

Havforskning fra Miljøstyrelsen

Nr. 13 1992

Nedbørforhold over Kattegat



Miljøministeriet **Miljøstyrelsen**

Om Hav90 forskningsprogrammet

Hav90 forskningsprogrammet skal

- bidrage til at evaluere effekterne af den iværksatte Vandmiljøplan.
- styrke beslutningsgrundlaget for de forholdsregler, der skal tages i fremtiden for at imødegå stigende eutrofiering – og dermed beskytte havmiljøet omkring Danmark.

Denne rapport er én af ca. 55 rapporter, der udsendes som et resultat af Hav90 forskningsprogrammet. Med Miljøstyrelsen som ansvarlig for programmets gennemførelse, er der sat omkring 65 Hav90 projekter i gang ved 15-20 institutioner.

I forbindelse med Folketingets vedtagelse af Vandmiljøplanen i 1987, blev det aktuelt, at få en bedre forståelse af de fysiske og kemiske processer samt de biologiske effekter af belastningen i de danske havområder. Endvidere var der behov for undersøgelser af, hvilken påvirkning af havområderne der sker ved tilførsel af næringsstoffer fra atmosfæren og tilstødende udenlandske farvande. Herudover blev det fundet hensigtsmæssigt at udvikle modeller til beskrivelse af vand- og stoftransporten samt stofomsætningen i de danske farvande.

Med henblik på at skaffe en større viden indenfor disse områder besluttede Folketinget, i forbindelse med Vandmiljøplanens vedtagelse, at bevilge 85 mio. kr. til et forskningsprogram, der skulle strække sig over en 5-årig periode fra 1988 frem til udgangen af 1992.

I 1987 nedsatte Miljøministeren et rådgivende ekspertorgan, der skulle bistå Miljøstyrelsen, dels ved planlægning af den fremtidige havmiljøforskning, dels være med til at sikre den faglige og økonomiske afvejning af denne forskning. Der blev nedsat 4 koordinationsgrupper, som hver fik det faglige ansvar for følgende områder:

- Stofomsætningen- og transporten i kystvandene, herunder belastningernes effekt på samme.
- Stofomsætningen i de frie vandmasser.
- Sedimentets rolle i stofomsætningen.
- Meteorologiske processers betydning for eutrofieringsforholdene.

Rapporterne udsendes i serien: »Havforskning fra Miljøstyrelsen».

Miljøstyrelsens Hav- og Spildevandskontor har været sekretariat for programmet og har sammen med koordinationsgrupperne stået for redaktionen af rapportserien.

Havforskning fra Miljøstyrelsen

Nr. 13 1992

Nedbørforhold over Kattegat

Peter Allerup
Jess Jørgensen
Henning Madsen
Søren Overgaard
Flemming Vejen
Danmarks Meteorologiske Institut

Willem A. H. Asman
Danmarks Miljøundersøgelser

Indhold

Forord	5
Sammenfatning	7
English Summary	9
1. Indledning	11
2. Problemstilling	13
2.1 Beregning af nedbørforholdet mellem Kattegat og Jylland	13
2.2 Bestemmelse af nedbørens dækningsgrad og varighed	14
2.3 Beregning af skytoppes højde og temperatur	15
3. Måleinstrumenter	17
3.1 Nedbørmålere	17
3.1.1 <i>Manuelle nedbørmålere</i>	17
3.1.2 <i>Automatiske nedbørmålere</i>	17
3.2 Vejrradar	18
3.3 Meteosat geostationær satellit	19
4. Stationsnettet	21
4.1 Kattegat	21
4.1.1 <i>Manuelle nedbørstationer</i>	21
4.1.2 <i>Automatiske nedbørstationer</i>	22
4.2 Jylland	22
5. Nedbørstationers repræsentativitet	23
6. Nedbørbestemmelse på basis af punktnedbør	27
6.1 Statistisk analysemetode-TTSI	27
6.2 Analyseresultater	29
7. Lagringssystem for radardata	33
7.1 Beskrivelse af softwaresystem	33
7.2 Databasesystem	36
8. Nedbør ud fra vejrradardata	37
8.1 Generel radarteori	38
8.2 Generelt om nedbørkalibrering af vejrradar	40
8.3 Kvalitetskontrol og preprocessing af radardata	40
8.4 Behandling af nedbørmålinger.	42
8.4.1 <i>Korrektion af nedbør for aerodynamisk effekt</i>	42
8.4.2 <i>Korrektion for læeffekt</i>	42
8.5 Nedbørbeskrivelse ud fra radardata	43
8.5.1 <i>Beregning af aktuelle kalibrering</i>	43
8.5.2 <i>Eksempler på kalibrering</i>	46
8.5.3 <i>Fejlkilder på kalibreringen</i>	51

8.6	Beregning af varighedsfordelinger for nedbør	55
8.6.1	<i>Model- og metodebeskrivelse</i>	55
8.6.2	<i>Eksempler på beregnede varighedsfordelinger</i> . . .	56
8.6.3	<i>Test af modelfølsomhed</i>	61
8.6.4	<i>Fejlkilder på varighedsfordelinger</i>	64
8.7	Diskussion af analyseresultater	64
9.	Skytoppens temp. og højde baseret på Meteosatdata . .	67
9.1	Metode	67
9.1.1	<i>Bestemmelse af skytoptemperatur</i>	67
9.1.2	<i>Bestemmelse af skytophøjden</i>	68
9.1.3	<i>Hvad er semitransparente og irregulære skyer?</i> . .	71
9.1.4	<i>Teori for kombination af WV og IR data</i>	72
9.1.5	<i>Empirisk baseret kombination af WV og IR data</i> . .	74
9.1.6	<i>"Skytypekorrektion" af skytop parametre</i>	81
9.2	Resultater	83
9.2.1	<i>Definition af et indeks ϕ_{dev}</i>	83
9.2.2	<i>Den horisontale fordeling af ϕ_{dev}</i>	84
9.2.3	<i>Sammenligning mellem radarnedbør og ϕ_{dev}</i>	89
9.2.4	<i>Beregnet skytoptemperatur og -højde</i>	91
9.2.5	<i>Fejlkilder</i>	103
9.3	Diskussion af resultater	104
10.	Litteraturliste	107

Registreringsblad

Forord

Hav90 programmets formål

Hav90 forskningsprogrammets atmosfæriske del har følgende formål:

- 1) Estimering af atmosfærisk kvælstof- og fosfordeposition over de indre danske farvande.
- 2) Estimere depositionens rumlige og tidsmæssige variation.
- 3) Estimering af hvor stort bidraget til deposition er fra de danske og udenlandske kildeområder.
- 4) Estimere konsekvenserne af emissionsbegrænsende tiltag på atmosfærisk kvælstof- og fosfordeposition.

Foreløbige skøn viser, at atmosfærisk kvælstofdeposition bidrager med ca. $\frac{1}{3}$ af den samlede kvælstoftilførsel til de indre danske farvande, mens det atmosfæriske bidrag af fosfor er meget ringe. Først for nylig er det blevet klart, at kvælstofbidraget fra atmosfæren er så vigtigt.

Vanskeligt at måle deposition over havet

Det er imidlertid vanskeligt at måle depositionen over havet. Dertil kommer, at målingerne af praktiske hensyn helst skal foregå på øer, hvis antal er for få, og hvis beliggenhed ikke helt opfylder betingelserne for et homogent målenet, hvorved der ikke opnås et repræsentativt billede af depositionen over de indre farvande. Endvidere er det stort set umuligt at sige noget med sikkerhed om bidrag fra danske og udenlandske kildeområder, eller om konsekvenserne af emissionsbegrænsende tiltag ud fra målinger.

Atmosfæriske transportmodeller

Dette er årsagen til, at der blev truffet beslutning om at anvende atmosfæriske transportmodeller til beregning af depositionen af kvælstof og fosfor. Udviklingen af en transportmodel specielt til beregning af depositionen af disse stoffer i et finmasket gitternet foregår ved Danmarks Miljøundersøgelser (DMU) i forbindelse med Hav90 forskningsprogrammet og benævnes ACDEP (Atmospheric Chemistry and Deposition Model), men også andre atmosfæriske transportmodeller anvendes til beregning af depositionen. Termen "transportmodeller" vil herefter referere til disse modeller, mens "næringsstoffer" vil referere til kvælstof og fosfor.

Den atmosfæriske deposition foregår som tør- og våddeposition:

Tørdeposition

Begrebet tørdeposition betegner dels selve depositionsprocessen og dels den mængde, der deponeres ved hjælp af denne proces. Selve processen består i, at gasser og partikler i luften bliver transporteret til jordoverfladen eller vegetationen hovedsageligt ved hjælp af hvirvler i luften (turbulens).

Våddeposition

Våddeposition betegner den mængde næringsstof, der afsættes på jord- og havoverfladen gennem nedbør. Betegnelsen omfatter

såvel den afsatte mængde som de (samlede) processer, som giver anledning til denne deposition.

Nærværende projekt omhandler kun våddeposition

Våddepositionen over Kattegat er dominerende i forhold til tørdepositionen, og kan estimeres med de atmosfæriske transportmodeller, hvis en række nedbør- og skyforhold kendes. Derfor indgik Danmarks Meteorologiske Institut (DMI), Danmarks Miljøundersøgelser (DMU) og Miljøstyrelsen (MST) i juni 1989 en samarbejdsaftale vedrørende et projekt "Nedbørdata til brug for Hav90 forskningsprogrammet". Projektet, der er finansieret af Danmarks Miljøundersøgelser og Miljøstyrelsen i fællesskab, med halvdelen til hver af parterne, skulle være et samarbejdsprojekt mellem Danmarks Meteorologiske Institut og Danmarks Miljøundersøgelser med henblik på at levere disse nedbør- og skydata. Af denne grund omhandler nærværende rapport kun våddepositionen.

Nærværende projekts mål

Samarbejdsprojektet har således været koncentreret om løsningen af 3 opgaver:

- 1) Beregning af nedbørforholdet mellem Kattegat og Jylland.
- 2) Bestemmelse af nedbørens dækningsgrad og varighed.
- 3) Bestemmelse af skytophøjde og skytoptemperatur.

Formålet med løsning af disse 3 opgaver har været at levere data til de benyttede atmosfæriske transportmodeller med henblik på beregning af den næringsstofmængde, der afsættes ved våddeposition. Data skulle leveres på en sådan måde, at resultatet ville kunne indgå i de atmosfæriske transportmodeller.

De involverede parter ved Miljøstyrelsen og Danmarks Miljøundersøgelser takkes for et overmåde givende og tilfredsstillende samarbejde, ligesom alle ved Danmarks Meteorologiske Institut, der har været behjælpelige undervejs, takkes for deres uvurderlige indsats. Endvidere takkes Svenska Meteorologiska och Hydrologiska Institutet (SMHI) for deres velvilje i forbindelse med indsamling af data til brug for projektet.

Projektdeltagere

For gennemførelsen af projektet har følgende personer deltaget:

Cand. stat.	Peter Allerup, DMI
Cand. scient.	Jess Jørgensen, DMI
Cand. scient.	Henning Madsen, DMI (projektleder)
Cand. scient.	Søren Overgaard, DMI
Cand. scient.	Flemming Vejen, DMI
Dr. scient.	Willem A.H. Asman, DMU

Sammenfatning

Det foreliggende projekt "Nedbørforhold over Kattegat" har haft til formål at levere data til DMU's atmosfæriske transportmodel ACDEP (Atmospheric Chemistry and Deposition Model) samt de øvrige benyttede transportmodeller, med henblik på beregning af våddeponeret næringsstofmængde over Kattegat. Projektet er opdelt i 3 afsnit, der hver har givet følgende resultater:

1) *Beregning af nedbørforholdet mellem Kattegat og Jylland:*

*Nedbørforholdet
Kattegat/Jylland*

Set over en 4-års periode 1988-1991 får Kattegat i gennemsnit 84% af den beregnede nedbørmængde for Jylland. Forholdet mellem de to nedbørmængder over Kattegat og Jylland varierer på månedsbasis mellem ca. 0,60 og 1,00. Med hensyn til en eventuel årsvariation af dette forhold synes et maksimum at være til stede sidst på efteråret og først på vinteren, samt et dobbeltstukket minimum i marts og juni, hvilket til en vis grad bekræfter teorien om relativ stor nedbør over et varmt hav om efteråret og omvendt om foråret og forsommeren.

*Årsvariation af
nedbørforholdet*

Statistisk usikkerhed

Arealnedbørestimaterne for de enkelte måneder er behæftet med en statistisk usikkerhed (standardafvigelse) i størrelsesordenen ± 6 mm gældende både Kattegat og Jylland, hvilket må ses i relation til en gennemsnitlig månedsnedbør på ca. 50 mm.

2) *Bestemmelse af nedbørens dækningsgrad og varighed:*

*Nedbørens mængde,
varighed og dækningsgrad*

Der er udviklet en metode, der giver dækningsgrad og varighed i form af nedbør-varighedsfordelinger indenfor vilkårlige områder, sædvanligvis 25×25 km², med en tidsopløsning på 6 timer. Disse beregnes ved brug af kalibrerede radardata.

*Kalibrering af
vejrradar*

Den aktuelle kalibrering gav i alle tilfælde signifikante sammenhænge mellem målt og beregnet nedbørmængde for en nedbørhændelse, men spredningen omkring identitetlinien varierede en del. Statistisk set vokser usikkerheden på en kalibrering, når tidsopløsningen forøges, så med den anvendte kalibreringsmetode kunne beregning af 6 timers nedbørsummer ud fra radardata ikke foretages tilstrækkeligt sikkert. Derimod var det muligt at klassificere radarbilleder i regn hhv. tørvej.

*Varighedsfordelingernes
anvendelsesmuligheder*

I de atmosfæriske transportmodeller kan varighedsfordelingerne sammen med en nedbørsum bruges til at beregne våddepositionen, idet mængden af næringsstof, der fjernes med nedbøren, afhænger af nedbørmængden, samt nedbørens dækningsgrad og varighed.

Anvendelse af varighedsfordelingerne sammen med en nedbørsum for et areal vil resultere i en betydelig forbedring af

de traditionelle punktnedbørinput til de atmosfæriske transportmodeller.

3) *Bestemmelse af skytophøjde og skytopperatur:*

Beregning og korrektion af skytopparametre for atmosfærens indflydelse og skybetingelser

Der er til dette formål blevet udviklet en metode baseret på strålingen målt af Meteosat satellitten i den infrarøde del af det elektromagnetiske spektrum, dels i et område med stærk vanddampabsorption (5.7-7.1 μm) og dels i det såkaldte atmosfæriske vindue (10.5-12.5 μm).

Metoden beregner og korrigerer de beregnede skytopparametre for de fejl, der skyldes strålingsbidrag fra lavereliggende "varmere" dele af atmosfæren, så disse parametre repræsenterer den egentlige skytop.

De korrigerede skytopparametre indgår i de atmosfæriske transportmodeller på en sådan måde, at det er muligt at bestemme det maksimale volumen, hvori væskereaktioner kan foregå.

Anormale vejrforhold

Det vil være på sin plads til slut at nævne nogle forhold, som i større eller mindre grad kan have influeret på resultaterne i dette projekt. De sidste 4 år 1988-1991, som er sammenfaldende med den observationsperiode, hvis data ligger til grund for undersøgelsen af nedbørforholdet Kattegat/Jylland, har vejræssigt været specielle både hvad angår nedbør og temperatur. Dette kan have bevirket et lidt ustruktureret forløb af nedbørforholdet. Samtidig er der også grund til at påpege den relativt korte observationsperiode på 4 år, der er for kort til at hindre, at de tilfældige udsving i vejrforløbet kan influere på den normale årlige gang.

For kort observationsperiode

Begrænset satellit datamateriale

Vedrørende beregningen af skytopparametre må bemærkes, at der af tidsmæssige og tekniske årsager har været tale om et forholdsvis begrænset datamateriale. Videreudvikling af metoderne på større datamængder vil give mere sikre estimater.

English Summary

The purpose of the present project has been to supply data to the atmospheric transport models, e.g. the ACDEP model (Atmospheric Chemistry and Deposition Model) developed by NERI (National Environmental Research Institute), for the calculation of the amount of wet-deposited nutrients over the Kattegat. The three sections of the project have given the following results:

1) *Calculation of the ratio of precipitation between the Kattegat and Jutland:*

*The precipitation ratio
Kattegat/Jutland*

Over the 4-year period 1988-91 the Kattegat got an average 84 percent of the amount of precipitation calculated for Jutland. The ratio between the amounts of precipitation over the Kattegat and Jutland varies between about 0.60 and 1.00 on a monthly basis. As to a possible annual variation of this ratio, a maximum seems to occur in the late autumn and early winter, and two minima occur in March and June, which to a certain extent confirms the theory that precipitation amounts are relatively large over a warm sea during the autumn and the reverse during spring and early summer.

*Yearly variation of the
precipitation ratio*

Confidence bounds

The standard deviation of the estimates of areal precipitation for individual months for both the Kattegat and Jutland is about ± 6 mm, which should be seen in relation to the standard normals of monthly mean precipitation of about 50 mm.

2) *Estimates of coverage and duration of precipitation:*

*Calculation of coverage
and duration of
precipitation*

A method has been developed to calculate coverage and duration of precipitation inside random areas, usually 25×25 km², with a time resolution of 6 hours. These rain statistics are calculated by using calibrated data from weather radar.

Calibration of the radar

The calibration of the radar showed a significant relation between measured and estimated amounts of precipitation for all the precipitation events examined, while the dispersion around the identity line varied. Statistically, a calibration becomes more uncertain as the time resolution is increased, and with the method of calibration applied, calculations of 6-hour precipitation values based on radar data were questionable. However, it was possible to classify radar pictures into wet and dry conditions respectively.

*The use of precipitation
statistics in the
atmospheric transport
models*

Since the amount of nutritious substance removed by the precipitation depends on the amount of precipitation as well as the coverage and duration of precipitation, it should be possible to calculate the wet deposition in the atmospheric transport models from these precipitation statistics.

Knowledge of the duration, coverage and amount of precipitation for a given area will result in improved calculations of wet deposition in the atmospheric transport models, in contrast to the use of the synoptic precipitation amount.

3) *Estimates of cloud-top heights and temperature:*

Estimation of cloud-top heights and temperature

For the estimating of cloud-top heights and temperature a method has been developed based on radiation measured by the Meteosat satellite in the infrared part of the electromagnetic spectrum, partly in a spectral band with a strong absorption of water vapour (5.7-7.1 μ m), the WW channel, and partly in the so-called atmospheric window (10.5-12.5 μ m), the IR-channel.

Correction for atmospheric effects and cloud conditions

Also, the method corrects the calculated cloud-top parameters for errors owing to radiation contributions from lower "warmer" parts of the atmosphere, so that these parameters represent the actual cloud-top conditions.

The corrected sky-top parameters form part of the atmospheric transport models so that it is possible to determine the maximum volume in which the wet deposition processes can occur.

Final remarks:

Unusual weather conditions

Finally, it would be appropriate to mention certain phenomena that may to some extent have influenced the results of this project. The last 4 years (1988-91), which coincide with the period of observation whose data provide the basis of the investigation of the ratio of precipitation between the Kattegat and Jutland, have been unusual concerning precipitation as well as temperatures. This may have caused the annual course of the ratio of precipitation to be somewhat unstructured. Also it should be pointed out that a period of observation of 4 years is too short to prevent accidental fluctuations of weather conditions from influencing the normal annual course.

Too short period of observation

Restricted amount of satellite data

Owing to limitations in time and for technical reasons, the amount of satellite data for the calculation of cloud-top parameters has been somewhat restricted. Further development of the methods applied to larger amounts of data will provide more certain estimates.

1. Indledning

I følge projektplanen skulle DMI bestemme nedbørmængden over Kattegat på basis af punktnedbør fra nedbørstationer i og omkring Kattegat samt ved hjælp af vejrradardata. Resultaterne ville derefter indgå i de atmosfæriske transportmodeller for beregning af depositionen.

Udover Kattegat's nedbør var DMU specielt interesseret i at få oplyst, om nedbørmængden over Kattegat var forskellig fra den nedbørmængde, der faldt over Jylland.

Bestemmelse af nedbørmængde

Beregningerne af nedbøren over Kattegat, der efter planen skulle foregå på basis af både punktnedbørmålinger og radardata, er imidlertid kun blevet udført på grundlag af punktnedbørmålinger. Sammenligning af de to metoders arealestimater og analyse af forskelle mellem dem, som var et af de oprindelige mål med projektet, måtte opgives til fordel for en anden plan, som DMU på et tidligt tidspunkt i projektet gik ind for efter nogle overvejelser. I følge denne plan lod man i stedet DMI anvende ressourcerne på at lave mere detaljerede analyser af nedbørforholdene over Kattegat, idet tilfredsstillende månedsestimater af nedbør ved hjælp af vejrradar ville indebære et for omfattende arbejde med udvikling af metoder til kalibrering og datafejlkorrektion.

Projektets opgaver med henblik på at levere data til bestemmelse af våddeponeret næringsstofmængde kunne derefter formuleres på følgende vis:

1) Beregning af nedbørforholdet mellem Kattegat og Jylland:

Nedbørforholdet Kattegat/Jylland

En vigtig forudsætning var tilstedeværelsen af et repræsentativt målnet, og her var situationen for Kattegatområdet problematisk fra starten, men det lykkedes at få suppleret det eksisterende net med nye repræsentative nedbørstationer.

Besvarelsen af denne opgave har bestået i at estimere forholdet mellem månedsværdier af arealnedbøren over Kattegat og over Jylland og studere dette forhold i en periode på 4 år fra 1988-1991.

2) Bestemmelse af nedbørens dækningsgrad og varighed:

Nedbørens dækningsgrad og varighed

Hertil blev nedbørkalibrerede data fra vejrradar taget i anvendelse. I forbindelse hermed blev etableret et dataarkiv samt opsat af systemer til bearbejdning af de enorme mængder radardata.

Varighedsfordelinger

Nedbørforholdene skulle undersøges i gridfelter af en opløsning, der svarer til opløsningen i de atmosfæriske transportmodeller, d.v.s. felter på f.eks. 25×25 km². For et givet felt belyses den statistiske fordeling af nedbørens dækningsgrad og variation over f.eks. 6 timers

perioder (varighedsfordelinger). Dette vil kunne give et vigtigt input til brug for beregningen af deposition via de atmosfæriske transportmodeller, idet mængden af næringsstoffer, der fjernes fra atmosfæren med nedbøren afhænger af nedbørmængden samt nedbørens dækningsgrad og varighed.

3) Bestemmelse af skytophøjde og skytoptemperatur:

Skytophøjde og -temperatur

Motivationen for denne opgave er, at skytophøjden sammen med skydækket bestemmer det maksimale volumen, hvori væskereaktioner kan foregå. Skytoptemperaturen er vigtig for at skønne, hvilken del af skyen der befinder sig i isfasen, d.v.s. den del hvori der ikke kan forekomme væskefasereaktioner. Skytoppens højde og temperatur kan beregnes på basis af Meteosat satellitdata.

2. Problemstilling

Formulering af 3 opgaver Beregning af våddeponeret næringsstofmængde ved hjælp af de atmosfæriske transportmodeller krævede løsning af følgende opgaver:

- 1) Beregning af nedbørforholdet mellem Kattegat og Jylland på månedsbasis.
- 2) Beregning af 6-timers nedbørvarighed og -dækningsgrad for vilkårligt store områder, dog specielt for arealer af størrelsen $25 \times 25 \text{ km}^2$ (varighedsfordelinger).
- 3) Beregning af skytophøjde og skytoptemperatur.

Problemstillingen i hver af disse tre opgaver vil blive beskrevet i det følgende.

2.1 Beregning af nedbørforholdet mellem Kattegat og Jylland

Bestemmelse af nedbør over Kattegat Denne opgave indebar spørgsmålet: Er nedbørmængden, og dermed den beregnede deponerede stofmængde over Kattegat, forskellig fra henholdsvis nedbørmængde og deponeret stofmængde i Jylland?

Mens DMI's net af manuelle og automatiske stationer er tilstrækkeligt til at bestemme nedbøren i Jylland, stillede sagen sig anderledes for Kattegat-området, hvor det ville blive nødvendigt at oprette nedbørstationer på et antal øer. Endvidere blev det også anset for påkrævet at inddrage nedbørmålinger fra den svenske vestkyst (jfr. afsnit 4.1.1).

Forsøg på at give et rimeligt estimat af nedbøren for Kattegat-området var hidtil strandet på det faktum, at der kun fandtes nedbør-observationer fra få af øerne. Men selv en udvidelse af observationsnettet som foreslået i projektet ville umiddelbart ikke give væsentlig bedre muligheder for at bestemme nedbøren over området.

Beregning af arealnedbør Efter at projektgruppen havde overvejet situationen, stod det imidlertid klart, at opgaven kunne løses på følgende vis: For det første måtte de nye nedbørstationer placeres således, at de i videst muligt omfang repræsenterede det omgivende farvandsområde (se kapitel 5). For det andet var der ved DMI næsten færdigudviklet en metode til beregning af nedbøren over et givet areal på basis af punktmålinger af nedbør. Nedbøren kunne endvidere beregnes i et hvilket som helst punkt, således som det var ønsket af DMU i det foreslåede gitternet. Denne metode, der også giver mulighed for at beregne usikkerheden på arealnedbørestimationen, har vist sig at være mere præcis end gængse klassiske metoder, herunder det simple gennemsnit.

2.2 Bestemmelse af nedbørens dækningsgrad og varighed

I de atmosfæriske transportmodeller arbejdes der normalt med en rumlig opløsning på:

- a) $150 \times 150 \text{ km}^2$ (en relativt grov model)
- b) ca. $25 \times 25 \text{ km}^2$ (en mere finmasket model)

Den meteorologiske information, der bruges i de atmosfæriske transportmodeller, har sædvanligvis en tidsopløsning på 6 timer med relativt få stationer.

Konventionelle nedbørmålingers begrænsninger

I de atmosfæriske transportmodeller anvendes såkaldte synopdata som kilde til nedbørinformation. Synopdata giver en nedbørsum i 6 timers opløsning i et relativt spredt målenet. Der fås derfor ingen informationer om nedbørudbredelse eller nedbørførløb for de 6 timer, en sådan nedbørmåling repræsenterer. Det betyder et meget begrænset indtryk af nedbørforholdene inden for arealer, der svarer til de atmosfæriske transportmodellers rumlige opløsning.

Disse begrænsninger er kritiske, når man diskuterer mulighederne for at mindske de atmosfæriske transportmodellers unøjagtigheder. Mængden af næringsstof, der fjernes med nedbøren, afhænger af nedbørens dækningsgrad, varighed og intensitet i et område. I de atmosfæriske transportmodeller antages den punktmålte nedbør imidlertid at være fuldstændig ensartet fordelt i et område. Ved et nøjere kendskab til nedbørvarighed og -udbredelse indenfor et område skulle det således være muligt at estimere et mere nøjagtigt bidrag fra våddeposition.

Målsætning

Målsætningen var således at udvikle en metode til at bestemme nedbørens dækningsgrad og varighed over Kattegat indenfor vilkårligt store områder og med en tidsopløsning på 6 timer.

Vejrradar til bestemmelse af nedbør

Inden for hydrologien har der længe været forsket i at kunne bestemme nedbøren over et givet område på basis af vejrradarer kalibreret ved hjælp af automatiske nedbørmålere. Resultatet fra nogle undersøgelser vedrørende kalibrering af vejrradaren i Kastrup med henblik på at bestemme nedbøren over et givet område på Sjælland (Vejen 1990), argumenterede for at inddrage vejrradar som et redskab til løsning af opgaven.

Krav til nedbørmålinger

Dette indebærer, at nettet af konventionelle nedbørstationer med kun een måling i døgnet ikke var tilstrækkeligt, men måtte udvides med kontinuert registrerende nedbørmålere (se kapitel 4.1.2) til brug for kalibrering af vejrradardata.

Dataarkiv

Udover kalibreringen af radaren ville en væsentlig del af arbejdet bestå i at få etableret et dataarkiv samt opsætning af både interaktive og operationelle systemer til bearbejdning af radardata.

De foreliggende radardata kan give nedbørinformation i 5-10 minutters opløsning for arealer af størrelsen $2 \times 2 \text{ km}^2$. Radardata åbner således mulighed for at få meget detaljerede rumlige og tidsmæssige informationer om nedbørens udbredelse og forløb indenfor de 6 timer.

Med hensyn til nedbøroplysninger til modelberegning stiller der sig følgende overordnede spørgsmål: Hvilken type nedbørinformation er af interesse for de atmosfæriske transportmodeller?

Nedbørinformation over 6 timer ud fra radardata

Ved hjælp af radardata vil det være muligt at beskrive nedbørforholdene inden for 6 timer nøje. Det vil være nødvendigt med statistiske analyser, der i vilkårlige områder beskriver:

- 1) hvor stor en del af overfladen, der har haft nedbør hhv. tørvejr i løbet af en 6 timers periode, samt
- 2) nedbørens varigheden.

Da bygenedbør og frontnedbør afviger væsentligt fra hinanden i struktur og varighed, vil nedbørstatistikken være vidt forskellig for disse situationer. Denne forskel vil der på basis af ovenstående nedbørstatistik kunne tages hensyn til ved beregning af deposition i de atmosfæriske transportmodeller.

2.3 Beregning af skytoppes højde og temperatur

Brug af satellitdata til beregning af skytopparametre

Til brug for estimering af mængden af våddeponeret næringsstof, der fjernes med nedbøren, er det endvidere nødvendigt at kende tykkelsen af det lag, hvori nedbørprocesserne foregår. Derfor kræves oplysninger om skytophøjder.

