

Aalborg Universitet

Det Teknisk-Naturvidenskabelige Fakultet. Bygge- og anlægssektorens Vand og Miljø

Titel: Automatisk korrektion af nedbørsmålinger foretaget med LAWR

Projektperiode: 2/2 2009 til 5/6 2009

Projektgruppe: B207b

Peter Plejdrup Poulsen

Peter Nygaard Godiksen

Vejledere:

Michael Rasmussen

Søren Thorndahl

Projekt:

10. semesters afgangprojekt

Rapportens indhold er frit tilgængeligt, men offentliggørelse (med kildeangivelse) må kun ske efter aftale med forfatterne

Synopsis:

Aalborg Universitet har i samarbejde med Aalborg Kommune opstillet en lokal vejrradar af typen LAWR. Den indgår blandt andet i projektet "Vejrradarbaseret styring af spildevandsanlæg" hvori Aalborg Universitet blandt andet er ansvarlig for radarteknologien.

LAWR anvendes til måling af nedbørsintensiteter og kan, i modsætning til punktmålinger som foretages ved traditionelle nedbørsmålere, bestemme fordelingen af intensiteten for hele nedbørsområdet indenfor LAWR's rækkevidde. På nuværende tidspunkt har målingerne af nedbørsintensiteter ikke en tilstrækkelig høj kvalitet og i perioder opleves store afvigelser i forhold til nedbørsmålere. Derfor er formålet med projektet at forbedre målingerne med LAWR mest muligt under betingelse af at korrektionen skal kunne foregå i automatisk i realtid.

I projektet er det forsøgt at klarlægge de fejkilderne der eksisterer ved anvendelsen af LAWR for derefter at forsøge og finde metoder til at minimere dem.

Der er foretaget en traditionel statisk kalibrering af LAWR vha. nedbørsmålere for at opnå den bedst mulige sammenhæng mellem LAWR målinger og nedbørsintensitet. Der er anvendt flere forskellige metoder til at foretage den statiske kalibrering.

For at forbedre sammenhængen yderligere er der udviklet en dynamisk model der er i stand til at kalibrere LAWR løbende ud fra målinger med online nedbørsmålere.

Aalborg University - Water and Environment

Titel: Automatisk korrektion af nedbørsmålinger foretaget med LAWR

Projektperiode: 2/2 2009 til 5/6 2009

Project group: B207b

Peter Plejdrup Poulsen

Peter Nygaard Godiksen

Supervisors:

Michael Rasmussen

Søren Thorndahl

Synopsis:

Aalborg University has in corporation with Aalborg municipality set up a local weather radar of the type LAWR. It is a part of the ongoing project "Weather radar based control of wastewater treatment facilities". Where Aalborg University is in charge of the weather radar technology.

LAWR is used for measuring precipitation and compared to rain gauges it has the capability of measuring the precipitation intensity in all of the precipitation area in the range of the radar and not only in a point. At the moment the LAWR data doesn't have a high enough quality and a considerable deviation from rain gauges is present in periods. Therefore the purpose of this project is to improve the measurements with LAWR as much as possible under the condition that the correction can be achieved automatically in real-time.

In the project the sources for errors that exist in the use of LAWR has been located and thereafter it has been attempted to minimize the errors as much as possible.

A traditional static calibration of LAWR has been carried out to achieve the best correlation between LAWR measurements and precipitation on the ground. Different methods have been used.

To improve the correlation further a dynamic calibration model has been developed which is capable of calibrating LAWR in real-time from online rain gauges.

The report is free to use but publication (with sourcers) need the permission of the authors

Forord

Projektrapporten er udarbejdet i foråret 2009 i perioden 2/2 til 5/6 af ingeniørstuderende på vand og miljø linjen ved Aalborg Universitet.

Der er anvendt kildehenvisning i overensstemmelse med Harvard metoden Trykte kilder er angivet som (forfatter, årstal). Kilder fra internettet (domænenavn, årstal).

Alle kort i rapporten er, medmindre andet er angivet, orienteret mod nord. Kilde til ortofotos er COWI.

Rapporten er opdelt i kapitler og er nummereret fortløbende, derefter kommer litteraturlisten og dernæst bilag.

Nummereringen af figurer og tabeller finder sted fortløbende og første ciffer referer til afsnittet og efter punktummet billede nummeret. Eks 1.12 er kapitel 1, figur 12.

Indholdsfortegnelse

1	Indledning	7
1.1	Problembeskrivelse	12
2	Beskrivelse af nedbør og målemetoder	14
2.1	Nedbørstyper og deres karakteristika	14
2.2	Nedbørsmåling med vippekarsmåler	16
2.3	LAWR	19
2.3.1	Udsendelse og modtagelse af mikrobølger	20
2.3.2	Registrering af nedbør	21
3	Beskrivelse af fejl i forbindelse med anvendelse af LAWR	30
3.1	Afsendelse af signal	31
3.1.1	Orientering og timing af radar	31
3.1.2	Aftagende magnetronstyrke	36
3.1.3	Opsummering af afsendelse af signal	38
3.2	Måling af reflektivitet	39
3.2.1	Anaprop stråleudbredelse	39
3.2.2	Delvis fyldte voluminer	40
3.2.3	Clutter	44
3.2.4	Beamblocking	51
3.2.5	Bright band	55
3.2.6	Dråbestørrelsefordeling	56
3.2.7	Tidslig og spatial opløsning	59
3.3	Modtagelse af signalet	66
3.3.1	Mætning	66
3.3.2	Dæmpnings- og afstandskorrektion	67
3.3.3	Interpolation mellem polære og kartesiske koordinater	69
3.4	Efterbehandling af data	70
3.4.1	Tidsangivelse i regnmåler og LAWR	70
3.4.2	Geografisk placering af regnmålere	70
3.4.3	Repræsentation af data på plan flade	71
3.5	Konklusion	72
4	Statisk kalibrering af LAWR	77
4.1	Kalibrering på intensitetsniveau	78
4.2	Sumkalibrering	85

4.3	Fraktilkalibrering	87
4.4	Vurdering af kalibreringsmetoderne.....	90
4.4.1	Intensitetsniveau i udvalgte nedbørshændelser.....	90
4.4.2	Sammenligning af variation med afstanden	92
4.5	Sammenligning af akkumuleret nedbør.....	93
4.6	Opsummering.....	94
5	Dynamisk kalibrering af LAWR.....	98
5.1	Metode til dynamisk kalibrering	98
5.2	Dynamisk kalibrering med 1 regnmåler	100
5.3	Dynamisk kalibrering med 2 regnmålere	102
5.3.1	Validering af dynamisk model.....	102
5.3.2	Spatial undersøgelse af den dynamiske kalibreringsmetode.....	107
5.3.3	Udglatning af β	111
5.4	Dynamisk fraktilkalibrering	117
5.4.1	Metode til dynamisk fraktilkalibrering.....	117
5.4.2	Validering.....	118
5.5	Sammenligning af dynamiske modeller	121

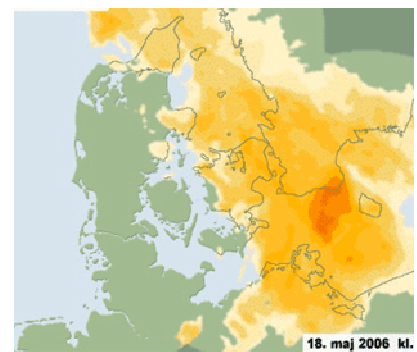
1 Indledning

Der er en bred interesse for måling af nedbør, da det har betydning indenfor mange felter. For en landmand eller almindelige borgere er det ofte tilstrækkeligt at vide om der er nedbør på vej eller om der kan forventes en stor mængde akkumuleret nedbør. I ingeniørmæssig sammenhæng stilles større krav til at kunne bestemme nedbøren på intensitetsniveau som for eksempel dimensionering af infrastrukturelle anlæg, hvor der ofte dimensioneres efter høje intensiteter indenfor relativt korte tidsintervaller. I denne sammenhæng er det derfor afgørende at have gode målinger både på intensitetsniveau og akkumuleret nedbør. Inden for de senere år er der sket en udvikling imod, at der anvendes realtidssystemer til optimering af spildevandssystemet. Derved kan funktionen af eksisterende afløbssystemer optimeres og det kan forberedes på kraftig nedbør ved at frigøre volumenkapacitet ved fx at pumpe regnvandsbassiner tomme. Renseanlæg kan nå at omstilles til regndrift hvorved det forberedes på håndtering af øgede mængder spildevand forårsaget af en nedbørshændelse i kloakområdet og ved at tilbageholde slammet kan slamflugt undgås (Rasmussen og Thorndahl 2008). Til at levere nedbørsmålinger i realtid anvendes en vejrradar, der kan måle nedbørens fordeling over et større område. I forbindelse med projektet "vejrradar baseret styring af spildevandsanlæg" (Rasmussen og Thorndahl 2008) er der opstillet lokale vejrradare i flere af de større byer i Danmark hhv. Aalborg, Århus, København og Odense og det er derfor et område der er i hastig vækst og spås at have et stort potentiale. I projektet anvendes vejrradaren opstillet i Aalborg og der fokuseres på at forbedre målingerne af nedbørsintensiteten, hvilket er en central problemstilling, da det både er afgørende for realtidssystemet og kvaliteten af de historiske data, at der kan opnås pålidelige estimeringer. Når der efterfølgende refereres til vejrradaren i projektet anvendes betegnelsen LAWR (Local Area Weather Radar).

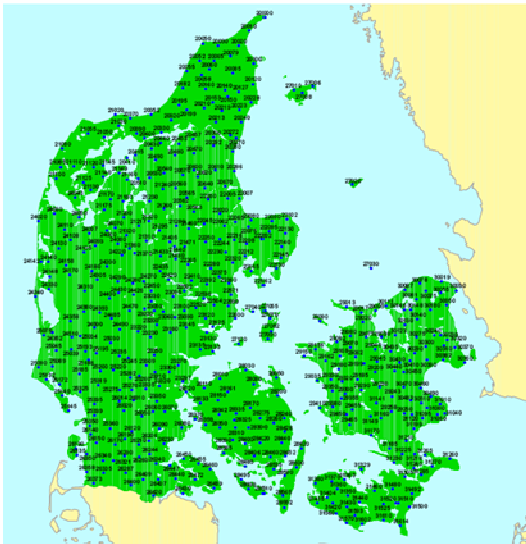
Traditionel måling af nedbørsintensiteter

Anvendelsen af vejrradarbaserede observationer er ikke et nyt fænomen, og i Danmark blev den første vejrradar opstillet tilbage i 1947 (Salomon 2007). DMI råder over fire C-båndsradarer, der dækker hele Danmark. Radarerne har en stor rækkevidde, men til gengæld en spatial opløsning på 2x2km og derfor er denne type radar ikke egnet til at give et detaljeret billede af den enkelte nedbørshændelse (Jensen, Overgaard, et al. 2006). Det ses da også ud fra figur 1.1, at når der præsenteres nedbørsmålinger fra radarerne er det med en begrænset detaljeringsgrad og intensiteten opgives på en skala fra lav til høj uden at indeholde egentlige værdier. LAWR adskiller sig fra de resterende radarer i Danmark ved, at den skal anvendes til at give præcise estimer af nedbørsintensiteten i realtid.

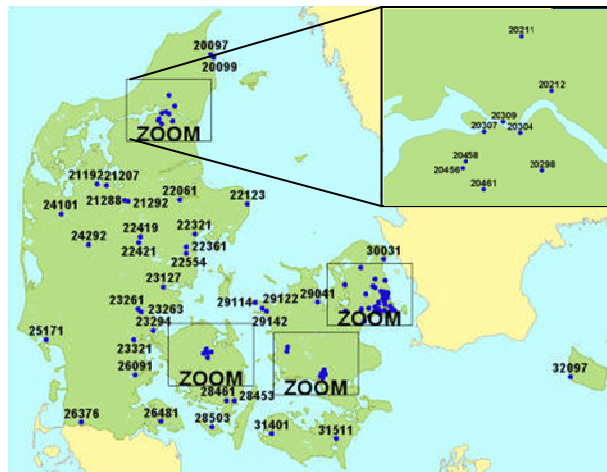
I Danmark har målinger af nedbørsintensiteten traditionelt været baseret på et netværk af målestationer spredt ud over landet. DMI råder over ca. 100 målestationer, der er i stand til at måle nedbør med et interval på 10min og et stort antal manuelle målere der registrerer nedbør på månedsbasis. Samlet giver det et målenetværk med ca. 500 regnmålere (DMI 2009). På figur 1.1 ses hvordan målerne er jævnt fordelt ud over Danmark. Derudover driver DMI og IDA's spildevandskomité (SVK), i samarbejde SVK netværket der ved udgangen af 2007 bestod af 104 SVK regnmålere (IDA 2009). Regnmålerne anvendt i SVK-netværket er Rimco nedbørsmålere, der



Figur 1.1 Radarbillede med regnområde over vestlige del af Danmark (DMI 2009)



Figur 1.2
DMI's netværk af målestationer (Scharling, Rajakumar og Jensen 2004)



Figur 1.3
Oversigt over SVK-målenetværket (DMI 2009)

er interessant i projektsammenhæng da de kontinuert måler intensiteten af nedbørshændelser med en tidlig opløsning på 1 min og derved haves en meget fin tidlig opløsning. SVK målerne fordeling og placeringen kan ses på figur 1.3, hvor der er zoomet ind på regnmålerne omkring Aalborg.

Ulempen ved regnmålerne er, at de kun måler en hændelses tidlige forløb i et punkt og derfor ikke viser den spatiale variation i det område den er placeret. Hvis den spatiale variation af en nedbørshændelse skal opfanges vha. nedbørsmålere er det nødvendigt med et meget fint netværk af nedbørsmålere, hvilket ikke er praktisk muligt. For at måle nedbørens spatiale variation er det nødvendigt at anvende en vejrradar, der er i stand til at give et billede af hele nedbørshændelsen.

Beskrivelse af LAWR og nedbørsmålere anvendt i projektet

LAWRs antenne er oprindeligt ikke designet til at måle specifikt på nedbør, men er en ombygget skibsradar og er af mærket Furuno. DHI er producenten bag radarsystemet, der blev indkøbt i fællesskab mellem Aalborg Kommune og Aalborg Universitet og vejrradaren blev installeret i starten af 2006, og

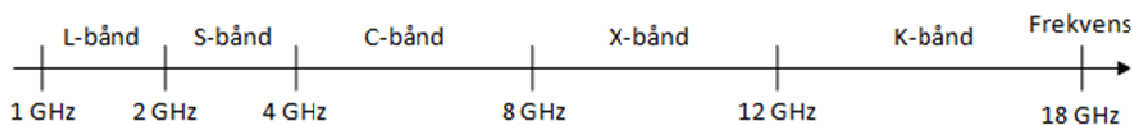


Figur 1.4
Aalborg Vejrradar. (regn.dk 2009)

officielt indviet i 28/3 2006. Vejrradaren er lokaliseret i St. Restrup, der ligger ca. 10 km vest for Aalborg centrum, placeringen kan ses på figur 1.6. Vejrradaren er placeret på en 12 meter høj mast og denne mast er placeret ca. i kote 8,7 (DVR90) hvorved vejrradaren derved placeret ca. 20 meter over havets overflade. (Rasmussen og Siggard 2006)

På figur 1.6 er der også indtegnet placeringen af SVK nedbørsmålere i Aalborg, som anvendes i projektet. Det ses at nedbørsmålere er placeret spredt i og omkring Aalborg, men hvis blot afstanden til vejrradaren betragtes er nedbørsmålere næsten placeret så der er en nedbørsmåler for hver 2-3 km fra radaren og ud. Det ses også at alle nedbørsmålere på nær nummer 20461 er placeret indenfor en nord til østlig retning.

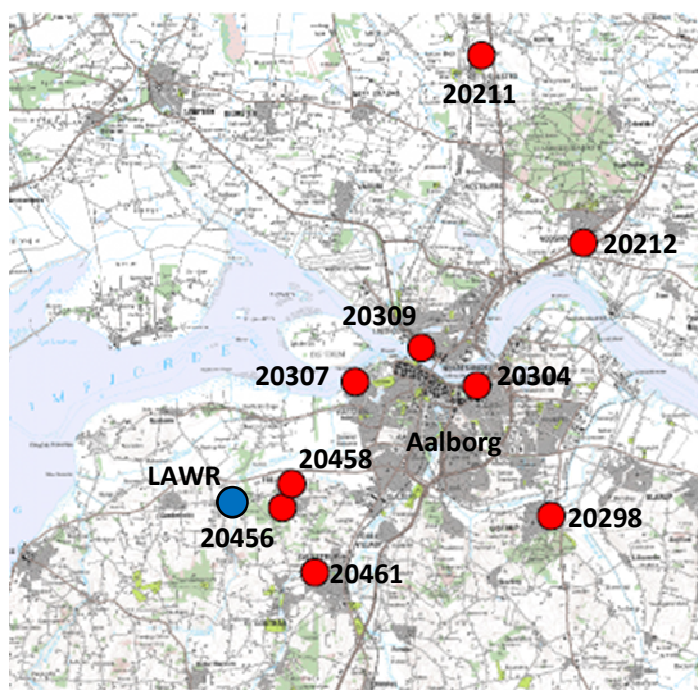
Bånd	Frekvens [GHz]	Bølgelængde [cm]	Anvendelse
L	1-2	15-20	Mobiltelefoni, GPS, kommunikationssatellitter
S	2-4	7,5-15	Vejrradarer, kommunikationssatellitter
C	4-8	3,75-7,5	Militært brug, tv m.m.
X	8-12	2,5-3,75	Vejrradarer, fartmålinger, lufttrafik, militært brug
K	12-18	0,75-2,5	Radar- og satellitkommunikation



Figur 1.5
Bølgelængde og frekvensområde ved forskellige frekvensbånd og deres typiske anvendelse.
(Everythingweather u.d.)

LAWR er en X-bånds radar og opererer derved ved en højere frekvens end en C-bånds radar, som anvendes af DMI. Dæmpningen af signalet stiger med frekvensen og dette medfører at en X-bånds radarer dæmpes mere effektivt end en C-båndsradar og får derved en væsentlig mindre rækkevidde (Rinehart 1997). På figur 1.5 ses inddelingen af bånd, og de typiske anvendelser af de forskellige bånd.

En x-bånds radar er til gengæld i stand til at måle nedbøren med en væsentlig højere spatial opløsning end en C-båndsradar. LAWR er opgivet til at kunne anvende en opløsning på 100x100m indenfor 15 km afstand og 500x500m indenfor 60 km afstand. En så fin opløsning ville formentlig være tilstrækkeligt til at give et fornuftigt billede af den spatiale fordeling af en nedbørshændelse. Radaren er desuden i stand til at opdatere målingerne hvert 5. el. 1. min og derved haves også en fornuftig tidlig opløsning og det



Figur 1.6
Fordeling af SVK målere omkring Aalborg og placering af LAWR.

Nedenfor kortet er vist afstanden mellem nedbørsmålerne og LAWR.

- SVK nedbørsmåler
- LAWR



Nedbørsmåler	20456	20458	20461	20307	20309	20304	20298	20212	20211
Afstand til LAWR [km]	2,0	2,3	4,7	6,9	9,9	11,0	13,3	18,0	21,2

ses at SVK målerens tidlige opløsning er tilstrækkelig til, at de kan anvendes i forbindelse med LAWR. (Jensen, Overgaard, et al. 2006)

LAWR er en konventionel radartype og der eksisterer langt mere avancerede vejrradarer som doppler radarer og vejrradarer, der anvender mere end et frekvensbånd. LAWR er desuden kun i stand til at scanne i et lag modsat mere avancerede vejrradarer, som er i stand til at måle et vertikalt profil af nedbøren. Med en mere avanceret radartype vil det formentlig være muligt at opnå bedre målinger af nedbøren, men disse er også væsentligt dyrere. LAWR er en lavbudget radar, men netop prisen gør den til et attraktivt alternativ til dyrere vejrradarer. Hvis der oven i købet kan opnås tilstrækkeligt præcise nedbørsestimeringer er der åbnet op for en mere udbredt anvendelse af lokale vejrradarer.

Anvendelsesmuligheder med LAWR

Det ville være optimalt at anvende LAWR sammen med DMI's HIRLAM model og C-båndsradarerne i det eksisterende vejrradar netværk, så der haves et groft billede af nedbørshændelserne når de er langt væk fra oplandet, hvori LAWR er placeret, og derefter opnås det detaljerede billede af hændelsen inden for LAWR rækkevidde. Dette kan der især drages fordel af ved varsling af ekstremregn hvor nedbørsområdet kan registreres på længere afstand og indenfor LAWR's rækkevidde kan det endeligt vurderes om der skal tages foranstaltning imod en forestående ekstremregn.

Nogle eksempler på hvor vejrradar data kunne finde anvendelse er:

- Ny viden om nedbør og specielt dens spatiale variation
- Input til afløbsmodeller
- Intelligent styring af afløbssystemer
- Borgerservice
- Varsling af forringet badevandskvalitet ifb. med overløb
- Trafikmeldinger
- Imødegå udviklingen i fremtidens vej

Et meget vigtigt område, hvor teknologien finder anvendelse er inden for afløbs- og spildevandsbranchen og som eksempel kan nævnes projektet (Rasmussen og Thorndahl 2008). Her blev et varslingssystem opstillet på baggrund af LAWR målinger, der i realtid kan forudsige en nedbørshændelse i oplandet. Dette anvendes til at beregne afstrømningen og vandføringen til nøglepunkter i afløbssystemet når der finder en kraftig nedbørshændelse sted. Derved kan driften af det modtagende rensningsanlæg omstilles til regndrift, hvorved der opnås en bedre tilbageholdelse af slammet på rensningsanlægget og en mindsket belastning af vandmiljøet.

Til dimensionering eller analyse af afløbssystemer vha. simulationsprogrammer anvendes normalt historiske regnseregier målt med regnmålere, hvor det antages at det regner ensformigt i hele kloakoplandet, hvilket kan være langt fra virkeligheden. Ved at anvende vejrradar data i sammenhæng med afløbsmodeller fås et input til afstrømningsmodellen der er nærmere den virkelige spatiale udbredelse af nedbøren. Derved kan der formentlig opnås en bedre overensstemmelse mellem hvad modelleres i simulationsprogrammerne og hvad der opleves i oplandet.

Netop afløbssystemerne er særlig interessante set i forhold til fremtidens vej, hvis det nuværende statistiske grundlag for dimensionering i fremtiden ændrer sig. På nationalt plan ventes ifølge (ATV

2003) at middeltemperaturen vil stige 3-5 grader i år 2100, dette er dog en af de mere pessimistiske scenarier i IPCCs rapport fra 2001. Hvis den totale nedbør betragtes vil der ske et moderat fald i sommerperioden og en moderat stigning i vinterperioden. Om sommeren vil der blive længere perioder med tørke, men til gengæld vil nedbørshændelser generelt have en højere intensitet. Derfor forventes det, at der i fremtiden vil forekomme flere ekstreme hændelser specielt i sommer og efterårsperioden. Kraftige ekstremhændelser er dog ikke noget der kun hører fremtiden til og som eksempel kan der ses et billede fra en hændelse der fandt sted d. 19. juni 2006 i Aalborg. Her var kraftig konvektionsnedbør skyld i at der faldt 15-20mm nedbør indenfor en halv time.

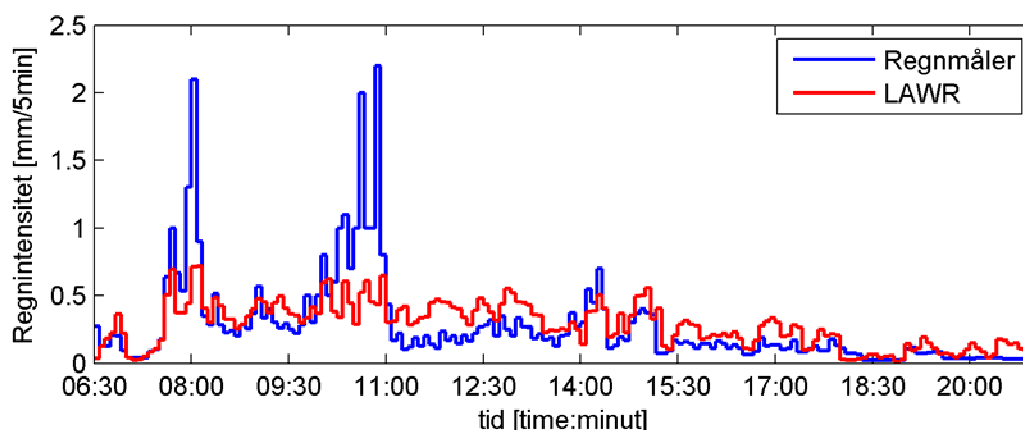
Ved at varsle kraftige nedbørshændelser og frigøre yderligere magasineringsvolumen i systemet ved for eksempel at pumpe reservoir tomme, anvende bassiner og dele af afløbssystemet til at opmagasinere vandet og derved mindske vandføringspeaks, der typisk vil lede til aflastning til recipienter eller opstuvning til terræn. På denne måde vil det formentlig være muligt på en bedre måde at aflede ekstremregn i dag, og derved give afløbssystemerne en længere levetid i forhold til at kunne håndtere fremtidens vejr.



Figur 1.7
Kraftig nedbørshændelse i Aalborg d. 19. juni 2006. Her faldt 15-20mm nedbør indenfor en halv time. (TV2 2006)

1.1 Problembeskrivelse

Mulighederne for anvendelse af LAWR er mange, men på nuværende tidspunkt er LAWR ofte ikke i stand til at måle intensiteten tilstrækkelig præcist. Der kan både findes flere eksempler på at der opnås god og dårlig overensstemmelse mellem LAWR og nedbørsmålere, også indenfor samme nedbørshændelse. Ved at antage at nedbørsmålerne er i stand til at måle den sande nedbørsintensitet kan afvigelsesens størrelse for nedbørsintensitet målt med LAWR vurderes. På figur 1.8 ses et eksempel på nedbørsintensiteten målt med regnmåleren og med LAWR. I perioder er der fin overensstemmelse og i andre ses LAWR enten at over- eller underestimere nedbørsintensiteten. Specielt i den højintensive periode ligger LAWR langt under nedbørsmåleren, men i den efterfølgende periode overestimeres nedbøren.



Figur 1.8
Nedbørshændelse fra regnmåler 20304 d. 4. august 2008.

For at LAWR for alvor skal kunne anvendes er det nødvendigt, at der opnås en forbedring af måleresultaterne og hvis dataene skal anvendes i realtid som ved forecast er det yderligere et krav at behandlingen skal kunne foregå automatisk og hurtigt.

Målet for projektet er derfor at forbedre intensitetsmålingerne foretaget med LAWR. Dette gøres ved at lokalisere kilderne til fejl og usikkerheder, der eksisterer under anvendelsen af LAWR og om muligt løse dem. Kalibreringen af LAWR er afgørende for konverteringen mellem radardata og nedbørsintensiteter og er et af hovedproblemerne ved anvendelsen af LAWR. De normalt anvendte kalibreringsmetoder af LAWR undersøges derfor og det forsøges at udvikle nye metoder til at opnå en bedre overensstemmelse mellem radar målinger og målte nedbørsintensiteter.

2 Beskrivelse af nedbør og målemetoder

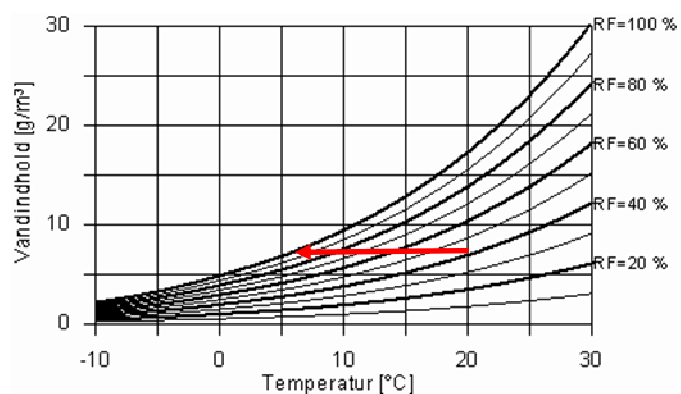
Projektet er baseret på anvendelsen af LAWR til måling af nedbør og til kalibrering og validering anvendes nedbørsmålning foretaget med traditionelle regnmålere placeret på jordoverfladen. Disse to målemetoder er grundlæggende meget forskellige, men alligevel er det hensigten at nedbøren skal repræsenteres på samme måde, som regnintensitet ved jordoverfladen. Derved bliver det muligt at sammenligne målingerne foretaget ved de to metoder.

Derfor undersøges i dette afsnit nærmere hvordan regnmåleren og LAWR måler regnintensiteten for at kunne vurdere fejlkilder og få en forståelse for hvilke usikkerheder, der kan være forbundet med metoderne. I denne sammenhæng er det også valgt at medtage en beskrivelse af det der måles på, nedbøren, og hvordan den opstår.

2.1 Nedbørstyper og deres karakteristika

Ved dannelsen af nedbør stiger varm fugtig luft opad i atmosfæren og afkøles under opstigningen fordi luften udvider sig når trykket falder op igennem atmosfæren. Når luften afkøles falder dugpunktstemperaturen og dermed den maksimalt mulige mængde vanddamp som luften kan indeholde og på et tidspunkt vil luftens temperatur have nået dugpunktstemperaturen hvorefter den overskydende vanddamp fortættes på kondensationskerner (eksempelvis salt, pollen og støvpartikler) til kondensationsdråber (Lutgens og Tarbuck 2007). Ud fra figur 2.1 kan dette illustreres ved at antage at den relative luftfugtighed er 40% ved jordoverfladen og har en temperatur på 20 °C. Hvis luften stiger til vejrs og afkøles svarer det til at bevæge sig mod venstre i diagrammet (rød pil) og efter et fald på 18 grader, vil luften opnå en relativ luftfugtighed på 100% og derved er dugpunktstemperaturen nået.

Selve dannelsen af nedbør skyldes ikke kondensation, men to processer der benævnes Bergeron processen og kollision – fusions processen (eng.: Collision-coalescence) (Lutgens og Tarbuck 2007). Ved Bergeron processen dannes iskristaller når underafkølet vand fryser fast til frysekerner højt oppe i atmosfæren og de vil begynde at falde ned igennem atmosfæren, hvor de vokser efterhånden som de kolliderer med kondensationsdråber der fryser fast til dem. Hvis de bevæger sig gennem varmere luftlag vil de smelte og derved opstår der mange store dråber og den fortsatte dannelsen af dråber sker ved kollision og fusion mellem dråberne. Nedbør kan også opstå i varme luftlag, typisk lavthængende skyer, men det er en nødvendighed at der er kondensationsdråber til stede større end 0,02 mm og disse dannes kun hvis der er store kondensationskerner til stede eller hygroscopiske partikler til stede (Lutgens og Tarbuck 2007). Hvis der blot er mange små kondensationsdråber vil de kæmpe om den mængde overskydende vanddamp, der er til stede og der vil ikke blive dannet store dråber som begynder at falde. I de varme luftlag vil dråberne vokse ved sammenstød med andre dråber og kondensationsdråber, da de har forskellig hastighed fordi faldhastigheden afhænger af dråbestørrelsen. Når dråberne vokser sig tilpas store vil overfladespændingen ikke være i stand til at holde sammen på dråben under det drag som vinden udsætter den for og den deler sig og på denne vis stiger andelen af større dråber i nedbørshændelsen. Dråbestørrelser



Figur 2.1 Vanddampkoncentrationens afhængighed af luftens temperatur og relative fugtighed. (Statens byggeforskningsinstitut u.d.)

kan variere fra små kondensationsdråber 0.01mm til store regndråber på 5 mm (Lutgens og Tarbuck 2007). Den vertikale udbredelse af nedbørsområdet har derfor stor betydning for nedbørsdannelsen da dråbernes opholdstid i atmosfæren er afgørende for hvor meget de kan vokse.

Den første betingelse for at nedbøren dannes, er at varm luft stiger til vejrs, og atmosfærens stabilitet er i den sammenhæng vigtig, da den i mange tilfælde er bestemmende for om luften vil fortsætte med at stige. Densiteten af varm luft er lavere end for kold luft og vil derfor stige til vejrs. Luften er stabil hvis temperaturgradienten opad i atmosfæren er mindre end temperaturgradienten for den adiabatisk nedkøling af den opstigende varmere luft, fordi forskellen i gradienter medfører at den varme luft efterhånden får samme temperatur som atmosfæren og derved stopper opdriften. Den omvendte situation, hvor den adiabatisk temperaturgradient er lavere end atmosfærens temperaturgradient fører til at luften er ustabil da den varme luft kan blive ved med at stige opad i atmosfæren.

Man kan dele nedbøren op i fire forskellige typer alt efter årsagen til, at den varme luft stiger til vejrs hhv. ortografisk nedbør, konvektionsnedbør, frontnedbør og konvergensnedbør (Burcharth og Jørgensen 1976). Den ortografisk nedbør er ikke relevant i Danmark, da landet er meget fladt og denne type nedbør opstår i forbindelse med bjerge eller fjelde får luften til at stige til vejrs.

Konvektionsnedbør

Konvektionsnedbør finder sted når solen varmer jordoverfladen uensartet, men kraftigt, op og der kan opstå områder hvor luften opvarmes væsentligt mere end den omkringliggende luft. Derved falder densiteten og luften bliver lettere end den omkringliggende luft og vil derfor stige til vejrs. Hvis luften er ustabil vil den varme luft fortsætte med at stige til vejrs og når dugpunktstemperaturen er nået vil der ske en fortætning af vanddampen. Ændringen af tilstandsform udløser latent varme og luften nedkøles derved våd adiabatisk, modsat tør adiabatisk hvor der ikke frigives varme fra fortætning af vanddamp, og hvis nedkølingen stadig sker langsommere end omgivelserne kan opstigning fortsætte. Denne type nedbør kan derfor strække sig langt op i atmosfæren og kan resultere i meget høje intensiteter. Typen af skyer, der kaldes Cumuluskyer og hvis de fortsat får tilført varm fugtig luft kan de udvikle sig til Cumulonimbus skyer, der kan skabe meget højintensive nedbør (Lutgens og Tarbuck 2007). De kan strække sig fra få hundrede meter oppe i atmosfæren og op til 12 km højde. Selve dannelsen af nedbør finder sted som beskrevet først i afsnit 2.1 ved Bergeron processen. (Lutgens og Tarbuck 2007)

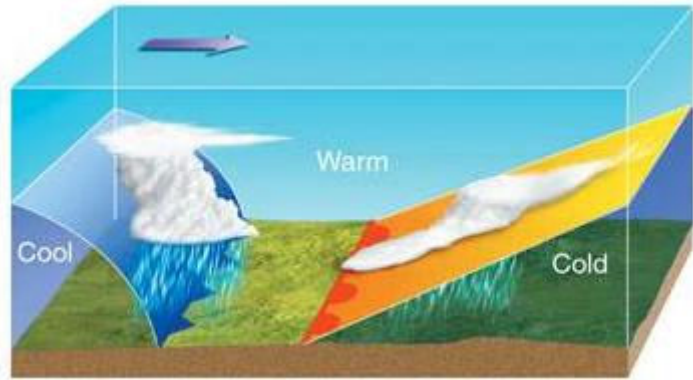
Det er især i sommer og efterårsperioden hvor jorden varmes kraftigt op af solen at denne type nedbør opstår og på figur 2.2 ses et eksempel på en byge opstået på grund af konvektion, hvor det er tydeligt hvordan der er en kraftig opdrift, der får skyen lokalt til hurtigt at vokse i højde. Denne type nedbør kan på grund af måden den opstår på forårsage meget kraftige lokale nedbørshændelser.

Frontnedbør

Frontnedbør opstår i forbindelse med varm og koldfronter. En front markerer skiftet mellem to luftmasser med forskellig temperatur og når den ene luftmasse fortrænges vil det føre til nedbør da varm luft vil blive presset til vejrs. Sammenlignet med konvektionsnedbør er der tale om et større og sammenhængende nedbørsområde. Der er væsentlig forskel på nedbørens karakteristika afhængig af om det er en varm eller koldfront der forårsager nedbøren.



Figur 2.2
Eksempel på cumulonimbus sky (DMI 2005)



Figur 2.3
Kold og - varmfront

Ved en varmfront fortrænges den køligere luftmasse kun langsomt. Den varme luft er lettere end den kolde og vil derfor glide op over den kolde luft langs et skråplan med en hældning på omkring 0,5 grader. Den varme luft har svært ved at presse den tungere kolde luft væk og stiger kun langsomt til vejrs. Derfor er regnen for det meste langvarig, med stor udbredelse, men med lav intensitet. (Burcharth og Jørgensen 1976)

Koldfronten bevæger sig hurtigere og forskellen i tyngde gør at den varme luft let bliver fortrængt og presses opad i atmosfæren hvilket er illustreret på figur 2.3. Opstigningen sker mere brat end ved varmfronten og derfor bliver nedbøren mere højintensiv, men med kortere varighed og kan minde mere om konvektionsnedbør. Det er også muligt at luften er ustabil længere oppe i atmosfæren så den varmere luft vil fortsætte med at stige højere op i atmosfæren og får karakter af konvektionsnedbør.

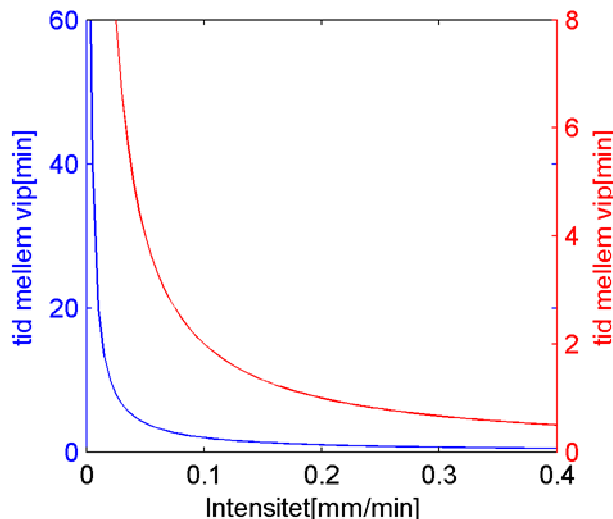
Frontnedbør forbindes med nimbostratus skyer og det er en af de skytyper, der bidrager med den største akkumulerede mængde nedbør. Nimbostratus skyer kan befinde sig op i en højde af 2 km højde (Lutgens og Tarbuck 2007). De bidrager typisk med nedbørshændelser af lav til mellem intensitet, der strækker sig over længere perioder, men som beskrevet ovenfor kan koldfronter ved ustabile atmosfæreforhold længere oppe i atmosfæren opnå en vis intensitet.

Konvergensnedbør

Konvergensnedbør opstår typisk i kystområder når luften bevæger sig fra hav til land. Friktionen er større over landjord og derved sker der en opstuvning af luften over land med øget vertikal bevægelse som fører til nedbør, da luften er tvunget til at bevæge sig opad i atmosfæren (Burcharth og Jørgensen 1976). Regn opstået ved konvergens er langvarig med lav intensitet. Det vides ikke, hvor langt ind i landet denne type nedbør kan bevæge sig, men dele af radarens måleområde er i nærheden af kystområder.

2.2 Nedbørsmåling med vippekarsmåler

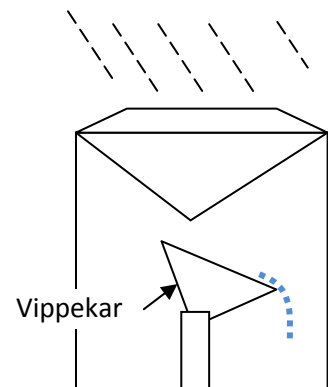
Princippet i en regnmåler er meget simpelt. Den består af en cylinder med en åbning i den ene ende, hvor det regner igennem og indeni cylinderen befinder der sig en form for beholder til at opsamle nedbøren, se figur 2.5. I projektet anvendes data fra en Rimco 7499020 regnmåler som benyttes i SVK netværket (M. K. Nielsen 2001). Rimco måleren kan ses på figur 2.5. Regnmåleren er udstyret med et vippekar, der vipper og derved tømmes, hver gang der er faldet 0,2 mm regn i regnmåleren. Det er derved muligt ud fra antallet af vip indenfor et minut at udregne regnintensiteten, men det betyder også at regnmåleren måler intensitetsproportionalt og den tidslige opløsning derved bliver højere i takt med



Figur 2.4
Regnmålerens tidlige opløsning som funktion af regnintensiteten.



Figur 2.5
Tv. Rimco regnmåler. (McVan Instruments u.d.)
Th. Skitse af Eksempel på vippekarsregnmåler



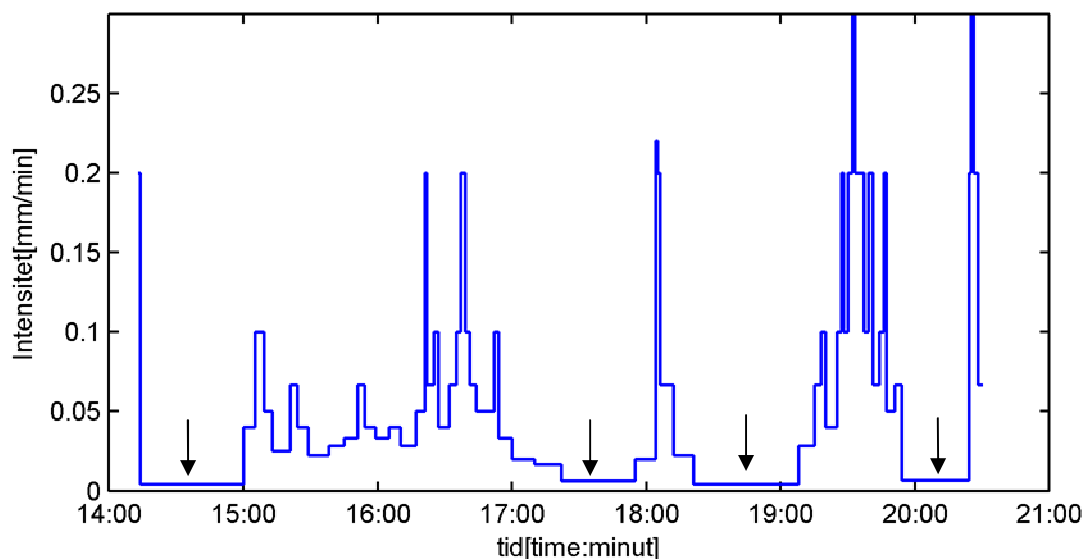
stigende regn intensitet, se figur 2.4. Der kan argumenteres for at det også er mest relevant at have en høj tidlig opløsning i forbindelse med høj intensitet, men der forekommer altså en dårligere tidlig opløsningen ved lave intensiteter.

I det indledende kapitel er det beskrevet, hvordan regnmåler netværket er distribueret i Danmark og SVK regnmålerne i Aalborg området er de eneste relevante regnmålere for projektet, da de kan måle regnintensitet med en tilstrækkelig fin tidlig opløsning på 1min og dermed kan anvendes i sammenhæng med vejrraddata der anvender en opløsning på 5 min.

Der opstår en fejl, i forbindelse med initial vippe når nedbørshændelsen begynder. Da det ikke vides over hvor lang tid nedbøren til det første vip er akkumuleret bliver det registreret som regn faldet indenfor det foregående minut. Dette er muligvis ikke tilfældet da det første vip kan have været en akkumulering af lavintensiv nedbør over en længere periode eller måske indenfor det minut hvor det blev registreret. (M. K. Nielsen 2001)

For at en nedbørshændelse bliver registreret skal der være mindst 2 vip i løbet af hændelsen og den maksimale tid mellem 2 vip er 60 minutter ellers betragtes vippene som tilhørende separate hændelser. Hvis der er et ophold i nedbørshændelsen fordeles det første vip efter opholdet, svarende til 0,2 mm, ud over tiden mellem det aktuelle og foregående vip(M. K. Nielsen 2001). I dataserien kan der altså optræde regn i perioder hvor det reelt ikke regner, hvilket fremgår af figur 2.6. På figuren er der markeret længere perioder hvor regnmåleren viser en konstant meget lav intensitetsniveau hvilket tyder på at det skyldes at første vip efter opholdet i nedbørshændelsen bliver midlet ud over opholdets varighed. At dette er tilfældet bekræftes yderligere ved at dividere 1 vip på 0,2 mm med varigheden på opholdene og det viser sig at det stemmer overens med regnmålerens intensitet. Af figur 2.6 fremgår også tydeligt at der kan være stor variation i intensiteten under en nedbørshændelse og at den kan ændre sig betydeligt indenfor meget korte tidsrum.

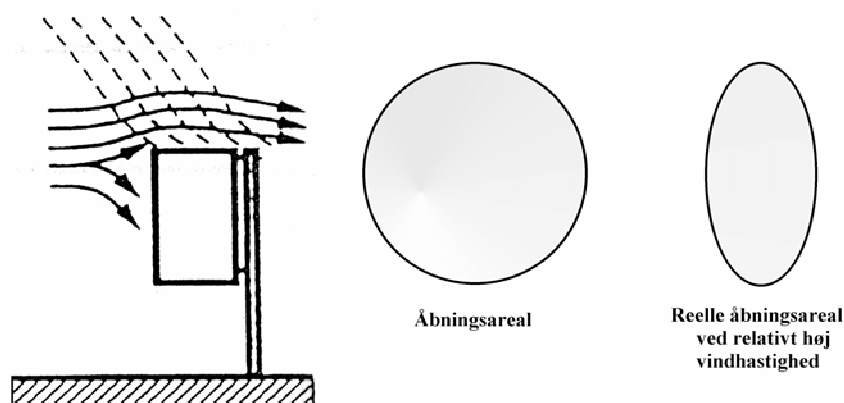
I (Siggaard og Rasmussen 2006) anvendes en kunstig regnserie af 2 timers varighed med en tidlig opløsning på 5 sekunder til at undersøge fejlen, der begås i regnmålerens midlingsmetode. Der blev midlet til 5 minutters intervaller efter samme princip som hvis målingerne var foretaget med en SVK regnmålerne, dog med den undtagelse, at det første vip ikke påregnes det foregående minut. Derefter



Figur 2.6
Regnhændelse fra regnmåler 20212 der fandt sted d. 27 august 2008. Pilene peger på perioder hvor regnintensiteterne kunne være en konsekvens af ophold i regnen.

blev resultatet sammenlignet med den sande midling og det viste sig, at der var en korrelationskoefficient på 0,9, som dog forbedredes en smule ved at foretage midlingen over hhv. 10 og 20 min intervaller. Der introduceres altså en fejl blot ved metoden, hvormed regnmåleren foretager midlingen.

Regnmåleren er heller ikke perfekt i den forstand, at den opfanger den korrekte mængde nedbør, men der eksisterer et stort erfaringsgrundlag for anvendelsen af regnmålere og hvilke fejl der er forbundet med brugen af den. Det betyder også at der er indsamlet et stort datagrundlag til at vurdere fejlene og foretage korrektioner. (Vejen, Madsen og Allerup 2000) Omhandler korrektion af Hellman regnmålere og ikke SVK regnmålerne som i projektet, men i DMI's årsrapport 2005 (Nielsen og Cappelen 2005) om drift af SVK systemet, anvendes samme korrektion for Hellman målere uden skærm og SVK målere så det antages, at fejlene også vil være tilstede i SVK måleren. Der nævnes flere fejlkilder ved målemetoden i (Vejen, Madsen og Allerup 2000), men den primære fejlkilde er forårsaget af vind da regnmåleren i sig selv skyld i at vindfeltet ændres og derfor skabes der turbulens omkring måleren, der kan påvirke dråbernes baner. Det medfører, at regnen falder mere skråt og derved mindskes det reelle



Figur 2.7
Ændring af vindfelt og åbningsareal omkring regnmåler ved kraftig vind. (Vejen, Madsen og Allerup 2000)

åbningsareal for regnmåleren og der måles for lav en intensitet. En skitse kan ses på figur 2.7. Målingerne er derfor meget afhængige af læforholdene omkring måleren når det blæser.

Rapporten konkluderer også, at det var nødvendigt i gennemsnit over 10 år for sommerperioden, at korrigerer den målte nedbør med 12-14%. Når det er nødvendig med så høj en korrektion indikerer det at der er en væsentlig usikkerhed forbundet med målemetoden og muligvis endnu større når det ikke er akkumuleret regn som Hellman måleren måler, men i stedet på intensitetsniveau. I projektet anvendes data fra DMI der ikke er korrigeret for vind og læforhold. Når regnmåleren derfor anvendes i senere afsnit som kalibreringsværktøj er der derfor behæftet en usikkerhed med de data der kalibreres efter. Den største korrektion skal foretages ved høj vindstyrke og lav intensitet. Når regnintensiteten stiger bliver korrektionsfaktoren mindre og derved også usikkerheden. Regnmåleren må på trods af usikkerhederne betragtes som den metode der eksisterer i øjeblikket, der måler den mest korrekte intensitet ved jordoverfladen.

2.3 LAWV

Dette afsnit har til formål at beskrive hvordan radaren fungerer og give en beskrivelse af principperne bag anvendelsen af radaren til måling af nedbør for i senere afsnit at kunne vurdere hvor fejl kan opstå. Afsnittet leder også frem til hvad det er for en intensitet der måles med en vejrradar.

En radar er meget kompliceret sammenlignet med en regnmåler og processen fra udsendelse af radarbølger til der haves intensitetsmålinger er behæftet med flere kilder til fejl. For at kunne analysere hvor fejlene kan opstå og hvad der forårsager dem er det nødvendigt med en gennemgang af forløbet fra radaren udsender radarbølger til den efterfølgende databehandling. Det er valgt at foretage en opdeling som vist på figur 2.8 og denne anvendes i senere afsnit til inddeling af fejlkilderne. I det følgende beskrives blokkene "radar udsender radarbølger" og "radar modtager refleksioner" under et da det er lettest at beskrive radarens opbygning under et.

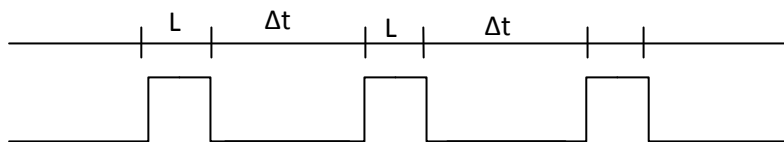


Figur 2.8
Bløddiagram over trin før regnintensiteten er målt

2.3.1 Udsendelse og modtagelse af mikrobølger

På figur 2.10 ses hovedkomponenterne i radaren og hvordan signalerne sendes rundt mellem disse (Furuno 2008). Senderdelen af figuren begynder med en "pulse modulator" der sikrer at timingen af radarimpulserne er korrekt. Med timing menes den tidslige afstand mellem radarimpulserne og længden af impulsen hvilket er illustreret på figur 2.9. Det er vigtigt at timingen er præcis, da beregningen af afstanden ud til et radar ekko ellers ikke vil blive korrekt. Denne udregnes nemlig ved at forudsætte at radarbølgerne udbreder sig med lysets hastighed og derfor skal timingen være meget præcis da tiden mellem sending og modtagelse af signalet er meget kort. For eksempel kan en radarimpuls bevæge sig 40km på $1,4 \cdot 10^{-4}$ sekunder.

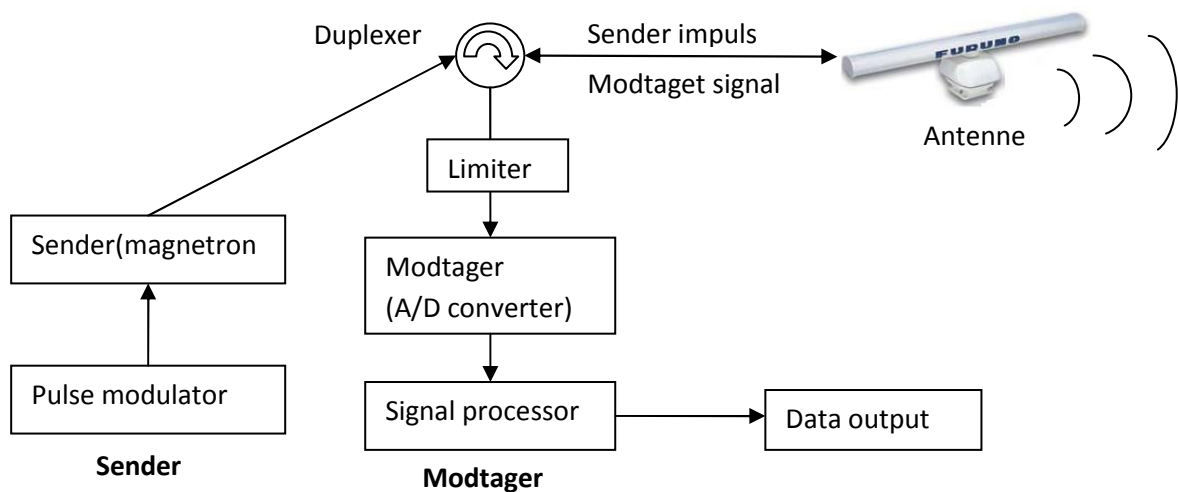
Magnetronen modtager impulsen fra modulatoren og genererer en radarbølge med den korrekte frekvens som sendes videre til duplexer enheden. Radarantennen fungerer både som modtager og sender og duplexerens funktion er at skifte mellem at der modtages og sendes et signal og er derfor synkroniseret med timingen. Hvis figur 2.9 betragtes betyder det at den sender i tidsrummet L og modtager reflekteret signal i tidsrummet Δt og sådan fortsætter cyklussen. Da LAWR udsender mikrobølger i pulse med længden L er den en også en pulse radar.



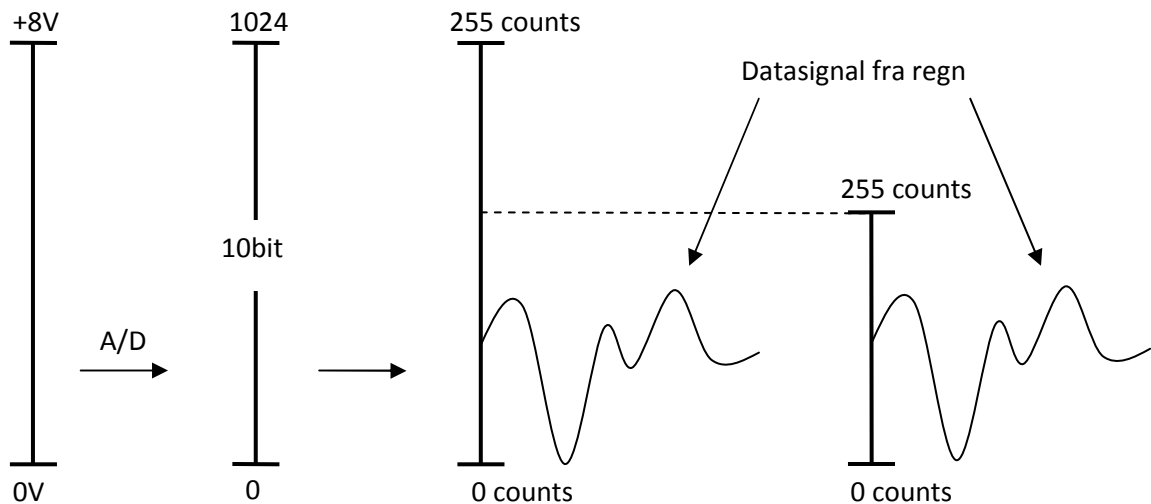
Figur 2.9
Timing for udsendelsen af radarsignaler.
 Δt er tidsrummet mellem 2 signaler og L er længden af signalet.

Da modtageren er beregnet til at modtage svage signaler er der normalt stor forskel på styrken af det udsendte signal og det der reflekteres fra et objekt indenfor radarens rækkevidde. Derfor er der også et limiter filter i modtagerdelen af radaren, så modtageren ikke tager skade, hvis der modtages kraftige radiobølger.

I perioden Δt modtager radaren signal og det modtagne signal omsættes til et kontinuert analogt signal i volt. Det er nødvendigt at sample signalet da det skal digitaliseres og der samples med 20MHz, hvor samplefrekvensen nøje hænger sammen med den ønskede afstandsopløsning for måledataene(Jensen



Figur 2.10
Oversigt over radarens hovedkomponenter. (Furuno 2008)



Figur 2.11

Viser omsættelsen fra analogt signal til countskalaen. Her er også illustreret vigtigheden af at vælge en passende maks. Værdi for count skalaen. Inspireret af (Pedersen, *Scaling Properties of Precipitation- Experimental study using*

2004). Denne sammenhæng forklares under "Radarens tidslige og spatiale opløsning" i dette afsnit.

