

Pro gradu -tutkielma
Meteorologia

SATEEN INTENSITEETTI SUOMEN KESÄSATEISSA SÄÄTUTKAMITTAUSTEN MUKAAN

Mikko Inkinen

Ohjaajat: Jarmo Koistinen, Harri Hohti

Tarkastajat: Hannu Savijärvi, Jarmo Koistinen, Harri Hohti

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIKAALISTEN TIETEIDEN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto

HELSINGIN YLIOPISTO – HELSINGFORS UNIVERSITET

Tiedekunta/Osasto – Fakultet/Sektion Matemaattis-luonnontieteellinen		Laitos – Institution Fysikaalisten tieteiden laitos	
Tekijä – Författare Mikko Inkinen			
Työn nimi – Arbetets titel Sateen intensiteetti Suomen kesäsateissa säätutkamittausten mukaan			
Oppiaine – Läroämne Meteorologia			
Työn laji – Arbetets art Pro gradu		Aika – Datum Joulukuu 2003	Sivumäärä – Sidoantal 57 s + liitteet 1 s
Tiivistelmä – Referat <p>Sateen intensiteettiä (R) oli ennen tätä työtä tutkittu Suomessa pääasiassa maanpinnalla tehdyistä sademittarimittauksista. Tässä työssä hyödynnettiin säätutkan ylivoimaista ajallista ja alueellista resoluutiota havaita sadetta sademittareihin verrattuna, vertailtiin säätutkan ja sademittarin mittaamaa sateen intensiteettiä ja muodostettiin valtavasta havaintoaineistosta sateen intensiteetin todennäköisyysjakaumia, joilla on sovellusarvoa mm. mitoitettaessa kaupunkien viemäriverkostoja. Teoreettisena sateen intensiteetin todennäköisyysjakaumana käytettiin lognormaalijakaumaa. Säätutka-sademittarivertailussa havaintoaineistona oli noin 60000 Vaisalan FD12P:llä mitattua havaintoa kymmenen minuutin sateen intensiteetistä. Säätutkamittauksia Ilmatieteen laitoksen säätutkilta oli kaikkiaan noin 10 miljardia Suomen maa-alueilta Lappia lukuun ottamatta, joista saderajaksi valittu 10 dBZ-yksikköä ylittyi noin 6,7 % havainnoista. Havaintoaineistot oli kerätty kesä-, heinä- ja elokuulta 2000-2002.</p> <p>Säätutka mittaa tutkaheijastavuustekijää (Z) vaikutustilavuudesta, joka kasvaa ja nousee ylemmäs maanpinnasta mitä kauempana tutkasta mittaus tehdään. Vaikutustilavuudessa voi olla vesipisaroiden lisäksi mm. lumihiuksia, rakeita, lintuja, hyönteisiä ja korkeita rakennuksia. Kun otetaan aineistoa vain 40-100 km:n etäisyydeltä tutkista ja tehdään siihen raekorjaus, on saaduissa Z:n todennäköisyysjakaumissa lähinnä vesipisaroista saatuja mittausarvoja. Näin voidaan käyttää R(Z)-muunnosta $Z=250R^{1,5}$ ja saada hetkellisen aluesadannan todennäköisyyksiä 0-1,2 km²:n kokoisille alueille. Tällaiset hetkellisen aluesadannan todennäköisyysjakaumat voidaan samaistaa 0-2,4 minuutin pistesadannan mittauksiksi, kun oletetaan, että satava alue liikkuu keskimäärin 10 m/s. Saatujen tulosten mukaan 1,5 minuutin pistesadannan intensiteetti ylittää yksittäisessä havaintopaikassa Suomen maa-alueilla kerran vuodessa noin 90 mm/h, kerran sadassa vuodessa noin 400 mm/h ja kerran 10000 vuodessa noin 1200-1600 mm/h.</p>			
Avainsanat - Nyckelord Sateen intensiteetti, todennäköisyysjakauma, säätutka, aluesadanta, pistesadanta, rae			
Säilytyspaikka - Förvaringställe Kumpulan tiedekirjasto, Helsingin yliopisto			
Muita tietoja			

1. Johdanto	1
2. Sateen intensiteetin määrittely ja Suomessa tehtyjä intensiteettimittauksia	1
2.1. Sade ja sen intensiteetti maanpintahavainnoista	1
2.2. Sateen synty	2
2.3. Sade stokastisena prosessina	3
2.4. Sateen intensiteetti Suomessa maanpintahavaintojen mukaan	6
2.5. Sateen intensiteetti ja valunta	7
3. Sademittarit ja säätutkat	7
3.1. Sademittari FD12P	7
3.2. Säätutkan toimintaperiaate – Mitä mitataan ja mistä?	8
3.3. Sateen intensiteetin mittaaminen säätutkalla – Z-R-riippuvuudet	10
3.3.1. Pisarakokojakaumat	10
3.3.2. Z-R-riippuvuudet	11
3.3.3. Aluesadannasta pistesadantaan ja Suomessa aikaisemmin tehtyjä mittauksia	17
3.4. Merkittäviä tutkakaikuihin vaikuttavia tekijöitä	19
3.4.1. Keilan kohoaminen ja sulamiskerros	19
3.4.2. Vaimeneminen	21
3.4.3. Rakeet	21
3.4.4. Eräitä muita tutkakaikuihin vaikuttavia tekijöitä	22
3.5. Säätutkamittauksen tarkkuus	23
4. Havaintoaineisto	23
4.1. Sademittarit	23
4.2. Säätutka	24
5. Todennäköisyysjakaumia sademittari- ja säätutkatiedosta	25
5.1. Sademittarilla mitattu sateen intensiteetti	25
5.2. Alueellisen hetkellisen tutkaheijastuvuuden todennäköisyysjakaumia	26
5.2.1. Jakaumia mittausetäisyyden mukaan luokiteltuna	26
5.2.2. Jakaumia eri mittauspaikoille	30
5.2.3. Korjausten vaikutus jakaumiin	31
5.3. Hetkellisen aluesadannan intensiteetin todennäköisyysjakaumia	36

5.3.1. Z-R-muunnokset	36
5.3.2. Jakaumia alueen koon mukaan luokiteltuna	42
5.4. Pistesadannan intensiteetin todennäköisyysjakaumia	44
5.4.1. Hetkellisestä aluesadannasta pistesadantaan	44
5.4.2. Todennäköisyysjakaumia eri mittauspaikoille	49
6. Yhteenveto	52
Kirjallisuusviitteet	55
A.1 Vaikutustilavuuden keskimääräisen keskipisteen kautta kulkevan halkaisijan laskeminen	

1. Johdanto

Sateen intensiteetin (R) ja sen todennäköisyysjakauman tuntemuksella on paljon sovellusarvoa mm. monissa hydrologisissa mitoitustehtävissä. Suomessa sateen intensiteettiä on mitattu sademittareilla maanpinnassa ja muodostettu todennäköisyyksiä erilaisille sadetapahtumille. Sade ja sen intensiteetti vaihtelee voimakkaasti ajallisesti ja alueellisesti. Maanpinnalla tehtävien pistemäisten sateen intensiteettimittausten ongelmana onkin niiden tilastollinen edustavuus ja havaintoverkon tiheyden riittämättömyys havaitsemaan varsinkin sateen hetkellisiä alueellisia vaihteluita. Suurien intensiteettien mittaaminen on myös teknisesti haastavaa.

Säätutkalla on mahdollista mitata tutkaheijastuvuustekijää (Z) suurella ajallisella ja alueellisella resoluutiolla. Esimerkiksi tässä työssä käytetyn kolmelta kesältä olevan säätutkamittausaineiston keräämiseen tarvittaisiin noin 45000 sademittaria. Tutkaheijastuvuuden samaistaminen maanpinnalla havaittavaan sateen intensiteettiin on ongelmallista, mutta kehittyvien menetelmien ansiosta säätutkamittausten tarkkuus ja luotettavuus on jatkuvasti parantunut.

Tässä työssä on tarkoitus vertailla säätutkan mittaamaa sateen intensiteettiä ja maanpinnalla havaittua intensiteettiä Suomessa kesäsateissa, tuottaa sateen intensiteetin todennäköisyysjakaumia säätutkamittausten perusteella ja vertailla näitä jakaumia maanpintamittausten perusteella saatuihin todennäköisyyksiin. Säätutka mittaa tutkaheijastuvuutta vaikutustilavuudesta. Tässä työssä on erityisesti kiinnitetty huomiota miten vaikutustilavuudesta saatava tutkaheijastuvuuden hetkellinen mittaaminen voidaan muuttaa aluesadannan intensiteetin hetkelliseksi mittaukseksi $R(Z)$ -muunnoksen avulla ja miten saada tästä edelleen pistesadannan intensiteetti sopivia oletuksia käyttämällä, sekä tutkia miten erilaiset virhetekijät vaikuttavat saataviin todennäköisyysjakaumiin.

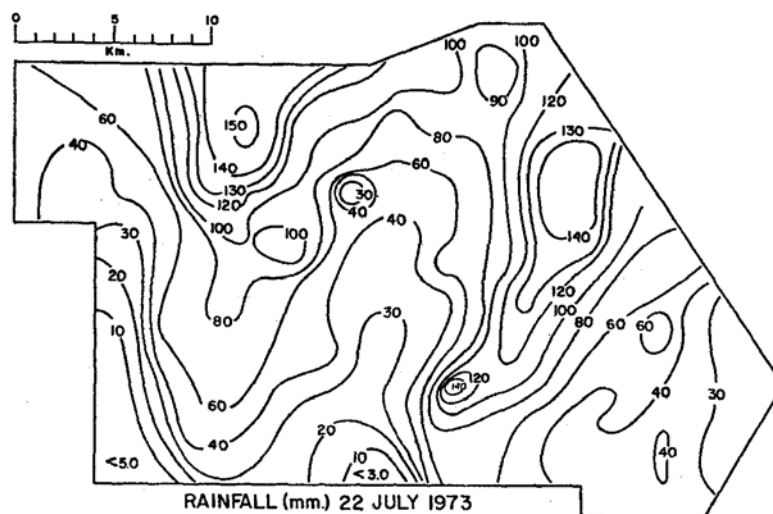
2. Sateen intensiteetin määrittely ja Suomessa tehtyjä intensiteettimittauksia

2.1. Sade ja sen intensiteetti maanpintahavainnoista

Vesisateen intensiteetillä tarkoitetaan vaakasuoralle yksikköpinta-alalle tulevaa vesimäärää aikayksikössä, yksikkönä on $\frac{kg}{m^2 s}$ tai tavallisemmin mm/h. Intensiteetti on hetkellinen suure ja se voidaan määrittellä sadekertymän aikaderivaattana. Käytännössä vesisateen intensiteettiä ei kuitenkaan määritetä hetkellisenä suurena, vaan usein mitataan sadekertymä joltain ajalta (esim. 10

min) ja sen muutoksesta saadaan intensiteetti erotusosamääränä. Maanpinnalla mitattu sateen intensiteetti onkin aina keskiarvo joltain ajalta. Luonnehdittaessa sateen intensiteettiä on tärkeää myös määritellä sadetapahtuma. Sadetapahtumaksi tässä työssä kutsutaan sitä, jos sateen intensiteetin määrittämisaikajaksoksi (esim. 10 min) on ylitetty mittalaitteen pienin havaintokynnys.

Vesisateen suuren ajallisen ja alueellisen vaihtelevuuden (kuva 2.1) takia intensiteetin määrittämisessä on hyvä määritellä myös mittauspinta-ala selvästi. Tämän takia käytetäänkin erikseen termejä pistesadannan intensiteetti ja aluesadannan intensiteetti (Mustonen, 1986). Pistesadannan intensiteetillä tarkoitetaan yhteen maanpinnalla olevaan mittauspisteeseen tulevaa sateen voimakkuutta. Esim. Suomessa käytössä olevan H&H-sademittarin keräysaukon pinta-ala on 200 cm^2 . Aluesadannan intensiteetti taas voidaan arvioida jollain laskennallisella menetelmällä alueella olevien sademittareiden perusteella (Mustonen, 1986) tai mittaamalla se suoraan säätutkalla.



Kuva 2.1 Vuorokausisademäärä kuurosadetilanteessa tasaisella peltoalueella Floridassa 22.7.1973. Alueen koko on 655 km^2 ja sillä oli 229 sademittaria. Gradientti on suurimmillaan $45,2 \text{ mm/km}$ (Woodley et al., 1975).

2.2. Sateen synty

Vesipisaroita tai jääkiteitä syntyy, kun ylikyllästetyssä ilmakehässä tiivistymis- tai jäätymsytimien ympärille alkaa tiivistymään tai härmistymään vesihöyryä. Diffuusion ja törmäys-yhdistymisprosessien seurauksena pisarat kasvavat ja putoavat lopulta pilvistä sateena maan pinnalle. Keskileveysasteilla sade syntyy pääasiassa jääkideprosessin kautta, mutta myös lämmin sadeprosessi on mahdollinen (Puhakka, 1995). Riittävän ylikyllästystilan ja sateen aikaansaamiseksi

ja ylläpitämiseksi ilmakehässä tarvitaan nousuliikettä. Dynaamisesti voidaan erottaa kolme nousuliikettä aiheuttavaa epävakaisuusmekanismia, jotka synnyttävät sadetta: ehdollinen hydrostaattinen, symmetrinen ja barokliininen (Holton, 1992). Barokliinisesti epävakassa tilanteessa nousuliikkeet ovat hitaita ja syntyvä jatkuva ja laaja-alainen sade usein intensiteetiltään heikkoa. Ehdollinen hydrostaattinen epävakaisuus synnyttää paikallisia kuuro- ja ukkossateita, jotka voivat olla hyvinkin voimakkaita. Symmetrisen epävakaisuuden oletetaan olevan tärkeä laaja-alaisen barokliinisten sadealueiden yksityiskohtia muokkaava tekijä aiheuttamalla barokliinisten sadealueiden sisälle voimakkaamman sateen alueita, kuten sadenauhoja (Puhakka, 1995). Dynaamisten tekijöiden lisäksi myös esim. orografiset tekijät voivat aiheuttaa nousuliikettä. Suomen suhteellisen matalat maastonmuodot eivät sinällään riitä aiheuttamaan sadetta, mutta lisäävät sademääriä kylvöpilvi-kasvupilvimekanismin kautta. Sateen voimakkuus riippuu paitsi nousuliikkeen voimakkuudesta, myös ilmakehässä olevan kosteuden määrästä.

2.3. Sade stokastisena prosessina

Sateen intensiteettiä, sateen kestoa ja sateen kestoajoja voidaan pitää stokastisina prosesseina (Mustonen, 1986). Sateen intensiteettihavainnot voidaan luokitella intensiteettiiluokkiin ja laskea histogrammeja ja näistä todennäköisyyksiä sateen eri intensiteeteille ja edelleen sovittaa matemaattisia todennäköisyysjakaumia havaintoihin. Sateen intensiteetti on tyypillisesti jakautunut siten, että intensiteetin kasvaessa sen esiintymistodennäköisyys pienenee voimakkaasti. Maanpintamittauksista tehdyt todennäköisyysjakaumat poikkeavat toisistaan erilaisissa säätilanteissa ja määritettäessä jakaumia eri pituisille sateen intensiteetin mittausajoille. Mittausajan kasvaessa suurien intensiteettien esiintymistodennäköisyys pienenee, eikä pitkillä mittausajoilla havaita lainkaan kovin suuria intensiteettejä. Tämä näkyy hyvin Drufucan ja Zawadzkin (1974) analysoimasta, Kanadassa 10 vuoden aikana mitatusta sademittariaineistosta, kuva 2.2. Kirjallisuudesta löytyy useitakin ehdotuksia sateen intensiteetin todennäköisyysjakaumille, jotka ovat tulleet yhä tärkeämmiksi menetelmissä, joissa arvioidaan sadetta säätutkilla ja –satelliiteilla (Kedem et al., 1994). Huonoimmin todennäköisyysmallit sopivat yhteen jakauman häntäpäässä, jossa esiintyy suuria intensiteettejä (Kedem et al., 1994). Tämä johtuu varmasti osittain kovien sateiden harvinaisuudesta. Suuret intensiteetit ovat kaikkein kiinnostavimpia monia hydrologisia sovelluksia ajatellen.

Kuva 2.2 Kanadassa 10 vuoden aikana sademittareilla mitattu sateen intensiteetti (Drufuca ja Zawadzki, 1974). Käyrät ilmaisevat todennäköisyyden, että sateen intensiteetti ylittää x-akselilla olevan arvon. Todennäköisyydet on ilmaistu minuutteina 10 vuodessa. Käyriä on piirretty 5 min intensiteeteistä aina 120 minuutin intensiteetteihin. Käyrä P(R) edustaa hetkellistä intensiteettiä.

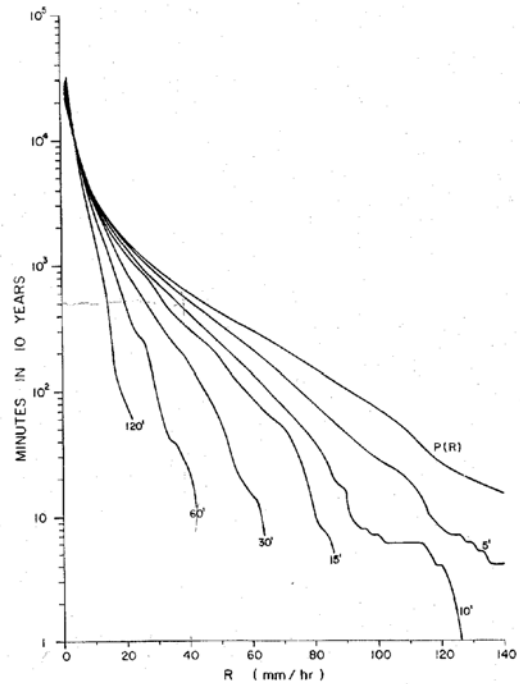


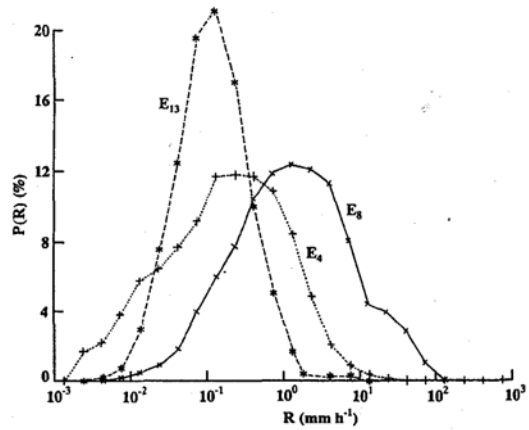
FIG. 5. Cumulative distributions of rainfall rate for various averaging times.

Kedem et al. (1994) ovat tutkineet sateen intensiteettiä teoreettisesti olettamalla, että sateen synty on diffuusioprosessi ja päätyneet jakaumaperheeseen, jonka yhtenä jakaumana on lognormaalijakauma. He sovittivat näitä malleja sekä gammajakaumaa yhteen havaintojen kanssa, jotka oli tehty Darwinissa ja Floridassa ja saivat tulokseksi, että lognormaalijakauma sopii parhaiten yhteen suurimman todennäköisyyden mielessä havaintojen kanssa. Lognormaalijakauman tiheysfunktio voidaan esittää muodossa (Roussas, 1973)

$$f(y) = \frac{1}{y\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(y - \ln \alpha)^2}{2\beta^2}\right), \quad 2.1.$$

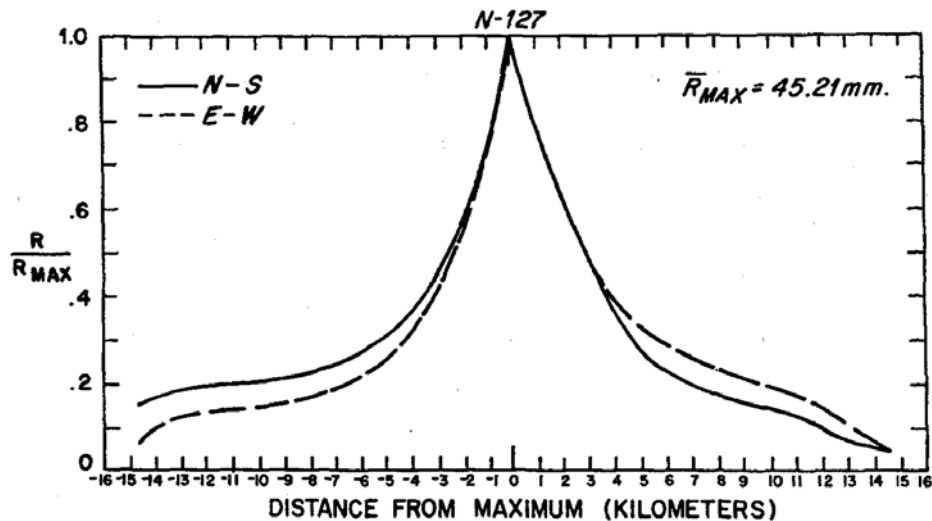
missä $y = \ln(x)$. Eli mikäli muuttuja x on lognormaalisti jakautunut, on sen luonnollinen logaritmi, $y = \ln(x)$, normaalisti jakautunut parametrein $\ln(\alpha)$ ja β , $y \sim N(\ln(\alpha), \beta)$. Kuvassa 2.3 on sateen intensiteetin todennäköisyysjakaumia kolmesta eri paikasta distrometrimittauksista laskettuna (Sauvageot, 1994). Kuvassa x-akseli on logaritminen ja jakaumat lähellä normaalijakaumia. Jakauman E_4 , joka on mitattu Ranskassa, moodi osuu noin 0,2-0,3 mm/h kohdalle.

Kuva 2.3 Yhden minuutin sateen intensiteetin todennäköisyysjakaumia distrometrimittauksista. Jakauma E_4 on Ranskasta, E_8 Nigeristä ja E_{13} Ranskan Guajanasta (Sauvageot, 1994).



Martin (1989) on testannut trooppisen Atlantin alueelta olevien havaintojen yhteensopivuutta lognormaalijakaumaan ja todennut, että on olemassa suuri todennäköisyys, etteivät havainnot ole kovin selvästi lognormaalisti jakautuneita. Vaikkei yhteensopivuus havaintojen ja lognormaalijakauman välillä olekaan ehkä täydellinen, käytetään lognormaalijakaumaa tässä työssä teoreettisena jakaumana kuvaamaan sateen intensiteettiä.

Pistesadantojen intensiteettien korrelaatiot vaihtelevat voimakkaasti sadetilanteesta toiseen. Keskimäärin on kuitenkin havaittu, että kahden mittauspisteen välinen korrelaatio vähenee eksponentiaalisesti etäisyyden mukana (esim. Sivapalan ja Blöschl, 1998). Kuvassa 2.4 on esitetty Floridassa mitatuista sademittarimittauksista, kuinka vuorokautiset sademäärät muuttuvat keskimäärin voimakkaasti etäisyyden funktiona (Woodley et al., 1975). Huomataan, että jo noin 3 km:n päässä maksimista sademäärät ovat vain puolet maksimiarvosta. Konvektiivisessa sateessa sademäärät voivatkin vaihdella hyvin paljon pienellä alueella myös Suomessa. Jotta sademittareilla saataisiin luotettava kuva sateen intensiteeteistä tulisi niitä sijoittaa hyvinkin tiheästi toisiinsa nähden, säätutka sen sijaan mittaa tutkaheijastuvuutta hyvällä alueellisella resoluutiolla.



Kuva 2.4 Vuorokausisademäärien keskimääräinen väheneminen etäisyyden mukana paikallisesta ääriarvosta, yhtenäisellä viivalla pohjois-eteläsuunnassa ja katkoviivalla itä-länsisuunnassa. Vaaka-akselilla etäisyys kilometreinä paikallisesta maksimista, pystyakselilla osuus maksimista. Tutkimus tehty kuvan 2.1 alueella Floridassa 1973 (Woodley et al., 1975).

Sateen intensiteetin vaihteluita mittausalueen koon muuttuessa voidaan mallintaa matemaattisesti. Koska mittausalueen kasvaessa sateen intensiteettiä integroidaan yli yhä suuremman alueen, muuttuu intensiteetin todennäköisyysjakauma niin, että intensiteettiä kuvaavat keskiarvo ja keskihajonta pienenevät. Sademäärien kohdalla keskiarvon ei tulisi muuttua, mikäli ilmastolliset olosuhteet ovat samanlaisia. Matemaattisesti parametrien muuttumista voidaan mallittaa laskemalla havainnoista funktioita, jotka ottavat huomioon miten ne muuttuvat alueen koon ja sadetyypin mukaan (esim. Sivapalan ja Blöschl, 1998). Englanniksi funktioita kutsutaan nimellä 'areal reduction factors' (ARF). Sateen intensiteetille voidaan tehdä myös toistuvuusanalyyskejä, joilla tutkitaan kuinka usein, esim. kerran kymmenessä vuodessa, tietty sateen intensiteetti esiintyy. Paljon käytetty jakauma tällaisissa tarkasteluissa on Gumbelin jakauma (Mustonen, 1986).

2.4. Sateen intensiteetti Suomessa maanpintahavaintojen mukaan

Suomessa sateen intensiteettiä on tutkinut toistuvuusanalyysimielessä mm. Kuusisto (1980). Hänellä oli käytössään pääasiassa Ilmatieteen laitoksen vuosikirjoja vuosilta 1961-75, joiden mittausarvoihin hän sovelsi Gumbelin-jakaumaa. Kahden minuutin sateissa kerran 50 vuodessa pistesadantana havaitaan tämän tutkimuksen mukaan Helsingissä sateita, joiden intensiteetti on noin 350 mm/h, Jyväskylässä suunnilleen sama ja Sodankylässä noin 180 mm/h. Kymmenen minuutin sateissa arvot ovat Helsingissä noin 120 mm/h, Jyväskylässä noin 90 mm/h ja Sodankylässä noin 60

mm/h. Suurin Suomessa havaittu vuorokausisademäärä on Espoon Lahnuksesta vuodelta 1944 198,4 mm. Uppala (1978) on tutkinut rankkojen sateiden toistumista päivä- ja kuukausitasolla Suomessa. Myös näiden tutkimusten mukaan kovien sateiden todennäköisyys pienenee mentäessä Suomessa kohti pohjoista.

2.5. Sateen intensiteetti ja valunta

Maahan sataneesta vedestä osa imeytyy maaperään ja edelleen pohjavesiin. Tehoisalla sadannalla tarkoitetaan sitä osaa sateesta, joka ei imeydy maan sisään vaan lähtee valumaan maanpintaa pitkin välittömänä valumana. Tehoisan sadannan ja valuman välille voidaan muodostaa kokeellisesti pienelle alueelle (alle 5000 km²) mm. yksikkövaluntakäyriä, joiden avulla voidaan määrittää sateen aiheuttama valuma (Mustonen, 1986).

