla otsoni on vähentynyt eniten, erityisesti eteläisellä napa-alueella.
- Troposfäärin otsonin lisääntymisen synnyttämän positiivisen pakotteen (c) jakauma muistuttaa hiukan hyvin sekoittuneiden kasvihuonekaasujen aiheuttamaa pakotetta, mutta on keskitynyt pohjoiselle pallonpuoliskolle, missä otsoni on lisääntynyt enemmän.
- Rikkihiukkasten suoraan vaikutukseen liittyvä negatiivinen pakote (d) on suurin siellä, missä rikkipäästöt ovat suurimmat eli pohjoisen pallonpuoliskon teollistuneimmilla ja runsasväkisinä alueilla. Yleensä pakote on suurempi maa- kuin merialueilla. Välimerellä, jonne kulkeutuu runsaasti rikkiä Euroopasta, pakote on kuitenkin tämän tutkimuksen mukaan suuri.
- Rikkihiukkasten epäsuoraan vaikutukseen liittyvä pakote (h) on myös suurin pohjoisella pallonpuoliskolla. Se ei kuitenkaan keskity yhtä selvästi mantereille kuin hiukkasten suora vaikutus. Tämän tutkimuksen mukaan pakote olisi suurin saastuneiden manneralueiden lähellä olevilla merialueilla, joilla luonnollisten tiivistymisytimien vähyys tekee pilvet suhteellisesti ottaen herkemmiksi hiukkasten lisääntymiselle kuin mantereilla. Eri tutkimusten tulokset vaihtelevat, joten on vaikea sanoa, onko näin todellisuudessa.

Monien pakotteiden arviointiin liittyy paljon epävarmuutta, joten kuvan 4.13 tulokset ovat vain suuntaa-antavia. Lisäksi kuvasta puuttuu esimerkiksi nokihiukkasten synnyttämä positiivinen pakote, jonka arvellaan lämmittäneen eniten samoja alueita, joita rikkihiukkasiin liittyvä suora pakote on jäädyttänyt.

Maapallon keskilämpötilan kehityksen kannalta pakotteiden alueellinen vaihtelu ei liene kovin tärkeää, mutta se voi vaikuttaa ilmastonmuutosten alueelliseen jakaumaan. Vaikutus on kuitenkin pienempi kuin mitä voisi äkkiseltään kuvitella. Tietyllä paikalla tapahtuva lämpötilanmuutos riippuu näet paikallisen säteilypakotteen ohella myös ilmakehän kiertoliikkeen ja merivirtojen muutoksista. Ilma- ja merivirroilla on taipumus siirtää lämpöä lämpimiltä kylmemmille alueille, eli ne pyrkivät tasoittamaan lämpötilaeroja. Samalla tavoin ne pyrkivät tasoittamaan ulkoisesta pakotteesta aiheutuvan lämpötilanmuutoksen eroja eri alueiden välillä. Toisaalta lämpötilanmuutoksen suuruuteen vaikuttavat myös erilaiset palauteilmiöt, jotka joillakin alueilla voimistavat ja toisilla vaimentavat muutosta. Esimerkiksi kasvihuonekaasujen lisääntymisen vaikutusta simuloivissa mallikokeissa vuoden keskilämpötila nousee eniten Pohjoisella jäämerellä, vaikka säteilypakote onkin siellä pienempi kuin matalilla leveysasteilla. Syynä tähän on tietysti jään väheneminen ilmaston lämmitessä.

4.7 Yhteenveto

Ilmaston on vaikuttanut viimeisten vuosisatojen aikana useita eri ulkoisia tekijöitä, joiden suhteellista tärkeyttä maapallon keskilämpötilan muutosten kannalta voidaan arvioida vertailemalla niiden aiheuttamia säteilypakotteita. Vaikka monet pakoteilmiöt tunnetaan vielä heikosti, voidaan kuitenkin tehdä ainakin seuraavat johtopäätökset:

- Hiilidioksidin ja muiden pitkäikäisten kasvihuonekaasujen lisääntyminen on aiheuttanut voimakkaan positiivisen pakotteen, joka on kasvanut nopeasti etenkin toisen maailmansodan jälkeen. Tämä pakote osataan laskea paljon tarkemmin kuin muut pakotteet.
- Ilmakehän hiukkasten lisääntyminen on aiheuttanut negatiivisen pakotteen. Useimpien tutkimusten mukaan hiukkasten epäsuora vaikutus pilviin on tärkeämpi kuin niiden suora säteilyvaikutus. Varsinkin epäsuora vaikutus tunnetaan kuitenkin hyvin huonosti.

- Auringon säteilyteho kasvoi hiukan 1900-luvun alkupuolella. Tämä selittänee osan tällöin tapahtuneesta lämpenemisestä, yhdessä sen kanssa, että tulivuorenpurkauksia oli samana aikana vähän. 1900-luvun loppupuolen runsaampi tulivuoritoiminta taas on saattanut hidastaa maapallon lämpenemistä jonkin verran.
- Koska hiukkasten jäähdyttävä vaikutus on keskittynyt pohjoiselle pallonpuoliskolle, kokonaispakote lienee ollut vähemmän positiivinen pohjoisella kuin eteläisellä pallonpuoliskolla.

Tulevia ilmastonmuutoksia arvioitaessa pakotteisiin liittyvä luonnontieteellinen epävarmuus ei ehkä ole niin suuri ongelma kuin tässä luvussa kerrotun perusteella voisi päätellä. On vahvoja syitä uskoa, että hyvin sekoittuneiden kasvihuonekaasujen aiheuttama, hyvin laskettavissa oleva positiivinen pakote tulee kasvamaan seuraavan sadan vuoden aikana paljon voimakkaammin kuin muut luonnolliset tai ihmiskunnan toimiin liittyvät, huonommin tunnetut pakotteet. Monet kasvihuonekaasut ovat niin pitkäikäisiä, että niiden pitoisuudet kasvaisivat nopeasti vielä pitkään, vaikka niiden päästöjen kasvu saataisiinkin tasaantumaan. Esimerkiksi maapalloa jäähdyttävä hiukkaspakote ei sen sijaan enää suuresti voimistune, sillä ilmakehässä oleva hiukkasmäärä on suoraan verrannollinen kunkinhetkisiin hiukkaspäästöihin, jotka tuskin enää suuresti kasvavat (tarkemmin luvussa 6).

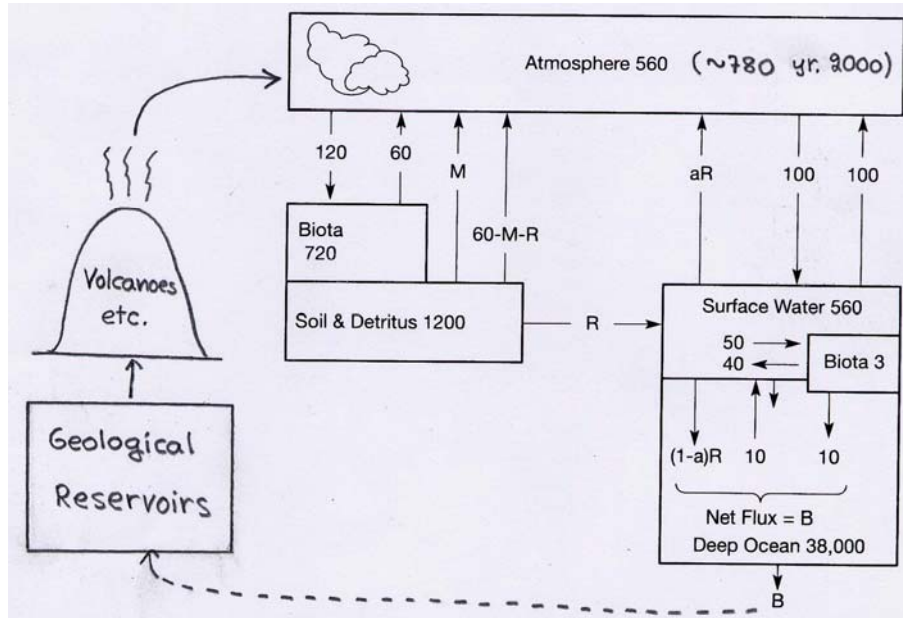
Tässä luvussa on myös käynyt ilmi, että kasvihuoneilmaston voimistumisella on useita yhteyksiä muihin ympäristöongelmiin:

- **Stratosfäärin otsonikatoa** aiheuttavista halogenoiduista hiilivedyistä erityisesti CFC-11 ja CFC-12 ovat myös voimakkaita kasvihuonekaasuja.
- Stratosfäärin otsonin väheneminen on aiheuttanut pienen negatiivisen, maapalloa jäähdyttävän säteilypakotteen. Otsonikerroksen (toivottavasti) edessä oleva toipuminen tulee vastavasti osaltaan hiukan kiihdyttämään lämpenemistä.
- Hiilidioksidin lisääntymisen odotetaan jäähdyttävän stratosfääriä. Tämä saattaa hidastaa otsonikerroksen toipumista napa-alueilla.
- **Troposfäärin otsonin lisääntyminen** on haitallista, paitsi ihmisten ja luonnon hyvinvoinnille, koska se voimistaa kasvihuoneilmiötä.
- Troposfäärin otsonin lisääntyminen on ollut osaksi seurausta metaanin lisääntymisestä.
- **Happamia sateita** aiheuttavat rikkipäästöt synnyttävät myös maapalloa jäähdyttäviä hiukkasia. Kun rikkipäästöt (toivottavasti) saadaan vähenemään puhtaampia polttoaineita suosimalla ja savukaasujen paremman puhdistuksen avulla, hiukkasten jäähdyttävä vaikutus vähenee. Tämäkin voi omalta osaltaan vauhdittaa maapallon lämpenemistä.

5. Hiilen kiertokulku

Tärkein ihmiskunnan varsinaisesti ilmakehään lisäämä (vesihöyryn lisääntyminen on seurausta ilmakehän lämpenemisestä) kasvihuonekaasu on hiilidioksidi. Tässä luvussa tutustutaan tekijöihin, jotka päästöjen suuruuden ohella säätelevät ilman hiilidioksidipitoisuutta. Tämä vaatii paneutumista hiilen kiertokulkuun ilmakehän, valtamerien, maaperän ja kasvillisuuden muodostamassa järjestelmässä.

5.1 Hiilen luonnollinen kiertokulku



Kuva 5.1. Yleiskuva hiilen varastoista (yksikkö GtC) ja sen kierrosta eri varastojen välillä (GtC vuodessa). Luvut kuvaavat teollista aikakautta edeltänyttä tilannetta, eli ihmisten vaikutusta ei ole otettu huomioon. Ilmakehän nykyinen hiilimäärä on kuitenkin merkitty sulkuihin (Harvey 2000, kuva 2.6).

Hiiltä oli ennen teollistumisen käynnistymistä ilmakehässä noin 560 miljardia tonnia (GtC¹¹), nykyisin jo lähes 800 GtC (kuva 5.1). Tästä määrästä noin 99.5% on hiilidioksidi-, loput pääosin metaanimolekyyleissä. Maabiosfääriin eli valtaosin kasvillisuuteen hiiltä on sitoutunut erilaisissa kemiallisissa muodoissa suunnilleen saman verran kuin ilmakehään, maaperän humuskerrokseen ja karikkeeseen jonkin verran enemmän. Valtamerissä hiiltä on lähes 15 kertaa enemmän kuin ilmakehässä, kasvipeitteessä ja maaperässä yhteensä. Suuri valtaosa merten hiilestä on kuitenkin syvällä pinnan alapuolella, vesikerroksissa joilla ei ole suoraa kosketusta ilmakehään. Ilmakehän kanssa voimakkaasti vuorovaikuttavassa merten pintakerroksessa (jonka syvyys on tyypillisesti 50-100 m) hiiltä on karkeasti ottaen saman verran kuin ilmakehässäkin. Meribiosfääriin hiiltä on sitoutunut hyvin vähän, vain 3 GtC. Kuten jäljempänä todetaan, merieliöstö säätelee tästä huolimatta ilmakehän hiilidioksidipitoisuutta hyvin tehokkaasti.

Hiili kiertää jatkuvasti eri varastojen välillä. Maa-alueiden kasvillisuus sitoo yhteyttäessään ilmakehän hiiltä noin 120 GtC vuodessa. Määrä on moninkertaisesti ihmiskunnan aiheuttamia hiilidioksidipäästöjä (≈ 9 GtC vuodessa) suurempi. Tasapainon vallitessa, eli tilanteessa jossa maabiosfääriin ja maaperän hiilen määrä pysyy ennallaan, lähes yhteyttämistä vastaava hiilimäärä kuitenkin palautuu ilmakehään soluhengityksen ja hajoamisen seurauksena. Lähes kaikki ilmakehään palaava hiili on sitoutunut hiilidioksidimolekyyleihin, mutta hapettomissa oloissa hajoaminen tuottaa myös pienen määrän metaania ($M \approx 0.2$ GtC vuodessa). Pieni määrä ($R \approx 0.8$ GtC vuodessa) maa- ja kallioperän

¹¹ Hiilidioksidin määrä saadaan kertomalla hiilen määrä luvulla $44 / 12 (\approx 3.7)$.

hiiltä huuhtoutuu jokiveden mukana valtameriin. Osa tästä hiilestä palautuu pian takaisin ilmakehään hiilidioksidina, osa (kuvassa 5.1 “(1-a)R”) vajoaa syvemmälle meriin.

Ilmakehä vaihtaa hiilidioksidia myös valtamerien kanssa. Vaihdon suunta määräytyy hiilidioksidin osapaineen erosta ilmakehän ja meren pintakerroksen välillä. Ilmakehässä hiilidioksidin osapaine on kaikkialla lähes yhtä suuri, merissä se vaihtelee enemmän. Merialueilla, joilla hiilidioksidin osapaine on pintavedessä korkeampi kuin ilmakehässä, hiilidioksidia vapautuu merestä ilmakehään vuosittain noin 100 GtC vastaava määrä. Jokseenkin saman verran ilmakehän hiiltä taas sitoutuu meriin alueilla, joilla osapaine-ero on päinvastainen. Hiilidioksidin osapaine meren pintakerroksessa $(p\text{CO}_2)_M$ riippuu sen konsentraatiosta vedessä $[\text{CO}_2]_M$ (yksikkö esim. $\mu\text{mol} / \text{kg}$) ja liukoisuuskertoimesta α yhtälön

$$(p\text{CO}_2)_M = \frac{[\text{CO}_2]_M}{\alpha} \quad (5.1)$$

mukaisesti. Jotta merien ilmakehästä sitoma ja niiden ilmakehään vapauttama hiilidioksidimäärä olisivat yhtä suuria, täytyy hiilidioksidin osapaineen ilmakehässä olla jokseenkin yhtä suuri kuin sen osapaine valtamerien pintakerroksessa koko maapallolla keskimäärin. Tasapainon vallitessa ilmakehän hiilidioksidin osapaine, ja näin muodoin myös hiilidioksidipitoisuus, ovat siis suoraan verrannollisia hiilidioksidin keskimääräiseen konsentraatioon pintavedessä¹².

Merissä vaikuttaa kaksi ilmiötä, jotka pitävät hiilidioksidin konsentraation pintavedessä (ja siten ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden) huomattavasti alhaisempana kuin se muutoin olisi. Ensiksikin vain pieni osa mereen liukenevasta hiilidioksidista pysyy hiilidioksidina (CO_2). Loppu muuntuu kemiallisesti vetykarbonaatti- (HCO_3^-) ja bikarbonaatti-ioneiksi (CO_3^{2-}). Näiden kolmen *liuenneen epäorgaanisen hiilen* lajin välisiä muunnoksia kuvaa reaktioyhtälö

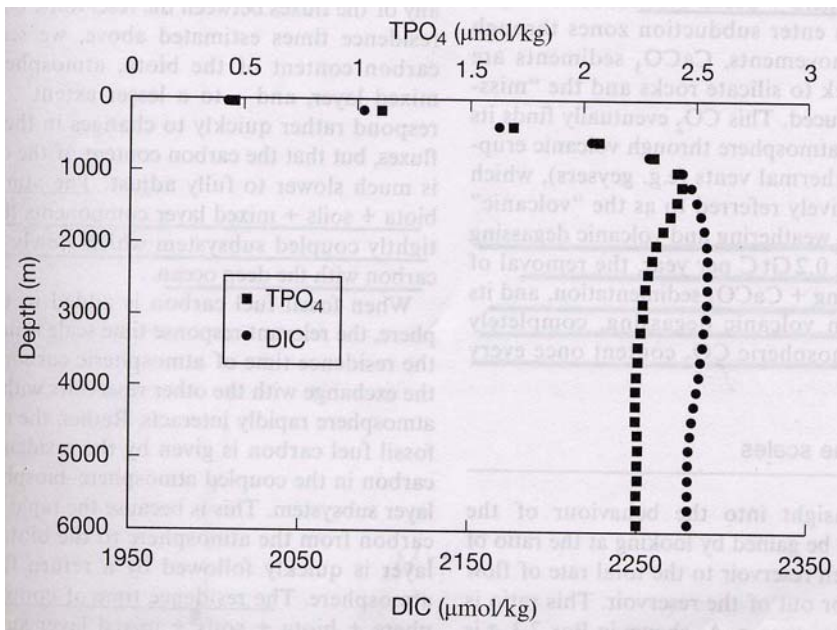


Reaktio voi tapahtua kumpaankin suuntaan tahansa. Sen seurauksena CO_2 :n, HCO_3^- :n ja CO_3^{2-} :n pitoisuudet pyrkivät asettumaan tasapainoon, jossa reaktio etenee yhtä nopeasti molempiin suuntiin. Käytännössä nykytilanteessa pätee $[\text{CO}_2] : [\text{HCO}_3^-] : [\text{CO}_3^{2-}] \approx 1 : 90 : 9$, eli vain 1% kaikesta mereen liuenneesta epäorgaanisesta hiilestä ($[\text{DIC}] = [\text{CO}_2] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$) on hiilidioksidia. Suhde ei kuitenkaan ole universaali vakio. Jos veteen liukenee ilmasta lisää hiilidioksidia, kemiallinen tasapaino muuttuu siten, että lisähiilidioksidista jää hiilidioksidin muotoon paljon enemmän kuin 1% – noin 10% (Trenberth 1992, s. 271-272). Tämä seikka rajoittaa merten kykyä tasata ilmakehän hiilidioksidimäärän vaihteluita melkoisesti. Pahaksi onneksi mainittu osuus vielä kasvaa hiilidioksidipitoisuuden noustessa, ja tästäkin syystä hiilidioksidia imeytyy veteen sitä sitkaammin mitä enemmän sitä on siellä jo valmiiksi.

Toiseksi merissä toimii *biologinen pumppu*. Pintakerroksessa elävät merieliöt sitovat hiiltä itseensä. Kuoltuaan eliöt alkavat vajota syvemmälle, ja osa niistä ehtii pois ilmakehän kanssa kosketuksissa olevasta pintakerroksesta, ennen kuin niiden sisältämä hiili kerkiää hapettua hiilidioksidiksi ja liueta takaisin veteen. Biologinen pumppu siirtää hiiltä pintakerroksesta syvälle mereen arviolta 10 GtC vuosivauhtia. Tasapainon vallitessa hidas veden vaihto syvän meren ja pintakerroksen välillä tietysti siirtää saman verran hiiltä päinvastaiseen suuntaan. Biologisen pumpun ansiosta tasapaino on kuitenkin sellainen, että liuenneen epäorgaanisen hiilen (CO_2 , HCO_3^- ja CO_3^{2-}) yhteismäärä on pintakerroksessa selvästi pienempi kuin alempana (kuva 5.2). Koska tämä laskee hiilidioksidin konsentraatiota ja osapainetta pintavedessä, se alentaa myös ilmakehän hiilidioksidipitoisuutta. On arvioitu, että mer-

¹² Koska liukoisuuskerroin α riippuu lämpötilasta ja meren ja ilmakehän välinen hiilidioksidin vuo riippuu osapaine-eron lisäksi mm. tuulen voimakkuudesta, tämä ei ole aivan täsmälleen totta.

ten biologinen pumppu yksinään pitää ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden yli 50% alempana kuin se muuten olisi. Vaikutus on suurempi kuin kuvasta 5.2 voisi arvata, sillä hiilidioksidin konsentraatio meren pintakerroksessa riippuu epäorgaanisen hiilen kokonaismäärästä hyvin epälineaarisesti.



Kuva 5.2. Veteen liuenneiden fosfaattien (TPO_4) ja epäorgaanisen hiilen (DIC) keskimääräiset konsentraatiot maailman merissä eri syvyyksillä (Harvey 2000, kuva 2.8).

Pieni määrä, noin 0.2 GtC hiiltä vuodessa, hautautuu valtameren pohjasedimentteihin. Näin syvälle selviää liukenematta vain kalkkikuoriin merieliöihin kalsiumkarbonaateina ($CaCO_3$) sitoutunut hiili, siitäkin vain osa. Kalsiumkarbonaatti muodostaa vähitellen kalkkikivikallioita, joihin sitoutunut hiili poistuu kierrosta jopa sadoiksi miljooniksi vuosiksi. Sedimentoitumisprosessi on ihmisen aikaperspektiivissä hidas mutta geologisessa mielessä nopea: yksinään vaikuttaessaan ja nykyisellä vauhdilla jatkuessaan se kuluttaisi merten, ilmakehän, maaperän ja biosfäärin hiilen loppuun jo 200 000 vuodessa. Kierrossa olevan hiilen määrän vähittäisen hupenemisen estää maan uumenista ilmakehään mm. tulivuorenpurkausten yhteydessä pääsevä hiilidioksidi. Tämä hiilidioksidi on alkujaan perua edellä mainituista merenpohjan kalkkikivikallioista. Siitä miten kalkkikivikalliot painuvat mannerlaattojen liikkeiden takia maan uumeniin ja miten niiden sisältämä hiili vapautuu satoja vuosimiljoonia myöhemmin tulivuorten kautta takaisin ilmakehään, kerrotaan tarkemmin Erosen (1991) kirjan sivuilla 82-86.

Kalsiumkarbonaatin sedimentoituminen kuluttaa meristä myös kalkkia, joka siksi vähenisi jatkuvasti, ellei sitä tulisi meriin jokien mukana. Jokien tuoma kalkki taas on peräisin kallioperän rapautumisesta. Keskimäärin rapautumisen on siis vapautettava yhtä paljon kalkkia kuin sedimentoituminen sitä kuluttaa.

Kallioita on maapallolla kahta päätyyppiä, *karbonaatti-* ja *silikaattikallioita*. Karbonaattikallioiden rapautumista kuvaa reaktioyhtälö



ja silikaattikallioiden rapautumista yhtälö



Karbonaattikallioiden rapautuessa ilmakehästä siis poistuu yksi hiilidioksidimolekyyli jokaista vapautuvaa Ca^{2+} -ionia kohti, silikaattikallioiden rapautuessa kaksi. Kalsiumionien päädyttyä jokiveden

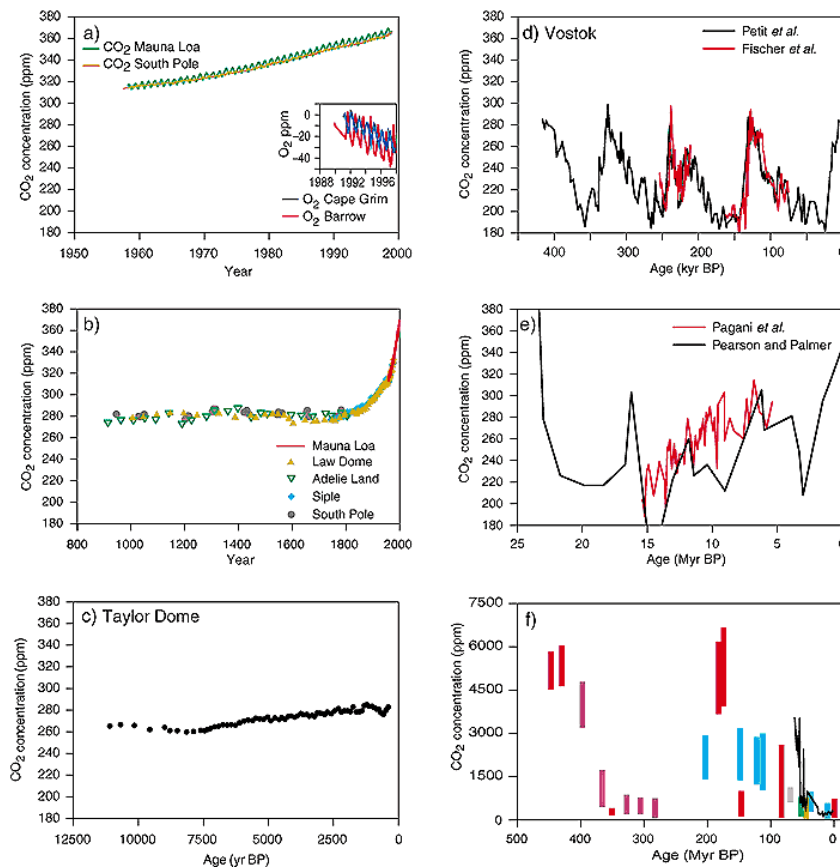
mukana mereen ne ovat merten kalkkikuoristen eliöiden käytettävissä. Eliöt muodostavat kalsiumkarbonaattia yhtälön (5.3) käänteisreaktion



mukaisesti, jolloin meriveteen siis vapautuu yksi hiilidioksidimolekyyli. Yhtälöt (5.3) ja (5.5) yhteen laskemalla voidaan päätellä, ettei karbonaattikallioiden rapautumisella ja sitä seuraavalla kalkkikuoristen eliöiden sedimentoitumisella ole nettovaikutusta ilmakehän ja valtameren yhteensä sisältämän hiilen määrään. Silikaattikallioiden rapautuminen ja sitä seuraava sedimentoituminen sen sijaan poistavat kierrosta yhden hiiliatomin kutakin rapautuvaa kalsiumsilikaattimolekyyliä kohti. Yhtälöistä nähdään myös, että molempien kalliotyyppien rapautuminen vaatii vettä. Tästä voidaan päätellä, että sateet pitävät omalta osaltaan ilmakehän hiilidioksidipitoisuutta kurissa (vrt. luku 2.6).

5.2 Hiilidioksidipitoisuuden vaihtelu ennen teollista aikakautta

Teollista vallankumousta edeltäneiden kymmenen tuhannen vuoden aikana ilmakehän hiilidioksidipitoisuus vaihteli varsin vähän (kuva 5.3a-c). Kaukaisemmassa menneisyydessä pitoisuus sen sijaan on vaihdellut hyvinkin rajusti. Viimeisimpien 650 000 vuoden aikana, eli sinä aikana, jona ilmakehän koostumusta voidaan tutkia jääkairausten perusteella, hiilidioksidipitoisuuden vaihtelu on kulkenut yhtä jalkaa ilmaston glasiaali-interglasiaali-vaihtelun kanssa (kuva 5.3d). Leutojen interglasiaalijaksojen aikana hiilidioksidia on ollut suunnilleen saman verran kuin 1700-luvun lopulla, kylmimpiä glasiaalijaksoina jopa kolmanneksen vähemmän. Vaihtelun arvellaan liittyneen valtameren olosuhteissa tapahtuneisiin muutoksiin, mutta sen syitä ei tunneta tarkasti. Todennäköisesti mukana on ollut useitakin fyysikaalisia, kemiallisia ja biologisia tekijöitä (Solomon ym. 2007, s. 446).



Kuva 5.3. Ilman hiilidioksidipitoisuuden vaihtelu eri aikajaksoina. (a) suorat mittaukset v. 1957 jälkeen; (b) viimeisimmät 1100, (c) 11 000 ja (d) 420 000 vuotta jääkairausten perusteella; (e) viimeisimmät 25 miljoonaa ja (f) 450 miljoonaa vuotta epäsuorien geokemiallisten menetelmien perusteella (Houghton ym. 2001, kuva 3.2).

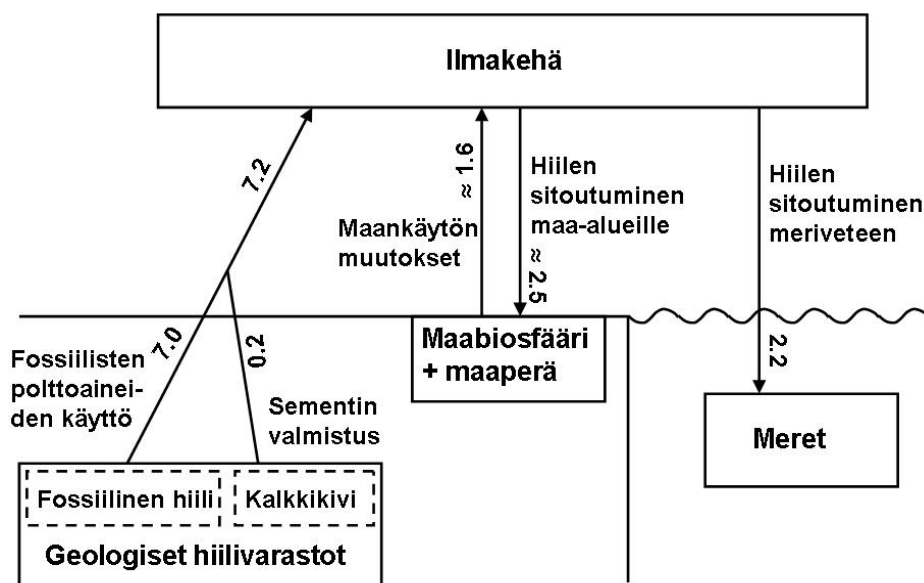
Arviot hiilidioksidipitoisuuden kehityksestä viimeksi kuluneita 650 000 vuotta kaukaisemmassa menneisyydessä perustuvat suorien havaintojen puutteen vuoksi erilaisiin epäsuoriin menetelmiin.

Tulokset ovat siksi varsin epätarkkoja. Joka tapauksessa hiilidioksidia näyttää olleen maapallon ilmakehässä viimeisimpien satojen miljoonien vuosien aikana yleensä selvästi nykyistä enemmän, ajoittain jopa kymmenkertaisesti (kuva 5.3f). Tämä selittää osaltaan sen, että maapallon ilmasto on ollut pitkiä aikoja paljon nykyistä lämpimämpi.

Hiilidioksidipitoisuuden pitkäjaksoisen ($>10^6$ vuotta) vaihtelun syyt tunnetaan vain summittaisesti. Ilmeisesti sekä tulivuoritoiminnan voimakkuudessa että silikaattimineraalien rapautumisessa tapahtuneilla vaihteluilla on ollut oma osansa. Aikoina jolloin tulivuoritoiminta on ollut voimakasta ja/tai rapautuminen heikkoa, hiilidioksidia on kertynyt ilmakehään runsaasti. Toisina aikoina tulivuoritoiminnan heikkous ja/tai rapautumisen voimakkuus ovat vastaavasti laskeneet hiilidioksidipitoisuutta. Sitä, että hiilidioksidipitoisuus on laskenut viimeksi kuluneina kymmeninä miljoonina vuosina aiempaa alemmaksi, on selitetty mm. Himalajan ja Tiibetin ylängön kohoamisesta johtuneella rapautumisen voimistumisella. Vastikään nousseiden vuoristojen rinteillä rapautuminen on voimakasta, koska helposti rapautuvaa ainesta on runsaasti. Myöhemmin, pinnanmuotojen tasoituttua, rapautuminen heikkenee ja ilmakehän hiilidioksidipitoisuus saattaa lähteä uudelleen kasvuun.

5.3 Ihmiskunnan toimien vaikutus hiilen kiertokulkuun

Ihmiskunta häiritsee hiilen luonnollista kiertokulkua kahdella tavoin (kuva 5.4). Fossiilisten polttoainesten käyttö ja vähäisemmissä määrin sementin valmistus vapauttavat ilmakehään suuren määrän hiiltä, joka olisi muuten pysynyt maan uumenien "geologisessa hiilivarastossa" vähintään miljoonia vuosia. Määrä on monikymmenkertainen tuliperäisen toiminnan vapauttamaan hiilimäärään verrattuna: sen arvioidaan keskimäärin olleen vuosina 2000-2005 7.2 GtC vuodessa. Toinen vaikutustapa ovat maankäytön muutokset. Sanalla tarkoitetaan kasvillisuustyypin tai kasvillisuuden määrän tarkoituksellista muuttamista: metsien raivaamista peltojen tieltä, uusien metsien istuttamista, metsän harventamista jne. Maankäytön muutosten, ennen muuta sademetsien hakkuun, arvioidaan kutistaneen maa-alueiden biologista (maaperä + kasvillisuus) hiilivarastoa 1990-luvulla 1.6 GtC vuosivauhtia. Tähän lukuun liittyy kuitenkin iso epävarmuushaarukka (noin 1 GtC parhaan arvion molemmin puolin), sillä sademetsien laajuudessa ja hiilisisällössä tapahtuneet muutokset tunnetaan huonosti. Vastaavaa arviota vuosille 2000-2005 ei vielä ollut saatavilla tätä monistetta kirjoitettaessa.



Kuva 5.4. Ihmiskunnan toimien aiheuttamat muutokset hiilen kiertokulussa (GtC vuodessa). Luvut kuvaavat tilannetta vuosina 2000-2005, lukuun ottamatta ilmakehän ja maabiosfäärin välistä hiilenvaihtoa, jonka osalta on käytetty 1990-lukua edustavia arvioita.

Jos kaikki fossiilisten polttoaineiden käytön ja sademetsien hakkuun vapauttama hiilimäärä olisi jäänyt ilmakehään, ilmakehän hiilivarasto olisi kasvanut 2000-luvun alkuvuosina lähes 9 GtC vuodessa (olettaen että sademetsien hakkuu vapautti hiiltä suunnilleen yhtä paljon kuin 1990-luvullakin). Ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden mitatun kasvuvauhdin perusteella todellinen kasvu oli kuitenkin vain 4.1 GtC vuodessa. Yli puolet vapautuneesta hiilestä siis imeytyi valtameriin ja maa-alueille. Erilaisten ilmakehän ja meriveden koostumuksesta tehtyjen mittausten perusteella on arvioitu, että valtameret imivät hiiltä vuosina 2000-2005 noin 2.2 GtC vuosivauhtia ja maa-alueiden biosfääri *nettomääräisesti* (sademetsien hakkuista huolimatta) noin 0.9 GtC vuosivauhtia. Niille maa-alueille, joilla metsiä ei ole hakattu, hiiltä on siis sitoutunut ainakin yhtä paljon kuin valtameriinkin.

Hiilen imeytyminen meriveteen on helppo selittää. Kun ilmakehän hiilidioksidi lisääntyy, hiilidioksidin osapaine nousee ilmassa korkeammaksi kuin merten pintakerroksessa. Hiilidioksidia alkaa liueta ilmasta veteen. Liukenemisen seurauksena hiilidioksidin osapaine vedessä kuitenkin kasvaa. Siksi liukeneminen hidastuisi ja pysähtyisi lopulta kokonaan, ellei ilmakehän hiilidioksidipitoisuus jatkuvasti kasvaisi ja ellei osa pintakerroksen hiilestä kulkeutuisi vähitellen syvemmälle mereen.

Maa-alueiden kasvillisuuden ja maaperän hiilivaraston kasvun syyt tunnetaan huonommin. Jos maankäytön muutokset vapauttivat hiiltä 2000-luvun alkuvuosina yhtä paljon kuin 1990-luvulla (1.6 GtC vuodessa), on muiden tekijöiden täytynyt kasvattaa maa-alueiden hiilivarastoa 2000-luvun alkuvuosina noin 2.5 GtC vuosivauhtia. Pääosa kasvusta on luultavasti aiheutunut hiilidioksidilannoituksesta ja happamiin sateisiin liittyvästä typpilaskeumasta. Näiden keskinäisiä osuuksia ei kuitenkaan osata arvioida tarkasti.

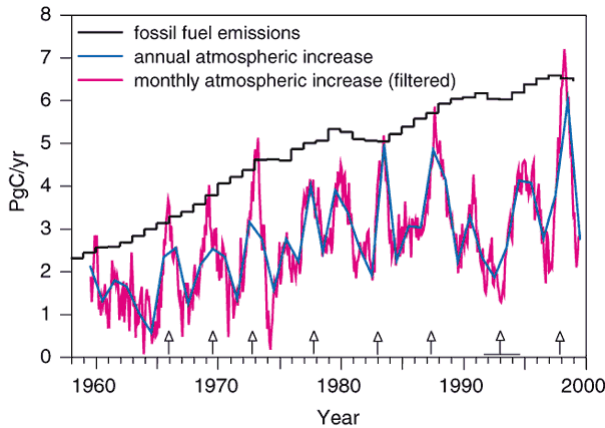
Hiilidioksidilannoitus. Koska kasvit tarvitsevat yhteyttämiseensä hiilidioksidia, yhteyttäminen voimistuu ilman hiilidioksidipitoisuuden noustessa. Kasvihuonekokeissa, joissa hiilidioksidin määrä on kaksinkertaistettu, kasvien kasvun on usein havaittu voimistuvan 30-40%. Useimmat kokeet ovat kuitenkin olleet enintään parin vuoden mittaisia. Pidemmässä, luonnossa tehdyissä kokeissa kasvun lisäys on jäänyt pienemmäksi. Hiilidioksidilannoituksen tehokkuus näyttää myös riippuvan kasvilajista ja kasvin kasvumahdollisuuksia säätelevistä muista ulkoisista olosuhteista (mm. veden ja ravinteiden saatavuus). Lisäksi kasvunopeuden muutokset eivät suoraan kerro, kuinka paljon kasveihin ja maaperään yhteensä varastoituneen hiilen määrä muuttuu. Huomioon on otettava myös maaperän hiilivarasto, johon vaikuttavat mm. muutokset eloperäisen aineksen hajoamisnopeudessa.

Typpilaskeuma. Liikenteen, energiantuotannon ja teollisuuden päästöissä on mukana suuri määrä typen oksideja (NO, NO₂). Ilmassa ne osallistuvat kemiallisiin reaktioihin, joissa syntyy typpihappoa (HNO₃). Typpihappolaskeuma happamoittaa maaperää ja vesistöjä. Alueilla, joilla typpeä on maaperässä luonnostaan vähän, laskeuman vaikutus metsien kasvuun näyttää kuitenkin olevan myönteinen (jos happoa ei ole ylettömästi). Tämä tahaton typpilannoitus lienee ollut osasy syy mm. Euroopan ja Pohjois-Amerikan metsien kasvun nopeutumiseen viime vuosikymmeninä.

Sitä, miten maabiosfäärin hiilimäärä on muuttunut maapallon eri osissa, on pyritty arvioimaan mm. hiilidioksidipitoisuuden pienten maantieteellisten vaihteluiden ja metsäinventaarioiden perusteella. Näyttäisi siltä, että hiiltä on viime vuosikymmeninä sitoutunut erityisesti pohjoisen pallonpuoliskon keskileveysasteiden maa-alueille. Tropiikin maa-alueilla hiilen kokonaismäärä näyttäisi pysyneen sademetsien hakkuista huolimatta viime aikoina suunnilleen ennallaan.

Fossiilisten polttoaineiden käyttö on kasvanut viimeksi kuluneiden 40 vuoden aikana varsin tasaisesti (kuva 5.5). Ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden kasvunopeus on sen sijaan vaihdellut rajusti vuodesta toiseen. Vaihtelut liittyvät ilmakehän ja valtameren olojen vuosienväliseen vaihteluun. Kasvu on

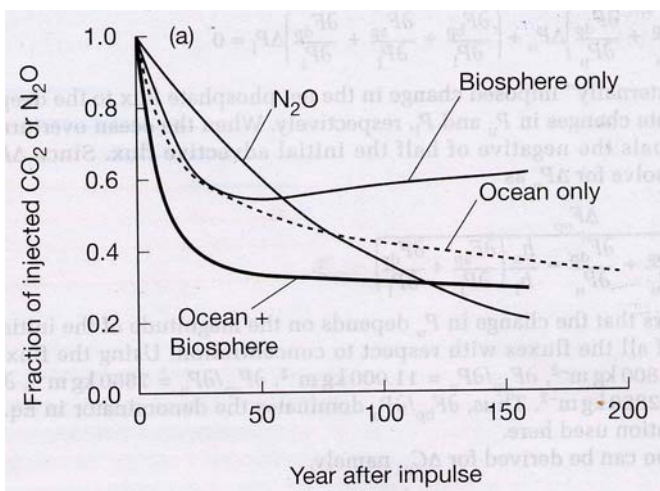
yleensä ollut nopeinta El Niño -vuosina, jolloin trooppisen Tyynenmeren itäosat ovat normaalia lämpimämpiä, tai välittömästi niiden jälkeen (esim. 1983, 1988 ja 1998). Syynä lienee se, että esimerkiksi Amazonin ja Indonesian sademetsäalueet kärsivät usein El Niño -vuosina kuivuudesta, joka hidastaa puiden kasvua ja lisää metsäpalojen määrää. Samoin esimerkiksi Euroopassa vuonna 2003 vallinnut, kasvillisuutta näivettänyt ja laajoja metsäpaloja aiheuttanut helleaalto kiihdytti CO₂-pitoisuuden kasvua kyseisenä vuonna jonkin verran (Ciais ym. 2005).



Kuva 5.5. Fossiilisten polttoaineiden käytön aiheuttamat hiilipäästöt (tasaisesti nouseva käyrä) sekä hiilidioksidipitoisuuden muutoksista laskettu ilmakehän hiilimäärän kasvunopeus vuosina 1961-2000. El Niño -vuodet on merkitty nuolilla kuvan alalaitaan (Houghton ym. 2001, kuva 3.3).

Tulevien ilmastonmuutosten kannalta keskeinen kysymys on, kuinka paljon ja kuinka nopeasti valtameret ja maabiosfääri pystyvät imemään ihmiskunnan tuottamaa hiilidioksidia itseensä tulevaisuudessa. Tätä ei voida päätellä suoraan nykytilanteesta, jossa siis vajaa puolet vuosittaisista päästöistä jää ilmakehään. Avuksi tarvitaan hiilen kiertokulun syvällisempää tarkastelua ja tietokonemalleilla tehtyjä laskelmia.

Tutkitaan aluksi idealisoitua mallikoetta, jossa ilmakehään lisätään kerralla tietty määrä (esim. 1 GtC) hiiltä. Tämän jälkeen päästöt lopetetaan. Aluksi sekä maabiosfääri että valtameret imevät tehokkaasti hiiltä itseensä (kuva 5.6). Kymmenen vuoden kuluttua päästöstä on jäljellä ilmakehässä enää noin 60%. Tämän jälkeen ilman hiilidioksidipitoisuuden lasku kuitenkin hidastuu rajusti, ja lähes kolmannes alkuperäisestä hiilidioksidilisästä on jäljellä vielä 150 vuoden kuluttuakin. Hiilidioksidi käyttäytyy siis aivan eri tavoin kuin muut kasvihuonekaasut, esimerkiksi samassa kuvassa vertailukohtana esitetty ilokaasu, jotka poistuvat ilmakehästä yhtälön (4.3) mukaista eksponentiaalista lakia noudattaen.



Kuva 5.6. Ilmaan jäävän hiilidioksidin osuus ajan funktiona, kun ilman hiilidioksidipitoisuutta on lisätty yhtäkkisesti ajanhetkellä 0. Kuvassa on esitetty tulokset kolmesta Harveyn ja Huangin (2001) tekemästä mallikoekasta, joista yhdessä otettiin huomioon vain hiilen varastoituminen maabiosfääriin, toisessa vain sen varastoituminen valtameriin ja kolmannessa molemmat. Vertailun vuoksi kuvassa on myös ilokaasun (N₂O) pitoisuuden kehitys samanlaisen kertapäästön jälkeen (Harvey 2000, kuva 8.6).

Siihen, että hiilidioksidin poistuminen ilmakehästä hidastuu rajusti ajan myötä, on useita syitä. Tarkastellaan aluksi valtameren osuutta. Kun ilmakehän hiilidioksidipitoisuutta aluksi lisätään, hiilidi-

oksidin osapaine ilmassa kasvaa suuremmaksi kuin pintavedessä, ja veteen alkaa liueta hiilidioksidia. Tämän takia hiilidioksidin osapaine pintavedessä kasvaa, jolloin liukeneminen hidastuu. Yksinään merten 50-100 m pintakerros pystyisikin imemään vain noin 10% lisätystä hiilidioksidista – tämän jälkeen päädyttäisiin tasapainoon, jossa hiilidioksidin osapaine pintavedessä ja ilmassa olisi jälleen yhtä suuri.

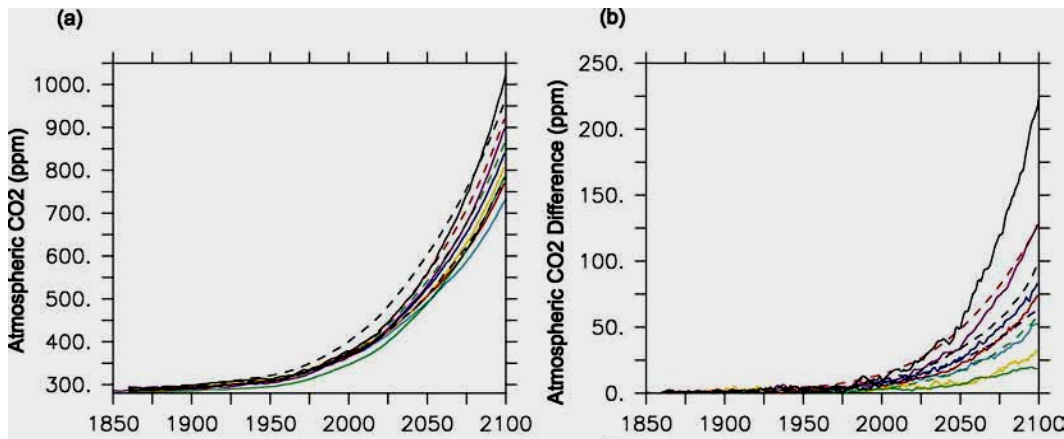
Sitä mukaa kuin pintakerroksen hiilisisältö¹³ kasvaisi, hiiltä alkaisi kuitenkin vähitellen siirtyä pintakerroksesta syvemmälle mereen. Koska pintakerroksen ja syvemmän meren välinen vedenvaihto on heikkoa, hiilen kulkeutuminen syvälle mereen olisi kuitenkin hyvin hidasta. Lisäksi hiilen vuo pintakerroksesta syvemmälle hidastuisi sitä mukaa kuin hiilipitoisuus syvällä meressä kasvaisi. Archerin ym. (1997) mukaan noin kolme neljänestä ilmaan alun alkaen lisätystä hiilidioksidista imeytyisi valtameriin tuhannessa vuodessa. Vielä 10 000 vuoden jälkeenkin lisätystä hiilidioksidista olisi jäljellä ilmakehässä noin 10%. Laskelmissa ei tosin otettu huomioon maabiosfäärin hiilimäärän muutoksia. Tulokset on siis tulkittava niin, että meret imevät tuhannessa vuodessa kolme neljäsosaa ja 10 000 vuodessa 90% siitä hiilestä, joka ei ole sitoutunut maa-alueiden biosfääriin.

Kuvan 5.6 mallikokeissa maabiosfääri imee hiilidioksidia aluksi suunnilleen yhtä nopeasti kuin valtameretkin, sillä lisääntynyt hiilidioksidi voimistaa aluksi yhteyttämistä selvästi. Muutaman kymmenen vuoden kuluttua hiilen sitoutuminen maa-alueille kuitenkin lakkaa, minkä jälkeen hiiltä jopa vapautuu (ainakin tämän yksinkertaisen mallikokeen mukaan) hitaasti ilmakehään. Ilmiö selittyy sillä, että yhteyttämisen ohella myös kuolleen kasviaineksen hajoaminen voimistuu. Hajoaminen ei kuitenkaan voimistu välittömästi vaan vasta pienen viiveen jälkeen, sillä kestää aikansa ennen kuin yhteyttämisen voimistuminen kerkiää kasvattaa hajoavan hiilipitoisen aineen määrää maaperässä merkittävästi.

Kuvan 5.6 laskelmissa ei ollut mukana ilmastonmuutosten vaikutuksia. Kuvan 5.7 kokeissa ilmaston muuttuminen sen sijaan otettiin huomioon. Nämä laskelmat tehtiin malleilla, jotka simuloivat ilmakehän CO₂-pitoisuuden ja ilmaston kehitystä yhtaikaisesti, mallille syöttötietoina annettujen CO₂-päästöjen perusteella. Toisaalta tehtiin myös kokeita, joissa hiilen kiertokulkua laskettaessa oletettiin ilmaston säilyneen ennallaan. Näitä kokeita keskenään vertaamalla saatiin arvio ilmaston muuttumisen vaikutuksesta CO₂-pitoisuuteen.

Kokeissa oletettiin CO₂-päästöjen kasvavan kuluvalle vuosisadalla melkoisen rajusti, luvussa 6.2 kuvattavan ns. A2-skenaarion mukaisesti. Vuoteen 2100 mennessä CO₂-pitoisuus kasvoi siksi mallista riippuen 730 ja 1020 ppmv:n välille (kuva 5.7a). Pääosa mallien välisestä, melkoisen isosta vaihtelusta aiheutui siitä, että ilmastonmuutokset vaikuttivat hiilen kiertokulkuun eri malleissa eri tavoin (kuva 5.7b). Ilmastonmuutosten aiheuttama CO₂-pitoisuuteen kasvu vuonna 2100 oli mallista riippuen 20-220 ppmv, useimpien mallien ollessa lähempänä välin alapäätä. Kuitenkin siis kaikissa malleissa ilmaston lämpeneminen nosti CO₂-pitoisuutta – ja ruokki siten itse itseään.

¹³ Tässä puhutaan hiilestä eikä hiilidioksidista, sillä hiilidioksidin pitoisuus vedessä määräytyy veteen liunneen epäorgaanisen hiilen ($[DIC] = [CO_2] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}]$) yhteismäärästä. Mainitut kolme epäorgaanisen hiilen lajiahan muuntuvat alinomaa toisikseen (reaktioyhtälö (5.2)).



Kuva 5.7. (a) Ilmakehän CO₂-pitoisuuden kehitys 11 mallikokeessa, joissa CO₂-päästöjen oletettiin kasvavan kuluvalle vuosisadalle ns. A2-skenaariota mukaisesti. Kokeissa on otettu huomioon ilmastomuuttuminen CO₂-pitoisuuden kasvaessa. (b) Ilmastomuutosten vaikutus simuloituun CO₂-pitoisuuteen. Tulokset on saatu vertaamalla (a)-kohdan kokeita kokeisiin, joissa CO₂-pitoisuutta laskettaessa oletettiin ilmaston säilyvän ennallaan (Friedlingstein ym. 2006).

Lämpeneminen vähensi mallikokeissa sekä valtameriin että maa-alueille imeytyvän hiilen määrää. Valtamerten osalta tämä vaikutus oli pienehkö, ja se liittyi mm. siihen, että hiilidioksidin liukoisuus pienenee veden lämmitessä. Maa-alueilla ilmastomuutosten vaikutus oli suurempi. Useimmissa malleissa lämpeneminen ym. ilmastomuutokset olivat maakasvillisuudelle nettomääräisesti epäedullisia (vaikkakin vaikutukset maapallon eri alueilla olivat toki erisuuntaisia). Siksi elävään kasvillisuuteen varastoituneen hiilen määrä kasvoi vähemmän kuin se olisi kasvanut CO₂-pitoisuuden kasvun vaikuttaessa yksinään. Toisaalta lämpeneminen vähensi myös maaperään varastoituvan hiilen määrää, koska eloperäisen aineen hajoaminen nopeutuu lämpötilan noustessa. Eri mallien väliset kvantitatiiviset erot olivat kuitenkin sekä kasvillisuuden että maaperän hiilivarastojen muutosten osalta melkoisen suuria.

Ilmaston lämpenemisestä huolimatta ainakin valtameret ja luultavasti myös maabiosfääri tulevat jatkossakin imemään itseensä osan ihmiskunnan CO₂-päästöistä. Todennäköisesti tämä osuus jää kuitenkin tulevaisuudessa tähänastista pienemmäksi.

6. Päästö- ja pitoisuusskenaariot

Seuraavien vuosikymmenten ja -satojen ilmastonmuutoksia arvioitaessa tarvitaan tietoa kasvihuonekaasujen ja hiukkasten tulevista pitoisuuksista. Tämä puolestaan vaatii tietoa kasvihuonekaasujen ja hiukkasia synnyttävien aineiden päästöjen kehittymisestä. Näitä asioita ei mitenkään voida ennustaa kovin tarkasti. Tulevista päästöistä voidaan kuitenkin yrittää tehdä järkeviä, sisäisesti johdonmukaisia arvauksia, *skenaarioita*. Lähtötiedoikseen päästöskenaariot vaativat arvioita päästöjen suuruuteen vaikuttavista teknisistä, taloudellisista ja yhteiskunnallisista tekijöistä. Käytännössä on syytä laatia useita erilaisia, eri lähtöoletuksiin perustuvia skenaarioita.

Tässä luvussa tutustutaan siihen, miten tällä hetkellä mahdollisina pidettävät skenaariot ennustavat kasvihuonekaasu- ja hiukkaspäästöjen muuttuvan kuluvaan vuosisadan aikana. Eri skenaarioiden väliset erot osoittautuvat suuriksi. Yhteistä kaikille skenaarioille kuitenkin on, että niiden perusteella voidaan odottaa pitkäikäisten kasvihuonekaasujen, etenkin hiilidioksidin, pitoisuuksien kasvavan jatkossakin voimakkaasti. Luvun loppupuolella tutustutaan myös käänteisiin ns. stabilisaatioskenaarioihin. Stabilisaatioskenaarioilla haetaan vastausta kysymykseen, kuinka paljon ja kuinka nopeasti hiilidioksidipäästöjä pitäisi rajoittaa, jotta hiilidioksidipitoisuuden kasvu ilmakehässä saataisiin pysähtymään jollekin etukäteen valitulle, enemmän tai vähemmän siedettäväksi arvioidulle tasolle.

6.1 Päästöjen suuruuteen vaikuttavista tekijöistä

Hiilidioksidipäästöt ovat vahvasti sidoksissa energiankäyttöön, sillä lähes 80% ihmiskunnan käyttämästä energiasta tuotetaan tällä hetkellä fossiilisten polttoaineiden avulla. Energiankäyttöön liittyvien hiilidioksidipäästöjen suuruus E voidaan kirjoittaa neljän tekijän tulona

$$E = V \times (\text{€} / V) \times (J / \text{€}) \times (E / J) \quad (6.1)$$

missä V on maapallon väkiluku, $(\text{€} / V)$ on rahassa mitattu taloudellinen tuotanto eli kansantuote henkeä kohti, $(J / \text{€})$ kertoo paljonko energiaa kuluu kansantuoteyksikköä kohti ja (E / J) on päästöjen suuruus yhtä kulutettua energiayksikköä kohti. Päästöillä on siis taipumus kasvaa maapallon väkiluvun ja ihmisten aineellisen elintason noustessa. Niiden suuruus riippuu kuitenkin myös taloudellisen toiminnan luonteesta ja energiankäytön tehokkuudesta (jotka yhdessä määräävät suhteen $J / \text{€}$) sekä käytetyistä energianlähteistä ja energiantuotannon hyötysuhteesta (jotka yhdessä määräävät suhteen E / J). Päästöskenaarioita laadittaessa pyritään arvioimaan nämä kaikki tekijät maapallon eri alueille.

Muiden kasvihuonekaasujen päästöjä ja hiukkasia synnyttäviä rikki- ym. päästöjä kuvataan samankaltaisten yhtälöiden avulla. Esimerkiksi rikkipäästöjen yhteys taloudelliseen tuotantoon ei kuitenkaan ole yhtä vahva kuin hiilidioksidipäästöjen, olkoonkin että myös rikkipäästöt ovat pääosin seurausta fossiilisten polttoaineiden käytöstä. Rikkipäästöjä on paljon helpompi rajoittaa teknisin ratkaisuin, mm. savukaasuja suodattamalla, kuin hiilidioksidipäästöjä. Niinpä rikkipäästöt ovatkin kääntyneet monissa teollisuusmaissa viime vuosikymmeninä selvään laskuun talouden ja energiankäytön kasvusta huolimatta. Jopa ihmiskunnan kokonaisrikkipäästöt lienevät nykyisin jonkin verran pienemmät kuin vuoden 1990 paikkeilla, vaikka kehitysmaiden päästöt ovatkin yhä kasvaneet (Metz ym. 2007, s. 27).

6.2 SRES-päästöskenaariot

Viime vuosina ilmastonmuutoslaskelmien pohjana on käytetty erityisesti ns. SRES-päästöskenaarioita. SRES (*Special Report on Emission Scenarios*) viittaa lähes 600-sivuiseen näitä skenaarioita tarkastelemaan raporttiin (Nakićenović ym. 2000). Kuusi yleisimpään käyttöön vakiintunutta

SRES-päästöskenaarioita tunnetaan nimillä A1B, A1T, A1FI, A2, B1 ja B2. Laatikossa 4 kerrotaan lyhyesti näiden skenaarioiden taustaoletuksista.

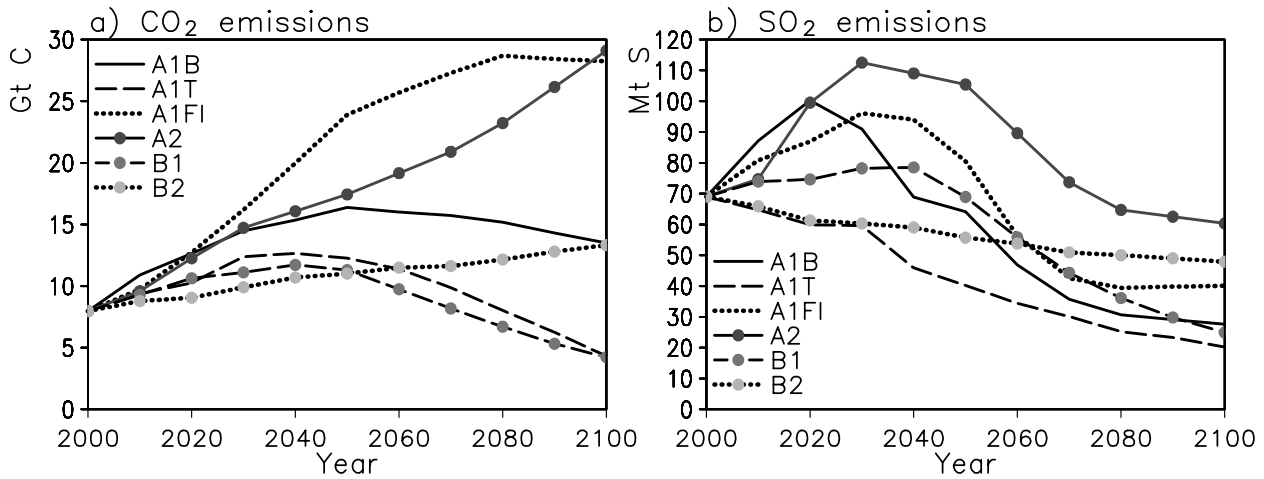
Laatikko 4. SRES-skenaarioiden taustaoletukset

Lähtökohtana SRES-skenaarioita laadittaessa oli joukko erilaisia taustaoletuksia ihmisyyhteiskunnan kehitykseen vaikuttavista pohjavirtauksista:

- A1-perheen skenaarioiden (A1FI, A1B ja A1T) pohjana on näkemys tulevaisuuden maailmasta, jonka kehitystä ohjaa ensisijaisesti aineellisen hyvinvoinnin tavoittelu. Tekniikan kehitys on nopeaa, ja elintasoerot nykyisten teollisuus- ja kehitysmaiden välillä kaventuvat jyrkästi. A1FI-, A1B- ja A1T-skenaariot eroavat toisistaan lähinnä vain energiantuotantoon käytettävien menetelmien suhteen. A1FI-skenaariossa energia tuotetaan vielä vuotta 2100 lähestyttäessäkin pääosin fossiilisten polttoaineiden avulla, kun taas A1T-skenaariossa siirrytään vähitellen yhä enemmän muihin energianlähteisiin. A1B on näiden kahden ääripään välillä.
- Myös A2-skenaarioiden maailmaa ohjaa aineellisen hyvinvoinnin tavoittelu. Toisin kuin A1-skenaariossa, erot teollisuusmaiden ja kehitysmaiden välillä säilyvät suurina. Niinpä kehitysmaiden väestönkasvu jatkuu hyvin voimakkaana. Teknologinen kehitys on hidasta ja uuden tekniikan tuomat ympäristöä säästävät tuotantomenetelmät leviävät vain hitaasti teollisuusmaista kehitysmaihin. A2-skenaario on siis monessakin suhteessa SRES-skenaarioista pessimistisin.
- B1-skenaario on monien taustaoletustensa suhteen sukua A1-perheen skenaarioille. Aineellisen hyvinvoinnin tavoittelu ei kuitenkaan ohjaa ihmiskunnan kehitystä yhtä voimakkaasti kuin A1-skenaarioissa, sillä ympäristönsuojelun painoarvo on suurempi. Talouden kasvu keskittyy teollisuustuotannon sijasta tieto- ja palveluvaltaisille aloille, ja uusien, ympäristöä säästävien tuotantomenetelmien kehitys on nopeaa.
- Myös B2-skenaariossa ympäristöasioiden painoarvo on merkittävä. Ympäristöä säästävän tekniikan kehitys on kuitenkin hitaampaa kuin A1- ja B1-skenaarioissa, ja myös teollisuus- ja kehitysmaiden välinen elintasokuilu kapenee jonkin verran hitaammin. Maapallon väestö kasvaa hitaammin kuin A2-skenaariossa mutta nopeammin kuin A1- ja B1-skenaarioissa.

Yksi SRES-skenaarioiden yhteisistä perusoletuksista on, ettei kasvihuonekaasujen päästöjä rajoiteta uusien kansainvälisten sopimuksin. Tämä oletus voi olla liian pessimistinen. Toisaalta etenkin A1T- ja B1-skenaariot tekevät melko optimistisia oletuksia siitä, kuinka paljon ympäristön kannalta suotuisa yhteiskunnallinen ja teknologinen kehitys vähentäisivät päästöjä ”luonnostaankin”, ilman kansainvälisten sopimusten tuomaa lisäpainetta.

Eri SRES-skenaarioiden ennustamat hiilidioksidin ja rikkidioksidin päästöt nähdään kuvassa 6.1. Hiilidioksidipäästöt kasvavat kaikissa skenaarioissa 2000-luvun alkuvuosikymmeninä, mutta vuosisadan loppua kohti skenaarioiden väliset erot kasvavat rajusti – optimistisimpien skenaarioiden (B1 ja A1T) mukaan päästöt laskisivat ajan oloon nykyistä pienemmiksi, pessimistisimpien (A2 ja A1FI) mukaan ne taas moninkertaistuisivat. Kaukaista tulevaisuutta on tietysti paljon vaikeampi ennustaa kuin lähitulevaisuutta.



Kuva 6.1. (a) Hiilidioksidin ja (b) rikkidioksidin päästöjen kehitys kuuden SRES-skenaarion mukaan.

Myös rikkidioksidin päästöt kasvavat aluksi useimmissa SRES-skenaarioissa, mutta ne kääntyvät laskuun viimeistään vuoden 2040 tienoilla. Taustalla on oletus, että nykyisissä kehitysmaissakin ryhdytään ehkäisemään rikkipäästöjä aiempaa pontevammin, mm. suodattamalla rikkiä voimalaitosten ja tehtaiden savukaasuista entistä tarkemmin. Viimeaikainen kehitys antaa olettaa, että rikkipäästöt saattavat laskea jopa nopeammin kuin useimmat SRES-skenaariot ennustavat.

Taulukko 6.1 SRES-päästöskenaarioiden ominaisuuksia (Nakićenović ym. 2000).

		A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
Väkiluku (10^9 ihmistä) (1990 = 5.3)	2050	8.7	8.7	8.7	11.3	8.7	9.3
	2100	7.1	7.1	7.0	15.1	7.0	10.4
Taloudellinen tuotanto henkeä kohti (1990 = 1)	2050	4.8	5.3	5.4	1.8	3.9	3.0
	2100	18.7	18.8	19.8	4.1	11.8	5.7
Energiankulutus / taloudellinen tuotanto (1990 = 1)	2050	0.52	0.45	0.39	0.71	0.35	0.47
	2100	0.24	0.25	0.22	0.42	0.09	0.35
Hiilidioksidipäästöt / energiankulutus (1990 = 1)	2050	0.94	0.69	0.59	0.99	0.84	0.75
	2100	0.86	0.34	0.12	0.98	0.59	0.59
Energiantuotannon hiilidioksidipäästöt (GtC vuodessa) (1990 = 6.0)	2050	23.1	16.0	12.3	16.5	11.7	11.2
	2100	30.3	13.1	4.3	28.9	5.2	13.8
Hiilidioksidipäästöt maankäytön muutoksista (GtC vuodessa) (1990 = 1.1)	2050	0.8	0.4	0.0	0.9	-0.4	-0.2
	2100	-2.1	0.4	0.0	0.2	-1.0	-0.5
Hiilidioksidipäästöt yhteensä 1990-2100 (GtC)		2189	1499	1068	1862	983	1164

SRES-skenaarioiden hiilidioksidipäästöihin vaikuttavia tekijöitä (yhtälö (6.1)) eritellään taulukossa 6.1. Kaikki skenaariot ennustavat maapallon väkiluvun kasvavan ainakin vuoteen 2050 asti, mutta tämän jälkeen väki alkaisi joidenkin skenaarioiden mukaan vähetä. Taloudellisen kehityksen osalta skenaariot ovat optimistisia: rahassa mitattavan vaurauden odotetaan kasvavan etenkin nykyisissä kehitysmaissa. Kasvun suuruus vaihtelee kuitenkin suuresti eri skenaarioiden välillä. Myös energiankulutuksen odotetaan kasvavan, mutta hitaammin kuin taloudellisen tuotannon. Tämä on seurausta oletetusta energiankäytön tehostumisesta ja siirtymisestä entistä palveluvaltaisempaan talouteen. Eri-tyisen suurien skenaarioiden erot ovat yhtälön (6.1) viimeisen termin osalta. Pessimistisimpien skenaarioiden mukaan suhde E/J pysyy koko alkaneen vuosisadan jokseenkin ennallaan, eli energiayksikköä kohti lasketut hiilidioksidipäästöt pysyvät yhtä suurina kuin nykyisinkin. Optimistisempien skenaarioiden mukaan suhde laskee vähitellen paljon nykyistä alemmaksi, kun pääosa fossiilisista polttoaineista korvataan muilla energialähteillä. Merkillepantavaa on, etteivät eri skenaarioiden väli-

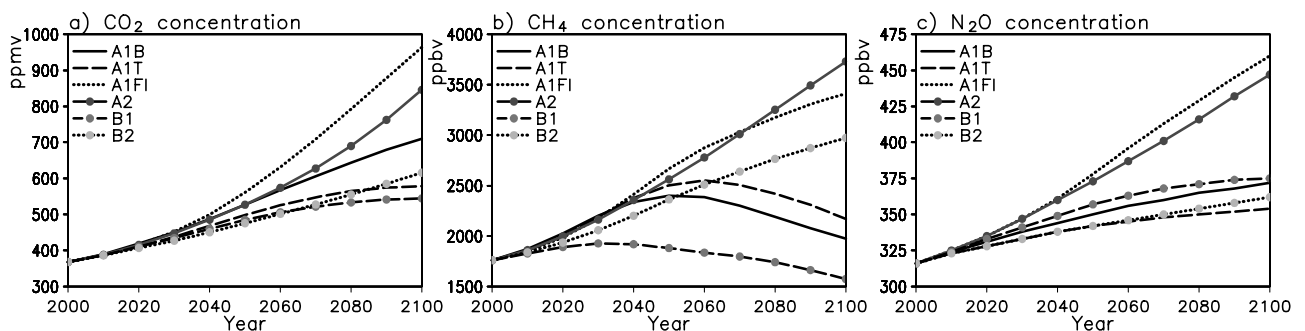
set erot vuodelle 2100 lasketuissa hiilidioksidipäästöissä juuri korreloi henkeä kohti lasketun taloudellisen tuotannon (€ / V) erojen kanssa.

Maankäytön muutoksiin liittyvät hiilidioksidipäästöt olisivat SRES-skenaarioiden mukaan jatkossakin paljon fossiilisten polttoaineiden käytön synnyttämiä päästöjä pienemmät. Monet skenaarioista jopa ennustavat maankäytön muutoksiin liittyvien päästöjen kääntyvän negatiivisiksi, kun aiemmin hakattujen alueiden metsittäminen sitoo enemmän hiiltä kuin uudet metsänhakuut vapauttavat.

6.3 Muutokset ilmakehän koostumuksessa ja säteilypakotteessa

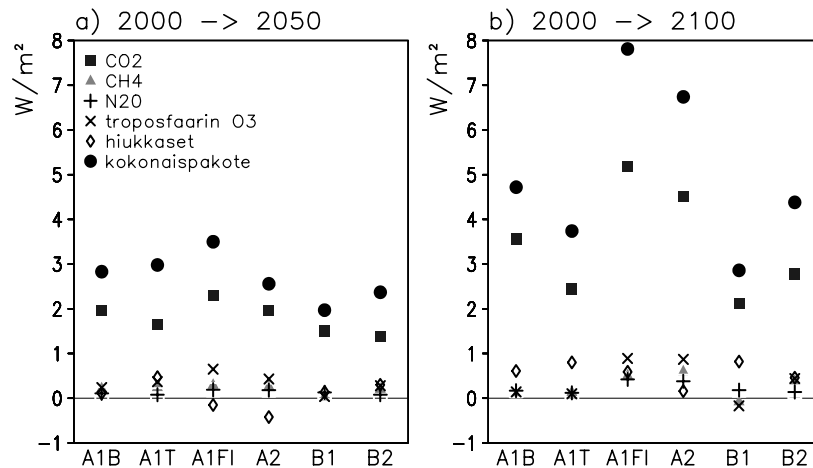
Eri päästöskenaarioiden mukainen ilmakehän tuleva koostumus voidaan arvioida tarkoitukseen sopivia hiilen ym. aineiden kiertokulkua kuvaavia malleja käyttäen. SRES-skenaarioiden perusteella lasketut hiilidioksidin, metaanin ja ilokaasun pitoisuudet nähdään kuvassa 6.2. Lähivuosikymmeninä kaikkien kolmen kaasun pitoisuudet kasvavat kaikissa skenaarioissa. Metaanin pitoisuus kääntyy kuitenkin myöhemmin laskuun joissakin skenaarioissa. Nämä skenaariot ennustavat metaanipäästöjen alkavan pienentyä melko pian, ja koska metaanin elinikä ilmakehässä on verraten lyhyt, sen pitoisuus reagoi päästöjen muutoksiin varsin nopeasti. Hiilidioksidi ja ilokaasu sen sijaan reagoivat pitkäikäisinä kaasuina päästöjen muutoksiin varsin hitaasti. Siksi niiden pitoisuudet kasvavat vuosisadan loppuun asti niissäkin skenaarioissa, joissa päästöt kääntyvät laskuun. Eri skenaarioiden väliset erot hiilidioksidin ja ilokaasun pitoisuuksissa ovat aluksi pieniä, mutta ne kasvavat varsin suuriksi vuosisadan loppuun mennessä. Hiilidioksidin pitoisuus vuonna 2100 vaihtelee skenaariosta riippuen 540:stä 970 ppmv:hen. Yhtä skenaariota (B1) lukuunottamatta hiilidioksidipitoisuus vähintäänkin kaksinkertaistuu esiteolliseen tasoonsa (280 ppmv) verrattuna vuosisadan loppuun mennessä.

Kuva 6.2a esittää nykytiedon valossa todennäköisimmät arviot eri päästöskenaarioita vastaavista hiilidioksidipitoisuuksista. Hiilen kiertokulkua ei kuitenkaan osata mallittaa kovin tarkasti, mm. koska ei tiedetä, miten voimakkaasti ilmastonmuutokset vaikuttavat siihen. Epävarmuuden suuruutta on tutkittu eri simulointimallien tuloksia vertaamalla. Esimerkiksi A2-skenaariota mukaisten hiilidioksidipäästöjen toteutuessa hiilidioksidipitoisuus kohoaisi kuvan 6.2 mukaan vuonna 2100 noin 840 ppmv:hen. Luvussa 5.3 kuvattujen Friedlingsteinin ym. (2006) tulosten mukaan pitoisuus voisi kuitenkin pahimmassa tapauksessa olla tällöin jopa 1020 ppmv, kun se taas parhaassa tapauksessa jäisi noin 730 ppmv:hen.



Kuva 6.2. SRES-päästöskenaarioiden perusteella lasketut hiilidioksidi-, metaani- ja ilokaasupitoisuudet kuluvalle vuosisadalla.

Koska rikkihiukkasten elinikä ilmassa on vain viikon luokkaa, niiden pitoisuudet seuraavat osapuulleen rikkipäästöjen kehitystä (kuva 6.1b). Kaikissa SRES-skenaarioissa hiukkaspitoisuudet siis kääntyvät ajan oloon laskuun. Näin ollen rikkihiukkasten jäädytysvaikutus kompensoisi vuosisadan loppupuolella entistä pienemmän osan kasvihuonekaasujen lämmittävästä vaikutuksesta. Muiden hiukkastyypin (mm. noki ja orgaaninen hiili) päästöt ja pitoisuudet eivät välttämättä kehity aivan samalla tavoin kuin rikkihiukkasten, mutta tämä ei muuttane tilannetta oleellisesti.



Kuva 6.3. Ihmiskunnan aiheuttamiin kasvihuonekaasu- ja hiukkaspäästöihin liittyvän säteilypakotteen muutos kuudelle eri SRES-skenaariolle. (a) Säteilypakotteen muutos vuodesta 2000 vuoteen 2050; (b) muutos vuodesta 2000 vuoteen 2100. Kokonaispakotteen lisäksi kuvassa on mukana tärkeimpien kasvihuonekaasujen ja hiukkasten aiheuttamat pakotteet erikseen. Tiedot poimittu Houghtonin ym. (2001) raportista sekä internet-sivulta www.acacia.ucar.edu/projects_MAGICC.PDF.

Lasketuista ilmakehän koostumuksen muutoksista voidaan edelleen arvioida muutosten aiheuttama säteilypakote. Kuvassa 6.3 vuosien 2050 ja 2100 pakotteet on esitetty muutoksina vuoden 2000 tilanteeseen verrattuna. Vuonna 2050 skenaarioiden väliset erot eivät ole vielä kovin suuria, mutta ne kasvavat rajusti vuoteen 2100 mennessä. Tällöin vuoden 2000 jälkeen tapahtuneista kasvihuonekaasu- ja hiukkaspitoisuuden muutoksista aiheutunut pakote vaihtelisi skenaariosta riippuen vajaasta $3 Wm^{-2}$:sta lähes $8 Wm^{-2}$:iin asti. Yhteistä kaikille skenaarioille on kuitenkin se, että selvästi yli puolet pakotteesta aiheutuu hiilidioksidin lisääntymisestä. Hiukkasiin liittyvä pakote on vuoden 2100 kuvassa aina näennäisesti lämmittävä, koska nollakohtaksi on valittu vuosi 2000. Hiukkasten vähentyessä niiden aiheuttama negatiivinen säteilypakote heikkenee, mikä pyrkii lämmittämään ilmastoa. Suurta epävarmuutta, joka liittyy hiukkaspakotteen arviointiin silloinkin kun hiukkaspitoisuudet tunnetaan, ei ole otettu kuvassa huomioon.

