

Meteorologian pro gradu -tutkielma

Helsingin yliopisto Fysikaalisten tieteiden laitos

HERKKYYSKOKEITA KOLMIULOTTEISELLA SÄÄNENNUSTUSMALLILLA ALAPILVEN JA SUMUN PEITTÄMÄSSÄ RAJAKERROKSESSA

Janne Kotro

Ohjaaja: Laura Rontu Jätetty tarkastettavaksi: 19. huhtikuuta 2002

1 Johdanto

Rajakerroksen peittävät alapilvet ovat tavallinen näky niin subtropiikissa kuin korkeilla leveysasteillakin. Subtropiikissa näitä pilviä havaitaan säännöllisesti merialueilla laajojen korkeapaineiden yhteydessä (esim. Curry ja Webster 1999). Keskileveysasteilla sumuja kumpukerrospilvet ovat luonnollinen osa säätä syksystä kevääseen, arktisilla alueilla ympäri vuoden.

Kerrospilvialueet ovat tyypillisesti pitkäikäisiä sekä laajoja. Rogersin ja Yaun (1989) mukaan $10^6 km^2$ laajuiset ja useiden päivien ajan säilyvät pilvialueet ovat tavanomaisia. Myös sumualueet voivat olla pitkäikäisiä ja laajoja. Siten sumuilla ja rajakerroksen peittävillä pilvillä on tärkeä vaikutus sekä maapallon ilmastoon että ihmisten arkitoimiin: kukapa lentomatkustaja ei olisi joskus joutunut muuttamaan suunnitelmiaan näiden ilmiöiden vuoksi.

Sumu- ja kumpukerrospilvet ovat mielenkiintoisia sekä säänennustuksen että ilmastotutkimuksen näkökulmasta katsottuna. Ensinnäkin pilvillä on suuri vaikutus maanpinnan läheisen ilmakerroksen säähän, koska pilvet vaikuttavat maanpinnan säteilytaseeseen, säteilyn kulkuun sekä säteilyjäähtymisen ja -lämmityksen pystyjakaumaan ilmakehässä. Ilmastotutkimuksen kannalta kiinnostavaa on näiden pilvien peitto maapallon mittakaavassa. Guanin et al. (2000) mukaan alapilvet peittävät joka hetki 34% merien ja 18% maa-alueiden pinta-alasta. Näillä pilvillä on siis tärkeä merkitys maapallon säteilytaseessa ja ne ovat myös merkittävä vesivarasto ilmakehässä.

Tässä työssä selvitettiin kirjallisuuden avulla pilvisen ja sumuisen rajakerroksen fysikaalisia prosesseja. Lisäksi perehdyttiin kolmiulotteiseen HIRLAM (HIgh Resolution Limited Area Model)-säänennustusmalliin. Sumujen ja rajakerroksen peittävien alapilvien ennustaminen ovat sekä ihmiselle että numeerisille säänennustusmalleille vaativa haaste. Numeerisen ennusteen onnistuminen riippuu rajakerroksen fysikaalisten prosessien kuvauksesta mallissa, ennusteen lähtötilanteen tarkkuudesta sekä mallin pystysuuntaisesta erotuskyvystä (esim. Ballard et al. 1991). Tässä työssä tutkittiin herkkyyskokeiden avulla pystysuuntaisen erotuskyvyn vaikutusta sumu- ja alapilvitilanteessa.

2 Sumun ja alapilven peittämän rajakerroksen fysiikasta

Viimeisen kahdenkymmenen vuoden aikana on tehty lukuisia mittauksia sekä mallikokeita, joiden avulla tietämyksemme pilven peittämän rajakerroksen fysikaalisista prosesseita on kasvanut. Kuitenkin arktisten alueiden pilvien syntymiseen ja kehittymiseen vaikuttavia prosesseja ei vieläkään kunnolla ymmärretä (Curry et al. 1996). Tässä luvussa tarkastellaan fysikaalisia prosesseja, jotka vaikuttavat sumun ja alapilven peittämässä rajakerroksessa.

2.1 Määritelmiä ja käsitteitä

Sumuksi kutsutaan ilmiötä, jossa pienet leijuvat vesipisarat tai jääkiteet rajoittavat (meteorologisen) näkyvyyden alle yhden kilometrin (WMO 1995). Olomuodon mukaan puhutaan sumusta, kun näkyvyyttä rajoittavat vesipisarat, ja jääsumusta, kun näkyvyys on jääkiteiden huonontama.

Sumujen, toisin kuin pilvien, luokittelua varten ei ole sovittu kansainvälistä järjestelmää. Siksi kirjallisuudesta löytyvät sumuluokittelut ovat kunkin kirjoittajan subjektiivinen näkemys sumujen luokittelusta. Sumuja luokitellaan kirjallisuudessa mm. niiden pääasiallisen syntymekanismin, maantieteellisen sijainnin, synoptisen ilmamassaan ja tiivistymisytimien ominaisuuksien perusteella. Sumuista puhuttaessa voidaan siihen liittää myös sen tiheyttä kuvaavia adjektiivejä (englanniksi esim. thin, light, dense, thick, heavy), joille ei ole olemassa yhtenäisiä määritelmiä.

Yleensä sumuja luokitellaan tärkeimmän syntymekanismin perusteella kolmeen luokkaan; säteily-, rintama- ja advektiosumuihin. Edes näin "yksinkertainen" luokittelu ei ole helppoa. Esimerkiksi advektiosumulla voidaan tarkoittaa jostain paikasta tuulen mukana siirtyvää sumua. Maailman ilmatieteen järjestön (WMO) julkaiseman käsitesanakirjan (WMO 1992) mukaan advektiosumulla tarkoitetaan sumua, joka syntyy kostean ja lämpimän ilman virratessa kylmemmän alustan päälle. Terminologian lisäksi luokittelu on hankalaa, koska usein sumun syntymiseen vaikuttaa samanaikaisesti monet eri mekanismit. Syntymekanismien objektiivinen erottaminen toisistaan sekä niiden tärkeysjärjestykseen asettaminen on usein mahdotonta, mikä selittänee kirjallisuudesta löytyvien sumuluokittelujen moninaisuuden.

Sumun yhteydessä havaitaan usein rajakerroksen peittäviä alapilviä (esim. Price 1999). Kansainvälisesti (WMO) on sovittu, että alapilvillä tarkoitetaan pilviä, jotka esiintyvät maanpinnasta kahden kilometrin korkeuteen. Rajakerroksella tarkoitetaan il-

makehän alinta kerrosta, jossa alustan ominaisuudet vaikuttavat ohivirtaavaan ilmaan ja tekevät virtauksesta turbulenttisen (Stull 1988). Tämän kerroksen paksuus vaihtelee ajasta ja paikasta riippuen muutamista sadoista metreistä muutamaan kilometriin. Rajakerroksen yläpuolella on vapaa ilmakehä, jossa turbulenttisuus on heikkoa ja tuuli on hyvin lähellä geostroofista tuulta. Tässä työssä rajakerroksen peittävillä alapilvillä tarkoitetaan Kansainvälisen pilvikuvaston (Ilmatieteellinen keskuslaitos 1958) määritelmän mukaan sumu- (Stratus) ja kumpukerrospilviä (Stratocumulus), jotka peittävät taivaan enemmän kuin kuusi kahdeksasosaa. Pilvikuvaston mukaan nämä pilvilajit erotetaan toisistaan pääasiassa pilven ulkonäön perusteella. Siten pilvilajin määritys riippuu hyvin paljon havaitsijasta, koska pilven ulkonäkö ja muut havaittavat ominaisuudet muuttuvat luonnossa jatkuvasti.

Cottonin ja Anthesin (1989) mukaan sumu- ja kumpukerrospilvet eivät eroa merkittävästi sumuista esimerkiksi nestemäisen veden määrän ja turbulenssin puolesta. Sumuja kumpukerrospilvien välisiä eroja on selvitetty vertailemalla synoptisia säätiloja (Norris ja Klein 2000) sekä alatroposfäärin lämpötilan ja kosteuden pystyrakenteita (Norris 1998). Norrisin ja Kleinin (2000) mukaan keskileveysasteiden merellisiä sumupilviä esiintyy pintasolaan kuuluvilla laaja-alaisen konvergenssin ja nousuliikkeen alueella. Sen sijaan kumpukerrospilvialueet liittyvät useimmiten pintaselänteisiin, joissa on laaja-alaista divergenssiä ja laskevaa liikettä sekä maanpinnalla korkeapaineen selänne.

Arktisilla alueilla näiden pilvien syntymiseen ja säilymiseen liittyvät rajakerroksen rakenteen sekä synoptisen säätilan tuntomerkit eivät ole yhtä selvästi havaittavissa kuin keskileveysasteilla (Curry et al. 1988). Arktisen alueen rajakerroksen rakenne on monimutkaisempi kuin subtropiikissa ja keskileveysasteilla. Korkeilla leveysasteilla rajakerroksessa on tavallisesti mm. useita pilvikerroksia.

Kirjallisuudessa rajakerroksen peittävien alapilvilajien nimiä käytetään huolimattomasti. Esimerkiksi Shenin ja Moengin 1993 artikkelissa on otsikon mukaan tutkittu sumupilven peittämää rajakerrosta. Artikkelin johdannossa viitataan Nichollsin (1989) tutkimukseen sumupilven peittämästä rajakerroksesta. Kuitenkin Nicholls (1989) käsittelee, oman kirjoituksensa otsikon mukaan, kumpukerrospilven peittämää rajakerrosta. Muita vastaavia esimerkkejä löytyy mm. Moengin et al. (1995), Jiangin et al. (1999), Stevensin et al. (2000) tutkimuksista.

Rajakerroksen rakenteeseen vaikuttaa voimakkaasti turbulenssin liike-energia, joka mittaa turbulenssin voimakkuutta. Turbulenttiset pyörteet kuljettavat tehokkaasti pystysuunnassa lämpöä, kosteutta ja liikemäärää, mitä kutsutaan rajakerroksen turbulenttiseksi kiertoliikkeeksi. Yksinkertaistetun turbulenssin liike-energian tendenssiyhtälön (2.1) (esim. Holton 1992) avulla voidaan tarkastella niitä fysikaalisia prosesseja, jotka tuottavat ja hävittävät turbulenssia.

$$\frac{\overline{D}(TKE)}{Dt} = MP + BPL + TR - \epsilon, \qquad (2.1)$$

Turbulenssin liike-energia (TKE) on on määritelty tuulikomponenttien (u, v, w) varianssien summan puolikkaaksi ($TKE = 1/2(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$). Sen tendessiyhtälössä (2.1) MP kuvaa tuuliväänteen tuottamaa turbulenssia (mekaaninen tuotto), BPL kuvaa nosteen tuottamaa tai hävittämää (termistä) turbulenssia, TR esittää turbulenssin kuljetusta pystysuunnassa ja paineen häiriöiden aiheuttamaa turbulenssin vaakasuuntaista leviämistä, ϵ on turbulenssin häviäminen molekylaarisen diffuusion vaikutuksesta.