Grunden hertil er, at skytophøjden sammen med skybasishøjden og skydækket bestemmer det maksimale volumen, hvori væskereaktioner kan foregå. Skytoptemperaturen er vigtig for at skønne hvilken del af skyen, der befinder sig i isfasen, d.v.s. den del hvori der ikke kan forekomme væskefasereaktioner.

Vigtigt at kende skyernes egenskaber

Skytoppes temperatur og højde vil kunne beregnes ud fra Meteosat satellitdata, idet strålingen fra skytoppe målt i den infrarøde del af det elektromagnetiske spektrum giver skytoppens temperatur og dermed indirekte skytophøjden. En række betingelser bør imidlertid være opfyldt. Således bør man kende den aktuelle vertikale temperaturvariation samt skyernes udbredelse og strålingsegenskaber.

Satellitdata skal behandles på en sådan måde, at der i forbindelse med beregningerne af temperatur og højde tages hensyn til, om skyerne er brudte, semitransparente eller irregulære, eller om der er skyfrit. Beregning af skytoppes højde og temperatur uden justering for disse betingelser ville være overordentligt usikker.

3. Måleinstrumenter

3.1 Nedbørmålere

Måling af nedbør i manuelle målere

3.1.1 Manuelle nedbørmålere

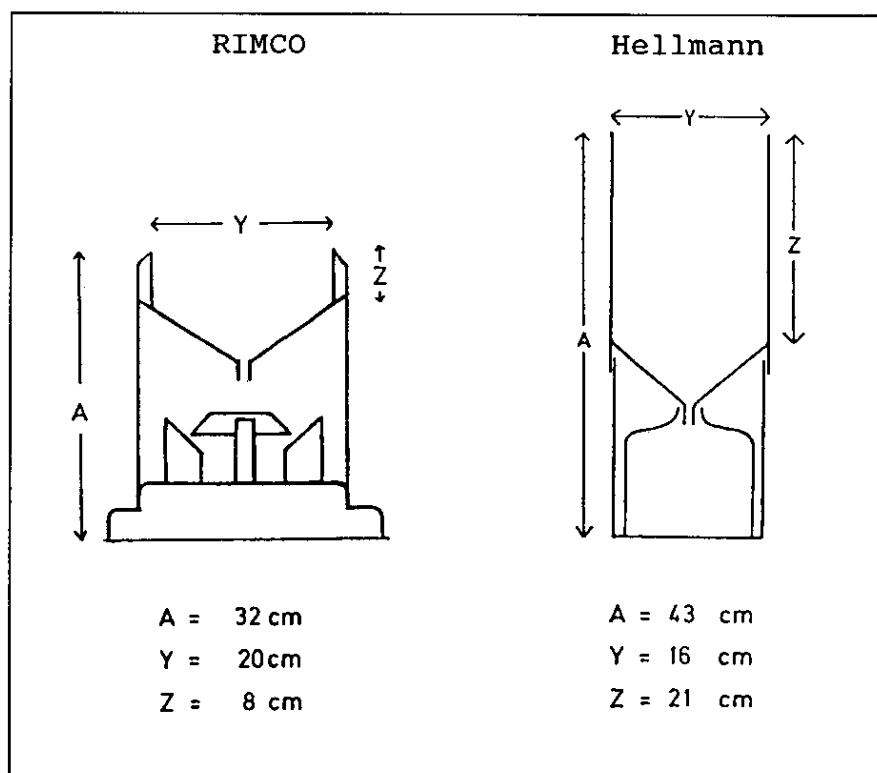
Den almindelige nedbørmåler, som benyttes på nedbørstationerne, er en 200 cm² Hellmann måler, der er vist på figur 3.1, og hvis øverste kant befinder sig i standardhøjden 1.5 m over jordoverfladen. Fra målerens øverste del (tragten) ledes nedbøren ned i en målekande anbragt i målerens bund. Denne indretning sikrer, at fordampningen fra den opsamlede nedbør bliver så lille som mulig. Ved måling af nedbøren hældes denne over i et måleglas og aflæses. I vinterhalvåret 1. november til 30. april indsættes et snekors i målerens tragt. Snekorset skal forhindre at den opfangede sne blæser ud af måleren. Den opfangede sne tøs og måles i flydende form.

Nedbøren måles om morgenen kl. 8 lokal tid.

Måling af nedbør i automatiske målere

3.1.2 Automatiske nedbørmålere

Den automatiske nedbørmåler er et australsk fabrikat af typen RIMCO (se figur 3.1), og målingerne foregår efter det såkaldte vippekarprincip, hvor nedbøren fra regnmålertragten ledes ned på en vippe be-



Figur 3.1. Automatisk nedbørmåler (RIMCO), og manuel nedbørmåler. Målerens dimension fremgår af værdierne af A, Y og Z.

stående af to skåle, der sidder på en aksel. Når den ene skål er fyldt vipper den ned og tømmes, samtidig med at den anden vipper op og er klar til at blive fyldt. Skålene vipper for hver 0.2 mm nedbør, og registreringerne af antal vip og vippetidspunkter går via det offentlige alarmnet til DMI. Tidsopløsningen er 1 minut og målehøjden er, ligesom for Hellmann måleren, 1.5 m. I tilfælde af sne sørger en termostat for at tragten opvarmes, hvorved sneen smeltes.

Der er på nuværende tidspunkt opstillet 54 af disse målere over hele landet.

3.2 Vejrradar

Vejrradarens princip

En vejrradar er et instrument, der kan bestemme atmosfærens koncentration af nedbørpartikler indenfor et begrænset dækningsfelt. Den udsender impulser med meget kort tidsinterval. Impulserne reflekteres af alle elementer indenfor radarens dækningsfelt, som giver anledning til detektabelt signal. Dette kan være meteorologiske mål eller andre, der er uvedkommende for nedbørdetektion, f.eks. skibe, huse, bakker, fly, støv og insekter. Førhen var ekkoet fra insekter uforklarligt og blev kaldt "engle".

Fordele

Fordelene ved vejrradar til kortlægning af nedbørfordeling er indlysende. Regnbyger kan f.eks. let smutte gennem et konventionelt observationsnet uden at blive "set", mens de skal være meget små, førend radaren overser dem.

Beskrivelse af radaren i Kastrup er baseret på oplysninger i Meteorological Radar System for Denmark, WRAP 85 (Ericsson 1985).

Tekniske data

Vejrradaren udsender kortvarige impulser af elektromagnetiske bølger med en varighed på 2 μ sek svarende til en geometrisk længde på 600 m, og med en impulsrepetitionsfrekvens PRF på 250 Hz. Det er en C-båndsradar, d.v.s. med følsomhed i 5 cm båndet. I omkring 99.9% af arbejdstiden udsendes ingen impulser, fordi der modtages reflekteret stråling.

Definition af "hovedstråle" og "sidestråle"

Antennen fokuserer strålingen i en smal stråle (engelsk: lobe) på 0.8° , der udbreder sig som en hovedstråle (engelsk: main lobe) og nogle betydeligt svagere sidestråler (engelsk: side lobes). Effekten af dem er ca. 1/1000 af hovedstrålens, men de kan give problemer, hvis de reflekteres af markante overflademål som f.eks. bygninger eller kraftige cumulonimbus bygeskyer.

Definition af radarpixel

Data fra Kastrup radaren modtages normalt hvert 10. minut i en rumlig opløsningen på $2 \times 2 \times 1$ km³ som digitale counts i opløsningen 0-255. Flademæssigt repræsenterer hvert tal således 4 km², og kaldes en pixel.

Data modtages i form af et pseudo-CAPPI-lag. Dette lag fremkommer

*Definition af
pseudo-CAPPI-lag*

ved, at radarmålingerne foregår ved elevationsvinklen 0° , og således fremstår som et skråt stillet lag i det lavest mulige niveau i atmosfæren. Data fra dette lag vil blive anvendt som kilde til nedbørinformation.

3.3 Meteosat geostationær satellit

Meteosat (2 og 4) er en satellit i et geostationært omløb med nominel position på ca. 35400 km over det punkt, hvor ækvator og Greenwich meridianen mødes (0°N , 0°E). Det brugbare område til kvalitativ anvendelse af data er begrænset til ca. 65° (N og S), mens kvantitative beregninger bør foregå indenfor 55° (N og S) (ESOC, 1978). Anvendelse af Meteosatdata til kvantitative beregninger i Danmark ligger derfor på grænsen til det forsvarlige.

Virkemåde

Meteosat består af et cylinderformet legeme, der roterer om sin egen akse med 100 omdrejninger pr. minut. Radiometret drejer stepvis vinkelret på denne akse, således at hele Jordskiven scannes ved en kombination mellem satellitomdrejning og radiometerstep. Radiometret består af et optisk reflektorsystem med spejle, der leder strålingen ind i radiometret til detektorerne. Detektorerne er placeret dybt i radiometret for at undgå fejl fra udveksling af stråling med Solen og Jorden.

Følsomhed i 3 kanaler

Meteosats radiometre er følsomme i følgende spektrale områder:

- | | |
|-----------------------------|----------------------------------|
| 1) VIS, "visual" kanal | 0.4 - 1.1 μm båndet |
| 2) WV, "water vapour" kanal | 5.7 - 7.1 μm båndet |
| 3) IR, "infrared" kanal | 10.5 - 12.5 μm båndet |

For lethedens skyld vil forkortelserne VIS, WV og IR herefter blive anvendt for disse bølgelængdeintervaller.

Data er blevet leveret i form af et udsnit, der dækker den europæiske sektor, og som udgør et udsnit af et billede, der dækker hele jordkloden. Billeder dannes ved scanning hver halve time.

*Definition af
Meteosatpixel*

Data modtages i opløsningen 0-255 som digitale counts, der kan omregnes til radians og temperatur. Den rumlige opløsning lige under satellitten er $5 \times 5 \text{ km}^2$ og kaldes en pixel. Denne opløsning aftager bort fra dette punkt, hvorved en pixel i Danmark har en omtrentlig størrelse på $5 \times 9 \text{ km}^2$.

Ved preprocessing (ESOC, European Space Operations Centre) korrigeres der for bl. a. variationer i orbitposition, satellithøjde, spinhastighed og scanline start, da dette ellers kan indebære betydelige billed-til-billed deformationer i relation til et referencebillede i normal position. Den totale fejl ved denne korrektionsprocedure er som regel på 1 til 1.5 pixels (Bos et al. 1990).

4. Stationsnettet

4.1 Kattegat

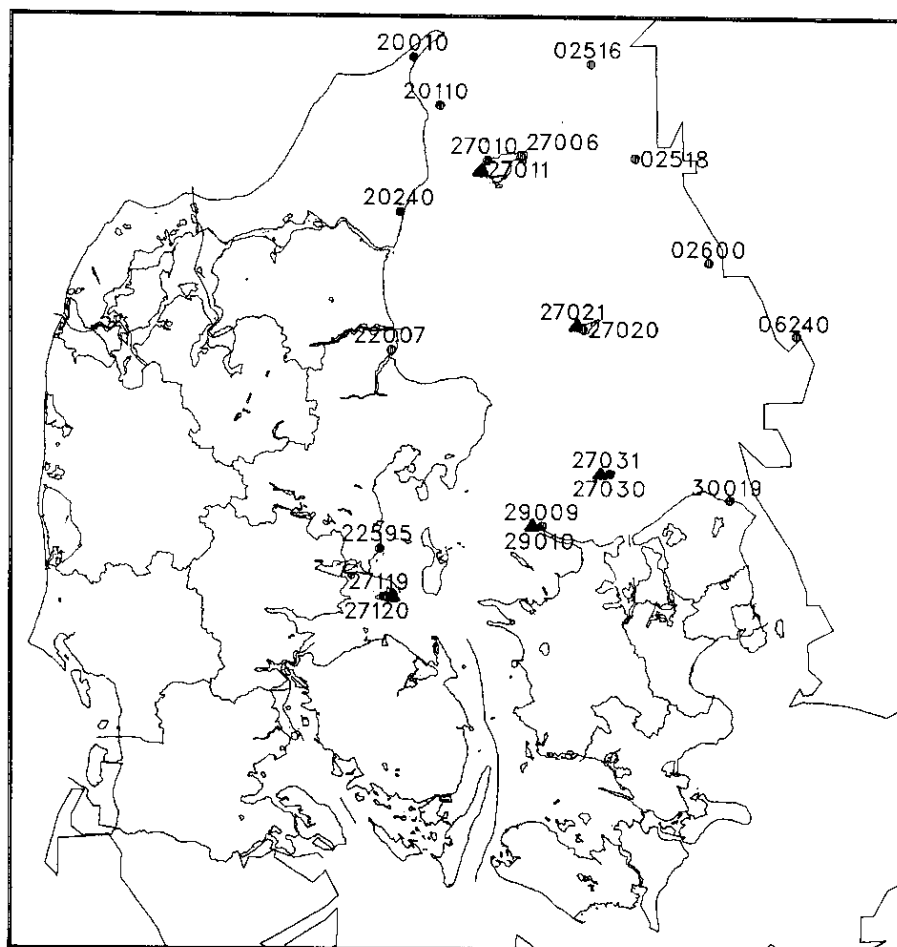
Manuelle nedbørstationer på øer i Kattegat

4.1.1 Manuelle nedbørstationer

Kattegat er her defineret som et havområde mellem Jylland og Sverige, i nord begrænset af en linie fra Skagen til Göteborg, og mod syd af Sjælland og Fyn med en linie fra Røsnæs til Fynshoved.

Inden projektets start i 1989 eksisterede der kun nedbørstationer på nogle få af øerne i Kattegat. Af hensyn til at opnå rimelige estimater af nedbøren viste det sig derfor nødvendigt at oprette et passende antal stationer på nogle af de andre øer som supplement til det eksisterende net. Ialt 4 nye stationer oprettedes i slutningen af 1988 og begyndelsen af 1989.

På de omliggende kyststrækninger udvalgte stationer der dels lå så tæt som muligt ved havet, og dels var placeret på flade lavtliggende



Figur 4.1. Nedbørstationer i Kattegat.

● Manuelle ▲ Automatiske

områder, for derved at undgå kystskrænters eventuelle påvirkning af nedbøren. En henvendelse til SMHI resulterede i, at data fra 4 svenske stationer placeret på øer og langs kysten blev stillet til rådighed for projektet. Af figur 4.1 fremgår resultatet af det endelige stationsnet på ialt 16 stationer.

Automatiske nedbørstationer på øer i Kattegat

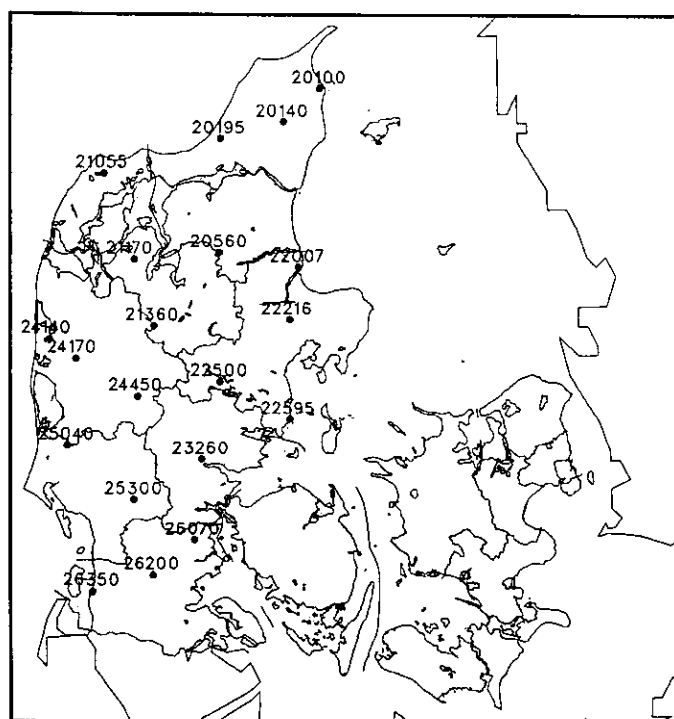
4.1.2 Automatiske nedbørstationer

Hovedformålet med etablering af automatiske nedbørmålere på øer i Kattegat var, at de kontinuerte nedbørregistreringer fra sådanne målere kan anvendes ved kalibrering af vejrradaren (se kapitel 8.7). Samtidig ville disse registreringer også kunne give et vigtigt supplement til de manuelle målinger i form af en tidsmæssig information om de enkelte nedbørhændelser. Ved at placere målerne på øer, hvor der i forvejen var etableret en manuel måler, ville det endvidere åbne muligheder for at studere lokale variationer af nedbøren på de største af øerne, idet den ene måler blev opstillet tæt ved havstokken, og den anden inde midt på øen (se kapitel 5). I alt 5 automatiske målere er blevet opstillet i Kattegat-området, og deres placeringer fremgår af figur 4.1.

4.2 Jylland

Manuelle nedbørstationer Jylland

Figur 4.2 illustrerer placeringen af 20 manuelle nedbørstationer i Jylland. Stationerne indgår i det eksisterende nedbørnet og er udvalgt på en sådan måde, at de tilsammen bedst muligt repræsenterer denne landsdel i nedbørmæssig henseende.



Figur 4.2. Nedbørstationer i Jylland.

5. Nedbørstationernes repræsentativitet

Terrænets indflydelse på nedbørmængden

Flere undersøgelser har i tidens løb beskæftiget sig med årsagerne til, at nedbørmængden øges, når nedbørsystemer passerer henover ujævnt terræn, også selv om terrænet ikke byder på større variationer end det danske landskab (Bergeron 1965, Madsen 1991). Det er kendt, at nedbørmængden i Danmark varierer, således at de største mængder normalt falder i indlandet specielt over de højest beliggende områder som f.eks. den jyske højderyg, mens der falder mindst nedbør langs kysterne, hvilket især gælder fladkystområderne.

Mindre nedbørmængder over havområder

På denne baggrund ville det være nærliggende at antage, at nedbørmængden over Kattegat var relativt lille sammenlignet med landområderne, f.eks. Jylland, og de få måleserier fra øer i Kattegat bekræfter da også dette.

Repræsentativitet på øer

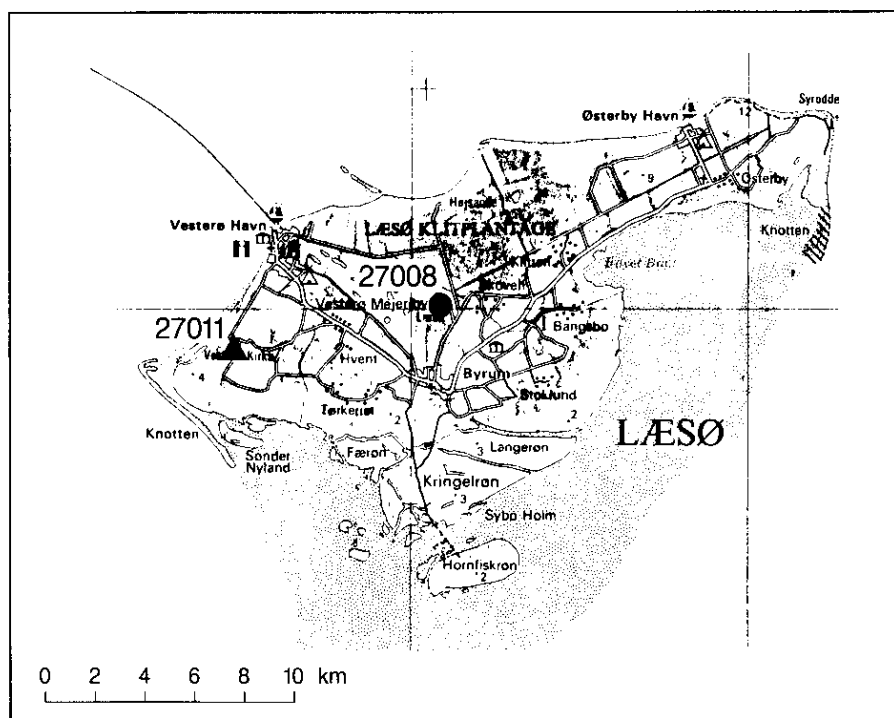
Efter at have etableret nedbørstationer på andre øer, så en mere hensigtsmæssig dækning af Kattegat blev sikret, meldte spørgsmålet sig dernæst om, hvorvidt øer af en vis udstrækning og med et vist relief kunne påvirke nedbørfordelingen set i relation til et åbent hav. Det synes klart, at jo mindre og fladere øer der udvælges som steder for nedbørmålinger, jo bedre vil disse steder repræsentere det omgivende havområde.

For at belyse sagen nærmere, blev forholdene studeret på basis af målinger fra to målestationer på hver af øerne, Læsø og Anholt. Begge steder var en manuel måler i forvejen placeret i den centrale del af de to øer. En automatisk måler blev nu opstillet på sydvestkysten af begge øer udfra den betragtning, at eftersom den største del af nedbøren normalt falder med vinde fra sydlige og vestlige retninger, vil en sådan placering af måleren bedst muligt repræsentere maritime nedbørforhold (se figur 5.1 og 5.2).

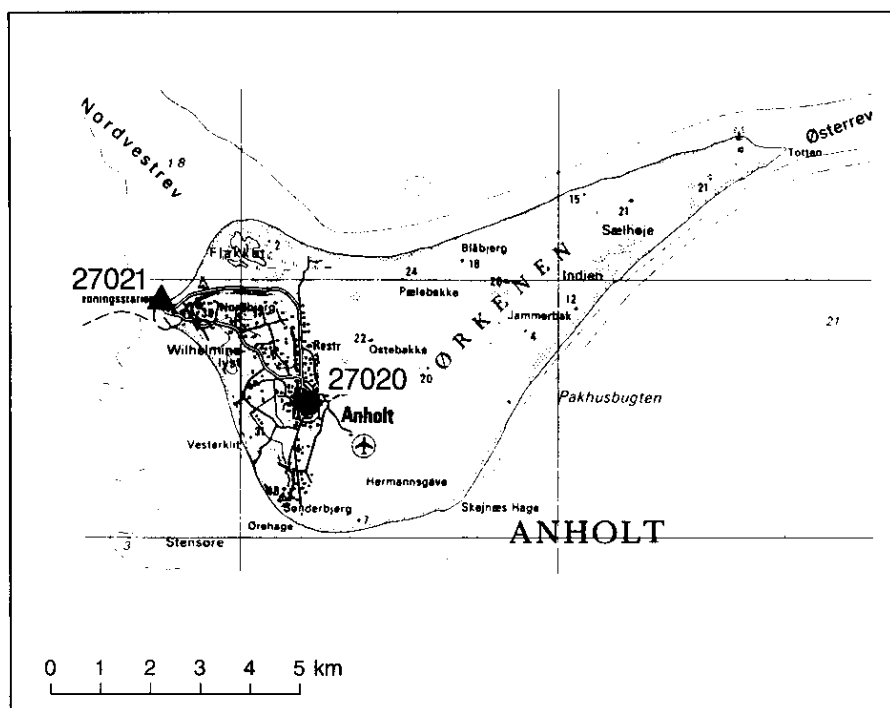
Der er foretaget en analyse af resultaterne af de parallelle målinger fra hver af de to øer dækkende tidsrummet 1. maj 1990 - 30 april 1991. For at kunne sammenligne måleresultaterne må disse korrigeres for systematiske fejl på nedbørmålingerne, d.v.s. vindeffekt og wettingtab (Allerup & Madsen 1980), idet nedbørmålerne er opstillet under forskellige læforhold og dermed forskellig vindpåvirkning, hvilket influerer på mængden af den opsamlede nedbør.

Øernes vest- og sydkyst repræsenterer bedst nedbøren over hav

Analyseresultaterne viser, at nedbøren inde midt på øerne er ca. 10% større end ved øernes vestkyst. Derimod viser nogle få situationer med vinde fra østlige retninger, at nedbøren er størst ved de to kyststationer, hvilket kan forklares ved, at nedbørsystemerne ved passage henover øerne mod vest er blevet påvirket af terrænet, og at der i takt hermed er sket en øgning af nedbørmængden.



Figur 5.1. Læsø. Nedbørstationer. ● Manuel ▲ Automatisk
 Geografiske positioner for:
 station 27008: 57°16'N 11°01'Ø
 station 27011: 56°16'N 10°54'Ø



Figur 5.2. Anholt. Nedbørstationer. ● Manuel ▲ Automatisk
 Geografiske positioner for:
 station 27020: 56°42'N 11°33'Ø
 station 27021: 56°43'N 11°31'Ø

Det må imidlertid bemærkes, at kun Hellmann måleren er testet med hensyn til systematiske fejl på målingerne, hvilket på årsbasis beløber sig til ca. 15% af den målte nedbør. Da den automatiske måler RIMCO har en lidt anden udformning end Hellmann måleren (se figur 3.1) kan det ikke afvises, at størrelsen af de ovennævnte systematiske fejl kan være forskellige for de to målere. Den fundne nedbørforskel på 10% må derfor tages med et vist forbehold, dels på baggrund af den relativt korte sammenligningsperiode, og dels i relation til forskelle i målerens udformning.

Øer over en vis størrelse påvirker nedbøren over hav

En afvejning af disse forhold giver dog grund til at antage, at øer over en vis størrelse påvirker nedbørfordelingen og at de observationssteder, der i relation til ovenstående bedst repræsenterer nedbøren over havområder, findes på øernes sydlige og vestlige kyststrækninger.

6. Nedbørbestemmelse på basis af punktnedbør

6.1 Statistisk analysemetode-TTSI

Med det formål at udarbejde et skøn over forholdet mellem nedbøren over land og hav blev en række manuelle og automatiske nedbørstationer inddraget i undersøgelsen (kapitel 4.1 og 4.2, og figur 4.1 og 4.2). Det samlede antal nedbørstationer er delt i to grupper: Én der repræsenterer Kattegat og én der dækker Jylland.

Statistiske analyses hovedformål

Den statistiske analyses hovedformål kan herefter formuleres som følger: At estimere forholdet mellem arealnedbøren baseret på punktmålingerne af nedbør i Kattegat-området og arealnedbøren baseret på punktmålingerne i Jylland.

Data fra undersøgelsesperioden 1988-1991 ligger til grund for analyserne, der har været gennemført på 3 dataniveauer: Daglige nedbørsummer, ugentlige nedbørsummer og månedlige nedbørsummer. Dels er der ingen strukturelle forskelle imellem resultaterne på de tre niveauer (Allerup 1991), og dels har niveauet med månedssummerne mest praktisk interesse; nærværende kapitel behandler derfor alene analysen af forhold mellem arealnedbør estimeret ud fra månedssummer.

Alle nedbørdata er korrigeret for systematiske fejl på nedbørmålingerne (jfr. kapitel 5).

Model der beskriver nedbørvariationen

Som formel ramme for de statistiske analyser er valgt den såkaldte TTSI-model (Topografi relateret Thiessen Statistisk Interpolation's metode (Allerup et al. 1982) der kort skal skitseres:

Data organiseres som en matrix $((x_{it}))$ af observationer med $t = \text{tid}$ (d.v.s. månedsnummer) og $s = \text{sted}$ (d.v.s. stationsnummer):

Stationer i

<i>DATA:</i>	<i>tid t</i>	<table style="border-collapse: collapse; width: 100%; text-align: center;"> <tr> <td><i>x</i></td><td>.....</td><td><i>x</i></td><td>.....</td><td><i>x</i></td> </tr> <tr> <td><i>11</i></td><td></td><td><i>1t</i></td><td></td><td><i>1K</i></td> </tr> <tr> <td>⋮</td><td></td><td>⋮</td><td></td><td>⋮</td> </tr> <tr> <td>⋮</td><td></td><td>⋮</td><td></td><td>⋮</td> </tr> <tr> <td><i>x</i></td><td>.....</td><td><i>x</i></td><td>.....</td><td><i>x</i></td> </tr> <tr> <td><i>t1</i></td><td></td><td><i>ti</i></td><td></td><td><i>tK</i></td> </tr> <tr> <td>⋮</td><td></td><td>⋮</td><td></td><td>⋮</td> </tr> <tr> <td>⋮</td><td></td><td>⋮</td><td></td><td>⋮</td> </tr> <tr> <td><i>x</i></td><td>.....</td><td><i>x</i></td><td>.....</td><td><i>x</i></td> </tr> <tr> <td><i>n1</i></td><td></td><td><i>nt</i></td><td></td><td><i>nK</i></td> </tr> </table>	<i>x</i>	<i>x</i>	<i>x</i>	<i>11</i>		<i>1t</i>		<i>1K</i>	⋮		⋮		⋮	⋮		⋮		⋮	<i>x</i>	<i>x</i>	<i>x</i>	<i>t1</i>		<i>ti</i>		<i>tK</i>	⋮		⋮		⋮	⋮		⋮		⋮	<i>x</i>	<i>x</i>	<i>x</i>	<i>n1</i>		<i>nt</i>		<i>nK</i>
<i>x</i>	<i>x</i>	<i>x</i>																																																
<i>11</i>		<i>1t</i>		<i>1K</i>																																																
⋮		⋮		⋮																																																
⋮		⋮		⋮																																																
<i>x</i>	<i>x</i>	<i>x</i>																																																
<i>t1</i>		<i>ti</i>		<i>tK</i>																																																
⋮		⋮		⋮																																																
⋮		⋮		⋮																																																
<i>x</i>	<i>x</i>	<i>x</i>																																																
<i>n1</i>		<i>nt</i>		<i>nK</i>																																																

TTSI-modellen for analyse af observationerne (x_{it}) kan kort karakteriseres ved to forudsætninger: (1), der beskriver den forventede nedbør $E(x_{it})$ for hver måned/sted (formel 6.1) og (2), der beskriver det (spatiale) samspil imellem observationerne - d.v.s. korrelationerne imellem observationerne (formel 6.2):

$$E(x_{it}) = \alpha_i + \beta_t \quad (6.1)$$

$$\text{Cov}(x_{ti}, x_{tj}) = \gamma(\beta_t) \cdot \text{Dist}(i, j)^\Gamma \quad (6.2)$$

$\text{Dist}(i, j)$ er afstanden mellem to stationer og $\gamma(\beta_t), \Gamma$ er spatiale konstanter, der skal estimeres undervejs i de statistiske analyser før den spatiale korrelationsfunktion $\text{Cov}(x_{ti}, x_{tj})$ er fastlagt. Det skal bemærkes, at strukturen i de forventede værdier $E(x_{it})$ er *to-sidet*, idet $E(x_{it})$ er sammensat af en komponent (α_i), der karakteriserer *stedet*, hvor den *i*'te punktmåling foretages, og en temporal komponent (β_t), der karakteriserer det *generelle nedbørniveau* over hele feltet for den *t*'te måned.