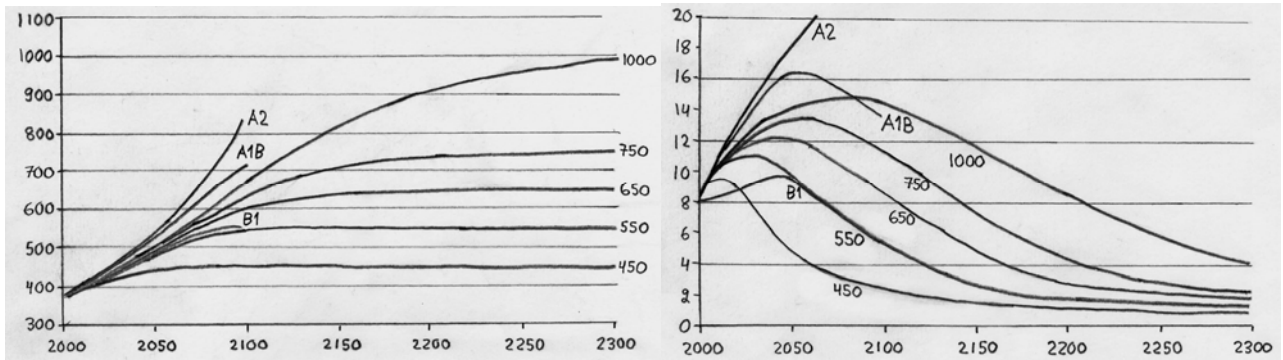
Kuvan 6.3 säteilypakotteen muutokset ovat varsin suuria, esimerkiksi jos niitä verrataan kuvan 4.1 arvioihin vuoteen 2005 mennessä syntyneestä pakotteesta. Tämän perusteella voi ounastella maapallon lämpenemisen jatkuvan alkaneella vuosisadalla nopeasti. Kuvan 6.3 laskelmasta puuttuvat luonnolliset tekijät eli auringon toiminnan ja tulivuoritoiminnan vaihtelut saattavat joko hidastaa tai kiihdyttää lämpenemistä jonkin verran. On kuitenkin äärimmäisen epätodennäköistä, että ne pystyisivät kääntämään sen jäähtymiseksi.

6.4 Vakiinnuttamisskenaariot

Edellä on kuvattu, miten hiilidioksidin ja muiden kasvihuonekaasujen pitoisuus ilmakehässä muuttuisi ajan funktiona, kun päästöjen suuruus kehittyi erilaisten oletusten mukaisesti. Laskelma voidaan tehdä toisinkin päin. Lähtemällä liikkeelle jonkin kaasun pitoisuuden ennalta oletetusta ajallisesta kehityksestä voidaan arvioida, kuinka suuret päästöt saisivat pitoisuuden kehittymään tällä tavoin.

Tällaisten laskelmien avulla on erityisesti tutkittu mahdollisuuksia ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden kasvun pysäyttämiseen. Lähtöoletuksena on ollut, että hiilidioksidipitoisuuden kasvu hidastuisi vähitellen ja pitoisuus vakiintuisi viimeistään muutamassa sadassa vuodessa jollekin ennalta määrä-

tylle tasolle (esim. 450, 550, 650, 750 tai 1000 ppmv). Esimerkkejä tällaisista pitoisuuskäyristä on kuvan 6.4 ensimmäisessä osassa. Kuvan jälkimmäinen osa näyttää näitä käyriä vastaavat, hiilen kiertokulkua kuvaavalla tietokonemallilla lasketut päästökäyrät. Laskelmiin liittyy melko paljon epävarmuutta, sillä kaikkia hiilen kiertoon vaikuttavia tekijöitä ei tunneta kunnolla. Perussanoma on silti selvä. Jos halutaan estää hiilidioksidipitoisuutta kasvamasta yli 1000 ppmv:n, päästöjen on laskettava nykyistä pienemmiksi viimeistään parissasadassa vuodessa. Jos halutaan pitoisuuden vakiintuvan tätä alemmalle tasolle, päästöjen on vastaavasti pienennettävä nopeammin. Alin kuvan 6.4 laskelmissa käytetty vakiintumistaso, 450 ppmv, edellyttää, että päästöt kääntyisivät laskuun viimeistään vuoteen 2020 mennessä. Tämän vuosisadan lopussa päästöt saisivat olla vain kolmannes nykyisistä, tulevina vuosisatoina vieläkin pienemmät.



Kuva 6.4. Vasemmalla: ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden (ppmv) kehitys viiden eri vakiinnuttamisskenaarion mukaan (vuoteen 2300 ulottuvat viivat) ja kolmen SRES-skenaarion mukaan (vuoteen 2100 ulottuvat viivat). Oikealla: vastaavat hiilidioksidipäästöt (GtC / vuosi) (Watsonin ym. 2001 kuvan SPM-6 perusteella).

7. Ilmastomallit

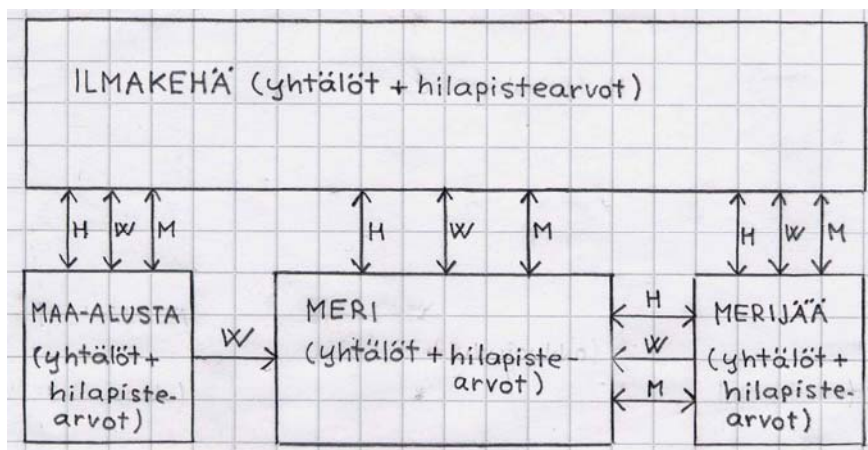
Maapallon ilmastojärjestelmä on monimutkainen ja siinä esiintyy lukuisia palauteilmiöitä (esimerkiksi muutokset ilman vesihöyrypitoisuudessa, pilvisyydessä sekä lumi- ja jääpeitteessä), jotka joko voimistavat tai vaimentavat maapallon keskilämpötilan vaihteluja ja säätelevät ilmastomuutosten alueellista jakaumaa. Yritettäessä ennustaa sitä, miten ilmakehän koostumuksen muutos tai jokin muu ulkoinen tekijä vaikuttaa ilmastoon, on nämä palauteilmiöt otettava huomioon niin hyvin kuin suinkin mahdollista. Tämä vaatii ilmastojärjestelmän eri osien (ilmakehä, valtameret ja niiden jääpeite, maa-alusta) käyttäytymistä ja niiden keskinäistä vuorovaikutusta simuloivien tietokonemallien käyttöä.

Ilmastomalleilla on muitakin sovelluksia kuin tulevien ilmastomuutosten ennustaminen. Niiden avulla voidaan myös tutkia ilmastojärjestelmän nykyistä toimintaa monipuolisemmin kuin on mahdollista yksinomaan havaintojen avulla. Samaten niiden avulla voidaan yrittää ymmärtää menneisyydessä tapahtuneiden ilmastomuutosten syitä. Toisaalta on tärkeä muistaa, etteivät mallit ole virheettömiä. Niiden luotettavuutta voidaan kuitenkin ainakin jossain määrin arvioida mm. vertaamalla mallituloksia havaintoihin sekä vertaamalla eri mallien antamia tuloksia keskenään.

Tässä luvussa tutustutaan aluksi nykyaikaisen ilmastotutkimuksen tärkeimpään työkaluun, kolmiulotteisiin kytkettyihin ilmakehä-valtamerimalleihin, sekä tarkastellaan hiukan näiden mallien kykyä simuloida nykyistä ilmastoa. Sen jälkeen käsitellään yksinkertaisempia ilmastomuutoksia ennustettaessa käytettäviä malleja. Lopuksi kerrotaan erityyppisistä malleilla tehtävistä kokeista ja koetulosten tulkinnasta.

7.1 Kolmiulotteiset kytketyt ilmakehä-valtamerimallit

Kolmiulotteiset ilmakehä-valtamerimallit simuloivat ilmakehän ja valtamerien käyttäytymistä virtausmekaniikan ja lämpöopin peruslakien avulla. Ilmakehämalleissa käytetään muilta meteorologian kursseilta tuttuja primitiiviyhtälöitä (laatikko 5), valtamerimalleissa samantyyppisiä merivedelle soveltuvia yhtälöitä. Näiden kahden pääkomponentin lisäksi ilmastomalleissa on mukana myös maa-alustan oloja ja merijäätä simuloivat osamallit (kuva 7.1).



Kuva 7.1. Kolmiulotteisen ilmastomallin komponentit ja niiden välinen tiedonvaihto. H tarkoittaa lämpöenergiaa, W veden ja M liikemäärän vaihtoa mallin osien välillä. Maa- ja merimallien vuorovaikutus on yksisuuntainen: maa-alueilta valuva jokivesi otetaan monissa malleissa huomioon meren pintakerroksen suolaisuutta laskettaessa, mutta meri vaikuttaa maaperään vain välillisesti, ilmakehän kautta.

Laatikko 5. Ilmakehämallin perusyhtälöt

Nykyiset maailmanlaajuiset ilmakehämallit perustuvat ns. *hydrostaattisiin primitiiviyhtälöihin*, jotka voidaan kirjoittaa karteesisessa painekoordinaatistossa (koodinaatit x , y ja p) seuraavasti:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \omega \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \Phi}{\partial x} + f_v + F_x \quad (\text{tuulen länsi-itä-komponentin yhtälö})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \omega \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \Phi}{\partial y} - f_u + F_y \quad (\text{tuulen etelä-pohjoiskomponentin yhtälö})$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \omega \frac{\partial T}{\partial p} + \omega \frac{RT}{c_p p} + \frac{Q}{c_p} \quad (\text{termodynamiikan yhtälö})$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p} \quad (\text{hydrostaattinen tasapainoyhtälö})$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (\text{massan säilymlaki eli jatkuvuusyhtälö})$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - \omega \frac{\partial q}{\partial p} + S_q \quad (\text{ilman vesihöyrypitoisuuden yhtälö})$$

$$\frac{\partial X}{\partial t} = -u \frac{\partial X}{\partial x} - v \frac{\partial X}{\partial y} - \omega \frac{\partial X}{\partial p} + S_x \quad (\text{mahdolliset muut ennustettavat suureet})$$

Ennustettavia suureita on siis vähintään kuusi – vaakasuuntaiset tuulikomponentit u ja v , “pystytuuli” $\omega = dp/dt$, lämpötila T , painepinnan geopotiaali Φ (= korkeus \times painovoiman kiihtyvyyks) ja ilman vesihöyrypitoisuus q . Useimmiten mukana on myös muita ennustettavia suureita X , esimerkiksi pilvien sisältämän jään ja nestemäisen veden määrä. Yhtälöissä f on coriolisparametri, R ilman kaasuvakio ja c_p ilman ominaislämpökapasiteetti vakioaineessa. F_x ja F_y kuvaavat kitkan vaikutusta, Q diabaattista lämmitystä (mm. säteilyn vaikutus ja veden olomuodon muutoksissa vapautuva tai sitoutuva lämpö), S_q haihtumisen ja tiivistymisen vaikutusta vesihöyrypitoisuuteen jne.

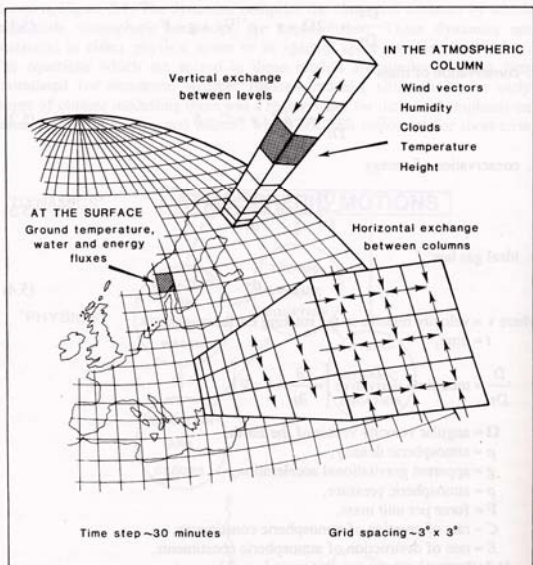
Yhtälöitä on yhtä monta kuin ennustettavia suureitakin. Geopotiaali Φ ja pystytuuli ω lasketaan suoraan diagnostisesti muista suureista. Muiden suureiden (u , v , T , q ja X) ennustusyhtälöt ovat prognostisia. Niiden avulla voidaan laskea näiden suureiden *muutosnopeudet*, kun ilmakehän hetkellinen tila tunnetaan. Näitä muutosnopeuksia hyväksi käyttäen tehdään lyhyt, muutaman kymmenen minuutin mittainen ennuste. Tämän ennusteen perusteella lasketaan uudet muutosnopeudet, joiden avulla päästään taas saman verran eteenpäin.

Primitiiviyhtälöt kuvaavat todellisen ilmakehän käyttäytymistä periaatteessa sangen tarkasti. Vaikeutena ovat kuitenkin oikean puolen *lähdetermit* F_x , F_y , Q , S_q , ja S_x . Niitä ei voida laskea tarkasti, sillä ne kuvaavat mallin hilaväliä pienempien ilmiöiden vaikutusta. Ilmasto ja sen muutoksia simuloitaessa lähdetermit ovat kuitenkin ratkaisevan tärkeitä. Esimerkiksi hiilidioksidin lisääntymisen vaikutus näkyy malliyhtälöissä vain diabaattisessa lämmityksessä Q , joka sisältää mm. säteilyn aiheuttaman lämmityksen tai jäähdytyksen.

Laskelmat tehdään kolmiulotteisessa, koko maapallon yli ulottuvassa hilapisteikössä¹⁴ (kuva 7.2). Ilmakehässä laskentapisteen välimatka on vaakasuunnassa tavallisesti 150-400 km. Pystysuunnassa laskentahila on epätasavälinen: alin mallitaso on jo muutaman kymmenen metrin korkeudella, mutta stratosfäärissä tasojen välimatka on useita kilometrejä. Laskenta-alueen yläraja on 30 km:n tienoilla, joskus korkeammallakin, ja kaikkiaan laskentatasoja on tavallisesti 20-30. Kussakin kolmiulotteisen hilan hilapisteessä (tai hilaruudussa; sanoja käytetään usein rinnatusten vaikka ne eivät periaatteessa

¹⁴ Monet ilmakehämallit käyttävät spektrimuunnosmenetelmää, jossa ennustettavat suureet esitetään vuoroin hilapistearvoina, vuoroin pallofunktiokehittelmän kertoimina (tarkemmin kurssilla Numeerinen meteorologia I).

tarkoitakaan aivan samaa asiaa) ennustetaan ainakin vaaka- ja pystysuuntaista tuulta, lämpötilaa, ilmanpainetta ja ilman vesihöyrypitoisuutta, usein myös esimerkiksi pilvien sisältämän nestemäisen veden määrää.



Kuva 7.2. Kaaviokuva ilmakehämallin laskentahilasta. Todellisuudessa laskenta-alue kattaa koko maapallon. Laskentatasojen pystysuuntaista välimatkaa on liioiteltu rajusti (McGuffie ja Hendersson-Sellers 1999, s. 140).

Valtamerialueen vaakaerotuskyky on useimmiten samaa luokkaa kuin ilmakehämallin, mutta eräissä uusissa malleissa kuitenkin selvästi parempi (alle 100 km). Periaatteessa valtameressä tarvitaan tarkempaa erotuskykyä kuin ilmakehässä, sillä ilmakehän matala- ja korkeapaineita vastaavat merten pyörteet ovat vain muutaman kymmenen tai sadan kilometrin kokoisia. Laskentatasoja valtameressä on saman verran tai jonkin verran enemmän kuin ilmakehässä, tiheimmin pinnan lähellä. Merimallin ennustamiin suureisiin kuuluu kolmiulotteisen virtauskentän ja lämpötilan lisäksi veden suolapitoisuus, joka määrää veden tiheyden yhdessä lämpötilan kanssa.

Maa-alustan oloja ja merijäätä simuloivien osamallien monimutkaisuus vaihtelee ilmastomallista toiseen. Yleensä maa-alustan malli kuitenkin ennustaa ainakin maaperän lämpötilaa ja kosteutta muutamalla laskentatasolla pinnalta joidenkin metrien syvyyteen asti sekä lumipeitteeseen sitoutuneen veden määrää. Merijäämallissa tärkeimpiä ennustettavia suureita ovat jään paksuus sekä sen kattavuus (ts. kuinka iso osa hilaruudusta on jään peitossa). Yksinkertaisimmissa malleissa jääpeitteen kehitykseen vaikuttaa vain lämmönvaihto ilman ja meriveden kanssa. Useimmiten kuitenkin otetaan huomioon myös tuulet ja merivirrat, jotka pyrkivät kuljettamaan jäätä paikasta toiseen, sekä jään ahtautuessa syntyvät painevoimat, jotka estävät jäätä liikkumasta vapaasti.

Ilmastomallitulosten tarkkuutta rajoittaa ns. *parametrisointiongelma*. Niitä luonnonilmiöitä, joiden mittakaava on mallin erotuskykyä pienempi, ei tietenkään voida kuvata malleissa suoraan. Koska monet tällaiset pienikokoiset ilmiöt kuitenkin ovat ilmaston kannalta tavattoman tärkeitä, niiden vaikutus on kuvattava epäsuorasti (= parametrisoitava) hilapisteikössä esitettyjen suureiden avulla. Esimerkiksi pilvet ovat usein vaakasuunnassa vain muutaman kilometrin mittaisia, mutta ne vaikuttavat hyvin voimakkaasti sekä lämpösäteilyn että auringonsäteilyn kulkuun. Sitä, kuinka suuri osa hilaruudusta on pilvien peitossa, ei kuitenkaan voida päätellä yksikäsitteisesti minkään ilmastomallin ennustaman suureen perusteella. Jos vaikka mallin ennustama hilaruudun keskimääräinen suhteellinen kosteus on 90%, koko hilaruutu voi olla selkeä (jos kosteus on jakautunut tasaisesti) tai jopa 90% siitä voi olla pilven peitossa (jos 10% ruudusta on täysin kuiva ja 90% kyllästystilassa, mikä tosin on hyvin epätodennäköistä). Keskimäärin voidaan kuitenkin odottaa pilvisyyden lisääntyvän mallin ennustaman suhteellisen kosteuden kasvaessa. Tätä tietoa käytetäänkin jossain muodossa hyväksi useim-

missa ilmastomalleissa. Eri mallien pilviparametrisoinnit ovat kuitenkin yksityiskohdiltaan hyvin erilaisia.

Pilvisyyden lisäksi ilmakehämalleissa on monia muitakin parametrisoitavia ilmiöitä, esimerkiksi

- auringonsäteilyn ja lämpösäteilyn kulku
- lämmön, vesihöyryn ja liikemäärän vaihto pinnan ja ilmakehän välillä sekä pinnan läheisessä ilmakerroksessa (rajakerros) esiintyviin pyörteisiin ilmavirtauksiin liittyvä sekoittuminen
- konvektion (ts. vaakasuunnassa hilaruutua kapeampien nousu- ja laskuliikkeiden) aiheuttama lämmön, vesihöyryn ja liikemäärän vaihto rajakerroksen ja vapaan ilmakehän välillä
- vesihöyryn tiivistyminen ja sateen muodostuminen.

Valtamerten, merijään ja maa-alustan malleissa on vastaavasti omat parametrisoitavat ilmiönsä. Monien ilmastomuutoksia vahvistavien tai heikentävien palauteilmiöiden voimakkuus riippuu valitettavasti suuresti käytetyistä parametrisointimenetelmistä, ja erilaisia parametrisointitapoja käyttävät mallit antavat siksi erilaisia tuloksia. Suurin epävarmuustekijä näyttäisivät olevan pilvisyyden muutokset. Useimmissa nykyisissä ilmastomalleissa pilvisyyden muutokset voimistavat kasvihuonekaasujen lisääntymisen aiheuttamaa lämpenemistä, mutta mallien väliset erot tämän palauteilmiön voimakkuudessa ovat erittäin suuria.

Parametrisointiongelma on osittain fysikaalinen: tutkijat eivät tiedä, miten pienen mittakaavan ilmiöiden vaikutusta suuren mittakaavan ilmastoon voitaisiin kuvata mahdollisimman tarkasti. Osittain ongelma on kuitenkin myös käytännöllinen: tarkimmat tunnetut parametrisointimenetelmät ovat monesti niin monimutkaisia, että niiden käyttö veisi aivan liikaa tietokoneaikaa. Tarkkojen mutta samalla tietokoneen kannalta riittävän yksinkertaisten parametrisointimenetelmien kehittämiseksi tehdäänkin jatkuvasti valtavasti työtä. Sitä mukaa kun tietokoneiden laskentateho kasvaa, parametrisointiongelma vähitellen helpottuu. Lisääntyneet laskentaresurssit voidaan käyttää joko mallien erotuskyvyn parantamiseen (jolloin parametrisoitavien ilmiöiden määrä vähenee) tai entistä tarkempiin parametrisointimenetelmiin siirtymiseen.

Kolmiulotteisen ilmastomallin ilmakehää kuvaava osamalli on varsin samanlainen kuin päivittäisessä säänennustuksessa käytettävät ilmakehämallit. Sekä sää- että ilmastomalleja käytettäessä lähdetään liikkeelle jostain alkutilasta, joka määrätään säänennustuksessa aina tuoreimpien säähavaintojen perusteella mutta otetaan ilmastoa simuloitaessa useimmiten jostain aiemmasta mallikokeesta¹⁵. Alkutilan perusteella voidaan laskea mallin yhtälöistä (laatikko 5) muutosnopeudet lämpötilalle, tuulen nopeudelle, kosteudelle ja muille ennustettaville suureille kaikissa ilmakehän hilapisteissä. Näitä muutosnopeuksia hyväksi käyttäen tehdään lyhyt, muutaman kymmenen minuutin mittainen ennuste. Tämän ennusteen perusteella lasketaan uudet muutosnopeudet, joiden avulla simuloidaan ilmakehän käyttäytymistä taas samanlainen aika-askel eteenpäin. Joka aika-askeleella lasketaan myös mm. lämmön vaihto alustan kanssa, mikä vaikuttaa sekä ilmakehän että maaperän ja meren lämpötiloihin.

Sääta ennustettaessa mallia ajetaan enintään kymmenen simuloidun vuorokauden ajan, ilmastoa simuloitaessa sen sijaan kymmeniä, satoja tai jopa tuhansia vuosia. Tämän takia ilmastomalleissa joudutaan käyttämään karkeampaa erotuskykyä kuin säänennustusmalleissa, joissa hilaväli on yleensä 10-50 km. Muuten laskenta-aika venyisi supertietokoneillakin jopa useiden vuosien pituiseksi.

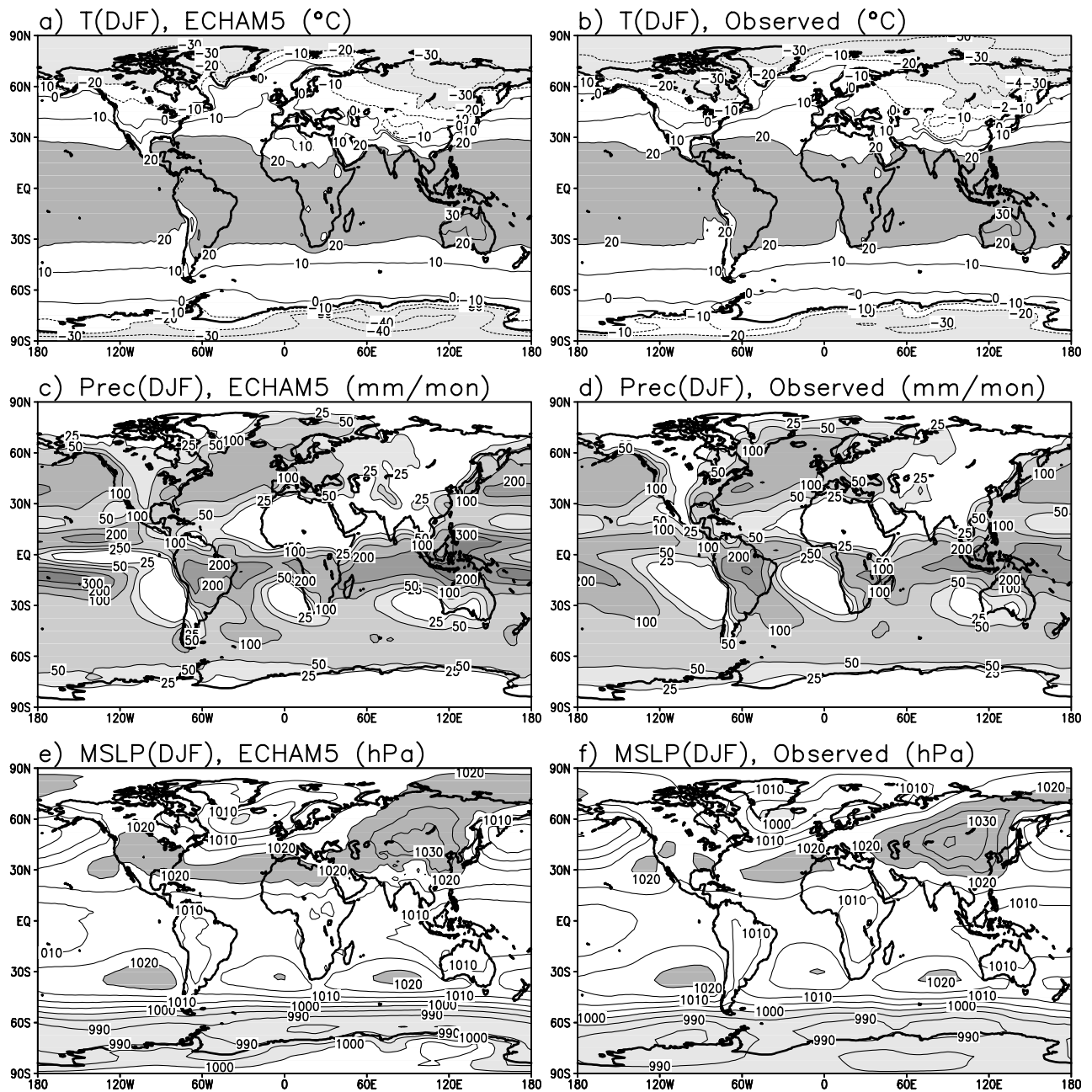
¹⁵ Koska sään päivittäisten vaihteluiden ennustaminen kymmenien vuosien päähän on joka tapauksessa mahdotonta, ilmastoennusteen alkutilan ei tarvitse välttämättä muistuttaa todellista säätilaa malliajon aloituspäivänä. Sen sijaan on tärkeää, että alkutila on sopusoinnussa mallin oman fysiikan kanssa.

Eripituisen ennustusajan takia myös sää- ja ilmastoennusteiden tulkinta on aivan erilainen. Sääta ennustettaessa ollaan kiinnostuneita hetkellisestä säätilasta, esimerkiksi mikä on lämpötila Helsingissä ylihuomenna iltapäivällä. Jos ennustusmalli on hyvä ja malliajon alkutila on ollut lähellä ilmakehän todellista tilaa, asiasta voidaan yleensä antaa melko tarkka ennuste. Juuri yli kymmenen vuorokauden sääennusteita ei kuitenkaan kannata tehdä, sillä ilmakehä on kaotoinen: pienetkin alkutilan virheet kasvavat ennustusajan pidentyessä niin suuriksi, että ennusteesta tulee käyttökelvoton. Sama pätee tietysti ilmastomallienkin tuloksiin: mikään malli ei mitenkään voi tietää esimerkiksi todellista lämpötilaa Helsingissä 29.6.2053. Ilmastoa simuloitaessa ollaankin kiinnostuneita hetkellisen sään sijasta sään tilastollisista ominaisuuksista, esimerkiksi siitä, millaiset lämpö- ja sadeolot Etelä-Suomessa keskimäärin vallitsevat vuoden 2050 tienoilla. Tällaisiin tilastollisiin ominaisuuksiin alkutilan epätarkkuuteen liittyvät satunnaisvirheet vaikuttavat paljon vähemmän kuin jonkin yksittäisen päivän säähän (kuten luvussa 7.7 todetaan, satunnaisvirhe ei kuitenkaan ole aivan merkityksetön). Toisaalta ilmastoajojen pituus tarkoittaa myös sitä, että mallin omat virheet vaikuttavat tuloksiin voimakkaammin kuin lyhyessä sääennusteessa.

Ilmastoa tutkittaessa käytettävät ilmakehä-valtameriallit ovat valtavan laajoja. Tietokoneohjelmassa on jopa satojatuhansia rivejä. Niiden laatiminen ja kehittäminen on ryhmätyötä, joka vaatii asiantuntemusta ilmakehän ja valtamerien fysiikan eri osa-alueilla ja lisäksi tietysti ohjelmoinnin asiantuntijoita. Malleja kehitellään ja ajetaan tällä hetkellä muutamassa kymmenessä tutkimuslaitoksessa ympäri maailmaa, enimmäkseen tietysti suurissa maissa kuten Yhdysvalloissa, Japanissa, Isossa-Britanniassa, Saksassa ja Ranskassa. Eri tutkimuslaitosten mallit ovat kuitenkin jossain määrin sukua keskenään, sillä yleensä uuden mallin kehittäminen on aloitettu jonkin jo aiemmin olemassa olleen mallin pohjalta. Eurooppalaisista ilmastomallituskeskuksista ovat suurimpia ja tunnetuimpia englantilainen Hadley-keskus sekä saksalainen Max Planck Institut für Meteorologie.

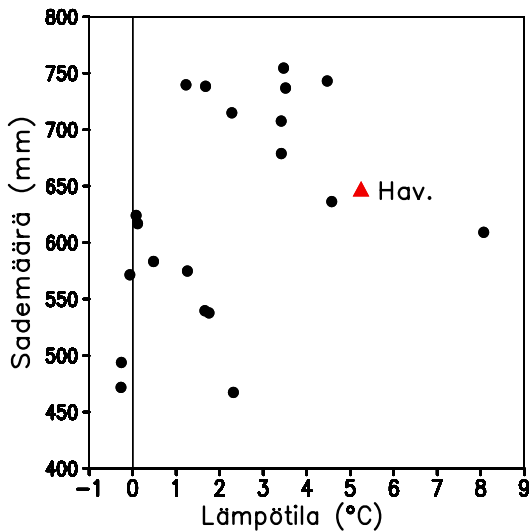
7.2 Nykyisen ilmaston simulointi kytketyillä ilmastomalleilla

Ilmastomallien antamien ilmastonmuutosennusteiden luotettavuutta voidaan yrittää arvioida mm. tutkimalla, kuinka hyvin mallit simuloivat nykyistä ilmastoa. Monet mallit simuloivatkin havaitun ilmaston suuren mittakaavan piirteitä varsin hyvin. Kuvassa 7.3 on esimerkkejä yhden mallin (saksalaisen Max-Planck-instituutin ECHAM5) simuloimasta joulukuun-helmikuun ilmastosta. Sekä lämpötilan, sademäärän että merenpintapaineen aikakeskiarvojen jakaumat muistuttavat havaittuja jakaumia varsin paljon. Korrelaatiokerroin simuloidun ja havaitun lämpötilajakauman välillä on peräti 0.99, vastaavien lukujen sademäärälle ja merenpintapaineelle ollessa 0.77 ja 0.96 (kaikkien mallien tulokset eivät tosin korreloi havaintojen kanssa yhtä hyvin). Yksityiskohdissa on silti monia eroja. Esimerkiksi trooppisella Tyynellämerellä havaittava runsaiden sateiden vyöhyke on repeytynyt mallissa liian voimakkaasti kahteen osaan, ja näiden osien välissä aivan päiväntasaajalla sijaitseva kuiva kieleke on paljon havaittua vähäsateisempi. Paine kentästä taas nähdään, että pohjois-eteläsuuntainen paine-ero on mallissa Pohjois-Euroopan kohdalla havaittua loivempi; kaiketi siis myös talviset länsituulet ovat tällä alueella mallissa liian heikkoja.



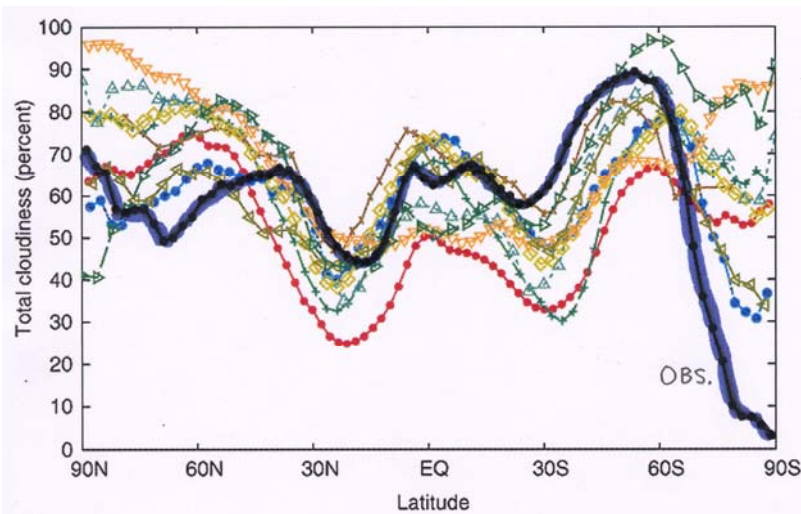
Kuva 7.3. Keskimääräinen lämpötila (°C), sademäärä (mm kuukaudessa) ja merenpintapaine pohjoisen pallonpuoliskon talven (joulu-helmikuu) aikana. Vasemmalla erään ilmastomallin (ECHAM5) tulokset, oikealla havaittu jakauma.

Ilmaston alueellisia yksityiskohtia tarkasteltaessa mallien virheet ja eri mallien väliset erot kasvavat jo melko suuriksi. Kuva 7.4 kertoo kahdenkymmenen eri ilmastomallin antamat nykyistä ilmastoista vastaavat vuoden keskilämpötilat ja sademäärät Helsinkiä lähimmässä hilapisteessä. Simuloitu keskilämpötila vaihtelee mallista riippuen välillä -0.3°C – $+8^{\circ}\text{C}$, sademäärä välillä 470-760 mm. Lähes kaikissa malleissa lämpötila on jonkin verran havaittua ($+5^{\circ}\text{C}$) alempi, kun taas sademäärät vaihtelevat havaitun arvon (650 mm) molemmin puolin.



Kuva 7.4. Vuoden keskilämpötila (vaaka-akseli) ja keskimääräinen sademäärä (pystyakseli) Helsinkiä lähimmässä hilapisteessä kahdessakymmenessä eri ilmastomallissa sekä havaintojen mukaan (Hav). Samojen mallien tuloksia käytetään monisteen 8. luvussa ilmaston tulevasta muutoksista tehtyjen ennusteiden tarkasteluun.

Tärkeä esimerkki suureesta, joka on malleille varsin vaikea simuloitava, on pilvisyys (kuva 7.5). Eri mallien tulokset vaihtelevat laajoissa rajoissa tekokuuhavaintoihin perustuvan arvion molemmin puolin. Etenkin napa-alueilla mallien väliset erot ovat erittäin suuria. Myös pilvihavainnoissa on tosin oma epävarmuutensa. Esimerkiksi havaitun pilvisyyden äärimmäinen vähäisyys Etelämantereella saattaa johtua siitä, että tekokuiden on vaikea erottaa pilviä voimakkaasti auringonvaloa heijastavaa lumipintaa vasten.



Kuva 7.5. Kokonaispilvisyyden leveyspiirikeskiarvot jouluhelmikuussa tekokuuhavaintojen mukaan sekä kymmenessä ilmastomallissa (Houghton ym. 2001, kuva 8.7).

Maanpinnan lähellä vallitsevan ilmaston lisäksi myös simuloituja vapaan ilmakehän lämpö-, tuuli-, kosteus- ym. oloja on syytä verrata havaintoihin. Sama pätee myös valtamerissä vallitsevan “ilmaston” simulointiin, vaikka havaintoja on tietysti saatavissa merenpinnan alta paljon niukemmin kuin ilmakehästä. Aikakeskiarvojen lisäksi olisi hyvä paneutua myös erilaisiin ilmaston vaihtelevuutta ja ääriarvoja kuvaaviin suureisiin, eri suureiden välisiin keskinäisiin riippuvuuksiin (esim. tuulen eteläkomponentin ja lämpötilan välinen korrelaatio) jne. Ilmastomallitulosten vertailu todellisuuteen onkin perusteellisesti tehtynä lähes loputon urakka. Tehtävää ei helpota, että monien tärkeiden suureiden todellisetkin jakaumat tunnetaan epätarkasti. Esimerkiksi eri tutkijoiden arviot todellisesta sademäärästä eroavat monilla maapallon alueilla toisistaan useita kymmeniä prosentteja. Ongelma on tietysti suurin valtamerillä ja muilla sellaisilla alueilla, joilta havaintoja saadaan niukasti.

Mallien kyky simuloida nykyilmastoa vaihtelee. Esimerkiksi Helsingin simuloitujen lämpötilat ja sademäärät ovat joissain malleissa lähempänä havaittuja kuin toisissa. Koska jonkin yksittäisen pisteen

keskilämpötila voi olla mallissa lähellä oikeaa sattumaltakin, on pelkästään Suomen ilmastosta kiinnostuneenkin tutkijan kuitenkin syytä vertailla myös eri mallien kykyä simuloida lämpötilan maailmanlaajuisia jakaumaa. Samaten voi olla hyödyllistä tutkia, ovatko lämpötilan vuodenaikais- ja vuosien välinen vaihtelu oikeansuuruisia, korreloivatko lämpötilan ja sademäärän vaihtelut havaintoja vastaavalla tavalla jne. Mikään yksittäinen malli ei kuitenkaan ole paras kaikissa nykyilmaston simulointiin liittyvissä asioissa, eikä ole helppo arvioida, mitkä asiat ovat ilmastomuutosten simuloinnin kannalta tärkeimpiä. Siksi onkin osoittautunut hyvin vaikeaksi panna malleja mihinkään yksikäsitteiseen paremmuusjärjestykseen.

Mallitulosten ja havaintojen vertailu voi antaa mallien luotettavuudesta jossain määrin liian optimistisen kuvan. Monissa mallien käyttämissä parametrisointiyhtälöissä esiintyy näet sellaisia lukuarvoja, joita ei voida määrätä suoraan luonnonlakien tai havaintojen pohjalta. Helposti syntyy kiusaus valita nämä lukuarvot niin, että malli simuloisi nykyistä ilmastoa mahdollisimman hyvin. Tällaisessa “säätämässä” on vaarana, että malli simuloi nykyilmastoa hyvin väärästä syystä. Sen eri osiin on voinut jäädä virheitä, jotka kumoavat toisensa nykyistä ilmastoa simuloitaessa mutta eivät välttämättä simuloitaessa ilmastomuutoksia.

Yksi esimerkki mallien säätämisestä ovat joissakin malleissa yhä käytettävät ns. *vuokorjaukset*. Vuokorjauksen avulla joillekin merialueille lisätään keinotekoisesti lämpöä, toisilta taas otetaan keinotekoisesti lämpöä pois. Korjaukset pyritään valitsemaan niin, että mallin simuloima nykyistä ilmastoa vastaava merenpinnan lämpötilan jakauma pysyisi mahdollisimman lähellä havaittua (siis esimerkiksi merialueille, jotka ilman korjauksia jäähtyisivät liian kylmiksi, lisätään lämpöä). Samanlaisia korjauksia tehdään myös meren kokemaan sademäärään (joka vaikuttaa veden suolaisuuteen) ja joissain malleissa liikemääränkin vuohon (joka yhdessä lämpötila- ja suolaisuusjakauman kanssa vaikuttaa merivirtoihin). Mallien parantuessa vuokorjauksen tarve on vähitellen pienentynyt, ja useimmissa uusissa ilmastomalleista (esim. kuvan 7.3 ECHAM5) niistä onkin jo luovuttu kokonaan.

Simuloidun nykyilmaston vertailu havaintoihin ei ole ainoa mahdollisuus mallien luotettavuuden tutkimiseksi. Jossain mielessä parempi testi on havaittujen, ulkoisista tekijöistä aiheutuneiden ilmastovaihteluiden simuloiminen. Tässä onkin saavutettu ainakin jonkinmoista menestystä. Esimerkiksi Pinatubon vuonna 1991 tapahtunutta purkausta seurannut muutaman kymmenesosa-asteen lyhytaikainen notkahdus maapallon keskilämpötilassa kyettiin simuloimaan ilmastomallilla. Myös maapallon keskilämpötilan kehitys 1900-luvun aikana on saatu simuloitua varsin hyvin ottamalla huomioon sekä auringon säteilytehon ja tulivuoritoiminnan vaihtelut että ihmiskunnan kaasu- ja hiukkaspäästöjen vaikutus (luku 9). Samaten malleilla on jäljitelty jossain määrin onnistuneesti myös esihistoriallisten aikojen ilmastovaihteluita. Esimerkiksi Pohjois-Afrikan tiedetään kasvillisuuslöytöjen perusteella olleen 9000 vuotta sitten selvästi nykyistä kosteampi. Samansuuntainen tulos saadaan ilmastomalleilla, kun otetaan huomioon, että maapallon kiertorata (ja siten auringonsäteilyn jakauma eri vuodenaikoina) oli 9000 vuotta sitten hiukan erilainen kuin nykyisin. Sademäärän kasvu alueella jää tosin useimmissa ilmastomalleissa selvästi liian pieneksi, luultavasti koska kasvillisuuden muutoksiin liittyvän palauteilmion vaikutusta ilmastoon ei ole otettu näissä mallikokeissa huomioon.

7.3 Meren pintakerrokseen kytketyt kolmiulotteiset ilmakehämallit

Yhdistetyn kolmiulotteisen ilmakehä-valtamerimallin ajaminen vie valtavasti tietokoneaikaa. Merimalli ei sinänsä syö yhtä simuloitua vuotta kohti tietokoneaikaa sen enempää kuin ilmakehämalliin (yleensä jopa päinvastoin), mutta kolmiulotteisen merimallin läsnäolo edellyttää hyvin pitkiä simulaatioita. Ennen varsinaista mallikoetta tarvitaan näet yleensä ns. *alustusajo* (engl. *initialization run*). Tämän ajon aikana malli etsii vähitellen oman ilmastonsa, joka yleensä eroaa tavalla tai toisella havaitusta ilmastosta. Alustusajon aikana siis esimerkiksi maapallon keskilämpötila saattaa nousta tai laskea luonnottomasti vuodesta toiseen, kunnes malli pääsee riittävän lähelle omaa tasapainoaan.

Koska merten lämpökapasiteetti on valtavan suuri ja merivirtojen muutokset hitaita, kolmiulotteinen merimalli vaatii jopa useiden satojen vuosien alustusajan.

Kun merestä otetaan malliin mukaan vain sen 50-100 metriä paksu pintakerros, tarvittava alustusajo lyhenee noin kymmeneen vuoteen. Aiemmin ilmastomuutuskokeet tehtiinkin malleilla, joissa oli kolmiulotteisen ilmakehän seurana vain valtameren pintakerros. Koska tällainen malli ei sisällä merivirtoja, merivirtoihin liittyvä lämmönsiirto joudutaan korvaamaan vuokorjausten kaltaisilla korjaustermeillä. Koska merten lämpökapasiteetti on näissä malleissa aivan liian pieni, meret ja sen seurauksena myös ilmakehä lämpenevät liian nopeasti. Tällaiset mallit eivät siis kelpaa ilmastomuutosten ajallisen etenemisen arvioimiseen. Sen sijaan niiden avulla voidaan tehdä idealisoituja *tasapainokokeita* (luku 7.6). Niillä voidaan esimerkiksi tutkia, mitä tapahtuu, jos ilmakehän hiilidioksidipitoisuus kaksinkertaistuu yhtäkkiä ja ilmaston annetaan sen jälkeen etsiä uuteen tasapainotilaan. Tulokset saavat ilmastomuutokset voivat tosin olla siltä osin pielessä, ettei malli pysty ottamaan huomioon mahdollisia merivirtojen muutoksia.

7.4 Yksinkertaisempia maailmanlaajuisia ilmastomalleja

Kolmiulotteiset ilmastomallit pyrkivät simuloimaan ilmakehän sääilmiöitä ja valtameren lämpö- ja virtausoloja niin hyvin kuin nykyinen tietämys ilmastojärjestelmän toiminnasta ja tietokoneiden laskentateho suinkin sallivat. Monesti on kuitenkin järkevämpää käyttää yksinkertaisempia ilmastomalleja, jotka kuormittavat tietokonetta paljon vähemmän. Tällaisilla malleilla on käyttöä esimerkiksi silloin, kun halutaan syystä tai toisesta tehdä suuri joukko erilaisia malliajoja.

Usein malleja yksinkertaistetaan ulottuvuuksia karsimalla: jäljelle jätetään vain kaksi (joko pituus- ja leveysaste tai korkeus ja leveysaste), yksi (joko korkeus tai leveysaste) tai ei yhtään (jolloin koko ilmakehää kuvataan yhdellä ainoalla luvulla) ulottuvuutta. Yksinkertaistamisen myötä mallin antama tieto käy tietysti karkeasoisemmaksi: esimerkiksi nollaulotteinen malli ei kerro lämpötilanmuutosten alueellisesta jakaumasta yhtään mitään. Lisäksi parametrisointiongelma on pahempi yksinkertaisissa kuin kolmiulotteisissa malleissa, sillä todelliseen ilmastoon vaikuttavista ilmiöistä pystytään niissä kuvaamaan eksplisiittisesti paljon pienempi osa. Esimerkiksi lämpötilan leveysastekeskiaivojen pystyjakaumaa simuloivissa kaksikulotteisissa malleissa mm. liikkuvien matala- ja korkeapaineiden aiheuttama lämmönsiirto joudutaan parametrisoimaan.

Tärkeä esimerkki nollaulotteisesta ilmastomalleista ovat ns. *diffuusiolaatikkomallit* (*upwelling-diffusion energy balance models*). Kuvan 7.6 esittämässä yksinkertaisessa laatikkomallissa ilmakehää kuvaa vain yksi lukuarvo, joka esittää keskimääräistä ilman lämpötilaa maapallon pinnan lähellä. Lisäksi mallin muuttujina ovat maan pintakerroksen lämpötila sekä lämpötila merissä, jälkimmäinen erikseen pintakerroksessa ja syvemmällä. Kunkin "laatikon" X lämpötilaa säätelee muotoa

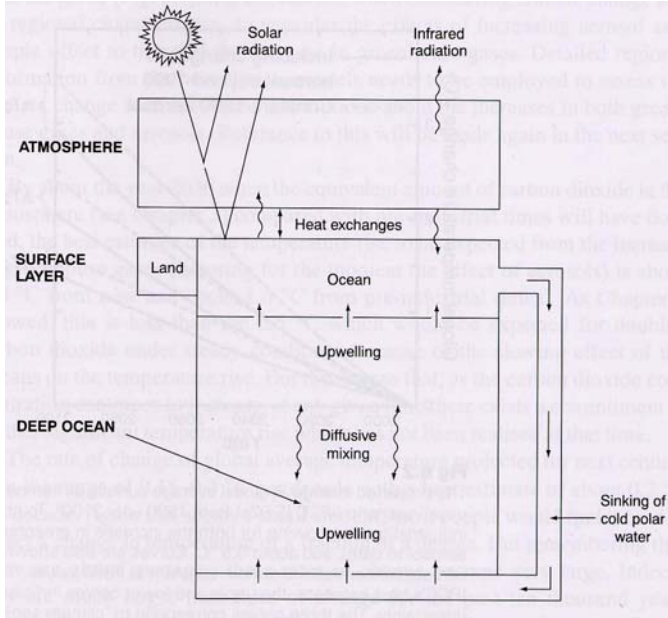
$$C_X \frac{d\Delta T_X}{dt} = G_X \quad (7.2)$$

oleva yhtälö, missä C_X on kyseisen laatikon lämpökapasiteetti, ΔT_X on laatikon lämpötilan poikkeama normaalitilaan verrattuna ja G_X kuvaa nettoenergiavuota laatikkoon. Nettoenergianvoita laskettaessa otetaan huomioon lämmönvaihto eri laatikoiden välillä sekä ulkoinen (esimerkiksi kasvihuonekaasujen lisääntymisestä johtuva) säteilypakote. Ilmakehän, merten ja maa-alustan yhteensä saama nettoenergiavuoto määräytyy yhtälöstä

$$\sum \left(C_X \frac{d\Delta T_X}{dt} \right) = G_{total} = \Delta Q - \Delta T_a / \lambda_R \quad (7.3)$$

missä ΔQ on säteilypakote, ΔT_a ilman lämpötilan muutos ja λ_R ilmaston herkkyysparametri. Jos säteilypakote ΔQ pidetään vakiona, malli etsiytyy lopulta tasapainotilaan, jossa $G_{total} = 0$ ja lämpötilan muutos saadaan luvusta 2 tutusta yhtälöstä

$$\Delta T_a = \lambda_R \Delta Q \quad (7.4)$$



Kuva 7.6. Yksinkertainen diffuusiolaatikkomalli (Houghton 1997, kuva 6.1).

Lämmönvaihto eri laatikoiden välillä kuvataan vahvasti parametrisoitujen yhtälöiden avulla, jotka pyrkivät simuloimaan todellisessa ilmastojärjestelmässä lämmönsiirtoa aiheuttavia ilmiöitä. Kahden laatikon $X1$ ja $X2$ väliselle lämmönvaihdolle pätee likimain

$$F(X1 \rightarrow X2) = -k_{X1,X2} (\Delta T_{X1} - \Delta T_{X2}) \quad (7.5)$$

Olkoon esimerkiksi $X1$ meren pintakerros (paksuus 50-100 m) ja $X2$ pintakerroksen alapuolinen syvä meri. Kasvihuonekaasuja ilmakehään lisättäessä meren pintakerros lämpenee aluksi selvästi nopeammin kuin syvä meri ($\Delta T_{X1} > \Delta T_{X2}$), joka ei ole suoraan kosketuksissa lämmenneen ilmakehän kanssa ja jonka lämpökapasiteetti on lisäksi hyvin suuri. Niinpä lämpöä alkaa siirtyä meren pintakerroksesta syvään mereen. Lämmönsiirto on suoraan verrannollinen eroon $\Delta T_{X1} - \Delta T_{X2}$ sekä pintakerroksen ja syvän meren väliseen lämmönvaihtokertoimeen. Vastaavasti ilmakehästä siirtyy lämpöä meren pintakerrokseen, jos ilmakehä on lämmennyt meren pintakerrosta enemmän. Tällä tavoin meren lämpökapasiteetti jarruttaa myös ilmakehän lämpenemistä, niin kuin todellisessakin maailmassa.

Laatikkomalli vaatii toimiakseen ilmaston herkkyysparametrin λ_R sekä mallin eri osien välisen lämmönvaihdon tehokkuutta kuvaavat kertoimet. Nämä luvut voidaan arvioida esimerkiksi jollain kolmiulotteisella ilmastomallilla tehdystä simulaatiosta. Tällöin laatikkomalli saadaan matkimaan paljon monimutkaisempaa kolmiulotteista mallia, siten että maapallon keskilämpötila muuttuu molemmissa malleissa kasvihuonekaasuja lisättäessä likimain samalla tavalla. Kun kertoimet on saatu määritettyä, voidaan laatikkomallilla tehdä uusia kokeita, joissa kasvihuonekaasuja lisätään hitaammin tai nopeammin kuin alkuperäisessä kolmiulotteisella mallilla tehdyssä kokeessa. Tällä tavoin voidaan arvioida erisuuruisten päästöjen vaikutusta maapallon keskilämpötilan kehitykseen tekemättä suurta joukkoa kokeita paljon laskenta-aikaa vievillä kolmiulotteisilla malleilla.

Keskimonimutkaisissa ilmastojärjestelmämalleissa (EMIC = Earth system Model of Intermediate Complexity) ulottuvuuksia on kaksi tai jopa kolme. Näiden mallien erotuskyky on kuitenkin heikom-

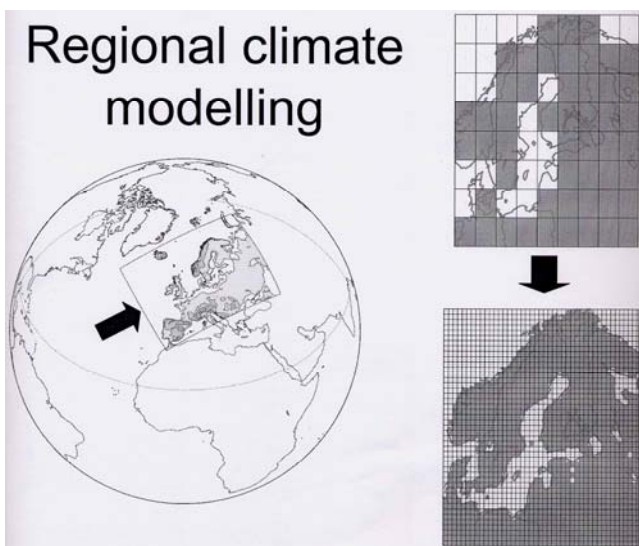
pi ja ilmakehän ja valtamerten fysikaalisten ilmiöiden kuvaus suurpiirteisempi kuin ”kunnollisissa” kolmiulotteisissa malleissa. Toisaalta monissa EMIC-malleissa on mukana sellaisia mallikomponentteja (esimerkiksi ilmastonmuutoksiin reagoiva kasvillisuus sekä karkeat hiilen kiertokulun ja mannerjäätiköiden mallit), jotka vielä nykyisin puuttuvat useimmista kolmiulotteisista ilmastomalleista. EMIC-mallit sopivat siksi erityisen hyvin pitkiin, jopa vuosituhansien mittaisiin ilmastosimulaatioihin, joissa kasvillisuuden, hiilen kiertokulun ja mannerjäätiköiden muutoksiin liittyvät hitaat palautteilmiot ovat tärkeitä. Niille on siksi käyttöä sekä ilmaston kaukaista tulevaisuutta arvioitaessa että esihistoriallisia ilmastonmuutoksia tutkittaessa.

7.5 Alueelliset ilmastomallit

Nykyisten maailmanlaajuisten ilmastomallien alueellinen erotuskyky on yleensä useita satoja kilometrejä. Esimerkiksi ilmastonmuutosten käytännön vaikutuksia tutkittaessa kaivattaisiin usein muutosten alueellisesta jakaumasta tarkempaa tietoa kuin nämä mallit pystyvät antamaan. Onkin kehitetty useita ns. *alueellistamismenetelmiä* (engl. *downscaling*), joiden avulla maailmanlaajuisten mallien tuloksista pyritään johtamaan maantieteellisesti tarkempaa tietoa. Yksi näistä menetelmistä on alueellinen ilmastomallitus.

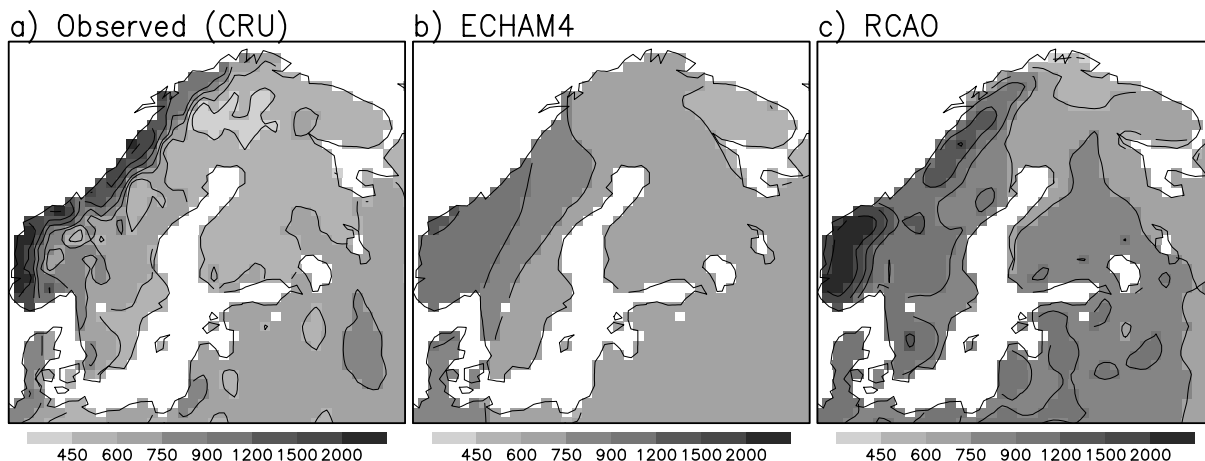
Monien maiden sääpalvelut käyttävät maailmanlaajuisten ilmakehämallien antamien numeeristen sääennusteiden lisäksi erotuskyvyltään tarkemmilla alueellisilla ilmakehämalleilla tehtyjä ennusteita. Esimerkiksi Suomessa käytetään Euroopan keskipitkien sääennusteiden keskuksen (ECMWF) maailmanlaajuisen mallin ohella alueellista HIRLAM-mallia. Alueellinen malli ei kuitenkaan pärjää yksinään, sillä se ei voi itse ennustaa millaista säätä kulkeutuu sen alueelle mallin oman laskenta-alueen ulkopuolelta. HIRLAM saa tämän puuttuvan tiedon (”reunaehdot”) aiemmasta ECMWF:n mallilla tehdystä ennusteesta. Periaate alueellisessa ilmastomallituksessa on sama: suhteellisen hienohilaista (hilaväli 20-50 km), mutta vain pienen osan maapallosta kattavaa alueellista ilmastomallia ajetaan käyttäen jostain aiemmasta, maailmanlaajuisella ilmastomallilla tehdystä kokeesta saatavia reunaehtoja (kuva 7.7).

Koska alueellinen ilmastomalli kattaa vain pienen osan maapallosta, sitä voidaan samoilla tietokone-resursseilla ajaa paljon tarkemmalla erotuskyvyllä kuin maailmanlaajuisia malleja. Niinpä ilmastoon vaikuttavat paikalliset maantieteelliset erityispiirteet (Pohjois-Euroopassa esimerkiksi Itämeri ja Kölivuoristo) erottuvat paljon paremmin alueellisissa kuin maailmanlaajuisissa malleissa. Alueelliset mallit pystyvät myös simuloimaan sääilmiöiden yksityiskohtia, esimerkiksi matalapaineiden hienorakennetta, tarkemmin kuin maailmanlaajuiset mallit.



Kuva 7.7. Vasemmalla: erään alueellisen ilmastomallin laskenta-alue. Oikealla: maan ja meren jakauma Pohjois-Euroopassa maailmanlaajuisen (yllä) ja alueellisen ilmastomallin näkemänä (alla).

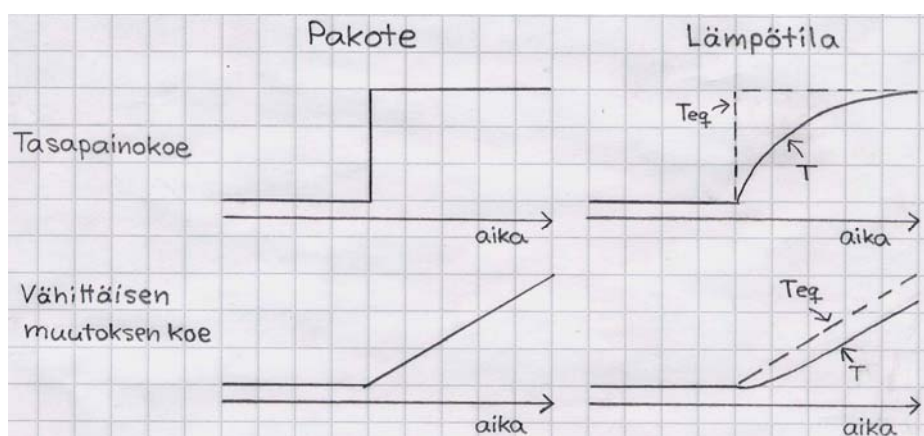
Alueelliset ilmastomallit simuloivat joitakin nykyisen ilmaston piirteitä, esimerkiksi sademäärän maantieteellisen jakauman yksityiskohtia, selvästi paremmin kuin maailmanlaajuiset mallit (kuva 7.8). Niiden tulokset riippuvat kuitenkin voimakkaasti reunaehdot antavasta maailmanlaajuisesta mallista. Niinpä samakin alueellinen malli voi antaa ilmastomuutoksista varsin erilaisia arvioita, kun sitä ajetaan eri maailmanlaajuisien ilmastomallien tuottamilla reunaehdoilla (esimerkki luvussa 8.7.3).



Kuva 7.8. Keskimääräinen vuotuinen sademäärä Pohjois-Euroopassa (a) havaintojen mukaan sekä (b) maailmanlaajuisella ECHAM4-mallilla ja (c) ruotsalaisen Rossby-keskuksen alueellisella RCAO-mallilla tehdyissä nykyilmastoa simuloivassa ajoissa. RCAO yliarvioi sademäärää pahemmin kuin ECHAM4, mutta muodoltaan sademäärän maantieteellinen jakauma muistuttaa enemmän havaittua RCAO-simulaatiossa.

7.6. Ilmastomalleilla tehtävät kokeet

Ilmastomalleilla voidaan tehdä monia erityyppisiä kokeita. Kokeiden kaksi päätyyppiä ovat *tasapainokokeet* ja *vähittäisen muutoksen kokeet* (kuva 7.9).



Kuva 7.9. Kaaviokuva tasapainokokeista ja vähittäisen muutoksen kokeista. Vasemmalla kokeissa käytetty ulkoisten olosuhteiden (esim. hiilidioksidipitoisuus) muutos, oikealla maapallon keskilämpötilan muutos ajan funktiona. T_{eq} tarkoittaa lämpötilanmuutosta joka saataisiin, jos ilmasto reagoisi ulkoisten olosuhteiden muutoksiin välittömästi, ilman merten lämpökapasiteetin aiheuttamaa viivettä.

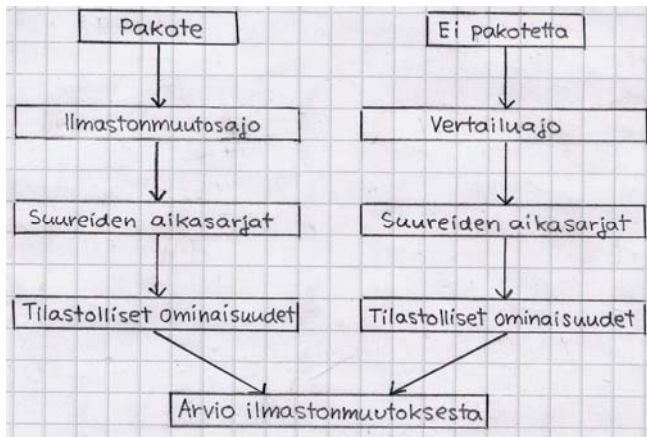
Tasapainokokeessa jotain ilmastoon vaikuttavaa ulkoista tekijää muutetaan yhtäkkisesti. Yleisin tasapainokokeissa käytetty ulkoinen pakote on ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistaminen. Mallin simuloima ilmasto ei kuitenkaan muutu yhtäkkisesti vaan vähitellen, sillä etenkin meriveden lämmittäminen vie runsaasti aikaa. Lopulta mallin ilmasto kuitenkin hakeutuu uuteen, alkupe-
räistä lämpimämpään tasapainotilaan.

Ilmaston täydellinen sopeutuminen hiilidioksidipitoisuuteen kaksinkertaistumiseen tapahtuu hitaasti, sillä valtamerten lämpeneminen ja merivirtojen muutokset vievät useita satoja tai jopa tuhansia vuosia. Tasapainokokeiden tekeminen kytketyillä kolmiulotteisilla ilmakehä-valtamerialueille vie siksi erittäin paljon laskenta-aikaa. Yksinkertaisemmilla malleilla, jotka sisältävät ilmakehän ohella vain merten 50-100 metriä paksun pintakerroksen, tasapainokokeita on sen sijaan helppo tehdä. Tällaiset mallit löytävät uuden tasapainonsa jo parissakymmenessä vuodessa. Merivirtojen mahdollisten muutosten vaikutusta ilmastoon ne eivät tosin osaa tietenkään ottaa huomioon.

Vähittäisen muutoksen kokeessa jotain ilmastoon vaikuttavaa ulkoista tekijää muutetaan vähitellen. Kokeet voivat olla joko idealisoituja tai realistisia. *Idealisoiduissa kokeissa* muutetaan yleensä vain ilmakehän hiilidioksidipitoisuutta, useimmiten eksponentiaalisesti 1% vuosivauhtia, jolloin se kaksinkertaistuu 70 vuodessa. *Realistisissa kokeissa* ilmakehän koostumusta muutetaan mahdollisimman tarkkaan sillä tavoin kuin sen ajatellaan muuttuvan vaikkapa seuraavan sadan vuoden aikana, esimerkiksi jonkin SRES-päästöskenaarion mukaan. Hiilidioksidin lisäksi tällaisissa kokeissa otetaan huomioon myös muut kasvihuonekaasut (CH₄, N₂O, O₃ jne.) ja usein myös rikki- ym. hiukkaset. Usein nämä kokeet aloitetaan jo menneisyydestä, esimerkiksi 1800-luvun loppupuolelta, mikä tarjoaa mahdollisuuden verrata mallin nykypäivään mennessä simuloimia ilmastonmuutoksia havaintoihin. Vähittäisen muutoksen kokeet vaativat kolmiulotteisen valtameriosamallin sisältävää ilmastomallia, sillä merten suuren lämpökapasiteetin lämpenemisessä aiheuttama viive voidaan ottaa huomioon vain tällaisella mallilla.

Sekä realistiset että idealisoidut kokeet ovat hyödyllisiä. Realistiset kokeet voivat periaatteessa antaa tarkempaa tietoa ilmaston tulevista muutoksista, *olettaen että käytetty malli on hyvä ja valittu päästöskenaario vastaa todellisuutta*. Idealisoidut kokeet taas soveltuvat paremmin eri mallien käyttäytymisen vertailuun, koska ne on helppo toistaa samanlaisina eri malleilla. Yksinkertaisuudestaan huolimatta ne voivat myös antaa ainakin kvalitatiivisesti järkevää tietoa tulevien ilmastonmuutosten suuruusluokasta ja maantieteellisestä jakaumasta.

Tietyn ulkoisen pakotteen aiheuttamien ilmastonmuutosten arviointi vaatii kyseisen pakotteen sisältävän *ilmastonmuutosajon* lisäksi tietoa siitä, millainen mallin simuloima ilmasto olisi ilman tätä pakotetta. Tätä varten tehdään usein erillinen *vertailuajo* josta mainittu pakote puuttuu (kuva 7.10). Vaihtoehtoisesti voidaan verrata keskenään kahta vähittäisen muutoksen kokeen eri jaksoa, joiden aikana pakotteen voimakkuus on erilainen (tästä esimerkki luvun 7.7 kuvassa 7.11). Ilmastonmuutosajon tuloksia ei pidä koskaan verrata suoraan havaintoihin, sillä mallin simuloima "nykyilmasto" eroaa aina enemmän tai vähemmän todellisesta ilmastosta.



Kuva 7.10. Ilmastonmuutosten arviointi ilmastonmuutosajon ja vertailuajon erojen perusteella. Erillisen vertailuajon tekemisen sijasta voidaan myös verrata kahta vähittäisen muutoksen kokeen eri jaksoa keskenään (kuva 7.11).

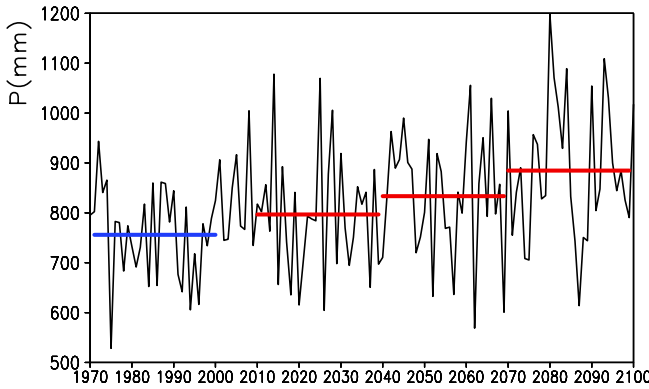
7.7 Mallikokeiden tulosten tulkinta: signaalin erottaminen hälystä

Kuten todellisuudessaakin, ilmasto vaihtelee kolmiulotteisissa ilmastomalleissa myös ilman mitään ulkoista syytä, ilmastojärjestelmän oman epälineaarisen dynamiikan takia. Voidaan kirjoittaa

$$\Delta X = S + N \quad (7.6)$$

missä ΔX on mallin simuloima muutos (ilmastonmuutosajon ja vertailuajon välinen ero esimerkiksi keskimääräisessä lämpötilassa), N ilmaston sisäisen dynamiikan synnyttämän satunnaisen vaihtelun osuus ("häly") ja S ("signaali") kuvaa muutosta joka saataisiin, jos häly pystyttäisiin jollakin tapaa kokonaan poistamaan. Yhtälö kertoo muun muassa sen, että ilmastonmuutosajon ja vertailuajon tulokset eroaisivat toisistaan siinäkin tapauksessa, ettei ilmastonmuutosajossa käytetyllä ulkoisella pakotteella olisi mitään todellista vaikutusta ilmastoon (eli $S = 0$). Käytännössä signaalia ja hälyä ei voida erottaa toisistaan täydellisesti millään keinolla. Hälyn suuruutta voidaan kuitenkin arvioida tilastollisesti.

Kuvassa 7.11 on esimerkkinä vuoden sademäärän kehitys Helsinkiä lähimmässä hilapisteessä EC-HAM5-mallilla tehdyssä, A1B-päästöskenaarioon (ks. luku 6.2). perustuvassa kokeessa. Kasvihuoonekaasujen lisääntymisen takia sademäärä yleensä ottaen nousee ilmastonmuutosajon loppua kohti. Koska sademäärä vaihtelee voimakkaasti vuodesta toiseen, ilmakehän koostumuksen muutosten vaikutusta ei kuitenkaan ole helppo arvioida tarkasti. Selvästikään sitä ei pidä yrittää arvioida vain jonkin yksittäisen vuoden sademäärää tutkimalla – vielä 2080-luvullakin on vuosia, jolloin sademäärä on kokeessa selvästi pienempi kuin useimpina vuosina 1900-luvun lopulla. Kun mallituloksista otetaan pidemmän ajan keskiarvo, satunnaisvaihtelun vaikutus pienenee. Kuvaan 7.11 on merkitty vaakaviivoilla sademäärän keskiarvot neljänä eri 30-vuotisjaksona. Lähimenneisyyttä edustavana jaksolla 1971-2000 mallissa satoi keskimäärin 756 mm vuodessa, tulevaa ilmasto edustavina jaksoina 2010-2039, 2040-2069 ja 2070-2099 taas vastaavasti 797, 833 ja 885 mm vuodessa. Vuosina 2010-2039 sademäärä on siis mallissa keskimäärin 41 mm eli 5% suurempi kuin "vertailujakson" 1971-2000 aikana, vuosina 2040-2069 taas 77 mm eli 10% suurempi ja vuosina 2070-2099 jo 129 mm eli 17% suurempi. Kuva havainnollistaa myös, miksi muutosta ei pidä arvioida vertaamalla simuloituja tulevan ilmaston sademääriä suoraan havaintoihin: vuosien 1971-2000 sademäärä on mallissa satakunta millimetriä korkeampi kuin Helsingin havaittu sademäärä (n. 650 mm) saman 30-vuotisjakson aikana. Ero on suurempi kuin simuloitujen sademäärien ero vuosien 1971-2000 ja 2040-2069 välillä.



Kuva 7.11. Vuoden sademäärän vaihtelu Helsinkiä lähimmässä hilapisteessä EC-HAM5-mallilla tehdyssä, A1B-päästökennarioon perustuvassa ajossa. Vaakaviivat kuvaavat jaksojen 1971-2000, 2010-2039, 2040-2069 ja 2070-2099 keskiarvoja.

Simuloidun ilmastomuutoksen sanotaan olevan *tilastollisesti merkitsevä*, jos muutos on niin suuri, että puhdas sattuma yksinään synnyttäisi näin suuria muutoksia vain harvoin, esimerkiksi alle 5% todennäköisyydellä. Keskiarvojen muutosten tilastollista merkitsevyyttä voidaan useimmiten arvioida melko hyvin ns. *t-testillä*. Testiä sovellettaessa lasketaan suure

$$t = \frac{\overline{X_2} - \overline{X_1}}{V^{1/2}} \quad (7.7)$$

missä $\overline{X_1}$ ja $\overline{X_2}$ ovat tarkasteltavan suureen keskiarvot vertailujakson ja muuttunutta ilmastoa edustavan jakson aikana. V on hälyyn liittyvän satunnaisen virheen voimakkuutta kuvaava varianssi. Jos tarkasteltavan suureen peräkkäisten vuosien arvot voidaan olettaa toisistaan riippumattomiksi, V voidaan arvioida kaavasta

$$V = \left(\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2} \right) \left(\frac{(N_1 - 1)s_1^2 + (N_2 - 1)s_2^2}{N_1 + N_2 - 2} \right) \quad (7.8)$$

missä N_1 ja N_2 ovat vertailujakson ja ilmastomuutosjakson aikakeskiarvoja laskettaessa käytettyjen vuosien lukumäärät. s_1 on tarkasteltavan suuren vuosienvälinen keskihajonta vertailujakson ja s_2 vastaava keskihajonta muuttunutta ilmastoa edustavan jakson aikana (tilastotoiminnot osaavasta laskimesta nämä saadaan näppäimellä σ_{n-1}). Käytännössä peräkkäisten vuosien säät eivät ole täysin toisistaan riippumattomia, vaan esimerkiksi lämmintä vuotta seuraa useimmilla alueilla hiukan todennäköisemmin toinen lämmin vuosi kuin kylmä vuosi. Tällöin yhtälö (7.8) aliarvioi V :tä, jolloin yhtälön (7.7) antama t -arvo kasvaa liian suureksi. Kun tarkastellaan jonkin yksittäisen maapisteen lämpötilaa tai sademäärää, virhe on kuitenkin useimmiten melko pieni. Esimerkiksi koko maapallon keskilämpötilaa tutkittaessa peräkkäisten vuosien välinen korrelaatio on sen sijaan niin vahva, että se on pakko ottaa huomioon. Sama pätee myös yksittäisten pisteiden lämpötiloille merialueilla, missä ilmastojärjestelmän “muisti” on veden suuren lämpökapasiteetin vuoksi pidempi kuin mantereilla.