Rajakerroksen turbulenssia synnyttää ja ylläpitää tuuliväänne sekä positiivinen nostevuo. Nostevuo on positiivinen, kun turbulenttisen lämmön vuon suunta on maanpinnasta ylöspäin. Neutraalissa ja suurimmassa osassa stabiileista rajakerroksista tuuliväänne on tärkein turbulenssia tuottava mekanismi (esim. Moeng ja Sullivan 1994). Konvektiivisessa rajakerroksessa, jossa tuuliväännettä ei ole tai se on hyvin pieni, terminen turbulenssi on tärkein turbulenttisen liike-energian lähde. Molemmat turbulenssia tuottavat mekanismit voivat vaikuttaa rajakerroksessa myös samanaikaisesti.

Rajakerroksen turbulenssin nieluja ovat negatiivinen nostevuo ja molekylaarinen diffuusio. Nostevuo on negatiivinen, kun lämmönvuo on ylhäältä alas. Molekylaarinen diffuusio muuttaa tehokkaimmin turbulenssin liike-energiaa lämmöksi pienissä pyörteissä. Mitä enemmän on turbulenssia sitä enemmän turbulenssia kuluu myös lämmöksi.

2.2 Sumun syntymekanismeista

Riippumatta siitä, miten sumut luokitellaan, voidaan niiden syntymekanismit tiivistää kolmeen tärkeimpään prosessiin (esim. Cotton ja Anthes 1989):

- 1) Ilman jäähtyminen kastepistelämpötilaan
- 2) Vesihöyryn lisäys ilmaan
- 3) Kahden eri lämpöisen ja kostean ilman pystysuuntainen sekoittuminen

Usein sumun syntymiseen vaikuttaa samanaikaisesti useampi kuin yksi edellämainituista mekanismeista, vaikka yksi niistä olisikin muita voimakkaampi. Ensimmäisen (1) mekanismin synnyttämiä sumuja ovat esimerkiksi säteilysumut. Toisen (2) prosessin mukaan syntyneitä sumuja kutsutaan sade- tai rintamasumuiksi. Viimeisen (3) syntymekanismin tuottamia sumuja kutsutaan yleensä advektio- tai sekoitussumuksi.



Kuva 2.1 Clausius-Clapeyronin diagrammi (Cotton ja Anthes 1989).

Eräs yksinkertainen ja havainnollinen keino on tarkastella näitä sumun syntymekanismeja Clausius-Clapeyronin diagrammin avulla (kuva 2.1), jossa vesihöyryn kyllästysosapaine on esitetty lämpötilan funktiona. Kuvassa on esitetty säteilysumun synty suoralla $A_1 - A_2$. Aluksi kostea ilmapaketti, joka sijaitsee lähellä maan pintaa (A_1), on alikyllästynyt veden suhteen. Kun ilmapaketti jäähtyy isobaarisesti maan pinnan säteilyjäähtymisen vuoksi, se saavuttaa ylikyllästystilan (A_2). Todellisuudessa katkoviiva pisteeseen A'_2 kuvaa paremmin ilmapaketin lopullista kyllästystilaa, koska osa ilman vesihöyrystä siirtyy kasteeksi maan pinnalle.

Cotton ja Anthensin (1989) mukaan sadesumuilla tarkoitetaan sumua, joka syntyy sadepisaroiden haihtuessa, kun lämpimästä ilmakerroksesta alkunsa saanut sade tulee kylmempään ilmakerrokseen. Kylmemmän ilmakerroksen (kuvassa 2.1, piste B_1) kosteus kasvaa sadepisaroiden haihtuessa ja lopulta se saavuttaa ylikyllästystilan (B_2).

Edellinen tarkastelu ei ota huomioon ilman jäähtymistä, joka tapahtuu veden haihtuessa. Donaldsonin ja Stewartin (1993) mallikokeiden mukaan sadesumu voi syntyä, kun sadepisaroiden ja pilven alapuolisen ilman lämpötilaero on useita asteita. Kun sadepisarat ovat lämpimämpiä kuin ilma, sadepilven alapuolisen ilman suhteellinen kosteus kasvaa. Pisarat, jotka ovat vain muutaman asteen kylmempiä kuin ilma, vähentävät ilman kosteutta pilven alapuolella. Jäätyvät sadepisarat, joiden lämpötila on 0 °C, voivat synnyttää ilmaan ylikyllästystilan, jos ilman ja sadehiukkasten välille syntyy riittävän suuri lämpötilaero. Sulavat sadehiukkaset voivat myös synnyttää sumun, kun niiden lämpötila on yli 5 °C kylmempi kuin ilman lämpötila.

Advektiosumu syntyy, kun kaksi lähes vesihöyryn kyllästämää eri lämpöistä ilmamassaa sekoittuvat pystysuunnassa. Jos oletetaan, että ilmamassojen sekoittuminen tapahtuu lähes isobaarisesti, voidaan tarkasteluun käyttää kuvassa 2.1 esitettyä diagrammia. Merellä sumu syntyy usein tilanteessa, jossa hyvin kosteaa ja lämmintä ilmaa virtaa kylmän meren päälle. Kuvassa 2.1 meren pinnan läheisen ilmamassan lämpötila on T_1 ja sekoitussuhde r_1 . Meren päälle virtaavan ilman lämpötila on T_2 ja sekoitussuhde r_2 . Jos ilmamassat sekoittuvat hyvin pystysuunnassa, niiden lopputulos sijaitsee pisteiden C ja D välisellä suoralla pisteessä, jonka lämpötila on T_m . Sekoittuneen ilman ominaisuudet määräytyvät ilman suhteellisten massojen sekä pisaroiden tiivistymisessä vapautuvan sidotun lämmön perusteella. Havaintojen mukaan sekoittuvien ilmapakettien välisen lämpötilaeron pitää olla noin 10 °C, jotta niiden sekoittumisen seurauksena syntyisi kunnollinen sumu (Roach 1994). Diagrammin esitys advektiosumusta on yksinkertainen, koska advektiosumuissa havaitut nestemäisen veden määrät ovat suurempia kuin edellä kuvattu prosessi voi tuottaa (Jiusto 1981). Mallikokeet ovat osoittaneet (Oliver et al. 1978), että sumun yläpinnan säteilyjäähtymisellä tärkeä osa nestemäisen veden tuotossa useimmissa sumuissa.

Jiusto (1981) on esittänyt taulukon 2.1, johon on listattu sumun syntymisen ja kehittymisen kannalta tärkeitä termodynaamisia ja meteorologisia muuttujia. Paikasta ja ajasta riippuen yksi tai useampi taulukon 2.1 tekijöistä voi määrätä sumun muodostumisesta ja kehittymisestä. Usein sumuun vaikuttavat samanaikaisesti sekä sitä ylläpitävät että tuhoavat mekanismit, jotka voivat olla voimakkuudeltaan lähes yhtä suuria. Tämä ominaisuus tekee sumuista myös vaikeasti ennustettavia. **Taulukko 2.1** *Sumun syntymiseen ja kehittymiseen vaikuttavia kriittisiä tekijöitä (Jiusto 1981).*

- 1. Radiative cooling of the ground
- 2. Cooling of moist air by radiative flux divergence
- 3. Radiational cooling of a fog top (once it has formed) or of an upper level stratus deck
- 4. Vertical fluxes (eddy mixing) of heat and moisture
- 5. Horizontal and vertical wind speed
- 6. Moisture losses by dew deposition
- 7. Air drying by subsidence
- 8. Soil heat and moisture transport
- 9. Moisture advection from nearby sources
- 10. Topographic effects (cold air drainage)
- 11. a priori precipitation and surface wetness
- 12. Aerosol-haze and fog nuclei
- 13. Fog drop sedimentation
- 14. Fog drop absorption and radiation

2.3 Havaittu ja mallilla simuloitu rajakerroksen rakenne säteilysumussa

Tässä luvussa esitetään Nakanishin (2000) tutkiman tapauksen avulla säteilysumun kehitysvaiheet sekä sumussa vaikuttavia fysikaalisia prosesseja. Advektiosumun, jonka yläosassa tapahtuu myös säteilyjäähtymistä, syntymisen jälkeen sen piirteet ja fysikaaliset prosessit eivät eroa merkittävästi säteilysumusta (Rodhe 1962). Nakanishi (2000) on tutkinut säteilysumua havaintojen ja kolmiulotteisen erittäin hienohilaisen LES-mallin (Large-eddy simulation, taulukko 2.2) avulla. LES-malleissa on perusideana on hyvin lyhyt hilaväli. Tiheässä hilassa voidaan ratkaista esimerkiksi suurin osa pilvettömän rajakerroksen turbulenttisista pyörteistä. Hilaväliä pienemmät ilmiöt, kuten esimerkiksi säteilyprosessit, on kuvattu mallin ennustamien suureiden avulla (parametrisoitu). LES-mallien hilaväli vaihtelee muutamista metreistä kymmeniin metriin, mikä tekee simuloinneista laskennallisesti raskaita. Tämä rajoittaa laskenta-alueen kokoa ja näiden mallien käyttöä säänennustamiseen. Sen sijaan LES-mallien avulla kehitetään säänennustusmallien parametrisointeja.

Taulukko 2.2 Nakanishin (2000) käyttämän erittäin hienohilaisen LES-mallin ominaisuuksia.

| Hilaväli vaaka- ja pystysuunnassa | 4 m |
|-----------------------------------|---------|
| Hilapisteitä vaakasuunnassa | 96 x 96 |
| Hilapisteitä pystysuunnassa | 60 |
| Aika-askel | 0.2 s |

Säteilysumuja esiintyy tavallisesti maa-alueilla yöaikaan, kun taivas on lähes pilvetön, tuuli on heikkoa ja maan pinnan läheisessä ilmakerroksessa on riittävästi kosteutta (esim. Roach 1995). Säteilysumulle on tyypillistä suuri alueellinen vaihtelu, koska sumun syn-tymisajankohta on herkkä sekä maan pinnan että maan ominaisuuksille. Sumun syntyä edistää maa-aines, jossa on maan lämmön vuota hidastavia kerroksia (esim. turve), sekä esimerkiksi matala kasvillisuus, jossa on pieni lämmönjohtavuus. Sumu syntyy nopeimmin alueille, joissa jäähtyminen on tehokasta. Lisäksi sumun ominaisuuksiin vaikuttavat esimerkiksi teollisuuden päästöistä syntyneet hygroskooppiset tiivistymisytimet, jotka voivat paikallisesti aikaistaa sumupisaroiden syntymistä sekä tihentää sumua.