Afhængig af opsamlingsperioden (daglig/ugentlig/månedlig nedbør) tilføjes som statistisk beskrivelse en normalfordeling eller en logaritmisk fordeling til beskrivelse af selve observationen x_{it} .

Interpolation af nedbør

Da havstationerne ligger meget inhomogent spredt i det totale område, der skal repræsentere det udvalgte område af Kattegat, er der i forbindelse med denne gruppes punktmålinger foretaget en underopdeling af området, og hvert af disse områder har enten fået allokeret et sæt af basis-punktmålingerne direkte, eller der er foretaget en interpolation ved hjælp af et delset af basis-punktmålingerne til det udvalgte område. I alt er der foretaget 4 sådanne interpolationer til 4 delområder, (for yderligere detaljer vedrørende denne interpolationsdel og TTSI-metoden henvises til Allerup et al. 1982).

Betydningen af om nedbørmålere er repræsentative for nedbør over hav

Et andet vigtigt punkt i forsøget på at bestemme arealnedbøren over Kattegat er, som omtalt i kapitel 5, at sikre at målepunkterne i videst mulig omfang repræsenterer nedbørforholdene over hav. Denne betingelse var stort set opfyldt, idet det som nævnt var muligt at finde egnede målepunkter på Kattegats kyster. Ligeledes er de fleste øer i Kattegat så små, at nedbørstationerne på disse hver især kan anses for at repræsentere nedbøren for det omgivende havområde.

Kun på de to største af de udvalgte øer, Læsø og Anholt, viste en undersøgelse (jfr. kapitel 5), at nedbørmålingerne på de eksisterende manuelle stationer var påvirket af terrænet, så den målte nedbørmængde overestimerede det omgivende havområde. Data fra to velplacerede automatiske nedbørmålere på de to øers vestkyst er ikke kommet i betragtning ved denne analyse, da disse målere først var i drift på et relativt sent tidspunkt i projektet.

Bidraget fra de to øers nedbør fra de manuelle målere vil højst give anledning til en meget beskednen overestimering af Kattegats nedbør, der er baseret på 16 stationers nedbør.

Statistisk test af model

Der er før modellen er blevet anvendt som beregningsredskab til arealnedbøren, og den deraf afledte statistiske usikkerhed på estimatet, foretaget statistiske tests af, om modellen (1) og (2) er en egnet beskrivelse af de indsamlede data. Dette sker ved at analysere residualerne $R_{it} = x_{it} - x_{i\cdot} - x_{\cdot t} + x_{\cdot\cdot}$ til modellen til test af middelværdistrukturen (1) og ved at analysere om korrelationerne følger den i (2) specificerede spatiale afhængighed.

6.2 Analyseresultater

Forholdet mellem arealnedbøren for Kattegat og Jylland er 0,84

For hver måned i perioden januar 1988 til december 1991 er arealestimater af månedsnedbør beregnet for Kattegat og Jylland, og figur 6.1 viser samhørende nedbørværdier for de to områder. I de fleste måneder er nedbøren størst i Jylland, hvilket ses af, at hovedparten af punkterne befinder sig under identitetslinien. Dette illustreres også af det faktum, at Kattegat i den ovennævnte periode i gennemsnit fik 84% af den beregnede nedbør for Jylland.

Den statistiske usikkerhed på arealnedbørestimaterne er 6 mm

De enkelte arealnedbørestimater er ledsaget af en statistisk usikkerhed (standardafvigelse) i størrelsesordenen 6 mm gældende for både Kattegat og Jylland, hvilket må ses i relation til en gennemsnitlig månedsnedbør på ca. 50 mm. En mindre forskel imellem de to usikkerheder blev dog fundet, idet usikkerheden for estimaterne af nedbøren over Kattegat var størst, men forskellen er ikke signifikant.

Kaldes arealnedbørestimatet for AN_t kan det vises (Allerup et al. 1982), at usikkerheden på dette estimat kan estimeres fra følgende relation:

$$\begin{aligned}
 V(AN_t) = & \sum \theta_i^2 V(x_{it}) + \sum \sum \theta_i \theta_j cov(x_{it}, x_{jt}) \\
 & + \sum \omega_j^2 V(INT_{jt}) + \sum \sum \omega_j \omega_i cov(INT_{it}, INT_{jt}) \\
 & + 2cov(\sum \theta_i x_{it}, \sum \omega_j INT_{jt})
 \end{aligned} \tag{6.3}$$

hvor x_{ij} er de observerede nedbørstørrelser og INT_{ij} er de med TTSI-metoden forbundne interpolerede værdier; θ_i og ω_j angiver arealvægte, der tildeles de enkelte observationer. I nærværende undersøgelse er covarianser og varianser på de interpolerede værdier blevet fastsat ud fra gennemsnitsværdier af varianser $V(x_{it})$ og covarianser $Cov(x_{it}, x_{jt})$ på de direkte observerede nedbørmængder.

Nedbørforholdets tidsforløb

Det tidsmæssige forløb af nedbørforholdet mellem Kattegat og Jylland fremgår af figur 6.2. Forholdet synes ikke at afspejle nogen bestemt årsvariation, hvor man i den forbindelse kunne have forventet en variation i relation til forskellen mellem den årlige temperaturvariation for hav og land. Dette skal vise sig til dels ved relativt lille nedbør over et koldt hav i foråret og forsommeren og tilsvarende stor nedbør over et relativt varmt hav i efteråret og tidligt på vinteren. På figur 6.3, der skal illustrere et forsøg på at tydeliggøre en eventuel årsvariation af nedbørforholdet, er månedgennemsnitterne af forholdene for de 4 år indprikket. Et maksimum synes at tegne sig i vintermånederne og et dobbeltpuklet minimum i marts og juni, men tilsammen synes dette ikke at muliggøre nogen klar fortolkning af forholdet.

Kort observationsperiode kan influere på resultatet af nedbørforholdets årlige gang

Det må i den forbindelse bemærkes, at de sidste 4 år vejrmæssigt har været specielle, både hvad angår nedbør og temperatur, og dette kan i nogen grad have bevirket et lidt ustruktureret årligt forløb af nedbørforholdet. Der er også grund til at påpege observationsperiodens længde på 4 år, der er for kort til at hindre, at tilfældige udsving i vejrforløbet kan influere væsentligt på den normale årlige gang.

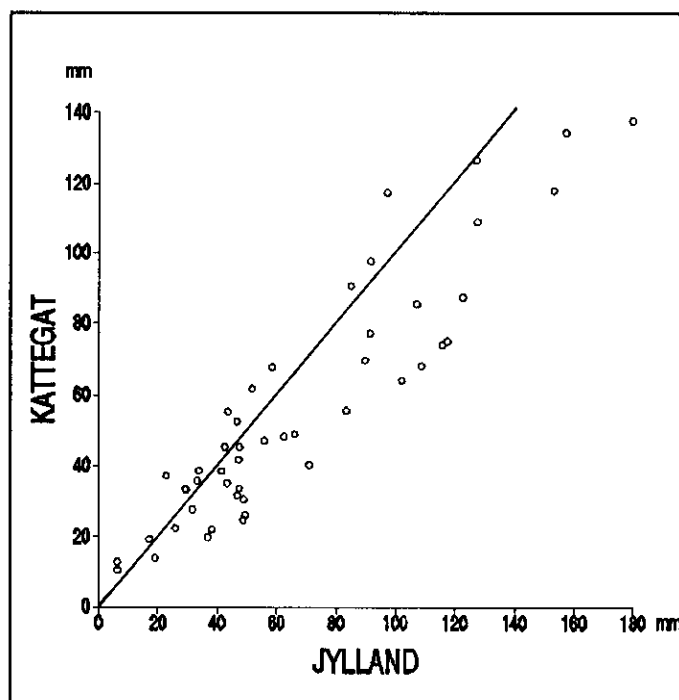
Stikprøveundersøgelse af nedbørforholdet over 10 år

En bekræftelse på at de ovennævnte forhold kan have influeret på den normale årlige gang af nedbørforholdet er illustreret på grundlag af et enkelt eksempel ved betragtning af forholdet mellem nedbørmængderne for en station i Kattegat, 27006 (figur 4.1), og en station i Himmerland, 20560 (figur 4.2), i perioden 1982-1991. Udover at denne periode er længere sammenlignet med forsøgsperioden 1988-1991, optræder der også nogle år, som ikke er så atypiske som i 4-årsperioden. Resultatet, der viser et mere normalt forløb af den årlige gang af nedbørforholdet, vil også kunne repræsentere nedbørforhold mellem Kattegat og Jylland.

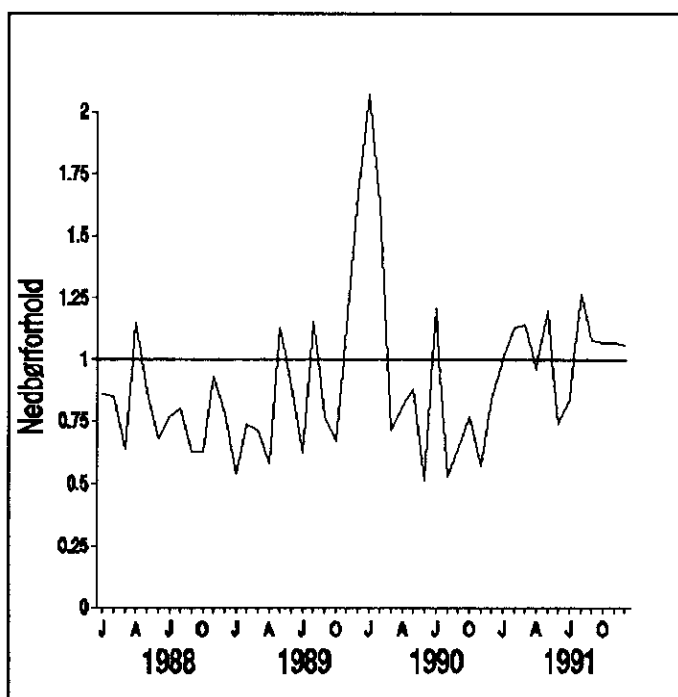
Vindforholdene påvirker nedbørforholdet

I et forsøg på at finde faktorer, der har indflydelse på størrelsen af nedbørforholdet Kattegat/Jylland, er der foretaget analyser af hyppigheden af forskellige vejrelementer under 4-års perioden. Resultatet viser, at kun vindretningerne har en tydelig effekt på forholdet, og dette gælder specielt vindretningen under nedbørsystemernes passage af Jylland og Kattegat. I tabel 6.1 er nedbørforholdet beregnet på basis af en opdeling af vinden på tre hovedretninger, øst, syd og vest.

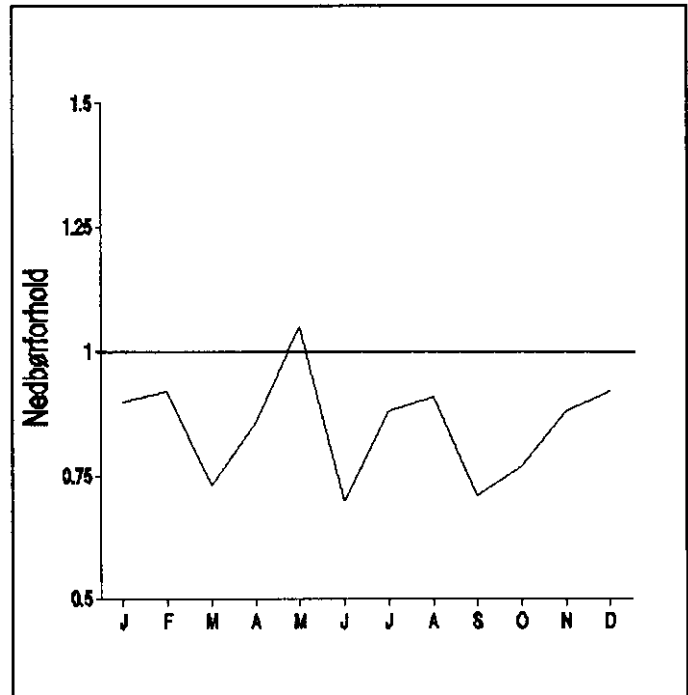
Forholdet er mindst for østlige vinde, 0,72, hvor nedbøren først har passeret Sverige, inden den når Kattegat og Jylland. Det lave forholdstal kan forklares ved, at det sydsvenske landskabs højderygge i højere grad end Sjællands, Fyns og Jylland's terræn giver anledning til en reduktion af nedbørmængden over Kattegat, især den østlige del af farvandet vil ligge i regnlæ under disse omstændigheder. Imidlertid falder kun 15-20% af nedbøren med østlige vinde mod 60-70% ved sydlige vinde, hvor regnlæeffekten af Sjælland og Fyn til gengæld er mindst med et forholdstal på 0,88. Med vestlige vinde, hvor nedbørsystemerne har passeret Jylland, er forholdet 0,83 og nedbørmængden



Figur 6.1. Samhørende værdier af månedsnedbør for Kattegat og Jylland. Januar 1988 - december 1991.



Figur 6.2. Tidsmæssig variation af nedbørforholdet Kattegat/Jylland. Januar 1988 - december 1991.



Figur 6.3. Årsvariation af månedsgennemsnit for nedbørforholdet Kattegat/Jylland 1988-1991.

mindst med ca. 15% af totalnedbøren for alle vindretninger.

Ovenstående resultater afspejles i forløbet af de mest typiske vejr-situationer, nemlig nedbøren i forbindelse med passage af lavtryk og dets ledsagende fronter, hvilket kan skitseres som følger: Opfriskende vind fra syd og sydøst og en del nedbør i forbindelse med varmfrontens passage. Derefter vinddrejning til omkring vest og kortvarig nedbør samtidig med koldfrontpassagen, hvorefter eventuelle byger senere indfinder sig.

Tablet 6.1. Forholdet mellem arealestimater af nedbør for Kattegat og Jylland i perioden 1988-91.

	Nedbørforhold
Alle data	0,84
Østenvind (0° -120°)	0,72
Søndenvind (120°-240°)	0,88
Vestenvind (240°-360°)	0,83

7. Lagringssystem for radardata

Der er fortrinsvis blevet gemt radardata med sandsynlighed for nedbørekko, og der er blevet designet et system til operationel lagring af disse radardata på Magnetisk Optiske disketter (MO diske). På hver af disse kan lagres ca. 590 MBytes data. Tabel 7.1 viser antal gemte billeder.

Tabel 7.1. Antal Kastrup og Göteborg radarbilleder gemt i perioden oktober 1990 til november 1991.

år	måned	Kastrup	Göteborg
1990	oktober	1742	0
	november	2218	0
	december	2057	0
1991	januar	1637	279
	februar	2086	1096
	marts	1709	1456
	april	2565	1129
	maj	2916	1281
	juni	3030	1052
	juli	1922	915
	august	3218	477
	september	2629	987
	oktober	1846	481
	november	1141	0
1990-1991	IALT	39869	9153

Omfanget af lagrede radardata

Hvert enkelt billede er pakket for at fylde så lidt som muligt i datalageret. Udpakket fylder hvert billede 57600 bytes, på hvilken form radardata skal foreligge for at kunne indgå i databehandling. Dette betyder, at samtlige lagrede billeder på udpakket form vil fylde over 2 mia. bytes (2.296.454.400 talværdier), en ganske betragtelig datamængde.

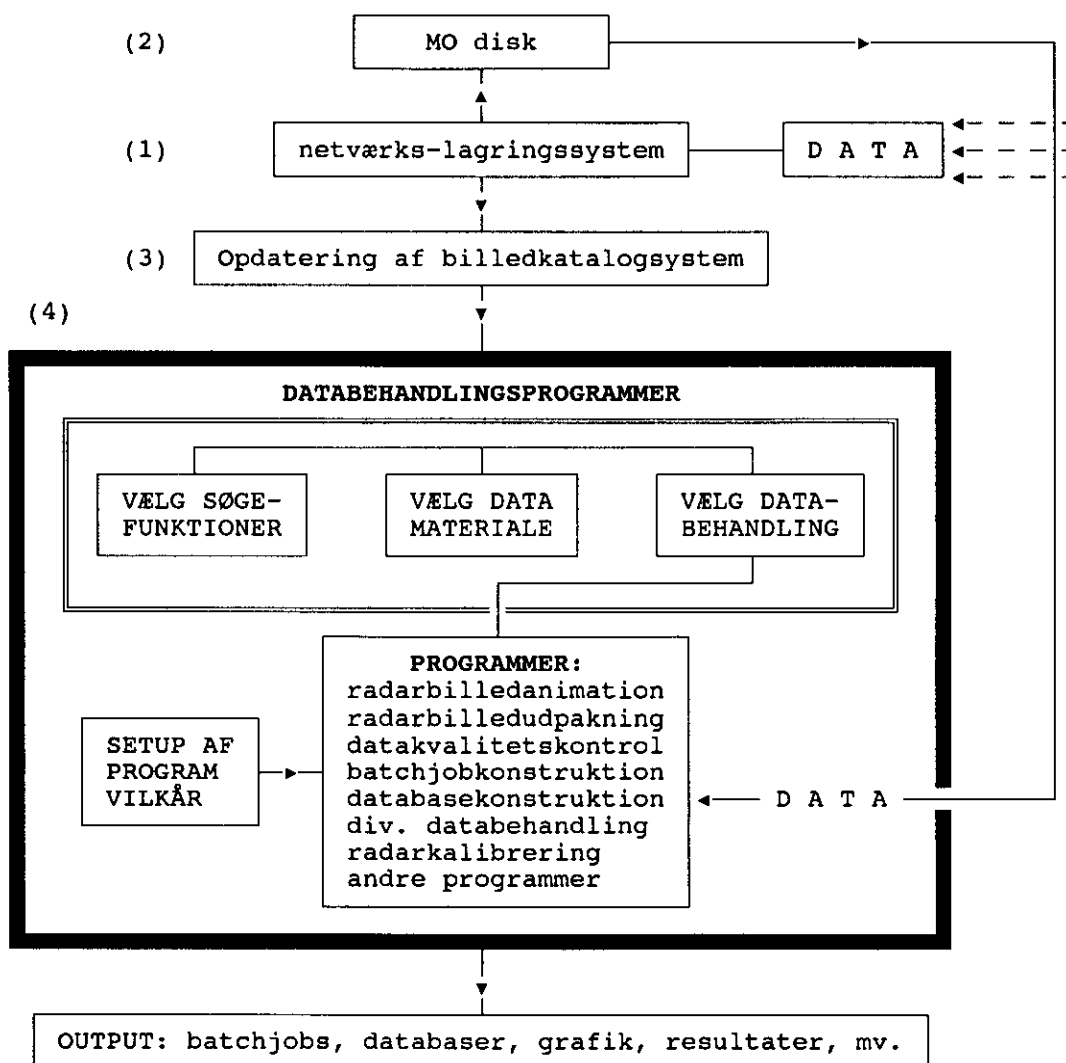
Der er derfor blevet udviklet et system til at håndtere alle disse mange data på en effektiv og tidsbesparende måde.

7.1 Beskrivelse af softwaresystem

System til håndtering af store mængder radardata

Et brugervenligt system skulle designes til for en vilkårlig mængde billeddata at kunne udføre en i princippet hvilken som helst databehandlingsopgave. I det følgende vil systemet blive beskrevet i overordnede træk. Systemet er specielt til dette projekt blevet udviklet på DMI.

Figur 7.1. System til automatisk behandling af radardata. For vilkårlige mængder radardata kan aktiveres vilkårlige programmer.



Alle gemte radarbilleder er blevet registreret i et katalogsystem sammen med relevante oplysninger om billederne, f.eks. om nedbørforhold og kvalitetskontrol.

Systemets struktur

Systemet (figur 7.1) kan udføre en hvilket som helst databehandlingsopgave på vilkårlige mængder billeddata, hvilket styres ved at referere til billedkatalogsystemet.

Det er sammensat af:

- 1) Programmer, der operationelt styrer lagringen af data,
- 2) Magnetiske Optiske diske, der hver kan indeholde ca. 590 MBytes radardata (590.000.000 tal),
- 3) Programmer, der opdaterer radardata katalogsystemet (se tabel 7.1),

- 4) Databehandlingsprogrammer som kan styres af oplysningerne i katalogsystemet. Med disse er det muligt at:
 - a) Anvende søgefunktioner der scanner katalogerne for bestemte oplysninger, såsom nedbørinformation, data-kvalitet, og tider for bestemte nedbørhændelser,
 - b) Definere hvilke data der ønskes sendt til databehandling, f.eks. data, der opfylder nøjere fastlagte kriterier for udbredelse af nedbør med en vis intensitet.
 - c) Vælge typen af databehandling. Den måde hvorpå databehandling skal foregå, kan defineres inden starten ved setup af programvilkår.
- 5) Resultater, grafik, mv. er slutproduktet af ovenstående.

Informationsindhold i dataarkiv

I tabel 7.2 er vist informationsindholdet i en katalogfil. Arealet indenfor 100 km fra radaren klassificeres ved hjælp af standardkalibrering i 8 nedbørintensitetsgrupper. Heraf fås pct. areal med nedbør af en vis intensitet, der giver et hurtigt overblik over sandsynligheden for nedbør af vilkårlig styrke i billederne.

Tabel 7.2. Eksempel på en linie i en af katalogfilerne, der indeholder følgende oplysninger om radardata: IMGNR = billednummer i katalogfilen, BILLEDNAVN = filnavn på radarbillede, idet k=Kastrup radardata, SIZE = radarbilledets filstørrelse, PCT. AREAL = Pct. af arealet indenfor 100 km fra radaren, der indeholder nedbør i bestemte intensitetsklasser, og CTRL = data kvalitetskontrolkode, hvor OK viser, at datakvaliteten er i orden.

IMGNR	BILLEDNAVN	SIZE	PCT. AF AREAL MED NEDBØR								CTRL
			0	1	2	3	4	5	6	7	
4360.	04100910.90k	55000	10	3	12	30	28	14	2	<1	OK

Gevinsten ved dette system kan vises ved et eksempel:

Systemets grundprincip

Et program MKBATJOB (MaKeBATchJOBS) kan bruge oplysningerne i katalogsystemet til automatisk konstruktion af diverse batchjobs. Princippet i MKBATJOB er, at brugeren designer en vilkårlig nøgle for et batchjobs struktur. Denne nøgle er analog med biologiens DNA-kodeprincip, og kan reproducere den definerede struktur så mange gange det ønskes, så det endelige batchjob underkaster hvert enkelt radarbillede nøjagtig samme databehandling.

Konstruktion af vilkårlige batchjobs sparer enorme mængder tid, f.eks. når et stort antal radarbilleder skal kvalitetskontrolleres. Man angiver blot et billednummerinterval og en "program DNA-nøgle", hvorefter det ønskede batchjob, bestående af diverse programkald og billedfilnavne, konstrueres på få sekunder og kan startes med det samme.

*Betydelig
tidsbesparelse*

Til sammenligningen kan nævnes, at hvis batchjobs skulle skrives manuelt, ville det koste et effektivt tidsforbrug på ca. 1/2 måneds normal arbejdstid blot at indtaste filnavnene på samtlige radardata. Systemet kan udføre det samme arbejde på sekunder.

7.2 Databasesystem

*Opbygning af et
databasesystem*

Der er blevet opbygget et databasesystem, hvori matches radardata med samtidige målinger af nedbør, vindforhold, luftfugtighed, osv. Dermed kan der momentant sammenlignes relevante data med henblik på nedbørkalibrering af radaren (se kapitel 8.5).

Fordele

Fordelen ved en sådan database er, at visse tidsrøvende opgaver kun skal udføres en enkelt gang:

- 1) Læsning af relevante nedbør- og synopdata i databaser.
- 2) Udpakning af radardata.
- 3) Kvalitetskontrol af radardata.
- 4) Læsning af billedudsnit, der repræsenterer områder med nedbørmålere.
- 5) Søgning efter synop- og nedbørdata fra bestemte tidspunkter.
- 6) Beregning af 1 times summer af radar- og nedbørdata.

F.eks. opnås en betydelig tidsbesparelse på punkt (2): Hvis udpakning af 1 radarbillede varer 2 sekunder, vil udpakning af 1 års data tage omtrent 14 timer. Dette spares (det er dog ca. 2 arbejdsdage der tales om!).

Databasesystemets fordele er primært:

- 1) De ønskede data er umiddelbart tilgængelige.
- 2) Statistiske analyser og kalibrering på vilkårligt datamateriale kan udføres med det samme.

8. Nedbør ud fra vejrradardata

For at kunne beregne våddepositionen af næringsstoffer over havområder ved hjælp af de atmosfæriske transportmodeller, har DMU brug for oplysninger om nedbørforhold, jfr. kapitel 2.

Ulemper ved at bruge konventionelle nedbørmålere i atmosfæriske transportmodeller

I de atmosfæriske transportmodeller anvendes sædvanligvis oplysninger om den samlede nedbørmængde, som er faldet ved en nedbørstation i løbet af 6 timer. En sådan punktnedbørsum giver imidlertid mangelfuld information om nedbørforholdene i et område. Det skyldes:

- 1) Der mangler information om nedbørens intensitet, dækningsgrad og varighed indenfor de 6 timer.
- 2) Der findes ingen information om, hvor repræsentativ en nedbørmåling er for hele overfladen i det gitterareal, som bliver brugt ved beregninger i de atmosfæriske transportmodeller.

Vigtigt med mere detaljerede nedbørinformationer

Følgende eksempler viser, hvor vigtigt det er at have mere detaljeret information om nedbør, end det er muligt ud fra en punktnedbørmængde:

Eksempel 1:

Det har regnet relativt intensivt og ensartet i et område, og hele arealet har fået nedbør i samtlige 6 timer i en måleperiode, hvorfor luften i hele området vil være rensset. Placeringen af nedbørmålere vil kun influere ubetydeligt på den beregnede våddeposition.

Eksempel 2:

Det samme område som i eksempel 1 berøres af "ikke kontinuerlig" regn (byger), der kun berører en brøkdel af området. I de "våde dele" af området vil luften være mere eller mindre rensset efter de 6 timer afhængig af bygenedbørens varighed. Forudsat der ikke sker advektion og opblanding af luftmasser med tilstødende arealer, vil forholdene i den tørre del af området imidlertid være uændrede. I gennemsnit vil luften ikke være rensset. Beregninger i de atmosfæriske transportmodeller vil være særdeles følsomme overfor placering af nedbørmålere.

På denne måde er kendskab til nedbørstatistik vigtig ved atmosfærisk modellering. Dette gælder ikke kun for det pågældende område, fordi næringsstofferne i eksempel 2 kan transporteres over langt større afstande end tilfældet er i eksempel 1. Derfor er det meget vigtigt at kende nedbørens varighed og fordeling indenfor et område.

Mere detaljerede nedbørinformationer

Følgende type nedbørinformation har derfor interesse for de atmosfæriske transportmodeller indenfor gitterarealer af størrelsesordenen $25 \times 25 \text{ km}^2$:

- 1) Hvor stor en del af arealet har haft nedbør hhv. tørvejrs indenfor 6 timer.
- 2) Hvor stor en del af arealet har haft nedbør i hhv. 0, 1, 2, 3, 4, 5 og 6 timer indenfor 6 timer. Dette beskrives ved en såkaldt varighedsfordeling.

Der vil i det følgende blive udviklet en metode, der i tidsopløsningen 6 timer og rumopløsningen $25 \times 25 \text{ km}^2$ vil kunne beregne disse typer oplysninger om nedbørforhold og således være nedbørinput til de atmosfæriske transportmodeller. Metodeudviklingen omfatter dels nedbørkalibrering af vejrradar, og dels beskrivelse af nedbørforholdene i vilkårlige arealer.

8.1 Generel radarteori

I det følgende vil lidt af teorien bag bestemmelse af nedbør ud fra vejrradar blive beskrevet. Dette afsnit er hovedsagen baseret på teori i Battan (1973).

Dråbestørrelsesfordelingen påvirker radarstrålens energi.