Signalet konverteres gennem en 10 bit A/D konverter, hvilket giver 1024 steps og de omsættes til en ny skala, der har 256 værdier, som benævnes counts og er radarens output. Count værdien på 256 tages ikke med da LAWR i dette tilfælde er mættet og det vides derfor ikke om radarekkoet svarer til et signal højere end 8v og countskalaen har derfor maksværdi ved 255counts. Ved at skalere countskalaen i forhold til styrken af refleksionerne fra nedbør kan der opnås en finere opløsning af nedbørshændelsen, specielt ved lave intensiteter, men samtidigt er det vigtigt at den ikke er indstillet, sådan at høje værdier bevirker der opstår mætning. En oversigt over omsætningen fra analogt signal til counts kan ses på figur 2.11.(Pedersen, *Scaling Properties of Precipitation- Experimental study using weather radar and rain gauges* 2004).

Signal processoren udfører den interne databehandling som er indbygget i radaren, som fjernelse af clutter, dæmpnings korrektion, variansanalyse, interpolation fra polært til kartesisk grid i forskellige opløsninger og formentlig også midling over scanningerne der er foretaget indenfor det valgte midlingsinterval. Radarantennen har en rotations hastighed på 24 rotationer i minuttet og derfor foretages der 24 scanninger indenfor et minut som senere midles til 5minutters intervaller. Da alle disse databehandlinger foregår internt i systemet er output i form af counts derfor ikke det ubehandlede signal som der fanges af antennen.

Det er muligt at korrigere på dæmpning og afstandskorrektionen og signal skaleringen i softwaren, men hvis der i løbet af en dataopsamlingsperiode er flere korrektioner vil dataene i forskellige perioder være korrigeret forskelligt. Derfor kan der opstå problemer ved efterbehandlingen af data når en efterkorrektion baserer sig på en periode med en given korrektion.

2.3.2 Registrering af nedbør

I det følgende forekommer formler der normalt benyttes indenfor radarteori og når radarmålinger skal omsættes til en regnintensitet. Det er ikke muligt at anvende dem i forbindelse med LAWR, da outputtet fra LAWR er i counts og refleksionerne der modtages fra nedbøren er derfor bearbejdet internt i radarsystemet . Det vides ikke præcis hvordan denne bearbejdning foregår og derfor kan de gængse

empiriske formler i radarlitteraturen ikke anvendes i forbindelse med LAWR. De fysiske principper bag formlerne er dog de samme for alle typer radar og en forståelse for de forskellige sammenhængende der benyttes er en forudsætning for at forstå radarens virkemåde i forbindelse med måling af nedbør.

Når radarbølgerne bevæger sig igennem luften vil signalet blive dæmpet på grund af atmosfæriske gasser, skyer og nedbør. Dette skyldes til dels absorption en del af energien i radarbølgerne omsættes til indre energi som varme i for eksempel en regndråbe, men mere vigtigt i radarsammenhæng hvad der kaldes "backscattering" der direkte oversat betyder tilbagespredning. Når mikrobølgen rammer en regndråbe vil den reflektere en del af bølgeenergien og dråben vil udsende mikrobølger med næsten samme frekvens som mikrobølgen i alle retninger. Den generelle formel til beregning af den effekt som reflekterer fra et objekt afsætter i radaren er givet ved (Battan, Radar observations of the atmosphere 1973):

$$P_r = \frac{P_t \cdot G^2 \cdot \lambda^2 \cdot \sigma_t}{(4\pi)^3 \cdot R^4} \Leftrightarrow \sigma_t = \frac{P_r \cdot (4\pi)^3 \cdot R^4}{P_t \cdot G^2 \cdot \lambda^2}$$

Hvor P_t [W] er radarens sendestyrke, P_r [W] er effekten af den modtagne refleksion i radaren, G er radar gainet, λ [m] er bølgelængden, R [m] er afstanden ud til objektet og σ_t [m²] er det effektive tværsnitsareal. Det effektive tværsnitsareal afhænger af objektet og er bestemmende for hvor stor en del af radarsignalet der reflekteres. Det effektive tværsnitsareal er vigtigt i denne sammenhæng da mængden af signal der bliver reflekteret fra en regndråbe afhænger både af dråbens størrelse og radarens bølgelængde og der er derfor ikke en direkte sammenhæng mellem dråbens tværsnitsareal og det reflekterede signal. Dråben kan i stedet repræsenteres som et tværsnitsareal (effektive tværsnitsareal) der blokerer radarstrålen og reflekterer signalet isotropt, hvor energien der modtages i radaren fra tværsnitsarealet, svarer til den energi radaren modtager fra dråben. Det benyttes, at eneste ubekendte ovenstående formel det effektive tværsnitsareal og kan derfor beregnes ved radarmålinger. Det videre formål er at etablere en sammenhæng mellem det effektive tværsnit og regnintensiteten.

Sammenhængen mellem en dråbes diameter og det effektive tværsnitsareal kan findes ved følgende udtryk så lang tid at der er tale om Rayleigh tilbagespredning. Her gælder Rayleigh approksimationen hvor en partikels effektive tværsnit er proportionalt med partikel diameteren opløftet i 6. Det er en approksimation af Mie teorien der er gældende for alle dråbestørrelser, men for at anvende Rayleigh approksimationen er det et krav at $\alpha \ll 1$. α er forholdet mellem dråbens omkreds og bølgelængden og må ikke overstige 0.22 (Battan, Radar observations of the atmosphere 1973):

$$\sigma_i = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot |K|^2 \cdot D_i^6$$

idet, der indgår, indikerer, at der eksisterer et effektivt tværsnit for hver dråbediameter. λ er radarbølgernes bølgelængde, $|K|^2$ er brydningsindekset og afhænger af nedbørens tilstandsform da den er ca. 0,93 for vand og 0,197 for is og D_i er dråbediameteren (Battan, Radar observations of the atmosphere 1973). For en x-båndsradar med en bølgelængde på 3,2 cm er kravet til at α er mindre end 0.22 problematisk for dråber større end 2,2mm da det ikke er indenfor Rayleigh approksimationen. Fejlen er dog lille når udtrykket anvendes for en fordeling af dråber under en regnhændelse og ikke bare en enkelt. Det blev undersøgt af (Wexler og Atlas, Radar reflectivity and attenuation of rain 1963) der anvendte Mie teorien til at udregne det effektive tværsnitsareal og korrigerede Z-R korrelationer og konkluderede at for bølgelængder mellem 3,2 cm og 10 cm opstod der ikke nævneværdig fejl ved at

anvende Rayleigh approksimationen. Det totale effektive tværsnitsareal for hele målevoluminet, hvor V_m er målevoluminet, fås ved:

$$\sigma_t = V_m \cdot \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot |K|^2 \cdot \sum_{vol} D_i^6 = V_m \cdot \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot |K|^2 \cdot Z$$

Under antagelse af Rayleigh approksimationen kan ligningen for det modtagne signal returneret fra nedbøren derfor skrives:

$$P_r = \frac{C \cdot |K|^2 \cdot Z}{R^2}$$

Her er alle de radarspecifikke konstanter trukket sammen til C og $Z = \sum_{vol} D_i^6$ kaldes reflektivitets faktoren hvor D_i er dråbediameteren og det ses at Z svarer til at summere antallet af dråber opløftet i 6 for samtlige diametre indenfor et enhedsvolumen (Battan, Radar observations of the atmosphere 1973). Z hænger derfor nøje sammen med dråbestørrelsesfordelingen.

(Marshall og Palmer 1948) fandt at dråbestørrelsesfordelingen kunne beskrives ved et eksponentielt udtryk på formen:

$$N_D = N_0 \cdot e^{-\Lambda \cdot D}$$

Hvor N_D antallet af dråber i et enhedsvolumen for dråbediameteren D . N_0 er en empirisk konstant afhængig af nedbørstypen og Λ er hældningen på $\log(N_D)$ som funktion af dråbediameteren. Λ og N_0 blev bestemt i (Marshall og Palmer 1948) ud fra stratiform nedbør til:

$$\Lambda = 4.1 \cdot R^{-0.21} \text{ og } N_0 = 0.08 \text{ cm}^{-4}$$

Ud fra udtrykket ses at dråbestørrelsesfordelingen ændrer sig afhængigt af regnintensiteten da reflektivitetsfaktoren, Z er givet ved $\sum_{vol} D_i^6$ og reflektivitetsfaktoren beregnes ved at integrere over dråbestørrelsesfordelingen indenfor et enhedsvolumen:

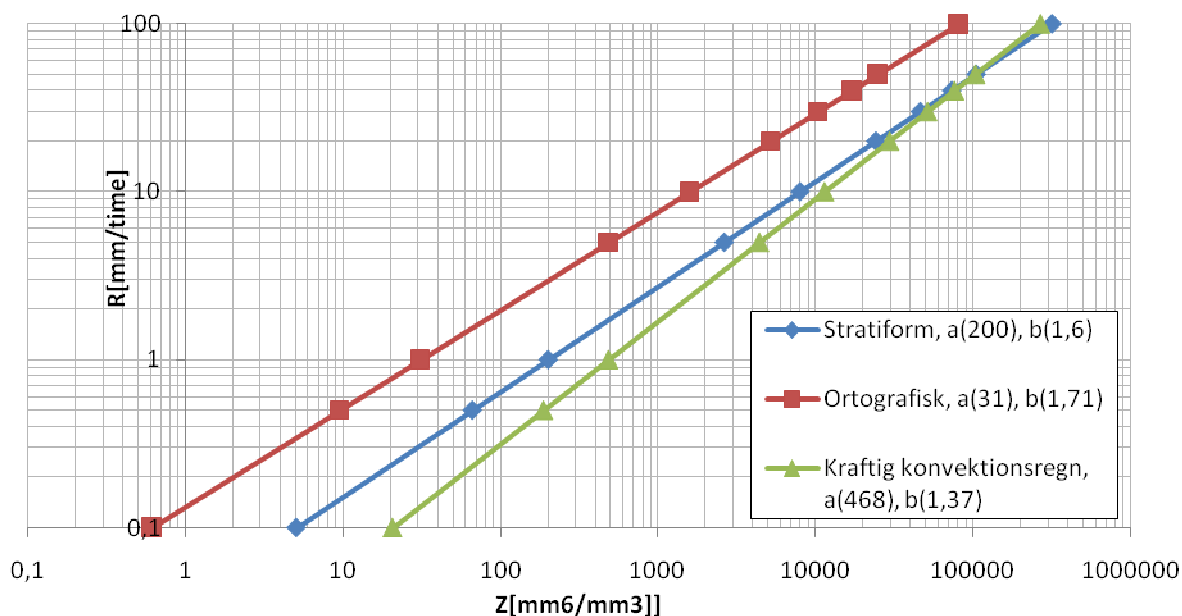
$$Z = \int_{Dmin}^{Dmax} N_d(D) \cdot D^6 dD$$

Der er der en sammenhæng mellem reflektivitetsfaktoren, Z, og regnintensiteten R.

Der er bestemt mange forskellige empiriske Z-R sammenhænge og de afhænger som regel af nedbørstypen om den eksempelvis er konvektiv eller stratiform, men den geografiske beliggenhed er også vigtig (Battan, Radar observations of the atmosphere 1973). Der er udført mange forsøg på at bestemme en empirisk sammenhæng mellem Z og R og disse kaldes Z-R relationer og benytter sig af samme formel udtryk blot med andre koefficienter:

$$Z = a \cdot R^b$$

Hvor a og b er konstanter der kan variere alt efter hvilken relation der vælges og R er regnintensiteten. Typiske koefficienter i forhold til nedbørstypen er vist på figur 2.12. Det ses at der ved udregning af regnintensiteten ud fra en målt effektiv reflektivitet er en betydelig forskel alt efter hvilken Z-R korrelation der anvendes. På figur 2.13 fremgår denne forskel tydeligere hvor den procentvise forskel er udregnet mellem konvektiv og stratiform Z-R korrelation ved anvendelse af den samme

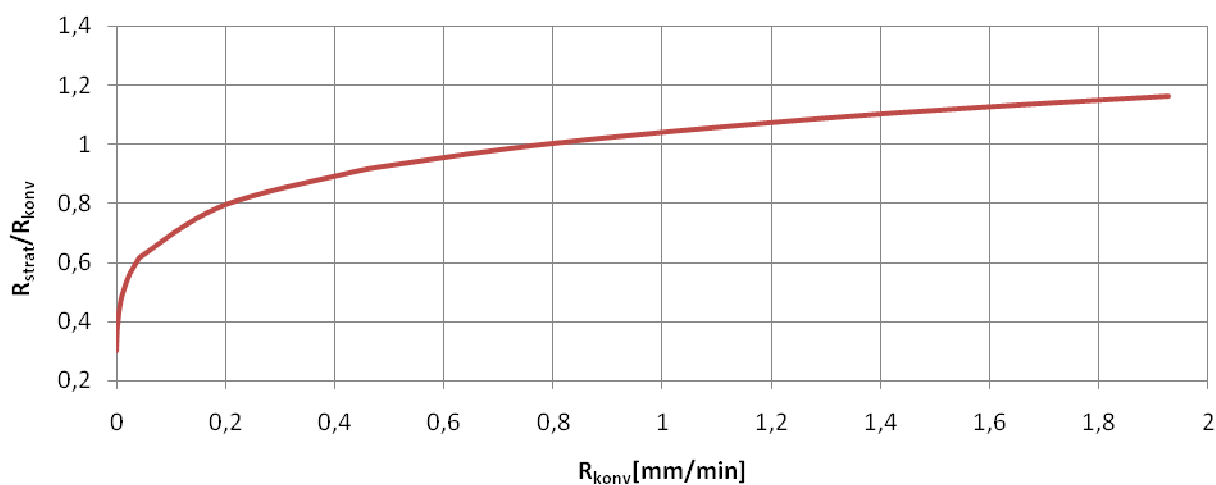


Figur 2.12

Typiske Z-R sammenhænge for forskellige typer nedbør (Battan, Radar observations of the atmosphere 1973).

reflektivtetsfaktor. Det ses at forskellen er størst ved de lavere regnintensiteter, hvor den konvektionsregnen giver en højere intensitet. Allerede ved nedbørshændelser med en regnintensitet på over 0,2mm/min giver valget af Z-R sammenhæng begrænset forskel. Til sammenligning har en 5 minutters regn fra landsregnrækkerne med gentagelsesperiode på 0,2 år en intensitet på 0,48 mm/min (Linde, Winther, et al., Afløbsteknik 2002) og 0,2 mm/min er derfor ikke en særlig kraftig regn.

Forskellen i formlerne er et udtryk for at dråbestørrelsesfordelingen varierer i forhold til regntypen og intensiteten. Når der eksisterer forskellige sammenhænge alt efter regntypen betyder det også, at den samme refleksion kan repræsentere forskellige regnintensiteter alt efter valget af Z-R og overført til radarsystemet anvendt i projektet gælder det samme. Den samme count værdi kunne medføre forskellig regnintensitet alt efter valget af Z-R korrelation og dermed nedbørstype og det er derfor givet at en valgt relation ikke giver et lige godt resultat ved alle regntyper. I det ovenstående er det forudsat, at nedbøren er på flydende form, men hvis der er tale om sne forekommer en anderledes Z-R korrelation og ved hagl er det ikke muligt at anvende Rayleigh approksimationen, men det er derimod



Figur 2.13

Den procentvise forskel mellem beregnede regnintensiteter ved en stratoform Z-R sammenhæng og en konvektiv som funktion af den konvektive regnintensitet.

nødvendigt at anvende den effektive reflektionsfaktor ved anvendelse af Mie teori. Sammenhængen mellem det effektive tværsnitsareal og nedbørens tilstandsform er altså endnu en usikkerhed der i nogle tilfælde kan bidrage til en forkert omsætning.

I det foregående blev det forudsat at Rayleigh approksimationen kunne anvendes, dvs. der er en sammenhæng mellem reflektivtetsfaktoren og den dråbestørrelsesfordeling i 6. potens summeret op. Z-R sammenhængen bekræfter at der er en sammenhæng mellem reflektivtetsfaktoren, dråbestørrelsesfordelingen og regnintensiteten, men ved radaren anvendt i projektet er det ikke muligt at anvende denne sammenhæng direkte. Der anvendes derfor et andet mål for reflektionen i forhold til regnintensiteten i form af en C[counts]-R sammenhæng der gælder for alle hændelser.

Der er ikke taget højde for at det er nødvendigt at korrigere for dæmpning af signalet i det foregående. Der sker et tab af radarstrålens effekt på radarens vej gennem atmosfæren pga. dæmpning når radarstrålen rammer partikler i atmosfæren. Dæmpningen sker ved, at der sker en absorption eller en spredning af radarsignalet ud af samplevoluminet når radarstrålerne rammer partiklerne, på samme vis som beskrevet tidligere under refleksion fra regndråber. Denne dæmpning sker to gange på radarpulsens vej gennem atmosfæren, både på vej ud til målet, men også på vej tilbage til radaren.

Er der kraftig dæmpning af radarstrålen vil den modtagne refleksion falde med afstanden, og des større dæmpning des lavere refleksion vil der modtages. Dette betyder, at des længere væk fra radaren der måles under dæmpende vejrforhold des mere underestimeres regnintensiteten.

Dæmpningen af signalet er afhængig af det medie, som strålen skyder igennem. Der foregår således en forskellig dæmpning af radarstrålerne i ren atmosfæreluft, skyer, nedbør, hagl og sne. Dæmpningen af signalet er, ud over mediet, også afhængig af den bølgelængde, som radaren anvender, og det er gældende at jo lavere bølgelængde des mere følsom er radarstrålen overfor dæmpning af signalet (Battan, Radar observation of the atmosphere 1973). Normalt anvendes følgende udtryk til at korrigere for dæmpning af signalet (Battan, Radar observation of the atmosphere 1973):

$$\bar{P}_r = \bar{P}_{r_0} \cdot 10^{-0,2 \cdot \int_0^r k \, dr}$$

Hvor \bar{P}_r er korrigerede effekt [W] til afstanden r , \bar{P}_{r_0} er den effekt [W], der ville være modtaget hvis der ingen dæmpning var. K er dæmpningfaktoren, der måles i decibel [dB]. Da dæmpning både kan skyldes skyer, nedbør og alm. atmosfæreluft skrives k ofte som $k = (k_g + k_c + k_p)$, hvor k_g , k_c og k_p repræsenterer dæmpningen fra hhv. atmosfære (k_g , gases), skyer (k_c , clouds) og nedbør (k_p , precipitation). Ved LAWR' bølgelængde på 3 cm er det kun dæmpningen fra nedbør og massive skyer der har betydning for dæmpningen. Dæmpningen fra nedbør har som regel størst betydning og afhænger af nedbørens karakter og intensitet. (Wexler og Atlas 1963) har samlet fire forskellige modeller til at estimere dæmpningen ud fra regnintensiteten, men disse modeller giver fire forskellige bud på dæmpningen af radarstrålerne, hvorfor der ikke findes et entydigt udtryk for dæmpningen.

Dæmpningen fra nedbør er ligeledes meget variable, da regnintensiteten kan varieres meget over tid og sted, hvorfor det er vanskeligt at benytte sig af en fast værdi for dæmpningen. Beregningsmetoden gør endvidere korrektionen af dæmpning fra nedbør vanskeligt, da der ikke haves informationer om nedbørens intensitet i realtid, således at der kan korrigeres for dette.

Det er ikke muligt at anvende den gængse radarteori og justere k for LAWR, som tidligere beskrevet, hvorfor det er nødvendigt med en anden dæmpningskorrektion. Dæmpningskorrektionen er fundet empirisk og angives som: (Pedersen, Zawadzki, et al. 2008):

$$Z_r = Z_{g,r} \cdot \left(1 + \frac{\alpha}{C_1} \cdot \sum_{r=0}^{r-1} Z_{r-1} \right)$$

Hvor Z_r er den korrigerede refleksion, $Z_{g,r}$ er den målte refleksion, r er afstanden og α og C_1 er justerbare parametre.

Der foretages ud over dæmpningen en afstandskorrektion fordi at målevoluminet udvider sig med afstanden fra radaren. For at to målinger ved forskellige afstande repræsenterer den samme refleksivitet skal der derfor korrigeres for det større målevolumen. Da radaren udfører en intern behandling af dataene der er ukendt, inden dataene bliver tilgængeliggjort for LAWR's software kan de geometriske betragtninger som normalt anvendes ikke anvendes direkte på outputtet. LAWR anvender derfor et empirisk fundet formeludtryk til korrektion refleksionerne i forhold til afstanden (Pedersen, Zawadzki, et al. 2008):

$$Z_r = Z_{g,r} \cdot \frac{1}{C_2 \cdot \exp(r \cdot C_3)}$$

Hvor Z_r er den korrigerede refleksion, $Z_{g,r}$ er den målte refleksion, r er afstanden, C_2 og C_3 er parametre, der kan indstilles på i radarsoftwaren. Afstandskorrektionen ændrer sig ikke i forhold til tiden.

Dæmpnings- og afstandskorrektionen i LAWR foregår samtidigt i radarens software med formlen. (Pedersen, Zawadzki, et al. 2008)

$$Z_r = Z_{g,r} \cdot \left(1 + \frac{\alpha}{C_1} \cdot \sum_{r=0}^{r-1} Z_{r-1} \right) \cdot \frac{1}{C_2 \cdot \exp(r \cdot C_3)}$$

Det er altså muligt at justere på dæmpning og afstandskorrektionen vha. de fire parametre C_1 , C_2 , C_3 , C_4 og α .

Den tidlige og spatiale opløsning for LAWR

Regnmåleren måler intensitetsproportionalt, da måleopløsningen stiger med regnintensiteten fordi højere intensitet fører til at vippekaret i regnmåleren bliver hurtigere fyldt og tiden mellem vippene falder. Radaren udfører derimod tidsproportionale målinger og foretager en måling hver gang en scanning finder sted og er derfor tidligt uafhængig af regnintensiteten. Forskellene i målemetoder bevirker at der nødvendigvis vil opstå en forskel mellem radaren og regnmåleren blot ud fra måleprincippet specielt ved lavere intensiteter. Radaren roterer med 24 rotationer i minuttet og foretager derfor en scanning med 2,5 sekunders mellemrum. Der forekommer dog fluktuationer i det reflekterede signal fordi at regndråberne bevæger sig indenfor målevoluminet og det er nødvendigt at midle over en vis mængde scanninger og målinger med 2,5sekunders mellemrum kan formentlig ikke anvendes direkte, men den mulige tidlige opløsning er formentlig høj. En så fin tidlig opløsning vil dog være uoverkommelig at håndtere da der vil blive genereret meget store datamængder.

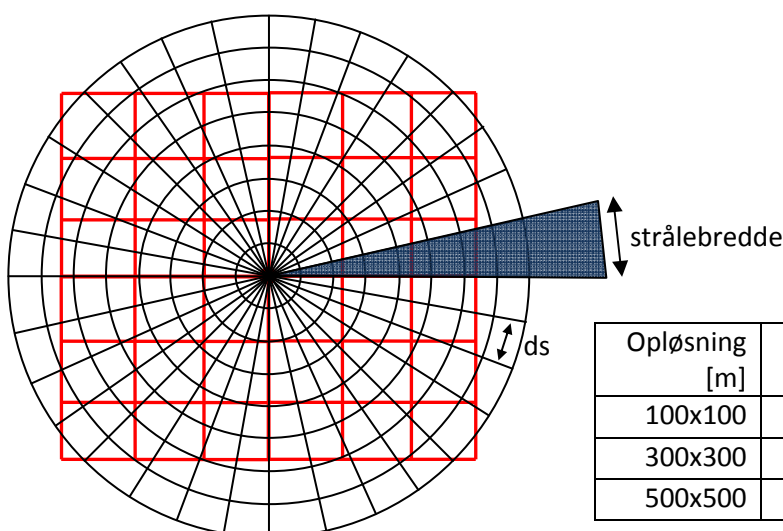
Radarsoftwaren kan måle nedbør med en spatial opløsningerne i et kartesisk grid på 500m x 500m, 250m x 250m, 300m x 300m og 100m x 100m(Jensen 2004). Opløsningen sætter dog begrænsninger for rækkevidden, illustreret på figur 2.15, da radarens reelle opløsning passer med opløsningen i et polært grid, som er defineret ved en gradinddeling og en radiær afstand og derved vokser den polære gridstørrelsen med afstanden til radaren. Ud over en given afstand vil den polære grid størrelse derfor overskride den kartesiske som er konstant uanset afstanden. Hvornår den kartesiske opløsning overskrides afgøres af hvor retningsbestemt radaren er. Den anvendte radar har en horisontal åbningsvinkel på 0,95grad hvilket er vinkelinddeling i det polære grid og betyder at radaren er i stand til at skelne retningen hvorfra nedbøren måles med en azimuth vinkel på 0,95. Ved at udregne strålebredden som $\tan(\text{åbningsvinklen}) \cdot r$ kan den maksimale radius bestemmes for hver kartesisk opløsning hvor det giver mening at midle fra polært til kartesisk. Disse er opstillet i figur 2.14, hvis det kartesiske grid er ude over denne radius midles fra en polær gridstørrelse der er større end det kartesisk. Den radiære opløsning bestemmes af radarens samplefrekvens da radaren modtager refleksionerne fra det udsendte signal som et kontinuert signal. Samplingfrekvensen er på 20Mhz (Jensen 2004) hvilket giver en radiær opløsning på 30m.

Efterbehandling af data

Tilbage mangler at omregne fra counts til regnintensitet som der måles i regnmåleren. Der benyttes en lineær sammenhæng:

$$i = \beta \cdot c$$

Hvor i er regnintensitet, c antal counts og β er en proportionalitetskonstant. Udfordringen består i at bestemme et udtryk for β der giver den korrekte omregning mellem counts og intensitet. Metoden der anvendes til at bestemme β i dette projekt er ved at anvende regnmålere der er placeret indenfor radarens rækkevidde og derved kalibrere β på plads. β kan herefter anvendes til at kalibrere radaren efter regnmålerne. Dette beskrives nærmere i senere afsnit hvor denne kalibrering foretages.



Figur 2.15
Principskitse af polært, kartesisk grid(rød) og radarstrål(blå).

Opløsning [m]	Maks. afs. [km]	Opgivet maks. afs. [km]	Strålebredde [m]
100x100	6	15	99
300x300	15	15	249
500x500	30	60	497

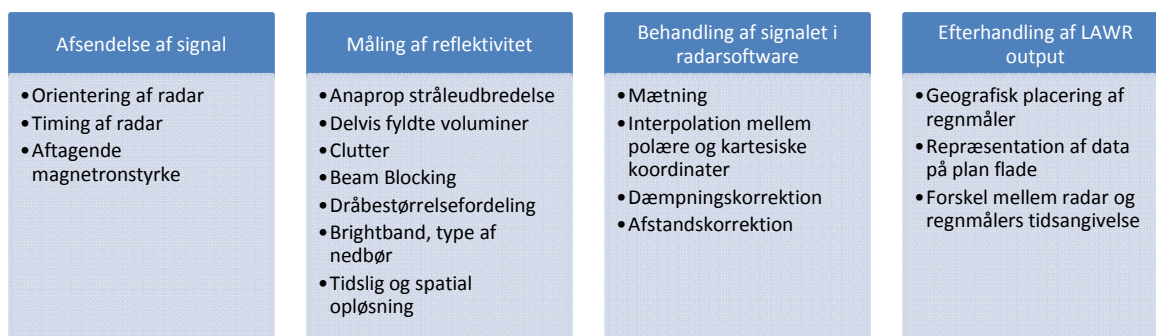
Figur 2.14
Den beregnede og opgivende maksimale afstand ved forskellige gridopløsninger før strålebredden overskrider gridstørrelsen. (Jensen, LOCAL AREA WEATHER RADAR DOCUMENTATION 2004)

3 Beskrivelse af fejl i forbindelse med anvendelse af LAWR

Regnmåleren og LAWR måler i perioder vidt forskellige nedbørsintensiteter og i andre perioder kan der være en fin overensstemmelse mellem målemetoderne. Dette kan være en konsekvens af de to målemetodes forskellighed, som beskrevet i kapitel 2, men det er muligt, at den proces som målinger foretaget med LAWR gennemgår, kan forbedres således, at der opnås bedre måleresultater. Som led i forsøget på at forbedre LAWR målingerne udføres derfor en analyse af fejlkilderne og hvor det er muligt at foretage forbedringer.

Der er mange kilder til fejl og derfor er det valgt at dele dem op i fire kategorier efter hvor fejlkilden optræder. Fejlene gennemgås i de følgende afsnit og de er relateret til den opsætning som LAWR havde i perioden fra d. 1. maj 2008 til udgangen af 2008. Inddelingen kan ses af figur 3.1.

Den første kategori, "afsendelse af signal", indeholder de fejl der kan opstå inden radarsignalet udsendes af radaren. Dernæst kommer kategorien "måling af reflektivitet", hvor fejl, der kan forekomme i forbindelse med måling af refleksion fra nedbøren behandles. Den tredje inddelingskasse, "behandling af signalet i radarsoftware", omhandler de fejl, der kan optræde når refleksionerne modtages og korrigeres i LAWR og derefter omsættes til LAWR output, counts. Der foretages en efterbehandling af LAWR outputtet og sidste kasse indeholder de fejl, der introduceres ved efterbehandlingen af de rå outputdata og præsentationen af disse.



Figur 3.1

Diagram over de fejl der kan indgå i de fire forskellige faser af processen, hvor signalet bliver udsendt til den omsættes til et regnbillede.

Inddelingen tjener det formål, at gavne overblikket over, hvornår fejlene optræder i processen, og derfor vil fejlene blive gennemgået i den rækkefølge, som de er listet i figur 3.1.

3.1 Afsendelse af signal

I forbindelse med måling af nedbør med mikrobølger fra en radar optræder der nogle optræder der nogle forskellige fejl. Nogle af disse fejl begås allerede før mikrobølgerne sendes ud, og skyldes forskellige fysiske årsager, som f.eks. om radarens impulser bliver udsendt med samme effekt, og at radaren orientering og timing af radarsignalet er korrekt. Disse fejl er alle forbundet med radarens opbygning er ikke kun gældende for LAWR, men generelt for alle radarer.

3.1.1 Orientering og timing af radar

Orientering og timing af radaren er essentiel for at opnå den korrekte spatiale placering af de målte data. Er enten orienteringen eller timingen forkert vil de punkter, der måles få en forkert spatial angivelse, og vil derfor forskudt i ifht. den forventede geografiske placering.

Med orientering af radaren forstås, hvorvidt radaren er indstillet korrekt efter nordretningen . Hvis orienteringen ikke er korrekt vil radarens polære koordinatsystem ikke være orienteret med nord og når dataene senere betragtes i et koordinatsystem orienteret mod nord begås en fejl svarende til vinkelafvigelsen.

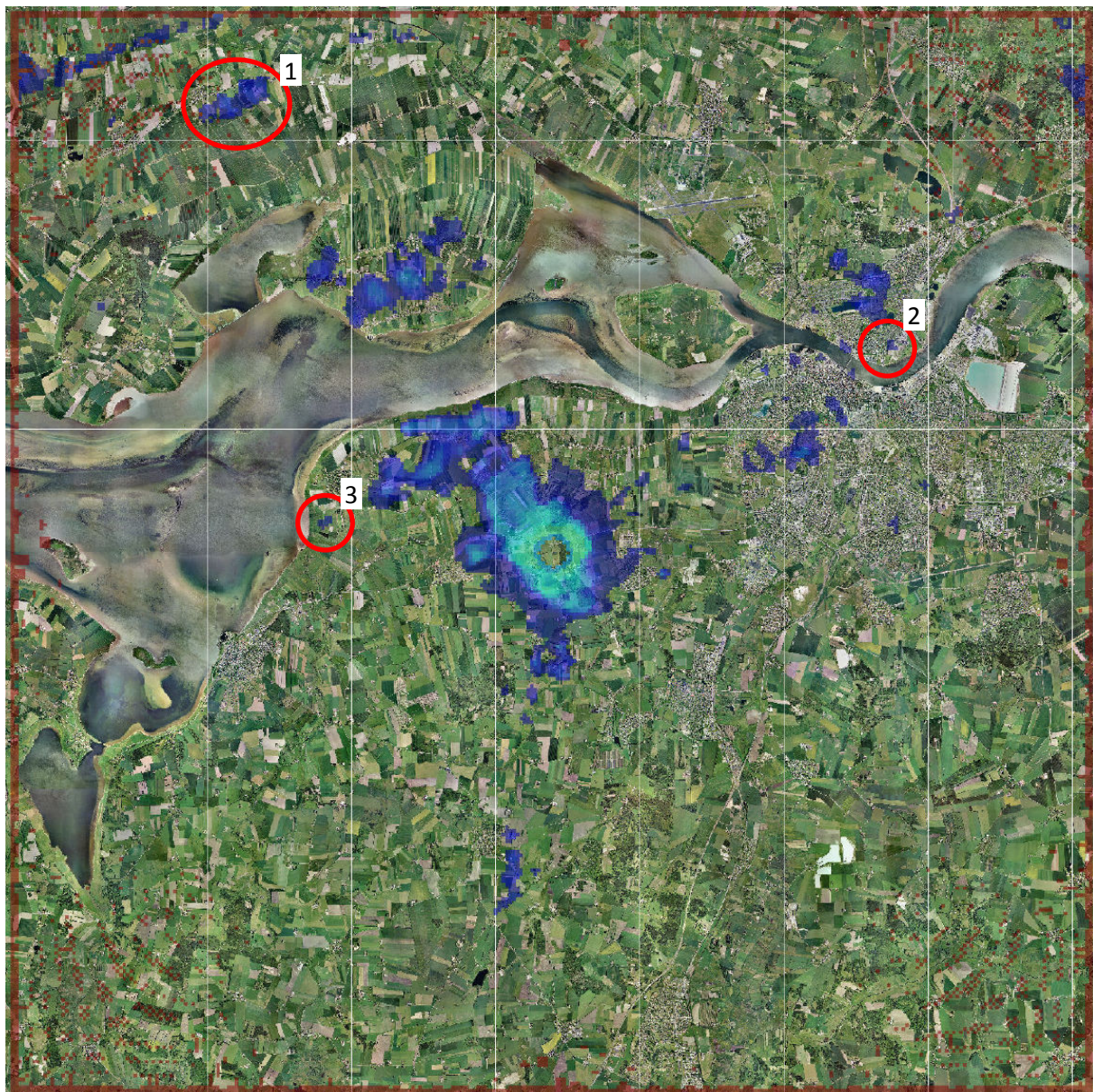
Mikrobølgerne bevæger sig omtrent med lysets hastighed og afstanden ud til radarekkoet kan derfor beregnes ved den tid, som der går imellem at en radar puls udsendes og ekkoet modtages. Da mikrobølgen bevæger sig med lysets hastighed er det nødvendigt, at timingen er meget præcis da en lille fejl kan medføre en stor forskel i afstandsberegningen. Afstanden kan beregnes ved:

$$R = \frac{c \cdot \Delta t}{2}$$

Hvor c er lysets hastighed, Δt er tiden mellem udsendelse og modtagelse af signal og der divideres med 2 da signalet skal tilbagelægge afstanden ud til objektet og tilbage til radaren.

Endvidere er længden af kablet mellem antenne til radarstationen med til at forsinke signalet. Et længere kabel vil derved få den konsekvens, at ekkoerne som om de er længere borte end de faktisk er. Dette er dog en konstant forsinkelse, så det er muligt at korrigere for denne.

For at undersøge, hvorvidt orienteringen og timingen er korrekt anvendes et cluttermap. En nærmere forklaring af cluttermappet kan læses under afsnit 3.2.3 om clutter. Clutter er genstande, der giver



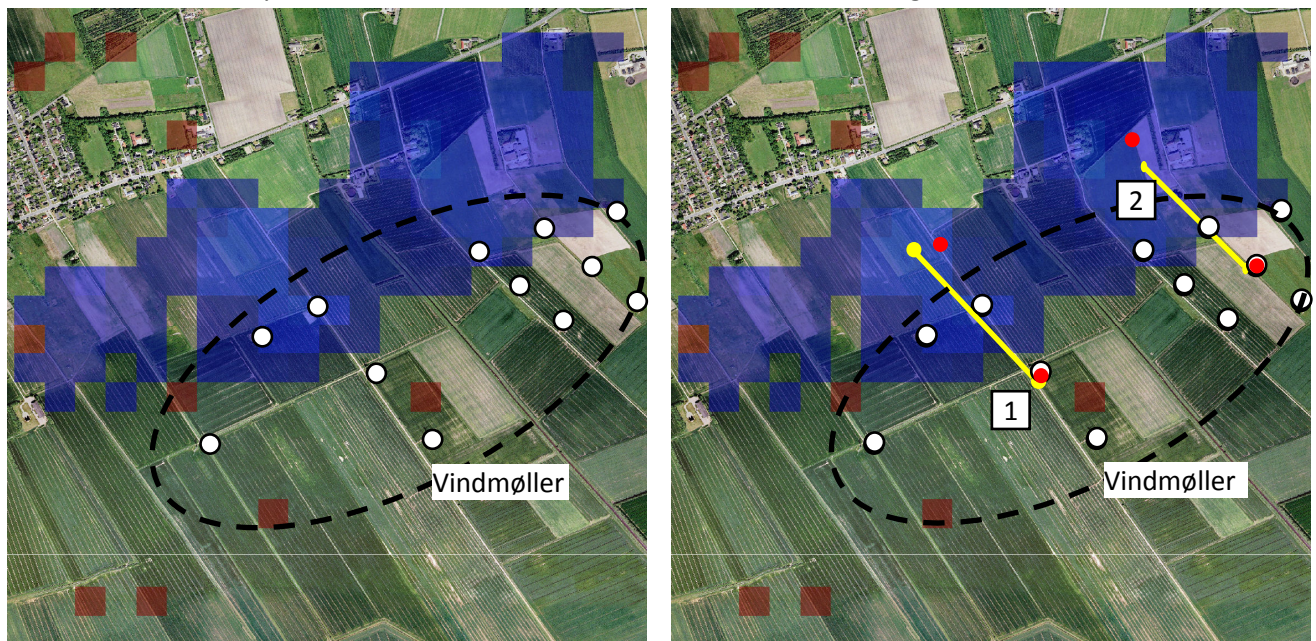
Figur 3.2
Cluttermap for Aalborg Vejrradar foretaget d. 17/4-2009 kl. 13.45. De markerede områder er de områder, hvor der optræder karakteristisk clutter, der anvendes til bestemmelse af orientering og timing. Opløsningen er 100x100 meter.

uønskede refleksioner tilbage til radaren. På et cluttermap kan det ses, hvilke steder på regnbilledet, at der opstår clutter, og sammenholdes disse data med et ortofoto af det område, cluttermappet dækker er det muligt, at genkende nogle af de genstande, der forårsager clutteret. Ved at måle forskellen mellem vinklen og afstanden til clutteret, og vinklen og afstanden til objektet, der forårsager clutteret, kan det kontrolleres, hvorvidt radarens timing og orientering er korrekt. Det anvendte cluttermap kan ses af figur 3.2, hvor også de anvendte områder med clutter er markeret. Cluttermappet er taget d. 17/4 2009 og er et cluttermap for 100x100 m opløsningen. Denne opløsning er valgt for at formindske fejlmarginen pga. clutterets placering i pixelen, men også for bedre at kunne identificere hvilke genstande der genererer clutteret. Valget af denne opløsning begrænser dog den spatiale udbredelse af cluttermappet til kun at dække et område med en radius på 15 km omkring radaren, dog er det

vurderet, at dette er tilstrækkeligt til undersøgelse af radarens orientering og timing. Det kan være vanskeligt at vurdere hvad der forårsager clutteret og identifikationen er baseret på en vurdering af hvad der befinder sig i området. Vinkelen og afstanden mellem clutter og objektet der skaber det er også en vurderingssag. Derfor er der en vis usikkerhed forbundet med identifikationen, men for at mindske denne vælges flere områder ud og det undersøges om der er overensstemmelse mellem vinkel og afstandsforskydning områderne imellem.

Område 1

Dette område i det nordvestlige hjørne af cluttermappet kan ses af figur 3.3. Clutteren skyldes de vindmøller, der står sydøst for clutteret, da disse umiddelbart er de eneste genstande i området der kan



Figur 3.3
 Billede til venstre angiver område 1, hvor de hvide cirkler markerer vindmøllernes placering.
 På billedet til højre ses med gul streg den afstand, der er benyttet til udregning af timingen. Stregen er radialt på radaren. De røde cirkler markerer de punkter, der anvendes til udregning af orienteringen.

skabe clutter.

De røde pixels på figur 3.3 er ikke clutter, men er et resultat af, at området ligger så langt væk fra radaren, at der ikke er tilstrækkelig mange celler i det polære koordinatsæt, at disse celler genereres som en fejl i midlingsprocessen. Til trods for disse fejl er det alligevel valgt at anvende området, da kilden til clutteret kan identificeres.

Punkt	Afstand	Timing	Vinkel
Linje 1	667m	4,4 μ s	0,32°
Linje 2	500m	3,3 μ s	0,33°

Tabel 3.4
 Fejl i timing og vinkel ved linje 1 og 2. Vinkler regnes positivt med uret.

Clutteret ligger ikke oveni vindmøllerne, der genererer clutteret, og derfor er timingen ikke helt præcis. For at bestemme fejlen i hhv. radarens orientering og timing vælges der to punkter i clutteret, og de to punkter, der skønnes at danne de to udvalgte clutterpunkter. Som det ses, er det dog vanskeligt at give en præcis angivelse af, hvad der genererer de forskellige clutterpixels, hvorfor udvælgelsen beror på et skøn. Der er valgt et punkt midt i en samling møller, der må formodes at skabe et stærkt clutter (linje 2). Det samme argument anvendes ved linje 1. Forskellen i timing og vinkel kan ses af tabel 3.4. Vinklen

angiver forskellen i grader fra radarens vinkel til punktet, der forårsager clutteret, og radarens vinkel til clutteret.

Område 2

Dette område er placeret i Nørresundby, tæt ved Limfjorden. Området kan ses af figur 3.5, hvor de anvendte referencer ligeledes kan ses af det højre billede. Clutteret vist på figur 3.5 formodes skabt af



Figur 3.5
 Billede til venstre viser området med de høje Hedegaards bygninger, og det generede clutter.
 Billede til højre viser de anvendte referencepunkter til bestemmelse af timing og orientering. De gule streger er radiale på radaren.

Punkt	Afstand	Timing	Vinkel
Venstre bygning	652m	4,3 μ s	0,27°
Højre bygning	682m	4,5 μ s	0,13°

Tabel 3.7
 Fejl i timing og vinkel ved område 2. Vinkler regnes positivt med uret.



Figur 3.6
 Skråfoto af Hedegaardsbygninger ved havnen i Nørresundby. Der blev angivet en ugyldig kilde.

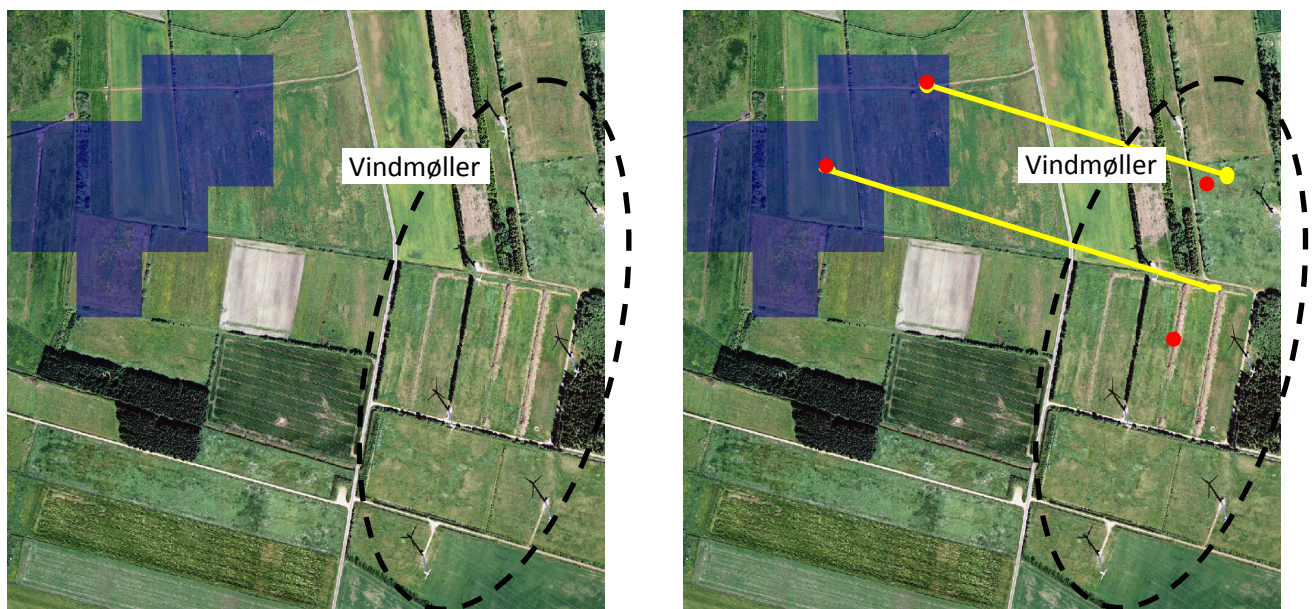
de høje Hedegaard-bygninger, da disse bygninger ligger ned til vandet, og derfor er de højeste punkter i nærheden af clutteret. Clutteret optræder ligeledes på andre cluttermaps fra andre tidspunkter, hvorfor det formodes, at clutteret ikke skyldes sø-clutter. Højden på bygninger kan fornemmes på figur 3.6, der viser et skråfoto af bygningerne.

Som ved område 1 er det svært, at sige præcist hvilke bygninger der forårsager hvilket clutterpixel, hvorfor de anvendte punkter igen er skønnet som vist på figur 3.5.

Orienteringen og timingen kan ses af tabel 3.7.

Område 3

Område tre, er ligesom område 1, et område med en mindre vindmøllepark. Området ligger vest for radaren i en afstand af ca. 6 km. Området ligger helt ude ved Limfjorden, og der er ingen andre genstande i nærheden til at genere clutter, hvorfor det må antages at være vindmøllerne.



Figur 3.8
Billedet til venstre viser område 1. Markeringen angiver de vindmøller, der generer clutteret.
Billedet til højre viser de gule streger, der er den længde anvendt til beregning af timing, mens de røde cirkler punkterne anvendt til orienteringen.

Som ved de andre områder er det ligeledes her svært, at skelne mellem de konkrete møller, der skaber clutteret, hvorfor der er valgt et såkaldt tyngdepunkt i clutter og møllepark som et af referencepunkterne. Ligeledes er øverste del af clutteret og midtpunktet mellem de to nordligste møller medtaget som referencepunkt. Timingen og orienteringen kan ses af tabel 3.9.

Punkt	Afstand	Timing	Vinkel
Tyngdepunkt	565m	3,8 μ s	-2,73°
Nordligste møller	538m	3,6 μ s	-1,02°

Tabel 3.9
Fejl i timing og vinkel ved område 3. Vinkler regnes positivt med uret.

Opsamling

Det kan konkluderes ud fra cluttermappet at radarens timing ikke er helt præcis, hvilket er vigtigt, da radarstrålerne udbredes med lysets hastighed, hvorfor en meget præcis tidsangivelse er vigtigt. Fejlen i timingen ser ikke ud til at ændre sig med afstanden, men er forholdsvis konstant mellem 500-700 meter.

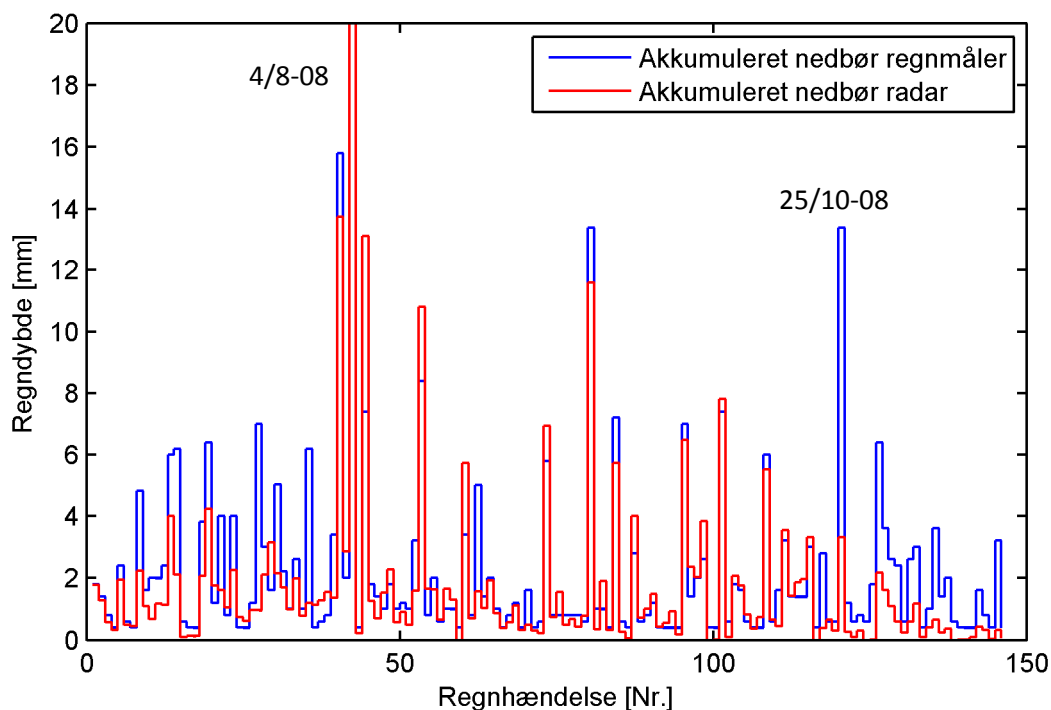
Dette tyder på, at det er en underestimering af den forsinkelse der sker fra signalet er modtaget af radaren til den bliver registreret, der er skyld i timingsfejlen. Derudover kan en del af fejlen skyldes den projicering der foretages ved at projicere radar-data over på et ortofoto, men som det vises senere i afsnit 3.4.3, er den maksimale forvanskning der kan begås i UTM-zone 32 på 24 meter, hvorfor dette har lille indflydelse på resultatet.

Hvorvidt orienteringen er korrekt er vanskelig at afgøre, da de fundne vinkelforskelle er meget usikre, og derved svinger væsentligt. Dog viser 5 ud af 6 beregninger, at vinkelforskellen er meget tæt ved eller under 1° , hvilket er under, hvad radaren kan indstilles med i softwaren. Dette betyder samtidigt, at radaren skal drejes manuelt, hvorfor det kan være svært at ramme vinkler under 1 grad. Fejlen vurderes som værende af mindre karakter, netop fordi den kan være svær at rette, dog vil en fejl på $0,5^\circ$ i orientering efter 60 km have givet en fejl på 524m, hvilket svarer til en pixel.

3.1.2 Aftagende magnetronstyrke

Magnetronen har en begrænset levetid på 6- 12 måneder og under hele sin levetid vil magnetronens styrke aftage, for til sidst at miste styrken helt (Rollerbeck og Bendix 2006). Magnetronens funktion er beskrevet i afsnit 2.3.1 og en svagere radarstråle vil betyde, at signalerne, der reflekteres, tilsvarende vil være svagere, hvorfor regnen vil blive underestimeret, såfremt dette ikke bliver korrigeret.

Hvor stor betydning den aftagende styrke af magnetronen har for radarens målinger kan ses af figur 3.10, hvor den summerede nedbør for både radar og regnmåler er plottet op for hver nedbørshændelse. Det ses tydeligt, at der for de sidste målinger er en aftagende tendens, hvor LAWR begynder at underestimere den akkumulerede nedbør, dette skyldes, at magnetronen er ved at være udrændt.

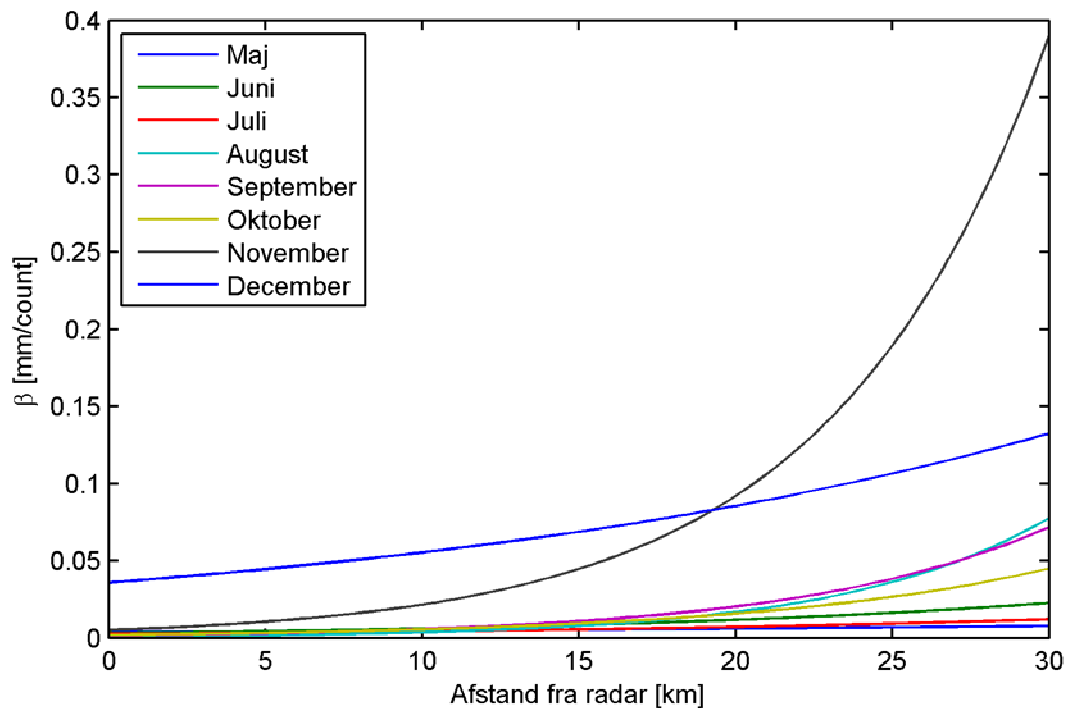


Figur 3.10 Summeret regndybde for hver enkel regnhændelse for regnmåler 20307. Figuren har afgrænset y-akse for bedre at kunne vise de små regnhændelser.

En anden metode til, at vise magnetronens aftagende effekt kan vises ved, at beregne β på månedsbasis. Konstanten β er den kalibreringskonstant, der er udregnet for radaren på baggrund af forholdet mellem summeret nedbør og summeret counts per hændelse, hvordan β helt præcis udregnes kan læses senere i af kapitel 4. På figur 3.11 er β , som en funktion af afstanden plottet op for hver måned. Det ses tydeligt, at kalibreringen for november og december måned giver væsentligt højere β værdier end de tidligere måneder, de forskellige parametre til beregning af β kan ses af tabel 3.12. Dette betyder, at der skal en kraftigere forstærkning for at counts omsættes til den rigtige intensitet. Radaren har en indbygget funktion, der forsøger at sikre, at radarstrålen har samme effekt under alle forhold, men som det ses lykkedes dette ikke i de sidste måneder, hvor magnetronen til sidst er helt udbrændt. (Rollerbeck og Bendix 2006)

Det skal dog bemærkes, at der er forholdsvis få data i december måned, at beregne β ud fra, hvorfor usikkerhederne i denne måned er forholdsvis store, om.

Det er altså nødvendigt at være opmærksom på om der forekommer et systematisk fald i akkumuleret nedbør målt af LAWR, så magnetronen kan udskiftes i tide.



Figur 3.11
Størrelse af β som en funktion af afstanden på månedsbasis.

Måned	a	b	Antal regn	Summeret nedbør [mm]
Maj	0,00374	0,02442	4	6,1
Juni	0,003126	0,06605	17	48,5
Juli	0,002503	0,05242	18	47,9
August	0,000798	0,1526	30	139,3
September	0,001641	0,126	18	46,6
Oktober	0,001948	0,1046	29	66,9
November	0,005098	0,1446	17	39
December	0,03582	0,04356	2	4

Tabel 3.12
Beta-funktionernes parametre på månedsbasis som:
 $\beta = a \cdot \exp(b \cdot r)$

Antallet af regnhændelser og den summerede nedbør er et gennemsnit over de 9 regnmålere i området.