Yleensä muutosten voidaan sanoa olevan tilastollisesti merkitseviä, kun $|t| > 2$. Jos todellinen ilmastomuutossignaali $S = 0$ ja sattuman aiheuttamat virheet ovat suunnilleen normaalisti jakautuneita, todennäköisyys saada $t < -2$ tai $t > 2$ on näet yhteensä noin 5%¹⁶. Jos esimerkiksi tarkastellaan sademäärän muuttumista lähitulevaisuudessa kuvan 7.11 mallikokeen perusteella, saadaan $\overline{X_1} = 756$ mm, $s_1 = 94$ mm ja $N_1 = 30$ (vertailujakso 1971-2000) sekä $\overline{X_2} = 797$ mm, $s_2 = 122$ mm ja $N_2 = 30$ (vuodet 2010-2039). Näin siis $\overline{X_2} - \overline{X_1} = 41$ mm, $V = 791$ mm² ja $t = 1.46$, eli sademäärän muutos ei vielä

¹⁶ Jos varianssi V tiedettäisiin tarkasti, 95% sattuman synnyttämistä t -arvoista olisi välillä $-1.96 - 1.96$. Koska V joudutaan arvioimaan yhtälöllä (7.8) rajallisesta otoksesta, sen arviointiin liittyvä virhe levittää sattuman synnyttämien t -arvojen todennäköisyysjakauman hivenen laajemmaksi (Havaintojen tilastollisen käsittelyn kurssi). Jakauma leviää sitä enemmän, mitä vähemmän vuosia (suure $N_1 + N_2 - 2$) on käytettävissä varianssin V arviointiin.

ole tilastollisesti merkitsevä. Ero jaksojen 1971-2000 ja 2010-2039 simuloitujen keskisademäärien välillä voisi siis tämän laskelman valossa johtua myös sattumasta. Todennäköisesti näin ei kuitenkaan ole, sillä sateet lisääntyvät mallissa edelleen 2000-luvun loppua kohti. Sijoittamalla yhtälöihin 7.7 ja 7.8 jakson 2070-2099 tiedot $\overline{X}_2 = 885$ mm ja $s_2 = 138$ mm saadaan $\overline{X}_2 - \overline{X}_1 = 129$ mm, $V = 939$ mm² ja $t = 4.21$. Nyt muutos on jo ilmiselvästi merkitsevä, eli keskisademäärän kasvua jaksosta 1971-2000 jaksoon 2070-2099 voi tuskin mitenkään selittää pelkällä sattumalla.

Todellisen ilmastonmuutoksen erottaminen hälystä helpottuu signaalin voimistuessa ja hälyn pienenemisen. Signaalin voimakkuus on verrannollinen kokeessa käytetyn ulkoisen pakotteen voimakkuuteen. Esimerkiksi kuvan 7.11 malliajossa sademäärät erosivat 1900-luvun lopun sademäärästä enemmän 2000-luvun lopussa kuin alussa, koska kasvihuonekaasuja lisättiin mallin ilmakehään vähitellen yhä enemmän. Häly taas kasvaa yhtälön (7.8) mukaisesti sitä suuremmaksi, mitä lyhyemmän jakson keskiarvoja ilmastonmuutosten arviointiin käytetään. Alle 20 vuoden keskiarvojen käyttöä pitäisi siksi yleensä välttää.

Signaalin ja hälyn suhde riippuu myös tarkasteltavasta suureesta. Yleensä lämpötilan muutokset erottuvat mallikokeissa hälystä paljon selvemmin kuin kuvassa 7.11 esimerkkinä käytetyn sademäärän, tuulisuuden yms. suureiden muutokset. Koko maapallon keskilämpötila vaihtelee satunnaisesti vielä paljon vähemmän kuin lämpötila jossain yksittäisessä pisteessä, joten sen muutosten erottaminen hälystä on erityisen helppoa. Toisaalta yksittäisten kuukausien tai vuodenaikojen sääolot vaihtelevat vuodesta toiseen enemmän kuin kokonaisen vuoden keskimääräiset sääolot, toki jonkin verran suureesta ja vuodenajasta riippuen. Esimerkiksi Suomessa talvilämpötilat vaihtelevat vuodesta toiseen paljon kesälämpötiloja enemmän.

Yksi keino hälyn vähentämiseen ovat *ryväskokeet (ensemble simulations)*. Ryväskoe koostuu useasta (yleensä 3-4, joskus enemmänkin) malliajosta, joissa kaikissa käytetään samaa ulkoista pakotetta. Ajot aloitetaan kuitenkin erilaisista alkutiloista, minkä seurauksena satunnaisvaihtelun yksityiskohdat eroavat ajosta toiseen. Kun samaan ryppäeseen kuuluvien ajojen tuloksista otetaan keskiarvo, satunnaisvaihteluun liittyvä häly vähenee, sillä esimerkiksi kylmät ja lämpimät sääjaksot osuvat eri ajoissa yleensä eri vuosiin. Yhteinen, pakotteeseen liittyvä ilmastonmuutossignaali jää sen sijaan jäljelle sellaisenaan.

Ilmasto vaihtelee satunnaisesti vuodesta ja vuosikymmenestä toiseen todellisuudessaakin. Vaikka ilmakehän koostumuksen muutoksen aiheuttama ilmastonmuutossignaali pystyttäisiinkin arvioimaan jollakin mallilla täydellisesti (esim. tekemällä äärettömän iso ryväskoe), tulokseksi ei siis kuitenkaan saataisi täydellistä ilmastoennustetta. Lisäksi malleissa on virheitä ja arviot ilmakehän koostumuksen tulevista muutoksista ovat epätarkkoja, joten mallin simuloima ilmastonmuutossignaali voi jo sinällään olla pielessä.

8. Odotettavissa olevat ilmastonmuutokset mallien mukaan

Tässä luvussa pyritään antamaan mallituloksiin pohjautuva yleiskuva siitä, miten maapallon ilmaston odotetaan muuttuvan lähimpien vuosikymmenten ja -satojen aikana, olettaen että ilmakehän koostumus muuttuu sillä tavoin kuin tämänhetkisten päästöskenaarioiden valossa on todennäköistä. Monet näiden ennusteiden yksityiskohdat voivat toki muuttua ajan myötä, sitä mukaa kun ilmastomallit tarkentuvat ja arviot ilmakehän koostumuksen muutoksista muuttuvat. Esimerkiksi jos kasvihuonekaasujen päästöjä pystyttäisiin vähentämään tämänhetkisiä arvioita pienemmiksi, myös ilmastonmuutokset jäisivät luultavasti tässä luvussa kuvattuja pienemmiksi. Luku perustuu pääosin Hallitustenvälisen Ilmastonmuutospaneelin neljännen arviointiraporttiin (Solomon ym. 2007), mutta apuna on käytetty myös monia muita lähteitä.

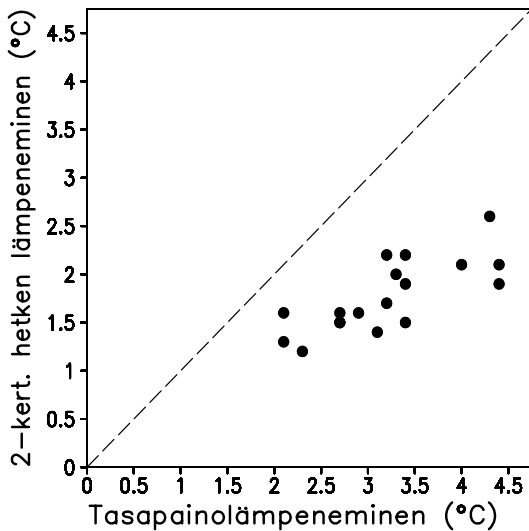
8.1 Keskilämpötilan muutos

Kasvihuonekaasujen lisääntymisen aiheuttaman positiivisen säteilypakotteen voimistuessa maapallon keskimääräinen pintalämpötila nousee. Muutoksen suuruudesta ja nopeudesta ei voida vielä antaa tarkkaa ennustetta, mutta todennäköisesti maapallo lämpenee tällä vuosisadalla selvästi nopeammin kuin 1900-luvulla. Lämpötilan muutosten odotetaan vaihtelevan varsin paljon maapallon eri alueiden välillä, mutta ilmeisesti keskilämpötila kuitenkin nousee jokseenkin kaikkialla. Alla tarkastellaan lämpötilanmuutoksia kolmentyyppisissä mallikokeissa: (i) tasapainokokeissa, joissa ilmakehän hiilidioksidipitoisuus on kaksinkertaistettu, (ii) idealisoiduissa vähittäisen muutoksen kokeissa, joissa hiilidioksidia lisätään ilmakehään eksponentiaalisesti 1% vuodessa ja (iii) SRES-päästöskenaarioihin perustuvissa vähittäisen muutoksen kokeissa.

8.1.1 Tasapainokokeet ja idealisoidut vähittäisen muutoksen kokeet

Hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aiheuttama muutos maapallon keskilämpötilassa on ilmastonmuutoskeskustelussa keskeinen suure. Sillä voidaan kuitenkin tarkoittaa kahta eri asiaa, joita ei pidä sotkea keskenään:

1. Muutosta, joka seuraa hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisesta, kunhan maapallon ilmasto on kerinnyt hakeutua uudelleen tasapainoon. Tämä muutos on arvioitavissa helpoimmin luvussa 7.3 kuvatuilla malleilla, joissa valtameristä on mukana vain niiden pintakerros. Tätä lukua kutsutaan usein herkkyysparametriksi, vaikka tämä nimitys oikeastaan onkin varattu yhtälön (2.10) suurelle λ_R . Yksikäsitteisempi nimi sille on hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aiheuttama *tasapainolämpeneminen*.
2. Muutosta hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aikoihin, kun hiilidioksidia lisätään ilmakehään vähitellen. Tämä muutos arvioidaan kolmiulotteisia kytkettyjä ilmakehä-valtameri-malleja käyttäen. Muutos riippuu jonkin verran siitä, kuinka nopeasti hiilidioksidia lisätään. Tavaksi on tullut määrittää se kokeista, joissa hiilidioksidia lisätään eksponentiaalisesti 1% vuosivauhtia ja sen pitoisuuden kaksinkertaistuminen vie siten 70 vuotta. Tätä lukua (engl. *transient climate response*) kutsutaan alla *kaksinkertaistumishetken lämpenemiseksi*.



Kuva 8.1. Hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aiheuttama tasapainolämpeneminen (vaaka-akseli) ja kaksinkertaistumishetken lämpeneminen (pystyakseli) 17 eri ilmastomallissa. Lukuarvot on poimittu Solomonin ym. (2007) taulukosta 8.2.

Sekä tasapainolämpeneminen että kaksinkertaistumishetken lämpeneminen vaihtelevat melkoisesti mallista toiseen. Kuvan 8.1 17 ilmastomallille edellisen vaihteluväli on 2.1-4.4°C. Kaksinkertaistumishetken lämpeneminen taas vaihtelee välillä 1.2-2.6°C. Se on kaikissa malleissa selvästi tasapainolämpenemistä pienempi, joskin ero vaihtelee mallista toiseen. Valtamerten (ja paljon vähemmissä määrin ilmastojärjestelmän muiden osien) lämpökapasiteetin takia ilmasto ei voi reagoida hiilidioksidin lisääntymiseen välittömästi, vaan lämpötilan nousu laahaa hiilidioksidipitoisuuden lisääntymisen jäljessä (kuvan 7.9 oikea puoli). Oheinen laatikko selittää asiaa lämpötilan näkökulmasta.

Laatikko 6. Tasapainolämpeneminen, kaksinkertaistumishetken lämpeneminen ja maapallon lämpötila

Hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistuminen vähentää maapallolta avaruuteen karkaavaa lämpösäteilyä määrällä $\Delta Q \approx 4 \text{ Wm}^{-2}$. Syntyvä säteilyepätasapaino johtaa ilmaston lämpenemiseen, mikä puolestaan lisää avaruuteen karkaavaa lämpösäteilyä. Ilmaston hakeuduttua uuteen tasapainotilaan lämpenemisen aiheuttama lämpösäteilyn voimistuminen kumoaa kokonaan alkuperäisen säteilypakotteen. Tällöin pätee

$$\Delta Q - \Delta T_a / \lambda_R = 0 \Leftrightarrow \Delta T_a = \lambda_R \Delta Q$$

missä λ_R on ilmaston herkkyysparametri. Niin kauan kuin ilmastomuutos on kesken, osa säteilypakotteen tuomasta lisäenergiasta kuitenkin kuluu ilmastojärjestelmän eri osien, ennen muuta valtamerien lämmittämiseen. Pinnan ja ilmakehän lämpeneminen (ΔT_a) jää tietysti tällöin pienemmäksi kuin tasapainotilassa. Luvun 7.4 merkintöjä käyttäen pätee

$$\Delta Q - \Delta T_a / \lambda_R = \sum (C_X \frac{d\Delta T_X}{dt}) > 0$$

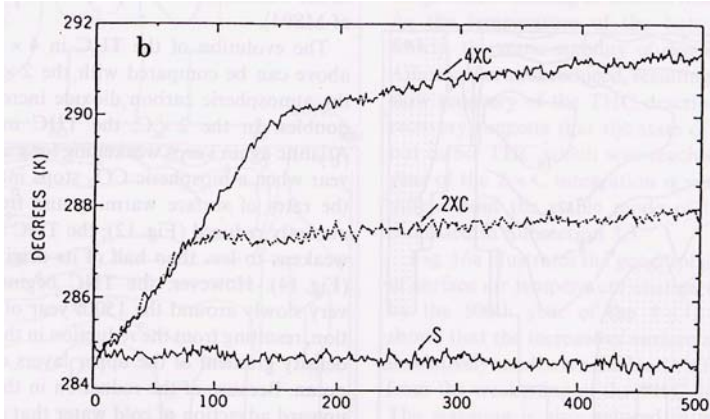
mistä voidaan ratkaista

$$\Delta T_a = \lambda_R \left(\Delta Q - \sum (C_X \frac{d\Delta T_X}{dt}) \right) < \lambda_R \Delta Q$$

Todellisuudessa tilanne voi olla jonkin verran monimutkaisempi. Eräiden mallikokeiden tulosten valossa näyttää siltä, ettei herkkyysparametri λ_R ole tosiasiasa vakio, vaan se voi joko pienentyä tai kasvaa (suunnasta ei ole varmuutta) ilmaston muuttuessa. Tämä selittää osaltaan, miksi kaksinkertaistumishetken lämpenemisen ja tasapainolämpenemisen ero vaihtelee melko paljon mallista toiseen (kuva 8.1).

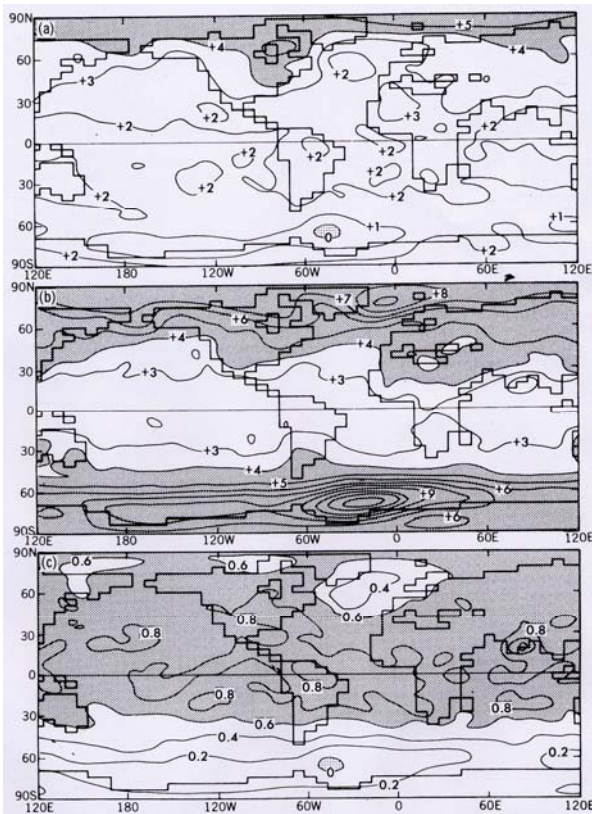
Kuvassa 8.2 on tuloksia mallikokeista, joissa hiilidioksidipitoisuus ensin vähitellen kaksinkertaistettiin (70 vuodessa) tai nelinkertaistettiin (140 vuodessa). Tämän jälkeen se pidettiin ennallaan. Maa-

pallon lämpeneminen ei pysähdy malli-ilmakehän koostumuksen vakiintuessa, vaan se jatkuu tämän jälkeen hitaampana useita satoja vuosia – kokeissa käytetyt mallit siis lähestyvät vähitellen omaa tasapainolämpötilan muutostaan. Näin kävisi todellisuudessaakin. Vaikka kasvihuonekaasujen lisääntyminen ilmakehässä saataisiinkin joskus tulevaisuudessa pysähtymään, lämpeneminen jatkuisi vielä pitkään sen jälkeenkin.

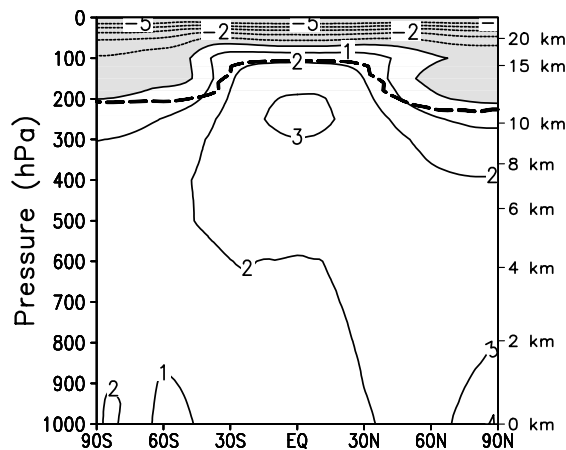


Kuva 8.2. Maapallon keskilämpötilan kehitys kolmessa GFDL:n (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) ilmastomallilla tehdyssä kokeessa. Kokeessa “S” ilmakehän hiilidioksidipitoisuus pidettiin vakiona, kokeessa “2XC” se kaksinkertaistettiin 70 vuodessa ja pidettiin tämän jälkeen vakiona, ja kokeessa “4XC” se nelinkertaistettiin 140 vuodessa ja pidettiin tämän jälkeen vakiona (Manabe ja Stouffer 1999).

Myös lämpötilan muutosten maantieteellinen jakauma on tasapainokokeissa ja vähittäisen muutoksen kokeissa osittain erilainen (kuva 8.3). Kaksinkertaistumishetken lämpeneminen on tasapainolämpenemistä vähäisempää kaikkialla, mutta ero on erityisen suuri Eteläisellä valtamerellä Etelämanneren pohjoispuolella ja jossain määrin itse Etelämannerellakin. Tasapainokokeissa molemmat napaluudet lämpenevät suunnilleen yhtä paljon, mutta vähittäisen muutoksen kokeissa eteläinen napa-alue lämpenee paljon pohjoista vähemmän. Kaksinkertaistumishetken lämpenemisen ja tasapainolämpenemisen ero on varsin suuri myös Pohjois-Atlantin pohjoisosissa.



Kuva 8.3. Yhdysvaltalaisen Geophysical Fluid Dynamics Laboratoryn ilmastomallilla simuloitu (a) hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumishetken lämpeneminen, (b) vastaava tasapainolämpeneminen ja (c) kaksinkertaistumishetken lämpenemisen suhde tasapainolämpenemiseen (Manabe ym. 1991). Huomaa, että lämpenemisen suuruus ja alueellinen jakauma vaihtelevat jonkin verran mallista toiseen.



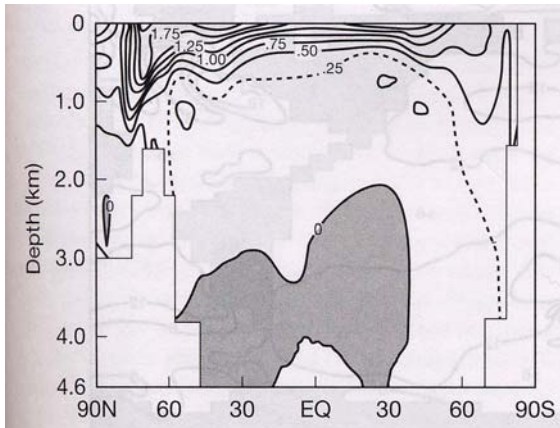
Kuva 8.4. Ilman lämpötilan muutos leveyspiirin ja korkeuden funktiona hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aikaan keskiarvona 16 eri ilmastomallin tuloksista. Paksu katkoviiva kertoo tropopaussin likimääräisen sijainnin.

Ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden kasvu lämmittää malleissa maapallon pinnan ohella myös koko troposfääriä. Lämpötilanmuutosten leveyspiirijakauma on kuitenkin vapaassa ilmakehässä erilainen kuin pinnalla (kuva 8.4). Pohjoisella napa-alueella, missä pintalämpötila nousee eniten, lämpeneminen heikkenee ylöspäin. Tropiikissa käy päinvastoin¹⁷. Ylätroposfäärissä päiväntasaajan ja napa-alueiden välinen lämpötilaero siis kasvaa, mutta pohjoisella pallonpuoliskolla pinnan lähellä käy päinvastoin. Asialla on merkitystä pohdittaessa, miten säähäiriötoiminta ja myrskyisyys muuttuvat ilmaston lämmitessä (luku 8.7.3). Lämpenemisen jakauma on ainakin kvalitatiivisesti samankaltainen jotakuinkin kaikissa ilmastomalleissa.

Stratosfäärissä lämpötila sen sijaan laskee hiilidioksidin lisääntyessä. Kuten luvussa 4.2 todettiin, tämä voi viivyttää stratosfäärin otsonikadon hellittämistä napa-alueilla. Toisaalta otsonipitoisuuden muutokset itsessään vaikuttavat stratosfäärin lämpötilaan voimakkaasti, siten että stratosfääri pyrkii lämpenemään otsonin lisääntyessä.

Merivesi lämpenee vähittäisen muutoksen kokeissa nopeimmin aivan pinnan lähellä (kuva 8.5). Tropiikissa ja vielä keskileveysasteillakin lämpeneminen vaimenee syvemmälle mentäessä hyvin jyrkästi, Eteläisellä valtamerellä ja Pohjois-Atlantin pohjoisosissa sen sijaan selvästi loivemmin. Viimeksi mainituilla merialueilla pintaveden ja syvemmillä olevien vesikerrosten välinen tiheysero on pieni ja vesi sekoittuu siksi pystysuunnassa tehokkaasti, joten lämpeneminenkin leviää pinnalta nopeasti alaspäin. Matalammilla leveysasteilla vesi sen sijaan sekoittuu pystysuunnassa heikosti, koska lämmin pintavesi on paljon kevyempää kuin syvemmillä oleva kylmä vesi. Siksi syvemmillä oleva vesi lämpenee näillä alueilla hyvin hitaasti. Aivan pinnassa tilanne on päinvastainen: Eteläinen valtameri ja pohjoinen Pohjois-Atlanti lämpenevät muita merialueita hitaammin, juuri siksi että pinnalta siirtyy runsaasti lämpöä syvemmälle. Pohjois-Atlantilla lämpenemistä hidastaa monissa malleissa myös lämpöä pohjoiseen kuljettavien merivirtojen (Golf-virta ja sen jatko-osat) heikentyminen (luku 8.6).

¹⁷ Tämä johtuu siitä, että voimakas konvektio pitää lämpötilan pystyjakauman päiväntasaajan lähellä troposfäärissä suunnilleen kostea-adiabaattisena. Lämpötilan noustessa kostea-adiabaattinen lämpötilavähete pienenee (kurssi Ilmakehän termodynamiikka). Niinpä lämpenemisen on voimistuttava ylöspäin.

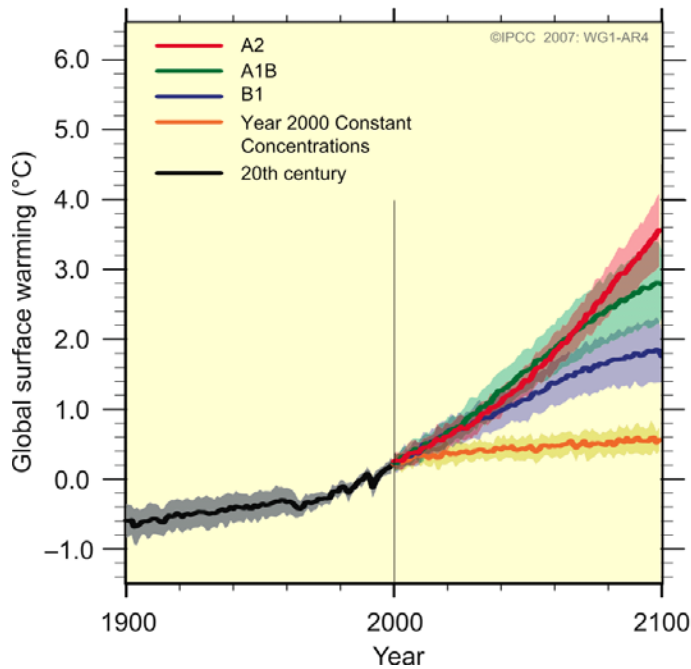


Kuva 8.5. Meriveden lämpötilan leveyspiirikeskiarvojen muutos eräissä ilmastomallissa ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aikaan. Samanarvonkäyrät 0.25°C välein (Bryan 1996).

8.1.2 Realistisiin päästöskenaarioihin perustuvat kokeet

Arvioitaessa todellisella maapallolla tapahtuvia lämpötilanmuutoksia pitää ottaa hiilidioksidin lisäksi huomioon myös muut kasvihuonekaasut ja ilmakehän hiukkaset. Kuvasta 8.6 nähdään maapallon keskilämpötilan kehitys kuluvalla vuosisadalla kolmeen eri SRES-skenaarioon (B1, A1B ja A2) perustuneissa mallikokeissa. 2000-luvun alkuvuosikymmeninä, jolloin skenaarioiden väliset erot päästöjen suuruudessa ja ilmakehän koostumuksessa ovat vielä pieniä (kuvat 6.1-6.2), myös simuloidut lämpötilanmuutokset ovat lähes skenaariosta riippumattomia. Keskimäärin mallit ennustavat maapallon lämpenevän lähivuosikymmeninä noin 0.2°C kymmentä vuotta kohti, eli suunnilleen samaa vauhtia kuin se on lämmennyt viimeisten 30 vuoden aikana. Vuosisadan puolivälistä alkaen skenaarioiden erot kuitenkin kasvavat nopeasti. Suuret ja alati kasvavat kasvihuonekaasupäästöt oletettava A2-skenaario johtaa malleissa keskimäärin noin 3.5°C :n lämpenemiseen vuoteen 2100 mennessä, kun nollakohtana käytetään jakson 1980-1999 keskilämpötilaa. Paljon optimistisempaan B1-skenaarioon perustuvissa kokeissa lämpeneminen jää taas useimmissa malleissa alle 2°C :een.

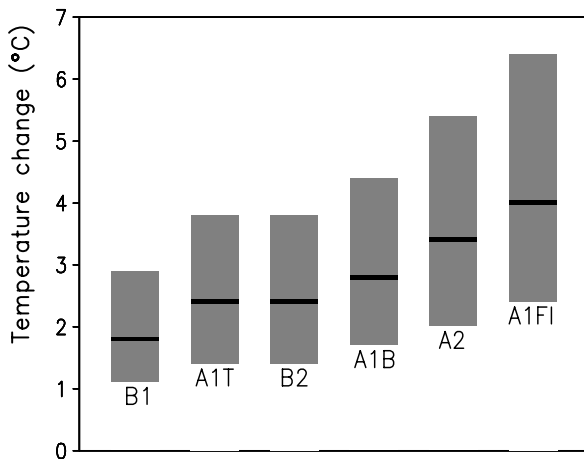
Kuvassa 8.6 on myös mukana tuloksia kokeista, joissa oletettiin epärealistisesti ilmakehän koostumuksen vakiintuneen jo vuonna 2000. Kokeet havainnollistavat valtameren hitaaseen lämpiämiseen liittyvää viivettä: vaikka kasvihuonekaasujen pitoisuudet eivät enää kasvakaan, lämpötila nousee vuodesta 2000 vuoteen 2100 puolisen astetta.



Kuva 8.6. Maapallon keskimääräisen pintalämpötilan kehitys v. 1900-2100 ilmastomallikokeissa. Paksut viivat kuvaavat kaikkien käytettävissä olleiden mallien tulosten keskiarvoa ja varjostus mallien välistä vaihtelua (yksi keskihajonta keskiarvon molemmin puolin, eli noin kaksi kolmasosaa mallien tuloksista osuu tälle alueelle). 1900-luvun ilmastoa simuloitaessa malleille annettiin syöttötietona havaintoihin perustuvat arviot muutoksista ilmakehän koostumuksessa ja auringon säteilytehossa sekä tulivuoritoiminnasta. Vuoden 2000 jälkeen simulaatioita jatkettiin kolmen eri SRES-skenaarion (A2, A1B ja B1) mukaisia ilmakehän koostumuksen muutoksia käyttäen. Lisäksi tehtiin kokeita, joissa kasvihuonekaasujen pitoisuuksien kasvun kuviteltiin lakanneen jo vuonna 2000 (alin käyrä). Lämpötilan muutokset on laskettu eroina vuosien 1980-1999 keskiarvoon nähden (Solomon ym. 2007, kuva SPM.5).

Kuvassa 8.6 ovat mukana vain ne kolme päästöskenaariota, joiden seurauksia on yleisimmin tutkittu kolmiulotteisten ilmastomallien avulla. Kattavampi arvio eri päästöskenaarioiden toteutuessa tapahtuvista lämpötilanmuutoksista esitetään kuvassa 8.7. Laskelman mukaan pienimmät kasvihuonekaasupäästöt olettava B1-skenaario johtaisi kuluvan vuosisadan aikana 1.1-2.9°C lämpenemiseen, parhaan arvion ollessa 1.8°C. Suurimmat päästöt olettavalle A1FI-skenaariolle lämpeneminen olisi yli kaksinkertainen: epävarmuusväli 2.4-6.4°C ja paras arvio 4.0°C.

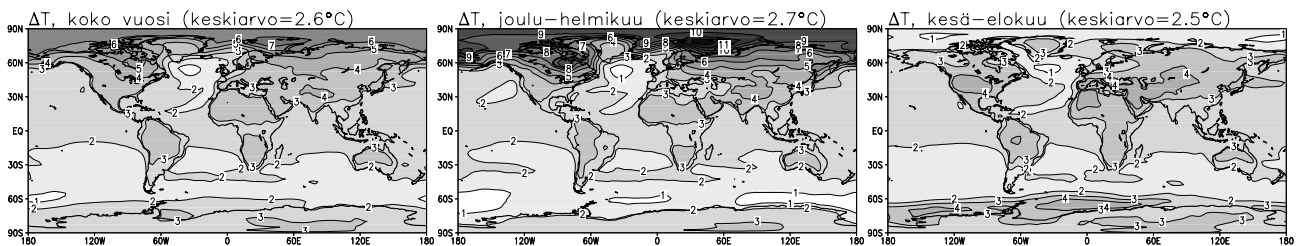
Epävarmuusvälit ovat leveämpiä kuvassa 8.7 kuin 8.6, sillä kuvan 8.7 laskelmassa epävarmuutta käsitellään perusteellisemmin. Kaikissa kuvan 8.6 tiettyyn SRES-skenaarioon perustuvissa mallikokeissa oletettiin ilmakehän koostumuksen muuttuvan samalla tavalla, eli esimerkiksi hiilen kiertokulkuun liittyvää epävarmuutta ei otettu huomioon. Kuvassa 8.7 hiilen kiertokulkuun liittyvä epävarmuus sen sijaan on mukana. Epävarmuusvälit ovat epäsymmetrisiä, siten että yläraja on kauempana parhaasta arviosta kuin alaraja, koska vahvistavat palauteilmiöt voivat ruokkia itse itseään. Esimerkiksi jos maapallon lämpeneminen kasvattaa ilman hiilidioksidipitoisuutta korkeammaksi kuin ihmiskunnan päästöt yksinään edellyttäisivät, tämä voimistaa lämpenemistä edelleen, jolloin hiilidioksidipitoisuus nousee vieläkin enemmän jne. Jos taas hiilen kiertokulkuun liittyvä palaute olisi vastoin nykyäsitästä lämpenemistä vaimentava, sen merkitys jäisi kuitenkin pienemmäksi, koska lämpötilakin nousisi vähemmän.



Kuva 8.7. Maapallon keskilämpötilan muutos 1900-luvun lopulta (jakson 1980-1999 keskiarvo) 2090-luvulle (jakson 2090-2099 keskiarvo) Solomonin ym. (2007) mukaan. Palkit kuvaavat muutoksen epävarmuusväliä, mustat vaakaviivat parasta arviota. Arviot perustuvat sekä kolmiulotteisten että yksinkertaisempien ilmastomallien tuloksiin, ja huomioon on otettu myös hiilen kiertokulkuun liittyvä epävarmuus.

Jo B1-päästöskenaariolle lasketun epävarmuusvälin alarajan (1.1°C) mukainen lämpeneminen olisi puolitoistakertainen viimeisten sadan vuoden aikana tapahtuneeseen lämpenemiseen verrattuna. A1FI-skenaariolle laskettu yläraja (6.4°C) taas tarkoittaisi todella hurjaa lämpötilan nousua: muutos maapallon keskilämpötilassa olisi samaa luokkaa ellei peräti suurempi kuin ero nykyhetken ja 20 000 vuotta sitten vallinneen viime jääkauden kylmimmän vaiheen välillä.

Lämpötilan muutosten alueellinen jakauma on eri päästöskenaarioihin perustuvissa mallikokeissa hyvin samanlainen. Tämän jakauman ja muidenkin ilmastomuutosten havainnollistamiseen käytetään jatkossa ”keskisuuret” kasvihuonekaasupäästöt oletettavaan A1B-skenaarioon perustuneiden mallikokeiden tuloksia. Muutoksia laskettaessa on valittu kuluvan vuosisadan lopun ilmastoa edustamaan jakso 2070-2099 ja vertailujaksona on käytetty vuosia 1971-2000.



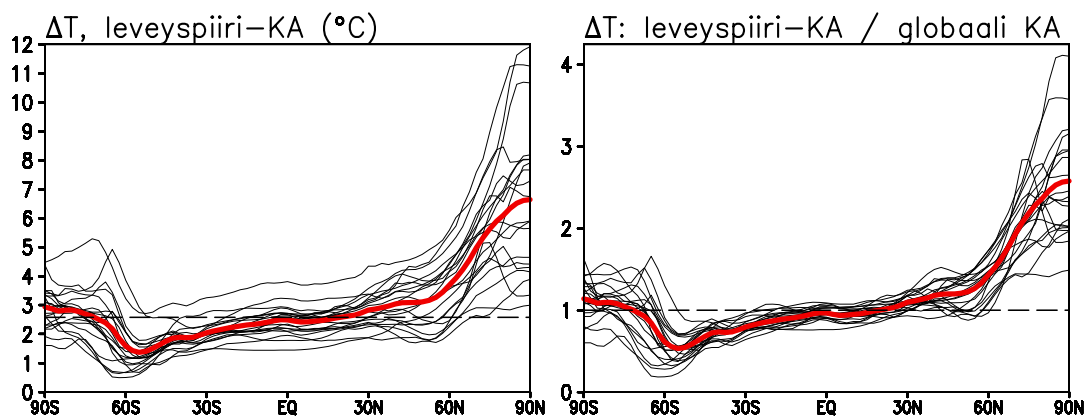
Kuva 8.8. Lämpötilan muutos (1971-2000 → 2070-2099) A1B-skenaarioon perustuvissa mallikokeissa (20 mallin keskiarvo).

Kahdenkymmenen mallin keskiarvona laskettu vuosikeskilämpötilan muutos nähdään kuvassa 8.8 vasemmalla. Lämpötila nousee eniten Pohjoisella jäämerellä, missä jään väheneminen voimistaa lämpenemistä. Muutoin mantereet lämpenevät meriä enemmän. Äkkiseltään voisi kuvitella, että ero johtuu vain merten suuremmasta lämpökapasiteetista, mutta tämä ei ole koko totuus. Lämpeneminen on yleensä ottaen voimakkaampaa mantereilla kuin merillä myös tasapainokokeissa, joissa merten lämpökapasiteetilla ei ole vaikutusta (kuva 8.3b). Tärkein syy mantereiden ja merten väliseen eroon onkin ainakin matalilla leveysasteilla pinnan erilainen kosteus. Kuten Fysikaalisen klimatologian kurssilla opitaan, märän pinnan kyky haihduttaa vettä kasvaa epälineaarisesti lämpötilan noustessa. Muutos on sitä jyrkempi, mitä lämpimämpi pinta on jo valmiiksi. Niinpä haihtumisen voimistumisen sitoma lämpö hillitsee merenpinnan lämpötilan nousua tehokkaasti etenkin trooppisilla ja subtrooppisilla leveysasteilla, joilla vesi on jo nykyisin lämmintä. Monet maa-alueet ovat sen sijaan ainakin ajoittain niin kuivia, että veden puute rajoittaa haihtumista voimakkaasti, ja kasvihuoneilmaston voimistumista simuloivissa mallikokeissa jotkin niistä kuivuvat entisestään. Haihtumisen voimistuminen ei siksi kykene pitämään lämpenemistä kurissa samaan tapaan kuin merillä. Lisäksi lumen vähe-

neminen voimistaa lämpenemistä talvella ja keväällä korkeampien leveysasteiden maa-alueilla, muttei läpi vuoden sulana pysyvillä merillä.

Kuten jo edellä todettiin, meriveden lämmittämiseen kuluva energia jarruttaa pinnan lämpenemistä tuntuvimmin Eteläisellä valtamerellä ja Pohjois-Atlantin pohjoisosissa, missä vesi sekoittuu tehokkaasti pystysuunnassa. Näillä alueilla simuloitu lämpeneminen on vain noin puolet siitä mitä maapallolla keskimäärin. Pohjois-Atlantilla lämpenemistä hidastaa monissa malleissa myös lämpöä pohjoiseen kuljettavien merivirtojen (Golf-virta ja sen jatko-osat) heikentyminen (luku 8.6).

Lämpenemisen voimakkuus riippuu myös vuodenajasta (kuva 8.8). Pohjoisella napa-alueella ilma lämpenee malleissa erityisen voimakkaasti loppusyksyllä ja talvella. Paksun jään peittämällä merillä ilma jäähtyy napayön aikana nopeasti hyytävän kylmäksi. Ilmaston lämmitessä jää sulaa osittain tai ainakin ohenee huomattavasti, jolloin merestä vuotava lämpö pitää pakkasen paljon heikompana. Kesällä lämpeneminen taas on Pohjoisella jäämerellä malleissa hyvin heikkoa. Tällöin jää sulaa osittain jo nykyisessäkin ilmastossa, ja osittain sulan meren pinnassa lämpötila pysyttelee tiiviisti nollan tuntumassa. Hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistuminen ei sulata malleissa jäätä niin paljon lisää, että se muuttaisi tilannetta kovin oleellisesti. Myös Euraasian ja Pohjois-Amerikan pohjoisosissa lämpeneminen on voimakkainta talvella. Lumen vähenemisen lisäksi tähän vaikuttanee Jäämeren jään väheneminen, joka leudontaa pohjoisesta tulevia kylmiä ilmavirtauksia. Hiukan matalammilla leveysasteilla sijaitsevilla maa-alueilla, esimerkiksi Yhdysvaltain keskiosissa, Etelä-Euroopassa ja Keski-Aasiassa, lämpötila sen sijaan nousee malleissa jonkin verran enemmän kesällä kuin talvella. Näillä alueilla hiilidioksidin lisääntyminen johtaa monissa malleissa kesäaikaiseen maaperän kuivumiseen (luku 8.4). Tämä heikentää haihtumista ja siten voimistaa lämpötilan nousua. Eteläisellä pallonpuoliskolla lämpenemisen vuodenaikaisvaihtelu on vähäisempää kuin pohjoisella.



Kuva 8.9. Vuosikeskilämpötilan leveyspiirikeskiarvojen muutokset (1971-2000 → 2071-2100) A1B-skenaarioon perustuvissa mallikokeissa. Ohuet viivat kuvaavat 20 yksittäisen mallin tuloksia ja paksu viiva kaikkien mallien keskiarvoa. Vasemmalla simuloitu muutos sellaisenaan, oikealla muutos jaettuna koko maapallon keskilämpötilan muutoksella, joka vaihtelee mallista riippuen välillä 1.9-4.0°C.

Monien yksittäisten mallien tulokset poikkeavat melko paljon edellä kuvatuista 20 mallin keskiarvotuloksista. Koko maapallon vuotuisen keskilämpötilan muutos (1971-2000 → 2071-2100) vaihtelee A1B-skenaarioon perustuvissa kokeissa mallista riippuen välillä 1.9-4.0°C, keskiarvon ollessa 2.6°C. Erot lämpötilanmuutoksen jakautumisessa eri leveyspiireille ovat isompia (kuva 8.9), ja erityisen suuri mallien välinen hajonta on pohjoisella napa-alueella, jossa tosin myös keskimääräinen lämpeneminen on kaikkein voimakkainta. Paikoitellen Etelämantereen edustan osittain jään peittä-

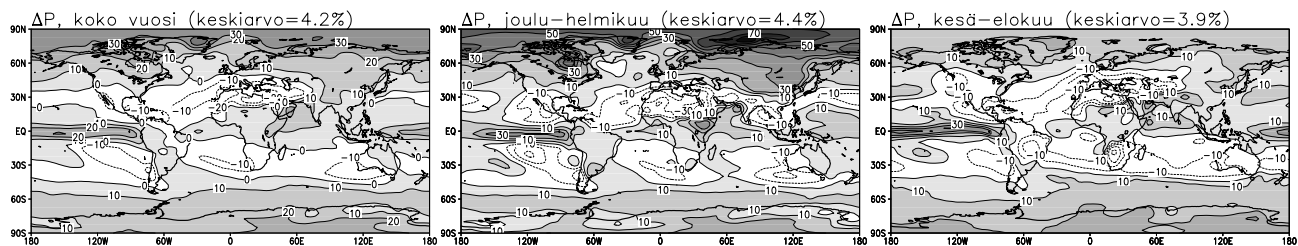
mällä merialueella (~65°S) ja Pohjois-Atlantin pohjoisosissa lämpötila jopa laskee muutamissa malleissa, ilmeisesti merivirtojen muutosten takia. Leveyspiirikeskiaarvokuvassa tämä ei kuitenkaan näy.

8.2 Sademäärän muutos

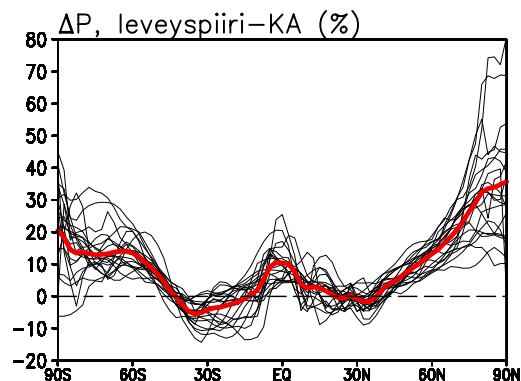
Ilman suhteellinen kosteus pysyy kasvihuoneilmion voimistumista simuloivissa mallikokeissa yleensä lähes ennallaan. Absoluuttinen kosteus sen sijaan kasvaa reilusti, sillä ilmaan mahtuvan vesihöyryn määrä kasvaa jyrkästi lämpötilan noustessa, noin 7% aina kutakin 1°C lämpenemistä kohti. Vesihöyryn määrän muutos ei kuitenkaan kerro suoraan sademäärän muutosta. Koko maapallon keskimääräisen sademäärän täytyy olla suurella tarkkuudella yhtä suuri kuin haihtumisen. Haihtuminen taas ei voi kasvaa ilmaston lämmetessä rajattomasti, sillä se vaatii runsaasti energiaa. Koko maapallon keskimääräinen sademäärä ja haihtuminen kasvavatkin malleissa keskimäärin vain 1-2% maapallon lämmetessä 1°C:llä. Esimerkiksi A1B-skenaarioon perustuvissa mallikokeissa maapallolla sataa vuosina 2070-2099 keskimäärin vain 4% enemmän kuin vuosina 1971-2000.

Sademäärän muutokset ovat malleissa alueellisesti hyvin vaihtelevia: joillakin alueilla sademäärä kasvaa paljon enemmän kuin maapallolla keskimäärin, toisaalla se taas pienenee (kuva 8.10). Sademäärä kasvaa yleisesti ottaen molempien pallonpuoliskojen korkeilla leveysasteilla, ja etenkin pohjoisella pallonpuoliskolla kasvu on suurempaa talvella kuin kesällä. Myös päiväntasaajan seudulla sademäärä kasvaa useimmissa malleissa jonkin verran, muttei kaikkialla eikä kaikkina vuodenaikoina. Monilla subtrooppisilla alueilla leveyspiirien 30°S ja 30°N tienoilla vuoden sademäärä pienenee. Näin käy jotakuinkin kaikissa malleissa mm. Välimeren ympäristössä, missä varsinkin kesät kuivuvat entisestään. Myös Keski-Euroopasta Keski-Aasiaan ulottuvalla alueella ja suuressa osassa Yhdysvaltoja kesän sademäärä keskimäärin pienenee malleissa, samalla kun talvet muuttuvat sateisemmiksi.

Sademäärän muutokset vaihtelevat eri mallien välillä suhteellisesti paljon enemmän kuin lämpötilan muutokset (kuva 8.11). Pohjoisen pallonpuoliskon korkeilla leveysasteilla sademäärä kuitenkin kasvaa kaikissa malleissa.



Kuva 8.10. Sademäärän muutos (1971-2000 → 2070-2099) A1B-skenaarioon perustuvissa mallikokeissa (20 mallin keskiarvo). Luvut prosentteina jakson 1971-2000 sademäärästä, viivaväli 10%.



Kuva 8.11. Vuotuisen sademäärän leveyspiirikeskiaarvojen muutokset (1971-2000 → 2070-2099) A1B-skenaarioon perustuvissa mallikokeissa. Ohuet viivat kuvaavat 20 yksittäisen mallin tuloksia ja paksu viiva kaikkien mallien keskiarvoa.

Ilmakehä ei pysty varastoimaan suuria määriä vettä. Maanpinnalta ilmakehän ylärajalle ulottuvassa pylväässä on vesihöyryä keskimäärin vain noin 25 mm:n sadetta vastaava määrä. Niinpä useiden vuosien pituisen jakson keskiarvoja tarkasteltaessa pätee kussakin pisteessä suurella tarkkuudella

$$P = E + C \quad (8.1)$$

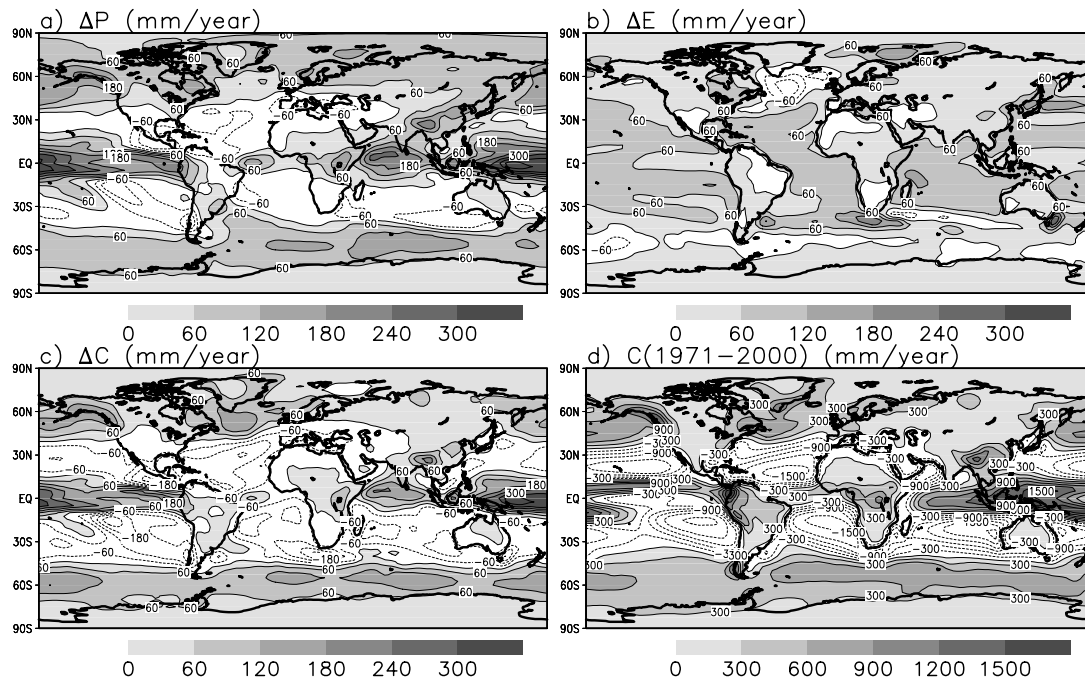
missä P on sademäärä, E haihtuminen ja C vesihöyryn vuon vaakasuuntainen konvergenssi ilmakehässä. C on positiivinen kun tuulet tuovat tarkasteltavalle alueelle enemmän vesihöyryä kuin ne vievät sieltä pois ja päinvastaisessa tapauksessa negatiivinen. Konvergenssin koko maapallon keskiarvo on tietysti nolla. Vastaavasti sademäärän muutokselle kasvihuoneilmiön voimistuessa pätee

$$\Delta P = \Delta E + \Delta C \quad (8.2)$$

missä on ΔP on sademäärän, ΔE haihtumisen ja ΔC vesihöyryn vuon konvergenssin muutos. Sademäärän lisääntyminen vaatii siis haihdunnan kasvua ja/tai sitä, että ilmavirtaukset tuovat tarkasteltavalle paikalle nettomääräisesti entistä enemmän vesihöyryä. Näiden termien keskimääräinen jakauma A1B-skenaarioon perustuvissa simulaatioissa on esitetty kuvissa 8.12a-c. Havaitaan, että paikallisen haihdunnan muutokset selittävät sademäärän muutoksista vain suhteellisen pienen osan – ΔP muistuttaa enemmän ΔC :tä kuin ΔE :tä. Esimerkiksi monilla subtrooppisilla merialueilla sademäärä pienenee haihdunnan kasvusta huolimatta, koska ilmavirtaukset vievät merestä haihtuneesta vesihöyrystä pois entistä suuremman osan ($\Delta C < 0$). Vastaavasti päiväntasaajan tienoilla ja yleensä korkeilla leveysasteilla $\Delta C > 0$, eli tuulet tuovat näille alueille entistä enemmän vesihöyryä. Esimerkiksi pohjoisella napa-alueella (60°-90°N) sademäärä kasvaa malleissa keskimäärin 87 mm vuodessa. Melkein kaksi kolmannesta kasvusta selittyy ilmavirtausten tuoman vesihöyryn lisääntymisellä ($\Delta C = 55$ mm vuodessa) ja vain reilu yksi kolmannes haihtumisen kasvulla ($\Delta E = 32$ mm vuodessa).

Kuva 8.12d näyttää vesihöyryn vuokonvergenssin C nykyilmastoa simuloivissa ajoissa. Vertaamalla tätä ja kuvassa 8.12c olevaa ΔC :tä keskenään todetaan, että nämä ovat useimmilla alueilla samanmerkkisiä. Niiltä alueilta, joilta ilmavirtaukset jo simuloitussa nykyilmastossa vievät pois vesihöyryä, vesihöyryä karkaa ilmastonmuutosajossa muualle entistäkin enemmän. Vastaavasti ne alueet, jonne ilmavirtaukset nykyisinkin tuovat vesihöyryä, saavat sitä yleensä ilmastonmuutosajossa entistä enemmän. Tämä johtuu ilmakehän lämpiämisestä. Koska lämmennyt ilma sisältää enemmän vesihöyryä, vesihöyryä siirtyy tuulten mukana alueelta toiselle entistä enemmän, vaikka tuulissa itsessään ei tapahtuisikaan muutoksia. Käytännössä ilmakehän tuulijakaumakaan ei toki pysy ilmaston muuttuessa aivan ennallaan. Siksi ΔC :n ja C :n jakaumat eivät ole joka suhteessa samanlaisia.

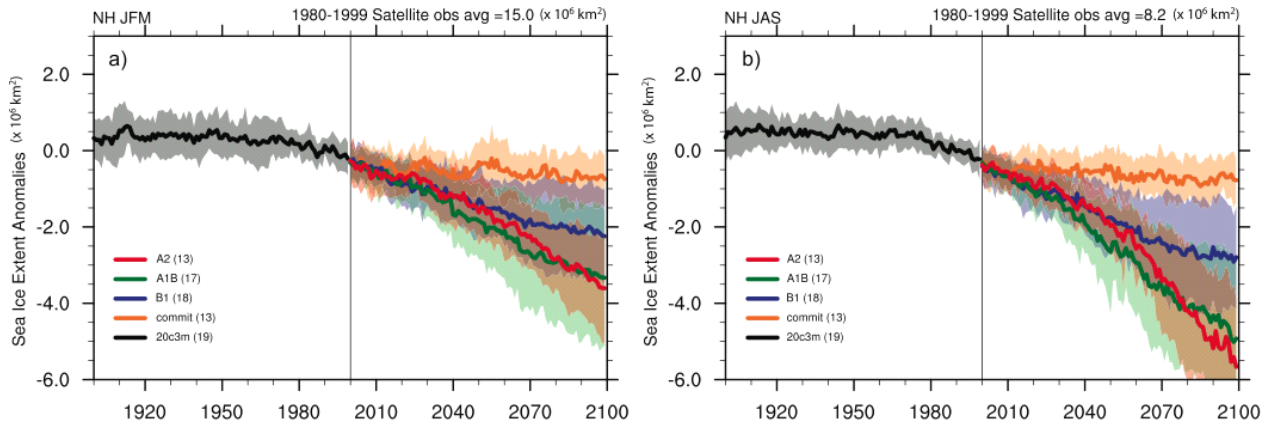
Keskimääräisen sademäärän muutos ei kerro sadeolojen muutoksista kaikkea. Kovimmat rankkasateet voimistuvat malleissa monilla sellaisillakin alueilla, joilla keskimääräinen sademäärä pienenee (luku 8.7.2).



Kuva 8.12. (a) Sademäärän, (b) haihdunnan ja (c) ilmvirtauksiin liittyvän vesihöyryn vuon konvergenssin muutokset (1971-2000 \rightarrow 2070-2099) A1B-skenaarioon perustuvissa mallikokeissa (20 mallin keskiarvo). (d) Vesihöyryn vuon konvergenssi nykyilmastoa simuloivissa ajoissa. Viivaväli on (a)-(c)-kohdissa 60 mm / vuosi, (d)-kohdassa 300 mm / vuosi. Koska (a)-kohdan sademäärän muutos on annettu absoluuttisissa yksiköissä eikä prosentteina, jakauma näyttää erilaiselta kuin kuvassa 8.10.

8.3 Muutokset jää- ja lumipeitteessä

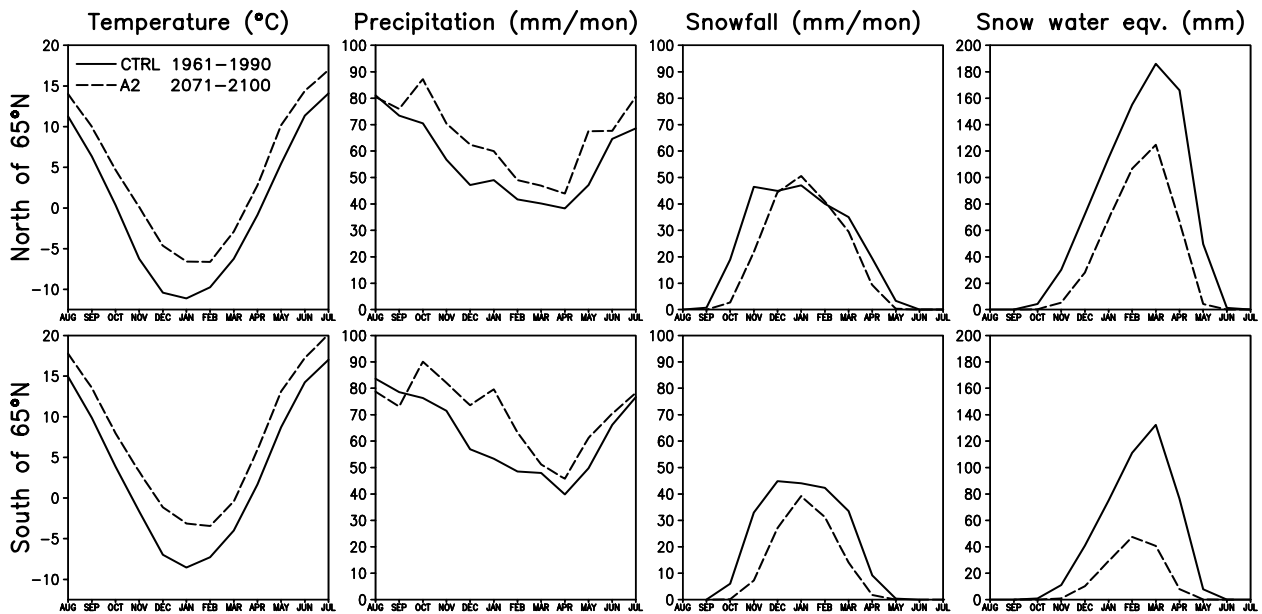
Ilmaston lämmetessä napamerten jääpeite hyvin todennäköisesti ohenee ja supistuu. Muutoksen suuruus vaihtelee mallista toiseen. Esimerkiksi A1B-skenaarioon perustuvissa mallikokeissa Pohjoisen jäämeren jääpeite kutistuu vuoteen 2100 mennessä keskimäärin talvella yli 3×10^6 km² (eli runsaat 20%) ja kesällä 5×10^6 km² (eli 60%) (kuva 10.13.). Mallit siis ennustavat jään vähenevän eniten kesällä, ja joissain malleissa 2000-luvun loppuvuosikymmenten kesät ovat jopa kokonaan jäättömiä. Talvella jään peittämä alue ei supistu yhtä dramaattisesti, mutta jää jää kuitenkin selvästi nykyistä ohuemmaksi. Eteläisellä jäämerellä, jossa lämpötilanmuutos on yleensä malleissa suhteellisen pieni, jää vähentynee hitaammin kuin Pohjoisella jäämerellä.



Kuva 8.13. Pohjoisen jäämeren jääpeitteen pinta-alan muutokset ilmastomallisimulaatioissa (a) loppu-talvella tammi-maaliskuussa ja (b) loppukesällä heinä-syyskuussa. Tummat viivat edustavat kaikkien käytettävissä olleiden mallien tulosten keskiarvoa erikseen A2, A1B- ja B1-skenaarioille ja varjostus mallien välistä vaihtelua (± 1 keskihajonta keskiarvon molemmin puolin; eri skenaarioille lasketut vaihteluvälit erottuvat kuvassa huonosti). Mukana on myös tuloksia ajoista, joissa ilmaston koostumus ”jäädettiin” vuonna 2000 (ylin viiva + sitä ympäröivä vaalea varjostus). Yksikkö 10^6 km^2 ; lukuarvot kuvaavat eroa jakson 1980-1999 keskiarvoon (Solomon ym. 2007, kuva 10.13).

Myös mannerten lumipeite vetäytyy ilmaston lämmetessä napoja kohti. Walshin ym. (2005) tutkimissa mallikokeissa pohjoisen pallonpuoliskon talvinen lumipeite supistui vuodesta 1990 vuoteen 2080 keskimäärin neljällä miljoonalla neliökilometrillä eli vajaat 10%. Joissakin muissa tutkimuksissa muutos on kuitenkin ollut suurempi. Niilläkin alueilla, jotka säilyttävät jonkinlaisen lumipeitteen, lumipeite yleensä ohenee. Poikkeus ovat kaikkein kylmimmät alueet, kuten Pohjois-Siperia, joilla lumi ilmeisesti lisääntyy talvella, koska sademäärän kasvu kumoo siellä ilman lämpenemisen vaikutuksen. Näilläkin alueilla lumipeite kuitenkin muodostuu mallien mukaan tulevaisuudessa myöhemmin syksyllä ja sulaa aiemmin keväällä.

Lämpö- ja sadeolojen muutosten mahdollista vaikutusta lumipeitteeseen Suomessa havainnollistetaan kuvassa 8.14 käyttäen ruotsalaisen Rossby-keskuksen alueellisen ilmastomallin tuloksia. Lämpötila nousee tässä kokeessa Suomessa keskimäärin 4°C , eniten talvella. Toisaalta myös sademäärä kasvaa etenkin vuoden talvipuoliskolla. Tämän voisi kuvitella johtavan lumisateiden lisääntymiseen. Näin käykin Pohjois-Suomessa (ylärivi) keskitalvella, muttei etelämpänä (alarivi), sillä lämmenneessä ilmastossa selvästi entistä suurempi osa sateesta tulee talvellakin vetenä. Pohjois-Suomessa talven sateiden olomuoto on vähemmän herkkä lämpenemiselle kuin etelämpänä, sillä lämpötila pysyy siellä keskitalvella lämpenemisestä huolimattakin yleensä selvästi pakkasen puolella. Sielläkin lumisateet kuitenkin vähenevät mallin mukaan selvästi syksyllä ja keväällä. Lisäksi lunta sulattavat suojasäät yleistyvät lämpötilan noustessa. Niinpä lumipeite jää ilmastomuutosajossa nykyistä ohuemmaksi koko Suomessa, joskin muutos on vähäisempi pohjoisessa kuin etelässä.



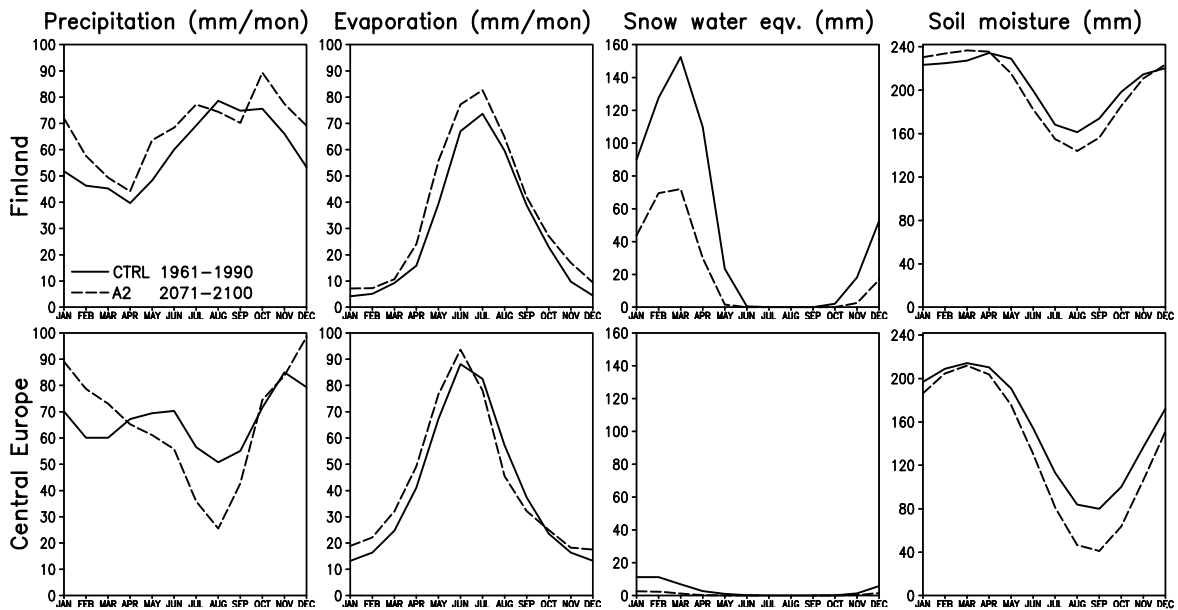
Kuva 8.14. Lämpötilan (°C), kokonaissademäärän (mm / kk), lumisateen (mm / kk) ja lumipeitteen vesiarvon (mm) 30 vuoden keskiarvot Pohjois-Suomessa leveyspiirin 65°N pohjoispuolella (ylärivi) sekä Etelä- ja Keski-Suomessa leveyspiirin 65°N eteläpuolella (alarivi) kahdessa Rossby-keskuksen alueellisella ilmastomallilla tehdyssä simulaatiossa. Yhtenäinen viiva = jakson 1961-1990 ilmasto simuloiva vertailuajo; katkoviiva = jakson 2071-2100 ilmasto simuloiva A2-päästöskenaarioon perustuva ajo. 100 mm vettä vastaa keskimäärin noin 40 cm:n paksuista lumihankea.

Jään ja lumen väheneminen voimistaa lämpenemistä kahdella tavalla. Ensiksikin sula maa heijastaa auringonsäteilyä pois pienemmän osan kuin jää ja lumi. Ilmiö on tärkeä keväällä (ja napa-alueella kesälläkin), jolloin auringonsäteilyä tulee runsaasti. Sillä ei sen sijaan ole kovin paljon vaikutusta keskitalvella, jolloin säteilyä ei tule napapiirin pohjoispuolelle lainkaan ja keskileveysasteetkin saavat sitä niukasti. Toiseksi lumipeite eristää ilmakehän maaperästä ja jääpeite sulasta merivedestä. Niinpä lämmönvaihto alustan ja ilmakehän välillä tehostuu lumen ja jään vähetessä. Syksyllä ja talvella, jolloin maaperä ja etenkin Jäämeren vesi ovat yläpuolellaan olevaa ilmaa lämpimämpiä, lämmönvaihdon tehostuminen lämmittää ilmakehää. Tämä on pääsyy siihen, että talvet lämpenevät malleissa Pohjoisella jäämerellä dramaattisesti, mutta sama mekanismi voimistaa talvien lämpenemistä myös niillä maa-alueilla, joilla lumi vähenee. Toisaalta alustan ja ilmakehän välisen lämmönvaihdon tehostuminen johtaa myös siihen, että alusta menettää talven aikana ilmakehälle entistä enemmän lämpöä. Tämä ilmiö jarruttaa maaperän ja Jäämeren veden lämpenemistä. Niinpä esimerkiksi routa ei välttämättä vähene ilmaston lämmitessä niin paljon kuin ilman lämpötilan muutoksen perusteella voisi odottaa.

8.4 Maaperän kosteus

Kasvien viihtyvyys riippuu suuresti siitä, kuinka paljon vettä on maaperässä niiden juurien ulottuvilla. Tämä suure, maankosteus, ei riipu yksinomaan sademäärästä. Siihen vaikuttavat myös haihdunta sekä keski- ja korkeilla leveysasteilla lumiolot. Toisaalta maankosteus itse vaikuttaa lämpötilaan. Jos maaperä kuivuu kovin kuivaksi, kasvien kyky haihduttaa vettä heikkenee. Jos haihtuminen vähenee, vähenee samalla siihen kuuluva energiakin. Tällöin maanpinta ja sen yläpuolinen ilma pääsevät lämpenemään entistä kuumemmiksi. Lisäksi haihdunnan väheneminen voi ehkäistä pilvien muodostumista, mikä lisää pinnalle päivällä pääsevää auringonsäteilyä. Ei ole sattuma, että maapallon korkeimmat päivälämpötilat (yli 50°C) mitataan autiomaissa, joissa maankosteus ja haihdunta ovat olennottoman vähäisiä.

Esimerkki maankosteuden ja joidenkin siihen vaikuttavien suureiden mahdollisista tulevista muutoksista Suomessa ja Keski-Euroopassa on annettu kuvassa 8.15 (tulokset ovat samasta mallikokeesta kuin kuvassa 8.14). Maankosteuden (viimeisenä oikealla) vuodenaikaisvaihtelu vertailuajossa on molemmilla alueilla kvalitatiivisesti samanlainen. Vettä on maaperässä eniten alkukevästä ja vähiten loppukesällä. Etenkin kesällä maa on kuitenkin Keski-Euroopassa paljon kuivempi kuin Suomessa. Jakson 2071-2100 ilmastoja simuloivassa ajossa maa on Suomessa talvella vieläkin kosteampi kuin vertailuajossa, kesällä sen sijaan jonkin verran kuivempi. Keski-Euroopassa maankosteus vähenee mallissa kaikkina vuodenaikoina, ja erityisesti kesällä kuivuminen on hyvin voimakasta.



Kuva 8.15. Sademäärän, haihdunnan, lumipeitteen vesiaron ja maankosteuden keskiarvot vuoden eri kuukausina kahdessa Rossby-keskuksen alueellisella ilmastomallilla tehdyssä simulaatiossa Suomessa (ylärivi) sekä Keski-Euroopassa (45°-55°N, 5°W-35°E; alarivi). Yhtenäinen viiva = jakson 1961-1990 ilmastoja simuloiva vertailuajo; katkoviiva = jakson 2071-2100 ilmastoja simuloiva A2-päästöskenaarioon perustuva ilmastomuutosajo. Käytetyssä mallissa maaperään mahtuu vettä enimmillään 242 mm.

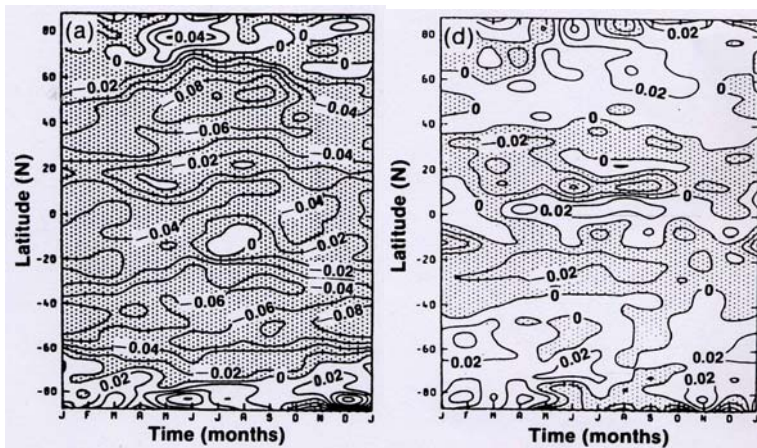
Tutkitaan seuraavaksi maankosteuden muutoksiin vaikuttavia tekijöitä, ensin mitä tapahtuu Suomessa. Koska Suomen keskimääräinen sademäärä on melkein läpi vuoden suurempi tulevaa ilmastoja simuloivassa ajossa kuin vertailuajossa (vasen yläkuva), sademäärän muutokset eivät pysty selittämään maankosteuden vähenemistä vuoden kesäpuoliskolla. Paljon tärkeämpi tekijä on haihdunnan voimistuminen (toinen kuva ylhäällä), joka on perimmiltään seurausta siitä, että lämpimämpään ilmaan mahtuu enemmän vesihöyryä¹⁸. Maan kesäaikaiseen kuivumiseen vaikuttavat myös lumipeitteen muutokset (kolmas kuva ylhäällä). Lumen sulauessa vapautuva vesi pitää maaperän vertailuajossa hyvin kosteana pitkälle kevääseen. Tulevaa ilmastoja simuloivassa ajossa lunta on vähemmän ja se sulaa aiemmin, joten maankosteus alkaa vähetä aiemmin keväällä. Keski-Euroopassa (alarivi) lunta sen sijaan on vertailuajossakin niin vähän, ettei sillä ole juuri merkitystä maankosteuden kannalta. Siellä simuloitu maankosteuden väheneminen johtuu toisaalta haihdunnan voimistumisesta talvella ja keväällä, toisaalta kesäsateiden rajusta vähenemisestä. Loppukesällä ja alkusyksystä haihtuminen vähenee Keski-Euroopassa lämpötilan noususta huolimatta, koska haihdutettavaa vettä on jäljellä kuivuneessa maaperässä hyvin niukasti.

¹⁸ Asiaa käsitellään matemaattisemmin Fysikaalisen klimatologian luentomonisteissa.

Koska maankosteuteen vaikuttavat useat eri asiat, sen tulevista muutoksista ei voida esittää kovin varmoja ennusteita. Haihtumisen tehostuminen lämpötilan noustessa antaa kuitenkin aiheen pelätä, että maankosteus tulee vähenemään monilla sellaisillakin alueilla, joilla sademäärä pysyy ennallaan tai jopa kasvaa hiukan. Korkeahkoilla leveysasteilla myös lumen aikaisempi sulaminen lisää maan kesäaikaisen kuivumisen riskiä. Pahimmiksi maan kuivumisen aiheuttamat ongelmat tietysti muodostunevat alueilla, joilla koko vuoden ja erityisesti kesän sademäärä pienenee. Nykyisen tietämyksen valossa tämä vaara on hyvin suuri mm. Välimeren ympäristössä, osassa Keski-Aasia sekä Meksikossa ja suuressa osassa Yhdysvaltoja (kuva 8.10).

8.5 Pilvisuus

Pilvet vaikuttavat voimakkaasti maapallon säteilytaseeseen sekä heijastamalla auringonsäteilyä että absorboimalla lämpösäteilyä. Siksi suhteellisen pienetkin muutokset pilvisyydessä voivat vaikuttaa maapallon lämpötilaan tuntuvasti. Kuten luvussa 2.1 todettiin, pilvien nettovaikutus on keskimäärin maapalloa jäähdyttävä, eli pilvien lisääntyminen tasaisesti ilmakehän eri osissa heikentäisi kasvihuonekaasujen lisääntymisen aiheuttamaa lämpenemistä. Eri korkeudella olevien pilvien vaikutus on kuitenkin erilainen. Alapilvien lisääntyminen vaimentaisi lämpenemistä erityisen tehokkaasti, kun taas yläpilvien lisääntyminen jopa voimistaisi sitä.



Kuva 8.16. Hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aiheuttama kokonaispilvisyyden muutos eri leveyspiireillä vuodenajan funktiona kahdessa mallikokeessa (Senior ja Mitchell 1993).

Kuvassa 8.16 ovat pilvisyyden muutokset kahdessa mallikokeessa, joissa hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen vaikutusta simuloitiin meren pintakerrosmalliin kytketyllä kolmiulotteisella ilmakehämallilla. Mallit olivat muuten täysin samanlaisia, mutta pilvisyyttä käsiteltiin niissä eri tavoin. Vasemmanpuoleisessa kokeessa pilvien määrä parametrisoitiin yksinomaan ilman suhteellisen kosteuden perusteella. Koska suhteellinen kosteus keskimäärin laski kokeessa jonkin verran, pilvisuus väheni tuntuvasti. Eniten vähenivät voimakkaasti auringonsäteilyä avaruuteen heijastavat ala- ja keskipilvet. Niinpä maapallon keskilämpötila nousikin tässä kokeessa peräti 5.4°C . Oikeanpuoleisessa kokeessa käytettiin uudempaa malliversiota, jossa pilvien sisältämän nestemäisen veden määrä oli (esim. vesihöyryn määrän tapaan) ennustettava suure. Tässä kokeessa kokonaispilvisyyden muutokset jäivät paljon pienemmiksi ja alapilvet jopa lisääntyivät hieman. Niinpä maapallo lämpenikin vain 1.9°C .