Hvis radarstrålen passerer et område i atmosfæren med nedbørpartikler, vil en del af energien reflekteres tilbage til radaren. Størrelsen af den reflekterede energi fra et volumen luft afhænger af antal dråber N , disses diameter D , samt den udsendte strålings bølgelængde λ i forhold til dråbernes tværsnitsareal. Summen af reflekteret energi fra tilfældigt fordelte partikler i et volumen luft er summen af signalet fra hver af dem, og kaldes reflektivitetsfaktoren Z . Denne hænger sammen med D og N (dråbestørrelsesfordelingen i dråbestørrelsesintervallet D_{\min} til D_{\max}) på følgende måde:

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N_i D_i^6 dD = \sum_{vol} D_i^6 \quad [cm^6/cm^3] \quad (8.1)$$

Nedbørtypens betydning

Det ses heraf, at store dråber i typiske byer giver en meget stor refleksion, mens et stort antal mindre dråber i typisk frontal nedbør giver en mindre refleksion. Z afhænger således af nedbørtypen. For iskrystaller er forholdene dog mere komplicerede, idet refleksionen tillige vil afhænge af disses orientering i forhold til radarstrålen.

Sammenhæng mellem dråbeforhold og den returnerede energi

Der er etableret en sammenhæng mellem den målte returnerede energi P_r , der kaldes radarreflektiviteten, og dråbediameteren D . Denne "radarligning" tager endvidere hensyn til radarens egenskaber:

$$P_r = \left(\frac{\eta^3 \cdot P_t \cdot G^2 \cdot \theta \cdot \phi \cdot h}{16 \cdot 64 \cdot \lambda \cdot \ln 2} \right) \cdot \frac{|K|^2}{r^2} \sum_{vol} D_i^6 \quad (8.2)$$

P_t er den transmitterede energi, λ er signalets bølgelængde, og G er antennens gain, der kan betegnes som et mål for radarens evne til at detektere svage signaler. h er radarimpulsens længde, mens θ og ϕ er dens horisontale og vertikale udstrækning. r er afstanden fra radaren. Det ses for givne karakteristika for en radar, at i en given afstand r er det kun $|K|^2$ og D , der kan variere.

K er et brydningsindeks, der afhænger af partiklernes tilstand, fordi is og vand ikke reflekterer samme brøkdelt af det modtagne signal. Således er $|K|^2 = 0.93$ for vand og 0.197 for is ved bølgelængder på 3-10 cm. Det er derfor særdeles vigtigt at vide, om nedbørpartiklerne er frosne eller smeltede, da vand reflekterer ca. 4.7 gange kraftigere end is ved given λ .

Dæmpning af radarstrålens energi

En smule af radarstrålens energi bliver svækket undervejs mellem mål og radar ved spredning og absorption fra atmosfærens gasser, sky- og nedbørpartikler. Svækkelsens størrelse afhænger af partiklernes størrelse, form og sammensætning, samt radarstrålens bølgelængde. Ved bølgelængder større end nogle få cm er svækkelsen fra atmosfæriske gasser så lille, at den kan ignoreres, men ved bølgelængder mindre end 10 cm kan svækkelsen fra skyer og især nedbør være betydelig. Denne effekt tages der hensyn til i radarligningen ved at tilføje en svækkelseskoefficient β , der defineres som forholdet mellem det udsendte (usvækkede) og det modtagne (svækkede) radarsignal.

Radarligningen

Ved at omskrive radarkarakteristika til en konstant C , indsætte Z og tilføje β , får radarligningen et enklere udseende:

$$P_r = \frac{C \cdot |K|^2 \cdot Z}{r^2} \cdot 10^s \quad \text{hvor} \quad s = \int_0^r \beta \, dr \quad (8.3)$$

Det ses, at Z nu kan udledes ved at justere det målte signal P_r med afstanden fra radaren, radarkarakteristika, signaldæmpningen mellem mål og radar, samt partiklernes tilstandsform.

Betydningen af nedbørpartiklernes diameter

Radarligningen forudsætter, at spredningen for partiklerne er af Rayleigh-type. Det er fundet, at hvis en nedbørdråbes diameter højst er 2 mm i diameter og bølgelængden $\lambda > 3$ cm, kan dråben betragtes som en Rayleigh-spreder. Radarligningen gælder derfor i praksis for nedbørsituationer med regn. Når partikeldiameteren nærmer sig bølgelængden, er spredningen tilbage til radaren imidlertid mere begrænset (Mie-spredning). Spredningsforholdene i forbindelse med nedbør i form af sne, slud og hagl kan derfor være betydeligt mere

komplekse end for nedbørdråber på grund af disse partiklers form og størrelse, og Rayleigh-forudsætningen vil ikke altid gælde i sådanne nedbørsituationer.

8.2 Generelt om nedbørkalibrering af vejrradar

Generel sammenhæng mellem Z og målt nedbør

Da radaren modtager et signal, som både afhænger af antal dråber og disses diameter (formel (8.1)), kan Z relateres til nedbørintensitet ved måling af dråbestørrelsesfordelingen. Denne kan skønnes ved at vurdere nedbørens karakter, eller den kan måles direkte.

Imidlertid er det forbundet med praktiske vanskeligheder at måle dråbefordelingen. En anden metode er derfor at opstille en empirisk sammenhæng mellem målt reflektivitetsfaktor Z og målt nedbør R. Denne er ved talrige undersøgelser fundet til at være af følgende generelle form:

$$Z = A R^b \quad (8.4)$$

Forhold med indflydelse på kalibreringen

Z og R hænger komplekst sammen via et antal fysiske faktorer, og en radarkalibrering varierer fra et nedbørsystem til det næste, men selv indenfor det samme nedbørsystem kan kalibreringen variere i tid og rum (Stout & Mueller 1968). De fleste forskelle skyldes variationer i nedbørtypen. Det er generelt fundet, at tendensen for A er at vokse med nedbørintensiteten, hvorimod det er vanskeligere at finde en sammenhæng for b (Andersson et al. 1985).

Kalibreringen er følsom overfor nedbørens integrationsperiode, nedbørmålerens antal, tæthed og afstand fra radaren (DWR 1977). Lævirkning og aerodynamisk effekt kan give fejl på selve nedbørmålingen (Allerup & Madsen 1980), hvorfor nedbøren korrigeres herfor (se kapitel 8.4).

8.3 Kvalitetskontrol og preprocessing af radardata

Databehandling og kvalitetskontrol af data

Data behandles og kvalitetskontrolleres på nedenstående måder.

- 1) Resampling af det reflekterede signal:

Da radarvolumens dimension vokser med afstanden fra radaren, er det nødvendigt at omregne de modtagne signaler til en opløsning på $2 \times 2 \times 1 \text{ km}^3$.

- 2) Afstandsdæmpning og svækkelse af signal:

Der korrigeres for effekttab, der skyldes radaren, samt for effekttabet mellem mål og antenne, og på tværs af radarstrålen.

3) Atmosfærisk dæmpning og refleksion:

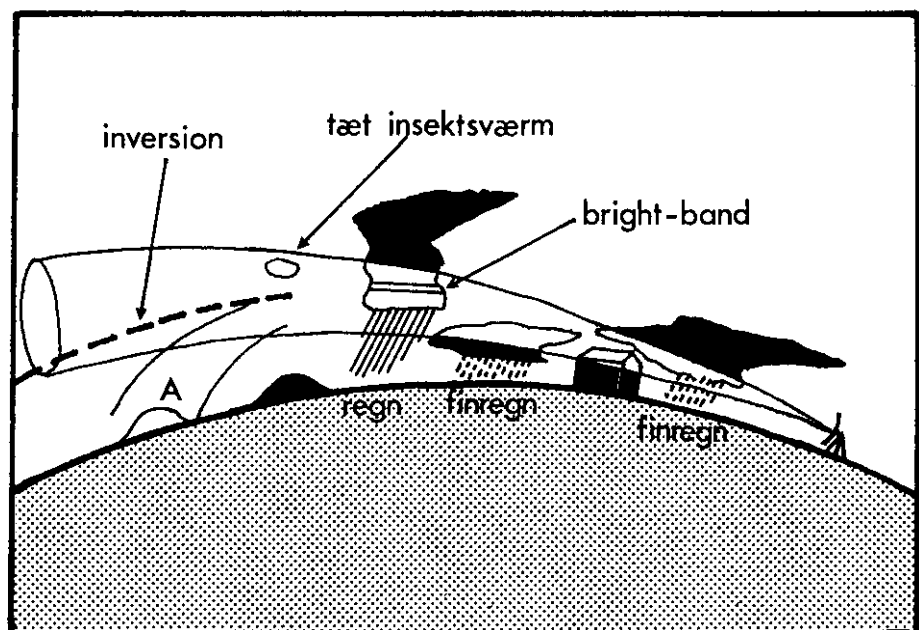
Radarstrålen svækkes og spredes af atmosfærens gasser, sky- og nedbørpartikler, hvorfor signalet fra hver enkelt pixel i nogen grad justeres ud fra simplificerede betragtninger over refleksions- og absorptionstab.

4) Clutter:

Hvis radarstrålen reflekteres af stationære mål såsom bygninger fås "falske" ekkoer, såkaldt clutter (figur 8.1), som ikke har noget med nedbør at gøre. Tæt ved radaren kan der endvidere registreres ekko fra kraftige mål af de såkaldte sidestråler, der udsendes sammen med hovedstrålen (se kapitel 3.2), selvom styrken af dem er betydeligt lavere. Som følge af denne effekt benyttes ingen data fra områderne omkring radaren.

Korrektion for clutter

Der filtreres automatisk for clutter ved preprocessing, dog kun indenfor 50 km fra radaren, da clutter sjældent har betydning på større afstande. Da denne filtrering ikke fjerner al clutter fra radarbilledet, filtreres data yderligere efter modtagelse.



Figur 8.1. Skitsering af refleksionsforhold for radarstrålen. Alle mål inden for radarstrålen, der eventuelt afbøjes på grund af inversion (A), detekteres. Derfor er der forskellige fejlkilder på signalet: Terrænelementer giver clutter, insektsværme mv. giver falske ekkoer, smeltende snekrystaller giver kraftigt signal (brightband effekt). Radarstrålens afbøjning kan betyde, at nedbør på lavt niveau overses. Det er oftest finregn.

5) Blocking:

Kraftige stationære mål nær radaren svækker radarstrålen (blocking), så der fås et systematisk svagere ekko fra bestemte områder bag det blokerende mål. Der korrigeres dog på nuværende tidspunkt ikke for denne effekt.

6) Kvalitetskontrol:

Der kan forekomme transmissionsfejl, der efter udpakning af radarbilledet viser sig som en mere eller mindre kraftig forstyrrelse af de enkelte pixels korrekte geografiske beliggenhed. Der er derfor udviklet procedurer til automatisk kvalitetskontrol af radardata.

8.4 Behandling af nedbørmålinger

8.4.1 Korrektion af nedbør for aerodynamisk effekt

Aerodynamiske effekt

Nedbørmålere placeret over jordoverfladen skaber lokal turbulens omkring måleren. Denne forstyrrelse i nedbørpartiklernes baner betyder, at en del af nedbøren undgår måling afhængig af nedbørintensitet, vindhastighed og dråbefaldhastighed samt målerens form og placering i forhold til omgivelserne. Vindeffekten kaldes også den aerodynamiske effekt.

Da disse forhold kan give anledning til endog betydelige fejl (tabel 8.1), korrigeres målte nedbør for aerodynamisk effekt efter en metode udviklet af Allerup & Madsen (1980, 1986).

Algoritmen for nedbørkorrektionen dI er:

$$dI = e^{f[I,V]} - 1 \quad (\text{Allerup \& Madsen 1980,1986}) \quad (8.5)$$

hvor $f[I, V]$ er en funktion af vindhastigheden V og den ukorrigerede nedbørintensitet I . Den vindkorrigerede nedbørmængde R bliver således:

$$R = I + I \cdot dI \quad (8.6)$$

8.4.2 Korrektion for læeffekt

Læeffekt

Den korrigerede nedbør justeres for lævirkningen. Den aerodynamiske effekt vokser med aftagende grad af læ, men på den anden side betyder for stor lævirkning en overbeskyttelse, hvorved dråber opfanges af lægiverne, eller disse påvirker luftstrømmen omkring måleren, så en del af nedbøren ikke registreres.

Nedbørmængden R korrigeres for læeffekt ved at vægte med en koefficient, der fastsættes for hver enkelt nedbørmåler ud fra en vur-

Tabel 8.1. Nedbørkorrektion dI (i procent) for aerodynamisk effekt gældende for flydende nedbør ved nedbørmålere uden læ (Allerup & Madsen 1980).

Nedbør mm/h	Vindhastighed (m/sek) målt i 10 m højde														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
0.1	5	10	15	19	25	30	36	41	47	54	60	67	74	82	90
0.2	5	9	13	17	21	26	30	35	40	45	50	56	62	68	74
0.3	4	8	11	15	19	23	27	31	36	40	45	50	55	60	65
0.4	4	7	11	14	18	21	25	29	33	37	41	46	50	55	60
0.5	4	7	10	13	16	20	23	27	31	35	38	42	47	51	55
0.6	4	6	9	12	16	19	22	25	29	32	36	40	44	48	52
0.7	3	6	9	12	15	18	21	24	27	31	34	38	41	45	49
0.8	3	6	9	11	14	17	20	23	26	29	33	36	39	43	47
0.9	3	6	8	11	14	16	19	22	25	28	31	34	38	41	44
1.0	3	6	8	11	13	16	18	21	24	27	30	33	36	39	43
1.5	3	5	7	9	11	13	16	18	20	23	25	28	30	33	36
2.0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	29	31
2.5	2	4	6	7	9	11	12	14	16	18	20	21	23	25	27
3.0	2	4	5	7	8	10	11	13	14	16	18	19	21	23	24
3.5	2	3	5	6	7	9	10	12	13	14	16	17	19	20	22
4.0	2	3	4	5	7	8	9	11	12	13	15	16	17	19	20
4.5	2	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	15	16	17	18
5.0	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	16	17
5.5	2	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
6.0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	9	10	11	12	13	14
6.5	1	2	3	4	5	5	6	7	8	9	10	10	11	12	13
7.0	1	2	3	3	4	5	6	7	7	8	9	10	10	11	12
7.5	1	2	3	3	4	5	5	6	7	7	8	9	10	10	11
8.0	1	2	2	3	4	4	5	6	6	7	8	8	9	9	10
8.5	1	2	2	3	3	4	5	5	6	6	7	8	8	9	9
9.0	1	2	2	3	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	9
9.5	1	1	2	2	3	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8
10.0	1	1	2	2	3	3	4	4	4	5	5	6	6	7	7

dering af læforholdene omkring måleren i forhold til, hvilke retninger de store nedbørmængder i hovedsagen kommer fra (Allerup & Madsen 1980).

Læeffekten er dog ikke konstant, men afhænger af årstiden og lætypen, hvorfor anvendelsen af en universel koefficient for lækorrektion er noget usikker. På nuværende tidspunkt er det imidlertid det bedste bud på korrektion for læeffekt.

8.5 Nedbørbeskrivelse ud fra radardata

8.5.1 Beregning af aktuelle kalibrering

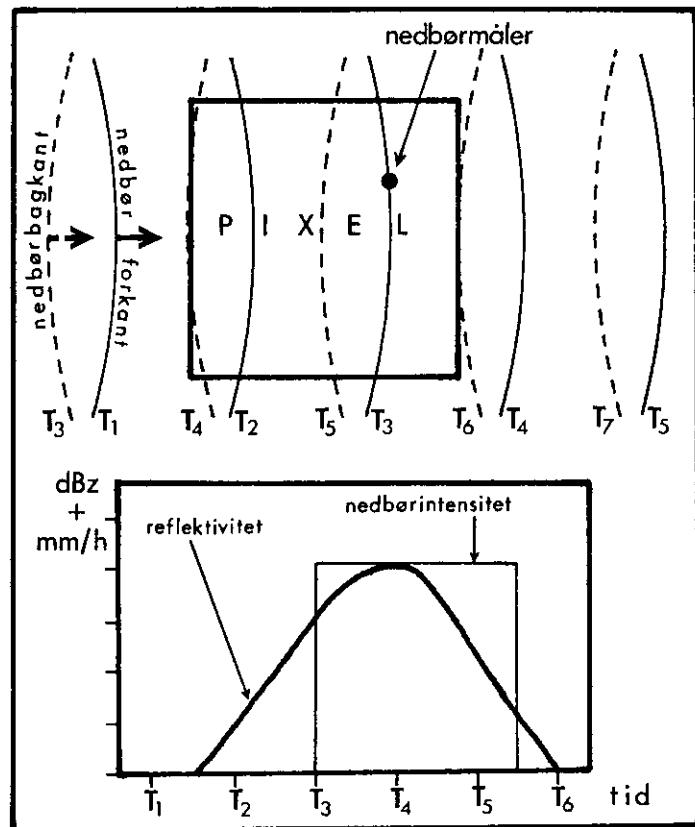
Radarkalibrering ved sammenligning mellem Z og R er problematisk som følge af:

- 1) Forskelle i metoderne til måling af Z og R.
- 2) Horisontal nedbørintensitetsgradient.

Mens Z er en øjebliksværdi, der måles i brøkdeler af et sekund i et volumen i en variabel højde over jordoverfladen og som repræsenterer et rumfang på $2 \times 2 \times 1 \text{ km}^3$, så måles R i et punkt ved jordoverfladen over meget længere tid. Dette kan illustreres ved, at der kan være ca. 100 mio. nedbørmålere i en pixel på $2 \times 2 \text{ km}^2$.

*Betydning af forskel
i målemetode for Z og R*

Denne forskel i opløsning får især betydning, når der skal kalibreres i nedbørsystemer med store spring i nedbørintensiteten (byger). Her sker det ofte, at nedbørmåleren registrerer nedbørens start eller ophør på et andet tidspunkt end radaren (figur 8.2). Mens det modtagne radarsignal vokser, efterhånden som nedbørsystemet bevæger sig ind i pixlen, og sidenhen aftager, når systemet er på vej væk, er den punktmålte nedbørintensitet konstant i hele perioden. Dette resulterer i uoverensstemmelser mellem de to mål for nedbørintensiteten afhængig af måletidspunktet. I et virkeligt nedbørsystem er forholdene ofte langt mere komplekse, idet nedbørintensiteten i pixlen kan variere som funktion af både tid og rum.



Figur 8.2. Reflektivetsfaktorens og nedbørintensitetens variation med tiden under passage af et nedbørområde (idealiseret). Øverst: sammenhørende for- og bagkant er af nedbørsystemet, mens det passerer radarpixlen, er markeret ved et tidspunkt, T_i . Nederst: Det tidsmæssige forløb af radarsignalet og den punktmålte nedbør er vist. Skalaen for reflektivetsfaktor, nedbørintensitet og tid er relativ.

Kalibrering ved integration af Z og R i tid og rum

Problemet mindskes ved at integrere Z og summere R over længere tidsrum. Idet "støj" som følge af forskellige fejlkilder tenderer mod at ophæve hinanden (Austin 1987), vil resultatet af kalibreringen statistisk set blive bedre, jo længere tid der integreres over. Opløsningen på 6 timer, der benyttes i de atmosfæriske transportmodeller, antages at være for fin med henblik på radarkalibrering. I mange undersøgelser (f.eks. Austin 1987, Barnston & Thomas 1983, Wilson & Brandes 1979, Stout & Mueller 1968) er kalibreringen blevet udført for hele nedbørhændelser ad gangen. Kalibreringen vil således blive udført i denne tidsskala, selvom variationer i dråbestørrelsesfordelingen som funktion af tid og sted kan give lokale variationer i sammenhængen mellem Z og R.

Den radarintegrerede nedbørmængde over H timer, $R_{b(H)}$, beregnes ved at integrere øjebliksbilledets reflektivitetsfaktor $Z(x,y,t)$ i tid og i rum:

$$R_{b(H)} = \int_t^{t+Dt} \int_x^{x+Dx} \int_y^{y+Dy} (\delta_t \cdot A_r \cdot Z(x,y,z)^{b_r}) dx dy dt \quad (8.7)$$

hvor

- t = integration af radardata over tiden t til t+Dt
- δ_t = tidskorrektionsfaktor for et radarbillede til tiden t, som beregnes ud fra den aktuelle tidsopløsning på radardata.
- x,y = integration af Z for et areal på $Dx \cdot Dy$ omkring en nedbør måler.
- H = suffiks for, hvor lang tid Z integreres over.

og hvor A_r og b_r er koefficienter i en radarkalibrering, der i princippet har nedenstående form:

$$R[x,y,t] = A_r \cdot Z[x,y,t]^{b_r} \equiv (Z[x,y,t]/A_z)^{1/b_z} \quad (8.8)$$

Diskussion af integrationen i tid og rum

Suffiks r hhv. z refererer til, at R hhv. Z er den uafhængige variabel, hvorfor det kun er korrekt at anvende $A_r=1/A_z$ og $b_r=1/b_z$ såfremt R og Z er perfekt korreleret. Derfor bruges A_r og b_r til nedbørkalibrering, som argumenteret af Stout & Mueller (1968), mens A_z og b_z kun vil blive brugt til at præsentere de aktuelle kalibreringer på konventionel vis (formel 8.4).

Betydningen af nedbørsystemernes bevægelse

Modellen tager ikke hensyn til nedbørsystemers bevægelse, hvilket giver fejl, idet radardata sædvanligvis foreligger med 10 minutters opløsning. Markante nedbørstrukturer, der opfanges af nedbørmålere, kan have passeret disse målere inden næste radarscanning, hvorfor de ikke bidrager til $R_{b(H)}$, hvis denne beregnes for en enkelt pixel. En løsning på problemet ville være at integrere $R_{b(H)}$ som funktion af

nedbørsystemets bevægelseshastighed og -retning. En tilnærmet og foreløbig løsning på problemet er blevet valgt, og består i at integrere $R_{b(H)}$ over et passende areal, f.eks. 5×5 pixels, hvorved nedbørens tidsvariation i nogen grad opfanges. Fremover bør der imidlertid udvikles metoder, der vægter kalibreringen med nedbørsystemernes horisontale bevægelseshastighed og -retning.

Tidsopløsning

Radartidsopløsningen varierer af og til, og der kan forekomme datahuller. Der sættes derfor som betingelse for kalibrering, at der foreligger mindst 3 radarbilleder pr. time. Hvis tidsopløsningen afviger fra en standard på 10 minutter, korrigeres der herfor med en faktor δ_t for et radarbillede til tiden t i en nedbørhændelse.

Beregning af den aktuelle kalibrering

$R[x,y,t]$ beregnes i første omgang ved at standardkalibrere med Marshall & Palmers formel (Marshall & Palmer 1948), hvor $A_z = 220$ og $b_z = 1.60$. Brugen af standardværdier giver dog fejl på den beregnede $R_{b(H)}$. Fejlen afhænger af, hvor meget den aktuelle dråbestørrelsesfordeling i nedbørsystemet afviger fra den dråbestørrelsesfordeling, der ligger til grund for Marshall & Palmers kalibreringsformel (Marshall & Palmer 1948).

Problemet løses ved at udføre en såkaldt "baglænskalibrering". Denne består i at konvertere de beregnede $R_{b(H)}$ værdier til $Z_{b(H)}$ ved brug af ovennævnte standardværdier af A og b . $Z_{b(H)}$ og den målte nedbørmængde $R_{m(H)}$ korreleres, hvorved fås kalibreringskoefficienterne A_r og b_r for en nedbørhændelse. Den aktuelle kalibrering fås af:

$$R_{m(H)} = A_r \cdot Z_{b(H)}^{b_r} \quad (8.9)$$

8.5.2 Eksempler på kalibrering

En række nedbørhændelser fra juni 1991 vil blive vist som eksempler på kalibrering af vejrradar. Kalibreringen er baseret på en række automatiske nedbørmålere placeret på Sjælland og i Københavnsområdet. En del af målerne, ialt 6, ligger imidlertid så tæt på radaren i Kastrup eller nær Københavns centrum, at de måtte udelades af kalibreringen som følge af risikoen for betydelig clutter, samt effekten af sidestråler særlig tæt ved radaren.

Resultater for nedbørhændelser 3-5. juni, 9-11. juni, 11-12. juni, 18-19. juni og 28-29. juni 1991 fremgår af figur 8.3-8.7 samt tabel 8.2. Disse hændelser repræsenterer et spektrum af nedbørtyper, såvel sammenhængende frontregn som byger. Kalibreringen er blevet udført for hele nedbørhændelser, selvom disse kan indeholde både byge- og frontnedbør.

Resultatet af kalibrerings-eksempler

I figur 8.3-8.7 ses diagrammer, der viser den målte nedbørmængde R_m mod nedbørmængden R_b beregnet ud fra radardata. Det ses, at kalibreringsmetoden i alle de viste eksempler har resulteret i en signifikant sammenhæng mellem målt og beregnet nedbørsum, men

med store variationer i spredningen omkring identitetslinien. Mens forholdet mellem målt og beregnet nedbør er nær 1:1 den 28. juni 1991 (figur 8.7b), er dette ingenlunde tilfælde i andre situationer, hvor spredningen omkring identitetslinien i hovedsagen kan beskrives ved en kegle.

Af tabel 8.2 ses en analyse af kalibreringen for de enkelte nedbørhændelser. Kalibreringskoefficienterne A_z og b_z er realistiske, og T-test på 5% niveau af korrelationen mellem $R_{m(H)}$ og $Z_{b(H)}$ viser signifikant fit for det aktuelle antal målinger i alle tilfælde.

Resultaterne i figur 8.3-8.7 og tabel 8.2 udviser dog visse variationer, og disse vil blive analyseret i det følgende.

*Eksempel på kalibrering
3-5. juni 1991*

3-5. juni 1991 var vejr-situationen forholdsvis speciel, idet et lavtryk lå næsten stille over det sydlige Sverige, og dermed gav især den østlige del af Danmark sammenhængende nedbør med gradvis overgang til mere kraftige byger. Nedbørsystemet bevægede sig relativt langsomt, hvilket må antages at have reduceret betydningen af de fejl, der skyldes den "ikke dynamiske" måde at korrigere for nedbørsystemernes bevægelseshastighed og -retning. Til trods for en vis bygeaktivitet gav kalibreringen således gode resultater.

*Eksempler på
kalibrering 9-10.,
12-13. og
18-19. juni 1991*

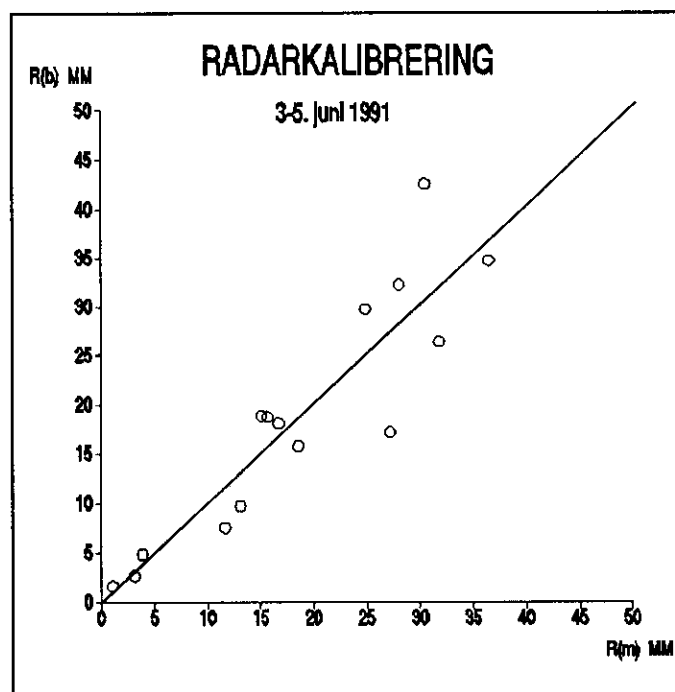
I andre situationer, som f.eks. 9-10. juni, 12-13. juni og 18-19. juni 1991 var nedbørforløbet det klassiske med en indledende varmfrontspassage ledsaget af sammenhængende nedbør efterfulgt af en koldfront med spredte byger. Bygedelen af disse nedbørsystemer trækker antagelig den samlede kalibrering mod en let underestimering af nedbørmængden. Nedbørsystemer kan indeholde en betydelig variation i nedbørtypen, og dermed også dråbestørrelsesfordelingen (Stout & Mueller 1968).

*Eksempel på kalibrering
28-29. juni 1991*

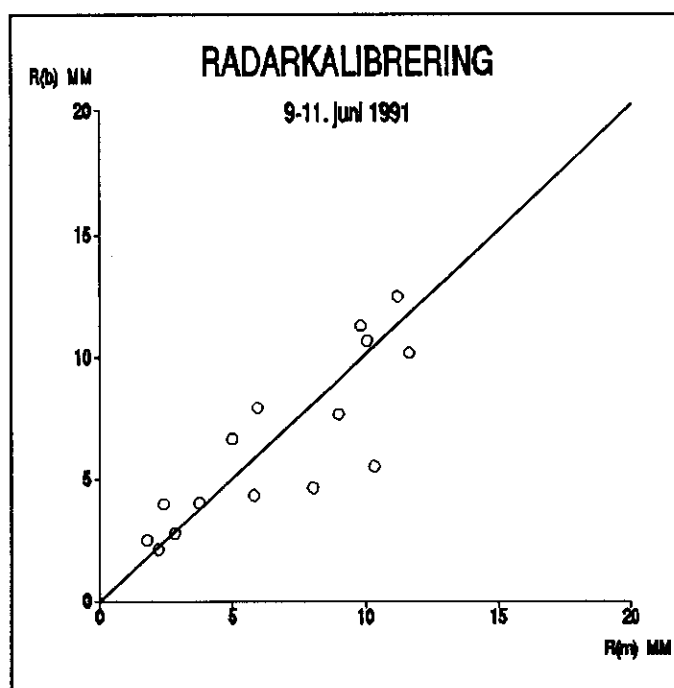
Kalibrering for nedbørsystemer med store tid og rum variationer i nedbørtypen kan give fejl, når den anvendes på delmængder af radar-

Tabel 8.2. Kalibrering for 6 nedbørhændelser i juni 1991, se også plot figur 8.3-8.7 A_z og b_z er konstanterne i den beregnede kalibrering. KORR er korrelationskoefficienten, T er den beregnede værdi på T-test af korrelation, og tabelværdien ved det valgte signifikansniveau 5% er 2.16, når antal målinger $N=15$. BIAS=bias og RMS=root-mean-square på forskellen mellem beregnet og målt nedbør.