3.1.3 Opsummering af afsendelse af signal

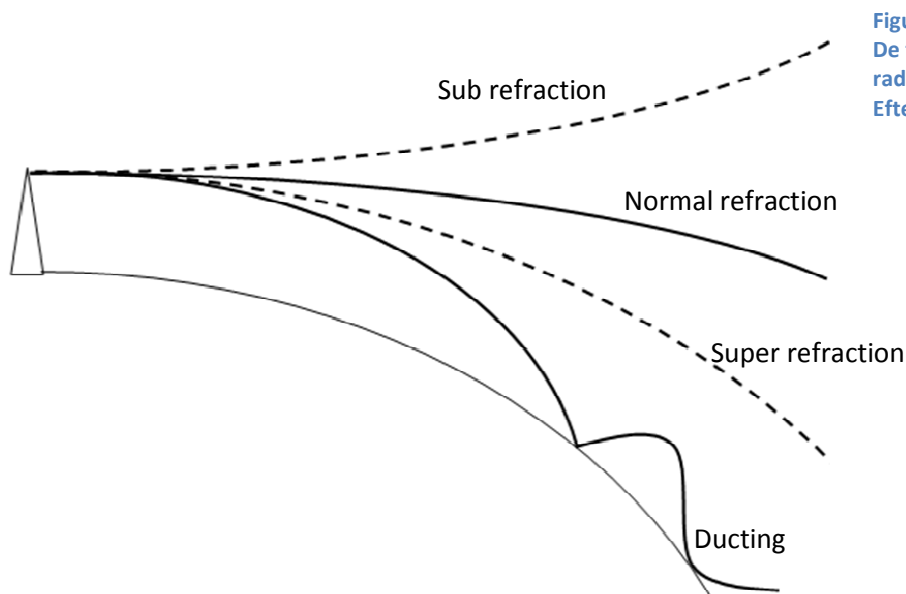
Det blev vist, at timingen og orienteringen for Aalborg Vejrradar ikke er helt præcis, men det kan dog være vanskeligt at finjustere orienteringen til den passer. Ligeledes blev det fundet, at magnetronens styrke har en stor betydning for LAWR evne til at måle nedbør. Problemet med magnetronen løses delvist af LAWRs indbyggede funktion til at skalere effekten efter magnetronens styrke, men denne er utilstrækkelig i den sidste periode af magnetronens levetid, hvorfor det er vigtigt, at holde øje med, hvornår magnetronen er udrændt.

3.2 Måling af reflektivitet

Når en radar har udsendt en impuls vil signalet reflekteres af objekter indenfor dens rækkevidde og en del af signalet reflekteres tilbage mod radaren. Det reflekterede signal fra nedbør udnyttes til at bestemme nedbørsintensiteten. Der eksisterer en række fejlkilder, der vanskeliggør målingen af refleksioner fra nedbør og de er enten en konsekvens af LAWR's virkemåde eller er relateret til variabiliteten i nedbøren. I det følgende beskrives fejlene fundet i denne sammenhæng.

3.2.1 Anaprop stråleudbredelse

Anaprop betyder anomalous propagation og kendetegner udbredelsen af radarstråler, der afviger fra de normale forhold (Battan, Radar observations of the atmosphere 1973). Var der ingen atmosfære på



Figur 3.13
De forskellige typer afbøjninger af radarstrålen.
Efter (Pedersen, 2003).

Jorden ville radarstrålen bevæge sig i en ret linje og ikke afbøjes, men dette er imidlertid ikke tilfældet. Jorden har en atmosfære, der har et brydningsindeks der er anderledes end brydningsindekset ved vakuum, hvorfor radarstrålerne vil blive afbøjet. Brydningsindekset i de nederste luftlag af atmosfæren afhænger af temperaturen, lufttryk og luftfugtigheden, og under normale forhold falder brydningsindekset med stigende højde (Battan, Radar observation of the atmosphere 1973).

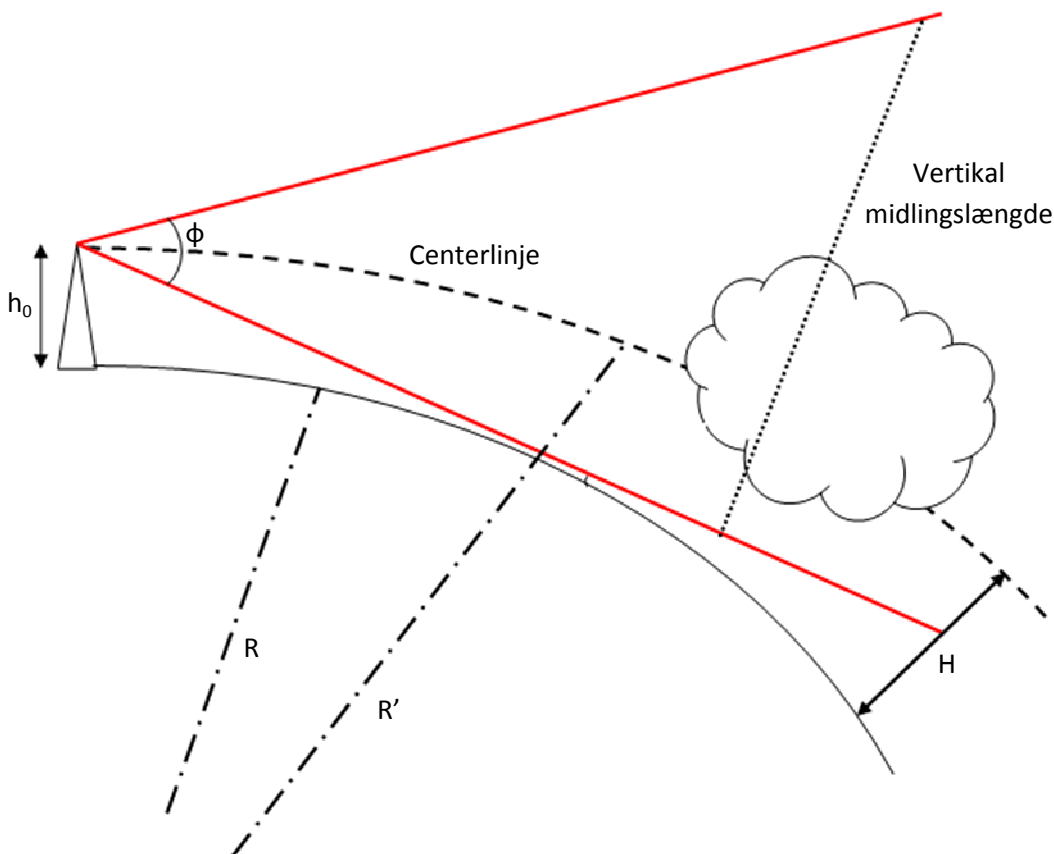
Der er tre typiske former for afbøjning i atmosfæren er "sub refraction", "super refraction" og "normal refraction", de forskellige afbøjninger kan ses af figur 3.13.

Sub refraction sker når temperaturen falder meget hurtigt med højden, og dette får radarstrålen til at afbøje mindre, i nogle tilfælde afbøjes radarstrålen opad. Super refraction er når radarstrålen afbøjes mere end normalt, og det kan f.eks. skyldes, at temperaturen stiger med stigende højde under en inversion. Under super refraction forbedres radarens evne til at se terrænelementer, da radarstrålerne bevæger sig tættere jordoverfladen. Super refraction kan i visse tilfælde blive så stærkt, at de radarstråler der bliver reflekteret af jordoverfladen afbøjes og igen rammer jordoverfladen. Dette fænomen kaldes "ducting". (Rinehart 1997).

Anaprop udbredelse af radarstrålen er derfor en fejl, der ikke kan udbedres, da den skyldes forhold i atmosfæren. LAWR oplever uden tvivl disse fænomener, men det kan være vanskeligt at skille disse fra andre effekter.

3.2.2 Delvis fyldte voluminer

Ved lavthængende skyer, som typisk optræder i forbindelse med passagen af en varmfront, kan LAWR have svært ved at måle nedbøren. Dette skyldes, at radarstrålen afbøjer i en radius større end jordens, og at den vertikale udbredelse af radarstrålen stiger betydeligt med afstanden fra radaren. Dette er forsøgt illustreret på figur 3.14, hvor radarstrålens udbredelse ses som røde linjer. Den øverste del af udbredelsesområdet afbøjer på samme måde som centerlinjen, men pga. den høje vertikale åbningsvinkel kan afbøjningen ikke ses.



Figur 3.14

Principskitse af, hvad der sker når radarpulsen udsendes fra LAWR. De røde yderkantsstråler afbøjer på samme måde som centerlinjen, men afbøjningen er meget lille i forhold til den vertikale åbningsvinkel hvorfor de er afbilledet som rette linjer. Frit efter (Battan, 1973).

Som det ses følger radarstrålerne af figur 3.14 ikke jordens krumning, hvorfor radarstrålens afstand til jordoverfladen vil forøges med distancen den tilbagelægger. Afstanden som centerlinjen af radarstrålen har til jordoverfladen kan bestemmes ud fra det approksimerede udtryk under forudsætning af, at Jordens terræn er fladt. (Battan, Radar observation of the atmosphere 1973):

$$H = \frac{1}{2} \cdot \frac{s^2}{\frac{4}{3}R} + h_0$$

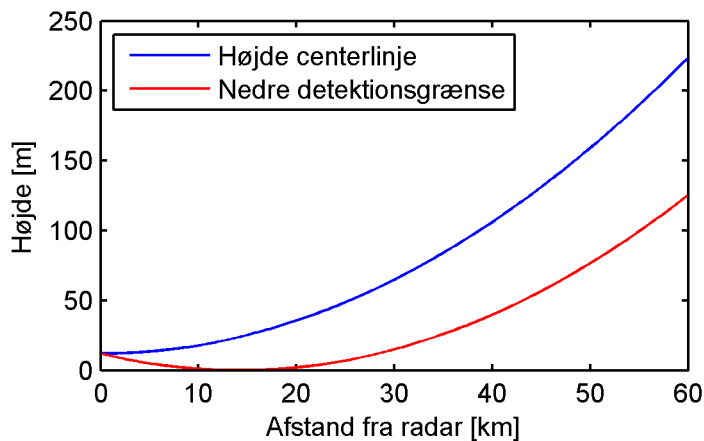
Hvor R er jordens radius (6.374 km), s er den tilbagelagte distance langs jordoverfladen, h_0 er antennes højde og h er afstanden fra jordoverfladen til radarstrålens centerlinje, under forudsætning af en sfærisk jordkugle.

Fabrikanten af radaren, Furuno, har angivet en formel til udregning af hvor højt et objekt skal være til afstanden s fra radaren førend radaren kan detektere objektet, såfremt Jordens terræn er fladt (Furuno 2008):

$$D = 1,22 \cdot (\sqrt{h_0} + \sqrt{h_1})$$

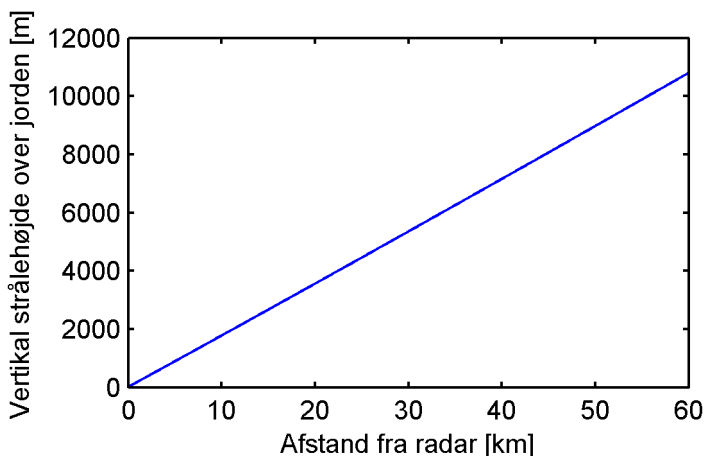
$$h_1 = \left(\frac{D}{1,22} - \sqrt{h_0} \right)^2$$

D er distancen fra radaren [sømil], h_0 er antennes højde [fod] og h_1 er højden over jordoverfladen [fod] førend radaren kan detektere objektet, i det følgende kaldet nedre detektionsgrænse. Benyttes disse formler fås figur 3.15.



Figur 3.15
Graf over hhv. højden over jordoverfladen for centerlinjen og for den nedre detektionsgrænse for objekter.

Sammenlignes centerlinjens afstand fra jordoverfladen med den maksimale vertikale højde af radarstrålen, se figur 3.16, ses det tydeligt, at den vertikale højde er betydelig højere end centerlinjen. Radarstrålens afbøjning er medtaget i figur 3.16, men denne er lille ifht. den vertikale højde, hvorfor denne ser ud til at stige lineært.

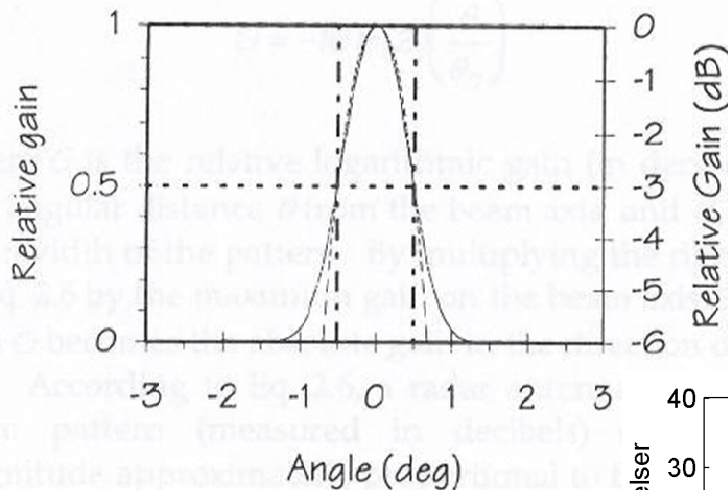


Figur 3.16
Radarstrålens vertikale højde over jordoverfladen. Afbøjningen af lille radarstrålen er meget lille ifht. den vertikale strålebredde forårsaget af åbningsvinklen, hvorfor linjen synes, at være retlinjet uden dog at være det.

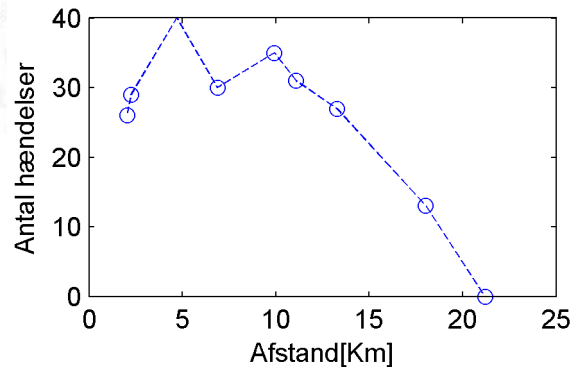
Den vertikale strålehøjde er beregnet ud fra en vertikal åbningsvinkel på 10° . Figur 3.15 og figur 3.16 forudsætter begge, at der ikke er variationer i terrænets højde. Radaren står i ca. kote 20 (DVR), mens

meget af det sydlig og østlig liggende område ligger i en kote højere end dette, hvorfor centerlinjens højde over terræn må forventes, at være lavere.

Radarstrålens effekt antages at være gaussisk over tværsnittet, hvor åbningsvinklen er defineret som værende fra 50%, det samme som -3 dB, af den maksimale effekt, som vist i figur 3.17. Derfor er radarimpulsen kraftigst langs centerlinjen og aftager derfor ud mod yderpunkterne. Dette er selvfølgelig ikke en skarp grænse, men hovedmængden af den udsendte energi er indenfor dette område.



Figur 3.17
Antenne med 1° strålebredde. Strålebredde er den vinkel fra den relative gain er 50% af den maksimale gain.
Den stiplede kurve angiver samme strålebredde, dog på logaritmsk skala, hvor strålebredde defineres om være -3 dB. Fra (Rinehart 1997).



Figur 3.18
Antal hændelser af længere varighed end 90 minutter og hvor der samlet maksimalt må være et ophold under regnhændelsen 22% af tiden.

Ved lavthængende skyer har radaren ofte svært ved, at detektere nedbør fra de lavthængende skyer. Det kunne tænkes at LAWR ikke kan detektere nedbøren, fordi den er under den minimumshøjde radaren kræver førend det kan detekteres. Figur 3.15 viser at, dette ikke er et problem indenfor en afstand på 30km som er den maksimale afstand hvor radaren er tiltænkt at skulle anvendes, da højden her er mellem 30 og 40 meter.

Problemet med lavt hængende skyer opstår snarere pga. antennens forholdsvis høje vertikale åbningsvinkel, der gør at målevoluminet (samplevolumen) får en høj vertikal udbredelse. Ved lavthængende skyer, som f.eks. de længerevarende frontregn, der typisk befinder sig i en højde op til 2 km, se afsnit 2.1. Derfor vil LAWRs vertikale stråleudbredelse være højere end nedbørens vertikale udbredelse, og de modtagne refleksioner stammer derfor kun fra en lille del af det samlede samplevolumen. Når radaren skal estimere refleksionen fra nedbøren midles den modtagne refleksion derfor også ud over den del af samplevoluminet, der ikke indeholder nedbør. Hvis samplevoluminet er meget større end nedbørsområdet vil nedbørsintensiteten blive væsentlig underestimeret. Dette er svært at korrigere for da det beror på antennens konstruktion.

At problemet er til stede kan ses af figur 1.1, hvor det totale antal hændelser over 90 min varighed er beregnet, og den totale varighed af ophold i nedbørshændelsen ikke overstiger 22% af hændelsens samlede varighed. Disse krav er opstillet for at sikre, at det kun er længerevarende nedbørshændelser. Hændelserne vil derfor typisk være frontnedbør, da kravet medfører, at der kun medtages

længerevarende kontinuerte nedbørshændelser. Figur 1.1 kunne tyde på at problemet først slår igennem i en afstand af omkring 10-15km fra radaren, hvor LAWR skyder 2,5km op i atmosfæren og 500m over den typiske maksimale højde som frontnedbør befinder sig i.

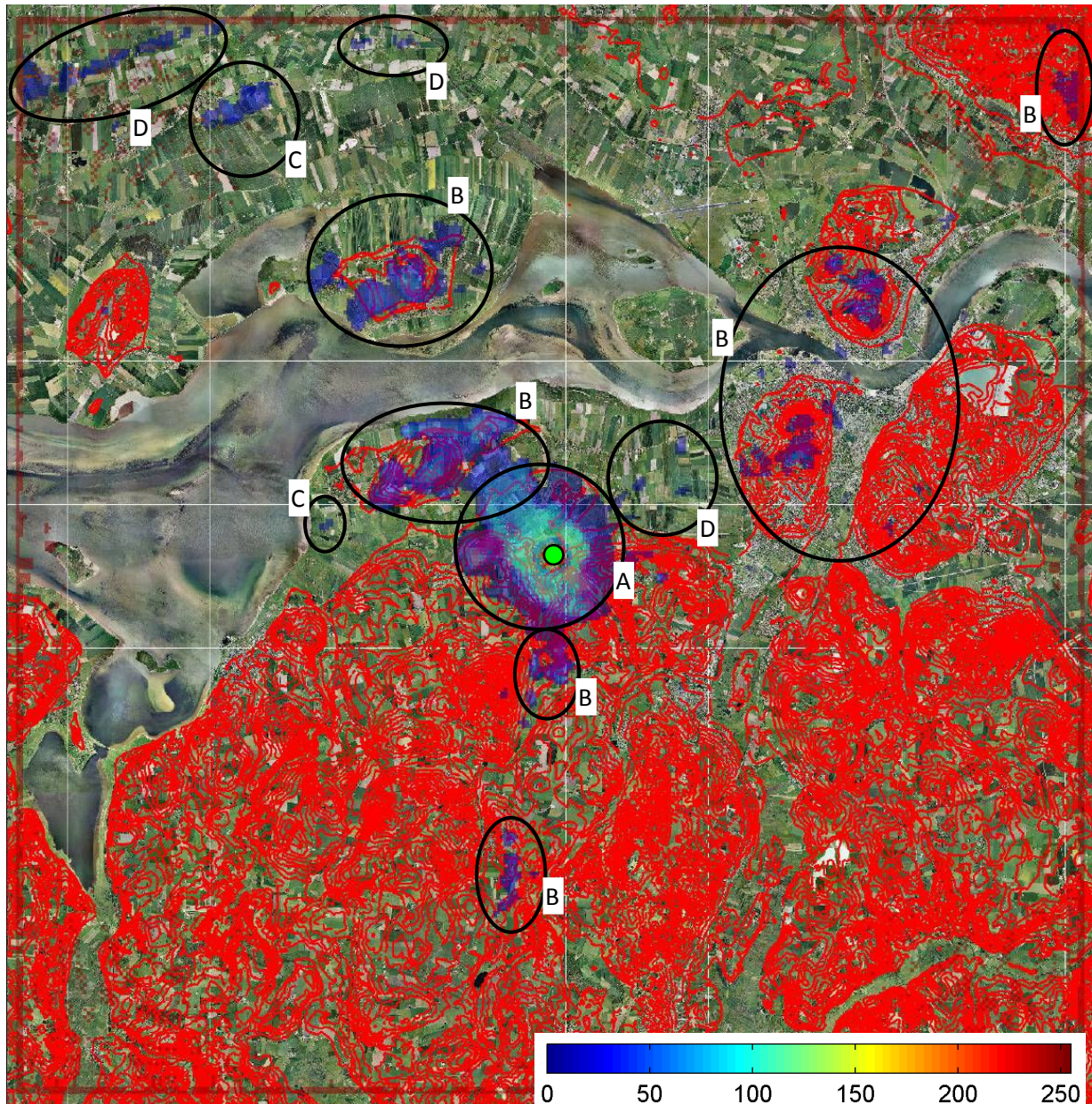
I modsætning til frontregn kan nedbør som er opstået ved konvektion have en vertikal udstrækning op til 12km højde i ekstreme tilfælde, se afsnit 2.1, og derfor udfylder nedbøren hele samplevoluminet, og problemet burde derfor ikke omfatte denne nedbørstype.

Den store vertikale åbningsvinkel kan give problemer, hvis radaren er kalibreret op mod mange nedbørshændelser fra lavthængende skyer, da forstærkningen derved vil være for høj, når der opstår konvektionsbyger. Konvektionsbygen vil derfor blive forstærket unødvendigt meget, og nedbørsintensiteter risikeres at blive overestimeret. Problemstillingen kan ikke løses umiddelbart, da problemet hænger sammen med LAWRs konstruktion med en høj vertikal åbningsvinkel.

3.2.3 Clutter

Clutter opstår når der reflekteres mikrobølger af andet end nedbør, og skaber derfor en form for "falsk" nedbør. Dette skyldes, at forskellige elementer reflekterer en del af signalet, og disse refleksioner bliver opfattet som nedbør. (Bøvith 2008) opdeler clutter i fire kategorier afhængig af, hvor de optræder, land-clutter (ground clutter), sø-clutter (sea clutter), luftbåren clutter (airborne clutter) og interferens clutter (interference clutter).



Groundclutter er clutter, der optræder pga. høje bygninger, højt terræn vindmøller eller lignende



Figur 3.19

Cluttermap taget den 17. april 2009 kl. 13.45. De sorte markeringer angiver hvad der forårsager clutteret. Opløsningen er 100x100m, Cluttermappet er i målte counts.

- A: Clutter fra stærk refleksion tæt ved radar.
- B: Clutter skabt af terrænets højde.
- C: Clutter skabt af vindmøller.
- D: Vanskelig identificerbar clutter.

-  Radar
-  5 m højdekurver

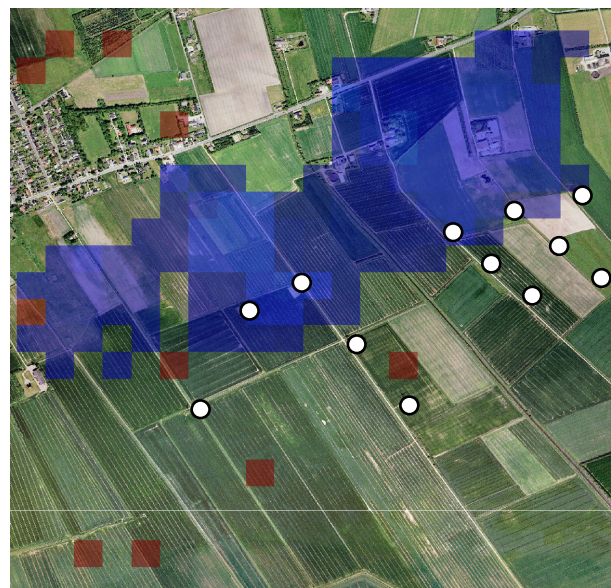
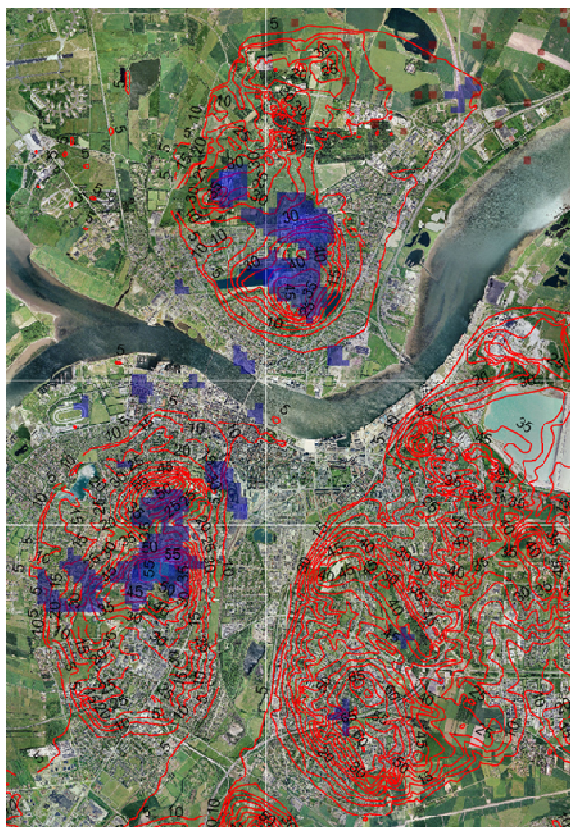
genstande, der står på jordoverfladen. Sø-clutter optræder i marine områder, hvor radarstrålen rammer vandoverfladen eller skibe, der danner clutter. Luftbåren clutter er clutter skabt af genstande i luften, som bl.a. flyvemaskiner, fugle, insektsværme og lignende. Interferens clutter optræder pga. andre radarsignaler fra f.eks. skibe eller militære anlæg, der rammer LAWR med deres signaler, der bliver tolket som nedbør.

For at korrigere for clutter anvender LAWR et cluttermap, der også blev benyttet tidligere i kapitlet under afsnittet om radarens orientering. Cluttermappet er et billede taget under tørvejr, således, at der kun er clutter på billedet og ikke refleksioner fra nedbør. Dette cluttermap benyttes derefter til at fratække regnbillederne, sådan at det stationære groundclutter ikke optræder på regnbillederne. Metoden fjerner ikke sø- eller luftbåren clutter, da clutteret skal være stationært i tid og sted.

For at undersøge, hvilke slags clutter, der optræder på Aalborg Vejrradar vil der her kort blive gennemgået et cluttermap. Cluttermappet kan ses af figur 3.19, der er et cluttermap taget den 17. april 2009 kl. 13.45. Clutteret er, for at gavne overblikket, inddelt i fire forskellige kategorier, alt afhængig af, hvad der forårsager clutteret. Cluttermappet er lavet for den fine opløsning på 100x100 meter for bedre at kunne identificere årsagerne til clutteret.

Kategori A er clutter omkring radaren forårsaget af den stærke refleksion omkring radaren. Fordi området er tæt på radaren skal de omkringliggende genstande ikke være særlig høje førend radarstrålen bliver reflekteret af den. Ydermere er det forholdsvis kraftige signaler der reflekteres, da signalet endnu ikke er blevet dæmpet og spredt særlig meget pga. den korte afstand.

Kategori B er clutter skabt pga. terrænets højde. Det ses tydeligt på figur 3.19, at en stor del af det clutter, der ses på figuren er lokaliseret steder, hvor terrænet ligger forholdsvis højt. Et eksempel på clutter skabt af terrænets højde kan ses af venstre billede på figur 3.20, hvor clutteret over Aalborg og

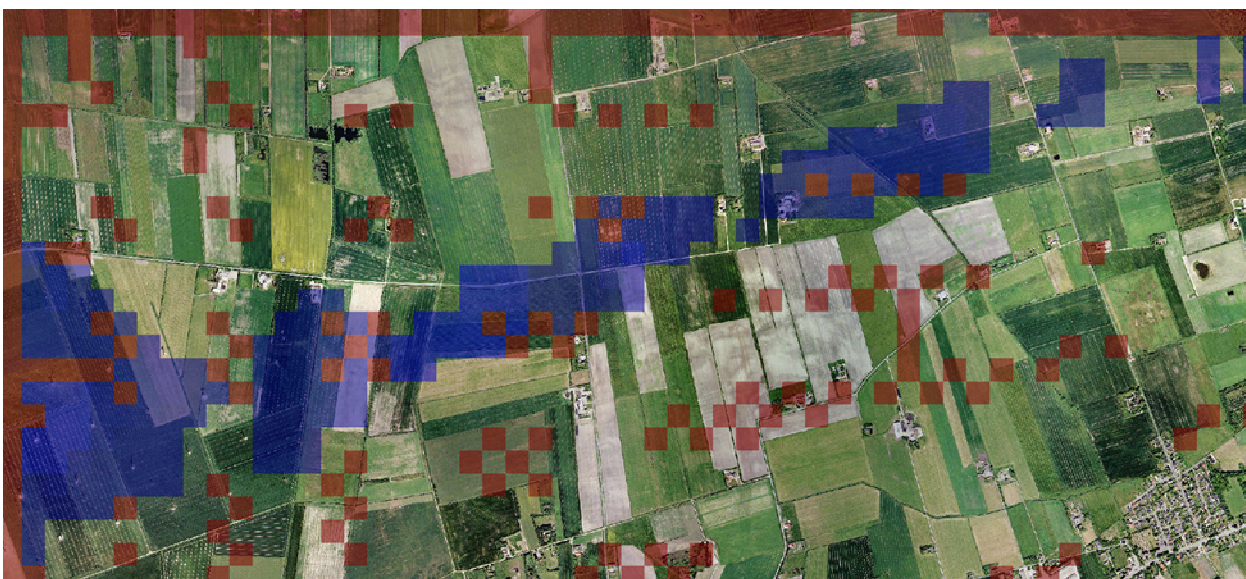


Figur 3.20
Billede til venstre: Billedet viser cluttermappet over Aalborg med 5 meters højdekurver.
Billede til højre: Billedet viser en række vindmøller, der skaber clutter.

Nørresundby ses. Det fremgår, ved at sammenligne med højdekurver, at clutteret hovedsagligt er koncentreret omkring høje punkter i byen, dog med enkelte undtagelser, der kan være forårsaget af diverse høje bygninger, f.eks. Hedegaard siloerne ved havnen i Nørresundby. Denne type clutter er stationær, og derfor kan der korrigeres for denne type clutter ved at fratække cluttermappet i regnbillederne.

Kategori C er clutter der er forårsaget af vindmøller, der reflekterer signalet til radaren, se højre billede på figur 3.20. Denne type er ikke stationær til trods for, at vindmøllernes placering er fast. Dette skyldes, at vingerne på møllerne roterer og kan have forskellig orientering, da vindmøllen vil dreje sig efter vindretningen, hvorfor clutteret vil være stærkere nogle dage, mens det andre dage vil være svagere.

Kategori D er clutter, der er vanskelig at give en entydig forklaring på hvad skyldes, et eksempel kan ses af figur 3.21. På figur 3.21 er der nogle vindmøller i den vestlige side af figuren, hvilket kan forårsage clutteret, men hvad der forårsager den diagonal af clutter, der ses på figuren er mere usikkert. Det er muligt, at det er højspændingsledninger i området, som det kan ses af figur 3.22, der generer clutteret. Clutteret følger fint højspændingsledningen på den første strækning, men efter den skifter retning dannes der ikke længere clutter. Det er derfor svært, at vurdere om clutteret skyldes højspændingsledningerne, men det skyldes muligvis at ledningerne har en vinkel i forhold til radaren, der gør at signalet bliver reflekteret tilbage i retning af radaren. Ledningsstrækningen længere mod øst reflekterer nemlig ikke noget clutter og det tyder ikke på, at der er problemer med clutter fra højspændingsledninger andre steder.



Figur 3.21
Nærbillede af det nordvestlige område D. Billedet viser et område, hvor det er vanskelig at bestemme årsagen til clutteret.



Figur 3.22
 Det nordvestlige hjørne af cluttermappet, hvor de to område D er medtaget. Den sorte linje angiver omtrentlig tracé for en højspændingsledning.

Tidslig ændring i cluttermappet

Det viste cluttermap på figur 3.19 er taget d. 17. april 2009, og viser hvordan clutteret fordelte sig på netop dette tidspunkt. For at undersøge, hvor stor en del af clutteret, der ændrer sig over tiden er der blevet taget yderligere to cluttermaps således der haves tre forskellige cluttermaps fra d. 13/3/2009 (figur 3.23), 17/4/2009 (figur 3.19) og endnu et d. 11/5/2009 (figur 3.24). Der er dog blevet justeret på radarens indstillinger mellem første og andet cluttermap og de to seneste cluttermaps vil afvige fra det første på grund af ændringerne.

Det første cluttermap, der er medtaget, er taget d. 13/3 2009 kl. 15.40, se figur 3.23. Radaren har på daværende tidspunkt for nylig fået ny magnetron, og cluttermappet er taget efter den nye magnetron har kørt ganske få timer. Når magnetronen er helt ny er den meget kraftig og der går et stykke tid før den har nået et normalt niveau. Cluttermappet bærer derfor præg af magnetronens høje effektivitet, hvorfor clutteret er meget kraftig. Dette cluttermap kan ikke sammenlignes med de to andre i styrke, vist på hhv. figur 3.19 og figur 3.24, da der blevet ændret på radarens opsætning i mellemtiden. Det ses dog alligevel, at mange lokationer med clutter går igen på alle tre cluttermaps, hvilket betyder, at det meste clutter er forholdsvis stationært.

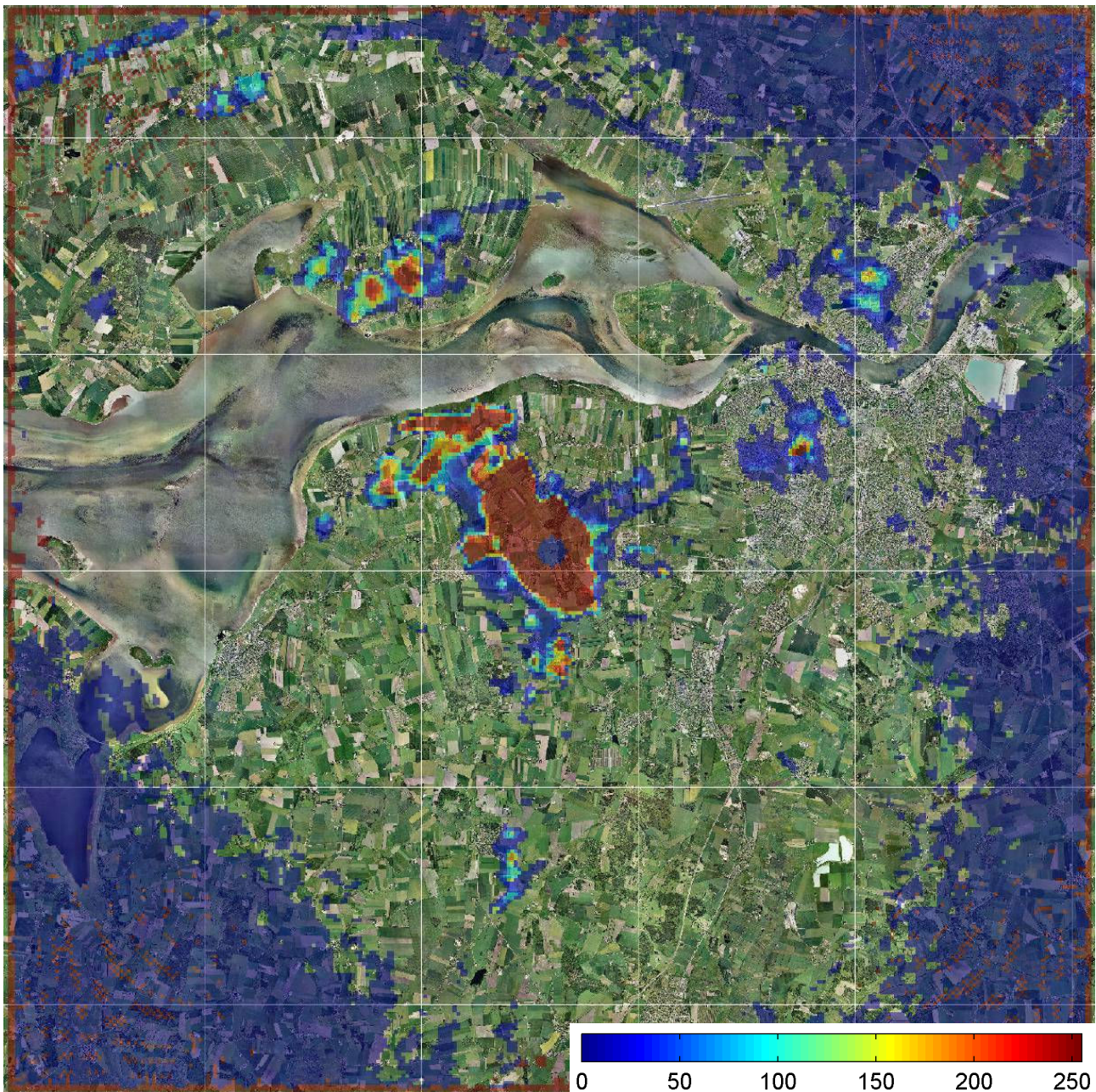
Det sidste cluttermap, der er medtaget, er taget d. 11/5 2009 kl. 11.40, se figur 3.24. Dette cluttermap kan sammenlignes med cluttermappet vist på figur 3.19, da der ikke er ændret i radarens opsætning mellem de to datoer. Det ses umiddelbart, at de to kort adskiller sig betydeligt fra hinanden i mængden af målte counts. Det højere antal counts der fås i det nyeste cluttermap kan måske skyldes årstiden, hvor træernes blade springer ud. Dette forøger refleksionsarealet, hvorfor dette muligvis forklarer den store forskel i antallet af counts mellem de to cluttermaps.

Det er ikke kun mængden af counts, der er interessant, men ligeledes om der opstået eller forsvundet clutter mellem de to seneste cluttermaps. Dette er forholdsvis vanskeligt, at vurdere visuelt ud fra de to cluttermaps alene, hvorfor figur 3.25 er blevet udarbejdet.

Figur 3.25 er udarbejdet ved at undersøge forskelle mellem pixels i de to cluttermap. Er der clutter i to ens pixel i de to cluttermaps har figuren fået den røde farve, men er der kun clutter i det ene af cluttermappene farves pixelen turkis eller gul afhængig af, om det er clutter der er forsvundet eller opstået på det nyeste cluttermap. For at sortere støj væk skal der være minimum 2 counts i en pixels førend den bliver taget i betragtning som clutter.

Ud fra figur 3.25 ses det, at til trods for, at mængden af counts er blevet højere er clutterområdet omkring radaren blevet formindsket. Det ses samtidigt, at der ikke umiddelbart er opstået nyt clutter

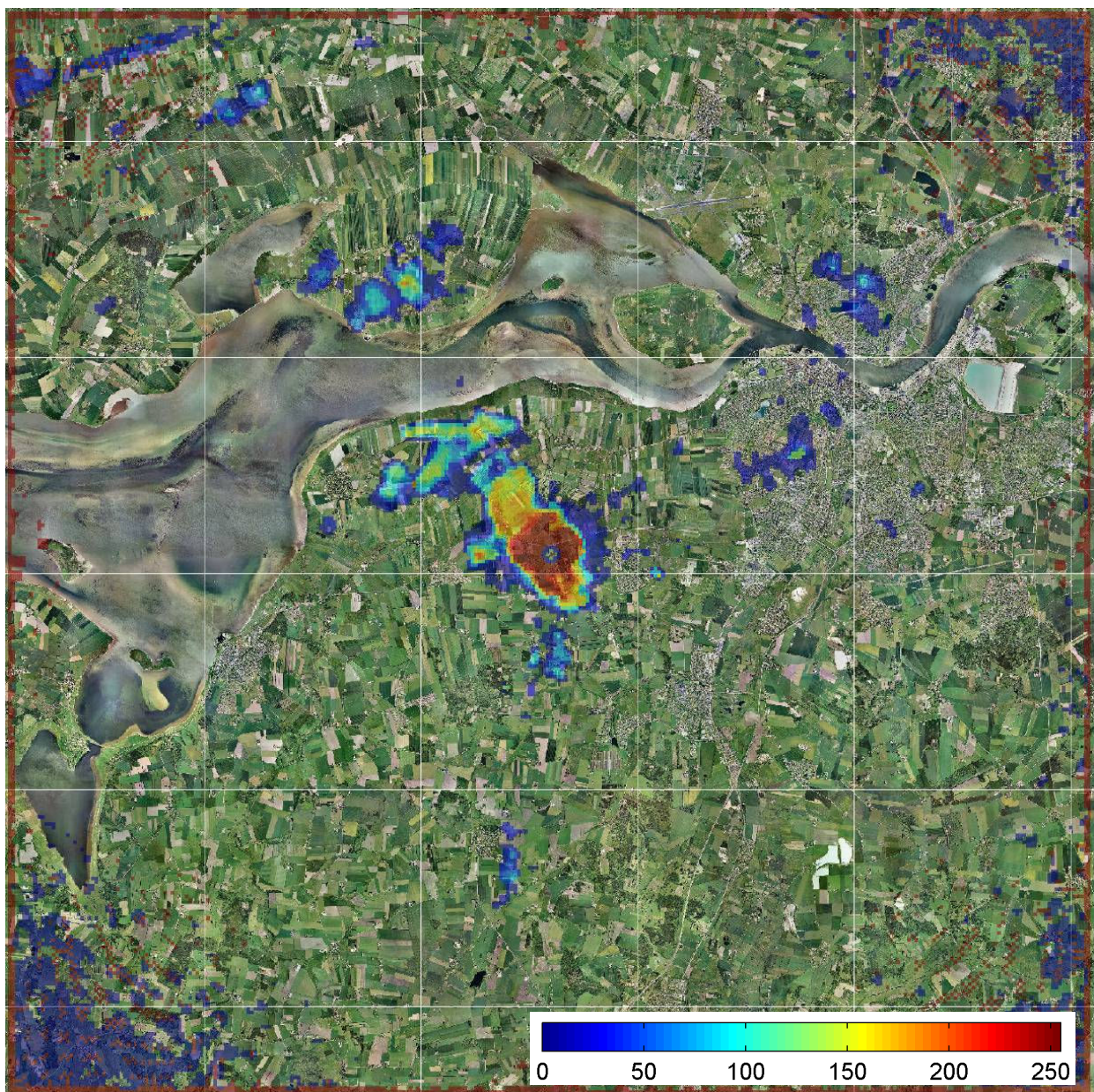
mellem de to cluttermaps, men at clutteret har flyttet sig tættere på radaren. Dette ses ud fra, at det konsekvent er den turkis farve, der er længst fra radaren i de forskellige cluttergrupperinger, mens den gule farve er tættest på.



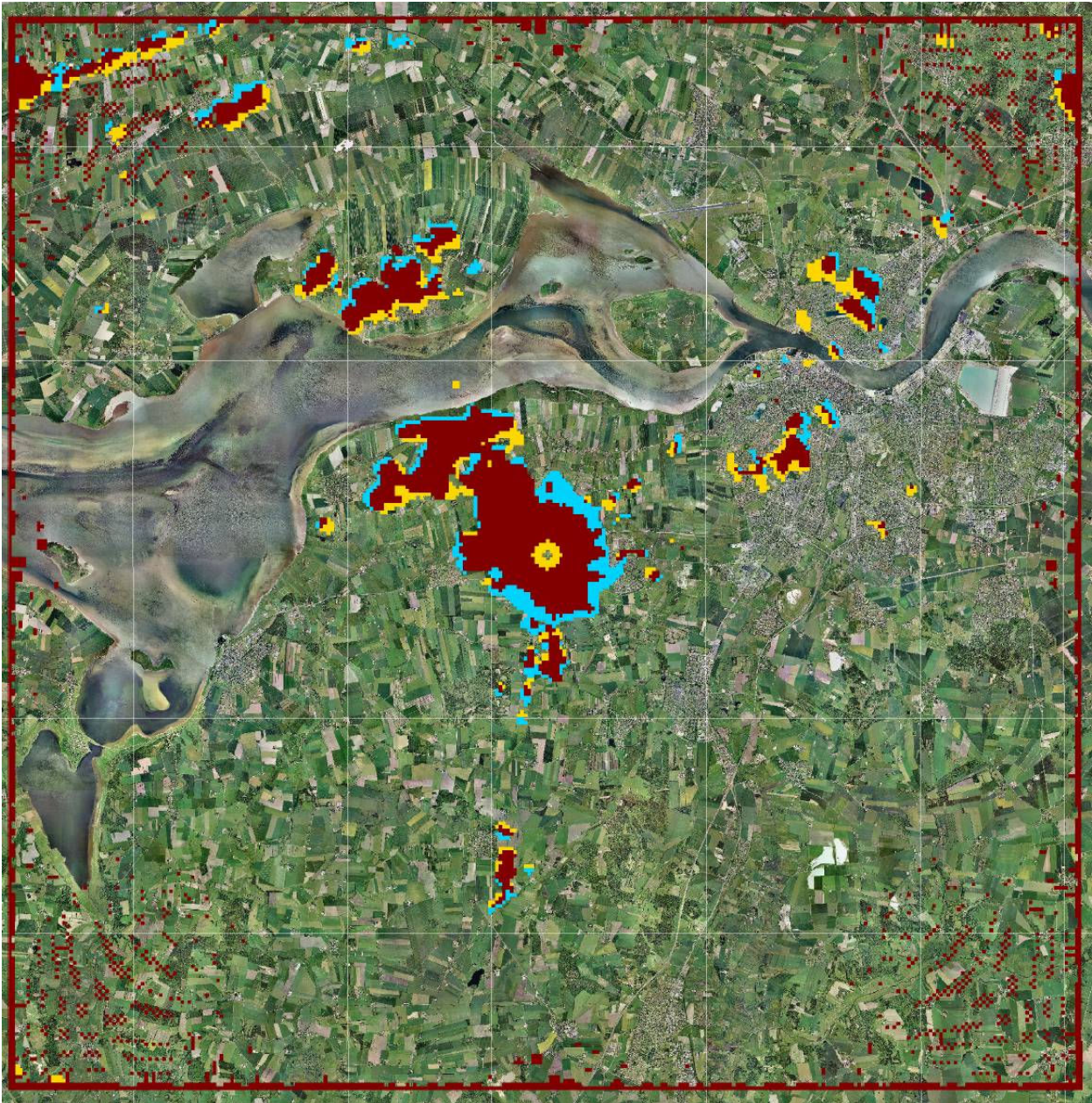
Figur 3.23
Cluttermap taget d. 13/3 2009 kl. 15.30. Cluttermappet vises i counts.

At clutteret har flyttet sig, uden at der er justeret på radarens opsætning, kan skyldes forskellige vejrforhold, der har gjort, at radarens impulser har haft længere eller kortere vej til det clutterskabende objekt, eller at udbredelseshastigheden har ændret sig. En anden forklaring kunne være, at kablet fra antenne til modtageren har været varmere i første cluttermap, hvilket fører til øget modstand i kablet, og dermed forøget forsinkelse.

Da både intensiteten af clutteret og dets placering ser det ud til at være variabel over tid og det er nødvendigt, at anvende et nyere cluttermap til fjernelse af det stationære clutter. Hvis det temperatur afhængig ville det være fornuftigt som minimum at anvende forskellige cluttermaps efter årstiden.



Figur 3.24
Cluttermap taget d. 11/5 2009 kl. 11.40. Cluttermappet vises i counts.

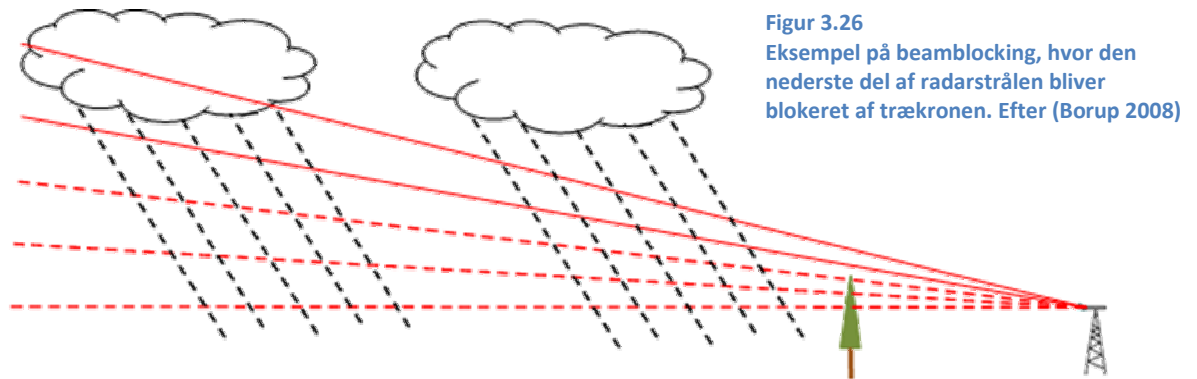


- Fælles clutter
- Kun clutter d. 13/3 2009
- Kun clutter d. 11/5 2009

Figur 3.25
 Figuren viser forskelle i clutterplacering mellem cluttermappet fra 17/4 2009 og 11/5 2009.

3.2.4 Beamblocking

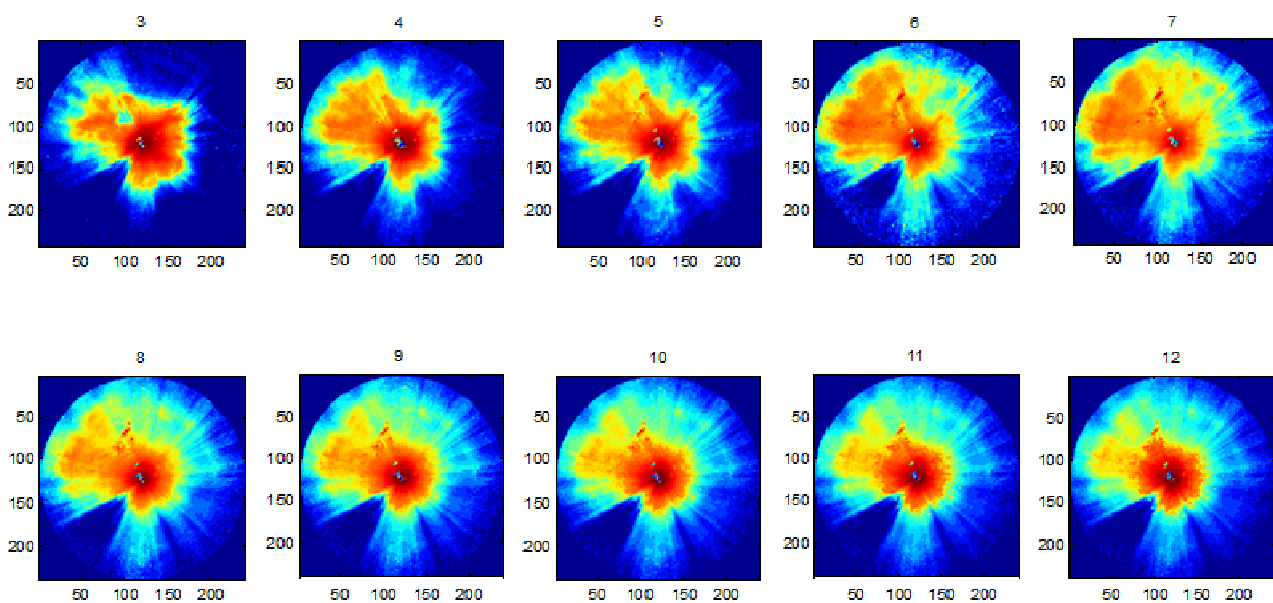
Beamblocking opstår når større stationære objekter blokerer for radarsignalet og derved dæmper for radarstråleudbredelsen bag objektet. Dette kan ske når f.eks. den nederste af radarstrålen bliver blokeret af en trækrone som vist på figur 3.26.



Det ses af figur 3.26, at den nederste halvdel af strålerne bliver blokeret og dæmpet af træet, hvorfor de reflekterede signaler fra dette område bliver væsentlig mindre. Det er et problem, da objektet blokerer den nederste del af radarstrålens vertikale udbredelse, der detekterer nedbør tættest ved jordoverfladen, altså det sted, hvor nedbørens karakter formentlig er tættest på den karakter nedbøren vil have ved jordoverfladen. På længere afstand vil refleksionerne fra nedbøren være et udtryk for nedbøren højere op i atmosfæren midlet over hele målevoluminet, hvorfor nedbørsintensiteten bliver underestimeret og der opnås en dårlig sammenhæng med den målte ved jordoverfladen. Ligeledes vil problematikken omkring lavthængende skyer blot blive forværret. (Borup 2008)

Sumbillede

For at undersøge, hvorvidt der optræder beamblocking ved målinger med Aalborg Vejrradar kan der anvendes et plot over summerede counts for en længere tidsperiode. En enkel nedbørshændelse kan have stor variation i både intensiteter og spatial udbredelse, men summeres nedbørshændelserne over en længere tidsperiode vil disse variationer udglattes og det ideelle sumplot burde derfor være homogent og vise et ens antal counts overalt i radarbilledet. Ved at summere samtlige counts sammen for en længere tidsperiode er det altså muligt at se, om der er nogle retninger eller områder, hvor der er afvigelser i mængden af counts i forhold til de omkringliggende områder. Et sådant plot kan ses af figur 3.27 og figur 3.29. Det ses ud fra figur 3.27, at sumplottet efterhånden holder op med at ændre sig væsentligt fra måned til måned, november og december er dog mere et udtryk for at der ikke registreres nedbør i radaren på grund af magnetronen er ved at udbrænde. Variationen i sumplottet

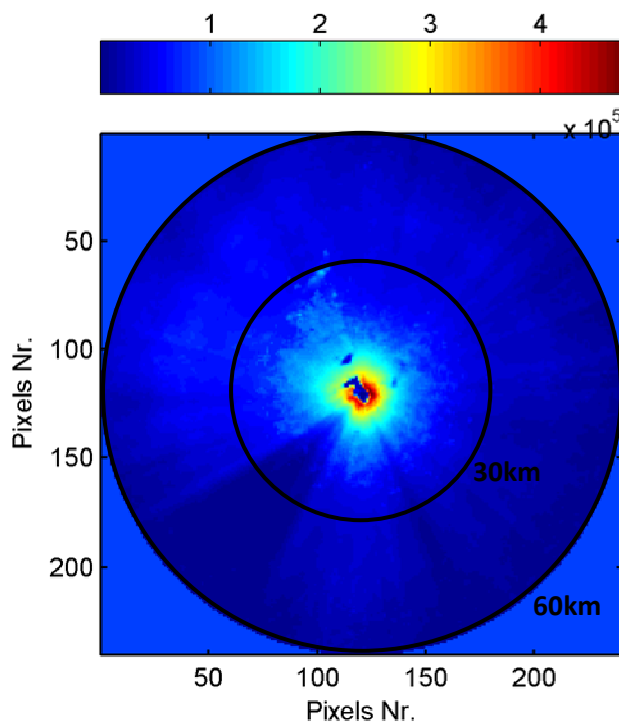


Figur 3.27 Sumbilleder i counts for 500x500 pixels for månederne i 2008 hvor de foregående måneder er adderet hver måned. For at bibeholde samme skala er billederne er normaliseret ved at dividere med billedets middelværdi.

fremtræder tydeligt og der er ikke tale om et homogent billede.

Figur 3.28 er ikke normaliseret og området omkring radaren viser en høj countværdi i forhold til området 30km fra radaren, og derved er skalaen domineret af området omkring radaren.