Merellä yöllinen säteilyjäähtyminen ei yleensä riitä jäähdyttämään meren pintaa riittävästi, jotta sen seurauksena syntyisi sumua. Sen sijaan merijään päällä säteilyjäähtyminen voi synnyttää sumun.

Sumun tyypillinen elinikä on kahdesta kuuteen tuntiin (Cotton ja Anthes 1989), mutta säteilysumujen on havaittu kestävän yhtäjaksoisesti jopa viikkoja sopivassa synoptisessa säätilanteessa. Sumut yleensä hälvenevät, kun sumun yläosan jäähtyminen vähenee esimerkiksi auringon lämmityksen tai sumun päälle advektoituvan pilven vastasäteilyn vaikutuksesta. Voimistuva tuuli voi joko nostaa sumun irti maasta pilveksi tai sekoittaa siihen kuivempaa ilmaa, jonka jälkeen sumu hälvenee.

Kuvassa 2.2a on esitetty Nakanishin (2000) tutkimasta tapauksesta mitattu näkyvyyden poikkileikkaus korkeuden ja ajan suhteen. Siitä voidaan voidaan nähdä säteilysumun syntyminen (klo 2-4), kehittyminen (klo 4-6) ja hälveneminen (klo 6-9). Sumu syntyi kello kahden aikaan eli noin kolme tuntia ennen auringon nousua (klo 5). Sen jälkeen sumu kasvoi ylöspäin lähes monotonisesti ja saavutti 100 metrin korkeuden noin tunti auringon nousun jälkeen (kello 6). Sumun hälveneminen alkoi maan pinnalla kello 7.30, jonka jälkeen se muuttui matalaksi kerrospilveksi. Pian pilven yläpinnalla havaittiin aaltoilua, jonka jälkeen pilvi hälveni.



Kuva 2.2 Havaittu (a) ja mallin tuloksista laskettu (b) näkyvyys (m) ajan ja korkeuden (m) funktiona Hollannin Cabauw:ssa 3.8.1977, c) mallin simuloima turbulenssin liikeenergia (TKE). Aika-akselina on yleisaika (Universal Time Co-ordinated, UTC) (Nakanishi 2000).

Kuvassa 2.3 on esitetty havaittu lämpötilan ja tuulen nopeuden pystyrakenne eri ajanhetkinä. Sumun syntymisen aikaan (kello 2) havaitaan lämpötilainversio, joka on lähellä maan pintaa. Lämpötilainversio siirtyi ylemmäs, kun sumu kasvoi korkeussuunnassa. Sumun yläpinta ulottui lämpötilainversion yläpuolelle (kuva 2.2a ja 2.3a). Lämpötilainversion alapuolelle syntyi (terminen) sekoituskerros, jossa oli kostea-adiabaattinen läm-



Kuva 2.3 Lämpötilan (C) ja tuulen nopeuden (m/s) pystyjakaumat kello 2.00 UTC (yhtenäinen viiva), 4.00 UTC (katkoviiva), 6.00 UTC (pisteviiva), 8.00 UTC (piste-katkoviiva) ja 9.00 UTC (kaksi pistettä ja katkoviiva). Havaitut pystyjakaumat on esitetty kuvissa (a) ja (b). Mallin laskemat pystyjakaumat on esitetty kuvissa (c) ja (d) (Nakanishi 2000).

pötilavähete. Sumun kasvaessa ylöspäin sekoituskerros lämpeni, jonka vuoksi lämpötilainversion voimakkuus pieneni.

Maan pinnan läheisessä ilmakerroksessa oli lähes tyyntä sumun syntymisen aikaan kello kahdelta, kuva 2.3b. Samaan aikaan havaittiin yöllinen rajakerroksen suihkuvirtaus 80 metrin korkeudessa. Sumun kehittymisen myötä muodostui maan pinnalta alkaen kerros, jossa tuulennopeus ei muuttunut korkeussuunnassa. Välittömästi tämän vakiotuulik-

erroksen yläpuolella oli voimakas tuuliväänne. Tuulen pystyrakenne säilyi samankaltaisena kello kuuteen saakka.

Mallin simuloiman nestemäisen veden määrän avulla laskettiin näkyvyys (kuva 2.2b). Tulokset poikkeavat havaitusta näkyvyydestä mm. siinä, että sumu ei ulotu aivan yhtä korkealle kuin havainnoissa. Tämä ero oli noin 20-40m. Kirjoittajan mukaan ero syntyi mallin lähtötilanteen ominaiskosteuden jakaumasta sekä mahdollisesti lämmön ja kosteuden advektiosta, jota mallisimuloinnissa ei otettu huomioon.

Mallin simuloimat lämpötilan ja tuulennopeuden pystyjakaumat on esitetty kuvassa (2.3c ja 2.3d). Siitä nähdään, että mallin sekoituskerroksen kehitys on hyvin samankaltainen kuin havaittu kehitys. Lämpötilainversio on simuloinnissa voimakkaampi kuin havainnoissa. Nakanishin (2000) mukaan ero syntyi mahdollisesti turbulenssin advektiosta, joka on voinut heikentää havaittua inversiota. Turbulenssin advektio on voinut vahvistaa myös rajakerroksen kasvua ja nostaa sumun yläpintaa korkeammalle. Havaittu lämpötilan kasvu kello neljän ja kuuden välillä on huomattavasti pienempi mallisimuloinnissa kuin havainnoissa. Havaintojen mukaan sumun päälle muodostui kumpukerrospilveä kello kuuden jälkeen, mikä on hidastanut sumun yläpinnan säteilyjäähtymistä. Mallisimuloinnissa sumun päälle ei syntynyt pilveä. Kirjoittajan mukaan tuulen nopeuden pystysuuntaista rakennetta voi tarkastella vain kvalitatiivisesti, koska mallin initialisoinnissa käytettiin havainnoista poikkeavaa idealisoitua tuulen pystyrakennetta.

Sumun kehitysvaiheet nähdään havainnollisesti myös mallin simuloimasta turbulenssin liike-energiasta (kuva 2.2c). Ennen sumun syntymistä turbulenssin määrä vähenee. Sumun syntymisen jälkeen turbulenssi voimistuu ja sen maksimi syntyy kerrokseen, jossa tuuliväänne on suurin (kuva 2.3d). Kello neljän aikaan, kun sumun kehittyminen alkaa, turbulenssi voimistuu hyvin nopeasti ja pysyy tämän jälkeen voimakkuudeltaan lähes samansuuruisena.

Kuvassa 2.4a on esitetty mallin simuloima vesihöyryn ja nestemäisen veden yhteenlaskettu määrä (kokonaisveden määrä) eri ajanhetkinä. Aluksi kokonaisveden määrä vähenee sumun syntymisen alkuvaiheessa, kun maahan muodostuu vielä kastetta ja osa sumupisaroista vajoaa maahan (engl. gravitational settling). Kokonaisveden pystysuuntainen rakenne seuraa lämpötilan kehitystä. Samanaikaisesti termisen sekoituskerroksen kanssa syntyy kerros, jossa kokonaisveden määrä on lähes vakio pystysuunnassa. Kun sumu tihenee ja tulee optisesti riittävän paksuksi, näkyvyys on noin 200-300 m (Brown 1987) ja säteilyjäähtyminen tapahtuu pääosin sumun yläosassa (kuva 2.4c). Sumun yläosan jäähtyminen tuottaa pilvivettä (kuvat 2.4b ja 2.4d). Sen lisäksi tässä tapauksessa maan pinnalta haihtuu kosteutta, mikä lisää sumun kokonaisveden määrää.



Kuva 2.4 Mallin simuloimat (a) kokonaisveden määrän (g/kg) ja (b) nestemäisen veden määrän (g/kg) pystysuuntaiset jakaumat eri kellonaikoina. Kuvissa (c,d,e) on esitetty lämpötilan pystyjakaumaan vaikuttavia tekijöitä: (c) tiivistymisen/haihtumisen (C/E) sekä (d) pitkäaaltoisen ja (e) lyhytaaltoisen säteilyn vaikutus. Ajanhetket ja niiden merkinnät ovat samat kuin kuvassa (2.3) (Nakanishi 2000).

Pisaroiden tiivistymisen aiheuttama lämmitysmaksimi (kuva 2.4c) on aluksi lähellä pintaa, josta se nousee ylöspäin sumun kasvaessa ja simuloinnin edetessä. Samassa kohdassa lämmitysmaksimin kanssa on myös suurin osa sumun nestemäisestä vedestä (kuva 2.4b). Sumun haihtuminen alkaa kello kuuden aikaan läheltä maan pintaa, mikä nähdään myös kuvasta 2.4c. Pisaroiden haihtumisen aiheuttama jäähtyminen on voimakkainta kello kuuden ja kahdeksan aikaan. Sumun hälvenemisen jälkeen kello 9 tiivistyminen jatkuu pilvessä 70-120 metrin korkeudella ja haihtuminen lähellä pilven ala- ja yläpintaa.

Kuvassa 2.4d on esitetty mallin simuloima pitkäaaltoinen säteily eri ajanhetkinä. Säteilyjäähtyminen on aluksi melko heikkoa, kun sumu on harvaa, mutta jäähtyminen tehostuu heti pisaroiden syntymisen jälkeen. Voimakkaita jäähtyminen on samaan aikaan, kun nestemäisen veden määrä saavuttaa maksimiarvon kello neljä, kuva 2.4b. Jäähtymismaksimi on kuitenkin hieman ylempänä kuin nestemäisen veden määrän maksimi, koska säteilyjäähtymisen synnyttämät pisarat vajoavat alaspäin. Kello kuuden jälkeen jäähtyminen muuttuu maan pinnalla lämmitykseksi, mikä on pisaroiden aiheuttama "kasvihuoneilmiö".

Nakanishi (2000) tutki lisäksi sumun ja siitä syntyneen pilven välisiä eroja nestemäisen veden määrään vaikuttavien tekijöiden avulla. Kuvassa 2.5a on esitetty nestemäisen veden määrän kokonaistalous sekä haihtumisen/tiivistymisen, turbulenttisen



Kuva 2.5 Mallin simuloima pystyjakauma nestemäisen veden määrän (\overline{q}_l) (a) kokonaistaloudesta (a) sekä nousu- (b) ja laskuvirtausten (c) osuudesta kello 8 UTC ja 9.00 UTC (d-f). Harmaalla väritetty alue on sumua kuvissa (a-c) ja pilveä kuvissa (d-f). Yhtenäinen viiva kuvaa tiivistymistä/haihtumista (C/E), katkoviiva turbulenttista kuljetusta (T) ja pisteviiva (G) kuvaa pisaroiden vajoamista maan vetovoiman vaikutuksesta. Kuvien (a) ja (d) x-akselin asteikko poikkeaa muista kuvista (Nakanishi 2000).

kuljetuksen ja pisaroiden vajoamisen osuus kokonaistaloudesta sumussa kello kahdeksan ja sumusta syntyneessä pilvessä kello yhdeksän. Vastaavat pystyjakaumat on esitetty myös lasku- ja nousuvirtausten alueilla (kuvat 2.5b, 2.5c, 2.5e ja 2.5f).