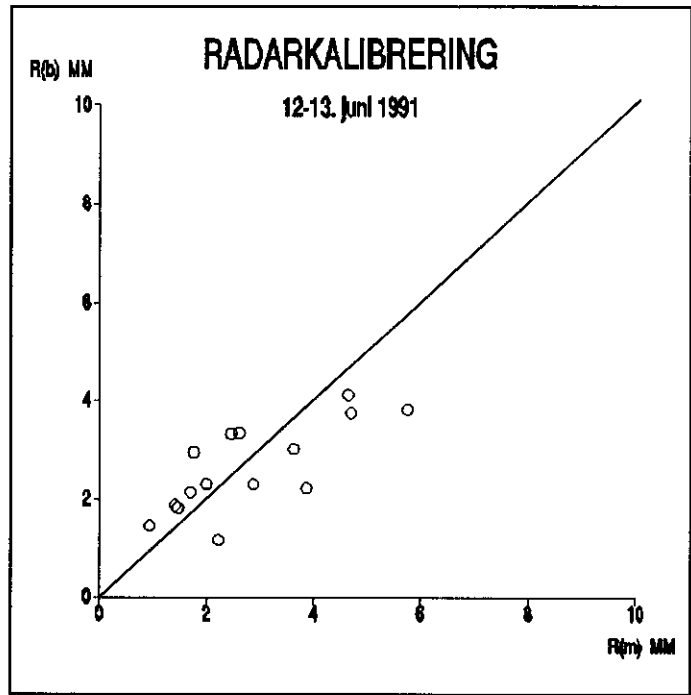
Periode	b_z	A_z	KORR	T-ber	BIAS	RMS	N
3- 5. juni	1.62	350	0.961	12.49	0.27	5.64	15
9-11. juni	1.63	475	0.874	6.48	0.30	0.99	15
12-13. juni	1.91	213	0.860	6.07	0.29	1.19	15
18-19. juni	1.55	539	0.862	6.13	0.38	1.39	15
28. juni	1.90	240	0.956	11.76	0.21	1.95	15
28-29. juni	2.35	31	0.791	4.66	0.25	6.78	15



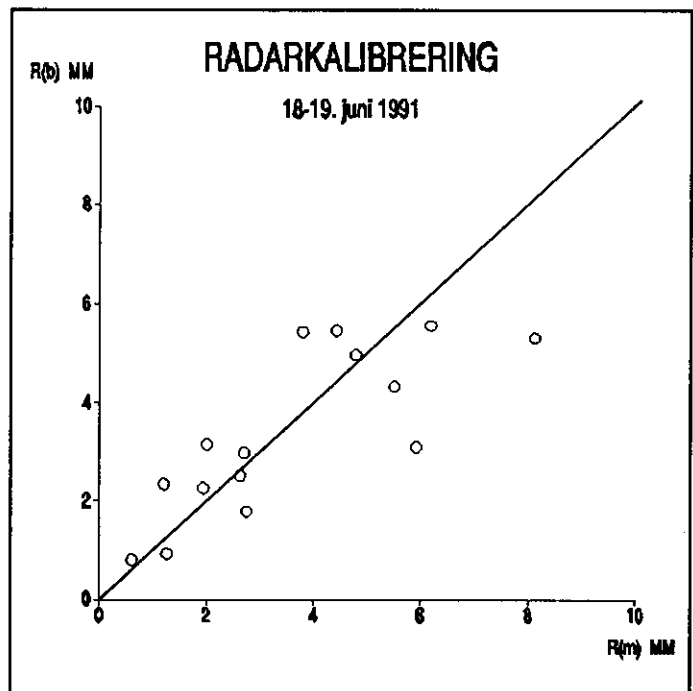
Figur 8.3. Resultatet af radarkalibrering for en nedbørhændelse 3-5. juni 1991. Sammenligning mellem nedbørmængden i mm målt med automatiske nedbørmålere $R(m)$ og nedbørmængden beregnet på basis af radardata $R(b)$ i et 1:1 diagram. Nedbørmålingerne er foretaget på Sjælland indenfor radarens optimale dækningsområde, der ligger indenfor en radius på 100 km.



Figur 8.4 Resultatet af radarkalibrering for en nedbørhændelse 9-11. juni 1991. Iøvrigt som figur 8.3.

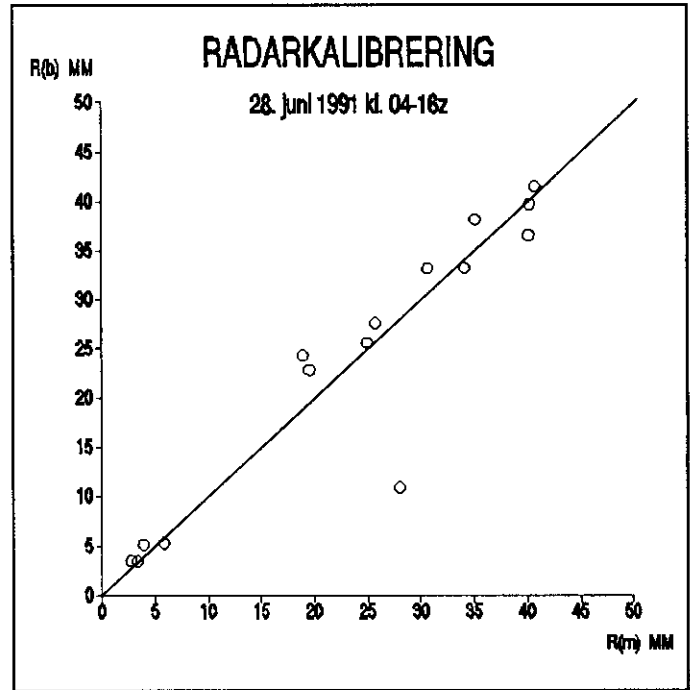


Figur 8.5. Resultatet af radarkalibrering for en nedbørhændelse 12-13. juni 1991. Iøvrigt som figur 8.3.

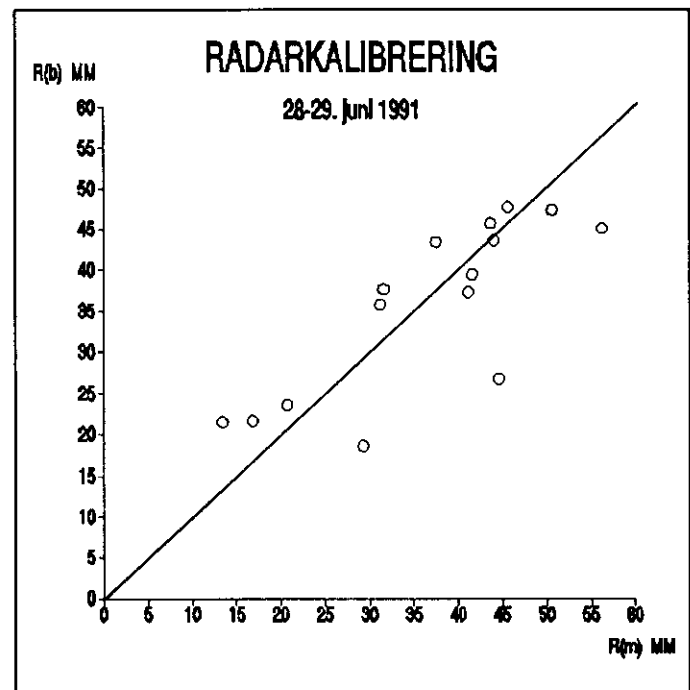


Figur 8.6. Resultatet af radarkalibrering for en nedbørhændelse 18-19. juni 1991. Iøvrigt som figur 8.3.

A



B



Figur 8.7 (a og b). Resultatet af radarkalibreringen for en nedbørhændelse 28-29. juni 1991 ses af figur 8.7a, mens figur 8.7b viser resultatet af kalibreringen på en mindre periode indenfor den pågældende nedbørhændelse. Iøvrigt som figur 8.3.

data. En tilsyneladende tilfredsstillende kalibrering kan være sammensat af delhændelser, der afviger fra hinanden.

Et udmærket eksempel herpå er nedbørsituationen 28-29. juni 1991. Den 28. juni kl. 1000-1600z (z=Greenwich Mean Time) passerede et relativt kraftigt bygesystem med torden langsomt den østlige del af landet, hvorefter der indtraf en kort tørvejrperiode inden næste system. Det ses af figur 8.7a, at kalibreringen af denne delbilledmængde gav endog overordentlig gode resultater med kun let underestimeret radar nedbørsum.

Senere på dagen og natten til 29. juni 1991 indtraf meget kraftig nedbør med torden og store nedbørintensitetsvariationer. For denne periode var der forholdsvis store uoverensstemmelser mellem målt og beregnet nedbørmængde. Radaren underestimerede nedbørmængden, hvilket er i overensstemmelse med andre undersøgelser. F.eks. diskuterer Wilson og Brandes (1979), at kraftig nedbør tenderer mod at blive underestimeret, hvorimod let nedbør tenderer mod overestimering.

Mens radaren således kan beregne nedbørmængden tilfredsstillende for 28. juni, går det galt når der anvendes en kalibrering baseret på hele nedbørhændelsen 28-29. juni 1991, øjensynlig som følge af de store variationer i nedbørtypen, der forekom både i hvert enkelt billede og efterhånden som nedbørhændelsen skred frem.

Afvigelserne mellem R_m og R_b kan således tilskrives variationerne i nedbørsystemernes egenskaber, især med hensyn til dråbeforhold og rumlig struktur, der er forskellige for byger og frontnedbør. Det er vigtigt, at der fremover udvikles metoder, der mere præcist kan justere for nedbørsystemernes horisontale bevægelsesretning og -hastighed, da sådanne metoder efter alt at dømme vil kunne forbedre kalibreringen.

8.5.3 Fejkilder på kalibreringen

Det fremgår af eksemplerne på kalibrering, at den er følsom overfor en række fejkilder. Hvilke af disse, der har afgørende betydning i de gennemgåede eksempler, er det vanskeligt at sige. Nogle fejkilder gælder generelt, mens andre afhænger af selve nedbørsystemernes egenskaber og varierer fra det ene nedbørsystem til det næste. I det følgende vil de væsentligste fejkilder blive gennemgået.

1) Afstandsfejl på kalibrering:

Pseudo-CAPPI-lagets højde over (se kapitel 3.2) jordoverfladen vokser normalt med afstanden fra radaren, så der vil være stigende risiko for, at radaren "overser" lavtliggende nedbørsystemer. Endvidere svækkes strålen, primært af nedbør, hvorfor fjerne nedbørzoner synes svagere end i virkeligheden.

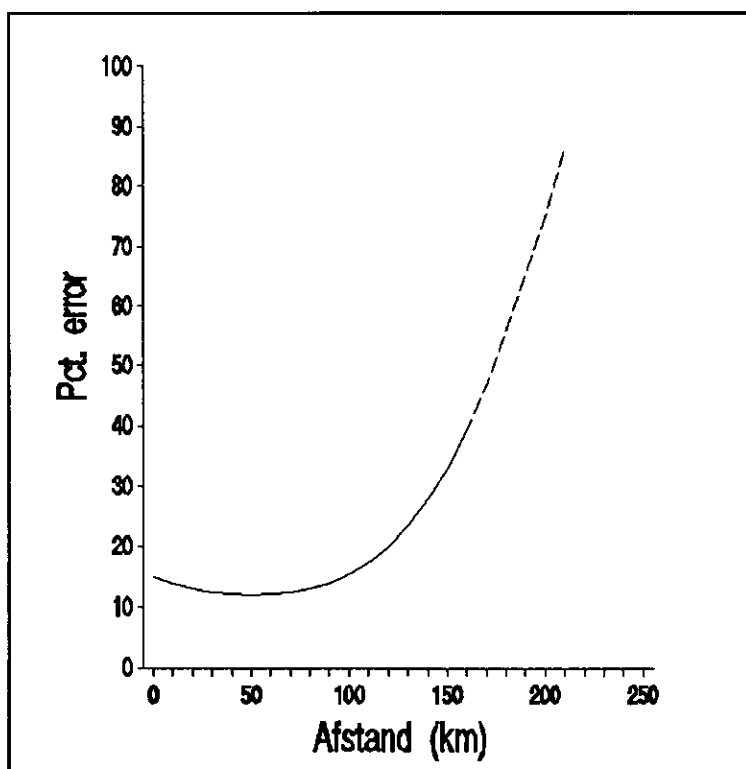
Fjernere fra radaren er der voksende sandsynlighed for, at

Eksempler på fejkilder ved kalibreringen

Betydning af pseudo-CAPPI-lagets voksende højde over jordoverfladen

nedbørpartikler "set" af radaren har ændret sig undervejs mod nedbørmålerne, f.eks. ved fordampning eller dråbevækst. Tillige vil radarstrålen være i en højde, hvor nedbørpartiklerne er betydeligt mindre og resulterer i en lavere Z-værdi trods uændret nedbørintensitet ved overfladen. I situationer med kraftig vind vil der ske horisontal dråbedrift, således at en nedbørmåler modtager dråber fra en anden dråbemængde end den, der lå til grund for målingen af Z.

En generel tommelfingerregel er derfor, at kvantitative beregninger bør foretages indenfor 100-150 km fra radaren, hvorfor kalibreringen er baseret på Sjællandske nedbørmålere. Udenfor denne afstand egner radaren sig kun til detektion af nedbør. Dette kan illustreres med et eksempel fra en engelsk undersøgelse i figur 8.8, der viser fejlen på radar nedbør-estimatet som funktion af afstanden fra radaren (DWR 1977).



Figur 8.8. *Sammenhængen mellem nøjagtigheden på radarmålinger af arealnedbør og afstanden fra radaren. Pct. error = middel absolutte procentuel forskel mellem radarberegnete og optimale arealnedbør (DWR 1977). — = brugbar nøjagtighed til kvantitative beregninger, --- = kun relativ detektion af nedbørområde mulig.*

2) Clutter, beamblocking og resampling:

*Clutter, beamblocking
og resampling*

Disse er forklaret i kapitel 8.3. I nedbørsituationer er clutter kun af betydning tæt ved radaren, hvorimod effekten af blocking vokser med afstanden fra radaren og i radarbilleder ses som falske strukturer i nedbørsystemer. Selvom blocking kun har begrænset betydning ved kalibrering over kortere tidsrum og relativt tæt på radaren, bør metoder dog udvikles til korrektion herfor. Da rumfanget af radarvoluminet vokser med afstanden fra radaren, giver resampling af radarsignalet (se kapitel 8.3) fejl, der på stor afstand kan blive betydelig.

3) Bright-band effekt:

Bright-band effekt

Specielt i den kolde del af året optræder ofte et særlig kraftigt radarekko, der skyldes at radarstrålen reflekteres fra smeltende snekrystaller (bright-band effekt). Dette kan medføre betydelig overestimering af radarnedbøren. Til korrektion for denne effekt bør fremover implementeres metoder, f.eks. baseret på det vertikale Z-profil, der giver variationen af Z med højden over jordoverfladen.

4) Integrationstid for Z og R:

*Integrationstid for
Z og R*

Statistisk set bør Z og R integreres over relativt lang tid. Tidslængden vil dog afhænge af nedbørstypen, da byger og frontregn har vidt forskellig dynamik og rumlig struktur. En kalibrering baseret på en nedbørhændelse kan give fejl, når den bruges til at beregne nedbørsummen på mindre skala i tid og rum, hvor nedbørsystemets egenskaber afviger væsentligt fra den dominerende i en nedbørdataserie. Dele af en nedbørhændelse kan f.eks. give gode resultater, selvom dette ikke afspejles i en kalibrering baseret på det totale datamateriale. Det kan således være forbundet med betydelig usikkerhed at beregne nedbørsummen over 6 timer.

5) Variationer i nedbørstypen i tid og rum:

*Tid- og rumvariation
i nedbørstypen*

Et tilfredsstillende udfald af kalibrering afhænger af nedbørstypen, fordi dråbestørrelsesfordelingen varierer som funktion af både tid og sted (Stout & Mueller 1968). Variationer i nedbørstypen forekommer f.eks. i forbindelse med frontpassager, hvor Z og R indenfor samme radarbillede giver bidrag til kalibreringen fra både frontnedbør og byger. Disse burde følgelig tilskrives hver sin kalibrering. Det er imidlertid på nuværende tidspunkt ikke muligt at kalibrere for variationer i nedbørstypen i et billede.

Det er således ofte vanskeligt at beregne en kalibrering, der er repræsentativ for nedbørforholdene i hele måleperioder og nedbørområder. Effekten af ikke repræsentative samples reduceres imidlertid, fordi denne tenderer mod at blive ophævet, når

der kalibreres på basis af mange Z-R sammenligninger i det samme nedbørsystem (Austin 1987). Et stort antal samples vil dog ikke fjerne spredningen i de individuelle intensitetsmålinger (Zawadski 1984).

En løsning herpå vil være, at der udvikles en kalibreringsmetode, der på basis af en eventuel sammenhæng mellem tekstur i et radarbillede og nedbørtype anvender relevante standard kalibreringer.

6) Nedbørdæmpning:

Nedbørdæmpning

Nedbørdæmpningen udgør et væsentligt problem, og store nedbørområdets sande udbredelse kan være overordentlig vanskelig at detektere, da dæmpningens betydning vokser med afstanden fra radaren. Operationelt er det dog muligt at korrigere for denne fejl, f.eks. med empiriske sammenhænge mellem dæmpningen og nedbørintensiteten.

7) Målemetode for Z og R:

Forskelle i metoder til måling af Z og R

Selve målingen af Z og R giver fejl som følge af forskel i målemetode: punktmåling contra volumenmåling. Således vil isolerede byger typisk give en dårligere kalibrering end den mere sammenhængende frontnedbør, hvilket også ses af eksemplerne. Endvidere er der fejlkilder på selve målingen af Z og R.

8) Kalibreringsmetode:

Fejl på kalibreringsmetoden

Den forenkede justering for nedbørsystemers bevægelsesdynamik giver fejl, særlig ved relativt høj bevægeshastighed. Kalibreringen vil derfor kunne forbedres ved at anvende en simuleret bevægelse til at opnå en mere realistisk integration af Z som funktion af tid. Dette bør være næste trin i metodeudvikling.

Selvom det i nogle tilfælde er vanskeligt at kalibrere radaren, med henblik på at bestemme det "sande" omregningsforhold mellem Z og R i hele nedbørsystemer indenfor en måleperiode, synes radardata at kunne give detaljerede informationer om nedbør i et område.

Da standardkalibrering kan give for store fejl, skal radaren kalibreres for hver enkelt nedbørhændelse. Den anvendte kalibreringsmetode skal imidlertid forbedres, hvis 6 timers nedbørsummer skal kunne beregnes rimelig nøjagtigt. Oplysninger om nedbørsum til brug for de atmosfæriske transportmodeller bør således skaffes på anden vis.

Da radaren erfaringsmæssigt kan angive grænsen for nedbør hhv. tørvejr relativt sikkert, vil der i næste afsnit blive vist, på hvilken måde den kan udnyttes til at levere nedbørdata til de atmosfæriske transportmodeller.

8.6 Beregning af varighedsfordelinger for nedbør

8.6.1 Model- og metodebeskrivelse

Ud fra oplysninger om nedbør hhv. tørvejr med radardata, vil nedbørens varighed og dækningsgrad indenfor et gitterareal kunne beregnes.

En sådan "nedbørvarighedsfordeling" defineres her som procent af et areal med nedbørvarighed i H timer. H er 0-6 timer, og arealet svarer til gitterstørrelsen i de atmosfæriske transportmodeller, f.eks. 25×25 km².

Klassificering af radarbilleder

I forbindelse med beregning af en varighedsfordeling skal hvert radarbillede indenfor en 6 timers periode nedbørklassificeres. Dette foretages ved at undersøge, om den beregnede nedbør $R_{b(t)}$ for en pixel overskrider grænseværdien R_{lim} for nedbør/ikke nedbør. Hvert enkelt billede scannes således for hvor mange pixels, der indeholder nedbør, og antal timer $N[x,y]$ med nedbør i en pixel fås af antal hændelser med nedbør i en serie radarbilleder:

Antal hændelser med nedbør

$$N[x,y] = \sum_{j=1}^J P_j[x,y] \cdot \delta_j \quad (8.10)$$

hvor $P_j[x,y]$ i punktet x,y i radarbilledet er givet ved:

$$P_j[x,y] = \left\{ \begin{array}{ll} 1 & \text{hvis } R_{b(t)}[x,y] \geq R_{lim} \\ 0 & \text{hvis } R_{b(t)}[x,y] < R_{lim} \end{array} \right\}$$

idet R_{lim} ansættes til 0.05 mm/h.

J = antal radarbilleder i en 6 timers periode.
 δ_j = en tidskorrektionsfaktor, der gælder for det j 'te billede, og som beregnes ud fra den aktuelle tidsopløsning på radardata. Raten δ_j omregner $P_{ji}[x,y]$ til, hvor mange timer med nedbør hver enkelt radarbillede repræsenterer.

Beregning af procent af et areal med nedbør i 0-6 timer

Med udgangspunkt i disse udtryk kan der for vilkårlige gridfelter beregnes, hvor stort en del af gridfeltet der har haft nedbør i hhv. 0, 1, 2, 3, 4, 5 og 6 timer. Hver gang der optræder nedbør i en pixel, tælles $N[x,y]$ op med et antal step, således at slutresultatet bliver et antal søjler af varierende højde. Søjlehøjden vil være ækvivalent med nedbørens varighed. Ud fra antallet af søjler $N_h[x,y]$ med nedbør i h timer beregnes, hvor stor en procentdel A_H af gridfeltets areal, der

har haft nedbør af en given varighed H:

$$A_H = 100 \cdot \sum_{h=H} \left(\frac{\sum_{x=1}^{X_{grid}} \sum_{y=1}^{Y_{grid}} N_h[x,y]}{X_{grid} \cdot Y_{grid}} \right) \quad (8.11)$$

hvor

$X_{grid} \cdot Y_{grid}$ = gridfeltets areal
 $N_h[x,y]$ = en pixel med nedbør i h timer

I næste kapitel vises eksempler på varighedsfordelinger.

8.6.2 Eksempler på beregnede varighedsfordelinger

Der vil i det følgende blive fokuseret på:

- 1) Hvilke informationer giver varighedsfordelinger om nedbørstypen, og hvordan ser disse typisk ud for byge- hhv. frontnedbør.
- 2) Hvordan kan varighedsfordelinger bruges.

Beregnete varighedsfordelinger i juni 1991

Tabel 8.3 viser varighedsfordelinger for en række nedbørhændelser i juni 1991 for et område på 100 km². Disse er blevet beregnet ved hjælp af de aktuelle kalibreringer, der blev gennemgået i kapitel 8.5.2. Fordelingerne er angivet som procent af arealet i et gridfelt med nedbør i 0-6 timer. Endvidere er vist, hvor stor en del af arealet, der har haft tørvejr hhv. nedbør i denne 6 timers periode. Det ses generelt, at som funktion af 6-timers perioder ændrer fordelingerne udseende og især værdi med hensyn til antal timer med nedbør.

Varighedsfordelinger for sammenhængende frontnedbør

Sammenhængende frontnedbør har et gennemgående stort antal timer med nedbør, og kun en ubetydelig del af arealet med tørvejr. Varighedsfordelingerne for sammenhængende nedbør er oftest normalfordelinger. Imidlertid er der tale om højreskæve fordelinger, når nedbøren varer i 6 timer eller mere, mens den indledende fase viser sig som venstreskæve fordelinger fordi nedbøren endnu ikke dækker hele området.

Varighedsfordelinger for byger

For byger har varighedsfordelingerne et mere karakteristisk udseende. De er alle mere eller mindre højreskæve med stor overvægt i procent areal med tørvejr samt nedbør af ca. 1 times varighed.

Varighedsfordelinger kan antyde nedbørstypen

Disse karakteristika viser, at varighedsfordelingerne kan antyde nedbørstypen. Specielt kan pludselige ændringer i fordelingerne "udseende" kædes sammen med et skift i nedbørstype. Overgangen fra sammenhængende frontnedbør (typiske varmfronter) til bygenedbør er

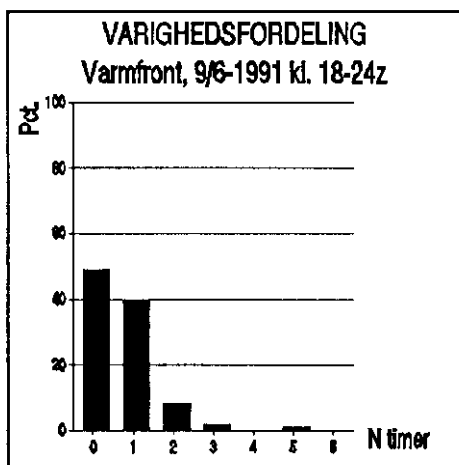
overordentlig markant, hvilket ses som en ændring i vindretning og nedbørstype i tabel 8.3. I langt de fleste tilfælde er det således muligt med ret stor grad af sikkerhed at påvise nedbørstypen.

Eksempel 9-10. juni 1991

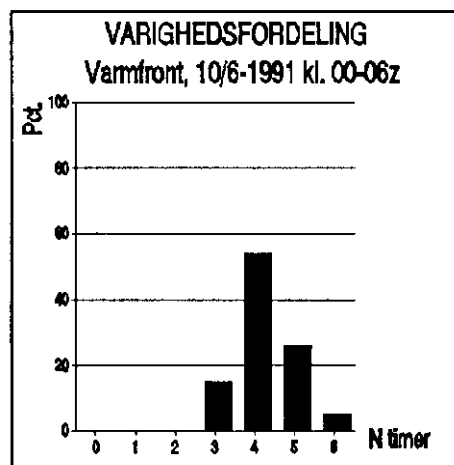
Et glimrende eksempel herpå er netop varighedsfordelingerne for 9-10. juni 1991 (figur 8.9). Kl. 1800z til ca. 0500z passerer en varmfront med kontinuerlig og udbredt nedbør. Derefter sker der overgang til bygenedbør. Et ofte set forløb af bygeaktivitet fremgår således tydeligt 10. juni. Tørvejrprocenten er høj i starten, men efterhånden som den konvektive aktivitet tiltager i dagens løb forøges arealet med nedbørvarighed på 1 time. Efter solnedgang aftager arealet med 1 times nedbørvarighed påny.

Tstart	Pct areal m nedbør i H timer							Pct. areal		vejrr		IMG
	0	1	2	3	4	5	6	tør	våd	VR	N	
3/6 18z	45	31	17	7	0	0	0	45	55	Ø	R	28
4/6 00z	0	0	7	18	27	34	14	0	100	NØ	Rb	34
4/6 06z	20	15	11	6	12	22	14	20	80	NV	Rb	31
4/6 12z	0	0	7	20	25	26	22	0	100	V	RB	36
4/6 18z	49	35	15	1	0	0	0	49	51	V	RB	35
5/6 00z	50	32	11	7	0	0	0	50	50	V	RB	36
5/6 06z	62	33	3	2	0	0	0	62	38	V	b	35
5/6 12z	40	51	6	2	0	1	0	40	60	V	b	27
9/6 17z	49	40	8	2	0	1	0	49	51	SØ	r	31
9/6 23z	0	0	0	15	54	26	5	0	100	S	R	35
10/6 05z	87	9	2	2	0	0	0	87	13	SV	b	35
10/6 11z	89	6	2	2	0	1	0	89	11	SV	b	31
10/6 17z	79	17	2	0	1	1	0	79	21	SV	b	31
10/6 23z	88	7	2	2	1	0	0	88	12	SV	b	33
11/6 08z	61	34	4	0	1	0	0	61	39	V	b	33
11/6 14z	88	7	2	2	1	0	0	88	12	V	b	37
12/6 20z	0	0	4	56	36	3	1	0	100	S	R	35
13/6 02z	92	4	3	1	0	0	0	92	8	SV	rb	30
13/6 08z	78	17	2	2	0	1	0	78	22	SV	b	27
13/6 14z	88	8	2	0	1	1	0	88	12	SV	b	31
13/6 20z	88	6	2	2	1	1	0	88	12	SV	b	35
18/6 02z	0	43	43	10	3	1	0	0	100	N	R	30
18/6 14z	63	36	1	0	0	0	0	63	37	NV	b	30
19/6 07z	53	34	10	1	1	1	0	53	47	SV	bT	29
19/6 13z	73	22	2	1	1	1	0	73	27	SV	bT	33
28/6 04z	90	7	1	1	1	0	0	90	10	NØ	r	32
28/6 10z	0	15	17	58	10	0	0	0	100	N	bT	30
28/6 16z	0	0	0	0	0	9	91	0	100	NV	RBT	34
28/6 22z	0	0	5	36	40	17	2	0	100	NV	RT	32
29/6 04z	57	34	7	1	1	0	0	57	43	NV	rb	32
29/6 10z	62	37	1	0	0	0	0	62	38	NV	b	32
29/6 16z	0	66	28	4	1	1	0	0	100	V	B	34

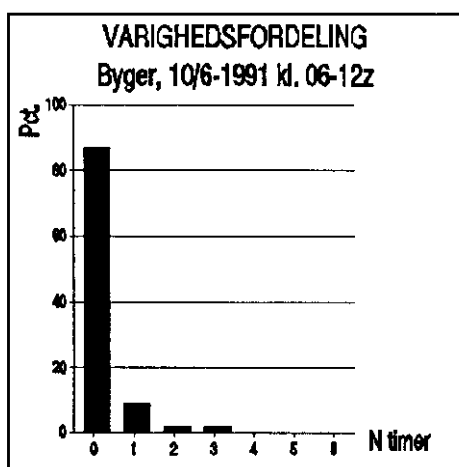
Tabel 8.3. For et areal på $100 \times 100 \text{ km}^2$ på Sjælland er blevet beregnet, hvor mange procent af området, der i en 6 timers periode har haft nedbør i hhv 0, 1, 2, 3, 4, 5 og 6 timer. Endvidere ses procent areal med hhv. tørvejr og nedbør for perioden. Tstart er starttidspunktet for en 6 timers periode. IMG=antal radarbilleder, som er benyttet til beregningerne i hver 6 timers periode. Der er angivet den dominerende vindretning VR og vejrtype N indenfor 6 timer i arealet, idet N kan have værdierne: r=let regn, R=kraftig regn, b=lette byger, B=kraftige byger, T=torden.