Yksikkövalumamallien ja muiden valumamallien pohjatiedoksi tarvitaan tietoa sateen intensiteetistä. Varsinkin kun tarkastellaan pieniä valuma-alueita on tärkeää, että on olemassa tietoja myös lyhytkestoisista yksikkösateista (Mustonen, 1986). Lyhytkestoisen sateen intensiteettitiedon tarve korostuu entisestään paikoissa, joissa maaperä ei sido satanutta vettä ja joissa ei ole virtaamia tasoittavia altaita. Suomessa tällaisia paikkoja ovat mm. kaupunkiympäristöt. Sääutkalla pystytään mittaamaan sadetta tiheällä ajallisella ja alueellisella resoluutiolla ja saamaan perinteiseen sademittariaineistoon verrattuna tarkempaa tietoa myös valumamallien lähtötiedoiksi. Varsinkin yhdistämällä sademittari- ja tutkatietoa voidaan tulvaennusteita parantaa (esim. Sun et al., 2000).

3. Sademittarit ja sääutkat

3.1. Sademittari FD12P

FD12P, kuva 3.1, on Vaisalan valmistama anturi, jolla voidaan mitata mm. sateen intensiteettiä. Anturi voidaan kiinnittää esim. automaattiseen sääasemaan. Vesisateella intensiteetin mittaus perustuu valon sirontamittaukseen pienestä tilavuudesta lähettimen ja vastaanottimen välistä. Ideaalitapauksessa tilavuudessa on vain yksi pisara ja sironnan voimakkuudesta voidaan päätellä pisaran koko ja sen aiheuttama sateen intensiteetti. Anturi mittaa intensiteettiä näin 15 sekunnin välein ja laskee yksittäisistä mittauksista keskiarvon yhden minuutin ajalle, joista automaattisen sääaseman keskusyksikkö laskee edelleen 10 minuutin keskiarvon ja viestittää sen.



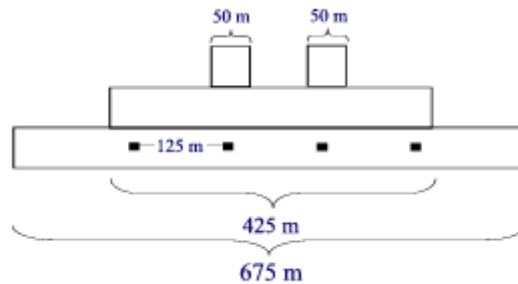
Kuva 3.1 Vaisalan FD12P anturi. Kuvassa ylhäällä keskellä näkyy lähetin ja vastaanotin, joiden välissä on mittaustilavuus.

Valmistaja ilmoittaa, että anturi havaitsee sateet, jonka ovat suurempia kuin 0,05 mm/h kymmenen minuutin sateissa. Anturi mittaa intensiteettiä aina 999 mm/h saakka. Valmistajan lupaama tarkkuus on $\pm 30 \%$, kun intensiteetti on välillä 0,5-20 mm/h. Varsinaista tieteellistä validointia mittarista en kuitenkaan löytänyt.

3.2. Säättukan toimintaperiaate – mitä mitataan ja mistä?

Useimmat säättukat ovat pulssitutkia, jotka lähettävät ilmakehään mikroaaltoja lyhyinä tehopulsseina, joiden aallonpituus on tyypillisesti noin 5 cm, ja vastaanottavat siellä olevista kohteista mahdollisesti takaisin sironneet kaikusignaalit. Pulssit suunnataan antennilla siten, että suurin osa tehosta suuntautuu melko kapeaan keilaan, jonka leveys θ on käytetyillä Ilmatieteen laitoksen tutkilla 0,95 ja Luostolla 0,7 astetta. Keilat ovat muodoltaan likimain gaussisia ja pääkeilan lisäksi tehoa suuntautuu hiukan myös sivukeiloihin. Tutkan kykyä suunnata teho juuri pääkeilan keskiosiin kuvataan vahvistuskertoimella. Keilan leveys määritellään sinä matkana, jonka sisällä lähetetty teho on ainakin puolet pulssin keskiakselin suunnassa olevasta tehosta. Tämän takia keilan leveyttä kutsutaan myös puolitehoaukeamaksi. Pulssin pituus τ määrittelee tutkasäteen suunnassa pienimmän matkan, jolta vastaanotettua tehoa voidaan mitata. Tässä työssä käytetyillä tutkilla on yhden mittausalkion pituus noin 300 m ja alkioden keskikohdat ovat 125 m päässä toisistaan. Tutkan signaalinprosessoinnissa oli neljä peräkkäistä alkiota summattu yhteen yhdeksi 675 m pitkäksi vaikutustilavuudeksi, jolloin keskellä olevat osat ovat painottuneet osittain kahteen tai kolmeenkin kertaan. Geometriaa on havainnollistettu kuvassa 3.2. Koska signaalin prosessointi ei käytännössä tapahdu täysin suorakaiteen muotoisissa laatikoissa, vaan päät ovat aina mukana hieman pienemmällä painolla, on vaikutustilavuuden täsmällinen määrittäminen vaikeaa. Tässä työssä yhden vaikutustilavuuden pituudeksi on efektiivisesti määritelty 500m. Tutkakeila

taipuu ilmakehässä normaalioloissa siten, että sen kaarevuussäde on noin 4/3 maapallon kaarevuussäteestä (Battan, 1973). Tutkakaikuja voidaan näin ajatella saatavaksi katkaistun kartion muotoisesta vaikutustilavuudesta, jonka tilavuus ja etäisyys maanpinnasta kasvavat mentäessä kauemmaksi tutkasta. Mikäli taipumisolosuhteet eivät ole normaalit, esim. lämpötilainversion takia, voi vaikutustilavuus kaartua esim. maan tai meren pinnalle.



Kuva 3.2 Neljän peräkkäisen mittausalkion summaaminen yhdeksi vaikutustilavuudeksi. Yhden alkion pituus on 300 m ja alkioden keskikohdat ovat 125 m päässä toisistaan, näin osa (425 m) 675 m mittausalavuudessa painottuu keskiosissa kahteen kertaan, lisäksi kaksi 50 m pituista osaa kolmeen kertaan.

Säätutkamittauksia voidaan matemaattisesti hallita säätutkayhtälöllä, joka voidaan kirjoittaa muotoon, jossa on eroteltu tutkasta ja kohdejoukosta aiheutuvat tekijät (Rinehart, 1997):

$$P_r = C \left(|K|^2 \frac{\sum D_i^6}{r^2} \right), \quad (3.1)$$

missä P_r on keskimääräinen vastaanotettu teho etäisyydeltä r , C on tutkasta riippuva vakio, $|K|^2$ on hydrometeorien eristekerroin, D sadepisaran halkaisija ja r sadepisarajoukon etäisyys tutkasta. Tästä säätutkayhtälön muodosta käyvät hyvin ilmi ne tekijät, jotka vaikuttavat eniten vastaanotettuun tehoon. Vakio C riippuu tutkan ominaisuuksista: käytetystä aallonpituudesta, tutkan tehosta, vahvistuskertoimesta, puolitehoaukeamasta ja pulssin pituudesta. Näitä tekijöitä on lyhyesti käsitelty edellä.

Ihannetapauksessa vaikutustilavuudessa on vain hydrometeoreja, joiden eristekertoimen arvo riippuu niiden ainekoostumuksesta, sekä lämpötilasta ja käytetystä aallonpituudesta. Vesipisaraille eristekertoimelle voidaan käyttää arvoa $|K^2| = 0,93$ ja jälle arvoa 0,197 (Rinehart, 1997). Tämän takia on hyvin tärkeää tietää ovatko kaiunaiheuttajat nestemäistä vettä vai jätää. Tutkakaiun voimakkuuden tulkinnassa tulee erityisesti ongelmia tilanteissa, joissa osa vaikutustilavuudessa

olevista partikkeleista on vettä ja osa jäätä. Näin käy helposti esimerkiksi kun vaikutustilavuuden alaosat ovat sulamiskerroksen alapuolella ja yläosat yläpuolella. Vaikutustilavuudessa voi olla myös esim. lintuja, hyönteisiä ja lentokoneita.

Mikäli tutkan ominaisuudet tunnetaan, tiedetään sateen olomuoto ja on mitattu pisarajoukon etäisyys, voidaan säätutkayhtälöstä 3.1. laskea tutkakaiun aiheuttamien hydrometeorien halkaisijoiden kuudensien potenssien summa $\sum D_i^6$. Tämä pätee silloin, kun ollaan Rayleigh-sironnan alueella, eli kun käytetty aallonpituus on selvästi suurempi kuin hydrometeorien halkaisija (Rinehart, 1997). Käytettäessä 5 cm:n aallonpituutta ollaan Rayleigh-sironnan alueella lähes aina. Tutkayhtälössä esiintyvistä $\sum D_i^6$:stä käytetään lyhennettä Z, jota nimitetään tutkaheijastavuustekijäksi. Tutkaheijastavuustekijästä Z käytetään usein yksikköä $dBZ = 10 * \log_{10} \frac{Z}{10}$. Z:n arvoon vaikuttavat voimakkaasti suuret pisarat. Näin esim. sulaneet, pinnaltaan vesipeitteiset rakeet tai lumihitaleet vaikuttavat Z:n arvoon huomattavasti. Koska aina ei voida olla varmoja mm. miten hydrometeorit ovat jakautuneet vaikutustilavuuteen, mikä on niiden olomuoto ja ovatko Rayleigh-sironnan oletukset voimassa, käytetään Z:n asemasta suuretta Z_e , joka on ekvivalentti tutkaheijastavuustekijä (Rinehart, 1997). Säätutkalla mitataan Z_e , joka voidaan samaistaa Z:ksi mikäli säätutkayhtälön johdossa tehdyt oletukset pitävät paikkansa

3.3. Sateen intensiteetin mittaaminen säätutkalla – R(Z)-muunnokset

3.3.1. Pisarakokojakaumat

Sateen pisarakokojakaumia on tutkittu jo pitkään käyttäen mm. suodatinpaperimenetelmää, distrometriä ja säätutkaa. Säätutkayhtälön 4.1. mukaan, tuntemalla pisarakokojakauma voidaan suoraan laskea Z:n arvo. Tunnetuimmat matemaattiset pisarakokojakaumat ovat Marshallin ja Palmerin (1948) esittämät jakaumat, jotka ovat muotoa $N_D = N_0 * e^{-AD}$, missä N_0 ja A ovat parametreja ja $N_D dD$ on halkaisijaltaan välillä D ja D+dD olevien pisaroiden lukumäärä tilavuusyksikössä. Parametrin A arvo riippuu Marshallin ja Palmerin (1948) mukaan sateen intensiteetistä, siten että $A = 41R^{-0,21}$, missä R:n yksikkö on mm/h ja A:n yksikkö cm^{-1} , N_0 on vakio $N_0=0,08 cm^{-4}$. Myöhemmin gammajakaumat ovat yleistyneet pisarakokojakaumien malleina (Tokay ja Short, 1996).

Sateen pisarakokojakaumat noudattavat keskimäärin melko hyvin Marshall-Palmer-tyyppisiä jakaumia, mikäli otokset ovat hyvin suuria (Joss ja Waldvogel, 1990). Yksittäisen sateen pisarakokojakaumat voivat sen sijaan poiketa huomattavastikin tästä jakaumasta. Sadepisaroiden syntyprosessien aikana vallitsevat olosuhteet vaikuttavat syntyviin pisarakokojakaumiin, ja mm. suuret pisarat putoavat nopeammin kuin pienet ja erottuvat usein kuurosateissa. On myös havaittu, että maanpinnalle putoavissa pisaroissa on usein paljon tietyn kokoisia pisaroita (Joss ja Waldvogel, 1990).

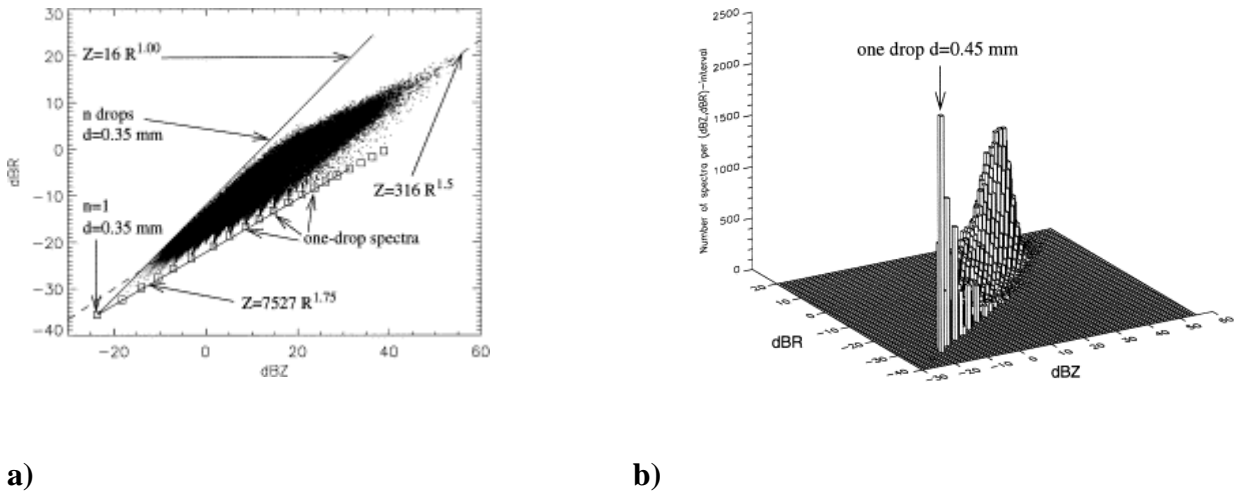
3.3.2. R(Z)-muunnokset

Z:n lisäksi myös R riippuu pisarakokojakaumasta. Sateen intensiteetti muodostuu vaakasuoralle pinnalle putoavien pisaroiden vesimäärästä, joka riippuu paitsi pisaroiden halkaisijoiden kolmannesta potenssista myös pisaroiden putoamisnopeudesta. Se on verrannollinen pisaroiden halkaisijoiden neliöjuureen, kun halkaisija on välillä 0,6-2 mm (Puhakka, 1995). Pienille ja suurille pisaroille lopulliset putoamisnopeudet poikkeavat neliöjuuriarvosta. Z:n ja R:n riippuvuudet pisarakokojakaumasta muodostavatkin perustan sateen mittaamiselle säätutkalla.

Koska pisarakokojakaumat poikkeavat sadetilanteesta toiseen, vaihtelevat myös R(Z)-muunnokset. Marshall ja Palmer (1948) esittivät pioneerityössään muunnokseksi keskimääräistä arvoa $Z = 220R^{1,6}$. Myöhemmin R(Z)-muunnoksiksi on esitetty lukuisia numeroarvoja, jotka ovat pääasiassa eksponenttimuotoa $Z = AR^B$. Doelling et al. (1998) ovat määrittäneet R(Z)-muunnoksia seitsemän vuoden ajalta kerätystä distrometriaineistosta Pohjois-Saksasta ja tulleet siihen tulokseen, että B on välillä 1,4-1,6 ja A sadetyypistä riippuen 200-300. Keskimäärin suuresta aineistosta lasketut R(Z)-muunnokset tuntuvat olevan melko hyvin sopusoinnussa jo Marshallin ja Palmerin esittämän riippuvuuden kanssa (esim. Battan, 1973).

Sateen intensiteetin ja tutkaheijastuvuustekijän välisen riippuvuuden ongelmallisuus tulee hienosti esille kuvasta 3.3. a). Dölling et al. (1998) ovat tässä määritelleet R(Z)-muunnoksen noin 200000 yhden minuutin pituisen distrometrimittauksen perusteella. Kuvassa näkyy kuinka yksittäiset suuret pisarat aiheuttavat suuren tutkaheijastuvuuden, mutta vain pienen sateen intensiteetin, kun taas suuri määrä pieniä pisaroita aiheuttaa melko suuren sateen intensiteetin, mutta vain pienen Z:n arvon. Döllingin et al. (1998) tutkimuksista huomaa myös kuinka suuressa osassa tapauksissa keskimääräinen R(Z)-muunnos antaa hyvän arvion kun muunnetaan Z R:ksi, mutta osassa tilanteista

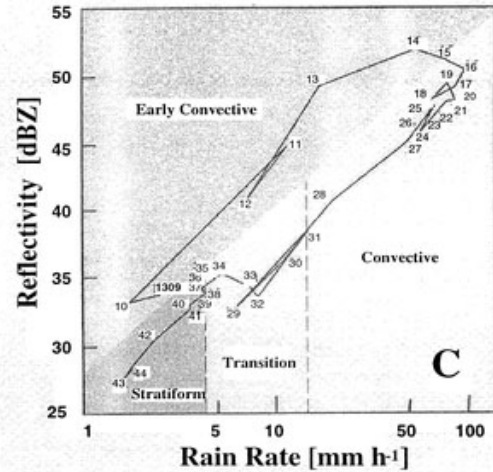
riippuvuus muodostuu melko erilaiseksi kuin keskimääräinen, kuva 3.3. b). Muutettaessa Z:n arvoja R:n arvoiksi tulisikin aina pitää mielessä, että vaikka tutkimittaus olisi sinänsä virheetön, niin vaikutustilavuudessa olevasta pisarakokojakaumasta riippuen Z:a vastaava R voi vaihdella melko paljonkin tilanteesta toiseen. Koska tutkan vaikutustilavuus on suuri verrattuna minuutin distrometrimittaukseen, ei sillä mitattaessa R(Z)-muunnoksien vaihtelu ole aivan yhtä huomattavaa kuin kuvasta 3.3 voisi päätellä.



Kuva 3.3 Vasemmalla a) Saksassa mitatusta distrometriaineistosta lasketut 1 minuutin dBZ- ja dBZ-arvot, (Dölling et al., 1998). Nolla dBZ vastaa intensiteettiä 1 mm/h. Suuret yksitaiset pisarat aiheuttavat suuren tutkaheijastuvuustekijän dBZ:n, mutta vain pienen sateen intensiteetin dBZ:n ($Z=7527R^{1.75}$). Suuri määrä pieniä pisaroita, halkaisija 0,35 mm, taas aiheuttavat pienen dBZ:n, mutta suhteellisesti suuremman dBZ:n ($Z=16R^{1.00}$). Oikealla b) on esitetty vasemmalla olevan kuvan aineisto luokiteltuna yhden dBZ:n ja yhden dBZ:n välein, z-akselilla on luokan frekvenssi. Minuutin distrometrimittauksia on kaikkiaan 200548 ja ne ovat kylmän advektion tilanteista.

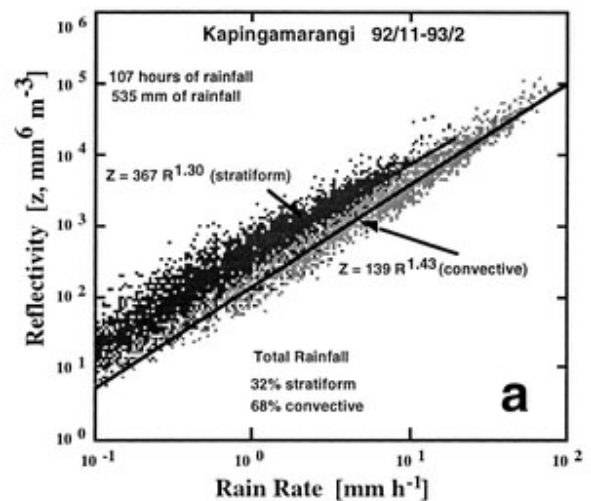
R(Z)-muunnokset vaihtelevat, kuten edellä on tullut ilmi, paitsi eri sadetilanteiden välillä, myös saman sadetilanteen aikana. Puhakka (1980) on tutkinut asiaa Suomessa ja esittänyt kuinka aluksi maahan satavat suuret pisarat aiheuttavat voimakkaan Z-arvon, mutta vain pienen intensiteetin, myöhemmin tilanne tasaantuu. Sama ilmiö näkyy myös Blackin et al. (1997) Miamissa tekemien mittausten perusteella tehdyssä kuvassa 3.4. Kuvaan on luokiteltu myös sadetyyppi.

Kuva 3.4 Mitattu R(Z)-muunnos erään sadetilanteen aikana mereltä Miamiasta (Black et al., 1997). Mittaukset on aloitettu kello 13.09 ja tämän jälkeen mittauspisteitä on esitetty kuvassa minuutin välein. Kuvaan on luokiteltu myös sadetyyppi. Pisarakokomittaukset on tehty vedenalaisella mikrofoniilla.



Yksittäisissä sadetilanteissa R(Z)-muunnos vaihtelee, mutta keskimääräiset riippuvuudet ovat kuitenkin perusteltuja operatiivisessa käytössä. Doelling et al. (1998) ovat ehdottaneet, että keskimäärin hyvän tuloksen antavat konvektiiviselle sateelle $Z = 300R^{1.5}$ ja muille sadetyypeille $Z = 200R^{1.5}$. Suomessa Puhakka (1978) on ehdottanut, että $B=1,6$, A tihkusateille 133, jatkuvalla sateelle 247 ja erillisille kuurosateille 400. Koska pisarakokojakaumat ja sitä myötä R(Z)-muunnokset ovat erilaisia varsinkin konvektiosateelle ja jatkuvalla nimbostratus-sateelle, kuten kuvista 3.5 ja 3.7 näkyy, olisi tarkoituksenmukaista pyrkiä erottamaan tutkimuksista sellaiset dynaamiset olosuhteet, jotka johtavat eri tyyppisiin pisarakokojakaumiin. Konvektiiviselle sateelle on tyypillistä sateen intensiteetin suuri paikallinen vaihtelevuus ja Nimbostratus-sadealueelle laaja-alaisen sadekentän tasaisuus. Tähän perustuen on käyttökelpoiseksi konvektion tunnistusmenetelmäksi havaittu tutkasäteen suuntaisen heijastuvuuden gradientin, $\nabla_r Z$ laskeminen (Rosenfeld et al., 1993b ; Sempere-Torres et al., 2000).

Kuva 3.5 Kapingamarangissa, Tyynellä valtamerellä (Black et al., 1997) tehtyjen mittausten perusteella määritellyt R(Z)-muunnokset. Mustat pisteet on luokiteltu jatkuvaksi sateeksi ja harmaat konvektiiviseksi.



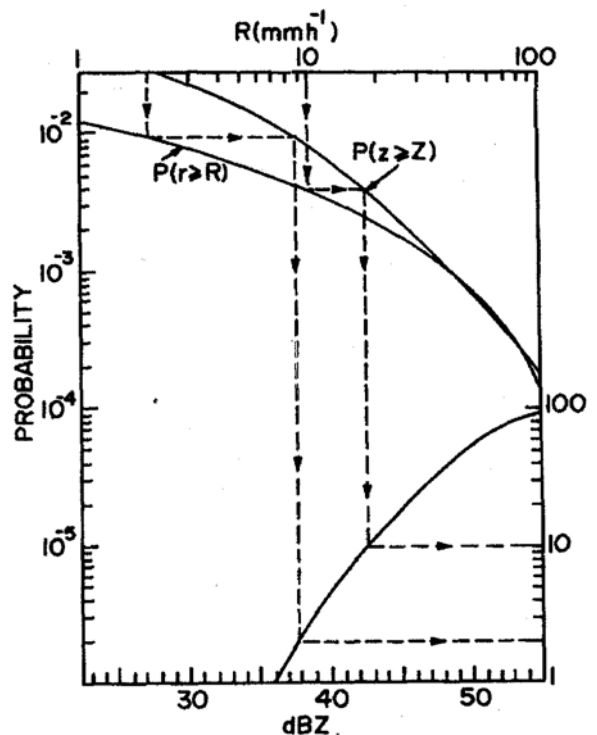
Koska pisarakokojakaumat ja sen myötä $R(Z)$ -muunnokset vaihtelevat ilmasto-olojen mukaan, täytyy tämä ottaa huomioon sovellettaessa valmiita $R(Z)$ -muunnoksia Suomen oloihin. Tyypillisesti kovat intensiteetit ja niihin liittyvät suuret pisarat tulevat harvinaisemmiksi ilmamassojen muuttuessa kylmemmiksi ja kuivemmiksi. Pisarakokojakaumat ovat myös erilaisia meren päällä kuin mantereen päällä, mikä johtuu mm. tarjolla olevista tiivistymisytimistä (Rosenfeld et al., 1993a).

Kokeellisesti keskimääräinen $R(Z)$ -muunnos voidaan pääpiirteissään määrittää kahdella tavalla (Joss ja Waldvogel, 1990). Voidaan mitata pisarakokojakauma maanpinnalla ja olettaa, että samat pisarat ovat olleet myös vaikutustilavuudessa samanaikaisessa tutkimittauksissa sademittarin yläpuolella. Näin saadaan suoraan mitattua $R(Z)$ -muunnos. Toinen menetelmä on mitata yhtä aikaa Z_e tutkalla ja sateen intensiteetti maanpinnalla sademittarilla. Tässä menetelmässä Z_e voidaan olettaa Z :ksi ja saada myös kokeellinen $R(Z)$ -muunnos. Molemmilla menetelmillä voidaan määrittää keskimääräinen $R(Z)$ -muunnos sovittamalla havaintoihin regressiomalli jollain menetelmällä (Ciach ja Krajewski, 1998).

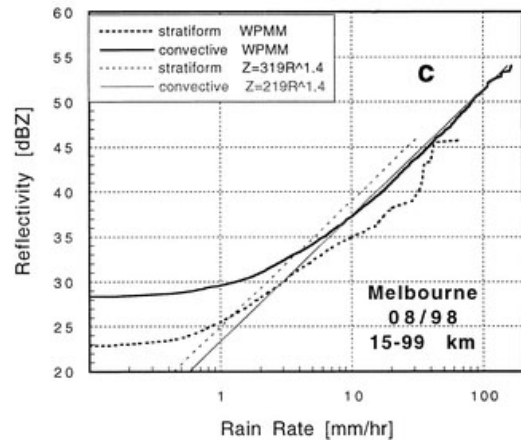
Molemmissa menetelmissä on tehty joukko oletuksia, joiden voimassaolo on monissa mittaustilanteissa kyseenalainen. Erityisesti tutkimittauksen absoluuttisessa tarkkuudessa olevat virheet voivat olla suuria ja siirtyä sellaisenaan vakioihin A ja B, vaikka niiden tulisi kuvata vain pisarakokojakaumista johtuvia eroja. Keskeinen oletus on myös, että sadepisarat olisivat vaikutustilavuudessa tasaisesti jakautuneina ja sataisivat sellaisenaan vaikutustilavuuden alla olevaan sademittariin (Joss ja Waldvogel, 1990). Tällainen tilanne vallitsee melko hyvällä tarkkuudella tasaisessa sateessa, jossa vaikutustilavuus on lähellä sademittaria. Kaikissa tilanteissa pisarat eivät välttämättä ole tasaisesti jakautuneita vaikutustilavuuteen ja lisäksi pisarakokojakauma muuttuu pisaroiden pudotessa alas pilvestä mm. haihtumisen, pisaroiden hajoamisen ja eri putoamisnopeuksista johtuvan erottumisen takia. Lisäksi tuuli kuljettaa pisaroita usein pilven ja maanpinnan välillä. Ongelmia mittauksiin tuo myös tapa, jolla tutkan hetkellinen aluesadannan mittaus muunnetaan vertailtavaksi maanpinnalla tehtyyn pistesadannan mittaukseen joltain aikaväliltä (Zawadzki, 1975). Tutkimustilanteissa näitä virhetekijöitä voidaan yrittää pienentää järjestämällä optimaaliset koeolosuhteet, mutta varsinkin operatiivisissa mittauksissa joudutaan etsimään tarkoituksenmukaisia ratkaisuja.

