



Pro gradu -tutkielma
Meteorologia

SUOMESSA ESIINTYVIEN LÄMPÖTILAN ÄÄRIARVOJEN
MALLINTAMINEN YKSIDIMENSIOISILLA ILMAKEHÄMALLEILLA

Karoliina Ljungberg

16.04.2009

Ohjaajat: Ari Venäläinen, Jouni Räisänen

Tarkastajat: Ari Venäläinen, Jouni Räisänen, Hannu Savijärvi

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto



Tiedekunta/Osasto Fakultet/Sektion – Faculty Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta / Ilmakehätieteiden ja geofysiikan osasto		Laitos Institution – Department Fysiikan laitos	
Tekijä Författare – Author Karoliina Ljungberg			
Työn nimi Arbetets titel – Title Suomessa esiintyvien lämpötilan ääriarvojen mallintaminen yksidimensioisilla ilmakehämalleilla.			
Oppiaine Läroämne – Subject Meteorologia			
Työn laji Arbetets art – Level Pro Gradu -tutkielma		Aika Datum – Month and year 16.4.2009	Sivumäärä Sidoantal – Number of pages 55 s. + liitteet 4 s.
Tiivistelmä Referat – Abstract			
<p>Tässä Pro Gradu -tutkielmassa oli tarkoitus määrittää ne lämpötilan ääriarvojen maksimi ja minimi arvot, jotka ovat vielä fysikaalisesti mahdollisia Suomen ilmastossa. Työssä käytettiin hyväksi kahta eri yksidimensioista ilmakehämallia, 1D-H634 sekä 1D-RCA3. Ensiksi mainittu pohjaa HIRLAM 6.3.4-malliin. Jälkimmäisessä mallissa HIRLAMin pintaprosessit on korvattu ruotsalaisen Rossby-keskuksen RCA3 -mallin fysiikalla.</p> <p>Tutkimukseen otettiin mukaan kaikki kolme luotausasemaa Suomesta (Jokioinen, Jyväskylä ja Sodankylä). Työ aloitettiin poimimalla Ilmatieteen laitoksen ilmastotietokannasta ne ajankohdat, joiina kahden metrin lämpötila on ylittänyt kesällä +30°C ja alittanut talvella -35°C. Seuraavaksi etsittiin näitä ajanjaksoja vastaavat luotautiedot. Luotauksia tutkimalla pyrittiin selvittämään mitkä tekijät vaikuttivat ääriämpötilojen esiintymiseen. Tämän jälkeen nämä luotautiedot interpoloitiin vastaamaan mallin 40 vertikaalitasoa. Nämä tiedot syötettiin malleille yhdessä päivämäärän, kellonajan sekä koordinaattien kanssa ja tulokseksi saatiin vuorokauden kahden metrin lämpötilakäyrät.</p> <p>Koska yksidimensioiset mallit eivät ota huomioon lämmön advektiota, laskettiin Euroopan keskipitkien sääennusteiden keskuksen (ECMWF) ERA40-uusanalyyysien pohjalta kyseisiä ajanhetkiä vastaavat lämmön advektiot. Lisäksi laskettiin keskimääräiset advektion vuorokausirytmät kesällä (kesä-heinä-elo) ja talvella (tammi-helmi).</p> <p>Suomesta saatujen luotautietojen pohjalta tehtyjen ajojen kahden metrin lämpötilat eivät kesätilanteessa kyenneet ylittämään Turussa vuonna 1914 mitattua lämpötilaennätystä +35,9°C. Verrattaessa kuitenkin malliajojen tuloksia tehtyihin havaintoihin, voitiin kesätilanteissa todeta mallin antavan jopa 5°C lämpimämpiä arvoja kuin kyseisissä tilanteissa on mitattu. Lopuksi päätettiin tehdä malliajo, jossa luotaus otettiin Tallinnan lentoasemalta elokuulta 1992. Tämän luotautiedon pohjalta tehdyn ajon tulos (+36,4°C) ylitti Suomessa havaitun lämpötilaennätyksen.</p> <p>Talvitiilanteissa 1D-H634-malli ei puolestaan kyennyt saavuttamaan Suomen pakkasennätystä (-51,5°C), joka mitattiin Kittilässä vuonna 1999. Mallitetut pakkaslukemat olivat kuitenkin suurimmassa osassa ajoja kireämpiä kuin mitä kyseisten tilanteiden havainnot kertovat. Käytettäessä 1D-RCA3-mallia päästiin pakkasissa -53,8°C:seen ja pakkaslukemat olivat muutenkin paljon alhaisempia verrattuna 1D-H634-mallin tuloksiin.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords lämpötila, ääriarvot, HIRLAM, ERA40			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited Kumpulan tiedekirjasto			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			

SISÄLLYSLUETTELO

1 Johdanto.....	1
2 Suomen ilmasto.....	3
2.1 Yleistä Suomen ilmastosta.....	3
2.2 Pintalämpötiloihin vaikuttavat tekijät ja ääriämpötilat.....	6
2.2.1 Ääriämpötilojen esiintymisolosuhteet talvella.....	11
2.2.2 Ääriämpötilojen esiintymisolosuhteet kesällä.....	12
2.3 Havaittuja lämpimiä ja kylmiä kausia.....	12
3 Aikaisempia tutkimuksia ääriämpötiloista.....	14
3.1 Tilastolliset menetelmät.....	14
3.2 Ilmastomallikokeet.....	15
4 Menetelmät.....	18
4.1 Lämmön advektio.....	19
4.2 HIRLAM -malli, 1D-H634.....	19
4.2.1 Säteilyn kulku mallissa.....	20
4.2.2 Pinta- ja maaperäprosessit.....	22
4.2.3 Pintavuot (liikemäärän-, lämmön- ja kosteudenvuot).....	25
4.2.4 Turbulenssi.....	26
4.2.5 Pilvet ja kondensaatio.....	27
4.3 Uuden lumen -malli, 1D-RCA3.....	28
4.3.1 Pinta- ja maaperäprosessit.....	29
4.3.2 Pintavuot.....	30
4.4 Mallien alkuarvoistus.....	31
5 Tulokset ja tulosten käsittely.....	36
5.1 Geostrofisen tuulen nopeuden vaikutus kahden metrin lämpötilaan malliajoissa.....	40
5.2 Lumikokeet.....	42
5.3 Hiilidioksidikokeet.....	43
5.4 Pakotetun maaperän malliajot.....	44
5.5 Lämmön advektio.....	45
5.6 Tapaustutkimus virolaisella luotauksella.....	48
6 Johtopäätökset.....	49
Kiitokset.....	51
Kirjallisuusluettelo.....	52

Liitteet

Liite 1. Vuorokauden ylimmän ja alimman lämpötilan vuotuinen kuukausiarvon vaihtelu Jokioisissa vuosina 1970 – 2000.

Liite 2. Vuorokauden ylimmän ja alimman lämpötilan vuotuinen kuukausiarvon vaihtelu Jyväskylässä vuosina 1970 – 2000.

Liite 3. Vuorokauden ylimmän ja alimman lämpötilan vuotuinen kuukausiarvon vaihtelu Sodankylässä vuosina 1970 – 2000.

Liite 4. UTC00 -luotaus Viro, Tallinna, 11. elokuuta 1992.

1 Johdanto

Suomessa on totuttu koviin vuodenaikaisiin lämpötilan vaihteluihin. Lämpimät kesäpäivät ja paukkupakkaset talvella ovat tavanomaisia meidän ilmastollemme. Toisinaan meillä esiintyy äärimmäisen kylmiä tai lämpimiä kausia, joilla voi olla moninaiset vaikutukset niin ihmisten kuin muunkin eläin- ja kasvikunnan elinoloihin. Pitkät hellejaksot aiheuttavat sairastapausten lisääntymistä, kun heikkokuntoiset ja etenkin vanhuksot joutuvat fyysisesti koville. Lisäksi teollisuuslaitosten sekä energian tuotannon tehokkuus kärsii, jos jäähdytysilman tai -veden lämpötila kohoaa liiaksi. Kovat pakkasjaksot voivat puolestaan aiheuttaa katkoksia sähkön jakelussa kytkinten jäätyessä sekä sähkön tarpeen äkillisesti lisääntyessä.

Ilmastonmuutoksen myötä vuodenaikaisvaihtelusta johtuvat lämpötilaerot saattavat kuitenkin tulevaisuudessa muuttua. Helteisten päivien määrät kesällä voivat lisääntyä samalla, kun talvet lämpenevät. Tämänhetkiset huippulämpimät päivät saattavatkin muuttua ihan tavanomaisiksi. Lämpimämpi ilmasto puolestaan suosii tiettyjen tuholaiden lisääntymistä ja kasvitauteja, kun niitä ennen rajoittaneiden talven pakkaspäivien määrä vähenee.

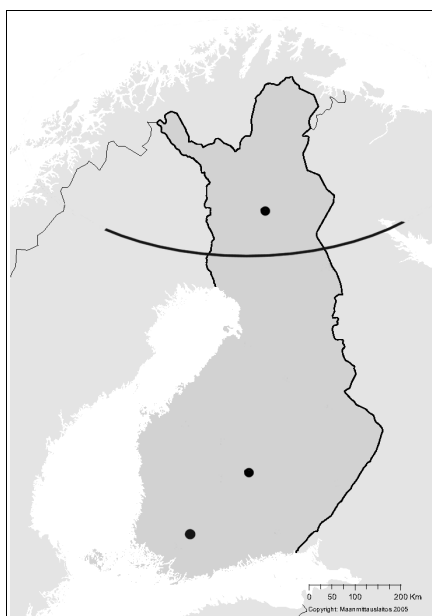
Tässä Pro Gradu -tutkielmassa on tutkittu, minkälaisia lämpötilan ääriarvoja Suomessa voi esiintyä, jos suotuisat olosuhteet osuvat kohdalleen. Työn tarkoituksena on antaa kuva siitä, minkälaiset lämpötilan ääriarvot ovat fysikaalisesti mahdollisia Suomen nykyilmastossa. Ilmaston muutoksen vaikutusta pinnan läheisiin lämpötiloihin on työssä pyritty arvioimaan vain päällipuolisesti joidenkin fysikaalisten olosuhteiden muutosten pohjalta. Muita sääilmiöitä ei tässä tutkielmassa käsitellä ollenkaan.

Aikaisemmin lämpötilojen maksimeja ja minimejä on arvioitu tilastollisilla menetelmillä. Tilastollisten menetelmien avulla on voitu määrittää ääriämpötilojen toistuvuusaikoja ja niitä vastaavat toistuvuustasot. Havaintoaineistoa on kuitenkin saatavilla vain viimeisen 100 vuoden ajalta, ja näin lyhyen aikasarjan pohjalta "ennustaminen" on vain suuntaa antavaa. Häntäpäiden ääri-ilmiöiden arvioiminen jää hyvin epätarkaksi eikä ääriämpötilojen toistuvuustasoa pystytä luotettavasti arvioimaan. Ilmastonmuutos vaikeuttaa entisestään ääri-ilmiöiden arvioimista tulevaisuudessa. Ilmastonmuutoksen myötä ääriämpötilojen raja-arvot saattavatkin

muuttua, kun ennen kerran sadassa vuodessa koettu helleaalto onkin tulevaisuudessa jokakesäinen riesa tai ilonaihe.

Mallinnettaessa ilmastonmuutoksen aiheuttamia lämpötilan muutoksia käytetään usein hyväksi kolmedimensioisia (3D) malleja, joissa ilmakehän fysiikka ja dynamiikka on kuvattu mahdollisimman tarkasti. Nämä kolmiulotteiset mallit pyrkivät ottamaan huomioon ilmakehän kaikki virtausrakenteet ja muut prosessit. Nämä mallit ottavat huomioon yhtäaikaaisesti niin monia tekijöitä, että jonkun ilmiön tarkka kuvaaminen saattaa vaikuttaa haitallisesti toisen ilmiön mallinnustarkkuuteen. Niinpä 3D-simulaatiot soveltuvatkin paremmin keskilämpötilojen muutosten arvioimiseen sekä päivittäisen sään ennustamiseen kuin itse ääriolosuhteiden ennustamiseen.

Tässä työssä on pyritty antamaan ilmakehää kuvaavalle yksidimensioiselle (1D) mallille mahdollisimman realistinen alkuarvaus ilmapilarin pystyprofiilista. Kaikki ulkoiset tekijät on pyritty optimoimaan niin, että tulokseksi saataisiin mahdollisimman realistinen arvio lämpötilasta. Tutkimukseen otettiin mukaan kaikki Suomen luotausasemat, Jokioinen, Jyväskylä ja Sodankylä (kuva 1). Näiltä asemilta on saatavilla luotautietoja sekä kohtuullisen pitkät aikasarjat havaintoaineistoa. Itse mallia ajettiin 1 – 3 vuorokauden mittaisia jaksoja ja tulokseksi saatiin esimerkiksi ilmakehän kahden metrin lämpötila (T2m).



Kuva 1. Jokioisten, Jyväskylän ja Sodankylän mittausasemien sekä napapiirin sijainti (paksu yhtenäinen viiva). (Maanmittauslaitos)

2 Suomen ilmasto

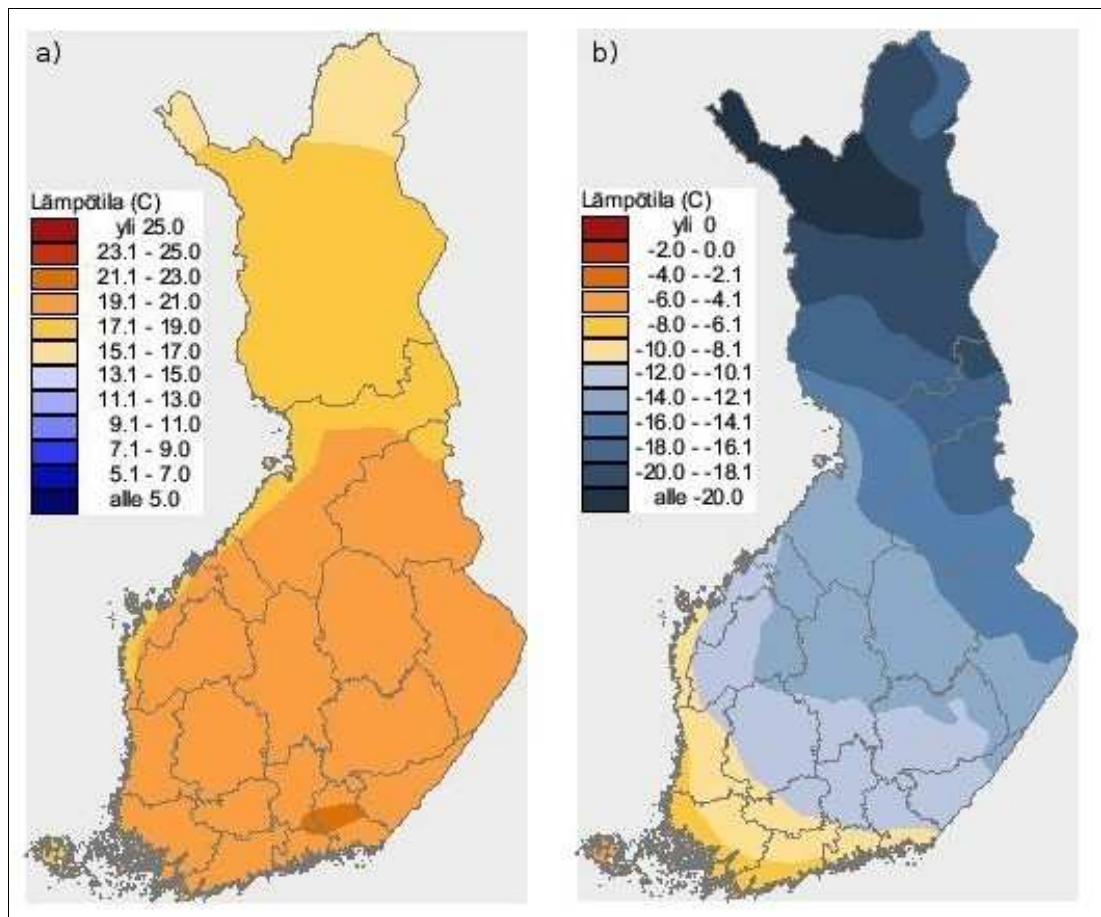
2.1 Yleistä Suomen ilmastosta

Suomen ilmastolle on tyypillistä sään vaihtelu vuorokausi- ja vuodenaikojen aikaskaalassa. Pohjoisesta sijainnista huolimatta Suomessa vallitsee suhteellisen lauha ilmasto. Suomen ilmasto onkin leudompi kuin esimerkiksi samoilla leveyspiireillä sijaitsevien Siperian, Kanadan tai Alaskan ilmastot. Esimerkiksi Kanadan kylmin talvilämpötila mitattiin Snagissa vuonna 1947, jolloin pakkasen kiristyi jopa -63°C :seen. Alaskassa pakkasennätys -62°C mitattiin puolestaan Prospect Creekissä vuonna 1971 (Wikipedia, 20.2.2008). Nämä kyseiset paikat sijaitsevat Jyväskylän ja Sodankylän kanssa samoilla leveyksillä. Helsinki sijaitsee puolestaan samoilla leveyksillä Grönlannin eteläkärjen kanssa.

Suomen ilmastossa esiintyy niin mantereisia kuin merellisiäkin piirteitä, ja tästä syystä ilmastoamme kutsutaan sekailmastoksi. Leudon ilmaston taustalla ovat Suomea ympäröivät merialueet sekä lämmin Pohjois-Atlantin merivirta, jota usein kutsutaan kansankielellä Golf-virraksi. Tämä lämmin merivirta tuo mukanaan päiväntasaajalta veteen sitoutunutta lämpöä, joka vapautuu ilmakehään korkeammilla leveysasteilla. Vapautunut lämpö kulkeutuu länsituulien mukana Skandien yli Suomeen, jolloin meille virtaa suhteessa lämpimämpää ilmassaa kuin muualle samoille leveyspiireille. Suuret merialueet tasoittavat kesän ja talven välisiä lämpötilojen vaihteluita, talvella lämmittäen ja kesällä viilentäen. Mantereinen ilmasto tulee Suomessa parhaiten esille, kun tuuli käy Venäjältä. Talvella on kylmää, kun tuuli käy idästä ja koillisesta tuoden mukanaan kuivaa kylmää ilmassaa. Tämänkaltaisessa tilanteessa meillä koetaan usein kovia paukkupakkasia. Kesällä puolestaan helteet saapuvat idästä tai kaakosta. (Rinne ym., 1998)

Pintalämpötilojen vuodenaikaisvaihteluun vaikuttaa auringosta tulevan säteilyn määrä. Vuoden lämpimimmät ja kylmimmät lämpötilat esiintyvät usein sen jälkeen, kun aurinko on saavuttanut korkeimman ja alimman asemansa. Kesällä helteet sijoittuvat usein juhannuksen jälkeen heinäkuulle ja kylmintä on tammi-helmikuussa (Heino, 1997). Vuorokauden maksimilämpötila mitataan puolestaan usein noin 2 – 3 tuntia keskipäivän jälkeen, kun taas alhaisin lämpötila esiintyy monesti aamulla juuri ennen auringon nousua (Rinne ym., 1998).

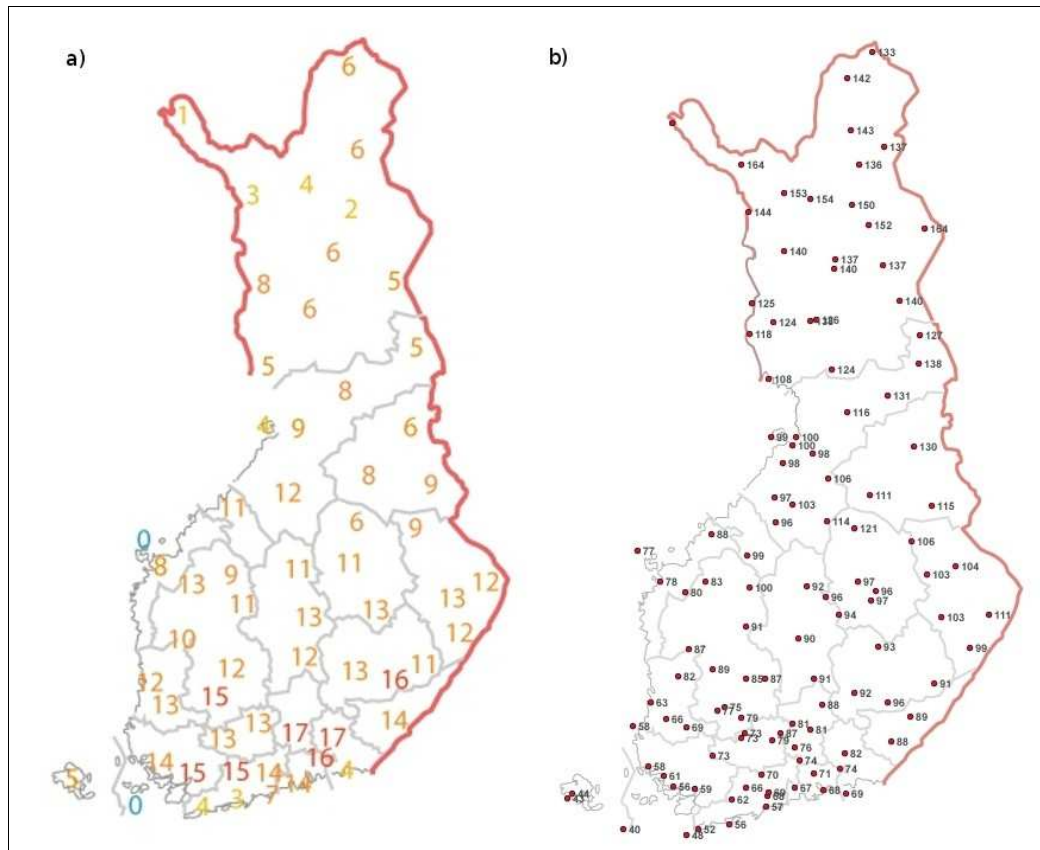
Yleisesti sään vaihteluun vaikuttavat maanpinnan olosuhteet, suurien vesistöjen läheisyys, topografia sekä synoptisen skaalan häiriöt. Länsivirtausten alueen synoptisten säähäiriöiden matala- ja korkeapaineiden vaihtelun lisäksi Suomen sään vuodenaikaisvaihteluun vaikuttaa maamme sijainti. Pohjoisen sijainnin johdosta päivänpituus vaihtelee Suomessa kesän ja talven välillä suuresti (Rinne ym., 1998).



Kuva 2. Vuorokauden a.) ylimpien lämpötilojen keskiarvo kesällä (kesä – elokuu) ja b.) alimpien lämpötilojen keskiarvo talvella (joulu – helmikuu) jaksolle 1971 – 2000 (Ilmatieteen laitoksen Ilmastotietokanta).

Kesäkuukausien (kesä-elokuu) keskimääräinen vuorokauden ylin lämpötila on suuressa osassa maata noin 17 – 21°C. Talvikuukausien (joulu-helmikuu) keskimääräinen yön alin lämpötila laskee reippaasti siirryttäessä Lounais-Suomen rannikolta käsivarren Lappiin (kuva 2). Pitkät hellerajan (+25°C) ylittävät jaksot eivät siis kuulu keskimääräisesti Suomen ilmastoon. Yksittäisiä hellepäiviä esiintyy kuitenkin kesässä useampia, mutta niiden määrä jää suhteellisen vähäiseksi. Kuvassa 3a on esitetty keskimääräinen hellepäivien lukumäärä vuosittain Suomessa. Kuvasta voidaan todeta, että rannikkoa ja Lappia lukuun ottamatta hellepäiviä

esiintyy hieman reilu kymmenen per kesä. Kuva 3b esittää puolestaan jääpäivien eli niiden päivien lukumäärän, jolloin vuorokauden ylin lämpötila on alle 0°C. Näiden päivien määrät vaihtelevat Lounas-Suomen saariston noin 40 vuorokaudesta aina käsivarren Lapin yli 160 vuorokauteen.