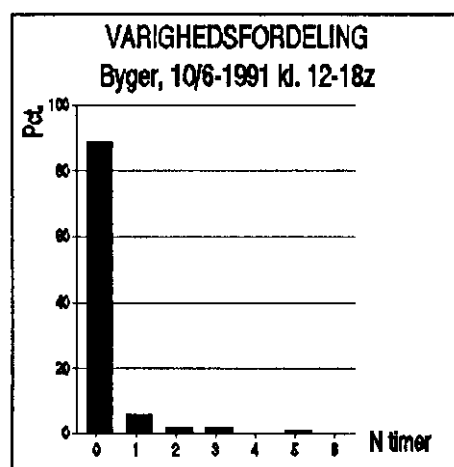
A



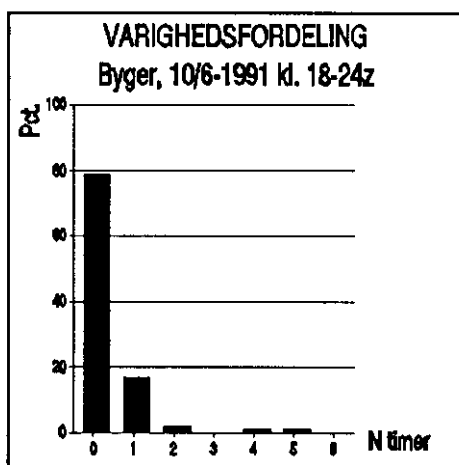
B



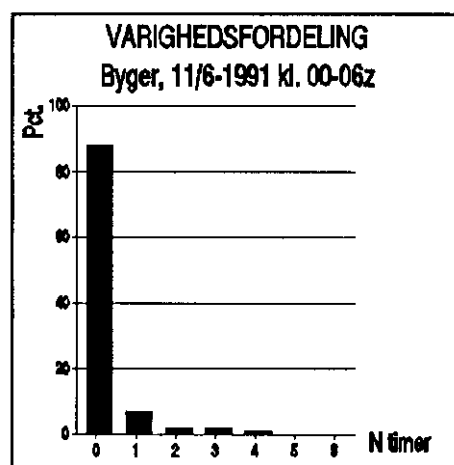
C



D



E

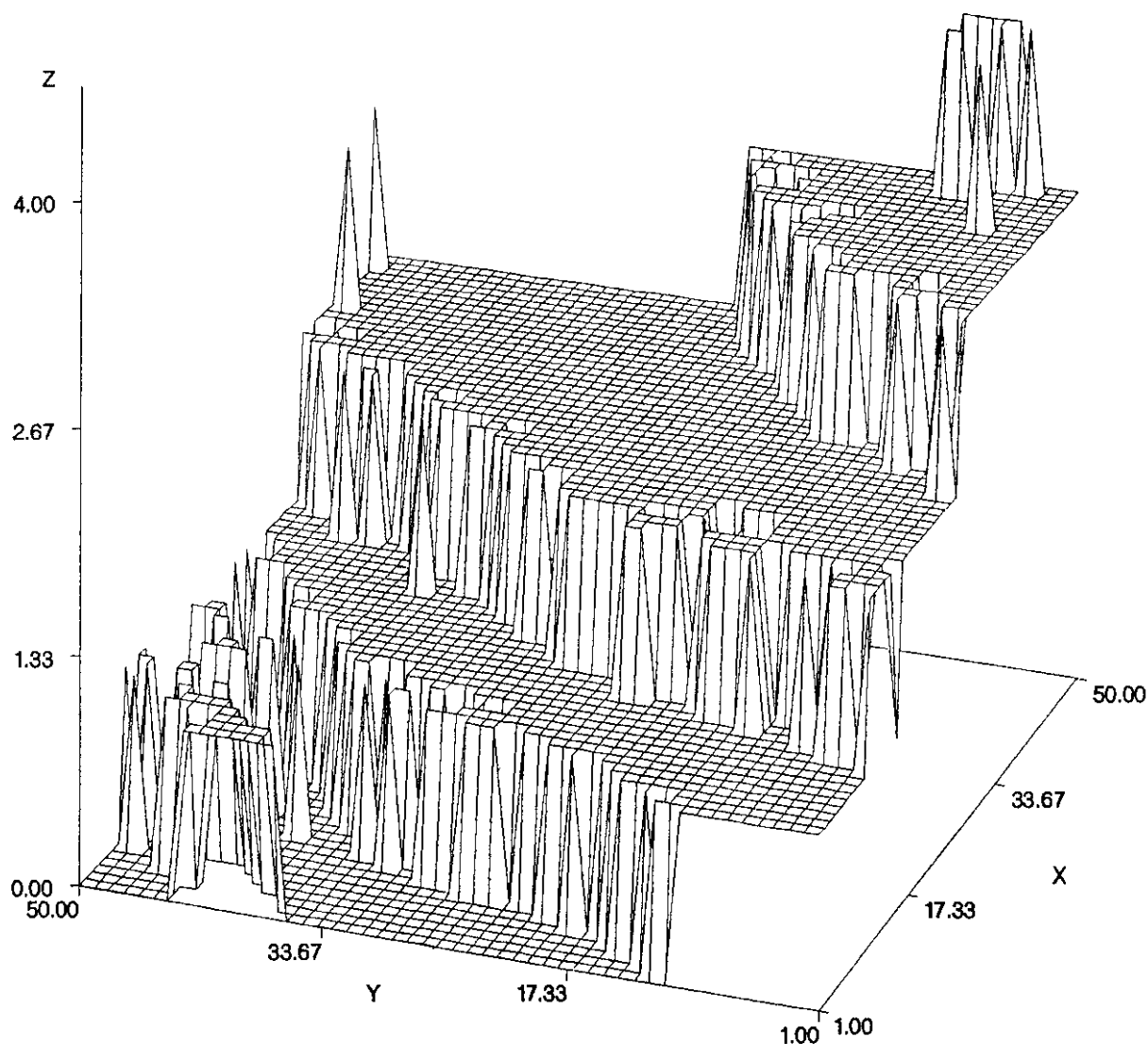


F

Figur 8.9. *Eksempler på varighedsfordelinger for en nedbørhændelse 9-11. juni 1991. Hver enkelt varighedsfordeling, der er blevet beregnet for et område på 100 × 100 km² i det sydlige Kattegat, repræsenterer en periode på 6 timer. Det ses, hvor stor en procentdel af et areal, der har haft nedbør i 0, 1, 2, 3, 4, 5, eller 6 timer indenfor en 6 timers periode. Varighedsfordeling (A) viser en varmfront på vej ind i området, mens den i (B) dækker hele området, der får nedbør overalt. Fordelingerne (C)-(F) er typiske for bygenedbør i et område.*

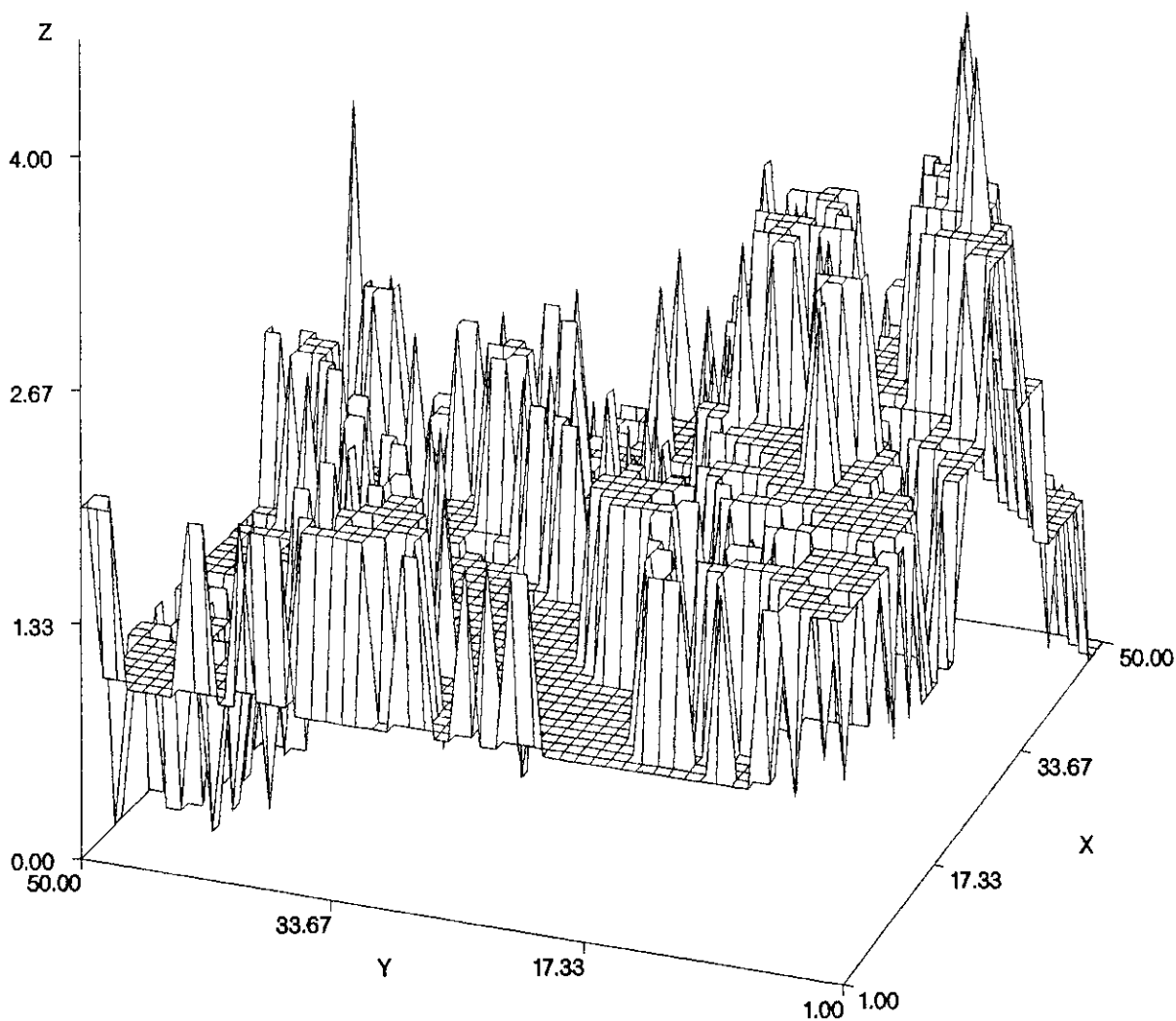
*Rumlige variation af
nedbørvarighed*

En illustration af, hvordan antal timer med nedbør i 0-6 timer fordeler sig i et gridfelt, er vist i figur 8.10 for en situation med typisk frontnedbør, samt i figur 8.11 for en typisk bygesituation. Varigheden af nedbør kan her sammenlignes med et landskab, hvor "bjergtoppene" svarer til den længstvarende nedbør, mens "havniveau" viser udbredelsen af tørvejr.



Figur 8.10. 3-dimensionelt plot af antal timer med nedbør over en 6 timers periode for hver enkelt pixel indenfor et $100 \times 100 \text{ km}^2$ stort område i det sydlige Kattegat i forbindelse med en varmfrontpassage 12-13. juni 1991. Antal timer med nedbør er afbildet ud af Z-aksen, mens afstanden i radarpixels (en pixel er $2 \times 2 \text{ km}^2$) vises med X- og Y-akserne.

Det ses tydeligt, at den rumlige variation af nedbørvarighed i byggesituationen er betydeligt større end i tilfældet med frontnedbør. Hvis arealnedbøren i et område kendes, vil denne sammen med områdets varighedsfordeling således kunne give værdifulde oplysninger til brug for beregning af mængden af våddeponeret næringsstof med de atmosfæriske transportmodeller. Det vil i langt højere grad end hidtil være muligt at få mere detaljerede oplysninger om nedbør over f.eks. havområder.



Figur 8.11. 3-dimensionelt plot af antal timer med nedbør over en 6 timers periode for hver enkelt pixel indenfor et 100×100 km² stort område i det sydlige Kattegat i forbindelse med byger 13. juni 1991. Det ses, at den rumlige fordeling af antal timer med nedbør i en byggesituation giver et langt mere kaotisk billede end for frontnedbør (se figur 8.10).

8.6.3 Test af modelfølsomhed

I det følgende vil blive undersøgt varighedsfordelingernes tolerance overfor variationer i radarkalibreringen. Da beregningen af disse fordelinger er baseret på hændelsen nedbør/tørvejr, er problemet i princippet simpelt:

Det skal undersøges hvordan tærskelværdien for nedbør hhv. tørvejr varierer som funktion af kalibreringens koefficient A og eksponent b.

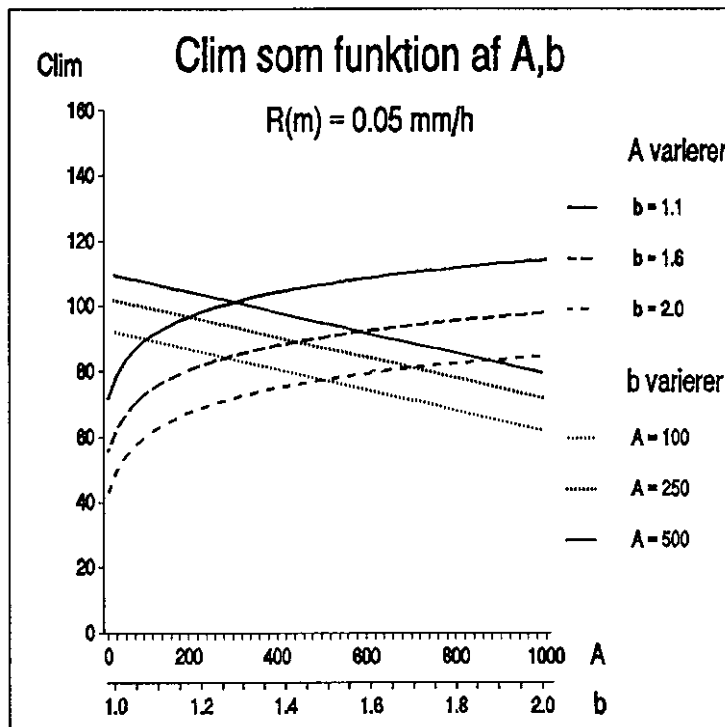
*Nedbørtærskelværdi
som funktion af
kalibrering*

Af figur 8.12 ses, hvordan tærskelværdien C_{lim} (i radarcounts) for nedbør/tørvejr varierer som funktion af A og b. C_{lim} , der er ækvivalent med 0.05 mm/h, hænger logaritmisk sammen med radar reflektivitetsfaktor Z. Den logaritmiske natur afspejler sig i resultatet, idet effekten af trinvis ændringer i A, men især i b, har størst effekt ved de små countværdier.

Sammenhængen mellem counts C og målt nedbør R er givet ved:

$$C = (10 \cdot \log[A_z \cdot R^{b_z}] + G) / I \quad (8.13)$$

hvor G og I er radarafhængige konstanter for omregning mellem Z og counts C, og A_z og b_z er konstanter i en given radarkalibrering.



Figur 8.12. Grænsen for nedbør hhv. tørvejr (en radarcount grænse C_{lim}) er vist som funktion af konstanterne A og B, der indgår i formelen for radarkalibrering (se kapitel 8.2). C_{lim} hænger logaritmisk sammen med den fysiske størrelse Z.

Når A vokser for given b-værdi, øges C_{lim} svarende til, at en gradvis mindre del af nedbøren detekteres. Når b vokser for given A-værdi, aftager C_{lim} svarende til, at en stadig større del af nedbøren registreres.

Kalibreringens betydning for varighedsfordelinger og nedbørsum

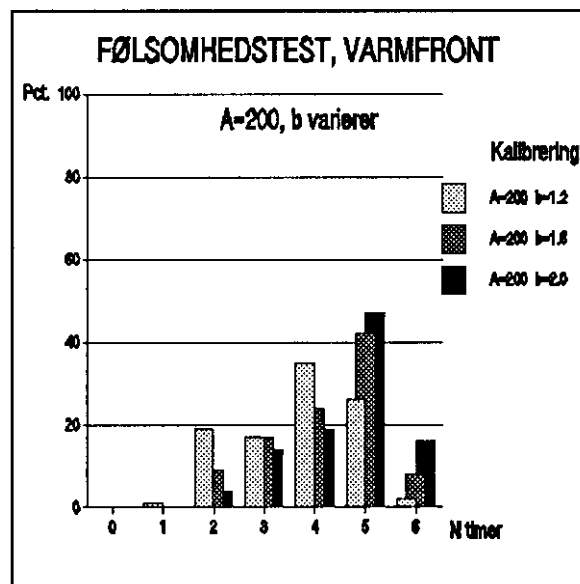
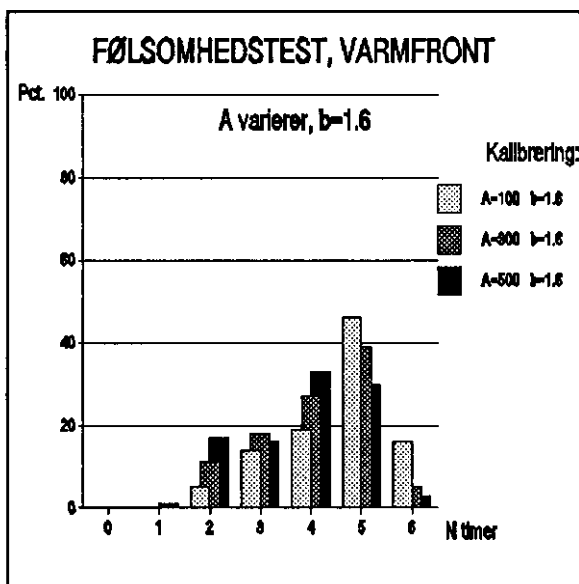
Effekten af variationer i A og b på varighedsfordelinger ses af figur 8.13, der gælder for typisk frontnedbør, og af figur 8.14, der gælder for typisk bygenedbør.

Det ses, at voksende A-værdi forskyder varighedsfordelingerne mod lavere værdier af antal timer med nedbør. Tørvejrprocenten vokser. Forøgelse af b har den modsatte effekt, nemlig at fordelingerne skubbes mod flere timer med nedbør, således at en mindre del af et radarbillede klassificeres som f.eks. tørvejr.

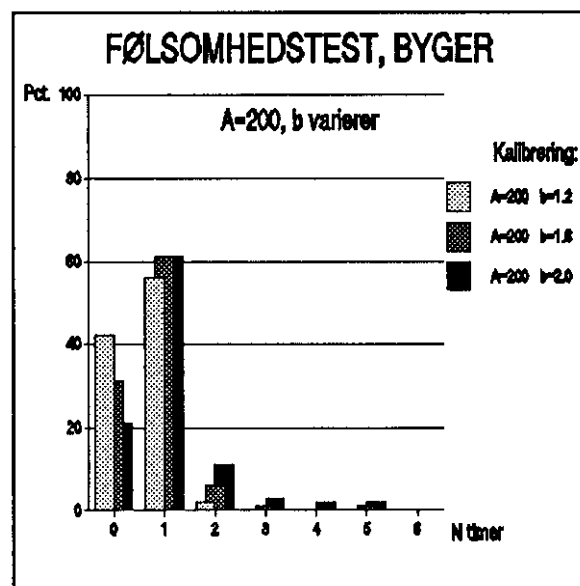
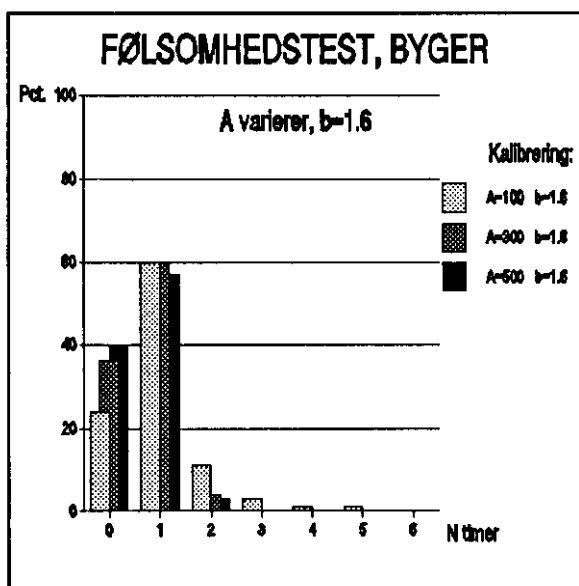
Det ses imidlertid, at fordelingernes udseende forbliver relativt konstant, selvom de er blevet undersøgt i et meget bredt spektrum af A- og b-værdier, der faktisk dækker langt de fleste nedbørstyper. Ændringerne i procent areal med et givent antal timer med nedbør varierer noget. Af tabel 8.4 ses eksempler på, hvor stor indflydelse disse variationer kan have på den beregnede arealnedbør i et område. Det ses, at for en given nedbørintensitet ændres den samlede nedbørmængde i området ikke afgørende i eksemplet med frontnedbør, selv indenfor et bredt spektrum af radarkalibreringer. Ændringerne er dog noget større i eksemplet med byger.

Az	bz	% areal m. nedbør i N timer							nedbør SUM	vejr
		0	1	2	3	4	5	6		
100	1.6	0	0	5	14	19	46	16	22.70	F R O N T
300	1.6	0	0	11	18	27	39	5	20.45	
500	1.6	0	1	17	16	33	30	3	19.15	
200	1.2	0	1	19	17	35	26	2	18.60	F R O N T
200	1.6	0	0	9	17	24	42	8	21.15	
200	2.0	0	0	4	14	19	47	16	22.85	
100	1.6	24	60	11	3	1	1	0	5.00	B Y G E R
300	1.6	36	60	4	0	0	0	0	3.40	
500	1.6	40	57	3	0	0	0	0	3.15	
200	1.2	42	56	2	0	0	0	0	3.00	B Y G E R
200	1.6	31	61	6	1	0	1	0	4.05	
200	2.0	21	61	11	3	2	2	0	5.50	

Tabel 8.4. *Eksempler på, hvor følsom beregning af arealnedbør ved hjælp af varighedsfordelinger er overfor variationer i radarkalibreringen. Det er de samme variationer som i figur 8.13 og 8.14. Omregning fra nedbørintensitet til arealnedbørsum er foretaget ved 5 mm/time.*



Figur 8.13. Følsomhedstest på data for en varmfront, der passerede 12-13. juni 1991. Varighedsfordelinger er blevet beregnet ved forskellige værdier af konstanterne A og b , der indgår i formelen for radarkalibrering (se kapitel 8.2). Ved $b=1.6$ testes der for $A=100$, $A=300$ og $A=500$. Ved $A=200$ testes der for $b=1.2$, $b=1.6$ og $b=2.0$. Varighedsfordelingerne viser antal timer med nedbør i 0, 1, 2, 3, 4, 5 eller 6 timer indenfor en 6 timers periode.



Figur 8.14. Følsomhedstest analog med figur 8.13, men for en bygesituation 13. juni 1991.

Fejlkilder på kalibrering kan influere på varighedsfordelinger

8.6.4 Fejlkilder på varighedsfordelinger

Fejlkilderne på kalibrering af vejrradar vil influere på de beregnede varighedsfordelinger. Af følsomhedstesten ses dog, at indenfor en vis fejlmargen på kalibreringen varierer fordelingerne relativt beskedent. Da fordelingerne er beregnet for 25×25 km² og over 6 timer, mens kalibreringen er beregnet for Z-R sammenligninger for et langt større område og en længere periode, vil en kalibrering ikke altid kunne repræsentere delmængder af data lige godt, særlig når nedbørstypen varierer i tid og rum (se også kapitel 8.5.3).

Numeriske fejl

Opløsningen på varighedsfordelingerne er 1 time med afrunding til nærmeste hele time, en fejlmargen på ± 30 minutter. Det betyder, at nedbør, der f.eks. varer mindre end 30 minutter, klassificeres som tørvejr. En finere opløsning på varighedsfordelingerne ville imidlertid indebære større usikkerhed på beregningerne.

8.7 Diskussion af analyseresultater

På basis af kalibrerede radardata er blevet udviklet en metode, der giver informationer om nedbørens varighed og dækningsgrad i gridfelter. Tid- og rumopløsningen i disse gridfelter svarer til opløsningen i de atmosfæriske transportmodeller, og er på 6 timer samt sædvanligvis 25×25 km².

Kalibrering af radar pr. nedbørhændelse

På grund af fejl på radarkalibreringen ville det være forbundet med en del usikkerhed at kalibrere radardata over 6 timers perioder. Dette skyldes blandt andet, at nedbørsystemernes egenskaber kan variere betydeligt indenfor mindre områder og over kortere tidrum. Da korttidsvariationer tenderer mod at ophæve hinanden ved kalibrering over længere tid (Austin 1987), blev radaren kalibreret for hele nedbørhændelser ad gangen.

Resultater af radarkalibrering

Beregning af den aktuelle kalibrering på denne måde gav i alle tilfælde signifikante sammenhænge mellem målt og beregnet nedbørmængde for en nedbørhændelse, men spredningen omkring identitetslinien varierede en del. I et enkelt tilfælde var forholdet mellem målt og beregnet nedbørmængde dog nær 1:1, iøvrigt lå var værdierne hovedsagelig spredt i kegleform omkring identitetslinien. Statistisk set vokser usikkerheden på en kalibrering, når tidsopløsningen forøges, så med den anvendte kalibreringsmetode kunne beregning af 6 timers nedbørsummer ud fra radardata ikke foretages tilstrækkeligt sikkert. Videreudvikling af kalibreringsmetoden kan og bør foretages.

Beregning af nedbør varighedsfordelinger

Da det er muligt at bestemme grænsen mellem nedbør og tørvejr forholdsvis sikkert, blev det besluttet at udvikle en metode, der giver statistik på omfanget af nedbør og tørvejr i form af nedbørvarighedsfordelinger. Disse giver nedbørens varighed over 0, 1, 2, 3, 4, 5 og 6 timer samt nedbørens dækningsgrad indenfor vilkårlige gridfelter.

Der er således blevet beregnet nedbør-varighedsfordelinger for en række nedbørhændelser, såvel for typiske bygesituationer som for egentlig sammenhængende frontnedbør. Disse varighedsfordelinger er blevet beregnet på basis af aktuelle radarkalibreringer. Metoder til beregning af disse fordelinger er blevet udviklet og testet på en enkelt måneds data. Det skal bemærkes, at det ikke har været muligt indenfor dette projekts rammer at bearbejde data over længere perioder, f.eks. et år, da beregningerne er temmelig tidskrævende.

Varighedsfordeling afhænger af radar- kalibreringen

Da nedbørtypen og dermed dråbestørrelsesfordelingen i et nedbør-system varierer som funktion af tid og sted, vil også kalibreringen variere som funktion heraf. Anvendelse af en kalibrering baseret på et helt nedbørssystem til beregning af varighedsfordelinger vil således være forbundet med nogen usikkerhed afhængig af nedbørtypen. Modelfølsomheden for beregning af varighedsfordelinger blev derfor testet for en typisk bygesituation og en frontnedbørsituation, for at undersøge fordelingerne i et bredt spektrum af A og b værdier i kalibreringen. Denne følsomhedstest viste, at variationen i kalibreringen skal være relativt stor, førend der fås afgørende effekt på de beregnede fordelinger samt den heraf beregnede arealnedbør i en rude.

Varighedsfordelinger antyder nedbørtypen

Varighedsfordelingernes værdi og form samt tidsmæssige variation bidrager således med nedbørinformation. Det blev f.eks. fundet, at det med fordelingernes tidsmæssige variation er muligt at skelne mellem typisk sammenhængende frontnedbør og egentlige bygesituationer i langt de fleste tilfælde.

Anvendelse i de atmosfæriske transportmodeller

Disse varighedsfordelinger vil i de atmosfæriske transportmodeller kunne bruges til at beregne depositionen, idet mængden af stof, der fjernes med nedbøren, afhænger af nedbørmængden samt nedbørens dækningsgrad og varighed.