Eräs menetelmä, jolla voidaan yrittää hieman kiertää edellä lueteltuja ongelmia, on maanpinnalla havaitun sateen intensiteetin todennäköisyysjakauman ja tutkalla sademittarin päältä mitatun Z_e -todennäköisyysjakauman yhteensovittaminen (englanniksi 'window probability matching method', WPMM) ja tästä saatava kokeellinen $R(Z)$ -muunnos (Rosenfeld et al. 1993). Menetelmän periaate on näytetty tarkemmin kuvassa 3.6. Tässä menetelmässä kahden mittauksen vertailun ajoittamisongelma vähenee ja samalla myös tuulen aiheuttamat virheet vähenevät. Selkeänä etuna on myös $R(Z)$ -muunnos, joka vaihtelee sateen voimakkuuden mukaan. Myös satunnaisten mittausvirheiden vaikutus vähenee. Mikäli mittauksia tehdään jatkuvasti, saadaan juuri kyseistä sadetilannetta vastaava $R(Z)$ -muunnos, jota voidaan hyödyntää arvioitaessa hetkellisiä sademääriä myös muissa pisteissä kuin sademittareiden päällä. Kuvassa 3.7 nähdään millaiseksi $R(Z)$ -muunnos muodostuu tyypillisesti matalilla leveysasteilla käyttäen WPMM-menetelmää, kuvaan on piirretty myös havainnoista laskettu potenssimuotoinen $R(Z)$ -muunnos (Amitai, 2000). WPMM-menetelmä tuottaa sekin keskimääräisen $R(Z)$ -muunnokset, eikä tuo ratkaisua pisarakokojakaumasta johtuvaan yksittäisen tutkamittauksen tulkintaongelmaan.

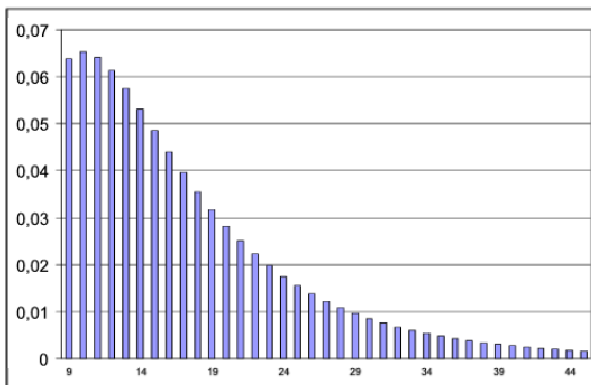
Kuva 3.6 WPMM-menetelmä, jossa $R(Z)$ -muunnos määritellään Z :n ja R :n todennäköisyysjakaumien perusteella siten, että samoja dBZ ja R :n esiintymistodennäköisyyksiä vastaavat arvot laitetaan vastaamaan toisiaan. Kuvassa on ylhäällä x-akselina R [mm/h], alhaalla x-akselina dBZ ja vasemmalla y-akselina todennäköisyys, että havainto (r tai z) on suurempi kuin x-akselilla esitetty arvo.



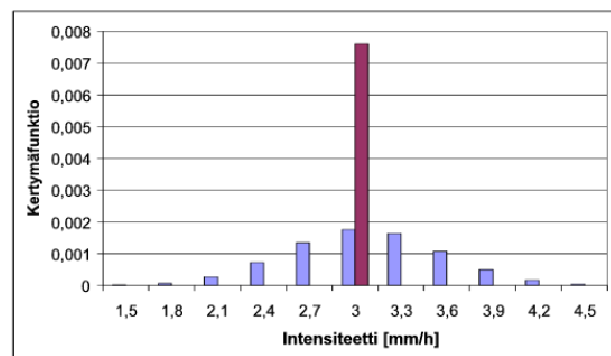
Kuva 3.7 Tyypillinen WPMM-menetelmällä matalilta leveysasteilta saatu $R(Z)$ -muunnos verrattuna kiinteään riippuvuuteen (Amitai, 2000). Kuvassa on luokiteltu myös sadetilanteet konvektiivisiin (yhtenäinen viiva) ja jatkuviin sateisiin (katkoviiva).



Fysikaalisesti ehkä kaikkein oikeellisin $R(Z)$ -muunnos voitaisiin tehdä esim. distrometrimittauksista saatujen todellisten pisarakokojakaumien perusteella. Kuten kuvien 3.3-3.5 perusteella voidaan havaita, jokaista mitattua Z :n arvoa vastaa useampi R :n arvo pisarakokojakaumasta riippuen. Voidaankin laatia kokeellinen mittauksiin perustuva todennäköisyysmalli $R(Z)$ -muunnokselle. Tämän muunnoksen avulla voitaisiin määrittellä esim. aluesadannalle todennäköisyyksiä. Menetelmää on havainnollistettu kuvassa 3.8. Paitsi todelliset erot pisarakokojakaumissa, myös $R(Z)$ -muunnoksen määrittämiseen käytetty menetelmä vaikuttaa siihen millainen keskimääräisestä riippuvuudesta tulee (Ciach ja Krajewski, 1998).



a)



b)

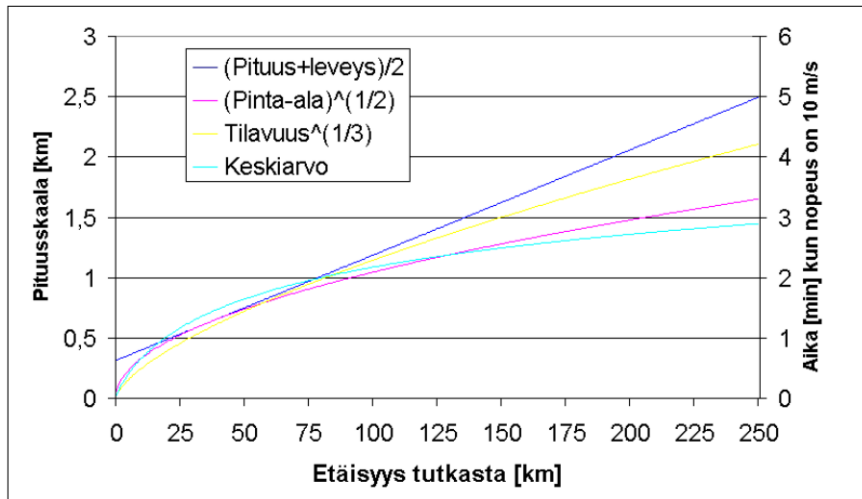
Kuva 3.8 Vasemmalla a) tutkalla mitattu kuvitteellinen dBZ:n todennäköisyysjakauma vesisateessa, x-akselina dBZ, y-akselina todennäköisyys. Oikealla b) luokalle 30-31 dBZ tehty $R(Z)$ -muunnos, jossa punainen pylväs kuvaa muunnosta $Z=200R^{1.6}$ ja siniset pylväät kuvitteellista todennäköisyysmuunnosta, jossa pisarakokojakaumasta riippuen havaittua Z arvoa voi vastata useampi R :n arvo.

3.3.3. Aluesadannasta pistesadantaan ja Suomessa aikaisemmin tehtyjä mittauksia

Säätutkalla mitataan mikroaaltojen takaisinsirontaa sadepisaroista mittausalkiosta eli vaikutustilavuudesta. Heijastuvuuden (Z) arvoista voidaan laskea $R(Z)$ -muunnosta käyttäen vaikutustilavuudessa olevien sadepisaroiden aiheuttama sateen intensiteetti (R), mikäli ne sellaisenaan sataisivat maahan. Säätutkamittaus on hetkellinen aluesadannan mittaus. Esim. Suomen säätutkaverkolla yhden mittausalueen pinta-ala, joka voidaan määrittellä vaikutustilavuuden horisontaalisena pinta-alana, vaihtelee noin $0,01 \text{ km}^2$:stä aina noin $2,0 \text{ km}^2$:iin mittausetäisyyden mukaan.

Vaikutustilavuudesta tehty mittaus voidaan samaistaa maanpinnalla tehtävään pistemittaukseen olettamalla, että vaikutustilavuus liikkuu sademittarin yli pudottaen pisaroita sademittariin. Esim. 10 m/s liikkuva, halkaisijaltaan 600 m oleva tilavuus liikkuu pisteen yli minuutissa. Vaikutustilavuus kasvaa voimakkaasti mittausetäisyyden kasvaessa ja näin ollen lähellä säätutkaa tehdyt mittaukset samaistuvat vain kymmenien sekuntien intensiteetteihin ja kauempana tehdyt vastaavat useiden minuuttien pisteintensiteettimittausta maanpinnalla.

Tutka- ja maanpintamittausten vertailussa tarvittava pituusskaala voidaan laskea vaikutustilavuudesta monella tavalla. Yleisesti käytetään mittaustilavuuden vaakapinta-alan neliöjuurta (esim. Rosenfeld et al., 1993a). Voidaan myös laskea vaikutustilavuuden keskimääräinen tutkasäteen suuntainen halkaisija (liite 1) tai ottaa kuutiojuuri vaikutustilavuudesta. Valittu laskentamenetelmä vaikuttaa jonkin verran saatavaan pituusskaalaan, tämän vaikutusta on havainnollistettu kuvassa 3.9. Keskimääräinen halkaisija on ehkä perustelluin tapa laskea pituusskaala, mutta koska pinta-alan neliöjuuresta saadaan lähes sama tulos voidaan sitä käyttää käytännössä sen helpomman laskettavuuden takia.



Kuva 3.9 Vaikutustilavuudesta laskettuja pituusskaaloja, sekä näitä vastaavat sateen intensiteetin pistemittausajat, kun oletetaan satavan systeemin nopeudeksi 10 m/s ja käytetään Zawadzkin (1975) johtamaa kerrointa 1,3. Vaikutustilavuuden halkaisijan keskiarvo on laskettu liitteessä 1 johdetulla tavalla.

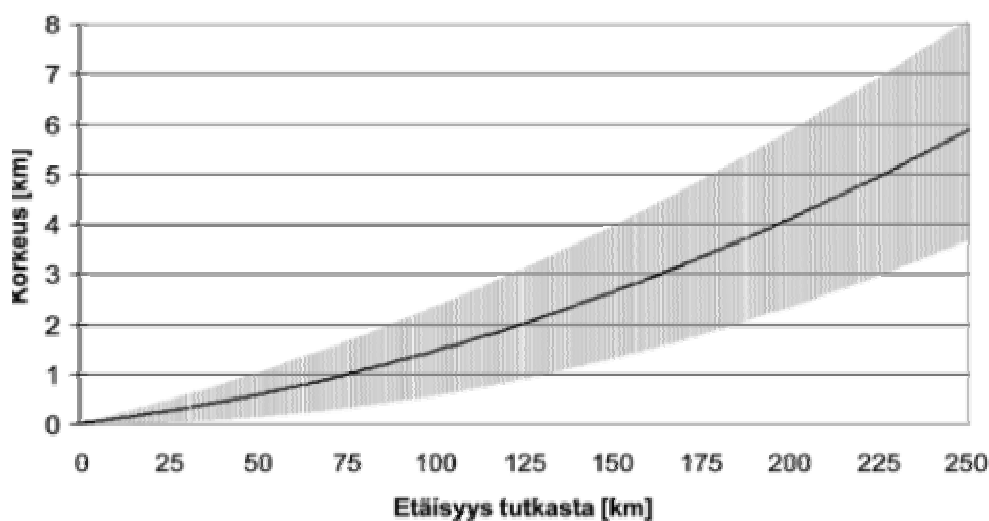
Zawadzki (1975) on selvittänyt sateen tutkamittausten ja maanpintamittausten vertailua ja tullut siihen tulokseen, että tutkamittauksen vaikutustilavuuden pituusskaala tulee kertoa luvulla 1,3, jotta vertailu maanpintahavaintoon olisi keskimäärin optimaalista. Hän perustaa tuloksensa sateen rakenteen tutkimuksiin autokorrelaatiofunktiolla sekä sateen alue- ja aikaintegroinnissa tapahtuvaan intensiteettien tasoittumiseen.

Suomessa on Koistinen (1985) tutkinut säätutkalla mitattua sateen intensiteettiä. Mittaukset on tehty Helsingin yliopiston säätutkalla vuosina 1977-78. Tutkimusaineistossa oli mukana 92 miljoonaa havaintoa eri etäisyyksiltä, joista 11 miljoonassa havaittiin sadetta (tutkaheijastuvuus yli 10 dBZ). Hän käytti tutkimuksessaan $R(Z)$ -muunnosta $Z = 250R^{1,6}$. Koistinen on havainnollistanut tuloksiaan laskemalla, että 12 tunnin sadejakson aikana tyypillisesti sataisi noin 7 s intensiteetillä joka ylittää 10 mm/h. Jos sade tulisi lämpöukkosista 12 tunnin jaksolla sataisi jo noin 9 minuuttia yli 10 mm/h intensiteetillä. Vaikutustilavuuden tai mittausetäisyyden vaikutusta ei ole tarkemmin analysoitu.

3.4. Merkittäviä tutkakaikuihin vaikuttavia tekijöitä

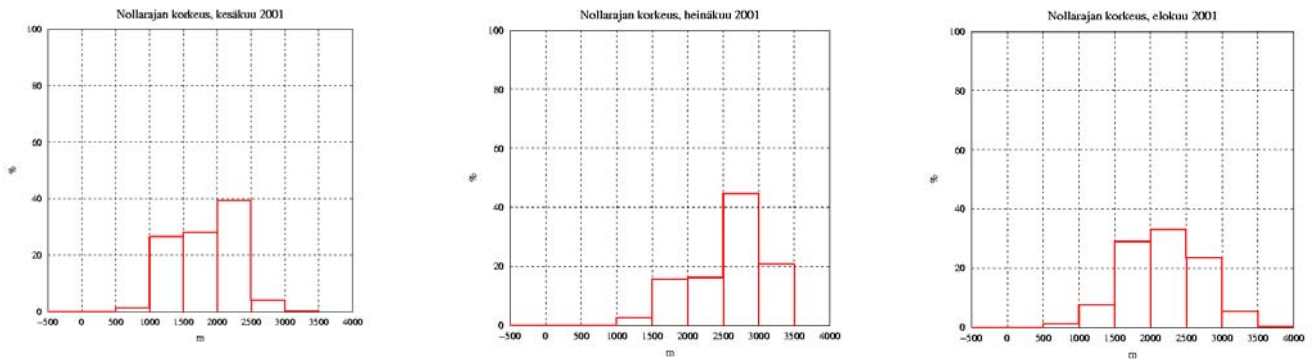
3.4.1. Keilan kohoaminen ja sulamiskerros

Tutkakeilan kohoamisen ja levenemisen vaikutus näkyy kuvasta 3.10 (laskentakaava Rinehart, 1997). Vaikutustilavuus, josta kaikua saadaan, on lähellä tutkaa yleensä kokonaisuudessaan pilven alapuolella. Kauempana sen yläosat nousevat usein pilven sisään ja kaukana tutkasta yläosat voivat olla jo vesisateet tai jopa pilven yläpuolella. Tämä tutkakeilan kohoamisesta johtuva otantaero on suurin yksittäinen virhe, kun mitataan tutkalla maanpinta sademääriä (Joss ja Waldvogel, 1990; Pohjola, 2003).



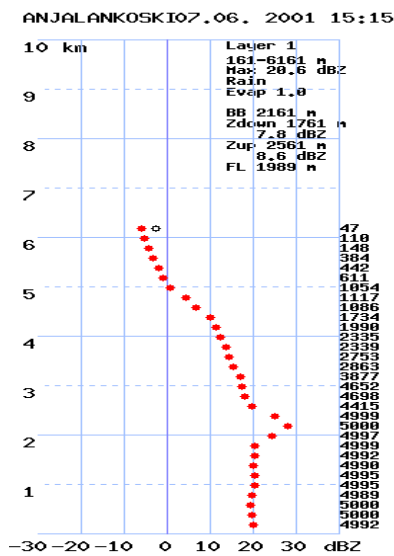
Kuva 3.10 Tutkakeilan kohoaminen ja leveneminen etäisyyden funktiona, kun keila suunnataan 0° asteen kulmassa (Rinehart, 1997).

Suomessa kesäsade syntyy yleensä jääkideprosessin kautta keskitroposfäärissä. Alaspäin putoavat lumikiteet alkavat sulaa ilmakehässä, kun lämpötila nousee nollan yläpuolelle. Kerrosta, jossa lumi sulaa vedeksi, nimitetään sulamiskerrokseksi. Tutkahavainnoissa sulamiskerros erottuu selvästi ympäristöönsä voimakkaamman kaiun alueena, kuva 3.12 a), jonka yläpuolella on heikommin siroava kuiva lumi ja alapuolella yhtenäinen vesisade. Suomessa nollaisotermin ja sulamiskerros ovat kesällä noin 1-3 km korkeudella (Pohjola, 2003). Vuoden 2001 luotauksista lasketut nollaisotermin korkeudet Suomessa kesäkuukausille on esitetty kuvassa 3.11.

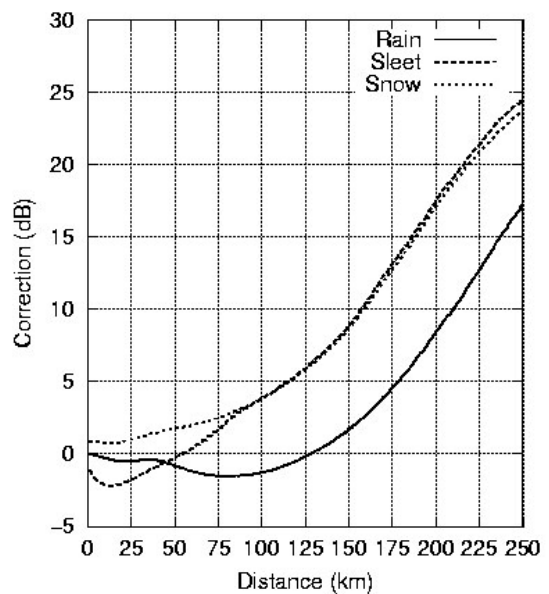


Kuva 3.11 Luotauksista lasketut nollaisotermin korkeudet vasemmalta alkaen kesä-, heinä- ja elokuulle 2001. Vaaka-akselilla on korkeus metreinä ja pystyakselilla luokkaan kuuluvat osuudet prosentteina kaikista havainnoista (Pohjola, 2003).

Heijastuvuuden pystyprofiili muodostuu edellä selityistä syistä johtuen kesätilanteissa kuvan 3.12 a) kaltaiseksi. Mikäli tämä tunnetaan esim. tutkan päältä tehdyistä mittauksista, voidaan tutkamittauksiin tehdä korjauksia (Koistinen, 1991), jotka muodostuvat tyypillisesti sadetilanteissa kuvan 3.12 b) kaltaisiksi. Suomessa korjaukset ovat pieniä kesäisissä vesisateissa aina noin 150 km etäisyydelle saakka (Koistinen et al., 2003).



a)



b)

Kuvat 3.12 Vasemmalla a) tyypillinen tutkaheijastuvuuden pystyprofiili kesäsateessa (Pohjola, 2003). Oikealla b) näkyy yhtenäisellä viivalla keskimääräinen korjaus vesisateelle Suomessa, kun ylhäällä vaikutustilavuudessa mitattua tutkaheijastuvuustekijä korjataan vastaamaan maanpinta-arvoa (Koistinen et al., 2003).

3.4.2. Vaimeneminen

Säätutkayhtälössä 3.1. oli oletettu, etteivät mikroaallot vaimene matkalla siroajiin ja niistä takaisin tutkalle. Ilmakehän kaasuista ainoastaan happi ja vesihöyry vaikuttavat merkittävästi vaimenemiseen (Rinehart, 1997). Näistä happi on merkittävämpi. Koska sen pitoisuus ilmakehässä on vakio, on sen aiheuttama vaimeneminen melko helppo ottaa huomioon. Ilmakehän kaasujen aiheuttama vaimeneminen 5 cm:n säätutkalle on 0,008 dBZ/km (Battan, 1973).

Hydrometeorit vaimentavat myös säteilyä. Pilvipisaroiden (halkaisija pienempi kuin 0,1 mm) aiheuttama vaimentuminen voidaan 5 cm:n aallonpituuksilla jättää huomioimatta (Rinehart, 1997). Sen sijaan sade voi vaimentaa huomattavastikin säteilyä. Vaimeneminen riippuu sateen voimakkuudesta. Koska tutkalla voidaan mitata Z_e , josta voidaan edelleen arvioida sateen voimakkuus, voidaan sateen aiheuttama vaimeneminen laskea kokeellisten vaimenemiskaavojen perusteella mitattuja Z :n arvoja hyväksi käyttäen. Aallonpituudella 5,5 cm vaimenemiselle k [dB/km] voidaan käyttää kaavaa 3.2 (Battan, 1973).

$$k = 1.12 * 10^{-4} * Z^{0.62}. \quad (3.2)$$

Myös märkä tutkakupu vaimentaa säteilyä. Tämän vaimennuksen huomioiminen on vaikeaa, mutta se voi olla merkittävä vaimenemiseen vaikuttava tekijä kovissa, juuri tutkakuvun päällä olevissa sateissa.

3.4.3. Rakeet

Rakeet ovat jääkimpaleita, jotka voivat koostua osittain nestemäisestä vedestä ja myös niiden pinnalla voi olla vesikerros. Niiden eristekerroin vaihtelee koostumuksen mukaan. Jo hyvin pieni määrä märkiä, suuria rakeita vaikutustilavuudessa voi aiheuttaa suuria tutkaheijastuvuuden arvoja. Säätutkalla on havaittu jopa 70 dBZ:n arvoja, mikä vastaisi karkeasti intensiteettiä 5500 mm/h, mikäli sironna tapahtuisi vain vesipisaroista. Rakeiden suuren koon takia osalle niistä ei enää päde Rayleigh-sironnan oletus, vaan ne ovat Mie- sironnan alueella (Rinehart, 1997). Tämä mutkistaa säätutkakaikujen tulkintaa edelleen. Muodostettaessa sateen intensiteetin todennäköisyysjakaumaa on tärkeää tunnistaa ja poistaa tapaukset, joissa vaikutustilavuudessa on mahdollisesti rakeita. Tilanteissa, joissa tutkaheijastuvuus on yli 55 dBZ, on usein vaikutustilavuudessa myös rakeita (Rinehart, 1997).

Koska maahan satavat rakeet ovat harvinaisia ja hyvin paikallisia, on niiden esiintymisen tutkiminen säätutka-maanpintavertailuista vaikeaa. Hollannissa on tutkittu rakeiden esiintymistä (Holleman et al., 2000) ja todettu parhaaksi menetelmä, jossa tutkitaan saadaanko yli 1 km:n korkeudelta sulamiskerroksen yläpuolelta voimakasta, yli 45 dBZ:n kaikua. Sulamattomista lumihiuhteista saatu tutkakaiku on hyvin todennäköisesti pienempi kuin 45 dBZ lumen pienen eristyskerroimen takia ja suuret tutkaheijastuvuuden arvot korkealla sulamisrajan yläpuolella viittaavat todennäköisesti rakeisiin tai suuriin vesipisaroihin. Raetodennäköisyys (POH) voidaan laskea kaavasta 3.3 (Holleman, 2001)

$$POH = 0,319 + 0,133\Delta H , \quad (3.3)$$

missä ΔH on nollaisetermin ja 45 dBZ:n välinen korkeus kilometreinä. Raetodennäköisyys on saatu kokeellisista tutkimuksista, joissa on vertailtu tutkan mittaamaan tutkaheijastuvuustekijää ja maanpinnalla tehtyjä raehavaintoja. Suomen ilmasto-olot ovat jonkin verran erilaisia kuin Hollannissa, jolloin myös kaavan suora soveltaminen Suomeen ei ole ongelmattonta.

3.4.4. Eräitä muita tutkakaikuihin vaikuttavia tekijöitä

Kun tutkakeila osuu maakohteisiin saadaan usein voimakkaita maakaikuja. Pääkeilan alaosat voivat heijastua tutkan lähellä olevista korkeista rakennuksista tai maaston kohteista. Usein myös tutkakeilan epätavallinen taipuminen eli kanavoituminen johtaa maakaikuihin (Rinehart, 1997). Ongelma on erityisen paha merialueilla, jossa merestä sironnut säteily aiheuttaa merikaikua varsinkin keväällä ja kesällä. Dopplertekniikalla voidaan maakaikuja korjata tutkatiedoista, mutta lähellä tutkaa, yleensä alle 20 km päässä, virheet ovat toisinaan korjauksesta huolimatta suuria. Myös muut kuin hydrometeorit voivat aiheuttaa tutkakaikuja. Lämpimänä vuodenaikana varsinkin hyönteiset ja linnut aiheuttavat kaikuja. Myös vieraat lähettimet ja matalalla oleva aurinko voivat aiheuttaa kaikuja, joilla ei ole meteorologista tulkintaa. Tällaiset haitalliset, ei meteorologiset kaiut, voidaan pyrkiä poistamaan jollain menetelmällä. Yksi tällainen menetelmä on Peuran (2002) kehittämä, kuvan käsittelyyn perustuvaa tekniikka.