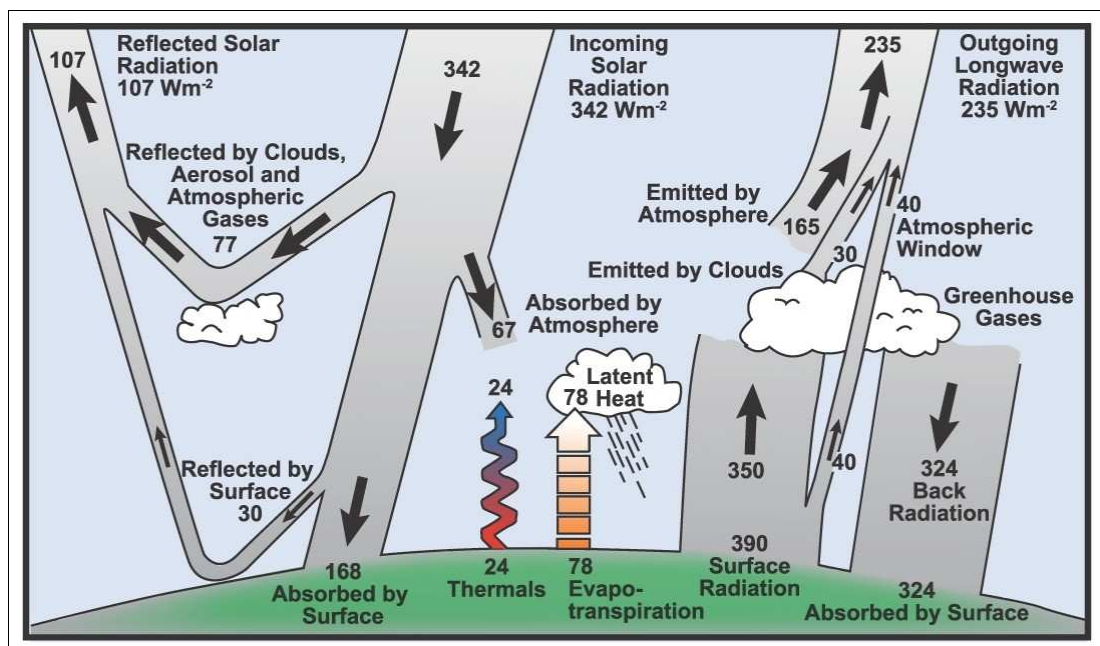


Kuva 3. a) Keskimääräinen hellepäivien lukumäärä vuodessa alueittain, laskettuna vuosien 1971 – 2000 havainnoista. b) Keskimääräinen jääpäivien lukumäärä vuodessa alueittain, laskettuna vuosien 1971 – 2000 havainnoista. (Ilmatieteen laitoksen Ilmastotietokanta)

Liitteisiin 1 – 3 on kerätty tiedot Jokioisten, Jyväskylän sekä Sodankylän vuorokauden ylimmän ja alimman lämpötilan vuotuisista kuukausiarvoista. Siniset 50%-käyrät kuvastavat lämpötilan mediaania eli puolet tapauksista on sitä pienempiä ja puolet sitä suurempia. Mediaania ei tule sekoittaa kuitenkaan keskiarvoon, vaikka joissain tapauksissa nämä suureet saattavat olla samat. Liitteiden 1 – 3 käyriä tulkittaessa voidaan todeta, että vuorokauden ylimpien arvojen mediaani on heinäkuussa noin 20°C luokkaa. Esimerkiksi todennäköisyys sille, että millään näistä edellä mainituista asemista esiintyisi yli 30°C asteen helteitä, on vain 1%. Talvella puolestaan alle -40°C asteen pakkasen todennäköisyys on Jokioisissa ja Jyväskylässä alle 1% luokkaa ja Sodankylässä vain hieman päälle 1% luokkaa.

2.2 Pintalämpötiloihin vaikuttavat tekijät ja ääriämpötilat

Maanpinnan säteilytase määrittää hyvin pitkälti ilman kahden metrin lämpötilan. Auringosta tuleva lyhytaaltainen säteily lämmittää maanpintaa, joka puolestaan emittoi pitkäaaltoista säteilyä lämmittäen ilmakehää. Erilaiset säteilyn kulkuun vaikuttavat tekijät, kuten maanpinnan ominaisuudet, pilvet sekä ilmakehän pienhiukkaset vaikuttavat myös ilman lämpötilaan. Kuvassa 4 on esitettyä maapallon keskimääräinen energiatase, jota ei kuitenkaan tule sekoittaa suoranaisesti säteilytaseeseen. Tässä kappaleessa käydään läpi eri tekijöiden vaikutuksia ilman lämpötilaan.



Kuva 4. Maapallon energiatase. Luvut ovat yksikössä Wm⁻². (IPCC-raportti, 2007)

Pinnan läheisen kahden metrin lämpötilaan vaikuttaa voimakkaasti maanpinnan säteilytase eli kaavan 1 kaksi ensimmäistä osiota. Kaava 1 kokonaisuudessaan kattaa koko pinnan energiataseen. Kutakin kaavassa 1 esiintyvää komponenttia vastaa kuitenkin oma kaavansa, joista emme tässä käsittele sen syvällisemmin muita kuin havaittavan ja latentin lämmön voita. (Heino, 1997):

$$R_n = (Q + q)(1 - a) - I_n = LE + H + G + F \quad (1)$$

missä eri termit ovat:

- R_n = säteilytase
- Q = suora auringon säteily
- q = hajasäteily

- a = albedo eli maanpinnan heijastuskyky
- I_n = nettoulossäteily
- LE = latentin lämmön vuo (eli haihdunassa/tiivistymisessä sitoutuvan/vapautuvan lämmön vuo)
- H = havaittavan lämmön vuo (eli lämmön turbulenttinen vuo pinnasta ilmaan)
- G = lämmön varastoituminen alustaan
- F = vaakasuuntainen lämmönvuon divergenssi alustassa (eli käytännössä merivirtojen vaikutus)

Yhtälön vasemmalla puolella esiintyvät sulkulausekkeet kuvastavat yhteensä maanpinnalle tulevan kokonaissäteilyn (suora- ja hajasäteilyn) määrää, josta albedon johdosta heijastuu tietty osuus takaisin ylöspäin. Oikean puolen kaksi ensimmäistä termiä kuvastavat puolestaan maaperän ja ilmakehän välistä vuorovaikutusta. Kolmas termi kuvastaa puolestaan alustan kykyä sitoa ja luovuttaa lämpöä. Viimeinen termi oikealla kuvastaa lämmön vaakasuuntaista kuljetusta alustassa.

Havaittavan lämmön, latentin lämmön sekä liikemäärän voita kuvataan yhtälöiden (2) – (4) avulla. Kyseisissä kaavoissa ρ kuvaa ilman tiheyttä ja V tuulen nopeutta ja L veden ominaishöyrystymislämpöä. T_0 on puolestaan ilman lämpötila pinnassa ja T halutulla korkeudella ylempänä ilmakehässä. Vastaavasti q_0 ja q kuvastavat kosteutta. Kertoimet C_h ja C_q kuvastavat lämmön ja kosteuden siirtokertoimia ja C_d kitkakerrointa. Nämä kertoimet ovat riippuvaisia ilmakehän stabiilisuudesta, eikä niihin perehdytä sen syvällisemmin tässä tutkielmassa. (Vihma, 2007)

$$H_0 = \rho c_p C_h |V| (\theta_0 - \theta) \quad (2)$$

$$LE_0 = L \rho C_q |V| (q_0 - q) \quad (3)$$

$$\tau_0 = \rho C_d |V| \bar{V} \quad (4)$$

Auringon emittoiman lyhytaaltosäteilyn määrä pinnalla vaihtelee paikasta ja vuodensikä vuorokaudenajasta riippuen (Ruosteenoja, 2001). Suomen pohjoisen sijainnin johdosta auringon säteilyn määrä vaihtelee voimakkaasti kesän ja talven välillä. Kesällä juhannuksen aikaan vallitsee napapiirin $66^\circ 33'N$ (kuva 1) pohjoispuolella yötön yö, jolloin aurinko ei laske lainkaan. Talvella kaamoksen aikaan napapiirin pohjoispuolella aurinko ei nouse lainkaan. Ylimmilläänkin keskipäivällä kesäkuussa aurinko nousee Etelä-Suomessa vain 53° korkeudelle. Vuorokauden pituus ja auringon korkeuskulma vaikuttavat siis oleellisesti säteilyn määrään.

Ilmakehän ulkorajalle saapuvasta säteilystä noin puolet saapuu maanpinnalle asti ja noin 20% sitoutuu ilmakehään. Planetaarisen albedon osuudeksi jää näin maapallolla keskimäärin noin 30%. Tämä osuus auringon säteilystä heijastuu siis takaisin avaruuteen osallistumatta maan ja ilmakehän väliseen lämpötalouteen (Heino, 1997).

Jotta maanpinta ei auringon lyhytaaltoisen säteilyn johdosta lämpenisi jatkuvasti, on pinnalta siirryttävä lämpöä säteilyn muodossa takaisin avaruuteen. Maanpinta emittoi pitkäaaltoista säteilyä ylöspäin (kaava 1). Osa tästä pitkäaaltoisesta säteilystä absorboituu kuitenkin ilmakehän kasvihuonekaasuihin lämmittäen ilmakehää. Näistä kasvihuonekaasuista vesihöyry (H_2O) ja hiilidioksidi (CO_2) ovat merkittävimmät, sillä ne kykenevät imemään itseensä lämpöä hyvin tehokkaasti. (Räisänen, 2004)

Maanpinnan topografia vaikuttaa myös säteilyn kulkuun. Saman kukkulan etelä- ja pohjoisrinteen väliset lämpötilaerot saattavat olla keskimäärin asteen luokkaa. Eteläinen rinne lämpee auringon noustessa nopeammin. Tutkimukset osoittavat, että eteläisen rinteiden kaltevuuskulman ollessa 30° maanpintaan kohdistuu maksimaalinen määrä auringonsäteilyä (Tammelin ym., 1989). Kallistuskulman kasvaessa tästä lisää säteilyn määrä pintaan vähenee. Pohjoisrinteen kallistuskulman kasvaessa on säteilyn määrän puolestaan todettu vain vähenevän (Tammelin ym., 1989; Ruosteenoja, 2001). Itä- ja länsisuuntaisten rinteiden saama säteilyn määrä ei juurikaan riipu kallistuskulmasta.

Talviöinä laaksoissa saattaa esiintyä hyvinkin kylmiä lämpötiloja, kun raskas kylmä ilma valuu rinteiden seinämiä pitkin alas laaksoon. Aamun valjetessa rinteet lämpevät nopeammin kuin laaksot, kun aurinko osuu niihin ensimmäisenä. Päivällä rinteillä saattaa puolestaan tuntua viileämmältä kuin alhaalla laaksossa adiabaattisen jäähtymisen takia. Lisäksi rinteillä usein tuulee, kun lämmin ilma rinnettä pitkin kohotessaan aiheuttaa tuulia.

Maaperän laatu vaikuttaa myös yläpuolisen ilmassa lämpötilan muutoksiin. Hiekalla ja moreenilla on suuri lämpökapasiteetti sekä lämmönjohtavuus toisin kuin esimerkiksi savella ja siltillä. Huonoimpia lämmönjohtajia maaperässä ovat kuiva turvemaa sekä lumi. Maaperän fysikaalisista ominaisuuksista tärkeimpiä ovatkin sen lämmön varastointikyky eli lämpökapasiteetti sekä lämmönjohtavuus eli kyky johtaa lämpöä aina syvempiin kerroksiin. Nämä suureet määräävät sen, kuinka hyvin maaperä pystyy sitomaan tai luovuttamaan lämpöä. Huippukorkeiden lämpötilojen

esiintyminen kesällä edellyttääkin pidemmän lämpimän ajanjakson, jottei auringon säteilyenergiaa mene aamulla "hukkaan" maaperän lämmitykseen. Maaperän lämpötila seuraa ilman lämpötilaa pienellä viiveellä, mutta absoluuttiset lämpötila-arvot voivat poiketa toisistaan huomattavasti. Mitä syvemmälle pinnasta mennään sitä hitaammin maaperä reagoi lämpötilan muutoksiin, josta puolestaan johtuu maksimilämpötilojen vaihe-erot. Maaperän syvimpien kerrosten lämpötilamaksimi ja -minimi esiintyvät viiveellä pinnan lämpötiloihin verrattuna. (Heikinheimo ym., 1992)

Talvella, kun maa on lumen peitossa, maaperän lämpötila ei vaikuta juurikaan kahden metrin lämpötilaan. Lumi toimii nimittäin erittäin hyvänä lämmön eristeenä ilmakehän ja maaperän välillä. Riittävän pitkä kylmä jakso on puolestaan tärkeää lumipeitteen muodostumisen kannalta. Lisäksi lumipinta kasvattaa pinnan heijastuskykyä eli albedoa. Mitä tuorempi lumipeite on, sitä suurempi on sen albedo ja sitä suurempi osa auringon säteilystä heijastuu takaisin avaruuteen (Pirazzini, 2006). Tällä tekijällä on vaikutus ilman lämpötilan jäähtymiseen talvella (Mote, 2007).

Alustan kosteudella on oma merkityksensä maaperän pintalämpötilojen muutoksiin. Jos maanpinta on kesällä hyvin kostea, kuluu auringon energiaa kosteuden haihduttamiseen. Talvella, jos pinta on kostea, lämpöä vapautuu veden jäätyessä, jolloin huippumatalien lämpötilojen saavuttaminen vaikeutuu. Lisäksi lämmin kostea maaperä ehkäisee lumipeitteen syntymistä. Maaperän kosteus vaikuttaa myös olennaisesti maaperän lämmönjohtokykyyn. (Ruosteenoja, 2001)

Rannikkolla sula meri vaikuttaa talvella ilmaa lämmittävästi, kun taas kesällä rannikolla on usein viileämpää kuin sisämaassa mereisten tuulien johdosta. Suuret vesistöalueet vaikuttavat paikallisesti kuten meretkin. Kesällä meri- ja järvivesi on suhteessa viileämpää kuin ilma, ja tästä johtuu vesistön viilentävä vaikutus. Toisaalta meriveteen sitoutuneen lämmön määrä on niin suuri, että meren pinnan ulossäteily on kesäisinä voimakasta. Lisäksi rannikon suhteellisesti kosteampi ilmassa edistää kasteen syntymistä, joka jarruttaa öiden jäähtymistä, kun tiivistymisessä vapautuu lämpöenergiaa. Tämän seurauksena yöt voivat rannikolla olla lämpimämpiä kuin sisämaassa. Talvella puolestaan veteen sitoutunutta lämpöä vapautuu ilmakehään niin kauan kuin meri tai järvi on sulana. Vasta vesistön jäädyttyä voivat rannikkoalueet kokea huippumatalia lämpötiloja.

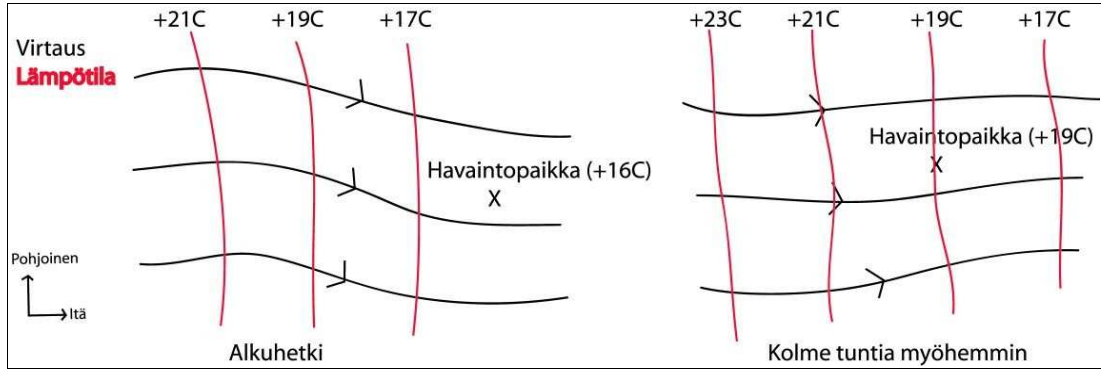
Pilvet, sumut ja sateet aiheuttavat ilmakehän rajakerroksessa monenlaisia ilmiöitä. Kosteuden tiivistyminen pisaroiksi saa aikaan ilmakehän lämpenemistä, kun tiivistyminen vapauttaa kosteuteen sidottua lämpöä ilmakehälle. Pisaroiden haihtuminen puolestaan vaatii lämpöenergiaa, josta on seurauksena ilmakehän jäähtymistä. (Vihma, 2007)

Haihdunnan ja tiivistymisen lisäksi pilvet vaikuttavat myös ilmakehän säteilytasapainoon. Riippuen siitä ovatko pilvet ylä-, ala- vai keskipilviä niiden vaikutus voi olla hyvin erilainen. Ohuen yläpilvipeitteen läpi maanpinnalle saapuvan auringon säteilyn määrä saattaa olla samaa luokkaa kuin selkeällä säällä. Taivaan ollessa puolestaan täysin ala- tai keskipilvien peitossa heijastuu noin 50% saapuvasta auringon säteilystä takaisin avaruuteen (Heino, 1997). Toisaalta pilvet estävät pitkäaaltoisäteilyn karkaamista avaruuteen absorboimalla sitä (Ruosteenoja, 2001). Tärkeimpiä pilviin liittyviä ominaisuuksia ovatkin niiden peittävyys sekä koostumus eli niiden vesisisältö, pisarakokojakauma, lämpötila ja pinnan muoto (Vihma, 2007).

Kasvihuonekaasuilla sekä ilmakehän pienhiukkasilla on oma vaikutuksensa pintalämpötiloihin ja maapallon keskilämpötilaan pitkällä aikavälillä. Kasvihuonekaasuista tärkeimmät vesihöyry (H_2O), hiilidioksidi (CO_2), metaani (CH_4), typpioksiduuli (N_2O) sekä otsoni (O_3) sitovat maapallolta lähtevää lämpösäteilyä tehokkaasti itseensä, lämmittäen näin ilmakehää. Aerosolit sekä pilvipisarot estävät puolestaan auringonsäteilyn kulkua maanpinnalle, jäädyttäen ilmakehää. Aerosoleista kuitenkin esimerkiksi nokipartikkelit lämmittävät ilmakehää, absorboimalla tehokkaasti lämpösäteilyä. Tutkijan eivät ole vielä päässeet täysin yksimielisyyteen aerosolien kokonaisvaikutuksista ilmakehän lämpöalouteen, mutta tällä hetkellä johtava käsitys on kuitenkin, että niiden vaikutus olisi ilmastoa jäädyttävä. (IPCC-rapotti, 2007)

Tuulen aiheuttama turbulenssi sekoittaa ilman epäpuhtauksia tehokkaasti. Näin ollen tuuli voi paikallisesti vähentää ilman pienhiukkasten määrää, lisäämällä sitä kuitenkin toisaalla. Tuuli voi myös otollisissa olosuhteissa hajottaa pilviä. Nämä tekijät edistävät auringon säteilyn pääsyä maanpintaan asti. Toisaalta tuuli sekä turbulenssi aiheuttavat lämmön advektoitumista niin horisontaali- kuin vertikaalisuunnissa.

Tuulella on siis paikallinen vaikutus lämpötilan muutokseen. Lämpötilan muutoksen tietyssä pisteessä voidaan sanoa johtuvan 1) lämmön advektiosta, 2) diabaattisesta lämmityksestä eli auringonsäteilystä, lämpösäteilystä, vesihöyryn tiivistymistä ja veden haihtumisesta sekä 3) turbulenttisen sekoittumisen vaikutuksesta. (Vihma, 2007)



Kuva 5. Lämmön advektio pisteessä X. (A. J. Punkka, 2008)

Lämmön advektio tietyssä pisteessä voidaan määrittää, jos tiedossa on kyseisen paikan tuuli- sekä lämpötilakentät. Kuva 5 esittää lämmön advektoitumista pisteeseen X. Punaiset viivat esittävät lämpötilan samanarvon käyriä eli isotermejä ja mustat nuoliviivat tuulen suuntaa. Lämpintä ilmaa virtaa siis pisteen X ylle jostain kauempaa. Advektio-termi voidaan kirjoittaa auki muotoon (Holton, 2004):

$$\frac{\partial T}{\partial t}_{adv} = -(\bar{V} \cdot \nabla T)_p = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} \quad (6)$$

jossa u ja v ovat tuulen nopeudet itä-länsisuunnassa sekä pohjois-eteläsuunnassa, ja gradientit kuvastavat lämpötilan T muutosta x - ja y -suunnassa.

2.2.1 Ääriämpötilojen esiintymisolosuhteet talvella

Talvella huippumatala lämpötila saavutetaan parhaiten, kun maa on lumen peitossa. Lumi eristää tehokkaasti lämpimämmän maanpinnan ilmasta. Tällöin lumen pinta ja alailmakehä pääsevät säteilyjäähdykseen tehokkaasti etenkin kirkkaina pilvettöminä öinä. Näin syntyy niin sanottu pintainversio, jossa lämpötila nousee ilmapilarissa ylöspäin mentäessä. Lumipeite vahvistaa pintainversiota, sillä se syö pois kosteuden, jota mahdollisesti advektoituu muualta. Kylmä lumipinta sitoo nimittäin itseensä ilman kosteuden eli kosteutta tiivistyy pintaan niin kauan kuin pysytään lumen

sulamispistelämpötilan alapuolella. Pakkasella inversiotilanteessa tuulen nopeudet ovat yleensä hyvin alhaisia tai tuulta ei esiinny lainkaan. Tämä vain tehostaa pinnan jäähtymistä, kun tuuliväänteen aiheuttamaa pystysuuntaista turbulenssia ei esiinny. Tarpeeksi terävä inversio voi stabiilissa rajakerroksessa saada aikaan ylösalaisen rajakerroksen (Vihma, 2007). Tämänkaltainen tilanne syntyy, kun maanpinnassa on tyyntä ja ylhäällä riittävän voimakas virtaus. Ylävirtaus voi saada aikaan tuulen pystyväännettä eli shearia, jolloin sekoittuminen alkaa inversion yläosista ja leviää alaspäin sekoittaen näin ylhäällä esiintyvän suhteellisen lämpimän ilmamassan maanpinnan läheiseen ilmamassaan. Tämänkaltainen tuulen voimistuminen ylhäällä voi estää huippumatalien lämpötilojen muodostumista.

2.2.2 Ääriämpötilojen esiintymisolosuhteet kesällä

Kesällä huippukorkea lämpötila voi syntyä pitkään jatkuneen lämpimän kauden tuloksena. Pitkä lämmin ja sateeton jakso lämmittää ja kuivattaa maaperää, jolloin auringon säteilyenergiaa ei mene hukkaan maaperän lämmitykseen tai kosteuden haihduttamiseen. Korkean lämpötilan muodostumista helpottaa, jos yöllä esiintyy ohutta alapilvipeitettä, joka estää maanpinnan pitkäaaltoista säteilyjäähdytystä. Pilvipeite ei kuitenkaan saa olla liian paksu, sillä sen tulee joko haihtua tai advektoitua pois nopeasti auringon noustessa. Pilvien pois advektoituminen vaatii puolestaan sopivia tuuliolosuhteita, mutta tuuli ei saa voimistua liian kovaksi. Liian voimakas tuuli aiheuttaa turbulenssia, jolloin ilmamassa sekoittuu tehokkaasti ja pintalämpötilat eivät pääse kohoamaan kovin suuriksi. Lämmin advektio saattaa kuitenkin edesauttaa pintalämpötilan nousua, kun lämmintä ilmamassaa kulkeutuu viileämmälle alueelle. Voimakas lämmin advektio ylempänä ilmakehässä voi saada aikaan yläinversion, joka heikentää pystysuuntaista sekoittumista ja edesauttaa näin pintalämpötilan nousua. Suomessa päivän pituuden vaihdellessa vuodenajasta riippuen otollisimmat olosuhteet maksimaaliselle pintalämpötilalle syntyvät heti juhannuksen jälkeen, kun päivä on pisimmillään. Tämä tietenkin edellyttää, että edellä mainitut tekijät täyttyvät myös ainakin osittain.