Hidtil har man anvendt 6 timers nedbørsummen ved en synopstation indenfor et gridfelt og ekstrapoleret denne nedbørmængde ud over hele gridfeltet. En sådan måling vil ikke være repræsentativ for hele gridfeltet, da mange mekanismer kan introducere betydelige nedbørvariationer i et gridfelt.

Resultaterne af varighedsfordelinger beregnet ud fra nedbørkalibrerede radardata illustrerer markant, hvor stor risikoen er for at introducere fejl i de atmosfæriske transportmodeller ved at benytte disse 6 timers nedbørsummer målt ved synopstationer, idet varighedsfordelinger giver væsentlig flere informationer om nedbørforholdene i et gridfelt. Dette gælder specielt i byger, men kan også være tilfældet i mere sammenhængende nedbørtyper, der ofte indeholder konvektive celler (f.eks. Browning & Monk 1982) med betydelig variation i nedbørmængden.

Vægtning af en given arealnedbørsum i en rude med rudens varighedsfordeling vil derfor være en betydelig forbedring af det hidtil anvendte nedbørinput i de atmosfæriske transportmodeller. Varighedsfordelingerne vil i høj grad være brugbare i disse modeller,

da de giver et mere nuanceret billede af nedbørforholdene i et område, og således vil kunne resultere i mere pålidelige estimater af våddepositionen.

Fremtidsperspektiv

Set i et fremtidsperspektiv er det således interessant, at der er ved at blive udviklet et globalt radarnetværk. Således vil en meget stor del af Europa være dækket af radarer, og kunne give ovenstående type nedbørinformation på langt større skala. International koordinering af udvikling af radarnetværk samt udveksling af vises testdata foregår allerede i EF regi i form af COST-73 projektet (Co-Operation in Science and Technology).

9. Skytoppens temperatur og højde baseret på Meteosatdata

Skytoppens temperatur og højde kan i princippet beregnes ud fra strålingen i den del af det infrarøde elektromagnetiske spektrum, der måles af Meteosats IR kanal, idet denne stråling kan omregnes til temperatur og dermed indirekte til skytopphøjde.

Skyernes og atmosfærens betydning for den målte stråling

Hvis det antages, at strålingen målt i IR-kanalen (se kapitel 3.3) repræsenterer skytoppen, må skytoppens overfladeform være homogen (planparallel sky og overskyet), der må ikke passere stråling gennem skyen til skytoppen fra lavereliggende niveauer i atmosfæren, og atmosfæren over skytoppen må kun have begrænset indflydelse på strålingen udsendt fra skytoppen. Imidlertid er disse betingelser ikke altid opfyldt: skyer har ofte irregulære overflader, og kan være brudte eller semitransparente, således at den målte stråling er blandet med strålingsbidrag fra mange lag i atmosfæren.

Det vil derfor være påkrævet, at der korrigeres for atmosfærens indflydelse på en sådan måde, at de beregnede skyoptemperaturer og -højder giver forholdene ved skytoppen. Dette er imidlertid umuligt at foretage på grundlag af IR-kanalen alene, hvorfor oplysningerne i WV- og IR-kanalerne (se kapitel 3.3) vil blive kombineret. Disse kanaler giver forskellige typer information om skybetingelser: IR indikerer som nævnt temperaturen, mens WV-radianser angiver vanddampindholdet i mellem- og øvre troposfære (Eyre 1981).

Beregning af skyoptemperatur og -højde

Almindeligvis kan man foretage skyklassifikation ved at kombinere VIS og IR (Seze & Desbois 1987), idet VIS-kanalen giver oplysninger om skytykkelse (Tsonis & Isaac 1985), men dette udelukker beregninger for nattetimerne. Beregningerne af skytopparametre vil derfor i hovedsagen blive baseret på WV- og IR-kanalen. Til de atmosfæriske transportberegninger ønskes skytopparametrene at repræsentere forholdene ved den absolutte skytop, såvel for homogene som for konvektive, semitransparente og lagdelte skysystemer.

Skytopparametrene vil blive beregnet i rumopløsningen $25 \times 25 \text{ km}^2$ og således være input til de atmosfæriske transportmodeller.

9.1 Metode

9.1.1 Bestemmelse af skyoptemperatur

Beregning af radians

Strålingen målt i den infrarøde del af det elektromagnetiske spektrum i IR-kanalen kan bruges til bestemmelse af temperaturen, og modtages på digital form (counts) i heltalsopløsningen 0-255. I første omgang omregnes disse counts C til radians R på følgende måde:

$$R = (C - SPC) \cdot k \cdot \left(\frac{RFC}{BBC} \right) \quad (9.1)$$

hvor SPC=countværdien målt i rummet, k=en kalibreringsfaktor, RFC=reference count for et sort legeme, og BBC=normaliseret count for et sort legeme. RFC/BBC bruges kun for Meteosat-2.

Beregning af temperatur

Denne radians R kan dernæst omregnes til en temperatur, der kaldes brightnessstemperaturen T_b [ir]. Denne temperatur er ækvivalent med strålingen fra jord-atmosfæresystemet, og må ikke forveksles med en overflades reelle temperatur, fordi strålingen fra en vilkårlig overflade i atmosfæren ofte er blandet med strålingsbidrag fra andre niveauer i jord-atmosfæresystemet.

Brightnessstemperaturen T_b [ir] beregnes af nedenstående lineære tilnærmelse til den eksponentielle sammenhæng mellem radiansen R målt af satellitten og temperaturen. σ angiver, at a og b er bølgelængdeafhængige konstanter (afhænger af hvilken Meteosatkanal og hvilket radiometer, der blev brugt til countmålingerne):

$$T_b[ir] = b_\lambda + a_\lambda \cdot \log R \quad (9.2)$$

Countopløsningen på 0-255 medfører en temperaturopløsning på 0.5°C.

Antagelse om at strålingen repræsenterer skytoppen

9.1.2 Bestemmelse af skytophøjden

Beregning af skytophøjden H kræver kendskab til den aktuelle lapse-rate (vertikale temperaturgradient) og skytoppens fysiske temperatur. IR-radiansen fra en skytop er omtrent ækvivalent med den fysiske temperatur (Hunt 1973). For alle skyer, undtagen cirrus, kan radiansen i IR almindeligvis antages at komme omtrent fra skytoppens overflade, med mindre atmosfærens indflydelse over skytoppen er af betydning. Cirruskyer er dog ikke vigtige for væskefasemodellering, da disse befinder sig højt oppe i atmosfæren, hvor temperaturen er så lav, at skyerne kun består af iskrystaller.

Atmosfærens indflydelse

Atmosfæren over skytoppen har indflydelse på strålingen udsendt fra skytoppen, især hvis der findes skypartikler eller vanddamp. Disse absorberer en del af den udsendte stråling, og genudstråler denne, som regel ved en lavere temperatur. Set fra satellitten vil en sky således "se" koldere ud, end den er i virkeligheden.

Ifølge Schmetz (1986) er atmosfærens indflydelse mellem 3 km's højde og atmosfærens top imidlertid kun ca. 1°C ved satellit zenitvinklen 60° for en "Midlatitude Summer Atmosphere", og i højere niveauer betydeligt mindre (figur 9.1). For en "Midlatitude

Winter Atmosphere" er den atmosfæriske effekt kun ca. 1°C helt ned til nær jordoverfladen (figur 9.2). Derfor antages skytoppens $T_b[ir]$ og fysiske temperatur at være identiske, da de fleste skytoppe befinder sig over 3 km's højde. Det ses, at atmosfærens indflydelse på strålingen udsendt fra en skytop i langt de fleste tilfælde vil være begrænset og kun indebære en ubetydelig korrektion.

Sammenhængen mellem skytophøjde og skytopstemperatur

Sammenhængen mellem skytophøjde H og skytopstemperatur T er i princippet særdeles simpel. I en tør velblandet atmosfære vil temperaturen aftage med ca. 10°C/km, mens temperaturen i en fugtmættet luft vil aftage med ca. 4°C/km nær jordoverfladen i varm og fugtig luft til 6-7°C/km i den mellemste troposfære. Forskellen skyldes højere fugtighedskapacitet nær jordoverfladen og dermed større varmetransmission ved kondensation.

Beregning af lapse-rate

Imidlertid består atmosfæren ofte af luftmasser af forskellig oprindelse, hvorfor temperaturgradienten kan have atypiske værdier i forskellige luftlag. Det kan komplicere beregningen af en skytophøjde, hvis de målte temperaturgradienter (lapse-rate) i forskellige højder afviger betydeligt fra standardværdierne.

De anvendte radiosonderinger er derfor blevet analyseret med henblik på at identificere luftmasser af forskellig oprindelse. Det vil typisk være muligt at bestemme, hvilken luftmasse, der repræsenterer den skyholdige del af atmosfæren, og lapse-rate i denne del er ofte yderst veldefineret med en skarp afgrænsning til en meget tør luftmasse ovenover og en relativt tør nedenunder. Lapse-rate beregnes kun for denne luftmasse.

Beregning af skytophøjden ved antagelser om lapse-rate

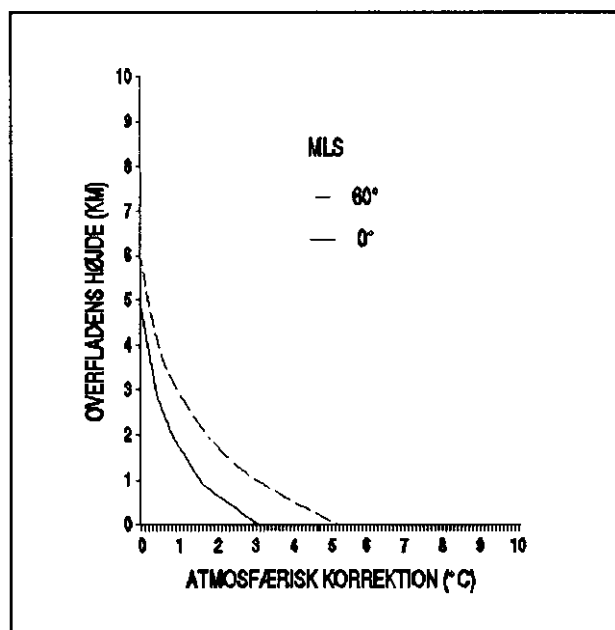
Brug af lapse-rate til omregning af $T_b[ir]$ til skytophøjde H indebærer nogle antagelser. Den målte lapse-rate skal kunne repræsentere forholdene i hele skylagene, lapse-rate skal være fremkommet ved, at hele luftmassen er blevet løftet undervejs fra dens oprindelsessted, og varmeudvekslingen med omgivelserne i form af kondensation, fordampning og stråling siden det initiale løft skal være ubetydelig. Holder dette, hvad det vil gøre i de fleste tilfælde indenfor kortere tidsrum, vil lapse-rate og skytopstemperaturen kunne bruges til en simpel omregning til skytophøjde, såfremt overfladetemperaturen også kendes. Beregningen af skytophøjden H vil kunne foretages både for konvektive og for stratiforme skyer ved hjælp af en lineær approksimation:

$$H = \left(\frac{T_0 - T_b[ir]}{L_m} \right) \quad (\text{Li \& McDonnell 1988}) \quad (9.3)$$

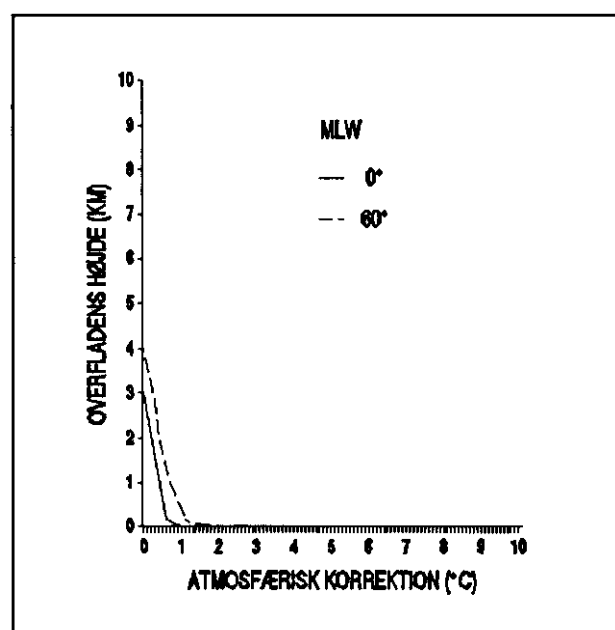
hvor T_0 er overfladetemperaturen og L_m aktuelle lapse-rate.

Bestemmelse af overfladetemperatur

Overfladetemperaturen beregnes ud fra lapse-rate. Luftmassens nedre grænse bestemmes, og temperaturen her omregnes til temperaturen



Figur 9.1. Størrelsen af den atmosfæriske korrektion for black body temperatur målt ved satellitniveau er vist for skyoverflader i varierende højde. Beregningerne er foretaget for satellit zenitvinklerne 0° (lodret observation) og 60° (skrå observation, f.eks. svarende til observation af skyer over Danmark) for en "midlatitude summer atmosphere" MLS (Schmetz 1986). For en sky, der befinder sig i f.eks. 3 km's højde ved zenitvinkel 60° , vil skyen, når den observeres af satellitten, forekomme ca. 1°C koldere end den er i virkeligheden.



Figur 9.2. Som figur 9.1, men for en "midlatitude winter atmosphere" MLW (Schmetz 1986).

ved jordoverfladen ved at føre luften ned til jordoverfladen "vådadiabatisk". Dette er særlig vigtigt, hvis der forekommer bundinversioner, da disse viser sig ved, at temperaturen vokser med højden.

Der anvendes lapse-rate fra radiosondestationen i Jægersborg, som måler to gange i døgnet. Det er en fejkilde at antage, at T_0 og L_m er repræsentative for hele regionen, da de ændrer sig med tid og sted, og at lapse-rate kan approksimeres lineært. Variationen i lapse-rate L_m er for 16 tilfælde med relativt fugtig luft blevet beregnet til $\pm 7\%$.

På nuværende tidspunkt er anvendelsen af ovenstående metode dog tilstrækkelig, da det ligger udenfor projektets rammer at implementere metoder til simulering af atmosfærens aktuelle temperaturprofil.

9.1.3 Hvad er semitransparente og irregulære skyer?

Definition på semi-transparente skyer

Hvis en sky tillader "varmere" stråling at passere nedefra, siges den at være semitransparent, og observeret af satellitten vil skyen "se" varmere ud end i virkeligheden. Dette gælder også, hvis skyen er uregelmæssig, således at strålingen indenfor en pixel er sammensat af betydende strålingsbidrag fra flere forskellige lag i atmosfæren. Konsekvensen er, at semitransparente og brudte skyer kan være en væsentlig fejkilde på beregningen af skytoppens temperatur og højde (Bowen & Saunders 1984), fordi temperaturkalibreringen ikke giver den sande skyoptemperatur.

Definition på irregulære skyer

Normalt antages, at et "brudt skydække" har skyfraktion $f < 1$. Denne definition er dog ikke fyldestgørende, fordi pixels (se kapitel 3.3) med $f=1$ kan indeholde irregulære skyer, der ligesom brudte skyer udsender strålingsbidrag til satellitten fra mange niveauer i atmosfæren. Herefter vil "irregulære skyer" betegne skyer, der:

- 1) er brudte i relation til jordoverfladen,
- 2) er overskyede, men med så stor højdevariation, at skyerne er brudte i relation til de lavereliggende skyflader.

Begrebet er kvalitativt, da det er vanskeligt at adskille irregulære og homogene skyer.

Emissivitet

En vigtig egenskab ved skyer er, i hvor høj grad de tillader passage af stråling fra lavere lag i atmosfæren. Denne egenskab kan beskrives ved skyens emissivitet ϵ i den pågældende del af det elektromagnetiske spektrum. ϵ er en rate, der angiver, hvor stærkt et legeme stråler i forhold til strålingen for et sort legeme ved en given bølgelængde. Et sort legeme absorberer al den indkommende stråling, og det udstråler ved en given temperatur den maksimalt mulige strålingsenergi i hvert bølgelængdeområde. Hvis således $\epsilon < 1$, absorberes kun en del af den indkommende stråling, mens resten reflekteres eller transmitteres. For skyer kan knyttes nogle egenskaber til ϵ :

- 1) Hvis skyens $\epsilon=1$, er skyen så tæt, at al strålingen oprinder fra selve skytoppen, hvorfor $T_b[\text{ir}]$ er ækvivalent med dens fysiske temperatur T .
- 2) Hvis skyens $\epsilon < 1$, er skyen så tynd, at den tillader stråling fra lavereliggende lag i atmosfæren at passere gennem skyen. $T_b[\text{ir}]$ vil derfor synes varmere end skytoppens fysiske temperatur T . Skyer med $\epsilon < 1$ betegnes som semitransparente skyer.

En radians målt i en Meteosatpixel vil således repræsentere skyforholdene dårligt, såfremt den indeholder semitransparente eller irregulære skyer.

Forskel i atmosfærens indflydelse på strålingen i WV og IR

9.1.4 Teori for kombination af WV og IR data

Skytopparametrene kan korrigeres for de fejl, der skyldes tilstedeværelse af semitransparente, brudte og irregulære skyer i et område. Dette kan gøres ved en metode, der kombinerer den samtidige stråling målt i WV- og IR-kanalen.

Strålingen i IR kan passere forholdsvis uhindret fra skytop til satellit, hvorimod dette er ikke tilfældet i WV, idet atmosfærisk vanddamp absorberer en betydelig del af den passerende stråling i denne del af det elektromagnetiske spektrum. Radiansen i WV og IR giver således forskellig respons på variationer i skyers strålingsegenskaber.

Sammenhæng mellem stråling i WV og IR for semitransparente skyer

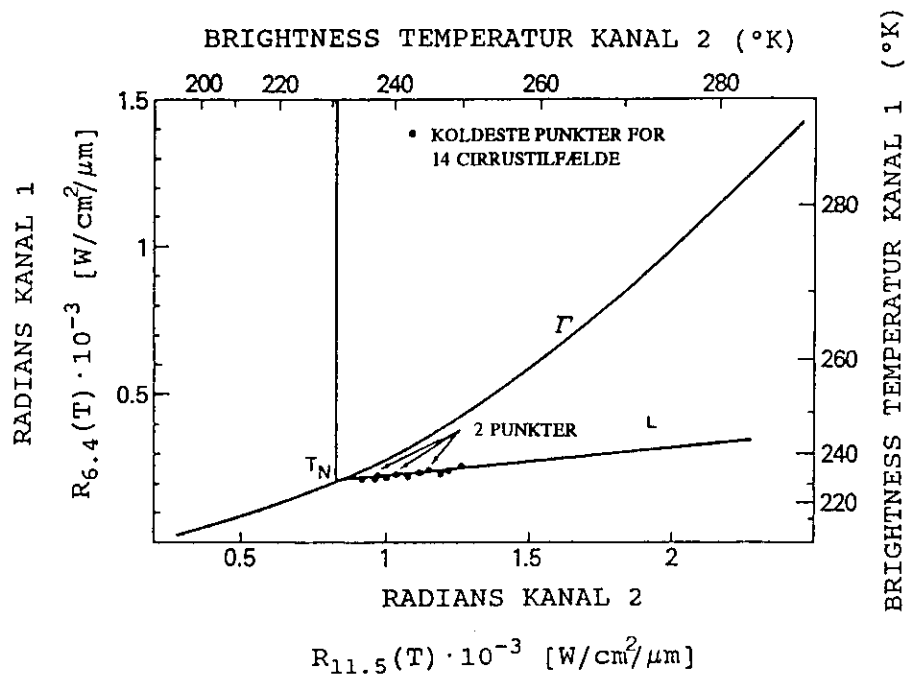
Det er vist, at denne sammenhæng mellem stråling i WV og IR kan anvendes til at beregne den fysiske overfladetemperatur T for cirrus-skytoppe: når en cirrus-sky bliver mere semitransparent, reagerer IR radiansen langt hurtigere herpå end WV-radiansen, ikke fordi skyen er mere semitransparent i IR end i WV (de to kanalers ϵ er ens), men fordi der sammenlignet med IR modtages langt mindre stråling nedefra i WV på grund af absorption af vanddamp i atmosfæren (figur 9.3) (Szejwach 1982).

Szejwachs resultater

Szejwach (1982) viste at:

- 1) Sammenhængen L (den rette linie i figur 9.3) mellem radianserne i WV og IR er lineær for gradvis mere semitransparente cirrus-skyer. Når en cirrus-skys emissivitet aftager, vil radianserne således afvige gradvis mere fra de teoretiske værdier.
- 2) Sammenhængen L er gyldig for brudt skydække.
- 3) Sammenhængen L er uafhængig af skyemissiviteten forudsat ubetydelig vanddampsabsorption over skytoppen.

Da disse resultater blev udledt ved måling af stråling umiddelbart over skyen, er spørgsmålet nu, om sammenhængen L vil være anderledes, når der er tale om skrå observationer i en "rigtig" atmosfære, der indeholder forstyrrende vanddamp mellem skytop og instrument.



Figur 9.3. Teoretisk sammenhæng Γ mellem radianser målt ved bølgelængderne $6.4\mu\text{m}$ (radians $R_{6.4}(T)$ for kanal 1) og $11.5\mu\text{m}$ (radians $R_{11.5}(T)$ for kanal 2). T angiver, at radianzen er målt på et legeme med temperaturen T . For gradvis mere semitransparente cirrus, hvis emissivitet ϵ aftager, vil disse radianser afvige mere og mere fra Γ langs en ret linie L . Denne linies skæring med Γ giver cirrusskytoppens fysiske temperatur T_N (Szejwach 1982). $R_{6.4}(T)$ og $R_{11.5}(T)$ ligger i hhv. WV- og IR-kanalens $R_{11.5}(T)$ følsomhedsområde for Meteosat.

Bowen og Saunders metode

Dette er blevet belyst af Bowen & Saunders (1984) på basis af Szejwachs principper. De har analyseret WV- og IR-radianser med henblik på at kunne identificere pixels med en vis sandsynlighed for indhold af semitransparente eller brudte skyer. Det er sket med en strålingsmodel, der ved forskellige skytophøjder og observationsvinkler simulerer WV og IR radianserne for repræsentative standardatmosfærer. Dette belyser effekten af varierende strålingsbetingelser i atmosfæren.

For en sky med skyfraktion $f=1$ og emissivitet $\epsilon=1$ blev der således defineret en funktion F , som beskriver sammenhængen mellem skytopradianserne $R[\text{wv}]_{CT}$ i WV og $R[\text{ir}]_{CT}$ i IR i en virkelig atmosfære ved en vilkårlig observationsvinkel ($CT = \text{skytop}$):

$$R[\text{wv}]_{CT} = [F(R[\text{ir}]_{CT})] \quad (\text{Bowen \& Saunders 1984}) \quad (9.4)$$

Modelprincippet ses i figur 9.4a. Ved højere radianser flader kurven ud, fordi atmosfærens vanddamp over skytoppen absorberer en voksende fraktion af WV strålingen sammenlignet med IR. Endvidere har strålingen i nedre troposfære stort set ingen indflydelse på WV-

radiansen (Schmetz & Turpeinen 1988). Hvis skyerne er semitransparente eller brudte, kan de målte radiansers grad af afvigelse herfra anvendes til at identificere pixels med sandsynlighed for indhold af sådanne skyer (Bowen & Saunders 1984) (figur 9.4b). Skæringspunktet mellem F og bedste fit for en punktmængde, der repræsenterer semitransparente eller brudte skyer, giver i princippet disse skyers skytopstråling og dermed også skytoptemperaturen. Denne regressionslinie svarer til L i figur 9.3.

Udvikling af empirisk metode

9.1.5 Empirisk baseret kombination af WV og IR data

Principperne i Szejwachs undersøgelse (1982) samt Bowen & Saunders metode (1984) er blevet anvendt til at etablere en metode, der genskaber Bowen og Saunders modelberegnete funktion $F(R[ir]_{CT})$ (figur 9.4a), men på basis af målte radianser i WV- og IR-kanalen. Udvikling af denne empiriske metode er delvis baseret på et pilotstudie af Meteosats WV-kanal (Vejen 1990), og næste kapitel vil således i store træk være baseret på denne undersøgelse.

For et repræsentativt område omkring Danmark er radiansen målt i hhv. WV- og IR-kanalen blevet analyseret med henblik på at bestemme en funktion $F'(R[ir]_{CT})$, der beskriver strålingen udsendt fra veldefinerede flader uden "forstyrrende" bidrag fra andre niveauer i atmosfæren.

Den empiriske metodes grundprincip

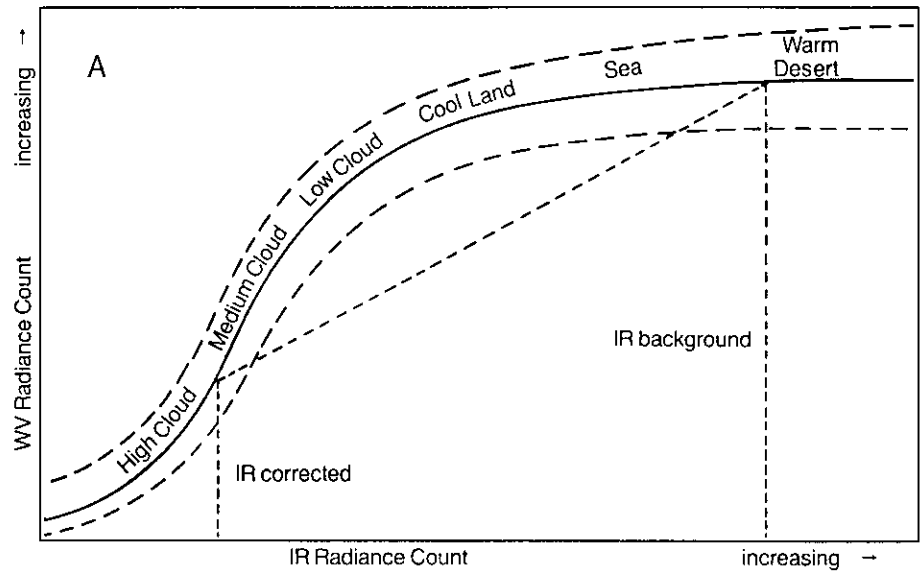
Da strålingen i IR-kanalen forøges hurtigere end i WV, når et skyområde bliver mere semitransparent, irregulært eller brudt, vil IR-radiansen for en given WV-radians vokse i forhold til den IR-radians, der gælder for homogene tætte skyer. For en overflade med temperaturen T vil radianstallet $(R[T,ir]; R[T,wv])$ således gradvis fjerne sig fra de "optimale" radianseværdier beskrevet med funktion F', når et skyområde bliver mere og mere semitransparent, irregulært eller brudt.

Funktionelle sammenhæng mellem WV og IR radianser

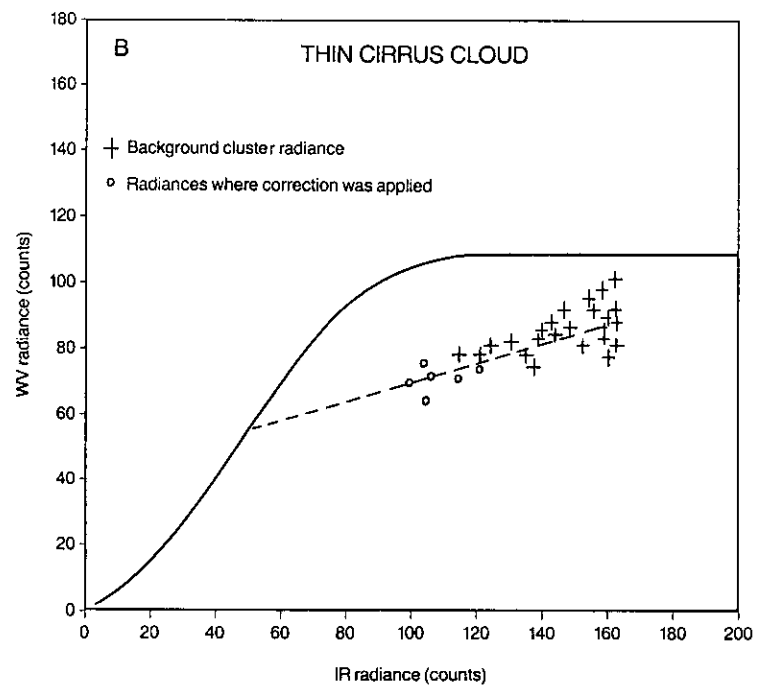
På basis af tabelværdier (ESOC Meteosat-2 Calibration Report 1988, ESOC Annexe to the Meteosat-4 calibration report 1989), der for de to kanaler giver radiansen som funktion af temperaturen for et sort legeme, er den funktionelle sammenhængen mellem $R[T,ir]$ og $R[T,wv]$ blevet beregnet:

$$R[T,wv] = a_{BB} \cdot R[T,ir]^{b_{BB}} \quad (= R_b[T,wv]) \quad (9.5)$$

hvor a_{BB} og b_{BB} er konstanter. Disse konstanter afhænger dog af, hvilket radiometer i Meteosat-2 eller Meteosat-4, der har været benyttet til målingerne. Det skyldes, at følsomheden for radiometrene i disse satellitter afviger en anelse fra hinanden. Formel (9.5) svarer principielt til kurven Γ i figur 9.3.