3.5. Sääntutkamittauksen tarkkuus

Sääntutkalla tehtävän sateen intensiteettimittauksen verifiointi on vaikeaa, sillä käytännössä tutka mittaa aluesadantaa hetkellisesti, kun taas maanpinnalla ainoat tarkat referenssimittaukset ovat jollain aikavälillä (minuutteja) tehtäviä pistesadannan mittauksia. Näin ollen jo tästä mittausten erilaisuudesta johtuen liian hyvät yhteensopivuudet tutkien ja sademittareiden välillä ovat suorastaan epäilyttäviä monissa käytännön tilanteissa. Pitkällä aikavälillä ja suurilla alueilla virheet pienenevät. Moniin sadannan mittaukseen liittyvien ongelmien takia onkin vaikea määrittellä virheetöntä referenssiä, johon muita mittauksia voidaan verrata. Tutkalla mitattua sateen intensiteettiä ja sademittarilla mitattua intensiteettiä on verrattu hyvin suunnitelluissa koejärjestelyissä ja saatu myös hyviä yhteensopivuuksia mittausten välille (esim. Puhakka, 1978). Usein kirjallisuudessa on kuitenkin tehty vertailuja sademäärille. Kun on hyödynnetty uusia menetelmiä tutkamittauksien korjaamiseksi, on päästy jo hyviin yhteensopivuuksiin tutkalla ja sademittarilla mitattujen sademäärien välillä (esim. Rosenfeld et al., 1995, Morin et al., 1995 ja Dinku et al., 2002).

4. Havaintoaineisto

4.1. Sademittarit

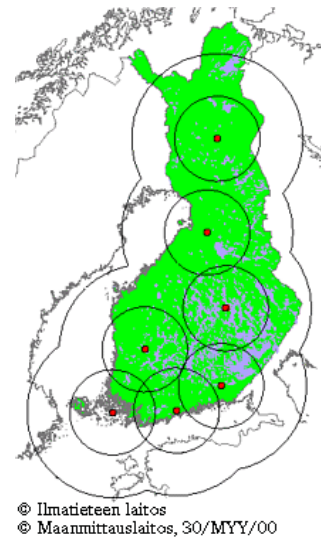
Sademittariaineiston hankkiminen Suomesta osoittautui todella vaikeaksi. Sähköisessä muodossa olevaa, edes melko luotettavaa tietoa pitkältä mittausjaksolta, sopivalta etäisyydeltä tutkista löytyi ainoastaan IL:n automaattisilta sääasemilta FD12P-anturilla mitattuna. Erilaisten tutkimuskampanjoiden yhdessä oli mitattu intensiteettiä satunnaisesti. SYKE:llä oli rekisteröiviä intensiteettimittareita, mutta niiden tieto ei ollut digitaalisessa muodossa.

Sademittariaineistona käytettiin kolmella FD12P-mittarilla mitattua tietoa kesä-, heinä- ja elokuulta 2000-2002. Mittauspaikat olivat Vihreäsaari aivan Oulun kaupungin edustalla, Kuopion lentokenttä Siilinjärvellä, sekä Harmajan saari Helsingin edustalla. Nämä mittauspaikat oli valittu, koska ne olivat sopivan etäisyyden päässä tutkista vertailua silmällä pitäen, sekä ennen kaikkea siksi, että niiltä oli saatavilla pitkä yhtäjaksoinen mittaussarja kesiltä 2000-2002. Aineistossa oli 10 minuutin intensiteettimittauksia yleensä 20 minuutin välein, yhteensä kaikkiaan 58153. Näistä sadetapauksia oli 3512 eli noin 6 %. Keskimäärin kesällä vuorokaudessa siis satoi tämän mittausaineiston mukaan noin 1,5 tuntia.

4.2. Säättutkat

Hetkellisiä säättutkamittauksia oli käytettävissä kaikilta Ilmatieteen laitoksen säättutkilta 15 minuutin välein kesä-, heinä- ja elokuulta 2000-2002. Aineistoon otettiin pelkästään tutkan alin mittauskulma alle 150 km:n etäisyydeltä tutkista, jottei keilan kohoaminen aiheuttaisi liikaa ongelmia tutkakaikujen tulkinnassa. Meren päällä tehdyt havainnot jätettiin myös pois aineistosta, jottei merikaiku häiritsisi mittaustuloksia. Koska Korppoon tutkassa suurin osa havainnoista on meren päältä, ei tämän tutkan aineistoa otettu mukaan tutkimukseen lainkaan. Kuvasta 4.1, jossa on esitetty Suomen säättutkaverkosto huomataan, että aineiston kattavuus on Lounais-Suomessa tästä huolimatta edelleen hyvä. Sateeksi tulkittiin havainnot jotka ylittivät 10 dBZ. Tämä raja karsii pois paljon häiriökaikuja, mutta myös heikkoja sateita. Muuttamalla tämä raja-arvo sateen intensiteetiksi muunnoksella $Z=250R^{1,5}$ saadaan $R \approx 0,12$ mm/h. Hetkellisiä tutkaheijastuvuuden mittauksia Vantaalta, Anjalankoskelta, Ikaalisista, Kuopiosta ja Utajärveltä aineistossa oli kaikkiaan noin 10,45 mrd, joista saderaja ylittyi noin 700 miljoonassa tapauksessa. Näissä tutkissa puolitehoaukeama on 0,95 astetta. Lisäksi Luoston tutkalta mittauksia oli noin 1,74 mrd, joista 10 dBZ ylittyi 126 milj. havainnossa. Luostolla puolitehoaukeama on 0,7 astetta. Sadetapauksiksi luokiteltavia mittauksia aineistossa oli siis noin 6,7 % (Luostolla 7,2 %), mikä on melko lähellä pienen sademittariaineiston lukemaa.

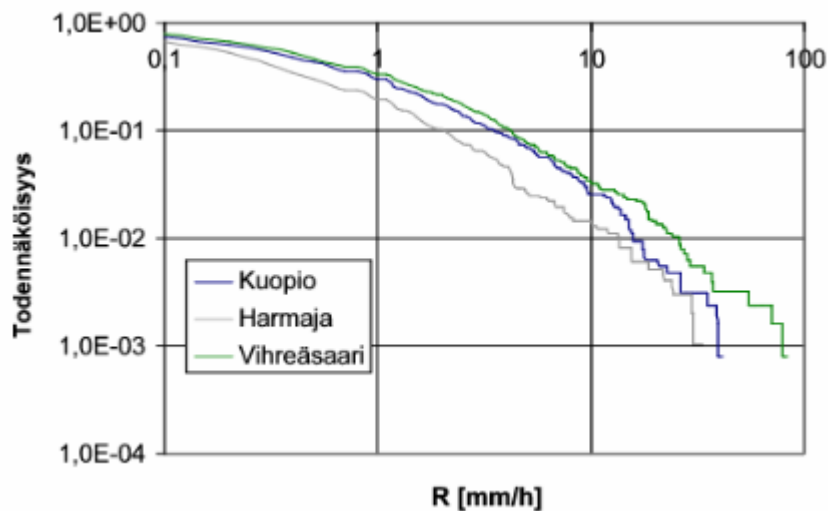
Kuva 4.1 Ilmatieteen laitoksen säättutkaverkko. Tutkat on merkitty kuvaan punaisilla täplillä. Niiden ympärille on piirretty 120 km ja 240 km säteiset ympyrät. Kesäsateissa tutkakeila on useimmiten sulamiskerroksen alapuolelle alle 100 km etäisyydellä tutkasta ja tutkamittaukset antavat luotettavia arvoja vesisateesta aina 150 km:iin asti, ks. kuvat 4.7 ja 4.8. Kattavuudessa on aukkoja paikoin Pohjanmaalla sekä Itä- ja Pohjois-Suomessa.



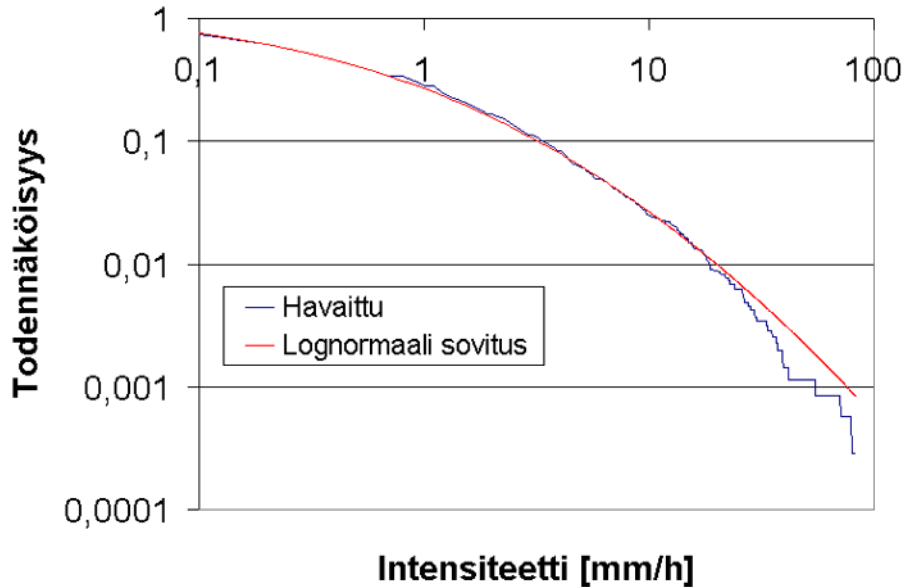
5. Todennäköisyysjakaumia sademittari- ja säätutkatiedosta

5.1. Sademittareilla mitattu sateen intensiteetti

Kuvassa 5.1 on kolmelta mittauspaikalta muodostettu sateen intensiteetin käänteiskumulatiivinen jakauma. Suurimmat intensiteetit on mitattu Vihreäsaarella ja pienimmät Harmajalla. Näinkin pienessä aineistossa sattuma lienee vaikuttanut eri paikkojen jakaumien muotoihin. Kuvassa 5.2 on kaikkien paikkojen tiedot yhdistetty sekä sovitettu aineistoon lognormaalijakauma. Jakauman sovitus ei ole täysin yksiselitteistä, sillä keskiarvoa ei pystytä suoraan laskemaan, koska sademittarin resoluutio on huono pienillä intensiteeteillä (0,1 mm/h), vrt. kuva 2.3. Tässä keskiarvona on käytetty mediaania 0,34 mm/h ja varianssi on tämän jälkeen määritetty minimoimalla havaitusta ja teoreettisesta jakaumasta laskettua χ^2 -testisuureen arvoa väliltä 0,5-20 mm/h ja saatu tulokseksi $(1,75 \text{ mm/h})^2$. Valmistaja lupaa edes tyydyttävät virherajat vain välillä 0,5-20 mm/h. Teoreettinen jakauma sopii hyvin yhteen havaintojen kanssa jakauman alkupäässä aina noin 27 mm/h saakka, jonka jälkeen mitatut arvot tulevat harvinaisemmiksi kuin teoreettiset. Tämä voi johtua sattumasta, onhan sadehavaintoja vain 3512, tai lognormaalijakauman sopimattomuudesta, tai siihen voivat vaikuttaa FD12P:n mittausominaisuudet. Mikäli teoreettinen jakauma kuvaa ilmiötä ja sovitus on tehty oikein, voidaan otaksua, että tutkimuksessa mukana olleet FD12P-mittarit aliarvioivat suuria intensiteettejä.



Kuva 5.1 Kymmenen minuutin sateen intensiteetin käänteiskumulatiivisia jakaumia kolmelta mittauspaikalta FD12P-mittarilla mitattuna.



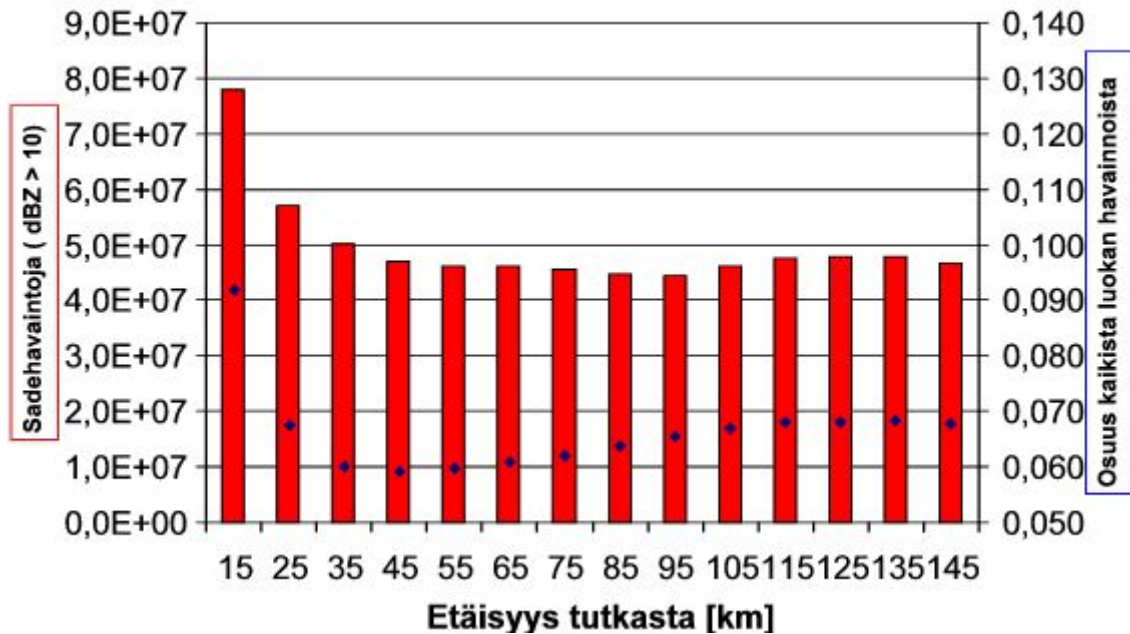
Kuva 5.2 Edellisen kuvan kolmen paikat tiedot yhdistettynä sekä havaintoihin tehty lognormaalijakauman sovitus. Kymmenen minuutin mittauksia on yhteensä 58153, joista sadehavaintoja on 3512.

5.2. Alueellisen hetkellisen tutkaheijastuvuuden todennäköisyysjakaumia

5.2.1. Jakaumia mittausetäisyyden mukaan luokiteltuna

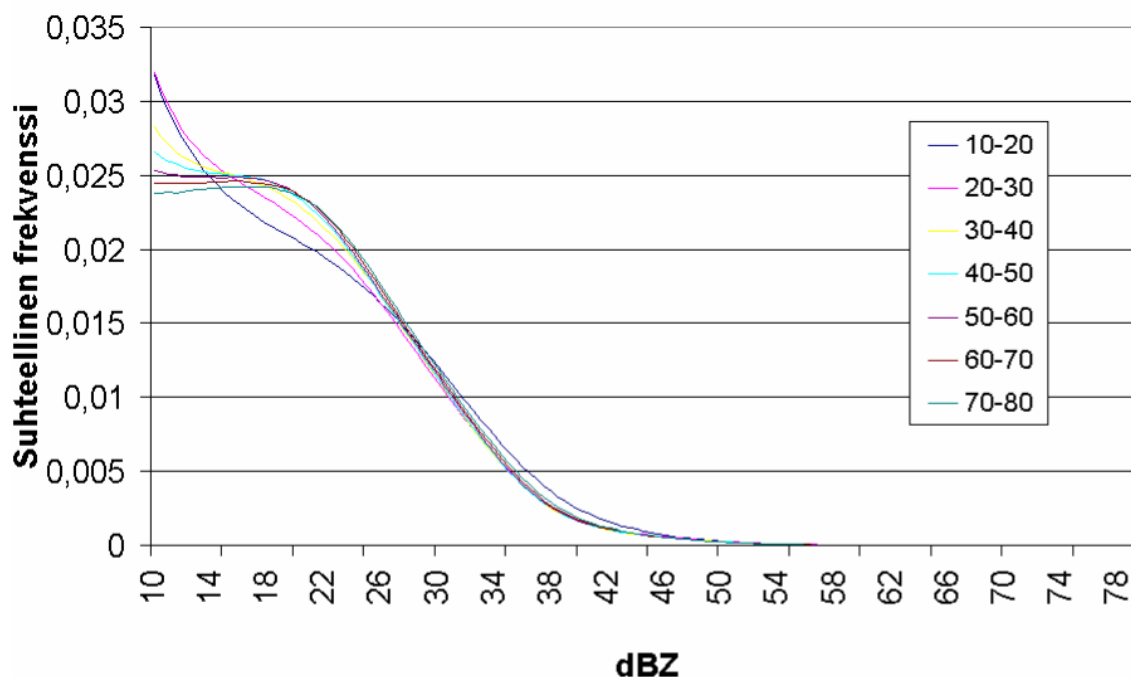
Säätutka mittaa ekvivalenttia tutkaheijastuvuustekijää karkeasti ottaen katkaistun kartion muotoisesta vaikutustilavuudesta. Vaikutustilavuus kasvaa mentäessä kauemmaksi tutkasta ja samalla tutkasäde nousee ylös maanpinnasta. Mittaukset jaettiin 10 km:n levyisiin etäisyysluokkiin, jotta voitiin tutkia miten etäisyys ja vaikutustilavuuden suureneminen vaikuttavat mittausarvoihin. Kuvassa 5.3 on esitetty kuinka paljon yli 10 dBZ:n havaintoja aineistossa oli eri etäisyysluokista ja mikä oli niiden suhteellinen osuus luokan kaikista havainnoista. Tässä eikä seuraavissakaan jakaumakuvissa ole mukana Luostoa, koska siellä tutkan puolitehoaukeama on pienempi kuin muilla tutkilla. Absoluuttisiin määriin vaikuttavat paitsi yli 10 dBZ:n havainnot myös käytetty maa-merimaski, joka suodatti paljon havaintoja esim. Suomenlahdelta. Lähellä tutkaa (10-30 km) on havaittu selvästi enemmän yli 10 dBZ:n arvoja kuin kauempana. Tähän lienevät syynä lähellä tutkaa mittauksia sotkevat maakaiut sekä lentokoneet ja linnut. Noin 30-80 km:n välillä 10 dBZ:n havaintojen osuus pysyy lähes vakiona, jonka jälkeen niiden osuus lähtee kasvamaan. Tähän lienee syynä tutkakeilan kohoaminen ja sen vaikutuksesta havaittavat sateet, jotka eivät tule maanpinnalle saakka haihtumisen takia. Myös sulamiskerroksen vaikutuksesta kauempana havaitaan

todennäköisesti enemmän yli 10 dBZ:n arvoja kesäsateissa kuin lähellä tutkaa. Mutta kuten kuvasta 3.10 b) havaitaan on mittaustieto vesisateissa melko luotettavaa ja etäisyyskorjaukset pieniä aina 150 km etäisyydelle saakka.



Kuva 5.3 Säätutkahavaintojen määrä eri etäisyysluokissa. Punaisilla pylväillä on esitetty yli 10 dBZ:n havaintojen lukumäärä ja sinisillä pisteillä niiden suhteellinen osuus luokan kaikista havainnoista. Oikea pysty akseli alkaa arvosta 0,05. Ensimmäisessä luokassa on havaintoja väliltä 10-20 km ja viimeisessä 140-150 km.

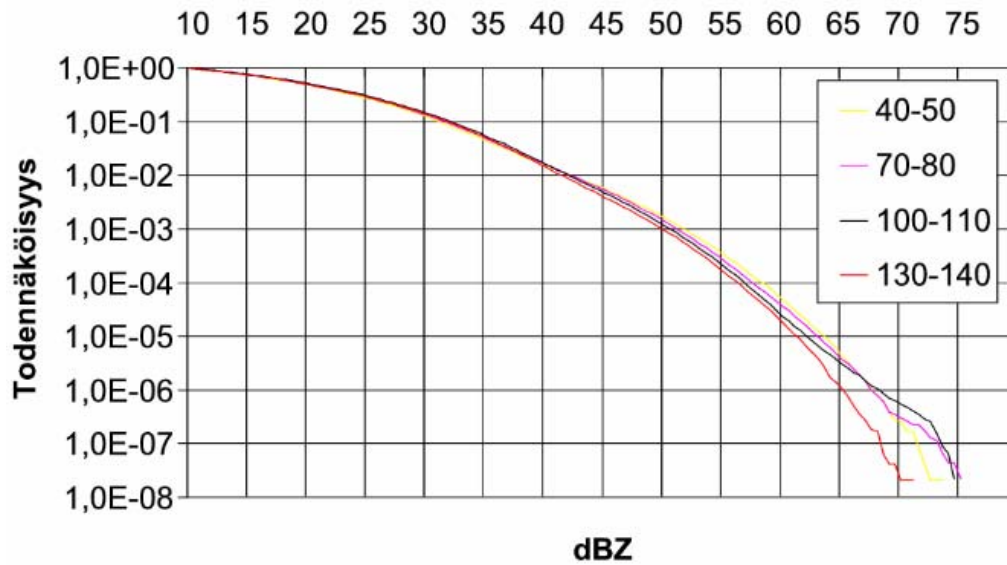
Muista kuin vesipisaroista tapahtuvan sironnan vaikutukset pienillä etäisyyksillä näkyvät selvästi myös kuvassa 5.4. Siinä on esitetty suhteellinen frekvenssi yli 10 dBZ:n tiedoista etäisyysvälillä 10-80 km. Kaikilla etäisyyksillä on todennäköisesti jonkin verran lintu- ja hyönteiskaikuja pienillä dBZ:n arvoilla, mutta alle 30 km päässä tutkasta ne näkyvät todella selvästi; pieniä dBZ:n arvoja on huomattavasti enemmän kuin kauempana tutkasta. Kauempana tutkasta jakaumat ovat toistensa kaltaisia. Jakaumien huiput näyttäisivät olevan noin 18 dBZ:n kohdalla.



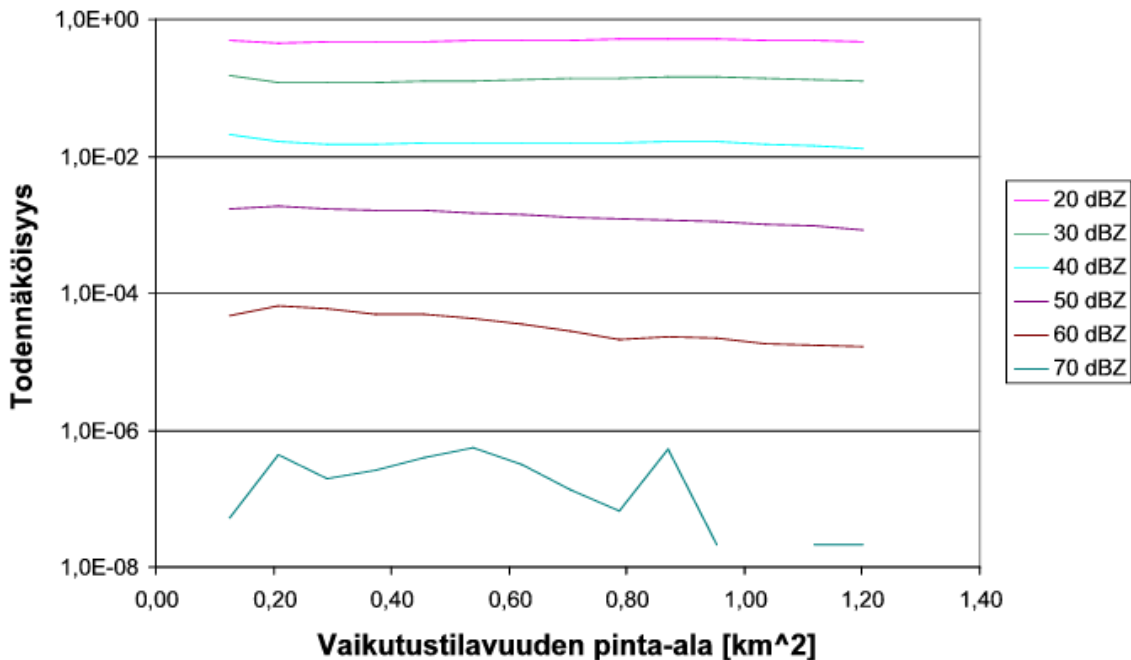
Kuva 5.4 Suhteellinen frekvenssi yhdistetystä säätutkatiedosta (Luosto ei mukana) etäisyysluokista 10-80 km.

Kuvassa 5.5 on esitetty muutamista etäisyysrenkaista laskettu käännteinen kumulatiivinen jakauma. Käyrät kertovat, että mikäli havainto on suurempi kuin 10 dBZ, niin millä todennäköisyydellä havaitaan vaaka-akselilla olevaa arvoa suurempi dBZ:n arvo. Käyrät kaartuvat melko säännöllisesti aina suurimpiin dBZ:n arvoihin saakka, jossa käyrät menevät ristikkäin. Jo tästä kuvasta havaitaan kuinka jakauma muuttuu mentäessä kauemmaksi tutkasta; todennäköisyys havaita suuria dBZ:n arvoja pienenee kauempana tutkasta. Mitä kauemmaksi tutkasta mennään sitä suurempi on vaikutustilavuus ja havaittu dBZ:n arvo keilan levenemisen takia keskiarvo yhä suuremmasta pisarajoukosta. Vaikutustilavuuden suurenemisen lisäksi myös vaimeneminen ja suurilla etäisyyksillä myös tutkakeilan kohoaminen sulamiskerroksen yläpuolelle voi vaikuttaa tulokseen. Rankkasateissa lähellä tutkaa olevat kuuroalueet vaimentavat säteilyä, eikä kauempana enää havaita niin suuria arvoja. Mikäli oletetaan, että kaikua saadaan vain kartion muotoisesta tilavuudesta voidaan laskea miten todennäköisyys muuttuu vaikutustilavuuden pinta-alan funktiona. Tämä on esitetty muutamille dBZ-luokille kuvassa 5.6. Vaikutustilavuuden pinta-ala on laskettu sen akselin kautta kulkevan halkaisijan mukaan. Aivan lähellä tutkaa, jossa vaikutustilavuus on pieni, erot eivät tule selvästi esille, mutta mentäessä kauemmaksi tutkasta havaitaan selvästi kuinka todennäköisyys havaita suuria dBZ:n arvoja pienenee, kun pinta-ala kasvaa ja vastaavasti pienillä dBZ:n arvoilla todennäköisyys kasvaa. Hyvin suurilla dBZ:n arvoilla käyrät eivät ole enää säännöllisiä, vaikkakin jonkinlainen trendi on havaittavissa. Sattuma ilmeisesti tekee niistä poukkoilevia. Mielenkiintoista

olisi tietää miten dBZ-jakauma muuttuu, kun pinta-alaa kasvatetaan edelleen ja johtuuko havaittu tulos todella vaikutustilavuuden suurenemisesta vai vaimenemisesta. Tätä voisi tutkia esim. yhdistämällä aineistoa läheltä tutkaa suuremmiksi pinta-aloiksi tai tutkia asiaa vaimenemiskorjatusta aineistosta.