2.3 Havaittuja lämpimiä ja kylmiä kausia

Suomessa korkein havaittu lämpötila $+35,9^{\circ}\text{C}$ on mitattu Turussa 9. heinäkuuta 1914. Tuo heinäkuu oli Suomessa ja koko Euroopassa ennätysellisen lämmin.

Heinäkuun kolmen ensimmäisen viikon aikana Suomessa vallitsi laaja korkeapaineen alue, joka piti sään kauniina. Taivas oli kirkas ja pilvetön kuukauden ensimmäiset viikot, jolloin maaperä pääsi lämpenemään voimakkaasti auringon paistaessa samanaikaisesti kaikkein korkeimmalta. Tämä edesauttoi päivälämpötilojen nousua ennätysellisen korkeaksi. Pitkän ajan keskiarvolämpötiloihin verrattuna kyseisen kuukauden keskilämpötila kohosi paikkakunnasta riippuen jopa 3 – 5°C korkeammaksi. (Månadsöfversikt, 1914)

Suomessa kylmin havaittu lämpötila -51,5°C mitattiin Kittilän Pokassa 28. tammikuuta 1999. Etenkin kuukauden viimeinen viikko oli erityisen kylmä koko maassa, vaikka kuukausikeskiarvo jäikin Etelä-Suomessa 0,5 – 1°C pitkän ajan keskiarvoa korkeammaksi. Pohjois-Lapissa oli kuitenkin jopa 5°C keskimääräistä kylmempää. (Ilmastokatsaus, 1999)

Tammikuussa 1999 havaittujen erittäin kylmien lämpötilojen lisäksi havaittiin myös poikkeuksellisen suuri lämpötilaero Pohjois- ja Etelä-Suomen välillä. Tuolloin lämpötilaero kohosi yöllä 26.1. melkein 50°C:seen, kun Inarissa oli pakkasta (-47°C) ja Ahvenanmaalla oltiin puolestaan plussan puolella (+2,5°C). (Ilmastokatsaus, 1999)

Taulukko 1. Pohjois-Euroopan muiden valtioiden havaittuja maksimi- ja minimilämpötiloja (www.wikipedia.org, http://www.dmi.dk)

	Lämpötilamaksimi [°C]	Lämpötilaminimi [°C]
Viro	+35,6°C Võru	-43,5°C Jõgeva
Liettua	+37,5°C Zarasai	-42,9°C Utena
Ruotsi	+38,0°C Ultuna & Målilla	-53,0°C Malgövik
Norja	+35,6°C Nessbyen	-51,4°C Karasjok
Tanska	+36,4°C Holstebro	-31,2°C Hørsted

Taulukkoon 1 on kerätty lämpötilaennätyksiä muista Pohjois-Euroopan maista. Näiden maiden havaintojen voidaan ajatella asettavan omat rajansa sille, minkälaisia ääriämpötiloja voi Suomessa esiintyä. Esimerkiksi, jos tarkastellaan kesäisiä maksimilämpötiloja voidaan todeta, että Liettuassa, Ruotsissa ja Tanskassa on mitattu vain pari astetta lämpimämpiä lämpötiloja kuin mitä Suomessa. Samalla on

kuitenkin hyvä huomioida se, että nämä kaupungit, joissa kyseisiä huippukorkeita lämpötiloja on havaittu sijaitsevat etelämpänä kuin Helsinki. Esimerkiksi Ultuna, joka on näistä kaupungeista pohjoisin, sijaitsee Hangon korkeudella. Talviset pakkasennätykset on puolestaan mitattu Skandinaviassa hyvin pohjoisessa tai vuoristoalueilla.

3 Aikaisempia tutkimuksia ääriämpötiloista

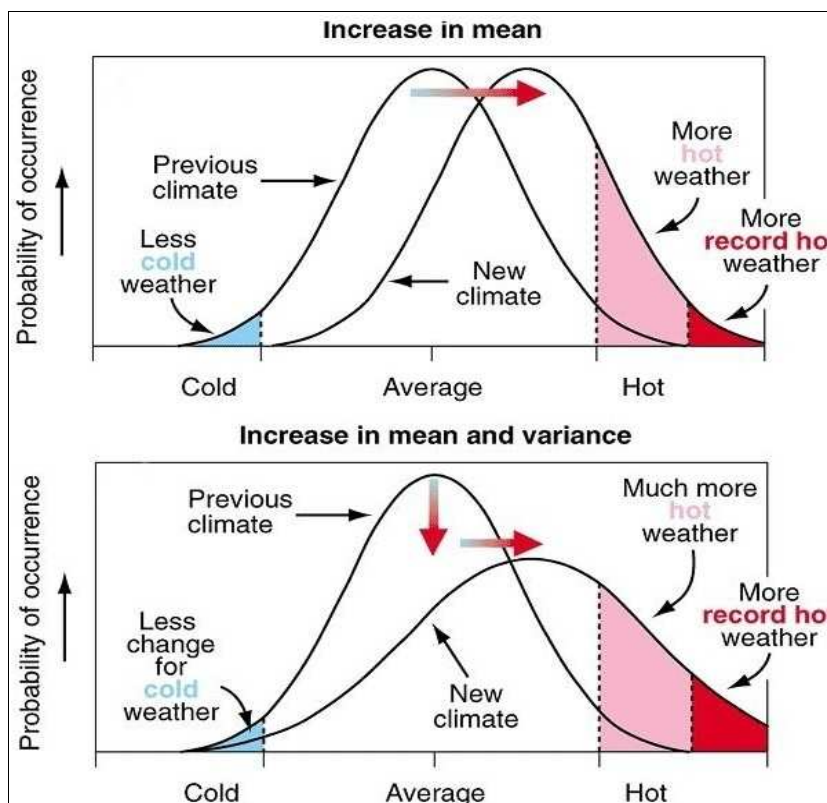
3.1 Tilastolliset menetelmät

Tämänhetkinen tietämys ääriämpötilojen esiintymistajuuudesta pohjautuu ääriarvomenetelmiin. Venäläinen ym. (2007) kartoittivat Suomen ilmaston ääri-ilmiöitä omassa tutkimuksessaan. Heidän raportissaan tietämys ääriämpötiloista pohjautui tilastollisiin menetelmiin, joilla pyrittiin määrittämään ääri-ilmiöiden toistuvuusajat sekä toistuvuustasot. Toistuvuusajalla tarkoitetaan sitä ajanjakson pituutta, jonka kuluessa tietty ilmiö esiintyy keskimäärin kerran. Toistuvuustasolla tarkoitetaan taas tämän ilmiön voimakkuutta tarkasteltavaksi valitun toistuvuusajan aikana. Esimerkiksi, kuinka voimakasta hellettä (=toistuvuustaso) on odotettavissa seuraavan 100 vuoden aikana (=toistuvuus aika) (Venäläinen ym., 2007).

Tilastollisia menetelmiä käytettäessä tulokset ovat sitä luotettavampia mitä pitempi kyseistä ilmiötä kuvaava aikasarja on. Tällä hetkellä Ilmatieteen laitoksen lämpötiloja kuvaavat digitaaliset aikasarjat ovat kuitenkin vain vajaat 50 vuotta pitkiä, vuodesta 1961 lähtien. Itse lämpötilamittauksia on kirjattu muistiin jo 1800-luvulta, mutta niiden kaikkien saattaminen digitaaliseen muotoon kestää vielä vuosia. Näitä varhaisia mittauksia ei siis vielä voida soveltaa tutkimustyössä. Lisäksi riippuen tilastollisesta menetelmästä ääriarvojen toistuvuuden määrittämisessä käytettävällä kynnsarvolla on suuri merkitys lopputulokseen. Esimerkiksi käytettäessä Pareto-menetelmää (eli GPD-menetelmää) liian korkea kynnsarvo leikkaa pois liikaa havaintoaineistoa mikä johtaa suureen hajontaan (Venäläinen, 2007). Yksi tilastollisten menetelmien ongelmista onkin, että häntäpäiden arvoja joko yli- tai aliarvioidaan vahingossa.

Tilastolliset menetelmät eivät myöskään kykene arvioimaan tarkasti ilmastomuutoksen vaikutuksia. Keskilämpötilan noustessa ääriarvojen suuruudet

muuttuvat, jolloin tämänhetkiset lämpötilajakaumat eivät pidä enää paikkaansa. Kuva 6 havainnollistaa, kuinka toistuvuustasot sekä toistuvuusajat voivat muuttua, jos ilmasto lämpenee. Ylemmässä kuvassa koko lämpötilajakauma siirtyy kohti lämpimämpää, mutta jakauman muoto pysyy entisellään. Aikaisemmin havaittuja kylmiä päiviä ei enää esiinny ja helteet voimistuvat. Alemmassa kuvassa keskilämpötila nousee sekä vaihtelevuus lisääntyy. Aikaisemmin havaittuja kylmiä päiviä saattaa yhä esiintyä, vaikkakin harvemmin, samalla kun ennen näkemättömien helteisten päivien lukumäärä kasvaa. (IPCC-raportti, 2001)



Kuva 6. Esimerkki toistuvuustasojen ja -aikojen muutoksista ilmastonmuutoksen seurauksena. (IPCC-raportti, 2001)

3.2 Ilmastomallikokeet

Erilaisilla ilmastomallikokeilla on pyritty simuloimaan kasvihuoneilmaston voimistumisen aiheuttamia ilmastonmuutoksia. Laskennoissa on käytetty hyväksi useiden eri valtioiden tutkimushankkeista saatavaa aineistoa ja ilmastomalleja, jotta saadaan aikaan riittävän kattava joukko mallituloksia. Näiden eri malliajokien erilaisia ilmastopakotteita tai niin kutsuttuja ilmastoskenaarioita käyttämällä on saatu tuloksia, jotka osoittavat ilmaston keskilämpötilan nousevan. Päästöskenaariosta ja

ilmaston herkkyydestä riippuen koko maapallon keskilämpötila nousisi vuoteen 2100 mennessä 1,1°C – 6,4°C, verrattuna vuosien 1980 – 1999 tasoon nähden (IPCC, 2007).

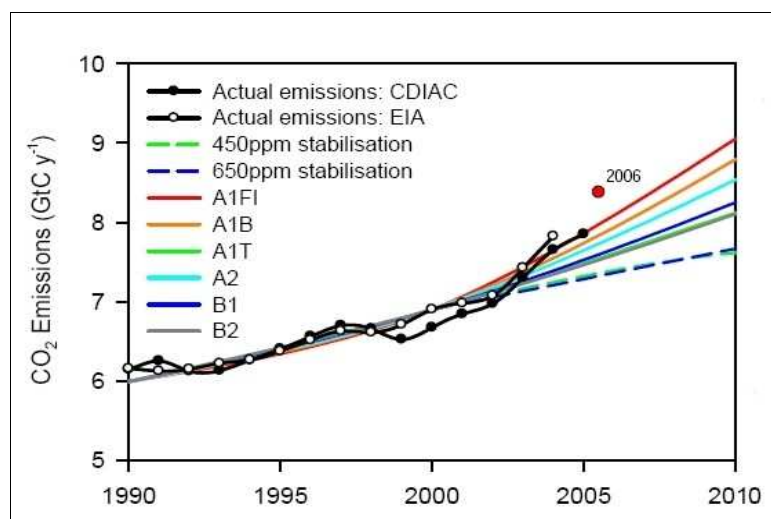
Ilmastomallinnuksen heikkouksiin on luettavissa se, että tietämuksemme ilmastosta on edelleen rajallinen. Jokin ilmiö jota emme ole tulleet ajatelleeksi saattaa loppujen lopuksi osoittautua kaikkein tärkeimmäksi. Lisäksi luontaisen ilmaston vaihtelun (ilmakehä, meret, kasvillisuus, kryosfääri) muutoksia voidaan pyrkiä arvioimaan, mutta tulevaisuuden tarkka ennustaminen on kuitenkin mahdotonta. Samaan kategoriaan on luettava myös ihmiskunnan kehityksen suunta. Se kuinka voimakasta tulee olemaan ihmispopulaation kasvu ja taloudellinen kehitys, tulee määräämään myös energiantarpeen määrän. Mitä keinoja energian tuotannossa tullaan puolestaan käyttämään, vaikka 50 vuoden päästä, on mahdotonta arvioida varmasti. (Marttila ym., 2005)

Taulukko 2. SRES-skenaarion tyypit (IPCC -raportti, 2001)

A1	Olettaa nopean taloudenkasvun lisäksi nopeaa väestön kasvua. Väestön oletetaan kasvavan noin 8,7 miljardiin vuoteen 2050 mennessä, mutta laskevan sitten lähelle 7 miljardia vuoteen 2100 mentäessä. Tekniikka kehittyy nopeasti ja se otetaan myös nopeasti käyttöön. Tälle skenaariolle on kuitenkin olemassa kolme (3) alalajia:
A1F1	Energian tuotanto pohjaa yhä fossiilisiin polttoaineisiin.
A1T	Energian tuotanto pohjaa vähitellen yhä enemmän uusiutuviin energian lähteisiin.
A1B	Edustaa näiden kahden edeltävän kombinaatiota.
A2	Jokainen valtio keskittyy oman teknologian ja talouden kasvuun, jolloin erot maapallon eri alueiden välillä kasvavat ja päästöt lisääntyvät. Maailmanlaajuisesti talouden kasvu on hidasta ja uuden teknologian jakaminen hyvin vähäistä.
B1	Kehitysmaiden väestön kasvu hidastuu uuden teknologian ansiosta ja kulutusyhteiskunnasta ollaan siirtymässä palveluiden parantamiseen. Kestävän kehityksen malli on suosiossa ja ympäristöystävällisen teknologian kehitys on nopeaa.
B2	Tähdätään kestäväan kehitykseen, mutta eri valtioiden kehityserot säilyvät suurina.

Ihmiskunnan tulevia kasvihuonekaasupäästöjä on pyritty arvioimaan SRES-päästöskenaarioilla. Skenaarioiden avulla on luotu parvi ennusteita maapallon ja ilmakehän mahdollisesta tilasta, eri yhteiskunnallisia rakenteita alkuehtoina käyttäen. Näitä SRES-skenaarioita on yhteensä kuusi, ja niiden pääpiirteet on esitetty taulukossa 2. Syöttämällä nämä eri skenaariot alkutiedoiksi eri tutkimuskeskusten ilmastomalleille saadaan aikaiseksi valtava parvi mahdollisia tulevaisuuden projektioita. (Marttila ym., 2005)

Tulevaisuuden ennustaminen on aina haasteellista. Tämän ovat saaneet todeta tutkijat ympäri maailmaa, kun havaittuja päästöjä on verrattu 1990-lopulla laadittuihin SRES-skenaarioihin. Vuoden 2006 hiilidioksidipäästöt ylittivät reippaasti kaikkien päästöskenaarioiden ennusteet (kuva 7). Tällä hetkellä onkin käynnissä keskustelu siitä miten eri päästöskenaarioita tulisi muokata.



Kuva 7. Hallitustenvälisen ilmastopaneelin eli IPCC:n eri päästöskenaarioiden arviot hiilidioksidipäästöistä vuoteen 2010 asti, sekä mitatut päästöt yksikössä Gt hiiltä per vuosi. Punainen piste osoittaa vuonna 2006 mitattujen hiilidioksidipäästöjen määrää. (http://biopact.com/2007_10_21_archive.html, poimittu 18.12.2008)

Globaalien ilmastomallien rajoituksiin on myös luettavissa se, että ne vaativat tietokoneilta valtavaa laskentatehoa, joten mallin hilaresoluutiota eli tarkkuutta ei voida pienentää loputtomiin. Tämänhetkisten mallien resoluutiot ovat luokkaa 200 km horisontaalisuunnassa ja 1 km vertikaalisuuntaan. Näin karkea hilaresoluutio ei kuitenkaan kykene tarkasti mallintamaan pienempimittakaavaisia ilmiöitä ja niiden vaikutuksia (Marttila ym., 2005). Esimerkiksi kesäisten kumpupilvien muodostuminen jää malleilta toistaiseksi erottumatta, ja niiden vaikutusta joudutaan kuvaamaan laskennassa epäsuorasti. (Nevanlinna ym., 2008)

Suurten ilmastomallien rinnalla voidaan ajaa tiheähilaisempia alueellisia malleja, käyttämällä globaalien mallien tuloksia reunaehtoina. Tämä edellyttää kuitenkin globaalien mallien laskentatulosten tallentamista, joka puolestaan vaatii valtavasti tallennuskapasiteettia. Alueellisiin ilmastomalleihin turvautumallakaan ei pystytä ennustamaan varsinaisia lämpötilan ääriarvoja, vaikka mallit antavatkin tulokseksi päivittäisen lämpötilan vaihtelun. Mallien antamien päivittäisten lämpötilojen

maksimi- ja minimiarvoihin tulee kuitenkin suhtautua tietyllä varauksella. Näiden tulosten pohjalta voidaan kuitenkin tehdä jonkinlaisia oletuksia siitä mitä ääriämpötilojen arvot tulisivat olemaan, jos keskilämpötila nousee (kuva 6). (Nevanlinna ym., 2008)

4 Menetelmät

Tässä Pro Gradu -tutkielmassa on käytetty hyväksi kahta eri yksidimensioista ilmakehämallia, joista tässä työssä käytetään nimiä 1D-H634 sekä 1D-RCA3. Alkuperäisen suunnitelman mukaan oli tarkoituksena käyttää vain mallia 1D-H634. Tämä malli ei kuitenkaan pystynyt saavuttamaan havaittuja lämpötila-arvoja kesäisin Sodankylässä eikä myöskään havaittuja pakkasia talvella Sodankylässä tai Jokioisissa. Kyseinen malli oli myös hyvin herkkä sille, asetettiinkö talvitilanteissa pintaan lumipeite vai ei. Ilman lumipeitettä malli ei talvitilanteissa toiminut lainkaan järkevästi.

Koska maaperän lämpötilalla koettiin olevan suuri merkitys pinnan läheiseen kahden metrin lämpötilaan päätettiin suorittaa erillinen testi, jossa maaperän lämpötila annettiin pakotteena. Tämän seurauksena mallin fysiikkaosioon tehtiin muutoksia ja näin syntyi 1D-H634-maaperä-malli. Tässä mallissa HIRLAM 1D-H634 -mallin oma maaperän lämpötilaa kuvaava fysiikka kytkettiin pois päältä niin, että tilalle voitiin syöttää teoreettinen kuvaus maaperän lämpötilan vuorokausirytmistä. Tämä muutos ei kuitenkaan tuonut malliajoihin toivottua parannusta.

Viimein malliajoihin otettiin mukaan niin kutsuttu Uuden lumen -malli (1D-RCA3), jonka nimi ei viittaa vasta sataneeseen uuteen lumeen vaan sen uudenaikaisempaan lumiskeemaan. Tämä malli näytti tulosten pohjalta kuvastavan ilmakehän ja maaperän välisiä vuorovaikutuksia parhaiten.

Tässä luvussa käydään ensimmäisenä läpi, kuinka lämmön advektion vaikutuksia on tässä työssä pyritty arvioimaan. Tämän jälkeen käydään päällisin puolin läpi käytettyjen mallien fysiikkaa ja lopuksi annetaan pieni kuvaus siitä, kuinka eri malleja on pyritty alkuarvoistamaan parhaan mukaan.

4.1 Lämmön advektio

Advektion määrittämistä varten etsittiin tuuli- ja lämpötilakentät kolmelle eri painepinnalle (1000hPa, 925hPa ja 850hPa). Nämä tiedot poimittiin keskipitkien sääennusteiden Euroopan keskuksen eli ECMWF:n (European Center for Medium range Weather Forecasting) MARS-tietokannan ERA40-uusanalyyseistä 19 vuoden ajalta (1989-2007). ERA40-uusanalyyseissä on 60 vertikaalitasoa ja horisonttaaliresoluutio on $1,125^\circ \times 1,125^\circ$. Näitä tietoja apuna käyttäen laskettiin Grads-ohjelmistolla eri painepintojen advektiokentät tietyissä pisteissä (Jokioinen ja Sodankylä) neljällä ajanhetkellä (00, 06, 12 ja 18) per vuorokausi, käyttäen hyväksi kaavaa 5.

Alunperin kuviteltiin, että advektiolaskennan tulokset voitaisiin antaa 1D-H634-mallille jonkinlaisena pakotteena. Tämä ei kuitenkaan ollut mahdollista ja niinpä advektion vaikutusta ääriämpötilojen suuruuteen on tässä työssä pohdittu kvalitatiivisesti.

4.2 HIRLAM -malli, 1D-H634

HIRLAM 1D-H634 -malli on yksidimensioiden ilmakehämalli, jota käytetään pääasiassa ilmakehän eri herkkyyksiä tutkittaessa. Yksiulotteisuutensa takia mallin ajaminen ei vaadi valtavia tietokoneresursseja. 1D-H634 -malli pohjautuu kolmiulotteisen HIRLAM 6.3.4 -version ennustusmalliin. Mallin fysiikka on pääpiirteissään sama kuin kokonaisvaltaisemmassa 3D mallissa, mutta ilmakehän dynamiikka on yksinkertaistettu. Yksiulotteisuutensa takia malli ei ota huomioon varsinaisesti horisontaalista painegradienttia tai liikettä. Tästä syystä malli ei myöskään kykene mallittamaan ja ottamaan huomioon lämmön advektiota.

Vaikka malli onkin yksidimensioiden, annetaan sille alkuarvoistuksessa geostrofisen tuulen nopeuden u - ja v - komponentit, jotka oletetaan kuitenkin vakioiksi koko ilmapilarissa kaikilla tasoilla. Geostrofisen tuulen nopeudella on mallissa vaikutus liikemäärän vuohon ja tuulen nopeuteen kymmenen metrin korkeudella. Lisäksi se vaikuttaa mallin stabiilisuuteen.

Aika-askeleena mallissa käytetään 60 sekuntia ja mallia voidaan ajaa noin vuorokausi kerrallaan. 1D-H634 -mallin pystyresoluutio vaihtelee 40 ja 90

pystysuuntaisen tason välillä tarpeesta riippuen. Tasot voivat olla niin sanottuja kokotasoja tai puolitasoja. Tässä työssä käytetyssä mallissa oli käytössä 40 kokotasoa. Hilojen vertikaalinen väli on tiheämpi lähempänä maanpintaa kuin ilmakehän ylärajalla. Mallin alin taso sijaitsee noin 30 metrin korkeudessa. Tälle tasolle voidaan määrittää lämpötila, ominaiskosteus sekä tuulen nopeus. Kahden metrin lämpötila ja ominaiskosteus sekä tuulen nopeus kymmenessä metrissä ovat puolestaan mallissa diagnostisia suureita.

Mallin fysiikka sisältää erilaisia paketteja säteilynkulun, pinnan energiataseen, turbulenssin sekä konvektiivisten ilmiöiden laskemiseksi. Mallin fysiikkaa käydään tarkemmin läpi seuraavissa alaluvuissa 4.2.1-4.2.5. Kyseiset alaluvut pohjautuvat HIRLAMIN tieteellisiin dokumentaatioihin (Undén ym., 2002, Sass ym. 1994).

4.2.1 Säteilyn kulku mallissa

Mallin säteilypaketti pohjautuu Savijärven (1990) kehittämään säteilynkulkumalliin. Säteilypaketin tarkoituksena on pinnan säteilyolosuhteiden ja ilman lämpötilan tendenssin luominen. Tämä paketti ottaa huomioon vain lyhytaalto- (SW) ja pitkäaaltosäteilyn (LW) pystysuuntaiset vuot, ja vain yhden pystyjakauman kummallekin komponentille erikseen.

Ilman lämpötilan tendenssi määritetään mallissa kaavan (6) lailla, joka voidaan hajoittaa vielä erillisiin lyhyt- ja pitkäaaltosäteilyn komponentteihin (kaavat 7 ja 8):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{g}{c_p} \times \frac{\partial F_{net}}{\partial p} \quad (6)$$

Nettosäteilyvuon divergenssi vaikuttaa siis tietyn pianepinnan lämpötilaan. Kaavassa esiintyvä g on gravitaatiokiihtyvyys ja c_p on lämpökapasiteetti vakiopaineessa.