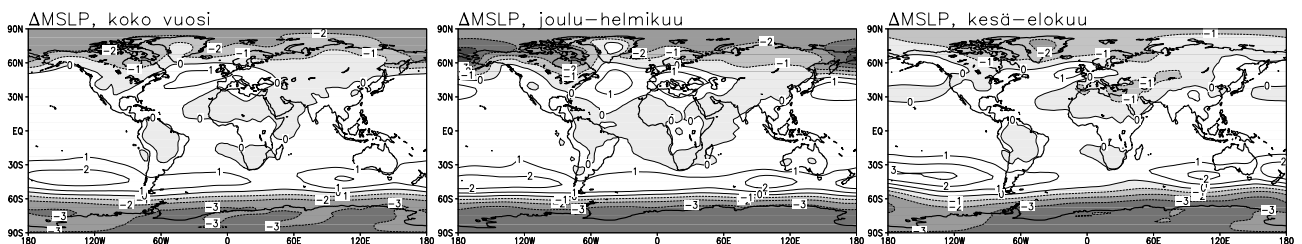
Kuvan 8.16 tutkimus on jo melko vanha, ja sen jälkeen pilvisyyden käsittely malleissa on kehittynyt yksityiskohtaisemmaksi. Eri mallien antamat ennusteet pilvisyyden muutoksista ilmaston lämmetessä ovat kuitenkin lähentyneet toisiaan vain hitaasti, ja pilviin liittyvä palauteilmiö näyttäisi siksi edelleenkin olevan tärkein kasvihuoneilmiön voimistumiseen liittyvä epävarmuustekijä. Toki mallien tuloksilla on myös yhteisiä piirteitä. Esimerkiksi niillä subtrooppiin ja matalien keskileveysasteiden alueilla, joilla mallit ennustavat sateiden vähenemistä, myös pilvisuus näyttää vähenevän. Lisäksi

ylimmät yläpilvet nousevat entistä korkeammalle, sillä troposfäärin lämmitessä ja stratosfäärin jäähtyessä myös tropopaussi kohoaa hiukan ylöspäin.

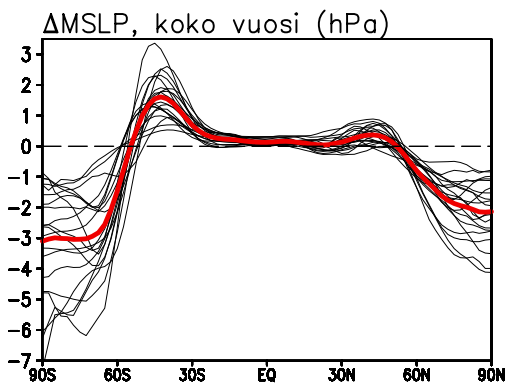
8.6 Ilmakehän ja valtameren kiertoliike

Kasvihuoneilmion voimistumisen vaikutuksia simuloivissa mallikokeissa keskimääräinen ilmanpaine laskee napa-alueilla; 30. ja 50. leveyspiirien välimaastossa paine taas hivenen nousee varsinkin eteläisellä pallonpuoliskolla (kuva 8.17 ja 8.18). Siten keskileveysasteiden ja napa-alueiden välinen paine-ero kasvaa, mistä voidaan päätellä geostrofisen tuulilain perusteella lännenpuoleisten tuulten hieman voimistuvan. Samoin voidaan ounastella barokliinisen häiriötoiminnan (“myrskyratojen”) siirtyvän pohjoisella pallonpuoliskolla pohjoista ja eteläisellä pallonpuoliskolla etelää kohti. Tämä selittää osaltaan, ilmakehän vesihöyrysisällön kasvun ohella, sademäärien kasvua korkeilla leveysasteilla ja niiden vähenemistä subtrooppisilla alueilla (luku 8.2).

Simuloidut muutokset ilmanpaineen jakaumassa muistuttavat kvalitatiivisesti viime vuosikymmeninä havaittuja muutoksia (kuva 3.11). Tämä antaa aiheen olettaa, että havaitut muutokset olisivat ainakin osaksi kasvihuoneilmion voimistumisen aiheuttamia. Koska kasvihuonekaasuja lisättiin kuvan 8.17 mallikokeissa ilmaan monin verroin enemmän kuin mitä ne ovat viime vuosikymmeninä lisääntyneet, mainittua kahta kuvaa ei kuitenkaan voi verrata suoraan keskenään. Tarkempi analyysi paljastaa, ettei kasvihuoneilmion voimistuminen yksinään riitä havaittujen muutosten selitykseksi, elleivät mallit sitten aliarvioi painejakauman herkkyyttä kasvihuonekaasujen lisääntymiselle. Eteläisellä pallonpuoliskolla havaitut muutokset kuitenkin osuvat hyvin yhteen sellaisten mallisimulaatioiden kanssa, joissa on otettu huomioon sekä kasvihuonekaasujen lisääntyminen että stratosfäärin otsonikato (asiaan palataan luvussa 9).



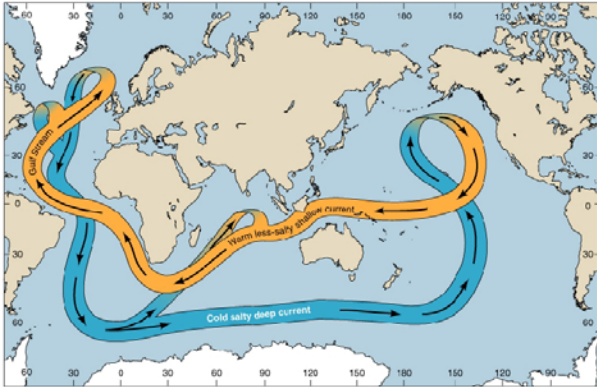
Kuva 8.17. Keskimääräisen merenpintapaineen muutos (1971-2000 → 2070-2099) A1B-skenaarioon perustuvissa mallikokeissa (20 mallin keskiarvo). Viivaväli 1 hPa.



Kuva 8.18. Merenpintapaineen leveyspiirikeskiarvojen muutokset (1971-2000 → 2070-2099) A1B-skenaarioon perustuvissa mallikokeissa. Ohuet viivat kuvaavat 20 yksittäisen mallin tuloksia ja paksu viiva kaikkien mallien keskiarvoa.

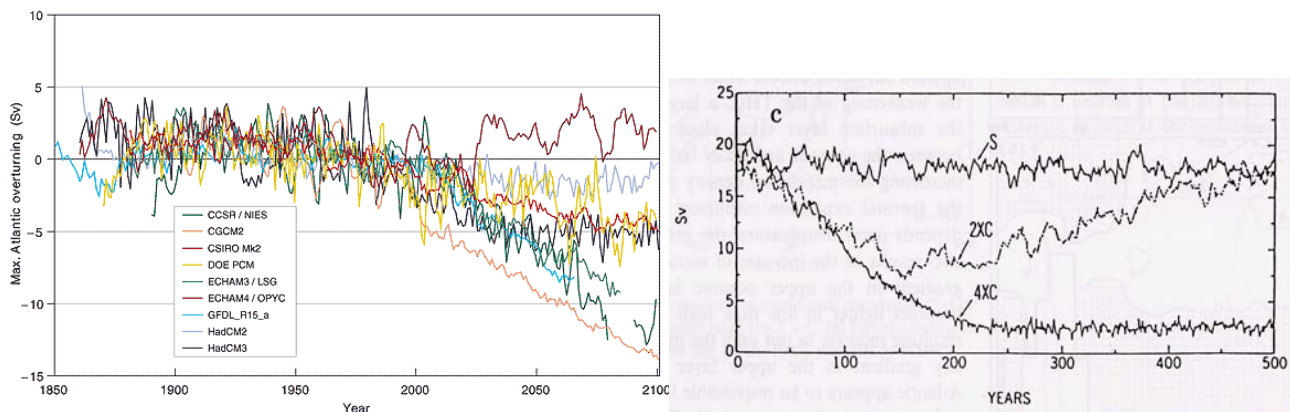
Pohjois-Atlantin pohjoisosat lämpenevät kasvihuoneilmion voimistumista simuloivissa mallikokeissa yleensä suhteellisen vähän. Tämä johtuu osaksi meriveden voimakkaasta pystysuuntaisesta sekoittumisesta tällä alueella, osaksi merivirtojen muutoksista. Nykyisin Pohjois-Atlantin merivirrat kuljet-

tavat pohjoiseen paljon enemmän lämpöä kuin pohjoisen Tyynen Valtameren merivirrat. Tämä johtuu Pohjois-Atlantin ns. termohalimisesta kiertoliikkeestä, joka tuo pinnan lähellä lämmintä vettä etelästä pohjoiseen ja vie syvemällä kylmää vettä pohjoisesta etelään (kuva 8.19). Golf-virta on osa tätä kiertoliikettä. Kierto liikkeen olemassaolo vaatii, että pintaveden on vajottava syvyysiksi Pohjois-Atlantin pohjoisosissa. Oseanografit kutsuvat tätä ilmiötä syvän veden muodostukseksi.



Kuva 8.19. Yksinkertainen kaaviokuva valtameren termohalimisesta kiertoliikkeestä.

Useimmissa ilmastomalleissa pohjoisen Pohjois-Atlantin pintavesi muuttuu kasvihuonekaasujen lisääntyessä vähemmän suolaiseksi. Tämä johtuu sateiden lisääntymisestä Pohjois-Atlantilla itsellään sekä sitä ympäröivillä maa-alueilla, joilta siksi valuu mereen entistä enemmän makeaa jokivettä. Lisäksi veden lämpötila nousee. Sekä suolaisuuden lasku että lämpötilan nousu pienentävät pintaveden tiheyttä, mikä vaikeuttaa syvän veden muodostumista. Tämän vuoksi Pohjois-Atlantin termohalinen kiertoliike heikkenee useimmissa malleissa kasvihuonekaasujen lisääntyessä (kuvan 8.20 vasen puoli). Muutoksen suuruus vaihtelee kuitenkin tuntuvasti mallista toiseen. Joissakin malleissa kierto liikkeen voimakkuus jopa puolittuu vuoteen 2100 mennessä, toisissa se taas ei muutu juuri lainkaan.



Kuva 8.20. Vasemmalla: Atlantin termohalimisen kiertoliikkeen voimakkuuden muuttuminen eri ilmastomalleissa. Yksikkö $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; kiertoliikkeen nykyinen voimakkuus on noin $20 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Houghton ym. 2001, kuva 9.21). Oikealla: termohalimisen kiertoliikkeen voimakkuus kolmessa GFDL:n ilmastomallilla tehdyssä ajossa. Ajossa "S" hiilidioksidin määrä pidettiin vakiona, ajossa "2XC" se ensin kaksinkertaistettiin 70 vuodessa ja pidettiin sitten vakiona, ja ajoissa "4XC" se ensin nelinkertaistettiin 140 vuodessa ja pidettiin sitten vakiona (Manabe ja Stouffer 1999).

Tämänhetkisen tiedon valossa on hyvin epätodennäköistä, että Atlantin termohalinen kiertoliike pysähtyisi kokonaan ainakaan kuluvan vuosisadan aikana. Ei kuitenkaan ole mahdotonta, että se pysähtyisi myöhemmin, jos kasvihuonekaasujen lisääntyminen edelleen jatkuu. Yhdysvaltalaisen GFDL-tutkimuslaitoksen mallikokeessa, jossa ilmaston hiilidioksidipitoisuus nelinkertaistettiin, kiertoliike pysähtyi lähes kokonaan (kuvan 8.20 oikea puoli) ja pysyi tämän jälkeen hyvin heikkona

yli tuhannen vuoden ajan. Kokeessa, jossa hiilidioksidipitoisuus nostettiin vain kaksinkertaiseksi, kiertoliike sen sijaan toipui entiselleen jo muutamassa sadassa vuodessa. Toipuminen selittyy sillä, että lisähiilidioksidin aiheuttama lämpeneminen leviää vähitellen pinnalta syvemmälle mereen. Niinpä veden tiheys pienenee ajan myötä syvemmälläkin suunnilleen yhtä paljon kuin se on jo aiemmin pienentynyt pinnalla. Tämän ansiosta syvän veden muodostus ja termohalininen kiertoliike pääsevät voimistumaan uudelleen.

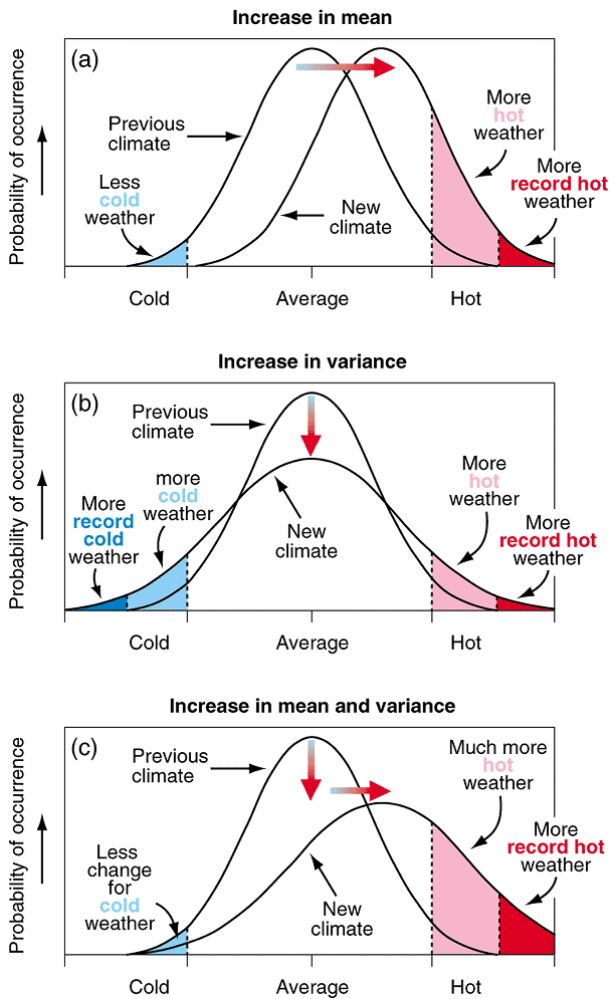
Termohalinisen kiertoliikkeen heikkeneminen vaimentaa mallien simuloimaa lämpenemistä Pohjois-Atlantilla ja ilmeisesti jossain määrin Euroopassakin. Joissain malleissa lämpötila jopa laskee paikallisesti Pohjois-Atlantilla, missä merikiertoliikkeen heikkeneminen kumooa kasvihuonekaasujen lisääntymisen suoran lämmitysvaikutuksen. Mahdollisuus, että jäähtyminen ulottuisi Pohjois-Eurooppaan asti, on kuitenkin nykyisen tiedon valossa hyvin pieni (tarkemmin luvussa 8.8).

8.7 Muutokset ilmaston vaihtelevuudessa ja ääri-ilmiöissä

Ilmastonmuutosten käytännön vaikutukset riippuvat, paitsi muutoksista keskimääräisissä ilmasto-oloissa, myös muutoksista esimerkiksi lämpötilaan, sademäärään ja tuuleen liittyvissä ääri-ilmiöissä. Kasvihuoneilmion voimistumisen vaikutus ääri-ilmiöihin tunnetaan kuitenkin heikommin kuin sen vaikutus keskimääräiseen ilmastoon. Ensiksikin monet rajua säätä aiheuttavat ilmiöt ovat niin pieniä, että ne erottuvat nykyisissä ilmastomalleissa hyvin huonosti (esim. trooppiset pyörremyrskyt) tai eivät lainkaan (esim. yksittäiset ukkospilvet). Toiseksi ääri-ilmiöt ovat harvinaisia. Siksi niiden esiintymisessä ja voimakkuudessa tapahtuvia todellisia pitkäaikaisia muutoksia on vaikea erottaa ilmaston satunnaisesta luonnollisesta vaihtelusta.

Ääri-ilmiöiden esiintyminen riippuu sekä keskimääräisestä ilmastosta että ilmaston vaihtelevuudesta. Kuvassa 8.21 tarkastellaan esimerkkinä lämpötilaa. Jos esimerkiksi jollain paikalla keskilämpötila nousee vaihtelevuuden pysyessä ennallaan, kuumien päivien määrä lisääntyy ja kylmien päivien määrä vähenee. Jos vaihtelevuus kasvaa samanaikaisesti kun keskilämpötila nousee, kuumat päivät lisääntyvät vieläkin enemmän mutta kylmät päivät vähenevät vähemmän – periaatteessa ne voivat jopa lisääntyä, jos vaihtelevuus kasvaa tarpeeksi. Vastaavasti vaihtelevuuden pienentyessä kuumat päivät lisääntyisivät vähemmän ja kylmät päivät vähenisivät enemmän. Jo suhteellisen pienetkin muutokset keskiarvossa ja vaihtelevuudessa voivat vaikuttaa tuntuvasti ääri-ilmiöiden määrään, joka on kuvassa 8.21 suoraan verrannollinen varjostettujen alueiden pinta-alaan. Esimerkiksi Helsingin Kaisaniemessä lämpötila nousi vuosina 1957-1996 vähintään 30°C:seen vain 5 kertaa, vähintään 28°C:seen sen sijaan yhteensä 26 kertaa. Niinpä jo 2°C keskimääräinen lämpeneminen lisäisi 30°C:n ylitysten määrän viisinkertaiseksi, mikäli lämpötilan vaihtelevuus ei muutu.

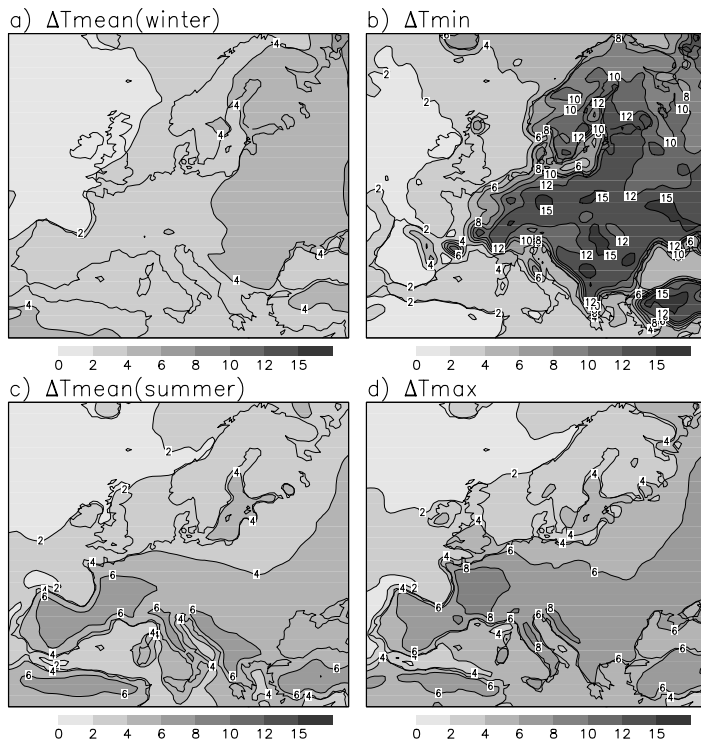
Seuraavaksi esitetään yhteenvetoa siitä, mitä vaihtelevuuden ja ääri-ilmiöiden muutoksista tällä hetkellä tiedetään. Monet luvun kuvaesimerkeistä perustuvat ruotsalaisen Rossby-keskuksen alueellisiin ilmastosimulaatioihin, koska kyseiset tulokset olivat monisteen kirjoittajalla kätevästi saatavilla. Tulosten käyttöarvo on enemmän kvalitatiivinen kuin kvantitatiivinen: simuloidut muutokset lienevät ainakin pääosin oikeansuuntaisia, mutta eivät suinkaan välttämättä oikeansuuruisia.



Kuva 8.21. Kaaviokuva keskilämpötilan ja lämpötilan vaihtelevuuden muutosten vaikutuksesta poikkeuksellisen matalien ja korkeiden lämpötilojen esiintymiseen: (a) keskilämpötila nousee, lämpötilan keskihajonta ei muutu; (b) keskilämpötila säilyy ennallaan mutta keskihajonta kasvaa; (c) sekä keskilämpötila että keskihajonta kasvavat (Houghton ym. 2001, kuva 2.32).

8.7.1 Lämpötilan vaihtelevuus ja ääriarvot

Keskimääräisen lämpötilan noustessa äärimmäinen kylmyys hyvin todennäköisesti lievittyy ja äärimmäinen kuumuus kovenee. Jos vaihtelevuus pysyy ennallaan, muutokset lämpötilajakauman molemmissa päissä ovat yhtä suuria. Käytännössä näin ei välttämättä kuitenkaan käy. Kuvan 8.22 esimerkkikokeessa talven alimmat minimilämpötilat ovat jakson 2071-2100 aikana suuressa osassa Eurooppaa yli 10°C korkeampia kuin jakson 1961-1990 aikana. Keskimääräinen talvilämpötila nousee kuitenkin vain noin 4°C. Toisaalta talven korkeimmat lämpötilat nousevat vähemmän kuin talven keskilämpötila (ei kuvaa). Lämpötilan vaihtelevuus siis pienenee. Kesällä tilanne on erilainen. Pohjois-Euroopassa kesän keskilämpötila ja korkeimmat maksimilämpötilat nousevat suunnilleen saman verran, 2-4°C. Etelä- ja Keski-Euroopassa keskilämpötilakin nousee enemmän kuin pohjoisessa, ja korkeimmat lämpötilat nousevat vielä jonkin verran keskilämpötilaa enemmän. Lämpötilan vaihtelevuus pysyy siis kesällä Pohjois-Euroopassa suunnilleen ennallaan mutta se kasvaa etelämpänä.



Kuva 8.22. Muutokset lämpötilan keski- ja ääriarvoissa jaksosta 1961-1990 jaksoon 2071-2100 Rossby-keskuksen alueellisella ilmastomallilla tehdyssä, A2-päästöskenaarioon perustuvassa simulaatiossa. (a) talven keskilämpötila, (b) keskimääräisen vuoden alin lämpötila, (c) kesän keskilämpötila, (d) keskimääräisen vuoden ylin lämpötila. Yksikkö °C.

Monissa muissakin mallikokeissa on todettu lämpötilan vuosienvälisen ja päivittäisen vaihtelevuuden vähenevän korkeilla leveysasteilla talvella, ilmeisesti koska lumen ja jään väheneminen nostaa eniten alimpia lämpötiloja. Kesäisin lämpötilan vaihtelevuus taas kasvaa usein malleissa alueilla, joilla maankosteus ja pilvisyys vähenevät.

Lämpötilan keskimääräinen vuorokausivaihtelu pienenee malleissa useimmilla alueilla, eli päivälämpötilat nousevat keskimäärin hiukkasen yölämpötiloja vähemmän. Ero ei kuitenkaan ole kovin suuri. Esimerkiksi Wattersonin (1997) tutkimassa mallikokeessa, jossa maapallon keskilämpötila nousi peräti 4.8°C, vuorokausivaihtelu pieneni maa-alueilla keskimäärin 0.36°C eli vajaat 4%. Alueilla, joilla maaperä kuivuu ja/tai pilvisyys vähenee, päivälämpötilat voivat nousta yölämpötiloja enemmänkin. Pilvisyyden vaikutus lämpötilan vuorokausivaihteluun on helposti ymmärrettävissä. Maankosteuden vaikutus perustuu siihen, että kostea maa haihduttaa vettä enemmän päivällä kuin yöllä. Niinpä maan kuivuminen vähentää haihtumista ja siihen kuluva energiaa eniten päiväsaikaan, eli se nostaa päivälämpötiloja enemmän kuin yölämpötiloja.

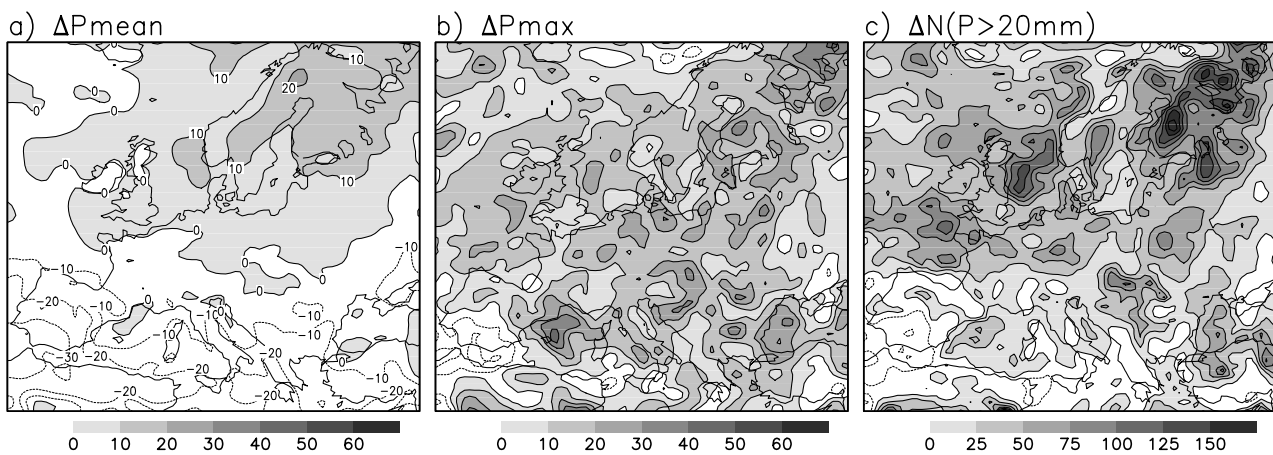
8.7.2 Rankkasateet ja kuivuus

Jos ilman suhteellinen kosteus pysyy suunnilleen ennallaan, ilmakehän vesihöyrysisältö kasvaa ilmaston lämmitessä tuntuvasti. Tämä tulee ilmeisesti johtamaan voimakkaimpien sateiden voimistumiseen monilla sellaisillakin alueilla, joilla kokonaissademäärä pienenee. Vastaavasti sadepäivien määrä todennäköisesti vähenee, poikkeuksena ehkä ne alueet (esim. korkeat leveysasteet), joilla kokonaissademäärä kasvaa eniten. Maapalloa kokonaisuudessaan ajateltaessa ilmeisesti siis sekä rankkasateiden aiheuttamat tulvat että kuivuus tulevat lisääntymään.

Kokonaissademäärän ja rankkasateiden mahdollista muutosta Euroopassa tämän vuosisadan aikana havainnollistetaan kuvassa 8.23. Tarkasteltavassa kokeessa vuoden keskimääräinen kokonaissademäärä kasvaa Pohjois-Euroopassa 10-20% ja pienenee Välimeren alueella suunnilleen saman verran (kuva 8.23a). Tämä on varsin tyypillinen mallitulos. Seuraava kuva (8.23b) näyttää muutok-

sen vuoden suurimmassa yhden päivän sademäärässä¹⁹. Tulos on sotkuisen näköinen: muutos vaihtelee jyrkästi ja näennäisen epäloogisesti paikasta toiseen. Sotku on seurausta ilmaston luonnollisesta vaihtelusta, joka vaikuttaa ääriarvoihin paljon voimakkaammin kuin pitkän ajan keskiarvoihin. Yleensä ottaen voimakkaimmat sateet kuitenkin kasvavat Etelä-Euroopassakin, missä kokonaissademäärä pienenee. Toisaalta sadepäivät vähenevät siellä selvästi (ei kuvaa).

Kuvan 8.23b maksimisademäärän muutokset eivät näytä kovin dramaattisilta: kasvu on yleensä 0-30%. Hyvin runsassateisten (yli 20 mm) päivien *lukumäärä* kasvaa kuitenkin prosentuaalisesti paljon enemmän (kuva 8.23c), paikoin yli kaksinkertaiseksi. Muutokset kaikkein voimakkaimpien sateiden voimakkuudessa ja tietyn raja-arvon ylittävien runsassateisten päivien määrässä eivät siis ole sama asia, vaan jälkimmäinen muutos on prosentteissa mitattuna paljon edellistä suurempi.



Kuva 8.23. Muutokset sadeilmastossa jaksosta 1961-1990 jaksoon 2071-2100 Rossby-keskuksen alueellisella ilmastomallilla tehdyssä, A2-päästökkenaarioon perustuvassa kokeessa. (a) keskimääräisen vuosisademäärän muutos, (b) vuoden sateisimman päivän sademäärän muutos ja (c) muutos niiden päivien lukumäärässä, joina sataa yli 20 mm. Kaikki muutokset on ilmaistu prosentteina vertailuajon (1961-1990) vastaavista arvoista. Huomaa, että (c)-kohdan asteikko eroaa (a)- ja (b)-kohtien asteikoista.

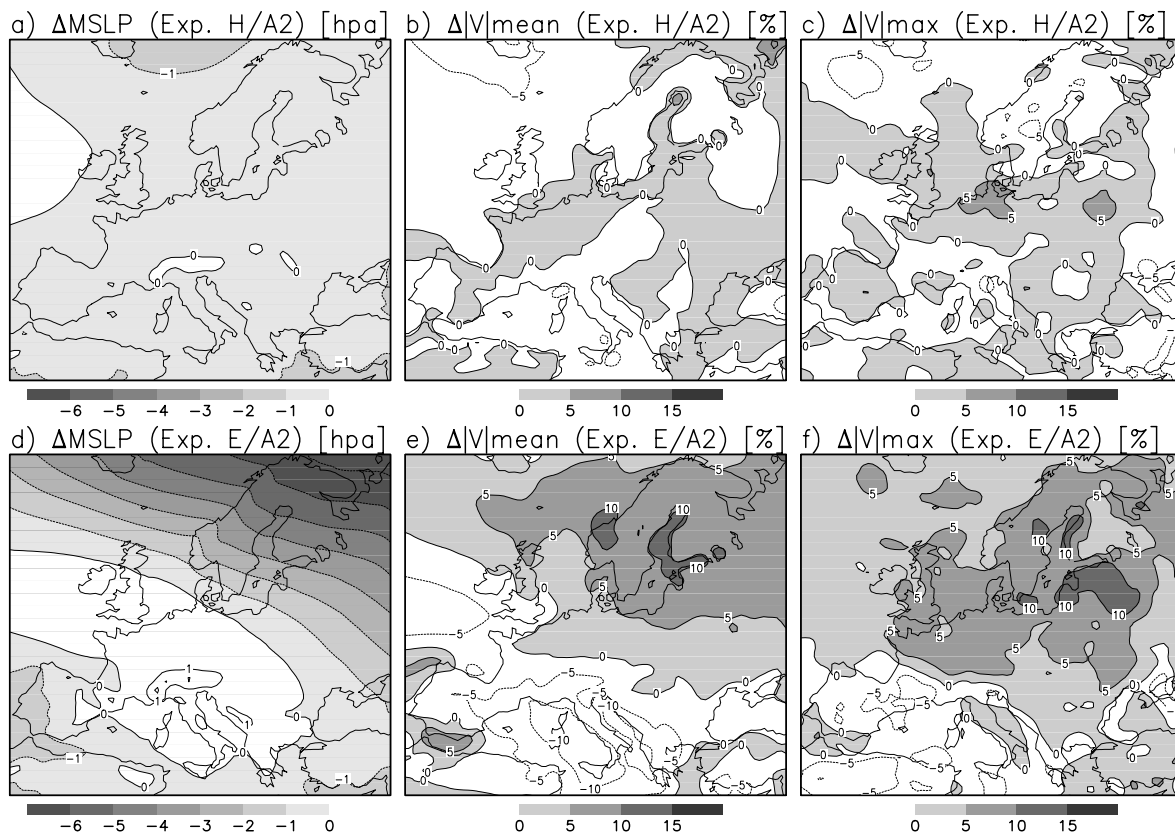
8.7.3 Tuulisuus ja myrskyt

Keskileveysasteilla voimakkaimmat tuulet liittyvät barokliinisiin säähäiriöihin, jotka saavat pääosan energiastaan napa-alueiden ja tropiikin välisestä lämpötilaerosta (kurssi Ilmakehän virtausrakenteiden dynamiikka). Eteläisen pallonpuoliskon keskileveysasteilla häiriötoiminnan voisi ounastella voimistuvan, sillä siellä pohjois-eteläsuuntainen lämpötilagradiendi näyttää kasvavan sekä ala- että ylätroposfäärissä (kuva 8.4). Pohjoisella pallonpuoliskolla tilanne on monimutkaisempi: alotroposfäärissä lämpötila nousee eniten napa-alueella, ylätroposfäärissä tropiikissa. Koska häiriöt saavat jonkin verran energiaa myös vesihöyryn tiivistyessä vapautuvasta lämmöstä, ilmakehän vesihöyryn lisääntyminen saattaisi lisäksi osaltaan voimistaa niitä. Näiden osittain eri suuntiin vaikuttavien asioiden yhteisvaikutusta on vaikea arvioida. Todennäköisesti häiriötoiminta ei voimistu tai heikkene tasaisesti kummallakaan pallonpuoliskolla, vaan muutokset ovat alueellisesti vaihtelevia. Yleensä ottaen voimakkaimman häiriötoiminnan alueet näyttäisivät siirtyvän hivenen napoja kohti (Yin 2005). Useissa tutkimuksissa on lisäksi havaittu matalapaineiden kokonaismäärän pienenevän mutta syvien matalapaineiden kuitenkin lisääntyvän.

¹⁹ Muutos on laskettu poimimalla kunkin simuloidun vuoden suurin päivittäinen sademäärä, laskemalla tästä vertailuajon ja ilmastomuutosajon 30 vuoden keskiarvot ja vertaamalla näitä keskiarvoja keskenään.

Trooppisia pyörremyrskyjä syntyy nykyisin alueilla, joilla veden lämpötila on vähintään +26°C. Lämmenneessä ilmastossa tällaisia merialueita olisi entistä enemmän, minkä voisi odottaa laajentavan pyörremyrskyjen esiintymisaluetta. Näin ei kuitenkaan ilmeisesti käy, vaan myrskyjen esiintymisalue ja lukumäärä pysyy suunnilleen ennallaan (merenpinnan lämpötilan näennäinen raja-arvo nousee mm. koska ilmakehäkin lämpenee). Sen sijaan on viitteitä siitä, että kaikkein voimakkaimmista trooppisista pyörremyrskyistä saattaisi tulla nykyistäkin voimakkaampia.

Voimakkaisiin ukkospilviin liittyvien tornadojen ja muiden pienikokoisten myrskyjen tulevista muutoksista on mahdotonta sanoa mitään nykyisten ilmastomallien tulosten perusteella. Intuitiivisesti voisi aavistella ilmaston lämpenemisen levittävän tällaisten myrskyjen esiintymisaluetta napoja kohti, mutta tutkimustietoa asiasta on hyvin vähän.



Kuva 8.24. Muutokset (1961-1990 → 2071-2100) merenpintapaineen vuosikeskiarvossa (vasemmalla), keskimääräisessä pintatuulen nopeudessa (keskellä) ja vuoden suurimmassa tuulennopeudessa (oikealla) Rossby-keskuksen alueellisella ilmastomallilla tehdyissä A2-päästöskenaarioon perustuvissa kokeissa. Yläriivi: HadAM3H-mallin antamia reunaehtoja käyttänyt koe (jota on käytetty aiemmissa tämän luvun kuvissa); alarivi: ECHAM4-mallin antamia reunaehtoja käyttänyt koe. Tuulien nopeuden muutokset on annettu prosentteina vertailuajon vastaavista arvoista.

Kaksi mallitulosta tuulisuuden mahdollisista tulevista muutoksista Euroopassa on esitetty kuvassa 8.24. Kokeet tehtiin samalla alueellisella ilmastomallilla, mutta mallin tarvitsemat reunaehdot otettiin kahdesta eri maailmanlaajuisesta ilmastomallista. Keskimääräisen merenpintapaineen muutokset, jotka alueellinen malli “perii” reunaehdot antaneilta globaaleilta malleilta lähes sellaisenaan, ovat kokeissa varsin erilaisia. Yläriivin kokeessa paine muuttuu tuskin nimeksikään, alarivin kokeessa se sen sijaan laskee tuntuvasti (6-7 hPa) kuva-alueen pohjoisreunalla. Painejakauman muutoksesta voi päätellä, että keskimääräinen pohjois-eteläsuuntainen paine-ero kasvaa alarivin kokeessa Pohjois-

Euroopan alueella, ja sen perusteella voi myös ounastella, että matalapainetoiminta siirtyy pohjoista kohti. Molempien asioiden voi odottaa voimistavan tuulia Pohjois-Euroopassa. Näin käykin: sekä vuoden keskimääräinen tuulenoisuus että vuosittainen maksimituulenoisuus kasvavat Pohjois-Euroopassa 5-10%. Yläriivin kokeessa tuulisuuden muutokset ovat sen sijaan enimmäkseen olemattoman pieniä, osittain jopa vastakkaisuuntaisia alarivin kokeeseen verrattuna.

Tuulisuuden tulevat muutokset riippuvat siis voimakkaasti ilmakehän kiertoliikkeen muutoksista, jotka tunnetaan vielä melko huonosti. Muiden mallien tulosten tutkailu antaa tosin olettaa, että kuvan 8.24 kaksi esimerkkiä ovat ainakin painejakauman muutosten suhteen lähellä epävarmuusvälin ääripäitä. Todennäköisesti siis myös tuulisuuden muutokset osuvat useimmissa muissa malleissa näiden kahden ääriesimerkin välille.

8.7.4 El Niño ja La Niña

Tyynellämerellä päiväntasaajan tienoilla pintaveden lämpötila on epätasaisesti jakautunut. Indonesian tienoilla vesi on keskimäärin 30-asteista, Perun rannikon tuntumassa vain 20-25-asteista. Etenkin meren itäisellä puoliskolla, päivämääränrajan ja Etelä-Amerikan rannikon välillä, veden lämpötila kuitenkin vaihtelee melkoisesti vuodesta toiseen. Epäsäännöllisesti muutaman vuoden välein toistuvissa El Niño-tilanteissa vesi lämpenee siellä 1-3°C normaalia lämpimämmäksi, Perun rannikolla joskus enemmänkin. El Niño-vuosien välissä taas on La Niña-vuosia, jolloin Tyynenmeren itäosat ovat tavallistakin viileämpiä. Vaihtelulla on valtava vaikutus sääoloihin trooppisen Tyynenmeren alueella. Keskimääräisinä vuosina ja etenkin La Niña -tilanteissa Tyynenmeren alueen runsaimmat sateet saadaan Indonesian tienoilla, missä vesi on lämpimintä. Etelä-Amerikan länsirannikolla sen sijaan on hyvin kuivaa. El Niño-vuosina Tyynenmeren itäosissa ja Perussa sataa rankasti, kun taas mm. Indonesiassa ja Australiassa on tavallista kuivempaa. Tuntuja säämuutoksia havaitaan muualakin tropiikissa ja jossain määrin myös korkeammilla leveysasteilla, etenkin Pohjois-Amerikassa.

Monissa, joskaan ei kaikissa, ilmastomalleissa keskilämpötila nousee kasvihuonekaasujen lisääntyessä Tyynenmeren itäosissa hiukan nopeammin kuin sen länsiosissa. Keskimääräinen ilmasto muuttuu siis kenties piirun verran enemmän El Niño-vuosia muistuttavaksi. Sitä, kasvaako vai pieneneekö trooppisen Tyynenmeren pintalämpötilan vuosienvälinen vaihtelu, ei sen sijaan tiedetä minkäänmoisella varmuudella. Mallit ovat kuitenkin antaneet viitteitä siitä, että merenpinnan lämpötilan vaihtelut vaikuttaisivat sadeoloihin lämpimämmässä ilmastossa nykyistäkin voimakkaammin. Vaikka El Niño – La Niña-vaihtelu itsessään ei voimistuisikaan, siihen liittyvät kuivuus- ja tulvaongelmat saattavat siksi kasvaa tulevaisuudessa entistä suuremmiksi.

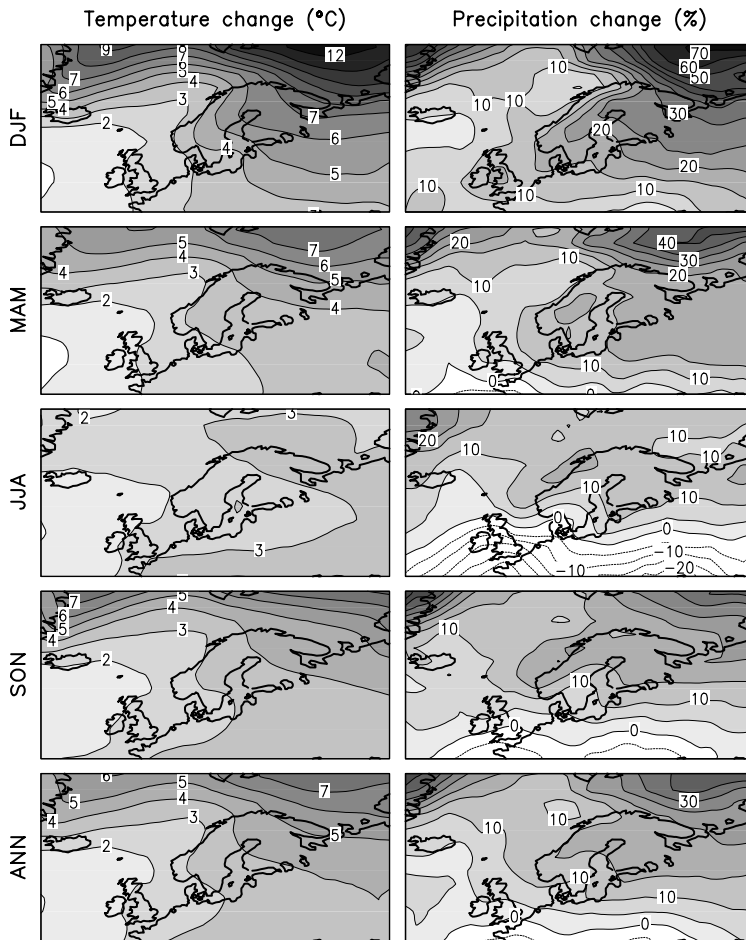
8.8 Ilmastomuutos Pohjois-Euroopassa

Tässä kappaleessa tutkitaan tarkemmin lämpötilan ja sademäärän mahdollisia muutoksia Pohjois-Euroopassa kuluvalle vuosisadalla, käyttäen 20:n ilmastomallin A1B-päästöskenaarioon perustuvien kokeiden tuloksia. Esimerkiksi A2-skenaarioon perustuvissa kokeissa ilmastomuutokset ovat hiukkasen suurempia ja B1-skenaarioon perustuvissa kokeissa jonkin verran pienempiä, mutta muutosten perusluonne ei juuri eroa eri päästöskenaarioiden välillä (Karppanen 2006).

Kaikkien kahdenkymmenen mallin tulosten keskiarvona lasketut lämpötilan ja sademäärän muutokset (1971-2000 → 2070-2099) on esitetty kuvassa 8.25. Lämpötila nousee Pohjois-Euroopassa kaikkina vuodenaikoina, mutta keskimäärin hiukan enemmän talvella kuin kesällä. Ero liittyyneen lumen ja jään vähenemiseen, joka vauhdittaa talvilämpötilojen nousua. Etenkin talvella lämpeneminen voimistuu lounaasta koillista kohti: Pohjois-Atlanti lämpenee vain hitaasti mutta Pohjois-Siperia ja Jäämeri paljon nopeammin. Jakauma on kvalitatiivisesti samanlainen myös keväällä ja syksyllä, mutta maantieteelliset erot ovat tällöin pienempiä. Kesällä lämpeneminen voimistuu loivasti lännestä itään, Atlantilta Euraasian sisäosia kohti. Koko vuoden keskilämpötila nousee Pohjoismaissa keskimäärin 3-

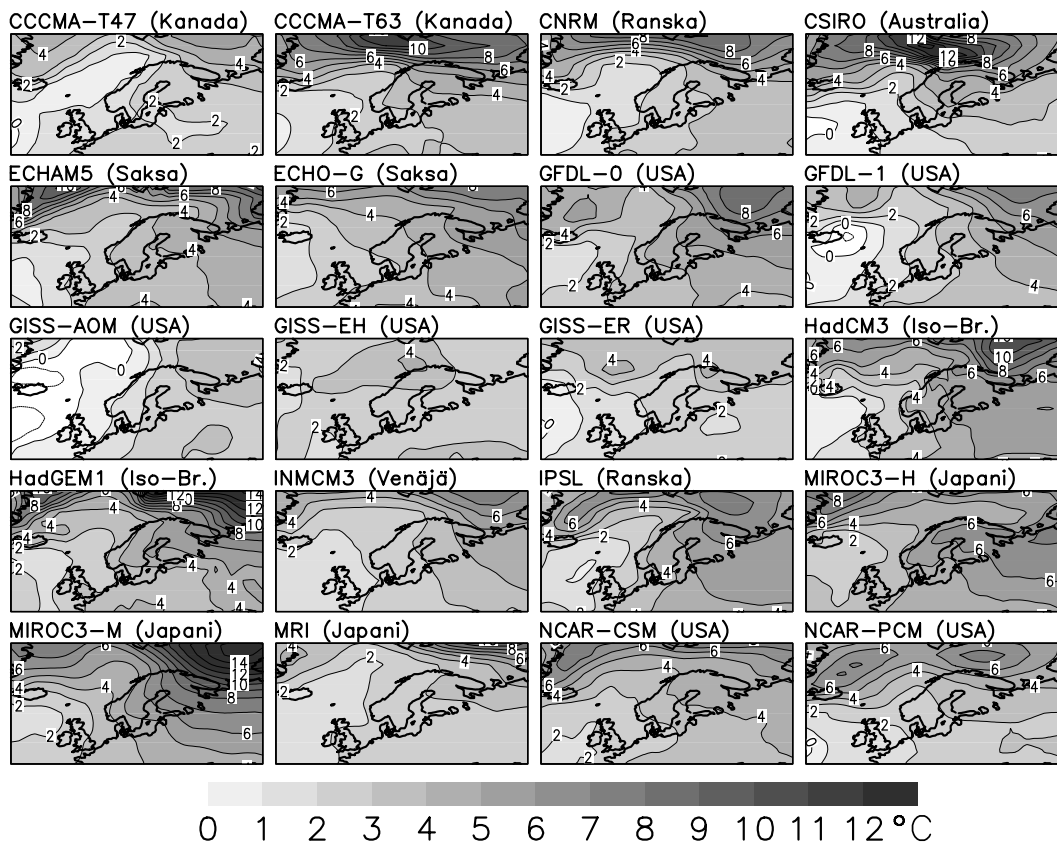
5°C, eli jonkin verran enemmän kuin koko maapallon keskilämpötila, joka kohoaa näissä kokeissa keskimäärin 2.6°C. Koska maa-alueet lämpenevät malleissa yleensä meriä enemmän, simuloitu lämpötilan muutos Pohjoismaissa ei kuitenkaan ole kovin paljon isompi kuin muutos maapallon maa-alueilla keskimäärin (3.4°C).

Vuotuinen sademäärä kasvaa Suomessa ja Skandinaviassa keskimäärin 10-20%, siis suunnilleen saman verran kuin muuallakin korkeilla leveysasteilla. Kasvu on malleissa keskimäärin suurinta talvella ja vähäisintä kesällä. Keski- ja Etelä-Euroopassa kesän sademäärä pienenee monissa malleissa melko selvästikin, ja muutamissa yksittäisissä malleissa kesäsateiden väheneminen ulottuu Etelä-Suomeen asti.

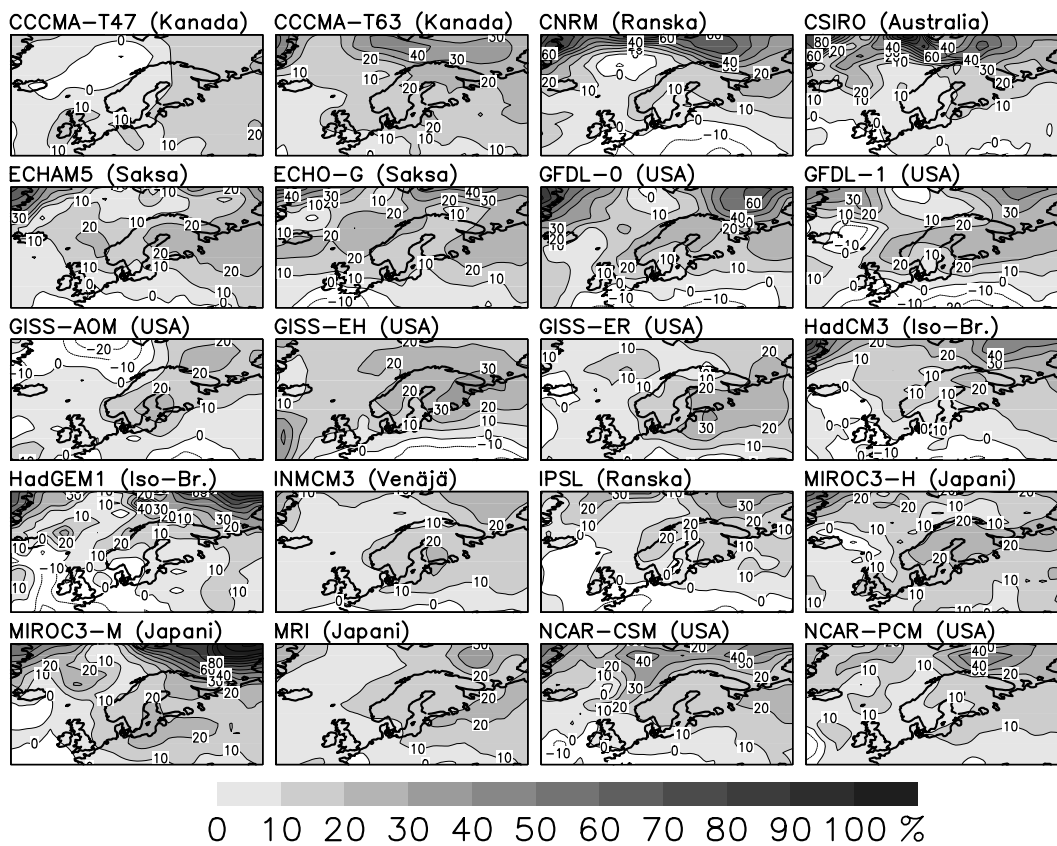


Kuva 8.25. Lämpötilan (vasemmalla) ja sademäärän (oikealla) muutokset Pohjois-Euroopassa jaksosta 1971-2000 jaksoon 2070-2099 (20:n AIB-skenaarioon perustuvan mallikokeen keskiarvo). DJF = joului-helmikuu; MAM = maalii-toukokuu; JJA = kesä-elokuu; SON = syys-marraskuu; ANN = vuosikeskiarvo.

Sekä lämpötilan että sademäärän muutokset vaihtelevat mallista toiseen (kuvat 8.26 ja 8.27). Vähimmilläänkin lämpötila kuitenkin nousee Suomen kohdalla noin 2°C, enimmillään Etelä-Suomessa noin 6°C ja Pohjois-Suomessa yhdessä mallissa vieläkin enemmän. Muutamissa malleissa lämpötila nousee Jäämerellä Suomen ja Skandinavian pohjoispuolella jään sulamisen seurauksena hyvin voimakkaasti. Tulos on kuitenkin fysikaalisesti arveluttava, sillä todellisuudessa jäätä on tällä alueella nykyisinkin melko vähän. Pohjois-Atlantilla Islannin tienoilla lämpötila laskee hiukan muutamissa malleissa, mikä johtuu aivan ilmeisesti Pohjois-Atlantin merikiertoliikkeen heikkenemisestä. Jäähdytyminen ei kuitenkaan ulotu Euroopan mantereelle asti. Sademäärän muutokset vaihtelevat mallista toiseen vielä enemmän kuin lämpötilan muutokset, etenkin mitä tulee muutosten maantieteellisen jakauman yksityiskohtiin (kuva 8.27). Kaikissa malleissa sademäärä kuitenkin kasvaa ainakin lähes kaikkialla Pohjois-Euroopassa.



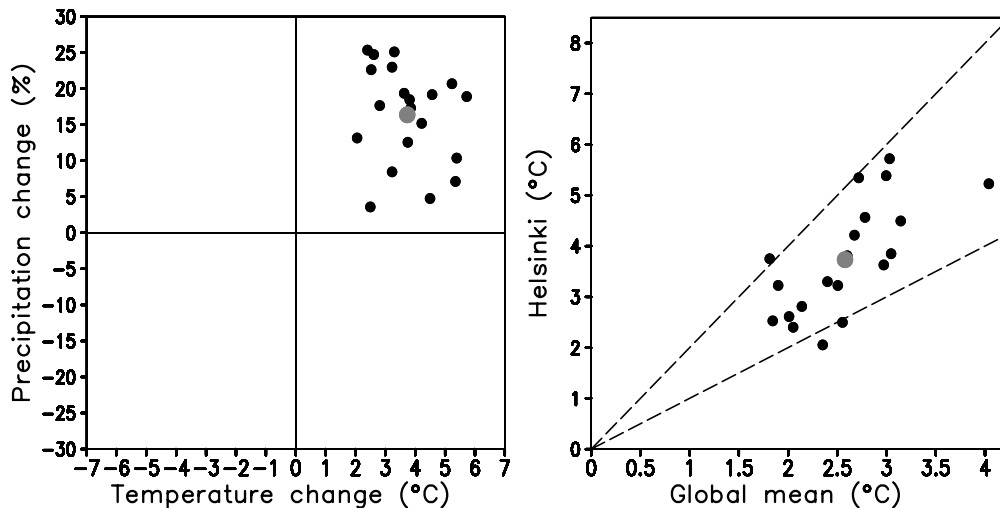
B-simulaatioissa.



Kuva 8.27. Keskimääräisen vuotuisen sademäärän muutos (1971-2000 → 2070-2099) A1B-simulaatioissa.

Kuva 8.28 esittää yhteenvedon simuloituista ilmastonmuutoksista Helsinkiä lähimmässä hilapisteessä, joka tosiasiasa edustaa satoja kilometrejä kantiinsa olevaa aluetta Suomen etelärannikon tuntumassa. Vuoden keskilämpötilan ja sademäärän muutokset tässä pisteessä on koottu kuvan vasempaan puoliskoon. Lämpötilan muutos vaihtelee kahdesta kuuteen asteeseen, sademäärän muutos muutamasta prosentista reiluun 25 prosenttiin. Joka tapauksessa lämpötila nousee ja sademäärä kasvaa ainakin jonkin verran kaikissa 20:ssä mallissa. Toisin kuin ehkä voisi odottaa, lämpötilan ja sademäärän muutos eivät juuri korreloi keskenään.

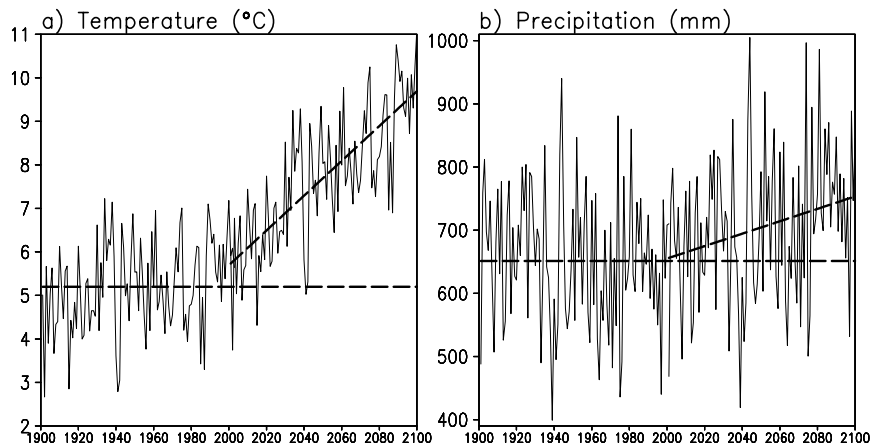
Helsingin keskilämpötilan muutos vaihtelee enemmän mallista toiseen kuin koko maapallon keskilämpötilan muutos (kuvan 8.28 oikea puoli). Kvalitatiivisesti samanlainen tulos saataisiin missä tahansa pisteessä, olkoonkin että mallien välisten erojen suuruus vaihtelee maapallon eri osien välillä (yleensä erot ovat suurempia korkeilla leveysasteilla kuin tropiikissa). Kuten odottaa sopii, Helsingin hilapiste lämpenee yleensä eniten niissä malleissa, joissa koko maapallokin lämpenee voimakkaasti. Korrelaatio ei kuitenkaan ole täydellinen. Yhdessä mallissa Helsinki lämpenee yli kaksinkertaisesti sen mitä maapallo keskimäärin, kahdessa mallissa hiukan maapallon keskiarvoa vähemmän. Lopuissa 17 mallissa (85% kaikista) Helsinki lämpenee enemmän kuin maapallo keskimäärin, mutta kuitenkin alle kaksinkertaisesti.



Kuva 8.28. Vasemmalla: vuoden keskilämpötilan (vaaka-akseli) ja sademäärän (pystyakseli) muutokset (1971-2000 → 2070-2099) Helsinkiä lähimmässä hilapisteessä A1B-skenaarioon perustuvissa mallikokeissa. Pienet pisteet esittävät yksittäisten mallien tuloksia ja isompi piste kaikkien mallien keskiarvoa. Oikealla: koko maapallon keskilämpötilan (vaaka-akseli) ja Helsingin keskilämpötilan (pystyakseli) muutokset. Huomaa ero vaaka- ja pystyakselien asteikoissa. Alemman katkoviivan kohdalla Helsinki lämpenee yhtä paljon kuin maapallo keskimäärin, ylemmän katkoviivan kohdalla kaksinkertaisesti sen verran.

Eri mallien simuloimien ilmastonmuutosten erilaisuus ei ole yksin mallien erilaisuuden vika. Koska simuloitu ilmasto vaihtelee luonnostaankin, eri malleilla tehdyistä kokeista olisi saatu jossain määrin erilaisia tuloksia vaikka hiilidioksidin lisääntymiseen liittyvä “ilmastonmuutossignaali” olisikin kaikissa malleissa täsmälleen sama (vrt. kuva 7.11). Lämpötilan muutokset vaihtelevat kuitenkin mallista toiseen moninkertaisesti enemmän kuin ilmaston luonnollisen vaihtelun perusteella olisi odotettavissa (Karppanen 2006), joten suuri valtaosa eroista aiheutuu ilmeisesti mallien erilaisuudesta. Sademäärän muutosten eroista luonnollinen vaihtelu selittää suuremman osan mutta kuitenkin alle puolet. Todellisessa maailmassa tapahtuvien ilmastonmuutosten ennustamista vaikeuttaa ilmaston luon-

nollisen vaihtelun ja mallien puutteellisuuden lisäksi tietysti myös ilmakehän koostumuksen muutokseen liittyvä epävarmuus, joka ei tule kuvien 8.26-8.28 vertailuissa esille.



Kuva 8.29. Vuoden keskilämpötilan ja sademäärän havaittu vaihtelu Helsingin Kaisaniemessä vuosina 1901-2000 ja niiden mahdollinen tuleva vaihtelu vuoteen 2100 asti. Käyriä on jatkettu vuodesta 2000 olettamalla, että vuosienvälinen vaihtelu toistuisi samanlaisena kuin 1900-luvulla, mutta että lämpötilan perustaso nousisi 0.4°C ja sademäärä 1.5% kymmentä vuotta kohti (vinot katkoviivat, joiden alkupiste vuonna 2000 on valittu jakson 1981-2000 havaittujen keskiarvojen mukaan). Lämpötilan ja sademäärän 1900-luvun keskiarvot on merkitty vaakasuorilla katkoviivoilla.

A1B-skenaarioon perustuvissa mallikokeissa vuoden keskilämpötila nousee Helsingin hilapisteessä keskimäärin n. 4°C ja vuoden sademäärä n. 15% sadassa vuodessa. Näiden tietojen perusteella voidaan tehdä yksinkertainen ilmastoennuste (kuva 8.29). Ennuste on laadittu olettamalla, että lämpötilan ja sademäärän vuosienväliset vaihtelut toistuisivat kuluvalle vuosisadalla muuten samanlaisina kuin 1900-luvulla, paitsi että niiden perustaso nousisi edellä mainittujen lukujen mukaisesti. Ennusteen mukaan viimeiset 1900-luvun mittapuulla keskimääräistä kylmemmät vuodet sattuisivat vuoden 2040 paikkeilla, ja vuosisadan lopulla lähes kaikki vuodet olisivat selvästi 1900-luvun leudoimpiakin vuosia lämpimämpiä. 1900-luvun keskiarvoa kuivempia vuosia sen sijaan esiintyisi vielä kuluvan vuosisadan lopussakin. Lämpötilailmaston muutos tulisi selvästi näkyviin jo muutamassa vuosikymmenessä, sadeilmaston muutos sen sijaan vasta vuosisadan lopulla. Ennustettu lämpötilan muutos on siis ilmaston luonnolliseen vaihteluun verrattuna monin verroin suurempi kuin sademäärän muutos. Sama pätee myös maapallon muilla alueilla.

Todellisuudessa lämpötilan ja sademäärän muutokset voivat tietysti edetä hitaammin tai nopeammin kuin kuvassa 8.29, eikä niiden vuosienvälisen vaihtelun yksityiskohtia kyetä ennustamaan lainkaan. Kuvassa ei myöskään ole otettu huomioon sitä, että mallitulosten mukaan lämpötilan vuosienvälinen vaihtelu todennäköisesti hiukan pienenee Suomessa ilmaston lämmitessä. Sademäärän vuosienvälisen keskihajonnan on oletettu kasvavan prosentuaalisesti yhtä paljon kuin keskisademääränkin. Mallitulosten perusteella tämä näyttäisi olevan Pohjois-Euroopassa järkevä oletus.

8.9 Yhteenveto

Hiilidioksidin ja muiden kasvihuonekaasujen lisääntymisen odotetaan aiheuttavan maapallon ilmassa kuluvalle vuosisadalla mm. seuraavanlaisia muutoksia:

- Maapallon pinta ja troposfääri lämpenevät. Stratosfääri sen sijaan jäähtyy hiilidioksidin lisääntymisen takia (luku 8.1.1).

- Tämänhetkisen arvion mukaan maapallon keskimääräinen pintalämpötila nousisi kuluvan vuosisadan aikana 1.1-6.4 asteella (luku 8.1.2). Sitä mukaa kun ilmastomallit kehittyvät ja skenaarioita kasvihuonekaasujen päästöistä päivitetään, nämä luvut voivat toki muuttua.
- Lähes kaikki maa-alueet lämpenevät luultavasti nopeammin kuin maapallo keskimäärin. Useimmat merialueet lämpenevät taas keskimääräistä hitaammin, poikkeuksena Pohjoinen jäämeri, jota jään väheneminen voi lämmittää hyvinkin nopeasti (luvut 8.1.1-8.1.2).
- Useimmilla maa-alueilla yöt lämpenevät hiukan päiviä enemmän (luku 8.7.1).
- Keskilämpötilan noustessa myös korkeimmat lämpötilat nousevat. Kovimmat pakkaset heikkenevät monilla alueilla enemmänkin kuin keskilämpötilan muutosten perusteella voisi odottaa (luku 8.7.1).
- Lumen ja jään peittämä alue pienenee (luku 8.3).
- Maapallon kokonaissademäärä kasvaa hiukan. Sateisuuden muutokset vaihtelevat kuitenkin alueellisesti. Varmimmin sateet lisääntyvät korkeilla leveysasteilla, etenkin talvella (luku 8.2).
- Vesihöyryn määrä ilmakehässä kasvaa. Tämän takia rankimmat sateet voimistuvat monilla sellaisillakin alueilla, joilla kokonaissademäärä laskee. Useimmilla maapallon alueilla sadepäivät kuitenkin vähenevät, etenkin siellä, missä kokonaissademäärä pienenee. Tämä lisää pitkien kuivuuskausien riskiä (luku 8.7.2).
- Sademäärän muutokset vaihtelevat suhteellisesti ottaen enemmän mallista toiseen kuin lämpötilan muutokset (luvut 8.2 ja 8.8).
- Lämpötilan noustessa haihtuminen tehostuu. Tämä voi johtaa maaperän kuivumiseen sellaisillakin alueilla, joilla kokonaissademäärä pysyy ennallaan tai jopa kasvaa hiukan (luku 8.4).
- Pohjois-Atlantin merikiertoliike heikkenee. Näyttää kuitenkin hyvin epätodennäköiseltä, että tämä johtaisi ilmaston jäähtymiseen Pohjois-Euroopassa (luvut 8.6 ja 8.8).
- Tuulisuuden muutokset tulevat luultavasti olemaan eri alueilla erilaisia. Niistä ei vielä tiedetä kovin paljon (luku 8.7.3).

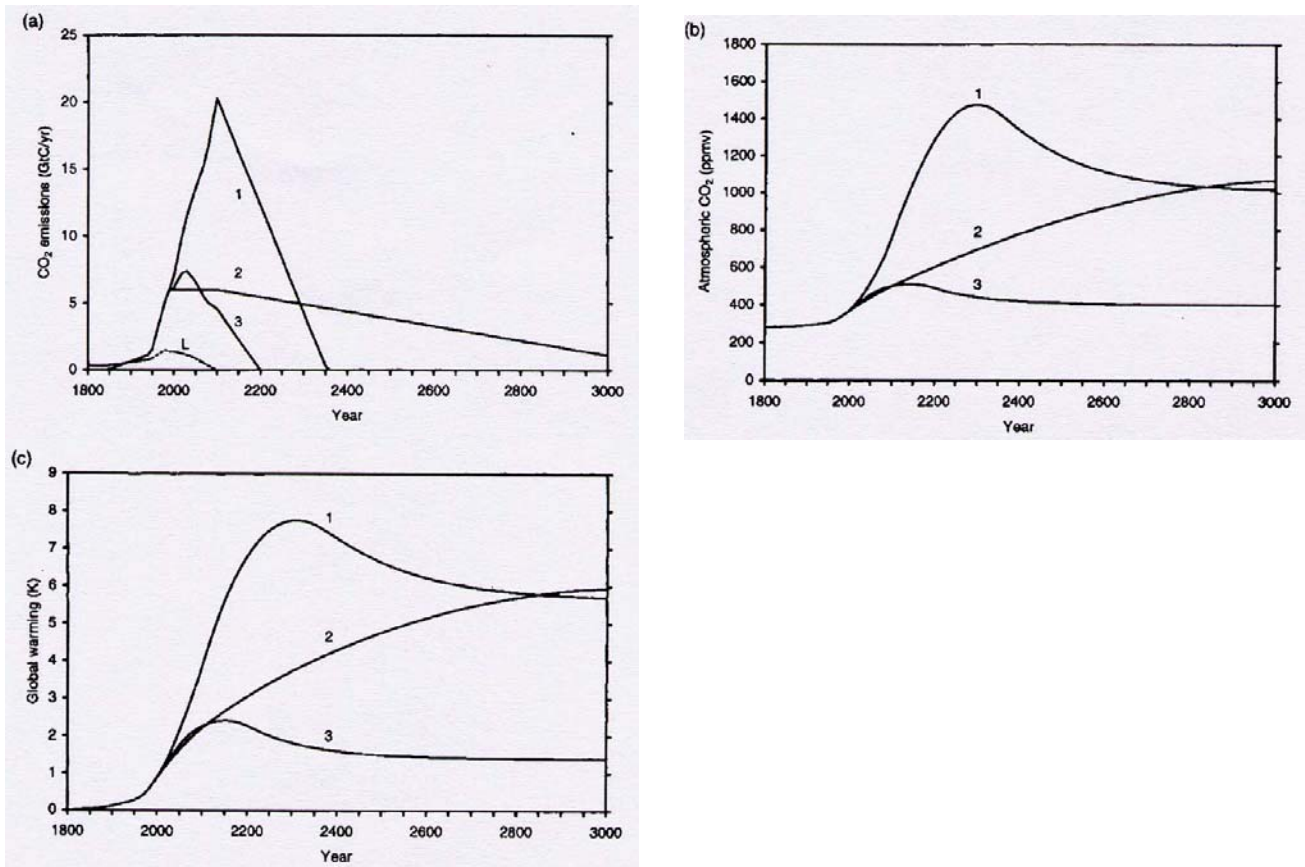
Pohjois-Euroopassa ilmasto lämpenee luultavasti jonkin verran enemmän kuin maapallolla keskimäärin. Todennäköisesti talvet lämpenevät keski enemmän. Sademäärä kasvaa, varmimmin vuoden talvipuoliskolla. Sademäärän muutokset tulevat kuitenkin todennäköisesti erottumaan ilmaston luonnollisen vaihtelun seasta selvästi lämpötilan muutoksia heikommin (luku 8.8).

Todellinen ilmastojärjestelmä ei välttämättä käyttäydy samalla tavoin kuin ilmastomallit. Todelliset muutokset voivat siis osoittautua suuremmiksi tai pienemmiksi, tai jossain suhteessa jopa kokonaan erilaisiksi, kuin mallitulosten keskiarvon tai edes niiden vaihteluvälin perusteella voisi odottaa. Ilmastomuutoksia tarkasteltaessa on siis muistettava myös yllätysten mahdollisuus.

Mitä ilmastolle tapahtuu sataa vuotta kaukaisemmassa tulevaisuudessa, riippuu paljon kasvihuonekaasujen päästöistä. Maapallon lämpeneminen jatkuu kuitenkin lähes varmasti vuoden 2100 jälkeenkin. Kasvihuonekaasuista etenkin hiilidioksidi on niin pitkäikäinen, ettei sen pitoisuuden kasvu pysähdy ellei päästöjä saada pienennettyä tosi rajusti (kuva 6.4). Lämpeneminen taas ei lopu ilmakehän koostumuksen vakiintuessaan, vaan se jatkuisi hitaampana pitkään sen jälkeenkin (kuva 8.2).

Vielä hyödyntämättömät fossiilisten polttoaineiden varannot sisältävät hiiltä arviolta n. 4000 GtC, eli yli kymmenkertaisesti sen mitä on tähän mennessä käytetty (noin 300 GtC) (Lenton ja Cannell 2002). Kuvassa 8.30 on tuloksia yksinkertaisella, hiilen kiertokulkua ja ilmastoa simuloivalla mallilla tehdyistä kokeista, joissa tutkittiin mitä kaikkien näiden varantojen käyttö aiheuttaisi. Kokeessa 1, jossa fossiiliset polttoaineet käytettiin loppuun vuoteen 2350 mennessä, hiilidioksidipitoisuus nousi enimmillään lähes 1500 ppmv:hen ja oli vielä vuosituhannen lopussakin, 650 vuotta päästöjen loppumisen jälkeen, 1000 ppmv. Kokeessa 2 polttoainevarat käytettiin hitaammin. Hiilidioksidipitoisuus

nousi siksi hitaammin mutta oli tässäkin kokeessa vuonna 3000 hiukan yli 1000 ppmv. Molemmissa kokeissa maapallo oli vuonna 3000 6°C lämpimämpi kuin vuonna 1800, vaikka lämpötila ensimmäisessä kokeessa olikin jo hienoisessa laskussa. Tämän jälkeenkin lämpötila olisi pysynyt paljon nykyistä korkeampana vielä useita tuhansia vuosia. Käytetyssä mallissa hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aiheuttama tasapainolämpeneminen oli tavanomainen eli noin 3.0°C. Tätä herkempi malli olisi siis simuloinut suurempia lämpötilanmuutoksia ja vähemmän herkkä pienempiä. Muiden kaasujen kuin hiilidioksidin lämmittävää vaikutusta ei otettu kokeissa lainkaan huomioon.



Kuva 8.30. Tuloksia Lentonin ja Cannellin (2002) mallikokeista. (a) oletetut hiilidioksidipäästöt, (b) ilmakehän hiilidioksidipitoisuus ja (c) maapallon keskilämpötilan muutos. Kokeissa 1 ja 2 poltettiin kaikki tunnetut fossiilisten polttoaineiden varannot, kokeessa 3 (jota ei käsitellä tekstissä) vain neljäsosa niistä.

Suuret ja pitkäaikaisiksi jäävät ilmastonmuutokset muuttaisivat luultavasti maapallon kasvillisuustyyppien jakaumaa tuntuvasti. Myös Grönlannin mannerjäätikkö näyttää olevan pitkällä tähtäimellä vakavasti uhanalainen, sillä jo 3-6°C vuosikeskilämpötilan nousu Grönlannin kohdalla voi lopulta sulattaa koko jäätikön (luku 10.3). Jos jäätikkö sulaisi, se ehkä muodostuisi uudelleen vasta kymmenien tuhansien vuosien kuluttua (Loutre ja Berger 2000; Toniazzo ym. 2004).

9. Mallitulosten vertailua havaittuihin ilmastonmuutoksiin

9.1 Onko ihmiskunta jo vaikuttanut maapallon ilmastoon?

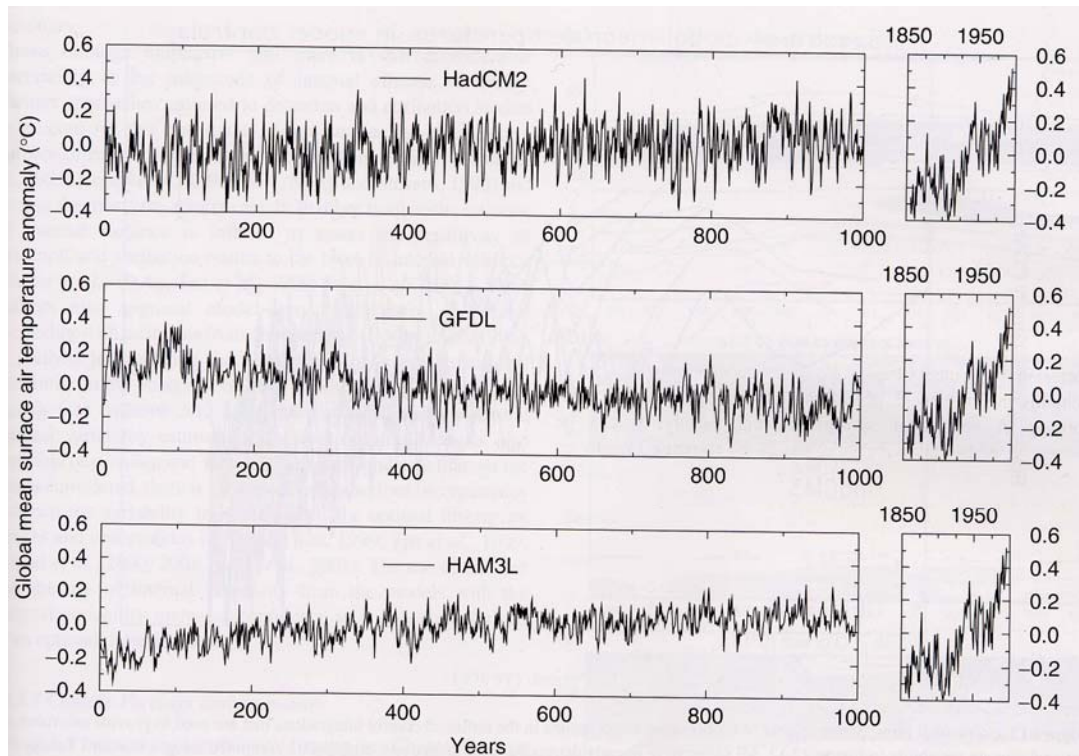
Eri mallit antavat erilaisia arvioita siitä, kuinka voimakkaasti kasvihuonekaasujen lisääntyminen vaikuttaa maapallon ilmastoon. Voidaanko jo havaittujen ilmastonmuutosten perusteella päätellä, minkä mallin tulokset olisivat lähimpänä totuutta? Voidaanko edes olla varmoja, että ihmiskunta on vaikuttanut havaittuihin ilmastonmuutoksiin jollain tavalla? Kysymykset ovat tärkeitä paitsi tieteellisesti myös poliittisesti. Mitä yksikäsitteisemmin voidaan osoittaa, että ihmiskunnan aiheuttama kasvihuoneilmiön voimistuminen on jo vaikuttanut ilmastoon, sitä helpompi päätöksentekijöiden ja suuren yleisön on vakuuttua siitä, että ongelma on todellinen ja vaatii toimenpiteitä. Aiheeseen liittyy kaksi peruskäsitettä, ilmastonmuutosten todentaminen (engl. *detection*) sekä muutosten syiden selvittäminen (*attribution*).