Kuvasta 2.5a nähdään, että vettä haihtuu maan pinnan lähellä. Myös inversion yläpuolella tapahtuu haihtumista, kun kuivaa ilmaa sekoittuu sumuun. Sumussa tiivistyminen tapahtuu pääosin nousuvirtausten alueella (kuva 2.5b), josta turbulenttinen kuljetus siirtää pilvivettä laskuvirtausten alueelle. Laskuvirtausten alueella (kuva 2.5c) sumupisaroiden haihtumisen/tiivistymisen sekä turbulenttisen kuljetuksen jakaumat ovat lähes samanlaiset kuin nousuvirtausten alueella, mutta vaikutukseltaan vastakkaiset.

Kuvasta 2.5e nähdään, että pilvessä tiivistymistä esiintyy nousuvirtausten alueella ja lähes tasaisesti koko pilvikerroksessa. Tiivistymisen maksimi on pilven alaosassa, kun sumussa se on ylempänä. Nousuvirtausten alueella tiivistyminen on pilvessä aktiivisempaa kuin sumussa (kuvat 2.5e ja 2.5b). Nakanishin (2000) mukaan edellä mainittu seikka voi johtua pilvessä olevasta voimakkaammasta nousuliikkeestä. Pilven yläosissa tapahtuva tiivistyminen on vähäisempää pilvessä kuin sumun yläpinnalla, koska pilveen sekoittuu sen yläpuolelta enemmän lämmintä ja kuivaa ilmaa. Lisäksi auringon säteily lämmittää pilven yläosaa (kuva 2.4e), mikä haihduttaa pilvipisaroita. Näiden seikkojen vuoksi säteilyjäähtyminen on tehokkaampaa sumun yläpinnalla kuin pilven yläpinnalla (kuva 2.4d).

Pilvessä haihtumista tapahtuu lähellä pilven ylä- ja alapintaa (kuva 2.5d). Pisaroiden haihtuminen pilven alaosissa on vähäisempää kuin sumun alaosassa, koska maan pinnan havaittava lämmön vuo ei vaikuta välittömästi pilven alapintaan.

Nestemäisen veden turbulenttinen kuljetus pilven yläosista laskuvirtausten alueelle on pienempi kuin sumussa, koska pilviveden määrä on pienempi kuin sumun nestemäisen veden määrä (kuva 2.4b). Tästä syystä myös pilvipisaroiden vajoaminen maan vetovoiman vaikutuksesta on pilvessä vähäistä. Pilvessä turbulenttinen kuljetus korreloi lähes negatiivisesti tiivistymisen ja haihtumisen kanssa. Laskuvirtausten alueella (kuva 2.5f) turbulenttinen kuljetus on suurempi kuin haihdunta ja nestemäisen veden määrä pyrkii kasvamaan, vaikka pilvi on hälvenemässä. Nakanishin (2000) mukaan tämä osoittaa, että hälvenemisprosessit ovat erilaiset pilvessä ja sumussa.

2.4 Alapilvien syntymekanismeja

Rajakerroksen peittävien alapilvien syntyminen ja kehittyminen riippuvat erityisesti kahdesta seikasta (Driedonks ja Duynkerke 1989). Ensinnäkin keskitroposfäärin läm-

pötilarakenteen pitää olla stabiili, jotta rajakerros jää suhteellisen matalaksi ja syvälle ilmakehään ulottuvaa konvektiota ei pääse syntymään. Toiseksi maanpinnalta pitää olla saatavissa riittävästi kosteutta pilven syntymiseksi. Pilven säilyminen edellyttää, että kosteutta tuottavat prosessit ovat voimakkaampia kuin pilveä kuivattavat prosessit.

Turbulenssin liike-energian avulla maanpinnan ja sen läheisen ilmakerroksen kosteus voi kulkeutua rajakerroksen yläosaan. Kun kostea ilma kohoaa ylöspäin, se jäähtyy ja ilman kosteus voi tiivistyä pilvipisaroiksi. On olemassa kolme mekanismia, jotka voivat tuottaa riittävästi turbulenssin liike-energiaa pilvien syntymiseen (Stull 1988). Rajakerroksen tuuliväänteen synnyttämän mekaanisen turbulenssin ja lämpimän maanpinnan aiheuttaman konvektion lisäksi pystysuunnassa voimistuva kylmän ilman advektio kehittää termistä turbulenssia. Viimeksi mainitussa tapauksessa rajakerros tulee konvektiiviseksi, koska lämpimän ilman yläpuolelle virtaa kylmempää ilmaa. Tämä prosessi voi synnyttää ja ylläpitää alapilviä, vaikka maanpinta olisi kylmempi kuin sen yläpuolinen ilmakerros.

Alapilviä voi syntyä myös ilman voimakasta turbulenttista sekoittumista. Suurten sääjärjestelmien aiheuttaman laaja-alaisen ja hitaan nousuliikkeen ansiosta maanpinnan läheinen ilmakerros voi kohota ylöspäin ja jäähtyessään synnyttää pilven. Ilman kohoamisen ja adiabaattisen jäähtymisen voivat aiheuttaa myös maanpinnan muodot sekä lämpimän ilman virtaaminen kylmemmän ilman päälle säärintamien yhteydessä.

Stabiilissa ja pilvettömässä rajakerroksessa, missä tuuliväänne on heikko sekä maanpinta ja sen läheinen ilmakerros ovat kylmempiä kuin korkeammalla oleva ilma, turbulenssin liike-energian lähteitä ei käytännössä ole. Tällaisessa tilanteessa rajakerroksen peittävä alapilvi voi syntyä laaja-alaisen ja hitaan nousuliikkeen lisäksi kahdella tavalla. Ensinnäkin alapilvi voi syntyä sumusta, kuten kappaleen 2.3 esimerkkitapauksessa tapahtui. Sumu voi kohota irti maanpinnasta auringon säteilyn vaikutuksesta sekä voimistuvan tuulen tai sumun yläosan tehokkaan säteilyjäähtymisen myötä (esim. Houze 1993).

Vesihöyryn ylläpitämä kostea konvektio (englanniksi vapor-driven convection) on toinen mekanismi, joka voi synnyttää alapilviä sekä sumua stabiilissa rajakerroksessa (Telford ja Chai (1984), Paluch ja Lenschow (1991), Telford (2000)). Vesihöyryn ylläpitämä kostea konvektio on voimakkuudeltaan paljon heikompi kuin lämpimän maanpinnan synnyttämä konvektio. Sekä maalla että merellä on havaittu vesihöyryn siirtymistä ylöspäin kylmän pinnan päällä, kun ilman stabiilisuus on pienempi kuin kosteaadiabaattinen lämpötilavähete ($\frac{\partial \theta}{\partial z} < \Gamma_s$) (Telford 1992). Edellisen kaltainen lämpötilarakenne on hyvin stabiili ilmalle, jossa ei ole lainkaan nestemäistä vettä. Sen vuoksi ilmaan pitää ensin syntyä vettä sisältäviä hiukkasia, jonka jälkeen kostea ilma voi kohota ylöspäin.

Esimerkkinä vesihöyryn ylläpitämästä kosteasta konvektiosta voidaan tarkastella tilannetta kylmän meren pinnan päällä (Telford ja Chai 1984), jossa ilman stabiilisuus on pienempi kuin kostea-adiabaattinen lämpötilavähete. Kun ilman kostea lämpötila laskee alle meren pintalämpötilan, voi prosessi käynnistyä. Meren pinnan läheinen ilma kostuu, kun veden pinnasta haihtuu siihen vesihöyryä. Kun ilma kostuu, sen tiheys pienenee ja ilma tulee kevyemmäksi kuin sen yläpuolinen lähes saman lämpöinen kuiva ilma. Näiden kahden ilman tiheysero synnyttää heikon konvektion, joka siirtää meren pinnan kosteutta ylöspäin. Kun konvektio jatkuu, ilmaan voi syntyä nestemäistä vettä sisältäviä hiukkasia (utua). Näitä hiukkasia voi syntyä ilmaan jo ennen kuin ilma on kyllästystilassa veden suhteen, jos ilmassa on olemassa sopivia tiivistymisytimiä. Pintakerroksen utuisen ilman ja sen yläpuolisen kuivan ilman sekoittumisen jälkeen niiden seoksen tiheys on suurempi kuin seosta ympäröivän ilman, jos inversion yläpuolisen ilman kostea lämpötila on pienempi kuin utuisen ilmakerroksen yläosan lämpötila. Siinä tapauksessa sekoittuneen ilman noste on negatiivinen ja se vajoaa alaspäin. Tämän ilman tilalle voi kohota meren pinnan läheisestä ilmakerroksesta kosteaa ilmaa. Siten konvektiota ylläpitävät sekä kostean ilman noste että pisaroiden haihtumisen aiheuttama negatiivinen noste. Näiden kahden prosessin myötä sekoittuminen tehostuu ja inversio siirtyy ylöspäin. Inversio voi kohota tämän mekanismin avulla meren pinnan läheltä korkeudelle, jossa meren päälle virranneen kuivan ilman kostea potentiaalilämpötila on yhtä suuri kuin meren pintalämpötila.

Muutamassa tunnissa tämä prosessi voi kostuttaa ilmaa pystysuunnassa kymmenien metrien matkalta. Kun hyvin sekoittunut meren pinnan läheinen ilmakerros ulottuu noin kymmenen metriä meren pinnasta, ylöspäin kohoavan ilman adiabaattinen jäähtyminen lisää tuntuvasti nestemäisen veden (pilvipisaroiden) määrää sekoittuneen ilmakerroksen yläosassa. Tämän jälkeen sekoituskerros kasvaa entistä nopeammin ylöspäin ja lopulta kerroksen yläosaan voi syntyä pilvi, jos inversion yläpuolisen kuivan ilman ominaisuudet ovat pilven syntymisen kannalta edulliset. Telfordin ja Chain (1984) mukaan inversion yläpuolisen ilman kostean lämpötilan lämpötilavähete pitää olla suurempi kuin ilman kostea-adiabaattinen lämpötilavähete ($\frac{\partial \theta}{\partial z} > \Gamma_s$), mikä estää kuivan ilman sekoittumisen ja pilvipisaroiden haihtumisen.