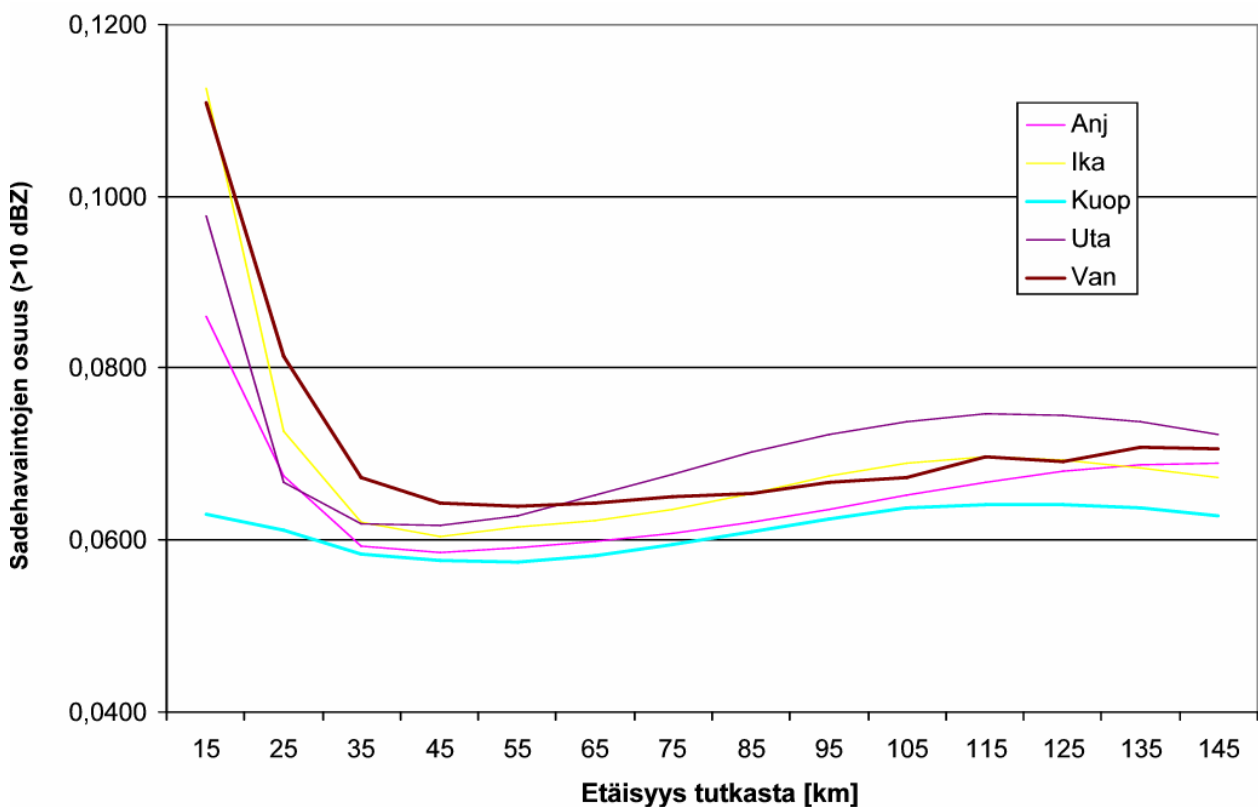
Kuva 5.5 Käänteiskumulatiivisia jakaumia muutamista etäisyysluokista koko aineistosta.



Kuva 5.6 Ekvivalentin tutkaheijastuvuustekijän havaitsemisen todennäköisyyden muuttuminen vaikutustilavuuden kasvaessa muutamille dBZ-luokille.

5.2.2. Jakaumia eri mittauspaikoille

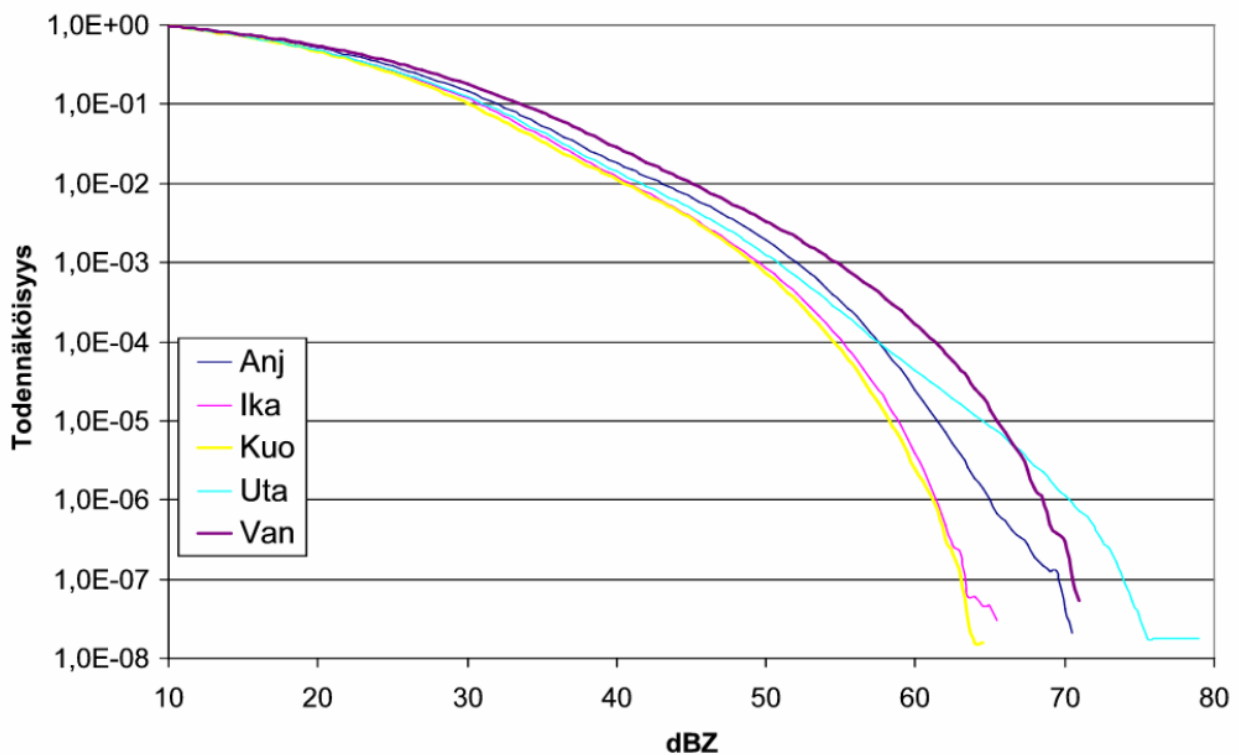
Edellä esitetyissä jakaumissa oli yhdistetty tietoja kaikilta tutkilta Luostoa lukuun ottamatta. Tutkien välillä havaitaan myös selviä tutkien ominaisuuksista, maantieteestä ja ilmasto-oloista johtuvia eroja. Kuvassa 5.7 on yli 10 dBZ:n havaintojen suhteelliset osuudet eri tutkille etäisyysrenkaista laskettuna. Siinä havaitaan samat ilmiöt kuin jo kuvassa 5.3. Tutkien välillä on kuitenkin jonkin verran eroja. Kuopiossa häiritseviä kaikuja on ilmeisesti vähemmän kuin muilla tutkilla kaikilla etäisyyksillä, mutta varsinkin lähellä tutkaa. Utajärvellä taas varsinkin kauempana tutkasta näyttäisi olevan enemmän ”sadehavaintoja” kuin muilla tutkilla. Lähellä tutkaa Vantaalla ja Ikaalisissa on paljon häiriökaikuja. Keskimäärin kuitenkin etäisyysvälillä 30-80 km tutkamittaukset näyttäisivät olevan parhaimmillaan, ainakin siinä mielessä, että havainnoissa on todennäköisesti vain vähän muita kuin vesipisaroista saatuja kaikuja.



Kuva 5.7 Yli 10 dBZ:n havaintojen osuudet eri tutkille eri etäisyysrenkaista laskettuna. Huomaa, että pystyakseli alkaa 0,04:stä.

Tarkasteltaessa todennäköisyysjakaumia eri tutkille (kuva 5.8) nähdään selvemmin systemaattisia eroja tutkien välillä. Jakaumat ovat hyvin säännöllisiä Utajärveä lukuun ottamatta. Todennäköisyys

havaita suuria intensiteettejä on suurimmillaan Etelä-Suomen tutkilla Vantaalla ja Anjalankoskella. Mentäessä kohti pohjoista todennäköisyys havaita suuria intensiteettejä pienenee. Samoin kuvasta 5.8 nähdään, että eteläisillä tutkilla sadehavaintoja on myös suhteellisesti eniten. Poikkeuksen tekee Utajärvi, jossa todennäköisyys havaita suuria intensiteettejä on suurin vaikka tutka on näistä pohjoisin. Koska myös jakauman muoto poikkeaa näinkin paljon muista tutkista voidaan olettaa, että siellä on jostain syystä liikaa havaintoja suurilla intensiteeteillä. Tähän voi vaikuttaa esim. sattumalta tällä alueella kesinä 2000-2002 esiintyneet todella voimakkaat ukkoset. Kuopiossa todennäköisyys havaita suuria intensiteettejä on pienin. Sitä voidaan selittää seikalla, että alueella on paljon suuria järviä, minkä takia konvektio on kesällä heikompaa kuin suurilla maa-alueilla.

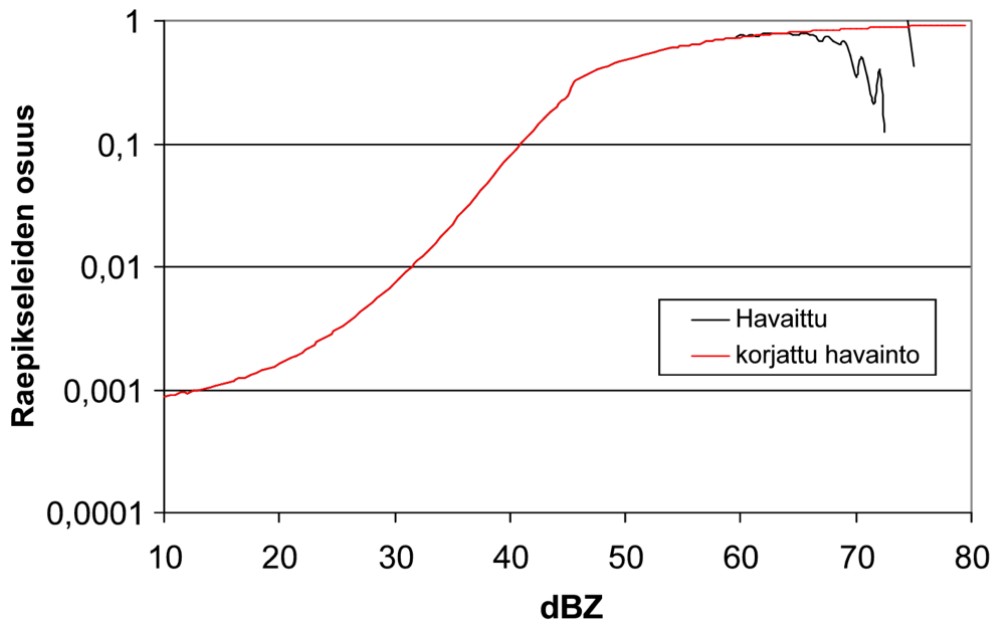


Kuva 5.8 Ekvivalentin tutkaheijastuvuustekijän käänteiskumulatiivisia todennäköisyysjakaumia eri tutkille. Jakaumat ovat yhdistettyjä jakaumia etäisyysväliltä 40-100 km.

5.2.3. Korjausten vaikutus jakaumiin

Merkittävimäksi tuloksiin vaikuttavista virhetekijöistä arvioitiin rakeet. Muita korjauksia ei tässä työssä ole käytetty. Rakeiden vaikutusta saatuihin todennäköisyysjakaumiin arvioitiin käyttämällä kaavasta 3.3 laskettua raetodennäköisyyttä. Laskenta tehtiin käyttämällä hyväksi Hirlam-sääennustusmallista saatuja nollarajoja ja säätutkan mittaamaa kolmiulotteista dBZ-kenttää.

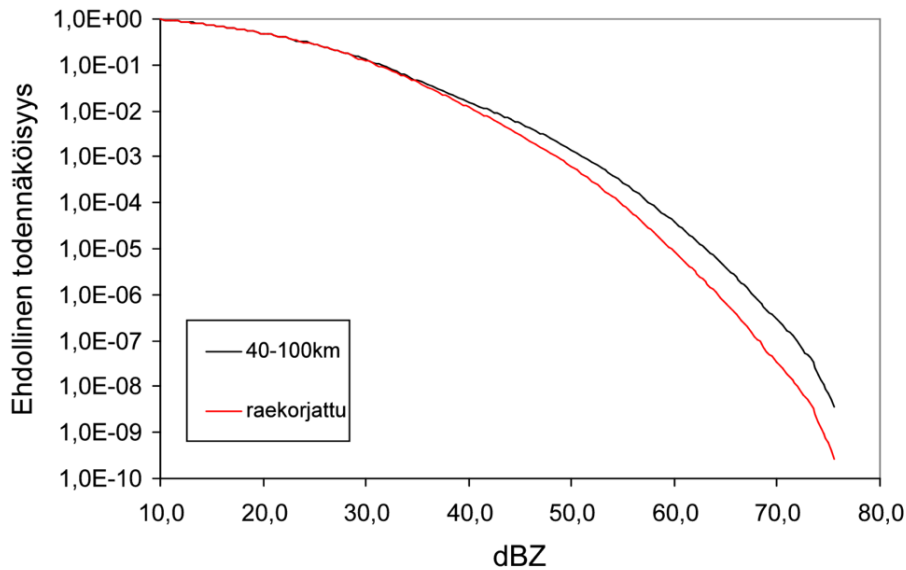
Jokaisen tutkan neljän alimman mittauskulman tiedoista muodostettiin 1000x1000 pikselin hila, johon oli tallennettu suurin korkeus, jolla 45 dBZ ylittyi. Näin kaikilta tutkilta saadut korkeuskentät yhdistettiin yhdeksi 1628x2625 pikselin kentäksi, jossa kunkin pikselin arvoksi valittiin aina suurin korkeus, mikäli kohdalta oli mittauksia useammalla tutkalla. Kaikki pikselihavainnot, joissa estimoitiin rakeita edes jollain positiivisella todennäköisyydellä kaavasta 3.2 tulkittiin raehavainnoksi. Vantaalta, Anjalankoskelta, Ikaalisista, Kuopiosta ja Utajärveltä sadehavaintoja pikseleistä vuosilta 2000-2001 oli kaikkiaan noin 1,5 mrd, joista raehavainnoiksi tulkittiin 11,5 miljoonaa. Kuvassa 5.9 on mustalla käyrällä esitetty raehavaintojen osuus eri dBZ:n arvoilla. Osuus kasvaa dBZ-arvojen kasvaessa ja lähestyy ainakin oletettavasti ykköstä, vaikka hyvin suurilla arvoilla (dBZ > 65) havaittu käyrä alkaa mutkitella epäsäännöllisesti. Tähän on syynä ilmeisesti sattuma; hyvin suurilla dBZ:n arvoilla havaintoja on enää muutamia. Huomattavaa on, että jo pienillä dBZ:n arvoilla on mukana raehavaintoja, mutta selvästi (yli 10 % raehavaintoja) rakeet vaikuttavat vasta yli 40 dBZ:n yläpuolella ja noin 45 dBZ:n kohdalla tapahtuu jonkinlainen pienin hyppäys. Jotta myös suurille dBZ:n arvoille saadaan järkevä raeosuus, on 45-60 dBZ:n välillä raeosuuden käänteisarvoihin tehty eksponenttisovitus ($R^2=0,9926$), josta saatuja raeosuuden arvoja on käytetty 60 dBZ:a suuremmilla arvoilla. Näin saatu korjattu raeosuus on esitetty kuvassa punaisella käyrällä.



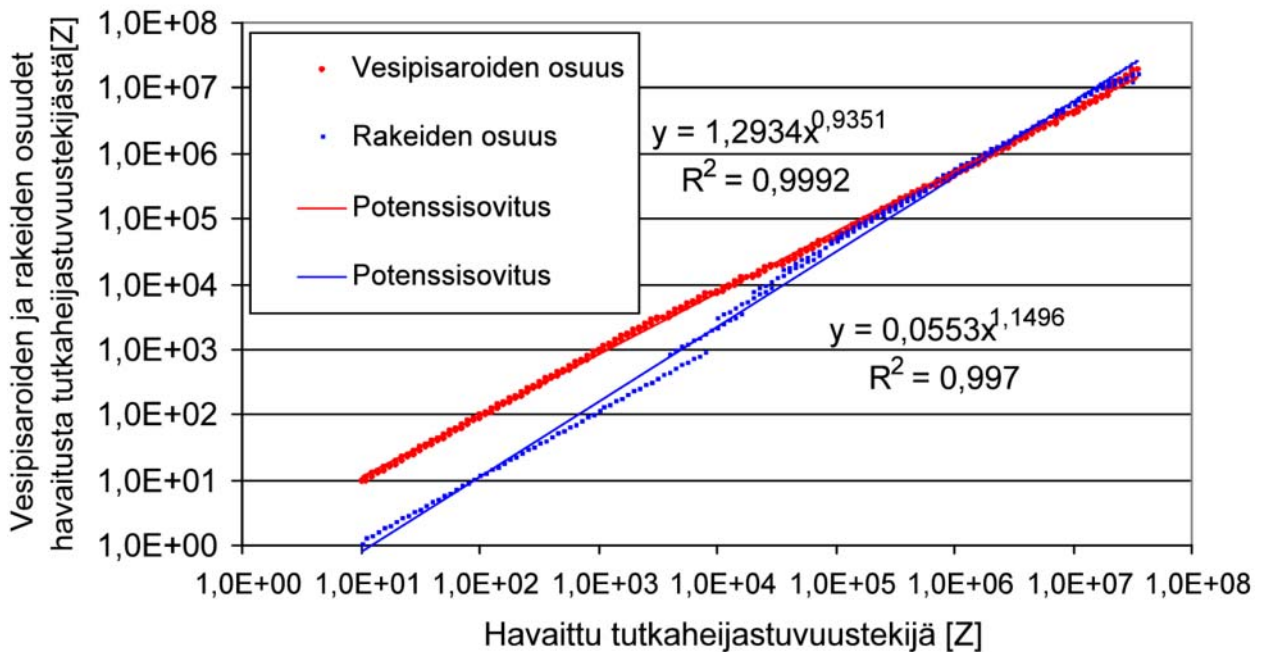
Kuva 5.9 Raehavaintojen osuus kaikista sadehavainnoista. Mustalla on havaittu osuus ja punaisella korjattu jakauma, jossa yli 60 dBZ:n havaintoja on korjattu 45-60 dBZ:n välillä tehdyn eksponenttisovituksen perusteella.

Raealgoritmin tulisi oikein toimiessaan antaa todennäköisyys, jolla vaikutustilavuudessa on rakeita. Nyt käytetyllä menetelmällä edes pienellä todennäköisyydellä olevat raehavainnot on tulkittu raehavainnoksi ja voi olla, ettei vaikutustilavuudessa olekaan rakeita. On myös mahdollista, että on havaintoja, joissa on rakeita, mutta algoritmi ei niitä huomaa. Jos algoritmi tunnistaisi oikein kaikki raehavainnot ja ne poistettaisiin aineistosta, poistuisi siitä samalla hyvin paljon voimakkaita sateita, mikä taas vaikuttaisi sateen intensiteetin todennäköisyysjakaumaan huomattavastikin. Raeongelma on kaiken kaikkiaan laaja, ja algoritmin kykyä kertoa rakeiden todennäköisyys voidaan epäillä. Tulosta tulisikin mielestäni tulkita suuntaa antavana ja siten, että algoritmi poistaa tässä rakeiden vaikutuksen keskimäärin. Siten jäljelle jäävä dBZ:n todennäköisyysjakauma kuvaa vesisateen todennäköisyysjakaumaa. Tulkinnan oikeellisuudesta ei pelkästään tämän perusteella ole takeita.

Kun koko havaintoaineistosta etäisyysväliltä 40-100 km muodostetaan todennäköisyysjakauma ja tehdään siihen raekorjaus kuvan 5.9 punaisen käyrän mukaan, saadaan kuvan 5.10 mukaiset käyrät. Tässä jälleen mustalla on havaittu ja punaisella raekorjattu jakauma. Havaitussa käyrässä näkyy jonkinlainen mutka ylöspäin noin 40 dBZ:n kohdalla, raekorjattu käyrä jatkaa tästä tasaisesti alaspäin. Edellä esitetyn tulkinnan mukaan samalla todennäköisyydellä esiintyvien korjatun ja korjaamattoman dBZ-lukeman erotus kertoo kuinka paljon keskimäärin vaikutustilavuudessa olevat rakeet lisäävät tutkaheijastuvuustekijän arvoa. Näin esimerkiksi 60 dBZ:n havainnossa voisi ajatella vesipisaroiden osuudeksi keskimäärin noin 56,5 dBZ, joilloin rakeiden osuudeksi jäisi noin 57,4 dBZ (eli $10^6 = 10^{5,65} + 10^{5,74}$). Tarkemmin tämä tulos on esitetty kuvassa 5.11, jossa on vesipisaroiden ja rakeiden aiheuttama keskimääräinen tutkaheijastuvuus havaitun tutkaheijastuvuuden (Z_{havaittu}) funktiona. Mielenkiintoista on, että havaintoihin sopii mainiosti potenssisovitus (tai lineaarinen suora). Tulos voi johtua vain raealgoritmista, mutta takana voi olla myös fysiikkaa. Esimerkiksi $Z_{\text{vesi}} = 1,2934Z_{\text{havaittu}}^{0,9351}$ antaa arvion vesipisaroiden aiheuttamasta tutkaheijastuvuustekijästä (Z_{vesi}) keskimäärin, kun on havaittu tutkaheijastuvuustekijän arvo Z_{havaittu} .



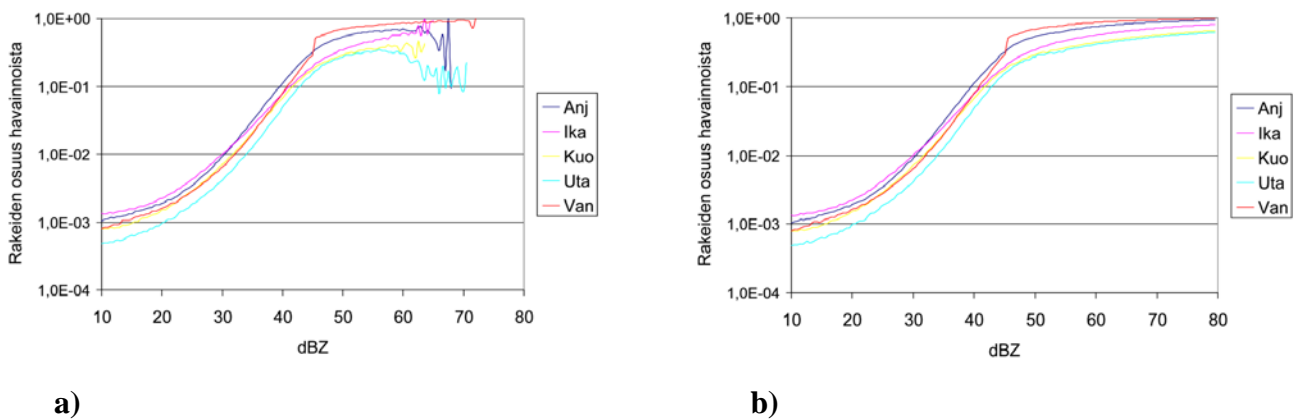
Kuva 5.10 Ehdollinen käänteiskumulatiivinen todennäköisyysjakauma tutkaheijastavuustekijästä mustalla 40-100 km väliltä koko aineistosta, punaisella raekorjattu jakauma. Havaintoja yhteensä noin 4,4 mrd, joista yli 10 dBZ:n havaintoja 6,2 %.



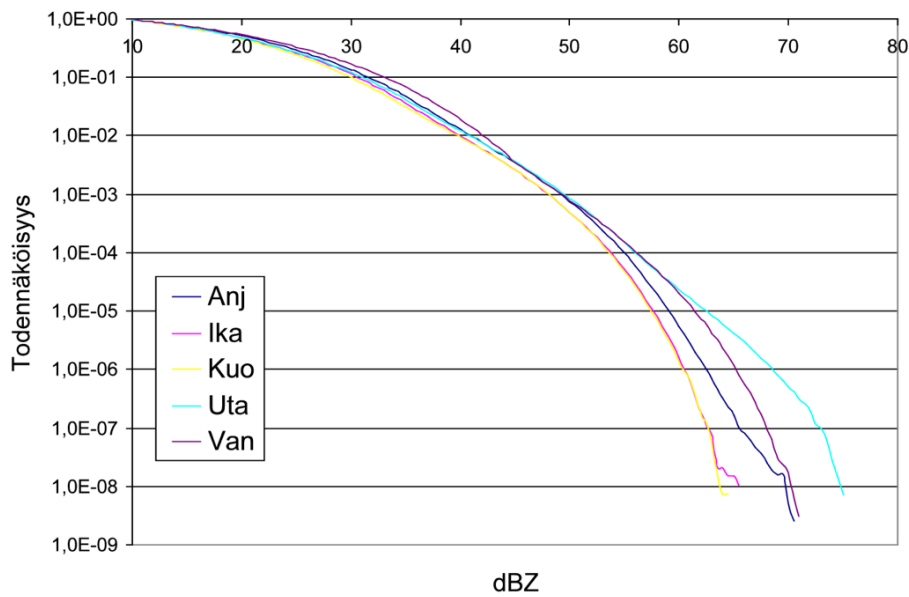
Kuva 5.11 Raekorjatun ja havaitun dBZ-jakauman vertailusta saatu vesipisaroiden ja rakeiden keskimääräinen vaikutus tutkaheijastavuustekijän arvoihin.

Tutkien välillä on raeosuuksissa jonkin verran eroja. Havaitut todennäköisyydet on esitetty kuvassa 5.12 a). Rakeiden osuus näyttäisi pienenevän pohjoiseen mentäessä ainakin suurilla dBZ:n arvoilla.