Todentaminen edellyttää havaittujen ilmastonmuutosten osoittamista niin suuriksi, ettei ilmastojärjestelmän oman sisäisen dynamiikan (esim. ilmakehän ja valtameren vuorovaikutus) aiheuttama vaihtelu riitä niiden selitykseksi. Tämä vaatii, paitsi havaintoja muutoksen suuruudesta, arvion siitä, kuinka voimakkaasti ilmasto voi vaihdella yksin sisäisen dynamiikkansa seurauksena. Onnistunut todentaminen siis kertoo, että havaitut muutokset johtuvat ainakin osittain jostain ulkoisesta tekijästä, mutta ei vielä sitä, onko tämä tekijä kasvihuoneilmiön voimistuminen vai esimerkiksi auringon säteilyn voimakkuuden vaihtelu.

Ilmastonmuutosten syiden selvittäminen on muutosten todentamista vaativampi tehtävä. Jotta voitaisiin väittää, että ihmistoiminnalla on ollut osuutta muutoksiin, on pystyttävä osoittamaan, että (i) muutokset ovat todennettavissa edellisen kappaleen määritelmän mukaisesti, että (ii) ne voidaan selittää ihmiskunnan aiheuttamalla pakotteella yksinään tai yhdessä luonnollisten ulkoisten tekijöiden kanssa, ja että (iii) niitä ei voida selittää yksinään luonnollisten ulkoisten tekijöiden avulla.

Paras suure ihmiskunnan ilmastovaikutuksen etsimiseen on lämpötila. Lämpötilahavainnot ovat tarkempia kuin havainnot useimmista muista ilmastosuureista (esim. sademäärä). Lisäksi ilmastomallitulosten perusteella on luultavaa, että kasvihuoneilmiön voimistumisen aiheuttamat lämpötilan muutokset erottuvat ilmaston sisäisen dynamiikan synnyttämän vaihtelun seasta selvemmin kuin muiden suureiden muutokset. Erityisen hyvin todentamistutkimukseen sopii koko maapallon keskilämpötilan muutos, sillä maapallon keskilämpötila vaihtelee vuodesta ja vuosikymmenestä toiseen vähemmän kuin minkään yksittäisen paikan lämpötila. Toisaalta koko maapallon keskilämpötilan muutoksesta voi olla vaikea päätellä, mikä muutoksen on aiheuttanut. Ilmastonmuutosten syitä selvitetessä käytetään siksi tietoa myös muutosten alueellisesta ja pystysuuntaisesta jakaumasta.

Todentaminen vaatii arvion ilmaston sisäiseen dynamiikkaan liittyvän pitkäjäksoisen luonnollisen vaihtelun suuruudesta. Koska suoria säähavaintoja on tehty enemmälti vasta 1800-luvun loppupuolelta alkaen (jolloin kasvihuonekaasut olivat jo alkaneet lisääntyä), vaihtelun suuruutta ei kuitenkaan ole helppo arvioida niiden perusteella. Useimmissa tutkimuksissa onkin siksi käytetty ilmastomalleilla tehtyjä, jopa tuhansien vuosien pituisia vertailuja, joissa kaikki ulkoiset tekijät on pidetty vakioina. Tulokset näyttävät yksiselitteisiltä (kuva 9.1): viimeisten 100 vuoden aikana havaittu lämpeneminen on huomattavasti suurempaa kuin vertailuajoissa samanpituisessa ajassa tapahtuvat lämpötilanvaihtelut. Ilmastonmuutos näyttää siis olevan todennettavissa.

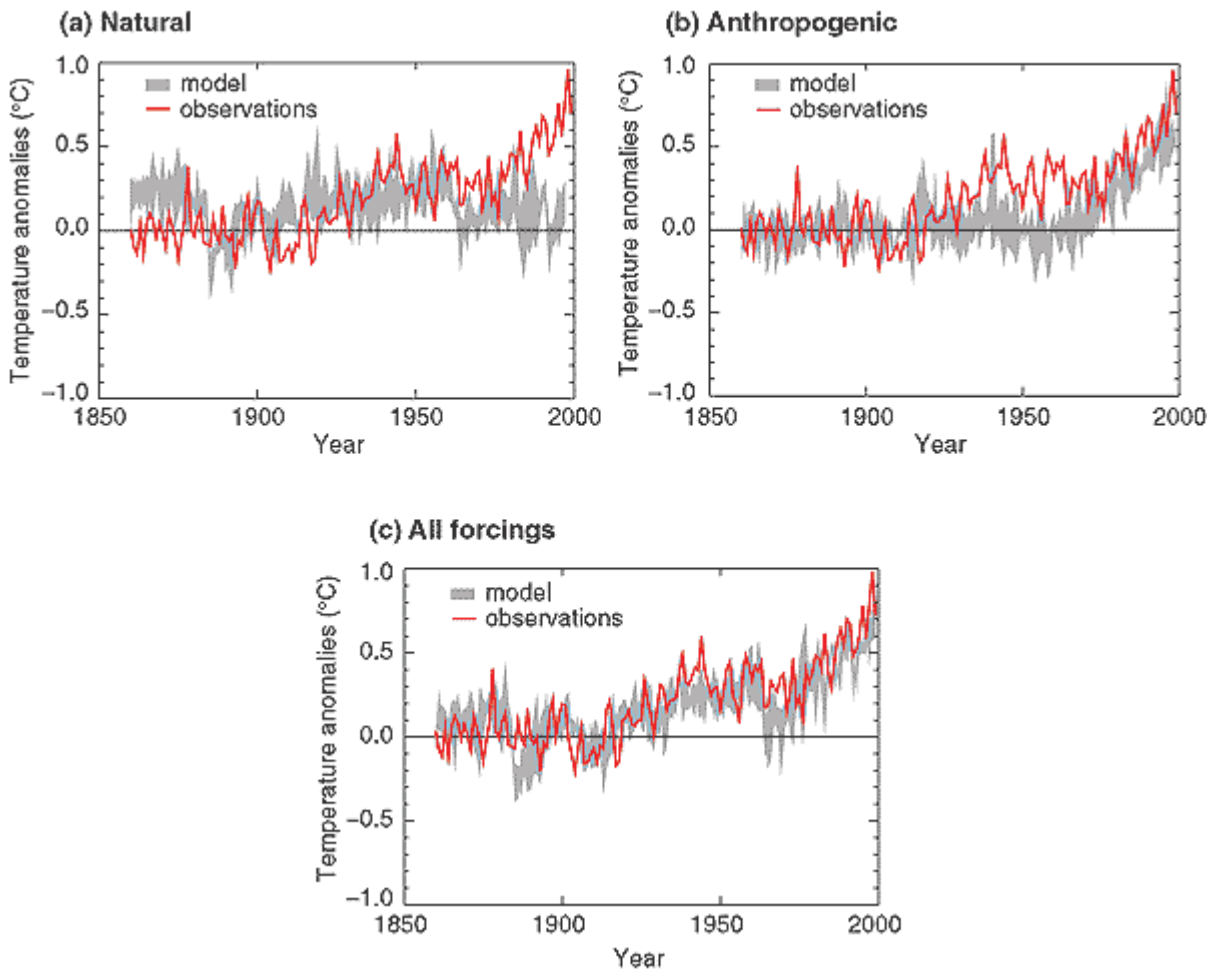


Kuva 9.1. Maapallon keskimääräisen pintalämpötilan vaihtelu kolmella eri ilmastomallilla tehdyissä 1000-vuotisissa vertailuajoissa, joissa kaikki ulkoiset tekijät on pidetty vakioina (vasen puoli) sekä viimeisten 150 vuoden havaintojen mukaan (oikea puoli) (Stouffer ym. 2000).

Juuri esitettyyn päätelmään liittyy tietysti pieni sudenkuoppa. Koska mallit eivät ole täydellisiä, ei simuloitun luonnollisen vaihtelun voimakkuus ole välttämättä oikea. Jos simuloitu vaihtelu olisi liian heikkoa, havaittu lämpeneminen saattaisi näyttää siihen verrattuna poikkeukselliselta, vaikkei se sitä itse asiassa olisikaan. Kun mallien simuloimaa vaihtelua on verrattu viimeisten 150 vuoden aikana havaittuihin lämpötilanvaihteluihin ja epäsuoraan ilmastotietoon perustuviin arvioihin viimeisen vuosituhannen aikana tapahtuneista vaihteluista, ei kuitenkaan ole löydetty merkkejä tällaisesta virheestä.

Havaittujen ilmastomuutosten syitä selvitetessä resepti on periaatteessa yksinkertainen: tutkitaan ilmastomallilla, miten erilaiset ulkoiset tekijät erikseen tai yhdessä vaikuttaisivat ilmastoon, ja katsotaan sitten kuinka hyvin tulokset sopivat yhteen havaintojen kanssa. Kuvassa 9.2 esitetään esimerkkinä tuloksia englantilaisella HadCM3-mallilla tehdystä koesarjasta. Mallilla tehtiin yhteensä 12 vuodesta 1860 vuoteen 1999 ulottunutta ajoa. Neljässä ajossa (kuva 9.2a) otettiin huomioon vain luonnollisten tekijöiden eli auringonsäteilyn vaihteluiden ja tulivuorenpurkausten vaikutus, neljässä (kuva 9.2b) vain ihmiskunnan toiminnan vaikutus (kasvihuonekaasujen ja ilmakehän rikkihiukkasten lisääntyminen sekä stratosfäärin otsonikato) ja lopuissa neljässä (kuva 9.2c) sekä luonnolliset tekijät että ihmiskunnan vaikutus. Kullakin kolmella pakotevaihtoehdolla tehdyt neljä ajoa olivat muuten keskenään identtisiä, mutta ne aloitettiin hiukan erilaisista alkutiloista. Alkutilan erojen takia ilmastoon sisäiseen dynamiikkaan liittyvän satunnaisvaihtelun yksityiskohdat vaihtelevat ajosta toiseen. Kunkin kolmen ajoryppään neljän ajon tulosten yhteiset piirteet heijastelevat siis ajoissa käytetyn ulkoisen pakotteen vaikutusta.

Simulated annual global mean surface temperatures



Kuva 9.2. Maapallon keskimääräisen pintalämpötilan kehitys vuosina 1860-1999 HadCM3-mallilla tehdyissä kokeissa. Kussakin kuvassa on mukana sekä havaittu keskilämpötila (tumma viiva) että neljän eri alkutiloista aloitetun malliajon lämpötilojen vaihteluväli (harmaa varjostus). (a)-kohdan ajoissa otettiin huomioon vain luonnolliset tekijät, (b)-kohdan ajoissa vain ihmiskunnan vaikutus ja (c)-kohdan ajoissa molemmat. Lämpötilat on ilmaistu poikkeamina jakson 1880-1920 keskiarvosta (Stott ym. 2000).

Kuvan 9.2a perusteella näyttää selvältä, etteivät luonnolliset tekijät yksinään kelpaa selitykseksi 1900-luvun lämpötilanvaihteluille. Vuosisadan alkupuolen lämpenemisen ne kylläkin näyttäisivät selittävän ainakin osittain – mallissa 1950-luvulle asti jatkuva lämpeneminen aiheutuu auringon säteilytehon vähittäisestä kasvusta ja tulivuorenpurkausten vähydestä. Viime vuosikymmeninä luonnolliset tekijät olisivat sen sijaan mallin mukaan pikemminkin hiukan jäähdyttäneet ilmastoa. Auringon säteilytehosta ei viime vuosikymmeninä näyttäisi tapahtuneen isoja muutoksia, kun taas suuria tulivuorenpurkauksia on esiintynyt useita (mm. Agung 1963, El Chichon 1982 ja Pinatubo 1991). Ajoissa, joissa on mukana vain ihmiskunnan päästöjen vaikutus (kuva 9.2b), 1970-luvulta alkanut nopea lämpeneminen tulee hyvin esille. 1900-luvun alkupuolen havaitusta lämpenemistä nämä ajot kuitenkin toistavat vain murto-osan. Ajoissa, joissa mukana ovat sekä luonnolliset tekijät että ihmiskunnan vaikutus (kuva 9.2c), lämpötilan kehitys sen sijaan osuu suurin piirtein yhteen havaintojen kanssa koko simulointijakson ajan – ts. havaitut lämpötilat jäävät yleensä neljän eri alkutiloista aloitetun ajon lämpötilojen välille. Myös simuloitujen ja havaittujen lämpötilanmuutosten maantieteelliset jakaumat ovat melko samanlaisia, etenkin 1900-luvun loppupuolella. Viimeisten 30 vuoden aika-

na tapahtunut lämpeneminen on mallissa suurinta pohjoisen pallonpuoliskon maa-alueilla, niin kuin havaintojenkin mukaan.

Koko totuutta lämpötilanvaihteluiden syistä koesarja ei kuitenkaan välttämättä kerro. Vaikeutena tulosten tulkinnassa on, että monet ilmastoon mahdollisesti vaikuttaneista ulkoisista tekijöistä tunnetaan heikosti (mm. auringon säteilytehon vaihtelut, tulivuorenpurkauksissa stratosfääriin joutuneiden hiukkasten määrä sekä ihmisten synnyttämien hiukkasten vaikutus). Toisaalta ei myöskään voida olla varmoja, että todellinen ilmasto reagoi ulkoisiin tekijöihin samalla tavoin kuin malli – periaatteessahan esimerkiksi kasvihuonekaasujen lisääntymisen aiheuttama lämpeneminen voi olla mallissa joko liian voimakasta tai liian heikkoa.

Samantyyppisiä kokeita on tehty monilla muillakin ilmastomalleilla. 1900-luvun loppupuolen lämpeneminen näyttäisi muidenkin mallien mukaan olevan ihmiskunnan aiheuttamaa. Kokeissa, joissa on otettu huomioon pelkkä kasvihuonekaasujen lisääntyminen, lämpeneminen on yleensä liian voimakasta, mutta kun on otettu mukaan myös hiukkasten lisääntymisestä aiheutuva jäähdytys, yhteensopivuus havaintojen kanssa on parantunut. 1900-luvun alkupuolen lämpenemisen syistä ei olla yhtä yksimielisiä. Juuri ja juuri mahdollista saattaisi olla sekin, että kyse olisi ollut ulkoisista tekijöistä riippumattomasta, ilmakehän ja valtameren vuorovaikutukseen liittyneestä ilmastovaihtelusta (Delworth ja Knutson 2000).

Paitsi maapallon keskimääräisessä pintalämpötilassa, ihmiskunnan toimien vaikutus näyttää erottuvan melko selvästi monissa muissakin tavalla tai toisella lämpöoloihin liittyvässä ilmastosuureessa:

- Lämpötilan nousu kullakin asutulla mantereella (Eurooppa, Aasia, Afrikka, Pohjois- ja Etelä-Amerikka, Australia) erikseen on ollut niin voimakasta, ettei sitä voida helposti selittää luonnollisilla tekijöillä.
- Myös lämpötilan ääriarvoissa tapahtuneet muutokset, ainakin kylmien öiden ja koleiden päivien väheneminen, näyttävät jo erottuvan ilmaston luonnollisesta vaihtelusta. Viime vuosikymmeninä myös kovat helteet ovat lisääntyneet, mutta vielä ei ole yksiselitteistä näyttöä, ettei tätä voitaisi periaatteessa selittää muulla kuin kasvihuoneilmaston voimistumisella.
- Samaan aikaan kuin pinta ja troposfääri ovat lämmenneet, stratosfääri on jäähtynyt – kuten hiilidioksidin lisääntymisen ja stratosfääriin otsonikadon takia olisi pitänytkin tapahtua. Ilmeisesti otsonin väheneminen on ollut mainituista kahdesta tekijästä tärkeämpi. Samanaikaisesti keskimääräinen tropopausin korkeus (eli taso, jolla lämpötilan jyrkkä lasku ylöspäin mentäessä lakkaa) on noussut hivenen ylöspäin.
- Havaittu merenpinnan nousu ja meriveden lämpeneminen pinnalta useiden satojen metrien syvyyteen asti ovat johtuneet ainakin osittain kasvihuonekaasujen lisääntymisestä. Sama pätee myös 1900-luvulla havaittuun vuoristojäätiköiden kutistumiseen sekä vuosisadan loppupuolella tapahtuneeseen Pohjoisen jäämeren jääpeitteen vähenemiseen.

Myös jotkin sadeoloissa tapahtuneet muutokset (esimerkiksi sademäärän kasvu korkeilla leveysasteilla sekä viime vuosikymmeninä monilla alueilla havaittu voimakkaiden sateiden lisääntyminen) sopivat yhteen mallitulosten kanssa, mutta ne eivät kuitenkaan erotu ilmaston luonnollisesta vaihtelusta yhtä selvästi kuin lämpötiloissa tapahtuneet muutokset.

Ilmanpaineen jakaumassa viime vuosikymmeninä havaittuja muutoksia (eli paineen laskua molemmilla napa-alueilla ja paineen nousua keskileveysasteilla) ei ilmeisesti voida myöskään selittää ainakaan kokonaan satunnaisella ilmastovaihtelulla. Eteläisellä pallonpuoliskolla havaitut muutokset osuvat hyvin yhteen sellaisten mallisimulaatioiden kanssa, joissa on otettu huomioon sekä kasvihuonekaasujen lisääntyminen että stratosfääriin otsonikato. Pohjoisella pallonpuolis-

kolla simuloitua muutokset kuitenkin ovat lähes kaikissa mallikokeissa selvästi havaittuja pienempiä, vaikkakin havaitun suuntaisia. Ristiriidan syytä ei tiedetä. Yksi mahdollisuus on, että mallit aliarvioisivat pohjoisen pallonpuoliskon painejakauman herkkyyttä kasvihuonekaasujen lisääntymiselle.

Yhteenvedon tähänastisesta voidaan siis todeta, että

1. 1900-luvun aikana tapahtunutta maapallon pintalämpötilan nousua ei voida selittää läheskään kokonaan ilmastojärjestelmän sisäisen dynamiikan aiheuttamalla vaihtelulla.
2. Ainakin pääosa 1900-loppupuolella havaitusta lämpenemisestä on hyvin todennäköisesti aiheutunut hiilidioksidin ja muiden kasvihuonekaasujen lisääntymisestä.
3. Myös muut ulkoiset tekijät ovat vaikuttaneet havaittuihin lämpötilanvaihteluihin. Auringon säteilyn voimistuminen ja tulivuorenpurkausten vähyys vauhdittivat luultavasti pintalämpötilan nousua 1900-luvun alkupuoliskolla. Hiukkasten lisääntyminen taas lienee jarruttanut sitä toisen maailmansodan jälkeen etenkin pohjoisella pallonpuoliskolla. Iso osa viime vuosikymmeninä havaitusta stratosfäärin jäähtymisestä on ilmeisesti aiheutunut otsonin vähenemisestä.
4. Koko maapallon keskilämpötilan lisäksi kasvihuoneilmaston voimistumisen vaikutus näkyy, vaikkei aivan yhtä selvästi, myös monissa muissa ilmastosuureissa.

9.2 Voidaanko ilmaston herkkyyttä kasvihuonekaasujen lisääntymiselle päätellä havaintojen perusteella?

Jo havaittujen ilmastomuutosten perusteella voidaan myös yrittää päätellä, kuinka voimakkaasti ilmasto reagoi kasvihuonekaasujen lisääntymiseen tulevaisuudessa. Se ei kuitenkaan ole helppoa. Ongelmana on toisaalta se, ettei tiedetä onko ilmaston sisäiseen dynamiikkaan liittyvä vaihtelu voimistanut vai heikentänyt viimeaikaista lämpenemistä, toisaalta se, että monet ilmastoon kasvihuonekaasujen lisääntymisen ohella vaikuttaneista ulkoisista tekijöistä tunnetaan huonosti. Suurin päänsärky tutkijoille on hiukkasten vaikutus, erityisesti niiden epäsuora vaikutus pilvien ominaisuuksiin ja elinaikaan. Kun ei tiedetä, kuinka paljon hiukkaset ovat maapalloa jäähdyttäneet, on myös vaikea tietää, kuinka paljon nimenomaan kasvihuonekaasujen lisääntyminen on ilmastoa tähän mennessä lämmittänyt. Juuri tätä tietoa kuitenkin tarvittaisiin arvioitaessa, kuinka paljon kasvihuonekaasujen lisääntyminen lämmittää ilmastoa tulevaisuudessa.

Hiukkaspakotteeseen liittyvää ongelmaa voidaan yrittää kiertää käyttämällä hyväksi havaittujen lämpötilanmuutosten alueellista jakaumaa. Hiukkaspäästöt ovat suurempia pohjoisella kuin eteläisellä pallonpuoliskolla, niin myös niiden aiheuttama negatiivinen säteilypakote (kuva 4.13). Jos hiukkaspakote olisi hyvin suuri, pohjoisen pallonpuoliskon olisi siis ilmeisesti pitänyt lämmittää eteläistä pallonpuoliskoa hitaammin, siitäkään huolimatta että merta on pohjoisella pallonpuoliskolla vähemmän kuin eteläisellä. Havaintojen mukaan pohjoinen pallonpuolisko kuitenkin lämpeni 1900-luvulla suunnilleen yhtä paljon kuin eteläinenkin, viime vuosikymmeninä enemmänkin. Tämä viittaisi siihen, ettei hiukkasten jäähdytysvaikutus ole ollut aivan niin iso kuin suurimmat pakotearviot antavat olettaa. – Jonkin verran lisätietoa saadaan myös lämpötilan ajallisista vaihteluista. Hiukkaspäästöjen suuruus ja kasvihuonekaasujen pitoisuudet eivät nimittäin ole kehittyneet 1900-luvun alun jälkeen aivan samaa rataa, vaan kasvihuonekaasujen aiheuttama lämmittävä pakote on kasvanut aivan viime vuosikymmeninä hiukkasten synnyttämää pakotetta nopeammin.

Vertaamalla mallien simuloimia ja havaittuja lämpötilanmuutoksia eri aikoina ja eri alueilla keskenään voidaan siis arvioida sekä ilmaston reagoimisesta kasvihuonekaasujen lisääntymiseen että hiukkaspakotteen (ja periaatteessa muidenkin huonosti tunnettujen pakotteiden) suuruutta. Laskelmissa

päädytään kuitenkin vaikeaan tilastollismatemaattiseen ongelmaan: kun tuntemattomia suureita on useita, millekään niistä ei saada kovin tarkkaa arviota.

Ilmaston tulevaisuuden kannalta keskeinen suure on herkkyysparametri λ_R (yhtälö 2.10), jonka arvosta voidaan laskea mm. luvussa 8.1.1 määritelty hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aiheuttama tasapainolämpeneminen. Herkkyysparametrin arvoa ja tasapainolämpenemistä on arvioitu viime vuosina useissa 1900-luvun lämpötilahavaintoihin perustuvissa tutkimuksissa, joista kolme mainitaan taulukossa 9.1 (yläosa). Saadut epävarmuusvälit ovat leveitä. Havaittujen lämpötilanmuutosten perusteella voidaan melko varmasti sulkea pois mahdollisuus, että herkkyysparametri olisi hyvin pieni (tasapainolämpenemisen alaraja asettuu tutkimuksesta riippuen 1-2°C välille), mutta ei mahdollisuutta, että se olisi hyvin suuri (eli jopa suurempi kuin missään nykyisessä ilmastomallissa). Monissa tutkimuksissa saatu korkea yläraja liittyy “nollalla jakamiseen”: jos hiukkasten aiheuttama negatiivinen säteilypakote olisi kumonnut kasvihuonekaasujen aiheuttaman positiivisen pakotteen lähes täydellisesti, havaitun lämpenemisen selittämiseen tarvittaisiin hyvin suuri herkkyysparametrin arvo.

Taulukko 9.1. Havaintoihin perustuvia arvioita tasapainolämpenemisen (hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aiheuttama muutos maapallon keskimääräisessä pintalämpötilassa) arvosta. Kolme ensimmäistä tutkimusta perustuvat 1900-luvulla havaittuihin lämpötilan vaihteluihin, kolme seuraavaa epäsuoriin arvioihin aiempien aikojen lämpötilanvaihteluista. Viimeisessä tutkimuksessa on yhdistetty 1900-luvun lämpötilanvaihteluista ja aiemmista lämpötilanvaihteluista saatua tietoa.

Tutkimus	Paras arvio	Epävarmuusväli (yleensä 5-95%)
Andronova ja Schlesinger (2001)	2.0°C	1.0-9.3°C
Gregory ym. (2002)	6.1°C	1.6°C - ∞
Forest ym. (2006)	3.6°C	2.1-8.9°C
Hoffert ja Covey (1992)	2.3°C	1.4-3.2°C (keskiarvo ± 1 keskihajonta)
Schneider von Deimling ym. (2006)	Ei anneta	1.2-4.3°C
Hegerl ym. (2006)	3.4°C	1.2-8.6°C
Annan ja Hargreaves (2006)	2.7°C	1.7-4.9°C

Ilmaston herkkyyttä ulkoiselle pakotteelle voidaan yrittää arvioida myös esihistoriallisten ilmastonvaihteluiden avulla. Menetelmän etuna on, että muinaisina aikoina tapahtuneet ilmastonmuutokset ovat monesti olleet paljon viimeisten sadan vuoden aikana tapahtunutta muutosta suurempia – paras esimerkki tästä lienevät kylmien glasiaalijaksojen ja leudomprien interglasiaalijaksojen väliset vaihtelut. Muutosten erottaminen ilmaston satunnaisesta vaihtelusta on siis helpompaa. Ongelmana on suorien havaintojen puute, jonka takia maapallon keskilämpötilassa yms. suureissa kauan sitten esiintyneet vaihtelut pystytään arvioimaan vain summittaisesti. Lämpötilan muutoksen lisäksi ilmaston herkkyuden arviointi vaatii myös tietoa niistä pakotetekijöistä, jotka tämän muutoksen aiheuttivat. Tähänkin liittyy paljon epävarmuutta, mutta tilanne ei kuitenkaan ole aivan toivoton. Esimerkiksi kasvihuonekaasujen pitoisuuksien vaihteluista voidaan seurata jäätikkökairausnäytteiden perusteella useita satoja tuhansia vuosia taaksepäin. Samaten geologinen aineisto antaa tietoa mannerjäätiköiden laajuudessa glasiaali-interglasiaali-vaihteluiden aikana tapahtuneista muutoksista, ja tästä tiedosta voidaan edelleen arvioida jäätiköiden aiheuttama maapalloa jäähdyttävä “albedopakote”²⁰.

Taulukon 9.1 alapuoliskon tutkimukset perustuvat osaksi tai kokonaan muinaisina aikoina tapahtuneisiin ilmastonvaihteluihin. Hegerlin ym. (2006) tutkimuksessa, jossa käytettiin vain viimeksi kulu-

²⁰ Jäätiköissä tapahtuvat muutokset ovat perimmiltään seurausta ilmastonmuutoksista eli siis palauteilmiö. Herkkyysparametrin arvoa arvioitaessa jäätiköiden muutoksiin liittyvät pinta-albedon muutokset on kuitenkin tarkoituksenmukaisempaa laskea pakotteeksi, koska ilmaston lämpeneminen tuskin vielä ehtii oleellisesti muuttaa mannerjäätiköiden laajuutta lähivuosisatoina.

neen vuosituhatosen lämpötilanvaihteluita, epävarmuusvälin yläraja jäi (samaan tapaan kuin 1900-luvun havaintoihin perustuvissa tutkimuksissa) hyvin korkealle. Kolmessa muussa tutkimuksessa (Hoffert ja Covey 1992; Schneider von Deimling ym. 2006; Annan ja Hargreaves 2006), jotka kaikki käyttivät jossain muodossa hyväkseen glasiaali-interglasiaalivaihteluiden aikana tapahtuneita lämpötilan vaihteluita, yläraja jäi sen sijaan selvästi alemmas. Jos ilmastojärjestelmä olisi äärimmäisen herkkä, niin että hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistuminen nostaisi lämpötilaa reilusti enemmän kuin nykyisissä ilmastomalleissa, kylmien glasiaalijaksojen ja leudompien interglasiaalijaksojen väliset lämpötilanvaihtelut olisivat luultavasti olleet vieläkin rajumpia kuin mitä ne todellisuudessa olivat.

Eri tutkimusten tuloksista tekemässään yhteenvedossa (Solomon ym. 2007) Hallitustenvälinen Ilmastomuutospaneeli arvioi, että hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistuminen lämmittäisi maapalloa kahden kolmasosan todennäköisyydellä 2-4.5°C, parhaan arvion ollessa 3°C. Mahdollisuus, että tämä ns. tasapainolämpeneminen jäisi 1.5°C:tä pienemmäksi, arvioitiin enintään 10%:ksi.

Sekä viimeksi kuluneiden sadan vuoden että varhaisempien aikojen ilmastovaihteluiden perusteella näyttäisi siis siltä, että maapallon ilmasto reagoi ulkoiseen pakotteeseen (esim. kasvihuonekaasujen lisääntyminen) osapuilleen yhtä voimakkaasti kuin nykyiset ilmastomallitkin. Tämän tarkempia päätelmiä (esim. mikä malli on lähimpänä oikeaa) ei kuitenkaan kyetä vielä tässä vaiheessa tekemään. Tilanne parantuu toki lähivuosikymmeninä, sitä mukaa kun saadaan lisää havaintoja siitä, miten maapallon ilmasto muuttuu kasvihuonekaasujen pitoisuuksien alati kasvaessa.

10. Merenpinnan nousu

Yksi ilmaston lämpenemisen odotettavissa olevista seurauksista on merenpinnan nousu. Tässä luvussa tutustutaan ensin lyhyesti erilaisiin merenpinnan korkeuteen vaikuttaviin tekijöihin. Seuraavaksi käsitellään merenpinnan korkeudessa aiemmin, toisaalta viimeksi kuluneiden runsaan sadantuhannen vuoden ja toisaalta viimeisten sadan vuoden aikana tapahtuneita muutoksia. Lopuksi kerrotaan merenpinnan korkeuden mahdollisista muutoksista kuluvan vuosisadan aikana ja kaukaisemmassa tulevaisuudessa. Merenpinnan nousun seurannaisvaikutuksia käsitellään luvussa 11.3.

10.1 Merenpinnan korkeuteen vaikuttavat tekijät

Merenpinnan korkeuden muutoksista puhuttaessa on erotettava toisistaan *suhteellinen* ja *absoluuttinen* muutos. Suhteellisella muutoksella tarkoitetaan jollakin rannikkoalueella havaittavaa merenpinnan korkeuden muutosta paikalliseen maanpinnan tasoon verrattuna. Se riippuu siis absoluuttisen (ts. maan keskipisteen suhteen mitatun) merenpinnan korkeuden muutoksen lisäksi myös maanpinnan liikkeistä. Esimerkiksi Suomen rannikoilla suhteellinen merenpinnan korkeus on laskenut jääkauden jälkeen tuntuvasti (Pohjanmaalla nykyisinkin lähes metrin vuosisadassa) jäämassojen alla kuopalle painuneen maanpinnan kohoamisen takia. Edes jollain tietyllä paikalla tapahtuva absoluuttinen merenpinnan korkeuden muutos ei kuitenkaan ole aivan sama asia kuin koko maapallon keskimääräinen merenpinnan korkeuden muutos. Merenpinta ei näet ole täysin tasainen, ja eri merialueiden väliset korkeuserot voivat muuttua ilmaston muuttuessa (luku 10.3).

Koko maapallon keskimääräisen merenpinnan korkeuden muutokset aiheutuvat lyhyehköjä ajanjaksoja (esim. muutama vuosisata) tarkasteltaessa pääasiassa valtamerien sisältämän vesimäärän tilavuuden muutoksista. Näihin tilavuuden muutoksiin vaikuttavat muutokset valtamerien veden kokonaismassassa ja veden tiheydessä. Pidemmällä tähtäimellä keskimääräiseen merenpinnan korkeuteen vaikuttavat myös hitaat muutokset merialtaiden muodossa. Esimerkiksi jos manneralueiden jäätiköt ilmaston lämmitessä sulavat, lisääntynyt vesimassa painaa merten pohjia vähitellen kuopalle, mikä kumoaa osan veden lisääntymisestä aiheutuvasta merenpinnan noususta. Koska merialtaiden muoto mukautuu vesimassan muutoksiin hitaasti (useiden vuosituhansien kuluessa), tämä ilmiö ei kuitenkaan juuri ehdi vaikuttaa merenpinnan korkeuteen vielä lähivuosisatoina.

Lämpötilan noustessa meriveden tiheys pienenee eli sen ominaistilavuus kasvaa. Veden lämpölaajeneminen onkin tärkeimpiä odotettavissa olevan merenpinnan nousun syitä. Lämpölaajenemisen voimakkuus riippuu lämpötilan muutoksen suuruuden ohella alkuperäisestä lämpötilasta, sillä lämmin vesi laajenee lämmitessään nopeammin kuin kylmä. Toisin kuin makea vesi, joka on tiheimmillään +4°C lämpötilassa, valtamerien runsassuolainen vesi kuitenkin laajenee aina lämpötilan noustessa. Myös suolaisuus vaikuttaa veden tiheyteen, siten että runsassuolainen vesi on vähäsuolaista raskaampaa. Koska merten sisältämä kokonaissuolamäärä pysyy ilmastomuutoksista huolimatta ennallaan, suolaisuuden muutoksilla ei kuitenkaan ole juuri vaikutusta koko maapallon keskimääräiseen merenpinnan korkeuteen.

Toinen syy merenpinnan nousuun ilmaston lämmitessä on jäätiköiden sulaminen, joka siis kasvattaa valtamerien vesimäärää. Koko Etelämantereen mannerjäätikön sulaminen (jota tosin ei ole näköpiirissä, ellei maapallo lämpene vielä paljon enemmän kuin tällä hetkellä uskotaan) nostaisi vedenpintaa yli 60 metriä, Grönlanninkin sulaminen yli 7 metriä. Vuoristojäätiköihin ja pieniin mannerjäätiköihin (esim. Islannin Vatnajökull) – joita jatkossa kutsutaan yhteisnimellä “pienet jäätiköt” – sitoutunut vesimäärä on paljon pienempi, vastaten noin 0.5 metriä merenpinnan korkeudessa. Toisaalta pienet jäätiköt reagoivat ilmastomuutoksiin paljon nopeammin kuin suuret mannerjäätiköt. Merten jääpeit-

teen sulamisella ei sen sijaan ole juuri vaikutusta merenpinnan korkeuteen, sillä veden pinnalla keltuva jää syrjäyttää Arkhimedeen lain mukaisesti omaa painoaan vastaavan määrän vettä²¹.

Paitsi maapallon ilmasto muuttamalla, ihmisten toiminta voi vaikuttaa merten vesimäärään myös monin muin tavoin. Esimerkiksi tekojärvien rakentaminen vähentää valtameren vesimäärää. Tekojärvet itse varastoivat vettä, minkä lisäksi niistä tiheä vesi lisää pohjaveden määrää järvien lähialueilla. Toisaalta taas pohjaveden pumppaus juoma- tai kasteluvedeksi lisää valtameren vesimäärää, sillä iso osa pumputusta vedestä päätyy ennen pitkää meriin. Lisäksi pohjaveden pumppaus aiheuttaa maaperän paikallista kasaan painumista. Tämä pahentaa merenpinnan nousun vaikutuksia monilla tiheään asutuilla rannikkoalueilla (luku 11.3).

Tarkastellaan seuraavaksi hiukan tarkemmin ilmastonmuutosten vaikutusta jäätiköihin. Vuoristojäätikön massatasapaino voidaan kirjoittaa muodossa

$$\frac{dM}{dt} = \text{kertyminen} - \text{sulaminen} \quad (10.1)$$

Jäätikön kokonaismassaa M muuttavat siis uuden lumen kertyminen jäätikölle sekä jään sulaminen. Tasapainotilassa ($dM/dt = 0$) kertyminen ja sulaminen ovat jäätikköä kokonaisuudessaan tarkasteltaessa yhtä suuria. Koska lämpötila laskee ylöspäin mentäessä, tämä ei kuitenkaan päde saman jäätikön eri korkeuksilla oleville osille. Sulaminen on aina voimakkainta jäätikön alaosissa, kun taas kertyminen on yleensä suurinta ylhäällä, missä suurempi osa sateista tulee lumena. Siksi kertyminen ylittää sulamisen jäätikön yläosissa, kun taas alhaalla käy päinvastoin. Ylä- ja alaosien välisen epätasapainon kompensoi jään hidas virtaus ylhäältä alaspäin.

Lämpötilan noustessa jään sulaminen voimistuu. Lämpeneminen itsessään vähentää myös uuden lumen kertymistä, sillä lämmenneessä ilmastossa entistä pienempi osa sateista tulee lumena. Jos kokonaissademäärä kasvaa riittävästi, lumisateet voivat kuitenkin lisääntyä lämpötilan noususta huolimatta. Yleensä sademäärän muutosten vaikutus jäätiköiden massatasapainoon on silti lämpötilan muutosten vaikutusta pienempi. Eri jäätiköiden herkkyys ilmastonmuutoksille on kuitenkin erilainen, riippuen mm. alueen nykyisestä ilmastosta ja jäätikön muodosta.

Suuria mannerjäätiköitä (ja myös pienempiä mereen ulottuvia jäätiköitä) tarkasteltaessa on otettava huomioon myös jäävuorten lohkeaminen jäätikön reunasta. Massatasapainoyhtälö saa siis muodon

$$\frac{dM}{dt} = \text{kertyminen} - \text{sulaminen} - \text{jäävuorten lohkeaminen} \quad (10.2)$$

Taulukko 10.1. Grönlannin ja Etelämantereen jäätiköiden nykyinen massatasapaino (yksikkö 10^{12} kg vuodessa). Kolmen ensimmäisen sarakkeen lukuarvot ovat Houghtonilta ym. (2001), jäätiköiden kokonaismassan muutosvauhti (v. 1993-2003) taas Solomonin ym. (2007) raportista.

	Kertyminen	Sulaminen	Jäävuoret	Kokonaismuutos
Grönlanti	520 ± 26	297 ± 32	267 ± 33	-75 ± 25
Etelämanner	1843 ± 76	10 ± 10	2209 ± 391	-75 ± 125

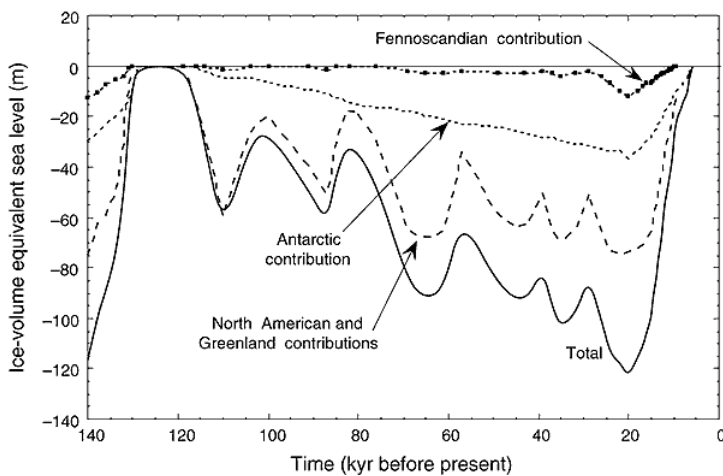
Havaintoihin ja mallituloksiin perustuvan arvion mukaan sulaminen ja jäävuorten lohkeaminen ovat Grönlannissa keskenään samaa suuruusluokkaa (taulukko 10.1). Etelämantereella jään sulaminen on

²¹ Tarkkaan ottaen jään sulaminen kyllä nostaa merenpintaa hitusen, sillä jäässä on suolaa vähemmän kuin merivedessä yleensä. Jään sulaessa syntynyt vähäsuolainen vesi on siksi vähemmän tiheä kuin merivesi keskimäärin. Se vie siis enemmän tilaa kuin jään alunperin syrjäyttämä vesi, mutta erolla ei ole käytännön merkitystä.

sen sijaan olemattoman vähäistä, sillä lämpötila pysyy rannikoita lukuun ottamatta aina reilusti pakkasella. Elleivät Etelämantereen reunamilta lohkeavat jäävuoret veisi jäätä mukanaan, mantereen jääkaku kasvaisikin jatkuvasti suuremmaksi.

Grönlannin ja Etelämantereen jäätiköiden massatasapainoyhtälöiden eri termit tunnetaan varsin epätarkasti. Jäätiköiden massan muutosnopeus tunnetaan kuitenkin jonkin verran paremmin, koska sitä ei käytännössä tarvitse laskea yhtälön (10.2) avulla vaan sitä voidaan nykyisin arvioida myös teko-kuumittausten perusteella. Sekä Grönlannin että Etelämantereen jäätiköt näyttäisivät nykyisin olevan hiljalleen kutistumassa, joskin Etelämantereen osalta muutoksen suunta on epävarma. Parhaan arvion mukaan Grönlanti ja Etelämanner menettivät vuosina 1993-2003 massaansa yhteensä noin 150 biljoonan kilon vuosivauhtia, mikä riittää nostamaan valtameren pintaa noin 0.4 mm vuodessa.

10.2 Merenpinnan korkeuden aiemmat vaihtelut



Kuva 10.1. Merenpinnan korkeuden arvioidut vaihtelut viimeksi kuluneiden 140 000 vuoden aikana sekä eri mannerjäätiköiden tilavuudenmuutosten vaikutus niihin (Houghton ym. 2001, kuva 11.4). Edellisen interglasiaalijakson aikana n. 125 000 vuotta sitten merenpinnan arvioidaan olleen 4-6 metriä nykyistä korkeammalla, vaikkei tämä näy tässä kuvassa.

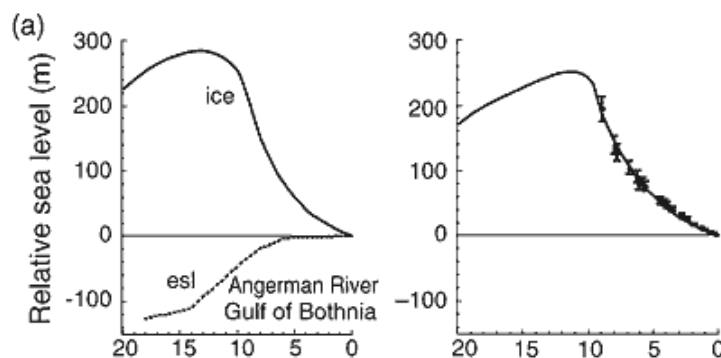
Merenpinnan korkeus on vaihdellut kymmenien ja satojen vuosituhansien kuluessa hyvin voimakkaasti, ilmaston glasiaali-interglasiaalivaihtelua seurailleen. Viimeisimmän glasiaalijakson kylmimmässä vaiheessa noin 20 000 vuotta sitten Pohjois-Amerikan, Grönlannin, Etelämantereen ja Fennoskandian jäätiköt olivat yhteensä sitoneet itseensä lähes kolme kertaa niin paljon vettä kuin nykyiset Etelämantereen ja Grönlannin jäätiköt. Merenpinnan arvioidaan olleen tällöin keskimäärin noin 120 metriä nykyistä alempana²² (kuva 10.1). Suhteellisen merenpinnan korkeuden ero nykyiseen oli kuitenkin hyvin epätasaisesti jakautunut, sillä jäätiköiden paino muokkasi maankuorta melkoisesti. Esimerkiksi pääosa Suomen jään alla piilotelleesta maankamarasta oli silloin merenpinnan alapuolella.

Merenpinnan korkeuden muutoksia glasiaali-interglasiaalivaihteluiden aikana on pystytty arvioimaan mm. meren pohjakerrostumien happi-isotooppimittauksista. Kuten luvussa 3.1.1 todettiin, raskaan ¹⁸O-isotoopin osuus merivedessä kasvaa maapallon jäätiköiden tilavuuden kasvaessa. Jäätiköiden tilavuuden muutoksesta on sitten arvioitu vastaava merenpinnan korkeuden muutos. Apuna on myös käytetty suoria geologisia todisteita merenpinnan korkeudesta. Esimerkiksi Papua-Uudessa-Guineassa on paikka, jossa maa on kohonnut mannerlaattojen liikkeiden vuoksi varsin nopeasti (2-4 metriä vuosituhansissa) jo satojatuhansia vuosia. Maan kohotessa aiempi rantaviiva on noussut vähitellen ylemmäksi. Jos merenpinnan absoluuttinen korkeus olisi pysynyt vakiona, rantaviiva olisi ilmeisesti noussut ylöspäin melko tasaista vauhtia, sillä mannerlaattojen liikkeeseen liittyvä maankohoaminen lienee ollut varsin tasaista. Ajoitettujen muinaisten rantamuodostelmien perusteella rantaviivan liike on kuitenkin ollut epätasaista. Tästä epätasaisuudesta arvioitu merenpinnan korkeuden

²² Myös veden kylmyys vaikutti merenpinnan alhaisuuteen, mutta paljon jäätiköiden suuruutta vähemmän.

vaihtelu osuu suunnilleen yhteen happi-isotooppimenetelmän tulosten kanssa. Geologisen aineiston ja matemaattisten jäätikkömallien avulla on myös pystytty arvioimaan, kuinka paljon mikin jäätikkö on vaikuttanut valtameren vesimäärään (kuva 10.1).

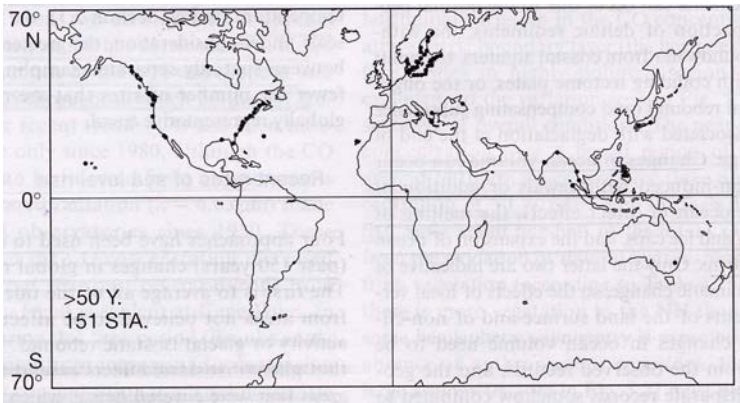
Kylmimmän glasiaalivaiheen jälkeen mannerjäätiköt sulivat nopeasti. Keskimääräinen merenpinnan korkeus nousi 10 000 vuoden aikana yli sata metriä, siis yli metrin vuosisadassa. Jään aiemmin peittämällä alueilla (mm. Skandinavia) maa kuitenkin valtasi alaa mereltä, sillä paikallinen maanpinnan kohoaminen kumosi absoluuttisen merenpinnan nousun vaikutuksen (kuva 10.2). Vastaavasti kauempana jäätiköistä, missä maanpinta oli noussut jääkauden aikana hiukan ylöspäin, maa alkoi vajota ja suhteellinen merenpinta nousi hieman nopeammin kuin meriveden tilavuuden kasvu yksinään olisi edellyttänyt. Vielä 6000 vuotta sitten keskimääräinen merenpinnan korkeus lienee ollut kolmisen metriä nykyistä alempana, mutta 3000 vuotta sitten enää 30-60 cm alempana. Paikalliset maanpinnan korkeuden nousuun tai laskuun liittyneet muutokset ovat kuitenkin olleet monilla alueilla selvästi suurempia.



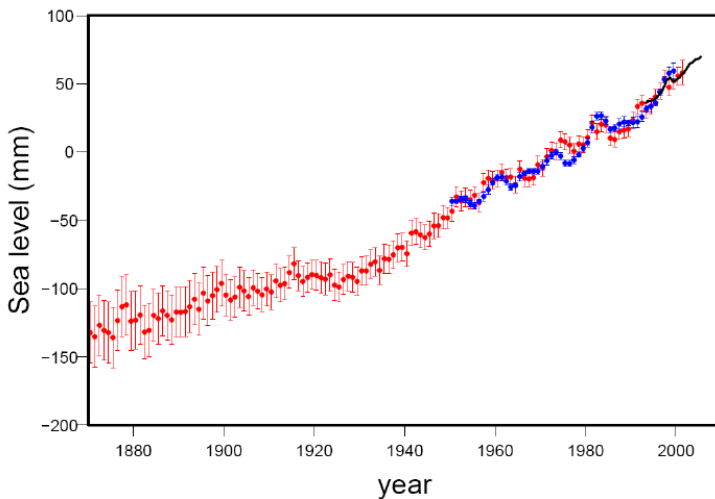
Kuva 10.2. Merenpinnan korkeuden muutos Ångermanälvenin alueella Pohjanlahden länsirannalla. Oikea puoli esittää havaitun muutoksen (epävarmuusjanoilla varustetut pisteet) viimeisten 9000 vuoden aikana sekä tietokonemallilla lasketun muutoksen (yhtenäinen viiva) viimeisten 20 000 vuoden aikana. Vasen puoli kertoo, miten paikalliseen merenpinnan tasoon mallin mukaan vaikuttivat jäätikön painon aiheuttama maanpinnan painuminen (ice) ja keskimääräisen merenpinnan korkeuden muutos (esl) (Houghton ym. 2001, kuva 11.5a).

Suoria mittauksia merenpinnan korkeudesta on tehty rannikoilla muutaman vuosisadan ajan, pisimpään Euroopassa. Pitkät havaintosarjat ovat kuitenkin maantieteellisesti epätasaisesti jakautuneet; koko eteläiseltä pallonpuoliskolta edes yli 50 vuoden pituisia yhtenäisiä aikasarjoja on käytettävissä vain muutama (kuva 10.3). Koko maapallon keskimääräisen merenpinnan korkeuden muutosten arviointi näin hajanaisen havaintoaineiston avulla ei ole helppoa. Lisäksi mittaustuloksista on poistettava paikallisten maanpinnan liikkeiden vaikutus, jota ei tunneta täysin tarkasti. Vuodesta 1992 alkaen merenpinnan korkeutta on kuitenkin mitattu myös tekokuista käsin. Nämä tekokuumittaukset kattavat käytännöllisesti katsoen maapallon kaikki merialueet.

Rannikoilla tehdyt mittaukset osoittavat, että merenpinta on keskimäärin noussut ainakin viimeisimmän vuosisadan ajan (kuva 10.4). Koko maapallon keskimääräiseksi merenpinnan nousuksi 1900-luvulla arvioidaan 12-22 cm. Nousu on siis ollut selvästi nopeampaa kuin edellisten kolmen vuosituhannen aikana keskimäärin. Pisimpien mittaussarjojen perusteella näyttäisi myös siltä, että nousu oli 1900-luvulla nopeampaa kuin 1800-luvulla. Vuoden 1993 jälkeen, eli aikana, jolloin tekokuumittauksia on ollut käytettävissä, merenpinta on noussut noin 3 mm vuodessa eli nopeammin kuin 1900-luvulla keskimäärin. Rannikkomittausten perusteella tosin näyttää siltä, että samanlaisia nopean merenpinnan nousun jaksoja on ehkä sattunut myös aiemmin 1900-luvulla.



Kuva 10.3. Paikat, joilla merenpinnan korkeutta on mitattu yhtäjaksoisesti yli 50 vuoden ajan (Harvey 2000, kuva 5.28c).



Kuva 10.4. Merenpinnan korkeuden keskimääräinen vaihtelu maapallolla vuosina 1870-2005. Vuoteen 1992 asti on ollut käytettävissä vain rannikoilla tehtyjä vedenpinnan korkeuden mittauksia, tämän jälkeen myös tekokuumittauksia (Solomon ym. 2007, kuva 5.13).

Viime vuosikymmeninä tapahtuneen merenpinnan nousun syitä eritellen taulukossa 10.2. Eniten merenpintaa näyttävät nostaneen meriveden lämpölaajeneminen (rivi 1) ja pienten vuoristo- ym. jäätiköiden sulaminen (rivi 2). Vuosina 1993-2003 meriveden lämpölaajeneminen – jota pystytään arvioimaan meriveden lämpötilasta tehtyjen mittausten perusteella (ks. luku 3.2.4) – näyttää yksinään selittäneen noin puolet havaitusta merenpinnan noususta. Grönlannin (rivi 3) ja Etelämantereen (rivi 4) jäämassan muutosten vaikutus on ainakin toistaiseksi ollut suhteellisen pieni. Parhaan arvion mukaan näiden suurten mannerjäätiköiden kutistuminen nosti merenpintaa vuosina 1993-2003 noin 0.4 mm:n vuosivauhtia (mikä vastaisi tasaisella tahdilla 4 cm:ä vuosisadassa) ja vuosina 1961-2003 keskimäärin puolet hitaammin. Uusimmat mittaukset viittaavat kylläkin siihen, että Grönlanti ja Etelämantereen olisivat menettäneet massaansa 2000-luvun alkuvuosina entistä nopeammin.

Taulukko 10.2. Merenpinnan korkeuden muutoksiin vaikuttaneet tekijät vuosina 1961-2003 ja 1993-2003 Solomonin ym. (2007) mukaan (yksikkö mm vuodessa). Kussakin taulukon solussa annetaan ensin havaintoihin pohjautuva paras arvio kullekin termille ja sitten \pm -merkin jälkeen arvion epävarmuusrajat.

	1961-2003	1993-2003
(1) Lämpölaajeneminen	0.42 ± 0.12	1.60 ± 0.50
(2) Pienet jäätiköt	0.50 ± 0.18	0.77 ± 0.22
(3) Grönlanti	0.05 ± 0.12	0.21 ± 0.07
(4) Etelämantereen	0.14 ± 0.41	0.21 ± 0.35
(1)-(4) Yhteensä	1.1 ± 0.5	2.8 ± 0.7
Havaittu merenpinnan nousu	1.8 ± 0.5	3.1 ± 0.7

Meriveden lämpölaajenemisen sekä pienten ja suurten jäätiköiden jäämassan muutosten osuudet yhteen laskemalla saadaan merenpinnan nousuvauhdiksi vuosina 1961-2003 1.1 mm vuodessa, kun suoraan merenpinnan korkeuden mittauksista saatu nousunopeus oli 1.8 mm vuodessa. Vastaavat luvut jaksolle 1993-2003 olivat 2.8 ja 3.1 mm vuodessa. Taulukossa 10.1 eriteltyjen eri osatekijöiden summa osuu siis melko hyvin yhteen havaitun merenpinnan nousun kanssa vuosina 1993-2003, mutta vuosina 1961-2003 näiden tekijöiden summa jää melko paljon havaittua merenpinnan nousua pienemmäksi. Mahdollisia selityksiä erolle on kaksi:

- Sekä merenpinnan todellinen nousunopeus että monet merenpinnan korkeuteen vaikuttaneet tekijät tunnetaan epätarkasti. Etenkin Etelämantereen jäätikön massan muutoksiin liittyy melkoisesti epävarmuutta.
- Kuten edellä todettiin, ihmiskunnan toimilla on myös suoraa vaikutusta merenpinnan korkeuteen. Periaatteessa pohjaveden pumppauksen seurauksena meriin joutuva lisävesi voisi selittää eron eri osatekijöistä lasketun ja havaitun merenpinnan nousun välillä. Tämä selitys näyttää kuitenkin ontuvan, sillä useimpien arvioiden mukaan tekojärvien rakentaminen olisi laskenut merenpintaa enemmän kuin pohjaveden pumppaus on sitä nostanut.

10.3 Merenpinnan korkeuden tulevat muutokset

Nykyiset kolmiulotteiset ilmastomallit osaavat periaatteessa ennustaa veden lämpölaajenemisen aiheuttamia merenpinnan korkeuden muutoksia, simuloivathan ne muun muassa veden lämpötilaa eri syvyyksillä valtamerissä. Jäätiköiden massassa tapahtuvat muutokset joudutaan sen sijaan ainakin toistaiseksi ennustamaan erillisillä jäätikkömalleilla, jotka käyttävät hyväksi ilmastomallien simuloimia lämpötilan ja sademäärän muutoksia. Kun ollaan kiinnostuneita vain koko maapallon keskimääräisestä merenpinnan muutoksesta, voidaan kuitenkin käyttää myös yksinkertaisia laatikkomalleja (luku 7.4). Nämä mallit täytyy tietysti ensin kalibroida niin, että ne seuraavat monimutkaisempien ilmasto- ja jäätikkömallien käyttäytymistä riittävän tarkasti.

Taulukossa 10.2 esitetään tällaisen laatikkomallin avulla saatuja arvioita keskimääräisen merenpinnan korkeuden muutoksesta kuluvalla vuosisadalla (ero vuosien 2090-2099 ja vuosien 1980-1999 keskiarvojen välillä). Lämpötilan muutoksen tavoin myös merenpinnan nousun suuruus riippuu kasvihuonekaasujen tulevista päästöistä. Riippuvuus päästöjen suuruudesta ei kuitenkaan ole vielä tämän vuosisadan aikana kovin jyrkkä: optimistisimmallekin SRES-skenaariolle (B1) saatu merenpinnan nousuarvio (18-38 cm) on vain kolmanneksen alempi kuin pessimistisimmälle A1FI-skenaariolle laskettu arvio (26-59 cm). Eron pienuus johtuu siitä, että merenpinnan korkeus reagoi ilmastomuutoksiin hitaasti. Koska meriveden lämpeneminen on ensisijaisesti seurausta yläpuolisen ilman lämpenemisestä, lämpötilan muutos valtamerissä laahaa ilman lämpötilan muutoksen perässä. Koska meret ovat tähän mennessä lämmenneet ilmakehää vähemmän, niiden lämpeneminen ja sen aiheuttama lämpölaajeneminen jatkuisivat vielä pitkään vaikka ilman lämpeneminen pysähtyisikin. Myös vuoristojäätiköt reagoivat ilmastomuutoksiin pitkällä viiveellä. Jos lämpeneminen nyt pysähtyisi, niiden sulaminen jatkuisi suunnilleen entistä vauhtia vielä vuosikymmeniä. Grönlannin ja Etelämantereen jäätiköille vastaava viive on vielä paljon pidempi. Pitkällä tähtäimellä, vuoden 2100 jälkeen, merenpinnan nousu kuitenkin riippuu päästöjen suuruudesta paljon voimakkaammin.

Taulukko 10.2. Eri tekijöiden arvioitu vaikutus merenpinnan nousuun (yksikkö: cm) kuluvaan vuosisadan aikana (muutos jaksosta 1980-1999 jaksoon 2090-2099). Grönlannin ja Etelämantereen osuudet kattavat taulukossa vain jään kertymisen ja sulamisen vaikutuksen, ei muutoksia jäävuorten lohkeamisessa (luvut poimittu Solomonin ym. (2007) taulukosta 10.7).

	B1		A1FI	
	Ala-arvio	Yläarvio	Ala-arvio	Yläarvio
Lämpölaajeneminen	10	24	17	41
Pienet jäätiköt	7	14	8	17
Grönlanti (kertyminen – sulaminen)	1	5	2	13
Etelämanner (kertyminen – sulaminen)	-10	-2	-14	-3
Kokonaisuus	18	38	26	59

Eniten merenpintaa nostanee kuluvalle vuosisadalle meriveden lämpölaajeneminen: taulukon 10.2 laskelman mukaan sen osuus olisi 60-70% merenpinnan kokonaisnoususta. Toiseksi tärkein tekijä näyttää olevan pienten jäätiköiden sulaminen. Myös Grönlannissa lämpötilan nousu ilmeisesti voimistaa jään sulamista enemmän kuin lumisateiden lisääntyminen jouduttaa uuden jään kertymistä. Etelämantereella sen sijaan kävisi laskelman mukaan päinvastoin: ilmaston lämmitessä lumisateiden odotetaan lisääntyvän, mutta jään sulaminen pysynee edelleen hyvin vähäisenä. Näin ollen Etelämantereen jäämassan kasvu hidastaisi merenpinnan nousua.

Suurin epävarmuus taulukon 10.2 laskelmassa koskee yhtälön 10.2 viimeistä termiä eli jäävuorten lohkeamista Grönlannin ja Etelämantereen jäätiköiden reunoilta. Tämä termi on pystytty ottamaan huomioon vain hyvin karkealla tavalla, ja jotkut tutkijat (esim. Rahmstorf 2007) pelkäävätkin, että laskelma siksi aliarvioi merenpinnan todellista nousunopeutta. Huolta ruokkivat viimeaikaiset havainnot, joiden mukaan jäätä näyttää valuvan Grönlannin ja Etelämantereen rannikoilta mereen enemmän kuin nykyiset mallilaskelmat pystyvät selittämään. Lisäksi on viitteitä siitä, että jään virtaus merta kohti olisi monin paikoin kiihtynyt 2000-luvun alkuvuosina. Jos tämä ilmiö on seurausta ilmaston lämpenemisestä, on pelättävissä, että se vain edelleen voimistuu napaseutujen lämmitessä lisää.

Jään valumista Grönlannista ja Etelämantereelta mereen on vaikea mallittaa, koska jään virtaus on epätasaista. Suuri osa jäästä kulkeutuu mereen nopeasti virtaavissa jäävirroissa, jotka ovat liian kapeita erottuakseen kunnolla nykyisissä malleissa. Lisäksi jään virtaukseen vaikuttavat fyysiset prosessit tunnetaan vielä huonosti. Yhdeksi syyksi jään virtauksen nopeutumiseen Grönlannin rannikoilla on epäilty sitä, että lämpeneminen kasvattaa jäätikön pinnalle kesäaikaan syntyviä sulamisjärviä. Järvistä jäätikön halkeamien kautta alas valuva vesi toimisi sitten ikään kuin voiteluaineena, joka vähentää kitkaa jään ja sen alla olevan kivaineen välillä. Toinen mahdollisuus on, että meriveden lämpeneminen kovertaa mereen ulottuvia jäätikkökielekkeitä alhaalta käsin, ja että mereen ulottuvien jäätikkökielekkeiden pieneneminen saisi ylempänäkin olevan jään virtaamaan entistä nopeammin alaspäin.

Koko maapallon keskimääräinen merenpinnan nousu ei suoraan kerro tietyllä yksittäisellä paikalla havaittavaa suhteellista merenpinnan korkeuden muutosta. Ensiksikin on otettava huomioon maankuoren paikallisen liikkeen vaikutus, joka tosin lienee useimmilla alueilla selvästi absoluuttista merenpinnan muutosta pienempi. Suomen rannikoilla molemmat tekijät tulevat kuitenkin ilmeisesti olemaan samaa suuruusluokkaa, eli maa nousee osapuilleen samaa tahtia kuin merikin. Pohjanmaan rannikolla, missä maankohoaminen on nopeinta, maa luultavasti edelleen valtaa alaa mereltä, vaikkakin aiempaa hitaammin.

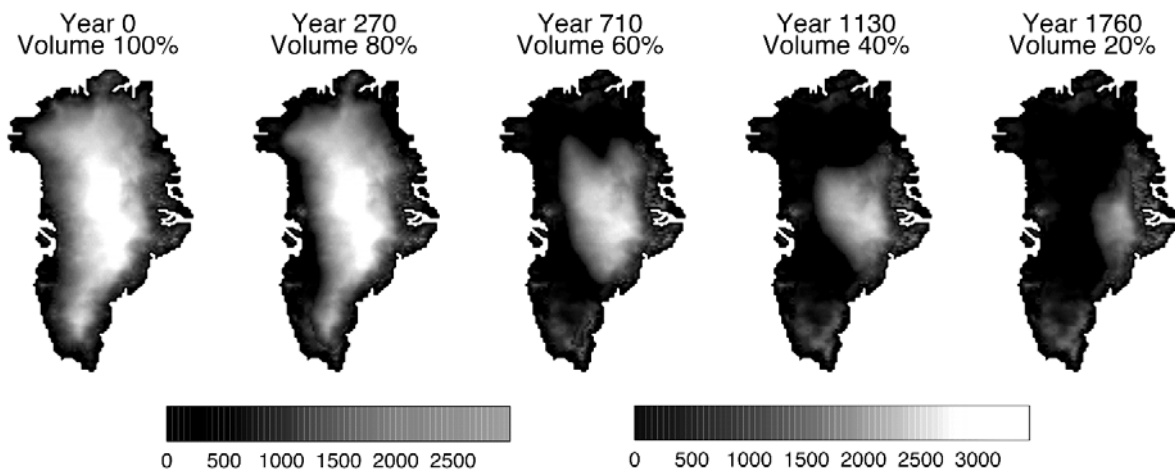
Toiseksi absoluuttinenkaan merenpinnan korkeuden muutos ei tule olemaan koko maapallolla aivan sama. Nykyinenkin merenpinta on (jopa pitkän ajan keskiarvoja tarkasteltaessa) epätasainen. Alueesta riippuen merenpinnan keskimääräinen korkeus vaihtelee noin metrin koko maapallon keskiarvon molemmin puolin. Korkeuseroihin vaikuttavat monet tekijät, mutta yleensä merenpinta on selvästi korkeammalla matalilla leveysasteilla (missä vesi on etenkin pinnan lähellä lämmintä) kuin lähempänä napoja (missä vesi on kylmää). Tilanne on sama kuin ilmakehässä, jossa lämpimille alueille muodostuu ylätroposfääriin korkeapaine: vakiopainepintojen väli on sitä suurempi, mitä pienempi veden tiheys on. Myös merivirrat ja ilmanpaineen jakauma vaikuttavat eroihin jonkin verran.

Meriveden lämpötilan, merivirtojen ja ilmanpaineen jakaumien muuttuessa eri merialueiden väliset korkeuserotkin muuttuvat. Eri alueilla alkaneen vuosisadan aikana tapahtuvat absoluuttisen merenpinnan korkeuden muutokset voivat siksi vaihdella parikymmentä senttiä koko maapallon keskiarvon molemmin puolin. Muutosten alueellinen jakauma vaihtelee melko paljon mallista toiseen eikä siitä siis voida antaa kovin luotettavia ennusteita. Monissa mallisimulaatioissa merenpinta kuitenkin nousee Pohjoisella jäämerellä hivenen keskimääräistä enemmän ja vastaavasti Etelämantereen edustalla jonkin verran vähemmän kuin maapallolla keskimäärin (Solomon ym. 2007, kuva 10.32).

Merenpinnan korkeus vaihtelee myös ajallisesti, ja ääritapauksissa vesi nousee jopa useita metrejä keskimääräistä korkeammalle – esimerkiksi 3.12.1999 poikkeuksellisen kova myrsky nosti vettä Tanskan länsirannikolla yli 5 metriä! Merenpinnan keskimääräisen korkeuden noustessa myös tällaisten huippuarvojen voi odottaa nousevan. Nousevatko huippuarvot enemmän vai vähemmän kuin keskimääräinen merenpinta, riippuu ennen muuta myrskyisyyden muutoksista. Asiasta ei vielä osata antaa luotettavia ennusteita.

Merenpinta jatkaa nousuaan kauan vuoden 2100 jälkeenkin, siinäkin tapauksessa että ilmakehän kasvihuonekaasujen pitoisuudet saataisiin vakiintumaan. Yksi syy tähän on merten hidas lämpeneminen. Aluksi meriveden lämpeneminen rajoittuu mallikokeissa lähes yksinomaan merten pintakerrokseen (korkeita leveysasteita lukuun ottamatta), mutta ajan myötä lämpö leviää yhä syvemmälle. Lopulta, kauan ilmakehän kaasukoostumuksen vakiintumisen jälkeen, lämpeneminen saattaa kasvaa valtameren syvänteissäkin suunnilleen yhtä suureksi kuin ilmakehässä (Stouffer ja Manabe 2003). Tämä nostaisi merenpintaa noin puolella metrillä kutakin 1°C lämpenemistä kohti, pahimmassa tapauksessa siis useilla metreillä suunnilleen seuraavien tuhannen vuoden aikana.

Myös jäätiköiden sulaminen jatkuisi vielä vuoden 2100 jälkeenkin. Vuoristojäätiköiden sulaminen tosin ei voi nostaa merenpintaa loputtomiin, sillä niissä on jäätä nykyisinkin vain noin 50 cm:n merivesikerrosta vastaava määrä. Suurten mannerjäätiköiden osittainenkin sulaminen voi sen sijaan kohottaa merenpintaa pitkällä tähtäimellä paljon enemmän.



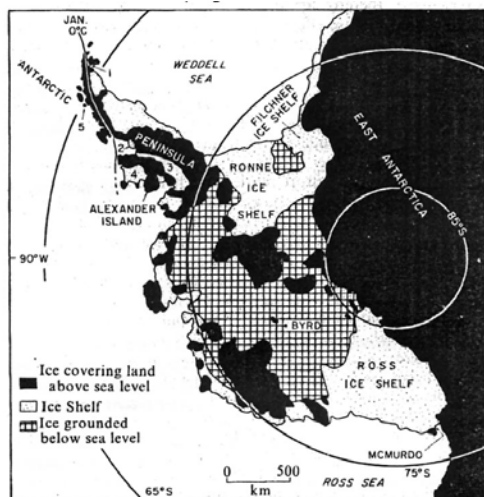
Kuva 10.5. Grönlannin mannerjätikön korkeuden muutos Ridleyyn ym. (2005) mallikokeessa, jossa ilmakehän hiilidioksidipitoisuus nelinkertaistettiin ja maapallon keskilämpötila nousi 6.5°C:llä. Vuosiluvut kertovat ajan kokeen alusta. Värillinen versio: Solomonin ym. (2007) kuva 10.38.

Erityisesti Grönlannin jäätikkö näyttää uhanalaiselta. Mallilaskelmien mukaan jo 3-6°C vuosikeskilämpötilan nousu Grönlannin kohdalla voi lopulta sulattaa koko jäätikön²³. Sulamisen edistyessä jäätikkö näet vähitellen madaltuu, jolloin lämpötila sen laella nousee entisestään. Koko Grönlannin sulaminen nostaisi merenpintaa noin 7 metrillä. Sulamisen vauhti riippuu lämpenemisen suuruudesta, mutta ilmeisesti prosessi kestäisi tuhansia vuosia (kuva 10.5), olettaen ettei jäävuorten lohkeaminen jäätikön reunoilta kiihdy nopeammin kuin nykyiset laskelmat antavat ymmärtää.

Etelämantereen mannerjätikkö jakautuu kahteen eripariseen osaan, Itä- ja Länsi-Antarktiksien jäätikköihin. Suuri valtaosa jäästä on itäisessä jäätikössä, joka kuitenkin näyttää olevan jokseenkin turvassa ilmastonmuutoksen vaikutuksilta. Tästä pitää huolen toisaalta alueen äärimmäisen kylmä ilmasto, toisaalta se, että jäätikön alla oleva kallioperä on pääosin reilusti merenpinnan yläpuolella. Läntinen jäätikkö on paljon pienempi, mutta on esitetty arveluja, että se saattaisi sulaa hyvinkin nopeasti, jolloin merenpinta nousisi paljon nopeammin kuin edellä mainittujen lukujen valossa voisi odottaa (Mercer 1978). Mahdollisuutta, että näin tapahtuisi ainakaan lähivuosisatojen aikana, pidetään nykyisin pienenä, mutta sitä ei voida sulkea kokonaan pois laskuista.

Syy pelkoon Länsi-Antarktiksien jäätikön nopeasta sulamisesta on sen erikoinen geometria (kuva 10.6). Jäätikkö ei lepää kuivalla maalla, vaan pääosin merenpohjan päällä. Pohjassa jököttävää jäätikön osaa ympäröivät valtavat, meressä kelluvat Rossin ja Filchnerin-Ronnen jäälautat. Ensimmäisten, ilman kolmiulotteista merimallia tehtyjen ilmastosimulaatioiden valossa näytti siltä, että Etelämantereen lähialueet lämpenisivät kasvihuoneilmaston voimistuessa hyvin nopeasti. Tästä pääteltiin, että meriveden lämpeneminen tekisi nopeasti lopun mainituista kahdesta jäälautasta. Näiden meressä kelluvien jäälauttojen sulaminen ei itsessään vaikuttaisi merenpinnan korkeuteen. On kuitenkin spekuloitu, että niiden häviäminen tekisi myös Länsi-Antarktiksien jäätikön merenpohjassa kiinni makaavan osan epästabiiliksi, niin että sekin romahtaisi ennen pitkää mereen. Tämän jäätikön sulaminen nostaisi merenpintaa 5-6 metriä, siitäkin huolimatta että myös osa siitä on merenpinnan alapuolella.

²³ Huomattakoon, että Grönlannin seutu lämpenee malleissa nopeammin kuin maapallo keskimäärin. Vastaava Grönlannin sulamiseen johtava raja-arvo koko maapallon keskilämpötilalle olisi Solomonin ym. (2007) mukaan 1.9-4.6°C esiteollisen aikakauden keskilämpötilan yläpuolella eli noin 1-4°C nykyistä keskilämpötilaa korkeampi.



Kuva 10.6. Etelämantereen länsiosat. Mustat alueet tarkoittavat jäätikköä, jonka pohja on merenpinnan yläpuolella, ruudutetut alueet merenpohjaan asti ulottuvaa jäätikköä ja vaaleat reunustetut alueet kiinteitä meressä kelluvia jäälauttoja (Mercer 1978).

Nykykäsityksen mukaan Etelämannerta ympäröivät merialueet lämpenisivät kasvihuoneilmion voimistuessa varsin hitaasti, eikä Rossin ja Filchnerin-Ronnen jäälauttojen nopea sulaminen siksi näytä todennäköiseltä. Epävarmaa on myös, tekisikö niiden sulaminen Länsi-Antarktiksien jäätikön pohjassa kiinni olevaa osaa epästabiiliksi. Havainnot, joiden mukaan jään virtaus jäätikön reunoja kohti näyttää kiihtyneen viime vuosina, kielivät kuitenkin siitä, ettei kaikkia jäätikön tulevaisuuteen vaikuttavia asioita vielä tunneta. Pahimmassakaan tapauksessa Länsi-Antarktiksien jäätikkö tuskin kuitenkaan tuhoutuisi muutamassa vuosikymmenessä, kuten aiemmin uskottiin, vaan sen sulaminen veisi ilmeisesti vähintään useita vuosisatoja.

Mannerjäätiköiden herkkyyttä ilmaston lämpenemiselle voidaan tarkastella myös aiemmista ilmastovaihteluista säilyneen tiedon pohjalta. Edellisen interglasiaalikauden aikana noin 125 000 vuotta sitten auringonsäteilyä tuli korkeille leveysasteille nykyistä enemmän, ja maapallon napaseudut näyttävät olleen siksi 3-5°C nykyistä lämpimämpiä. Toisaalta merenpinnan arvioidaan olleen 4-6 metriä nykyistä korkeammalla. Erosta arviolta 2-4 metriä selittyy sillä, että Grönlannin jäätikkö oli selvästi nykyistä pienempi, mutta ilmeisesti myös Länsi-Antarktiksien jäätikön kutistuminen nosti tällöin merenpintaa jonkin verran. Vaikka kumpikaan näistä kahdesta jäätiköstä ei sulanut kokonaan viime interglasiaalin aikana, ei ole mahdotonta että näin voisi käydä tulevaisuudessa, jos kasvihuoneilmion voimistuminen lämmittää napa-alueita riittävän voimakkaasti.