Lyhytaaltosäteily

Lyhytaaltosäteilyä kuvaavassa kaavassa (7) ensimmäinen termi oikealla kuvastaa lämmön absorptiota kirkkaan ilman tilanteessa. Toinen termi kuvastaa vastaavasti absorptiota pilvisessä tilanteessa, jossa kerroin C_M kuvastaa maksimaalista kokonaispilvisyyttä vertikaalisuunnassa.

$$\frac{\partial T}{\partial t_s} = \frac{\partial T}{\partial t_{sa}} (1 - C_M) + \frac{\partial T}{\partial t_{sc}} C_M \quad (7)$$

Yllä esitettyssä kaavassa kirkkaan ilman tilannetta kuvastavaa termiä laskettaessa käytetään hyväksi muun muassa ilmakehän ylärajalle saapuvan kokonaissäteilyn määrää sekä auringon zeniittikulmaa. Käyttämällä hyväksi astronomisia tietoja eli vuorokauden- ja vuodenaikaa malli osaa itse laskea tulevan auringon säteilyn määrän. Lisäksi kyseinen termi huomioi lyhytaaltosäteilyn kulkuun vaikuttavan pinnan albedon.

Kaavan (7) pilvisyyden vaikutuksia käsittävä termi huomioi puolestaan ilmakehän läpinäkyvyyden, säteilyn kulkuun vaikuttavien sirottajien vaikutukset ja takaisinsironnan. Lisäksi termi käsittää vesihöyryn, CO₂:n sekä O₂:n absorptiot. Moninkertaista säteilyn takaisinheijastumista pilvikerrosten välillä ei oteta mallissa huomioon.

Pitkäaaltosäteily

Pitkäaaltoisen säteilyvuon määrittäminen pohjautuu HIRLAMissa empiiriseen emissio-yhtälöön. Ilmakehän emissiivisyyden kannalta säteilyn karkaaminen avaruuteen oletetaan suurimmaksi ilmakehää jäädyttäväksi tekijäksi. Ilmakehän ja maaperän vuorovaikutuksen oletetaan puolestaan olevan huomattava lähellä pintaa, mutta pienenevän ylöspäin mentäessä. Eri kerrosten välisen vuorovaikutuksen ilmakehässä oletetaan puolestaan olevan mitättömän pieni.

Pitkäaaltoisen säteilyn vaikutusta lämpötilaan ilmakehässä kuvaa yhtälö (8):

$$\frac{\partial T}{\partial t_i} = \frac{\partial T}{\partial t_{illa}} + \frac{\partial T}{\partial t_{ila}} + \frac{\partial T}{\partial t_{ilc}} + \frac{\partial T}{\partial t_{illc}} \quad (8)$$

Yllä esitetyn kaavan ensimmäinen termi oikealla puolella kuvastaa kirkkaan ilman tilannetta, jossa tutkittavan hilapisteen ylä- eikä alapuolella ei esiinny pilviä. Toinen termi kuvaa puolestaan kirkkaan ilman tilannetta, jossa kuitenkin esiintyy pilviä tutkittavan hilapisteen yläpuolella. Yhtälön kolmas termi kuvastaa pilvistä tilannetta, jossa tutkittavan hilatason yläpuolella ei kuitenkaan esiinny pilviä. Neljäs termi kuvaa pilvistä tilannetta, jossa pilviä esiintyy myös tutkittavan hilatason yläpuolella.

Säteilyvuot pintaan

Laskettaessa säteilyvuota pinnassa käytetään avuksi hilan keskimääräistä albedoa α ja emissiivisyyttä sekä hilan pintalämpötilan keskiarvoa T_{skin} .

$$T_{skin} = \sqrt[4]{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (T_{s,j})^4} \quad (9)$$

jossa $\sum T_{s,j}$ on summa hilan eri alustatyyppien pintalämpötiloista. Maanpinnalle imeytyvä lyhytaaltainen nettosäteilyvuoto voidaan ilmaista karkeasti saapuvan ja pois heijastuneen lyhytaaltaisen säteilyn erotuksena:

$$F_s = (1 - \alpha) \frac{\partial T}{\partial t_s} \quad (10)$$

Vastaavasti pitkäaaltoisäteilyn nettovuoksi saadaan:

$$F_{i0} = \epsilon_0 (F_{i0a} + F_{i0c} - \sigma T_{E0}^4) \quad (11)$$

missä ϵ_0 on pinnan emissiivisyys ja σ on Stefan-Boltzmannin vakio. Lausekkeen (11) ensimmäinen termi kuvastaa kirkkaan ilman pitkäaaltoista vastasäteilyä. Toinen termi kuvastaa puolestaan efektiivisen pilvikerroksen pintaa kohti säteilemän pitkäaaltoisen säteilyn määrää. Viimeisen termin T_{E0} kuvaa pinnan efektiivistä lämpötilaa, joka on sama kuin T_{skin} .

4.2.2 Pinta- ja maaperäprosessit

HIRLAM 1D-H634 -malli ottaa huomioon alustan heterogeenisuuden. Jotta alustan ja ilmakehän väliset vuosuuret tulisivat riittävän tarkasti kuvattua, mallissa käytetään avuksi niin sanottua mosaiikkimenetelmää. Tämä menetelmä laskee lämmön-, kosteuden- sekä liikemäärän vuot eri alustatyypeille ja laskee niiden pinta-alapainotetun keskiarvon. Tämä menetelmä on huomattavasti tarkempi kuin voiden laskeminen siten, että eri alustatyyppien eri suureista otetaan ensin hilakeskiarvo. Tarkkuusero on sitä suurempi mitä voimakkaammin eri alustatyyppit hilan sisällä vaihtelevat. Ilmakehä oletetaan kuitenkin aina homogeeniseksi tietyssä hilassa (Senkova, 2007).

Ilmakehän alimmalle mallipinnalle lasketaan efektiiviset havaittavan ja latentin lämmön vuot (H_i ja E_i). Näiden voiden suuruudet määräytyvät sen mukaan mikä on eri pintatyyppien ja alimman mallipinnan välinen lämpötila- ja kosteusero sekä siitä, mikä on pinnan rosoisuus. Liikemäärän vuo alimmalla mallipinnalla määräytyy puolestaan sen mukaan, mikä on orografinen rosoisuus.

HIRLAMissa on kuvattuna viisi eri alustatyyppiä: meri/järvi, jää, paljas maaperä, metsä ja matala kasvillisuus/pelto. Vesistöille pinnan rosoisuus lasketaan Charnock teorian pohjalta (Charnock 1955). Vesistöjen pintalämpötila pidetään puolestaan vakiona, eikä sille ole omaa energiayhtälöään. Vesistöjen jäille lämpötila lasketaan puolestaan vain vertikaalisuunnassa kolmessa eri kerroksessa, lämmöndiffuusion avulla ja lämpökapasiteetti pidetään vakiona.

Lumi on mallissa esitettyä hyvin yksinkertaisesti virtuaalisena; sitä joko on tai ei ole mukana mallissa (asetus 1 tai 0). Lumi ei siis ole kuvattuna varsinaisesti kerroksena vaan sen vaikutus otetaan huomioon albedon, emissiivisyyden, vesiarvon ja rosoisuuden osalta. Lumipinta siis vaikuttaa suurimmaksi osaksi säteilyn voihin albedon osalta sekä vesiarvonsa puolesta vesitaseseen. Lunta voi mallissa esiintyä maaperän tai kasvillisuuden päällä. Lumipeite ei kuitenkaan vaikuta eristävasti, jolloin vuosuoret ilmakehän ja alustan välillä tulevat yliarvioituiksi. Koska lumen kuvaus HIRLAM 1D-H634 -mallissa (ja myös vastaavassa 3D-mallissa) on niin yksinkertainen, ovat tutkijat kehittäneet niin kutsutun Uuden lumen -mallin, johon tutustutaan paremmin luvussa 4.3.

Eri maaperätyypeille HIRLAMissa on käytössä ISBA-järjestelmä (Interaction Soil Biosphere Atmosphere) (Noilhan & Mahfouf, 1996). Maaperän lämpötila ja kosteus käyttäytyvät force-restore tyyppisesti. Maaperä on jaettu kahteen eri kerrokseen. Ensimmäinen kerros ulottuu pinnasta noin $d_1=1\text{cm}$ syvyyteen ja se reagoi lämpötilan ja kosteuden vuorokautiseen vaihteluun. Toinen kerros ulottuu puolestaan noin $d_2=1\text{m}$ syvyyteen, noudattaen muutaman vuorokauden keskiarvovaihtelua. Itse maaperän pintalämpötilalle on ennusteyhtälö, jonka mukaan pintalämpötila määräytyy maaperän lämpötilan sekä mallin alimman hilatason perusteella. Pintalämpötilan T_s , pinnan kosteuden w_g ja kasvillisuuden saaman kosteuden/sadeveden w_r muutosnopeudet lasketaan kaavojen (11) - (14) mukaisesti (Noilhan & Mahfouf, 1996).

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_t G - \frac{2\pi}{\tau} (T_s - T_2) \quad (12)$$

C_t on lämmönvaihtokerroin, joka on riippuvainen paljaan maan ja kasvillisuuden jakaumasta. G on kaavassa (1) esitetty lämmönvuo maaperään ja se saadaan laskemalla jäännösterminä kaavan (1) muista vuosuureista. τ on vuorokauden aikavakio ja T_2 maaperän lämpötila syvyydellä d_2 .

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (w_g - w_{geq}) \quad (13)$$

C_1 ja C_2 ovat force-restore kertoimet maaperän kosteudelle. ρ_w on veden tiheys. P_g on puolestaan sadanta pinnalle ja E_g haihdunta pinnasta. w_{geq} on pinnan kosteuden tasapainoarvo.

$$\frac{\partial w_r}{\partial t} = veg \cdot P - E_r, 0 \leq w_r \leq w_{rmax} \quad (14)$$

veg on kasvillisuuden osuus hilan pinta-alasta. P on kokonaissadanta ja E_r evapotranspiraatio eli haihdunta kasvillisuudesta. Kasvustoon jäävän sadeveden määrä on aina pienempi kuin kokonaissadanta. Kasvillisuuden transpiraatio ottaa huomioon senhetkisen auringonsäteilyn määrän, vesipitoisuuden juuriston tasolla, vesihöyryn vajeen ilmakehässä sekä ilman lämpötilan.

ISBA:ssa diagnostiset suureet, kuten kahden metrin lämpötila, suhteellinen kosteus sekä tuulennopeus, saadaan laskettua alimman mallipinnan meteorologisten tietojen sekä maaperän ominaisuuksien perusteella käyttäen hyväksi Monin-Obukhovin samanlaisuusteoriaa. Nämä diagnostiset suureet ovat kuitenkin hyvin herkkiä maaperän kosteudelle. Tästä syystä, jos maanpinta on lumen/jään peitossa, maaperä on jäässä, sateen määrä on huomattavan suuri, pinnan läheisen tuulen nopeus on voimakas, evapotranspiraatiota ei esiinny, tai on meneillään polaariyö, niin maaperän kosteus suljetaan pois laskuista. Näin saadaan minimoitua mahdolliset yli- tai aliarvonnit pinnan läheisen kahden metrin lämpötilan ja suhteellisen kosteuden arvoissa.

4.2.3 Pintavuot (liikemäärän-, lämmön- ja kosteudenvuot)

Turbulentitset vuot on kuvattu HIRLAMissa käyttämällä hyväksi erilaisia siirtokertoimia C_γ , kaavan (15) mukaisesti.

$$\overline{w' \gamma'} = C_\gamma \Delta \gamma |\vec{V}_N| \quad (15)$$

γ kuvastaa tutkittavaa suuretta eli liikemäärää, lämpöä tai kosteutta. Latentin ja havaittavan lämmön vuot ovat positiivisia kohti pintaa, kun taas liikemäärän vuo on aina positiivinen pinnasta pois päin. Lausekkeen vasen puoli kuvastaa γ :n vertikaalista turbulenttista vuota. $\Delta \gamma = \gamma_s - \gamma_N$ kuvaa puolestaan γ :n muutosta maanpinnan ja alimman mallipinnan N välillä. V_N on puolestaan alimman mallipinnan tuulen nopeus.

HIRLAMissa tuulen nopeus sekä ilman lämpötila saadaan yksiselitteisesti mallikenttien pohjalta, mutta pinnan kosteusolojen kuvaaminen on hieman monimutkaisempaa. Pinnan ominaiskosteus q_s on mallissa määriteltä niin, ettei se koskaan saavuta kyllästystilaa $q_{sat}(T_s)$ (kaava 16). Lausekkeessa esiintyvä F_{wet} kuvastaa pinnan kosteutta, joka on riippuvainen vakioista a_{w1} , a_{w2} , mallin ylimmän maaperäkerroksen vesipitoisuudesta W_s ja maaperän kyllästysasteesta W_{sat} .

$$q_s = F_{wet} q_{sat}(T_s) + (1 - F_{wet}) q_N \quad (16)$$

$$F_{wet} = a_{w1} + (1 - a_{w1}) \left(\frac{W_s}{W_{sat}} \right)^{a_{w2}} \quad (17)$$

Siirtokertoimet C_γ ovat riippuvaisia rosoisuusparametreistä $z_{0\gamma}$ sekä erilaisista stabiilisuusfunktioista (Ψ -funktioista). Rosoisuusparametrit ovat riippuvaisia alustan laadusta, ja ne luodaan malliin yleisen planetaarisen rajakerrosteorian mukaan (Garrat, 1977). Poikkeuksena tästä on $z_{0\gamma}$ liikemäärän vuon määrittämistä varten. Pinnan orografiasta johtuva kitka vaikuttaa liikemäärän vuon suuruuteen, joka vaikuttaa puolestaan turbulenssiin. Liikemäärä vuon laskemista varten onkin monia eri tapoja laskea $z_{0\gamma}$:n arvo. Näihin menetelmiin ei kuitenkaan syvennyttä sen tarkemmin tässä tutkielmassa. Ψ -funktioiden yksityiskohtainen kuvaaminen ei myöskään ole tarpeellista tämän työn kannalta.

4.2.4 Turbulenssi

Turbulenssi on HIRLAMissa kuvattuna TKE-menetelmän (Turbulenttinen Kineettinen Energia) ja diagnostisen sekoituspituuden $l_{m,h}$ avulla eli TKE-l menetelmällä. Mallin turbulenttisuutta kuvaava TKE-teoria pohjaa turbulenttisten vaihtokertoimien K käyttöön (liikemäärälle K_m sekä lämmön ja kosteuden vuolle K_h). Edellisessä luvussa 4.2.3 esitetyt vuosuureet voidaan kirjoittaa muotoon:

$$\overline{y'w'} = -K_\phi \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (18)$$

missä γ vastaa suureita u , v , θ ja q . Turbulenttinen vaihtokerroin voidaan puolestaan määrittää $K_{m,h} = l_{m,h} \sqrt{TKE}$.

Itse TKE saadaan laskettua turbulenttisen kineettisen energian ennustusyhtälön kautta:

$$\frac{\partial TKE}{\partial t} = \underbrace{-\overline{u'w'} \frac{\partial u}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial v}{\partial z}}_S + \underbrace{\frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta'_v}}_B - \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'TKE} + \overline{w'p'}/\rho)}_T - D \quad (19)$$

Termi S kuvastaa tuuliväänteen aiheuttamaa TKE:n muutosta, termi B puolestaan nostevoimista johtuvaa TKE:n muutosta. Termi T puolestaan kuvastaa TKE:n muutosta pystysuunnassa sekä pystysuuntaisten painevoimien vaikutusta. Termi D kuvastaa TKE:n muutosta dissipaation johdosta eli liike-energian muuttuessa lämmöksi kitkan johdosta.

Sekoituspituus $l_{m,h}$ määritellään HIRLAMissa erikseen stabiilille l_s ja epästabiilille tilalle l_{integ} . Kokonaissekoituspituus lasketaan lausekkeen (20) mukaan:

$$\frac{1}{l_{m,h}} = \frac{1}{\max(l_{integ}, l_{min})} + \frac{1}{l_s} \quad (20)$$

missä $l_s = c_{m,h} \frac{\sqrt{TKE}}{N}$ ja $c_{m,h}$ ovat vakioita ja N on Brunt-Väisälä-taajuus. l_{integ} on puolestaan integraali stabiilisuusfunktioista korkeuden suhteen, joita ei tässä esitellä sen tarkemmin. l_{min} :llä pyritään saamaan mahdollisimman tasainen siirros aikaan stabiilin ja epästabiilin tilan välille.

4.2.5 Pilvet ja kondensaatio

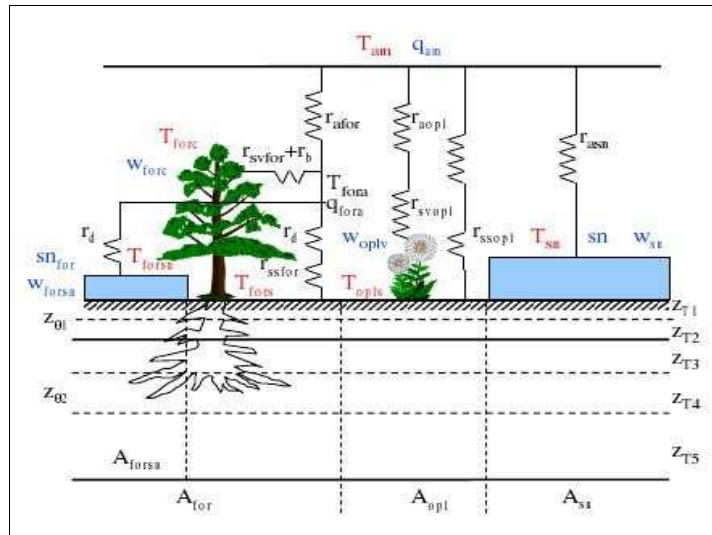
Koska malliajoihin on pyritty valikoimaan alkuarvoistuksessa tilanteita, jolloin pilvisyyttä ei juurikaan esiinny (jotta mahdollisuus ääriämpötilojen esiintymiseen paranisi), tässä kappaleessa kuvataan vain hyvin lyhyesti mihin teorioihin HIRLAMin pilviparametrisointi pohjaa. Malliajoissa käytettiin hyväksi kahta eri pilviparametrisointia STRACOA (Soft TRAnsition Condensation) ja Kain-Fritch konvektiomallia.

STRACO on konvektiomalli, joka ottaa huomioon kosteuden konvergenssin. Malli huomioi alustan haihdutuksen, ja konvektio voi alkaa miltei tahansa mallipinnalta. Ilmakehän lämpötila- ja kosteuserot voivat laukaista konvektion synnyn. Vertikaalisuunnassa konvektion ulottuvuus määritellään ilmapaketin kostea-adiabaattista nousua tarkastelemalla. Oletuksena on, että kosteuden tiivistyessä vapautuu kosteuteen sitoutunutta latentia lämpöä ilmapakettia lämmittäen. Ilmapaketin nousu lakkaa, kun saavutetaan tasapainolämpötilakorkeus eli ETL (Equilibrium Temperature Level). Tämä taso määrittää siis pilven huipun sille korkeudelle, jolla nostevoima muuttuu negatiiviseksi. Mallin mikrofysiikka eli kondensaatio ja sateen muodostuminen pohjautuvat Sundqvistin teoriaan (Sundqvist, 1993). Malli ottaa myös huomioon sekoittumisen (eli entrainment) pilven reuna-alueilla. Viileämmän ilman sekoittuminen nousevaan ilmavirtaan voi pysäyttää konvektion vähentämällä nostevoiman vaikutusta.

Kain-Fritsch pilvifysiikka pohjautuu pilvi-ilman sekoittumiseen ympäristön kanssa (entrainment / detrainment) massavoiden pitäessä yllä tasapainoa. Mallin konvektiivisuus perustuu puolestaan CAPE-sulkeumaoletukseen. CAPE (Convective Available Potential Energy) eli konvektioon käytettävissä oleva potentiaalienergia kuvaa sitä energian maksimimäärää, joka nousevalla ilmamassalla on käytettävissään. Ilmamassan oletetaan nousevan kostea-adiabaattisesti vapaan konvektion alueella sille tasolle asti, jolla nostevoima muuttuu neutraaliksi. Kosteus- ja lämpötilajakaumat määrittävät massavoiden suunnat ja ylikyllästystila laukaisee sateen.

4.3 Uuden lumen -malli, 1D-RCA3

Niin kutsuttu Uuden lumen -malli pohjaa HIRLAMiin. Oleellisin ero siinä on pintaparametrisointi, joka on otettu ruotsalaisen Rossby -keskuksen ilmastomallista RCA3:sta. Malli siis poikkeaa 1D-H634 -mallista vain pinta- ja maaperäprosessien sekä pintavoiden eli kappaleissa 4.2.2 ja 4.2.3 kuvattujen asioiden osalta. Tämä luku pohjautuu RCA3 -mallin tieteelliseen dokumentaatioon (Samuelsson ym., 2006).



Kuva 8. Pinnan kuvaus RCA3 -mallissa. Punaisella värillä on esitettyä ennustettavat lämpötilat. Sinisellä on esitettyä ennustettavat vesiärvot. Mustalla on esitettyä maaperäkerrokset sekä kutakin eri alustatyyppiä vastaava aerodynaaminen vastus. (Samuelsson, 2006)

Uuden lumen -malli ottaa huomioon kolme eri alustatyyppiä: metsän, avoimen maaston sekä lumen. Metsä ja avoin maasto on lisäksi jaettu vielä erikseen alatyyppeihin, joita ovat metsän kasvillisuus, metsän pohja, lumipeitteinen metsä, ohut kasvillisuus ja paljas maa. Alustatyyppistä riippuen alusta/maaperä voidaan jakaa kahdeksaan erilaiseen vesivarastoon: avoimen alustan kasvillisuuden ja metsän sitoma kosteus, lumen vesiärvot avoimella maalla ja metsässä, nestemäisen veden määrä edellä mainituissa lumikerroksissa sekä kosteus kahdessa kerroksessa maaperässä (kuva 8: z_{01} ja z_{02}).

Itse maaperä on jaettu lämpötilan laskemista varten viiteen eri kerrokseen (kuva 8: z_{T1} - z_{T5}), joista alimmalla lämpötila pidetään vakiona. Lämpötilaa laskettaessa kaksi ylintä kerrosta sijaitsevat 1,0 cm:n ja 6,2 cm:n syvyydellä. Kosteus lasketaan

maaperässä vain kahdessa kerroksessa, joista ylin sijaitsee kahden ylimmän lämpötilakerroksen tienoilla ja alin sijaitsee vuoristoisilla alueilla 1,0m syvyydellä ja tasamaalla 2,0m syvyydellä.

Diagnostiset suureet, kuten kahden metrin lämpötila ja kosteus sekä tuulen nopeus kymmenessä metrissä lasketaan Monin-Obukhov samanlaisuusteorian mukaan, käyttäen apuna alustan ja alimman mallipinnan tietoja. Nämä diagnostiset suureet lasketaan kullekin alustatyypille erikseen ja niistä lasketaan pinta-alalla painotettu keskiarvo koko hilapisteelle.

4.3.1 Pinta- ja maaperäprosessit

Uuden lumen -malli käsittää seitsemän eri maaperätyyppiä (hiekkainen siltti, savimaa, hiekkainen siltti, hiesusavi, hietasavi ja turve). Näiden maaperätyyppien hydrologiset ominaisuudet pohjautuvat Clappin ja Hornbergerin (1978) sekä McCumberin ja Pielken (1981) tutkimuksiin.

Lämmönvuo maaperässä voidaan kirjoittaa alla esitettyyn muotoon (kaava 21), jossa $(\rho C)_{s\phi}$ on volymetrinen kostean maan lämpökapasiteetti. λ on lämmönjohtuvuus sekä ϕ kokonaislämpövuon pinnan ja pohjan välillä. ϕ^b eli kokonaislämmönvuon oletetaan olevan aina pohjalla nolla. Koska maaperä on jaettu viiteen eri kerrokseen ja neljää eri pintatyyppiä voi esiintyä hilassa, saadaan maaperälle ennusteeksi jopa 20 eri maaperän lämpötila-arvoa.

$$[(\rho C)_{s\phi} + \Delta C_{fs}] \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (\phi^{t,b} + \lambda_T \frac{\partial T_s}{\partial z}) \quad (21)$$

Veden vertikaalikulkeutuminen ei-kylläisessä maaperässä voidaan kirjoittaa muotoon:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z}) - \frac{\partial \gamma}{\partial z} + S(\theta, z) \quad (22)$$

jossa λ on hydraulinen diffusiteetti ja γ on hydraulinen johtuvuus. $S(\theta, z)$ on volymetrinen lähde/nielu, joka käsittää: sadannan, valunnat, juurakon vaikutuksen sekä lumen sulamiseen kuluvan lämmön. Haihdunnan ja tiivistymisen vaikutuksia kuvataan seuraavassa alaluvussa (4.3.2).