Tulos on hieman outo, sillä vaikka suurien dBZ:n arvojen todennäköisyys pienenesi pohjoiseen mentäessä, rakeita synnyttävän prosessin voisi ajatella samanlaisiksi kaikkialla ja näin myös rakeiden osuus tulisi pysyä melko lailla vakiona eri dBZ-luokissa koko Suomen alueella. Toisaalta taas voimakkaisiin ukkospilviin liittyvät rakeet voisivat kulkeutua pilven sisäisen dynamiikan kuljettamana myös alueille, joissa sateen intensiteetti on pienempi ja näin rakeiden määrä voisi kasvaa myös pienemmän intensiteetin alueilla, joissa suuria rakeita ei itsessään synny. Vantaan kohdalla käyrässä on jyrkkä nousu noin 45 dBZ:n kohdalla, mutta suurilla arvoilla käyrä etenee varsin säännöllisesti lähestyen ykköstä. Utajärvellä on suurilta intensiteeteiltä suhteellisen paljon havaintoja (vrt. kuva 5.8), mutta raetodennäköisyys alkaa poukkoilla jo noin 55 dBZ:n kohdalla. Luostoa ei ole kuvassa esitetty, mutta siellä osuudet ovat jostain syystä vain noin kymmenes osa muilla tutkilla mitatuista osuuksista. Kuvaan 5.12 b) on korjattu jakaumia samalla periaatteella kuin edellä yli 55 dBZ:n havaintojen osalta. Eksponenttisovitus on nyt tehty välille 45-55 dBZ, r^2 -arvot ovat kaikissa sovituksissa suurempia kuin 0,965. Raekorjatut jakaumat väliltä 40-100 km näkyvät kuvassa 5.13 (vrt. kuva 5.8). Eri tutkien väliset erot tasoittuvat keskisuurilla intensiteeteillä korjaamattomaan tilanteeseen verrattuna, mutta edelleen Etelä-Suomessa havaitaan suuria dBZ-arvoja suuremmalla todennäköisyydellä kuin Pohjois-Suomessa. Vantaalla arvot korjaantuvat ilmeisesti liikaa noin 45 dBZ:n kohdalla, jossa näkyi myös raeosuudessa muista käyristä poikkeava muoto. Algoritmi tuntuu olevan Vantaan kohdalla jollain tavalla turhan herkkä raetodennäköisyyden laskennassa käytetylle 45 dBZ:n rajalle.



Kuva 5.12 Raehavaintojen osuudet eri tutkilla. Vasemmalla a) havaitut arvot, oikealla b) suurien dBZ-arvojen osuuksia on korjattu eksponenttisovituksien avulla.



Kuva 5.13 Raekorjatut tutkaheijastavuustekijän ehdolliset todennäköisyysjakaumat eri tutkille 40-100 km etäisyysrenkaista.

5.3. Hetkellisen aluesadannan intensiteetin todennäköisyysjakaumia

5.3.1. $R(Z)$ -muunnokset

Muunnettaessa yksittäistä tutkaheijastavuustekijän arvoa sateen intensiteetiksi tulee pitää mielessä miten pisarakokojakaumasta riippuen yhtä Z_e :n arvoa voi vastata useampikin R :n arvo. Sen sijaan kun muunnetaan suurta jakauma-aineistoa voidaan käyttää yhtä $R(Z)$ -muunnosta. Koska tässä aineistossa ei ole eroteltu konvektiivisia sateita jatkuvista sateista, on $R(Z)$ -muunnokseksi valittu Döllingin et al. (1998) tutkimuksen mukaan $Z=250R^{1.5}$. Tämä riippuvuus on saatu suuresta Saksasta mitatusta aineistosta ja siten sen voisi olettaa sopivan hyvin myös Suomen oloihin. Toisena menetelmänä pyrittiin muodostamaan sademittari-tutkavertailun avulla WPMM-menetelmällä kokeellinen $R(Z)$ -muunnos. Tietoja vertailupaikoilta on esitetty taulukossa 5.1.

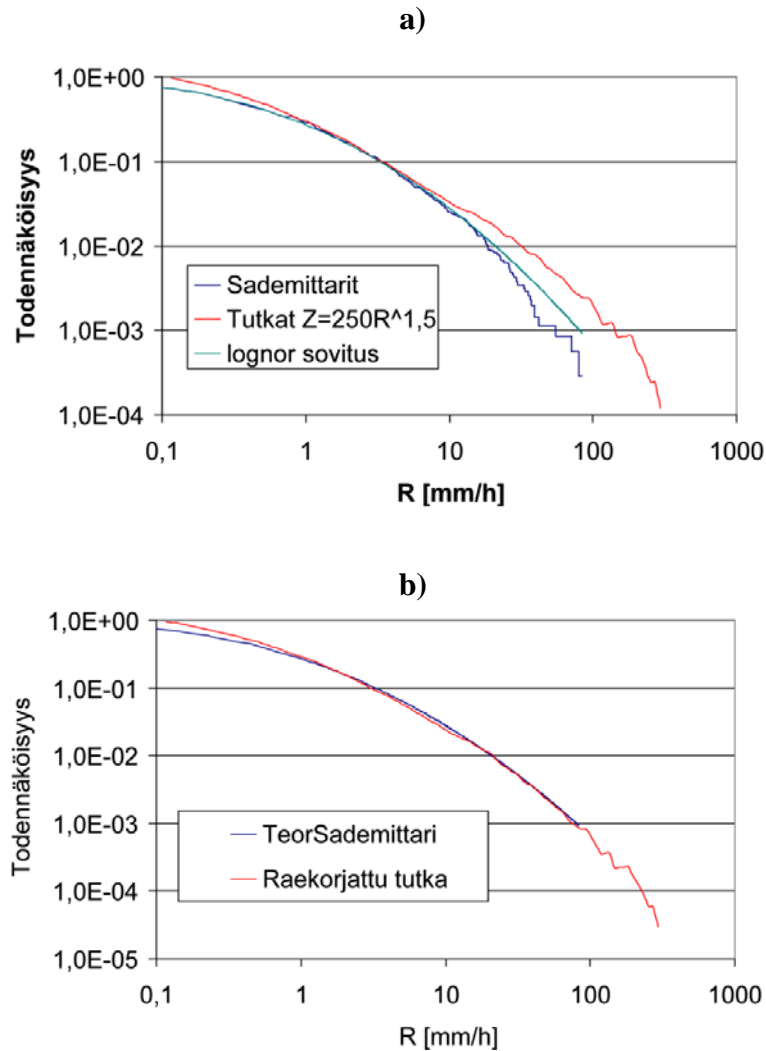
Taulukko 5.1 Tietoja tutka-sademittarivertailun paikoilta.

	Helsinki Harmaja	Kuopio lentokenttä	Oulu Vihreäsaari
Sademittari havainnot	19137	19754	19262
Sadehavainnot sademittarilla	983	1267	1263
Sadehavaintojen osuus	0,051	0,064	0,066
Tutkahavainnot	26263	25321	25967
Yli 10 dBZ:n tutkahavainnot	4786	1105	2427
Yli 10 dBZ:n havaintojen osuus	0,182	0,044	0,093
Mittaustutka	Vantaa	Kuopio	Utajärvi
Etäisyys tutkasta [km]	20,0	27,2	50,9
Tutkakeilan korkeus [m]	349	475	888

Vertailupaikoista ainakin Harmajalla näyttäisi olevan paljon häiritseviä tutkakaikuja, koska sademittarilla mitattuna sadehavaintojen osuus on noin 5 %, mutta tutkalla noin 18 %. Ilmeisesti merikaiut ja laivat sotkevat mittausta. Tätä tukevat myös kuvan 5.7 tulokset, ilmeisesti häiriökaiut ovat pääasiassa pieniä dBZ:n arvoja. Kuopiossa on todennäköisesti vain vähän tutkamittauksia häiritseviä kaikuja, mutta silti 10 dBZ-yksikköä ylittäviä havainnot on selvästi vähemmän mitä sademittarin sadehavainnot. Tämä kertonee saderajan (10 dBZ) mielivaltaisuudesta. Kaiken kaikkiaan vertailupaikat eivät ole parhaita mahdollisia, mutta parempaa aineistoa ei tähän tutkimukseen Suomesta ollut saatavilla.

Muuntamalla sademittareiden päältä havaittu dBZ:n jakauma sateen intensiteetin jakaumaksi muunnoksella $Z=250R^{1,5}$ saadaan vertailtua sademittarin havaitsemaa sateen intensiteettiä ja tutkan mittaamaa tutkaheijastuvuustekijää. Tutkaheijastuvuuden arvo on laskettu keskiarvona noin 5 km x 5 km kokoiselta alalta, jotta se saataisiin vastaamaan maanpinnalla mitattua 10 minuutin intensiteettiä (Zawadzki, 1975). Kuvassa 5.14 on esitetty näin saadut intensiteettijakaumat, kun kaikkien vertailupaikkojen tiedot on yhdistetty, kuvassa on myös sademittarihavaintoihin sovitettu lognormaalijakauma. Tästä kuvasta huomataan kuinka tutka ilmeisesti mittaa liian suuria arvoja suurilla intensiteeteillä, pääsyynä tähän lienevät rakeet. Mutta muutokset pisarakokojakaumissa ja sitä myötä R(Z)-muunnoksissa voivat myös vaikuttaa tulokseen. Pienillä intensiteeteillä tutkamittauksissa on todennäköisesti jonkin verran häiriökaikuja mukana, mikä lisää todennäköisyyttä havaita niitä. Samoin sinänsä mielivaltainen 10 dBZ:n raja voi vaikuttaa tähän tulokseen. Myöskään FD12P:n mittauseräominaisuudet eivät ole parhaimmillaan pienissä, eivätkä toisaalta suurissa intensiteeteissä. Keskimääräinen R(Z)-muunnos toimii luultavasti hyvin aineistossa, joka on näinkin suuri (77515 tutkahavaintoa noin 25 km² kokoiselta alueelta). Kun tutkahavainnoista poistetaan rakeet kuvan 5.9 mukaisesti ja verrataan tulosta sademittariaineistoon

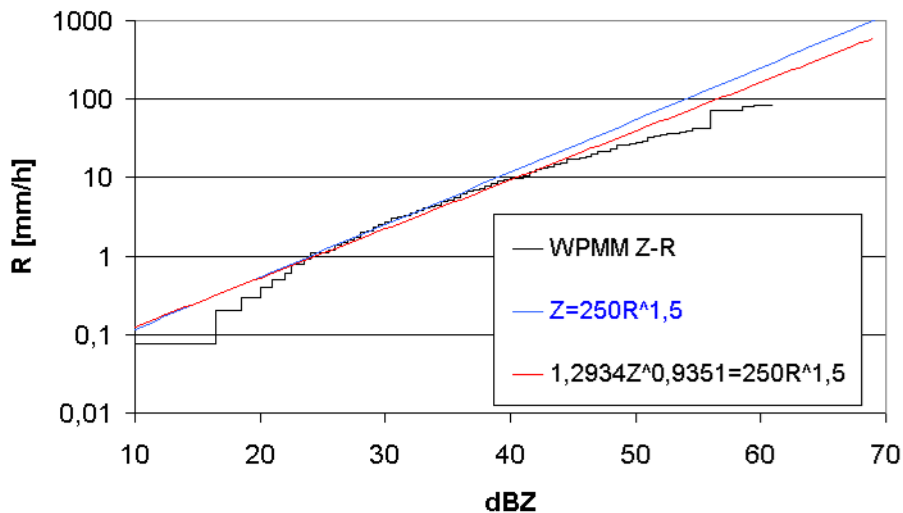
sovitettuun lognormaalijakaumaan, on yhteensopivuus pieniä intensiteettejä lukuun ottamatta erinomainen. Mikäli lognormaalijakauma todella kuvaa sateen intensiteettiä ja sen sovitus sademittariaineistoon on hyvä, voidaan tulosta pitää osoituksena raealgoritmin tulkinnan toimivuudesta ainakin keskimääräisessä mielessä. Mikäli taas mittaustulos on oikea, ei raealgoritmi korjaa tarpeeksi jakaumaa ainakaan tässä tapauksessa.



Kuva 5.14 Ylhäällä a) sademittareilla mitattu 10 minuutin sateen intensiteetin todennäköisyysjakauma, näihin mittauksiin tehty lognormaalisovitus sekä tutkamittauksista $Z=250R^{1,5}$ muunnoksella saatu sateen intensiteetin jakauma. Alhaalla b) tutkamittauksista saatu raekorjattu jakauma, sademittariaineistona on käytetty havaintojen sijasta niihin sovitettua lognormaalijakaumaa.

Yhdistämällä sademittarin mitaamat sateen intensiteetin ja tutkan sademittarin päältä mitaaman dBZ:n samoja todennäköisyyksiä vastaavat arvot saadaan WPMM-menetelmällä määritelty $R(Z)$ -

muunnos. Tämä on esitetty kuvassa 5.15 sademittariaineistolle ja tutkalle. Kuvaan on piirretty myös R(Z)-muunnos $Z=250R^{1,5}$ sekä muunnos $1,2934Z^{0,9351}=250R^{1,5}$, jossa on hyödynnetty raekorjauksesta saatua tietoa keskimääräisestä vesipisaroiden osuudesta havaitusta tutkaheijastuvuustekijästä. Kuvassa näkyvät samat piirteet kuin jo kuvassa 5.14 a): WPMM-muunnos poikkeaa kiinteästä muunnoksesta pienillä ja suurilla arvoilla, mutta välillä 25-40 dBZ ($\approx 1-10$ mm/h) muunnokset ovat hyvin samansuuntaisia. Pienillä intensiteeteillä näkyy selkeästi sademittarin erittelytarkkuuden riittämättömyys; 0,1 mm/h havaintoja on paljon, koska suuri osa sateista on heikkoja (vrt. kuva 2.3, käyrä E4).

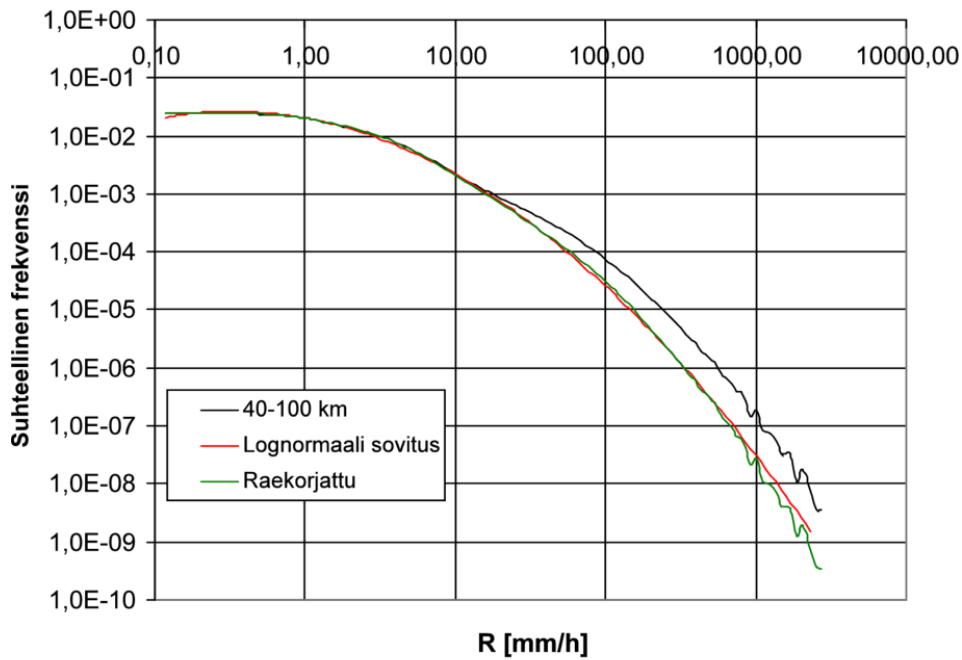


Kuva 5.15 WPMM-menetelmällä saatu R(Z)-muunnos mustalla. Punaisella piirretyssä käyrässä on hyödynnetty kuvan 5.11 potenssisovitus raekorjaukseksi. Sinisellä on muunnos $Z=250R^{1,5}$.

Havaintoaineistot ovat kaiken kaikkiaan jonkin verran epäluotettavia, koska sekä sademittarissa että tutkassa on omat virheensä. Tosin tällaisessa suuressa jakaumatarkastelussa satunnaisvirheet tasoittuvat. Mikäli sademittarihavainnot oletetaan oikeiksi - pienillä ja suurilla intensiteeteillä ne eivät varmasti sitä ole - vertailussa virhettä voi aiheuttaa edelleen tutkan hetkellisestä sadannan aluemittauksesta tehty muunnos pistesadannaksi. Nyt muunnos perustuu Zawadzkin (1975) laskemaan kertoimeen sekä oletukseen, että satava alue liikkuu keskimäärin nopeudella 10 m/s. Tulokset tuntuvat kuitenkin järkevältä. Pienillä intensiteeteillä on tulosten oikeellisuuden arviointi kuitenkin hyvin vaikeaa, koska sekä tutka- että sademittarimittaukset ovat siellä hyvin tulkinnanvaraisia. WPMM-menetelmällä saatua R(Z)-muunnosta voidaan käyttää korjaamattomaan tutkatietoon ja sen voisi olettaa korjaavan tutkamittauksen mm. rakeista aiheutuvaa virhettä, verrattuna muotoa $Z=AR^B$ olevaan muunnokseen. Koska mittaukset ovat epäluotettavia varsinkin suurilla intensiteeteillä paremman tuloksen antaa muunnos $Z=250R^{1,5}$ ja suoraan mittausaineiston

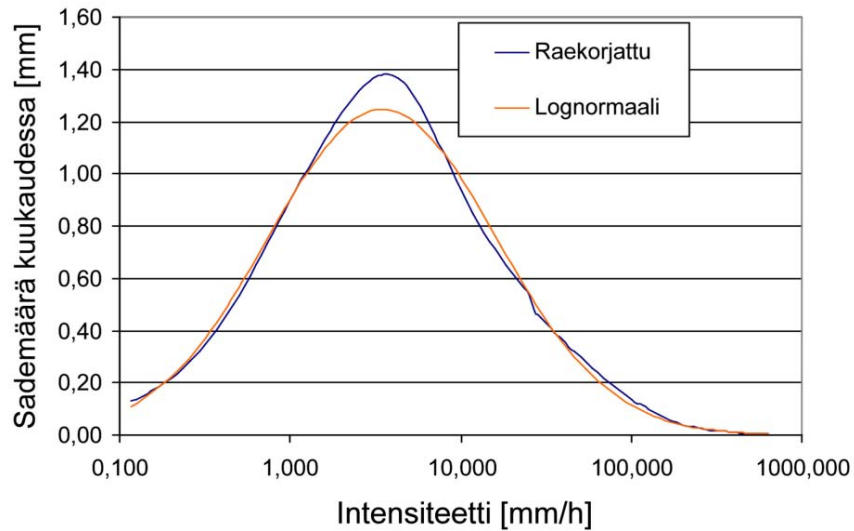
pohjalta tehty raekorjaus. Raekorjaukseen tehty potenssisovitus voisi tulla kysymyksen operatiivisessa käytössä. Mikäli sekä tutka- että sademittarimittaukset olisivat täysin virheettömiä, tutkan vaikutustilavuudessa vain vesipisaroita ja muunnos tutkan hetkellisestä aluesadannan mittauksesta pistesadannan mittaukseen oikea, saataisiin WPMM-menetelmällä esiin pisarakokojakaumien muutoksista aiheutuvat liukuvat R(Z)-muunnokset. Edellä olevissa tuloksessa on mukana myös mittausvirheet, kuten rakeet, maakaiut, linnut, sademittarin virheet, eikä pisarakokojakaumien vaikutuksesta pysty tekemään johtopäätöksiä.

Kuten jo aikaisemminkin on tullut ilmi sateen intensiteetin todennäköisyysjakaumaksi on ehdotettu lognormaalijakaumaa (mm. Kedem et al., 1994). Tutkahavainnoista lasketuista sateen intensiteetin arvoista voidaan estimoida lognormaalijakauman parametrit. Tämä on kuitenkin hyvinkin hankalaa, koska korjaamattomassa aineistossa oli mukana vain 10 dBZ:ä suuremmat arvot ja täten kaikki pienet (kaikkiaan useita kymmeniä prosentteja, vrt. kuvan 2.3 jakauma E_4) sadehavainnot puuttuvat aineistosta. Koska voidaan olettaa, että rakeiden takia suuret intensiteetin arvot ovat liian suuria, saadaan keskihajonnalle liian suuri estimaatti, vaikka keskiarvo pystyttäisiinkin arvioimaan esim. moodin tai mediaanin avulla. Koska tutka-aineisto on valtava, yli 10 miljardia havaintoa, ja siten edustaa enemmänkin perusjoukkoa kuin niinkään otosta, ei ole muutenkaan tarpeellista pyrkiä estimoimaan siitä jonkin oletetun jakauman parametreja, josta se olisi peräisin. Sen sijaan teoreettista jakaumaa voidaan tässä yhdessä käyttää arvioimaan korjaamattomaan dataan mahdollisesti sisältyviä virheitä. Koska voidaan sademittarivertailun pohjalta olettaa, että korjaamaton tutka-aineisto on luotettavaa välillä 1-10 mm/h, sovitetaan siihen lognormaalijakauma, joka on mahdollisimman hyvässä sopuvuudessa sen kanssa tällä välillä. Kuvassa 5.16 on esitetty 40-100 km:n väliltä säätutkien mittaama raakadata, siihen sovitettu teoreettinen jakauma, sekä raekorjattu jakauma. Sovituksessa on käytetty hyväksi sademittarilla arvioitua keskiarvoa 0,34, ja varianssi $(1,54 \text{ mm/h})^2$ on saatu kuten sademittarisovituksessa, minimoimalla χ^2 -testisuureen arvo välillä 1-10 mm/h. Käytetty keskiarvo saattaa olla liian pieni, koska sademittarivertailussa dBZ oli laskettu keskiarvona 25 km^2 :n alalta, nyt vain noin $0,5 \text{ km}^2$:n alalta. Merkittävämpää jakauman muodon kannalta on, että varianssi on mahdollisimman lähellä oikeaa.



Kuva 5.16 Mustalla 40-100 km:n etäisyysrenkaasta muunnoksella $Z=250R^{1,5}$ laskettu sateen intensiteetin suhteellinen frekvenssi, punaisella siihen tehty lognormaalijakauman sovitus ja vihreällä raekorjattu frekvenssi.

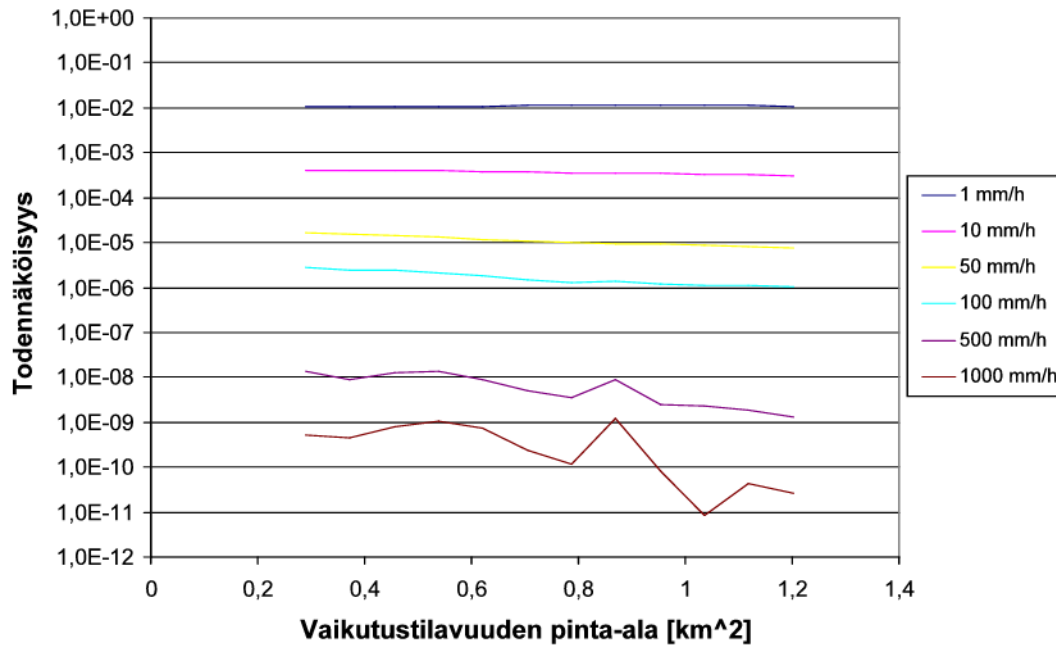
Kuvasta 5.16 voidaan havaita, että sovitettu teoreettinen jakauma ja raekorjattu jakauma antavat hyvin saman suuntaisen tuloksen suuriin intensiteetteihin saakka. Hyvin suurilla intensiteeteillä (>500 mm/h \approx 65 dBZ) tuloksissa on jo jonkin verran epävarmuutta. Sademittarivertailussa havaittiin jo raealgoritmin toimivuus pienemmillä dBZ:n arvoilla (< 53 dBZ \approx 90 mm/h). Vaikka teoreettinen jakauma onkin sovitettu hieman tarkoitushakuisesti ja sen parametrien tarkka estimointi on lähes mahdotonta, tukee sen antama tulos vakuuttavasti raekorjausta. Tästä eteenpäin laskettaessa sateen intensiteettiä tutkatiedosta käytetään raekorjausta ja muunnosta $Z=250R^{1,5}$ tai tulosta tukevaa lognormaalijakauman sovitusta. Toinen mahdollisuus olisi WPMM-menetelmällä saatu liukuva $R(Z)$ -muunnos, mutta vertailuaineiston heikon laadun takia se ei tässä tapauksessa onnistu. Kuvan 5.16 jakaumien tiedot voidaan muuttaa sademääräksi (oletetaan että intensiteetti pysyy vakiona 15 minuutin ajan), jolloin saadaan keskimääräiseksi kesäkuukauden sademääräksi raekorjatusta frekvenssijakaumasta 63,1 mm ja teoreettisesta 61,8 mm, korjaamaton aineisto antaa tulokseksi 70,9 mm. Eri intensiteettiluokkien vaikutusta kokonaissademäärään on havainnollistettu kuvassa 5.17, eniten sademäärin vaikuttavat näiden mittauksen mukaan välillä 0,5-50 mm/h olevat intensiteetit. Mitattaessa kokonaissademääriä onkin tärkeää saada luotettavaa tietoa tältä väliltä.



Kuva 5.17 Frekvensijakaumista (kuva 5.16) laskettu eri intensiteettiluokkien vaikutus keskimääräiseen kuukausisademäärään kesäkuukausina.