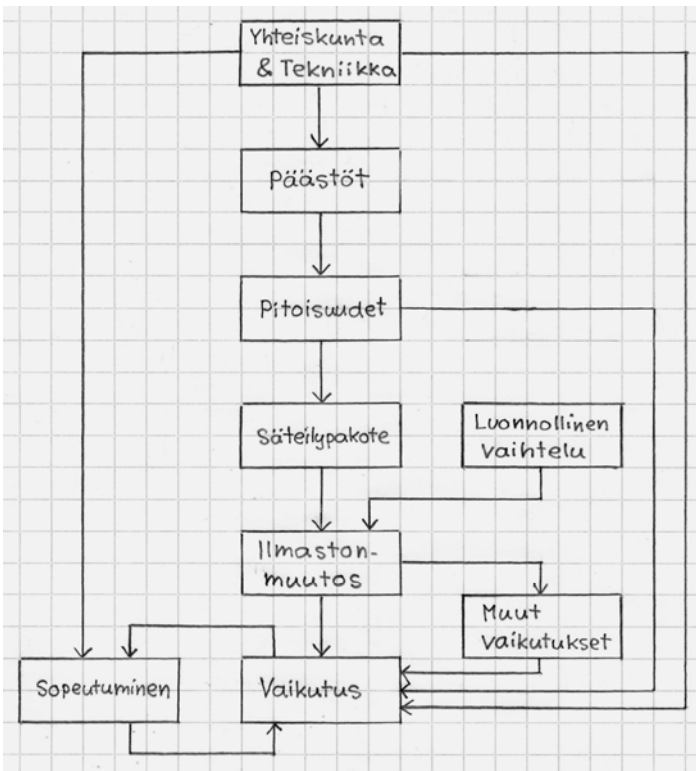
Kasvihuoneilmion voimistumisen pitkällä tähtäimellä aiheuttaman merenpinnan nousun enimmäismääräksi saadaan edellä esitetyistä luvuista runsaat 15 m: merten lämpölaajenemisesta noin 3 m (olettaen, että maapallon keskilämpötila nousisi 6°C), pienistä jäätiköistä 0.5 m, Grönlannista 7 m ja Länsi-Antarktiksien jäätiköstä 5-6 m. Laskelma ei kuitenkaan ota huomioon sitä, että jäätiköiden sulamisen takia lisääntynyt vesimassa painaa merenpohjia hitaasti kuopalle. Tämä rajoittaisi merenpinnan nousun hiukan pienemmäksi, ehkä välille 10-13 m (Harvey 2000).

11. Ilmastonmuutosten vaikutukset ja niihin sopeutuminen

Elollisen luonnon ja ihmisten elinehdot riippuvat monin tavoin ilmastosta. Ilmastonmuutosten käytännön vaikutukset ovatkin siksi tärkeä ja tavattoman laaja tutkimusaihe. Vaikutustutkimusta tehdään puhtaasti tieteellisen mielenkiinnon lisäksi kahdesta perussyystä:

1. Monilla elämänaloilla joudutaan tekemään osaksi ilmastosta riippuvia päätöksiä, jotka vaikuttavat kauas tulevaisuuteen. Mitä puita nyt kannattaa istuttaa, jos haluaa niiden kasvavan hyvin seuraavan sadan vuoden aikana? Kuinka lähelle merenrantaa uuden asuinalueen uskaltaa rakentaa? (jne.) Tieto ilmastonmuutosten vaikutuksista helpottaa muutoksiin sopeutumista, ts. niiden haittojen vähentämistä ja mahdollisten etujen hyväksikäyttöä.
2. Tutkimus voi antaa käsityksen siitä, kuinka suuria ilmastonmuutoksen aiheuttamat haitat ovat ja miten ne riippuvat ilmastonmuutoksen suuruudesta (vai ovatko hyödyt joissakin tapauksissa haittoja suurempia?). Tiedosta on ainakin periaatteessa hyötyä pohdittaessa, kuinka paljon kasvihuonekaasujen päästöjä olisi syytä rajoittaa.

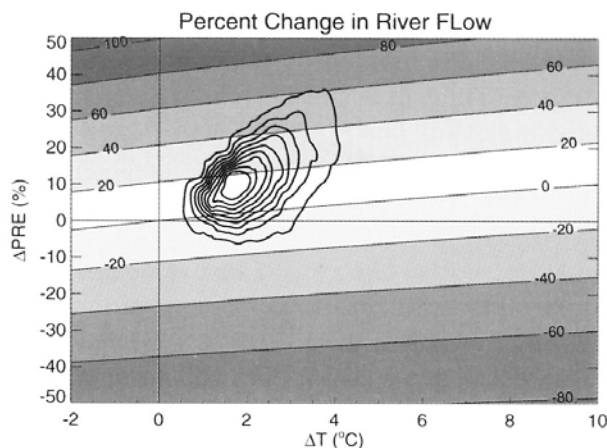
Ilmastonmuutosten vaikutuksia ei voida mitenkään ennustaa tarkasti (kuva 11.1). Jo arviot tulevista ilmastonmuutoksista ovat epätarkkoja. Ensiksikin kasvihuonekaasujen ja hiukkasten tulevia päästöjä on mahdotonta ennustaa tarkasti, ne kun riippuvat muun muassa yhteiskunnan ja käytössä olevan tekniikan kehityksestä. Toiseksi ei tiedetä tarkasti, miten kasvihuonekaasujen ja hiukkasten tulevat pitoisuudet riippuvat päästöjen kehityksestä, liittyhän esimerkiksi hiilen kiertokulun mallittamiseen oma epävarmuutensa. Kolmanneksi hiukkasten vaikutus säteilyenergian kulkuun tunnetaan vielä heikosti (kasvihuonekaasujen vaikutus tunnetaan onneksi paljon paremmin). Neljänneksi ilmastonmallien virheet vaikuttaisivat saataviin ilmastonmuutosarvioihin, vaikka yllämainitut tekijät pystyttäisiinkin ennustamaan täydellisesti. Viidenneksi ilmasto vaihtelee luonnostaankin, osaksi sisäisen dynamiikkansa ja osaksi auringon säteilytehon ja tulivuoritoiminnan vaihteluiden takia.



Kuva 11.1. Kaaviokuva ilmastonmuutosten vaikutusten ennustamiseen liittyvistä epävarmuuksista. Eri asioiden välisiä riippuvuuksia kuvaavia nuolia voisi piirtää kuvaan enemmänkin.

Ilmastonmuutosten vaikutuksia tutkittaessa matkassa on vielä monta lisämутkaa. Ensiksikin virheitä on myös malleissa, jotka kuvaavat tutkittavien ilmiöiden riippuvuutta ilmastosta (esim. miten tietyn viljalajin kasvu riippuu lämpötilasta ja sademäärästä). Toiseksi on otettava huomioon myös ilmastomuutoksen muut vaikutukset (esim. tuhohyönteisten suurempi määrä lämpimämmässä ilmastossa). Kolmanneksi maailma on tulevaisuudessa varmasti muutenkin erilainen kuin nyt. Muutoksia on odotettavissa niin fyysisessä ympäristössä (esim. kohonneella CO₂-pitoisuudella on myös suora kasvien kasvua kiihdyttävä vaikutus) kuin ihmisyyhteiskunnassa (mm. ruokittavan väestön määrä) ja sen käyttämässä tekniikassakin (kukaties kuluvan vuosisadan lopussa on jo käytössä ihmisille myrkytön torjunta-aine, joka tekee lopun kaikista tuholaisista). Neljänneksi ihmisten voidaan odottaa yrittävän sopeutua ilmastomuutoksen vaikutuksiin, jolloin haitat pienenevät (jos ilmasto käy tutkittavalle viljalajille sopimattomaksi, se on ehkä mahdollista korvata jollain muulla). Sopeutumismahdollisuudet riippuvat tietysti osaltaan yhteiskunnan ja tekniikan kehityksestä.

Käytännössä vaikutustutkimus on usein “entä jos” -tutkimusta. Oletetaan, että maailma muuttuu jollain tietyllä tavalla. Millaisia tämän muuttuneen maailman olosuhteet olisivat toisaalta jos ilmasto pysyisi nykyisellään, toisaalta jos ilmasto muuttuisi malliennusteiden mukaisesti? Tällaista lähestymistapaa kutsutaan skenaariotutkimukseksi. Yksinkertaisempi vaihtoehto on tarkastella ilmastomuutosten vaikutusta erillään muista muutoksista: miten ilmastomuutos vaikuttaisi tarkasteltavaan ilmiöön, jos kaikki muut asiat pysyisivät ennallaan? Vaikutustutkijat tekevät myös yksinkertaisia herkkyysskojeita, joissa esimerkiksi lämpötilan ja sademäärän muutoksia vaihdellaan mielivaltaisesti. Näin voidaan tutkia tarkasteltavan ilmiön herkkyyttä ilmaston muuttumiselle systemaattisesti, rajoittumatta minkään yksittäisen ilmastomallin simuloimiin muutoksiin. Haluttaessa laskelmien tuloksia voidaan toki verrata jälkikäteen mallien antamiin ilmastomuutosarvioihin (kuva 11.2).



Kuva 11.2. Jokien virtaaman laskettu muutos (%) Skotlannissa talvella lämpötilan (vaaka-akseli) ja sademäärän (pystyakseli) muutosten funktiona. Sisäkkäiset rinkulat kuvaavat eri ilmastomallien tuloksista monimutkaisehköllä menetelmällä arvioitua todennäköisyysjakaumaa lämpötilan ja sademäärän muuttumiselle 2080-lukuun mennessä (muutosten pitäisi osua 90% todennäköisyydellä uloimman rinkulan sisäpuolelle) (Hulme ja Carter 1999, s. 32).

Ilmastonmuutosten vaikutuksiin ja niihin sopeutumiseen liittyy kolme peruskäsitettä, *herkkyys*, *sopeutumiskyky* ja *haavoittuvuus*. Herkkyys kuvaa sitä, kuinka voimakkaasti (joko haitallisesti tai hyödyllisesti) ilmastomuutos vaikuttaa tarkasteltavaan järjestelmään. Esimerkiksi käy vaikkapa ilmastomuutoksen vaikutus jonkin viljalajin satoisuuteen ja sen kasvattamisesta elantonsa saavien maanviljelijöiden toimeentuloon. Sopeutumiskyky kuvaa järjestelmän mahdollisuuksia lievittää ilmastomuutoksen haittoja ja/tai käyttää hyväkseen sen hyötyjä, siis vaikkapa viljelijöiden mahdollisuutta korvata ilmastomuutoksesta kärsivä viljalajike jollain muulla tai vaihtaa kokonaan ammattia. Haavoittuvuus kuvaa ilmastomuutoksen aiheuttamaa todellista vahinkoa, jota ei voida välttää muutoksiin sopeutumalla. Se riippuu sekä tarkasteltavan järjestelmän herkkyydestä ilmastomuutoksille että sen sopeutumiskyvystä.

Ilmastonmuutosten vaikutukset ovat tavattoman moninaisia. Hyvin yleisellä tasolla voidaan kuitenkin todeta, että

- Muutoksilla odotetaan olevan sekä hyödyllisiä että haitallisia vaikutuksia. Kaiken kaikkiaan haitat ovat kuitenkin hyvin todennäköisesti hyötyjä suuremmat. Vaakaa vääntää tälle puolelle muun muassa odotettavissa olevien muutosten suuruus ja nopeus. Koska elollinen luonto ja ihmisyyhteisö ovat sopeutuneet nykyisenkaltaiseen ilmastoon, rajua muutos mihin suuntaan tahansa tuottaa ongelmia.
- Ilmastonmuutosten haitat ja hyödyt jakautuvat epätasaisesti. Haitat ovat suurimpia päiväntasaajan seudun kehitysmaissa, hyödyt taas keskittyvät korkeampien leveysasteiden teollisuusmaihin. Osaksi syyt ovat ilmastollisia – tropiikissa on jo nykyisin vähintäänkin riittävän lämmintä, kun taas korkeilla leveysasteilla kylmyyden lievittymisellä on suotuisiakin vaikutuksia. Toisaalta maatalousvaltaiset kehitysmaat ovat voimakkaammin riippuvaisia sääoloista kuin teollisuusmaat. Lisäksi mahdollisuudet sopeutua ilmastonmuutosten haittavaikutuksiin ovat paremmat rikkaissa kuin köyhissä maissa, sillä sopeutuminen voi vaatia hyvinkin kalliiksi käyviä toimenpiteitä.
- Etenkin kehitysmaiden ihmisten elämää varjostavat ilmastonmuutosten ohella muutkin ongelmat, kuten köyhyys, voimakas väestönkasvu ja luonnonvarojen liikakäyttö. Monissa tapauksissa ilmastonmuutos pahentaa näiden muiden ongelmien aiheuttamia vaikeuksia. Kehitys- ja teollisuusmaiden välisen kuilun syveneminen – ilmastonmuutosten seurausten takia tai muista syistä – tuntuisi kuitenkin myös teollisuusmaissa. Uhkina olisivat ainakin maailmankaupan häiriintyminen, kasvava elintaso- ja ympäristöpakolaisten määrä sekä “etelän” ja “pohjoisen” välisen poliittisen jännityksen kiristyminen (→ terrorismi, sotien uhka, ym.).

Seuraavassa tarkastellaan lähemmin joitakin ilmastonmuutosten odotettavissa olevia vaikutuksia sekä jonkin verran myös mahdollisuuksia niihin sopeutumiseen.

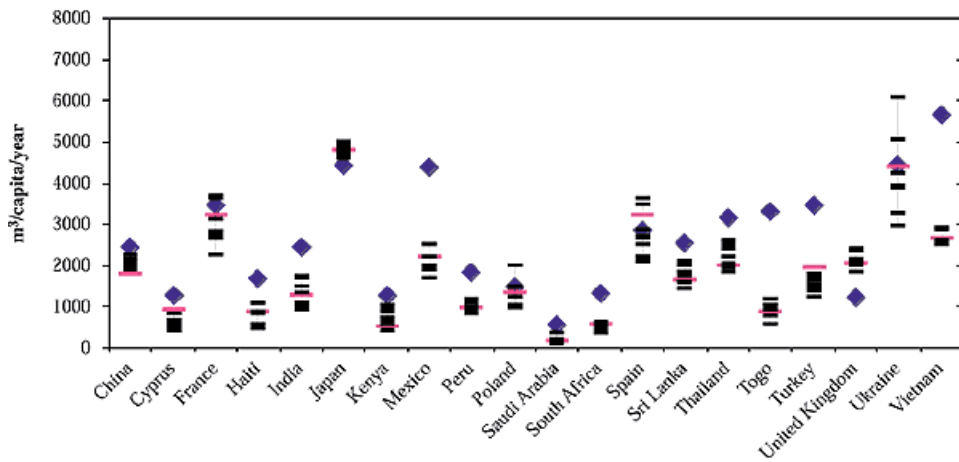
11.1 Vesivarat, kuivuus ja tulvat

Makean veden saatavuus säätelee ihmisten elinmahdollisuuksia monin tavoin. Vettä tarvitaan juotavaksi, peseytymiseen, teollisuuteen ja energiantuotantoon, ja ennen muuta ruokakasvien kasvattamiseen. Vesivarat jakautuvat kuitenkin maapallolla äärimmäisen epätasaisesti. Sateisissa ja harvaanasutuissa maissa (esimerkiksi Islanti) vettä riittää käytännöllisesti katsoen loputtomasti, mutta monilla kuivilla seuduilla sen saatavuus on jo nyt suuri ongelma. Vuonna 1990 noin kolmasosa maapallon väestöstä asui maissa, joissa ihmisten tarpeet veivät yli 20% kaikista teoreettisesti käytettävissä olevista uusiutuvista vesivaroista (sademäärän ja haihdunnan erotus = jokien virtaama + pohjaveden muodostuminen). Vuonna 2050 tällaisesta vesipulasta kärsivissä maissa asuisi jo arviolta 60% maailman ihmisistä, vaikka ilmasto pysyisi ennallaan (McCarthy ym. 2001) – näin siksi, että väestön kasvaessa myös veden tarve kasvaa. Mainittua 20% osuutta pidetään rajana, jonka ylityttyä vedensaannin vaikeus alkaa haitata yhteiskunnallista ja taloudellista kehitystä. Paikoitellen vesipula on paljon pahempi – esimerkiksi Colorado-joen vedestä Yhdysvalloissa käytetään ihmisten tarpeisiin 96%. Jokiveden vähyyttä kierretään monin paikoin pumppaamalla pohjavettä nopeammin kuin se ehtii uusiutua. Loputtomiin näin ei tietenkään voida jatkaa.

Kasvihuoneilmion voimistumisen aiheuttama ilmastonmuutos muuttaa vesivarantojen alueellista jakaumaa. Alueilla, joilla sademäärä pienenee, vesipula pahenee. Vesivarat eivät kuitenkaan kasva kaikilla niilläkään alueilla, joilla sademäärä kasvaa. Lämpimämmässä ilmastossa haihtuminen nimitäin voimistuu, syöden isomman osan sateiden tuomasta vedestä.

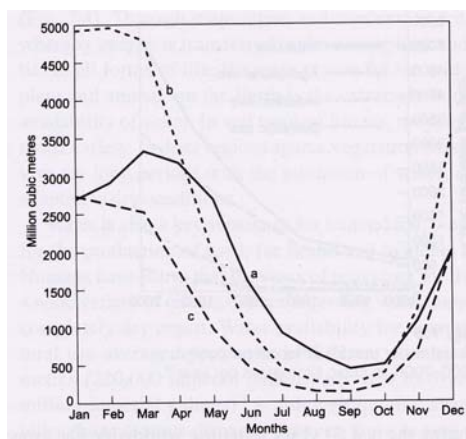
Koska sademäärän muutokset vaihtelevat monilla alueilla paljon mallista toiseen, ilmastonmuutosten vaikutuksesta vesivaroihin ei voida antaa kovin varmoja ennusteita (kuva 11.3). Joillakin alueilla, esimerkiksi Kiinassa ja yleensä korkeilla leveysasteilla, vesivarannot todennäköisesti lisääntyvät. Toisilla alueilla, mm. Välimeren seudulla, ne saattavat vähetä hyvinkin tuntuvasti. Todennäköisesti ilmastonmuutoksista kärsiviä alueita on kuitenkin enemmän kuin niistä hyötyviä. Eräiden mallilas-

kelmien mukaan ilmastonmuutos lisää vesipulasta kärsivien ihmisten määrää noin miljardilla vuoteen 2050 mennessä. Ilmastonmuutosten vaikutus vesivarojen riittävyyteen voi siis olla tuntuva, vaikkakin ilmeisesti väestönkasvun vaikutusta pienempi.



Kuva 11.3. Uusiutuvat vesivarat henkeä kohti eräissä valtioissa. Kärjellään seisovat neliöt kuvaavat tilannetta vuonna 1990 ja pitkät vaaleammat vaakaviivat tilannetta vuonna 2050, olettaen ettei ilmasto muutu – ero johtuu siis väkiluvun muutoksesta. Lyhyemmät vaakaviivat kuvaavat tilannetta vuonna 2050, kun otetaan myös huomioon eri ilmastomallien simuloimat sademäärän ja lämpötilan muutokset (yksi viiva per malli) (McCarthy ym. 2001, kuva 4.4).

Koko vuoden sademäärän ja haihdunnan erotus kertoo vain osatotuuden veden saatavuudesta. Myös veden kiertokulun vuodenaikaisjakauma on tärkeä. Esimerkiksi Välimeren maissa ja Kaliforniassa (kuva 11.4) sateita saadaan talvella kohtalaisesti, kesällä taas hyvin vähän. Suurissa, vuoristoalueilta alkunsa saavissa joissa vettä riittää kuitenkin jonkin verran kesälläkin, sillä talvella vuorille satanut lumi sulaa vasta myöhään keväällä. Lämpimämmässä ilmastossa lumisateiden osuus pienenee ja lumi sulaa aiemmin. Tämä kasvattaa jokien vesimäärää talvella mutta pienentää sitä keväällä ja kesällä. Koska lisäksi haihtuminen voimistuu, joissa voi olla kesäisin nykyistä vähemmän vettä siinäkin tapauksessa, että sademäärä kasvaisi ympäri vuoden. Jos sateet vähenevät, tilanne tietysti pahenee entisestään.

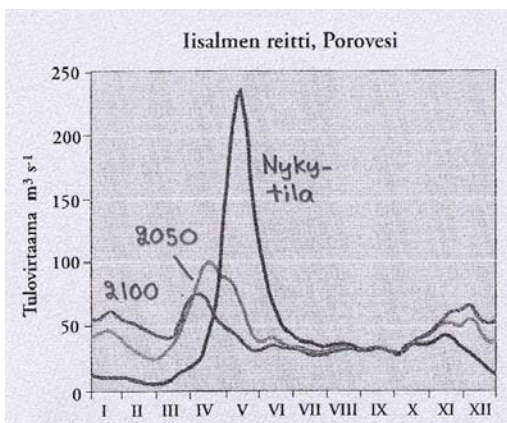


Kuva 11.4. Kalifornialaisen Sacramento-joen simuloitu virtaama vuoden eri kuukausina. (a) nykyinen ilmasto; (b) 4°C nykyistä lämpimämpi ja 20% sateisempi ilmasto; (c) 4°C nykyistä lämpimämpi ja 20% vähäsateisempi ilmasto (Houghton 1997, kuva 7.6).

Monilla alueilla esimerkiksi Himalajan ja Andien lähistöllä vuoristojäätiköiltä tuleva vesi on tärkeää vesihuollon kannalta. Niin kauan kuin jäätikön koko pysyy ennallaan, sen vaikutus jokien virtaamaan on suunnilleen sama kuin lumellakin: jäätikkö varastoi vettä talvella ja vapauttaa sitä kesällä. Ilmaston lämmetessä jään sulaminen kesällä voimistuu, joten vettä on käytettävissä entistä enemmän. Li-

sävesi loppuu kuitenkin siinä vaiheessa, kun jäätikkö sulaa kokonaan loppuun. Näin voi käydä monille vuoristojäätiköille alkaneen vuosisadan aikana, joillekin jo lähivuosisikymmeninä.

Ilmaston lämmetessä sademäärän vaihtelevuus luultavasti kasvaa: sadetta tulee kerralla enemmän mutta monin paikoin vastaavasti harvemmin. Pitkät kuivuuskaudet yleistynevät siksi monilla alueilla enemmän kuin voisi päätellä pelkästä keskisademäärän muutoksesta. Toisaalta kerralla saatavien sateiden voimistuminen lisää luultavasti tulvia monilla sellaisillakin alueilla, joilla kokonaissademäärä ei kasva. Korkeahkoilla leveysasteilla tulviin vaikuttaa kuitenkin myös lumen väheneminen. Ilmaston lämmetessä nykyiset lumen sulamisen aiheuttamat kevättulvat heikkenisivät (kuva 11.5). Talvitulvien vaara sen sijaan kasvaisi. Vuoristoalueilla jäätiköiden sulaminen lisää tulvariskiä, paitsi kasvattamalla lähitulevaisuudessa sulamisjokien vesimäärää, myös koska sulanut vesi kertyy joskus moreeniharjanteiden yms. pinnanmuotojen patoamiksi sulamisjärviksi. Tällaisten luonnollisten patojen peittäessä vettä voi ryöpsähtää kerralla alaspäin hyvinkin suuria määriä.



Kuva 11.5. Keskimääräinen virtaama Iisalmen reitillä nykyisin sekä vuosina 2050 ja 2100. Laskelmissa oletettiin vuotuisen keskilämpötilan nousevan 0.4°C vuosikymmenessä ja sademäärän 1% vuosikymmenessä, siten että sekä lämpötila että sademäärä nousisivat eniten talvella (Kuusisto ym. 1996, kuva 5.4).

Kasvihuonekaasujen lisääntymisen ohella kuivuuden riskiä voi lisätä myös ihmisten aiheuttama kasvillisuuden väheneminen. Tärkeä esimerkki tästä on sademetsien hakkuu peltojen tieltä. Pelto heijastaa pois suuremman osan saapuvasta auringonsäteilystä kuin metsä, sen kyky haihduttaa vettä on pienempi ja sen pinta on tasaisempi. Näiden muutosten seurauksia simuloivissa mallikokeissa hakatun alueen sademäärä yleensä pienenee (Fysikaalinen klimatologian luentomoniste). Myös liikalaidunnus autiomaiden reuna-alueilla johtaa kasvillisuuden ja mahdollisesti myös sademäärien vähenemiseen. Pahimmassa tapauksessa se voi aloittaa aavikoitumiskierteen, jos sateiden väheneminen estää kasvillisuuden uusiutumisen. Liikalaidunnusta on epäilty osasyiksi Saharan eteläpuolisella Sahelin alueella viime vuosikymmeninä vallinneeseen kuivuuteen.

Veden laadulle ilmaston lämpeneminen ei ole hyväksi. Lämpimään veteen liukenee vähemmän happea kuin kylmään, ja happikadon riskiä voi lisätä myös leväkukintojen voimistuminen lämpötilan noustessa. Myös ounasteltu kuivuuden ja tulvien yleistyminen huonontaisi veden laatua: kuivuuskausina jokien vesi jää seisomaan, tulvat taas huuhtovat niihin maa-ainesta ja muita epäpuhtauksia. Veden laatuun vaikuttavat tietysti ilmaston ohella monet muutkin tekijät, ennen muuta asutuksen ja teollisuuden jätevedet sekä maatalouden ravinnepäästöt.

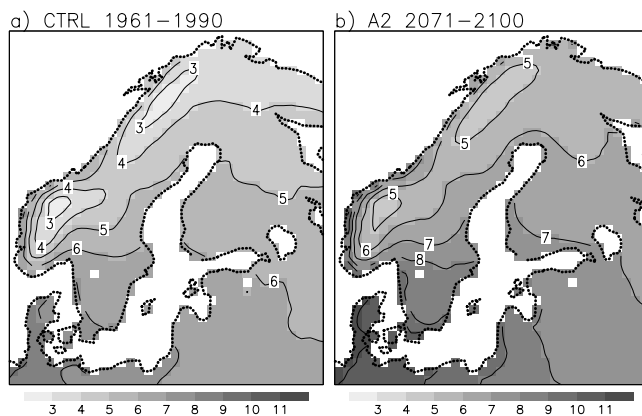
Ilmastonmuutoksen synnyttämien vesivaranto- ja tulvaongelmien lievittämiseen on periaatteessa monia keinoja, esim.

- Vesistöjen säännöstely, joka yleensä tasaa virtaaman vaihteluita. Säännöstelyn vaatimilla tekoaltailla on kuitenkin myös haittoja, ei vähiten niiden alle jäävän luonnon ja kotinsa menettävien ihmisten kannalta.
- Vedenkäytön tehostamiseen on monia keinoja. Tärkeintä on kasteluvien tehokas käyttö, sillä lähes 70% ihmiskunnan käyttämästä vedestä kuluu keinokasteluun. Yhä laajalti käytettävät avo-ojat hukkaavat vedestä yli 60%. Suoraan kasvien juurille vettä jakavat täsmäkastelulaitteet pienentäisivät hukan murto-osaan. Yksi (joskin kiistanalainen) mahdollisuus kastelutarpeen vähentämiseksi on geenimuunneltujen, paremmin kuivuutta kestävien lajikkeiden kehittäminen. Perinteisempi vaihtoehto on vähemmän vettä vaativiin kasvilajeihin siirtyminen. Esimerkiksi hirssi vaatii paljon vähemmän kosteutta kuin riisi.
- Metsien istutus aavikoitumisen ehkäisemiseksi.
- Korkeampien tulvavallien rakentaminen jokien ympärille (hyvä keino niin kauan kuin valli kestää...).
- Rakentamisen kieltäminen tulva-alttiilla alueilla (mutta mitä tehdä niillä jo oleville rakennuksille?).

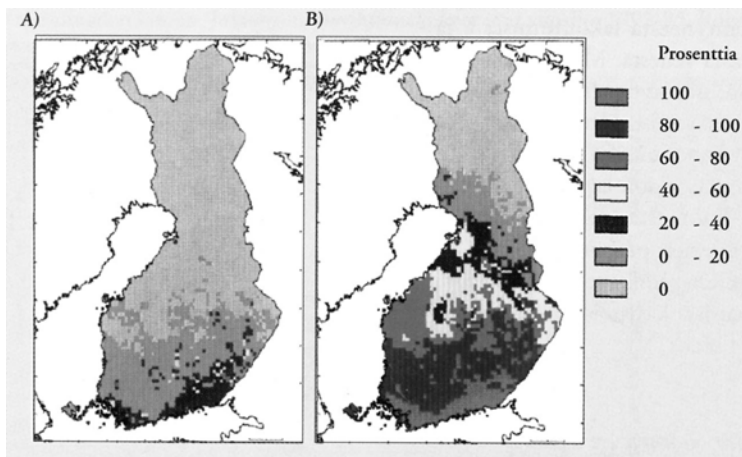
Moniin luettelon toimenpiteisiin liittyy tietenkin suuria käytännön ongelmia, etenkin kehitysmaissa, joissa taloudellinen liikkumavara on pieni. Vesirakentamiseen (tekoaltaat) ja yhdyskuntasuunnitteluun (minne saa rakentaa ja minne ei) liittyvien ratkaisujen erityisongelma on niiden pitkä aikajänne: kauas tulevaisuuteen vaikuttavia päätöksiä joudutaan tekemään puutteellisin tiedoin siitä, millaiseksi ilmasto on muuttumassa.

11.2 Maataloustuotanto

Korkeilla leveysasteilla on suuren osan vuodesta niin kylmää, etteivät viljelyskasvit pysty kasvaamaan. Esimerkiksi Suomessa lasketaan kasvukaudeksi aika, jolloin vuorokauden keskilämpötila ylittää $+5^{\circ}\text{C}$. Ilmaston lämmitessä kasvukausi pitenee meillä 9-11 vuorokautta jokaista yhden asteen vuosikeskilämpötilan nousua kohti. Jos lämpötila nousisi sadassa vuodessa esim. 4°C , kasvukausi pitenee siis yli kuukaudella (kuva 11.6). Tällöin kasvukausi olisi Oulun korkeudella yhtä pitkä kuin nykyisin eteläisimmässä Suomessa, Etelä-Suomessa taas yhtä pitkä kuin nyt Ruotsin etelärannikolla. Kasvukauden pidentyminen tarjoaisi mahdollisuuden nyt lämpimämmillä seuduilla viljeltävien, hitaammin kypsyvien mutta runsaampaa satoa tuottavien lajikkeiden käyttöön. Riittävän voimakas lämpeneminen saattaisi mahdollistaa myös kokonaan uusien kasvilajien, esimerkiksi maissin viljelyn (kuva 11.7).



Kuva 11.6. Kasvukauden pituus (aika, jona vuorokausikeskilämpötila on yli 5°C) Rossby-keskuksen alueellisella ilmastomallilla tehdyissä simulaatioissa. (a) Vertailuajo v. 1961-1990; (b) SRES-A2-päästöskenaarioon perustuva ilmastonmuutosajo v. 2071-2100. Lukuarvot kuukausina.

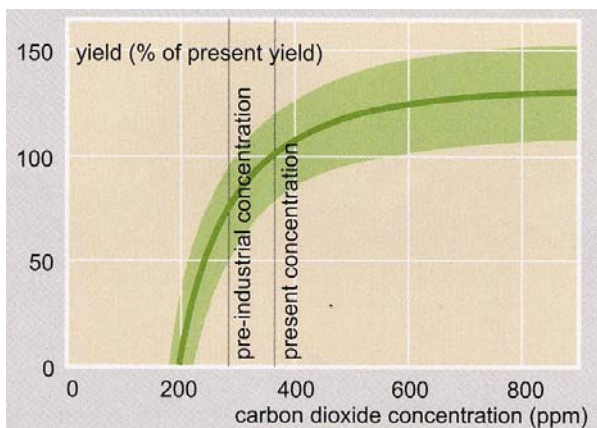


Kuva 11.7. Mallilla lasketut todennäköisyydet sille, että maissi ehtii muodostaa jyväsatoa Suomessa. (a) Vuodet 1961-1990; (b) vuosi 2050, jolloin vuoden keskilämpötilan oletettiin nousseen 2.4°C korkeammaksi (Kuusisto ym. 1996, kuva 4.6).

Matalammilla leveysasteilla kasvien kasvumahdollisuudet riippuvat ensisijaisesti veden riittävyydestä. Useimmilla trooppisilla ja subtrooppisilla alueilla maaperä ilmeisesti kuivuu joko sademäärän pienenemisen tai haihdunnan kasvun vuoksi. Myös lämpötilan nousu lienee trooppisissa enemmän haitaksi kuin hyödyksi. Jotkin viljelyskasvit ovat siellä jo nykyisin lähellä optimaalisen lämpötila-alueensa ylärajaa, joten lisälämpenemisen pelätään alentavan niiden satoja.

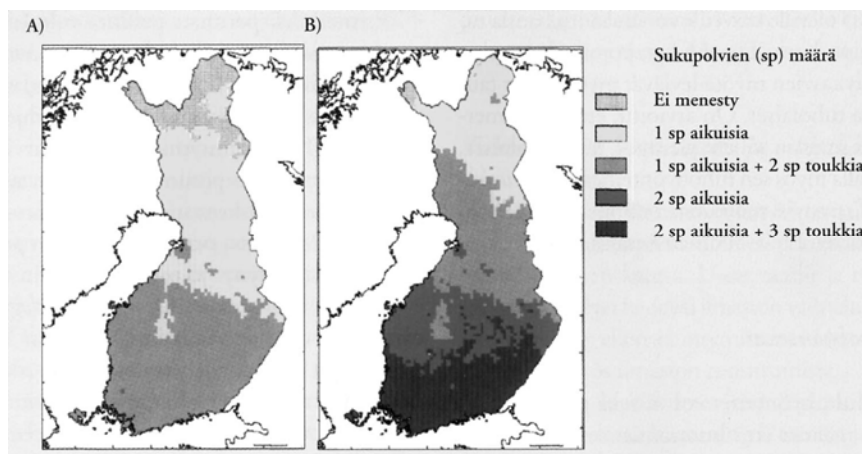
Viljelyskasvien menestys riippuu voimakkaasti erityyppisistä säähän liittyvistä ääri-ilmiöistä. Pitkät kuivuuskaudet, tulvat, voimakkaat myrskyt tai ankarat hallat voivat pahimmillaan tuhota koko sadon. Sadeolojen vaihtelevuuden todennäköinen lisääntyminen on tässä suhteessa huono asia, lisäähän se sekä kuivuuden että tulvien riskiä.

Hiilidioksidin lisääntymisen suora vaikutus kasveihin on myönteinen: yhteyttäminen voimistuu, veden käyttö tehostuu ja sadot kasvavat (kuva 11.8). Ilmiö kompensoi ilmastonmuutosten haitallisia vaikutuksia ja vahvistaa niiden edullisia vaikutuksia. Sadon kasvu hiilidioksidia lisättäessä ei kuitenkaan jatku loputtomiin, vaan se käy sitä loivemmaksi mitä enemmän hiilidioksidia on jo ilmassa.



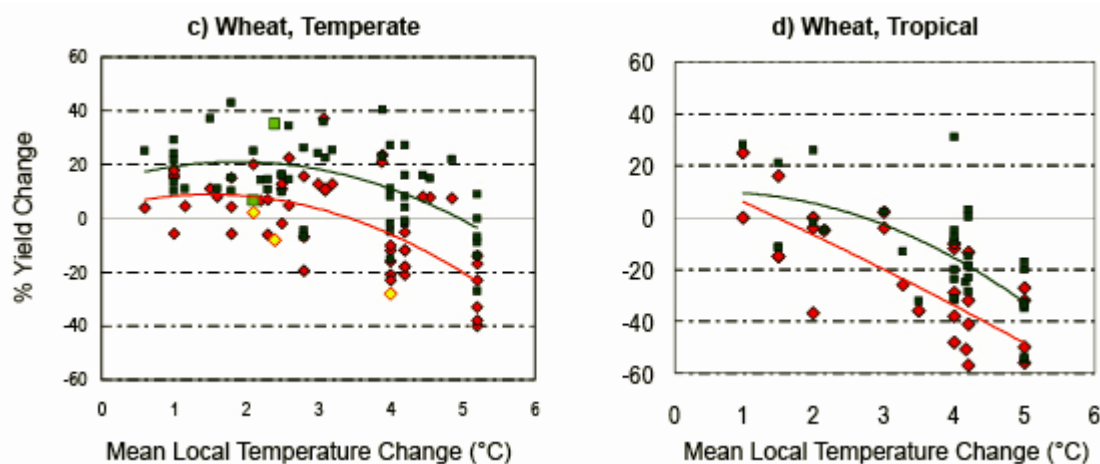
Kuva 11.8. Ilman hiilidioksidipitoisuuden vaikutus vehnäsatoon kenttäkokeissa (Bernes 2003, s. 124).

Korkeillakin leveysasteilla ilmastonmuutosten myönteisiä vaikutuksia saattaa vähentää tuhohyönteisten leviäminen. Kohonnut lämpötila suosii tuholaisia toisaalta helpottamalla niiden talvehtimistä ja toisaalta mahdollistamalla tehokkaamman lisääntymisen kesän aikana (esim. kuva 11.9). Myös monien kasvitautien riski saattaa kasvaa ilmaston lämmetessä. Monet sienet ja bakteerit hyötyvät lämpimämmästä ilmastosta, samoin kasvitautiviruksia kuljettavat hyönteiset.



Kuva 11.9. Se määrä sukupolvia, jotka perunaa vioittava juuren äkämäankeroinen pystyy tuottamaan (A) vertailukauden 1961-1990 ilmastossa ja (B) vuonna 2050, jolloin vuoden keskilämpötilan oletettiin nousseen 2.4°C korkeammaksi. Tätä hyönteistä ei toistaiseksi ole tavattu Suomessa, mutta se aiheuttaa suurta vahinkoa Yhdysvalloissa (Kuusisto ym. 1996, kuva 4.7).

Eri tutkimukset ilmastonmuutosten ja hiilidioksidin lisääntymisen yhteisvaikutuksesta viljasatoihin ovat antaneet varsin vaihtelevia tuloksia, mm. tarkasteltavasta paikasta ja ennustettujen ilmastonmuutosten luonteesta riippuen (esim. kuva 11.10). Suhteellisen viileillä alueilla keskileveysasteilla vaikutukset näyttävät kuitenkin voittopuolisesti myönteisiltä, edellyttäen etteivät ilmastonmuutokset kasva liian suuriksi, jolloin tilanne kääntyy päinvastaiseksi. Tropiikissa sen sijaan jo melko pienikin lämpeneminen (yhdessä muiden samanaikaisten muutosten kanssa) näyttäisi olevan haitaksi.



Kuva 11.10. Yhteenveto tutkimuksista, joissa on tarkasteltu ilmastonmuutosten ja samanaikaisen hiilidioksidipitoisuuden kasvun vaikutusta vehnän satoisuuteen. Vaaka-akselilla on paikallinen vuosikeskilämpötilan muutos; laskelmissa on kuitenkin otettu huomioon myös sademäärän muutokset ja joissain tapauksissa muutokset ilmaston vaihtelevuudessa. Mukana on monia eri tutkimuspaikkoja, siten että keskileveysasteilla sijaitsevat paikat on koottu vasemman- ja tropiikissa sijaitsevat paikat oikeanpuoleiseen kuvaan. Alempi käyräviiva kuvaa keskiarvoa tutkimuksista, joissa ei otettu huomioon sopeutumistoimia. Ylempi käyrä taas antaa keskiarvon tutkimuksille, joissa sopeutumistoimet (viljelymenetelmien ja -lajikkeiden muuttaminen) olivat mukana (Parry ym. 2007, kuva 5.2).

Viljelykasvien ja -lajikkeiden vaihtaminen muuttuneeseen ilmastoon sopivammiksi yhdessä muiden viljelymenetelmien muutosten kanssa (esim. istutusajankohdan muuttaminen sekä lannoituksen ja keinokastelun lisääminen) voivat auttaa vähentämään ilmastonmuutosten haittoja ja/tai kasvattamaan

niiden hyötyjä. Tällaisten sopeutumistoimien vaikutusta kuvaa kuvassa 11.10 ylemmän ja alemman käyräviivan ero. Toisaalta jotkin sopeutumistoimet voivat käydä kalliiksi ja tuottaa muitakin ongelmia. Esimerkiksi keinokastelua lisättäessä vettä jää entistä vähemmän muihin tarkoituksiin.

Ilmastonmuutosten vaikutukset kehitysmaiden viljantuotannolle näyttävät pääosin haitallisilta. Tämä yksin vaikuttaessaan kasvattaisi nälkää näkevien määrää. Hyvin paljon riippuu kuitenkin myös taloudellisesta ja yhteiskunnallisesta kehityksestä. Jos kehitysmaat vaurastuvat niin voimakkaasti kuin SRES-skenaariot A2-skenaariota lukuun ottamatta olettavat, aliravittujen määrä vähenisi kuluvalle vuosisadalla ilmastonmuutoksista huolimatta murto-osaan nykyisestä (taulukko 11.1).

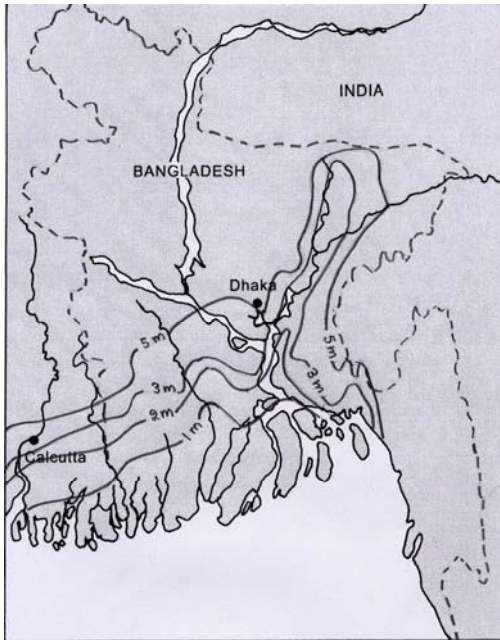
Taulukko 11.1. Aliravitsemuksesta kärsivien ihmisten määrä (miljoonina) vuonna 2080. Luvut on poimittu Parryn ym. (2007) taulukosta 5.6; vuonna 2000 aliravitsemuksesta kärsi saman lähteen mukaan 824 miljoonaa ihmistä. Vaihteluvälit kuvaavat kahden viljakasvimallin tulosten eroja. Ilmastonmuutoksiin, maailmankauppaan yms. liittyviä epävarmuuksia ei ole otettu huomioon.

	SRES-skenaario		
	A2	B2	B1
(1) = Yhteiskunnalliset ja taloudelliset muutokset	768	233	91
(2) = (1) + ilmastonmuutokset	950-1320	257-384	(puuttuu)
(3) = (2) + CO ₂ -pitoisuuden kasvu	742-885	221-244	99-102

Ilmastonmuutos vaikuttaa myös karjatalouden edellytyksiin. Lämpimämmässä ilmastossa kuumuus tulee rasittamaan karjaa entistä enemmän. Toisaalta muutokset sademäärässä ja lämpötilassa vaikuttavat myös laidunmaan tuottavuuteen ja rehun saatavuuteen.

11.3 Merenpinnan nousun vaikutuksia

Merenpinnan nousu vaikuttaa maailman eri alueisiin hyvin eri tavoin. Esimerkki valtiosta, jolle siitä pelätään koituvan suuria ongelmia, on Bangladesh (kuva 11.11). Maankuoren liikkeiden ja pohjaveden pumppauksen aiheuttaman maan vajoamisen vuoksi suhteellinen merenpinta nousisi maan rannikolla ilman ilmastonmuutostakin, arviolta 1.2 metriä vuoteen 2100 mennessä. Ilmaston lämpeneminen vauhdittaa nousua entisestään. Lisäksi maa on alava ja etenkin sen viljava rannikkoseutu on hyvin tiheästi asuttu. Maan 150 miljoonasta asukkaasta ainakin 6 miljoonaa asuu alle metrin korkeudella merenpinnasta, ja ainakin 30 miljoonaa alle 3 metrin korkeudella.



Kuva 11.11. Maanpinnan korkeuden jakauma Bangladeshin rannikkoalueilla (Houghton 1997, kuva 7.3).

Yksi suurimmista merenpinnan nousun aiheuttamista ongelmista – Bangladeshissa ja muuallakin – on hyvän maatalousmaan menetys. Merenpinnan yhden metrin nousun arvioidaan supistavan Bangladeshin riisintuotantoa 16% (Nicholls ja Leatherman 1995). Menetys olisi köyhälle ja maatalousvaltaiselle maalle äärimmäisen raskas. Tilannetta pahentaa merenpinnan noususta johtuva pohjaveden suolaantuminen, joka alentaa jäljelle jäävänkin maan tuottavuutta. Kolmas seuraus merenpinnan noususta on, että trooppisten hirmumyrskyjen nostattamat hyökyaallot etenevät yhä pidemmälle sisämaahan. Bangladeshissa nämä hyökyaallot aiheuttavat joskus valtavaa tuhoa. Marraskuussa 1970 sellainen surmasi arviolta 250 000 ihmistä.

Pääosa maailman tiheään asutuista, merenpinnan nousulle alttiista rannikoista sijaitsee Etelä- ja Kaakkois-Aasiassa. Kuitenkin myös esimerkiksi Niilin suualueella Egyptissä yhden metrin merenpinnan nousu veisi asuinsijat 7 miljoonalta ihmiseltä. Ongelmat ovat pahimpia suurten jokien suistoalueilla, jotka ovat tasaisen alavia ja usein hyvin tiheään asuttuja. Monilla niistä tilannetta pahentaa myös maaperän painuminen. Pohjaveden pumppauksen lisäksi maan painumista aiheuttaa jokien patoaminen, joka estää saven luonnollisen kertymisen jokisuulle. Väkimäärältään vähäisempiä mutta vielä haavoittuvampia merenpinnan nousulle ovat trooppisten merten korallisaarille syntyneet pikkuvaltiot, joista monissa korkeinkin kohta yltää vain muutaman metrin merenpinnan yläpuolelle.

Maapallon väestöstä noin viidesosa asuu alle 30 kilometrin päässä merenrannasta, ja osuus kasvaa jatkuvasti, kun yhä useammat ihmiset muuttavat monesti rannikoilla sijaitseviin suurkaupunkeihin. Rannikkoväestön kasvu on omiaan kasvattamaan tulva-aaltojen aiheuttamia tuhoja. Paljon riippuu kuitenkin myös siitä, kuinka hyvin mereltä pystytään suojautumaan aallonmurtajien yms. avulla. Nykyisin “meri tulee kylään” noin 10 miljoonalle ihmiselle vuosittain. Siinä tapauksessa että merenpinnan taso jäisi nykyiselleen, tämä luku voisi Nichollsin (2004) mukaan olla vuonna 2080 missä tahansa 1 miljoonan ja 30 miljoonan välillä. Luvuissa on otettu huomioon sekä rannikkoväestön kasvu että tulvasuojelun tehostuminen väestön vaurastuessa. Merenpinnan nousu, joka tässä tutkimuksessa arvioitiin noin 30 cm:ksi, kasvattaisi vuosittain rannikkotulvista kärsivien määrää 1-50 miljoonalla ihmisellä, lähinnä tulvasuojelun tehokkuudesta ja rannikkoväestön kasvusta riippuen. Rannikkotulvista kärsivien ihmisten määrä on siis varsin herkkä pienellekin merenpinnan nousulle, mutta vieläkin enemmän se riippuu siitä, kuinka hyvin tulvilta pystytään tulevaisuudessa suojautumaan.

Mahdollisuuksia merenpinnan nousun haittojen rajoittamiseen on periaatteessa kolme:

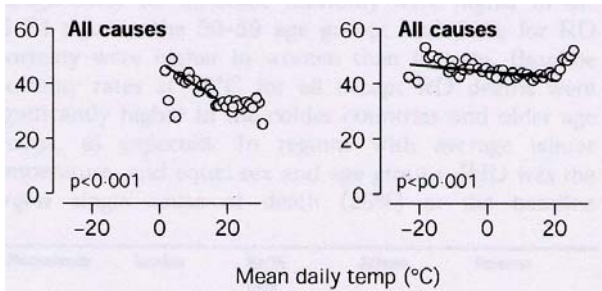
- Rannikon aktiivinen suojelu merta vastaan. Tästä on pitkä kokemus Alankomaissa, joiden pinta-alasta suuri osa on jo nyt merenpinnan alapuolella. Suojaukseen kuuluu 400 kilometriä pitkä ketju suojavalleja ja hiekkadyynejä sekä pumppujärjestelmä, jolla läpi päässyt merivesi sekä sadevesi pumpataan takaisin mereen. Merenpinnan yhden metrin nousun vaatima suojausjärjestelmän lisärakentaminen maksaisi arviolta 10 miljardia euroa. Summa ei ole rikkaalla maalle kohtuuton. Monet muut alueet ovat huonommassa asemassa joko köyhyyden takia tai siksi, että suojeltavaa rantaviivaa olisi asukasta kohti paljon enemmän.
- Merenpinnan nousun vaikutuksiin mukautuminen: talojen rakentaminen paalujen varaan, siirtyminen paremmin tulvia ja suolaa kestäviin viljelykasveihin jne.
- Sisämaahan vetäytyminen. Monilla alueilla merenpinnan nousu otetaan jo nyt huomioon päätettäessä, kuinka lähelle merta saa rakentaa. Pitkällä tähtäimellä on kuitenkin edessä myös vanhan rannikkoasutuksen, muun rakennuskannan, teiden, peltojen yms. hylkääminen. Tämä käy tavattoman kalliiksi, sielläkin missä on maata minne vetäytyä. Matalilla saarivaltioilla ratkaisu ei toimi kovin pitkään. Monen sellaisen asukkaat joutuvatkin ilmeisesti ennen pitkää maanpakoon. Myös Bangladeshin kaltaisissa maissa, joissa suuri osa asuinkelpoisesta maasta on hyvin alavaa, väestön uudelleen sijoittaminen voi olla lähes mahdotonta.

Rannikkojen kosteikkoalueet, mm. ajoittain veden alle jäävät vuorovesiniityt ja mangrovemetsät, kattavat noin miljoonan neliökilometrin alan maapallosta. Niiden eliömaailma on hyvin monilajinen ja biologinen tuottavuus valtava. Rantakosteikkojen hyvinvoinnilla on merkitystä ihmisellekin, sillä esimerkiksi kaksi kolmasosaa ravinnoksi pyydetävistä kaloista lisääntyy niiden suojissa. Ihmiskunnan toimien vuoksi (esim. rantavallien rakentaminen, maan valtaaminen asutukselle jne.) rantakosteikot vähenevät nykyisin noin 1% vuosivauhtia. Merenpinnan nousu panee ne entistä ahtaammalle. Veden noustessa kosteikot toki pyrkivät leviämään sisämaahan päin, mutta jos merenpinta nousee yli 20 cm vuosisadassa, ne eivät ilmeisesti pysy vauhdissa mukana. Lisäksi asutus estää kosteikkojen etenemisen monin paikoin. Nichollsin (2004) mukaan merenpinnan nousu hävittäisi rantakosteikoista 3-20% vuoteen 2080 mennessä, täydentäen siten muiden ihmistoimien aiheuttamaa tuhoa.

11.4 Ihmisten terveys

Elokuun alkupuolella vuonna 2003 Keski- ja Etelä-Eurooppaa koetteli ankara helleaalto, jonka aikana lämpötila kohosi monin paikoin +40 asteen yläpuolelle. Kuumien jaksojen aikana kuolleisuus lisääntyi rajusti: kaikkiaan ylimääräisiä kuolemantapauksia tilastoitiin Euroopassa noin 35 000, ja esimerkiksi Ranskassa kuoli elokuun alkupuolella normaalin 21 000:n sijasta 32 000 ihmistä. Eniten kuolleisuus kasvoi Pariisin kaltaisissa suurkaupungeissa, joissa rakennusten päivällä keräämä lämpö piti yötkin läkähdyttävän kuumina ja ilmansaasteet täydensivät helleaallon tuhoja.

Kuumuuden ohella myös kylmyys rasittaa ihmisten terveyttä. Monissa tutkimuksissa onkin havaittu etenkin sydän- ja verisuonitautien ja hengityselinten sairauksien tappavan tavallista enemmän ihmisiä sekä hyvin kuumien että hyvin kylmien jaksojen aikana. Tilastollinen yhteys lämpötilan ja kuolleisuuden välillä riippuu kuitenkin alueesta (kuva 11.12). Optimaalinen lämpötila, jossa kuolleisuus on vähäisintä, on korkeampi lämpimillä kuin kylmillä alueilla. Ero kertonee osaksi fysiologisesta mukautumisesta (joka lienee osin geneettistä ja osin seurausta ihmisyksilöiden tottumisesta vallitseviin oloihin), osaksi kulttuurisesta sopeutumisesta: kylmyyden haittavaikutuksia osataan torjua parhaiten kylmillä (riittävä vaatetus, hyvin eristetyt asunnot ym.), kuumuuden vaikutuksia taas lämpimillä alueilla (asuntojen ilmastointi jne.).



Kuva 11.12. Kuolleisuus miljoonaa ihmistä kohti vuorokauden keskilämpötilan funktiona Ateenassa (vasemmalla) ja Etelä-Suomessa (oikealla) (Euro-winter Group 1997).

Ilmaston lämmitessä voimakkaan kuumuuden aiheuttamien sairauksien ja kuolemien odotetaan lisääntyvän, kylmyyden aiheuttamien terveyshaittojen taas vähenevän. Siitä, kumpi muutos tulee olemaan suurempi, ei ole varmaa tietoa. Sään aiheuttamaan kuolleisuuteen vaikuttavat muutkin asiat kuin sää itse. Esimerkiksi edellä mainitun helleaallon uhrien valtavaa määrää selitti ainakin Ranskassa osaltaan henkilökunnan puute sairaaloissa ja vanhainkodeissa, samoin kuin myös ilmastointilaitteiden puute. Todennäköisesti myös ihmisten fysiologia mukautuu jossain määrin ilmastomuutoksiin. Kovan lämpö- tai pakkasjakson aiheuttamat terveysongelmat riippuvat siis absoluuttisen lämpötilan lisäksi myös siitä, kuinka paljon lämpötila eroaa normaalista.

Muutokset lämpö- ja sadeoloissa voivat vaikuttaa monien tautien esiintymisalueisiin. Horkkasääsken levittämä malaria on yksi pahimmista tartuntataudeista. Joka vuosi siihen sairastuu noin 400 miljoonaa ihmistä, joista kaksi miljoonaa kuolee. Malerialoisten lisääntyminen sääskinaaraassa vaatii korkeahkoa lämpötilaa. Tappavinta malariatyyppiä aiheuttavalle *Plasmodium falciparum*-loiselle raja-arvo on n. 20°C ja *Plasmodium vivax*-loiselle n. 15°C, ja molempien loistyyppien lisääntyminen nopeutuu lämpötilan noustessa mainittuja arvoja korkeammaksi. Niinpä malariaa esiintyy lähinnä trooppikissa. Ilmaston lämmitessä taudin on pelätty leviävän entistä korkeammille leveysasteille, ja monissa tutkimuksissa tästä onkin saatu jonkinlaisia viitteitä. Vähäsateisemmiksi muuttuvilla alueilla malaria saattaa kuitenkin jopa vähentyä, sillä horkkasääski menestyy vain kosteahkossa ilmastossa. – Ilmaston puolesta malarian leviäminen esimerkiksi Suomeen ei olisi nykyisinkään mahdollisuus. *Plasmodium vivaxin* aiheuttamaa malariaa esiintyi täällä melko yleisesti vielä 1700- ja 1800-luvuilla, jolloin siihen kuoli pahimmillaan tuhat ihmistä vuodessa. Terveystieteiden parantuminen ja muut elinolosuhteiden muutokset ovat kuitenkin hävittäneet taudin meiltä sukupuuttoon, lämpimämmistä maista tuotuja yksittäistapauksia lukuunottamatta. Tilanne on sama muissakin teollisuusmaissa: taudin todellinen esiintymisalue on paljon suppeampi kuin ilmaston puolesta olisi mahdollista. Mahdollisen esiintymisalueen laajeneminen ei siksi välttämättä johda malarian todellisen esiintymisalueen laajenemiseen, jos terveydenhoitojärjestelmä toimii riittävän tehokkaasti. Malarian torjuntaa helpottaa se, etteivät sitä aiheuttavat loiset viihdy muissa nisäkkäissä kuin ihmisessä.

Punkkien levittämät sairaudet, kuten moninaisia oireita aiheuttava Lymen borreliosisi ja TBE-aivokuume, näyttävät yleistyneen selvästi Euroopassa ja Pohjois-Amerikassa viimeisten 20 vuoden aikana. Syyksi on epäilty muun muassa talvien lauhtumista, joka on kasvattanut sekä punkkien että niiden isäntäeläinten (mm. kauriit, linnut, jänikset ja pikkujyrsijät) kantoja. Ilmaston edelleen lämmitessä tautien esiintymisalue ilmeisesti leviää pohjoista kohti.

Lämpötilan nousu saattaa heikentää kaupunkien ilmanlaatua, sillä otsonia syntyy sopivan saastuneessa ympäristössä nopeimmin korkeassa lämpötilassa. Myös allergisia oireita aiheuttavien siitepölyjen määrä ilmassa voi kasvaa, sillä monien kasvien siitepölytuotanto lisääntyy lämpötilan ja ilman hiilidioksidipitoisuuden noustessa.

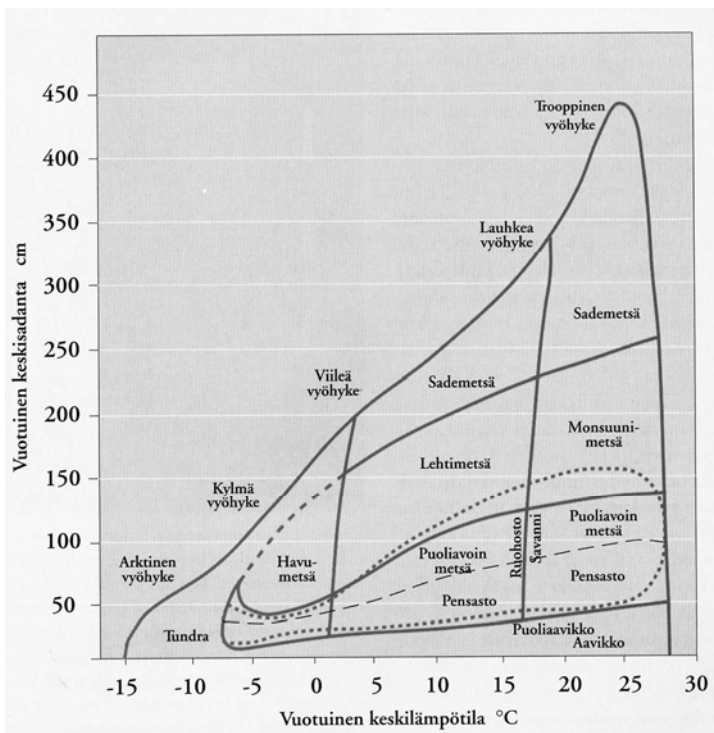
Ilmastomuutoksilla on myös epäsuoria terveysvaikutuksia. Jos ravinnontuotannon ilmastolliset edellytykset kehitysmaissa heikkenevät, tämä kasvattaa aliravitsemuksen riskiä; tosin monet skenaar-

riot olettavat kehitysmaiden vaurastumisen päinvastaisen vaikutuksen olevan ilmastonmuutosten vaikutusta suurempi (luku 11.2). Kuivuuskausien lisääntyminen voi pakottaa ihmiset käyttämään joillakin alueilla entistä heikompi-laatuista juomavettä, mikä lisää altistusta veden mukana leviävillä sairauksilla. Myös trooppisilla pyörremyrskyillä ja etenkin niihin liittyvillä kaatosateilla on monia terveyshaittoja, jotka eivät rajoitu myrskyjen suoraan aiheuttamiin kuolemantapauksiin ja loukkaantumisiin. Myrskystä ehjin nahoin mutta kotinsa menettäneinä selvinneet ihmiset ovat alttiina tartuntatauteille, joita levittävät puhtaan juomaveden puute ja viemäriverkoston tuhoutuminen, suuri väentihelys tilapäismajoituksessa ja joskus myös kunnollisen ravinnon puute. Samantapaisia mutta lievempiä vaikutuksia on myös muista syistä aiheutuneilla tulvilla, joskus myös teollisuusmaissa. Vaikka trooppiset pyörremyrskyt eivät välttämättä yleistyäkään ilmaston lämmetessä, niihin liittyvien sateiden odotetaan kuitenkin voimistuvan.

Kasvihuoneilmion voimistumisen aiheuttamien ilmastonmuutosten terveysvaikutukset näyttävät pääosin haitallisilta. Vaikutuksia on kuitenkin hyvin vaikea arvioida kvantitatiivisesti, sillä ilmasto on vain yksi monista ihmisten terveyteen vaikuttavista tekijöistä. Ilmastonmuutoksia enemmän etenkin kehitysmaiden väestön terveydentilaan vaikuttaa terveydenhuollon ja väestön vaurauden kehitys.

11.5 Elollinen luonto ja metsätalous

Kasvillisuus- ja eliöyhteisötyyppien jakauma maapallolla riippuu paljolti ilmastosta (kuva 11.13). Ilmaston lämmetessä eri eläin- ja kasvilajeille parhaiten sopivat elinalueet siirtyvät toisaalta napoja kohti, toisaalta ylöspäin. Muutokset voivat olla varsin nopeita. Esimerkiksi Suomessa vuoden keskilämpötila on nykyisin etelärannikolla 3-4°C korkeampi kuin Oulun korkeudella. Jos lämpötila nousisi mainitut 3-4°C vaikkapa 100 vuodessa, ilmastovyöhykkeet siirtyisivät siis pohjoiseen noin 15 metrin päivävauhtia! Toisaalta tuntureilla lämpötila laskee ylöspäin noin asteella 150 metriä kohti. Niinpä mainittu 3-4°C lämpeneminen nostaisi teoriassa puurajaa puolella kilometrillä. Puuttomiksi jäisivät näin laskien Suomessa vain Käsivarren korkeimmat tunturit. Lämpötilan ohella kasvien ja eläinten esiintymisalueeseen ja runsauteen vaikuttavat tietysti myös muiden ilmastosuureiden, etenkin sademäärän muutokset.



Kuva 11.13. Maapallon kasvillisuusvyöhykkeiden määräytyminen vuoden keskilämpötilan ja sademäärän perusteella (Kuusisto ym. 1996, kuva 2.1).

Suuri ongelma eliökunnalle on odotettavissa olevien ilmastonmuutosten nopeus. Etenkään kasvit tuskin pystyvät levittäytymään uusille elinalueille niin nopeasti kuin ilmastonmuutos edellyttäisi. Aiemmin esiintyneiden luonnollisten ilmastonmuutosten aikana vain harvat kasvilajit näyttävät pystyneen leviämään yli 100 kilometriä vuosisadassa. Euroopassa jotkin kasvit jopa leviävät yhä hitaasti pohjoiseen 10 000 vuotta sitten tapahtuneen lämpenemisen jäljiltä. Eläimet pystyisivät periaatteessa siirtymään uusille elinalueille paljon nopeammin, mutta niidenkin levittäytymistä rajoittaa kasvillisuuden hidas leviäminen. Esimerkiksi jotain tiettyä metsätyyppiä suosiva lintu ei muuta satojen kilometrien päähän vain siksi, että uudelle asuinpaikalle kehittyisi joskus muutaman sadan vuoden päästä sen kannalta viihtyisä metsä. Eri lajit kuitenkin levittäytyvät ilmaston muuttuessa erilaista vauhtia, joten ekosysteemien lajikoostumus muuttuu. Samoin muuttuvat eri lajien väliset runsaussuhteet, ilmastonmuutoksen parantaessa joidenkin lajien kilpailuasemaa toisten kustannuksella.

Eliölaajien toinen vaihtoehto ilmastonmuutoksista selviämiseksi on muuttuneeseen ilmastoon sopeutuminen. Kunkin eläin- tai kasvilajin yksilöiden välillä on geneettistä vaihtelua, ja luonnonvalinta suosii muuttuneeseen ilmastoon parhaiten sopeutuneita yksilöitä. Niinpä koko lajin keskimääräiset ominaisuudet muuttuvat vähitellen. Hitaasti uusiutuvilla lajeilla (esimerkiksi puut) luonnonvalinta toimii kuitenkin paljon hitaammin kuin odotettavissa olevat ilmastonmuutokset vaatisivat. Onkin arvioitu, että jo parin asteen nousu maapallon keskilämpötilassa tällä vuosisadalla saattaisi noin neljäosan maapallon eliölajeista sukupuuton vaaraan (Parry ym. 2007, s. 243). Ilmastonmuutosten vaikutusta havainnollistavat viimeksi kuluneen vuosimiljoonan aikana vallinneen luonnollisen glasiaali-interglasiaali-vaihtelun seuraukset. Etenkin Euroopan puulajisto köyhtyi rajusti, vaikka ilmastonmuutokset olivatkin selvästi hitaampia kuin odotettavissa oleva kasvihuoneilmaston voimistumisen aiheuttama lämpeneminen. Tiuhaan tahtiin toistuneet kylmät jaksot hävittivät Euroopasta muun muassa satametriseksi kasvavat, nykyisin vain Yhdysvaltain länsirannikolla tavattavat jättiläispunapuut (Eronen 1991, s. 150 ja 194-195).

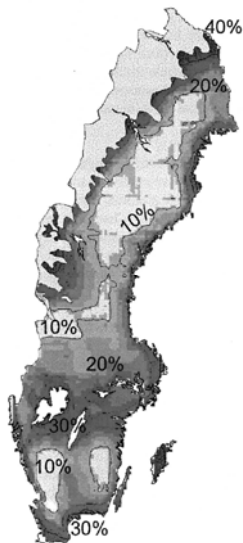
Erityisen ahtaalla ilmaston muuttuessa ovat pohjoisen napa-alueen lajit, mm. jääkarhut. Ilmaston lämmetessä niille ei löydy uutta asuinalueita, minne levittäytyä. Niiden tilannetta pahentaa myös se, että ilmastonmuutokset tulevat luultavasti olemaan pohjoisella napa-alueella suuria. Korkealla vuoristoissa elävien lajien tilanne on samankaltainen, sillä nekään eivät voi loputtomiin levittäytyä ylöspäin.

Ihmisten toimet vaikeuttavat eliölaajien selviytymistä ilmastonmuutoksista monin tavoin. Monet lajit ovat jo tulleet uhanalaisiksi muun muassa metsästyksen, saastumisen tai elintilan menetyksen vuoksi. Joillekin niistä ilmastonmuutoksesta voi tulla lisärasite, jonka ne ehkä kestäisivät yksinään mutta eivät yhdessä muiden ihmisten aiheuttamien ongelmien kanssa. Näin lienee käynyt ennenkin: esimerkiksi mammuttien häviämiseen jääkauden lopulla vaikuttivat ilmeisesti sekä liiallinen metsästys että ilmaston lämpeneminen (Eronen 1991, s. 208-209). Toisaalta ihmisten aiheuttama alkuperäisluonnon pirstoutuminen vaikeuttaa lajien levittäytymistä sopivammille asuinalueille ilmaston muuttuessa. Metsässä viihtyvät eläimet, sen paremmin kuin monet kasvilajitkaan, eivät niin vain ylitä kilometrien levyistä peltoaukeaa tai suurkaupunkialuetta. Monelle luonnontilaisessa metsässä elävälle lajille jo liian hyvin hoidettu talousmetsä on ylittämätön este.

Toisaalta ihmiset voivat halutessaan myös edistää eliölaajien levittäytymistä niille sopiville elinalueille. Tärkein esimerkki ovat talousmetsät, joiden puulajikoostumusta voidaan säädellä haluttuja lajeja istuttamalla ja ei-toivottujen lajien taimia poistamalla. Periaatteessa metsien puulajivalikoima voidaan siis pitää ilmaston muuttuessakin kohtalaisesti "ajan tasalla", puiden kasvuaikaan liittyvää viivettä lukuun ottamatta. Käytännössä lajien valikoimista ohjaavat tietysti enemmän taloudelliset näkökohdat kuin luonnon hyvinvointi.

Ilmastonmuutosten vaikutusta metsiin on tutkittu runsaasti mm. Suomessa ja Ruotsissa, joissa metsien taloudellinen merkitys on suuri. Todennäköisesti lämpötilan nousun aiheuttama kasvukauden piteneminen ja sademäärien kasvu kasvattavat puuntuotantoa Pohjoismaissa (kuva 11.14), samoin ilman hiilidioksidipitoisuuden kasvu. Kysymysmerkkinä asiassa ovat tuhohyönteiset, joiden lisääntymistä ja pohjoiseen päin leviämistä ilmaston lämpeneminen suosii (kuvan 11.14 laskelmassa tätä tekijää ei ole otettu huomioon).

Ilmaston lämmetessä myös puulajien runsaussuhteet muuttuisivat (Kuusisto ym. 1996). Etelä- ja Keski-Suomessa koivu ja muut lehtipuut valtaisivat alaa kuuselta ja männyltä. Pohjoisessa taas etenkin kuusi runsastuisi männyn kustannuksella. Puulajien runsaudessa tapahtuvat muutokset riippuvat luonnollisesti myös siitä, miten metsiä hoidetaan.



Kuva 11.14. Ilmastonmuutoksen vaikutus Ruotsin metsien kasvunopeuteen vuoden 2100 tienoilla Berghin ym. (1999) laskelmien mukaan.

Koko maapalloa tarkasteltaessa pohjoisten havumetsien kokonaispinta-ala ilmeisesti pienenee ilmaston lämmetessä, vaikka niiden pohjoisraja siirtyykin vähitellen pohjoista kohti. Lauhkean vyöhykkeen lehtimetsät ja trooppiset metsät sen sijaan leviävät hitaasti entistä laajemmalle alueelle. Ilmaston kannalta tärkeä kysymys on, miten metsiin sitoutuneen hiilen kokonaismäärä muuttuu. Ilman hiilidioksidin lisääntyminen suosii metsien hiilivaraston kasvua. Toisaalta nopeat ilmastonmuutokset saattavat pienentää metsien hiilivarastoa, jos metsät eivät ehdi levitä uusille alueille yhtä nopeasti kuin ne näivettyvät pois niille epäedullisiksi käyville seuduilta. Metsien hiilivarastoa saattaa pienentää myös metsäpalojen yleistyminen ilmaston lämmetessä. Paljon riippuu kuitenkin myös siitä, paljonko metsiä hakataan ja istutetaan.

Ilmastonmuutos vaikuttaa myös sisävesien ja merten ekosysteemeihin. Lämpenemisen odotetaan johtavan lämpimässä vedessä viihtyvien kalojen lisääntymiseen ja kylmää vettä vaativien kalojen vähenemiseen. Suomessa kuha, ahven, särki ja lahna hyötyisivät nykyistä lämpimämmistä vesistä, siika ja taimen taas kärsisivät. Maapalloa laajemmin tarkasteltaessa yksi keskeisistä huolenaiheista on Atlantin termohalinisen kiertoliikkeen ennustettu heikkeneminen. Jos kiertoliike heikkenee, ravinteita kumpuusi merten syvänteistä pintaveteen entistä vähemmän. Tällöin planktonin muodostuminen vähenisi ja sen seurauksena myös kalakannat pienenisivät (Schmittner 2005).

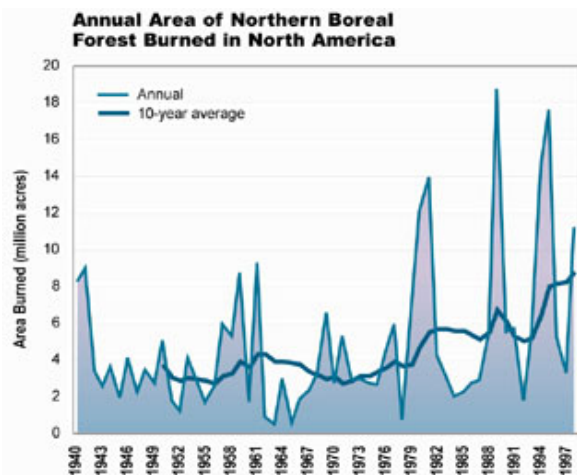
Sitä mukaa kun hiilidioksidia liukenee meriin, merivesi happamoituu. Vuoden 1750 jälkeen merten pintaveden keskimääräinen pH-arvo on laskenut noin 0.1 yksikköä, ja sen lasketaan alenevan hiilidioksidipäästöjen suuruudesta riippuen 0.14-0.35 yksikköä lisää vuoteen 2100 mennessä. Näin suuri muutos voi koitua joillain merialueilla kohtalokkaaksi kalkkikuorisille merieliöille, joiden mahdolli-

suudet kuorensa ylläpitoon heikkenevät veden happamuuden kasvaessa. Happamoitumisesta voi koi-
tua ongelmia muun muassa trooppisten merten koralleille, jotka lisäksi näyttävät kestävän veden
lämpenemistä hyvin huonosti.

11.6 Muita vaikutuksia

Edellä käsiteltyjen lisäksi kasvihuoneilmaston voimistumisen aiheuttamalla ilmastonmuutoksilla odote-
taan olevan lukuisia muitakin vaikutuksia. Alla luetellaan niistä muutama.

- **Pohjoisten maa-alueiden ikiroudan sulaminen.** Noin 15% pohjoisen pallonpuoliskon maa-
alueista on roudassa läpi vuoden. Kun routakerros alkaa ilmaston lämmetessä sulaa, alunperin
tasaiseen maahan syntyy jopa useiden metrien syvyisiä painaumuksia. Tämä tekee suurta va-
hinkoa mm. ikiroudan päälle rakennetuille teille, rakennuksille ja öljyputkille. Lisäksi ikirou-
taan on varastoitunut runsaasti eloperäistä aineista, jonka pelätään vähitellen hajoavan roudan
sulamisen jälkeen. Tästä syntyvät hiilidioksidi- ja metaanipäästöt voimistaisivat kasvihuo-
neilmiötä entisestään.
- **Metsäpalojen** pelätään lisääntyvän ilmaston lämmetessä, etenkin alueilla joilla sademäärät
vähenevät. Pohjois-Amerikassa tämänsuuntainen muutos on havaittu jo viime vuosikymme-
ninä, palontorjunnan tehostumisesta huolimatta (kuva 11.15). Kasvun arvellaan olevan seura-
usta kesien lämpenemisestä.
- **Turismin** edellytykset muuttuvat. Laskettelu- ja maastohiihtokausi lyhenee. Rantalomailun
mahdollisuudet paranevat viileäköillä alueilla (esimerkiksi Itämeren rannikot) mutta lämpi-
ämmillä seuduilla (esimerkiksi Välimeri) ne heikkenevät ainakin kesällä liiallisen kuumuu-
den vuoksi.
- **Rakennusten lämmityksen** vaatima energia vähenee mutta niiden **jäähdytyksen** vaatima
energia kasvaa.
- **Talvimerenkulku** helpottunee jään vähentymisen vuoksi.
- Hiilidioksidin lisääntymisen aiheuttama **stratosfäärin jäähtyminen voi viivyttää** stratosfää-
rin **otsonikerroksen toipumista napa-alueilla**, vaikka otsonikatoa aiheuttavien yhdisteiden
päästöt onkin jo saatu vähenemään (luku 4.2). Tämänhetkisen käsityksen mukaan otsoniker-
ros palautuisi silti lähes normaaliksi tämän vuosisadan puoliväliin mennessä (WMO 2007),
edellyttäen että otsonikatoa aiheuttavien kaasujen päästöt pysyvät kurissa.
- **Yhteiskunnalliset seuraukset**, jotka koettelevat voimakkaimmin niitä alueita, joilla ilmas-
tonmuutokset heikentävät ihmisten elinoloja, mutta voivat ulottaa vaikutuksensa muuallekin:
ympäristöpakolaisuuden, kaikkinaisen yhteiskunnallisen levottomuuden ja pahimmassa tapa-
uksessa sotien lisääntyminen.