For at kunne se de forskellige variationer bedre er der i figur 3.29 ændret på farveskalaen, således variationerne træder tydeligere frem. Det skal dog bemærkes, at de røde områder derved illustrerer områder med højere værdi end $5 \cdot 10^5$ counts. Sumbilledet viser, at der måles færre counts når afstanden fra radaren øges, hvilket skyldes afstands- og dæmpningskorrektionen af radarsignalet ikke fungerer optimalt, se afsnit 3.3.2 for diskussion af afstands- og dæmpningskorrektionen.



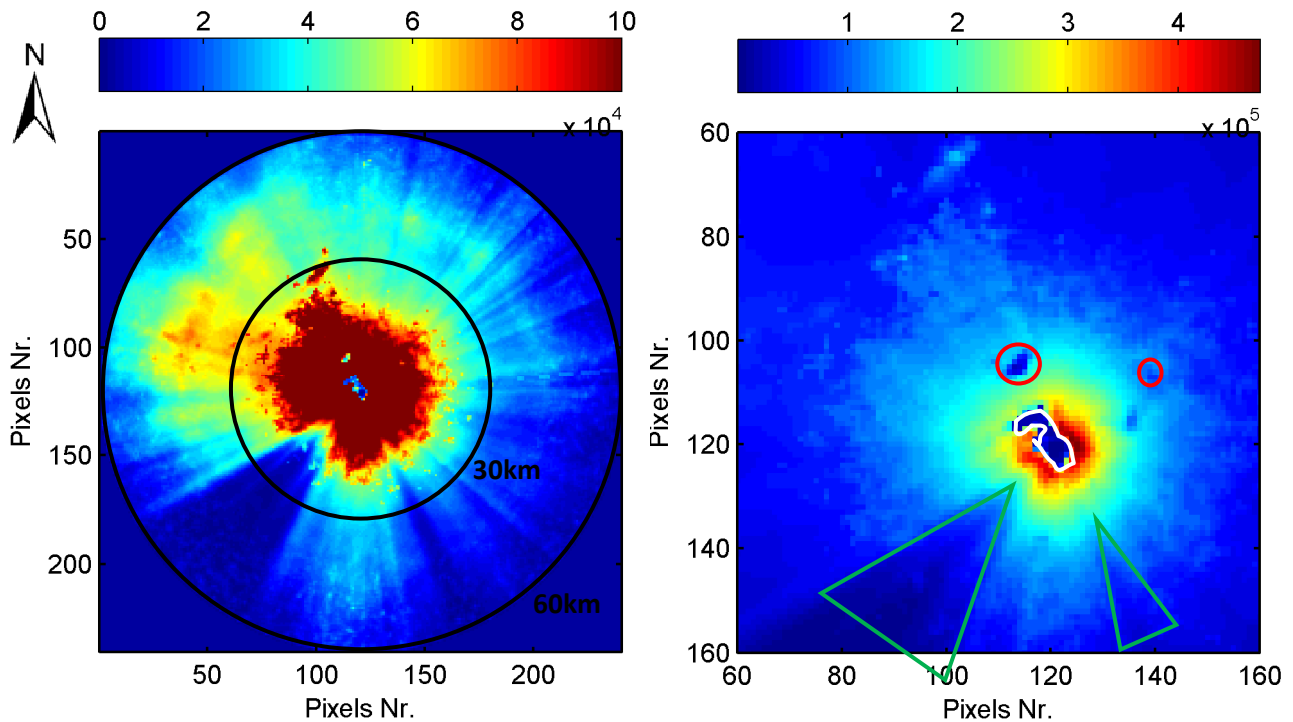
Figur 3.28
Sumbillede af alle counts i perioden fra 23/3 2008 til 31/12 2008. Opløsningen er 500x500m

Sumbilledet på venstre billede i figur 3.29 ser forholdsvis ensartet ud i forhold til retningen, bortset fra nogle få områder, hvor der optræder synlige afvigelser. Det ene af disse områder er i den vestlige side, hvor det ser ud til, at der registreres flere counts end i de resterende retninger. Dette kan muligvis forklares ved, at dette område er meget lavtliggende, hvorfor der ikke er terrænelementer til at dæmpe signalet. Det ses endvidere tydeligt, at der er dannet to trekanter i sydlig retning, hvor der er forholdsvis få counts på sumbilledet. Dette indikerer tilstedeværelsen af beamblocking, og der derved måles færre counts, da refleksionerne fra området bliver tilsvarende mindre.

På det højre billede i figur 3.29 ses, et zoom af sumbilledet, hvor også skalaen er ændret for bedre at kunne se detaljerne omkring radaren. Det ses, at der her, udover de to trekantsområder, er flere karakteristiske områder, på billedet markeret med hhv. rød, hvid og grøn.

- Hvid markering: Radaren går i mætning i området tæt ved radaren.
- Rød markering: Clutter fra terrænelementer får radaren til at gå i mætning.
- Grøn markering: Terrænelementer skygger for signalets udbredelse.

Den hvide markering opstår pga. mætning, hvor der forekommer en meget høj refleksion af radarsignaler. De reflekterede signaler er højere end countskalaen tillader, og derfor vil der når cluttermappet fratrækkes ikke kunne registreres yderligere counts i området. Dette fænomen kaldes mætning, og vil blive diskuteret yderligere i afsnit 3.3.1 om mætning.



Figur 3.29

Venstre billede: Sumbillede af alle counts fra perioden 23. marts til 31. december 2008 og korrigeret skala for kunne se forskellene tydeligere.

Højre billede: Samme sumbillede, men hvor der zoomet ind omkring radaren.

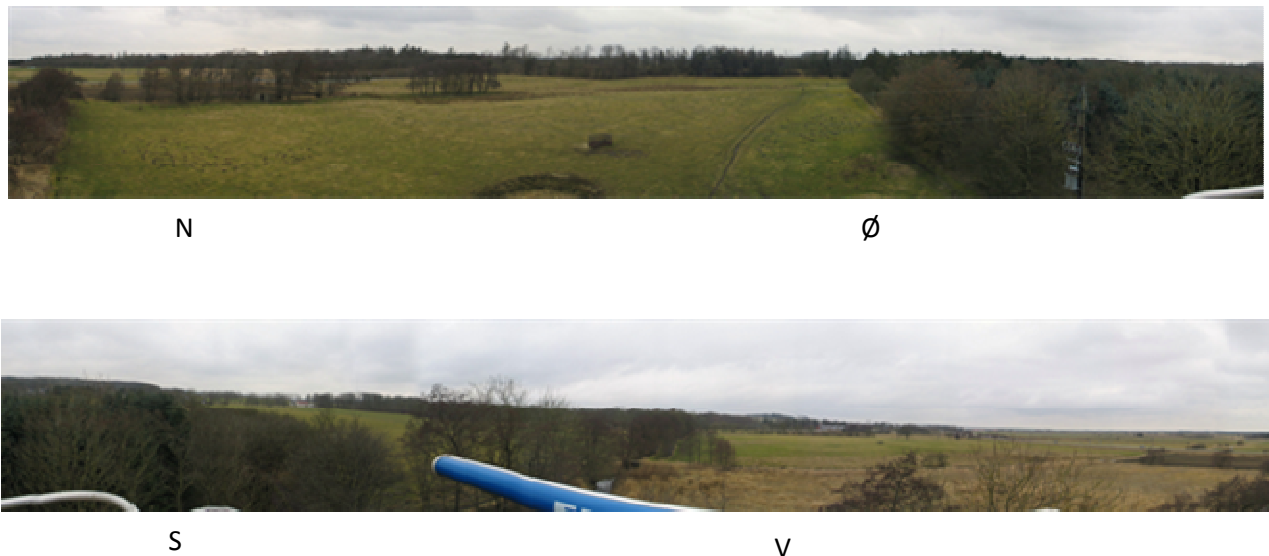
Begge billeder er af 500x500m opløsningen.

Den røde markering skyldes også, at terrænelementer længere væk fra radaren giver meget høje refleksioner. Disse refleksioner vil ikke nødvendigvis få radaren til at gå i mætning, men fordi det er permanente terrænelementer vil der når cluttermappet fratrækkes kunne registreres væsentlig færre counts.

Den grønne markering skyldes som sagt, at terrænelementer blokerer for signalet, altså såkaldt beamblocking. For at undersøge om der er nogle objekter der fører til beamblocking tæt på radaren er der taget et panoramabillede ved radaren i samme højde, se figur 3.30.

Billederne er taget i en lift i 12 meters højde i blæsevej, hvorfor det har været svært, at sikre sig samme vertikale vinkel på kameraet. Dette har givet udslag i, at højderne på billedet ikke umiddelbart kan sammenlignes, hvilket også tydeligt ses i højdeforskellen ved 0 og 360 graders vinkel og det er altså ikke et udtryk for stærkt kuperet terræn.

Det ses, at der fra sydøstlig til sydvestlig retning er en del træer, som kan blokere for signalets udbredelse. Der blev tidligere i afsnittet på figur 3.29 konkluderet, at der var skyggeeffekter i disse retninger, hvorfor træerne kan være en mulig forklaring herpå. Den største trekant kan dog også skyldes, at der umiddelbart sydvest for radaren er en forholdsvis høj bakke, der kan blokere for noget af signalet.



Figur 3.30
Todelt panoramabillede taget fra radarens position d. 6. marts 2009.

Træerne virker som et biologisk filter ved at blokere for stråleudbredelsen ned imod jordoverfladen tæt på radaren, og skærmer derfor for en del af den udsendte radarimpuls, der kunne have ført til clutter længere væk fra radaren. Det har derfor en positiv effekt med høj bevoksning omkring radaren når træerne ikke bliver for høje så de medfører beamblocking. Sumplottet kunne dog tyde på, at træerne er blevet for høje og en del af beamblockingen kan derfor løses ved at beskære træerne.

3.2.5 Bright band

Nedbør starter ofte som is eller sne, se Bergeron processen i afsnit 2.1, og på vej ned mod jordoverfladen overgår den til flydende form. På et tidspunkt vil snefnugget begynde at smelte, men fordi temperaturen falder langsomt vil fnuggene begynde at smelte fra ydersiden og indad, hvorfor snefnugget, mens den stadig er irregulær og er forholdsvis stor, på et tidspunkt vil være omgivet af vand. Snefnugget vil på denne form reflektere betydelig større signaler end på ren fast eller flydende form. Dette fænomen kaldes for bright-band fænomenet, hvor der er et lag i atmosfæren, hvor der optræder høje refleksioner. (Rinehart 1997)

LAWR måler, i modsætning til C-bånds radarer, kun i et enkelt lag, hvorfor det ikke er muligt med en LAWR at identificere bright band lag i atmosfæren. Dette er som sagt, en fejlkilde, da bright band reflekterer signaler meget kraftigere end almindelig nedbør. I (Battan, Radar observation of the atmosphere 1973) er reflektiviteten i bright band området i forhold til nedbør i lavere luftlag opgivet til være mellem 4 til 9 kraftigere.

Bright bandet udvikler sig gradvist fra højden hvor der er 0 grader (melting level) og i (Battan, Radar observation of the atmosphere 1973) er det opgivet at den maksimale refleksion typisk indtræffer 100 til 400 meter længere nede i atmosfæren, ligeledes angiver (Fabry og Zawadzki 1995), at bright band

området typisk er 100m eller mere under melting level. Derved kan der altså være flere hundrede meter med et højreflektivt område. Der er i (Boodoo og Donadson 2006) foretaget målinger på højden af melting levels over terræn fra 1999 til 2005 i det sydlige Canada. Resultaterne viste, at melting levels højde varierer over året, men ligger højest om sommeren og lavest om vinteren, og typisk i en højde af 1,5 til 3,5 km.

LAWR får pga. den vertikale åbningsvinkel ret hurtigt en stor vertikal udbredelse, og da bright band typisk opstår i en højde mellem 1,5 til 3,5 km over terræn vil radaren kunne observere brightband effekten allerede efter ca. 8-9 km. Da radarstrålens effekt over det vertikale snit varierer betydeligt des længere afstand der er til centerlinjen, er effekten af brightband muligvis ikke så stor, da radarstrålens største effekt (ved centerlinjen) ligger i en højde af ca. 220 meter i 60km afstand.

En mulighed for at identificere bright band effekten er ved at benytte en vertikal radar. En vertikal radar er groft sagt en LAWV, der skyder op i luften i stedet for langs jordoverfladen. Ved at skyde direkte op i atmosfæren kan de forskellige luftlags refleksioner ses i forhold til hinanden og det er på den måde identificere størrelsen, og derved effekten, af bright band laget. Bright band effekten kan derfor undersøges vha. en vertikal radar, men det er ikke muligt ud fra LAWV målinger at korrigere for bright band.

3.2.6 Dråbestørrelsefordeling

I afsnit 2.3 blev de dele af radarteorien forklaret, der er relevant ved måling af nedbør, og en af de vigtige parametre er dråbestørrelsefordelingen, som beskriver antallet af dråber fordelt på diameter i en nedbørshændelse. Når Z, reflektiviteten, bestemmes via LAWV er det derfor muligt at beregne dråbestørrelsefordeling eller en regnintensitet ved hjælp af Z-R sammenhænge. Der er igennem tiden bestemt mange forskellige, empiriske Z-R sammenhænge og de afhænger som regel af nedbørstypen, om nedbøren eksempelvis er konvektiv eller stratiform. Den geografiske beliggenhed er desuden også en vigtig faktor for Z-R sammenhænge (Battan, Radar observations of the atmosphere 1973). Det store antal af forskellige Z-R sammenhænge er ligeledes et udtryk for, at sammenhængen kan variere betydeligt mellem en nedbørshændelse. Anvendes der en forkert Z-R sammenhæng til omregning mellem reflektivitet og regnintensitet enten under- eller overestimeres regnintensiteten.

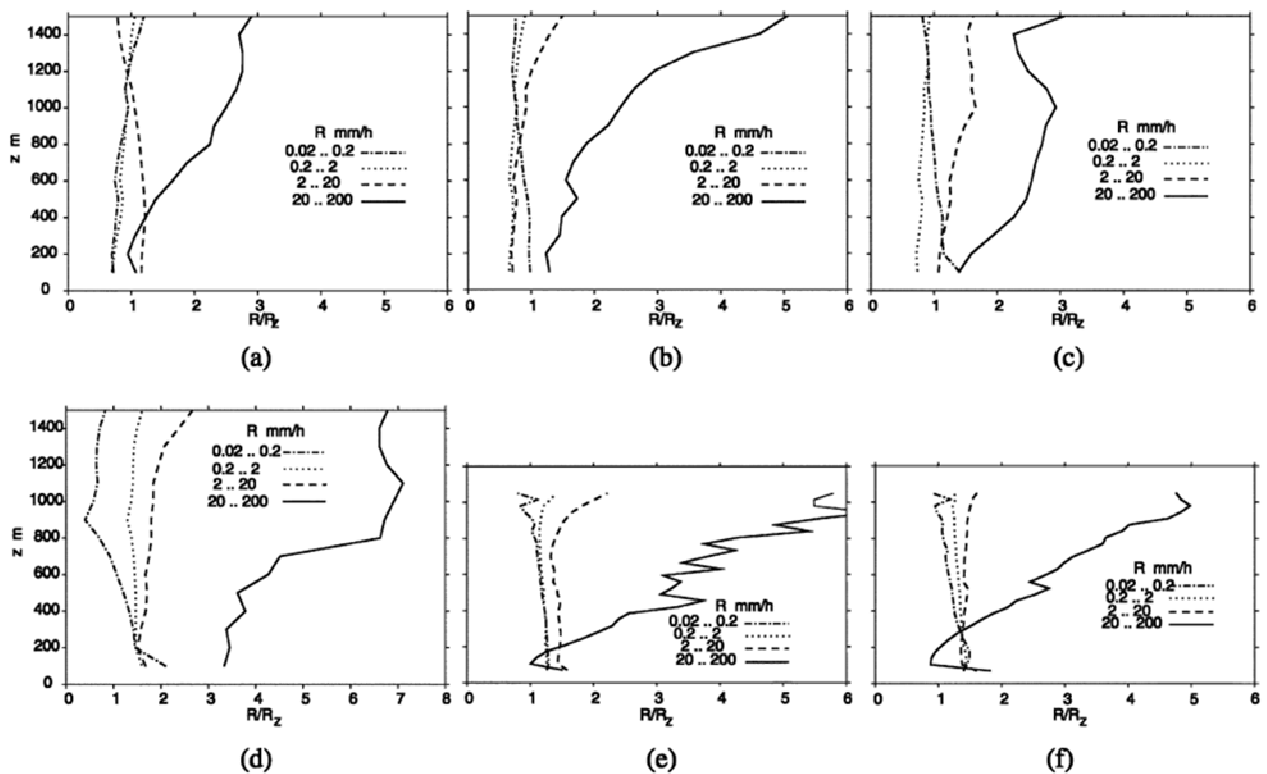
LAWV anvender counts som et mål for refleksionen, og der anvendes derfor en C-R sammenhæng frem for den normale Z-R sammenhæng. Dette ændrer dog ikke på dråbestørrelsefordelingens betydning, da nedbørsrefleksionerne er en direkte konsekvens af fordelingen af dråbernes diameter.

I (Clemens, et al. 2006) og (Peters, Fischer og Münster, et al. 2005) blev der anvendt en vertikal doppler radar til at måle den vertikale variabilitet af nedbør. Med en vertikal doppler radar kan reflektiviteten fra nedbøren måles i forskellige højder op igennem atmosfæren. Radarens benytter sig af doppler effekten og dette medfører at dråbernes faldhastighed kan bestemmes ud fra forskellen mellem den udsendte frekvens og den modtagede frekvens. Ud fra sammenhænge mellem dråbernes faldhastighed og diameteren kan der opnås et spektrum af volumen reflektiviteter afhængig af dråbestørrelse. Ved at dividere med det effektive tværsnit for hver dråbediameter kan antallet af dråber bestemmes og dermed dråbestørrelsefordelingen (Peters, Fischer og Andersson, Rain observations with a vertically looking micro rain radar(MRR) 2002). Ved direkte at bestemme dråbestørrelsefordelingen kan vandindholdet i målevoluminet findes og deraf regnintensiteten.

Undersøgelserne tyder på at ændringer af dråbestørrelsesfordelingen under en enkelt regnhændelse medfører, at Z-R korrelationen kan ændre sig flere gange i løbet af en regnhændelse både tidsmæssigt og afhængig med højden op i atmosfæren.

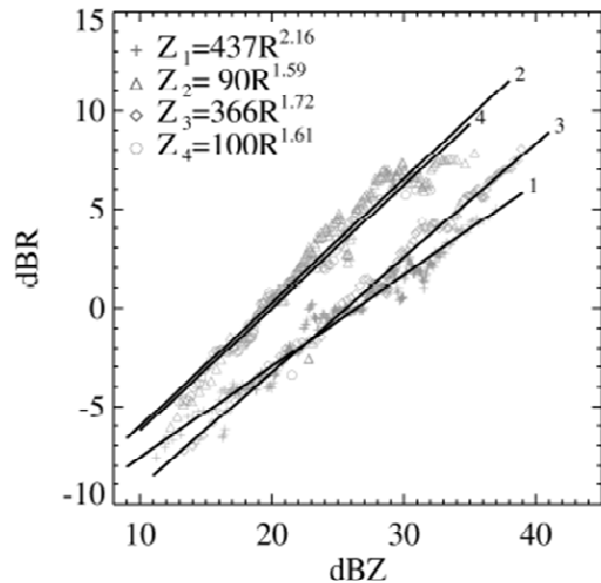
Forholdet mellem R bestemt ved dopplermålinger og R_z ud fra reflektivtetsfaktoren beskriver fejlen der begås ved at anvende en Z-R sammenhæng op igennem atmosfæren til bestemmelse af regnintensiteten. Af figur 3.31 fremgår at forholdet R/R_z er forholdsvis konstant op igennem atmosfæren for lave regnintensiteter ($R < 20$ mm/h svarende til 0,33 mm/min) og anvendelsen af Z-R korrelation derfor giver en fornuftig omregning til regnintensitet op til 1500m højde. Dette kan tolkes som at variationen i dråbestørrelsesfordelingen igennem atmosfæren er lille ved lave regnintensiteter. Derimod sker der ved høje regnintensiteter ($R > 20$ mm/h) en væsentlig ændring af dråbestørrelsesfordelingen op i gennem atmosfæren og derved giver en Z-R sammenhæng forkerte regnintensiteter allerede få hundrede meter oppe i atmosfæren.

Z-R korrelationen underestimerer den faktiske regnintensitet og sammenhængen forværres med højden op i atmosfæren. Dråbestørrelsesfordelingen ved nedbør med $R > 20$ mm/h går i mod større dråbediamtre des tættere på jordoverfladen og derfor vil der i mange tilfælde være større afvigelser mellem Z ved jordoverfladen og Z som middel over en vertikal afstand på 1500 m eller mere end ved mindre regnintensiteter.



Figur 3.31
Middel R/R_z værdier som funktion af højden over jordoverfladen ved 3 forskellige vertikalaraderer. (a) Zingst i 2000, (b) Zingst i 2001, (c) Zingst 2002, (d) Christiansø i 2000, (e) Westermakelsdorf i 2000, (f) Westermakelsdorf i 2003. (Peters, et al., 2005)

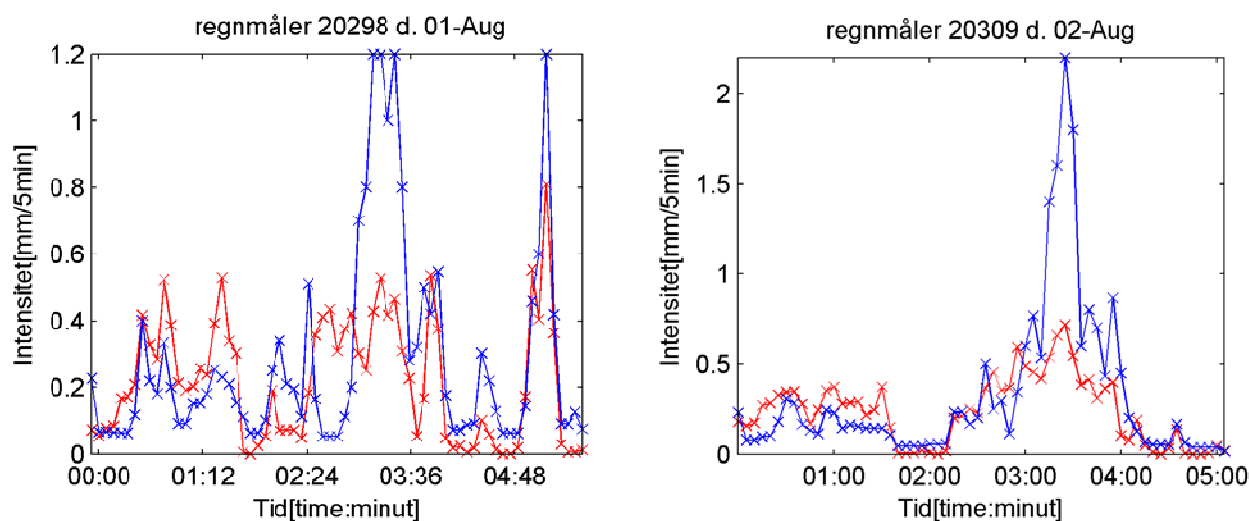
Variation af Z-R korrelationen under en længerevarende regnhændelse blev undersøgt i (Clemens, et al. 2006). Det blev fundet, at en regn, der ellers er karakteriseret som stratiform, indeholdte fire forskellige perioder, hvor to havde stratiform karakter, én både stratiform og konvektiv karakter og den sidste af ren konvektiv karakter. Ud fra opdelingen blev der tilpasset Z-R sammenhænge for hver periode for målinger foretaget i 300 m højde og det ses tydeligt, at de to perioder med konvektiv nedbør, 2 og 4 på figur 3.32, har forskellig Z-R sammenhæng end de stratiforme perioder 1 og 3. Hvis der i dette tilfælde anvendes en fast Z-R sammenhæng tages altså ikke højde for ændringen af dråbestørrelsesfordelingen, der kan finde sted indenfor en enkelt hændelse.



Figur 3.32
Z-R parametre og tilpassede Z-R sammenhænge for forskellige perioder af regnhændelsen. (Clemens, et al. 2006)

Med en LAWR afhænger den vertikale størrelse af målevoluminet af afstanden ud til målepunktet, men der måles langt op i atmosfæren indenfor relativt korte afstande, beskrevet i afsnit 3.2.2. Refleksionerne fra nedbøren er en middel over dette volumen og på grund af den gausiske fordeling af signalstyrken bidrager områder i voluminet mindre des længere væk fra centrum af udbredelsesretningen. Derfor er det vigtigt, ved anvendelsen af radarmålinger til bestemmelse af nedbørsintensiteter, hvordan refleksionerne varierer med atmosfærehøjden i forhold til nedbøren, når de skal anvendes til at forudsige nedbøren ved jordoverfladen.

Af nævnte artikler kan det derfor udledes, at det formentlig er svært at opnå en god kalibrering af LAWR ved høje regnintensiteter. Ved høje regnintensiteter ændrer dråbestørrelsesfordelingen karakter op igennem atmosfæren og derfor vil sammenhængen mellem en middel Z [counts] og R målt ved jordoverfladen være mere usikker. Middel refleksionen kommer derfor også stærkt til at afhænge, af hvor stor en del af nedbørens vertikale udbredelse der midles over og hvilken del.



Figur 3.33

Regnintensitet nedbørshændelse d. 2. august målt med LAWR (rød) og med regnmåler (blå). Der er anvendt en statisk C-R sammenhæng, som er beskrevet i kapitel 4 og derfor er β konstant under hændelserne. Regnmålerne 20309 og 20298 befinder sig hhv. 10 km og 13.2 km fra radaren.

På grund af den benyttede afstandskorrektion i måleperioden, beskrevet i afsnit 3.3.2, er det ikke muligt at måle ekstrem hændelser med en intensitet over 20 mm/h tæt ved radaren, da radaren går i mætning, alligevel har LAWR ofte svært ved at måle den korrekte intensitet når der forekommer en højintensiv periode under en hændelse. På figur 3.33 ses en regnhændelse, som fandt sted d. 2. august, hvor det fremgår, at radaren følger regnmåleren fornuftigt, men i den længerevarende periode med høj regnintensitet viser LAWR for lav en intensitet. En af grundene kan være at den høje intensitet er meget lokal, men da den højintensive periode varer 20 minutter er det derfor ikke sandsynligt at forskellen skyldes lokal variation. LAWR kunne i måleperioden maksimalt måle en intensitet på 1 mm/5min ved regnmåler 20309s afstand førend der opstår mætning. Det er derfor ikke muligt for radaren måle den høje intensitet, men intensiteten burde være højere, hvis den var i mætning. I regnmåler 20298 ses den samme intensitetspeak at være til stede, men dog er intensiteten noget lavere og der er derfor med sikkerhed ikke opstået mætning. Den efterfølgende peak ses at være bedre bestemt af LAWR i regnmåler 20298, dette kunne derfor være forårsaget af en ændring i dråbestørrelsesfordelingen ned igennem atmosfæren og derved en ændret refleksion som forårsager en ændret sammenhæng i C-R korrelationen.

3.2.7 Tidslig og spatial opløsning

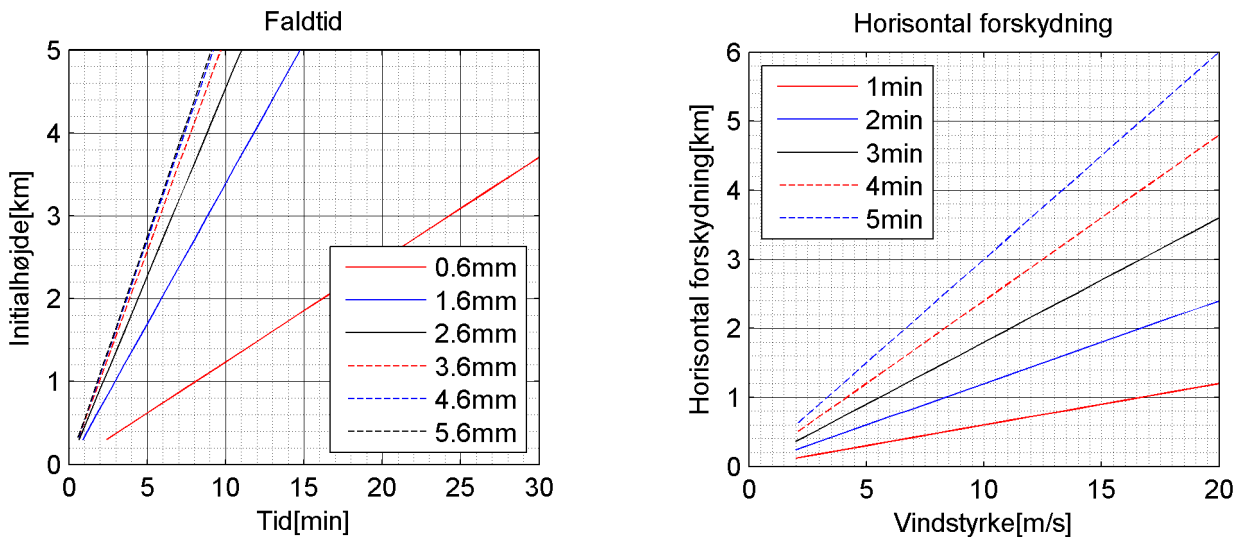
Da intensiteten målt oppe i atmosfæren skal omsættes til en intensitet ved jordoverfladen er det vigtigt at have en idé om, hvor lang tid det tager nedbøren at nå jorden og hvor langt den målte nedbør kan flytte sig horisontalt i tidsrummet. Derfor undersøges nedbørens tidslige og spatiale ændring i løbet af et 5 minutters måleinterval. I det følgende er der foretaget nogle meget simple beregninger, der ikke tager højde for mange af de fænomener, der påvirker regndråberne, som f.eks. interaktion dråberne imellem, turbulens, vertikale vinde, ændring af dråbestørrelser under nedfaldet og at friktion mod jorden giver et vertikalt vindprofil, hvor

Dråbestørrelse[mm]	Faldhastighed[m/s]
0,6	2,06
1,6	5,65
2,6	7,57
3,6	8,6
4,6	9,03
5,6	9,16

Tabel 3.34 Endelig faldhastighed for forskellige dråbestørrelser (Gunn og Kinzer 1949)

vindhastigheden stiger med højden. Beregningerne anvendes også blot til at give en tids- og stedlig fornemmelse for en regndråbes fald fra langt oppe i atmosfæren til ned jordoverfladen.

Hvis det antages, at regndråbernes horisontale hastighed er af samme størrelse som vindhastigheden kan der gives et bud på den stedlige forskydning af regndråberne. Faldhastigheden varierer med dråbestørrelsen og i det følgende er der til beregning af faldtiden gennem atmosfæren anvendt den endelige faldhastighed, hvor der er ligevægt mellem tyngdekraften og det drag som luften udfører på en dråbe, der falder igennem stillestående luft, se tabel 3.34. På venstre og højre billede i figur 3.35 er hhv. vist faldtiden for forskellige dråbestørrelser afhængig af initialhøjden over jorden og den stedlige



Figur 3.35

Venstre billede: Tiden det tager for en dråbe at falde gennem atmosfæren som funktion af initialhøjden.

Højre billede: Den horisontale forskydning af en dråbe der bevæger sig med vindens hastighed indenfor forskellige tidsrum (1-5min). Tiderne er faldtider.

forskydning af regndråben over forskellige tidsintervaller afhængig af vindstyrken. Det ses ud fra faldtiden, at ved voksende diametre øges hastigheden hvorved, at dråben falder. Forskellen er dog ikke så stor mellem de forskellige dråbestørrelser bortset fra dråbestørrelsen på 0,6 mm, hvor der sker en drastisk forøgelse af faldtiden ved de små dråbestørrelser.

Hvis en dråbe med en diameter på 2,6mm befinder sig 2 km oppe i atmosfæren ville det tage dråben omtrent 5 minutter, at falde gennem atmosfæren og ramme jorden, hvilket svarer til et midlingsinterval for radarmålingerne. Indenfor samme tidsinterval, hvis det antages, at det blæser med en vindstyrke på 10 m/s vil dråben have bevæget sig 3 km horisontalt og rammer altså jorden et stykke fra det geografiske område, hvor den befinder sig 5 min tilbage i tiden. Der vil altså både ske en tidlig forskydning mellem refleksionen i fra dråben atmosfæren på 5 min og en stedlig forskydning på 3 km. Det ses også, at hvis der er meget kraftig blæst, i nærheden af stormstyrke, kan dråben transporteres mere end en kilometer i minuttet horisontalt. Det kan også bemærkes, at der er en sammenhæng mellem hvor stor en horisontal forskydning, der finder sted og hvor højt over jorden nedbørsområdet ligger. Den største horisontale forskydning vil derfor være i forbindelse med konvektionsregn, der kan have en meget stor vertikal udbredelse. Denne usikkerhed forøges med afstanden da radarens vertikale udbredelse øges.

Den vertikale strålebredde er på ± 10 grader og derved måles der højere op i atmosfæren des længere fra radaren der måles. Hvis dette sammenholdes med den horisontale opløsning er det tydeligt at når

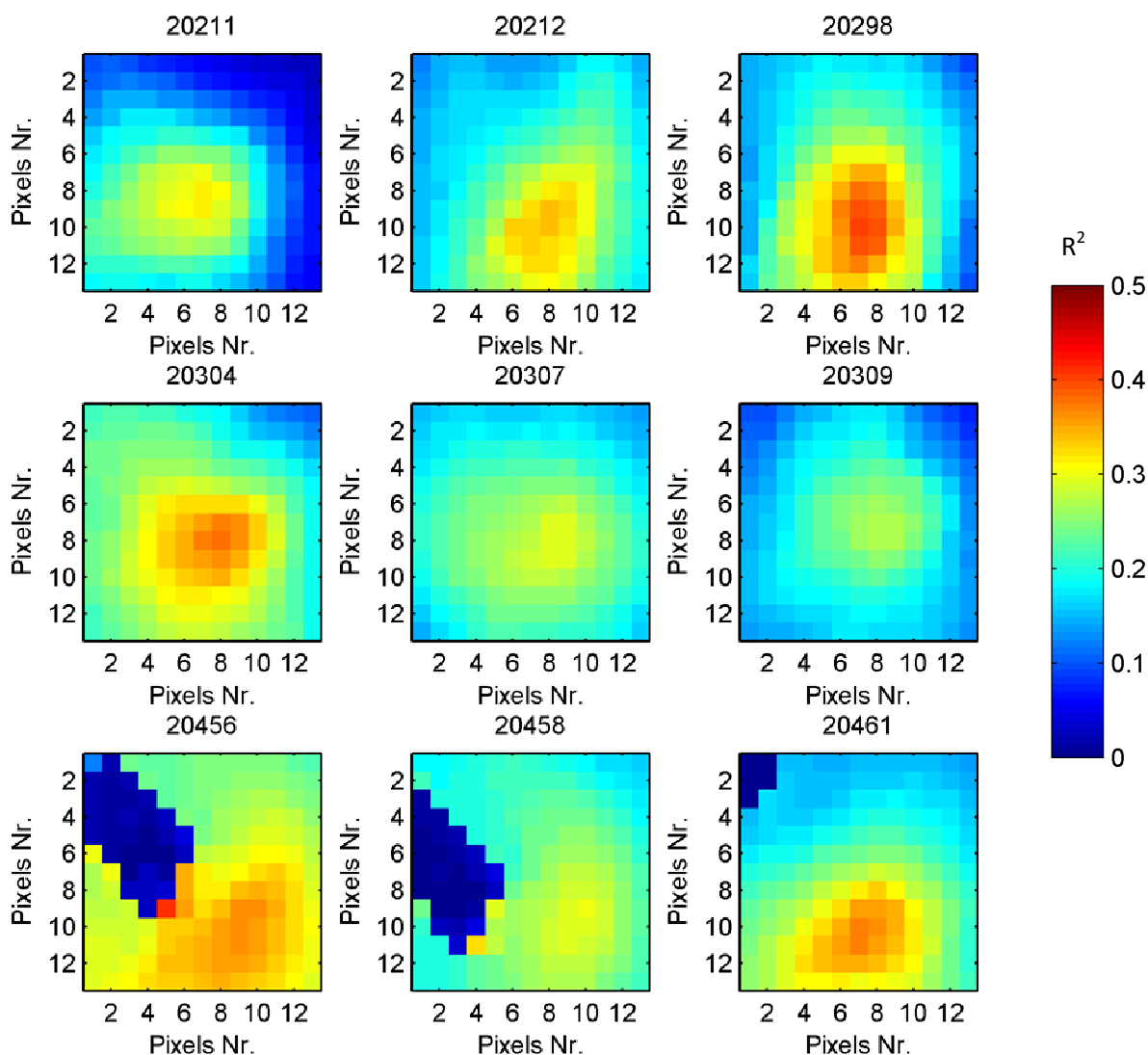
afstanden til radaren øges midles der over stadigt større voluminer og nedbøren der tages med i midlingen vil være at finde stadigt højere op i atmosfæren og usikkerheden øges derved. Hvis der måles tilpas langt væk fra radaren så den vertikale udstrækning af målevoluminet overskrider 2 km kan det antages som beskrevet tidligere i afsnittet at den øverste del af nedbøren, hvis det blæser med 10 m/s, kan flytte sig 3km og derfor vil en del af nedbøren som medtages i den 5minutters middelintensitet der måles aldrig være i nærheden af at lande indenfor målepikselen. Dette er blot et eksempel men illustrerer problemstillingen, og at der er stor usikkerhed forbundet med hvor nedbøren målt i den aktuelle pixel falder, hvilket forøges des højere radaren måler op i atmosfæren. Ud fra ovenstående overvejelser er der altså en stor usikkerhed forbundet med radarens horisontale opløsning specielt hvis den betragtes som opløsningen gældende for regnintensiteten ved jordoverfladen og det er muligt at en finere opløsning ikke vil forbedre måleresultatet nævneværdigt. Allerede i en afstand på 11 km fra radaren er den vertikale stråleudbredelse oppe i 2 km højde, se evt. afsnit 3.2.2.

Når der alligevel opnås hæderlige målinger kan det skyldes, at der midles over 5 minutter og intensiteten der måles er et udtryk for nedbøren, der har passeret hen over pixelen i løbet af 5 minutter, og samtidig er den spatiale variation af regnhændelsen i mange tilfælde ikke særlig udpræget i forhold til radarens samplevolumen.

Undersøgelse af spatial og tidlig variation

En måde at undersøge, hvor stor den spatiale variation er, er ved at foretage en krydskorrelation mellem regnmålerens data og de omkringliggende pixels data. Ved at gøre dette undersøges, hvilken pixel der har størst korrelation med regnmålerens målinger, og er der ingen spatiale variation vil regnmålerens pixel og regnmålerens data være de bedst korrelerede.

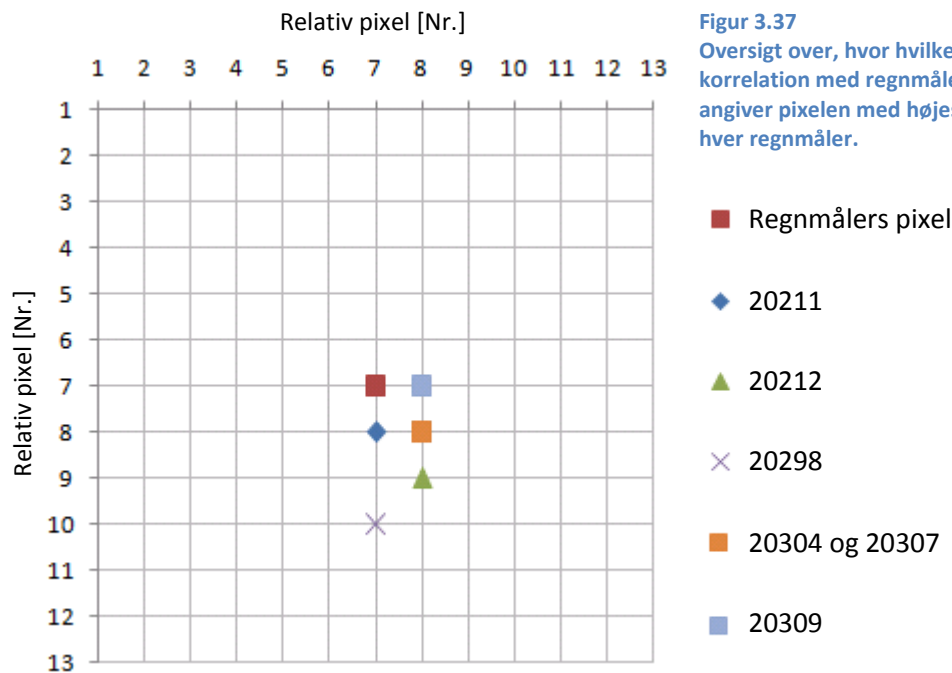
Krydskorrelationen er foretaget i opløsningen på 500x500 meter for en 13x13 stort pixels område, hvor regnmålerens pixel er i centrum og målingerne er fra 11/7-2008 til 1/11-08. Resultaterne kan ses af figur 3.36.



Figur 3.36
 Korrelationskoefficienten for de 9 regnmålere ved krydskorrelation. Regnmålerens placering er i pixel 7,7. Den benyttede opløsning er 500x500 meter.

Det ses tydeligt, at regnmålerne 20456, 20458 og 20461 har områder, hvor der ikke kan måles. Dette skyldes, at regnmålerne er for tæt på radaren, hvorfor der optræder meget få målinger i det område pga. clutter. Den radarpixel, der er bedst korreleret med regnmåleren er ikke den pixel, hvor i regnmåleren står, hvilket understreges af figur 3.37. Figur 3.37 viser den radarpixel, der havde højest korrelation med regnmålerens data, hvor stedangivelsen er relativ i forhold til hver af de 6 benyttede regnmåleren. Regnmåler 20456, 20458 og 20461 tages ikke med pga. deres korte afstand til radaren.

På figur 3.36 ses det også, at der et område omkring pixelen med højest korrelation, der ikke skiller sig væsentlig ud fra, hvilket tyder på, at der er en lille spatial variation omkring dette punkt, der dog stiger med afstanden.



Figur 3.37
Oversigt over, hvor hvilken radarpixel der har størst korrelation med regnmålerens data. Markeringen angiver pixelen med højest korrelationskoefficient for hver regnmåler.

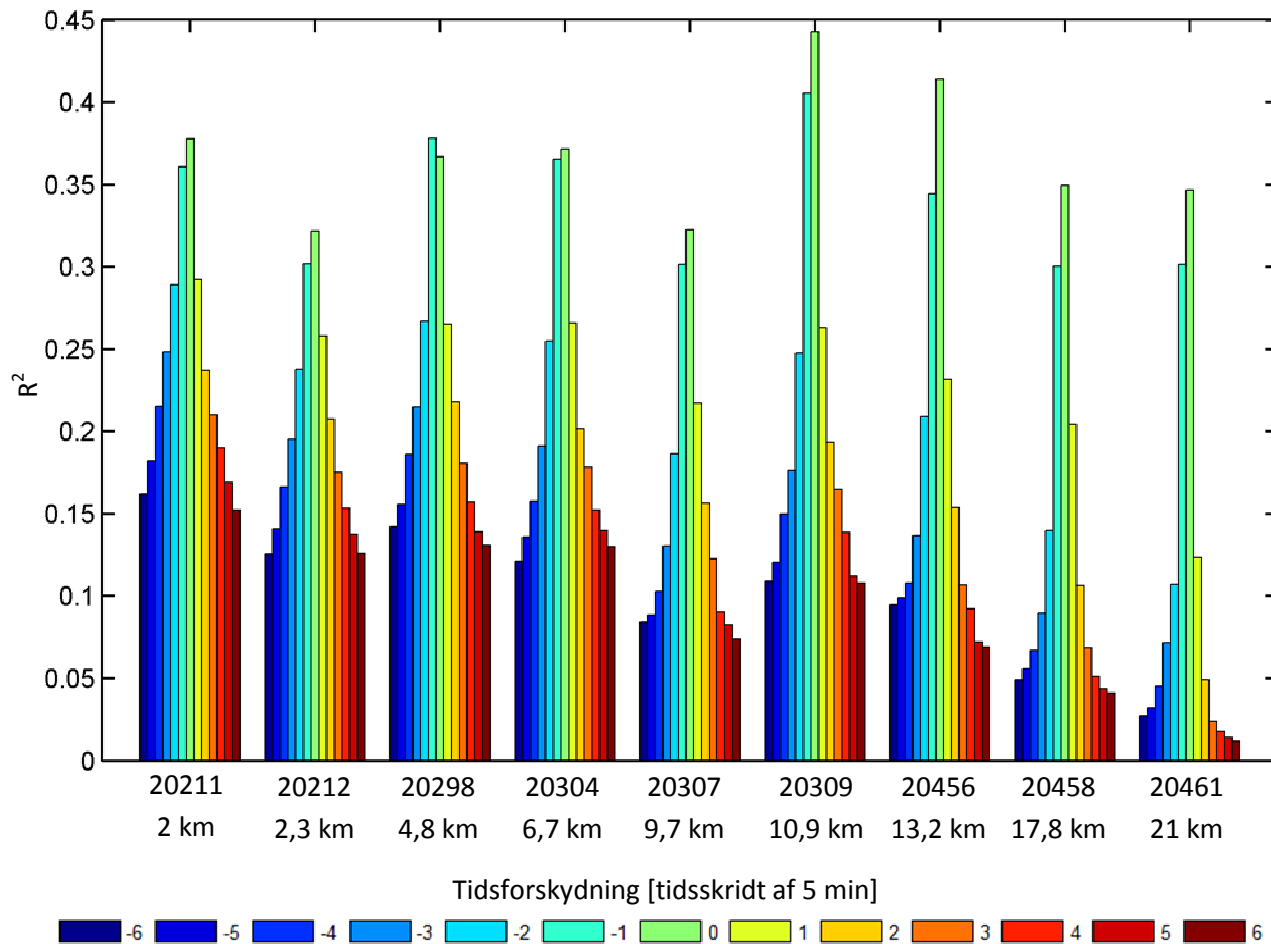
Som det ses af figur 3.37 har ingen af de anvendte regnmålere højest korrelationskoefficient med den radarpixel de er placeret i, men derimod i en pixel sydvest for denne radarpixel.

Hvorfor de pixels med højest korrelation konsekvent er placeret sydvest for regnmålerens pixels er svært at vurdere. Hvis det skyldes, at radaren måler nedbøren i atmosfæren, og at vinden flytter regnen over en længere afstand førend de rammer jordoverfladen burde disse pixels, med højest korrelation, have været placeret i øst i stedet for vest, da den hyppigste vindretning i Danmark er fra vest mod øst (Cappelen og Christensen 2005). Det kan ligeledes heller ikke skyldes timingen af radaren, da timingsfejlen på ca. 500 meter ville gøre, at pixelene med højest korrelation ville være 1 pixel forskudt nordpå, da alle regnmålere ligger nord for radaren. Krydskorrelationen tyder derfor på, at der er en vis spatial forskydning på 1-2 pixel (0,5-1 km).

En undersøgelse af om der er en tidlig forskydning mellem regnmåler og radardata kan ligeledes ske vha. en krydskorrelation, hvor regnmålerens data tidsforskydes ifht. radarens data. Perioden, der forskydes over er fra 11/7-2008 til 1/11-2008.

For at undersøge, hvorvidt der er i gennemsnit er en tidsforskydning af regnmålerdata i forhold til radarens data anvendes alle radardata i perioden i en samlet krydskorrelation for hver måler. Resultatet af krydskorrelationen kan ses af figur 3.38, hvor de forskellige regnmålere er plottet op.

Det ses umiddelbart, at næsten alle regnmålere, på nær 20461, har en gennemsnitlig forskydning på 0

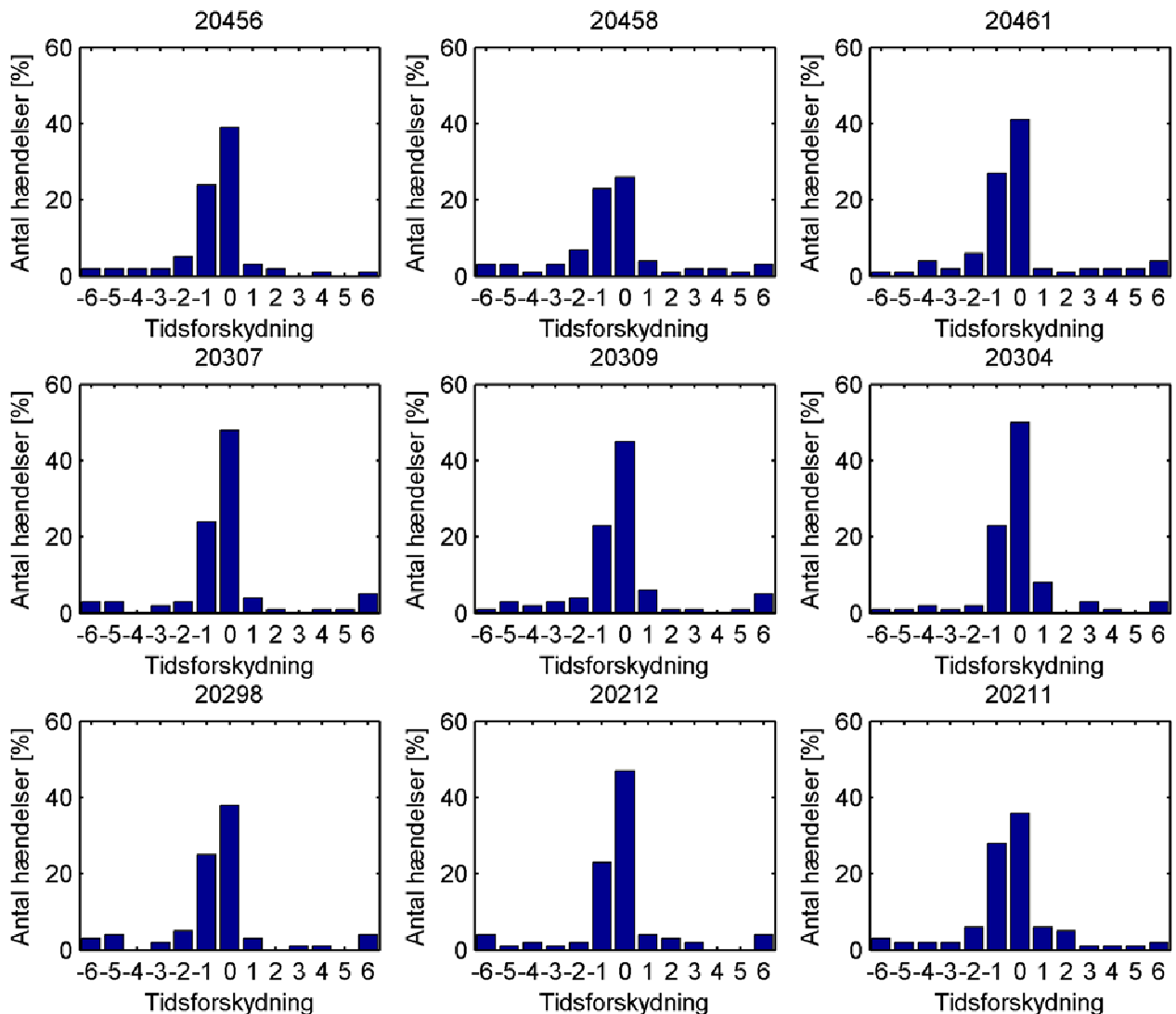


Figur 3.38
Søjlediagram over korrelationskoefficienten for hver regnmåler til forskellige tidsforskydninger listet op afhængig af afstanden til radaren.

tidsskridt, altså er der ingen tidlig forskydning mellem regnmåler og radarmålinger. Det ses endvidere, at jo længere væk regnmåleren står fra radaren des mindre korrelation bliver der mellem forskydningerne mellem regnmåler og radarmålinger. Dette sker selvom størrelserne på korrelationskoefficienterne ved -1 og 0 tidsskridts tidsforskydning ved alle regnmålerne ligger i samme område.

Korrelationskoefficienterne for tidsforskydningen -1 og 0 tidsskridt har dog konsekvent samme næsten samme størrelse, hvilket tyder på, at der ofte sker en tidsforskydning, hvor regnmålere kommer bagud i tid i forhold til radaren. Dette skyldes muligvis, at LAWR måler nedbøren i atmosfæren, mens regnmåleren måler på jordoverfladen, hvorfor der kan ske en tidsforskydning her.

For at undersøge, hvor ofte denne tidsforskydning sker på hændelsesniveau er der foretaget endnu en krydskorrelation, denne gang på hændelsesniveau for samtlige hændelser i perioden 11/7-2008 til 1/11-2008. For at få samme længder af tidsserierne fra regnmåler og LAWR er det valgt, at definere nedbørshændelsernes start- og sluttidspunkter ud fra regnmålerens angivelse. Resultatet er plottet op som histogrammer i figur 3.39, hvor andelen af de forskellige tidsforskydninger på hændelsesniveau kan



Figur 3.39 Histogram over antal hændelser i procent der har bedst korrelation mellem nedbørsmåler og LAWR til tidsforskydningen.

ses.

Det ses på figur 3.39, at ingen tidsforskydning mellem regnmåler og radardata på hændelsesniveau udgør den største andel. Igen vises det, at en tidsforskydning på -1 tidsskridt er den næsthøjest forekommende tidsforskydning, mens +1 sjældent optræder. Dette betyder at regnmålere ofte kan være 1 tidsskridt bagefter radaren, men skifter fra hændelse til hændelse og formentlig også i perioder under hændelsen. Men i ca. 40% af tilfældene vil der overordnet set ikke finde en tidsforskydning sted.

3.3 Modtagelse af signalet

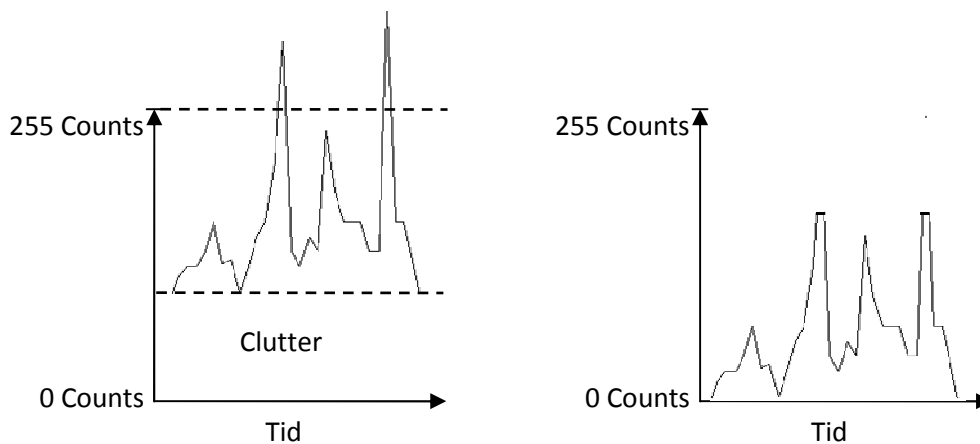
Når LAWR har udsendt mikrobølgerne, og de reflekteres af nedbør i atmosfæren modtages de efterfølgende af antennen. Fra signalet er modtaget til radarsoftwaren leverer outputsdata sker der forskellige behandlinger af signalet i radarsoftwaren. Disse behandlinger af de rå data omhandler afstands- og dæmpningskorrektion af data, men også en omregning af data fra polære koordinater til kartesiske koordinater.

3.3.1 Mætning

Mætning er når radaren modtager et signal, der er højere end den angivne countskala tillader, hvorfor countværdien sættes til det maksimalt tilladte. Mætning er et problem ved højintensive regn, hvor refleksionerne fra regnen er så høje, at de opnår den maksimale countværdi, hvorfor regnens intensitet vil blive underestimeret pga. mætning.

Når de rå data bliver korrigeret for afstand og dæmpning introduceres der endnu en risiko for, at mætning indtræffer, og denne korrektion kan gøre, at målinger tæt ved radaren bliver forstærket så meget, at de går udenfor skalaen og derved går i mætning. Problemet kan delvis løses ved at vælge en anden afstandskorrektion, men ved dette opnås en ringere opløsning af nedbørens intensiteter på lang afstand fra radaren. Dette emne vil blive diskuteret yderligere senere i afsnit 3.3.2 om dæmpnings- og afstandskorrektion af radarens data.

Et andet problem med mætning opstår imidlertid i de situationer, hvor der udover nedbør også er clutter til stede i pixelen. Som nævnt tidligere i afsnit 3.2.3 om clutter fjernes clutter ved at fratrage et



Figur 3.40

Billedet til venstre viser, hvordan skalaen bliver udnyttet under en regnhændelse. Det ses tydeligt, at nedbøren er kraftigere end skalaen tillader, dette kaldes mætning.