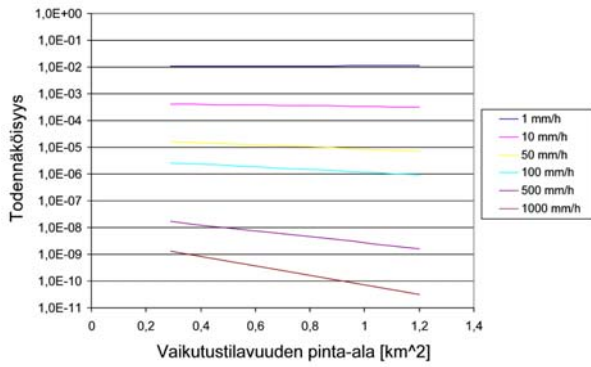
5.3.2. Jakaumia alueen koon mukaan luokiteltuna

Tutka mittaa hetkellistä aluesadantaa yhä suuremmalta alueelta mitä kauemmaksi tutkasta mennään. Edellä olevan tarkastelun perusteella voidaan tutkatietoa käyttää kesällä ilman huomattavaa korjausta 30 km:n etäisyydestä eteenpäin ainakin 80 km:n kohdalle saakka, mutta melko luotettavaa tieto on aina 150 km:iin saakka. Etäisyydellä 35 km IL:n tutkien vaikutustilavuuden pinta-ala on noin $0,29 \text{ km}^2$, 75 km:n kohdalla noin $0,62 \text{ km}^2$ ja 145 km:n kohdalla noin $1,20 \text{ km}^2$. Kuvassa 5.6 oli jo esitetty kuinka dBZ:n jakauma käyttäytyi kun mentiin kauemmaksi tutkasta eli kun mittauspinta-alaa kasvatettiin. Jos raaka-aineistolle tehdään muunnos $R=250Z^{1,5}$ ja tämän jälkeen raekorjaus saadaan kuvaa 5.6 vastaava kuva 5.18, mutta nyt sateen intensiteetille. Kuvassa pystyakselilla oleva todennäköisyys kertoo, kuinka monta sekuntia kesäpäivänä sataisi intensiteetillä, joka on suurempi kuin vaaka-akselilla oleva intensiteetin arvo. Kesällä vuorokaudessa sataa tutkahavaintojen mukaan keskimäärin noin puolitoista tuntia, joista esimerkiksi noin yhden neliökilometrin pinta-alalla sateen intensiteetti ylittää 100 mm/h 0,1 sekunnin ajan. Kuvasta huomataan kuinka todennäköisyys havaita suuria intensiteettejä pienenee mittauspinta-alan kasvaessa. Suurilla intensiteeteillä käyrät ovat hyppiviä, mutta niissäkin näkyy trendi.

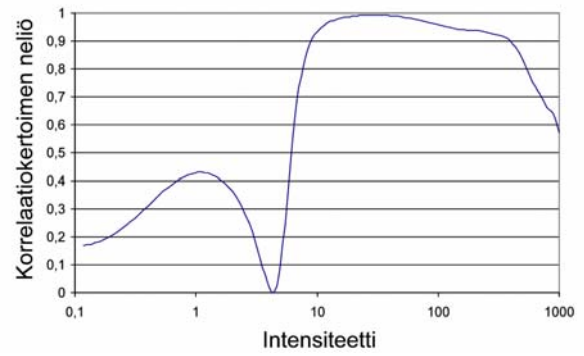


Kuva 5.18 Todennäköisyyksiä, että sateen intensiteetti ylittää luokkarajan muutamille intensiteetti luokille raekorjatusta aineistosta mittauspinta-alan funktiona.

Kuvassa 5.18 olevat käyrät ovat logaritmisella todennäköisyysasteikolla likimain suoria, ja siksi sovitinkin havaintoihin eksponenttisen regressiomallin ja sain kuvan 5.19 a) mukaiset käyrät. Kuvassa 5.19 b) on mallin korrelaatiokertoimien neliöt. Yhteensopivuus on erinomainen välillä 10-100 mm/h, noin 4,5 mm/h kohdalla oleva kuoppa löytyy ilmeisesti kohdasta, jossa kaikilla pinta-aloilla näyttäisi olevan sama todennäköisyys. Tämä ei tietenkään voi todellisuudessa pitää paikkaansa, vaan tässä käytetyt pinta-alat ovat vain niin toistensa kokoisia, etteivät erot todennäköisyyksissä vielä näy. Mallin hyvä yhteensopivuus havaintojen kanssa antaa uskallusta myös ekstrapoloida todennäköisyyksiä pienemmille ja suuremmille pinta-aloille mitä havaintoaineistossa oli. Kuvassa 5.20 ovat näin muodostetut jakaumat muutamille pinta-aloille. Pinta-alan 1,2 km² kohdalla havaittu ja regressiomalli sopivat hyvin yhteen, sen sijaan 10 km²:n pinta-alalle regressiomallilla saatu jakauma on jo hyvin uskalias. Pinta-alan kasvun vaikutusta tulisikin tutkia perusteellisemmin esim. yhdistämällä useita vierekkäisiä vaikutustilavuuksia suuremmiksi pinta-aloiksi. Nyt tehtyyn tarkasteluun sisältyy monia ongelmia, joita on esitelty jo aiemmin. Mielenkiintoinen teoreettinen tapaus saadaan kun asetetaan pinta-alaksi nolla, jolloin saadaan arvio mikä on hetkellisen sateen intensiteetin todennäköisyysjakauma mielivaltaisen pienessä pisteessä. Tämä käyrä näyttäisikin olevan melko odotetun kaltainen ja kauniisti kaartuva.

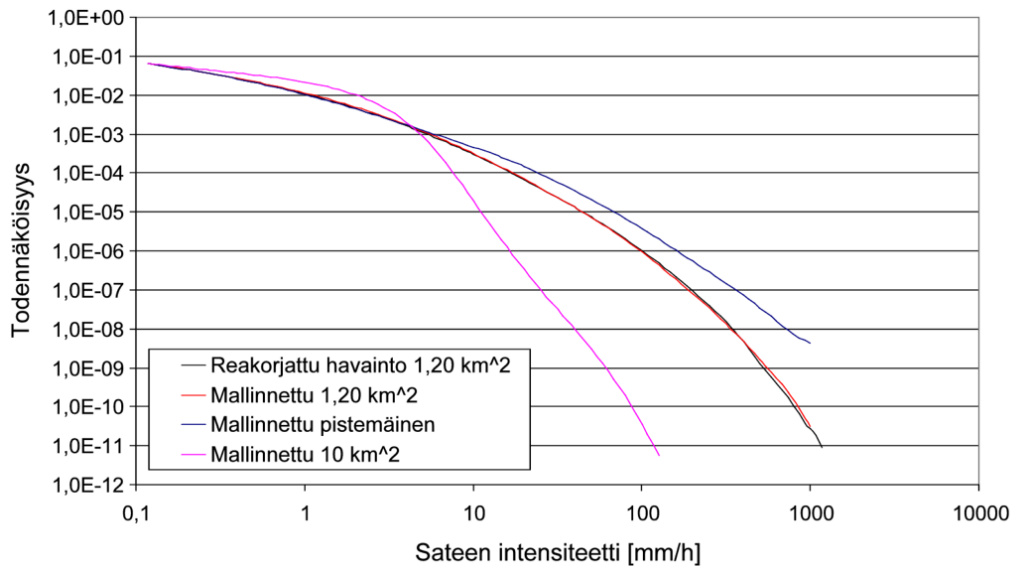


a)



b)

Kuva 5.19 Vasemmalla a) kuvan 5.18 havaintoihin sovitettu eksponenttimalli. Oikealla b) havaintojen ja eksponenttimallin yhteensopivuus (r^2) eri intensiteetin arvoille.



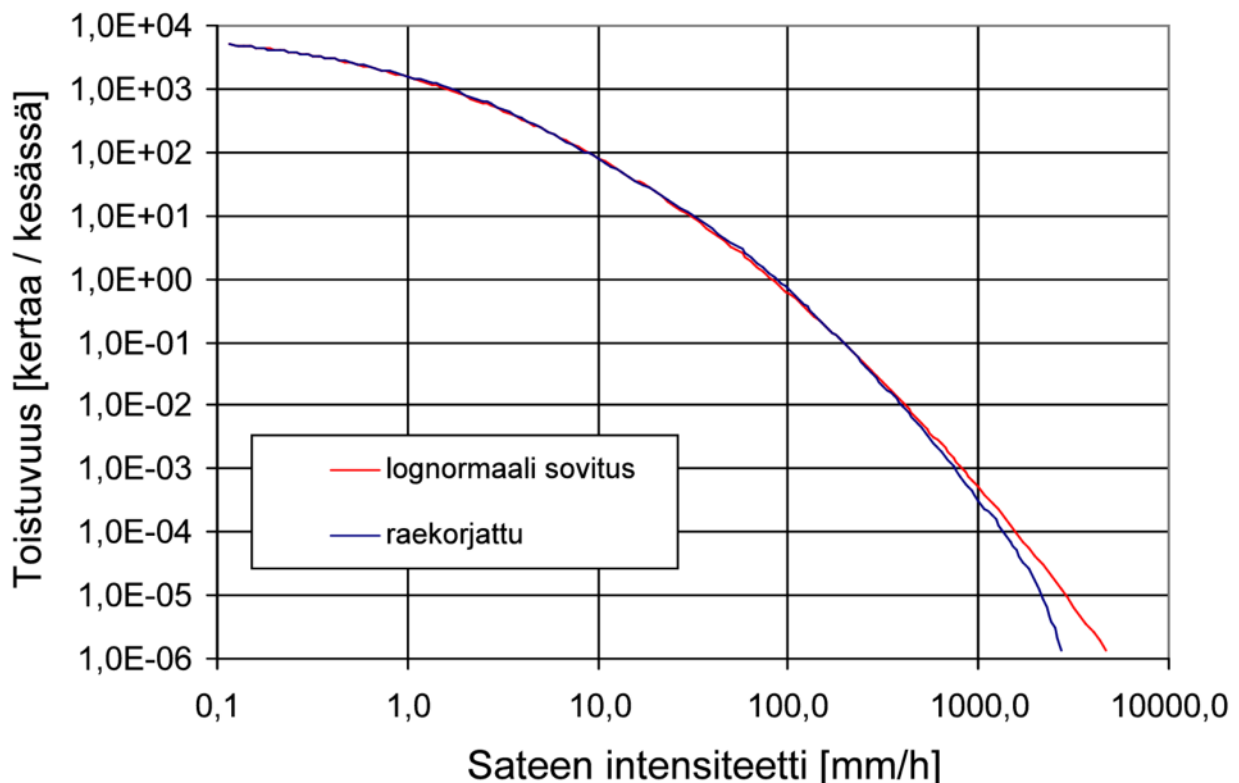
Kuva 5.20 Tutkan mittaama hetkellinen sateen intensiteetti raekorjatusta aineistosta mustalla 1,2 km²:n kokoiselle alueelle, sekä regressiomallin antamia todennäköisyyksiä muutamille pinta-aloille. Käyrät kertovat todennäköisyyden, että havaitaan vaaka-akselilla olevaa intensiteettiä suurempi arvo.

5.4. Pistesadannan intensiteetin todennäköisyysjakaumia

5.4.1. Hetkellisestä aluesadannasta pistesadantaan

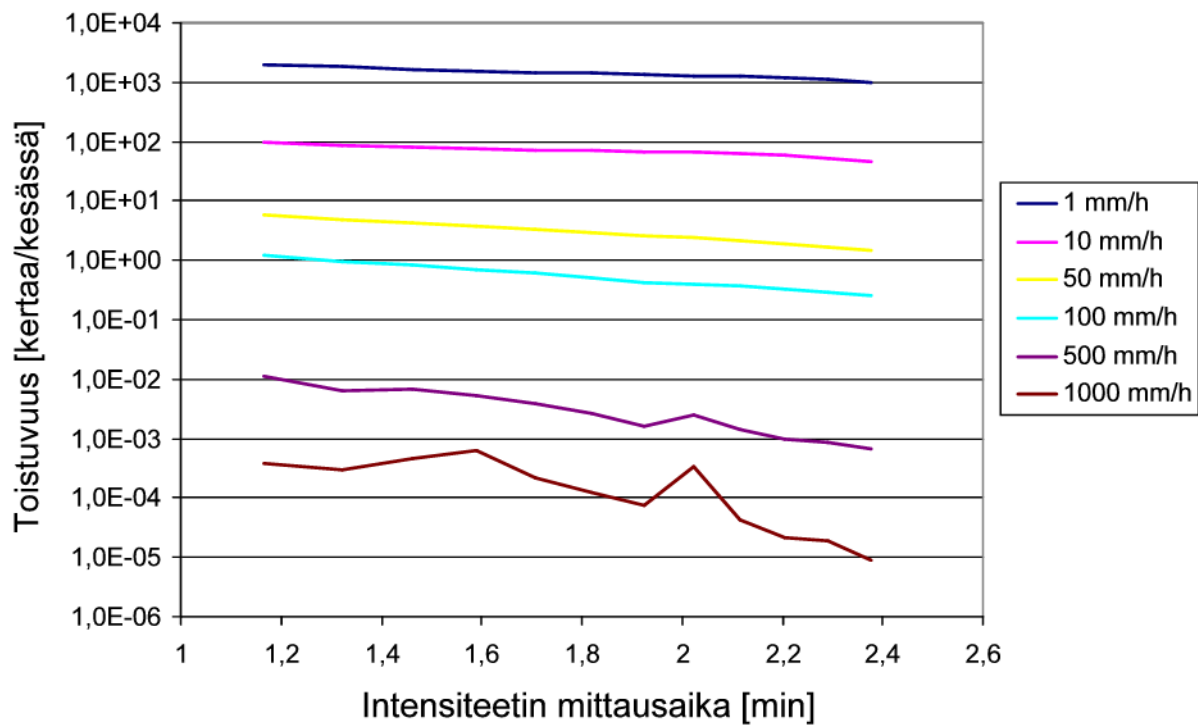
Muodostetut hetkellisen aluesadannan intensiteetin todennäköisyysjakaumat voidaan muuttaa vastaamaan maanpinnalla mitattua pistesadantaa käyttämällä jo aiemmin kappaleessa 3.3.3

esitettyjä oletuksia. Sademittarivertailussa huomattiin, että oletukset näyttivät toimivan varsin hyvin. Kuvassa 5.21 on 40-100 km etäisyysrenkaista yhdistetystä säätutkatiedosta muodostettu raekorjattu pistesadannan käänteiskumulatiivinen todennäköisyysjakauma, sekä korjaamattomiin havaintoihin sovitettu lognormaalijakauma. Tällä välillä vaikutustilavuuden pinta-alan keskiarvo on noin 0,5 km², joka voidaan samaistaa noin 1,5 minuutin intensiteettimittaukseen yksittäisessä pisteessä maanpinnalla. Todennäköisyytenä on nyt toistuvuutena kertaa kesän aikana. Tähän todennäköisyyteen on päästy kun ajatellaan, että kesässä on 90 päivää (kesä-, heinä- ja elokuu) ja näin 86400 1,5 minuutin jaksoa ja käytetään hyväksi tutkahavainnoista saatua tulosta, että kesällä sataa keskimäärin noin 6,17 % ajasta. Mukana on yhteensä 4 436 724 505 havaintoa koko Suomen alueelta Lappia lukuun ottamatta. Vastaavan aineiston kerääminen sadalla sademittarilla veisi yli 500 vuotta. Raekorjaus ja lognormaalisovitus poikkeavat hieman hyvin suurilla intensiteeteillä. Kuvasta voidaan lukea, että 1,5 minuutin pistemittauksessa maanpinnalla havaitaan noin kerran kesässä arvo 100 mm/h, noin kerran kymmenessä vuodessa arvo 200 mm/h ja noin kerran sadassa vuodessa arvo 400 mm/h. Nämä ensimmäiset tulokset ovat suuruusluokaltaan samoja verrattuna Kuusiston (1980) tekemiin tutkimuksiin.



Kuva 5.21 40-100 km etäisyyksiltä kaikilla tutkilla Luostoa lukuun ottamatta mitattu todennäköisyysjakauma, joka voidaan samaistaa noin 1,5 minuutin sateen intensiteetin pistemittaukseen maanpinnalla.

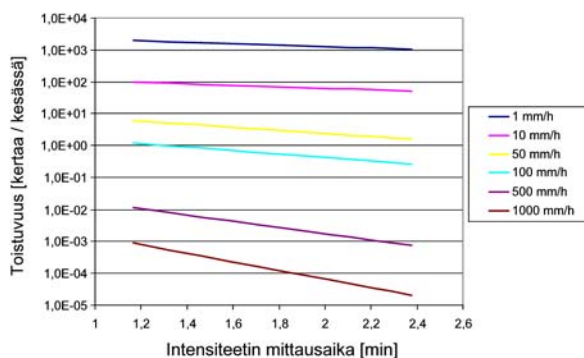
Tarkemmin mittausajan vaikutusta on tutkittu muodostamalla kuvan 5.18 kaltainen kuva 5.22, mutta nyt on tehty muunnos pistesadannan intensiteettimittaukseen. Todennäköisyytenä on jälleen kertaa kesässä. Mukana on tietoja 30-150 km:n etäisyysväliltä. Etäisyydeltä 35 km tehty tutkamittaus vaikutustilavuudesta käytetyillä tutkilla (ei Luostoa) samaistuu noin 1,2 minuutin pisteintensiteetin mittaukseen ja 145 km etäisyydeltä tehty mittaus noin 2,4 minuutin. Kuvassa havaitaan samat piirteet kuin jo kuvassa 5.18. Nyt kuvan tulkinta on kuitenkin selvä ja helposti mielletävissä verrattuna hetkelliseen aluesadannan intensiteettiin. Esiintymistodennäköisyys näyttäisi pienevän melko voimakkaasti pistemittausajan kasvaessa. Muunnoksen takana olevat oletukset näyttivät toimivan sademittarivertailussa ja tämäkin tulos on järkevä. Mutta kuten aikaisemmin on jo pohdittu, voivat tähän tulokseen vaikuttaa myös säätutkamittauksen ongelmat, kuten vaimeneminen. Lisäksi raekorjaus saattaa olla erilainen eri etäisyysrenkaille, ja näin käytetty keskimääräinen korjaus saattaa vääristää tuloksia varsinkin suurilla intensiteeteillä.



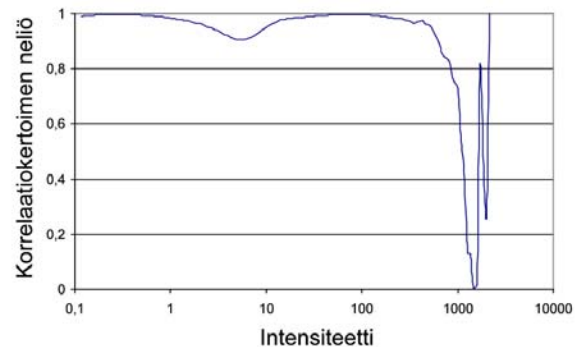
Kuva 5.22 Eri etäisyysvyöhykkeistä pisteintensiteetin mittausajaksi muunnetut esiintymistodennäköisyydet muutamille intensiteettiluokille. Etäisyydellä 35 km tehty tutkamittaus samaistuu noin 1,2 minuutin pisteintensiteetin mittaukseen ja 145 km:n päässä tehty noin 2,4 minuutin pistemittaukseen.

Sovitin myös edellisiin tuloksiin eksponentiaalisen regressiomallin. Kun todennäköisyytenä käytettiin esiintymiskertoja kesää kohden, malli toimi hyvin aivan suurimpia intensiteettejä lukuun ottamatta. Kuvassa 5.23 ovat sovitetut käyrät kuvaan 5.22 ja korrelaatiokertoimen neliö r^2 .

Ekstrapoloin jälleen teoreettisen jakauman hetkelliselle pistesadannan intensiteetille. Kuvassa 5.24 on myös mallin antamia todennäköisyysjakaumia muutamille muille intensiteetin mittausajoille. Esim. kahden minuutin intensiteeteissä, joka on interpoloitu arvo, kerran 50 vuodessa havaitaan noin arvo 260 mm/h, vrt. Kuusisto (1980). Kuvista huomaa pienen kuprun noin 5-7 mm/h kohdalla, eikä mallin perusteella muutenkaan pysty tekemään ekstrapolaatiota kovin pitkälle. Sen voisi kuitenkin olettaa tasoittavan havainnoissa suurilla intensiteeteillä havaittavaa, ilmeisesti sattumasta johtuvaa, poukkoilevaa kulkua. Kuvan 5.21 todennäköisyydet näyttävät olevan luotettavia aina noin 500 mm/h paikkeille, tämän jälkeen raekorjattu ja lognormaalisovitus eroavat toisistaan ja regressiomallin luotettavuus alkaa laskemaan. Koska sekä raekorjaukseen, että lognormaalijakauman sovitukseen sisältyy ongelmia on vaikea sanoa kumpi tuloksista on lähempänä todellista, vai ovatko molemmat ehkä väärässä. Samoin voidaan epäillä vaikutustilavuudesta tehdyn tutkahavainnon muuttamista vastaamaan pistesadannan intensiteettiä. Näiden tulosten mukaiset todennäköisyydet on esitetty taulukossa 5.1. Tulos pätee Suomen kesäsateissa keskimäärin alueelle, joka kattaa lähes koko Suomen Lappia lukuunottamatta.

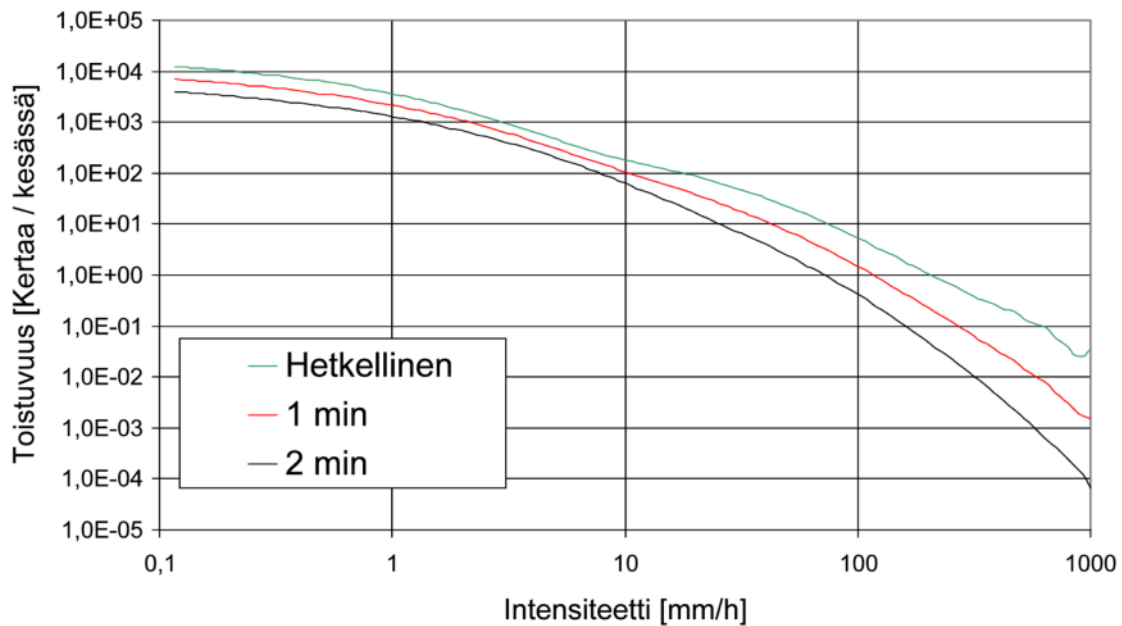


a)



b)

Kuva 5.23 Vasemmalla a) kuvan 5.21 tietoihin sovitetun regressiomallin tulokset eri intensiteettiluokille. Oikealla b) regressiomallin korrelaatiokertoimen neliöt intensiteetin funktiona.



Kuva 5.24 Regressiomallin avulla saatuja todennäköisyysjakaumia eri pituisille pistesadannan intensiteeteille. Kahden minuutin käyrä on interpolaatio, kaksi muuta ovat ekstrapoloituja. Mallin sopivuus havaintoihin näkyy kuvasta 5.23 b).

Taulukko 5.1 Tutkamittauksesta laskettuja 1,5 minuutin pistesadannan intensiteetin esiintymistodennäköisyyksiä muutamille intensiteetin arvoille. Mittausaineisto kattaa koko Suomen Lappia lukuun ottamatta. Mukana on raekorjatun aineiston arvoja, sekä raakamittauksiin tehdyn lognormaalijakauman sovituksen arvoja.

Intensiiteetti [mm/h]	Raekorjattu	Lognormaalisovitus
1	1,58E+03	1,52E+03
10	7,80E+01	8,17E+01
20	2,34E+01	2,32E+01
50	3,72E+00	3,23E+00
100	6,81E-01	5,91E-01
200	8,93E-02	8,93E-02
294	2,68E-02	2,87E-02
399	9,65E-03	1,11E-02
503	4,38E-03	5,32E-03
1003	3,00E-04	5,11E-04
2002	1,65E-05	4,03E-05

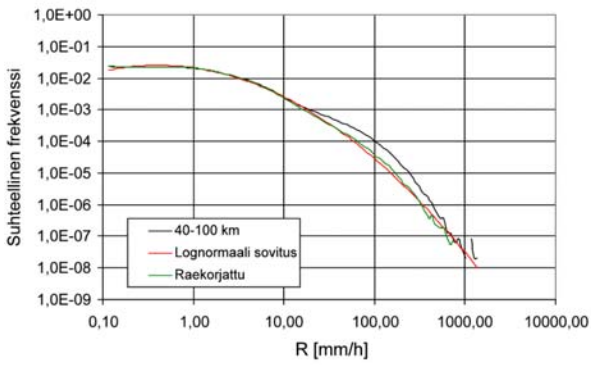
Todennäköisyys	Raekorjattu	Lognormaalisovitus
Kerran kesässä	99 mm/h	83 mm/h
Kerran 10 kesässä	193 mm/h	193 mm/h
Kerran 100 kesässä	385 mm/h	415 mm/h
Kerran 1000 kesässä	765 mm/h	830 mm/h
Kerran 10000 kesässä	1210 mm/h	1530 mm/h

5.4.2. Todennäköisyysjakaumia eri mittauspaikoille

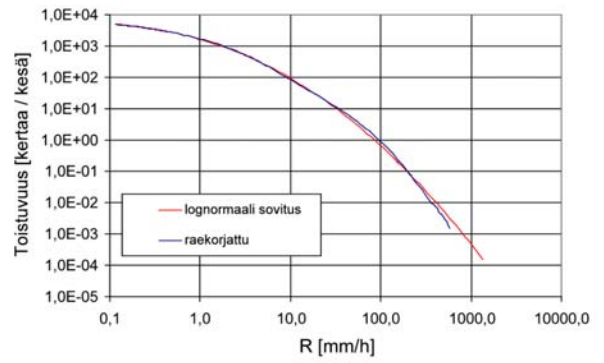
Kaikilta mukana olleilta tutkilta muodostettiin todennäköisyysjakaumat 40-100 km välin etäisyysrenkaista samalla tavalla kuin koko aineistostakin. Myös lognormaalijakauma sovitettiin kaikkiin aineistoihin, nyt jakauman keskiarvo pyrittiin arvioimaan moodin avulla frekvenssijakaumasta ja tämän jälkeen keskihajonta määritettiin jälleen kuten edellä. Raekorjauksissa käytettiin Utajärven kohdalla regressiomallia ja Vantaalla keskimääräistä korjausta, koska Vantaan tiedoissa oli outo hyppy noin 45 dBZ:n kohdalla. Muiden tutkien kohdalla käytettiin havaittua raeosuutta. Alla kuvassa 5.25 on frekvenssi- sekä todennäköisyysjakaumat kaikille tutkille. Keskiarvot ja keskihajonnat (α ja β kaavassa 2.1) sekä tulosten antamat keskimääräiset kuukausisademäärät on esitetty taulukossa 5.2.