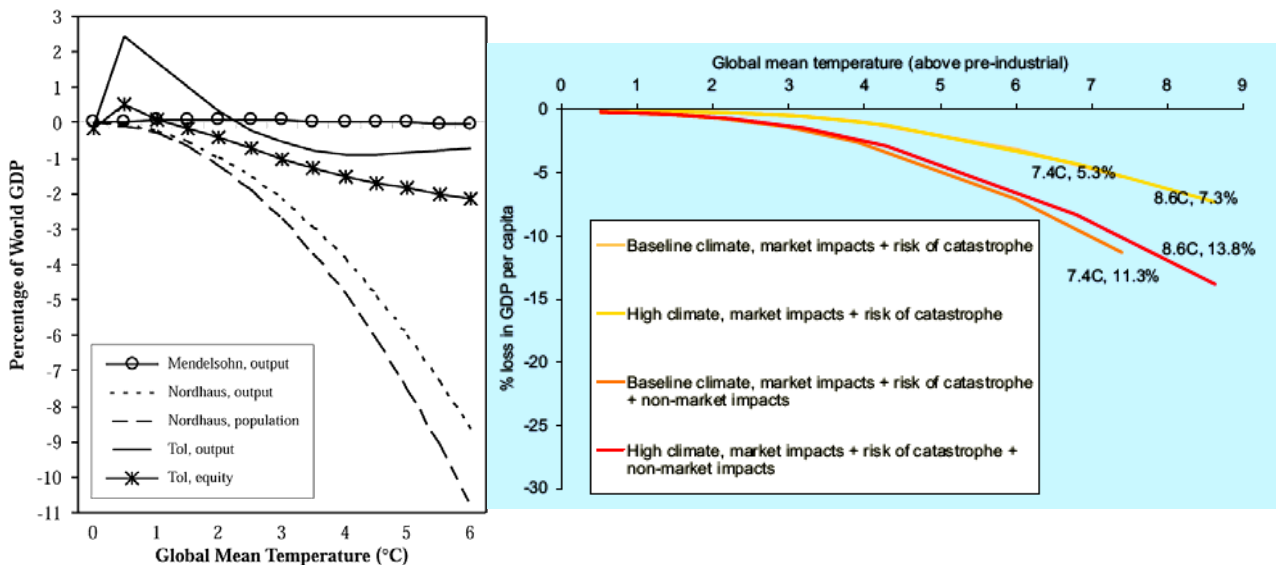


Kuva 11.15. Metsäpalojen polttama alue Pohjois-
Amerikan havumetsävyöhykkeellä vuosina 1940-
1998. Miljoona eekkeriä = 4047 km².

11.7 Ilmastonmuutoksen taloudelliset kustannukset

Ilmastonmuutosten moninaisten ja puutteellisesti tunnettujen vaikutusten mittaaminen rahalla tai millään muullakaan yhteisellä mittarilla on äärimmäisen vaikeaa. Useat taloustutkijat ovat kuitenkin yrittäneet laskea ilmastonmuutoksen hyötyjä ja haittoja koko maapallon keskilämpötilan muutoksen funktiona. Kaikki ilmastonmuutosten haitat ja hyödyt eivät tietenkään liity suoraan lämpötilan muutokseen, mutta sademäärän yms. suureiden muutosten voidaan myös odottaa kasvavan sitä suuremmiksi mitä enemmän maapallo lämpenee.

Tulokset vaihtelevat suuresti (kuva 11.16). Kaiken kaikkiaan näiden tutkimusten perusteella näyttäisi kuitenkin siltä, etteivät suhteellisen pienet ilmastonmuutokset (maapallon keskilämpötilan nousu alle 2°C) aiheuta vielä kovin suurta taloudellista vahinkoa. Joissain tutkimuksissa pienen lämpenemisen on jopa laskettu synnyttävän enemmän hyötyjä kuin haittoja. Lämpenemisen voimistuessa haitat kuitenkin kasvavat lähes varmasti hyötyjä suuremmiksi, ja niiden kasvu voi olla hyvinkin jyrkkää. Hyötyjen ja haittojen alueellisesta jakautumisesta koko maapalloa kuvaava laskelma ei tietenkään kerro mitään. Hyvin todennäköistä kuitenkin on, että kehitysmaat kärsivät ilmastonmuutoksista teollisuusmaita enemmän. Erään arvion mukaan kohtalaisen lämpenemisen (2.5°C) aiheuttamat haitat olisivat teollisuusmaissa nettomääräisesti 1-1.5% ja kehitysmaissa 2-9% kansantuotteesta. Käytännössä ilmastonmuutosten kustannuksiin vaikuttaa muutosten absoluuttisen suuruuden lisäksi myös niiden nopeus. Mitä nopeampia muutokset ovat, sitä vaikeampi niihin on sopeutua ja sitä suuremmiksi haitat kasvavat.



Kuva 11.16. Ilmastonmuutosten vaikutus maapallon bruttokansantuotteeseen eri tutkimusten mukaan. Huomaa pystyasteikkojen ero vasemman (McCarthy ym. 2001, kuva 19.4) ja oikean puolen kuvan (Stern 2006, kuva 6.6) välillä.

Kuten jo eri tutkimusten tulosten välinen vaihtelu kertoo, tällaisiin laskelmiin liittyy suurta epävarmuutta. Ensiksikin odotettavissa olevat ilmastonmuutokset ja niiden vaikutukset tunnetaan epätarkasti. Toinen hankala kysymys on eri maantieteellisten alueiden painottaminen haittoja ja hyötyjä laskettaessa. Perinteinen tapa mitata vaikutukset suoraan rahassa antaa paljon enemmän painoa rikkaissa kuin köyhissä maissa asuville ihmisille koituville haitoille ja hyödyille. Joissakin tutkimuksissa tätä harhaa on korjattu painottamalla eri alueita väkiluvun mukaan, ja tällöin ilmastonmuutoksen lasketut kokonaishaitat ovat kasvaneet suuremmiksi. Kolmas ilmeinen ongelma on, että monia ilmastonmuutosten vaikutuksista on ylipäättään vaikea mitata rahassa (esimerkiksi vaikutukset ihmisten tervey-

teen, ympäristön viihtyisyyteen ja luonnon hyvinvointiin). Siksi ne on jätetty monissa tutkimuksissa kokonaan pois laskuista.

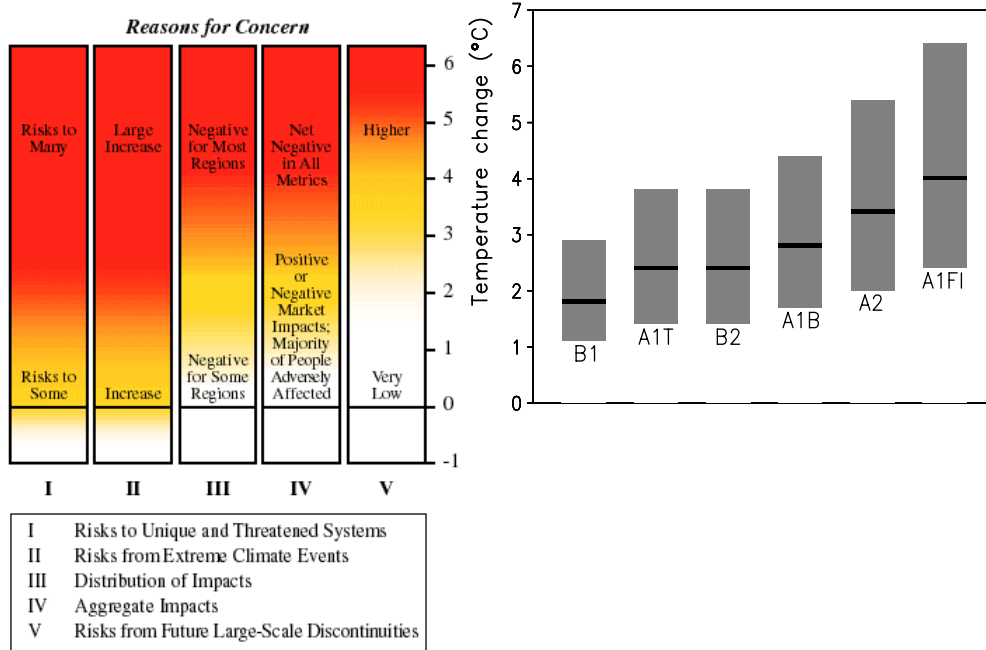
Ilmastonmuutosten kustannusten laskennalla on ainakin periaatteessa arvoa pohdittaessa, kuinka paljon taloudellisia voimavaroja tulisi käyttää kasvihuonekaasujen päästöjen rajoittamiseen. Tärkeä tähän asiaan liittyvä käsite on *Social Cost of Carbon* (SCC), jolle paras suomennos lienee *hiili(dioksidi)päästöjen ominaiskustannukset*. SCC mittaa sitä rahallista vahinkoa, jonka yksi ilmakehään päästetty hiilitonni yhteensä saa aikaan sinä aikana, jona se ilmastoon vaikuttaa. Eri tutkijoiden arviot SCC:stä vaihtelevat valtavasti. Parryn ym. (2007, luku 20) yli sata tutkimusta käsittäneessä yhteenvedossa alin arvo oli -10, keskiarvo 43 ja ylin arvo 350 Yhdysvaltain dollaria hiilitonnia kohti!

SCC-arvioiden suuri vaihtelu ei ole mikään ihme. Laskelmiin tarvitaan, paitsi arvio ilmastonmuutosten aiheuttamista vahingoista maapallon keskilämpötilan muutoksen funktiona, myös tietoa siitä kuinka voimakkaasti ilmasto reagoi hiilidioksidipitoisuuden kasvuun ja kuinka pitkään ilmakehään päästetty hiilidioksidi pysyy siellä. Neljäs, kustannusarvioihin vieläkin enemmän vaikuttava tekijä on koronlaskenta. Taloudellisissa laskelmissa kaukaisen tulevaisuuden tapahtumille annetaan vähemmän painoa kuin lähitulevaisuudelle – logiikka on osapuilleen sama kuin lapsella, joka syö mieluummin jäätelötötterön tänään kuin huomenna. Tavanomaisissa sovelluksissa tämä inflaatiosta puhdistettu, ihmisten luontaista lyhytjänteisyyttä edustava koron osa on yleensä noin 3% vuodessa. Samansuuruista ns. aikapreferenssikorkoa on käytetty myös monesti ilmastonmuutosten kustannuksia arvioitaessa. Tällöin kuitenkin esimerkiksi sadan vuoden päästä tapahtuva yhden euron menetys arvotetaan vain $1 / (1 + 3/100\%)^{100} = 0.05$ euron arvoiseksi. Tuleville sukupolville koituvat, ehkä suurinkin vahingot ovat siis laskelman kannalta lähes yhdentekeviä. Syystä voidaan kysyä, onko tällainen laskentatapa ilmastonmuutosten vaikutuksia tarkasteltaessa mielekäs.

Edellä kuvattu koronlaskuun liittyvä ongelma on toki tiedostettu taloustieteiden piirissä, mutta siihen ei ole löydetty yksiselitteistä ratkaisua – markkinavoimien ja sukupolvien välisen oikeudenmukaisuuden vaatimukset eivät osu tässä asiassa yksiin. Stern (2006) käytti paljon huomiota saaneessa raportissaan aikapreferenssikorolle hyvin alhaista arvoa, 0.1% vuodessa, ja päätyi laskelmissaan varsin korkeaan SCC-arvioon, 310 dollaria hiilitonnia kohti.

11.8 Yhteenvedo

Kvalitatiivinen yhteenvedo kasvihuoneilmion voimistumisen aiheuttamien ilmastonmuutosten vaikutuksista on esitetty kuvassa 11.16. Jo pienet ilmastonmuutokset aiheuttavat joitakin haittoja, mutta muutosten kasvaessa erityyppisten haittojen määrä ja vakavuus kasvaa:



Kuva 11.16. Yhteenvedo ilmastonmuutosten haittavaikutuksista maapallon keskilämpötilan muutoksen funktiona. Läheskään kaikki haitat eivät aiheudu suoraan eivätkä yksinomaan lämpötilan noususta, mutta muidenkin ilmastosuureiden muutosten odotetaan kasvavan sitä suuremmiksi, mitä enemmän maapallo lämpenee (McCarthy ym. 2001, kuva SPM-2). Oikealla puolella vertailun vuoksi arviot maapallon keskilämpötilan muutoksesta kuluvaan vuosisadan aikana (kuva 8.7).

- I. (“Risks to Unique and Threatened Systems” – sisältää ennen muuta elollisen luonnon). Monet jo nykyisin uhanalaiset eliölajit voivat hävitä sukupuuttoon pientenkin ilmastonmuutosten takia, ja muutosten kasvaessa yhä uusia lajeja joutuu vaaravyöhykkeeseen.
- II. Jotkin ääri-ilmiöt, ennen muuta kova kuumuus mutta hyvin todennäköisesti myös rankkasateet ja pitkät kuivuuskaudet, yleistyvät ja voimistuvat maapallon lämmitessä.
- III. Pienehköllä lämpenemisellä olisi ilmeisesti ainakin joissain teollisuusmaissa etupäässä myönteisiä vaikutuksia, mutta useimmat kehitysmaat kärsisivät. Lämpenemisen voimistuessa vahinkoa kärsivät alueet lisääntyvät.
- IV. Pienten ilmastonmuutosten rahassa mitattu kokonaisvaikutus voi olla koko maapalloa tarkastellen positiivinenkin, sillä hyödyt keskittyvät rikkaisiin teollisuusmaihiin joiden merkitys on maailmantalouden kannalta suuri. Suurten muutosten kokonaisvaikutus olisi kuitenkin tälläkin mittarilla lähes varmasti negatiivinen.
- V. Ilmastonmuutoksiin saattaa periaatteessa liittyä äkillisiä, vaikeasti ennakoitavia yllätyksiä. Tällaisia voisivat olla esimerkiksi Länsi-Antarktiksien jäätikön nopea sulaminen (joka nostaisi merenpintaa ennakoitua nopeammin) tai Golf-virran pysähtyminen (joka laskisi lämpötilaa Euroopassa, jos se tapahtuisi äkillisesti eikä satojen vuosien kuluessa). Pahin ajateltavissa oleva yllätys lienee kuitenkin se, että luonnon varastoista vapautuisi lämpenemisen seurauksena ilmakehään entistä enemmän kasvihuonekaasuja, jolloin lämpeneminen voimistuisi entisestään. Yksi tällaisen pelon aihe on luvussa 11.6 mainittu ikiroutaan varastoituneen orgaanisen aineksen hajoaminen roudan sulaessa. Toinen esimerkki ovat merten pohjasedimenteissä majailevat me-

taaniklatraatit (laatikko 7). Tämänkaltaisten ikävien yllätysten mahdollisuutta on hyvin vaikea arvioida, mutta se kasvaa sitä suuremmaksi mitä enemmän ja nopeammin ilmasto lämpenee.

Laatikko 7. Metaaniklatraatit

Klatraatit ovat jään kaltaisia yhdisteitä, joissa on kaasua, esimerkiksi metaania, vangittuna vesimolekyylien muodostaman kiderakenteen sisälle. Klatraatit ovat stabiileja suuressa paineessa, kuten merten pohjakerrostumissa yli 250 metrin syvyydellä, jos lämpötila on riittävän alhainen. Rajalämpötila on kovassa paineessa tavallisen jään sulamispistettä korkeampi.

Merten pohjille on kertynyt eloperäisen aineen hapettoman hajoamisen seurauksena valtava määrä metaaniklatraatteja: hiiltä niissä arvioidaan olevan yli 10 000 GtC, eli enemmän kuin fossiilisissa polttoaineissa yhteensä. Meriveden lämpenemisen seurauksena myös merten pohjakerrostumat vähitellen lämpenisivät, jolloin osa metaaniklatraateista sulaisi ja niiden sisältämä metaani vapautuisi veteen. Ainakin osa vapautuneesta metaanista pääsisi ilmakehään, jossa se ajanoloon hapettuisi hiilidioksidiksi. Seurauksena olisi siis ilmakehän hiilidioksidi- ja metaanipitoisuuksien kasvu, joka voimistaisi kasvihuoneilmiötä entisestään.

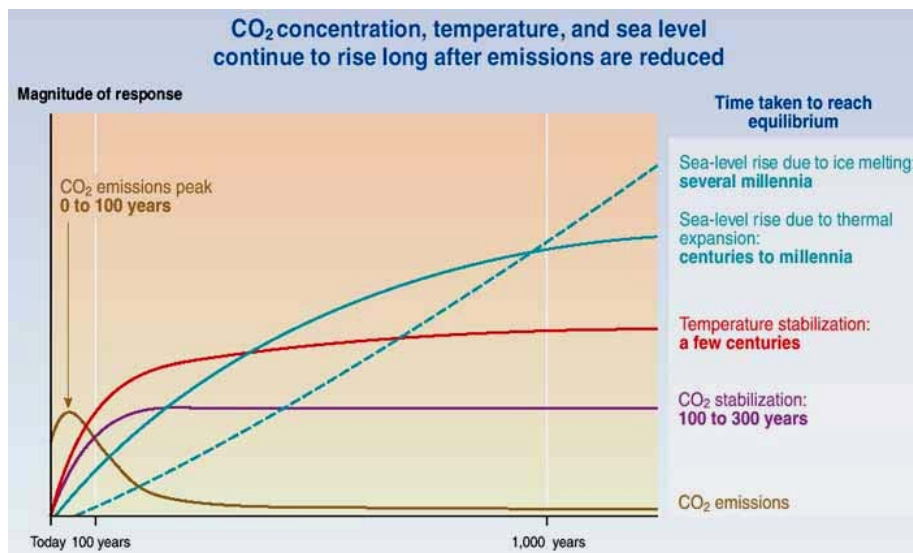
Nykyisen käsityksen mukaan on epätodennäköistä, että merten metaaniklatraattien sulaminen pystyisi voimistamaan ilmaston lämpenemistä ainakaan kovin merkittävästi. Suuri valtaosa klatraateista on nimittäin niin syvällä (= korkeassa paineessa) ja/tai alhaisessa lämpötilassa, ettei meriveden muutaman asteen lämpeneminen vielä vaikuttaisi niihin. Lisäksi merten syvänteet lämmentävät ainakin lähivuosisatoina paljon pintaa ja ilmakehää hitaammin, ja pohjakerrostumien lämpeneminen taas seuraa veden lämpenemistä viiveellä.

Noin 55 miljoonaa vuotta sitten merten klatraattivarastoista näyttää kuitenkin jostain syystä vapautuneen muutamassa vuosituhannessa, kenties nopeamminkin, 1000-2000 GtC edestä metaania (Katz ym. 1999; Bernes 2003). Tällöin maapallon keskilämpötila näyttää nousseen äkillisesti 5-7°C, ja ilmasto palautui entiselleen vasta 100-150 vuosituhannessa. Lämpeneminen aiheutti merissä suuren sukupuutto-aallon ja se oli myös omalta osaltaan vauhdittamassa nisäkkäiden kehitystä.

12. Ilmastonmuutosten torjunta

Kasvihuoneilmion voimistumisen aiheuttamia ilmastonmuutoksia ja niiden käytännön seurauksia koskeva tieto on vielä monin tavoin epätarkkaa. Kuitenkin näyttäisi, että ilmastonmuutosten haitat ovat vielä lähivuosikymmeninä melko pieniä. Nämä kaksi asiaa – tiedon epävarmuus ja lyhyen tähtäimen vaikutusten vähäisyys – ovat saaneet monet ajattelemaan, ettei ongelmalle kannata tehdä mitään ainakaan vielä. Saattaisihan käydä niinkin, että ilmastonmuutokset ja niiden haitat jäisivät odotettua pienemmiksi. Miksi siis ryhtyä kalliisiin ja vaikeisiin toimiin muutosten torjumiseksi, ennen kuin tiedetään täysin varmasti, että ne ovat välttämättömiä? Eikö olisi viisaampaa odottaa vielä muutama vuosikymmen, kunnes ilmastonmuutoksia koskeva tieto tarkentuu? Toisekseen tulevilla sukupolvilla voi olla paremmat taloudelliset ja tekniset mahdollisuudet kasvihuonekaasujen päästöjen rajoittamiseen kuin nykyisellä. Kenties tekniikka peräti edistyy niin paljon, että ilmastonmuutosten ihmisten elinoloille ja luonnolle aiheuttamat haitat voidaan korjata sitä mukaa kuin niitä ilmaantuu?

Edellä kuvatun järkeilyn kompastuskivi on ilmastonmuutoksiin sekä niiden vaikutuksiin ja torjuntatoimiin liittyvä suuri ajallinen viive. Muutoksia ei voida pysäyttää yhtäkkiä, vaikka niin haluttaisiinkin. Ilmastonmuutoksiin ja merenpinnan nousuun liittyvästä viiveestä onkin jo ollut puhetta (kuva 12.1). Hiilidioksidin ja monien muidenkin kasvihuonekaasujen päästöjä pitäisi vähentää todella rajusti, jotta niiden pitoisuudet ilmakehässä saataisiin vakiintumaan. Ilmakehän koostumuksen vakiintumisen jälkeenkin maapallon pintalämpötila nousisi hitaasti vielä satoja vuosia. Merenpinnan nousu taas jatkuisi vielä kauan sen jälkeenkin kun pintalämpötilan nousu on tasaantunut, merten syvien vesikerrosten hitaan lämpenemisen ja mannerjäätiköiden sulamisen vuoksi. Nykyiset kasvihuonekaasupäästöt vaikuttavat siis ihmisten ja elollisen luonnon elinoloihin vielä tuhansien vuosien ajan. Mitä kauemmin päästöjen rajoittamista viivytetään, sitä suuremmiksi pitkäkestoiset ilmastonmuutokset ja niiden vaikutukset kasvavat.



Kuva 12.1. Hypoteettinen kuva hiilidioksidipäästöjen, ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden, maapallon keskimääräisen pintalämpötilan, meriveden lämpölaajenemisen ja mannerjäätiköiden sulamisen kehityksestä ajan funktiona. Laskelmassa on oletettu, että hiilidioksidin päästöjä vähennetään sillä tavoin, että sen pitoisuuden kasvu lakkaisi 200 vuoden kuluttua (Watson ym. 2001, kuva SPM.5).

Myös ilmastonmuutosten torjuntatoimiin liittyvä viive on merkittävä. Fossiilisilla polttoaineilla tyydytetään nykyisin leijonanosa ihmiskunnan energiantarpeesta. Niiden käytön radikaali vähentäminen, jota hiilidioksidipitoisuuden kasvun pysäyttäminen edellyttäisi, vaatii siis joko rajua energiankäytön vähentämistä tai näiden polttoaineiden korvaamista muilla energianlähteillä. Ensiksi mainittu vaihto-

ehto ei ole ainakaan yhtäkkiesti toteutettuna realistinen. Ellei energiaa opita käyttämään paljon nykyistä tehokkaammin, se johtaisi väistämättä ihmisten aineellisen elintason laskuun. Teollisuusmaidenkin asukkaista tämän hyväksyisivät vain harvat, ja kehitysmaiden asukkailta sitä ei voi edes vaatia. Energiankäytön tehostamiseen on paljonkin mahdollisuuksia (luku 12.1.1), mutta vaadittavan tekniikan kehittäminen ja käyttöönotto eivät käy kädenkäänteessä. Myös fossiilisten polttoaineiden laajamittainen korvaaminen muilla energialähteillä vaatii tekniikan kehitystä. Vaikka monia vaihtoehtoisia energiantuottotapoja onkin jo periaatteessa olemassa, eivät ne vielä useimmiten ole taloudellisesti riittävän kilpailukykyisiä. Lisäksi energianlähteiden vaihtamista hidastaa voimalaitosten pitkä elinkaari. Hyvin toimivaa hiilivoimalaa ei mielellään hylätä ennen aikojaan vain siksi, että sen päästöt voimistavat kasvihuoneilmiötä.

Päästöjen nopean vähentämisen mahdottomuus saa jotkut ajattelemaan, ettei päästöjä hyödytä rajoittaa ollenkaan. Päätelmä ontuu kahdesta syystä. Ensiksikin pienikin päästöjen vähentäminen pienentää tulevia ilmastonmuutoksia. Toinen, hienovaraisempi syy liittyy yhteiskunnan ja tekniikan kehitykseen. Yritysten ja tutkimuslaitosten halu suunnata voimavarojaan uuden teknologian kehittämiseen on sitä suurempi, mitä enemmän ne uskovat tällaisella teknologialla olevan kysyntää tulevaisuudessa. Mitä enemmän ilmastonmuutosten torjuntaan kiinnitetään huomiota jo nyt, sitä nopeammin voidaan siis odottaa energiansäästöön ja fossiilisia polttoaineita korvaaviin energianlähteisiin liittyvän tekniikan kehittyvän. Sama pätee myös ihmisten asenteiden, yhteiskunnan infrastruktuurin (esim. rakennuskanta ja julkisen liikenteen toimivuus) yms. kehitykseen.

Tässä luvussa käsitellään ensin mahdollisuuksia vähentää hiilidioksidin ja muiden kasvihuonekaasujen päästöjä ja muita periaatteessa mahdollisia tapoja torjua maapallon lämpenemistä. Sitten kerrotaan kasvihuonekaasupäästöjen rajoittamiseen liittyvistä taloudellisista ja yhteiskunnallisista näkökulmista sekä ilmastonmuutosten tutkimukseen ja torjuntaan liittyvästä kansainvälisestä yhteistyöstä. Lopuksi tarkastellaan yksittäisen ihmisen keinoja osallistua kasvihuonekaasupäästöjen vähentämiseen.

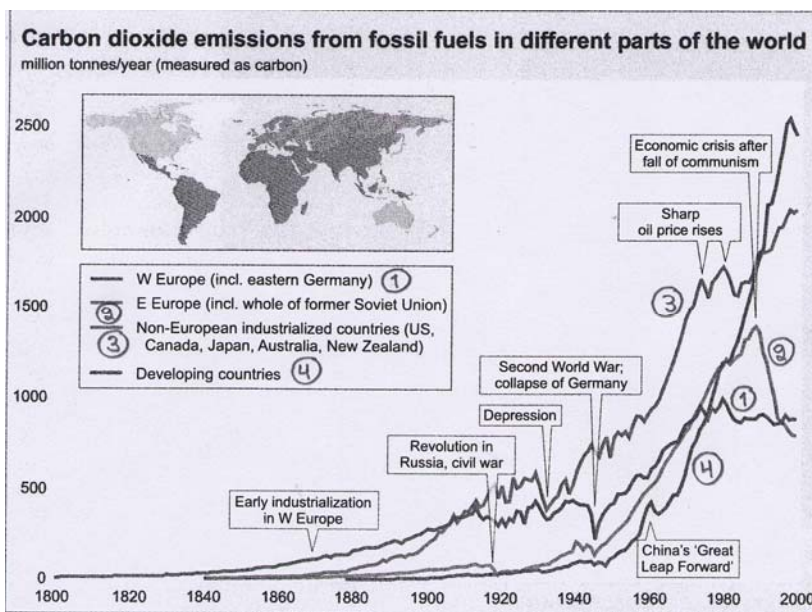
12.1 Hiilidioksidipäästöjen vähentäminen

Noin 80% nykyisistä hiilidioksidipäästöistä aiheutuu fossiilisten polttoaineiden käytöstä, 20% taas metsien hakkuusta (luku 4.1.3). Nykyisellään noin puolet päästöistä syntyy teollisuus- ja puolet kehitysmaissa, mutta henkeä kohti lasketut päästöt ovat teollisuusmaissa paljon suuremmat. Yhdysvalloissa, Kanadassa ja Australiassa vuotuiset päästöt ovat 20 hiilidioksiditonnin luokkaa henkeä kohti, kun ne esimerkiksi Intiassa jäävät hiukan yli yhteen tonniin (taulukko 12.1). Kehitysmaiden osuus päästöistä on kuitenkin kasvamassa kaiken aikaa (kuva 12.2). Väkirikas ja nopeasti teollistuva Kiina on uusimpien tietojen mukaan jo ohittamassa Yhdysvallat suurimpana hiilidioksidin päästäjänä, vaikka se vielä vuonna 2000 olikin selvästi sitä jäljessä. Kumpaisenkin osuus maapallon kokonaispäästöistä on noin 20%.

Kivi- ja ruskohiiltä poltettaessa hiilidioksidia vapautuu ilmakehään 22-27 kgC edestä gigajoulea kohti, öljystä 17-20 kgC ja maakaasusta 13.5-14 kgC. Koska öljyllä tuotetaan nykyisin suurempi osa maapallon energiantarpeesta kuin hiilellä, öljyn osuus fossiilisten polttoaineiden aiheuttamista hiilidioksidipäästöistä on kuitenkin hiukan suurempi (vuonna 2003 43%) kuin hiilen (37%). Noin 20% päästöistä aiheutuu maakaasun poltosta.

Taulukko 12.1. Hiilidioksidipäästöt vuonna 2000 kymmenessä eniten päästöjä aiheuttaneessa maassa sekä Suomessa (<http://www.mnp.nl/edgar/>). Arvot on annettu hiilidioksiditonneina ja ne saadaan muunnettua hiilitonneiksi kertomalla ne luvulla 0.27. Brasilian suurehko päästöt aiheutuvat pääosin sademetsien hakkuusta.

	Päästöt (Mt CO ₂)	Päästöt / henki (t CO ₂)
Yhdysvallat	6228	22.6
Kiina	3859	3.0
Venäjä	1822	12.4
Japani	1320	10.4
Intia	1261	1.2
Brasilia	1127	6.7
Saksa	969	11.8
Iso-Britannia	601	10.1
Kanada	585	19.0
Indonesia	516	2.4
Suomi	61	11.7
Koko maailma	29913	4.9



Kuva 12.2. Energiantuotannon hiilidioksidipäästöt (MtC) eri alueilla vuosina 1800-2000 (Bernes 2003, s. 62).

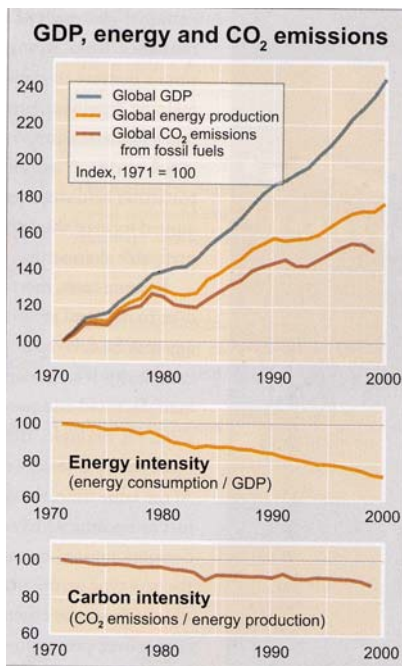
Turve tuottaa hiilidioksidipäästöjä 28 kgC gigajoulea kohti, siis jopa kivi- ja ruskohiiltä enemmän. Toisaalta suot päästävät ilmaan metaania, joten luonnontilaisen suon kuivaaminen turvetuotantoa varten vähentää metaanipäästöjä. Jos lisäksi kuivalle suolle istutetaan metsää, alueesta tulee hiilidioksidin nielu. Tällä tavoin turpeenpolton energiayksikköä kohti lasketut ilmastohaitat voidaan rajoittaa suunnilleen samalle tasolle kuin maakaasun polton haitat (Bernes 2003, s. 66). Suosta tulee toki hiilidioksidin nielu siinäkin tapauksessa, että se päästetään soistumaan uudelleen. Hiilidioksidin siirtoutuminen turpeeseen on kuitenkin hidasta, sillä entistä vastaavan turvekerroksen kasvuun voi mennä tuhansia vuosia.

Lähes kaikki energiankäyttöön liittyvät hiilidioksidipäästöt ovat peräisin teollisuudesta, rakennusten energiankäytöstä (asuin- ja muiden rakennusten lämmitys ja jäähdytys, valaistus, kotitalouskoneet ym.) ja liikenteestä. Vuonna 1995 teollisuuden osuus päästöistä oli maailmanlaajuisesti 43%, rakennusten 31% ja liikenteen 22%. Maatalouden osuus energiankäyttöön liittyvistä päästöistä oli vain 4%, mutta metsien raivaaminen peltojen tieltä tuottaa hiilidioksidipäästöjä paljon enemmän. Lisäksi maatalouden metaani- ja ilokaasupäästöt ovat suuria.

Kuten taulukko 12.1 ja monet kuvan 12.2 yksityiskohdat kertovat, hiilidioksidipäästöillä on tähän asti ollut voimakas taipumus kasvaa taloudellisen vaurauden lisääntyessä. Luvussa 6.1 esitetyn energiankäytön synnyttämiä päästöjä kuvaavan yhtälön

$$E = V \times (\text{€} / V) \times (J / \text{€}) \times (E / J) \quad (6.1)$$

mukaan tämä onkin odotettua. 1900-luvun loppuvuosikymmeninä hiilidioksidipäästöt kuitenkin kasvoivat taloudellista tuotantoa hitaammin (kuva 12.3). Sekä maailmantalouden *energiaintensiteetti* ($J / \text{€} =$ energiankulutus rahassa mitattua taloustuotantoa kohti) että energiantuotannon *hiili-intensiteetti* ($E / J =$ hiilidioksidipäästöt tuotettua energiayksikköä kohti) laskivat. 2000-luvun alkuvuosina lasku on valitettavasti pysähtynyt lähinnä Kiinan lisääntyneen kivihiilen käytön takia (Canadell ym. 2007). Vuosina 2000-2006 fossiilisten polttoaineiden aiheuttamat hiilidioksidipäästöt kasvoivatkin maailmassa hälyttävän nopeasti, 3.3%:n vuosivauhtia.



Kuva 12.3. Ylhäällä: maapallon inflaatiosta korjattu bruttokansantuote (eli yhtälön (6.1) termi €), energiantuotanto ja energiantuotannon synnyttämät hiilidioksidipäästöt vuosina 1971-2000 (luvut normitettu; 1971 = 100). Keskellä: talouden energiantensiteetti. Alhaalla: energiantuotannon hiili-intensiteetti (Bernes 2003, s. 153).

Ilmaston ja ihmisten elintason yhteensovittamisen kannalta ratkaiseva kysymys on, miten energia- ja hiili-intensiteetti saataisiin laskemaan jatkossa paljon entistä nopeammin. Energiaintensiteetin alentaminen edellyttää talouden rakenteen muuttumista teollisesta palveluvaltaisempaan suuntaan ja/tai energiankäytön tehostumista. Hiili-intensiteetin pienentäminen taas vaatii, että entistä suurempi osa energiantarpeesta tuotetaan jatkossa muutoin kuin fossiilisten polttoaineiden avulla. Jossain määrin hiili-intensiteettiä voidaan laskea myös käytettyjen fossiilisten polttoaineiden valikoimaa muuttamalla, ts. polttamalla enemmän maakaasua ja vähemmän hiiltä. Seuraavassa tarkastellaan lähemmin energiankäytön tehostamismahdollisuuksia ja energiantuotannon hiili-intensiteetin alentamista.

12.1.1 Energiankäytön tehostaminen

Käsitteellä *primäärienergia* tarkoitetaan luonnollisten energianlähteiden sisältämän energian määrää, esimerkiksi hiiltä tai öljyä poltettaessa vapautuvaa kemiallista energiaa, uraaniydinten hajotessa vapautuvaa ydinenergiaa, vesiputouksessa liike-energiaksi muuttuvaa potentiaalienergiaa tai auringon säteilyn sähkömagneettista energiaa. Joskus primäärienergia voidaan hyödyntää sellaisenaan esimerkiksi rakennusten lämmittämiseen. Usein energiaa kuitenkin joudutaan muuttamaan useitakin kertoja muodosta toiseen ennen sen varsinaista käyttöä. Esimerkiksi hiiltä tai kaasua poltettaessa vapautuva lämpö muunnetaan ensin turbiinin liike-energiaksi, sitten sähköksi joka siirretään johtoja pitkin muualle. Lopuksi sähköllä voidaan esimerkiksi lämmittää lampun hehkulankaa, joka saadaan näin sätei-

lemään valoa. Energiaa muodosta toiseen muunnettaessa ja paikasta toiseen siirrettäessä osa siitä menee aina hukkaan. Primäärienergiasta saadaan tyypillisesti muunnettua sähköksi vain 40%. Valoksi muuttuu hehkulamppussa sähköenergiasta vain kymmenesosa eli 4% primäärienergiasta. Usein valaistus lisäksi pidetään toiminnassa silloinkin kun sitä ei tarvittaisi; erään arvion mukaan valaistuksesta on tarpeellista vain kolmasosa (Houghton 1997). Näin laskien koko siirtoketjun hyötysuhteeksi saadaan vain hiukan yli 1% (tosin hehkulamppu tuottaa myös runsaasti lämpöä, joka voidaan hyödyntää kylminä vuodenaikoina rakennusten lämmitystä vähentämällä). Koko maapallon mitassa vastaavalla tavalla laskettu energiankäytön hyötysuhde on noin 3%.

Mahdollisuuksia energian tuotannon ja käytön tehostamiseen on lukemattomia, ja niitä hyödyntämällä energiankulutusta voitaisiin laskea huomattavasti. Seuraavassa luetellaan muutama tapa.

1. Energiantuotannon hyötysuhteen parantaminen

- Hiilivoimaloiden hyötysuhde riippuu hiiltä poltettaessa syntyvän höyryn lämpötilasta. Nykyisissä, uudehkoissakin voimaloissa hyötysuhde on tyypillisesti vain noin 35%. Jo parhaalla nykyisellä tekniikalla höyryn lämpötilaa voitaisiin kuitenkin nostaa niin että hyötysuhde nousisi lähes 50 %:iin, joskin tällaiset voimalat ovat kalliimpia rakentaa. Myös kaasuturbiinivoimaloiden hyötysuhdetta voidaan parantaa kaasun lämpötilaa nostamalla.
- Sähkön ja lämmön yhteistuotanto, jossa sähköä tuottavan voimalan hukkalämpö otetaan talteen ja käytetään teollisuudessa tai läheisten asuinalueiden lämmittämiseen. Esimerkiksi Suomessa suurimmat kaupungit lämmitetään pääosin näin tuotetulla kaukolämmöllä.
- Monia muita teknisiä ratkaisuja.

2. Energiankäytön tehostaminen asuin- ja muissa rakennuksissa

- Lämpöeristyksen parantaminen (seinät, katto, lattia, ikkunanpuitteet ym.). Kaksilasisten ikkunoiden korvaaminen kolmilasisilla.
- Auringonsäteilyn tehokkaampi hyödyntäminen kylmillä alueilla: ikkunat ja asuinhuoneet etelän puolelle, varastotilat ym. pohjoisseinälle. Kuumilla alueilla päinvastoin.
- Huonelämpötilan lasku talvella.
- Kuumilla alueilla valkoisten ulkopintojen (seinät ja katto) suosiminen.
- Ilmastoinnin poistoilman lämmön talteenotto.
- Loisteputkivalaistus (hyötysuhde nelinkertainen hehkulamppuihin verrattuna); turhien valojen sammuttaminen / automaattisesti sammuvat valot.
- Kodinkoneiden ja toimistolaitteiden (jääkaapit, pakastimet, televisiot, tietokoneet ym.) korvaaminen vähemmän energiaa kuluttavilla malleilla.
- Kehitysmaissa: avotulen (hyötysuhde 5%) korvaaminen puu-uuneilla (hyötysuhde 20-50%). Tämä ei vaikuta fossiilisten polttoaineiden käyttöön, mutta parantaa polttopuun riittävyttä ja vähentää siten metsien hakkaamisen tarvetta.
- Lukuisia muita tapoja (eräs tutkimus löysi yli 200 eri mahdollisuutta).

3. Teollisuuden energiankäytön tehostaminen

- Sähkön ja lämmön yhteistuotanto.
- Hukkalämmön ja jätteiden energian hyödyntäminen.
- Kierrätetyn materiaalin suosiminen.
- Pidempään käytössä kestävien tuotteiden valmistaminen.
- Kaikkalainen teollisuuden prosessien hyötysuhteen parantaminen.

4. Liikenteen energiankäytön vähentäminen

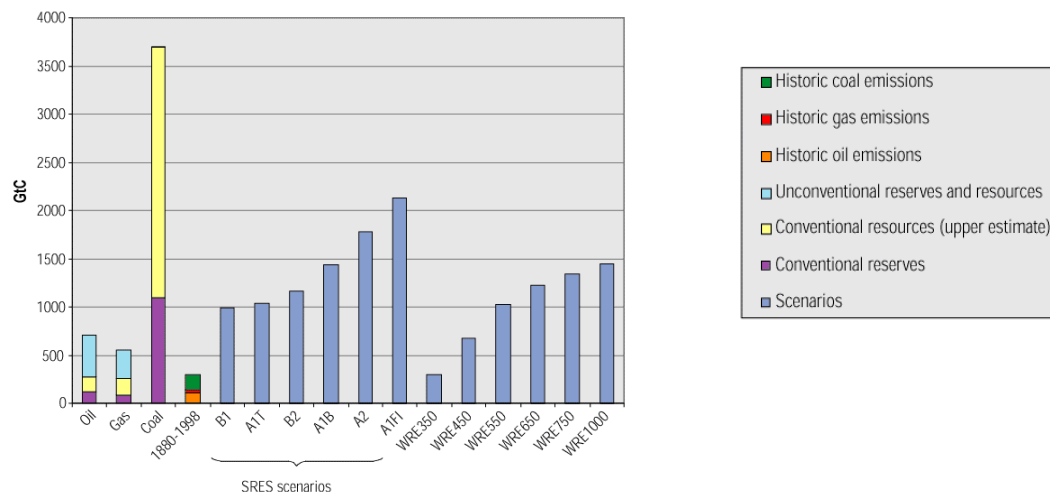
- Vähemmän energiaa kuluttavien autojen valmistaminen (parempi aerodynamiikka, kevyemmät materiaalit, parempi polttomoottorin hyötysuhde, öljyn ohella sähköä käyttävät hybridimoottorit, jotka sallivat jarrutusenergian talteenoton).
- Yhdyskuntarakenteen tiivistäminen.
- Joukkoliikenteen, erityisesti raideliikenteen kehittäminen.
- Pyöräilyn ja jalankulun suosiminen.

Monet ehdotetuista energiansäästö tavoista ovat myös yksityistaloudellisesti kannattavia, sillä energian säästöstä koituva hyöty ylittää usein säästön vaatimat investointikulut. Valitettavasti energiankäytön tehostuminen ei kuitenkaan ole pystynyt ainakaan toistaiseksi kumoamaan väestönkasvuun ja elintason nousuun liittyvää energiantarpeen kasvua. Viime vuosikymmeninä erityisesti liikenteen energiankäyttö ja hiilidioksidipäästöt ovat kasvaneet nopeasti, vuoden 1970 jälkeen keskimäärin n. 2.4% vuosivauhtia eli 30 vuodessa kaksinkertaiseksi. Syynä on ennen muuta autokannan räjähdysmäinen kasvu: vuonna 1970 autoja oli maailmassa 250 miljoonaa, vuonna 1996 jo 670 miljoonaa. Vaurastuessaan ihmiset ovat lisäksi siirtyneet entistä suurempiin autoihin. Sama pätee rakennusten energiankäyttöön. Asumisväljyyden kasvun ja sähkölaitteiden lisääntymisen vuoksi rakennusten energiankulutus on ainakin toistaiseksi kasvanut 1-2% vuosivauhtia jonkinmoisesta energiankäytön tehostumisesta huolimatta. Energiankäytön kasvun pysäyttäminen näyttääkin vaativan entistä nopeamman energiatehokkuuden parantamisen lisäksi myös muutoksia ihmisten asenteissa ja kulutustottumuksissa.

12.1.2 Energiantuotannon hiili-intensiteetin vähentäminen

Energiantuotannon hiili-intensiteettiä voidaan jossain määrin vähentää siirtymällä kivihiilen ja öljyn poltosta maakaasun polttoon. Ajan oloon ongelmaksi tulee kuitenkin se, että maapallon kaasuvaramot (samoin kuin öljyvaramot) ovat rajalliset (kuva 12.4). Hiilivaramot ovat paljon suuremmat, ja hiiltä onkin pakko ruveta käyttämään ennen pitkää nykyistä enemmän, jos energiantarve halutaan jatkossakin tyydyttää pääosin fossiilisten polttoaineiden avulla. Lisäksi maakaasunkin poltto tuottaa varsin paljon hiilidioksidia, vaikkakin siis vähemmän kuin öljyn ja hiilen poltto.

Fossiilisten polttoaineiden käytön aiheuttamia hiilidioksidipäästöjä voidaan pienentää myös poistamalla hiilidioksidia voimalaitosten savukaasuista. Tätä varten on kehitetty useitakin menetelmiä, jotka kaikki kuitenkin kuluttavat melko runsaasti energiaa. Hiilidioksidin poisto siis huonontaa voimaloiden hyötysuhdetta. Talteen otettu hiilidioksidi on lisäksi saatava sijoitettua jonnekin, mistä se ei pääse palaamaan ilmakehään. Yksi vaihtoehto on sen pumppaaminen öljykenttien uumeniin. Tästä on jopa taloudellista hyötyä, sillä öljykerrostumaan sekoittuneen hiilidioksidin paine tekee öljyn ylös pumppaamisen helpommaksi. Niinpä tekniikka onkin jo käytössä mm. eräällä Pohjanmeren öljykentällä (ns. *Sleipner-projekti*). Öljyä pumpattaessa mukaan tulee tällöin tietysti myös hiilidioksidia, joka voidaan kuitenkin ottaa talteen ja pumpata uudelleen alas. Hiilidioksidia voidaan pumpata myös maakaasua sisältäviin kivihiihesiintymiin, jolloin maakaasun pumppaaminen niistä vastaavasti helpottuu. Myös hiilidioksidin pumppaamista syvällä maaperässä oleviin suolakerrostumiin ja valtameren pohjalle on suunniteltu. Viimeksi mainittu vaihtoehto perustuu siihen, että hiilidioksidi on usean kilometrin syvyydessä vallitsevassa valtavassa paineessa vettä tiheämpi neste, joka ilmeisesti muodostaisi merten pohjaan lähes pysyviä "hiilidioksidijärviä". Vaikka hiilidioksidi pääsisikin merenpohjalta karkuun, se kuitenkin pysyisi pois ilmakehästä satoja vuosia. Toisaalta nämä hiilidioksidijärvet tuhoaisivat ainakin paikallisesti merenpohjan eliöstöä. Hiilidioksidin talteenottoa käsitellään perusteellisemmin Metzlin ym. (2005) yli 400-sivuisessa raportissa – asiaa siis tutkitaan vakavasti, vaikka sen merkitys hiilidioksidipäästöjen rajoittajana onkin vielä hyvin pieni.



Kuva 12.4. Kolme ensimmäistä pylvästä: arvioidut vielä hyödynnettävissä olevat öljy-, kaasu- ja kivihiilivarat vastaavaksi hiilen määräksi muutettuna. Neljäs pylväs: fossiilisten polttoaineiden käytön synnyttämät hiilipäästöt vuosina 1880-1998. Seuraavat kuusi pylvästä: fossiilisten polttoaineiden käyttö vuosina 1998-2100 SRES-päästöskenaarioiden mukaan. Viimeiset kuusi pylvästä: fossiilisten polttoaineiden käyttö vuosina 1998-2100 ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden vakiinnuttamiseen tähtäävien skenaarioiden mukaan (Metz ym. 2001, kuva TS.5).

Fossiilisten polttoaineiden osuus maapallon energiantuotannosta on nykyisin noin 80% (taulukko 12.2). Lopusta energiasta yli kolmanneksen tuottaa lähinnä kehitysmaissa harjoitettava, ei-kaupallinen polttopuiden ym. palavan aineksen keräily, joka ei valitettavasti aina ole kestäväällä pohjalla – polttopuuta kerätään monin paikoin enemmän kuin uutta puuainesta muodostuu. Fossiilisten polttoaineiden jälkeen tärkeimpiä kaupallisia energianlähteitä ovat ydin- ja vesivoima, joiden molempien osuus kokonaisenergiantuotannosta on runsaat 5%. Sekä ydin- että vesivoiman tuotantoa voidaan periaatteessa kasvattaa selvästi nykyisestä, mutta niihin molempiin liittyy myös ongelmia. Ydinvoiman suosiota nakertavat onnettomuuksien ja terroritekojen riski sekä vaikeudet syntyvän radioaktiivisen jätteen loppusijoittamisessa. Teoriassa ydinvoimatuotantoa voitaisiin kyllä kasvattaa paljonkin, sillä maapallon jäljellä olevien uraanivarantojen energiasisältö on samaa luokkaa kuin jäljellä olevien fossiilisten polttoaineidenkin.

Taulukko 12.2. Eri energianlähteiden prosentiosuudet maapallon energiantuotannosta vuonna 2005 Metzin ym. (2007, s. 264) mukaan. Yhteensä energiaa tuotettiin vuonna 2005 noin 4.9×10^{20} J. Perinteinen biomassa tarkoittaa puun kotitarvepolttoa yms., moderni biomassa taas biomassan teollista käyttöä lämmön ja sähkön tuotantoon.

Fossiiliset polttoaineet	Öljy	33%
	Hiili	25
	Kaasu	22
	Turve	< 0.1
Ydinenergia	Uraanifissio	5.3
Uusiutuvat energianlähteet	Vesivoima	5.3
	Tuulivoima	0.2
	Biomassa (perinteinen)	7.6
	Biomassa (uusi)	1.8
	Geoterminen lämpö	0.4
	Aurinkoenergia	0.05
	Aalto- ja vuorovesivoima	~0.001

Nykyiset ydinvoimalat tuottavat sähköä uraaniydinten hajottamiseen perustuvalla fissioniteknikalla. Merivedestä saatavien raskaan vedyn (deuterium) ydinten yhdistämiseen perustuva fuusiotekniikka voisi tarjota ihmiskunnalle lähes rajattomasti saasteetonta energiaa. Siihen liittyvät tekniset vaikeudet ovat kuitenkin suuria, ja niiden ratkominen on edennyt paljon toivottua hitaammin. Fuusiovoima siis tuskin tuo helpotusta energia- ja ilmasto-ongelmiin ainakaan ennen kuluvan vuosisadan puoliväliä.

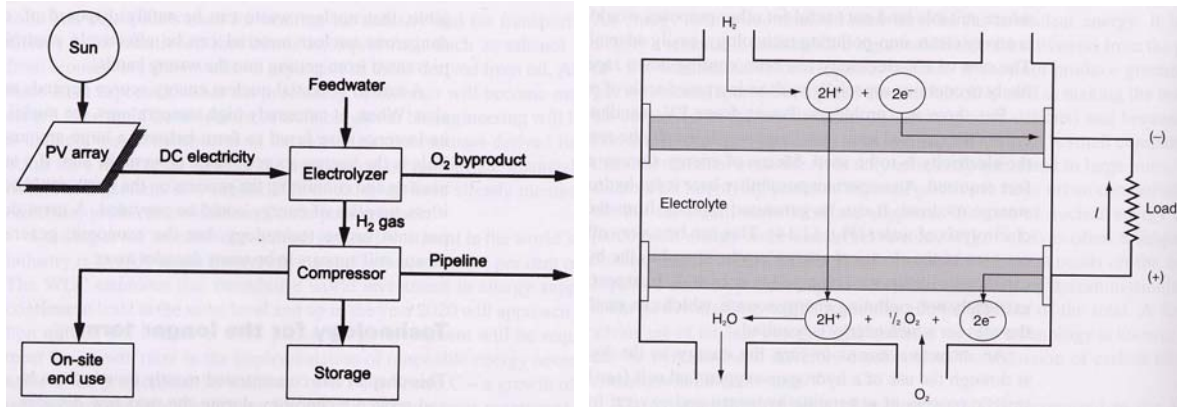
Maapallon vesivoimantuotanto voitaisiin teknis-taloudellisten näkökohtien puolesta kasvattaa nykyiseen verrattuna jopa kolminkertaiseksi (Metz ym. 2007, s. 273). Vesivoimakaan ei kuitenkaan ole haitaton. Ongelmista suurin ovat tekoaltaat, joita jokien virtaaman vaihteluiden tasaaminen vaatii monin paikoin. Tekoaltaiden tieltä joudutaan usein siirtämään suuri määrä väestöä. Esimerkiksi Kiinassa jättimäinen Kolmen Rotkon padon synnyttämä tekoallas häätää altaan 1.2 miljoonaa ihmistä. Lisäksi tekoaltaisiin hautautuneen kasvillisuuden hajotessa vapautuu metaania. Ääritapauksissa vapautuvan metaanin kasvihuonevaikutus voi olla samaa luokkaa kuin niiden hiilidioksidipäästöjen, jotka vältetään tuotetun vesivoiman avulla.

Muiden uusiutuvien energianlähteiden kuin vesivoiman osuus kaupallisesta energiantuotannosta on vielä hyvin pieni. Niistä tärkein on tällä hetkellä energiantuotantoa varten kasvatetun kasvillisuuden (energiapajut ym.), teollisuuden tähdepuun yms. poltto, jota kutsutaan taulukossa 12.2 uudeksi biomassaksi erotuksena ei-kaupallisesta polttopuiden keruusta. Sen osuus maapallon energiantuotannosta on nykyisin kahden prosentin luokkaa. Suomessa osuus on kylläkin paljon suurempi, noin 20%, koska puu- ja paperiteollisuuden prosesseissa ylijäävää puuperäistä aineista (mm. sellunkeitossa syntyvää mustalipeää) hyödynnetään laajalti sekä tehtaiden voimanlähteenä että asutuskeskusten lämmittämiseen. Energiakasvien kasvattaminen vaatii varsin suuria maa-alueita, joita tarvittaisiin monissa maissa kipeämmin ravinnon tuotantoon. Monet energiantuotantoon sopivat kasvit kasvavat onneksi sellaisellakin maalla, joka kelpaisi maataloustuotantoon vain huonosti.

Tuliperäisillä alueilla, esimerkiksi Islannissa, maan uumenista purkautuu niin paljon lämpöä, että sitä voidaan hyödyntää tehokkaasti energiantuotannossa. Myös kylmemmän maaperän alueella maaperän lämpöä voidaan käyttää asuntojen lämmittämiseen käyttämällä jääkaapin toimintaperiaatetta käänteisesti soveltavia lämpöpumppuja (lämpöä kylmästä lämpimään siirtävän kompressorilaitteiston toiminta vaatii tietysti jonkin verran muilla keinoilla tuotettua energiaa). Tämän ns. geotermisen energian osuus maapallon energiantuotannosta on nykyisin muutama promille.

Tuulivoimaloissa tuotetun sähkön osuus maapallon energiantuotannosta on vasta 0.2% luokkaa, mutta se on kasvanut viime aikoina noin 25% vuosivauhtia. Tanskassa jo 20% sähköstä tuotetaan tuulienergialla. Erään arvion mukaan koko maapallon nykyinen sähköntarve pystyttäisiin teoriassa kattamaan tuulivoimalla, jos tähän tarkoitukseen varattaisiin 4% kaikista riittävän tuulisista maa-alueista (Metz ym. 2001, s. 238 ja 246). Lisäksi tuulivoimaloita voidaan sijoittaa merelle rannikoiden lähettyville, missä on paljon tuulisempaa kuin maalla. Tuulivoiman ongelmana on maisemahaittojen lisäksi tuulten suuri ajallinen vaihtelevuus, jonka vaikutus korostuu, koska voimaloiden tuottama sähköteho on verrannollinen tuulen nopeuden kolmanteen potenssiin.

Auringon säteilyenergiaa voidaan kerätä talteen kahdella tavalla. *Aurinkokeräimissä* säteilyenergia muutetaan veden lämpöenergiaksi, piistä rakennetut *aurinkokennot* taas muuttavat säteilyenergiaa suoraan sähköksi. Aurinkoenergiaa on saatavilla valtavasti: jos 1% kaikesta käyttämättömästä maa-alasta (eli 400 000 km²) varattaisiin aurinkoenergian tuotantoon, tällä voitaisiin eri arvioiden mukaan kattaa maapallon nykyinen energiantarve 4–12-kertaisesti (Metz ym. 2001, s. 148). Nykyisin aurinkoenergian osuus energiantuotannosta on kuitenkin vielä hyvin pieni. Syynä on toisaalta aurinkoenergian keräämisen tarvittavien laitteistojen kalleus, toisaalta auringonsäteilyn suuri ajallinen vaihtelu. Etenkin korkeilla leveysasteilla säteilyä saadaan moninkertaisesti enemmän kesällä kuin talvella, jolloin energiantarve olisi suurin. Laajamittainen aurinkoenergian käyttö edellyttääkin, että energia pystytään varastoimaan jossain muodossa. Yksi vaihtoehto aurinkosähkön varastointiin on vety, jota voidaan valmistaa hajottamalla vettä elektrolyytisesti (kuvan 12.5 vasen puoli). Varastoitunut energia voidaan muuttaa takaisin sähköksi polttokennoissa, joissa vety yhtyy uudelleen happeen (kuvan 12.5 oikea puoli). Reaktion tuloksena syntyy sähkön lisäksi vain vettä. Polttokennot soveltuisivat mm. autojen voimanlähteeksi, mutta asiaan liittyy vielä teknisiä ja kaupallisia ongelmia.



Kuva 12.5. Aurinkoenergian varastointi vetyä tuottavan elektrolyysin avulla (vasemmalla) sekä kaaviokuva vetyä käyttävän polttokennon toimintaperiaatteesta (oikealla) (Houghton 1997, kuvat 11.14 ja 11.15).

Taulukossa 12.3 annetaan arvio siitä, kuinka paljon sähköenergian tuotannon aiheuttamia kasvihuonekaasupäästöjä voitaisiin vähentää erilaisilla teknisillä ratkaisulla vuoteen 2030 mennessä. Mukana laskelmassa ovat hiilidioksidin lisäksi myös muut kasvihuonekaasut, joiden päästöt on muunnettu vastaaviksi CO₂-päästöiksi käyttämällä taulukon 4.1 mukaisia, 100 vuoden jaksolle laskettuja ominaislämmitysvaikutuskertoimia. Lyhyellä tähtäimellä tehokkain ainakin teknisesti mahdollinen ratkaisu näyttäisi olevan ydinvoiman lisääminen. Myös kivihiiilen korvaaminen maakaasulla, hiili- ja kaasuvoimaloiden hyötysuhteen kasvattaminen sekä vesi-, tuuli- ja biovoiman lisääminen voisivat pienentää päästöjä merkittävästi, kenties myös hiilidioksidin talteenotto voimaloiden savukaasuista. Aurinkoenergian merkitys arvioidaan vielä vuonna 2030:kin varsin pieneksi, mutta se saattaa pitkällä tähtäimellä kasvaa paljon suuremmaksi, jos aurinkoenergia saadaan hinnaltaan kilpailukykyiseksi muiden energiantuotantotapojen kanssa.

Taulukko 12.3. Arvio mahdollisuuksista vähentää sähköntuotannon vuotuisia kasvihuonekaasupäästöjä vuoteen 2030 mennessä. Viimeinen sarake kertoo, kuinka paljon kukin ratkaisu tulisi tyypillisesti maksamaan yhtä vähennettyä hiilidioksiditonnia kohti; nämä luvut on arvioitu lähteenä käytetyistä yksityiskohtaisemmista taulukoista (Metz ym. 2007, taulukot TS-3 ja 4) mediaaniarvoina.

Menetelmä	Päästöjen vähennysmahdollisuus (GtCO ₂ / vuosi)	Tyypilliset kustannukset (US\$ / tCO ₂)
Hiilen korvaaminen maakaasulla ja voimaloiden hyötysuhteen nosto	1.07	0-20
Ydinvoiman lisääminen	1.88	≈ 0
Vesivoiman lisääminen	0.87	≈ 0
Tuulienergian lisääminen	0.93	0-20
Biopolttoaineiden käytön lisääminen	1.22	≈ 20
Maalämmön lisääminen	0.43	0-20
Aurinkoenergian lisääminen	0.25	> 100
Hiilidioksidin talteenotto (hiilivoimalat)	0.49	0-20
Hiilidioksidin talteenotto (kaasuvoimalat)	0.22	50-100
Yhteensä (alle 100 US\$ / t CO ₂ hintaan)	7.22	
Yhteensä (alle 20 US\$ / t CO ₂ hintaan)	3.95	

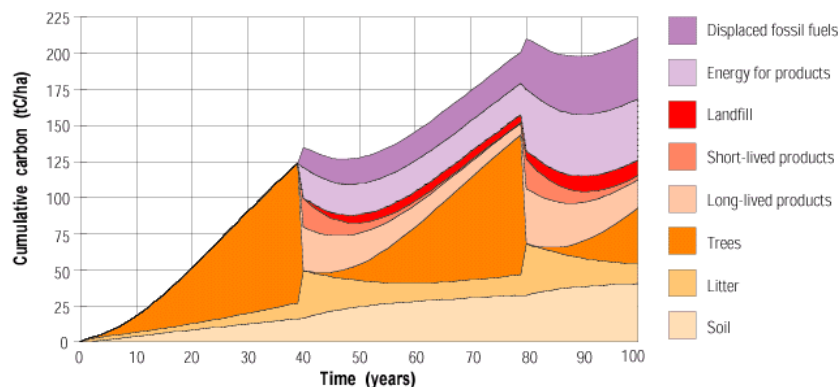
Kaikki keinot hyväksi käyttämällä päästäisiin taulukon 12.3 mukaan yli 7 GtCO₂:ta (≈ 2.0 GtC) vastaaviin vuotuisiin päästövähennyksiin. Tämä vastaa miltei puolta sähköntuotannon kasvihuonekaa-

supäästöistä, joiden muuten arvioidaan nousevan vuonna 2030 noin 16 GtCO₂:iin. Näin suuret päästövähennykset ovat kuitenkin siinä mielessä teoreettisia, että monet ehdotetuista ratkaisuista ovat tällä hetkellä liiketaloudellisesti kannattamattomia. Niiden toteutuminen vaatii siis valtion tukea kasvihuonekaasupäästöjen rajoittamiseen tähtääville toimille ja/tai runsaasti päästöjä aiheuttavien energiantuottotapojen rankaisemista päästörajoituksilla tai -maksuilla. Suhteellisen pienillä lisäkustannuksilla (alle 20 Yhdysvaltain dollarilla yhtä säästettyä hiilidioksiditonnia kohti) päästövähennyksistä olisi toteutettavissa noin puolet.

12.1.3 Muita tapoja hillitä ilmakehän hiilidioksidin lisääntymistä

Nykyisistä hiilidioksidipäästöistä noin viidesosa aiheutuu maankäytön muutoksista trooppisilla alueilla, lähinnä sademetsien hakkuista ja niiden kulottamisesta maatalousmaan tieltä. Aiemmin metsien hävittäminen maatalousmaan ja asutuksen tieltä pienensi biosfäärin hiilivarastoa tuntuvasti myös korkeammilla leveysasteilla. Maankäytön muutosten arvioidaan aiheuttaneen viimeisten 200 vuoden aikana yhteensä n. 180-200 GtC hiilipäästöt (de Fries ym. 1999), kun taas fossiilisten polttoaineiden käytön synnyttämät päästöt olivat vuoteen 2000 mennessä noin 280 GtC. Toisaalta ilmakehän hiilidioksidipitoisuus kasvoi vuodesta 1800 vuoteen 2000 noin 90 ppmv:llä, mikä vastaa 190 hiiligigatonnia eli noin 40% kokonaispäästöistä. Näistä luvuista voidaan arvioida, että maankäytön muutokset yksinään ovat kasvattaneet ilmakehän hiilidioksidipitoisuutta noin 40 ppmv. Jos maa-alueiden kasvillisuus saataisiin palautettua “alkuperäiseen” tilaansa – mikä vaatisi kaiken maataloudelle viimeisten 200 vuoden aikana vallatun maan metsittämistä – ilmakehän hiilidioksidipitoisuus ilmeisesti pieneneisi suunnilleen yhtä paljon. Luku antaa summittaisen ylärajan sille, kuinka paljon kasvihuoneilmaston voimistumista voitaisiin hillitä metsittämisen avulla: jonkin verran, muttei läheskään riittävästi koko ongelman ratkaisemiseksi.

Kaiken metsästä raivatun maan uudelleen metsittäminen ei tietenkään ole mahdollista ihmisten elinmahdollisuuksia (ennen muuta maataloustuotantoa) vaarantamatta. Eräiden arvioiden mukaan aktiiviset metsitysohjelmat voisivat kuitenkin käytännössä kasvattaa maapallon metsien hiilivarastoa vuoteen 2050 mennessä 50-70 GtC, mikä kumoaisi kolmanneksen viimeksi kuluneiden 200 vuoden aikana tapahtuneen metsien hävittämisen vaikutuksesta.



Kuva 12.6. Laskelma erään metsänhoitotavan vaikutuksesta hiilidioksiditalouteen. Pystyakseli kertoo, kuinka paljon metsä on kaikkiaan vähentänyt ilmakehään päässyttä hiilidioksidia, verrattuna tilanteeseen jossa metsää ei lainkaan ole. Metsä hakataan 40 vuoden välein, ja tällöin sen oma hiilivarasto pienenee rajusti. Puiden hiilestä huomattava osa varastoituu kuitenkin puista valmistettuihin pitkäikäisiin tuotteisiin eikä siis vapaudu ilmakehään pitkään aikaan. Lisäksi puiden käyttö energiantuotannossa ja esim. rakennusmateriaalina vähentää fossiilisten polttoaineiden käytön tarvetta (Metz ym. 2001, kuva 4.6).

Eniten hiiltä on vanhassa metsässä. Toisaalta nuori, nopeasti kasvava metsä kuitenkin sitoo hiiltä paljon vanhaa, enää hyvin hitaasti kasvavaa metsää nopeammin. Siksi kasvatetun metsän jättäminen

hakkaamatta ei välttämättä ole ilmastonmuutosten torjunnan kannalta paras vaihtoehto (kuva 12.6). Jos metsän tuottama puuainesta voidaan hyödyntää energiantuotannossa, tarve käyttää fossiilisia polttoaineita vähenee. Puuta voidaan myös käyttää raaka-aineena, esimerkiksi korvaamaan rakennusmateriaalina terästä ja betonia, joiden valmistaminen vaatii fossiilisten polttoaineiden avulla tuotettua energiaa. Niinpä lieneekin hiilidioksiditalouden kannalta parasta hakata metsä aika ajoin, kunhan hakatun metsän tilalle kasvatetaan uusi.

Metsittämisen tehoa maapallon lämpenemisen torjumisessa vähentää se, että tiheä metsä imee saapuvasta auringonsäteilystä suuremman osan kuin avoin maa (Betts 2000). Samalla kun metsittäminen lisää (ilmakehän hiilidioksidipitoisuutta vähentämällä) avaruuteen karkaavaa lämpösäteilyä, se siis myös vähentää sinne heijastuvaa auringonsäteilyä. Metsän vaikutus auringonsäteilyn kulkuun on suurin korkeahkoilla leveysasteilla kevättalvella: avoin lumen peittämä maa heijastaa säteilyä hyvin tehokkaasti, metsäinen maa sen sijaan paljon heikommin, sillä puiden latvat ovat yleensä lumesta paljaita. Koko maapalloa ajatellen metsittämisen vaikutus näyttäisi silti olevan ilmastoa jäähdyttävä, sillä pinnan heijastuskyvyn pieneneminen ei kumoa hiilidioksidin vähenemisen vaikutusta kokonaan.

Paitsi metsiin, hiiltä voidaan sitoa nykyistä enemmän myös pelloille ja laidunmaille, suosimalla viljelymenetelmiä, jotka kasvattavat maaperän hiilivarastoa. Esimerkiksi maan liian voimaperäistä muokkausta kannattaisi välttää, koska tämä nopeuttaa maahan jääneiden juurien yms. orgaanisen aineksen hajoamista. Myös viljelykasvien valikointi vaikuttaa maaperän hiilivarastoon. Yleensä monivuotiset kasvit ovat yksivuotisia parempia, koska ne sitovat enemmän hiiltä juuristoonsa.

Vielä yksi, paljon keskustelua herättänyt menetelmä ilmakehän hiilidioksidin vähentämiseksi on merten hiilennielukyvyn keinotekoinen kasvattaminen. Kuten luvussa 5.1 todettiin, merten pintakerrosten eliöstö pitää (vajoamalla kuoltuaan syvemmälle mereen) pintaveden ja ilmakehän hiilidioksidipitoisuudet selvästi alempina kuin ne muuten olisivat. Jos merten biologista tuotantoa pystyttäisiin kasvattamaan, tämän biologisen hiilipumpun toiminta tehostuisi. Biologista tuotantoa voitaisiin ainakin periaatteessa voimistaa lannoittamalla meriä, ts. kylvämällä niihin sopivia ravinteita. Planktonin tärkeimpiä rakennusaineita ovat typpi ja fosfori, mutta niiden käyttäminen lannoituksessa on vaikeaa, sillä tarvittavat määrät olisivat hyvin suuria. Enemmän kiinnostusta ovat synnyttäneet viitteet siitä, että raudan niukkuus vähentäisi biologista tuotantoa mm. Etelämantereen edustan vesialueilla, joilla pääravinteita kuten typpeä ja fosforia on runsaasti. Pienimittaisissa kenttäkokeissa, joissa muutaman kymmenen neliökilometrin merialueelle on kylvetty muutama sata kiloa vesiliukoista rautasulfaattia, onkin havaittu planktonin muodostumisen voimistuvan selvästi. Vaikutus on kuitenkin jäänyt kokeissa lyhytaikaiseksi, sillä rauta näyttää katoavan pintavedestä viikon sisällä sen kylvämisestä. Onkin hyvin epäselvää, voitaisiinko meriä käytännössä lannoittaa niin laajamittaisesti, että tällä olisi todellista merkitystä ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden kannalta.

12.2 Muut kasvihuonekaasut ja noki

Kaikki tulevista kasvihuonekaasupäästöistä laaditut arviot viittaavat siihen, että kasvihuoneilmiötä voimistaa pitkällä tähtäimellä selvästi eniten hiilidioksidin lisääntyminen (esim. kuva 6.3). Ilmastonmuutosten torjunnan kannalta tärkein tehtävä on siksi hiilidioksidipäästöjen vähentäminen. Maapallon ilmaston lämpenemistä voidaan kuitenkin hillitä jonkin verran myös muiden kasvihuonekaasujen päästöjä rajoittamalla. Tärkein näistä kaasuista on metaani, jonka nykyinen vaikutus kasvihuoneilmiön voimistajana on säteilypakotteella mitaten kolmannes hiilidioksidin osuudesta; lisäksi metaanilla on epäsuora vaikutus troposfäärin otsonin ja stratosfäärin vesihöyryn lisääntymiseen. Koska metaanin elinikä ilmakehässä on melko lyhyt (n. 12 v.), sen pitoisuus reagoi päästöjen muutoksiin nopeasti. Jo 8% metaanipäästöjen vähennys riittäisi pysäyttämään ilmakehän metaanipitoisuuden kasvun (Houghton 1997). Tässä suhteessa metaani eroaa täysin hiilidioksidista, jonka pitoisuuden vakiinnuttaminen vaatisi päästöjen karsimista hyvin pieniksi (kuva 6.4). Metaanipäästöt eivät

myöskään ole yhtä selvästi sidoksissa ihmisten elintasoon kuin hiilidioksidipäästöt. Metaanipäästöjen rajoittamiseksi on esitetty useita keinoja, esim.

- Vuotavien maakaasuputkien aiheuttamien päästöjen vähentäminen paremman huollon avulla
- Trooppisten metsien kulottamisen vähentäminen, mikä vähentäisi myös hiilidioksidipäästöjä
- Riisinviljelyksen synnyttämien päästöjen pienentäminen viljelymenetelmiä muuttamalla
- Nautakarjan ja muiden kotieläiminä pidettävien märehitijöiden (esim. lampaat ja vuohet) synnyttämien metaanipäästöjen pienentäminen niiden ruokavaliota muuttamalla
- Kaatopaikkajätteen vähentäminen kierrätystä ja kompostointia tehostamalla sekä kaatopaikoilla muodostuvan metaanin kerääminen talteen.

Kaiken kaikkiaan näillä keinoilla voitaisiin Houghtonin (1997) arvion mukaan vähentää metaanipäästöjä melko helposti yli 10%, mikä riittäisi hyvin pysäyttämään ilmakehän metaanipitoisuuden kasvun. Ilmaston lämpenemistä tämä hillitsisi suunnilleen yhtä tehokkaasti kuin hiilidioksidipäästöjen vähentäminen 5%:lla.

Koska ilokaasun osuus kasvihuoneilmion voimistumisessa on metaanin osuutta pienempi, myös mahdollisuudet hillitä ilmaston lämpenemistä ilokaasupäästöjä karsimalla ovat melko rajalliset. Koska melkoinen osa ihmiskunnan aiheuttamista ilokaasupäästöistä liittyy typpilannoitteiden käyttöön, tehokkain keino päästöjen vähentämiseen olisi typpilannoituksen vähentäminen.

Joidenkin päästöskenaarioiden mukaan myös troposfäärin otsonin lisääntyminen saattaa voimistaa kasvihuoneilmiötä tällä vuosisadalla merkittävästi (kuva 6.3). Otsonin lisääntyminen on seurausta otsonia synnyttävien kaasujen, kuten hiilimonoksidin, typen oksidien, metaanin ja metaania raskaampien hiilivetyjen, päästöjen oletetusta lisääntymisestä. Näiden itsessäänkin haitallisten ilmaan saasteiden päästöjen pienentäminen vähentäisi siis myös troposfäärin otsonin muodostumista.

Auringonsäteilyä absorboivat nokihiukkaset synnyttävät positiivisen säteilypakotteen, jonka nykyiseksi suuruudeksi arvioidaan muutamia kymmenesosawatteja neliometriä kohti. Suuri osa noesta päätyy ilmaan hiiltä poltettaessa ja dieselajoneuvojen pakokaasujen mukana. Pääosa näistä päästöistä lienee estettävissä suhteellisen helposti paremman tekniikan avulla.