Billedet til højre viser samme nedbørshændelse, hvor cluttermappet er fratrukket. Det ses, at toppene af hændelsen er skåret fra og erstattet af en konstant, maksimal intensitet.

cluttermap fra regnbillederne. Ved at fratrage cluttermappet benyttes en del af countskalaen, hvorfor der er mindre tilbage på countskalaen til nedbør, hvilket kan ses af figur 3.40.

Det ses, at toppen af nedbøren bliver skåret af, hvilket bevirker at intensiteten bliver undervurderet de steder, hvor intensiteten overstiger skalaens maks-værdi. Det skyldes ligeledes mætning, at der i området nær radaren ikke bliver målt nedbør, da refleksioner fra clutter i dette område er meget høje udnytter hele countskalaen.

3.3.2 Dæmpnings- og afstandskorrektion

Dette afsnit beskriver hvad, dæmpning og afstandskorrektion er og hvorfor det er nødvendigt. Først vil afstandskorrektionen blive behandlet.

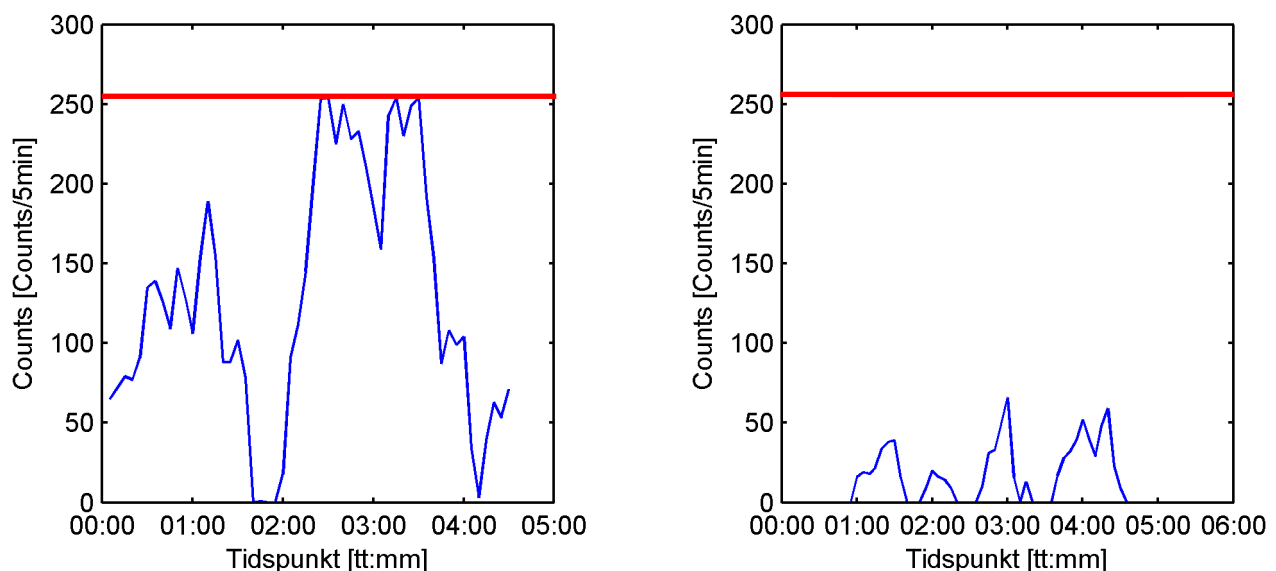
Afstandskorrektion

Det er tidligere blevet vist, at radarstrålens volumen bliver udvidet betydeligt med afstanden, hvorfor radarstrålens effekt per arealenhed bliver lavere. Det er derfor vigtigt, at de indkomne refleksioner bliver korrigeret for effektændringen i forhold til afstanden, da den målte intensitet ellers vil falde med afstanden. Denne korrektion foregår normalt vha. nogle geometriske betragtninger, men da outputtet fra radaren har været igennem et filter, hvis behandling af dataerne er ukendt, inden dataerne bliver tilgængeliggjort for LAWR's software kan disse geometriske betragtninger ikke anvendes direkte på outputtet. DHI anvender derfor et empirisk fundet formeludtryk til korrektion af refleksionen som funktion af afstanden (Pedersen, Zawadzki, et al. 2008):

$$Z_r = Z_{g,r} \cdot \frac{1}{C_2 \cdot \exp(r \cdot C_3)}$$

Hvor Z_r er den korrigerede refleksion, $Z_{g,r}$ er den målte refleksion, r er afstanden, C_2 og C_3 er parametre, der kan indstilles på i radarsoftwaren. Afstandskorrektionen ændrer sig ikke i forhold til tiden.

Det har vist sig under projektperioden, at radaren meget let går i mætning tæt ved radaren, hvilket skyldes, at der har været anvendt en for kraftig afstandskorrektion under hele måleperioden i 2008. Et eksempel på dette kan ses af figur 3.41, hvor det venstre billede klart viser, hvordan radaren går i mætning, mens radaren er langt fra mætning under samme hændelse i højre billede ved en større afstand fra LAWR. Problemet er, at der tæt ved radaren opnås meget stærke refleksioner, som ikke skal forstærkes særlig meget førend radaren går i mætning.



Figur 3.41

Plot af ukorrigerede counts for to forskellige regnmålere. Den røde linje angiver 255 counts.

Venstre: Counts for regnmåler 20461s pixel ca. 4,8 km fra radaren.

Højre: Counts for regnmåler 20211s pixel ca. 20,9 km fra radaren.

Problemet fremgår tydeligt med den i perioden anvendte kalibrering af radaren, der omregner counts til intensiteter som en funktion af afstanden, hvor den maksimale mulige regnintensitet kan bestemmes ved at benytte en count-værdi på 255, se figur 3.42. Det ses, at den maksimalt målbare intensitet er under 0,6 mm/min de første 20 km, altså er radaren ikke i stand til at måle mere end en 10 min. regnhændelse med 1 års gentagelsesperiode (Linde, Winther, et al., Afløbsteknik 2002), hvilket må siges at være utilfredsstillende ud fra et afløbsteknik synspunkt og en forholdsvis stor fejlkilde.

Problemet synes løst ved at ændre afstandskorrekturen, men en for svag afstandskorrektion vil bevirke at refleksionerne i lang afstand fra radaren har en for lav intensitetsopløsning, så regnintensiteterne bliver sværere at skelne fra hinanden. Det er derfor en balancegang mellem for hvor ofte måtning tillades og hvor høj opløsning der ønskes.

Radaren fik i marts måned 2009 sænket sin afstandskorrektion, men det har endnu ikke været muligt, at se konsekvensen af denne justering.

Dæmpning

Dæmpningskorrektionen i LAWR foregår ved hjælp af et empirisk formeludtryk (Pedersen, Zawadzki, et al. 2008):

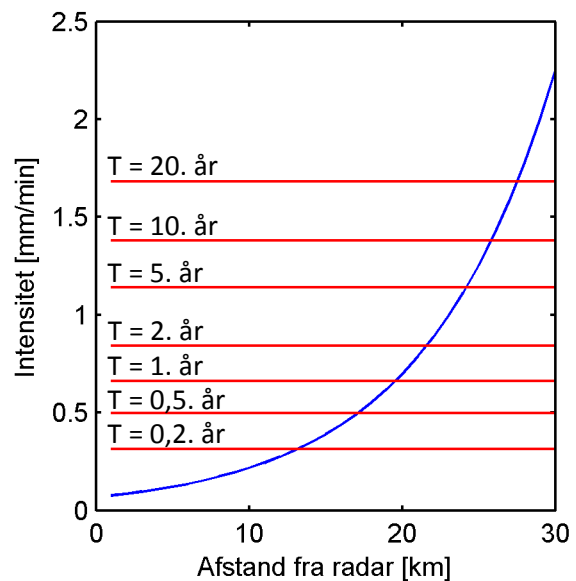
$$Z_r = Z_{g,r} \cdot \left(1 + \frac{\alpha}{C_1} \cdot \sum_{r=0}^{r-1} Z_{r-1} \right)$$

Hvor Z_r er den korrigerede refleksion, $Z_{g,r}$ er den målte refleksion, r er afstanden og α og C_1 er justerbare parametre.

En høj dæmpning af radarsignalet vil medføre, at radarens rækkevidde bliver formindsket, og at LAWR kun er i stand til, at måle nedbør tæt ved radaren. Selvom der bliver korrigeret korrekt for dæmpningen vil der kunne "gemme" sig regnbyger i horisonten af radarens rækkevidde, da dæmpningen gør, at der ikke kommer signal tilbage fra disse regnbyger.

En yderligere dæmpning af signalet forekommer hvis, det regner på radarens antenne, da vandet på antennen kan dæmpe signalet kraftigt. Denne slags dæmpning kan ikke løses umiddelbart, da regn på en evt. skjold rundt om radaren ligeledes vil dæmpe signalet.

Det er imidlertid svært, at kvantificere, hvor stor en betydning dæmpningen har for outputtet, da både afstandskorrekturen og dæmpningen sker før outputtet bliver tilgængeligt. Det er svært, at adskille disse to korrektioner fra hinanden, da en for lille korrektion af outputtet ligeså vel kan skyldes for lav afstandskorrektion som det kan skyldes dæmpning.



Figur 3.42
Maksimalt målbare intensitet ved den indtil 1/3-09 benyttede kalibrering fra counts til intensitet. De røde streger angiver gentagelsesperioder for en 10 minutters regn. (Linde, et al., 2002)

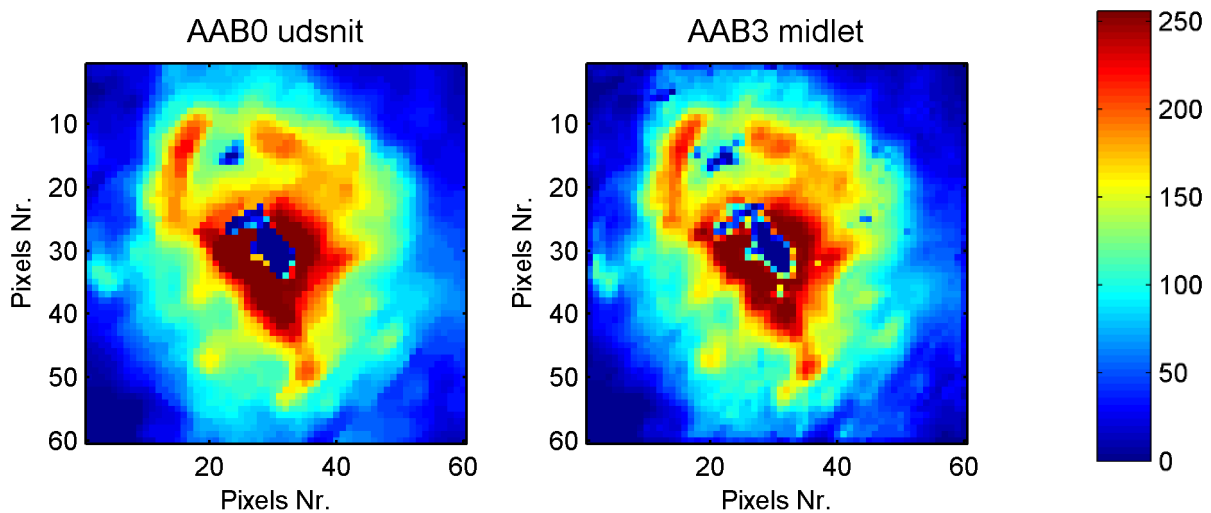
3.3.3 Interpolation mellem polære og kartesiske koordinater

Radaren giver sine data ud i flere forskellige spatiale opløsninger, hvor 100x100m (AAB3) og 500x500m (AABO-format) er de mest brugte. Det er derfor relevant, at undersøge om disse formater umiddelbart kan sammenlignes med hinanden og hvordan regnbilledet ændrer sig med valget af opløsning.

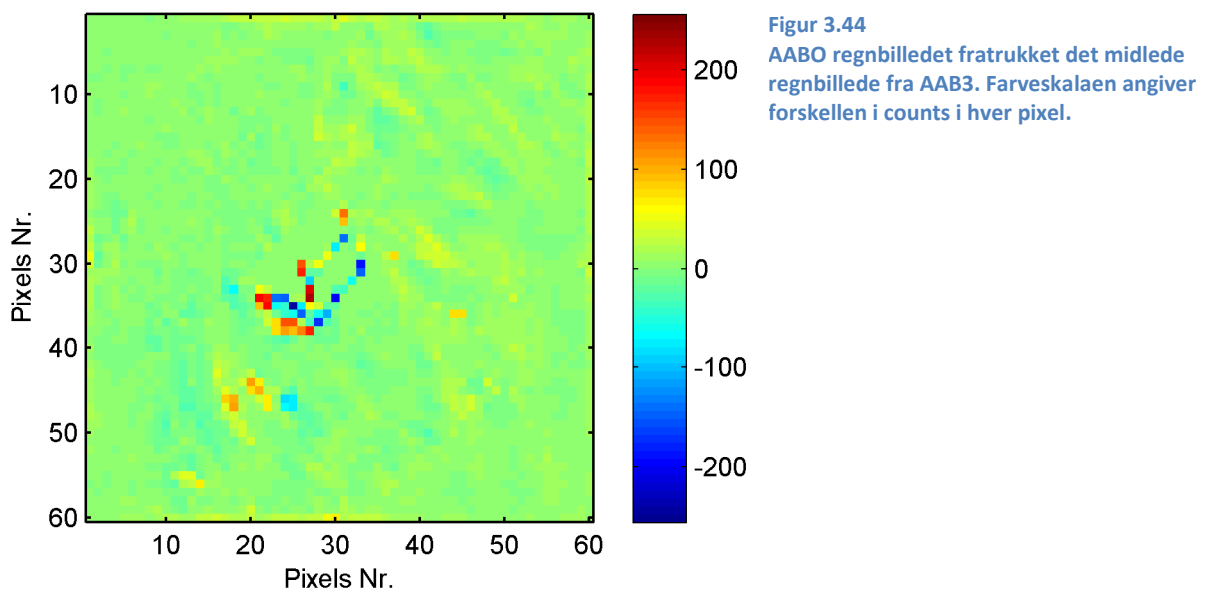
Til dette formål anvendes et regnbillede taget d. 4/9 2008 kl. 11.30. For at kunne sammenligne de to regnbilleder er det nødvendigt at benytte samme opløsning, hvorfor 100x100m opløsningen midles ud til en 500x500 opløsning. Endvidere anvendes de data fra 500x500m opløsningen der ligger inden for en afstand af 15 km fra radaren, da 100x100m opløsningen kun viser data for denne afstand fra radaren, både den midlede AAB3 og udsnittet af AABO regnbilledet kan ses af figur 3.43.

På figur 3.44 ses differencen mellem AABO og AAB3 regnbilledet, hvor den midlede AAB3 er fratrukket AABO regnbilledet. Des ses af figur 3.44, at de to regnbilleder ikke er ens, og at forskellen varierer mellem -200 til +200 counts.

Det er altså tale om, at de to formater ikke umiddelbart kan sammenlignes, hvilket sandsynligvis skyldes, at interpolationen mellem de polære og kartesiske koordinater. Radaren måler, som tidligere



Figur 3.43
Regnbillede fra d. 4/8-2008 kl. 11.30 i to forskellige formater. AABO cluttermappet er et udsnit svarende til AAB3's størrelse. AAB3 formater er midlet ud til 500x500 meter pixels. Enheden i figurerne er counts.



skrevet, i polære koordinater, og ud fra disse bliver der midlet til det kartesiske koordinatsystem. Det må derfor være her, at der introduceres en afvigelse mellem de to formater, da der ikke nødvendigvis midles over de samme polære celler og der derved kan opnås forskellige intensitetsforløb ved at anvende de to opløsninger.

3.4 Efterbehandling af data

Dette afsnit omhandler fejlkilder i efterbehandlingen af dataene som der foretages på outputtet fra LAWR og sammenhængen mellem regnmåler og LAWR.

3.4.1 Tidsangivelse i regnmåler og LAWR

SVK regnmålerens tidsangivelse er forskellig fra den LAWR anvender. I Danmark anvendes tidszonen GMT +1 hvor tiden er forskudt med en time, men SVK måleren har en tidszone på +0 og derved er den en time bagefter LAWR. Derudover anvender LAWR sommer og vintertid og derfor er SVK måleren yderligere en time bagud i sommerperioden. Det er derfor nødvendigt at korrigere regnmålerens tidsangivelse med enten 1 eller 2 timer. Denne fejl ændres dog let under databehandlingen.

3.4.2 Geografisk placering af regnmålere

Når radarens evne til at måle nedbør sammenlignes med samme nedbørshændelse målt i en af de 9 regnmålere i SVK-systemet placeret indenfor radarens rækkevidde. Det undersøges derfor, hvor stor en præcision disse regnmåleres placering er angivet i radarens koordinatsystem.

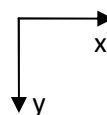
LAWR inddeler sit måleområde i kvadratiske celler (pixels). For at kunne sammenligne radarens måledata med regnmålerens data er det derfor nødvendigt, at kende hvilken pixel regnmåleren er placeret i.

Til at beregne hvilke pixels der skal anvendes er der foretaget en opmåling af regnmålerens placering. Opmålingen er foretaget ved hjælp af GPS, og der er fundet længde/breddegrad-koordinater for regnmålerne. Disse er herefter omregnet til UTM-koordinater vha. Kort- og Matrikelstyrelsens koordinattransformationsprogram, KMSTrans.exe, og videre derfra til pixelnumre. De fundne pixelkoordinater er angivet i tabel 3.45, det bør bemærkes, at y-koordinater regnes positivt nedad. De opmålte koordinater er endvidere ligeledes blevet valideret via ortofotos fra Landsoverflyvningen i 2004, og de er fundet tilstrækkelig præcise. Forskellen i placeringen af de to koordinatangivelser kan ses af figur 3.47, der viser de tre regnmåleres i Aalborg placering

Det er under udregningen af pixel-koordinaterne fundet, at nogle af regnmålerne ligger tæt på grænsen

Regnmåler	UTM Easting	UTM Northing	Pixel x-retning	Pixel y-retning
20211	557770,8	6336906	141	83
20212	562046,2	6328974	149	99
20298	560707,0	6317422	147	122
20304	557583,3	6322929	141	111
20307	552478,1	6323089	130	111
20309	555261,2	6324525	136	108
20456	549411,6	6317767	124	121
20458	549807,5	6318783	125	119
20461	550778,6	6315034	127	127

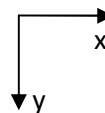
Tabel 3.45
Pixelkoordinater til pixelopløsningen på 500x500 meter.



mellem to pixels, helt ned til 0,7m. Hvor stor afstanden er fra de enkelte regnmålere til nærmeste nabopixel kan ses af tabel 3.46, og er ligeledes illustreret på figur 3.47.

Regnmåler	Afstand x-retning [m]	Afstand y-retning [m]
20211	214,8	184,4
20212	9,8	116,4
20298	151	168,3
20304	27,3	161,1
20307	77,9	0,7
20309	205,2	65,4
20456	144,4	177,3
20458	248,5	193,2
20461	222,6	56

Tabel 3.46
Afstand fra regnmåler til nærmeste nabopixel. Afstanden regnes absolut.



Regnmåler 20307 er ganske tæt på nabopixelen, og pga. måleusikkerheder, som præcisionen af GPS-opmålingen, kan det derfor ikke entydigt bestemmes, hvilken pixel regnmåleren tilhører. I tilfælde hvor, der er kort afstand til nabopixelen vil det muligvis være mere korrekt, at anvende et middel af nedbøren i to pixels, da regnmåleren ligger på grænsen mellem disse, og et middel derfor vil være mere



Figur 3.47
Ortofoto af området med de 3 Aalborg regnmålere.

- Opmålt placering af regnmåler
- Anvendt pixel

repræsentativ.

Nedbøren kan, som tidligere diskuteret, bevæge sig flere kilometer på deres vej gennem atmosfæren til jordoverfladen, hvorfor denne disse pixelsfejl synes ubetydelig i forhold til dette. Ikke desto mindre er det en fejl af principiel karakter, da det principielt er forkert, at radardata i en pixel, der ikke svarer til regnmålerens pixel.

3.4.3 Repræsentation af data på plan flade

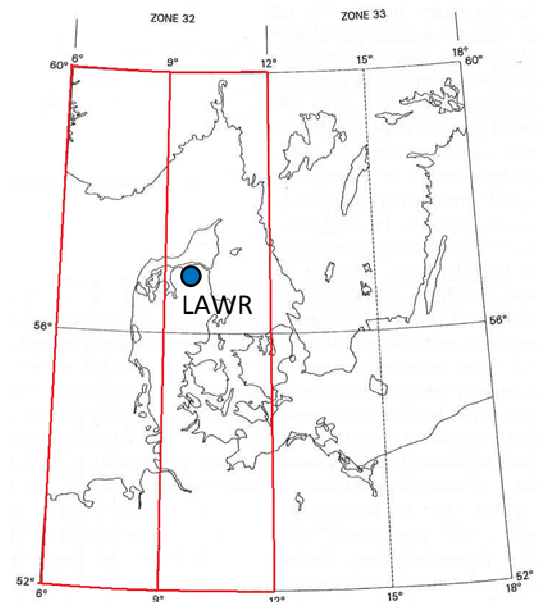
Dataene præsenteres på en plan flade og der begås derfor en fejl når de projekteres fra en krum jord. I projektet anvendes UTM projektion og her afbilledes vinklerne korrekt, men der sker en forvanskning af afstandene. Radaren er placeret indenfor UTM zone 32 illustreret på figur 3.48. Den maksimale forvanskning der kan finde sted indenfor en UTM zone ved 56'ende breddegrad er 0,4m per 1000m

(Weber 2006). Ved LAWR's maksimale rækkevidde på 60km svarer det til en afstands fejl på 24m og den er derfor ubetydelig i forhold til de anvendte pixelstørrelser på 500x500 meter.

3.5 Konklusion

For at samle op på de forskellige fejl er der opstillet tabel 3.49, hvor fejlene er listet op. Fejlene er forsøgt inddelt i tre forskellige kategorier, alt afhængig af hvor svære de er at løse. Første kategori indeholder fejl, der er forholdsvis letløselige. Anden kategori er fejl, der er vanskelige at løse. Sidste kategori er såkaldte konceptuelle fejl, ved LAWR's virkemåde. Indenfor hver kategori er det forsøgt, at liste fejlene op i prioriteret orden, afhængig af, hvor kritiske fejltypene er vurderet til at være.

De fejl, der er vurderet til at have til at have størst indflydelse på måleresultaterne vurderes, at være den høje vertikale åbningsvinkel, variation af dråbestørrelsesfordelingen, spatial forskydning mellem nedbør i atmosfæren og på jorden og i visse områder beamblocking.



Figur 3.48
Viser UTM zone 32 som LAWR befinder sig og det ses at den er meget tæt på centralmedianen ved 9 grader.

Letoprettelige fejl	Fejlbeskrivelse
LAWRs timing	LAWRs timing: LAWRs timing er ikke helt præcis, men størrelsen af fejlen er nogenlunde konstant på omkring 500m, hvorfor fejlen kan oprettes ved at ændre på timingen i radarsoftwaren. Der er dog mistanke om at der sker en temperaturafhængig forskydning, og dette burde undersøges nærmere ved sammenligning af flere cluttermap.
Clutter	For den anvendte LAWR udgør clutter ikke et stort problem, da det meste clutter kan forklares og skyldes stationære forhold. Clutteret fjernes derfor let ved at fratrækkes regnbillederne. Clutteret fra vindmøller er dog ikke stationært, men clutteret fra vindmøllerne angiver et forholdsvis lille område, og anses derfor som værende uvæsentligt.
Aftagende magnetronstyrke	Magnetronens levetid er begrænset, og da magnetronen er et vigtigt element i radaren bør denne udskiftes så snart der observeres aftagende styrke i magnetronen.
LAWRs orientering	Orienteringen af LAWR er ligeledes ikke helt præcis, men er dog indenfor 1° nøjagtighed. Fejlen vil maksimalt kunne betyde, at der begås en fejl svarende til 523 m i en afstand af 60 km fra radaren. Den svarer derfor til en pixel. Fejlen er forholdsvis svær, at rette op på, da det kan være vanskeligt at rette op på. I radarens software kan retningen kun angives med en præcision på 1°, hvorfor det er nødvendigt at dreje antennen manuelt. Det kan være vanskeligt, at dreje antennen i vinkler under 1°, men det er dog muligt.
Interpolation mellem polære og kartesiske koordinater	Det blev vist, at der er en forskel mellem opløsningerne på 500x500 og 100x100meter, hvorfor de to opløsninger ikke umiddelbart kan sammenlignes. Forskellen menes at bestå i interpolationen mellem det polære og kartesiske koordinatsystem. LAWR kan give outputs direkte i polære koordinater, hvorfor opløsningerne kan sammenlignes direkte i det polære koordinatsystem.
Geografisk placering af regnmåler	Der er flere regnmålere, der ligger tæt på grænsen mellem to pixels, hvorfor et mere korrekt estimat for nedbøren over regnmåleren vil være et gennemsnit af de nærliggende pixels. Dette er dog en principiel fejl, og er et forholdsvis lille problem, da der ikke er så stor spatial variation mellem to nærliggende pixels.
Forskel mellem radar og regnmålers tidsangivelse	Det er vigtigt, at bemærke at LAWR og regnmålere ikke benytter samme tidszone, hvorfor der skal korrigeres for dette under databehandlingen. Fejlen er let at rette op ved at flytte tidsstempet på regnmålerne 1 eller 2 timer frem afhængig af sommer og vintertid.
Vanskeligt opretlige fejl	
Afstandskorrektion	Den anvendte afstandskorrektion på målingerne i 2008 gav for kraftig forstærkning tæt ved radaren, men denne er siden blevet ændret så det er muligt at måle kraftigere nedbør. Det er dog vanskeligt at justere afstandskorrektionen på plads, da det er en balancegang mellem, hvor høje intensiteter der ønskes målt, samt hvor fin opløsning af nedbørsintensiteter der ønskes på længere afstand af radaren. Den daværende afstandskorrektion gav ikke mulighed for at højere intensiteter end 0,6mm/min hvilket svarer til en 10 minutters regn med 1 års gentagelseperiode, som i afløbsteknisk øjemed er utilfredsstillende. Afstandskorrektion er siden blevet ændret, og det er forhåbningen, at den ændrede afstandskorrektion har ramt en bedre balance mellem hvor høje intensiteter der kan måles og opløsningen af regnhændelserne på lang afstand fra radaren.

Vanskeligt opretlige fejl	Fejlbeskrivelse
Dæmpningskorrektion	Dæmpning af signalet er et problem for LAWR pga. den korte bølgelængde. Det er svært, at kvantificere, hvor stort problemet er med den nuværende dæmpningskorrektion, hvorfor det også er svært at foretage en forbedring. Det er dog klart, at dæmpningen kan være et problem i LAWR's frekvensområde afhængigt af hvilken type nedbør og nedbørens udbredelse. Det kan derfor være svært at korrigere for dæmpningen præcist. Dæmpningen kan også skyldes, at antennen bliver våd, og radarsignalerne bliver dæmpet som en følge af dette. Er dæmpningen høj risikeres, radarens rækkevidde nedsættes, og der ikke kan detekteres nedbør på større afstand.
Beamblocking	Det blev konstateret problemer med beamblocking for Aalborg vejrradar i både sydøstlig og sydvestlig retning. En del af beamblockingen skyldes de omkringstående træer, men den sydvestlige beamblocking skyldes formentlig en bakke, der blokerer for udbredelsen af mikrobølgerne. Det er muligt, at få beskåret træerne ned i en højde, hvor de ikke blokerer for signalet, men er problemet forårsaget af bakken i sydvest, så kan problemet ikke umiddelbart løses. Det er dog muligt, at foretage nogle forstærkninger af de signaler der modtages i retningen, men dette er forbundet med en vis usikkerhed og risiko for at overestimere betydeligt ved konvektiv nedbør.
Konceptuelle fejl	
Delvis fyldte voluminer	Ved lavhængende skyer har LAWR svært ved at måle nedbøren på afstand. Dette skyldes, den høje vertikale åbningsvinkel, der for radarstrålen til at skyde højt op i atmosfæren. Problemet kan ikke løses, da det skyldes antennens konstruktion.
Dråbestørrelsesfordeling	Nyere undersøgelser tyder på at dråbestørrelsesfordelingens karakter ned igennem atmosfæren ændrer sig væsentligt ved høj regnintensiteter, men er begrænset ved lavere regnintensitet og derfor bør LAWR opnå bedre resultater ved lav intensitet da der midles over mere ensartede voluminer. C-R sammenhængen kan ændre sig væsentligt flere gange under en regnhændelse og en konstant omregningsfaktor kan medføre store fejl i perioder. Fejlen skyldes forskellige forhold i atmosfære, og er derfor meget vanskelig at rette op på.
Tidslig og spatial opløsning	Der kan forekomme en stor spatial og tidslig forskydning mellem at nedbøren måles oppe i atmosfæren og til den samme nedbør rammer jorden. Derfor er LAWR's spatiale opløsning ikke et direkte udtryk for, hvor fint LAWR kan måle regnintensiteten på jorden og det er derfor usikkert om der opnås bedre resultater ved at anvende en finere opløsning. Usikkerheden forøges med afstanden fra LAWR da den vertikale stråleudbredelse øges.
Mætning	Mætning opstår når der modtages stærkere signaler end LAWR maksimalt kan registrere og count skalaen antager maksimal værdi. Det er ikke muligt at undgå at LAWR går i mætning tæt på LAWR da reflektionerne altid er kraftige her. Graden af mætning afhænger meget af afstandskorrektionen, hvis den forstærker signalet for kraftigt vil der selv ved svage regn opstå mætning.

Konceptuelle fejl	Fejlbeskrivelse
Brightband effekt	Hvis et Brightband er til stede i målevoluminet kan det give væsentlig forhøjede refleksioner fra brightband laget i atmosfæren end hvis det havde været nedbør på ren flydende eller fast form. Fænomenet vil sikkert optræde i radarens målinger i perioder, men det er vanskeligt at bedømme effekten og identificere effekten i målingerne. Problemet vil typisk opstå i kolde perioder hvor smeltepunktet findes lavere i atmosfæren.
Anaprop stråleudbredelse	Anaprop stråleudbredelse er svær at observere i LAWR pga. den antennes konstruktion med høj vertikal åbningsvinkel. Problemet er dog forårsaget af forhold i atmosfæren, hvorfor det ikke er muligt, at ændre dette.
Repræsentation af data på plan flade	Det blev fundet, at fejlen ved at projicere fra krum jord til plan flade er på maksimalt 24 meter, og anses derfor som værende lille.

tabel 3.49

Skematisk oversigt over de forskellige fejl der er fundet i kapitlet forsøgt rangeret efter betydning og inddelt efter, hvor svære er rette op på.

4 Statisk kalibrering af LAWR

LAWR har mange potentielle fejlkilder som beskrevet i kapitel 3, og de fleste er vanskelige at kvantificere og derved tage højde for i kalibreringen af LAWR. Forskellene i sammenhængen mellem intensiteter fundet i LAWR og regnmåleren er en kombination af en række faktorer som eksempelvis variabiliteten af nedbørsreflektioner op igennem atmosfæren, nedbørstypen, vindhastigheden, afstanden fra radaren etc. Nogle af kilderne til fejl kan ikke fjernes fordi de principielt ikke er fejl, men kun kan betragtes som fejl når LAWR dataene anvendes til at skabe sammenhængen mellem regnintensiteten i atmosfæren og ved jordoverfladen.

Derfor vil der være forskel på målinger foretaget med regnmåleren og LAWR i mere eller mindre grad og da det ikke er muligt systematisk at fjerne dem er alternativet at kalibrere LAWR så der opnås den bedst mulige sammenhæng mellem counts og nedbørsintensitet. Dette gøres i et forsøg på at reducere den akkumulerede fejl mest muligt ved at kalibrere LAWR vha. regnmålere indenfor radarens rækkevidde. På den måde foretages en punktkalibrering af LAWR. Sammenhængen kan simpelt udtrykkes ved formlen:

$$R = \beta \cdot C \Leftrightarrow \beta = \frac{R}{C}$$

hvor β er en konverteringsfaktoren mellem counts, C målt med LAWR, regnintensiteten, R målt med nedbørsmåler. Det er valgt kun at anvende data med en opløsning på 500 x 500m.

Kalibreringsmetoder

I (Pedersen, Scaling Properties of Precipitation - Experimental study using weather radar and rain gauges 2003) blev der opnået gode resultater ved at kalibrere LAWR ud fra sammenhængen mellem C og R på intensitetsniveau. β blev fundet ved lineær regression mellem C og R og sammenhængen kunne med rimelighed antages at være lineær og β derfor konstant. En anden metode der blev anvendt var sumkalibrering og her blev der opnået næsten lige så gode resultater. Sumkalibreringen foretages ved at summere R og C indenfor en given periode, som fx en nedbørshændelse og bestemme β ved at finde forholdet mellem den akkumulerede nedbør og akkumuleret antal counts:

$$\beta = \frac{\sum R}{\sum C} \Leftrightarrow \beta \cdot \sum C = \sum R$$

Det er her forudsat at C-R sammenhængen er lineær. Da forholdet mellem akkumuleret nedbør og counts anvendes bliver metoden ikke påvirket af tidlig forskydning mellem C og R som kan forekomme ved kalibreringen på intensitetsniveau.

Der er endnu en metode til kalibrering af LAWR som er udviklet i dette projekt. Det er valgt at kalde den fraktilkalibrering og metoden baserer sig på at bestemme fordelingen af β og derudfra finde en middelværdi. Hvordan metoderne nærmere anvendes fremgår under anvendelsen i følgende afsnit, hvor det forsøges at anvende de tre metoder:

- Kalibrering på intensitetsniveau
- Sumkalibrering
- Fraktilkalibrering

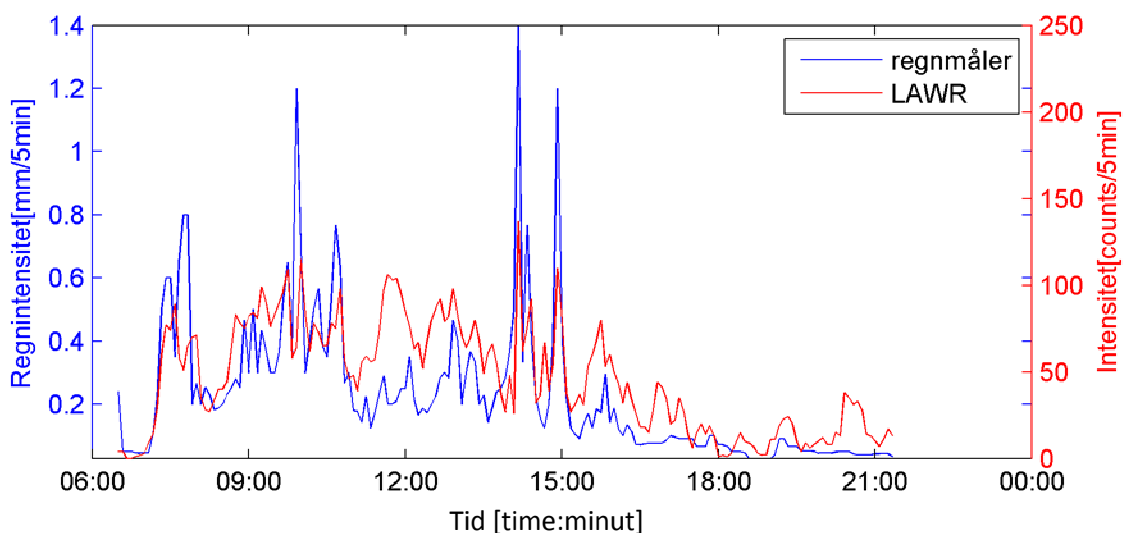
4.1 Kalibrering på intensitetsniveau

En grundlæggende antagelse ved de tre kalibreringsmetoder beskrevet i indledningen til kapitel 4 er at β kan antages lineær, hvilket medfører, at der kan anvendes en konstant β til at omregne fra counts til nedbørsintensitet. Gyldigheden af denne antagelse undersøges ud fra udvalgte nedbørshændelser.

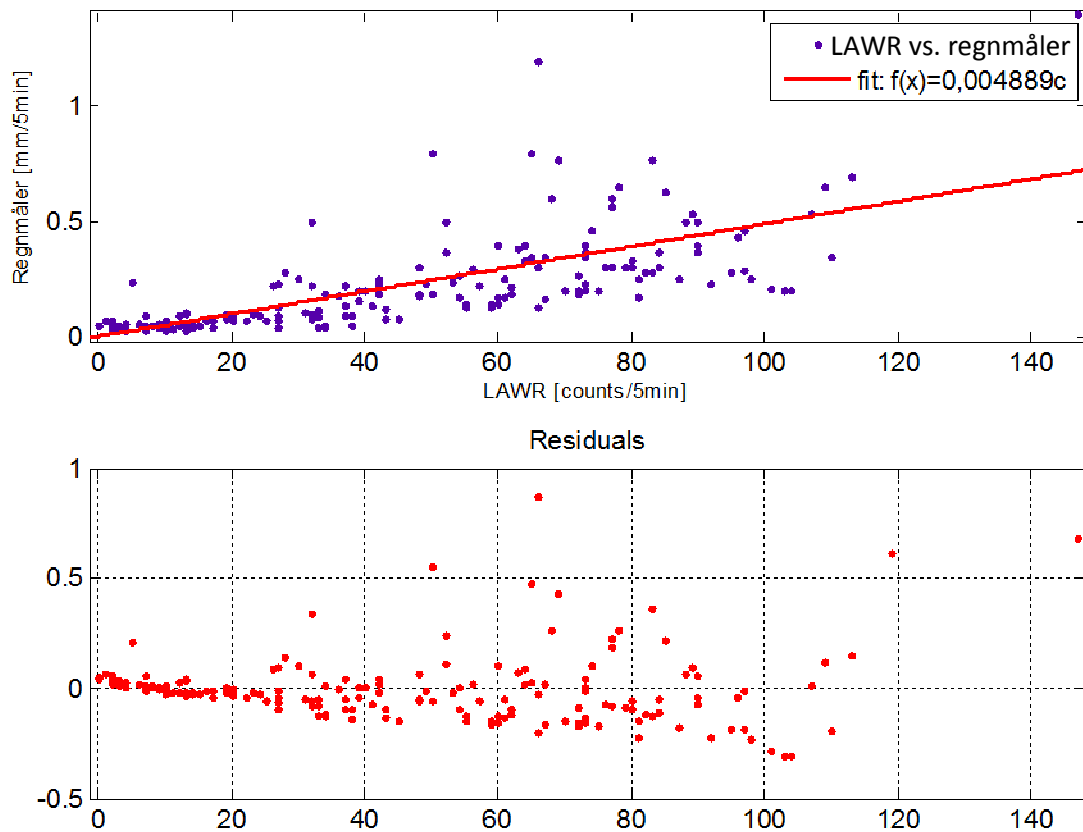
Fordeling af β ved enkelthændelser

Der er valgt en meget lang og vedvarende hændelse, som fandt sted d. 4. august 2008. Der anvendes data fra regnmåler 20298 som befinder sig 13.2 km fra radaren. Målingerne foretaget med LAWR og regnmåleren kan ses på figur 4.1, hvor der endnu ikke er foretaget en omregning fra counts til regnintensitet. Ud fra en umiddelbar visuel vurdering fremstår forløbet af intensiteterne i regnmåleren og i LAWR nogenlunde ens og perioder med høje peaks ses at følge hinanden tidligt i de to måle serier. Mod slutningen af hændelsen ser det dog ud til at der er større variation i LAWR end i regnmåleren.

Ved at bestemme β for hvert måleinterval kan der optegnes et scatterplot der viser samhörrende værdier af regnintensiteter og counts og det antages først, at de følger en lineær sammenhæng. Det fremgår af figur 4.2, at dette umiddelbart ser ud til at være tilfældet, selvom der kun opnås en forklaringsgrad på 0,5. Ud fra scatterplottene på figur 4.2 kan det ligeledes ses, at der er stor spredning omkring det lineære fit, hvilket er et udtryk for en vis usikkerhed forbundet med modellen.

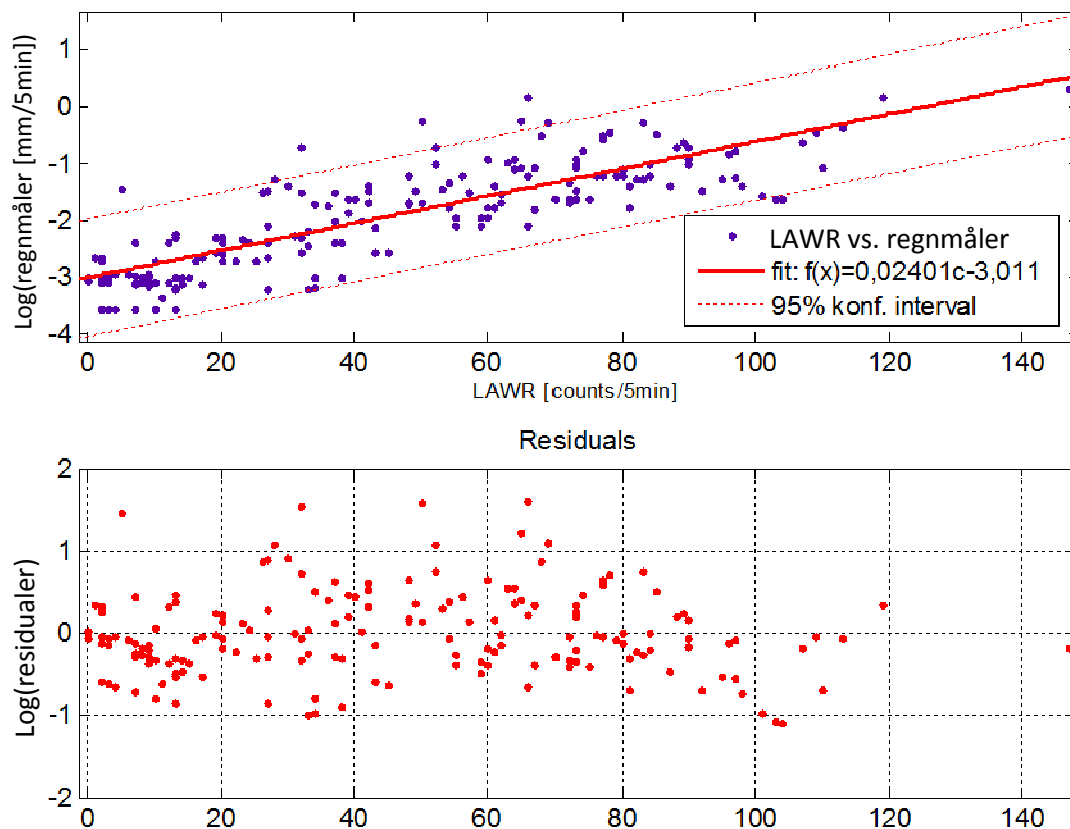


Figur 4.1
Nedbørshændelse målt med regnmåler 20298 og LAWR d. 4. august 2008.



Figur 4.2
 Lineær fit mellem LAWDR og regnmåler data vist på figur 4.1. På grafen for neden er plottet residualerne.
 R^2 værdien blev fundet til 0,5.

Ved at iagttage residualfordelingen på figur 4.2 ses, at sammenhængen ikke er homoskedastisk, da residualerne ser ud til at vokse med intensiteten. Denne afhængighed kan dog fjernes ved at log-transformere dataene fra regnmåleren hvilket ses af figur 4.3. Forklaringsgraden ved at konvertere dataene steg fra 0,5 til 0,68 og der er altså en væsentlig bedre lineær sammenhæng. Det kunne derfor tyde på at der opnås en bedre sammenhæng ved et eksponentielt fit, da dataene følger en ret linje med nogenlunde ensartet spredning for de log transformerede data.

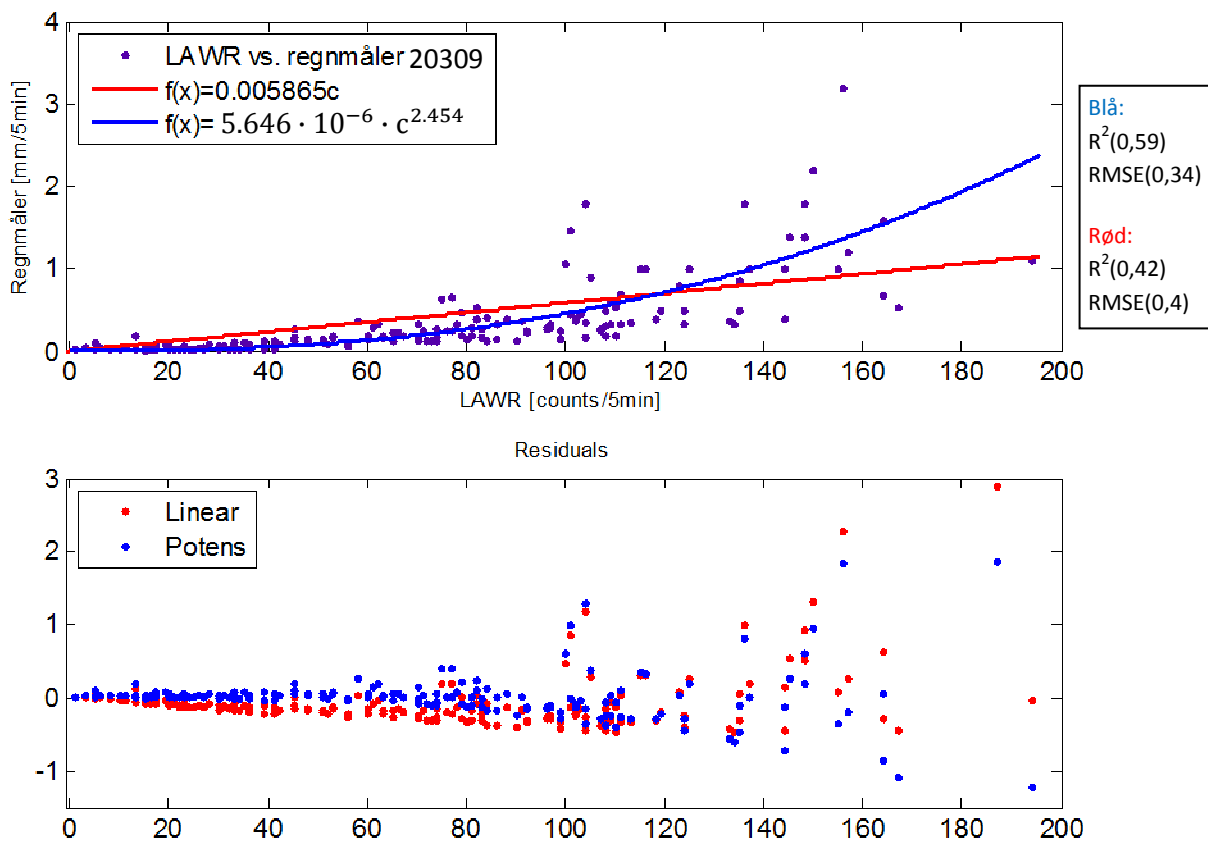


Figur 4.3
 Lineær sammenhæng mellem LAWR og log transformerede regnmåler data fra hændelse vist på figur 4.1.
 Residualerne er plottet på nederste graf. R^2 værdien er fundet til 0,68

Eksempler på tilpassede funktionsudtryk

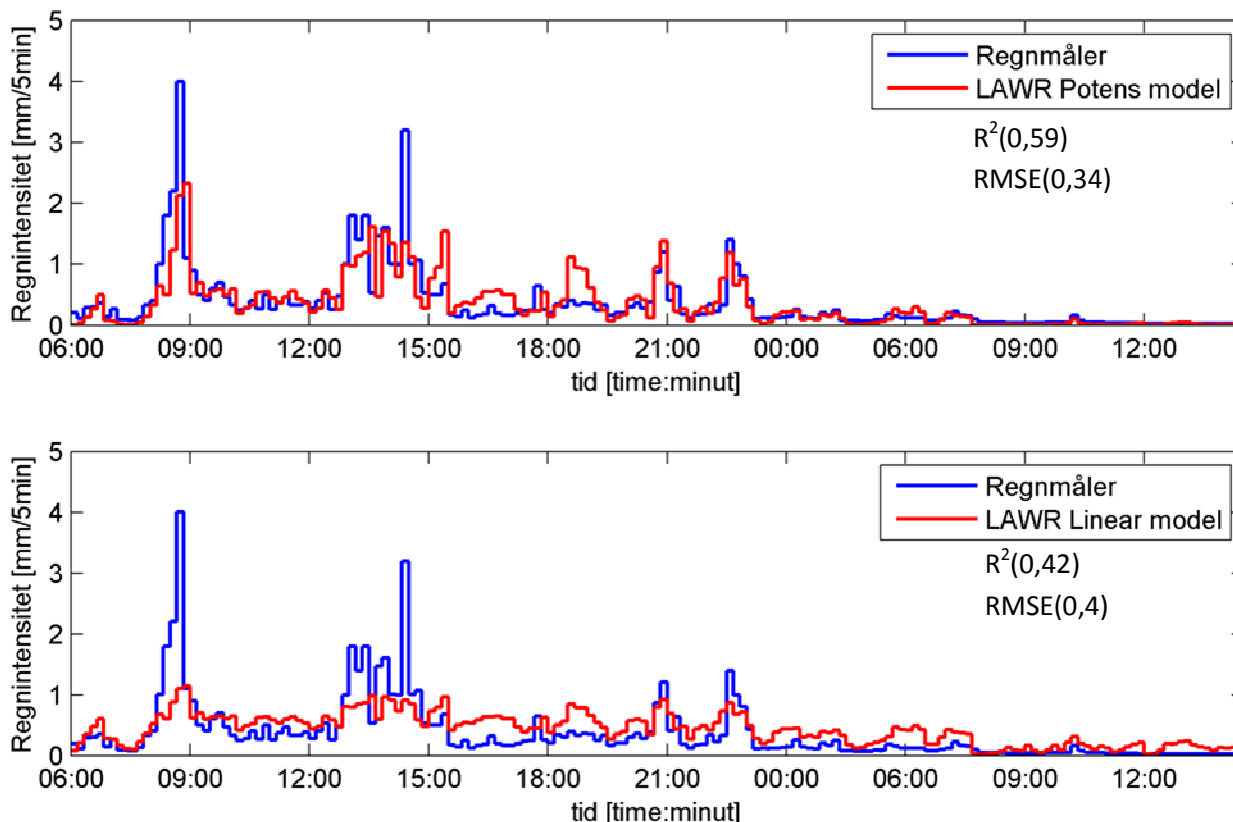
På figur 4.4 er der anvendt samme nedbørshændelse som på figur 4.1 blot ved en anden nedbørsmåler, 20309 som befinder sig 10 Km fra LAWR. Sammenhængen mellem nedbørsmåleren og LAWR kan ved visuelt vurdering bedømmes til ikke at have en lineær sammenhæng. Dette kan bekræftes ved at tilpasse et potensudtryk der passer væsentligt bedre på dataene end både et lineært og eksponentiel fit. Hvis forklaringsgraden og RMSE værdierne sammenlignes mellem det lineære fit og det potentielle ses at der opnås en væsentlig forbedring ved at anvende den potens sammenhængen.

De færre målinger i den høje ende af count skalaen gør sammenhængen mere usikker her og specielt når spredningen stiger med antallet af counts. Det kan desuden ses, at residualerne også her er heteroskedastisk fordelt. Forskellen i residualerne viser at der er en tendens til underestimering ved blot at anvende det lineære fit, hvorimod at residualerne fundet fra potensudtrykket i højere grad er symmetrisk omkring 0 residualen. Det er også forsøgt at anvende et såkaldt robust fit, hvor der anvendes en iterativ metode, der vægter outliers mindre end de punkter, der ligger tæt på regressionslinjen. Denne metode giver dog problemer, da der er væsentligt flere punkter ved lavere antal counts og fittet bliver derfor i højere grad tilpasset disse og ikke de høje værdier.



Figur 4.4
Nedbørshændelse målt med regnmåler 20309 og LAWR d. 4. august 2008. Der er tilpasset en lineær og en potens model.

Den kalibrerede model anvendes nu på det samme sæt af counts, som der blev anvendt under kalibreringen. Dette gøres for direkte at kunne vurdere hvordan de to modeller fortolker dataene. Resultatet ved at anvende de to modeller kan ses af figur 4.5 hvor de er plottet sammen med data fra regnmåleren. Det ses, at potensmodellen er bedre til at få dynamikken i hændelsen med og passer bedre på både de høje værdier og de lave counts. Den lineære model giver et langt mere ensartet forløb og der opnås en dårligere estimering af peakværdierne. Undersøgelsen baserer sig dog kun på en

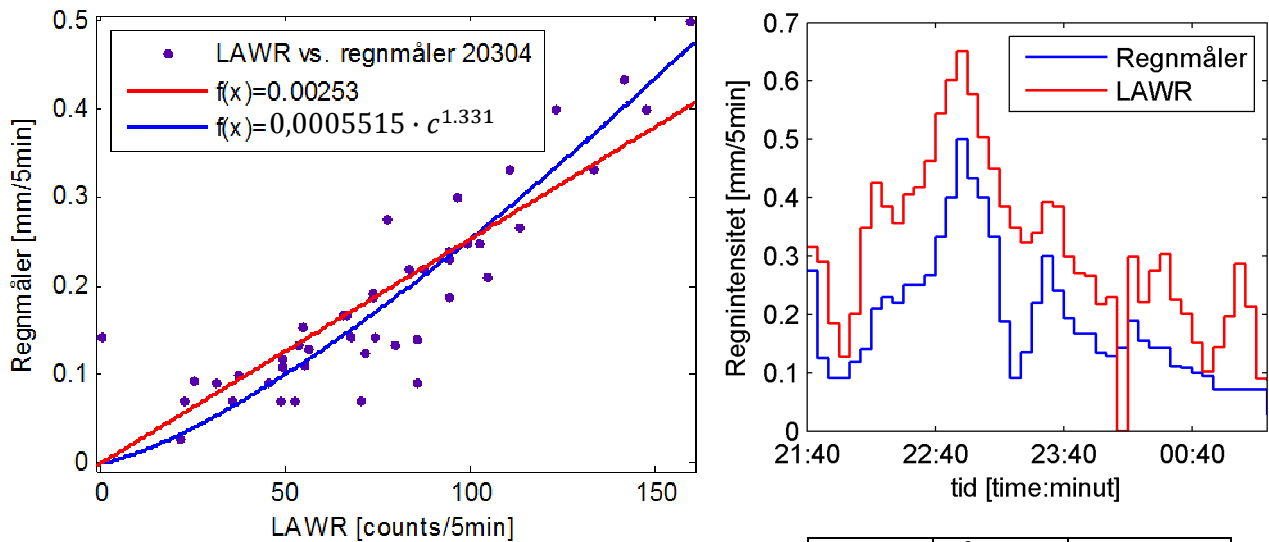


Figur 4.5
Sammenligning mellem regnintensitet målt med Regnmåler og Regnintensitet fundet ved at konvertere LAWR data med regressions modeller. Her anvendes samme data som blev anvendt til at kalibrere efter.

hændelse i en afstand fra LAWR og det er derfor kun en indikation af, at der muligvis kan opnås bedre resultater ved at anvende en ikke lineær sammenhæng mellem C og R. Det samme indikerer forklaringsgraden og RMSE værdien for de to modeller.

Et andet eksempel ses på figur 4.7 fra en hændelse d. 7. august og derved kun 3 dage efter hændelsen vist på figur 4.4. Der er en god sammenhæng mellem LAWR og regnmåleren og det ses ud fra scatterplottet at sammenhængen ser ud til at være lineær med en mindre spredning end på figur 4.4, men der opnås igen et væsentligt bedre fit med et potens udtryk.

Dette ses ud fra forklaringsgraden og RMSE værdien for modellerne at sammenhængen er væsentlig bedre når der anvendes et ikke lineært fit. Det er derfor usikkert om den lineære antagelse anvendt i (Pedersen, Scaling Properties of Precipitation - Experimental study using weather radar and rain gauges 2003) er gyldig. Hvis dataene er logaritmiske fordelt betyder det også at det ikke er muligt at benytte den aritmetiske middelværdi. Der er kun sammenlignet få hændelser, men de længerevarende hændelser med høje intensiteter indikerer at der kan opnås bedre resultater ved at anvende en ikke



Figur 4.7

Tv. Scatterplot over nedbørshændelse, der fandt sted d. 7 august. Der er tilpasset en lineært udtryk samt et potensudtryk og i tabellen ved siden af findes R^2 og RMSE værdierne.