Keskimääräisessä aineistossa raekorjaus ja lognormaalijakauma antoivat lähes saman tuloksen hyvin suurilla intensiteettejä lukuun ottamatta. Eri tutkilla tulokset sen sijaan vaihtelevat jonkin verran. Kaikilla muilla tutkilla raekorjattu aineisto antaa pienempiä todennäköisyyksiä suurilla intensiteeteillä paitsi Utajärvellä, jossa on suuria todennäköisyyksiä raekorjatussa aineistossa vielä suurilla intensiteeteillä. Tämä näkyi jo kuvassa 5.8 selvästi muita tutkia suurempina todennäköisyyksinä suurilla dBZ:n arvoilla. Mitään tutkan toimintaan liittyvää häiriötä ei ajanjaksolla huomattu, joten tulos voi johtua siitä, että 2000-2002 välillä Utajärven alueella on vain sattumalta ollut muutamia todella voimakkaita ukkoskuuroja, tähän viittaa jonkin verran myös sademittariaineisto. Lognormaalijakauman käyttökelpoisuus näyttäisi tulevan esille vasta todella suurella aineistolla, tai sitten suurilla intensiteeteillä sadeprosessi ehkä muuttuu jollain tavoin, eikä yksi lognormaalisovitus enää päde koko aineistoon. Aineistossa Kuopio erottuu selvästi pienemmällä todennäköisyyksillä keskimääräisiin verrattuna ja Vantaa suuremmilla. Tuloksia selittää osittain varmasti sattuma, koska aineistoa on vain kolmelta kesältä, mutta oletettavasti myös alueen klimatologia: Kuopion tutkan ympärillä on paljon järviä, Vantaalla ja Utajärvellä vähemmän. Ottamalla tutka-aineiston pidemmältä ajanjaksolta, saisi tarkemmin esille alueellisia eroja.

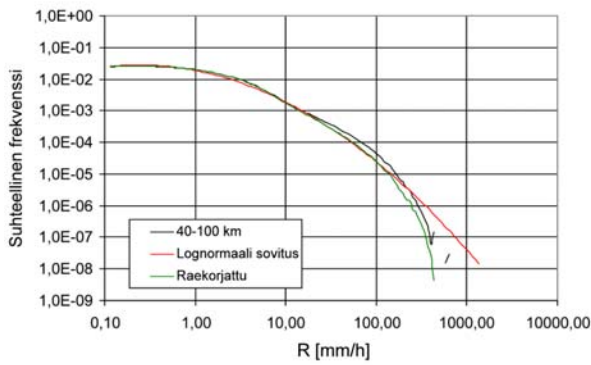
Anjalankoski



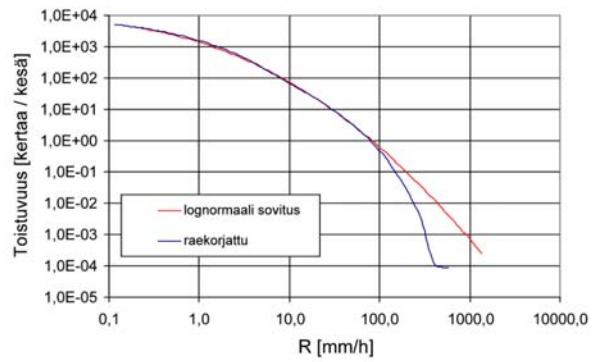
Anjalankoski



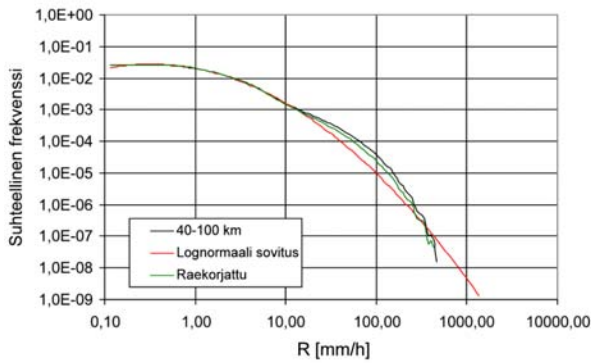
Ikaalinen



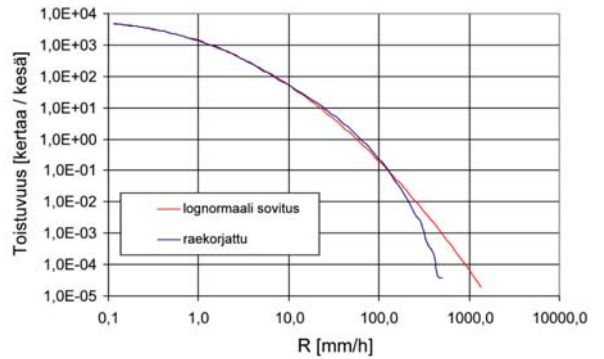
Ikaalinen



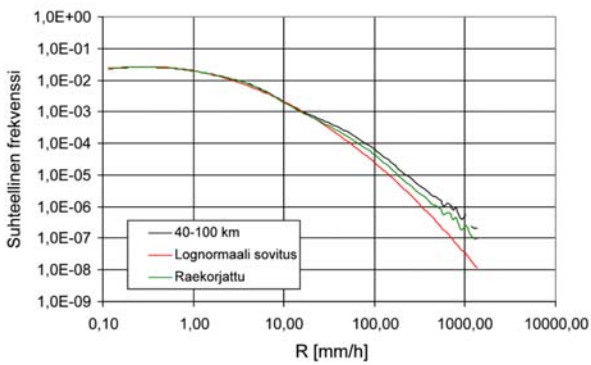
Kuopio



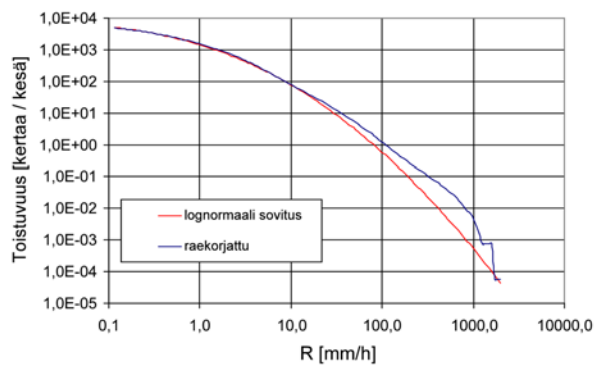
Kuopio

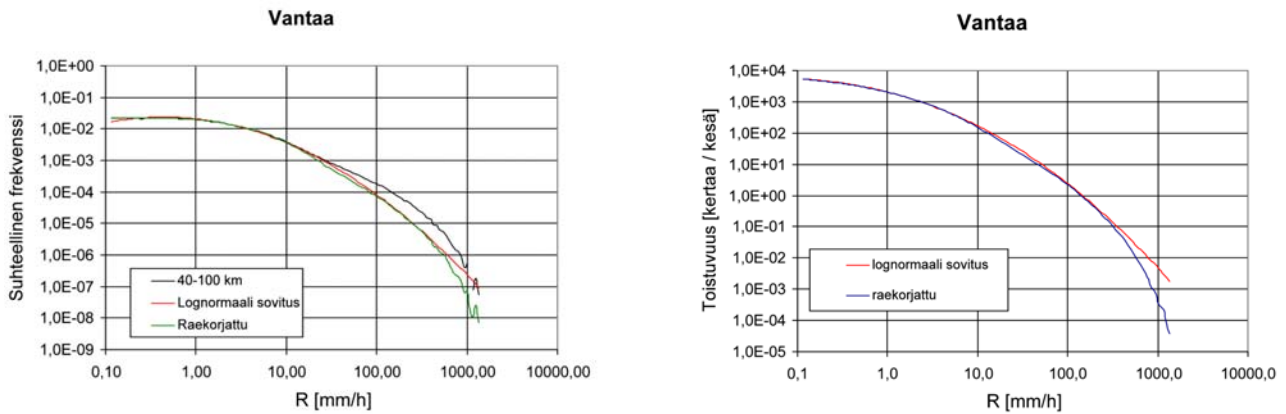


Utajärvi



Utajärvi





Kuva 5.25 Eri tutkilta muodostettuja frekvenssi- ja toistuvuusjakaumia väliltä 40-100 km. Keskimäärin tältä väliltä tehdyt mittaukset vastaavat 1,5 minuutin pisteintensiteetin mittausta maanpinnalla.

Taulukko 5.2 Kuvan 5.25 aineistoihin sovitettujen lognormaalijakaumien parametrit eri tutkille sekä jakaumien perusteella määritetyt keskimääräiset kuukausisademäärät.

	Lognormaalijakauman parametrit		Keskimääräinen kuukausisademäärä [mm]	
	α	β	Raekorjattu	Lognormaali
Anjalankoski	0,42	1,50	66,6	66,5
Ikaalinen	0,25	1,61	60,1	57,3
Kuopio	0,34	1,44	50,9	50,4
Utajärvi	0,31	1,56	63,4	58,9
Vantaa	0,46	1,61	91,9	95,8

Kaiken kaikkiaan keskimääräinen kaikilta tutkilta saatu sateen intensiteetin todennäköisyysjakauma näyttäisi olevan melko luotettava aivan suurimpia intensiteettejä lukuun ottamatta. Sillä voisi ajatella olevan myös klimatologista painoarvoa (havaintoja noin 4,5 mrd.), vaikka aineisto on kerätty vain kolmelta kesältä. Voi tietysti olla, että sattumalta todella voimakkaita sateita näinä kesinä ei ole esiintynyt tavanomaista määrää. Pientä epävarmuutta toistuvuuksiin tuo tutkasta määrätty sadetapausten kokonaismäärä. Koska aineistossa oli mukana vain 10 dBZ:ä suuremmat havainnot, heikkoja sateita on jäänyt pois aineistosta ja tällöin myös sadetapausten kokonaismäärä on todellisuudessa suurempi ja kovien sateiden esiintyminen on ehkä hieman yleisempää mitä toistuvuusarvot antavat. Myöskään raekorjaustulkinnan toimivuudesta ei ole takeita kaikkein suurimmilta intensiteeteiltä. Lognormaalijakauman sovitus on myös hankalaa ja epätäsmällistä ja kuten on aikaisemmin todettu (Martin, 1989), ei se välttämättä kuvaa sateen intensiteetin todennäköisyysjakaumaa täydellisesti, vaikka sen käytölle onkin fysikaalisia perusteita (Kedem et al, 1994). Todennäköisyysjakaumien paikallisesta vaihtelusta on epäluottavampaa tehdä päätelmiä vain tämän aineiston perusteella. Jonkinlaista vahvistusta saa Kuusiston (1980) ja Uppalan (1978)

havainnot, että kovat intensiteetit tulisivat harvinaisemmiksi Suomessa pohjoiseen mentäessä, mutta myös alueen maantiede (järvisyys) voi selittää kovien intensiteettien esiintymisen todennäköisyyksiä. Todennäköisyydet havaita suuria intensiteettejä intensiteetin mittausajan kasvaessa pienenee voimakkaasti, mutta tarkempia johtopäätöksiä ei kahta minuuttia pidemmälle ajalle uskalla tehdä.

6. Yhteenveto

Suomessa kesäsateiden intensiteettejä oli tutkittu ennen tätä työtä pääasiassa maanpinnalla sademittareilla tehdyistä pistemittauksista. Sääutkalla voidaan käytännössä mitata sadetta paljon paremmalla alueellisella resoluutiolla ja muodostaa kattavampia sateen intensiteetin todennäköisyysjakaumia kuin sademittareilla. Tässä työssä aineistona oli noin 10 miljardia havaintoa kesiltä 2000-2002, joista sadehavainnoiksi ($\text{dBZ} > 10 \text{ dBZ}$) luokiteltiin 6,7 % havainnoista. Intensiteettijakaumilla on käyttöä mm. hydrologissa sovelluksissa, kuten kaupunkien viemäriverkostojen suunnittelussa. Sateen intensiteetin todennäköisyysjakauman teoreettisena mallina käytettiin tässä työssä lognormaalijakaumaa.

Sääutka mittaa mikroaaltojen sirontaa pääasiassa tutkakeilan vaikutustilavuudesta. Vesisateissa tutkaheijastuvuuteen Z vaikuttaa ideaalitapauksessa vaikutustilavuudessa olevien vesipisaroiden halkaisijoiden kuudensien potenssien summa. Vaikutustilavuus ja sen vaakasuora pinta-ala kasvavat mentäessä tutkasta yhä etäämmälle, ja näin ollen tutkan mittaama hetkellinen Z :n arvo on keskiarvo pinta-alalta, joka vaihtelee Suomen tutkilla noin $0-1,2 \text{ km}^2$:n välillä kun ollaan alle 150 km etäisyydeltä tutkasta.

Suomessa kesällä tutkakaikuja saadaan myös muualta kuin oletetuista vesipisaroista. Tutkakeilan kohotessa vaikutustilavuuteen tulee mukaan kuivia ja sulavia lumihiutaleita. Rakeet aiheuttavat voimakkaita kaikuja. Voimakkaissa sateissa tutkan lähettämä mikroaltopulssi vaimenee voimakkaasti ja havaittava Z_e jää liian pieneksi voimakkaan sadealueen takaa mitattuna. Lisäksi monet ei-meteorologiset tekijät kuten linnut, hyönteiset ja lentokoneet voivat aiheuttaa kaikuja. Kun mittausaineistoon tehdään raekorjaus ja otetaan havaintoja vain väliltä 40-100 km, on aineistossa oletettavasti vain vähän muista kuin vesipisaroista peräisin olevia mittaustuloksia. Näin saadussa aineistossa on mukana noin 4,5 miljardia havaintoa, joista sadehavainnoksi luokiteltiin 6,17 % havainnoista.

Hetkellinen alueellinen Z_e :n arvo voidaan muuttaa hetkelliseksi aluesadannan intensiteetiksi R käyttämällä $R(Z)$ -muunnoksia. Näin valtavassa aineistossa toimii hyvin kirjallisuudesta saatava kaava $Z=250R^{1.5}$. Sademittarivertailulla pyrittiin muodostamaan myös WPMM-menetelmällä liukuva $R(Z)$ -muunnos, mutta vertailuaineisto ei ollut tarpeeksi laadukas, jotta tarkempia päätelmiä $R(Z)$ -muunnoksen vaihteluista olisi voinut tehdä. Saadut hetkellisen aluesadannan arvot voidaan muuttaa pistesadannoiksi olettamalla, että tällainen pieni sadealue kulkisi alueella olevan pisteen yli tietyllä nopeudella ja aiheuttaisi maanpinnalla tietyssä ajassa mitatun pistesadannan intensiteetin. $0-1,2 \text{ km}^2$ hetkelliset aluesadannan arvot samaistuvat maanpinnalla tehtäviin noin $0-2,4$ minuutin pistesadannan mittauksiin, kun oletetaan että satava alue liikkuu keskimäärin nopeudella 10 m/s .

Työssä on osoitettu, että säätutkamittauksista voidaan muodostaa sateen intensiteetin todennäköisyysjakaumia hyvinkin suuriin intensiteetteihin saakka. Sademittari-tutkavertailun perusteella säätutkan käsittelemättömästä mittausaineistosta voidaan muodostaa luotettavia pistesadannan intensiteetin todennäköisyysjakaumia pienille intensiteeteille ($R < 10 \text{ mm/h}$) ja raekorjatusta tutka-aineistosta myös suuremmille intensiteeteille ($R < 27 \text{ mm/h}$). Kun oletetaan sateen intensiteetin teoreettiseksi jakaumaksi lognormaalijakauma, voidaan arvioita että raekorjatut tutkamittaukset ovat sademittarivertailun mukaan luotettavia aina noin intensiteettiin 100 mm/h . Kun lognormaalijakaumaa sovitetaan tutka-aineistoon on syytä uskoa, että raekorjatut säätutkamittaukset ovat luotettavia tässä aineistossa keskimäärin aina noin 500 mm/h saakka, myös tätä suuremmille intensiteeteille saadaan jonkinlainen todennäköisyshaarukka. Säätutkamittausten mukaan keskimäärin Suomen (Lappi ei mukana) kesäsateissa $1,5$ minuutin pistesadannan intensiteetti ylittää yksittäisessä pisteessä maanpinnalla kerran kesässä noin 90 mm/h , kerran kymmenessä kesässä 190 mm/h , kerran sadassa kesässä noin 400 mm/h , kerran tuhannessa kesässä noin 800 mm/h ja kerran 10000 kesässä $1200-1500 \text{ mm/h}$. Vastaavan aineiston keräämiseen sadalla sademittarilla menisi noin 500 vuotta.

Kiitokset

Harri Hohti ja Anu Petäjä ovat olleet merkittävästi mukana tässä työssä käytetyn havaintoaineiston hankinnassa ja käsittelyssä, KIITOS. Kiitokset myös Ilmatieteen laitoksen peruspalvelun Kehitysyksikölle rahallisesta tuesta sekä Pohjois-Suomen aluepalvelulle kesästä, joka oli tulvillaan valoa.

Kirjallisuusviitteet

- Amitai, E., 2000: Systematic Variations of Observed Reflectivity-Rainfall Rate Relations in the Tropics. *Journal of Applied Meteorology*: Vol. 39, No. 12, pp. 2198-2208.
- Battan, L. J., 1973: *Radar Observation of the Atmosphere*. The University of Chicago Press, USA. 324 siv.
- Black, P. G., Proni, J. R., Wilkerson, J. C., Samsury, C. E., 1997: Oceanic Rainfall Detection and Classification in Tropical and Subtropical Mesoscale Convective Systems Using Underwater Acoustic Methods. *Monthly Weather Review*: Vol. 125, No. 9, pp. 2014–2042.
- Ciach, G. J. and Krajewski, W. F., 1998: Radar-Rain Gauge Comparison under Observational Uncertainties. *Journal of Applied Meteorology*: Vol. 38, No. 10, pp. 1519-1525.
- Dinku, T., Anagnostou, E. N., Borga, M., 2002: Improving Radar-Based Estimation of Rainfall over Complex Terrain. *Journal of Applied Meteorology*: Vol. 41, No. 12, pp. 1163–1178.
- Dölling, I. G., Joss, J. and Riedl, J., 1998: Systematic variations of Z-R-relationships from drop size distributions measured in northern Germany during seven years. *Atmospheric Research* 47-48 (1998) 635-649.
- Drufuca, G. I., Zawadzki, I., 1975: Statistics of Rainfall Data. *Journal of Applied Meteorology*: Vol. 14, No. 8, pp. 1419–1429.
- Grossman, S. I., 1986: *Multivariable Calculus, Linear Algebra, and Differential Equations*. Harcourt Brace Jovanovich, Inc., USA. 876 siv.
- Holleman, I., Wessels, H. R. A., Onvlee J. R. A. and Barlag, S. J. M., 2000: Development of a Hail-Detection-Product, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, Volume 25, Issues 10-12, 2000, Pages 1293-1297.
- Holleman, I., 2001: Hail detection using single-polarization radar. Scientific report 2001/01, Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI).
- Holton, J. R., 1992: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, San Diego, California. 511 siv.
- Joss, J., ja Waldvogel, A., 1990: Precipitation measurement and hydrology. *Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference*. David Atlas, Ed., Amer. Meteor. Soc., 577-606.
- Kedem, B., Harry P., Xiaodong G., David A. S., 1994: A Probability Distribution Model for Rain Rate. *Journal of Applied Meteorology*: Vol. 33, No. 12, pp. 1486–1493.
- Koistinen, J., 1985: Kansallinen ilmastokokous, seminaariraportti. Toimittanut Helminen, J., ja Ikonen, E. Suomen Akatemian julkaisu 7/1985.

- Koistinen, J., 1991: Operational correction of radar rainfall errors due to vertical reflectivity profile. In: 25th International Conference on Radar Meteorology, 17-21 June 1991, Paris, France. AMS, Boston, p. 91-94.
- Koistinen, J., Pohjola, H., ja Hohti, H., 2003: Vertical Reflectivity Profile Classification and Correction in Radar Composites in Finland. In: 31st Conference on Radar Meteorology, 6-12 August 2003, Seattle, Washington. AMS, p. 534-537.
- Kuusisto, E., 1980: On the Intensity of Rainfall in Finland. *Aqua Fennica* 10, s. 3-11.
- Marshall, J., S. and Palmer, W., McK., 1948: The Distribution of Raindrops with size. *J. Meteor.*, 5, 165-166.
- Martin, R., 1989: A Statistic Useful for Characterizing Probability Distributions, with Application to Rain Rate Data. *Journal of Applied Meteorology*: Vol. 28, No. 5, pp. 354–360.
- Morin, J., Rosenfeld, D., and Amitai, E., 1995: Radar rain field evaluation and possible use of its high temporal and spatial resolution for hydrological purposes, *Journal of Hydrology*, Volume 172, Issues 1-4, Pages 275-292.
- Mustonen, S. (toim), 1986: Sovellettu hydrologia. *Vesiyhdistys*, Helsinki, Suomi. 503 siv.
- Peura, M., 2002: Computer vision methods for anomaly removal. *Proceedings of the Second European Radar Conference (ERAD) and the COST 717 Mid-term Seminar*, 18-22 November 2002, Delft, The Netherlands. Copernicus GmbH, 312-317.
- Pohjola, H., 2003: Tutkaheijastuvuustekijän pystyjakauma Suomessa ja sen vaikutus tutkan sademittauksen tarkkuuteen. Pro Gradu-tutkielma, Helsingin Yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos. 55 siv.
- Puhakka, T., 1978: On the accuracy of radar point measurements of rainfall intensity. Report No. 13, Department of meteorology, University of Helsinki.
- Puhakka, T., 1980: On the short time variation in Z_e -R relationship. *Nineteenth Conference on Radar Meteorology*, April 15-18, 1980, Miami. American Meteorological Society.
- Puhakka, T., 1995: *Pilvifysiikka*, luentomoniste, Helsingin yliopisto, meteorologian laitos. 209 siv.
- Rinehart, R., E., 1997: *Radar for Meteorologists*. Grand Forks, ND : Department of Atmospheric Sciences, University of North Dakota, USA. 428 siv.
- Rosenfeld, D., Wolff, D., B. ja Atlas, D., 1993a: General probability-matched relations between radar reflectivity and rain rate. *Journal of Applied Meteorology*, 31, 454-464.
- Rosenfeld, D., Amitai, E., Wolff, 1993b: Classification of Rain Regimes by the Three-Dimensional Properties of Reflectivity Fields. *Journal of Applied Meteorology*, 34, 198-211.

- Rosenfeld, D., Amitai, E., Wolff, D., B., 1995: Improved Accuracy of Radar WPMM Estimated Rainfall upon Application of Objective Classification Criteria. *Journal of Applied Meteorology*: Vol. 34, No. 1, pp. 212–224.
- Roussas, G., G., 1973: *A First Course in Mathematical Statistics*. Addison-Wesley Publishing Company. Reading, Massachusetts, USA. 506 siv.
- Sauvageot, H., 1994: The Probability Density Function of Rain Rate and the Estimation of Rainfall by Area Integrals. *Journal of Applied Meteorology*: Vol. 33, No. 11, pp. 1255–1262.
- Sempere-Torres, D., Sánchez-Diezma, R., Zawadzki, I. and Creutin, J., D., 2000: Identification of Stratiform and Convective Areas Using Radar Data with Application to the Improvement of DSD Analysis and Z-R Relations, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, Volume 25, Issues 10-12, 2000, Pages 985-990
- Sivapalan, M., Blöschl, G., 1998: Transformation of Point rainfall to Areal Rainfall: Intensity-duration-frequency curves. *Journal of Hydrology*, 204, 150-167.
- Sun, X., Mein, R. G., Keenan, T. D., Elliott, J. F., 2000: Flood estimation using radar and raingauge data, *Journal of Hydrology*, Volume 239, Issues 1-4, 20 December 2000, Pages 4-18.
- Tokay, A. and D., A., Short, 1996: Evidence from Tropical Raindrop Spectra of the Origin of Rain from Stratiform versus Convective Clouds. *Journal of Applied Meteorology*: Vol. 35, No. 3, pp. 355–371.
- Uppala, S., 1978: Extreme Distribution Functions for daily and monthly precipitation in Finland. *Geophysica* 15(a), s. 17-39.
- Woodley, W., L., Olsen, A., R., Herndon, A., Wiggert, V., 1975: Comparison of Gage and Radar Methods of Convective Rain Measurement. *Journal of Applied Meteorology*: Vol. 14, No. 5, pp. 909–928.
- Zawadzki, I., I., 1975: On Radar-Raingage Comparison. *Journal of Applied Meteorology*, 14, 1430-1436.

A.1

Keskimääräisen keskipisteen kautta kulkevan halkaisijan \bar{D} määrittäminen vaikutustilavuudesta, jonka pituus on P ja leveys L .

Halkaisijan D pituus riippuu kulmasta a .

Integroidaan halkaisijaa D nolasta $\pi/2$.

$$\bar{D} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} D da$$

Tehdään integrointi kahdessa osassa: ensin nolasta $\arctan(L/P)$ ja sitten $\arctan(L/P)$ $\pi/2$:seen.

$$\bar{D} = \frac{1}{2\pi} 2 \left[\left(\frac{P}{2} \int_0^{\arctan(L/P)} \frac{da}{\cos a} \right) + \left(\frac{L}{2} \int_{\arctan(L/P)}^{2\pi} \frac{da}{\sin a} \right) \right]$$

Koska $\int \frac{du}{\sin u} = \ln \left| \tan \frac{u}{2} \right|$ ja $\int \frac{du}{\cos u} = \ln \left| \tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{u}{2} \right) \right|$ (Grossman, 1986) ja ottamalla huomioon, että $\tan(\pi/4) = 1$ ja $\ln(1) = 0$ saadaan

$$\bar{D} = \frac{1}{2\pi} \left(P \left[\ln \left| \tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\arctan(L/P)}{2} \right) \right| \right] - L \left[\ln \left| \tan \left(\frac{\arctan(L/P)}{2} \right) \right| \right] \right)$$