12.3 Maapallolle imeytyvän auringonsäteilyn vähentäminen

Edellä on tarkasteltu mahdollisuuksia pienentää sellaisia muutoksia ilmakehän koostumuksessa, jotka aiheuttavat positiivisen säteilypakotteen ja siten lämmittävät maapalloa. Tämän lähestymistavan vaihtoehdoksi on esitetty maapallolle imeytyvän auringonsäteilyn vähentämistä – näinhän syntyisi negatiivinen säteilypakote, joka ainakin osittain kumoaisi kasvihuonekaasujen lisääntymisen vaikutuksen. Auringonsäteilyä pois heijastava materiaali voisi periaatteessa olla kolmella eri korkeudella:

1. Avaruudessa. Angel (2006) esittää, että ns. Lagrangen pisteeseen 1.8 miljoonaa kilometriä Maan radan sisäpuolelle vietäisiin miehittämättömien avaruusalusten avulla valtava määrä ohuen ohuita (~5 µm), noin 60 cm:n läpimittaisia heijastinlautasia. Tällä etäisyydellä Maan ja Auringon painovoimat pitävät toisensa tasapainossa, joten lautaspilvi pysyisi Maasta katson jatkuvasti Auringon edessä²⁴. Hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aiheuttaman säteilypakotteen kumoaminen vaatisi noin 16 biljoonaa tällaista lautaista. Vaihtoehdoksi lautasille on esitetty suuren yhtenäisen heijastimen rakentamista, mutta tämä tulisi ilmeisesti paljon kalliimmaksi.

²⁴ Valitettavasti tasapaino on instabiili. Jotta lautaspilvi ei hajoaisi nopeasti avaruuteen, lautasten täytyy pystyä itse korjaamaan lentorataansa. Tämä on teknisesti mahdollista, koska lautaseen vaikuttava Auringon säteilypaine riippuu lautaseen asennosta, mutta se edellyttää pienen tietokoneen asentamista kuhunkin lautaseen.

2. Stratosfäärissä. Suurten tulivuorenpurkausten yhteydessä stratosfääriin päätyvät, auringonsäteilyä avaruuteen heijastavat hiukkaset aiheuttavat purkausta seuraavina vuosina merkittävän negatiivisen säteilypakotteen – esim. vuonna 1991 tapahtuneen Pinatubon purkauksen aiheuttaman pakotteen on arvioitu olleen enimmillään -3 Wm^{-2} . Ilmaston lämpenemistä voitaisiin siis periaatteessa hillitä matkimalla tulivuorenpurkauksia, eli toimittamalla stratosfääriin suuri määrä hiukkasia muodostavia rikkiyhdisteitä. Koska hiukkaset poistuvat stratosfääristä muutamassa vuodessa, niitä pitäisi tietenkin lisätä sinne jatkuvasti. Lisäksi hiukkasten pinnalla tapahtuvat kemialliset reaktiot tuhoaisivat stratosfäärin otsonia, olkoonkin ettei tämä haittavaikutus luultavasti olisi kovin suuri (Crutzen 2006).

3. Troposfääristä avaruuteen heijastuvan auringon säteilyn lisääminen voisi onnistua alapilvien albedo ja elinikää kasvattamalla. Latham (2002) ehdotuksen mukaan tähän päästäisiin hajottamalla suolaista merivettä mikrokooppisiksi pisaroiksi, jotka sitten leviäisivät tuulen mukana ilmakehään ja toimisivat siellä pilvipisaroiden tiivistymisytiminä. Jos näitä pieniä suolavesipisaroita olisi tarpeeksi paljon, merten alapilvistä tulisi entistä pienipisaraisempia, jolloin sekä niiden albedo että mahdollisesti myös elinikä kasvaisivat (vrt. luku 4.4). Samantyyppiseen tulokseen päästäisiin myös teollisuuden rikkipäästöjä tahallisesti lisäämällä, mutta rikkipäästöjen muiden haittojen takia ratkaisu olisi ilmiselvästi kelvoton²⁵.

Näillä “geoinsinöörikeinoilla” on innokkaat kannattajansa, joiden mukaan tällaisilla tekniikoilla voitaisiin lievittää ilmastonmuutoksia selvästi halvemmalla kuin kasvihuonekaasujen päästöjä vähentämällä. Näiden ratkaisujen tekniseen toteutukseen ja todelliseen hintaan liittyy kuitenkin suuria epävarmuuksia – useinhan käy niin, että vaikeudet tulevat esiin vasta suunnitelmaa toteutettaessa. Lisäksi etenkin ilmakehän hiukkaspitoisuuden peukaloinnilla voisi olla odottamattomia sivuvaikutuksia. Vaikka esimerkiksi alapilvien albedon kasvattaminen hillitsisikin maapallon keskilämpötilan nousua, se voisi aiheuttaa epäsuotuisia muutoksia sadeoloissa ja ilmakehän kiertoliikkeessä.

Mitään keinoa ihmiskunnan aiheuttamien ilmastonmuutosten hillitsemiseen ei pidä tyrmätä suoralta kädeltä. Tarvitaan kuitenkin vielä paljon lisää tutkimusta, ennen kuin voidaan sanoa, onko maapallon albedon keinotekoinen kasvattaminen käytännössä viisas ajatus. Parhaassakin tapauksessa nämä keinot vain lievittäisivät tarvetta kasvihuonekaasupäästöjen vähentämiseen, eivät suinkaan poistaisi sitä kokonaan. Muutoin seurauksena voisi olla vaarallinen kierre: mitä korkeammiksi kasvihuonekaasujen pitoisuudet ilmakehässä nousisivat, sitä järeämmiksi myös lämpenemistä hillitsevien vastatoimien olisi käytävä ja sitä suuremmiksi niiden mahdolliset sivuvaikutukset kasvaisivat.

12.4 Taloudellisia ja yhteiskunnallisia näkökulmia

Yksi kynnyskysymys kasvihuonekaasujen päästöjen vähentämisessä ovat päästörajoitusten aiheuttamat taloudelliset kustannukset. Jonkinmoinen päästöjen vähentäminen esimerkiksi energiaa säästämällä on toki kannattavaa yksityistaloudellisestakin näkökulmasta. Joissain tapauksissa päästörajoituksista koituu muutakin hyötyä – esimerkiksi troposfäärin otsonia synnyttävien saastepäästöjen vähentäminen paitsi lievittää kasvihuoneilmiötä myös parantaa hengitysilman laatua ja kasvillisuuden hyvinvointia. Etenkin hiilidioksidipäästöjen tuntuva leikkaaminen edellyttää kuitenkin myös toimia, jotka eivät ole lyhyellä tähtäimellä taloudellisesti kannattavia, esimerkiksi halvan fossiilisilla polttoaineilla tuotetun energian korvaamista muilla, kalliimmilla energiamuodoilla. Mitä enemmän päästöjä vähennetään, sitä kalliimpia keinoja joudutaan ottamaan käyttöön ja sitä jyrkemmin kustannukset nousevat.

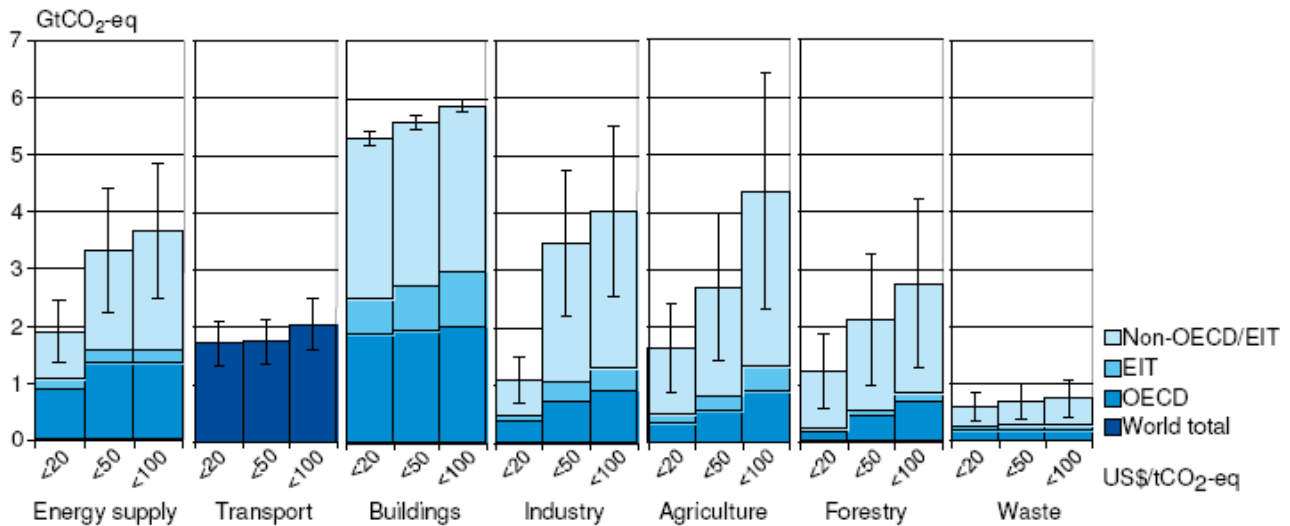
²⁵ Edellä mainittu stratosfäärin rikkihiukkasten lisääminen ei aiheuttaisi ollenkaan yhtä pahaa saastumisongelmaa, koska rikki poistuu stratosfääristä paljon hitaammin kuin troposfääristä. Stratosfäärin rikkipitoisuus saataisiin siis pidettyä riittävän korkeana paljon pienemmällä rikkipäästöjen ja -laskeuman määrällä.

Taloudellisten laskelmien valossa näyttäisi kuitenkin siltä, etteivät melko suuretkaan päästörajoitukset kävisi ylitsepääsemättömän kalliiksi. Jotta ilmakehän tehollinen hiilidioksidipitoisuus, joka ottaa huomioon hiilidioksidin ohella myös muiden kasvihuonekaasujen lisääntymisen, ei koskaan kasvaisi yli kaksinkertaiseksi esiteolliseen tasoonsa verrattuna (eli noin 560 ppmv:tä suuremmaksi; nykyinen arvohan on noin 460 ppmv (luku 4.1.2)), kasvihuonekaasupäästöjen pitäisi ilmeisesti olla vuonna 2050 jo selvästi nykyistä pienemmät²⁶. Ero SRES-skenaarioiden mukaiseen kehitysuraan verrattuna olisi vieläkin suurempi, sillä kaikki SRES-skenaariot ennustavat päästöjen kasvavan lähivuosikymmeninä vähintään useilla kymmenillä prosenteilla. Metzin ym. (2007, s. 18) parhaan arvion mukaan tällaiset päästörajoitukset kuitenkin alentaisivat maapallon bruttokansantuotetta vuoden 2050 tienoilta vain noin 1.3%. Pahimmassakin tapauksessa menetys olisi vain noin 4%. Nämä luvut ovat samaa suuruusluokkaa kuin "keskisuuren" ilmastonmuutoksen (maapallon lämpeneminen 2-3°C) haittojen arvioidut kustannukset (luku 11.7). Niitä sopii myös verrata maailmantalouden odotettuun kasvuvauhtiin kuluvalle vuosisadalla, joka olisi eri SRES-skenaarioiden mukaan 2-3% vuodessa - päästörajoitukset vaatisivat siis vain noin yhden vuoden talouskasvun uhraamisen! Tosin tällaisetkaan päästövähennykset eivät riittäisi pysäyttämään ilmaston lämpenemistä vielä pitkään aikaan, eli ne eivät suinkaan pystyisi ehkäisemään kaikkia ilmastonmuutosten haittoja.

Edellä mainituissa laskelmissa oletettiin päästöjen vähentämisen tapahtuvan vähitellen, useiden vuosikymmenien kuluessa. Päästöjen äkillisen vähentäminen maksaisi paljon enemmän. Esimerkiksi hiilidioksidipäästöjen yhtäkkinen puolittaminen supistaisi energiantuotantoa useilla kymmenillä prosenteilla, sillä fossiilisia polttoaineita ei voitaisi korvata lyhyellä varoitusaikalla millään muulla energianlähteellä. Vaikka energiavaje pystyttäisiinkin korvaamaan esimerkiksi rakentamalla nopeasti valtava määrä vesi-, tuuli-, aurinko- ja ydinvoimaloita, tämä tulisi tavattoman kalliiksi, sillä suuri joukko hyvin toimivia hiili- ja kaasuvoimaloita jouduttaisiin hylkäämään paljon ennen niiden normaalin käyttöiän päättymistä. Lisäksi fossiilisia polttoaineita korvaavien energianlähteiden hintojen voidaan odottaa laskevan ajan myötä, erityisesti jos tarve fossiilisten polttoaineiden käytön vähentämiseen on tiedossa etukäteen ja korvaavien energianlähteiden kehittämiseen osataan siksi suunnata ajoissa riittävästi voimavaroja.

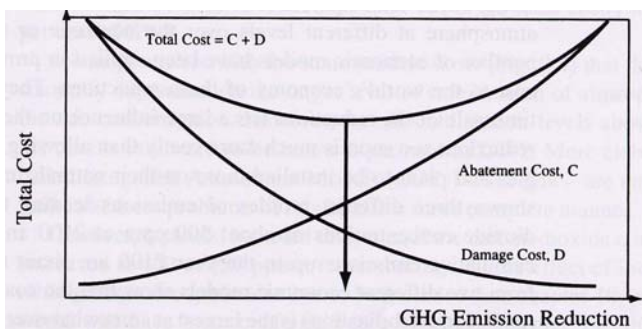
Toinen tärkeä edellytys sille, että päästörajoitusten kustannukset jäisivät kohtuullisiksi, on että kaikki mahdollisuudet päästöjen vähentämiseen käytetään hyväksi. Esimerkiksi energiantuotannon tehostaminen ja uusiutuvien energialähteiden käyttöönotto yksinään ei riitä (kuvan 12.8 ensimmäinen sarakke). Tarvitaan myös energiankäytön tehostamista liikenteessä, rakennuksissa ja teollisuudessa, maatalouden metaani- ja ilokaasupäästöjen vähentämistä, tropiikin metsäkadon pysäyttämistä jne. Kasvihuonekaasupäästöjen vähentämiseen ei siis ole yhtä autuaaksi tekevää poppakonstia, vaan asia koskettaa lähes kaikkia elämänalueita.

²⁶ Tarkkoja lukuarvoja esimerkiksi vaaditulle hiilidioksidipäästöjen vähentämiselle on hyvin vaikea antaa, sillä ne riippuvat muun muassa siitä, kuinka paljon muiden kasvihuonekaasujen päästöjä vähennetään.



Kuva 12.8. Arvio siitä, kuinka paljon kasvihuonekaasujen päästöjä pystyttäisiin vähentämään vuoteen 2030 mennessä eri elämäntilanteilla, olettaen että vähentäminen saa enimmillään maksaa joko 20, 50 tai 100 Yhdysvaltain dollaria yhtä ekvivalenttihilidioksiditonnia kohti (muiden kasvihuonekaasujen päästöt on muunnettu vastaaviksi hiilidioksidipäästöiksi 100 vuoden jaksolle laskettuja ominaislämmitysvaikutuskertoimia käyttäen). Kaikkiaan päästöjä voitaisiin laskelman mukaan vähentää alle 100 US\$ / t CO₂ -kustannuksilla noin 30-50% ja alle 20 US\$ / t CO₂ -kustannuksilla noin 15-30% siitä, kuinka suurina ne muuten olisivat vuonna 2030 (Metz ym. 2007, kuva SPM-6).

Ilmastonmuutosten haittoihin liittyvät kustannukset kasvavat sitä suuremmiksi mitä enemmän kasvihuonekaasut lisääntyvät. Näitä kustannuksia päästöjen rajoittaminen tietysti vähentää. Koska ilmastonmuutosten haitat kasvavat ilmeisesti epälineaarisesti muutosten suuruuden funktiona (esim. 4°C lämpenemisen aiheuttamat kustannukset olisivat 2°C lämpenemisen kustannuksiin verrattuna enemmän kuin kaksinkertaiset), pienetkin päästörajoitukset voivat vähentää haittoja melko nopeasti, mutta hyvin suurista rajoituksista olisi *suhteellisesti ottaen* vähemmän hyötyä. Taloudellisessa mielessä optimaalinen päästörajoitusten suuruus olisi sellainen, jolla ilmastonmuutosten ja päästörajoitusten itsensä aiheuttamien kustannusten summa on mahdollisimman pieni (kuva 12.9). Tämä edellyttäisi ilmeisesti “keskisuuria” päästörajoituksia.

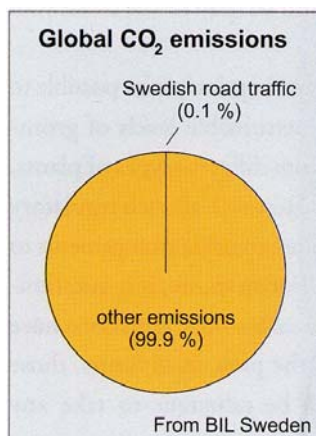


Kuva 12.9. Kaaviokuva ilmastonmuutosten torjunnan (“Abatement cost, C”) ja ilmastonmuutosten haittojen aiheuttamista kustannuksista (“Damage cost, D”) päästörajoitusten voimakkuuden funktiona. Ylin käyrä (“Total cost = C + D”) kertoo ilmastonmuutosten haittojen ja torjunnan yhteiskustannukset (Houghton 1997, kuva 9.2).

Käytännössä päästörajoitusten optimaalista suuruutta on lähes mahdoton määrittää, sillä sekä ilmastonmuutosten haitat että päästöjen vähentämisen vaatimat kustannukset tunnetaan vain summittaisesti. Ilmeistä kuitenkin on, että jonkinmoinen päästöjen vähentäminen on taloudellisillakin mittareilla hyödyllistä. Pienimmiksi kustannukset jäävät, jos varovaiset päästörajoitukset aloitetaan jo nyt ja rajoituksia kiristetään vähitellen ajan myötä. Rajoitusten lykkääminen kauemmas tulevaisuuteen on houkuttelevuudestaan huolimatta huonompi vaihtoehto. Mitä kauemmin päästörajoitusten aloittamista viivytetään, sitä rajumpia, nopeampia ja kalliimpia rajoituksia tullaan aikanaan tarvitsemaan. Li-

säksi päästörajoitusten antaman kannusteen puuttuminen hidastaisi ympäristöystävällisen teknologian kehitystä, eikä tarpeellista teknologiaa joskus tulevaisuudessa noin vain polkaistaisi tyhjästä.

Vaikka päästövähennykset voidaankin osoittaa hyödyllisiksi koko maapalloa ja esimerkiksi koko kuluva vuosisataa tarkasteltaessa, vähennykset eivät toteudu itsestään. Vaikeutena on toisaalta se, että ilmastonmuutosten suuruus riippuu koko ihmiskunnan yhteisistä päästöistä, toisaalta se, että nyt aloitettavat päästörajoitukset alkaisivat vaikuttaa ilmastoon näkyvästi vasta useiden vuosikymmenien kuluttua. Yksikään ihminen, yritys tai valtio ei siis voi odottaa hyötyvänsä omien kasvihuonekaasupäästöjensä vähentämisestä siinä mielessä, että hänen tai sen itse kokemat ilmastonmuutokset jäisivät niiden vuoksi havaittavasti pienemmiksi. Tämä on omiaan ruokkimaan itsekästä “Enhän minä mutta ne muut” -asennetta (kuva 12.10). Toisaalta myös päästörajoitukseen liittyvät ongelmat jakautuvat epätasaisesti. Rankimmin rajoitukset koskevat energiavaltaita teollisuutta ja etenkin öljy- ja hiiliyhtiöitä, ja myös Kiinan kaltaisille nopeasti teollistumassa oleville kehitysmailla vaatimus fossiilisten polttoaineiden käytön vähentämisestä on kova pala. Etenkin Yhdysvalloissa teollisuus ja energia-yhtiöt ovat näihin vuosiin asti puolustautuneet tehokkaasti muodostamalla painostusjärjestöjä, joiden levittämä propaganda suurentelee taitavasti ilmastotutkimukseen liittyviä epävarmuuskysymyksiä (Ilmasto ei ole lämmennyt todellisuudessa, sillä mittaukset ovat väärässä. Jos ilmasto onkin lämmennyt, tämä johtuu auringosta eikä kasvihuonekaasuista. Jos kasvihuonekaasut kuitenkin lämmittävät maapalloa, tästä on joka tapauksessa enemmän hyötyä kuin haittaa...).



Kuva 12.10. Ruotsin tieliikenteen osuus maapallon hiilidioksidipäästöistä BIL Swedenin mukaan. Kuviolla pyritään osoittamaan yksityisautoilu harmittomaksi (Bernes 2003, s. 155).

Ihmisten käyttäytymiseen voidaan toki vaikuttaa jonkin verran kasvihuoneilmaston voimistumisen syistä, seurauksista ja torjuntakeinoista kertovan valistuksen avulla. Myös monet julkisuuskuvastaan huolta pitävät yritykset ottavat toiminnassaan ympäristönäkökohdat huomioon, ja esimerkiksi jotkin öljy-yhtiöt ovat jopa viime vuosina laajentaneet toimintaansa uusiutuvien energialähteiden kehittämiseen. Useimpien ihmisten halu tinkiä omasta mukavuudestaan ja elintasostaan näyttää kuitenkin olevan kovin rajallinen, samoin yritysten halukkuus uhrata voitontekomahdollisuuksiaan ympäristön hyväksi. Kasvihuonekaasupäästöjen voimakas vähentäminen vaatii siksi myös poliittisia ohjaustoimia.

Ohjaustoimet voivat olla lainsäädännöllisiä. Esimerkiksi erityyppisten voimalaitosten ja tehtaiden päästöille tai vaikkapa henkilöautojen polttoaineenkulutukselle voidaan määrätä ylärajat, rakennusten lämpöeristykselle entistä tiukemmat laatustandardit jne. Nykyisessä ilmastopolitiikassa keskeisimmiksi ovat kuitenkin muodostuneet erilaiset taloudelliset ohjauskeinot, joilla pyritään tekemään runsaasti kasvihuonekaasupäästöjä tuottava toiminta vähemmän kannattavaksi (“keppi”) ja päästöjen vähentämistä edistävä toiminta kannattavammaksi (“porkkana”). Esimerkkejä edellisestä ovat energian ja erityisesti fossiilisten polttoaineiden käyttöön liittyvät haittaverot sekä Euroopan yhteisön piirissä nykyisin käytävä päästökauppa (luku 12.5). Esimerkkejä jälkimmäisestä taas ovat mm. uusi-

en energiantuottotapojen (esim. tuuli- ja aurinkovoima) ja niihin liittyvän kehitys- ja tutkimustyön rahallinen tukeminen sekä energiaa säästävälle toiminnalle (esim. joukkoliikenne) maksettavat tukiaiset.

Kasvihuonekaasupäästöjen vähentämiseen tähtäävät poliittiset päätökset ovat monesti epäsuosittuja, etenkin silloin, kun ihmiset tuntevat ne konkreettisesti kukkarossaan (esim. bensiinin hinnan nousu haittaverojen takia). Yksittäisten kansalaisten ja ammattiryhmien tyytymättömyyttä vakavampi huolenaihe poliitikoille on kuitenkin kasvihuonekaasuihin kohdistuvien verojen ja maksujen vaikutus elinkeinoelämän kansainväliseen kilpailukykyyn, samoin kuin yritysten mahdollisuus siirtää tuotantoaan sellaisiin maihin, joissa tällaisia veroja tai maksuja ei peritä. Kolikolla on tosin toinenkin puoli: tarmokkaimmin päästöjen rajoittamiseen ryhtyviin maihin syntyy ilmapiiri, joka poikii helposti uutta osaamista ympäristöystävällisen tekniikan alalla (esim. tuulivoima). Jos ja kun tällaisen tekniikan kysyntä myöhemmin kasvaa, näiden edelläkävijämaiden yrityksillä on kansainvälisessä kilpailussa etulyöntiasema. Yhtä kaikki, koko ihmiskunnan kasvihuonekaasupäästöjen tehokas vähentäminen vaatii yksittäisten valtioiden päätösten ohella myös kansainvälistä yhteistyötä.

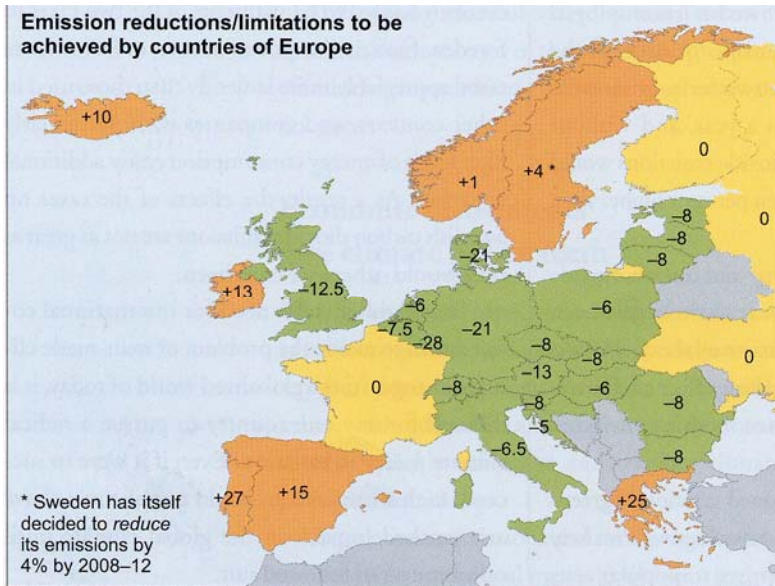
12.5 Kansainvälinen yhteistyö

Kasvihuoneilmaston voimistumisen hillitsemiseen ja sen vaikutusten lievittämiseen tähtäävä politiikka vaatii tuekseen tieteellistä tietoa ilmastonmuutoksista, niiden vaikutuksista ja niiden torjuntakeinoista. Tämän tiedon kokoamista varten perustettiin vuonna 1988 Yhdistyneiden Kansakuntien alainen Hallitustenvälisen Ilmastonmuutospaneeli (*Intergovernmental Panel on Climate Change* = IPCC). IPCC itse ei tee tutkimusta, eikä sen muutamien kymmenen hengen palkattu henkilökunta siihen riittäisikään. Sen päätehtävä on organisoida ilmastonmuutosta koskevien yhteenvedoraporttien kirjoittaminen. Ensimmäinen pääraportti ilmestyi vuonna 1990, toinen 1995, kolmas 2001 ja neljäs vuonna 2007. Ilmastonmuutoksiin liittyvän tutkimuksen lisääntymisen takia raporteista on tullut kerta kerralta laajempia, ja vuoden 2007 raportissa oli yhteensä jo yli 2800 sivua. Raportti jakautuu kolmeen osaan, joista ensimmäinen käsittelee ilmastonmuutoksiin liittyvää luonnontieteellistä tietoa, toinen ilmastonmuutosten käytännön vaikutuksia ja mahdollisuuksia niihin sopeutumiseen sekä kolmas keinoja kasvihuonekaasupäästöjen vähentämiseen. Mainittujen pääraporttien lisäksi IPCC on julkaissut myös monia suppeampia, erilaisia erityiskysymyksiä käsitteleviä raportteja.

IPCC:n raporttien varsinaisen kirjoitustyön tekevät eri puolilla maailmaa työskentelevät tutkijat muiden töidensä ohella. Vuoden 2007 raportin valmisteluun osallistui yhteensä yli 1200 kirjoittajaa. Raportit käyvät läpi laajan arviointikierroksen, jonka aikana tutkijat ja eri maiden hallitusten edustajat voivat kommentoida niiden sisältöä. Lopuksi raportit viimeistellään IPCC:n istunnoissa, joissa on läsnä sekä tutkijoita että hallitusten edustajia. Vaikka hallitusten edustajat eivät osallistukaan varsinaiseen kirjoitustyöhön, heidän mukanaolonsa on raporttien poliittisen painoarvon kannalta tärkeää. Pelkästään tutkijapiirissä syntyneet raportit olisi paljon helpompi kuitata olankohautuksella.

IPCC:llä itsellään ei ole poliittista valtaa, eivätkä sen raportit sisällä suosituksia esimerkiksi siitä, kuinka paljon kasvihuonekaasujen päästöjä tulisi vähentää. Kansainvälisessä politiikassa ihmiskunnan aiheuttama ilmastonmuutos oli ensimmäisen kerran näkyvästi esillä Rio de Janeirossa vuonna 1992 järjestetyssä ympäristökokouksessa. Kokouksen päätösasiakirjan tavoitteisiin kirjattiin ilmakehän kasvihuonekaasujen pitoisuuksien kasvun pysäyttäminen tasolle, joka ei vielä johtaisi vaarallisen suuriin ilmastonmuutoksiin. Tasa, jolle kasvihuonekaasujen pitoisuudet tulisi vakiinnuttaa, ei kuitenkaan edes pyritty määrittelemään tarkasti. Sittemmin Euroopan Unioni on omaksunut kannan, jonka mukaan maapallon keskilämpötila ei saisi kohota yli 2°C:tä korkeammaksi kuin mitä se oli ennen teollista aikakautta.

Vuonna 1997 Kiotossa allekirjoitetun sopimuksen mukaan teollisuusmaiden tulisi vähentää kasvihuonekaasupäästönsä vuoteen 2010 mennessä keskimäärin 5% pienemmiksi kuin mitä ne olivat vuonna 1990. Sovitut päästövähennykset vaihtelevat poliittisista ja taloudellisista syistä johtuen maasta toiseen, ja salliipa sopimus joidenkin maiden jopa kasvattaa päästöjään jonkin verran. Euroopan Unionin osuudeksi tuli 8% päästövähennys, joka jaettiin sittemmin EU:n omin päätöksin hyvin epätasaisesti eri jäsenvaltioiden välille (kuva 12.11). Suomen edellytetään pitävän päästönsä ennallaan vuoden 1990 tasolla.



Kuva 12.11. Kioton sopimuksen vaatimat kasvihuonekaasupäästöjen vähennykset Euroopan eri maissa. Positiiviset luvut tarkoittavat, että maan sallitaan lisätä päästöjään (Bernes 2003, s. 158).

Kioton sopimuksessa otetaan hiilidioksidin lisäksi huomioon metaani, ilokaasu ja muutamia muita kasvihuonekaasuja. Muiden kaasujen päästöt muunnetaan laskelmia varten vastaaviksi hiilidioksidipäästöiksi käyttämällä taulukon 4.1 mukaisia, 100 vuoden jaksolle laskettuja ominaislämmitysvaikutuskertoimia (esimerkiksi yksi metaanikilo vastaa siis 25 hiilidioksidikiloa). Päästöjen vähennykseksi lasketaan fossiilisten polttoaineiden käytön vähentämisen yms. lisäksi myös metsien hiilivaraston kasvattaminen. Lisäksi sopimukseen on sisällytetty erilaisia ns. *joustavia mekanismeja*. Valtioilla on oikeus laskea hyväkseen päästövähennykset, jotka saadaan aikaan kyseisen valtion avulla muissa maissa toteutettavissa kasvihuonekaasujen päästöjä vähentävissä hankkeissa (esimerkiksi metsitys tai paremmalla hyötysuhteella toimivien voimalaitosten rakentaminen). Samaten sopimus antaa mahdollisuuden päästökauppaan: valtio, jonka on muutoin vaikea toteuttaa sopimuksen määräämiä velvoitteita, voi ostaa osan jonkin sellaisen valtion päästöoikeuksista, joka pystyy vähentämään päästöjään sovittua enemmän. Päästökauppaa voivat myös käydä yritykset suoraan keskenään. Näiden joustavien mekanismien tarkoituksena on tehdä koko maailman yhteispäästöjen vähentäminen mahdollisimman helpoksi edistämällä päästöjen vähentämistä valtioissa, joissa se onnistuu pienimmän kustannuksin.

Euroopan Unionissa päästökauppaa on käyty vuodesta 2005. Ensin EU jakoi päästöoikeudet jäsenvaltioilleen, ja valtiot puolestaan jakoivat oikeudet eri yritysten ja tuotantolaitosten kesken. Yritykset taas voivat käydä päästöoikeuksista kauppaa keskenään koko EU:n alueella. Päästöoikeuksien hinta on vaihdellut rajusti – vuoden 2006 alussa se oli enimmillään noin 30 € / t CO₂, mutta seuraavana vuonna se sukelsi välillä jopa 1 € / t CO₂ alapuolelle, kun päästöoikeuksien tarjonta muodostui EU:n tekemän virhearvion takia markkinoilla kysyntää suuremmaksi. Jotta järjestelmällä olisi todellista merkitystä, päästöoikeuksien yhteismäärä täytyy siis pitää riittävän alhaisena. Lisäksi päästökaupan on pelätty karkottavan teollisuutta EU:sta sellaisille alueille, joilla järjestelmä ei ole käytössä. EU:n

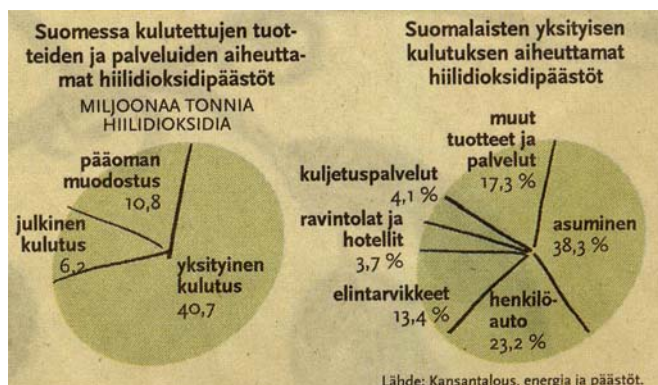
pyrkimyksenä onkin laajentaa päästökauppa maailmanlaajuiseksi, mutta ainakaan vielä tämä ei ole toteutunut.

Kioton sopimus astui pitkän poliittisen kähmöönnin jälkeen voimaan vuonna 2005. Suurimmat kasvihuonekaasupäästöt tuottava Yhdysvallat on kuitenkin vetäytynyt sopimuksesta, väittäen että sille määrätty 7% päästövähennykset tuottaisivat liikaa vahinkoa maan talouselämälle. Myös monilla sopimuksen ratifioineilla mailla tulee olemaan vaikeuksia velvoitteidensa täyttämässä. Kaiken kaikkiaan teollisuusmaiden päästöt olivat kyllä vuonna 2004 muutamia prosentteja pienemmät kuin vuonna 1990, mutta vähennys johtui paljolti Neuvostoliiton ja Itä-Euroopan sosialistisen järjestelmän romahduksesta ja sitä näillä alueilla seuranneesta lamakaudesta. Esimerkiksi Suomen kasvihuonekaasupäästöt ovat olleet 2000-luvun alkuvuosina keskimäärin kymmenisen prosenttia korkeammat kuin vuonna 1990, joskin päästömäärä on vaihdellut melko paljon vuodesta toiseen lähinnä pohjoismaisen vesivoimasähkön saatavuudesta riippuen. Kehitysmaita Kioton sopimus ei sido, ja niiden kasvihuonekaasupäästöt ovat nousseet viime aikoina nopeasti. Niinpä maapallon kokonaispäästöt olivat vuonna 2004 noin 24% suuremmat kuin vuonna 1990 (Metz ym. 2007).

Toteutuessaankin Kioton sopimuksen mukaiset päästövähennykset hidastaisivat kasvihuoneilmaston voimistumista vain hiukan. Jotta kasvihuonekaasujen kertyminen ilmakehään saataisiin pysähtymään, päästöjä täytyy vähentää jatkossa paljon enemmän. Koska henkeä kohti lasketut päästöt ovat teollisuusmaissa paljon suuremmat kuin kehitysmaissa, suunnannäyttäjän vastuu lankeaa jatkossakin väistämättä teollisuusmaille. EU onkin jo sopinut vähentävänsä omia päästöjään vuoteen 2020 mennessä 20 prosentilla, tai jopa enemmän jos muut teollisuusmaat tulevat sopimukseen mukaan. Toisaalta myös kehitysmaiden päästöjen nopea kasvu on pakko saada kuriin. Yksi kansainvälisen ilmastopolitiikan vaikeimmista kysymyksistä onkin, millä tavoin päästöjen rajoittaminen saataisiin tehtyä kehitysmailla riittävän houkuttelevaksi.

12.6 Yksittäisen ihmisen vaikutuskeinot

Vaikka valtioiden, kuntien ja teollisuusyritysten tekemien päätösten merkitys onkin suuri, riippuvat kasvihuonekaasujen päästöt myös yksittäisten ihmisten elämässään tekemistä valinnoista – liittyhän suurin osa päästöistä suoraan yksityiseen kulutukseen. Suomessa tämä osuus on hiilidioksidipäästöjen kohdalla noin 70% (kuva 12.12). Tästä 70%:sta yli kolmannes liittyy asumiseen, vajaa neljännes henkilöauton käyttöön ja loput muuhun kulutukseen. Keinoja omien kasvihuonekaasupäästöjen vähentämiseen luetellaan alla. Lisää vihjeitä saa esimerkiksi verkkosivuilta www.ilmasto.org, www.mycarbonfootprint.eu/fi, www.ilmastonmuutos.info ja www.tts.fi/kodinenergiaopas/energiankulutus.htm. Myös useimmat mainituista lukuarvoista ovat peräisin näistä lähteistä.



Kuva 12.12. Suomen hiilidioksidipäästöjen jakautuminen eri kulutusmuotojen kesken (Helsingin Sanomat, tammikuu 2004). Hiilidioksidin osuus Suomen kaikista "ekvivalenttahiilidioksidiksi" muunnetuista kasvihuonekaasupäästöistä on noin 85%.

- Turhan kulutuksen välttäminen. Jos rahaa riittää tuhlattavaksi, on parempi tuhlata se työvaltaisiin palveluihin (esim. ravintolassa syöminen) kuin tavaroiden keräämiseen.
- Pitkäikäisten ja kierrätettävien tuotteiden valitseminen.

- Tarpeettoman matkustamisen ja etenkin paljon energiaa kuluttavien liikennemuotojen (yksityisautoilu ja lentäminen) välttäminen. Kuvan 12.12 mukaisesti yksityisautoilun tuottamien päästöjen osuus on varsin suuri, ja etenkin kaupungeissa, joissa julkinen liikenne toimii yleensä hyvin, helposti vähennettävissä. Myös pitkät lentomatkat ovat maapallon ilmastolle myrkyä: jo yhden matkustajan yhtä lentotuntia kohti eri kasvihuonekaasujen päästöjä syntyy kaikkiaan noin 120-250 hiilidioksidikiloa vastaava määrä.
- Jos auto on tarpeen, kannattaa valita vähän polttoainetta vievä malli.
- Kun olet hankkimassa asuntoa, mieti kuinka ison todella tarvitset.
- Asumuksen lämmöneristyksestä huolehtiminen ja kohtuullinen sisälämpötila. Noin puolet asumiseen liittyvästä energiankulutuksesta liittyy Suomessa rakennusten lämpimänä pitämiseen. Sisälämpötilan yhden asteen lasku pienentää näitä päästöjä noin viidellä prosentilla.
- Sähkölaitteet syövät asumiseen menevästä energiasta noin 30%. Huolellisuus sähkön käytössä (turhien valojen sammuttaminen, pakastimen säännöllinen sulatus, kohtuullisuus saunomisessa, tietokoneiden ja muun kodinelektroniikan täydellinen sammuttaminen yöksi jne.) sekä niukasti energiaa kuluttavien sähkölaitteiden (esim. loisteputket ja energiapihit kylmälaitteet) suosiminen vähentää tätä osuutta.
- Lämpimän veden osuus asumisen energiankäytöstä on noin 20%. Lämpintä vettä voi säästää muun muassa noudattamalla kohtuutta suihkussa käynnissä ja pesemällä täysinä pyykkikoneellisia mahdollisimman alhaisessa lämpötilassa.
- Biojätteen ja jätteenpaperin lajittelu vähentää kaatopaikoilla syntyviä metaanipäästöjä. Palautuspullojen ja -tölkkien ym. kierrättäminen taas säästää energiaa.
- Koska lihantuotanto ja pitkät elintarvikekuljetukset vievät paljon energiaa, kannattaa suosia lähialueilla tuotettua, kasvispainotteista ravintoa.

Näiden keinojen lisäksi ihminen voi pyrkiä vaikuttamaan yhteiskunnan kehitykseen niin, että kasvihuonekaasupäästöt vähenisivät yleisemminkin. Tehokkain mutta myös vaativin tapa on täyspäiväiseksi poliitikoksi tai järjestöaktivistiksi ryhtyminen. Vähemmän voimavaroja vaatii ympäristöasioita koskevan tiedon hankkiminen ja sen levittäminen tuttavapiirissä ja esimerkiksi yleisönosastokirjoittelun avulla. Ihminen voi toki vaikuttaa yhteiskuntaan myös omalla kulutuskäyttäytymisellään, esimerkiksi käyttämällä joukkoliikennettä (enemmän käyttäjiä → parempi palvelu → enemmän käyttäjiä?) tai ostamalla tuulivoimalla tuotettua sähköä (enemmän kysyntää → suuremmat investoinnit tuotantoon ja tekniikan kehitykseen → halvemmat hinnat → enemmän kysyntää?).

Liite: perustietoja ilmakehästä

Tässä liitteessä esitellään lyhyesti eräitä ilmakehään, säähän ja ilmastoon liittyviä perusasioita. Liite on tarkoitettu ensisijaisesti sivuaineopiskelijoille. Meteorologian pääaineopiskelijoille nämä asiat tulevat tutuksi opintojen alkupään kurseilla, monet jo kurssilla Meteorologian ja säähavainnonteen perusteet.

Ilmakehän koostumus ja pystyrakenne

Ilma on monien eri kaasujen seos, johon on lisäksi sekoittunut vähäisiä määriä kiinteitä ja nestemäisiä aineksia kuten pölyä sekä pilvi- ja sumupisaroita. Ilman tilavuudesta on kaksiatomista tyyppiä (N_2) 78% ja kaksiatomista happea (O_2) 21%; jäljelle jäävästä yhdestä prosentista valtaosa on jalokaasu argonia (Taulukko L1). Maanpinnalta noin 80 kilometrin korkeudelle asti ilmakehän yleisimpien kaasujen runsaussuhteet ovat lähes vakioita. Tärkein poikkeus on vesihöyry (H_2O), jonka pitoisuus vaihtelee voimakkaasti sekä paikallisesti että ajallisesti. Maanpinnan lähellä päiväntasaajan tienoilla joskus jopa 4% ilman tilavuudesta on vesihöyryä, mutta koko ilmakehässä keskimäärin vain 0.4%. Myös ilmakehässä hyvin pieninä pitoisuuksina esiintyvä otsoni (O_3) on jakautunut erittäin epätasaisesti. Sitä on eniten 15-50 km:n korkeudessa, missä sijaitseva otsonikerros imee itseensä pääosan auringon elämälle haitallisesta ultraviolettisäteilystä. Mainittujen kaasujen lisäksi ilmakehässä on hiukan mm. hiilidioksidia (CO_2), metaania (CH_4) ja ilokaasua (N_2O), jotka ovat pienistä pitoisuuksistaan huolimatta tärkeitä ilmakehän kasvihuoneilmaston kannalta.

Taulukko L1. Kuivan ilman tärkeimmät ainesosat. Lisäksi ilmassa on vaihteleva määrä vesihöyryä. Merkintä ppmv (*parts per million in volume*) tarkoittaa miljoonasosaa ilman tilavuudesta.

Aine	Kaava	Tilavuusosuus	Molekyylipaino
typpi	N_2	78%	28.0
happi	O_2	21%	32.0
argon	Ar	0.93%	40.0
hiilidioksidi	CO_2	380 ppmv	44.0
neon	Ne	18 ppmv	20.2
helium	He	5 ppmv	4.0
metaani	CH_4	1.8 ppmv	16.0
krypton	Kr	1.1 ppmv	83.8
vety	H_2	0.5 ppmv	2.0
otsoni	O_3	0.4 ppmv	48.0
ilokaasu	N_2O	0.3 ppmv	44.0

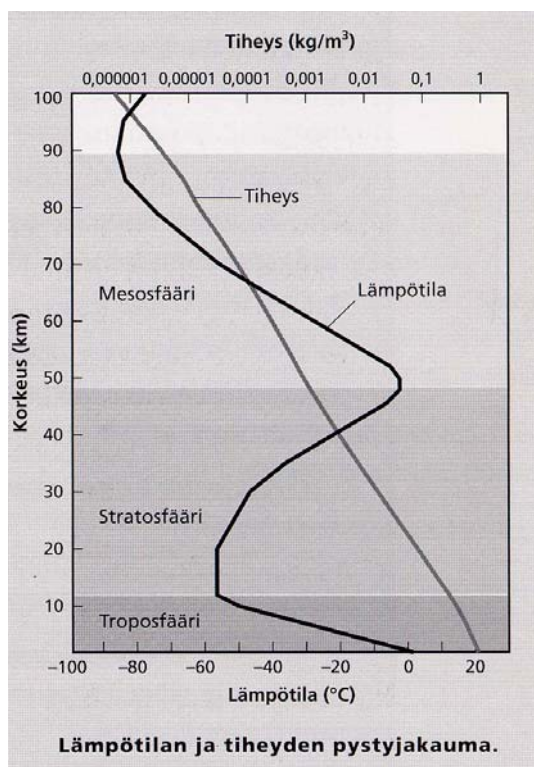
Ilmakehän kaasujen runsaussuhteet ilmaistaan useimmiten tilavuusosuuksina, kuten myös taulukossa L1 on tehty. Tarvittaessa tilavuusosuudet voidaan muuntaa massaosuuksiksi ottamalla huomioon, että kunkin kaasun tiheys on suoraan verrannollinen molekyylipainoon. Ilman keskimääräinen molekyylipaino on 29 g / mooli, esimerkiksi hiilidioksidin taas 44 g / mooli. Niinpä hiilidioksidin osuus ilmakehän massasta on $44 / 29 \times (380 \times 10^{-6}) \approx 580 \times 10^{-6}$. Vesihöyryn molekyylipaino taas on vain 18 g / mooli, joten sen osuus ilmakehän massasta (0.25%) on pienempi kuin sen keskimääräinen tilavuusosuus (0.4%).

Ilman tiheys on suurin maanpinnalla, missä se on keskimäärin 1.2 kg m^{-3} . Ylöspäin mentäessä tiheys pienenee suunnilleen eksponentiaalisesti. Niinpä puolet ilmakehän massasta jää n. 5.5 km korkeuden alapuolelle ja 99% 30 km:n alapuolelle. Ilmanpaine on suurella tarkkuudella yhtä suuri kuin tarkasteltavan pisteen yläpuolella olevan ilmapylvään paino (massa \times painovoiman kiihtyvyyttä) pinta-alayksikköä kohti. Paine laskee siksi ilmakehässä aina ylöspäin. Merenpinnan tasolla keskimääräinen

ilmanpaine on noin 1013 hPa (1 hPa = 100 Pa), 5.5 km:n korkeudessa 500 hPa ja 30 km:n korkeudessa enää 10 hPa.

Lämpötilajakauman perusteella ilmakehässä on erotettavissa useita selvästi toisistaan poikkeavia kerroksia (kuva L1). Alin kerros, *troposfääri*, ulottuu napa-alueilla keskimäärin 10 km:n ja päiväntasaajan seudulla noin 18 km:n korkeuteen. Troposfäärissä lämpötila laskee ylöspäin mentäessä keskimäärin $6.5^{\circ}\text{C} / \text{km}$, joskin ko. lukuarvo vaihtelee paikan, vuodenajan ja säätilanteen mukaan. Siellä täällä esiintyy myös ohuita inversiokerroksia, joissa lämpötila nousee ylöspäin, yleisimmin heti pinnan yläpuolella öisin ja talvella korkeilla leveysasteilla. Troposfäärin yläpuolella on noin 50 km:n korkeuteen ulottuva *stratosfääri*. Stratosfäärin alaosa on lähes tasalämpöinen, ja sen yläosissa lämpötila nousee hitaasti ylöspäin mentäessä. Tämä lämpötilan nousu johtuu otsonista, joka lämmittää stratosfääriä absorboimalla auringon ultraviolettisäteilyä. Kerroksissa, joissa lämpötila on pystysuunnassa vakio tai nousee ylöspäin mentäessä, ilman pystyliikkeet ovat heikkoja. Siksi ilman pystysuuntainen sekoittuminen on stratosfäärissä paljon hitaampaa kuin troposfäärissä. Stratosfäärin yläpuolisessa *mesosfäärissä* (50-80 km) lämpötila laskee taas ylöspäin mentäessä.

Troposfääri sisältää n. 85% ilmakehän massasta ja lähes kaiken vesihöyryn ja pilvisyyden. Korkealla stratosfäärissä esiintyy tosin ajoittain helmiäispilviä, ja mesosfäärin yläosissa n. 80 km:n korkeudella havaitaan kesäisin valaisevia yöpilviä. Kaikki maan pinnalla esiintyvään säähän välittömästi vaikuttavat ilmiöt tapahtuvat troposfäärissä. Stratosfäärin olosuhteiden vaihtelut voivat kuitenkin vaikuttaa epäsuorasti troposfäärin ilmavirtauksiin ja siten pinnallakin havaittavaan säähän.



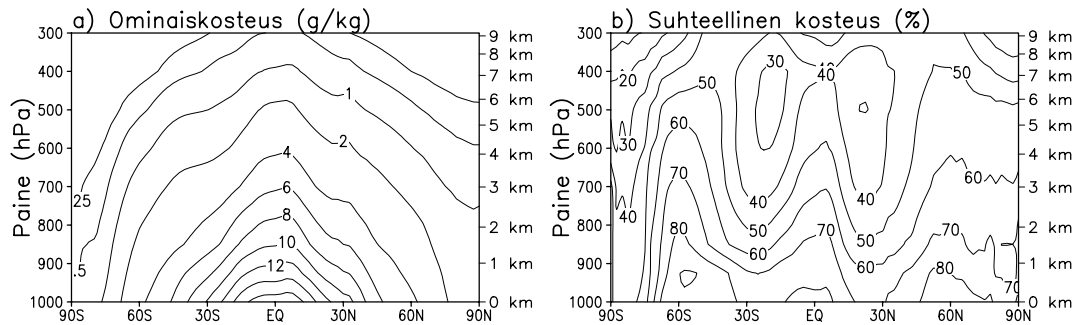
Kuva L1. Ilmakehän kerrosrakenne sekä ilman lämpötilan ja tiheyden keskimääräinen pystyjakauma. Huomaa, että tiheyden asteikko kuvan yläreunassa on logaritminen (Rinne ym. 1998, s. 13).

Vesihöyry, pilvet ja sade

Vesihöyryn pitoisuutta ilmakehässä kuvataan yleisimmin kahdella perussuureella, ominaiskosteu-
della ja suhteellisella kosteudella. Ominaiskosteus ilmaisee ilman vesihöyrypitoisuuden esimerkiksi yksiköissä g / kg. Suhteellinen kosteus (r) on vallitsevan kosteuden suhde *kyllästyskosteuteen*, joka saavutettaessa vesihöyryä alkaa tiivistyä vedeksi:

$$r = 100\% \times (q / q_s) \tag{L.1}$$

Kyllästyskosteus q_s riippuu Clausius-Clapeyronin yhtälön mukaisesti hyvin jyrkästi lämpötilasta, nousten noin 7% aina ilman lämmitessä yhdellä asteella. Koska kasvu on eksponentiaalista, esimerkiksi $+20^\circ\text{C}$ ilmaan mahtuu vesihöyryä nelinkertaisesti sen minkä 0°C ilmaan ja 20-kertaisesti sen minkä -20°C ilmaan. Tämän takia ilman vesihöyrysisältö on suurin troposfäärin alaosissa matalilla leveysasteilla, missä lämpötila on korkein. Keskimääräinen suhteellinen kosteus vaihtelee troposfäärin eri osien välillä paljon vähemmän kuin ominaiskosteus (kuva L2).



Kuva L2. Keskimääräinen (a) ominaiskosteus ja (b) suhteellinen kosteus ala- ja keskitroposfäärissä. Pystyakselina on ilmanpaine (hPa); oikeaan laitaan on myös merkitty likimääräinen korkeus merenpinnasta.

Pilviä ja sadetta muodostuu, kun ilman suhteellinen kosteus nousee 100%:iin. Tämä vaatii lähes aina nousevaa ilmvirtausta. Noustessaan ylöspäin, missä paine on pienempi, ilma laajenee ja jäähtyy. Tällöin kyllästyskosteus laskee ja ilman suhteellinen kosteus kasvaa. Jo muutaman cm/s nousuliike saa riittävän pitkään jatkuessaan aikaan kohtalaisen sateen. Voimakkaissa kuuropilvissä nousuliike on paikallisesti paljon nopeampaa (ääritapauksissa kymmeniä m/s) ja sade siksi hyvin rankkaa. Sateen voimakkuus riippuu myös ilman lämpötilasta: koska lämmin kyllästystilassa oleva ilma sisältää vesihöyryä paljon enemmän kuin kylmä, yhtä voimakas nousuliike saa aikaan voimakkaampaa sadetta tropiikissa kuin korkeilla leveysasteilla ja kesällä kuin talvella.

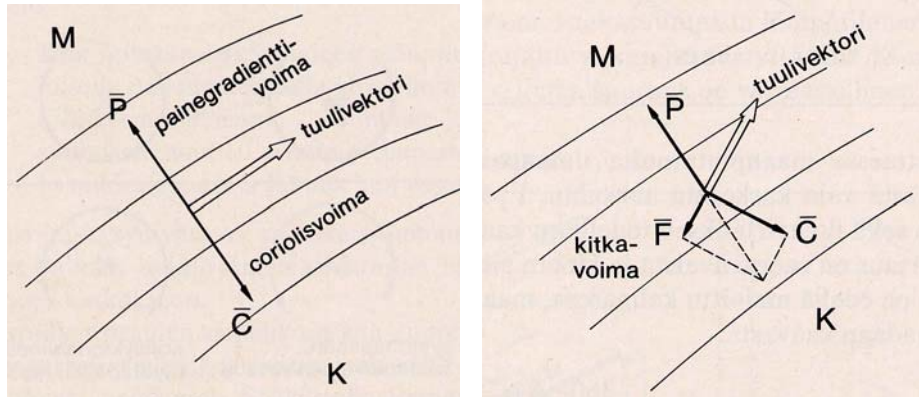
Maapallolla sataa keskimäärin noin metrin vuodessa. Pinnalta haihtuu vesihöyryä ilmakehään keskimäärin yhtä paljon. Ilmakehässä vesihöyryä on kuitenkin kerrallaan vain keskimäärin 25 mm vesikerrosta vastaava määrä. Luvuista voidaan päätellä, että maapallon pinnalta haihtunut vesihöyry viettää ilmakehässä ennen alas satamistaan keskimäärin vain yhdeksän vuorokautta.

Ilmaston lämmitessä ilman kyllästyskosteus kasvaa, samoin aivan ilmeisesti myös ilmakehän vesihöyryn määrä (koska suhteellinen kosteus ei todennäköisesti muutu kovin paljoa). Tästä voidaan ounastella, että sateiden hetkellinen voimakkuus olisi yleensä lämpimämmässä ilmastossa suurempi. Maapallon kokonaissademäärän muutosta ei kuitenkaan voida päätellä suoraan ilman kosteussisällön muutoksista. Keskimäärin sateet eivät voi lisääntyä haihtumisesta enempää. Koska haihtuminen kuluttaa runsaasti energiaa, se ei ilmeisesti kasva maapallon lämmitessä ollenkaan yhtä jyrkästi kuin ilman kyllästyskosteus ja vesihöyrysisältö.

Tuulet

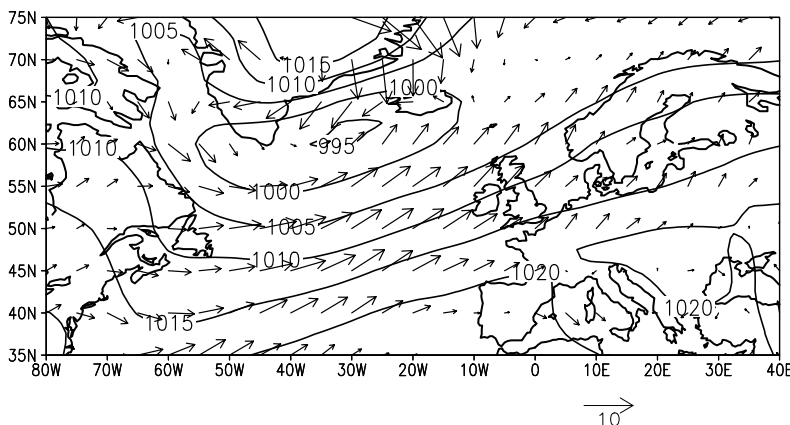
Tuulet johtuvat vaakasuuntaisista paine-eroista. Paine-erot synnyttävät paine-ero- eli painegradientti-voiman, joka suuntautuu korkeammasta matalampaan paineeseen ja on sitä suurempi, mitä jyrkemmin paine muuttuu vaakasuunnassa. Tuuli ei kuitenkaan puhalla suoraan korkeapaineesta matalapainetta kohti, sillä siihen vaikuttaa myös maapallon pyörimisestä johtuva coriolisvoima. Coriolisvoima pyrkii kääntämään tuulta pohjoisella pallonpuoliskolla oikealle ja eteläisellä vasemmalle. Vapaassa ilmakehässä (ts. noin 1-2 km:n korkeuden yläpuolella, missä maanpinnan aiheuttama kitka ei

enää vaikuta) vallitsee yleensä varsin tarkkaan ns. geostrofisen tasapainon paine-erovoiman ja coriolisvoiman välillä (kuva L3, vasen puoli). Tuuli on tällöin paineen samantarvonkäyrien suuntaista siten, että matalapaine jää pohjoisella pallonpuoliskolla tuulen vasemmalle puolelle (eteläisellä pallonpuoliskolla päinvastoin). Geostrofisen tuuli on sitä voimakkaampaa, mitä tiheämmässä paineen samantarvonkäyrät ovat.



Kuva L3. Vasemmalla: painekenttä (viivat), geostrofisen tuuli (avoin nuoli) sekä ilmapakettiin vaikuttavat paine-ero- (P) ja coriolisvoima (C). Oikealla: kitkan vaikutus tuuleen maanpinnan lähellä, missä coriolisvoima, paine-erovoima ja kitkavoima (F) pitävät toisensa likimain tasapainossa (Peltonen ja Puhakka 1984).

Geostrofisen tasapaino ei toteudu päiväntasaajan lähellä, missä coriolisvoima on heikko. Se ei myöskään toteudu sellaisenaan maanpinnan lähellä, missä pintakitka jarruttaa tuulta. Kitkan vaikutuksesta pintatuuli kääntyy jonkin verran matalampaa painetta kohti ja sen nopeus jää pienemmäksi kuin geostrofisen tuulen nopeus (kuva L3, oikea puoli). Kitka jarruttaa pintatuulta sitä enemmän, mitä rosoisempi pinta on; niinpä maa-alueilla tuulee heikommin kuin merillä. Myös lämpötilan pysytyjakauma pinnan lähellä vaikuttaa pintatuulen nopeuteen. Etenkin kesällä tuulee yleensä voimakkaammin päivällä (jolloin lämpötila laskee voimakkaasti pinnalta ylöspäin) kuin yöllä (jolloin pinta on useimmiten yläpuolellaan olevaa ilmaa kylmempi). Vastaavasti talvella tuulee voimakkaammin sulan kuin jääpeitteisen meren yllä. Kitkan aiheuttaman turbulenttisen sekoittumisen vuoksi tuuli myös on pinnan lähellä puuskaista.



Kuva L4. Keskimääräinen merenpinnan tasolle redusoitu ilmanpaine (isoviivat 5 hPa välein) ja tuuli (vektorit) Pohjois-Atlantilla ja Euroopassa talvella.

Jollain alueella keskimäärin vallitsevan tuulen suunnan voi päätellä varsin hyvin keskimääräisestä ilmanpaineenkentästä. Esimerkiksi Pohjois-Atlantilla leveyspiirin 50°N tienoilla tuulee keskimäärin lännen ja lounaan väliltä, koska paine laskee pohjoista kohti (kuva L4). Tuulen nopeuden pitkän ajan keskiarvoa ei kuitenkaan voida arvioida yksinomaan keskimääräisestä painekentästä, sillä tuulen suunta vaihtelee päivästä toiseen. Esimerkiksi Islannin tienoilla, missä on keskimääräisessä paine-

kentässä matalapaineen keskus, tuulee usein varsin voimakkaasti mutta milloin mistäkin suunnasta. Tuulten vaihtelu liittyy vastaavaan painekentän vaihteluun, joka aiheutuu liikkuvista matala- ja korkeapaineista.

Sää ja ilmasto

Käsitteellä *sää* tarkoitetaan ilmakehän hetkellistä tilaa eli lämpötilan, ilmanpaineen, tuulen, kosteuden, pilvisyyden, sateen voimakkuuden ym. suureiden jakaumaa jollain tietyllä hetkellä. Toisaalta voidaan tarkastella maan pinnalla vallitsevaa säätä, toisaalta mainittujen suureiden kolmiulotteista jakaumaa kaikkialla ilmakehässä.

Käsite *ilmasto* tarkoittaa säätä kuvaavien suureiden tilastollisia ominaisuuksia maan pinnalla ja ylempänä ilmakehässä. Joitain esimerkkejä:

- Keskimääräinen lämpötila maanpinnalla tammikuussa Helsingissä, Suomessa tai koko maapallolla keskimäärin
- Tammikuun keskilämpötilan vuosien välinen keskihajonta
- Vuoden korkeimman lämpötilan pitkän ajan keskiarvo Lappeenrannassa
- Lämpötilan ja sademäärän kuukausikeskiarvojen välinen korrelaatio
- Todennäköisyys sille, että heinäkuun keskilämpötila ylittää Turussa $+20^{\circ}\text{C}$, tai että koko vuoden korkein lämpötila ylittää $+30^{\circ}\text{C}$
- Niiden päivien keskimääräinen vuosittainen lukumäärä, jolloin lumipeitteen paksuus ylittää Kilpisjärvellä 70 cm
- Tuulen eteläkomponentin ja lämpötilan kovarianssi 500 hPa:n painepinnalla (ts. 5-6 km:n korkeudella) Jokioisissa tai leveyspiirillä 60°N keskimäärin.

Ilmasto kuvaavat erilaiset tilastolliset suureet riippuvat jonkin verran siitä, miltä ajanjaksolta ne on laskettu. Useimmiten ilmasto määritellään käytännön tarpeita varten 30 vuoden (esim. 1971-2000) keskiarvoja ja muita tunnuslukuja käyttäen.

Kirjallisuusluettelo

- Alexander, L.V. ja joukko muita kirjoittajia, 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05109.
- Andronova, N.G. ja M.E. Schlesinger, 2001: Objective estimation of the probability density function of climate sensitivity. *J. Geophys. Res.* **106**, 22 605-22 611.
- Angel, R., 2006: Feasibility of cooling the Earth with a cloud of small spacecraft near the inner Lagrange point (L1). *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **103**, 17184 – 17189.
- Annan, J.D. ja J.C. Hargreaves, 2006: Using multiple observationally-based constraints to estimate climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06704.
- Archer, D., H. Kheshgi ja E. Maier-Reimer, 1997: Multiple timescales for neutralization of fossil fuel CO₂. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 405-408.
- Bergh, J., S. Linder ja J. Räisänen, 1999: Likely responses of global change to productivity of coniferous forests in Sweden, using SWECLIM's climatic scenarios. *SWECLIM Newsletter*, **5**, 6-11.
- Bernes, C., 2003: *A Warmer World. The Greenhouse Effect and Climate Change*. Monitor 18, Swedish Environmental Protection Agency and SWECLIM, 168 s.
- Betts, R.A., 2000: Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. *Nature*, **408**, 187-190.
- Brohan, P., J.J. Kennedy, I. Haris, S.F.B. Tett ja P.D. Jones, 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophysical Research* **111**, D12106
- Bryan, K., 1996: The steric component of sea level rise associated with enhanced greenhouse warming: a model study. *Climate Dynamics*, **12**, 545-555.
- Canadell, J.G. ja 9 muuta kirjoittajaa, 2007: Contributions to accelerating atmospheric CO₂ growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks. *PNAS*, doi: 10.1073/pnas.0702737104.
- 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.
- Ciais, Ph. ja 32 muuta kirjoittajaa, 2005: Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, **437**, 529-533.
- Crutzen, P.J., 2006: Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: a contribution to resolve a policy dilemma? *Climatic Change*, **77**, 211-219.
- Dai, A., K.E. Trenberth ja T. Qian, 2004: A global data set of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 1117-1130.
- de Fries, R.S., C.B. Field, I. Fung, G.J. Collatz ja L. Bonoua, 1999: Combining satellite data and biogeochemical models to estimate global effects of human-induced land cover change on carbon emissions and primary productivity. *Global Biogeochemical Cycles*, **13**, 803-815.
- Delworth, T.L. ja T.R. Knutson, 2000: Simulation of early 20th century global warming. *Science*, **287**, 2246-2250.
- Eronen, M., 1991: *Jääkausien jäljillä*. RT-Paino, 271 s.
- Eurowinter Group, 1997: Cold exposure and winter mortality from ischaemic heart disease, cerebrovascular disease, respiratory disease, and all causes in warm and cold regions of Europe. *Lancet*, **349**, 1341-1346.
- Forest, C.E., P.H. Stone ja A.P. Sokolov, 2006: Estimated PDFs of climate system properties including natural and anthropogenic forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L01705, doi:10.1029/2005GL023977.
- Frankenburg, C., J.F. Meinink, M. van Weele, U. Platt ja T. Wagner, 2005: Assessing methane emissions from global space-borne observations. *Science*, **308**, 1010-1014.
- Friedlingstein, P. ja 28 muuta kirjoittajaa, 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C⁴MIP model intercomparison. *J. Climate*, **19**, 3337-3353.
- Friis-Christensen E. ja K. Lassen, 1991: Length of the solar cycle: an indicator of solar activity closely associated with climate. *Science*, **254**, 698-700.
- Goody, R.M. ja Y.L. Yung, 1989: *Atmospheric Radiation*. Oxford University Press, 519 s.
- Gregory, J.M., R.J. Stouffer, S.C.B. Raper, P.A. Stott ja N.A. Rayner, 2002: An observationally based estimate of the climate sensitivity. *J. Climate*, **15**, 3117-3121.
- Han, Q. W. Rossow ja A. Lacis, 1994: Near-global survey of effective droplet radii in liquid water clouds using ISCCP data. *J. Climate*, **7**, 465-497.

- Hansen, J. ja S. Lebedeff, 1987: Global trends of measured surface air temperature. *J. Geophys. Res.*, **92**, 13345-13372.
- Hartmann, D.L., 1994: *Global Physical Climatology*. Academic Press, 411 s.
- Harvey, L.D.D., 2000: *Global Warming: the Hard Science*. Prentice Hall, 336 s.
- Harvey, L.D.D. ja Z. Huang, 2001: A quasi-one-dimensional coupled climate-carbon cycle model: description, calibration and sensitivity. *J. Geophys. Res.*, **106**, 22339-22353.
- Hegerl, G.C., T. Crowley, W.T. Hyde ja D. Frame, 2006: Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. *Nature*, **440**, 1029-1032.
- Hoffert, M.I. ja C. Covey, 1992: Deriving global climate sensitivity from paleoclimate reconstructions. *Nature*, **360**, 573-576.
- Houghton, J.T., 1997: *Global Warming: the Complete Briefing*, 2. painos. Cambridge University Press, 251 s.
- Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg ja K. Maskell (toim.), 1996: *Climate Change 1995: the Science of Climate Change*. Cambridge University Press, 572 s.
- Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell ja C.A. Johnson (toim.), 2001: *Climate Change 2001: the Scientific Basis*. Cambridge University Press, 881 s.
- Hulme, M. ja T.R. Carter, 1999: Representing uncertainty in climate change scenarios and impact Studies. ECLAT-2 Workshop report No. 1, s. 11-37.
- 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.
- Katz, M.E., D.K. Pak, G.R. Dickens ja K.G. Miller, 1999: The source and fate of massive carbon input during the Latest Paeocene Thermal Maximum. *Science*, **286**, 1531-1533.
- Keppler, F., J.T.G. Hamilton, M. Brass ja T. Röckmann, 2006: Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions. *Nature*, **439**, 187-191.
- Kuusisto, E. L. Kauppi ja P. Heikinheimo (toim.), 1996: *Ilmastomuutos ja Suomi*. Yliopistopaino, 265 s.
- Latham, J., 2002: Amelioration of global warming by controlled enhancement of the albedo and longevity of low-level maritime clouds. *Atmospheric Science Letters*, **3**, 52-58.
- Lenton, T.M. ja M.G.R. Cannell, 2002: Mitigating the rate and extent of global warming. *Climatic Change*, **52**, 255-262.
- Loutre, M.F. ja A. Berger, 2000: Future climatic changes: are we entering an exceptionally long interglacial? *Climatic Change*, **46**, 61-90.
- Manabe, S. ja R.J. Stouffer, 1999: The role of thermohaline circulation in climate. *Tellus*, **51A-B**, 91-109.
- Manabe, S., R.J. Stouffer, M.J. Spelman ja K. Bryan, 1991: Transient response of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I: Annual mean response. *J. Climate*, **4**, 785-818.
- Marsh, N. ja H. Svensmark, 2000: Cosmic rays, clouds and climate. *Space Sci. Rev.*, **94**, 215-230.
- McCarthy, J.J., O.F. Canziani, N.A. Leary, D.J. Dokken ja K.S. White (toim.), 2001: *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Cambridge University Press, 1032 s.
- McGuffie, K. ja A. Henderson-Sellers, 1999: *A Climate Modelling Primer*, 2. painos. John Wiley & Sons, 253 s.
- Mercer, J.H., 1978: West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect: a threat of disaster. *Nature*, **271**, 321-325.
- Metz, B., O. Davidson, R. Swart ja J. Pan (toim.), 2001: *Climate Change 2001: Mitigation*. Cambridge University Press, 752 s.
- Metz, B., O. Davidson, H.C. de Coninck, M.Loos ja L.A. Meyer (toim.), 2005: *IPCC Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage*. Cambridge University Press, 442 s.
- Metz, B., O.R. Davidson, P.R. Bosch, R. Dave, ja L.A. Meyer (toim.), 2007: *Climate Change 2007: Mitigation of Climate Change*. Cambridge University Press, 851 s.
- Nakićenović, N. ja suuri joukko muita kirjoittajia, 2000: *Emission Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 599 pp.
- Nevanlinna, H., 2007: Ilmastomuutoksen kosmiset tekijät – auringon aktiivisuus ja avaruussää. Koulutusmateriaali, Ilmastokoulutusta toimittajille 13.-14.2.2007, Ilmatieteen laitos, 11 s.
- Nicholls, R.J. ja S.P. Leatherman (toim.), 1995: Potential impacts of accelerated sea-level rise on developing countries. *Journal of Coastal Research*, Special Issue **14**, 1-324.
- Nicholls, R.J., 2004: Coastal flooding and wetland loss in the 21st century: changes under the SRES climate and socio-economic scenarios. *Global Environmental Change*, **14**, 69-86.

- Parry, M.L., O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden ja C.E. Hanson (toim.), 2007: *Climate Change 2007: Climate Change Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Cambridge University Press, 976 s.
- Peltonen, T. ja T. Puhakka, 1984: *Sääoppi*. Otava, 217 s.
- Ridley, J.K., P. Huybrechts, J.M. Gregory ja J.A. Lowe, 2005: Elimination of the Greenland ice sheet in a high CO₂ climate. *J. Climate*, **18**, 3409-3427.
- Rinne, J., J. Koistinen ja E. Saltikoff (toim.), 1998: *Suomalainen sääkirja – etanasta El Niñoon*. Yhtyneet Kuvalehdet Oy, 253 s.
- Robock, A. ja M.P. Free, 1996: The volcanic record in ice cores for the past 2000 years. Teoksessa: *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 years* (toim. P. Jones, R. Bradley ja J. Jouzel). Springer-Verlag, Berlin, s. 533-546.
- Rahmstorf, S., 2007. A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science*, **315**, 368-370.
- Sato, M., J. Hansen, M.P. McCormick ja J.B. Pollack, 1993: Stratospheric aerosol optical depths. *J. Geophys. Res.*, **98**, 22987-22994.
- Schmittner, A., 2005: Decline of the marine ecosystem caused by a reduction in the Atlantic overturning circulation. *Nature*, **434**, 628-633.
- Schneider von Deimling, T., H. Held, A. Ganopolski ja S. Rahmstorf, 2006: Climate sensitivity estimated from ensemble simulations of glacial climate. *Climate Dyn.*, **27**, 149-163.
- Senior, C.A. ja J.F.B. Mitchell, 1993: Carbon dioxide and climate: the impact of cloud parameterization. *J. Climate*, **6**, 393-418.
- Sheffield, J. ja E. F. Wood, 2008: Global trends and variability in soil moisture and drought characteristics, 1950-2000, from observation-driven simulations of the terrestrial hydrological cycle. *J. Climate*, **21**, 432-457.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor ja H.L. Miller (toim.) 2007: *Climate Change 2007: the Physical Science Basis*. Cambridge University Press, 996 s.
- Stern, N., 2006: *The Economics of Climate Change*. Cambridge University Press, 712 s.
- Stott, P.A., S.F.B. Tett, G.S. Jones, M.R. Allen, J.F.B. Mitchell ja G.J. Jenkins, 2000: External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings. *Science*, **290**, 2133-2137.
- Stouffer, R.J. ja S. Manabe, 2003: Equilibrium response of thermohaline circulation to large changes in atmospheric CO₂ concentration. *Clim. Dyn.*, **20**, 759-773.
- Stouffer, R.J., G. Hegerl ja S. Tett, 2000: A comparison of surface air temperature variability in three 1000-yr coupled ocean-atmosphere model integrations. *J. Climate*, **13**, 513-537.
- Thejll, P. ja K. Lassen, 2000: Solar forcing of the Northern hemisphere land air temperature: new data. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **62**, 1207-1213.
- Toniazzo, T., J.M. Gregory ja P. Huybrechts, 2004: Climatic impact of a Greenland deglaciation and its possible irreversibility. *J. Climate*, **17**, 21-33.
- Trenberth, K.E. (toim.), 1992: *Climate System Modeling*. Cambridge University Press, 788 s.
- Vinnikov, K. Y. ja N. C. Groody, 2003: Global warming trend of mean tropospheric temperature observed by satellites. *Science*, **302**, 269-272.
- Walsh, J. ja 11 muuta kirjoittajaa, 2005. Cryosphere and Hydrology. *Arctic Climate Impacts Assessment (ACIA)*, Cambridge University Press, s. 183-242.
- Watson, R.T. ja suuri joukko muita kirjoittajia, 2001: *Climate Change 2001: Synthesis Report*. Cambridge University Press, 397 pp.
- Watterson, I.G., 1997: The diurnal cycle of surface air temperature in simulated present and doubled CO₂ climates. *Climate Dynamics*, **13**, 533-545.
- Webster, P.J., G.J. Holland, J.A. Curry ja H.-R. Chang, 2005: Changes in tropical cyclone number, duration and intensity in a warming environment. *Science*, **311**, 1844-1846.
- WMO (World Meteorological Organization), 2007: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006*, Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 50, Geneve, Sveitsi, 572 s.
- Yin, J.H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18701.