Edellä kuvatussa tilanteessa pilven alaraja laskee samanaikaisesti, kun pilvi kasvaa ylöspäin. Mitä lähempänä rajakerroksen inversio on maanpintaa sitä todennäköisemmin esiintyy rajakerroksen peittävien alapilvien yhteydessä myös sumua. Sumujen syntyminen edellä kuvatun prosessin avulla on todennäköistä, kun rajakerroksen inversion korkeus on alle 500 m. Rogersin ja Telfordin (1986) mittausten mukaan pilven yläosan säteilyjäähtyminen ei ole merkittävä tekijä, kun sumu syntyy tällä tavalla. Aiemmin esimerkiksi Pilié et al. (1979) ovat esittäneet, että pilven alarajan alenemisen ja sumun syntymisen aiheuttaa pilven yläosan säteilyjäähtyminen. Telfordin ja Chain (1993) tutkimuksen mukaan Pilién et al. (1979) teoria on ristiriidassa havaintojen kanssa. Lentokonemittausten perusteella sumun aiheuttaa vesihöyryn ylläpitämä kostea konvektio.

Kuvassa 2.6 on Paluchin ja Lenschown (1991) esittämä käsitteellinen malli meren pinnan lämpötilan vaikutuksesta pilven syntymiseen. Lämpimän meren päällä kosteus ei voi kerääntyä meren pinnan läheiseen ilmakerrokseen, koska lämmin meren pinta aiheuttaa nosteen, joka siirtää kosteutta ylöspäin. Tässä tapauksessa syntyy hyvin sekoittunut rajakerros, jossa virtuaalipotentiaalilämpötilan ja kosteuden pystyjakaumat ovat vakiot. Sekoituskerroksen yläosassa tapahtuu pilvipisaroiden tiivistyminen, mikä voi lopulta johtaa pilviseen rajakerrokseen.

Kylmän meren päällä kosteus voi kerääntyä pintakerrokseen, koska kylmä meren pinta ei voi synnyttää samanlaista nostetta kuin lämmin pinta. Sen vuoksi rajakerrokseen syntyy negatiivinen kosteusgradientti ja positiivinen virtuaalipotentiaalilämpötilagradienttti (kuva 2.6 b). Gradienttien jyrkkyys riippuu turbulenssin voimakkuudesta, ilman kosteudesta sekä meren ja ilman lämpötilaerosta. Jos meren pinnan läheisessä ilmakerroksessa on riittävästi kosteutta ja rajakerroksen virtuaalipotentiaalilämpötilagradienttti on jyrkempi kuin kostea-adiabaattinen lämpötilavähete, voi inversion alle syntyä kumpupilviä. Aikaa myöten kumpupilvien määrä voi lisääntyä ja ne voivat lopulta synnyttää hajanaisen pil-



Kuva 2.6 Käsitteellinen malli maanpinnan lämpötilan vaikutuksesta pilven syntymiseen. Tumma alue kuvaa pilveä. Oikealle on piirretty kokonaisveden sekoitussuhde (q_T) ja virtuaalipotentiaalilämpötilan (θ_v) pystysuuntainen jakauma. Katkoviiva esittää kosteaadiabaattisen lämpötilavähetteen mukaista lämpötilajakaumaa (Paluch ja Lenschow 1991).

vikerroksen. Pilviä ei voi syntyä, jos gradientti on loivempi kuin kostea-adiabaattinen lämpötilavähete. Toisin siinä tapauksessa voi syntyä sumu, jos kylmän meren päälle virtaava lämmin ilma on lähes kyllästystilassa.

Tilanne on paljon monimutkaisempi, kun pilvikerros liikkuu lämpötilaltaan vaihtelevan meren pinnan päällä. Pilven siirtyminen lämpimän meren päältä kylmemmälle pinnalle vähentää kosteuden vuota, joka voi heikentää sekoittumista ja johtaa pilvikerroksen turbulenttisten voiden eroamiseen pintakerroksen voista. Jos meren pinta on liian kylmä, vesihöyryn ylläpitämä kostea konvektio ei voi siirtää kosteutta pilvikerrokseen. Pilven alle voi kuitenkin syntyä toinen pilvikerros tai sumua, jos rajakerroksen pystysuuntainen rakenne on kuvan 2.6b kaltainen (Telford 2000).

Jäähdyttävän pinnan päältä lämpöisemmän pinnan päälle siirtyvän pilvikerroksen alle voi syntyä nopeasti kumpupilviä, jos rajakerroksen alaosaan on kertynyt riittävästi kosteutta. Tässä tapauksessa kumpupilvien syntymisen aiheuttaa lämmin meren pinta, vaikka ratkaiseva tekijä niiden syntymiseen oli kylmän pinnan päällä tapahtunut kosteuden lisääntyminen rajakerroksen alaosassa.

Edellä kerrotut tapaukset olivat esimerkkejä merellisestä rajakerroksesta. Tärkein ero merellisen ja mantereisen rajakerroksen välillä on ensin mainitun märkä ja liikkuva alusta

(Garratt 1992). Ilma on yleensä kosteampaa meren päällä kuin maan päällä, minkä vuoksi rajakerroksen peittäviä alapilviä havaitaankin useammin juuri merten päällä. Merellä rajakerros on myös useimmiten neutraalisti kerrostunut, jolloin meren pinnan lämmön vuo ei merkittävästi vaikuta rajakerroksen rakenteeseen. Meren pintalämpötilan vuorokausivaihtelu on yleensä pienempi kuin maalla, jonka vuoksi rajakerroksen vuorokausivaihtelu on merellä vähäisempää. Alustan ominaisuudet voivat olla merellä laajalla alueella yhdenmukaiset. Sen sijaan mantereella alustan ominaisuudet voivat vaihdella hyvin paljon pienen alueen sisällä. Merellä pintakerroksen turbulenssin ja aallokon välillä on lisäksi dynaaminen vuorovaikutus, joka syntyy aallokon korkeuden, suunnan ja kehitysasteen perusteella. Edellä mainituista eroista huolimatta teoreettiset kuvakset rajakerroksesta ovat pääpiirteissään maalla ja merellä samanlaiset (Garratt 1992).

2.5 Pilvisen rajakerroksen fysiikasta

Kuvassa 2.7 on kaavamainen esitys pilvisen rajakerroksen pystysuuntaisesta rakenteesta kolmessa erilaisessa tapauksessa (Garratt 1992). Hyvin sekoittuneessa rajakerroksessa tärkein turbulenssin liike-energian tuottava mekanismi voi olla peräisin maanpinnan läheisestä ilmakerroksesta tai rajakerroksen yläosan pilvikerroksesta. Voimakas tuuli, maanpinnan suuret lämmön ja kosteuden vuot, pilvikerroksen tehokas säteilyjäähtyminen sekä siihen liittyvä laimennussyöttö voivat joko yksinään tai yhdessä synnyttää hyvin sekoittuneen rajakerroksen. Rajakerros ei voi sekoittua hyvin, jos tuuli on heikkoa sekä pinnan liikemäärän ja lämmönvuot ovat vähäiset. Rajakerros on silloin kuvan 2.7c kaltainen, jossa pintakerroksen turbulenttinen sekoittuminen ei ulotu pilvikerrokseen. Tässä tapauksessa tärkein pilveä ylläpitävä mekanismi on pilven yläosan säteilyjäähtyminen. Tarkasti ottaen kuvan 2.7c tapauksessa ei ole kyseessä pilvinen rajakerros, mutta se voi kuitenkin melko helposti kehittyä kuvan 2.7a kaltaiseksi. Sen vuoksi c-tapaus käsitetään pilviseksi rajakerrokseksi. Kun inversion alla on kaksi tai useampi pilvikerrosta, maanpinnan turbulenttiset vuot ulottuvat vain alimman pilvikerroksen yläosaan. Pilvisellä rajakerroksella voidaan tarkoittaa kaikkia kuvan 2.7 kaltaisia tapauksia. Tosin tässä luvussa keskitytään lähinnä kuvan 2.7a kaltaiseen rajakerrokseen.



Kuva 2.7 Kaavamainen esitys kolmesta erilaisesta alapilven peittämästä rajakerroksesta. (a) hyvin sekoittunut pilvinen rajakerros, (b) inversion alla kaksi pilvikerrosta, (c) yksi pilvikerros, jossa pintakerroksen turbulenttisen sekoittuminen ei ulotu pilven sekoituskerrokseen. h on hyvin sekoittuneen rajakerroksen (ABL) korkeus, h_c on irtautuneen (pilven) sekoituskerroksen paksuus. Maanpinnan pystysuuntainen nuoli ja sen koko kuvaa maanpinnan turbulenttisten voiden merkitsevyyttä pilven kannalta (a-kuvassa suuri ja c-kuvassa pieni vaikutus) (Garratt 1992).

Pilvisen rajakerroksen tärkeimpiä fysikaalisia prosesseja on esitetty kuvassa 2.8. Nämä prosessit tekevät pilvisestä rajakerroksesta on hyvin monimutkaisen kokonaisuuden, koska maanpinnan voiden lisäksi veden olomuodon muutokset ja säteilyprosessit ovat siinä hyvin tärkeitä tekijöitä. Nämä prosessit synnyttävät paikallisia lämmön tai jäähtymisen lähteitä, jotka synnyttävät tai kuluttavat turbulenssin liike-energiaa (esim. Nieuwstadt ja Duynkerke 1996). Tästä syystä ne voivat vaikuttaa merkittävästi rajakerroksen rakenteeseen. Kuvan 2.8 prosessien vaikutus rajakerroksen rakenteeseen riippuu hyvin paljon siitä, mikä mekanismi on hallitsevin turbulenssin liike-energian tuottaja. Jos tärkein turbulenssin liike-energiaa tuottava mekanismi on terminen (yhtälön 2.1, termi *BPL*), olomuodon muutokset sekä säteilyprosessit vaikuttavat herkemmin rajakerroksen rakenteeseen.



Kuva 2.8 Alapilven peittämän rajakerroksen fysikaalisia prosesseja. Kuvassa esitetyt prosessit on käsitelty tarkemmin tekstissä.