4.3.2 Pintavuot

Havaittavan (H) ja latentin (E) lämmön vuot maanpinnan ja ilmakehän välillä on Uuden lumen -mallissa kuvattu kaavojen (23) - (24) avulla. ρ kuvaa ilman tiheyttä, c_p ilman lämpökapasiteettia, L_e veden höyrystymislämpöä, T_s ja T_{air} pinnan ja ilman lämpötiloja ja q_s ja q_{air} lämpötiloja vastaavia ominaiskosteuksia. r_s on pinnan aiheuttama vastus, joka riippuu alustan kasvillisuudesta ja/tai lumipeitteestä. Sen arvo vaikuttaa latentin lämmön vuohon kasvillisuuden sekä pintahaihdunnan kautta. Lumipeitteiselle sekä sateen kastelemalle pinnalle r_s :n arvo asetetaan nolaksi, samoin kuin myös kondensaatiotilanteissa.

$$H = \rho c_p \frac{T_s - T_{air}}{r_a} \quad (23)$$

$$E = \rho L_e \frac{q_s(T_s) - q_{air}}{r_a + r_s} \quad (24)$$

r_a on aerodynaaminen vastus, joka on riippuvainen kitkakertoimesta C_h (25). u on tuulen nopeus korkeudella z_{air} , k on von Karmanin vakio, z_{0m} ja z_{0h} ovat rosoisuuskertoimet liikemäärälle ja lämmölle. Ri on Bulk-Richardsonin luku, joka muuttuu stabiilisuuden funktiona, mutta johon emme tässä työssä perehdy sen tarkemmin.

$$C_h = \frac{1}{u r_a} = \frac{k^2}{\ln\left(\frac{z_{air}}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_{air}}{z_{0h}}\right)} f_h\left(Ri, \frac{z_{air}}{z_{0h}}\right) \quad (25)$$

Kokonaishaihdunta kasvillisuudesta (evapotranspiraatio) lasketaan mallissa kasvillisuuden pinnalla olevan veden sekä kasvin lehtien hengitysaukkojen (stomata) kautta haihtuvan kosteuden summana. Evapotranspiraatio lasketaan siis kaavan (24) mukaan, mutta kaavaan lisätään vielä ns. Halsteadin kerroin h_v , joka kuvaa vesipeitteen peittämän kasvuston osuutta. Tämä kerroin kuvastaa siis sitä kuinka suuri osuus lehtipinta-alasta on nestemäisen veden peitossa ja mikä on itse evapotranspiraation osuus. Halsteadin kerroin saa arvon 0 – 1. Yksi tarkoittaa, että lehti on kokonaan nestemäisen veden peittämä eikä transpiraatiota esiinny.

Uuden lumen -mallissa on itse lumi kuvattu kahdella eri tavalla. Avoimessa maastossa lumi vaikuttaa voihin suoraan, kun taas metsässä vuot ovat riippuvaisia ilman lämpötilasta ja kosteudesta kasvillisuuden (canopy) välissä. Lumen albedo oletetaan metsissä vakioksi. Avomaalla albedon arvo perustuu lumen ikään ja sen arvo laskee lineaarisesti, jos uutta lunta ei sada päälle eikä esiinny sulamista. Sulamistilanteissa lumen albedon arvo muuttuu eksponentiaalisesti ajan suhteen. Lumen lämpötila vaikuttaa sen faasimuutoksiin, ja tässä mallissa osa sulaneesta lumesta pidetään mukana nestemäisenä vetenä, joka ei suoraan valu pois lumikerroksesta. Nestemäinen vesi lumessa voi siis uudelleen jäätyä ja taas sulaa. Tämä ominaisuus mallissa edistää lumipinnan muutosten todenmukaisempaa kuvantamista. Lisäksi oletuksena on, että paksussa lumikerroksessa vain ylin pintakerros on termisesti aktiivinen. Lumi siis eristää maaperän ilmakehästä, koska sillä on hyvin heikko lämmönjohtavuus. Malli ottaa myös huomioon lumen kattaman alueen hilapisteessä. Tällä on oma vaikutuksensa lumen sulamisen nopeuteen, albedon muutoksen kautta.

4.4 Mallien alkuarvoistus

Tutkimukseen valittiin mukaan kaikki kolme luotausasemaa Suomesta: pohjoisesta Sodankylä, etelästä Jokioinen sekä Keski-Suomesta järviseläudelta Jyväskylä. Kaikilta asemilta on saatavissa hyvin pitkät aikasarjat havainto- ja luotautietoa. Lisämotivaatiota tälle asettelulle antoi se, että päivänpituus vaihtelee paikkakunnittain vuodenaikasta riippuen ja joinakin vuosina vuoden korkein maksimilämpötila on havaittu Pohjois-Suomessa.

Ensimmäiseksi etsittiin Ilmatieteen laitoksen ilmastotietokannan vanhoista havainnoista kahden metrin lämpötilan ääriarvot vuosilta 1973-2006. Maksimilämpötilat, jotka ylittivät kesällä yli 30°C, otettiin mukaan tutkimukseen. Talviminimeistä otettiin mukaan puolestaan havainnoit, joissa kahden metrin lämpötila alitti Jokioisissa ja Jyväskylässä -35°C ja Sodankylässä -42°C. Näiden tietojen pohjalta etsittiin kyseisten ajanhetkien luotautiedot. Luotautiedoista pyrittiin selvittämään, mitkä olivat kunakin ajankohtana ne tekijät, jotka mahdollistivat ääriämpötilojen synnyn. Tässä vaiheessa käytettiin apuna Wyomingin Yliopiston verkkopalvelua (University of Wyoming), josta luotautiedot ovat saatavissa kuvaajina. Tämän jälkeen haettiin Ilmatieteen laitoksen

ilmastotietokannasta samaisilta päiviltä tekstimuotoiset tarkemmat luotaustiedot. Näistä luotauksista interpoloitiin erillisellä ohjelmalla mallien 40 pystytasoa vastaavat ilmakehän pystyprofiilit. Lopuksi nämä pystyprofiilitiedot syötettiin mallien alkuarvotiedostoihin.

Malleille annetaan alkuarvotietoina päivämäärä, kellonaika sekä aseman sijaintikoordinaatit kaariminuutin tarkkuudella. Näiden tietojen pohjalta malli osaa laskea vuorokautisen säteily määrän sekä auringon korkeuskulman automaattisesti.

Malleille syötettiin myös esitietona kuvaus kasvillisuudesta sekä maaperän ominaisuuksista, joiden perusteella malli laskee pinnan olosuhteiden muutoksia. Kasvillisuuden ja maaperän ominaisuudet asetettiin kuvaamaan edellä mainittujen mittausasemien todellisia ympäristötekijöitä. Jokioisten ja Jyväskylän asemille pinnan kasvillisuudeksi asetettiin 80% peltoa ja 20% metsää. Sodankylän kasvillisuus asetettiin puolestaan 100% metsäksi. Kaikille kolmelle paikkakunnalle maaperätyypiksi asetettiin savimaa. Maanpinnan kaltevuuden on malliajoissa oletettu olevan nolla.

Talvitilanteessa alkuehtoihin annettiin tieto maaperän mahdollisesta lumipeitteestä. Jotta talvitilanteissa päästiin mahdollisimman koviin pakkaslukemiin oletuksena oli, että maanpinta oli aina 100-prosenttisesti lumen peitossa. 1D-RCA3 -mallilla tehtiin lisäksi vertailuja, joissa maanpinta oletettiin talvella lumettomaksi.

Maaperän kosteus asetettiin alkuarvoistuksessa mahdollisimman alhaiseksi sekä kesä- että talvitilanteissa, jotta malliajossa pinnan kosteuden haihduttamiseen kuluisi kesällä mahdollisimman vähän energiaa ja talvella kosteuden tiivistymisestä vapautuva lämpöenergia minimoitaisiin. Luotauksen päivämäärästä riippuen mallin maaperän lämpötilan alkuarvoja muokattiin hieman, jotta vuorokauden kahden metrin lämpötilakäyrä muistutti sinikäyrää, ollen näin realistisempi. Alkuarvoistuksessa mallille täytyi antaa arvaus maaperän pintalämpötilasta sekä lämpötilasta kahdella eri syvyydellä eli z_{01} ja z_{02} (kuva 8). Maaperän lämpötilan muokkauksen lisäksi muokattiin myös pilviolosuhteita. Mallifysiikan pohjalta pyrittiin löytämään aina tapauskohtaisesti se pilvikuvaus (kts. luku 4.2.5), jonka mukaan pilviä muodostuisi päivän mittaan mahdollisimman vähän. Pilvikuvauksista Stracoa käytettiin kaikissa 1D-H634 -malliajoissa, kun taas Kain-Fritsch osoittautui käyttökelpoisemmaksi 1D-RCA3 -malliajoissa.

Tuulen nopeuden vaikutusta kahden metrin lämpötilaan testattiin myös. Vaikka malli ei ota huomioon tuulen aiheuttamaa advektiota, voidaan mallin alkuarvoihin antaa tieto vallitsevan geostrofisen tuulen nopeudesta “alimmalla mallitasolla”. Tämä geostrofisen tuuli vaikuttaa mallissa ainoastaan turbulenssiin ja sitä kautta liikemääränvuohon sekä havaittavan ja latentin lämmön vuohon. Malliajoissa geostrofisen tuulen nopeuden vaikutuksia testattiin välillä 0 – 20 m/s.

Kaikki edellä mainitut esitiedot syötettiin yhtäläisesti jokaiselle mallille. Mallien aloitustiedostot olivatkin identtiset mallista riippumatta. Lisäksi 1D-H634 -mallilla tehtiin ajoja, joissa hiilidioksidipitoisuus asetettiin kaksin- tai nelinkertaiseksi verrattuna ilmakehän nykytasoon. Tämä toimenpide tehtiin lisäämällä kertoimet hiilidioksidipitoisuuden lausekkeeseen, mallifysiikan säteilyn kulkua kuvaavaan osioon.

Pakotetun maaperän malliajot

1D-H634 -malliajojen pohjalta todettiin, että maaperän lämpötilan vaikutus ilmakehään on mallissa huomattava. Tämän seurauksena päätettiin tutkia maaperän lämpötilan vaikutuksia ilman kahden metrin lämpötilaan maaperäpakotteen avulla. Tätä koetta varten muutettiin hieman 1D-H634 -mallin fysiikkapakettia, asettamalla mallin omat maaperän lämpötilaa koskevat tendenssit nolliksi ja syöttämällä tilalle maaperän lämpötilapakote. Tämänkaltaista menetelmää on aikaisemmin käytetty esimerkiksi tutkittaessa rajakerroksen stabiilisuutta (Cuxart, 2006).

Maaperän lämpötilamittauksia oli Sodankylästä saatavilla 10 minuutin välein, Mast Soil-tietokannasta (<http://litdb.fmi.fi>). Jokioisista ja Jyväskylästä maaperän lämpötiloista oli kuitenkin tiedossa vain vuorokauden maksimi- ja minimilämpötilat. Tästä syystä kokeet päätettiin suorittaa Sodankylän mittauksia hyväksi käyttäen.

Tämä koe sisälsi kaksi erillistä osiota. Ensimmäisessä kokeessa testattiin mallin toimivuutta antamalla maaperän pintalämpötila pakotteena Sodankylästä saatujen maaperän lämpötilan mittaustulosten perusteella. Toisessa kokeessa mallille syötettiin puolestaan teoreettinen arvaus siitä, miten korkeaksi maaperän pintalämpötila voisi Suomen olosuhteissa kohota.

Kakkoskokeessa maaperän pintalämpötila pakotettiin siis käyttäytymään sinikäyrän mukaisesti. Jotta tästä teoreettisesta arvosta saatiin riittävän todenmukainen,

käytettiin avuksi seuraavaa kaavaa (Ruosteenoja, 2001):

$$T(h, t) = \bar{T} + A_T * e^{(-h/D)} * \sin[t \omega - h/D] \quad (26)$$

missä T on maaperän keskilämpötila, A_T on lämpötilan vaihtelun amplitudi pinnalla, t on aika, h laskettava syvyys. D on puolestaan syvyys, jolla lämpötilavaihteluiden amplitudi on vaimentunut $1/e$ -kertaiseksi ($D = (2\kappa/\omega)^{0,5}$). κ on maaperän termien diffusiviteetti ja $\omega = 2\pi/t_{jaks}$ eli kulmataajuus, missä t_{jaks} on jakson pituus.

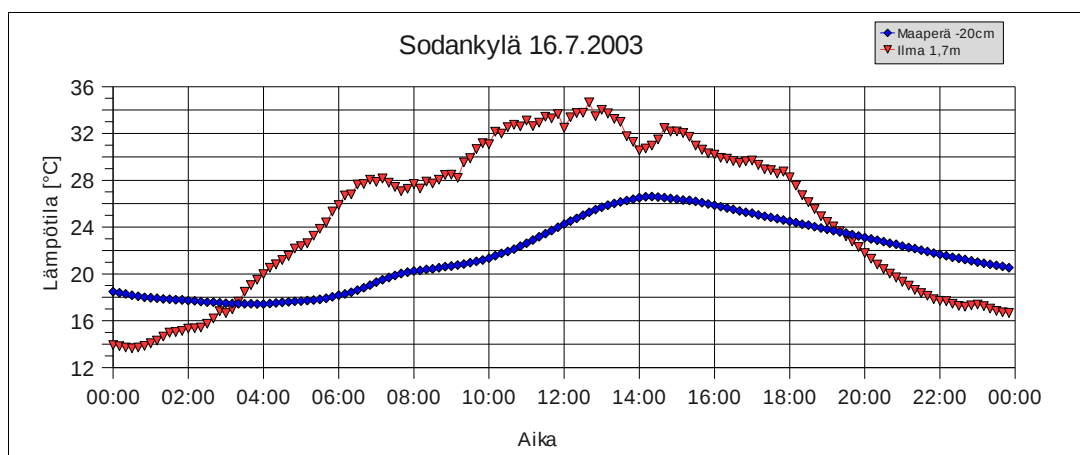
Jotta kaavaa 26 voitiin käyttää, täytyi tehdä tiettyjä oletuksia. Näitä olivat esimerkiksi oletus siitä, että maaperän lämpötila vaihtuu vuorokausirytmisään sinimuotoisesti ja maaperä on tutkittavalla alueella homogeenista ja tasalaatuista. Tämän jälkimmäisen oletuksen nojalla voitiin pintalämpötilan profiilin laskeminen suorittaa käyttämällä vain yhtä termisen diffusiteetin κ -arvoa. Taulukossa 3 on esitetty termisen diffusiteetin arvoja eri maalajeille.

Taulukko 3. Termien diffusiteetti eri maalajeille (Peixoto, 1992).

Maaperätyyppi	Termien diffusiteetti ($10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$)
Hiekkamaa	0,24
Hiekkamaa (40% huokoinen)	0,74
Savimaa	0,18
Savimaa (40% huokoinen)	0,51
Turvemaa	0,10
Turvemaa (40% huokoinen)	0,12
Lumi	0,38
Jää	1,16

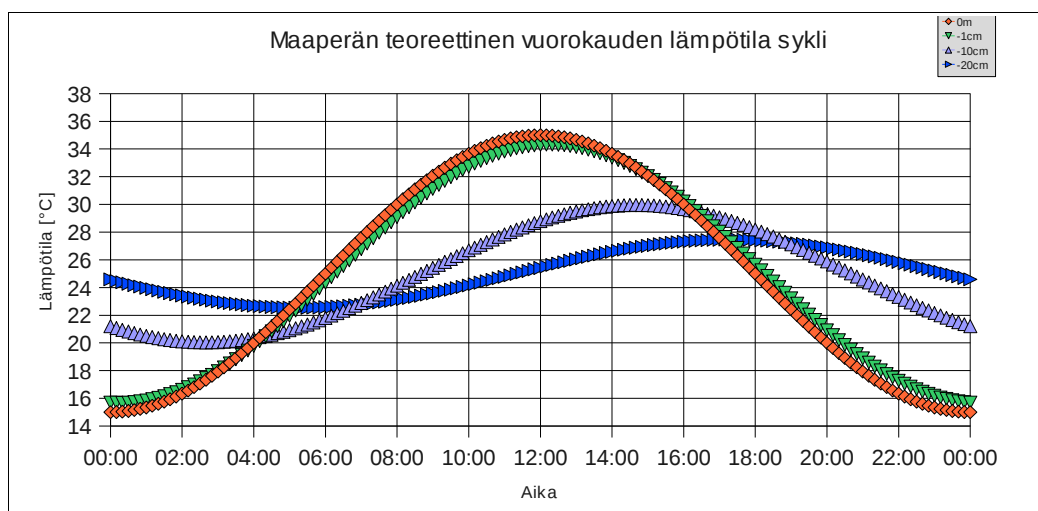
Alapuolella on esitetty kaksi kuvaajaa (kuvat 9 ja 10), joista ensimmäinen kuvaa maaperän lämpötilan muutoksia Sodankylän mittausasemalla 16. heinäkuuta 2003 ja jälkimmäinen teoreettisesti laskettua maaperän lämpötilan vuorokausirytmää. Kuvasta 9 on havaittavissa, että todellisuudessa maaperän lämpötila seuraa vuorokautista ilman lämpötilan muutosta pienellä viiveellä. Usean tunnin mittaiset pilviset jaksot voidaan myös havaita syvempien kerrosten lämpötilamittauksista.

Sodankylässä mitatuista arvoista voidaan myös havaita, että lämpötila nousee maaperässä nopeammin kuin mitä jäähtyminen kestää.



Kuva 9. Sodankylässä 16.7.2003 mitatut maaperän (-20cm) ja ilman (1,7m) lämpötilat. (<http://litdb.fmi.fi>, MAST-data)

Kuvaan 10 on piirretty yllä esitetyn kaavan 26 mukaan laskettu maaperän vuorokautinen lämpötilavaihtelu eri syvyyksillä. Teoreettisen maaperän lämpökäyrän laskemiseen on käytetty κ :n arvoa 0,74 eli huokoisen hiekkamaan termistä diffusiteettiä (Taulukko 3). t_{jaks} :n eli jaksonajan pituudeksi on määritetty 86400 sekuntia eli yksi vuorokausi. Keskilämpötilaksi on asetettu 25°C ja amplitudiksi 10°C. Lisäksi kuvaajan piirtämisvaiheessa on vuorokauden maksimia siirretty 6 tuntia eteenpäin, jotta päivän lämpötilamaksimi maanpinnassa on saatu asettumaan keskipäivän tienoolle.



Kuva 10. Teoreettinen maaperän lämpötilapakote Sodankylän asemalle.

5 Tulokset ja tulosten käsittely

Suomesta saatavien luotaustietojen pohjalta tehtyjen malliajojen kahden metrin lämpötilat eivät ylittäneet Suomessa vuonna 1914 havaittua lämpötilaennätystä +35,9°C. Vertailtaessa kuitenkin malliajojen tuloksia valittujen päivien havaittuun maksimiarvoon voitiin kesätilanteissa havaita mallin antavan keskimäärin lämpimämpiä ja joskus jopa 5°C havaittua lämpötilaa lämpimämpiä arvoja (kuva 11).

Talvitilanteissa Jokioisissa ja Sodankylässä 1D-H634 -malli ei kyennyt saavuttamaan simulaatioissa yhtä alhaisia pakkaslukemia kuin mitä on havaittu (kuva 12). Suomessa vuonna 1999 mitattu pakkasennätys ylitettiin kuitenkin 1D-RCA3 -mallia käytettäessä. 1D-RCA3 -malli yliarvioi kuitenkin useimmissa tapauksissa pakkasia useita asteita.

Mallitulokset osoittivat Jyväskylässä selvästi suurempia lämpötilaeroja havaintojen ja mallitulosten välillä kuin Jokioisissa tai Sodankylässä. Jyväskylässä mallit saavuttivat talvella jopa yli kymmenen astetta kireämpiä pakkaslukemia kuin mitä havainnot antavat. Syitä siihen, miksi Jyväskylässä havaitut ja mallinnetut lämpötilan kahden metrin arvot erosivat etenkin talvella niin paljon toisistaan yritettiin selvittää erilaisin keinoin. Jyväskylän lentoaseman virallisten lämpötilan kahden metrin mittausten ja luotausten alimman tason lämpötila arvoja vertailtiin keskenään. Näissä havainnoissa ei kuitenkaan esiintynyt kuin muutaman asteen heitto. Tämä on puolestaan loogista, jos luotaus on poimittu ajoa varten ajanhetkeltä 00UTC, kun taas lämpötilamittaukset ovat vuorokauden minimilämpötiloja. Näiden kahden mittauksen ajanhetket poikkeavat siis suurella todennäköisyydellä toisistaan. Talvellahan vuorokauden minimilämpötila saavutetaan usein juuri ennen auringon nousua.

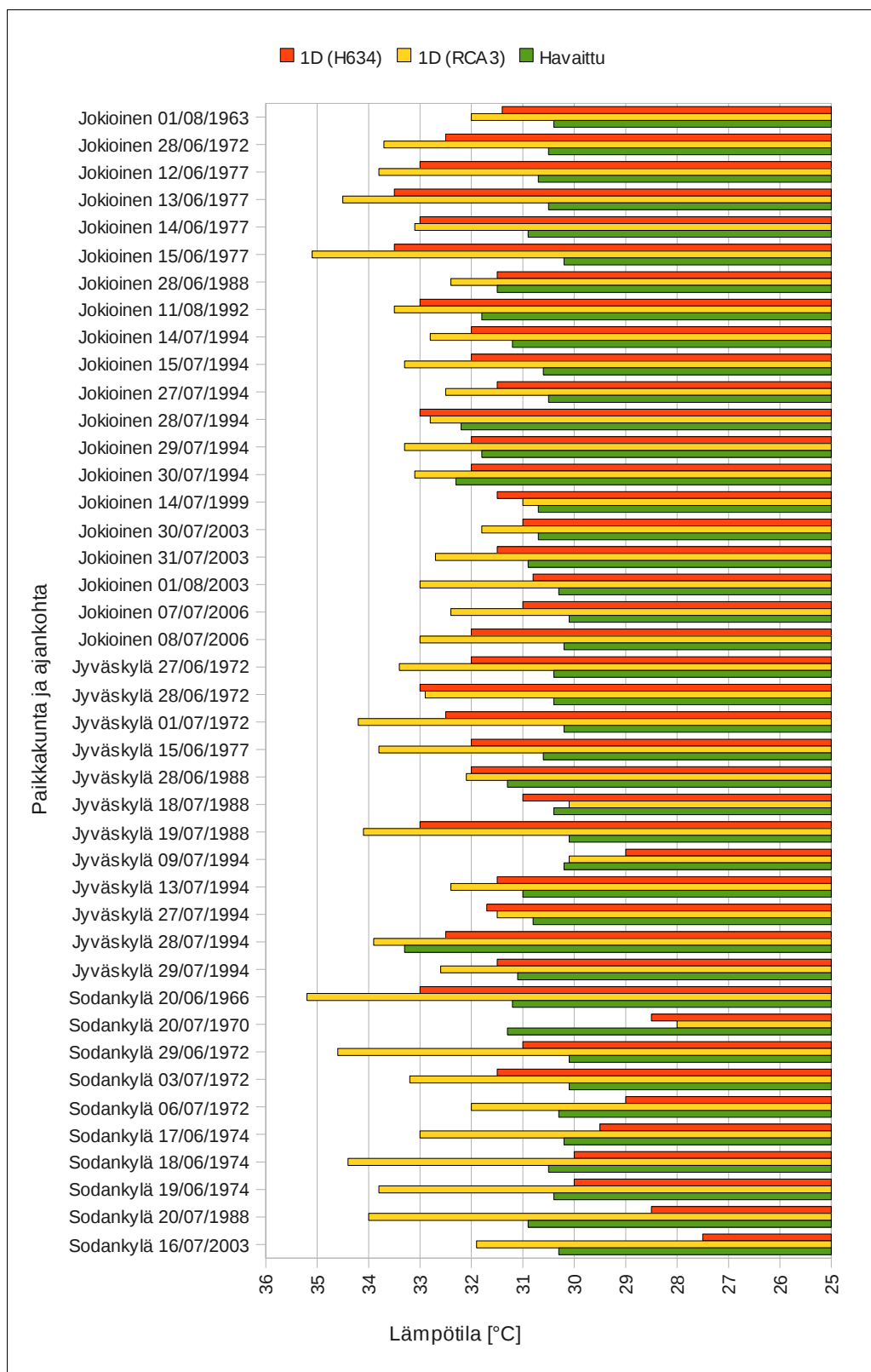
Erojen syytä Jyväskylän mallitulosten ja havaintojen välillä pyrittiin myös selvittämään maantieteellisen sijainnin ja auringon säteilyn määrän saatavuudella. Saman luotauksen (eli ilmamassan) antaminen esitietoina Jokioisten, Jyväskylän ja Sodankylän koordinaateilla muutti lämpötilaa kuitenkin vain vajaa puoli astetta talvitilanteissa.