Th. ses nedbørsforløbet. Her er regnintensiteten i LWR beregnet på baggrund af sumkalibrering.

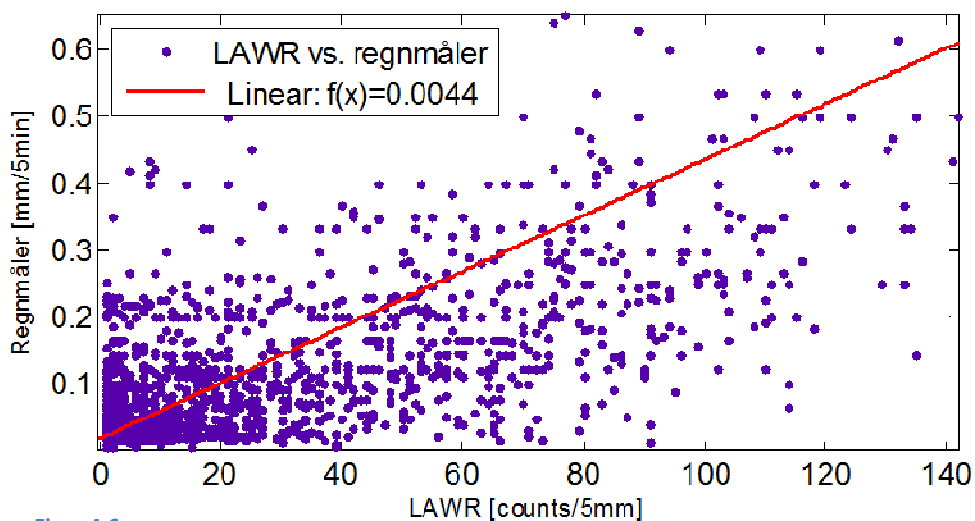
model	R^2	RMSE
Lineær	0.7727	0.05191
Potens	0.8558	0.04225

lineær sammenhæng mellem C og R. Denne typer hændelser er der desværre få af og det er nødvendigt at hændelserne opnår en vis intensitet før at der kan laves en ordentlig sammenligning.

Det kan også iagttages ud fra de regressionsmodellerne for eksemplerne i regnmåler 20309 og eksemplet i nedbørsmåler 20298, at konstanterne i funktionsudtrykkene er meget forskellige uanset om der anvendes en lineær eller potens model og det er et generelt problem ved at betragte nedbørshændelsen på intensitetsniveau, at der er stor forskel i C-R sammenhængen mellem hændelserne.

C-R sammenhæng mellem hændelser

Figur 4.6 viser C-R sammenhænge for samtlige nedbørshændelser fra d. 1. august til d. 31. oktober 2008 og det ses at spredningen er meget stor og fordelingen nærmest kan betegnes som kaotisk. Det er ikke muligt at tilpasse et regressionsudtryk for data, der er så spredte og sammenhængene, som kunne



Figur 4.6

Scatterplot for LWR og regnmåler 20309 for perioden 1.august til 31 oktober 2008.

iagttages under analysen af enkelte hændelser kan ikke genfindes for en række hændelser plottet sammen. Forskellen mellem regressionsfunktionerne for de enkelte hændelser afveg stærkt fra hinanden og figur 4.6 illustrerer, at dette ikke var en tilfældighed, men at der er stor forskel hændelserne imellem.

4.2 Sumkalibrering

LAWR kalibreres efter forholdet mellem akkumuleret nedbør i regnmåleren og akkumulerede counts målt med LAWR. Hypotesen er at LAWR i gennemsnit er i stand til at måle den samme mængde nedbør og derved at der i gennemsnit er overensstemmelse mellem akkumuleret nedbør i regnmåleren og akkumulerede counts i LAWR. Fra afsnit 4.1 må det konstateres at den ringe overensstemmelsen mellem LAWR og regnmåleren på intensitetsniveau gør det vanskeligt at foretage en direkte kalibrering på intensitetsniveau. Den store variation kan til dels skyldes at der er stedslig og tidslig forskydning mellem regnmåleren og LAWR og forløbet i LAWR og regnmåleren vil derfor i mange tilfælde ikke stemme overens, men når der anvendes akkumulerede counts og nedbør har en forskydning i tid ingen

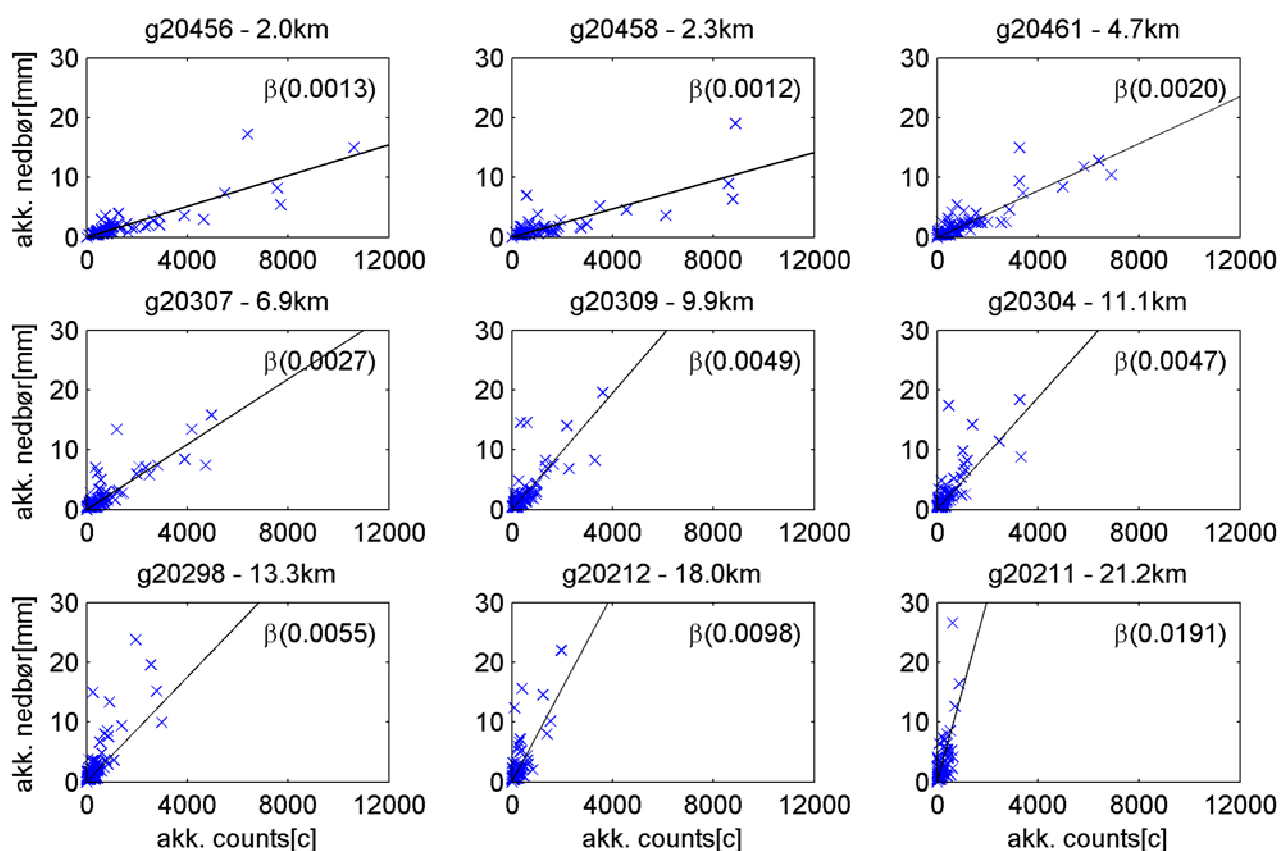
Nedbørsmåler	20456	20458	20461	20307	20309	20304	20298	20212	20211
Antal regnhændelser	73	66	89	92	95	95	93	80	84

Tabel 4.8

Antal hændelser der indgår i den lineære korrelation på figur 4.9 for hver regnmåler.

betydning for β .

Det er valgt, at summere LAWR og regnmåler data for hver hændelse og hændelsens start og sluttid er defineret ud fra regnmålerens start- og sluttid for hændelsen. Det er dog valgt ikke at tage hændelser med i de enkelte kalibreringspunkter, hvor det regner så kraftigt at LAWR går i mætning og den reelle nedbørsintensitet derfor ikke kendes. Det samlede antal nedbørshændelser, der indgår i analysen kan ses på tabel 4.8. Ved at foretage en lineær regression mellem de sammenhørende akkumulerede counts- og nedbørsværdier findes én enkelt β værdi for den pågældende pixel. I figur 4.9 er samtlige



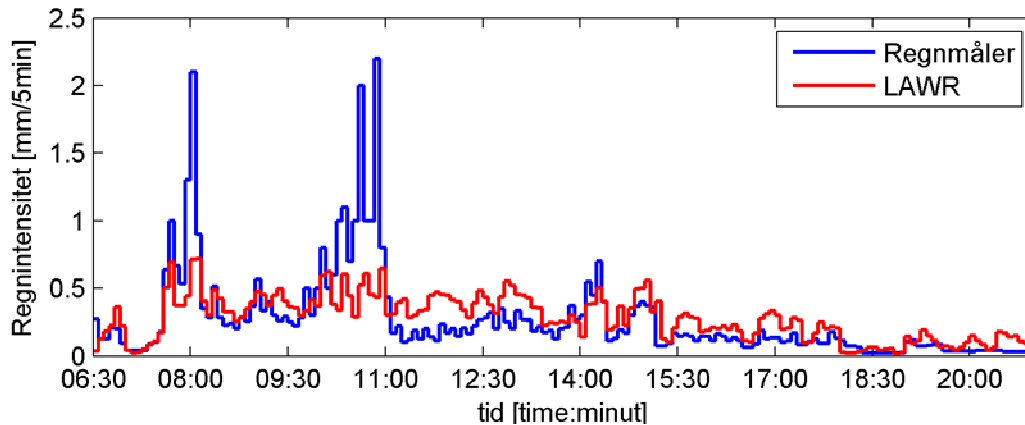
Figur 4.9

Scatterplot over akkumuleret counts og akkumuleret nedbør i regnmåleren på hændelsesniveau i perioden d. 1. maj til d. 31. oktober. Beta er hældningen på regressionslinjen. En enkelt ekstrem hændelse ligger udenfor plotvinduet. Der er angivet afstanden til radaren ved siden af regnmålerens navn.

beta værdier på hændelsesniveau plottet op for hver af de 9 regnmålere. Det ses af figur 4.9, at regressionslinjen bliver mere stejl med afstanden fra LAWR og det derved er nødvendigt med en højere forstærkning af signalet des større afstand til radaren.

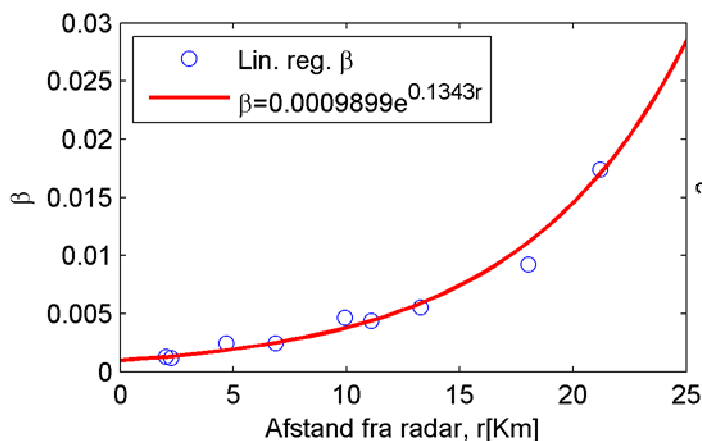
Det er stadig en vis spredning af β værdierne, men det er nu muligt at anvende en lineær sammenhæng og der opnås en høj forklaringsgrad. Forklaringsgraden er desuden forholdsvis konstant med afstanden, hvilket kan ses af figur 4.12. Ændringen af beta med afstanden til radaren, ses af fra figur 4.11, at have en eksponentiel sammenhæng, da datapunkterne ligger tæt op af det eksponentielle udtryk. At β har en eksponentiel fordeling betyder, at den nuværende afstandskorrigtions forstærkning af signalet ikke er stærk nok, hvorfor β funktionen kommer til at virke som en yderligere afstandskorrigtion. Hvis afstandskorrigtionen havde været perfekt i LAWR ville omsætningen fra counts til intensitet foregå med en ikke afstandsafhængig β .

En ulempe ved metoden er at der ikke tages hensyn til overensstemmelsen mellem intensitetsforløbet i nedbørsmåleren og LAWR. Dette kan illustreres ud fra figur 1.8 hvor den akkumulerede nedbørsmængde for LAWR og regnmåleren er hhv. 47,4 mm og 47mm. Ud fra denne sammenhæng fås en β værdi på 0,5 men hvis forløbet iagttages ses det at LAWR underestimerer regnintensiteten markant

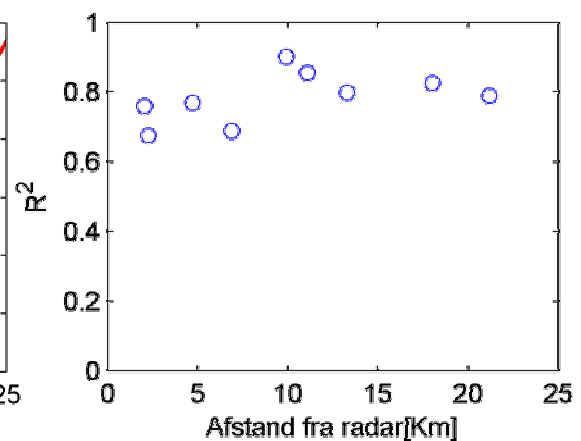


Figur 4.10
Nedbørshændelse fra regnmåler 20304 d. 4. august 2008.

ved peakværdierne, men overestimerer regnintensiteten resten af tiden og den akkumulerede mængde bliver tilfældigvis den samme. Derfor kan overensstemmelse mellem akkumuleret nedbør være rent tilfældigt, mens hvis sammenhængen på intensitetsniveau er dårlig fordi der ofte forekommer en tidlig



Figur 4.11
Eksponentielt fit af sammenhængen mellem β og afstanden fra radaren.



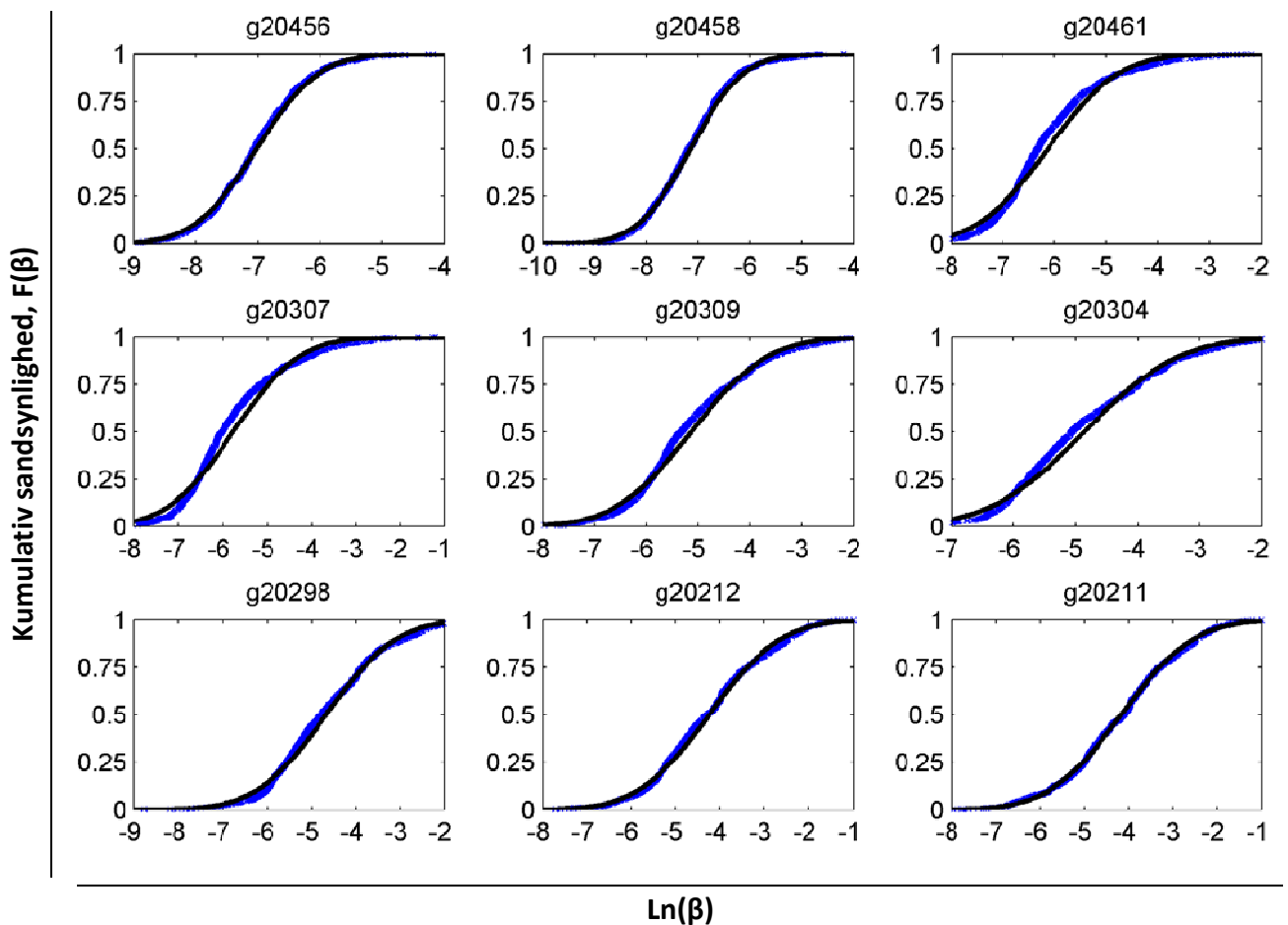
Figur 4.12
 R^2 for scatterplottene på figur 4.9 i forhold til afstanden ud til regnmåleren.

forskydning mellem LAWR og nedbørsmåleren kan summeringen bevirke, at β estimeres bedre ud fra akkumuleret nedbør. En høj forklaringsgrad for fordelingen af akkumulerede C-R sammenhænge betyder altså ikke nødvendigvis der opnås en god sammenhæng på intensitetsniveau.

4.3 Fraktilkalibrering

I det følgende anvendes en metode udviklet i projektet der bestemmer β ud fra dens fordeling. Der er anvendt data fra d. 11. juli til d. 31. oktober hvor hændelser af en varighed mindre end 90 minutter er sorteret fra for at undgå mindre hændelser. Dette skyldes, at ved mange af de mindre hændelser optræder der ofte meget dårlige sammenhænge mellem LAWR og regnmåleren formentlig på grund af deres ringe spatiale udbredelse. Desuden er de data sorteret fra hvor LAWR er gået i mætning og hvor der ikke måles nedbør i LAWR. I de tilfælde er det ikke muligt at opnå en β værdi fordi count værdien er 0.

Sandsynlighedsfordelingsfunktionen for β kan findes ved at bestemme middelværdien og spredningen for β . Ved at sammenligne sandsynlighedsfordelingen med den empiriske fordeling af datapunkterne viser det sig at β ikke er normalfordelt og det er derfor ikke muligt at anvende analytisk statistik til at bestemme de statistiske værdier. Derfor blev det forsøgt at log transformere β og ved igen at sammenligne data med deres sandsynlighedsfordelingsfunktioner fremgår, at β transformeret ved



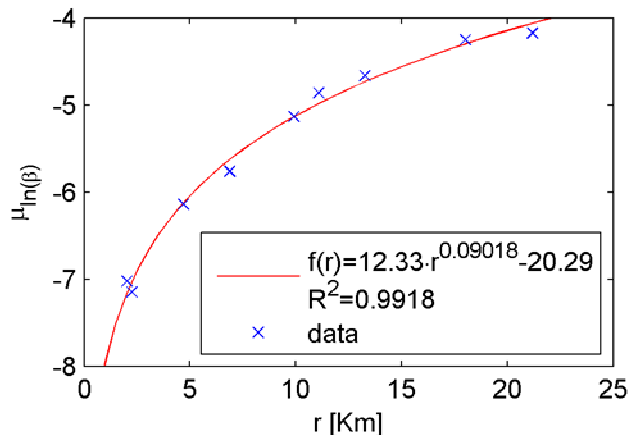
Figur 4.13
Teoretiske normal fordelinger vist på sort kurve og log transformerede beta værdier som blå prikker.

mange af målerne er tæt på at være log-normalfordelt. Fordelingerne kan ses på figur 4.13, men det er kun regnmåler 20458 og 20211, der kan betragtes som reelle log-normalt fordelte. Ved at anvende en

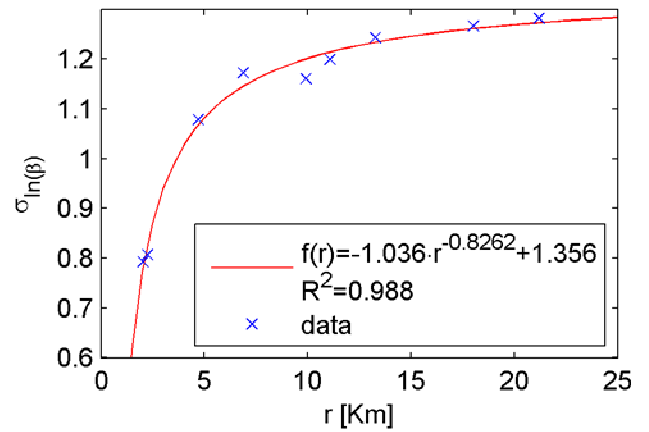
Lillieforstest med et signifikansniveau på 5% var det de eneste, der ikke kunne afvises at være log-normal fordelte. Specielt dataene for regnmålerne 20461, 20307, 20309, 20304 ses at stige for stejlt til at være en reel log-normalfordeling. Alligevel anvendes fordelinger da de ud fra en ren visuel bedømmelse i de fleste tilfælde er tilstrækkelig tæt på at følge en log-normal fordeling. Fordelingerne rykker sig langs x-aksen i forhold til afstanden hvilket naturligvis er udtryk for at signalet skal forstærkes kraftigere når afstanden øges. Da dataene kan betragtes som log-normalfordelte kan middelværdien findes ved at tage den aritmetiske middelværdi af de log transformerede data. Afstandsafhængigheden af β ses at kunne tilnærmes et lineært udtryk hvis de log-normale middelværdier transformeres tilbage til β værdier. Den bedste lineære sammenhæng medfører at β bliver negativ tæt på radaren hvilket naturligvis ikke er muligt, men dette skyldes at den gennemsnitlige betaværdi er meget lav tæt på LAWR da selv lave regnintensiteter fører til høje count værdier. Ved at anvende et potensudtryk undgås dette og det ses at der næsten er perfekt overensstemmelse. Datapunktet længst væk er undladt i tilpasningen af potensfunktionen og det ses at falde et stykke uden for tendensen som de resterende data følger. Figuren er blot med for at kunne sammenligne de fundne middelværdier med tidligere værdier, i stedet er det tanken at logtransformere dataene når de måles og sammenligne dem med de log-normale fordelinger da det er væsentligt lettere at behandle data der er normalfordelte. Det har også den fordel at spredningen i log-normalfordelingen er symmetrisk.

Der er derfor etableret et forhold mellem afstanden fra LAWR og middelværdien af den logaritmiske fordeling. Hvis der kan etableres en sammenhæng mellem spredningen af β fordelingerne og afstanden kan der beregnes en sandsynlighedsfordeling for β i alle punkter i radarbilledet. Hvis middelværdien af β anvendes som udgangspunkt til at konvertere mellem counts og regnintensiteter vælges 0,5 fraktilen i fordelingen. Ved at udtrykke β vha. fordelinger kan regnbilledet let justeres opad hvis det viser for lave intensiteter ved at ændre på den anvendte β fraktil. Som det ses på figur 4.16 og figur 4.15 er der en fin sammenhæng mellem middelværdien og spredningen som funktion af afstanden og i begge tilfælde kan den tilnærmes en potenssammenhæng. Spredningen ses at stige med afstanden til LAWR, og er formentlig en konsekvens af at LAWR er i stand til at måle højere regnintensitet før der opstår mætning med afstanden og at variansen i β øges med nedbørsintensiteten. Tæt på LAWR bliver spredningen meget lille og her er det netop kun muligt at måle meget lavintensiv nedbør.

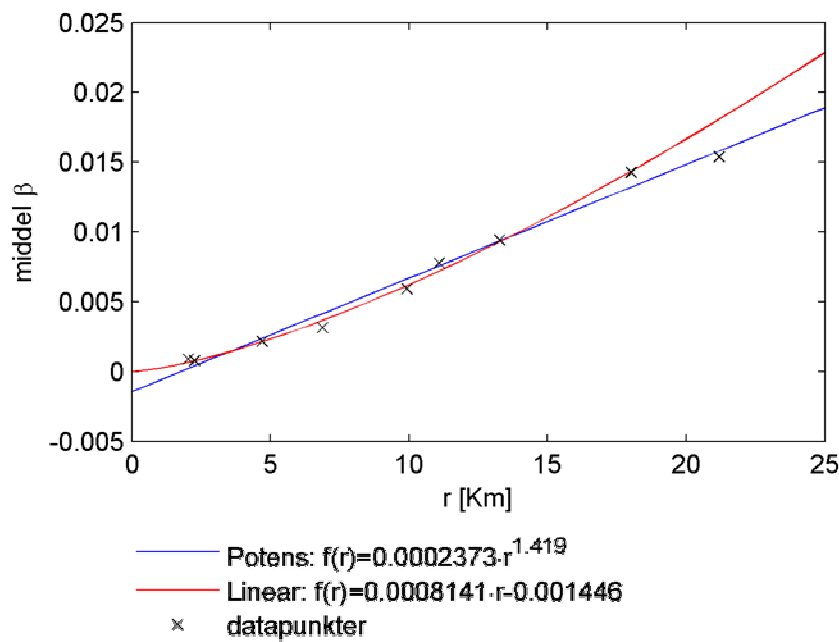
Dette afsnit omhandler statistisk kalibrering hvor der anvendes en fast β uafhængigt af nedbøren. Den faste β kunne for eksempel vælges som 0,5 fraktilen. Hvis man sammenligner med sum kalibreringen vil det formentlig medføre højere intensiteter, da andelen af lavintensive regnhændelser er større end højintensive. Det betyder at når der udføres en lineær regression er der flere punkter der repræsenterer en gennemsnitlig C-R værdi ved lave regnintensiteten.



Figur 4.16
Datapunkterne er middelværdien af log transformerede β værdier for de anvendte nedbørsmålere. Dataene ses at kunne tilpasses med et potens udtryk.



Figur 4.15
Datapunkterne er spredningen af log transformerede β værdier for de anvendte regnmåler. Dataene ses at kunne tilpasses med et potensudtryk.



Figur 4.14
Middel β fundet ud fra den logaritmiske fordeling af dataværdier. Der er tilpasset hhv. en lineær sammenhæng mellem β og r og en Fourier sammenhæng.

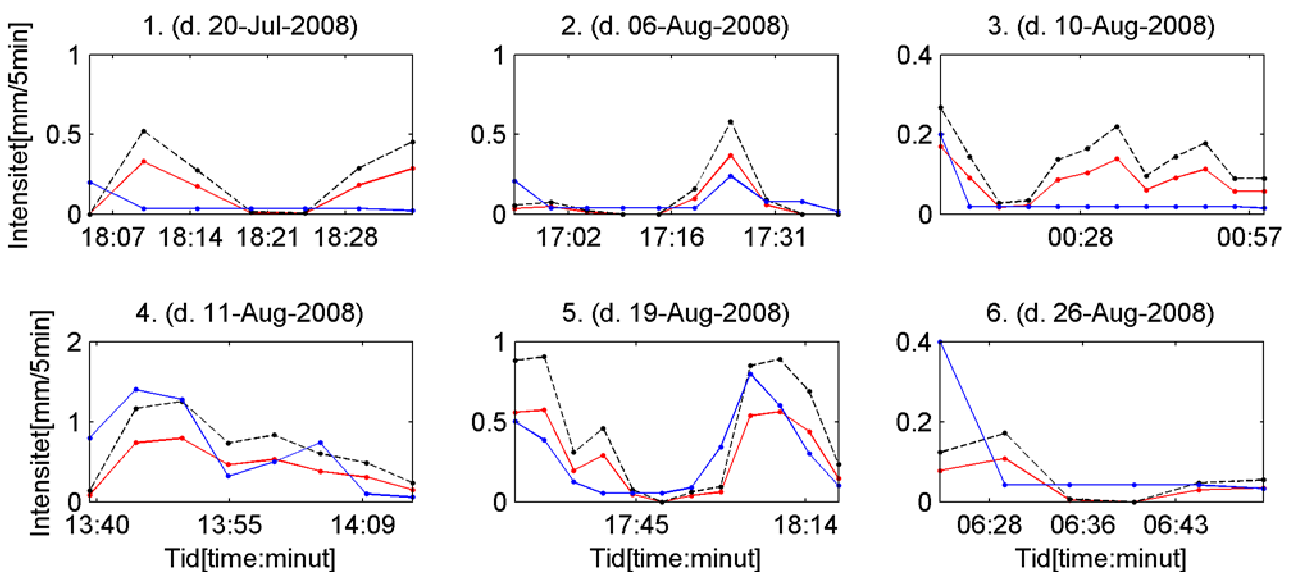
4.4 Vurdering af kalibreringsmetoderne

Ud af de i afsnittet tre nævnte kalibreringsmetoder er der kun udarbejdet en kalibrering for sumkalibreringen og fraktilkalibreringen. I det følgende forsøges at vurdere de resultater som kan opnås ved at anvende de to kalibreringsmetoder.

4.4.1 Intensitetsniveau i udvalgte nedbørshændelser.

Det er valgt at basere sammenligningen på målinger opnået i regnmåler 20304, der er placeret i en afstand af 11 km fra LAWR. En stor del af hændelserne indenfor måleperioden er af kort varighed, hvor der er meget dårlig sammenhæng mellem regnmåler og LAWR, men de hændelser hvor der haves en fornuftig forløbssammenhæng mellem LAWR og regnmåleren ser det ud til at også intensitetsniveauerne passer nogenlunde. Eksempler på korte hændelser fra regnmåler 20304 kan ses på figur 4.17. Her er valgt et par hændelser ud hvor der er en god sammenhæng (2, 5 og til dels hændelse 4), og hvor der er en dårlig (1, 3 og 6). Hændelser med en dårlig sammenhæng kan en kalibrering ikke rette op på, men vises alligevel da det er vigtigt at vise at LAWR ofte estimerer mindre hændelser dårligt. Dette kan skyldes nogle af de tidligere nævnte fejlkilder i kapitel 3, men nedbøren er formentlig ofte for lokal til at der opnås en god sammenhæng mellem hvad LAWR måler i atmosfæren og det regnmåleren måler på jorden. Det ses på hændelse 3, 4 og 5 at fraktilkalibreringen giver en højere intensitet end sumkalibreringen, men det er svært at vurdere hvilken der er bedst. Men det ses at fraktilkalibreringen er tættest på nedbørsmåleren ved de høje intensiteter i hændelse 4 og 5. Derimod er sumkalibreringen tættere på ved de lavere intensiteter i hændelse 2 og 5. I 11 km afstand fra LAWR er den maksimale intensitet, der kan måles 0.78mm/5min med sumkalibreringen og derfor opnås maksimumintensiteten i hændelse 4 og der lidt højere intensiteter i denne afstand fraktil kalibreringen.

Ved de længerevarende hændelser er der oftere en bedre sammenhæng mellem LAWR og nedbørsmåleren end ved de korte hændelser, da nedbøren typisk har en stor spatial udbredelse. Det viser sig dog, at LAWR har svært ved at måle den korrekte intensitet når der forekommer en



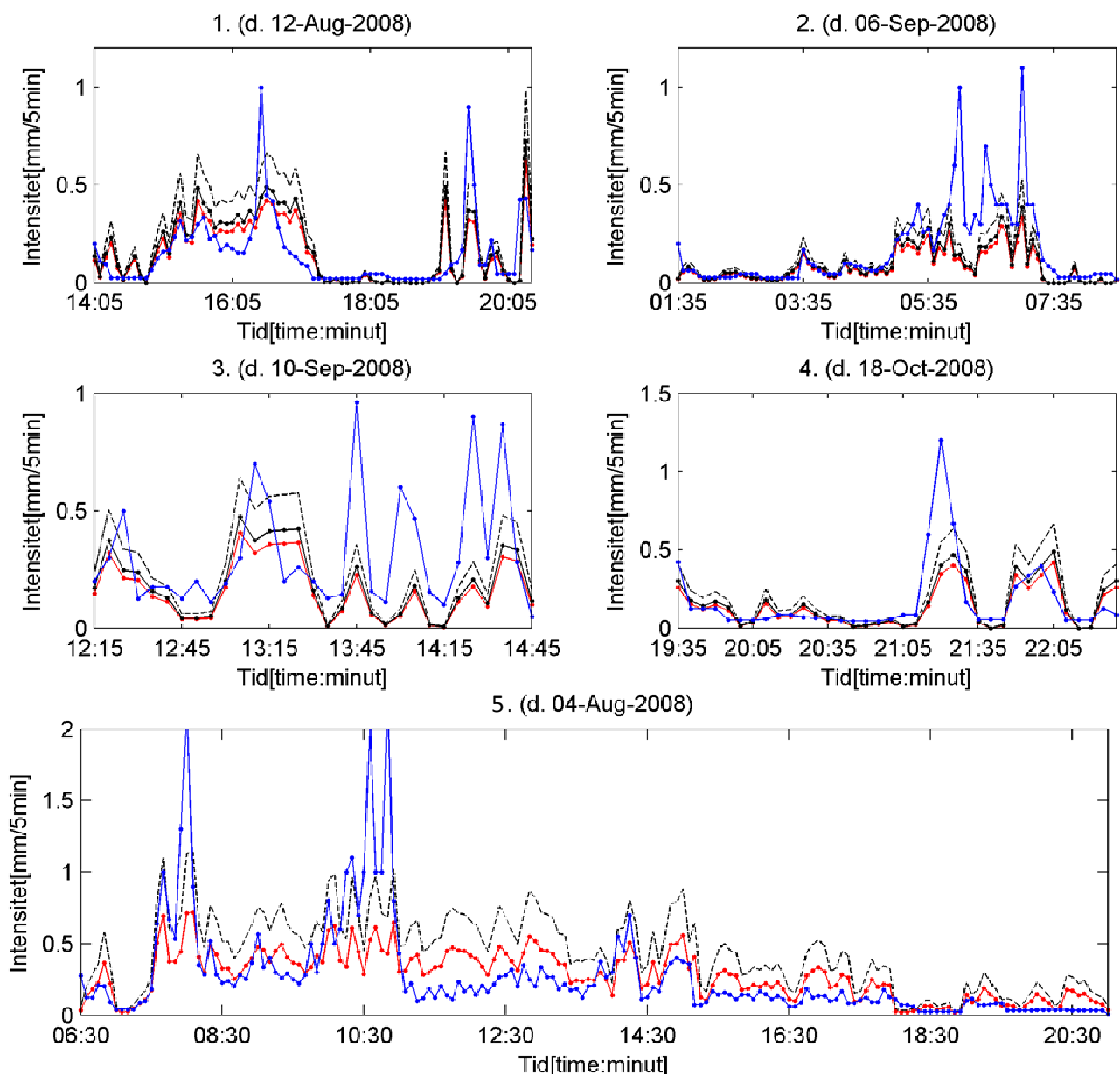
Figur 4.17

Korte regnhændelser < 60 min fra regnmåler 20304. Blå kurve er regnmåleren og rød kurve LAWR sumkalibreret og sort stiplede er LAWR fraktilkalibreret ved 0,5 fraktile. Kryds markerer målepunkterne.

peakperiode. Der er igen valgt nogle eksempler ud som kan ses på figur 4.18 og det ses at kun hændelse

5 overstiger den maksimale intensitet for sumkalibreringen. Der er både anvendt kalibrering fundet vha. fraktil metoden og ved summeret nedbør for at kunne sammenligne de to metoder. Både 0,5 og 0,4 fraktilen er anvendt og det ses at sumkalibreringen er tæt på at overlape fraktilkalibreringen ved 0,4 fraktilen.

Fraktilkalibreringen ved 0,5 fraktilen giver højere nedbørsintensiteter end sumkalibreringen, og det medfører at der er bedre overensstemmelse mellem de kraftige regnintensiteter i regnmåleren og LAWR kalibreret ved fraktilkalibreringen. Dette fremgår af figur 4.5 hvor der er vist eksempler på forskellige hændelser. Ved hændelse 1 og 5 forekommer perioder hvor LAWR overestimerer regnintensiteten og her ses det at fraktilkalibreringen overestimerer væsentligt mere end sumkalibreringen. Da det afhænger af situationen hvilken kalibrering der giver den bedste regnintensitet kan den ene metode ikke siges at give et bedre resultat end den anden. Problemet er mere generelt og relateret til anvendelsen af en statisk β som ikke er i stand til at bestemme den korrekte regnintensitet

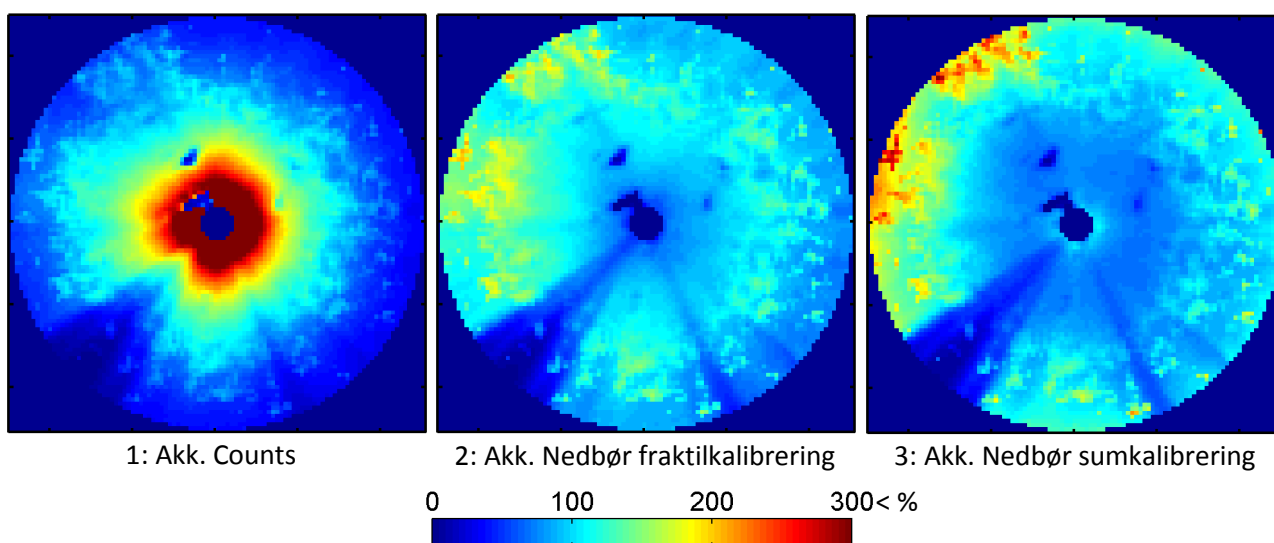


Figur 4.18 Længerevarende nedbørshændelser i regnmåler 20304. Blå kurver er nedbørsmåleren, rød kurve sumkalibreringen af LAWR, sort fraktilkalibreringen ved 0.4 fraktilen og sort stiplede fraktilkalibreringen ved anvendelse af 0,5 fraktilen.

da C-R sammenhæng ændrer sig. Dette ses tydeligt ved hændelse 5 på Figur 4.18, hvor der måles omtrent samme intensitetsniveau i LAWR ved sumkalibreringen før og efter den højintensive periode omkring klokken 10.30. Ifølge regnmåleren er dette ikke tilfældet og det ses at før perioden stemmer målingerne med LAWR fint overens med regnmåleren og bagefter overestimeres regnintensiteten.

4.4.2 Sammenligning af variation med afstanden

Det blev tidligere konkluderet, at indstillingen af afstandskorrektionen internt i LAWR ikke er indstillet optimalt, og for at undersøge om den anvendte kalibrering giver et mere ensartet regnbillede uafhængig af afstanden til radaren anvendes summerede regndybde over en længere periode for indenfor 25 Km afstand fra LAWR. Sumbilledet er udarbejdet for perioden 11/7-2008 til 31/10-2008, hvor det samlede antal counts er omregnet til intensiteter vha. de fundne kalibreringsmetoder. Sumbilledet på figur 4.19 viser et udsnit på 25x25 km, over den procentvise afvigelse fra sumbilledets middelværdi og derved kan ensartetheden af sumbilledet vurderes.



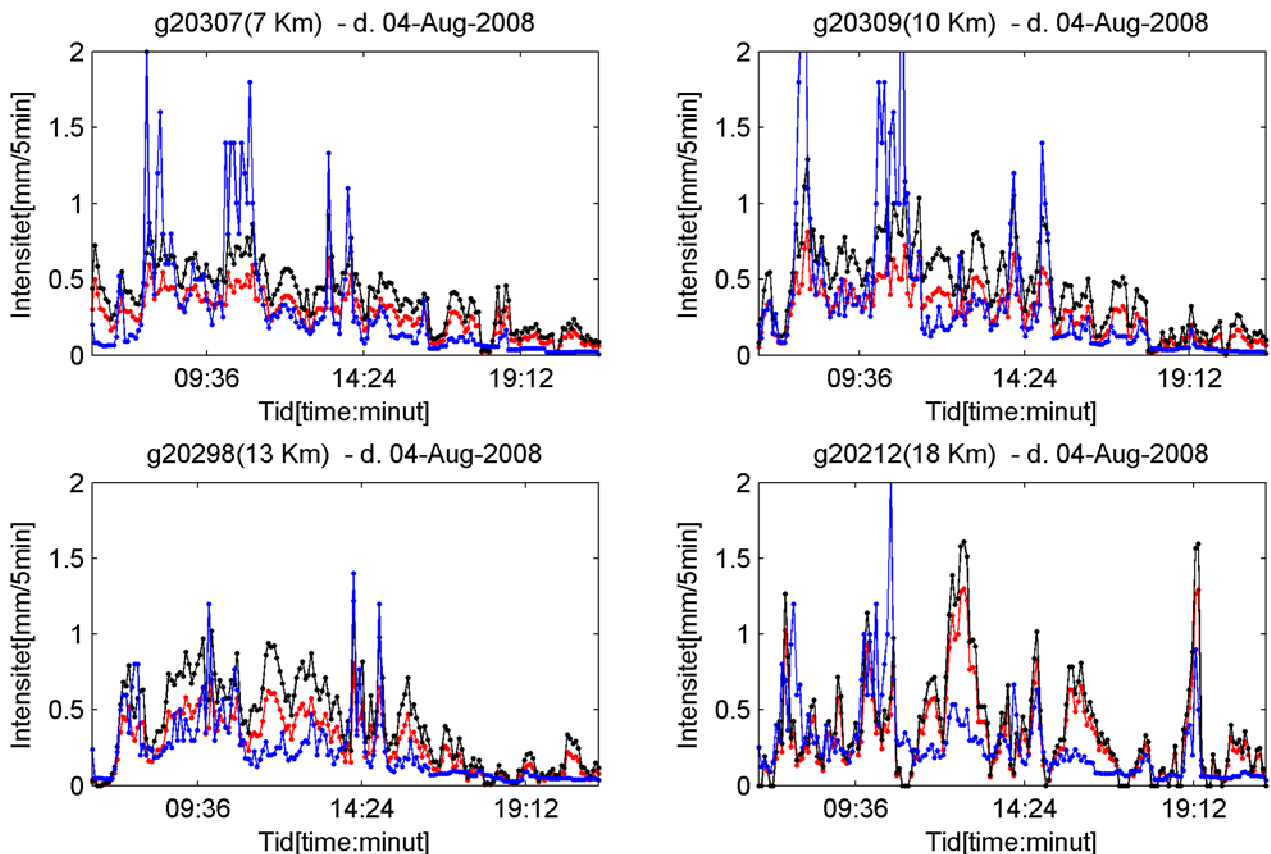
Figur 4.19

Summeret counts i perioden d. 7 juli til d. 31 oktober indenfor 25 Km fra LAWR. Der er foretaget en normalisering af figurerne og skalaen er den procentvise afvigelse som billedet har fra dets middelværdi.

1 er akkumuleret counts, 2 er akk. Nedbør, hvor intensiteten er opnået ved fraktilkalibrering og 3 er akk. nedbør opnået ved sumkalibrering.

Det ses af figur 4.19-1 at afstandskorrektionen i LAWR ikke er justeret optimalt da antallet af summerede counts der måles varierer stærkt med afstanden fra LAWR. Ved at anvende afstandskalibreringerne ses at der opnås væsentlige mere ensartede sumbilleder. Sumbilledet for LAWR kalibreret ved sumkalibrering ses på figur 4.19-3 og har et meget ensartet billede indenfor 15 km herefter måles højere mængder akkumuleret nedbør med afstanden. Fraktilkalibreringen ses at være mindre ensartet tæt på radaren end sumkalibreringen, men er en stærk forbedring i forhold til det ukorrigerede sumbillede. På længere afstand har den ikke tendens til at opjustere C-R sammenhængen så meget som sumkalibreringen og det tyder på, at der er en bedre sammenhæng mellem målingerne tæt på end langt væk. Det er derfor muligt at afstandskorrektionen ud over ca. 15 km skal betragtes lineær og ikke eksponentiel.

En anden metode at sammenligne afstandskalibreringen på er ved at sammenligne den samme nedbørshændelse i forskellige afstande fra LAWR. Der er valgt en meget lang hændelse der fandt sted d. 4. august, da der er en stor variation i intensiteterne. Tæt på LAWR opnås en fornuftig måling af intensiteten, men de høje intensiteter kan ikke måles, og det er tydeligt at fraktilkalibreringen ligger over sumkalibreringen for afstandene 7, 10 og 13 km. I afstanden 21 km bevirker den eksponentielle ændring af i sumkalibreringsfunktionen at der opnås næsten samme intensitet som ved fraktilkalibreringen. I afstanden 18 km og 11 km omkring klokken 12.30 forekommer der en periode hvor der i begge afstande måles omkring dobbelt så meget med LAWR som med nedbørsmåleren.



Figur 4.20 Intensitetsforløb ved nedbørsmåler og LAWR i forskellige afstande fra LAWR. Blå er regnmåleren, rød er sumkalibreret LAWR og sort fraktilkalibreret LAWR. Der er anvendt en fraktil på 0,5 for fraktilkalibreringen.

4.5 Sammenligning af akkumuleret nedbør

Ved at sammenligne akkumuleret nedbør fra regnmålerne med akkumuleret nedbør kan det vises om LAWR kalibreret ud fra de to metoder i gennemsnit måler for høj eller lav regnintensitet. Den akkumulerede nedbør for sumkalibrering og fraktilkalibrering kan ses på figur 4.21. Det ses at sumkalibreringen er meget tæt på middelværdien af regnmålerne indenfor en radius af ca. 15 Km hvorefter den akkumulerede nedbør overestimeres, hvis der sammenlignes med middelværdien fra nedbørsmålerne på 266mm nedbør. Afstandskorrektionen som benyttes i sumkalibreringen slås derfor fra ud over 30 km.

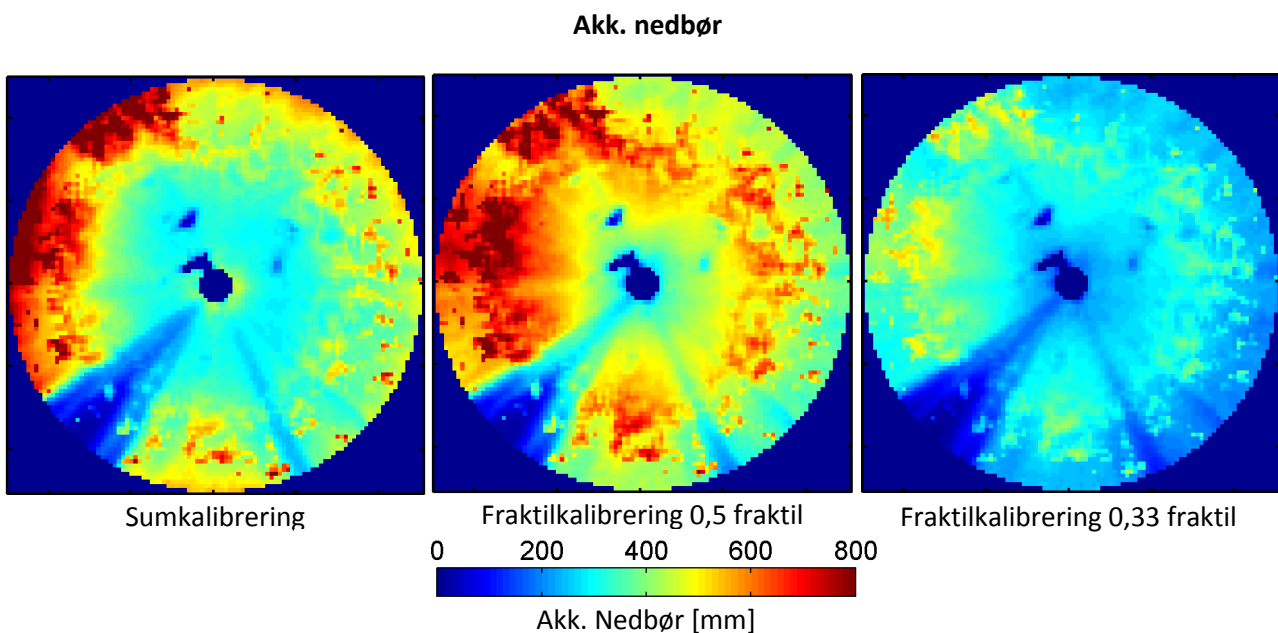
Fraktil kalibreringen ved 0,5 fraktilen overestimerer konsekvent den akkumulerede nedbør og flere steder med over 250%. Derfor er den ikke velegnet hvis LAWR skal anvendes til at estimere akkumuleret nedbør. Metoden kan dog alligevel anvendes hvis der justeres på fraktilen, til der er overensstemmelse

mellem den akkumulerede nedbør i regnmålerne og ved LAWR. Det kan ses på Figur 4.21 at hvis der anvendes en fraktil på 0,33 stemmer den akkumulerede nedbør målt med LAWR fint overens med nedbørsmålerne. Fraktilen hvor der opnås den bedste akkumulerede estimering kan findes ved at kalibrere efter akkumuleret nedbør i nedbørsmålerne og det ses at der opnås et meget ensartet sumbillede.

Det ses altså ud fra sumbillederne at LAWR ved begge kalibreringsmetoder er i stand til at måle akkumulerede nedbør, hvor sumkalibreringen giver gode resultater ud til en afstand af 15 Km og fraktilkalibreringen ser ud til at kan anvendes i en større afstand.

Ud fra fordelingen af nedbørsintensiteter i sumbilledet ses at der er forskel på hvor meget akkumuleret nedbør der registreres i forhold til retningen. Det ses at der registreres væsentlig mere nedbør i den vestlige og nordvestlige retning og er et udtryk for at LAWR modtager kraftigere refleksioner fra disse områder. Nedbørsmålerne er alle sammen placeret i det nordøstlige hjørne, men hvis de var placeret i den nordvestlige ville kalibreringen være anderledes for at opnå den korrekte akkumulerede nedbørsintensitet. Det er derfor mest optimalt at nedbørsmålerne som der kalibreres efter er placeret i den del af radarbilledet der har interesse.

Undersøgelsen af estimeringen af den akkumulerede nedbør er udført på det samme datasæt som der blev kalibreret ud fra da måleperioden kun strækker sig over ca. 4 måneder og derfor burde undersøgelsen gentages med et uafhængigt datasæt.



Nedbørsmåler	20456	20458	20461	20307	20309	20304	20298	20212	20211	Middel
Akk. nedbør[mm]	213	212	271	266	275	271	292	275	323	266

Figur 4.21
Akkumuleret nedbør over perioden d. 11 juli til d. 31 oktober 2008 for LAWR kalibreret ved sumkalibrering og fraktilkalibrering ved hhv. 0,5 og 0,33 fraktilen. Der er vist akkumuleret nedbør for nedbørsmålerne i området og deres middelværdi for at kunne sammenligne værdierne.

4.6 Opsummering

I afsnittet er der udarbejdet en statisk kalibrering af LAWR, der omregner fra counts til regnintensiteter ud fra en fast β værdi, der afhænger af afstanden fra LAWR. Det var ikke muligt at foretage en

kalibrering direkte på intensitetsniveau da spredningen i dataene var for stor og det derfor ikke er muligt at finde en systematisk sammenhæng mellem counts og regnintensitet. Derimod viste sumkalibrering og fraktilkalibrering begge at kunne anvendes som metoder til at bestemme en C-R sammenhæng.

Afstandskorrektionen i LAWR er ikke indstillet tilstrækkeligt balanceret, men det blev fundet at LAWR kan efterkalibreres og afstandsafhængigheden indenfor 15 Km og muligvis mere reduceres kraftigt. Ud fra de to anvendte kalibreringsmetoder blev der fundet forskellige fordelinger af middel β som funktion af afstanden. Med sumkalibreringen bliver fordelingen eksponentiel hvorimod den bliver retlinet i fraktilkalibreringen. Da fraktilkalibreringen er fundet ud fra intensitetsmålinger og sumkalibreringen ud fra summerede hændelser tyder det altså på at middelværdien af β varierer forskelligt med afstanden afhængigt af om der anvendes summeret nedbør eller nedbørsintensitet.

Fraktilkalibreringen er en ny kalibreringsmetode og det blev demonstreret at det er muligt at betragte sandsynlighedsfordelingen af β som logaritmisk. De statistiske parametre for sandsynlighedsfordelingen hhv. middelværdien og spredning blev fundet at være afhængige af afstanden fra LAWR og følger potenssammenhænge. Ud fra denne sammenhæng er det muligt at finde en β fordeling for samtlige pixels i radarbilledet og ved at vælge et fraktilniveau fås β der indgår i C-R sammenhængen.

Det blev forsøgt at sammenligne sumkalibrering og fraktilkalibrering ved 0,5 fraktilen ud fra intensitetsforløb ved udvalgte hændelser. Det var ikke muligt at konkludere hvilken metode gav det bedste resultat, da fraktilkalibreringen passer bedre i højintensive perioder, men har en tendens til at overestimere kraftigere end sumkalibreringen ved lavere intensiteter. Ved at sammenligne akkumuleret nedbør over en længere periode mellem LAWR og nedbørsmålerne findes at fraktilkalibreringen ved 0,5 fraktilen fører til overestimering pga. generelt højere intensiteter. Hvis fraktilværdien i stedet kalibreres ud fra summeret nedbør fra nedbørsmålerne kan der findes en fraktil værdi som medfører til at der opnås en overensstemmelse mellem akkumuleret nedbør fundet ved LAWR og regnmålerne. Derfor bør en fraktilværdi på omkring 0,33 vælges, hvis akkumulerede data skal anvendes til akkumulerede.

En grundlæggende hypotese fra (Pedersen, Scaling Properties of Precipitation - Experimental study using weather radar and rain gauges 2003) var at C-R sammenhængen er lineær. Det blev fundet at der er mange eksempler på at der opnås en bedre sammenhæng ved at vælge et potensudtryk. I det ovenstående afsnit er der netop anvendt en lineær C-R sammenhæng og en så grundlæggende antagelse bør derfor undersøges nærmere eftersom der opnås et større datagrundlag med flere længerevarende nedbørshændelser med høje regnintensiteter.

Det er blevet vist at det er muligt at kalibrere LAWR og opnå nogenlunde resultater med en konstant β sammenhæng. Det fremgår dog tydeligt fra de mange eksempler på hændelsesforløb igennem afsnittet at der i perioder forekommer store afvigelser imellem LAWR og nedbørsmåleren. Det skyldes at en målt count værdi ikke svarer til en bestemt nedbørsintensitet i regnmåleren, men derimod kan sammenhængen variere. Hvis estimeringen af nedbør på intensitetsniveau skal forbedres er det derfor nødvendigt at udføre en dynamisk kalibrering af β i løbet af nedbørshændelsen.