Pilven yläpinnan säteilyjäähtyminen

Keskileveysasteilla noin 150 metriä paksu pilvi toimii pitkäaaltoisen säteilyn kannalta mustan kappaleen tavoin (Bennetts et al. 1986). Pilven yläosa jäähtyy pilvipisaroiden pitkäaaltoisen ulossäteilyn vaikutuksesta, jos pilven yläpuolella ei ole jäähtymistä hidastavia pilvikerroksia. Jäähtymisen voimakkuus riippuu hyvin paljon pilven pisarakokojakaumasta sekä nestemäisen veden määrästä; mitä enemmän pilvivettä sitä tehokkaampaa on jäähtyminen. Pilven säteilyjäähtyminen tapahtuu hyvin ohuessa kerroksessa (alle 50 m) aivan pilven yläosassa (Garratt 1992). Säteilyjäähtyminen vaikuttaa pilveen kahdella tavalla (esim. Randall 1994). Ensinnäkin se tuottaa pilvivettä sekä jäähdyttää sekoituskerrosta, mikä paksuntaa pilveä. Pilven yläosan jäähtyminen synnyttää sekoittumista rajakerrokseen, joten se on tärkeä pilveä ylläpitävä mekanismi sekä yöllä että päivällä. Voimakas säteilyjäähtymisen synnyttämä konvektio voi ulottua maanpintaan saakka (Garratt 1992), jolloin se voi siirtää maanpinnan kosteutta pilveen. Toisaalta voimistuva jäähtyminen tehostaa pilven yläpinnan laimennussyöttöä, mikä voi toisinaan pyrkiä hälventämään pilven.

Koska jäähtymisen voimakkuus riippuu pilven nestemäisen veden määrästä, sitä heikentävät pilviveden määrää vähentävät prosessit. Twomeyn (1983) mukaan pilven jäähtymistä hidastaa myös kostea ilma pilvikerroksen yläpuolella.

Pilven alapinnan säteilylämmitys

Maanpinnan pitkäaaltoinen säteily voi lämmittää pilven alaosaa, kun siinä on riittävä määrä pilvivettä ja maanpinta on lämpimämpi kuin pilvi (Garratt 1992). Lämmitys on tavallisesti heikompaa kuin pilven yläpinnan jäähtyminen (Stull 1988). Pilven yläja alapinnan välinen lämpötilaero synnyttää pilvessä konvektiota, kun sitä vastoin pilven alapuolinen kerros stabiloituu. Sopivassa tilanteessa pilven alapinnan lämpeneminen voi johtaa kuvan 2.7c kaltaiseen rajakerrokseen.

Synoptisen mittakaavan laskeva liike

Laskeva liike voi synnyttää ja ylläpitää inversiota rajakerroksen yläosassa, mikä on suotuisa ympäristö pilvisen rajakerroksen syntymiseen. Ylempää ilmakehästä laskeutuva ilma on lämmintä ja kuivaa, minkä vuoksi liian voimakas laskeva liike voi hälventää pilven (esim. Roach et al. 1982). Voimakas laskeva liike voi aiheuttaa pilvikerroksen hälvenemisen kahdella tavalla (Weaver ja Pearson 1990). Ensinnäkin se vähentää rajakerroksen pystysuuntaista ulottuvuutta ja voi työntää pilvikerroksen nostotiivistystason alapuolelle, jonka jälkeen pilvi haihtuu. Jos pilven paksuutta kasvattavat prosessit säilyvät muuttumattomina, voimakas laskeva liike voi kiihdyttää pilven yläpuolisen ilman sekoittumista pilveen ja siten johtaa pilvipeitteen repeämiseen. Laimennussyötön lisäksi synoptisen mittakaavan laskevalla liikkeellä on myös tärkeä vaikutus auringon lyhytaaltoisen säteilyn vasteeseen pilvikerroksesa.

Auringon säteily

Rajakerroksen peittävät pilvet heijastavat auringon säteilystä 30-70 % takaisin avaruuteen (Bretherton 1997a). Jos pilven sisältämä nestemäinen vesi on jakautunut moniin pieniin pisaroihin, pilvi heijastaa tehokkaasti auringon säteilyä. Auringon säteilyn vaikutus pilviseen rajakerrokseen riippuu hyvin paljon auringon korkeuskulmasta. Keskileveysasteilla ja arktisella alueella auringon vaikutus on talvella hyvin pieni tai lähes olematon, kun korkeuskulma on pieni. Muina vuoden aikoina auringon säteily voi aiheuttaa pilveen vuorokausivaihtelua. Auringon säteily pääsee tunkeutumaan syvälle pilveen ja aina maanpinnalle saakka. Siksi lyhytaaltoisen säteilyn kokonaisvaikutus on erilainen pilven ylä- ja alaosassa. Pilven yläosassa säteilyjäähtyminen on usein voimakkaampaa kuin auringon säteilylämmitys. Pilven alaosassa lyhytaaltoinen säteily lämmittää pilveä ja vähentää pilviveden määrää.

Auringon säteily pyrkii hälventämään pilven, koska se vähentää pilven säteilyjäähtymistä kahdella tavalla. Ensinnäkin jäähtyminen vähenee suoraan pilven yläosassa. Toiseksi pilven alaosan lämpeneminen lisää konvektion määrää pilvessä, jonka avulla auringon säteilyn kuivattava vaikutus voi levitä pilven yläosiin. Tämä voi johtaa kuvan 2.7c kaltaiseen tilanteeseen, jos muut turbulenssin liike-energiaa tuottavat mekanismit ovat heikkoja. Pilvi voi aikaa myöten hälvetä, jos maanpinnan kosteus ei pääse kulkeutumaan pilveen. Chenin ja Cottonin (1987) mallikokeiden mukaan pilven yläpuolinen laskeva liike yhdessä auringon säteilyn kanssa aiheuttaa pilven ylärajan siirtymisen alaspäin, mikä voi nopeuttaa pilven hälvenemistä. Jos pilven yläpuolella ei ole laskevaa liikettä ja kuivaa ilmaa, mallikokeiden mukaan pilven yläraja säilyy ennallaan.

Pilven yläpinnan laimennussyöttö

Pilven yläpuolinen (kyllästymätön) lämpimämpi ilma pääsee sekoittumaan pilveen kahdella tavalla: pilven yläosan tuuliväänteen avulla ja paikoissa, joissa ilman vaakasuuntainen virtaus konvergoi. Pilvikerroksen tuuliväänne tuottaa mekaanista turbulenssia sekä paikallista sekoittumista pilvi-ilman ja pilven yläpuolisen ilman välillä. Stullin (1988) mukaan tuuliväänne havaitaan useammin pilvikerroksen yläosassa kuin alaosissa. Kun pilvisen rajakerroksen hallitsevin turbulenssin liike-energiaa tuottava mekanismi on pilven yläosan säteilyjäähtyminen, ilmavirtauksen konvergenssin pilven yläpinnalla aiheut-tavat säteilyjäähtymisen synnyttämät konvektiiviset virtaukset (kuva 2.9) (Moeng ja Schumann 1991).

Pilveen sekoittuva ilma pyrkii kuivattamaan ja lämmittämään pilveä sekä kasvat-



Kuva 2.9 Kaaviokuva pilven yläosan virtauksista (nuolet) ja lämpötilan vaihteluista (vinoviivat) (Moeng ja Schumann 1991).

tamaan rajakerrosta pystysuunnassa. Laimennussyöttö vähentää pilviveden määrää pilven yläosassa. Siten se vaikuttaa myös pilven säteilyjäähtymisen tehokkuuteen (esim. Bretherton 1997b). Laimennussyöttö voi erottaa pilvikerroksen turbulenttiset vuot pintakerroksesta (kuva 2.7 c), jos muut turbulenssin liike-energiaa tuottavat prosessit ovat heikkoja. Pilven yläpuolisen ilman sekoittuminen voi johtaa myös nopeaan pilven hälvenemiseen, mutta eräässä tapauksessa se voi myös kasvattaa pilveä (Randall 1994). Seuraavaksi tarkastellaan laimennussyöttöä Weaverin ja Pearsonin (1990) esittämällä tavalla.

Pilven yläpuolisen ilman ja pilvi-ilman sekoittumisen jälkeen seoksen noste voi olla neutraali, positiivinen tai negatiivinen verrattuna pilven ilmaan. Seoksen noste riippuu näiden kahden ilman koostumuksesta ja ominaisuuksista. Jos noste on neutraali, ilmaseos ei liiku pystysuunnassa ja laimennussyöttö pysähtyy. Kun määritellään seoksen pilven yläpuolisen kyllästymättömän ilman osuudeksi χ , seoksen nostetta voidaan tarkastella kuvan 2.10 avulla. Kun χ on 1, on kyseessä "puhdas" pilven yläpuolinen ilma. Kun seoksessa ei ole lainkaan pilven yläpuolista ilmaa, on $\chi=0$.



Kuva 2.10 Kolme esimerkkiä pilvi-ilman ja sen yläpuolisen ilman seoksen nosteesta pilven yläpuolisen ilman osuuden (χ) funktiona. Noste ($\delta\theta_v$) on esitetty suhteessa pilviilmaan (χ =0). Δ kuvaa pilven yläpuolisen ilman ja pilvi-ilman välistä erotusta ennen sekoitusta. θ_l on nestemäisen veden potentiaalilämpötila, Q on kokonaisveden sekoitussuhde ja l on pilven nestemäisen veden määrä ennen sekoitusta. Kuvaa on selitetty tarkemmin tekstissä (Weaver ja Pearson 1990).

Kuvassa 2.10 on esitetty kolme erilaista pilven ja sen yläpuolisen ilman seoksen nostetta χ :n funktiona. Seoksen noste on määritetty virtuaalipotentiaalilämpötilan erotuksen ($\delta\theta_v = \theta_v(\chi) - \theta_v(\chi=0)$ avulla. Kun $\delta\theta_v$ on positiivinen, on ilmaseoksen noste myös positiivinen. Ilmaseos vajoaa alaspäin pilven yläosasta, kun $\delta\theta_v$ on negatiivinen. Kaikissa kolmessa tapauksessa pilven nestemäisen veden potentiaalilämpötila ($\theta_l = 289$ K) ja kokonaisveden sekoitussuhde (pilviveden ja vesihöyryn yhteenlaskettu sekoitussuhde) ($Q = 9.0 \ g/kg$) ovat samat. Kun tiedetään suureiden θ_l ja Q arvot pilvessä sekä sen yläpuolisessa ilmassa, voidaan laskea minkä tahansa niiden muodostaman ilmaseoksen ominaisuudet (esim. θ_v). Tämä on mahdollista, koska molemmat muuttujat sekoittuvat lineaarisesti ja säilyvät sekä kuiva- että kostea-adiabaattisissa prosesseissa ($\theta_l(\chi) = \theta_l^{kuva ilma}(\chi) + \theta_l^{pilvi}(1-\chi)$).