Jyväskylän paikallisen mikroilmaston vaikutuksia edellä esitettyihin eroihin pohdittiin myös. Vaikka Jyväskylän seutu on osittain hyvinkin mäkistä maastoa, ei

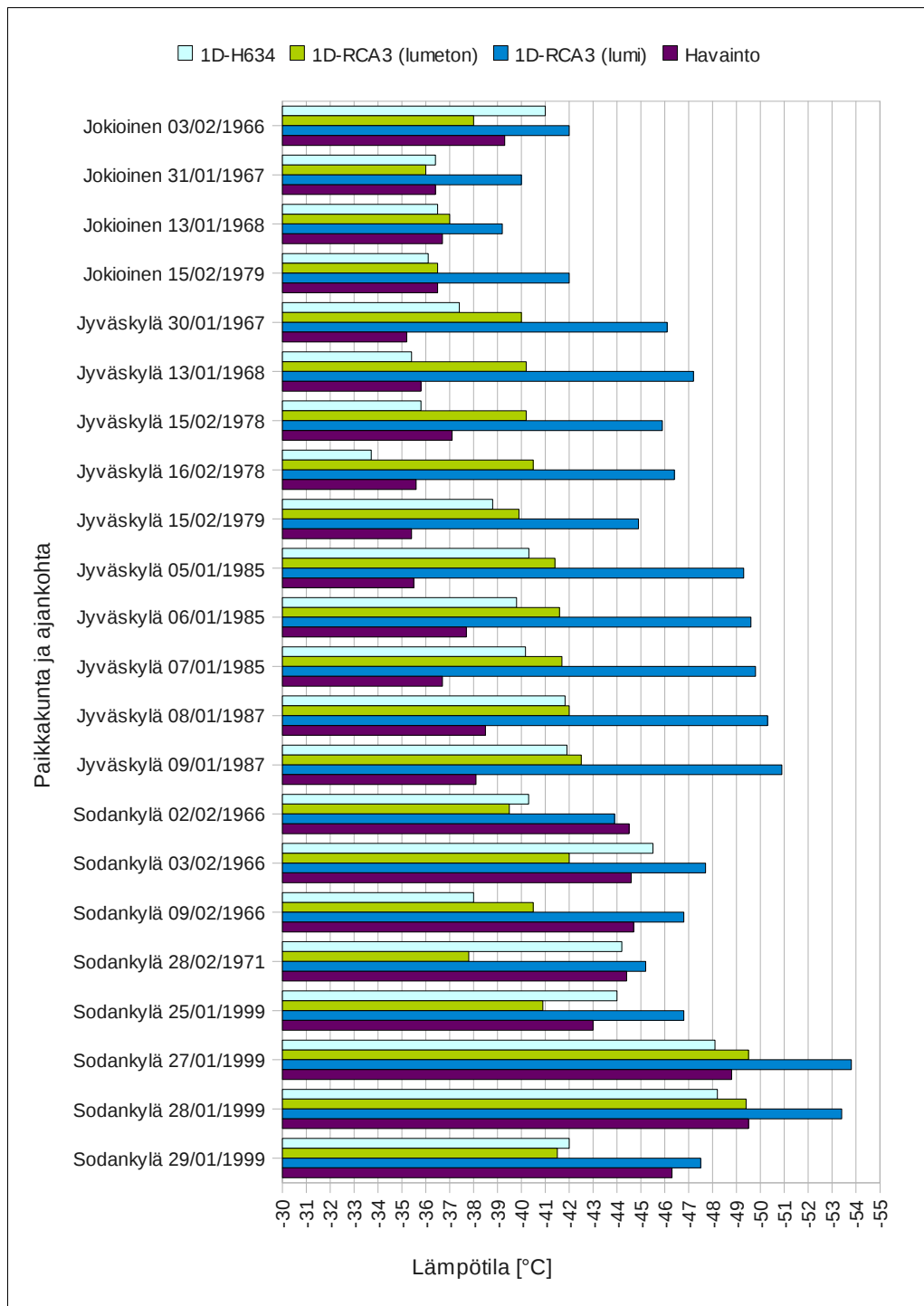
tämä riittää selittämään havaittuja eroja mallitulosten ja havaintojen välillä. Jos lentoasema sijaitisi jonkinlaisen laakson pohjalla, voisi siellä kuvitella olevan havittua kylmempää. Näin ei kuitenkaan ole vaan malli antaa huomattavasti havaintoja viileämpiä arvoja. Mallille oli myös annettu alkuarvoihin tieto kasvillisuudesta (80% peltoa ja 20% metsää), joka vastaa kohtalaisen hyvin lentoaseman olosuhteita. Maaperän lämpötilojen alkuarvotkin vastaavat Jokioisissa mitattuja lämpötiloja, joten ne eivät ainakaan voi olla liian kylmiä. Kesällä havaittuja eroja voidaan puolestaan hyvinkin selittää mikroilmastolla. Jyväskylän ympäröimän suuren Päijänne-vesistön läheisyys voi hyvinkin viilentää paikallisesti lämpötiloja.

Tulosten perusteella voidaan kokonaisuudessaan todeta, että mallit antavat kesäisin keskimäärin lämpimämpiä lämpötiloja Jokioisten ja Jyväskylän seudulla kuin on mitattu. Sodankylässä 1D-RCA3 -malli antaa myös samankaltaisia tuloksia, mutta 1D-H634 -mallilla saadaan puolestaan järjestelmällisesti kylmempiä arvoja kuin mitä on mitattu. Erot mallien tulosten välillä johtuvat luultavimmin siitä, että 1D-RCA3 -malli ottaa huomioon pintasuureita laskettaessa useamman kerroksen kuin mitä 1D-H634 -malli. Useamman maakerroksen johdosta 1D-RCA3 -mallin pintaskeema ei ole niin herkkä säteilyvuon vaihteluille esimerkiksi pilvisyyden johdosta kuin mitä 1D-H634 -malli.

Syy siihen, miksi HIRLAM 1D-H634- ja 1D-RCA3 -malliajoissa saatiin huomattavasti lämpimämpiä tai kylmempiä lämpötiloja kuin mitä on mitattu, voi osittain selittyä sillä, etteivät mallien pintaprosesseja kuvaavat tekijät kykene kunnolla mallittamaan maaperän prosesseja. Kyseisissä malleissa maaperällä ei ole yleiseen klimatologiaan pohjaavaa muistia menneestä ajanjaksosta ja maaperän lämpötilasta. Malleissa maaperä on kuvattu vain kahden tai kolmen mallipinnan avulla. Maaperän prosessit kuvaavat siis vain hyvin ohutta pintakerrosta, jolloin vuorovaikutusta maaperän syvempien kerrosten ja pinnan välillä ei huomioida riittävän tarkasti. Näin ollen maaperän kykyä varastoida ja luovuttaa lämpöä ei oteta kunnolla huomioon, jolloin se ei myöskään voi vaikuttaa mallien vuorokauden maksimi- tai minimilämpötilaan. Koska malli käsittää vain ohuen pintakerroksen maaperästä, oli tästä seurauksena kesätilanteissa se, että mallit pyrkivät lämpiämään päivä päivältä yhä lämpimämmiksi. Talvitilanteessa mallit puolestaan jäähtyvät jäähtymistään.



Kuva 11. Malliajojen antamat kahden metrin lämpötilat valituille lämpimille vuorokausille käytettäessä 1D-H634- ja 1D-RCA3 -malleja. Kaaviokuvaan on lisäksi piirretty Ilmatieteen laitoksen kahden metrin lämpötilan havainnot vastaavilta vuorokausilta.



Kuva 12. Malliajojen antamat kahden metrin lämpötilat valituille kylmille vuorokausille käytettäessä 1D-H634- ja 1D-RCA3 -malleja. Kaaviokuvaan on lisäksi piirretty Ilmatieteen laitoksen kahden metrin lämpötilan havainnot vastaavilta vuorokausille.

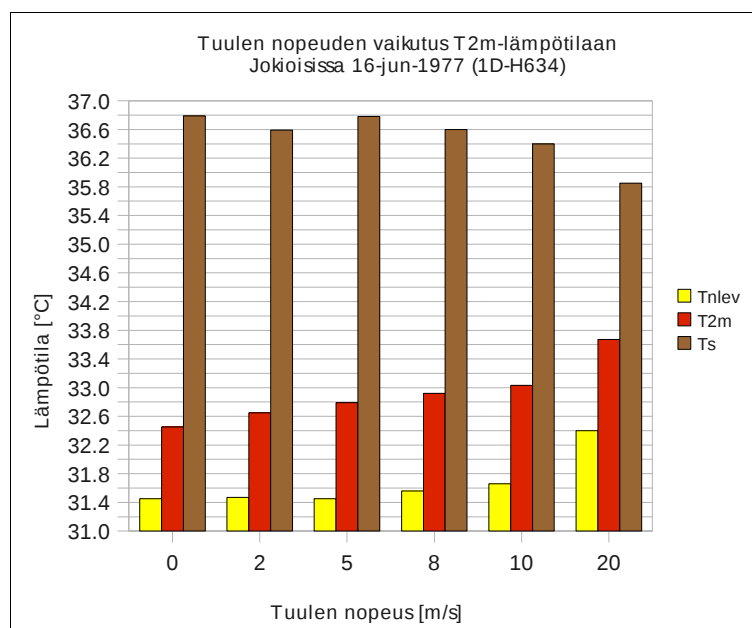
Malliajojen yhteydessä havaittiin myös, etteivät mallit kykene suoriutumaan päivistä, jolloin aurinko ei nouse lainkaan. Lyhytaaltoisen säteilyn puuttuminen johti siihen, että malli kylmeni hyvin rajusti. Esimerkiksi mallinnettaessa Sodankylää tammikuun

ensimmäisiltä päiviltä, voitiin havaita mallin jäähtyvän vuorokaudessa yli 10°C. Pidempiä ajoja tehtäessä mallit jäähtyivät vuorokausi toisensa perään järjetöntä vauhtia. 1D-RCA3 -mallia ajettaessa saavutettiin neljän vuorokauden ajolla -64,2°C. 1D-H634 -mallilla neljän vuorokauden ajo antoi puolestaan tulokseksi -44,7°C. Tätä pitempiä ajoja ei kyetty suorittamaan, mallin sisäisten aikarajoitusten johdosta. Sodankylässä kaamoksen aikana havaittujen huippupakkasten pohjalta ei siis kyetty suorittamaan malliajoja lainkaan.

Todellisuudessa alustan albedolla, lämpökapasiteetilla ja lämmönjohtokyvyllä on suuri vaikutus ylläpuolisen ilmassan lämpötilaan. Ne vaikuttavat voimakkaasti siihen, kuinka hyvin maaperä kykenee sitomaan itseensä auringon energiaa ja kuinka helposti maaperä luovuttaa siihen sitoutuneen energian puolestaan ilmakehälle. Mesomittakaavan kiertoliike estää puolestaan konvektion avulla pinnanläheisiä kerroksia lämpenemästä liikaa kesällä. Planetaarinen kiertoliike puolestaan pitää huolen siitä, etteivät napa-alueet jäähdy äärettömiin talvella. Kummassakin edellä mainitussa tapauksessa on kyse lämmön advektoitumisesta, joko horisontaali- tai vertikaalisuuntaan.

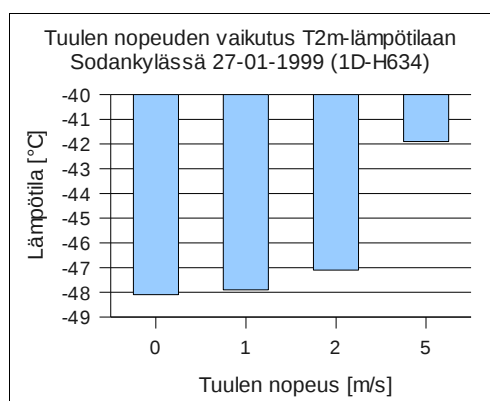
5.1 Geostrofisen tuulen nopeuden vaikutus kahden metrin lämpötilaan malliajoissa

Malliajoissa geostrofisen tuulen nopeuden kasvu aiheutti kesätilanteissa kahden metrin lämpötilan nousua. Yksikään suoritetuista ajoista ei osoittanut kesätilanteissa kahden metrin lämpötilan laskua geostrofisen tuulen nopeutta kasvatettaessa. Geostrofisen tuulen nopeuden muuttaminen nolosta arvoon 10m/s muutti kahden metrin lämpötilaa noin 0,5°C. Lisättäessä geostrofisen tuulen nopeutta entisestään arvoon 20m/s, kahden metrin lämpötila nousi jopa 1°C:lla (kuva 13). Kuvassa 13 eri pilarit kuvastavat maaperän (Ts), ilman kahden metrin (T2m) sekä ilmakehän alimman mallipinnan (Tnlev) lämpötiloja. Kahden metrin ja alimman mallipinnan lämpötilat vaikuttavat kohoavan tuulen nopeuden kasvaessa samalla, kun maanpinnan lämpötila laskee. Maaperä siis luovuttaa lämpöä ilmakehälle sitä tehokkaammin mitä voimakkaampi on tuuli, eli mitä tehokkaammin ilmapilari sekoittuu.



Kuva 13. Tuulen nopeuden vaikutus T_{nlev} , T_{2m} sekä T_s – lämpötiloihin kesätilanteessa, käytettäessä 1D-H634 -mallia.

Talvitilanteissa geostrofisen tuulen nopeuden lisääminen aiheutti myös kahden metrin lämpötilan nousua. Talvella kireimmät pakkaslukemat saavutettiin asettamalla mallin geostrofisen tuulen nopeus nolnaan. Pienikin tuulen vire (1 – 2 m/s) nosti lämpötilaa heti 0,5 – 1°C. Jo 5 m/s:ssa tuuli saattoi aiheuttaa pintalämpötilan nousua jopa yli 5°C (kuva 14).



Kuva 14. Esimerkki tuulen nopeuden vaikutuksesta kahden metrin lämpötilaan Sodankylässä 27. tammikuuta 1999, HIRLAM 1D-H634-malliajossa.

Mallitulosten perusteella tuulen nopeuden kasvattaminen kasvatti kahden metrin lämpötilaa niin kesä- kuin talvitilanteissa. Todellisuudessa voimistuva tuuli aiheuttaa kuitenkin yleensä kesällä kahden metrin lämpötilan laskua, sitä nopeammin mitä navakampaa tuuli on. Voimistuva tuuli lisää nimittäin pinnan läheistä turbulenssia

sekä lämmön advektiota. Turbulenssi aiheuttaa pinnanläheisen lämpimän ilmassan sekoittumista tehokkaasti yläpuoliseen viileämpään ilmassaan. Advektio puolestaan kuljettaa lämpöä tuulen mukana kohti kylmempää ilmassaa. Koska kokeisiin käytetyt mallit ovat yksidimensioisia, ei lämmön advektioitumista oteta niissä huomioon. Mallin ongelmana on siis luultavimmin liian heikko sekoittuminen melkein tyynissä tilanteissa, jolloin lämpöä ei siirry pinnasta kunnolla edes kahden metrin korkeudelle asti.

Toisaalta talvitilanteissa voi yöllä voimakkaan ulossäteilyn johdosta syntyä oikeasti ylösalainen rajakerros, kuten kuvattiin kappaleessa 2.2.1. Jos rajakerroksen yläpuolella esiintyy voimakasta tuulta, voi rajakerros särkyä ja ylhäällä esiintyvää suhteessa lämpimämpää ilmassaa pääsee sekoittumaan kohti pintaa. Tämä efekti voi todellisuudessa aiheuttaa kahden metrin lämpötilan nousua huippu pakkasilla.

5.2 Lumikokeet

1D-H634-malliajojen tulosten perusteella varmistuttiin siitä, että maaperän lämpötilalla on suuri merkitys ilmakehän alaosien lämpötilaan. Maaperän lämpötilan vaikutukset ilmakehän lämpötilaan tulivat selvimmän esille talvitilanteessa. Talvitilanteessa mallit (1D-H634 ja 1D-RCA3) olivat hyvin herkkiä sille, onko maanpinta lumen peittämä. Ilman lumipeitettä mallit eivät pystyneet saavuttamaan läheskään yhtä kovia pakkaslukemia kuin lumipeitteen kanssa. Itse asiassa 1D-H634 -malli ei kyennyt mallittamaan kahden metrin lämpötiloja lainkaan järkevästi ilman lumipeitettä. Tämän seurauksena päätettiin suorittaa joukko malliajoja, joissa määrättiin ennalta maaperän pintalämpötilaprofiili vuorokauden aikana. 1D-H634 -maaperä-malliajojen tuloksiin perehdytään tarkemmin kappaleessa 5.4.

1D-RCA3 -mallin avulla voitiin tutkia hieman lumen vaikutusta kahden metrin lämpötilaan. Sodankylän ja Jokioisten ajojen mukaan lumettoman maan yllä pintalämpötila jäi huippupakkasilla noin 4 – 7°C korkeammaksi kuin lumipeitteisen maanperän yllä. Jyväskylän ajojen mukaan lumisen ja lumettoman pinnan välillä saattoivat kahden metrin lämpötilaerot nousta jopa 9°C:seen (kuva 12).

1D-RCA3 -mallin avulla tehtyjen lumikokeiden tuloksista havaittiin huippupakkasilla, että alaspäin suuntautuva havaittavan lämmön vuo oli lumettomassa tilassa keskipäivällä noin 10 – 15 W/m² pienempi kuin lumipeitteen

kanssa. Yleisesti näissä malliajoissa talvitilanteissa havaittavan lämmön vuo oli vain muutamien kymmenien wattien luokkaa. Jos tämänkaltaisessa tilanteessa lumi poistettiin, väheni havaittavan lämmön vuo juuri sen verran, että vuon suunta saattoi kääntyä pinnasta kohti ilmakehää. Lumipeitteen poistaminen aiheutti siis ilmapilarin lämpenemistä. Lisäksi pinnasta heijastuneen säteilyn määrä pieneni, kun lumipinta poistettiin. Todellisuudessa (kuin myös näissä malliajoissa) lumipeitteen poistaminen saa aikaan albedon pienentymistä, jolloin säteilyvoiden suuruudet pinnassa muuttuvat. Tumma pinta kykenee imemään itseensä tehokkaammin auringon lyhytaaltoista säteilyä lämmittäen pintaa ja sitä kautta yläpuolista ilmassaa.

5.3 Hiilidioksidikokeet

Mallilaskelmilla tutkittiin myös hiilidioksidipitoisuuden kasvun vaikutuksia ilmakehän kahden metrin lämpötilaan. Hiilidioksidipitoisuuden lisääminen malliin ei aiheuttanut minkäänlaista vastetta kesätilanteessa. Lämmön tai säteilyn vuossa ei ollut nähtävissä mitään muutoksia, kuten ei myöskään kahden metrin lämpötilassa. Tähän on luultavasti syynä se, ettei mallin ilmakehä ehdi yhden vuorokauden aikana lämmitä tarpeeksi. Kolmen vuorokauden ajoissa malli osoitti pienoista lämpötilan nousua hiilidioksidipitoisuuden moninkertaistumisen johdosta. Ero referenssitason oli kuitenkin vain asteen kymmenyksiä.

Talvitilanteissa kahden metrin lämpötilassa oli huippupakkasella havaittavissa noin puolen asteen nousu, kun hiilidioksidipitoisuutta kasvatettiin aina nelinkertaiseksi asti. Samalla oli havaittavissa pitkäaaltoisen säteilyn alaspäin suuntautuvan nettovuon kasvua pinnassa noin 5 W/m^2 eli noin 10 prosenttia. Kolmen vuorokauden simulaatioissa lämpötila nousi jopa asteen verran, vaikka lämmön, kosteuden tai säteilyn voissa ei ollut havaittavissa mitään muutoksia referenssiajoon verrattuna. Myöskään auringon noususta alkavassa ilmakehän lämpenemisessä ei ollut havaittavissa muutoksia referenssitason nähden. Yön aikainen ilmakehän jäähtyminen oli kuitenkin sitä hitaampaa, mitä suurempi oli hiilidioksidipakote.

Saadut tulokset olivat melko mielenkiintoisia. Kesäisin hiilidioksidipitoisuuden lisääminen ei tuntunut vaikuttavan juurikaan kahden metrin lämpötilaan. Tämä johtui siitä, että laskettaessa yhteen kaikki kaavassa 1 esitetyt tekijät saadaan noin 1000 W/m^2 lyhyt- ja pitkäaaltosäteilyä sekä muita vuosureita, joihin verrattuna hiilidioksidipitoisuuden lisäämisen aiheuttamat muutokset olivat hyvin vähäisiä.

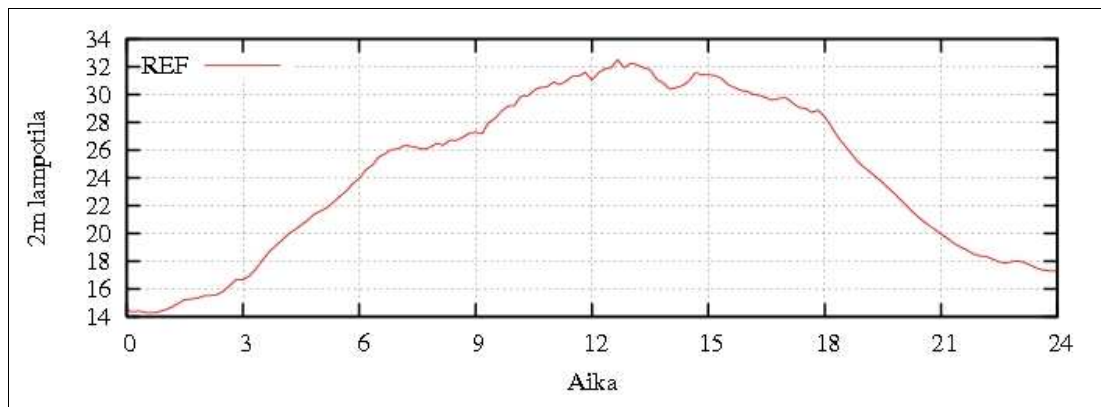
Talvella oli kuitenkin havaittavissa selvää kahden metrin lämpötilan nousua jo muutaman päivän mittaisissa aikasarjoissa. Koska talvella saapuvan lyhytaaltosäteilyn ja lähtevän nettopitkäaaltosäteilyn suuruudet olivat luokkaa 50 W/m² ja muiden voiden suuruudet alle 20 W/m² luokkaa oli selvää, että hiilidioksidipitoisuuden lisäämisen aiheuttama noin 10% muutos pitkäaaltosäteilyssä aiheutti myös muutoksen ilmakehän lämpötilassa.

Syy siihen miksi hiilidioksidipitoisuuden vaikutukset tulivat esille ainostaan talvella voi johtua erosta ilmakehän stabiilisuudessa. Kylmä ilma on stabiilimpaa ja tiheämpää, jolloin hiilidioksidipitoisuuden lisäämisen vaikutukset jäävät matalampaan kerrokseen. Näin ilmakehän alaosat pääsevät lämpenemään voimakkaammin. Kesäpäivinä taas voimakas pystysuuntainen sekoittuminen luidentaa lisääntyneen hiilidioksidipitoisuuden vaikutuksen paljon paksumpaan ilmakerrokseen.