5 Dynamisk kalibrering af LAWR

I kapitel 4 er foretaget en statisk kalibrering af LAWR, og der blev opnået rimelige resultater specielt ved måling på akkumuleret nedbør, men det blev dog samtidigt klart, at der for mange hændelser i perioder optræder store afvigelser mellem LAWR og regnmåleren på intensitetsniveau. Dette skyldes, at en bestemt countværdi i LAWR kan repræsentere flere forskellige nedbørsintensiteter, blandt andet på grund af forskellige atmosfæriske forhold. Ved at foretage en dynamisk kalibrering er det muligt, at justere målingerne ind løbende således ved hjælp af online regnmålere, der leverer regnmålerdata i realtid. Den dynamiske kalibrering er i stand til at justere β ved ændringer i C-R sammenhængen. Det kunne for eksempel opstå i forbindelse med bright band effekt eller hvis der optræder pludselige skift i dråbestørrelsesfordelingen.

I (Borup 2008) blev der foretaget en undersøgelse, af hvor meget bedre en dynamiske kalibrering forbedrer LAWR målingerne, og han fandt frem til, at ved og anvende data fra nedbørsmålere fra de foregående 15 minutter opnås betydelig bedre sammenhæng mellem målt vandstand i et overløb og den modellerede ud fra radardata.

Det er derfor håbet, at der med en dynamisk kalibrering på intensitetsniveau opnås bedre sammenhæng mellem målt intensitet i regnmåler og LAWR.

5.1 Metode til dynamisk kalibrering

En dynamisk kalibrering af LAWR er grundlæggende en kalibrering af LAWR, hvor omsætningsfaktoren mellem counts og regnintensitet ændres i realtid i modsætning til en statisk kalibrering, hvor omregningsfaktoren er konstant. Den dynamiske kalibrering baserer sig, ligesom den statiske, på en lineær sammenhæng mellem counts og regnintensitet.

$$R = \beta_{dynamisk} \cdot C$$

Hvor R er regnintensitet, C er counts og $\beta_{dynamisk}$ er omsætningsfaktoren. Omsætningsfaktoren, $\beta_{dynamisk}$, kan bestemmes løbende til hvert tidsskridt, hvis der haves online regnmålere, der kan levere regnmålerdata i realtid. Online regnmålerne anvendes som kalibreringspunkter i regnbilledet da β kan måles som forholdet mellem nedbørsintensiteten i nedbørsmåleren og counts i LAWR. Forholdet mellem nedbørsintensiteten og LAWR counts fundet i kalibreringspunkterne kan derefter anvendes til at bestemme en $\beta_{dynamisk}$ i C-R sammenhængen til korrektion af regnbilledet. Det er tidligere fundet i kapitel 4 om statisk kalibrering, at β stiger eksponentielt med afstanden fra radaren, hvorfor den fundne dynamiske β ikke kan anvendes som en global værdi gældende for hele regnbilledet.

En måde til at tage højde for dette kunne være, at benytte afstandsfunktionen for β bestemt ved statisk sumkalibrering, se kapitel 4. Dette kan gøres ved at tage forholdet mellem den sande β fundet i kalibreringsregnmåleren og den statiske β ligeledes for kalibreringsregnmåleren:

$$\beta^* = \frac{\beta_{dynamisk}}{\beta_{statisk}}$$

Hvor $\beta_{dynamisk}$ er den målte β mellem kalibreringsregnmåler og counts til det aktuelle tidsskridt, $\beta_{statisk}$ er den konstante, statiske β værdi fundet under den statiske sumkalibrering og β^* er forholdet mellem den målte og statiske β . Da den statiske β værdi allerede er korrigeret for afstandsaafhængighed er β^* derfor et afstandsuafhængigt forhold mellem regnmåler og LAWRs intensiteter.

Denne afstandsuaafhængige β^* kan bestemmes for en kalibreringsregnmåler, og derefter benyttes på hele regnbilledet, da det antages at forholdet mellem β_{dynamisk} og β_{statisk} til det aktuelle tidsskridt er ens for hele oplandet. Da den statiske β er kendt til ethvert punkt i regnbilledet kan denne multipliceres med, den i kalibreringsregnmåleren fundne, β^* , og der opnås derved et udtryk for den dynamiske β i punktet. Det er dog antaget, at β^* er konstant over hele regnbilledet, altså når β_{statisk} stiger med afstanden til LAWR, så stiger den lokale β_{dynamisk} ligeledes med samme forhold..

I det følgende vil den dynamiske model blive valideret op i mod historiske målinger fra regnmåler for på den måde, at kunne afgøre, hvorvidt den anvendte model forbedrer måling af nedbørsintensitet i forhold til den statiske. Som performance parametre er valgt tre forskellige parametre R^2 , RMSE og volumenprocenten. Volumenprocenten er den procentvise forskel mellem modelleret total regndybde og den totale regndybde målt i regnmåler.

I forbindelse med modellen kan der forekomme situationer, hvor der ikke kan udregnes en dynamisk β værdi, enten pga. nedbøren i kalibreringsregnmåleren slutter før eller starter efter samme nedbørshændelse i valideringsregnmåleren, valgt at anvende den statiske β værdi, hvorfor intensitetskurverne i disse tilfælde vil være ens.

Til kalibrering og validering af den dynamiske model er der anvendt regnmålere placeret i Aalborg og omegn. Placeringen af de anvendte regnmålere kan ses af figur 5.1, og det er dog hovedsagligt regnmålerne 20304, 20307 og 20309 der anvendes til hhv. kalibrering og validering i afsnittet. Disse målere er udvalgt, da de alle tre er placeret i umiddelbar nærhed af hinanden, og den spatiale og tidlige



Figur 5.1
Oversigtskort over fem forskellige regnmålere
placering i Aalborg og omegn.

0 1 2 4 Kilometer

variation derfor forhåbentlig ikke bliver for stor.

Der anvendes i afsnittet nedbørshændelser, der er registreret i regnmålerne fra 11/7 til 1/11 2008.

5.2 Dynamisk kalibrering med 1 regnmåler

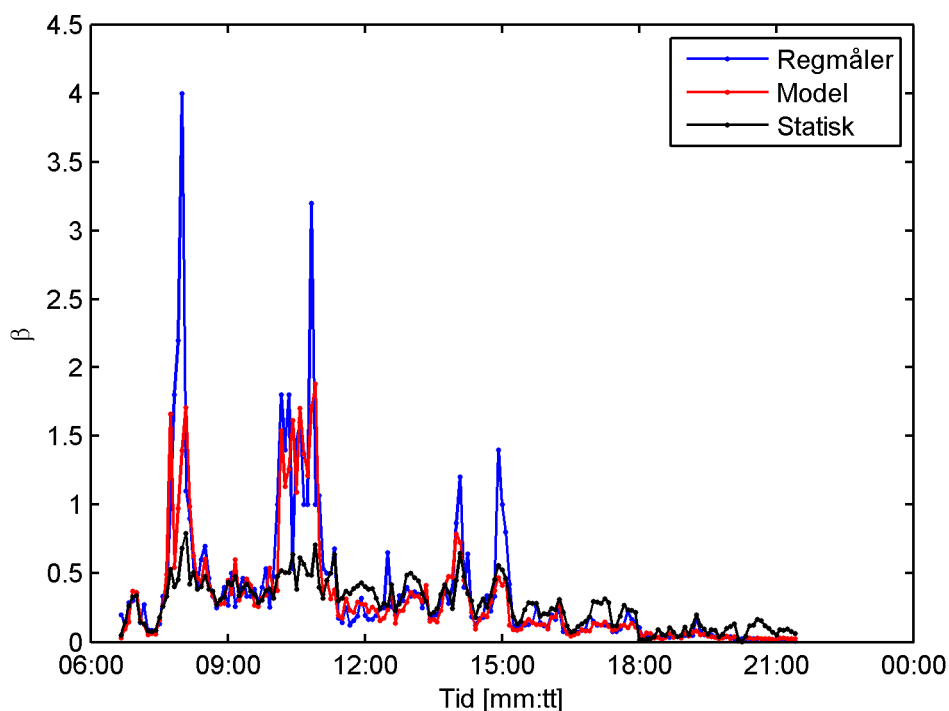
En simpel dynamisk kalibrering kan opnås ved anvendelse af en enkel kalibreringsregnmåler, og anvende dennes fundne β^* for resten af regnbilledet. Det er derfor valgt at undersøge om denne simple model giver fornuftige resultater.

Et eksempel på anvendelse af en enkel kalibreringsregnmåler kan ses af figur 5.2, hvor regnmåler 20307 er anvendt som kalibreringsmåler og valideres mod samme hændelse målt i regnmåler 20309. Øverst på figuren er regnhændelsen fra 4/8-2008 målt af regnmåler 20309 vist.

Det ses af figur 5.2, at forløbet af modellen og regnmåleren stemmer fint overens, og det er lykkedes, at få nogle af i regnmåleren målte peaks med. Til trods for, at R^2 og RMSE peger på, at den statiske model passer bedre overens med regnmåleren end den dynamiske model er der en bedre visuel overensstemmelse mellem regnmåler og dynamisk model.

Modellen udregner β_{dynamisk} for hvert tidsskridt, og ved at sammenligne denne β_{dynamisk} værdi med den målte β værdi målt under regnhændelse i valideringsregnmåleren, som forholdet mellem counts og regnintensitet i regnmåleren, fås endnu et godt bud på, hvor godt modellen passer overens med de egentlige intensitetsmålinger. Dette er plottet op på nederste billede i figur 5.2, hvor også β_{statisk} er plottet. Plottet er interessant fordi det viser noget om, hvor god sammenhæng der er mellem den faktiske β og den modellerede, og derved noget om modellen forstærker β i de perioder, hvor der har været en forhøjet faktisk β i regnhændelsen.

Det ses, at der er ganske god overensstemmelse mellem målt β i valideringsregnmåleren og β_{dynamisk} , og



Figur 5.2
Regnhændelse fra 4. august 2008 i regnmåler 20309, hvor både regnmåler, model og statisk beregnet intensitetsforløb er plottet op.

at den dynamiske model formår at ramme langt de fleste peaks i den målte fordeling af β . Det ses, endvidere, at der er stor forskel mellem de faktiske β og den statiske β , som kun sjældent rammer det rigtige niveau af β . Det skal dog bemærkes, at en høj β værdi ikke er ensbetydende med en høj intensitet, da dette afhænger af, hvor mange counts LAWR registrerer.

Der er blevet foretaget en dynamisk kalibrering af samtlige nedbørshændelser i perioden, hvor der har været en regndybde over 5 mm, og resultaterne af denne analyse kan ses af tabel 5.3, mens niveauerne i forhold til hinanden kan ses af figur 5.4.

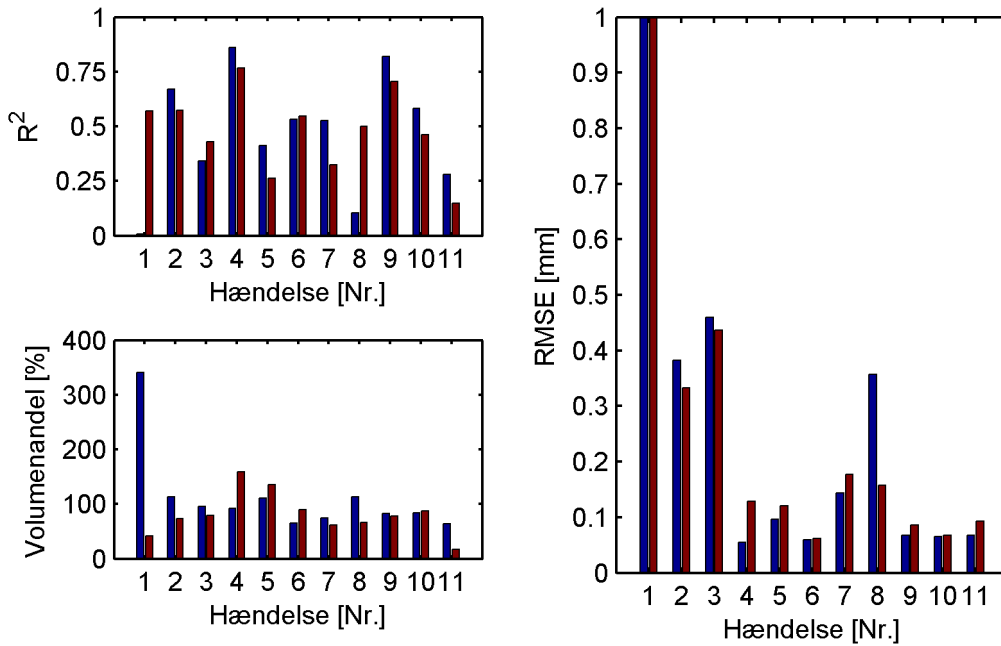
Det ses af tabel 5.3 og figur 5.4, at det ikke er entydigt, at den dynamiske model giver bedre resultater end den statiske model, og ved nogle af hændelserne rammer modellen helt ved siden af. De store fejl kan skyldes, at den spatiale variation i nedbørshændelsen, men det er også muligt, at der er foretaget en fejlmåling i regnmåleren. En dynamisk model med 1 kalibreringsregnmåler er følsom overfor sådanne

Dato	Dynamisk model				Statisk model				Regnmåler
	R ²	RMSE	Regndybde [mm]	Vol. [%]	R ²	RMSE	Regndybde [mm]	Vol. [%]	Regndybde [mm]
12/7	0,01	7,959	36,1	341	0,57	1,322	4,2	41	10,6
2/8	0,67	0,383	22,2	113	0,57	0,333	13,9	74	19,6
4/8	0,34	0,460	61,3	95	0,43	0,441	49,1	76	64,2
7/8	0,86	0,055	7,6	92	0,77	0,128	12,6	159	8,2
12/8	0,41	0,096	7,5	111	0,26	0,12	8,9	136	6,8
27/8	0,53	0,060	3,9	65	0,55	0,062	5,2	89	6
6/9	0,53	0,144	10,4	74	0,33	0,178	8,4	60	14
10/9	0,10	0,356	9,3	113	0,5	0,158	5,4	66	7,2
5/10	0,82	0,067	6,0	83	0,7	0,085	5,2	78	8,2
15/10	0,58	0,065	6,4	84	0,46	0,068	6,4	88	7,6
25/10	0,28	0,068	9,4	64	0,15	0,093	2,4	17	14,6
Gns.	0,59	0,21	13,9	95	0,48	0,27	11,1	73	15,2

Tabel 5.3

Oversigt over modellens R², RMSE og volumenprocent i forhold til den statiske model for alle regnhændelser målt i regnmåler 20309 ved benyttelse af regnmåler 20307 som eneste kalibreringsregnmåler

fejlmålinger, da modellen kører i realtid, hvorfor det er nødvendigt, hvis der ønskes sådan dynamisk model med 1 kalibreringsregnmåler, at have fokus på, at der kan optræde fejl i regnmåleren, og evt. indføre restriktioner for, hvor høj β^* må stige per tidsskridt.



Figur 5.4
 Tre plots, der viser hvordan R², RMSE og volumenprocenten ligger i forhold til hinanden til hver af regnhændelse, der overholder kriteriet om min. 5 mm regndybde. Tallene er baseret på tabel 5.3 og omhandler modellens sammenhæng i regnmåler 20309.

■ Dyn. model
 ■ Stat. model

5.3 Dynamisk kalibrering med 2 regnmålere

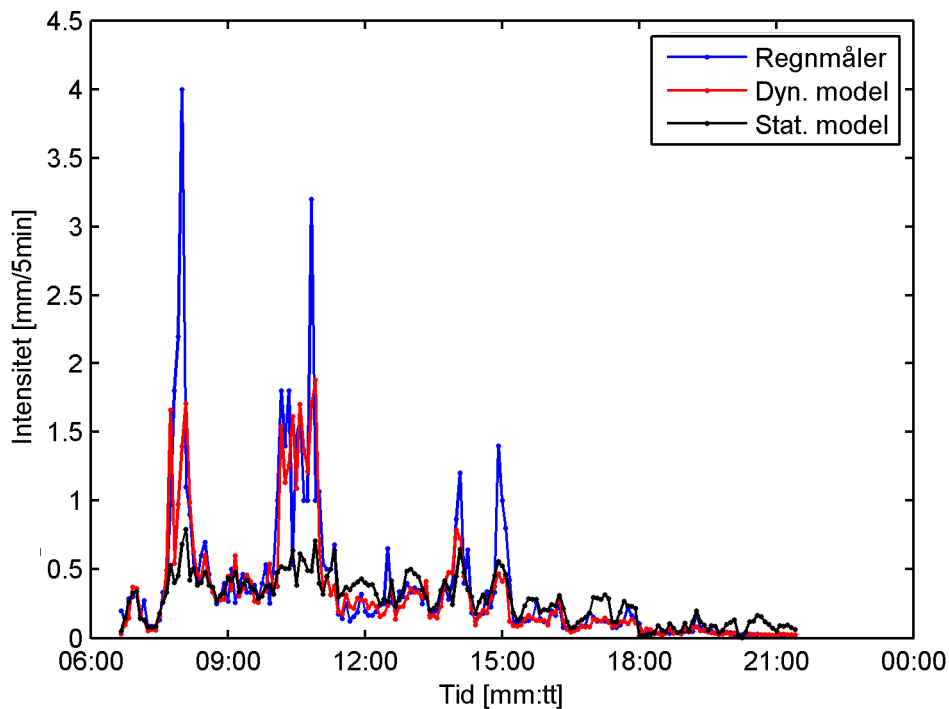
Ved at anvende 2 regnmålere til dynamisk kalibrering vil beskrivelsen af den spatiale og tidslige variation i nedbøren blive forbedret, hvorfor det forventes, at en dynamisk kalibrering yderligere forbedres. Derfor vil der i det følgende blive set nærmere på en dynamisk kalibrering ved hjælp af to kalibreringsregnmålere.

For at minimere betydningen af nedbørens spatiale udbredelse i kalibreringen er det valgt at kalibrere modellen vha. regnmåler 20304, 20307 og en regnmåler 20309 (Nørresundby), der er placeret nogenlunde midt i mellem 20304 og 20307, til validering af modellen. Placeringen af disse regnmålere kan ses af mellem de enkelte regnmålere kan ses af figur 5.1.

Under kalibreringen er det valgt, at sætte β^* som et ligevægtet middel af de to benyttede kalibreringsregnmålere.

5.3.1 Validering af dynamisk model

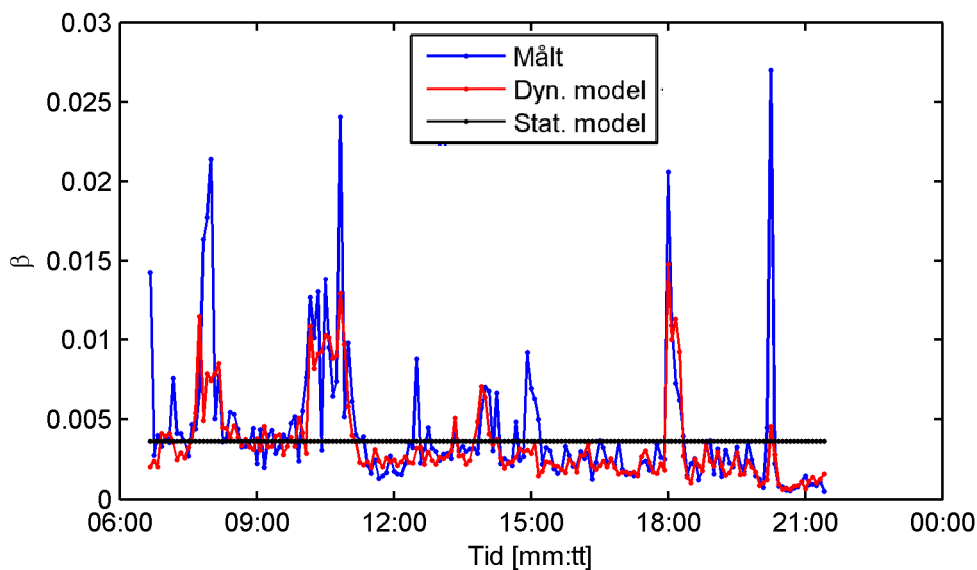
På figur 5.5, ses et eksempel på en regnhændelse fra d. 4. august 2008 kalibreret med denne model.



Figur 5.5
Regnhændelse fra 4. august 2008 i regnmåler 20309, hvor både regnmåler, model og statistisk beregnet intensitetsforløb er plottet op.

	Dynamisk model	Statisk model
R ²	0,62	0,43
RMSE	0,327	0,441
Vol. %	85%	76%

Som det kan ses af figur 5.5 følger forløbet for modellen regnmålerens intensitetsforløb betydeligt bedre end den statistisk udregnede intensitetsforløb, hvilket også afspejles i både R² og RMSE, ligesom den modellerede regndybde passer væsentlig bedre overens med regnmålerens målte regndybde. Modellen formår at ramme især peaks betydeligt bedre, og samtidigt rammer det lave niveau ligeledes godt

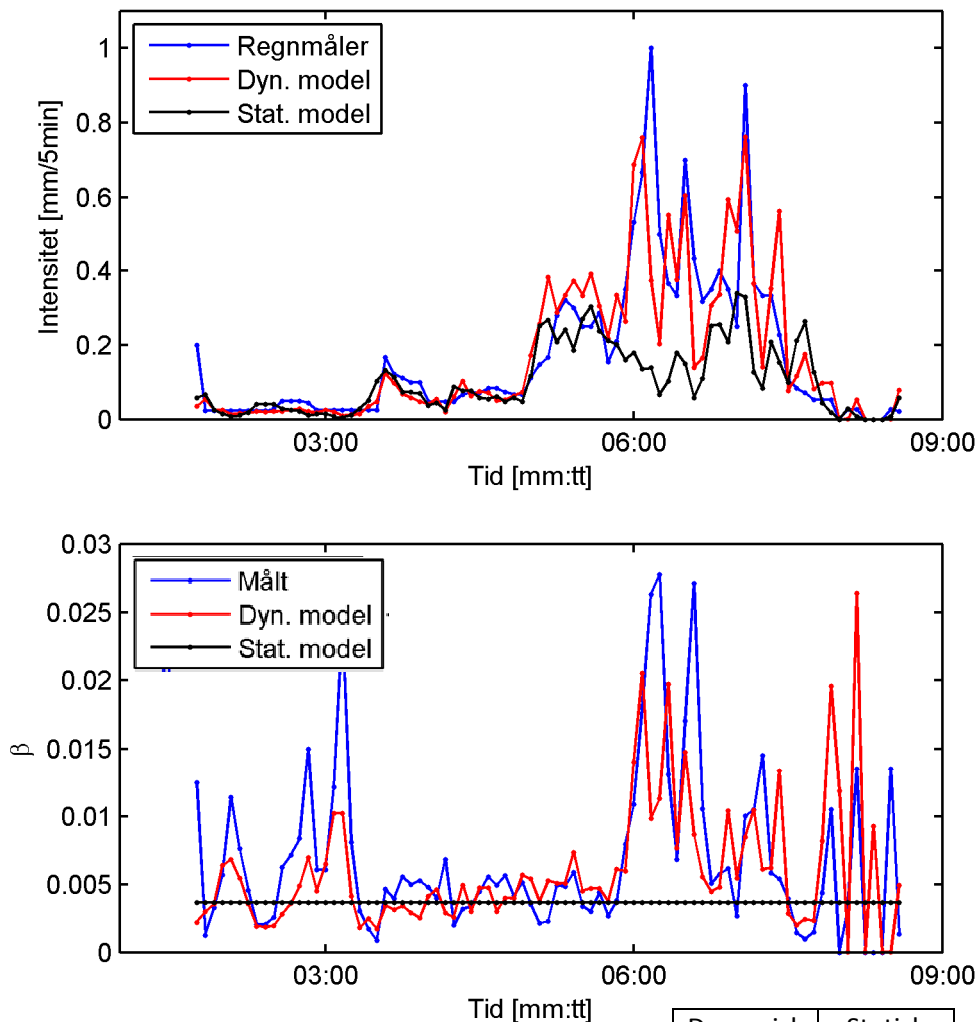


Figur 5.6
Variation i dynamisk modelleret, statistisk modelleret og målt β i regnhændelsen d. 4/8 2008 i regnmåler 20309.

overens med regnmålerens målte. Ud fra denne ene hændelse ser det altså ud til, at modellen er væsentlig bedre til angive intensitetsforløbet end den almindelige statiske model.

Som det ses af figur 5.6, så følger den modellerede β og den sande β , beregnet ud fra regnmålerens egne data, ganske godt, og den formår i langt højere grad, at få peaks med, mens de lave værdier af de målte β også er ganske fint modelleret. Alt i alt passer modellen betydelig bedre med de sande β frem for den statiske, som kun sjældent rammer det rigtige niveau af β . Det bør dog bemærkes, at en høj β værdi i plottet ikke nødvendigvis er lig med en høj intensitet, da dette afhænger af, hvor mange counts LAWR registrerer.

Modellen passer endvidere også betydelig bedre på en hændelse fra 6. september 2008 i regnmåler 20309, hvilket kan ses af figur 5.7. Ud fra figur 5.7, at modellen i langt højere grad er i stand til at følge regnmålerens længerevarende peak, i modsætning til den statiske. LAWR går ikke i mætning, men den

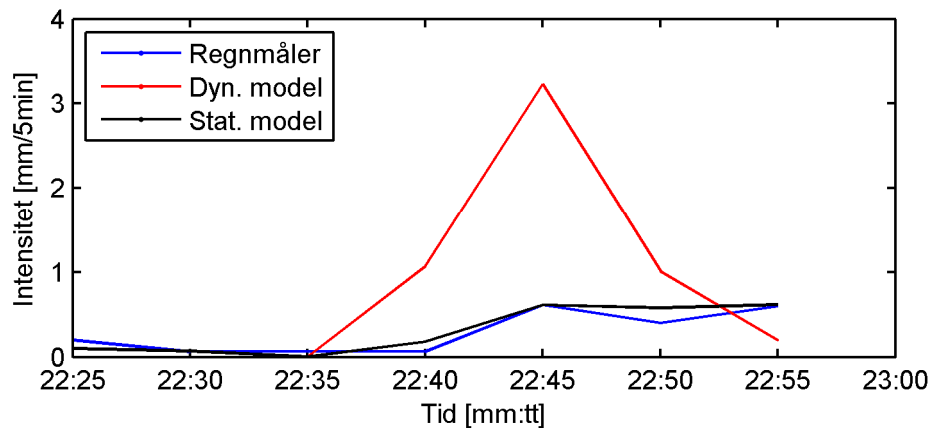


Figur 5.7
 Øverst: Forløb af intensitet for regnmåler, model og statisk beregnet for regnmåler 20309 d. 6/9 2008
 Nederst: Forløb af beta for hhv. sande beta, modelleret og den statiske for regnmåler 20309 d. 6/9 2008.

	Dynamisk model	Statisk model
R^2	0,67	0,33
RMSE	0,118	0,178
Vol. %	100%	60%

store forskel kan muligvis skyldes nogle af de tidligere nævnte fejlkilder.

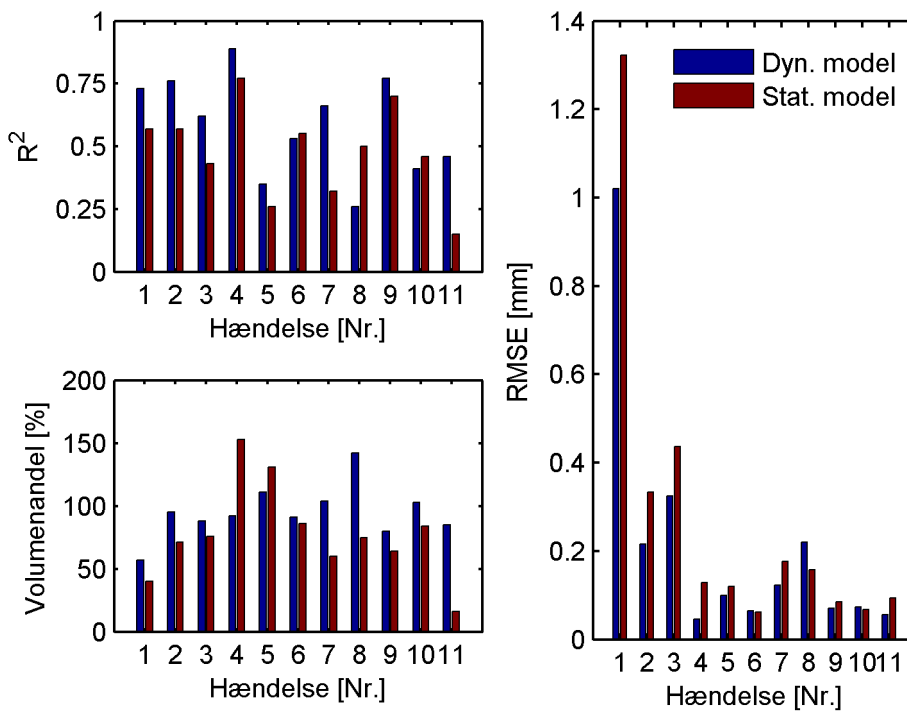
Forløbet hhv. modellerede, statiske og de sande β værdier kan ligledes ses af nederste billede i figur 5.7. Det ses, at den modellerede igen er bedre til at gengive de høje peaks, men værd at bemærke er dog, at lave β værdier følges alle tre kurver ad, og svinger omkring den statiske β . Dette bevirker dog også, at målte intensitet i regnmåler og den statiske intensitet i dette område med lave β værdier visuelt har god sammenhæng, hvilket tyder på, at det er ændringer i LAWRs målebetingelser, der gør at den statiske β ikke er i stand til at modellere den høje, længerevarende peak.



Figur 5.8
Eksempel på dårlig sammenhæng mellem model og regnmåler. Regnhændelsen er fra 12/8 kl. 22:25 i regnmåler 20309.

Det er dog ikke entydigt, at det modellerede forløb giver bedre resultater end det statiske beregnede intensitetsforløb, hvilket også kan ses af figur 5.8, hvor der er plottet en nedbørshændelse fra 12/8 2008. Figuren viser, at der er dårlig sammenhæng mellem regnmålerens målte intensitetsniveau og den modellerede, hvilket kan skyldes, at der har været målt peaks i de to kalibreringsregnmålere, men ikke i valideringsregnmåleren. Dermed fås den meget høje peakværdi, og som er ca. faktor 3 højere end både den statiske og målte i regnmåleren. Det ses samtidigt, at den statiske model passer fint overens med den målte intensitet i regnmåleren. Det er derfor vigtigt, at nedbøren har en stor ensformig, spatial udbredelse, såfremt den dynamiske kalibrering virker tilfredsstillende.

Det har under projektet vist sig, at den anvendte model bedst egner sig til længerevarende regnhændelse, der har en summeret regndybde over 5 mm før der opnås nogle mærkbart bedre



Figur 5.10
Tre plots, der viser hvordan R², RMSE og volumenprocenten ligger i forhold til hinanden til hver af regnhændelse, der overholder kriteriet om min. 5 mm regndybde. Tallene er baseret på tabel 5.9 og omhandler modellens sammenhæng i regnmåler 20309.

resultater i forhold til den statistiske kalibrering. Dette kan ses af tabel 5.11, hvor der fås en generel

Dato	Dynamisk model				Statisk model				Regnmåler
	R ²	RMSE	Regndybde [mm]	Vol. [%]	R ²	RMSE	Regndybde [mm]	Vol. [%]	Regndybde [mm]
12/7	0,73	1,020	6,0	57	0,57	1,322	4,2	41	10,6
2/8	0,76	0,216	18,6	95	0,57	0,333	13,9	74	19,6
4/8	0,62	0,327	56,5	85	0,43	0,441	49,1	76	64,2
7/8	0,89	0,046	7,6	92	0,77	0,128	12,6	159	8,2
12/8	0,35	0,100	7,5	111	0,26	0,120	8,9	136	6,8
27/8	0,53	0,064	5,5	91	0,55	0,062	5,2	89	6,0
6/9	0,67	0,118	14,5	100	0,33	0,178	8,4	60	14,0
10/9	0,26	0,220	10,3	125	0,50	0,158	5,4	66	7,2
5/10	0,77	0,071	6,5	91	0,70	0,085	5,2	78	8,2
15/10	0,41	0,073	7,8	103	0,46	0,068	6,4	88	7,6
25/10	0,46	0,056	12,4	85	0,15	0,093	2,4	17	14,6
Gns.	0,59	0,210	13,9	92	0,48	0,27	11,1	73	15,2

Tabel 5.9
Tabel over beregnet R², RMSE og volumenprocent for både modellen og den statistiske model for valideringsregnmåler 20309. Kalibreringen er foretaget ud fra regnmåler 20304 og 20307.

dårligere sammenhæng regnmålerens intensitetsforløb og modellens i forhold til den statistiske beregning

af intensitetsforløbet ved regndybder under 4-5 mm. Derfor er modellen ikke velegnet til mindre regnhændelser, hvor en statisk beregnet intensitetsforløb er et lige så godt, eller bedre estimat for regnintensiteten til regnhændelser under 4-5 mm regndybde. Det kan dog samtidigt bemærkes, at de nedbørshændelser, som har interesse i afløbsteknikken, ofte er de længerevarende nedbørshændelser med høj regndybde, hvilket bevirker at modellen godt kan retfærdiggøres, at blive benyttet, da mindre regnhændelser ikke har relevans for afløbsteknikken.

Ved kun at se på de hændelser over en regndybde på 5 mm fås der 11 hændelser, hvoraf 8 ud af 11 opnår bedre resultater ved modellen frem for den statiske model. Hvor meget modellen bliver bedre end den statiske kan ses af tabel 5.9, hvor R^2 , RMSE og volumenprocent er vist for alle 11 regnhændelser,

Min. regndybde [mm]	R^2	RMSE	Antal hændelser
0	25	20	66
1	20	16	49
2	11	12	30
3	9	9	17
4	8	8	13
5	8	8	11

Tabel 5.11

Tabel over antal hændelser, hvor der højst R^2 eller RMSE mellem regnmåler og den dynamiske model ved forskellige krav til regnhændelsens minimum regndybde i regnmåler 20309.

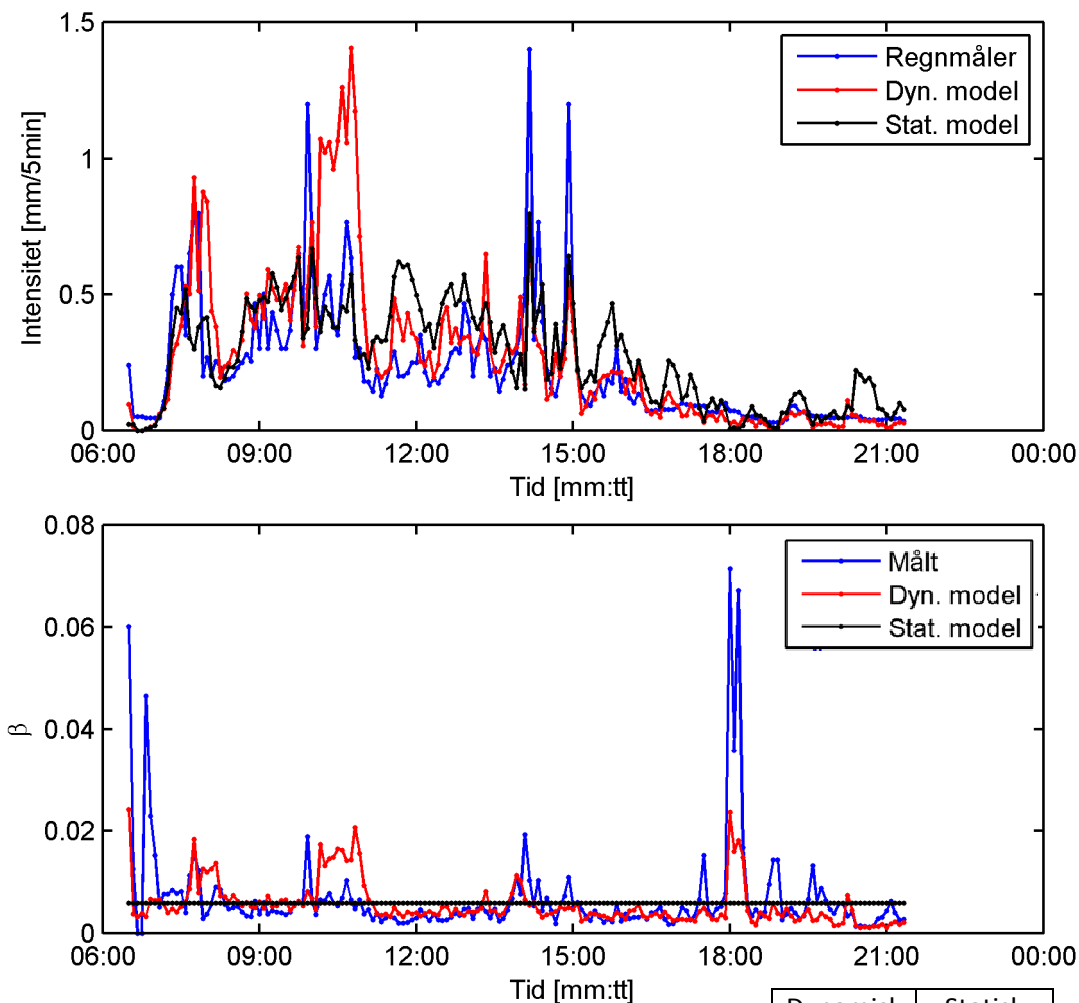
mens niveauer kan sammenlignes på figur 5.10.

Det ses tydeligt, at langt de fleste regnhændelser får forbedret alle tre måleparametre, nogle mere væsentlig end andre. Interessant er især, at volumenprocenterne for mange af hændelserne er blevet væsentlig forbedret, hvilket er positivt i forhold den anvendelse i afløbsteknikken, da f.eks. rensanlæggene hovedsagligt er interesseret i den totale mængde nedbør, og dermed det flow der kan forventes ved rensanlæggets indløb. Det må derfor konkluderes, at den dynamiske kalibreringsmetode er bedre til at estimere den målte regnintensitet i regnmåleren end den statiske for regnhændelser af en regndybde over 5 mm.

5.3.2 Spatial undersøgelse af den dynamiske kalibreringsmetode

Hidtil er der kun anvendt regnmålere til test og kalibrering, der ligger med lille indbyrdes afstand, hvorfor den spatiale variation i nedbøren her ikke forventes at være stor. Det er derfor relevant at forsøge, at teste kalibreringen på en regnmåler, som ligger længere væk for at undersøge betydningen af dette. Det er valgt, at holde fast i de to kalibreringsregnmålere 20304 og 20307, men kalibreringen bliver testet mod en regnmåler 20298 i Gistrup, der ligger ca. 10 km fra 20307 og 6,3 km fra 20304 i fugleflugt, mens den er ca. 13,2 km fra LAWR.

Kalibreringen er foretaget på samme måde som tidligere, og et eksempel kan ses af figur 5.12, hvor en regnhændelse fra 4/8 2008 er kalibreret på baggrund af samme hændelse i de normale

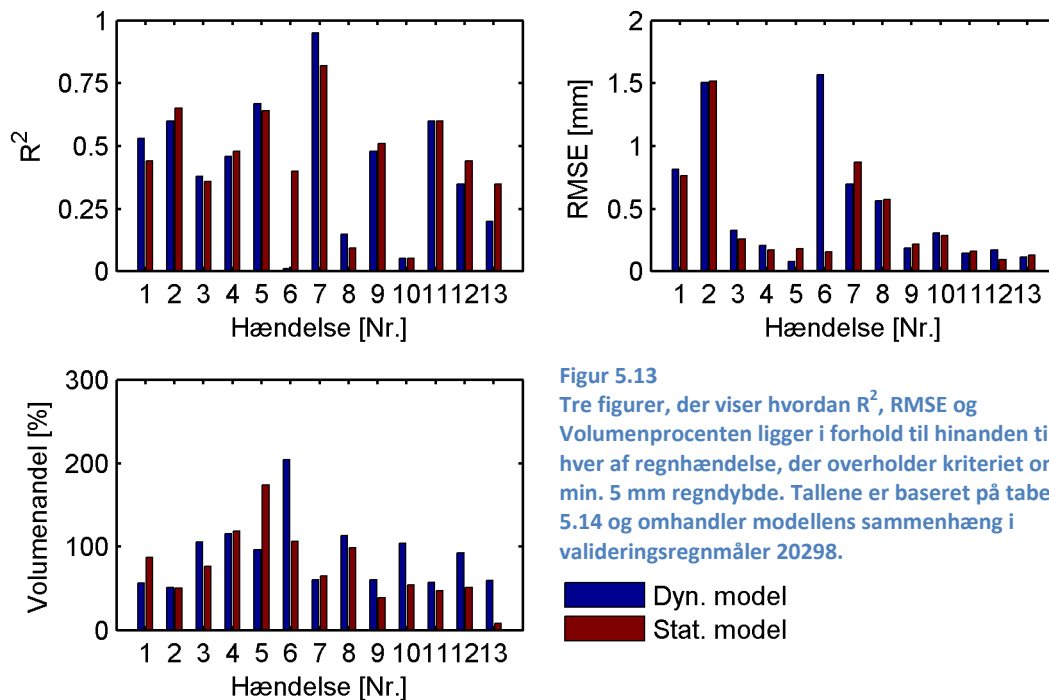


Figur 5.12
 Øverst: Forløb af intensitet for regnmåler, model og statistisk beregnet.
 Nederst: Forløb af beta for hhv. sande beta, modelleret og den statistiske.
 Begge for valideringsregnmåler 20298.

	Dynamisk model	Statisk model
R ²	0,46	0,48
RMSE	0,204	0,166
Vol. %	115%	118%

kalibreringsregnmålere 20304 og 20307. Som det ses af intensitetsforløbet af figur 5.12 er sammenhængen mellem regnmåler og modelleret intensitetsforløb acceptabel, men modellen giver dog en vedvarende peakværdi, der ikke er repræsenteret i regnmåleren. Disse peaks skyldes, at der for samme regn i kalibreringsregnmålerne optræder to store, vedvarende peaks, men ikke optræder i validerings-regnmåleren. Udover denne peakværdi er sammenhængen fornuftig, men niveauerne er dog nogle steder for høje.

Det ser altså umiddelbart ud til, at den spatiale variation af nedbøren har betydning for intensitetsforløbet, men dette var også forventet. Da den valgte hændelse ikke er repræsentativ for alle hændelser er det valgt, at bestemme R², RMSE og volumenprocent for alle hændelser med en regndybde over 5 mm. Sammenligningen mellem disse kan ses af tabel 5.14, mens niveauer kan sammenlignes af figur 5.12. Det ses, at der ikke, ligesom tidligere ved valideringsregnmåler 20309, sker en klar forbedring af resultaterne, men at de den statiske og den dynamiske skiftes til at være bedst.



Figur 5.13
 Tre figurer, der viser hvordan R^2 , RMSE og Volumenprocenten ligger i forhold til hinanden til hver af regnhændelse, der overholder kriteriet om min. 5 mm regndybde. Tallene er baseret på tabel 5.14 og omhandler modellens sammenhæng i valideringsregnmåler 20298.

Dette tyder på, at de spatiale forhold har betydning for den dynamiske kalibrering, og at en dynamisk kalibrering derfor ikke vil forbedre måleresultaterne i samme grad som ved valideringsregnmåler 20309, der ligger tæt ved kalibreringsregnmålerne.

Som tidligere skrevet ligger kalibreringsregnmålerne og valideringsregnmåleren hhv. 20304, 20304 og 20309 tæt i det samme område, mens valideringsregnmåleren 20298 ligger et stykke fra LAWR. Da der opnås de bedste resultater med valideringsregnmåler 20309 og der ved flere af hændelserne forekommer væsentlige afvigelser i 20298 tyder det på, at der ikke må være for stor afstand i mellem kalibreringsregnmåleren, og at metoden er bedst, hvis β_{dynamisk} værdier bliver interpoleret inde mellem kalibreringsregnmålerne. Ved testregnmåler 20298 bliver β_{dynamisk} ekstrapoleret ud af det lille område, som kalibreringsregnmålerne udspænder, og derved opnås der en større usikkerhed pga. tidslig og spatial variation.

Dette tyder derfor på, at hvis der ønskes en god beskrivelse af nedbøren vha. dynamisk kalibrering indenfor et bestemt område er det nødvendigt med regnmålere rundt om og i området, sådan at den dynamiske β findes ud fra interpolation ind i området, frem for bliver ekstrapoleret til et punkt uden for området. Hvis der ønskes en bedre beskrivelse af nedbøren i Aalborg vil det derfor være en idé, at sprede nedbørsmålere ud i oplandet, så det areal, som regnmålerne udspænder, dækker Aalborg og der kan interpoleres imellem dem.

Dato	Dynamisk model				Statisk model				Regnmåler
	R ²	RMSE	Regndybde [mm]	Vol. [%]	R ²	RMSE	Regndybde [mm]	Vol. [%]	Regndybde [mm]
12/7	0,53	0,816	5,2	56	0,44	0,765	8,2	84	9,4
12/7	0,60	1,505	12,2	51	0,65	1,517	11,9	49	23,8
2/8	0,38	0,330	20,7	105	0,36	0,252	14,9	74	19,6
4/8	0,46	0,204	46,7	115	0,48	0,166	48,0	118	40,8
7/8	0,67	0,072	9,6	96	0,64	0,174	17,3	168	10,0
12/8	0,01	1,567	31,2	205	0,40	0,152	16,2	104	15,2
13/8	0,95	0,699	4,6	60	0,82	0,871	4,9	65	7,6
19/8	0,15	0,566	8,1	113	0,09	0,577	7,0	95	7,2
6/9	0,48	0,181	8,1	60	0,51	0,210	5,2	39	13,4
10/9	0,05	0,312	9,0	104	0,05	0,291	4,6	52	8,6
5/10	0,60	0,139	3,8	57	0,60	0,154	3,1	46	6,6
15/10	0,35	0,167	7,3	92	0,44	0,090	4,1	49	8,0
25/10	0,20	0,108	10,2	59	0,35	0,123	1,4	11	17,4
Gns.	0,42	0,510	13,6	94	0,45	0,41	11,3	78	14,4

Tabel 5.14

Tabel over beregnet R², RMSE og volumenprocent for både modellen og den statiske model for valideringsregnmåler 20298.

Det er derved fundet, at det er vigtigt, at have to eller flere online regnmålere spredt ud i det område, som der er særlig fokus på i forbindelse med LAWR målinger, hvis denne type dynamisk kalibrering ønskes.

Det er tidligere fundet, at den dynamiske kalibrering opnår de bedste resultater ved en regnhændelser med en regndybde over 4-5 mm, og da regnhændelser med regndybder over dette sjældent er så lokale, at der kun kan måles nedbør i 2 af regnmålerne indenfor et lille geografisk område, kan modellen derfor anses som værende tilfredsstillende i begrænsede områder, hvor testregnmåleren er placeret i måleområdet.

5.3.3 Udglatning af β

Den dynamiske kalibrering anvender en β værdi bestemt til det enkelte tidsskridt, og ved at anvende denne kan der indføres diverse tidslige fejl. Nedbørsskyerne bevæger sig i atmosfæren, hvorfor de forskellige nedbørsintensiteter, der er målt, ikke nødvendigvis indtræffer på samme tidspunkt i de anvendte regnmålere. En del af disse variationer kan muligvis udjævnes ved at benyttet en udglatning af β vha. et glidende gennemsnit.

Vedvarehed af β

Vedvareheden af den målte β i regnmåleren har interesse, da denne vedvarehed er et udtryk for, hvor langt tilbage i tiden, at det er muligt, at gå tilbage i tiden og foretage et glidende gennemsnit, hvor enkelte værdier kan forventes at have en sammenhæng

For at undersøge vedvareheden af β er der derfor udført en autokorrelationsanalyse på hændelsesniveau for β fundet som forholdet mellem counts og den målte intensitet i regnmåleren til tidsskridtet. Korrelationskoefficienten findes ved udtrykket:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n x_i - \frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n x_i) (\sum_{i=1}^n y_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n x_i)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n y_i^2 - \frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n y_i)^2}}$$

For at undgå negative R værdier anvendes R^2 i det følgende. For en regnhændelse udregnes betaværdierne over hændelsesforløbet og det er muligt at udregne autokorrelationsfunktionen ved at korrelere datasættet op mod sig selv ved forskellige tidsforskydninger. Det er ikke muligt at autokorrelere dataene direkte da LAWR måler nul counts under et ophold i hændelsen, hvorfor der ikke er defineret en β og dataerne bliver derfor diskontinuerte i tiden. Kontinuiteten bevares ved at untlade at medtage datapar hvor der indgår nuller når der summeres under udregning af korrelationskoefficienten og trække antallet af rækker der untlades fra antallet af datapar, n. Derved bevares den tidslige sammenhæng i dataene men hullerne har ikke betydning for beregningen af korrelationskoefficienten. På figur 5.15 ses et eksempel på en tidsserie af β og de rækker, der indeholder målinger med nul counts er farvet rød.

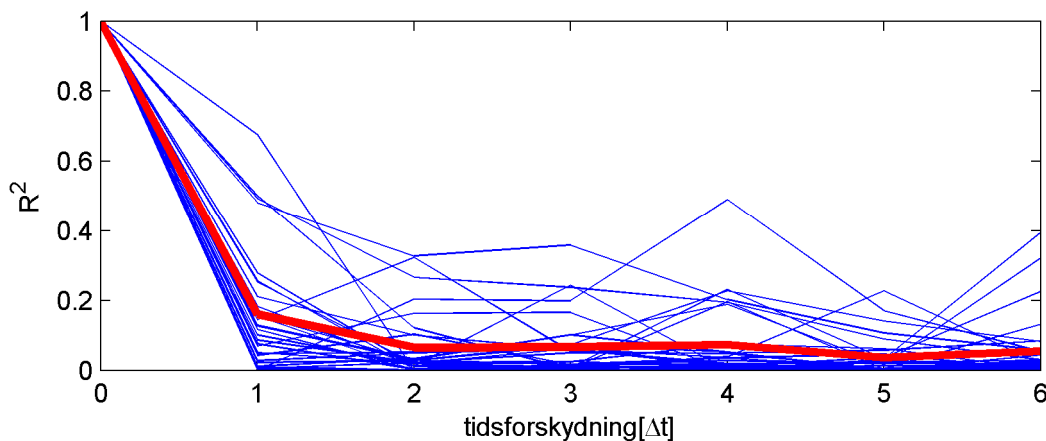
Som det fremgår af figur 5.15 medfører hullerne i tidsserien desværre at der ved tidsforskydning hurtigt kommer til at udgå en væsentlig del af dataene, og er der mange steder i tidsserien, hvor β ikke er defineret vil autokorrelationen blive behæftet med en vis usikkerhed. Derfor er der opstillet kriterier for hvornår autokorrelationen kan beregnes for tidsserien. Som kriterium er det minimum skal være en regnhændelse over 90 min. for et fornuftigt datagrundlag til autokorrelationen. Yderligere et kriterium er, at hvis der er ophold i nedbørshændelsen må forholdet mellem opholdet og den resterende tid

0,010525	
0,005303	0,010525
0	0,005303
0,013875	0
0,001682	0,013875
0,00115	0,001682
0	0,00115
0	0
0,01035	0
0	0,01035
0	0
0,000767	0
0,001725	0,000767
0	0,001725
0,003211	0
0,010528	0,003211
0,008499	0,010528
0,003469	0,008499
0,003097	0,003469
0,00408	0,003097
	0,00408

Figur 5.15
Tidsserie af β . Indrammet er korrelation ved tidsforskydning på et interval.

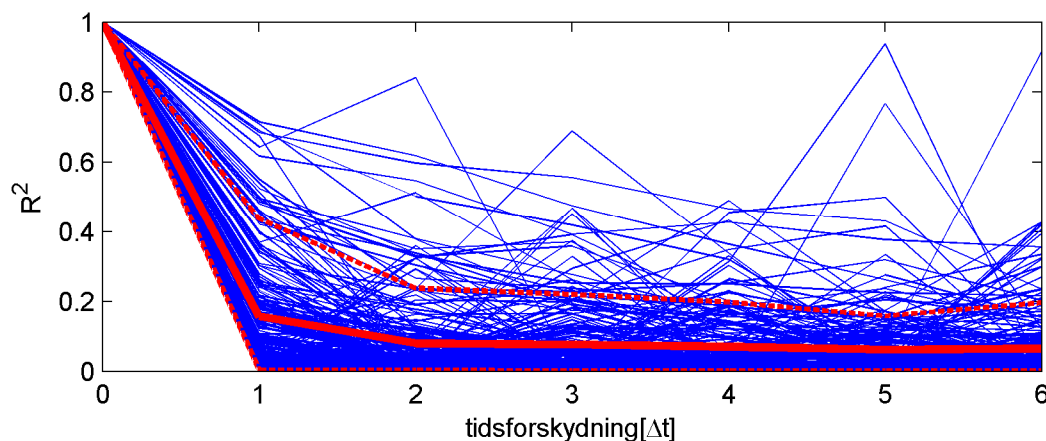
maksimalt være 22%, hvilket svarer til at en hændelse på 90 minutter maksimalt sammenlagt må have 20 min uden registrering af nedbør. Dette svarer til at der maksimalt fjernes 8 datapunkter ud af 18 for en 90minutters hændelse, hvis nullerne bliver forskudt værst muligt i forhold til hinanden. Hvis der foretages en tidsforskydning på 6 tidsskridt (30 min.) skæres der 6 datapar væk, og ved en værst tænkelig fordeling er nuller fjernes der yderligere 8 datapar, hvorfor der til sidst korreleres på af 4 datapunkter ud af 18 mulige, hvilket må siges at være meget sparsomt.

Autokorrelationen for alle hændelser i regnmåler 20304, der tidligere er brugt som kalibreringsregnmåler, og resultatet kan ses af figur 5.16. Det ses, at autokorrelationen falder meget



Figur 5.16
Autokorrelogram for β , hvor hændelser, der ikke overholder kriteriet er sorteret fra regnmåler 20304. Serien indeholder 31 hændelser. Den røde streg angiver middelværdien til hvert tidsskridt.

hurtigt, og der for de fleste hændelser ikke længere er en sammenhæng efter 2 tidsskridt. Samtidigt ses, at der er nogle regnhændelser, hvor sammenhængen begynder at stige igen, men dette må tilskrives tilfældigheder, da det må forventes, at der bliver dårligere sammenhæng des flere tidsskridt der forskydes.

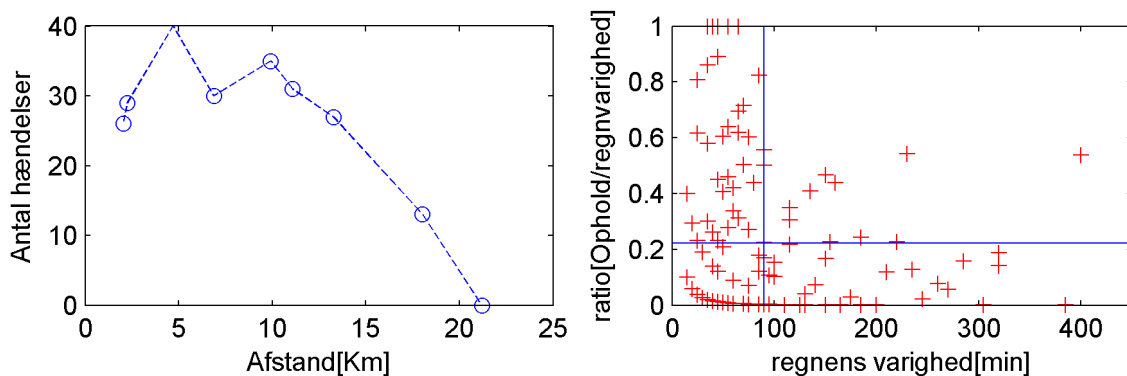


Figur 5.17
Autokorrelogram for samtlige regnhændelser, der opfylder kriterierne, for alle 9 regnmålere. Den røde linje er middelværdien og de stiplede er de data der ligger indenfor et konfidensinterval på 80%. Der er anvendt 231 regnhændelser.