Kaikissa kuvassa 2.10 esitetyssä tapauksissa pilven yläpuolinen ilma on lämpimämpää kuin pilvi-ilma. Tämän vuoksi niiden seos yleensä on lämmin verrattuna pilvi-ilmaan. Kuitenkin tilanteessa, jossa χ on pieni, pilvipisaroiden haihtuminen jäähdyttää seosta. Kun tarkastellaan kuvan 2.10 suurennettua aluetta, havaitaan, kuinka pilven yläpuolisen ilman lisäys pilviseen ilmaan haihduttaa pilvipisaroita kahdessa tapauksessa (yhtenäinen ja katkoviiva). Sitä vastoin pisteviivalla esitetyssä tapauksessa lämmin ilma määrää seoksen lämpötilan, jolloin pisaroiden haihtuminen ei juurikaan vaikuta seoksen lämpötilaan. Kun seos on juuri ja juuri kyllästynyt (kaikki pilvipisarat ovat haihtuneet), kuvan 2.10 käyrä muuttaa suuntaa (merkintä χ'). Kun pilvessä on vähemmän pilvivettä (yhtenäinen viiva), piste χ' tulee aikaisemmin kuin tapauksessa, jossa pilvivettä on enemmän (katkoviiva). Kuvaan 2.10 on merkitty myös piste χ_{crit} , jossa ilmaseoksen noste tulee positiiviseksi ($\delta\theta_v$ =0).

Tarkastelemalla kuvaa 2.10, havaitaan siitä kaksi mielenkiintoista tapausta. Kun $\chi > \chi_{crit}$, seoksen noste on positiivinen. Tämä kuivattaa pilveä ja kostuttaa pilven yläpuolista ilmaa. Tässä tapauksessa nostevuo on negatiivinen, koska aluksi lämmintä ilmaa siirretään alaspäin ja sekoittumisen jälkeen pilvestä kohoava ilmaseos on pilven yläpuolella ympäristöään kylmempi. Toisin sanoen turbulenssin liike-energiaa muuttuu potentiaalienergiaksi. Siten laimennussyöttö ei ole tässä tilanteessa itsestään tapahtuva prosessi, koska se kuluttaa energiaa. Laimennussyöttöä siis rajoittaa olemassa olevan turbulenssin liike-energian määrä pilven yläpuolella.

Ilmaseokseen, jossa $\chi < \chi_{crit}$, voi syntyä negatiivinen noste. Koska negatiivinen noste synnyttää (termistä) turbulenssin liike-energiaa, laimennussyöttö on tässä tapauksessa spontaani prosessi. Lisäksi turbulenssin liike-energian määrän kasvu voimistaa rajakerroksen kiertoliikettä ja sitä kautta se voi myös tehostaa laimennussyöttöä. Silloin puhutaan

instabiilista laimennussyötöstä.

Laimennussyötön instabiilisuus on ollut hyvin intensiivisen tutkimuksen kohteena, koska sillä voi olla hyvin dramaattinen vaikutus rajakerroksen peittävään pilveen. Instabiili laimennussyöttö voi johtaa pilvipeitteen repeämisen, jos se on voimakkuudeltaan suurempi kuin pilveä ylläpitävät prosessit. Tutkimuksissa (mm. Randall (1994), Weaver ja Pearson (1990), Price (1999), Roach et al. (1982), Slingo et al. (1982)) on havaittu, että instabiili laimennussyöttö ei välttämättä johda pilvipeitteen repeämiseen tai hälvenemiseen. Usein siihen tarvitaan lisäksi muita hälventäviä mekanismeja, kuten esimerkiksi synoptisen mittakaavan laskeva liike. Randallin (1994) mukaan laimennussyötön instabiilisuus voi johtaa pilvipeitteen paksuuntumiseen, kun pilven yläraja kohoaa nopeammin kuin pilven alaraja. Mallikokeiden mukaan (Moeng et al. 1995) pilvikerros, jossa tärkein turbulenssia ylläpitävä mekanismi on säteilyjäähtyminen, säilyy instabiilista laimennussyötöstä huolimatta ennallaan, jos pilvipisaroiden haihtumisen aiheuttama jäähtyminen on pienempi kuin pilven yläosan säteilyjäähtyminen. Kun mallikokeissa haihtumisen aiheuttama jäähtyminen tuli voimakkaammaksi kuin säteilyjäähtyminen, pilvi hälveni.

Havaintojen mukaan laimennussyöttö muuttaa pilven pisarakokojakaumaa (Telford et al. 1984). Pilveen voi syntyä laimennussyötön avulla leveämpi pisarakokojakauma sekä suuria pisaroita (> 20 μ m), jotka voivat käynnistää sadepisaroita tuottavan pisaroiden törmäys-yhdistymisprosessin. Telfordin (1996) mukaan tämä prosessi käynnistyy riippumatta pilvipisaran tiivistymisydinten kokojakaumasta tai lukumäärästä, kunhan laimennussyöttö jatkuu riittävän pitkään. Pilveen voi syntyä suuria pisaroita, kun pilvipisarat kulkeutuvat useita kertoja pilven sisällä lasku- ja nousuvirtausten mukana.

Tihkusade

Rajakerroksen pilvistä syntyvät sateet ovat yleensä heikkoja (Bretherton 1997a). Heikko sade voi kuitenkin vaikuttaa rajakerroksen vesi- ja energiataseeseen. Merellisissä alapilvissä havaitaan useammin tihkusadetta kuin mantereisessa alapilvissä (Albrecht et al. 1985). Tihkusadepisaroiden syntyminen tapahtuu ns. lämpimän sadeprosessin avulla niin tropiikissa kuin arktisilla alueillakin (Beard ja Ochs (1993), Kajikawa et al. (2000)). Ennen kuin pilvi voi sataa, pitää sen pisarakokojakauman muuntua kohti suurempia pisaroita, jotta törmäys-yhdistymisprosessi voi käynnistää sadeprosessin. Suurten pilvipisaroiden syntyminen riippuu hyvin paljon pilvipisaroiden tiivistymisydinten määrästä (Beard ja Ochs 1993). Kun sopivia pilvipisaran tiivistymisytimiä on vähän, kuten merellisessä ilmamassassa, riittävän suuria pilvipisaroita voi syntyä helpommin. Sen vuoksi merelliset rajakerroksen peittävät alapilvet voivat sataa, kun niiden pystysuuntainen ulottuvuus suurempi kuin 200 m (Bretherton 1997a).

Mantereisessa ilmamassassa pilvipisaran tiivistymisytimiä on enemmän kuin merellisessä ilmamassassa, jonka vuoksi rajakerroksen pilviin syntyy enemmän pieniä pilvipisaroita. Mitä enemmän on pieniä pilvipisaroita sitä enemmän pilvessä pitää olla nestemäistä vettä, jotta pilvestä sataisi tihkua. Suuria pilvipisaroita voi syntyä myös pilven yläpinnan laimennussyötön avulla, kuten aiemmin kerrottiin. Lisäksi hyvin suuret hiukkaset, kuten esimerkiksi suuret suolakiteet, voivat edesauttaa sadeprosessin käynnistymistä (Feingold et al. 1999).

Tihkusade muuttaa kosteuden ja lämmön pystysuuntaista jakaumaa rajakerroksessa. Pilvessä pisaroiden syntyminen vapauttaa sidottua lämpöä ja pilven alapuolella tihkusateen haihtuminen jäähdyttää ja kostuttaa ilmaa. Pilvessä nestemäisen veden määrä vähenee, mikä puolestaan vähentää pilven yläpinnan laimennussyöttöä sekä heikentää kylmiä laskuvirtauksia pilven yläosasta (Stevens et al. 1998). Ilman jäähtyminen pilven alapuolella voi johtaa pilven alapuolella konvektioon, jos maanpinta on riittävän lämmin. Konvektio voi myös syntyä, jos sade haihtuu ennen pintakerrosta (Paluch ja Lenschow 1991). Jos pintakerroksessa on riittävästi kosteutta, voi konvektio synnyttää pilvikerroksen alle kumpupilviä, jotka muuttavat merkittävästi rajakerroksen turbulenttista rakennetta. Kumpupilvet yhdistävät tehokkaasti pilven ja pintakerroksen turbulenttiset vuot varsinkin tilanteessa, jossa voimakas tuuli auttaa pinnan kosteuden haihtumisessa. Pilven alapuoliseen ilmakerrokseen syntyy siis kumpupilvien vaikutuksesta ehdollista instabiilisuutta ja turbulenssin liike-energiaa.

Jos tihkusadepisarat säilyvät maanpinnalle saakka, voi jäähtyminen lisätä ilman stabiilisuutta. Kosteuden vuo maanpinnasta pilveen voi pysähtyä, jonka jälkeen tihkusade vähentää pilviveden määrää. Siten pilven yläosan säteilyjäähtymisen tuottama turbulenssin liike-energian määrä myös vähenee, mikä voi lyhentää pilven elinikää. Kuitenkin tässä tilanteessa pintakerroksen ilmaan voi kerääntyä kosteutta, mikä voi myöhemmin synnyttää kosteaa konvektiota ja kumpupilviä (Paluch ja Lenschow 1991). (Stevens et al. 1998) ovat tutkineet LES-mallilla voimakkaan tihkusateen (1 mm/vrk) vaikutusta alapilven peittämään merellisen rajakerrokseen. Mallikokeiden mukaan tihkusade vähentää pääosin termisen turbulenssin tuottamaa liike-energian määrää. Rajakerroksessa, jossa turbulenttinen kiertoliike on syntynyt sekä tuuliväänteen että säteilyjäähtymisen seurauksena, tihkun vaikutus rajakerroksen turbulenssiin on pienempi kuin tilanteessa, jossa on tärkein turbulenssin liike-energiaa tuottava mekanismi on pilven yläosassa tapahtuva säteilyjäähtyminen. Tutkimuksen mukaan, säteilyjäähtymisen ylläpitämä matala kerrospilvi hajoaa voimakkaan tihkusateen vaikutuksesta.

Rajakerroksen peittävässä alapilvessä voi syntyä arktisilla alueilla jäätävää tihkusadetta. Esimerkiksi Kanadassa tehtyjen havaintojen (Kajikawa et al. 2000) mukaan alijäähtynyttä tihkusadetta voidaan havaita maanpinnalla jopa alle -20 °C lämpötiloissa. Heidän tutkimissaan tapauksissa tihkupisarat syntyivät alapilvissä, joiden paksuus vaihteli 690 m ja 1490 m välillä. Pilvistä mitatut ylimmät lämpötilat olivat reilusti pakkasen puolella (-7.3 - -11.5 °C). Jäätävän tihkusateen seassa havaittiin jääjyväsiä sekä lumikiteisiin kiinnittyneitä jäätyneitä pisaroita.