Hiilidioksidipitoisuuden lisääntyminen aiheuttaa siis ilmaston lämpenemistä. Hiilidioksidi sitoo itseensä maaperästä lähtöisin olevaa pitkäaaltosäteilyä, jolloin ilmakehän lämpötila pitkällä aikavälillä vähitellen kasvaa. Tästä on puolestaan seurauksena vähitellen maaperän lämpötilan kasvu. Lämpimämmän pinnan yllä ilmakehä lämpenee nopeammin, jolloin vuorokautinen lämpötilan absoluuttinen maksimiarvo kohoaa aikaisempaa korkeammaksi. Lämpimämpi ilmakehä pystyy puolestaan sitomaan itseensä enemmän vesihöyryä, joka puolestaan on tehokas kasvihuonekaasu. Näin ollen ilmakehän ja maaperän välillä on takaisinkytkentä ja ne ruokkivat toistensa lämpenemistä.

5.4 Pakotetun maaperän malliajot

Koska 1D-H634 -mallin havaittiin olevan hyvin herkkä pinnan olosuhteille, päätettiin suorittaa myös malliajoja, joissa maaperän lämpötila oli etukäteen määrätty, kuten on esitetty luvussa 4.4. Maaperän lämmön vuon asettaminen tietylle tasolle ei kuitenkaan tuonut toivottua parannusta malliajoihin. Maaperän lämpötilan määrittäminen etukäteen esti mallin omaa pintaparametrisointia toimimasta oikein. Tästä oli seurauksena se, että ilman kahden metrin lämpötila seurasi orjallisesti maaperän vuorokautista lämpötilakäyrää (kuva 15), vaikka absoluuttiset arvot olivatkin erisuuruisia. Talvitilanteissa maaperän lämpötilan pysyessä vakiona, pysyi myös ilman lämpötila melkein vakiona.



Kuva 15. 1D-H634-malliajon tulos, kun maaperän lämpötilapakote ja luotaus on otettu Sodankylästä 16.7.2003 (vrt. kuva 11).

Kyseisessä kokeessa siis epäonnistuttiin, sillä kaikki muut suureet menettivät merkityksensä. Geostrofisen tuulen nopeuden, pinnan albedon tai maaperän ominaisuuksien muutoksilla ei näyttänyt enää olevan mitään vaikutusta mallin toimintaan. Ainoastaan vuodenajan tai ilmakehän pystyprofiilin ominaisuuksien muuttaminen sai aikaan jonkinlaisia muutoksia mallituloksiin, mutta ei kuitenkaan mitään merkittäviä. Maaperän pintalämpötilan pakote määräsi täysin mallin kehityssuunnan ja lopputuloksen.

Sodankylän Mast Soil-mittausten laatu oli myös kyseenalaista. Mittaustulosten käytössä piti olla hyvin tarkkana, sillä esimerkiksi ilman 1,7 metrin lämpötila saattoi joinain päivinä kesällä kohota jopa $+60^{\circ}\text{C}$:seen. Ja koska malli tarvitsi pintalämpötilan laskemista varten sekä ilman 1,7 metrin lämpötilan että maaperän -20cm:n lämpötilan, ei tämänkaltaisten mittausten käyttäminen ollut sopivaa.

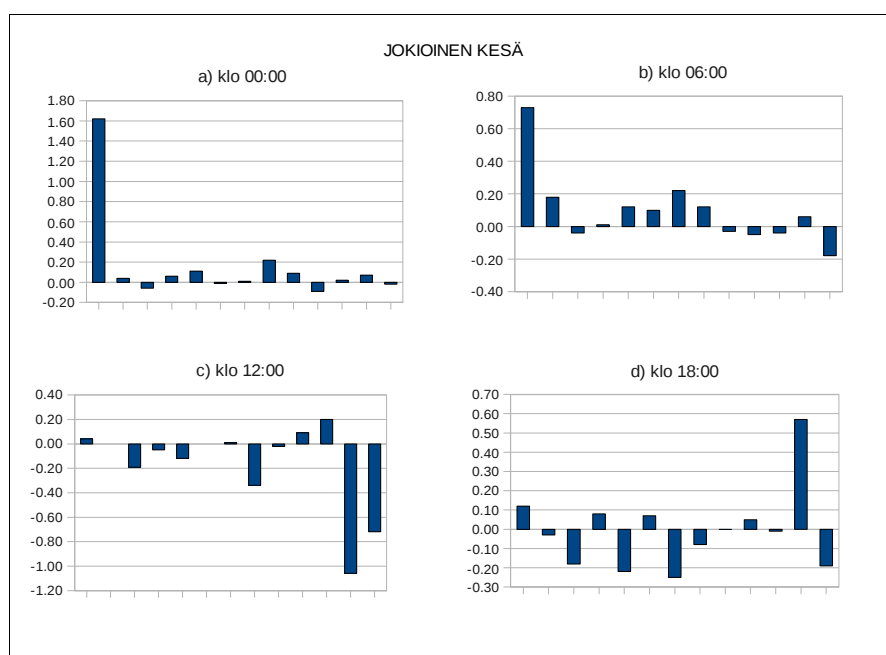
5.5 Lämmön advektio

Koska kaikki tässä Pro Gradu -tutkielmassa käytetyt mallit ovat yksidimensioisia eivätkä ne ota huomioon vaakasuuntaisia virtauksia, ei niiden perusteella voida tutkia mikä on lämmön advektion vaikutus lämpötilan muutokseen. Luvun 2.2 lopussa esitetyn kaavan (6) ensimmäinen termi oikealla jää siis malleilta kokonaan huomioimatta. Tämän takia advektion vaikutusta kahden metrin lämpötilan suuruuteen on tässä työssä pyritty arvioimaan teoreettisesti.

Advektion suuruutta päätettiin tutkia ERA40-uusanalyysien pohjalta. Tässä kokeessa laskettiin lämpötila- ja tuulikenttien avulla advektioiden suuruus kullekin päivälle ja

ajankohdalle erikseen, vuosilta 1989 – 2007. Laskennan tuloksista poimittiin erilleen ne vuorokaudet, joina Jokioisten tai Sodankylän seudulla on havaittu äärimmäisiä maksimi- ja minimilämpötiloja (kuvat 16 ja 17). Valitettavasti vuosille 1989 – 2007 sijoittuvia kuumia kesäpäiviä esiintyi vain yksi Sodankylässä, kun taas paukkupakkasia on esiintynyt vain yksi Jokioisten seudulla. Advektioiden on siis laskettu kesällä vain Jokioisiin ja talvella Sodankylään. Jyväskylän seudulle ei ole laskettu kyseisiä advektioiden suuruuksia, sillä se päätettiin ottaa mukaan ajoihin vasta myöhemmin.

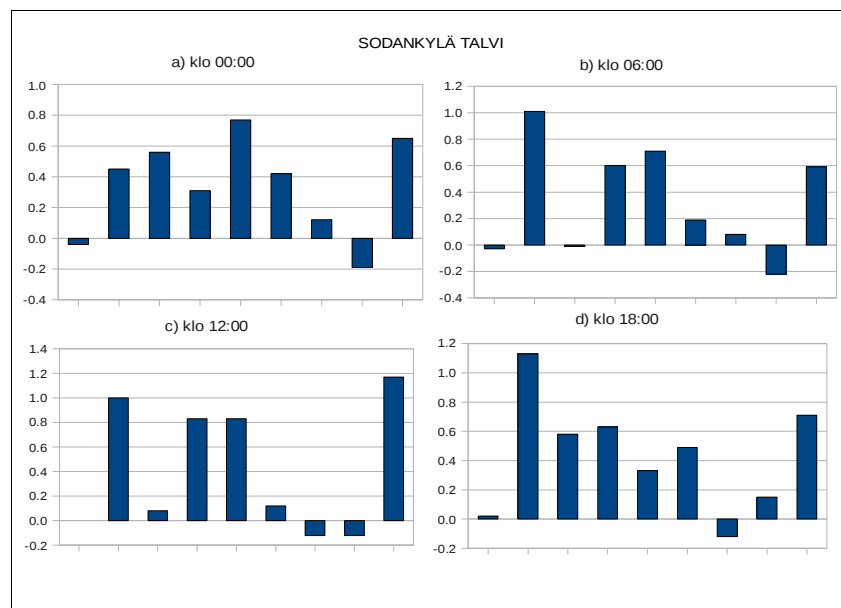
Advektioiden suuruudet laskettiin lopuksi 925hPa painepinnalle turvallisuussyistä, sillä ERA40-uusanalyysissä matalapaineen vallitessa 1000hPa:n painepinta saattaa oikeasti sijaita maanpinnan alla. Lisäksi 925hPa painepinta kuvastaa paremmin suuremman mittakaavan virtausolosuhteita, eivätkä pinnan rosoisuus ja muut ominaisuudet vaikuta tuloksiin niin voimakkaasti.



Kuva 16. Advektion suuruus ($^{\circ}\text{C}/\text{h}$) 925hPa painepinnalla Jokioisissa päivinä, jolloin on havaittu huippukorkeita lämpötiloja. Tulokset on laskettu ERA40-uusanalyysien lämpötila- ja tuulikenttien pohjalta. Kukin pystypalkki edustaa yhtä valituista päivistä.

Kuvasta 16 on havaittavissa, että kuumina kesäpäivinä esiintyy yöllä ennen auringon nousua suurimmaksi osaksi lämmintä advektiota (kello 00:00 ja 06:00). Tämä lämmin advektio ennen auringon nousua voi edesauttaa huippulämpötilojen syntyä, kun alustan ylle saapuva ilmassa on lämpimämpää kuin mitä pelkkä säteilytaseen

summa antaisi. Kuvasta 16 havaitaan kuitenkin, että vuorokauden kuumimpaan aikaan (klo 12:00 ja 18:00 välillä) esiintyy enimmäkseen kylmää advektiota. Lämpöä siis advektoituu pois erityisen lämpimiltä seuduilta. Keskimääräinen advektion suuruus näinä valittuina erityisen lämpiminä päivinä oli kuitenkin vain $+0,02^{\circ}\text{C}/\text{h}$. Verrattuna koko aineiston eli vuosien 1989 – 2007 kaikkien kesäpäivien keskimääräiseen advektion $-0,04^{\circ}\text{C}/\text{h}$ se on kuitenkin hieman lämpimämpi. Toisaalta, jos valituista päivistä jätetään huomioimatta ensimmäinen päivä, jolloin aamulla esiintyy hyvin voimakasta lämmintä advektiota, niin keskimääräiseksi advektioksi saadaan myös kylmää advektiota $-0,01^{\circ}\text{C}/\text{h}$.



Kuva 17. Advektion suuruus ($^{\circ}\text{C}/\text{h}$) 925hPa painepinnalla Sodankylässä päivinä, jolloin on esiintynyt huippupakkasia. Tulokset on laskettu ERA40-uusanalyysien lämpötila- ja tuulikenttien pohjalta. Kukin pystypalkki edustaa yhtä valituista päivistä.

Talvitilanteissa advektion suunnalla ei näyttänyt olevan vuorokausivaihtelua (kuva 17). Talvella advektio näytti olevan pääpiirteissään lämmintä. Tämä selittyy sillä, että kyseessä on erityisen kylmät olosuhteet niin yöllä kuin päivälläkin, kun Lapissa aurinko ei juurikaan nouse. Valituille päiville laskettu keskimääräinen advektion suuruus oli Sodankylässä talvella kertaluokkaa suurempi kuin mitä Jokioisissa kesällä eli $+0,38^{\circ}\text{C}/\text{h}$. Koko aineistosta laskettu talvitilanteiden keskimääräisen advektion suuruus oli sekin positiivinen $+0,2^{\circ}\text{C}/\text{h}$.

Koko aineistolle lasketun advektion vuodenaikainen (kesä-heinä-elo) keskimääräinen vuorokausirytmä vaihteli yöllisestä $-0,01^{\circ}\text{C/h}$ aina keskipäivän $-0,11^{\circ}\text{C/h}$. Vastaavasti Sodankylässä talven (joulutammihelmi) keskimääräinen vuorokausirytmä vaihteli vain yöllisestä $+0,22^{\circ}\text{C/h}$ päivän $+0,2^{\circ}\text{C/h}$. Advektion vuorokautinen vaihtelu osoittautui siis talvitilanteissa huomattavasti heikommaksi kuin mitä kesätilanteissa.

Laskelmista poimitiin myös vuodenaikojen maksimi- ja minimiadvektion arvot. Vuosien 1989 – 2007 aikana on Sodankylässä esiintynyt talvella (joulutammihelmi) jopa $+2,0^{\circ}\text{C/h}$ lämmintä advektiota, kun taas kylmin advektio oli luokkaa $-1,1^{\circ}\text{C/h}$. Kesällä (kesä-heinä-elo) saatiin puolestaan Jokioisissa advektion maksimi- ja minimiarvoiksi $+1,1^{\circ}\text{C/h}$ ja $-2,4^{\circ}\text{C/h}$. Verrattaessa näitä edellä esitettyjä arvoja kuvien 16 ja 17 tuloksiin voidaan vain todeta, että ne ovat huomattavasti suurempia. Voimakkaiden advektioiden tiedetäänkin kytkeytyvän selvästi rintamien ylitystilanteisiin, joilloin varsinaisia ääriämpötiloja ei yleisesti esiinny.

5.6 Tapaustutkimus virolaisella luotauksella

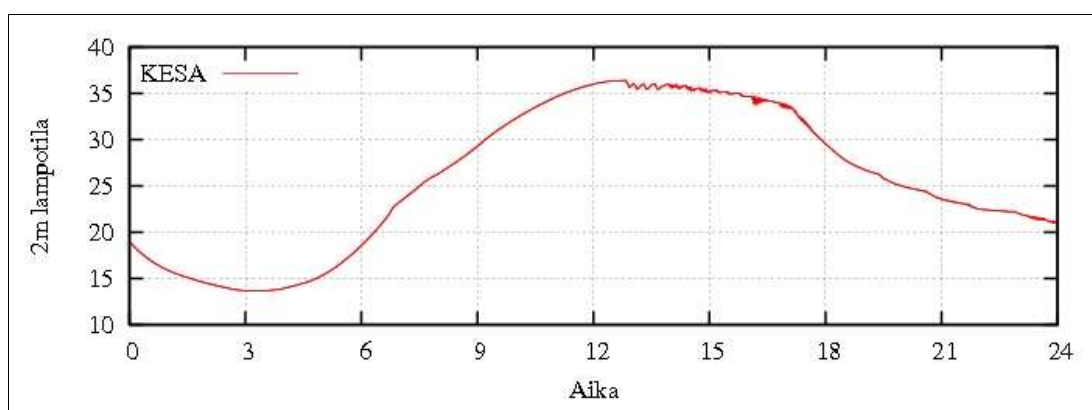
Koska Suomesta saatavilla olevien luotaustietojen avulla ei saatu mallien maksimilämpötilaa ylittämään $35,1^{\circ}\text{C}$:tta, päätettiin kokeilla luotausta Virossa. Virossa on havaittu Viron lämpötilaennätys $35,6^{\circ}\text{C}$:sta, 11. elokuuta vuonna 1992. Tälle kyseiselle päivälle haettiin Tallinnan luotausasemalle luotaus Wyomingin yliopiston luotaustietokannasta (University of Wyoming).

Luotaustietoja tutkittaessa ajanhetkiltä UTC00 (Liite 4) ja UTC12 havaitaan, että kyseinen ilmassa oli hyvin kuivaa ja lämmintä heti aamusta lähtien. Yön aikana ei luotauksen mukaan esiintynyt pilvipeitettä ja pintalämpötila oli noin 19°C puolen yön aikaan. Tämä tietenkin edellyttää, että maaperään on varastoituneena riittävästi lämpöä, mikä Suomen olosuhteissa tarkoittaa, ettei kyseinen ilmiö voisi tapahtua aivan alkukesästä, vaan vasta juhannuksen jälkeen. Virossa saatujen luotaustietojen pohjalta voidaan myös havaita, että kyseisenä ajanhetkenä tuuli käy etelän ja kaakon väliltä, tuoden mukanaan lämmintä ilmassa mantereeseen sisäosista. Varsinkin UTC00 luotauksesta (Liite 4) on havaittavissa lämmin advektio alilmakehässä noin alimman 1,5 km paksuisessa ilmakerroksessa. Tämän kyseisen vuorokauden luotaustietoja tutkimalla ei ole mitään syytä epäillä, etteikö tämänkaltainen

ilmamassa voisi kulkeutua myös Suomen puolelle Venäjältä korkeapainetilanteessa. Lämpimän ja kuivan ilmamassan kulkeutuminen Suomeen ei kuitenkaan yksinään riittäisi, vaan lisäksi vaaditaan riittävä alustan lämmitys. Lisäksi etelästä saapuvat lämpimät ilmavirtaukset jäähtyvät kesäisin ylittäessään Suomenlahtea.

Syöttämällä tämä Virosta poimittu UTC00 -luotaus Jokioisten tutkimusaseman koordinaatteihin päästiin vuorokauden maksimilämpötilassa 36,4°C:seen (kuva 18) 1D-RCA3 -mallia käyttäen, mikä on hieman Suomessa mitattua maksimilämpötilan ennätystä korkeampi. Tämä lämpötila saavutettiin asettamalla mallin pilviparametriksi Straco. Tämä pilviparametrisointi piti pilvet poissa alkuiltaan asti.

Tämä lisäkoee osoittaa hyvin, kuinka herkkä 1D-malli on alkuarvoistukselle. Pelkästään alustan lämpötilaolojen asettaminen kohdalleen mallissa ei riitä, jotta saavutettaisiin ääriämpötiloja. Myös ilmakehän lämpötilan ja kosteuden pystyprofiileista täytyy olla hyvin järkevä arvaus.



Kuva 18. Viron Tallinnan lentoaseman luotauksen (11.elokuuta 1992) pohjalta tehdyn malliajon kahden metrin lämpötilan vuorokausisykli.

6 Johtopäätökset

Tässä Pro Gradu -tutkielmassa oli alkuperäisen suunnitelman mukaan tarkoitus tutkia sitä, mitkä ovat ne fysikaaliset tekijät joiden avulla voidaan saavuttaa kahden metrin ääriämpötiloja ja mitkä nämä ääriämpötilojen arvot olisivat. Erilaisten malliajosten myötä kävi kuitenkin ilmi, ettei ääriämpötilojen mallittaminen olekaan niin yksinkertaista kuin mitä aluksi oli ehkä kuviteltu. Erityyppisiä malleja testaamalla havainnoitiin mallien kykyä, puutteita taikka heikkouksia mallintaa tämänkaltaisia tapauksia. Malliajoilla saatiin tuloksia, jotka antavat suuntaa siitä suuruusluokasta,

jota ääriämpötilat Suomen olosuhteissa voisivat edustaa. Mitään eksakseja ääriämpötilojen maksimi- tai minimiarvoja tässä työssä ei kuitenkaan esitetä.

Talvitilanteiden mallittaminen osoittautui varsinaisen haastavaksi. 1D-H634 -malli ei kyennyt saavuttamaan Suomessa havaittuja ennätyspakkasia, kun taas 1D-RCA3 -malli yliarvoi pakkasia verrattaessa havaintoihin. Talvitilanteissa pintalämpötilojen, kosteuden sekä pilvisyyden sovittaminen kohdalleen kullekin ajolle osoittautui hyvin vaativaksi käsityöksi. Alhaisin malliajoissa saavutettu lämpötila oli noin -54°C , joka vaikuttaa kuitenkin mahdolliselta pakkaslukemalta Suomen ilmastoa ajatellen, jos sitä verrataan Ruotsin Malgövikissä mitattuun huippupakkaseen -53°C .

Kesätilanteissa mallien simuloimat säteilyn, havaittavan ja latentin lämmön sekä liikemäärän vuot pysyivät realistisina, vaikka mallit antoivatkin tuloksiksi järjestään useita asteita havaittua lämpimämpiä arvoja. Suomessa havaittua maksimilämpötilaa ei kuitenkaan pystytty malliajoissa ylittämään Suomesta saatuja luotauktietoja käyttämällä. Virosta poimitulla luotauksella saatiin kuitenkin ylitettyä Suomessa vuonna 1914 havaittu lämpötilaennätys $35,9^{\circ}\text{C}$.

Käytetyjen mallien yksi huonoista ominaisuuksista oli, ettei niillä kyetty järkevästi mallittamaan usean päivän mittaisia jaksoja. Usean päivän mittaisten ajojen heikkoutena oli kesällä mallin ilmakehän jatkuva lämpeneminen vuorokaudesta toiseen, kun taas talvella oli havaittavissa mallin jatkuvaa jäähtymistä. Tämä seikka vaikutti etenkin talvitilanteita mallitettaessa. Tähän on syynä puutteet mallin kuvaamassa lämmönvaihtossa maaperän syvempien kerrosten ja pinnan välillä.

Malliajojen aikasarjojen ensimmäisiä tunteja ei voitu käyttää hyväksi tulosten tulkinnassa, sillä mallilla kesti jonkin aikaa päästä tasapainotilaan. Tällä oli suuri vaikutus etenkin talvitilanteiden mallittamisen kannalta, sillä huippupakkaset esiintyvät usein aamulla juuri ennen auringon nousua. Jos siis malli ei ehtinyt tähän mennessä stabiloitumaan oli alkuarvoja muokattava kunnes malli toimi oikein, mihin kului paljon työaika. Jos mallilla olisi kyetty ajamaan realistisesti useamman vuorokauden sarjoja, ei alkuarvoistuksella olisi ollut niin suurta vaikutusta itse lopputulokseen.

Malliajoja tehtäessä havaittiin myös, ettei malli soveltunut lainkaan sellaisten vuorokausien mallittamiseen, jolloin aurinko ei noussut lainkaan. Tämänkaltaisten

päivien aikana voisi kuitenkin hyvinkin esiintyvän huippupakkasia. Mallin puutteet maaperän ja ilmakehän välisessä lämmönvaihdossa sekä advektion puuttuminen mallista kokonaan olivat ehkä suurimpia puutteita mallissa. Tästä syystä tämänkaltaisten vuorokausien lisätutkimista esimerkiksi kolmiulotteista mallia käyttäen tulisi harkita tulevaisuudessa.

Yksi vaihtoehto ääriämpötilojen tarkemmalle mallintamiselle voisi olla pinnanprosesseja kuvaava malli, esimerkiksi SURFEX (Le Moigne, 2008). Näin vapaa ilmakehä ei vaikuttaisi pinnan ja ilmakehän välisiin prosesseihin. Antamalla jonkinlainen ilmakehäpakote ja muokkaamalla pinnan ominaisuuksia voitaisiin kartoittaa mahdollisia ääriämpötiloja erilaisille alustoille. Lisäksi voitaisiin mahdollisesti tutkia ilmastomallien antamien lämpötila- jne.-kenttien avulla, kuinka ääriämpötilat muuttuisivat hiilidioksidipitoisuuden noustessa.

Mallien epäsoveltuvuus pitkien aikasarjojen ajoon koettiin pääheikkoudeksi ilmastomuutostutkimusta silmällä pitäen. Hiilidioksidipitoisuuden lisääminen ei antanut minkääläistä vastetta kahden metrin lämpötiloihin kesätilanteissa. Ja, vaikka muutokset hiilidioksidipitoisuuksissa saivatkin aikaan pieniä muutoksia huippupakkasissa, ei näiden tulosten pohjalta voida tehdä sen syvällisempiä johtopäätöksiä.

Kiitokset

Haluan kiittää ohjaajaani Ari Venäläistä Ilmatieteen laitokselta tästä Pro Gradu -tutkielma aiheesta. Haluan myös kiittää toista ohjaajaani Jouni Räisästä Helsingin yliopistolta sekä Suomen Akatemiaa mahdollisuudesta suorittaa tämä työ osana Suomen Akatemian rahoittamaa hanketta Climate in the next 50 years (päätnro. 106979). Lisäksi haluan kiittää Ilmatieteen laitoksen Laura Rontua joka johdatti minut ilmakehämallien maailmaan, Pirkko Karlssonia joka auttoi minua havaintotietojen kanssa sekä Timo Vihmaa jonka tuki rajakerrosilmäiden ymmärtämisessä oli tärkeää. Kiitän myös kaikkia niitä jotka ovat tukeneet ja kannustaneet minua tämän työn aikana.