For at undersøge, hvorvidt dette er gældende for de resterende regnmålere er der foretaget autokorrelation på alle regnhændelser, der overholder kriterieret, for alle 9 regnmålere i LAWRS opland. Resultatet kan ses af figur 5.17, hvor det samme billede tegner sig, med at der allerede efter 1 til 2

tidsskridt er dårlig korrelation, hvorefter korrelationen bliver konstant. Det ses endvidere, at der igen er hændelser, hvis korrelation begynder at stige efter først at have været faldet de første to tidsskridt.

Antallet af regnhændelser i hver regnmåler, der overholder kriterierne til regnhændelsens varighed og kontinuitet kan ses af venstre billede på figur 5.18, som viser antallet af hændelser i forhold til regnmålerens afstand til LAWR. Det ses tydeligt, at de to regnmålere længst væk bidrager med færre hændelser end de resterende, da de oftere går ikke er i stand til at måle nedbør, og måler derfor ingen β . Dette fænomen skyldes formentlig, at nedbør mellem radaren og målepunktet i perioder bevirker en total dæmpning af signalet, eller at LAWR pga. den høje vertikale åbningsvinkel midler over et stort tværsnit, hvorfor lavthængende skyer kan være svære at registrere.



Figur 5.18

Billede til venstre: Antal hændelser der overholder kriteriet for hver regnmåler plottet op i forhold til afstanden fra radaren.

Billede til højre: Regnvarigheden i forhold til ratioen mellem ophold i regnen og regnhændelsens varighed. De blå linjer markerer kriterierne. I en afstand på 5km til radar.

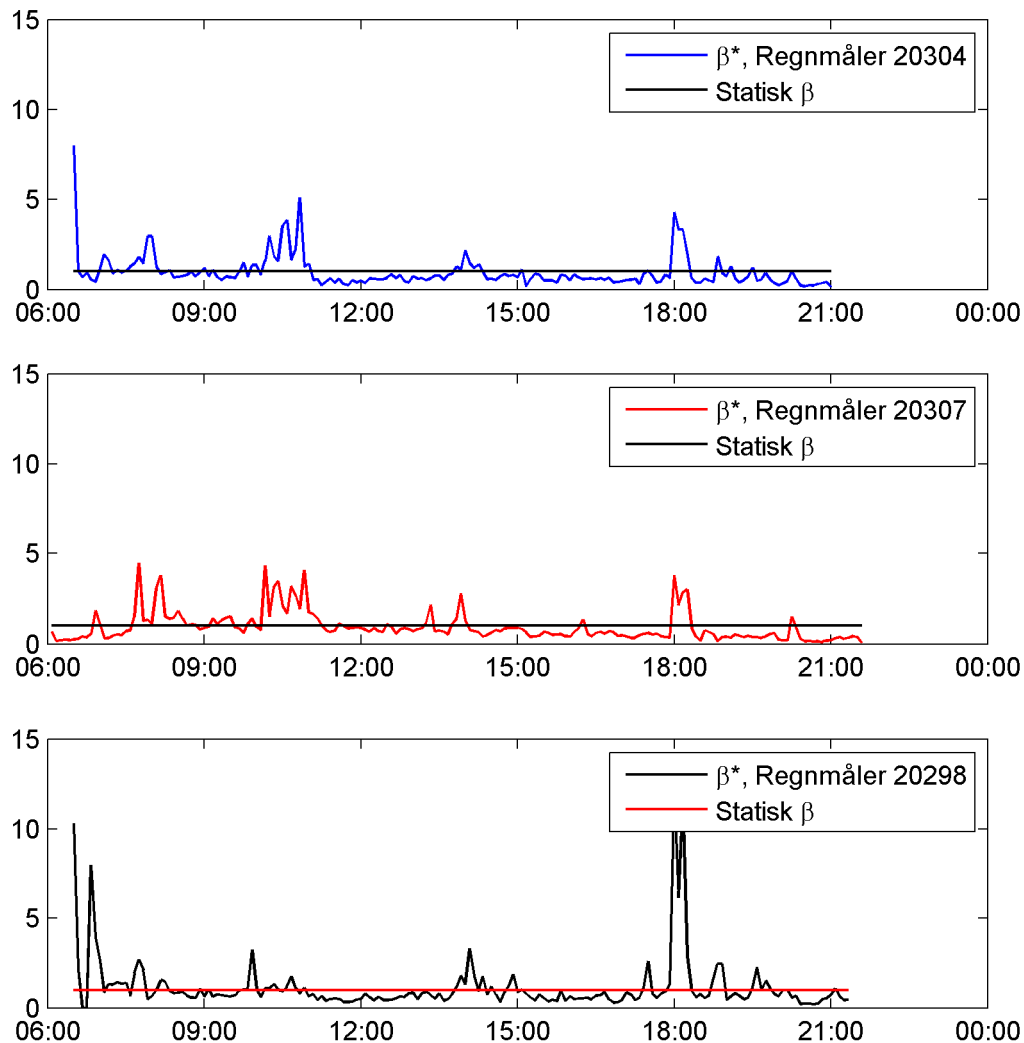
På højre billede i figur 5.18 vises for regnmåler 20461 alle nedbørshændelsers varighed set i forhold til forholdet mellem antallet af datapunkter, hvor β er defineret i hændelsen og hændelsens totale mængde datapunkter. De opstillede kriterier for nedbørshændelserne er endvidere indtegnet som blå linjer, hvor nedbørshændelsen skal være i nederste højre kvadrant førend hændelsen anvendes i autokorrelationen. Det kan derved ses, at langt de fleste hændelser for regnmåler 20461 bliver frasorteret pga. enten for kort varighed eller for mange data, hvor β ikke er defineret på grund af ophold i nedbøren. Kriteriet er dog nødvendigt, hvis hændelsen skal have en fornuftig længde for at foretage autokorrelationen over.

Den dynamiske model anvender dog ikke den målte β til beregning af β_{dynamisk} , men derimod β^* . Vedvarenheden af β^* ændrer sig dog ikke, da denne blot er skaleret med en konstant faktor. Ved beregning af β_{dynamisk} er der dog midlet over to β^* , hvorfor der muligvis kan være en forbedret vedvarende i den anvendte β_{dynamisk} . Da der netop midles over to forskellige regnmåleres β^* er det interessant at se, hvordan forløbet af β^* varierer til tiden i forskellige regnmålere. Dette kan ses af figur 5.19, hvor β^* for regnhændelsen d. 4/8 2008 er plottet op i tre forskellige regnmålere.

Det ses af figur 5.19, at der forskellene i niveauerne på β^* i de tre forskellige regnmålere er forholdsvis lille, og at de alle svinger omkring den relative statistiske β på 1. Det ses samtidigt, at der er en vis sammenhæng i β^* , som ikke er kaotisk fordelt på plottet, men der er nogle forskellige trends at spore, f.eks. er peaksne ikke blot enkelte målinger, men ofte flere på række. Ligeledes ses det, at især for regnmåler 20304 og 20307, indtræffer de forskellige peaks i samme tidsperiode, og har nogenlunde samme niveau. Den overordnede tendens for β^* mellem regnmåler 20304 og 20307 er forholdsvis ens,

hvilket er forventeligt, da de to regnmålere er placeret forholdsvis tæt på hinanden med en afstand på ca. 5,5 km, hvorfor den spatiale variation må formodes at være lav. Regnmåler 20298 står længere væk, hvorfor forløbene ikke passer helt overens, men generelt ses det, at der i regnmåler 20298 også fås nogle af de samme peaks i β^* som der også er målt i de to andre regnmålere. Dette betyder, at der er en vis rimelighed i at benytte et glidende gennemsnit for to spatiale tæt placerede regnmålere, hvor der midles tilbage i tiden.

Validering af dynamisk model med glidende gennemsnit af β^*

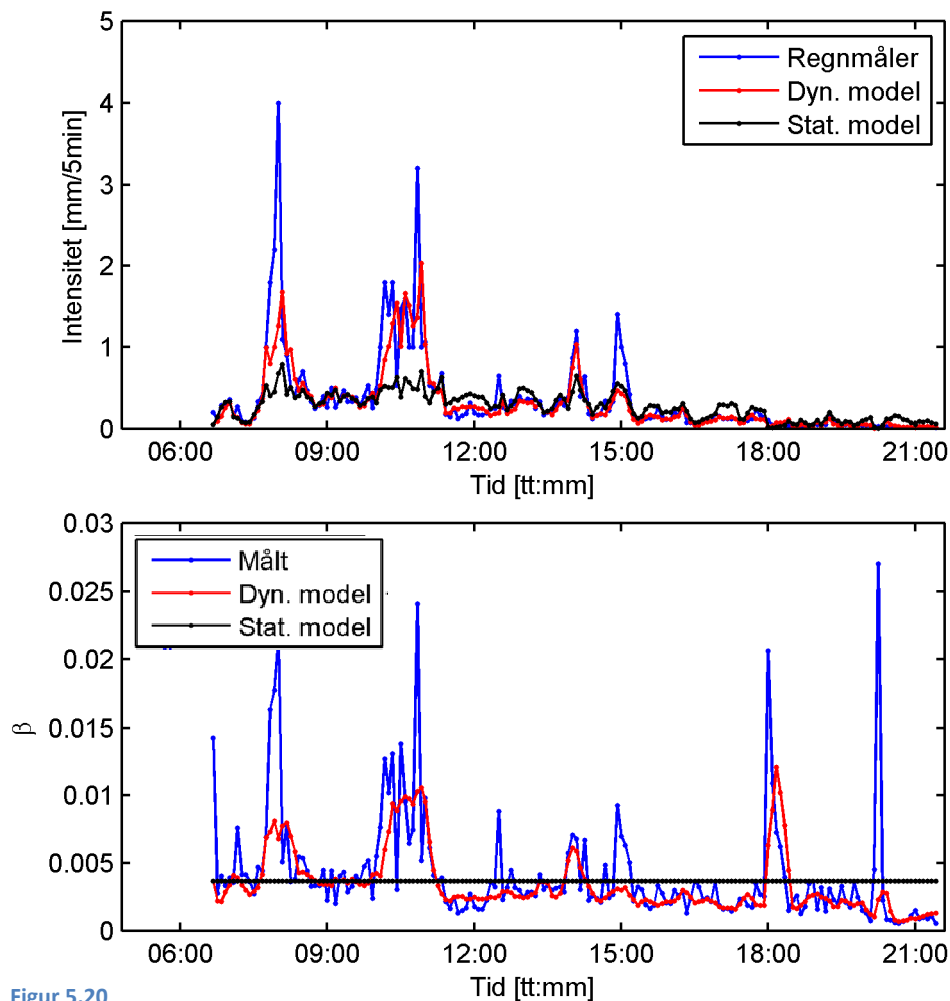


Figur 5.19
Tre plots, der viser variationen i beregnet β^* for tre forskellige regnmålere i en hændelse fra d. 4. august 2008

Der anvendes derfor et glidende gennemsnit, der benytter sig af den aktuelle og to tidligere tidskridt til bestemmelse af den aktuelle β^* .

En kalibrering ud fra glidende gennemsnit kan ses af figur 5.20, hvor regnhændelsen fra 4/8 2008 målt i testregnmåleren 20309 er plottet op. Det ses, at modellen følger regnmålerens målte intensiteter ganske fint, men peaksne ser ud til at være en smule tidsforskudt til venstre, hvilket skyldes

midlingsprocessen. Ved at midle tilbage i tiden fås forsinkelse af peaks, da peakens β bliver midlet med 2 andre lavere værdier.



Figur 5.20
 Øverst: Forløb af intensitet for regnmåler, model og statisk beregnet.
 Nederst: Forløb af beta for hhv. sande beta, modelleret og den statiske.
 For begge plots er modellen beregnet ud fra glidende gennemsnit af β^* og for testregnmåler 20309

	Dynamisk model	Statisk model
R^2	0,59	0,43
RMSE	0,339	0,441
Vol. %	85%	76%

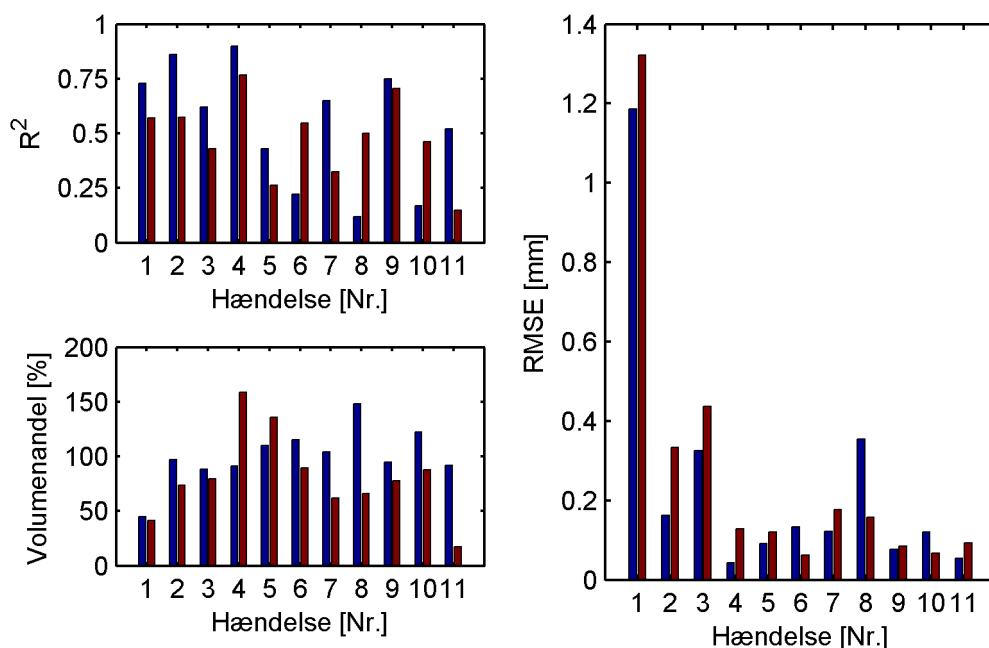
For at kunne vurdere, hvor godt den glidende gennemsnit er i forhold til den almindelige dynamiske kalibrering er tabel 5.21 udarbejdet, hvor de forskellige parametre kan sammenlignes for alle regnhændelser. De indbyrdes niveauer kan ses af figur 5.22.

Umiddelbart ses det, at en overvejende del af regnhændelserne bliver forbedret ved den dynamiske model med glidende gennemsnit, men der er enkelte hændelser, hvor det ikke er tilfældet. Sammenlignes den glidende gennemsnitsmodel med den dynamiske øjeblikskalibreringsmodel ses, at der kun er små forskelle mellem metoder, endog at der ved at foretage et glidende gennemsnit fås svagt ringere resultater.

Dato	Dynamisk model med glidende gennemsnit				Statisk model				Regnmåler
	R ²	RMSE	Regndybde [mm]	Vol. [%]	R ²	RMSE	Regndybde [mm]	Vol. [%]	Regndybde [mm]
12/7	0,73	1,187	6	57	0,57	1,322	4,2	41	10,6
2/8	0,86	0,162	18,6	95	0,57	0,333	13,9	74	19,6
4/8	0,62	0,326	56,5	88	0,43	0,441	49,1	76	64,2
7/8	0,90	0,043	7,6	93	0,77	0,128	12,6	159	8,2
12/8	0,43	0,091	7,5	110	0,26	0,12	8,9	136	6,8
27/8	0,22	0,133	5,5	92	0,55	0,062	5,2	89	6
6/9	0,65	0,122	14,5	104	0,33	0,178	8,4	60	14
10/9	0,12	0,355	10,3	143	0,5	0,158	5,4	66	7,2
5/10	0,75	0,077	6,5	79	0,7	0,085	5,2	78	8,2
15/10	0,17	0,120	7,8	103	0,46	0,068	6,4	88	7,6
25/10	0,52	0,054	12,4	85	0,15	0,093	2,4	17	14,6
Gns.	0,59	0,21	13,9	95	0,48	0,27	11,1	73	15,2

Tabel 5.21

Oversigt over de tre forskellige modellers R², RMSE og volumenprocent i forhold til alle regnhændelser målt i regnmåler 20309 med en regndybde over 5 mm kalibreret op mod data fra regnmåler 20304 og 20307.



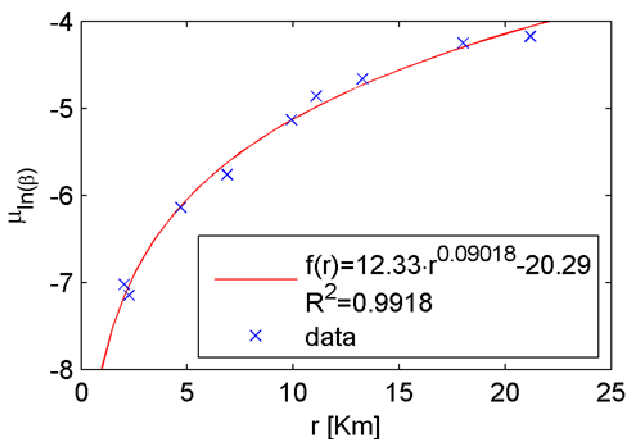
Figur 5.22

Tre plots, der viser hvordan R², RMSE og volumenprocenten ligger i forhold til hinanden til hver af regnhændelse, der overholder kriteriet om min. 5 mm regndybde. Tallene er baseret på tabel 5.21 og omhandler modellens sammenhæng i valideringsregnmåler 20309 ved et glidende gennemsnit.

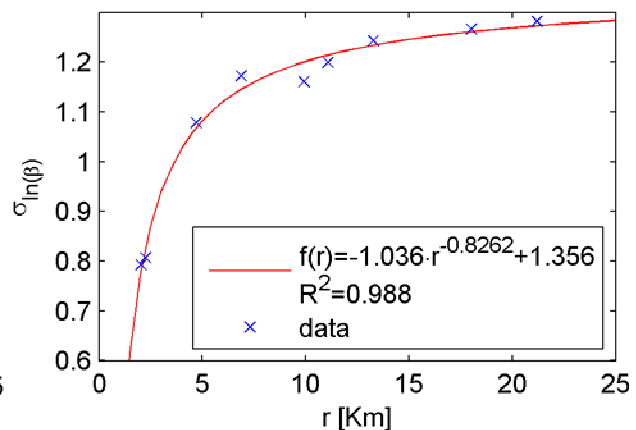
■ Dyn. model
■ Stat. model

5.4 Dynamisk fraktilkalibrering

I afsnittet om statistisk kalibrering blev det fundet, at β kunne antages at være log-normal fordelt og det blev fundet at de statistiske parametre, middelværdien (μ) og spredningen (σ), der beskriver fordelingen, varierede systematisk i forhold til afstanden fra LAWR. De statistiske parametre som funktion af afstanden fra LAWR kan begge udtrykkes ved et potensudtryk og derved er det muligt at beregne fordelingen af β til ethvert punkt i radarbilledet. Potenssammenhængen kan for de statistiske parametre ses på figur 4.16 og figur 4.15. På figur 5.25 er fordelingen af den naturlige logaritme til β tegnet op for afstanden 11 og 14 km fra LAWR og disse er bestemt ved at finde de statistiske parametre ud fra potensudtrykkene i de pågældende afstande.



Figur 5.24
Datapunkterne er middelværdien af log transformerede β værdier for de anvendte nedbørsmålere. Dataene ses at kunne tilpasses med et potens udtryk.



Figur 5.23
Datapunkterne er spredningen af log transformerede β værdier for de anvendte regnmåler. Dataene ses at kunne tilpasses med et potensudtryk.

Når fordelingen af β er kendt i ethvert punkt indenfor radarbilledet kan denne anvendes i forbindelse med dynamisk kalibrering. Det udnyttes igen, at β , som er forholdet mellem nedbørsintensiteten i regnmåleren og counts målt med LAWR, kan måles i de punkter hvor der er placeret regnmålere i realtid ved anvendelse af online regnmålere. Da β er kendt i de punkter af radarbilledet, hvor der er placeret nedbørsmålere kan den anvendes til at kalibrere β i de resterende punkter i regnbilledet ud fra de førnævnte potenssammenhænge. I det følgende anvendes to kalibreringsregnmålere som i afsnit 5.3.

5.4.1 Metode til dynamisk fraktilkalibrering

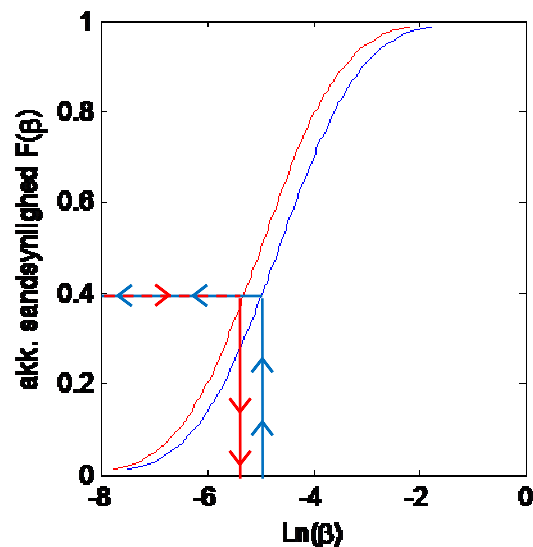
Metoden beskrives ved et eksempel hvor der betragtes et kalibreringspunkt som befinder sig i 14 km afstand fra LAWR og et punkt i 11 km afstand, hvor det ønskes at anvende en dynamiske β bestemt ved kalibreringspunktet. I disse to afstande fra LAWR kan fordelingen af β bestemmes ud fra de statistiske parametre og de to fordelinger er vist på figur 5.25. I kalibreringsregnmåleren måles β i realtid og den målte β fraktil i sandsynlighedsfordelingen kan derefter bestemmes på figur 5.25, hvilket gøres ved at følge den blå pil på figur 5.25. Fraktilværdien af β i kalibreringsregnmåleren og valideringspunktet antages at være ens. Derved kan fraktilværdien fra kalibreringsregnmåleren bestemmes ved at anvende punktets sandsynlighedsfordeling og gå ind ved punktets sandsynlighedsfordeling og bestemme den dynamiske β værdi illustreret ved de røde pile på figur 5.25. Den fundne β værdi transformeres tilbage fra den logaritmiske fordeling og intensiteten findes ved at multiplicere β med antallet af counts.

Hvis der anvendes flere kalibreringspunkter findes fraktilværdien, der anvendes til at bestemme den dynamiske β , ved at midle fraktilværdierne fundet i kalibreringspunkterne. Alternativt kan der anvendes en vægtning for eksempel i forhold til afstanden mellem beregningspunktet og kalibreringspunkterne.

Sandsynlighedsfordelingerne for β er forskellige afhængig af afstanden fra LAWR, men med fraktilværdien er det muligt at forbinde tilsvarende C-R forhold mellem forskellige punkter i radarbilledet, og derved tages der højde for at fordelingen af β varierer med afstanden fra LAWR.

5.4.2 Validering

Metoden er afprøvet ved at anvende regnmålerne 20304 og 20307 som kalibreringsregnmålere og 20309 som validering, hvilket er de samme som blev anvendt i den tidligere udførte dynamiske kalibrering.



Figur 5.25
Viser sandsynlighedsfordelingen for β ved 11 Km(rød) og 14 Km(blå). Blå er kalibreringspunkt og rød punkt for dynamisk β kalibrering.

Det ses ud fra figur 5.27, at der er et stort antal af hændelserne, som bliver forbedret i forhold til den statiske model, og at andelen, der forbedres i forhold til det totale antal hændelser forøges når der betragtes hændelser med større regndybde. Ved hændelser med en regndybde på over 2 mm ses, at 50% af hændelserne opnår en forbedring både i RMSE og forklaringsgraden i forhold til dens statiske model, mens der for hændelser med en regndybde på over 5mm er en forbedring i 10 ud af 11 hændelser i forhold til den statiske model. Metoden bliver derfor mere usikker ved mindre hændelser, hvilket hænger sammen med at der oftere opnås en dårligere sammenhæng mellem LAWR og nedbørsmåleren ved små hændelser.

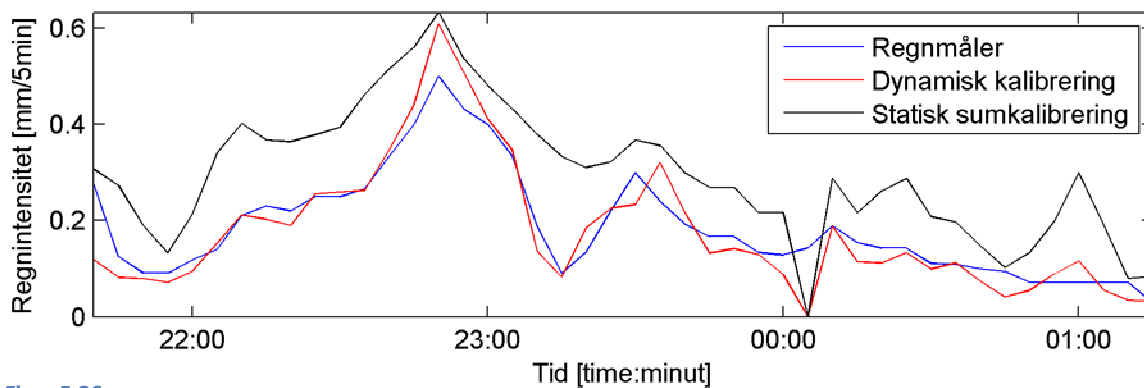
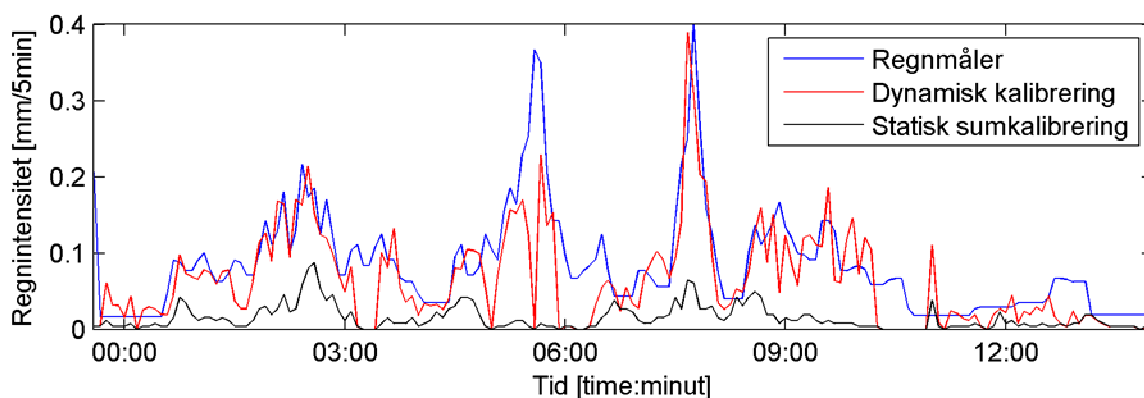
Resultaterne af den dynamiske fraktil model for regnhændelser over 5 mm i regndybde kan ses af tabel 5.28 og niveauerne kan ses af figur 5.29. Det ses, at der generelt opnås betydelig bedre resultater end den statiske model.

Hvis der sammenlignes med tabel 5.11, der er samme tabel blot for den dynamiske model med 2 regnmålere, ses at der er en væsentlig større del af nedbørshændelserne der forbedres hvilket tyder på at den dynamiske fraktilkalibrering giver bedre resultater. Det er valgt at vise to hændelser hvor forskellen mellem den dynamiske kalibrering og den statiske er meget tydelig og der opnås en stor forbedring. Disse kan ses på figur 5.26.

Minimum regndybde [mm]	R ²	RMSE	antal forbedrede hændelser både mht. R ² og RMSE	Antal hændelser
0	35	38	25	66
1	28	28	20	49
2	20	18	15	30
3	15	12	12	17
4	13	11	11	13
5	11	10	10	11

Figur 5.27

Antallet af hændelser der forbedres ved dynamisk fraktilkalibrering i forhold til statisk sumkalibrering. Der er anvendt forskellige krav til den regndybden før en hændelse tages med. Der er angivet hvor mange der hændelser der forbedres ved forskellige mål og det samlede antal hændelser.

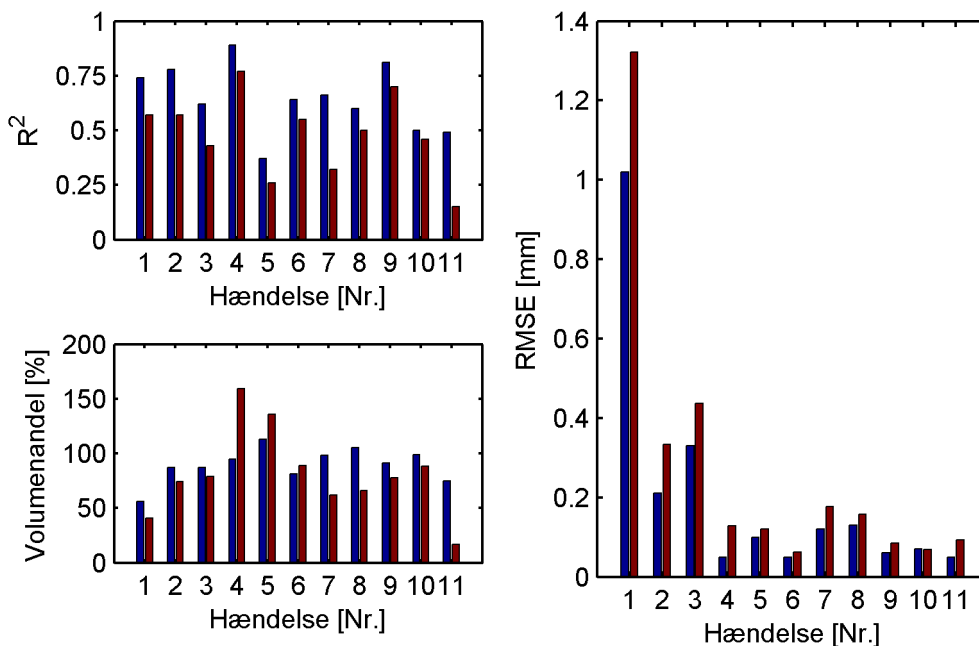


Figur 5.26

Øverst vises en nedbørshændelse fra regnmåler 20309 som fandt sted den 25. oktober 2008 og nederst en hændelse fra d. 7. august. Regnintensitet målt med nedbørsmåleren er plottet sammen med resultatet fra LAWR ved anvendelse af statisk sumkalibrering og dynamisk kalibrering.

Dato	Dynamisk fraktil model				Statisk model				Regnmåler
	R ²	RMSE	Regndybde [mm]	Vol. [%]	R ²	RMSE	Regndybde [mm]	Vol. [%]	Regndybde [mm]
12/7	0,74	1,02	5,9	56	0,57	1,322	4,4	41	10,6
2/8	0,78	0,21	17,1	87	0,57	0,333	14,4	74	19,6
4/8	0,62	0,33	55,8	87	0,43	0,437	50,9	79	64,2
7/8	0,89	0,05	7,8	95	0,77	0,128	13,0	159	8,2
12/8	0,37	0,10	7,7	113	0,26	0,120	9,2	136	6,8
27/8	0,64	0,05	4,9	81	0,55	0,062	5,4	89	6
6/9	0,66	0,12	13,7	98	0,32	0,177	8,7	62	14
10/9	0,60	0,13	8,6	105	0,50	0,158	5,4	66	7,2
5/10	0,81	0,06	6,6	91	0,70	0,085	5,6	78	8,2
15/10	0,50	0,07	7,5	99	0,46	0,068	6,7	88	7,6
25/10	0,49	0,05	10,9	75	0,15	0,093	2,5	17	14,6
Gns.	0,65	0,2	13,3	88	0,48	0,27	11,1	73	15,2

Tabel 5.28
 Tabel over beregnet R², RMSE og volumenprocent for både modellen og den statiske model for valideringsregnmåler 20309.



Figur 5.29
 Tre plots, der viser hvordan R², RMSE og volumenprocenten ligger i forhold til hinanden til hver af regnhændelse, der overholder kriteriet om min. 5 mm regndybde. Tallene er baseret på tabel 5.28 og omhandler modellens sammenhæng i valideringsregnmåler 20309 ved dynamisk fraktil kalibrering.

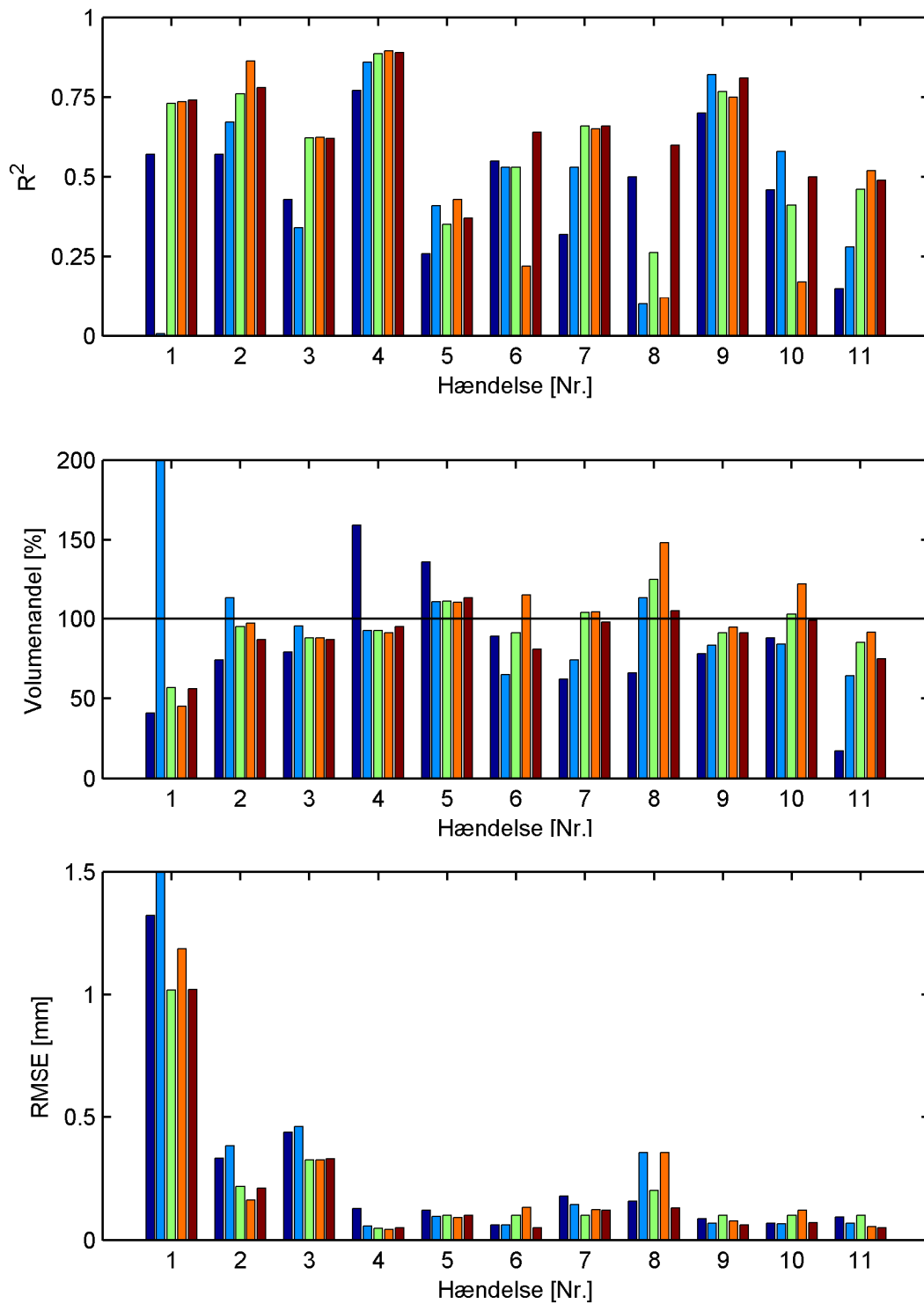
5.5 Sammenligning af dynamiske modeller

Der er blevet undersøgt fire forskellige dynamiske modeller på 11 forskellige regnhændelser med en regndybde over 5 mm. Hvor godt modellerne klarer sig indbyrdes kan ses af figur 5.30, der viser niveauerne for de forskellige modeller til hver af de 11 regnhændelser.

Det ses, at den statiske kalibrering i mange tilfælde er dårligere end den dynamiske kalibrering, og at især den dynamiske model med 1 kalibreringsregnmåler og den dynamiske model med glidende gennemsnit har en tendens til at i nogle sammenhænge afvige betydeligt fra både den statiske og de to andre modeller. Overordnet opnår både den dynamiske kalibrering med 2 regnmålere og den dynamiske fraktil kalibrering de bedste resultater, både med hensyn til de forskellige parametre, men også visuelt. Den dynamiske fraktilmodel lader dog til at være mere stabil hvis hændelse nr. 8 betragtes forringes forklaringsgraden ved anvendelse af den dynamiske kalibrering med to målere mens den forbedres med fraktilkalibreringen. Det ses også at hvis den dynamiske fraktilkalibrering sammenlignes med den statiske, opnås der en systematisk forbedring ved alle tre evalueringskriterier for samtlige hændelser.

Det er endvidere fundet, at den dynamiske kalibrering med 2 regnmålere ikke opnår bedre resultater langt fra kalibreringsområdet end den statiske model, hvorfor det er nødvendigt at have regnmålere, at kalibrere LAWR op i mod, hvis der ønskes at drage fordel af den dynamiske metodes bedre måleresultater. Det tydede endvidere på, at den dynamiske model med 2 regnmålere havde fordel af, at være placeret rundt om det opland, der haves fokus på, da de fundne β_{dynamisk} derved interpoleres ind i området med andre kalibreringsregnmålere.

Der er flere forskellige måder, at forbedre den dynamiske kalibrering på, men en af de klare midler ville være en form for vægtning af afstanden fra punktet og hen til de omkringliggende kalibreringsregnmålere. På denne måde vægtes de regnmålere, der ligger tættere på valideringspunktet og det formodes, at den spatiale og tidslige variations betydning formindskes. Lokalt for LAWR i Aalborg ville det være interessant, at der var flere kalibreringsregnmålere inde i Aalborg, da hele Aalborg ikke formentlig ikke kan dækkes tilfredsstillende med de nuværende 3 målere, da disse ligger forholdsvis tæt.



Figur 5.30
 Tre forskellige plots, der viser R^2 , volumenprocent og RMSE for alle 5 modeller for 11 regnhændelser over 5mm regnbybde i regnmåler 20309.

- Stat. model
- Dyn. model 1 måler
- Dyn. model 2 måler
- Dyn. model glidende gns.
- Dyn. fraktile model

6 Diskussion

LAWR er et prisbilligt alternativ til langt mere avancerede radarer, der kan måle nedbøren mere detaljeret ved anvendelse af avancerede metoder. Den lave pris betyder at interesserede parter i højere grad har mulighed for at anskaffe en LAWR og derfor har anvendelsen af lokale vejrradarer i byområderne potentiale for større udbredelse, hvis det er muligt at opnå fornuftige nedbørsmålinger.

Traditionelt er der blevet anvendt nedbørsmålere til måling af nedbør, og disse har den fordel, at de registrerer nedbøren ved jordoverfladen, hvor målingerne i afløbsteknisk sammenhæng er mest interessant. Med en LAWR forholder det sig anderledes, da der måles over et samplevolumen som kan strække sig flere kilometer op i atmosfæren. Derfor er der en forskel i sted mellem hvor målingerne foretages, men alligevel er målet at anvende målinger i atmosfæren til at bestemme intensiteten ved jordoverfladen. Dråbens faldtid fra den befinder sig oppe i atmosfæren til den når jorden er så lang, at det medfører, at en stor del af nedbøren, der måles med LAWR formentlig ikke vil ramme jorden indenfor pixelen, hvor den blev målt. Dette blev undersøgt vha. korrelationsanalyser, hvor det viser sig, at i de fleste tilfælde ikke er en tidsforskydning mellem LAWR og nedbørsmåleren. Alligevel er der mange nedbørshændelser, hvor den bedste korrelation opnås hvis nedbørsmåleren forskydes med -5 minutter. Det vurderes, at når der alligevel opnås en god sammenhæng uden tidsforskydning skyldes det, at der midles over 5 minutters intervaller og at den spatiale variation af nedbøren er begrænset, men der er en del tilfælde hvor den bedste korrelation opnås ved en forskydning mellem LAWR og nedbørsmåleren. Den stedlige korrelationsanalyse bekræfter, at det er svært at skabe en direkte sammenhæng og viser at selvom forskellen i forklaringsgraden måske ikke er så stor er der ingen af nedbørsmålerne der har den bedste korrelation med den pixel hvor de var placeret i.

Det er forsøgt at udføre en statistisk kalibrering af LAWR ved hjælp af nedbørsmålere placeret indenfor LAWR's rækkevidde. Kalibrering på intensitetsniveau og sumkalibrering er anvendt i tidligere lignende projekter og det er afprøvet om det er muligt at opnå brugbare resultater ved disse metoder. Det var ikke muligt at kalibrere LAWR på intensitetsniveau, da spredningen i samhörrende C-R værdier var for stor til, at der kan bestemmes en sammenhæng ved anvendelsen af et større antal målinger fra flere hændelser. Det blev iagttaget, at der ofte kan findes en nogenlunde sammenhæng indenfor enkelte hændelser, men variationen mellem hændelserne medfører en stor spredning. Med sumkalibrering var det muligt at foretage en kalibrering og opnå fornuftige resultater og metoden vurderes at kunne anvendes.

Fraktalkalibrering er en ny metode til kalibrering af LAWR, som er udviklet i forbindelse med projektet, hvor det udnyttes, at β er logaritmisk fordelt og fordelingen varierer systematisk med afstanden til LAWR. Variationen i middelværdien af β som funktion af afstanden til LAWR blev bestemt ud fra den logaritmiske fordeling og fundet at være lineær. Dette stemmer ikke overens med resultatet fra sumkalibreringen, hvor sammenhængen er eksponentiel. Middelværdien som funktion af afstanden er altså ikke den samme for β bestemt ud fra akkumulerede størrelser som på intensitetsniveau. Dette er interessant da der netop anvendes β på intensitetsniveau og derfor kan der argumenteres for at en middelværdi fundet på intensitetsniveau er en bedre værdi at anvende. Fraktal metoden åbner endvidere op for, at der kan udføres forskellige statistiske analyser af β værdierne og derudfra beregne usikkerheden usikkerheden ved estimering af en given β .

En grundlæggende antagelse ved den statiske model er en lineær C-R sammenhængen, hvorved det er muligt at beskrive den ved en β værdi, men i projektet blev det vist, at der i de fleste af de undersøgte

tilfælde opnås en bedre sammenhæng ved anvendelse af et potensudtryk. Dette er et problem når samtlige statistiske modeller antager linearitet og vurderes at have den konsekvens at højintensiv nedbør kan medføre at nedbørsintensiteten underestimeres. Den statistiske model vurderes at have sin bedste anvendelse i forbindelse med akkumuleret nedbør, da der anvendes en gennemsnitlig β værdi og det blev vist, at der kan opnås god overensstemmelse mellem nedbørsmålere og LAWR. Sumkalibreringen gav den bedste estimering af akkumuleret nedbør mens fraktilkalibreringen overestimerede ved 0,5 fraktilen, men det forventes at fraktilkalibreringen kan anvendes alligevel ved at kalibrere den fraktilværdi på plads der giver den bedste overensstemmelse med akkumuleret nedbør.

Hvis der anvendes en statisk model fremgår det ud fra sammenligning af nedbørsintensiteter målt med hhv. regnmåler og LAWR, at der i perioder forekommer store afvigelser i intensitetsniveauerne, men selve dynamikken i hændelsen er ofte fint repræsenteret ved LAWR. Det tyder på at C-R sammenhængen kan ændre sig mellem forskellige hændelser eller endda mellem perioder i en enkelt nedbørshændelse. Det vurderes, at der kan være flere årsager til at C-R korrelationen ændrer sig. Det kan være en konsekvens af en ændring i dråbestørrelsesfordelingens karakter specielt hvis nedbørshændelsen både indeholder perioder med karakter af stratiform og konvektiv nedbør. Ligeledes kan "wetting" af radarantennen føre til, at der i perioder forekommer en forøget dæmpning af radarsignalet. En anden mulighed er, at LAWRs radarstråle på større afstande har en stor vertikal udbredelse, og det risikeres, at LAWR i perioder vil have nedbør i hele samplevoluminet, mens det kun er delfyldt i andre grundet variation i nedbørens vertikale udbredelse. Endvidere kan antagelsen om lineær C-R sammenhæng hvis den i virkeligheden har karakter af en potensfunktion kan i sig selv betyde at høje nedbørsintensiteter underestimeres.

Det er derfor vanskeligt at opnå overensstemmelse mellem nedbørsmåleren og LAWR med en konstant β værdi, hvis C-R sammenhængen er variabel og ikke lineær. Det er forsøgt at løse problemet ved at anvende en dynamisk kalibrering af β ud fra online nedbørsmålere. Der er forsøgt med 1 og 2 kalibreringsmålere til at korrigere regnbilledet og den fundne dynamiske β blev valideret ved en nærliggende nedbørsmåler. Der er udviklet 4 forskellige modeller; dynamisk kalibrering med hhv. en og to kalibreringsmålere, dynamisk kalibrering med glidende gennemsnit og dynamisk fraktil kalibrering.

Modellerne er blevet vurderet ud fra hændelse med over 5 mm i regndybde på RMSE, R^2 og volumenprocenten i forhold til nedbørsmåleren, og i disse parametre opnåede dynamiske fraktilkalibrering de bedste resultater, mens den dynamiske kalibrering med 2 målere opnåede de næstbedste resultater. I de hændelser hvor LAWR systematisk under- eller overestimerer nedbørsintensiteten, og specielt ved høje peakværdier, kan der opnås dramatiske forbedringer i forhold til den statiske kalibrering ved anvendelsen af en dynamisk kalibrering, men generelt opnås der forbedringer både når det gælder måling af akkumuleret nedbør og forløbet af nedbørshændelsen.

Der er kun anvendt tre nedbørsmålere til hhv. kalibrering og validering og de er placeret tæt på hinanden. Når afstanden fra kalibreringsmålerne øges bliver den dynamiske kalibreringen dårligere og det er der nødvendigt at undersøge, hvor langt væk fra kalibreringsregnmålerne, at den dynamiske kalibrering kan anvendes førend metoden anvendes i praksis.

Dynamisk kalibrering vurderes at være en klar forbedring i forhold til at anvende en fast statisk kalibreret β og ved at udvikle metoden yderligere kan resultaterne formentlig forbedres. Der kunne for eksempel foretages en vægtning af kalibreringspunkter i forhold til afstanden til beregningspunktet eller

hvis der haves et større antal nedbørsmålere kunne der ved anvendelse af kriging opnås en mere avanceret estimering af den dynamiske β . Hvis

7 Konklusion

Det er forsøgt at klarlægge hvilke fejlkilder, der er forbundet med anvendelsen af LAWR, hvilket resulterede i en prioriteret liste over hvor vanskelige fejlene er at rette op på og så vidt muligt er der givet løsningsforslag. Mange af fejlene er forbundet med LAWR's virkemåde og vil derfor altid være til stede under anvendelsen af LAWR.

Den eneste metode til at mindske fejlkilderne forbundet med LAWR's virkemåde er ved at foretage en kalibrering af LAWR efter målte nedbørsintensiteter så fejlen mindskes mest muligt. I den forbindelse er forskellige metoder forsøgt anvendt til at udføre en statistisk kalibrering af LAWR vha. nedbørsmålere indenfor LAWR's rækkevidde. I den forbindelse blev der udviklet en ny metode kaldet fraktilkalibrering. Ved hjælp af fraktilkalibrering og sumkalibrering blev LAWR statistisk kalibreret og det blev fundet at LAWR ved begge metoder er i stand til at give en fornuftig konvertering mellem counts og nedbørsintensiteter. Ved statistisk kalibrering af LAWR opnås god overensstemmelse mellem akkumuleret nedbør i nedbørsmålerne og LAWR, men på intensitetsniveau forekommer der ofte perioder hvor LAWR enten over- eller underestimerer nedbørsintensiteten fra nedbørsmålerne. Dette forekommer specielt i højintensive perioder, hvor LAWR ofte underestimerer nedbørsintensiteten betragteligt. En del af forklaringen kan skyldes den normale antagelse, at C-R forholdet er lineært, hvilket anvendes i de statistiske modeller. Det blev demonstreret, at for hændelserne der blev undersøgt opnås en bedre C-R sammenhængen hvis der antages en potenssammenhæng. Det vurderes dog, at der eksisterer en række andre fejlkilder som kan føre til at C-R forholdet ændrer sig.

Da β derfor i stedet for lineær og konstant snarere skal betragtes variabel og ulineær er det forsøgt at forbedre bestemmelsen af nedbørsintensiteter ved at anvende dynamiske kalibreringsmodeller. Der blev udviklet 4 modeller: dynamisk kalibrering med hhv. en og to kalibreringsmålere, dynamisk kalibrering med glidende gennemsnit og dynamisk fraktil kalibrering. Det bedste og mest stabile resultat blev opnået ved at anvende fraktilkalibrering. Med en dynamisk kalibrering blev det fundet muligt at opnå en væsentlig forbedring både hvad angår akkumuleret nedbør og forløbet af nedbørshændelsen. Specielt i højintensive perioder opnås en klar forbedring.

Ved at anvende dynamisk kalibrering af regnbilledet vurderes det at målingerne af nedbørsintensitet under anvendelse af LAWR nærmer sig en kvalitet hvor det er brugbart. De anvendte dynamiske β modeller er relativt simple og det vurderes at yderligere forbedringer kan opnås ved at udvikle modellerne.

8 Bibliografi

22. 02 2009. http://www.dmi.dk/dmi/index/erhverv/spildevandskomiteens_regnmaalersystem.htm (senest hentet eller vist den 22. 02 2009).

22. 02 2009. <http://ida.dk/netvaerk/fagtekniskenetvaerk/spildevandskomiteen/Sider/regnmalersystemet.aspx> (senest hentet eller vist den 22. 02 2009).

ATV. »Effekter af klimaændringer – tilpasninger i Danmark.« 2003.

Battan, Louis J. *Radar observation of the atmosphere*. The University of Chicago Press, 1973.

—. *Radar observations of the atmosphere*. The university of Chicago press, 1973.

Boodoo, Sudesh, og Norman Donadson. »Usefulness of Bright Band Climatology in South Central Canada.« *ERAD 2006 - Fourth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, 2006: 597-598.

Borup, Morten. »Radar Data for Drainage Calculation.« 2008.

Burcharth, H. F., og T. Willemoes Jørgensen. *Hydrologi*. Aalborg Universitet - Institut for byggeri og anlæg, 1976.

Bøvith, Thomas. *Detection of Weather Radar Clutter*. Kongens Lyngby: Danmarks Tekniske Universitet, 2008.

Cappelen, John, og Jens Hesselbjerg Christensen. *DMI's bidrag til Danmarks 4. nationale afrapportering til FN's klimakonvention UNFCCC*. DMI, 2005.

Clemens, Marco, Gerhard Peters, Jörg Seltmann, og Peter Winkler. »Time-height evolution of measured raindrop size distributions.« *Proceedings of ERAD 2006*, 2006.

DANVA. *En kagebog for analyser af klimaændringernes dringernes effekter på afløbssystemer - Med fokus på oversvømmelser*. DANVA, 2007.

»Everythingweather.« www.everythingweather.com/weather-radar/bands.shtml (senest hentet eller vist den 16. 2 2009).

Fabry, Frederic, og Isztar Zawadzki. »Long-Term Radar Observation of the Melting Layer of Precipitation and Their Interpretation.« *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1995: 838-851.

Furuno. *Operator's guide to marine radar*. Furuno, 2008.

—. *Operators guide to marine radars*. Furono, 2008.

Gunn, K. L. S., og T. W. R. East. »The microwave properties of precipitation particles.« *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1954: 522-545.

Gunn, R., og G. D. Kinzer. »The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air.« *J. Meteor.*, 1949: 249-253.

Jensen, Niels Einar. *LOCAL AREA WEATHER RADAR DOCUMENTATION*. DMI, 2004.

Jensen, Niels Einar, Søren Overgaard, Flemming Vejen, og Lisbeth Pedersen. »(Mini)radar i Danmark – Hvad kan de, og hvad er forskellen?« 9. september 2006 .
<http://radar.dhigroup.com/publications/publications.html> (senest hentet eller vist den 2 2009).

Linacre, E., og B. Geerts. *Cloud liquid water content, drop sizes, and number of droplets*. 1999.
http://www-das.uwyo.edu/~geerts/cwx/notes/chap08/moist_cloud.html (senest hentet eller vist den 16. maj 2009).

Linde, Jens Jørgen, Leif Winther, H. Thorkild Jensen, Leo Lund Mathiasen, og Niels Bent Johansen. *Afløbsteknik*. Polyteknisk, 2002.

— . *Afløbsteknik*. Kongens Lyngby: Polyteknisk Forlag, 2002.

Lutgens, Frederick K., og Edward J. Tarbuck. *The atmosphere an introduction to meteorology*. 10th edition. 2007.

Marshall, J. S., og W. McK. Palmer. »The distribution of raindrops with size.« 1948: 165-166.

McVan Instruments. www.mcvan.com (senest hentet eller vist den 5. 15 2009).

Nielsen, Maja K. *Drift af Spildevandskomitéens Regnmålersystem Årsnotat 2000*. DMI, 2001.

Nielsen, Maja Kjørup, og John Cappelen. *Drift af Spildevandskomitéens Regnmålersystem - Årsnotat 2005*. DMI, 2005.

Pedersen, Lisbeth. »Scaling Properties of Precipitation - Experimental study using weather radar and rain gauges.« 2003.

Pedersen, Lisbeth. »Scaling Properties of Precipitation- Experimental study using weather radar and rain gauges.« 2004.

Pedersen, Lisbeth, Isztar Zawadzki, Niels Einar Jensen, og Henrik Madsen. »Assesment of QPE results from 4 kW X-band Local Area Weather Radar (LAWR) evaluated with S-band radar data.« *ERAD 2008 - the Fifth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, 2008.

Peters, Gerhard, Bernd Fischer, Hans Münster, Marco Clemens, og Andreas Wagner. »Profiles of Raindrop Size Distributions as Retrieved by Microrain Radars.« *Journal of applied meteorology*, 2005.

Peters, Gerhard, Bernd Fischer, og Tage Andersson. »Rain observations with a vertically looking micro rain radar(MRR).« *Boreal environment research*, 2002: 353-362.

Rasmussen, Kasper A., og Thomas Siggard. »Opstilling og anvendelse af lokal vejrradar - LAWR.« Afgangprojekt, 2006.

Rasmussen, Michael R., og Søren Thorndahl. »Vejrradarbaseret styring af spildevandsanlæg.« 2008.

regn.dk. 24. 4 2009. www.regn.dk (senest hentet eller vist den 24. 4 2009).

Rinehart, Ronald E. *Radar for Meteorologist*. Rinehart Publications, 1997.

Rollenbeck, Rütger, og Jörg Bendix. »Experimental calibration of a cost-effective X-band weather radar for climate ecological studies in southern Ecuador.« *Atmospheric research*, 2006: 296-316.

Salomon, Ib. *www.ing.dk*. 7. 8 2007. <http://ing.dk/artikel/80962-avanceret-radar-viser-regnvejr-over-bornholm-i-3d> (senest hentet eller vist den 05 2009).

Scharling, Mikael, Kirsten Rajakumar, og Jens Juncher Jensen. »Technical Report 04-20.« DMI, 2004.

Siggaard, Thomas, og Kasper A. Rasmussen. »Opstilling og anvendelse af lokal vejrradar - LAWR.« 2006.

Statens byggeforskningsinstitut. <http://www.sbi.dk/byggeteknik/bygningsfysik/fugt/fugtforhold-i-trefacader-med-letbeton-bagvegge/kondensdannelse-i-vegkonstruktioner/> (senest hentet eller vist den 15. 05 2009).

TV2. *vejret.tv2.dk*. 6. 6 2006. *vejret.tv2.dk* (senest hentet eller vist den 17. 5 2009).

Vejen, Flemming, Henning Madsen, og Peter Allerup. *Korrektion for fejlkilder på måling af nedbør - teknisk rapport 00-20*. DMI, DMI, 2000.

Weber, Mette. 22. 5 2006. http://www.gfy.ku.dk/~tk/g5/UTM_3_jpg.pdf (senest hentet eller vist den 17. 5 2009).

Wexler, Raymond, og David Atlas. »Radar reflectivity and attenuation of rain.« *Journal of Applied Meteorology*, 1963.

—. »Radar Reflectivity and Attenuation of Rain.« *Journal of Applied Meteorology*, 1963: 276-280.