Jääkiteet

Rajakerroksen peittävässä alapilvessä voi syntyä jääkiteitä, kun lämpötila laskee pakkasen puolelle. Ilmakehässä sopivia pilvipisaran jäätymisytimiä on yleensä vähän, minkä vuoksi jääkiteitä muodostuu yleensä vasta kylmemmissä lämpötiloissa kuin - 10° C (esim. Rogers ja Yau 1989). Hobbsin ja Rangon (1985) mukaan jääkiteitä voi syntyä pilven yläosissa jo -6°C lämpötilassa, mikä edellyttää kuitenkin melko suuria, halkaisijaltaan yli $20\mu m$ pilvipisaroita. Merellisissä alapilvissä pilvipisarat voivat kasvaa helpommin riittävän suuriksi ja jäätyminen voi siten alkaa aikaisemmin kuin mantereisissa pilvissä. Havaintojen mukaan Suomen alueella suurin osa pilvipisaroista jäätyy, kun pilven yläpinnan lämpötila on noin -13°C (Kalevi Valjakka, henkilökohtainen tiedonanto 1999). Vesihöyryn kyllästysosapaine on pienempi jään suhteen kuin veden suhteen (esim. Pruppacher ja Klett 1992), mistä syystä jääkiteet voivat kasvaaa nopeasti pilvipisaroiden kustannuksella. Siksi jääkiteiden syntyminen alapilveen voi hälventää sen nopeasti.

Jiang et al. (1999) ovat tutkineet pilvimallilla jääkiteiden vaikutusta arktiseen alapilven peittämän rajakerrokseen. Tutkitussa tapauksessa alapilven säilyminen oli hyvin herkkä jääkiteiden pitoisuudelle. Heidän tutkimuksen mukaan kosteuden ja lämmön advektio voivat ylläpitää alapilviä, jotka muussa tapauksessa hälvenevät pilveen syntyneiden jääkiteiden vaikutuksesta.

2.6 Havaintoja alapilven peittämän rajakerroksen rakenteesta

Nicholls ja Leighton (1986) tutkivat merellistä alapilven peittämää rajakerrosta Englannin ympäristössä lentokonemittausten avulla. Mittauksia tehtiin vuoden ja vuorokauden eri aikoina.



Kuva 2.11 Alapilven peittämän merellisen rajakerroksen hetkellinen pystysuuntainen rakenne laaja-alaisen laskevan liikkeen (a) (päivällä 11.30 UTC) ja nousevan liikkeen (b) alueella (päivällä 15.10 UTC). Mitatut suureet lämpötila T (°C), ekvivalenttipotentiaalilämpötila θ_e (K), kokonaiskosteus q_T (g/kg), nestemäisen veden määrä q_l (g/kg) sekä tuulen U- ja V-komponentit (m/s) (Nicholls ja Leighton 1986).

Kuvassa 2.11a on esitetty alapilven peittämän rajakerroksen pystysuuntainen

rakenne lämpötilan (T), ekvivalenttipotentiaalilämpötilan (θ_e), kokonaiskosteuden (q_T), nestemäisen veden (q_l) sekä tuulen vaakasuuntaisten (U ja V) komponenttien avulla. Tutkituista pilvisistä rajakerroksista useimmissa (4/5) havaittiin kuvan 2.11 kaltaiset kerrokset. Pilvikerroksen yläpuolella oli laskevaa liikettä (3 m/s), jonka vuoksi lämpötilassa näkyy terävä inversio. Lämpötila vähenee rajakerroksessa ylöspäin kuiva-adiabaattisesti. Tuulen vaakasuuntaisista komponenteista nähdään, että turbulenttinen sekoittuminen ulottuu pilvestä sen alapuoliseen kerrokseen. Tässä kerroksessa konservatiiviset kosteussuureet (θ_e ja q_T) ovat likimain vakiot. Pilvi ja sen alapuolinen kerros muodostavat sekoituskerroksen, jonka turbulenttiset vuot eivät kuitenkaan ulotu tässä tapauksessa pintakerrokseen (kuva 2.11a). Nicholls ja Leighton (1986) luokittelivat kuvan pilven kumpukerrospilveksi.

Kuvassa 2.11b on esitetty rajakerroksen pystysuuntainen rakenne heikon nousuliikkeen alueella. Tässä tapauksessa tuuliväänne oli tärkein rajakerroksen liike-energiaa tuottava mekanismi, kun muissa tutkituissa kuvan 2.11a kaltaisissa tapauksissa tärkein turbulenssia tuottava mekanismi oli pilven yläosan säteilyjäähtymisen aiheuttama konvektio. Tämän vuoksi rajakerroksen pystysuuntainen rakenne poikkesi kuvan 2.11b tapauksessa muista Nichollsin ja Leightonin (1986) tutkimista tapauksista. Rajakerroksen pystyrakenteesta nähdään, että tuulen vaakasuuntaisten komponenttien lisäksi kokonaiskosteudessa oli melko suuri pystysuuntainen gradientti. Kokonaiskosteudessa havaitaan gradientti, koska tuuliväänteen tuottamassa turbulenttisessa sekoituskerroksessa ominaisuudet eivät sekoitu yhtä tehokkaasti pystysuunnassa kuin konvektiivisessa sekoituskerroksessa. Kuvan 2.11b pilven Nicholls ja Leighton (1986) luokittelivat sumupilveksi.

Kuvassa 2.12 on esitetty mitattu nostevuo kummassakin kuvan 2.11 tapauksessa. Termisen turbulenssin ylläpitämästä alapilvitapauksesta (kuva 2.11a) nähdään, että inversion yläpuolelta sekoittuva ilma aiheuttaa vähän negatiivista nostevuota aivan pilvikerroksen yläosassa. Säteilyjäähtymisen synnyttämä positiivinen nostevuo on kuitenkin paljon suurempi kuin negatiivinen nostevuo. Nichollsin ja Leightonin (1986) tutkimien mittausten perusteella säteilyjäähtymisen tuottama nostevuo on voimakkaampaa yöllä kuin päivällä. Päivällä auringon säteily voi heikentää pilven yläpinnan säteilyjäähtymistä, minkä vaikutus leviää koko rajakerrokseen. Kuitenkin suurempi vaikutus nosteen tuottoon on pilven sekoituskerroksen ulottumisella pintakerrokseen. Jos pilven turbulenttiset vuot eivät yllä pintakerrokseen, jää nosteen tuotto pienemmäksi kuin tilanteessa, jossa pintakerroksen vuot vaikuttavat sekoituskerroksen turbulenttisiin voihin. Pintakerroksen vaikutus voidaan havaita myös pilven nestemäisen veden määrän kasvuna.

Tuuliväänteen ylläpitämässä alapilvessä nostevuo on koko sekoituskerroksessa negati-



Kuva 2.12 a) Havaittu nostevuo $(\overline{w\theta_v})$ kuvan (2.11a) tapauksessa. $\overline{w\theta_v}$ arvot on jaettu sen maksimiarvolla $(\overline{w\theta_v})_{max}$. Kuvaan piirretty viiva on mallin simuloima nostevuo. b) Havaittu nostevuo kuvan (2.11b) tapauksessa. z' kuvaa etäisyyttä pilven yläpinnalta z_T $(z' = z_T - z)$ ja h on sekoituskerroksen (alaraja z_0) paksuus ($h = z_T - z_0$). Merkinnät $(z_T ja z_0)$ on esitetty myös kuvassa 2.11 (Nicholls ja Leighton 1986).

ivinen (kuva 2.12b). Mekaaninen turbulenssin liike-energian tuotto on kuitenkin monta kertaa voimakkaampaa (700 m korkeudessa noin viisi kertaa voimakkaampaa) kuin negatiivisen nostevuon aiheuttama turbulenssin kulutus.

Konvektiivista aktiivisuutta voidaan mitata tuulen pystynopeuden hajonnan avulla. Kuvassa 2.13 on esitetty tuulen pystynopeuden hajonta sekä säteilyjäähtymisen että tuuliväänteen ylläpitämissä alapilvitapauksissa. Kuvan vasemmassa osassa katkoviivalla piirretty käyrä esittää pilvetöntä konvektiivista sekoituskerrosta. Käyrä on laskettu useista mittauksista lämpimän maan ja meren päällä (Lenschow et al. 1980). Se on piirretty kuvaan ylösalaisin, jolloin konvektion lähde (lämmin maanpinta) on samassa pisteessä kuin säteilyjäähtymisen ylläpitämässä alapilvessä (pilven yläpinta). Kuvasta nähdään, että pilven yläosan säteilyjäähtymisen aiheuttaman konvektion ja lämpimän maanpinnan synnyttämän konvektion välillä on hyvin vähän eroa pystynopeuden hajonnan välillä. Pilven yläosan inversiokerroksessa hajonta vähenee nopeasti, mikä johtuu pieniamplitudisesta vaihtelusta sekä mittalaitteiden erotuskyvystä. Mallikokeiden mukaan symmetrisyys lämpimän maanpinnan synnyttämän konvektiivisen rajakerroksen kanssa häviää, jos alapilven peittämän rajakerroksen turbulenssin liike-energiaa tuottavat myös muut prosessit kuin pilven yläpinnan säteilyjäähtyminen (Moeng ja Schumann 1991).

Tuuliväänteen ylläpitämässä pilvisessä rajakerroksessa pystynopeuden hajonnan mittaukset ovat hyvin erilaisia, kuten kuvasta 2.13 voidaan nähdä. Pystynopeuden hajonta pienenee korkeuden kasvaessa samanaikaisesti, kun tuuliväänne pienenee. Nichollsin ja Leightonin (1986) mukaan kyseinen rakenne on tyypillinen myös selkeälle lähes neutraalille rajakerrokselle, jossa tuuliväänne tuottaa pääosan rajakerroksen turbulenttisesta liike-energiasta.



Kuva 2.13 Kuvan vasemmassa osassa on esitetty mitattu pystynopeuden hajonta $(\overline{w^2})$ kuvan 2.11 a) kaltaisissa alapilvitapauksissa. $\overline{w^2}$:n arvot on jaettu konvektiivisen nopeuden laajuudella (w_*^2) . w_*^2 :n avulla voidaan ottaa huomioon kerroksen paksuus, jossa nostevuo syntyy. Katkoviivalla piirretty käyrä on selitetty tarkemmin tekstissä. Kuvan oikeassa osassa on esitetty mitattu $\overline{w^2}$ kuvan 2.11 b tapauksessa. $\overline{w^2}$:n arvot on jaettu kitkanopeuden (u_*^2) arvoilla. u_*^2 ottaa huomioon turbulenttisen liikemäärän pystysuuntaisen vuon, joka jarruttaa ilman virtausta (Stull, 1988). Mittausten asteikko on kuvan yläosassa. Kuvan y-akseli on samanlainen kuin kuvassa 2.12 (Nicholls ja Leighton 1986).