Kirjallisuusluettelo

Clapp R. B., G. M. Hornberger, 1978: *Empirical equations for some soil hydraulic properties*. Water Resource Res., **14**, s.601 – 604.

Cuxart J., A. A. M. Holtslag, R. J. Beare, E. Bazile, A. Beljaars, a. Cheng, L. Conangla, M. B. Ek, F. Freedman, R. Hamdi, A. Kerstein, H. Kitagawa, G. Lenderink, D. Lewellen, J. Mailhot, T. Mauritsen, V. Perov, G. Schayes, G. J. Steeneveld, G. Svensson, P. Taylor, W. Weng, S. Wunsch, K. M. Xu, 2006: *Single - Column Model Intercomparison for a Stably Stratified Atmospheric Boundary Layer*. Boundaru-Layer meteorology, **118**, s.273 – 303.

Garrat, J. R., 1977: *Review of drag coeicients over oceans and continents*. Mon. Wea. Rev., **105**, s.915 – 929.

Heikinheimo M., B. Fougstedt, 1992: *Tilastoja maan lämpötilasta Suomessa 1971-1990*. Meteorologisia julkaisuja **22**, Ilmatieteen laitos, Helsinki.

Heino R., 1997: *Klimatologian perusteet*. Kurssimoniste, Helsingin Yliopisto, Meteorologian laitos, Helsinki.

Holton J. R., 2004: *An introduction to Dynamic Meteorology, Fourth Edition*. Elsevier Academic Press, ISBN:0-12-354015-1.

Ilmatieteen laitos, 1999: *Ilmastokatsaus, Tammikuu 1999*. Ilmatieteen laitos, Helsinki. ISSN:1239-0291.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge Univ. Press, Cambridge. ISBN:0521-80767- 0. s.155

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge Univ. Press , Cambridge. ISBN:978-0-521-88009-1. s.13 – 20.

Le Moigne P., 2008: *SURFEX OFF-LINE, User's Guide, surfex version: v3*.
http://hirlam.fmi.fi/numlab/doc/off-line_surfex_v3.pdf

McCumber M. C., R. A. Pielke, 1981: *Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model 1. Soil layer*. J. Geophys. Res. **86**, s.9929 – 9938.

Marttila V., Granholm H., Laanikari J., Yrjölä T., Aalto A., Heikinheimo P., Honkatuki J., Järvinen H., Liski J., Merivirta R., Paunio M., 2005: *Ilmastonmuutoksen kansallinen sopeutumisstrategia*. Maa- ja metsätalousministeriön julkaisu. Vammalan Kirjapaino Oy, Vammala. ISBN:952-453-200-X. s.15 – 25.

Maanmittauslaitoksen www-sivut, 15.9.2008: <http://www.maanmittauslaitos.fi>

Meteorologiska Centralanstalten i Helsingfors, 1914: *Månadsöfversikt af väderleken i Finland, Juli 1914*. Ilmatieteen laitos, Helsinki.

Mote T. L., 2007: *On the Role of Snow Cover in Depressing Air Temperature*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, **47**, s.2008 – 2022.

Nevanlinna H., ym., 2008: *Muutamme ilmastoja, Ilmatieteen laitoksen tutkijoiden katsaus ilmastonmuutokseen*. Ilmatieteen laitos ja Affecto Finland Oy / Karttakeskus, Porvoo. ISBN:978-951-593-191-7. s.116 – 120.

Noilhan J., J.-F. Mahfouf, 1996: *The ISBA land surface parameterisation scheme*. Global and Planetary Change, **13**, s.145 – 159.

Peixoto J. P., A. H. Oort, 1992: *Physics of Climate*. AIP Press. ISBN:0-88318-711-6.

Rirazzini R., T. Vihma, M. A. Granskog, B. Cheng, 2006: *Surface albedo measurements over sea ice in the Baltic Sea during the spring snowmelt period*. Annals of Glaciology, **44**, s.7 – 14.

Punkka A.-J., www-sivut, 26.9.2008:
<http://www.helsinki.fi/~ajpunkka/myrskyareena.htm>

Rinne J., J. Koistinen, E. Saltikoff: *Suomalainen sääkirja – etanasta El Niñoon*, Otavan Kirjapaino, Keuruu. ISBN:951-9435-93-X.

Ruosteenoja K., 2001: *Fysikaalinen klimatologia*. Kurssimoniste, Helsingin Yliopisto, Meteorologian laitos, Helsinki.

Räisänen Jouni, 2004: *Kasvihuoneilmiön voimistuminen ja sen vaikutukset*. Helsingin Yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, Ilmakehätieteiden osasto, Helsinki.

Samuelsson P., S. Gollvik, A. Ullerstig, 2006: *The land-surface scheme of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA3)*. <http://www.smhi.se>, [www-sivut](http://www.sivut), 9.9.2008.

Sass B. H., L. Rontu, P. Räisänen, 1994: *HIRLAM-2 Radiation Scheme: Documentation and Tests*. <http://hirlam.org/>, [www-sivut](http://www.sivut), 30.8.2008.

Savijärvi H., 2007: *Numeerinen meteorologia I*, Kurssimoniste, Helsingin Yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, Ilmakehätieteiden osasto, Meteorologia.

Senkova A.V., L. Rontu, H. Savijärvi, 2007: *Parameterization of Orographic effects on surface radiation in HIRLAM*. *Tellus*, **59A**, s.279 – 291.

Solantie R., 1999: *Kausien 1931-1960 ja 1961-1990 lämpötiloista pitkän ajan perusilmastoon nähden*. *Meteorologisia julkaisuja* **39**, Ilmatieteen laitos, Helsinki.

Sundqvist H., 1993: *Inclusion of Ice Phase of Hydrometeors in Cloud Parameterization for Mesoscale and Largescale Models*. *Contr. Atm. Phys.*, **66**, s.137 – 147.

Tammelin B., R. Hyvönen: 1989: *Laskennalliset Auringon-säteilymäärät erisuuntaisille pinnoille Suomessa*. *Meteorologisia julkaisuja* **8**, Ilmatieteen laitos, Helsinki.

Terradellas, E., D. Cano, 2007: *Implementation of a Single-Column Model for Fog and Low Cloud Forecasting at Central-Spanish Airports*. *Pure and Applied Geophysics*, **164**, s.1327 – 1345.

Undén P., et al., 2002: *HIRLAM-5 Scientific Documentation*. <http://hirlam.org/> [www-sivut](http://www.sivut), 1.7.2008.

University of Wyoming, College of Engineering, Department of Atmospheric

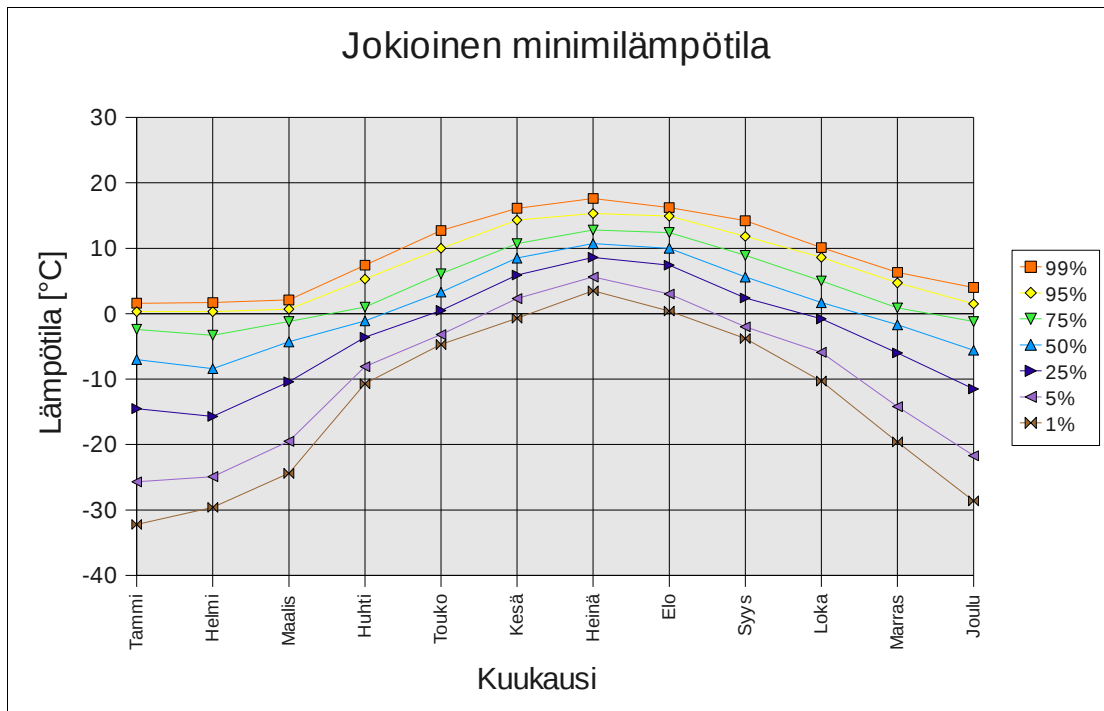
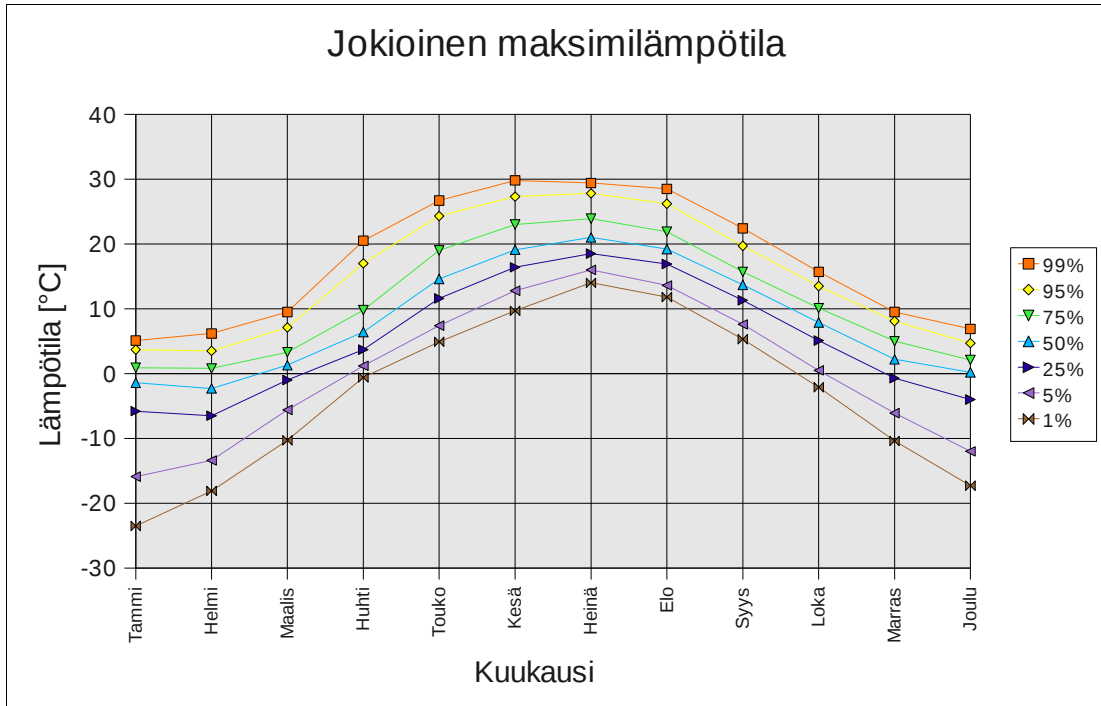
Science. <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, www-sivut, 15.4.2008.

Venäläinen A., S. Saku, T. Kilpeläinen, K. Jylhä, H. Tuomenvirta, A. Vajda, K. Ruosteenoja, J. Räisänen, 2007: *Sään ääri-ilmiöistä Suomessa*, Ilmatieteen laitoksen Raportteja **2007:4**, Ilmatieteen laitos, Helsinki.

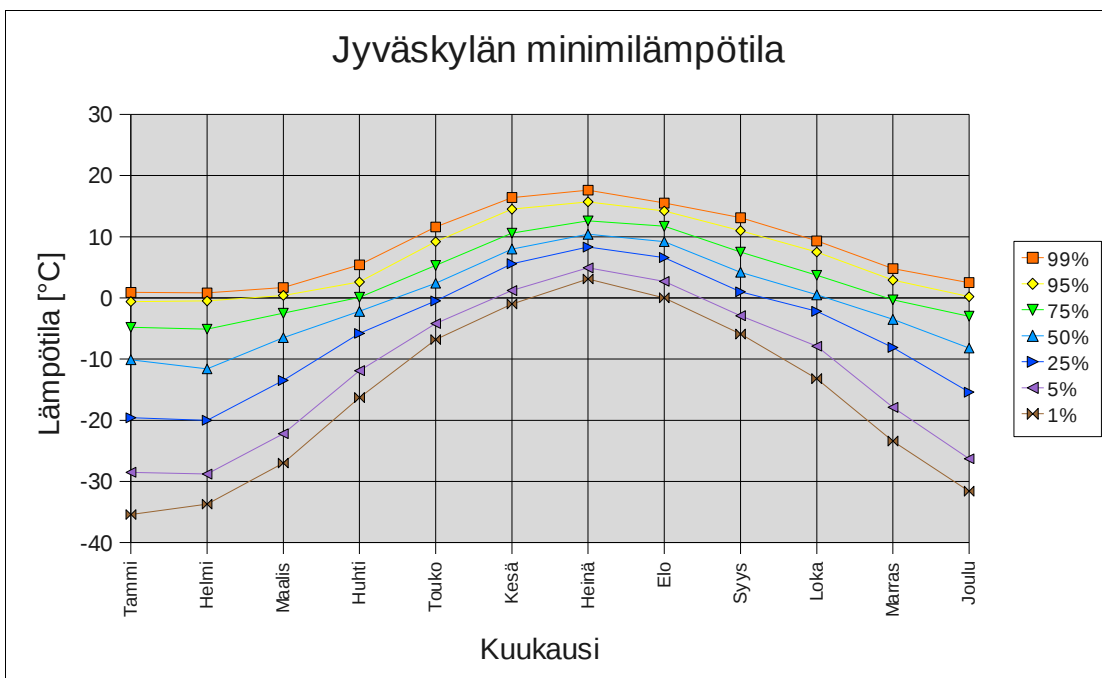
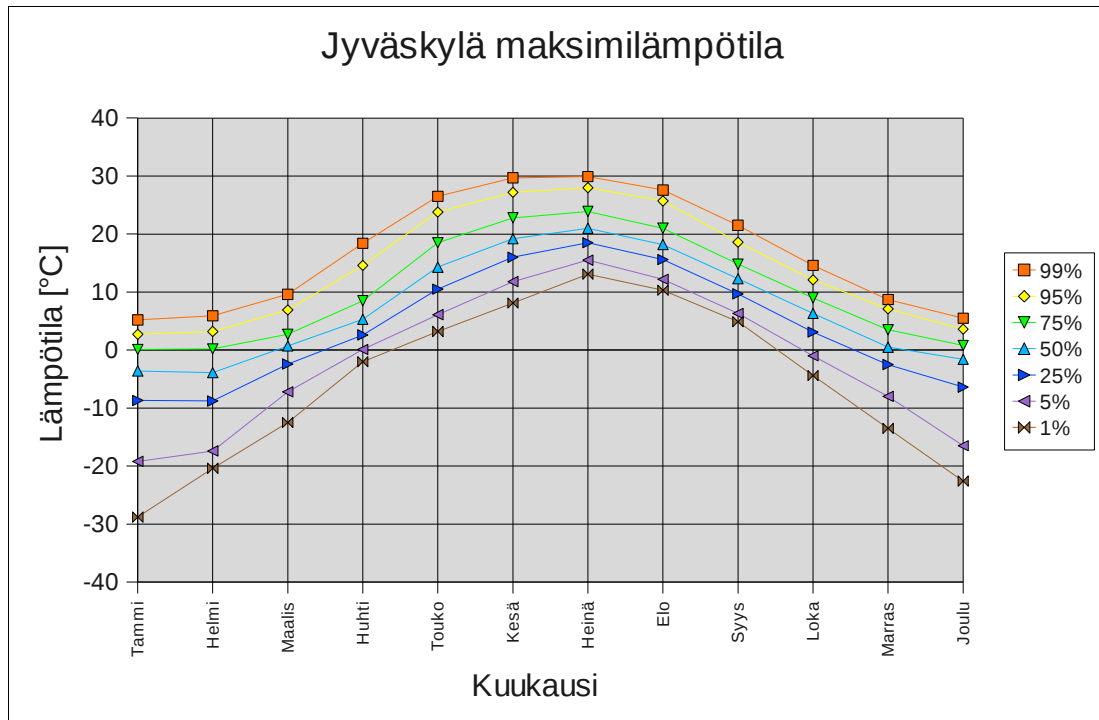
Vihma T., 2007: *Rajakerroksen fysiikka II*, Kurssimoniste, Helsingin yliopisto.

Wikipedia: http://en.wikipedia.org/wiki/Temperature_extremes#Highest_temperature_ever_recorded sekä http://en.wikipedia.org/wiki/Temperature_extremes#Coldest_temperatures_ever_recorded. www-sivut, 10.7.2008.

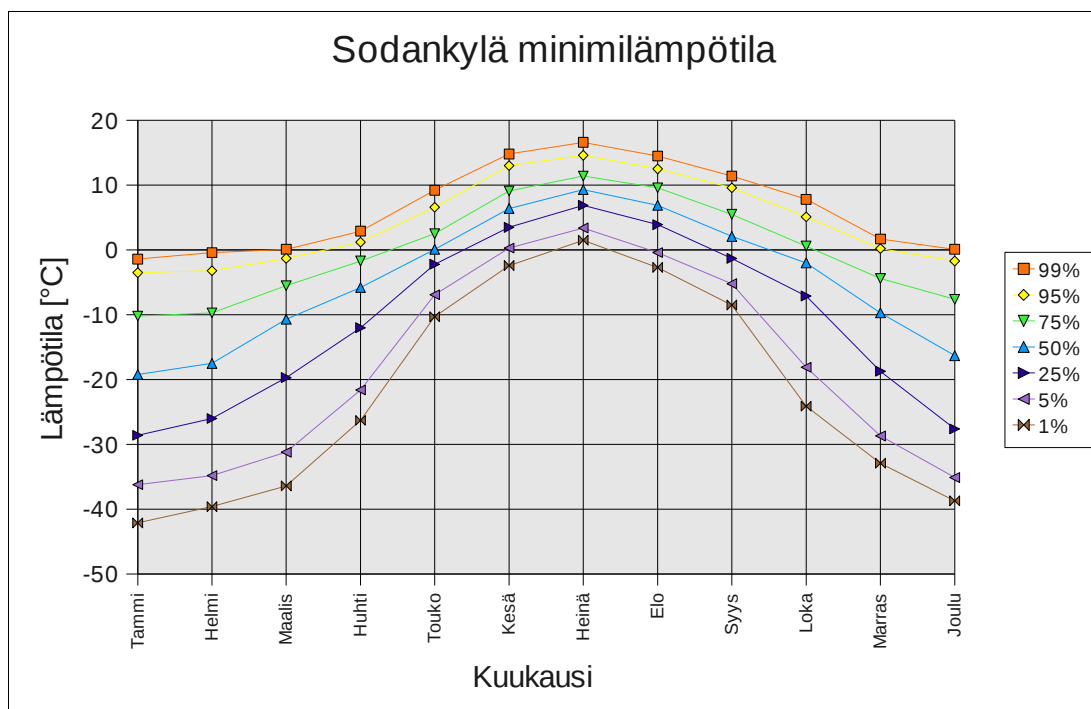
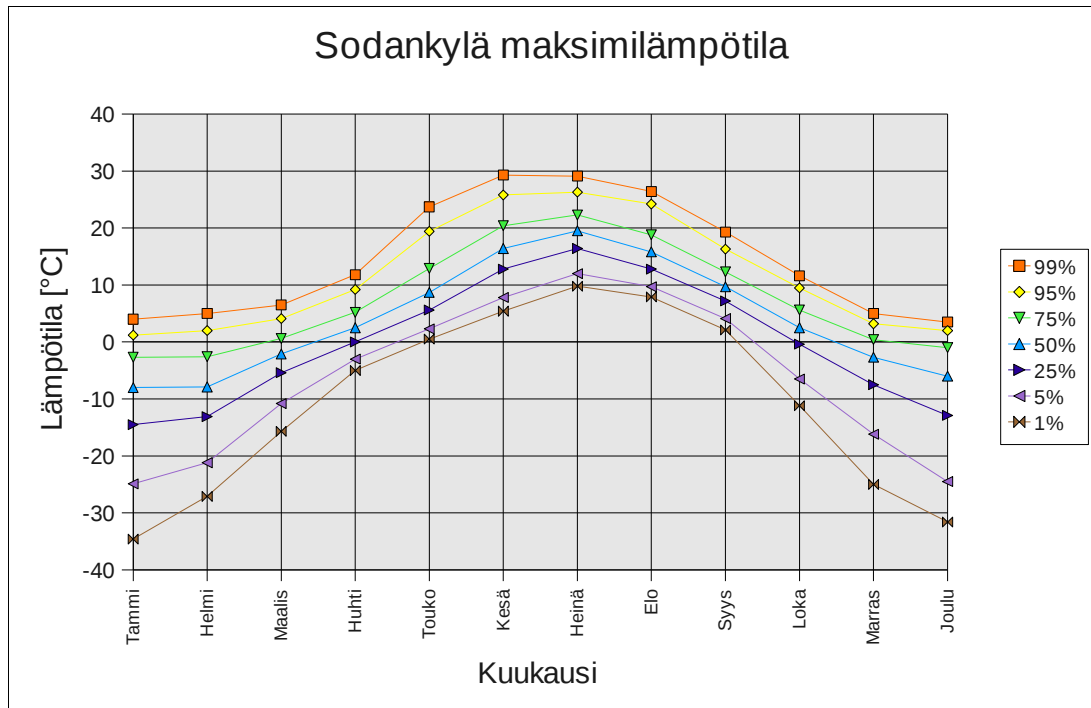
LIITE 1. Vuorokauden ylimmän ja alimman lämpötilan vuotuinen kuukausiarvon vaihtelu Jokioisissa vuosina 1970-2000. Prosenttiluku kuvastaa raja-arvoa, jonka ylä- tai alapuolelle jää tietty osuus havainnoista. 50% kuvastaa siis lämpötilojen mediaania ja käyrän 1% alapuolelle jää vain 1 prosentti havainnoista. (Ilmatieteen laitoksen Ilmastotietokanta, http://climate.fmi.fi/lampotila_7100.html/)



LIITE 2. Vuorokauden ylimmän ja alimman lämpötilan vuotuinen kuukausiarvon vaihtelu Jyväskylässä vuosina 1970-2000. Prosenttiluku kuvastaa raja-arvoa, jonka ylä- tai alapuolelle jää tietty osuus havainnoista. 50% kuvastaa siis lämpötilojen mediaania ja käyrän 1% alapuolelle jää vain 1 prosentti havainnoista. (Ilmatieteen laitoksen Ilmastotietokanta, http://climate.fmi.fi/lampotila_7100.html/)



LIITE 3. Vuorokauden ylimmän ja alimman lämpötilan vuotuinen kuukausiarvon vaihtelu Sodankylässä vuosina 1970-2000. Prosenttiluku kuvastaa raja-arvoa, jonka ylä- tai alapuolelle jää tietty osuus havainnoista. 50% kuvastaa siis lämpötilojen mediaania ja käyrän 1% alapuolelle jää vain 1 prosentti havainnoista. (Ilmatieteen laitoksen Ilmastotietokanta, http://climate.fmi.fi/lampotila_7100.html/)



LIITE 4. UTC00- sekä UTC12-luotaus Viro, Tallinna, 11.elokuuta 1992 (University of Wyoming).