Figur 9.4a *Idealiseret skitse af sammenhængen mellem IR- og WV-radians counts for forskellige typer overflader (Bowen & Saunders 1984). Kurven viser formen af funktion (9.4). Den tæt stiplede linie viser den lineære sammenhæng for gradvis mere semitransparente skyer, hvis stråling vil afhænge af emissiviteten ϵ . Hvis skyens $\epsilon=0$, vil den målte radians være lig baggrundsradian-sen "IR background", men hvis $\epsilon=1$ vil den målte radians være lig skytoppens stråling "IR-corrected".*

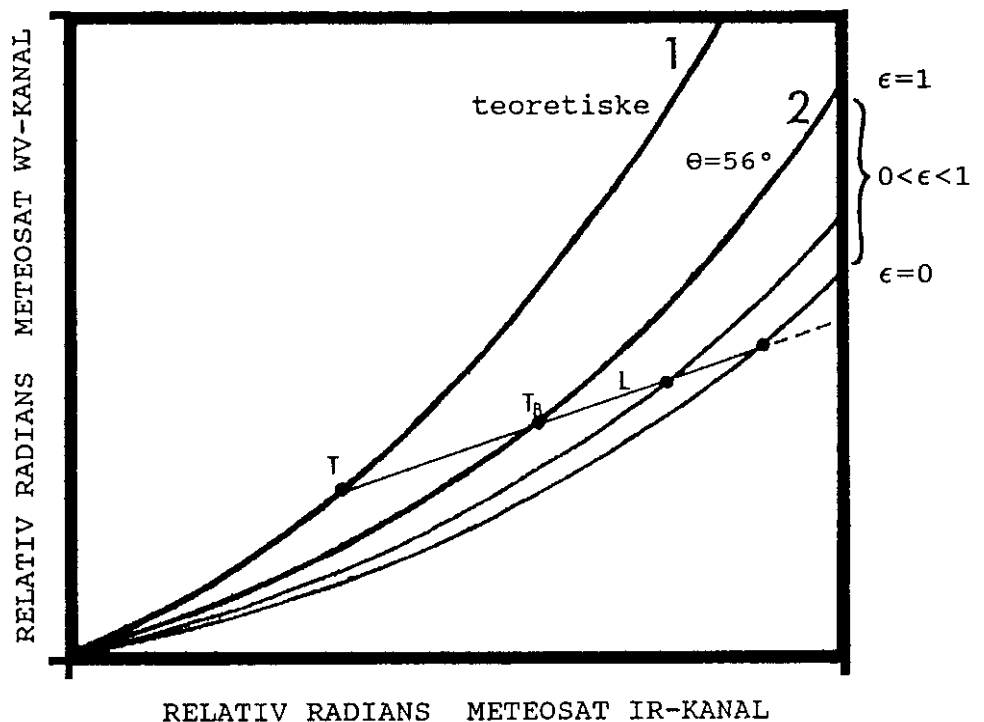


Figur 9.4b *Radianscounts målt i WV- og IR-kanalen, dels for pixels med cirruskyer, hvis radians er blevet korrigeret, og dels for baggrundsradianser indenfor et større område (Bowen & Saunders 1984).*

*Sammenhængen mellem
WV og IR radiansen
omkring Danmark*

Da Meteosat observerer Danmark skråt og atmosfæren har indflydelse på strålingen udsendt fra en skytop, vil "den lokale" sammenhæng mellem $R[T, \text{wv}]$ og $R[T, \text{ir}]$ afvige gradvis mere fra den funktionelle (formel (9.5)), fordi strålingen ved aftagende skytophøjde skal passere et stadig tykkere atmosfærelag.

I figur 9.5 ses princippet skitseret. Når ϵ aftager for en sky, vil $R[T, \text{wv}]$ og $R[T, \text{ir}]$ afvige fra den skitserede kurve, der gælder for området omkring Danmark, ved en lineær funktion L i henhold til Szejwachs teorier (Szejwach 1982), der gælder for både semitransparente, brudte og irregulære skyer. For en given ϵ vil sammenhængen mellem $R[T, \text{wv}]$ og $R[T, \text{ir}]$ også følge en potensfunktion, der blot afviger mere fra funktion (9.5) end kurven for $\epsilon=1$.



Figur 9.5. Skitsering af metode til beregning af afvigelsen mellem målt og teoretisk radians for Danmark ved breddegraden $\Theta=56^\circ\text{N}$. Kurve 1 er den teoretiske sammenhæng mellem $R[T, \text{wv}]$ og $R[T, \text{ir}]$ radianser. Kurve 2 repræsenterer en absorbanholdig atmosfære ved skrå observation i Danmark for overflader med $\epsilon=1$. Afvigelsen mellem kurverne 1 og 2 vokser med $R[\text{ir}]$. Når $\epsilon < 1$, er radiansernes afvigelse fra kurve 1 imidlertid større, og der kan for vilkårlige emissiviteter ϵ skitseres kurver for afvigelse fra kurve 1 jfr. Szejwachs teorier (1982). Som illustration er vist funktionen L , der ifølge Szejwach giver sammenhængen mellem skytoppens fysiske temperatur T , dens brightnessstemperatur T_b og ϵ . Skalaerne for $R[\text{ir}]$ og $R[\text{wv}]$ er relative (Vejen 1990).

Parametrisering af WV-radiansens afvigelse fra den teoretiske værdi

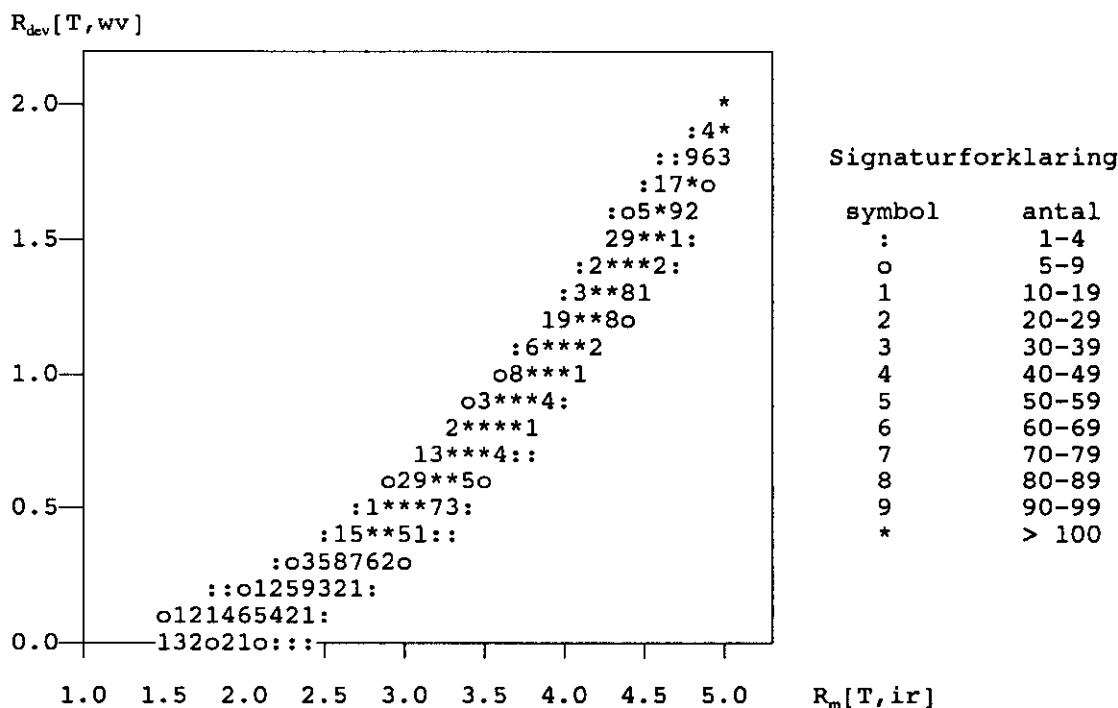
Første skridt mod at bestemme funktion F' er at bestemme disse "afvigelsesfunktioner". Det kan gøres ved at finde ud af, hvor meget den "lokalt" målte radians $R_m[T, wv]$ afviger fra, hvad den bør være, ved at indsætte den målte IR-radians $R_m[T, ir]$ i formel (9.5). Dette forudsætter, at radianserne repræsenterer homogene tætte overflader og udstråles fra skytoppe med en højde på mindst 3 km om sommeren. Den sidste betingelse er vedtaget, fordi atmosfærens indflydelse på strålingen om sommeren kan være for stor, hvis højden er mindre end 3 km. Om vinteren falder denne betingelse dog væk, da atmosfærens indflydelse er betydelig mindre (se kapitel 9.4.2).

Strålingsafvigelsen $R_{dev}[T, wv]$ i WV-kanalen fås således af forskellen mellem beregnet (b) og målt $R_{wv}[T, wv]$ radians (m):

$$R_{dev}[T, wv] = R_b[T, wv] - R_m[T, wv]$$

$$= a_{BB} \cdot R_m[T, ir]^{b_{BB}} - R_m[T, ir] \quad (9.6)$$

Jfr. figur 9.5 vil størrelsen af denne afvigelse afhænge af emissiviteten ϵ for den overflade, strålingen kommer fra. Figur 9.6 viser eksempler på $R_{dev}[T, wv]$ som funktion af radiansen målt i IR-kanalen for samtlige pixels omkring Danmark for en serie billeder.



Figur 9.6. Eksempel på scattergram, der viser antal pixels ved forskellige værdier af $R_m[T, ir]$ og $R_{dev}[T, wv]$. Datagrundlaget er samtlige pixels indenfor Kastrup radarens maksimale dækningsområde på 240 km opsamlet fra tre Meteosat-2 billeder 3. juni 1988.

Definition af funktion for WV-radians for homogene overflader

Disse pixels dækker over mange forskellige overfladetyper. Hvis en "afvigelsesfunktion" skal defineres, vil det derfor være nødvendigt at gøre det på grundlag af de pixels, hvis stråling repræsenterer homogene tætte overflader med $\epsilon = 1$, og ikke semitransparente, brudte eller irregulære skyer med $\epsilon < 1$. En serie billeder analyseres således med henblik på at finde de pixels, der har mindste værdier af $R_{dev}[T, wv]$ over et bredt spektrum af målte IR-radianser. Disse pixels kan beskrives med en funktion, der definerer den mindste afvigelse mellem beregnet og aktuel WV-radians, $R_b[T, wv]$ og $R_m[T, wv]$, og som har følgende form:

$$dWV_{min} = a_i \cdot R_m[T, ir]^{b_i} \quad (9.7)$$

hvor a_i og b_i er konstanter, der kan variere fra billede til billede, sandsynligvis som følge af de aktuelle atmosfæriske forhold (primært fugtighedsmængden) (Vejen 1990).

Eksempler på dWV_{min} funktioner

Eksempel på datagrundlag for dWV_{min} funktion 3. juni 1988 ses på figur 9.7. Funktioner for 3. juni og 29. juli 1988, samt for 16-19. oktober og 1-3. november 1991 ses i figur 9.8 og 9.9. Af figurerne samt tabel 9.1 ses disse funktioner at være veldefinerede. Mindre variationer i deres forløb hænger antagelig sammen med de aktuelle atmosfæriske forhold, f.eks. variationer i atmosfærens indflydelse over skytoppene. Årsagen til forskellene mellem funktionerne for 1988 og 1991 er dog, at data er fra hhv. Meteosat-2 og -4, hvis kalibrering giver forskellige radiansværdier (men samme strålingstemperaturer).

Hypotesen er, at jo mere $R_{dev}[T, wv]$ afviger fra dWV_{min} , des større er sandsynligheden for, at strålingen fra en overflade, f.eks. skyer, på størrelse med en Meteosatpixel, er blandet med bidrag fra andre niveauer i atmosfæren (princippet vist i figur 9.5).

periode	RMS	a_i	b_i	R	N	T-test
3. juni 1988	0.129	3.925	0.00358	0.969	237	60.18
29. juli 1988	0.238	4.285	0.00207	0.911	228	33.15
oktober 1991	0.152	4.671	0.00009	0.957	172	43.06
november 1991	0.261	4.487	0.00016	0.884	253	29.99

Tabel 9.1. dWV_{min} funktioner for perioder i 1988 og 1991. Data er blevet indsamlet indenfor et område på 240×240 km² omkring radaren i Kastrup, for oktober over dagene 16-19, og for november over dagene 1-3. T-test af korrelation er foretaget på signifikansniveau 5.0%, og grænseværdien for, at 0-hypotesen ikke kan forkastes, er 1.98. RMS=root-mean-square, a_i og b_i er konstanterne i formel (9.7), R=korrelationskoefficienten, og T-test er resultatet af en sådan test.

*Funktion for maksimale
WV-radians*

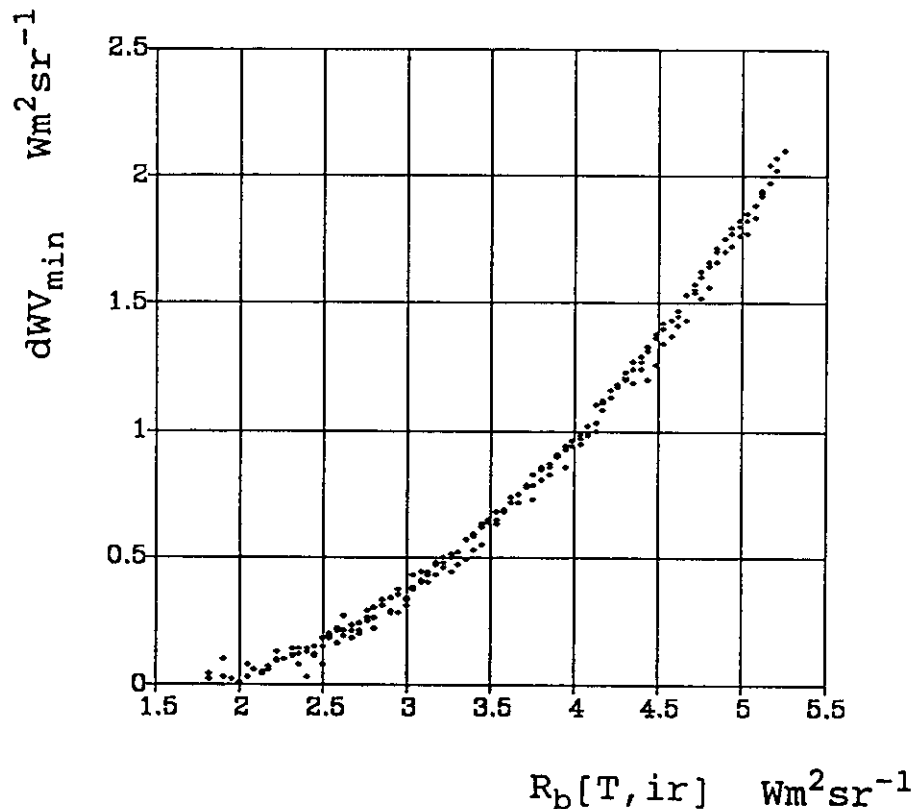
Da dWV_{\min} funktionen beskriver WV-radiansens mindste afvigelse fra den funktionelle, kan den også bruges til at definere, hvilken værdi $R_{\max}[T, wv]$, WV-radiansen maksimalt kan have, gældende for strålingsforholdene omkring Danmark (figur 9.10):

$$\begin{aligned}
 R_{\max}[T, wv] &= R_b[T, wv] - dWV_{\min} \\
 &= a_{BB} \cdot R_m[T, ir]^{b_{BB}} - a_i \cdot R_m[T, ir]^{b_i}
 \end{aligned}
 \tag{9.8}$$

hvor a_{BB} , b_{BB} , a_i og b_i er konstanter i (9.5) og (9.7). Formel (9.8) kan også kaldes F' for at markere, at den er analog med funktion F i formel (9.4).

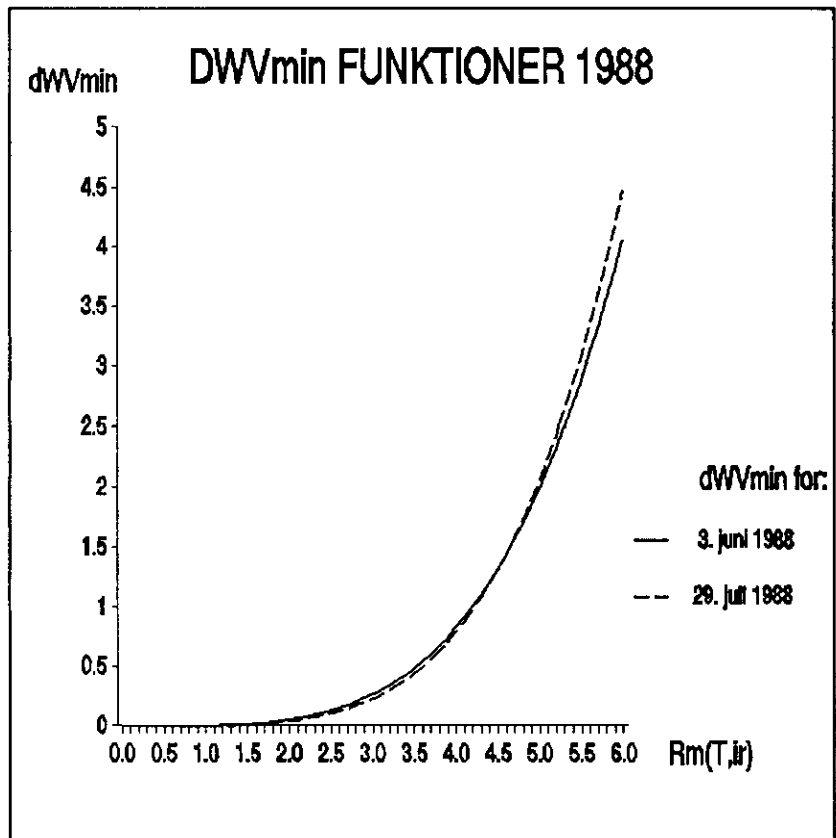
*Sammenligning af
resultater med
Bowen & Saunders
metode*

Sammenlignet med figur 9.4 ses resultaterne at være i overensstemmelse med Bowen & Saunders' metode (1984). Det bemærkes, at kurverne bøjer nedad ved høje IR-radianser. Det skyldes, at der ikke er blevet korrigeret for atmosfærens dæmpende indflydelse på strålingen udsendt fra en overflade. Denne indflydelse vokser gradvis mod jordoverfladen. Derfor vil IR-radiansen gradvis "se koldere ud" i forhold til strålingskildens temperatur. Da en sådan radians dårligt vil kunne repræsentere den pågældende overflade, kan den "funktionelle" WV-radians ikke længere beregnes med formel (9.5), og dermed falder grundlaget for beregningerne væk.

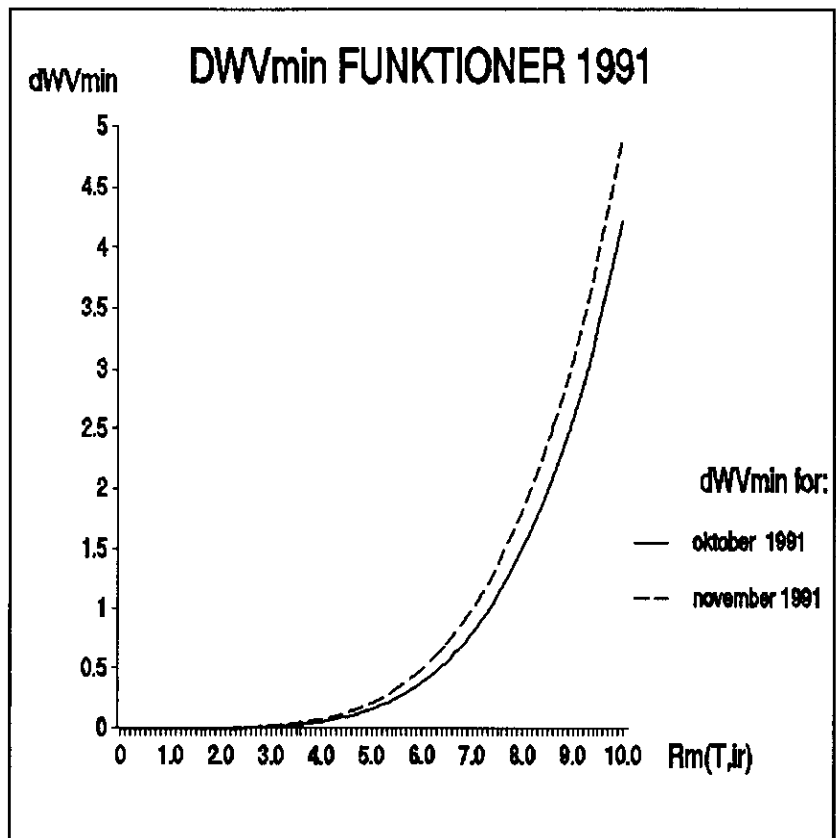


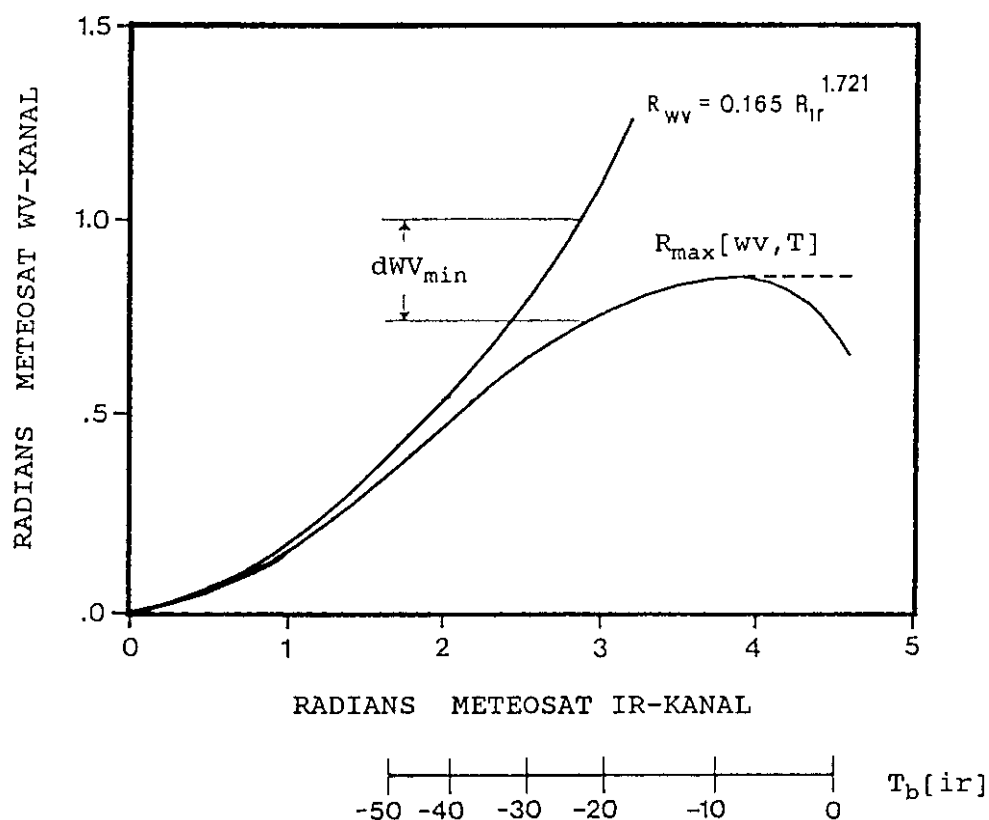
Figur 9.7. Scattergram, der viser plot af datagrundlaget for dWV_{\min} funktion 3. juni 1988. Den er beregnet på basis af samme data som scattergrammet vist i figur 9.6.

Figur 9.8. dWV_{min} funktioner for data hhv. 3. juni og 29. juli 1988 beregnet for Meteosat-2 data indenfor det maksimale dækningsområde på 240 km's radius for radaren i Kastrup.



Figur 9.9. dWV_{min} funktioner for data 16-19. oktober og 1-3. november 1991 beregnet for Meteosat-4 data indenfor et areal på 240×240 km² omkring radaren i Kastrup.





Figur 9.10. Kurven for den maksimale WV-radians $R_{\max}[T, wv]$, samt dWV_{\min} værdien for en tilfældigt valgt IR-radians er vist. Sammenlign forløbet af disse radianskurver med Bowen og Saunders model (1984) i figur 9.4. Nederst er vist $T_b[ir]$ ækvivalent med $R_m[T, ir]$. Se tekst for yderligere forklaring (Vejen 1990).

Der skal således bemærkes en interessant detalje i figur 9.10. Ifølge Schmetz (1986) er korrektionen for atmosfærens indflydelse i en "Midlatitude Summer Atmosphere" svarende til observationer over Danmark ca. 1°C i 3 km's højde. Det er således påfaldende, at "bøjningen" starter ved $T_b[ir] = -7^\circ\text{C}$, idet en samtidig radiosondering i 3 km's højde viste -6°C .

Formel (9.8) gælder derfor kun indtil bøjningen starter, hvorefter $R_{\max}[T, wv]$ regnes konstant.

9.1.6 "Skytypekorrektions" af skytop parametre

Beregning af "sande" skytopstråling

Ved sammenligning mellem figur 9.4 og 9.10 ses, at med henblik på at bestemme den "sande" skytopstråling for semitransparente, brudte eller irregulære skyer, vil funktion F' (9.8) kunne erstatte funktion F , undtagen for de lavestliggende skytoppe.

Skytopstrålingen for semitransparente, irregulære eller brudte skyer fås af skæringspunktet mellem F' og bedste fit L' for den punktmængde, der repræsenterer disse skytyper:

$$\text{Funktion L:} \quad R_{wv} = A \cdot R_{ir} + B \quad (9.9)$$

hvor A og B er konstanter.

Identifikation af pixels med skyer, der skal korrigeres

Inden den målte stråling "skytypekorrigeres", udføres indenfor hvert segment af pixels en række tests på de målte WV- og IR-radianser. Af disse tests er test 1-2 analog med tilsvarende tests i Bowen & Saunders metode (1984). Hvis blot en af testbetingelserne 1-5 er opfyldt, antages det, at ingen semitransparante, irregulære eller brudte skyer er tilstede indenfor det pågældende segment af pixels, og $R_m[T,ir]$ returneres uændret.

"Skytypekorrektion" af $R_m[T,ir]$ radiansen undlades således, hvis blot en af nedenstående testbetingelser er opfyldt:

$$\text{Test 1: } R_m[T,wv](MIDDEL) \leq \pm 10\%$$

Det checkes, at middelværdien af de målte WV-radianser indenfor et segment af pixels ikke er markant større end eller er tæt på funktion F' for tæt skydække. Hvis WV-radiansen således ligger tæt på F' , sker strålingen øjensynlig fra tætte relativt homogene skyer eller skyfrit område. På grund af støj i WV kanalen tillades en variation på 10 pct.

$$\text{Test 2: } L' \text{ krydser ikke kurven for } F'$$

Dette forekommer f.eks., hvis variabiliteten i WV-radians er stor samtidig med, at variabiliteten i IR-radiansen er lille (Bowen & Saunders 1984).

$$\text{Test 3: } R_m[T,ir](MIDDEL) < \text{vendetangent for } R_{\max}[T,wv]$$

Middelværdien af de målte IR-radianser indenfor et segment af pixels er større end den værdi, hvor funktion (9.8) begynder at "bøje nedad", fordi segmentet indeholder forholdsvis mange pixels med lave skyer eller skyfrit. Det betyder, at forudsætningerne for korrektionen af skytopparametre falder væk, fordi atmosfæren får for stor indflydelse på strålingen målt af satellitten.

$$\text{Test 4: } R \text{ er ikke signifikant på 5\% niveau}$$

Beregningen af skæringspunktet mellem L' og F' er for usikker, f.eks. hvis kontrasten i WV- eller IR-radians indenfor et segment af pixels er for lille.

Test 5: Hældningskoefficienten A i linien $F' \leq 0$

I nogle tilfælde kan dette forekomme, selvom L' er signifikant korreleret, hvilket kan skyldes variabiliteten i WV- og IR-radiansen på samme måde som i test 2. Et sådant fit er fysisk urealistisk.

Såfremt test 1-5 passerer uden problemer, beregnes skæringspunktet mellem F' og L' . Derved fås en "skytypejusteret" IR-radians, der herefter kan omregnes til de "sande" værdier af skytopstemperatur (kapitel 9.1.1) og skytophøjde (kapitel 9.1.2).

Analysen udføres for samtlige pixels, indenfor systemet af pixels der har en størrelse svarende til 25×25 km².

9.2 Resultater

I det følgende vil blive vist eksempler på den rumlige fordeling af ukorrigeret hhv. korrigeret skytophøjde og -temperatur beregnet ved den gennemgåede metode. De er vanskeligt at teste resultaterne, da der ikke foretages kontrolmålinger af skytophøjde og -temperatur. En mulighed ville være at sammenligne korrektionens størrelse med, hvad man ville forvente ud fra observerede skytyper ved synopstationer. Det er dog forbundet med fejl at sammenligne skyobservationer foretaget fra hhv. jordoverfladen og satellit. En anden måde ville være at skyklassificere billederne, men på det foreliggende grundlag har det ikke været muligt at udvikle og implementere en algoritme hertil.

Indirekte metoder til test af resultater

I stedet vil resultaterne blive vurderet ved hjælp af nogle andre indirekte mål for skyforholdene:

- 1) "Skytypekorrektionens" størrelse undersøges med henblik på, om den er tilknyttet bestemte dele af et nedbørsystem. Dette må forventes, idet skygrupperne semitransparente, homogene, irregulære og brudte skyer har "foretrukne" placeringer i nedbørområder.
- 2) Der beregnes et indeks, der giver et relativt mål for, i hvor høj grad der er semitransparente, homogene, irregulære eller brudte skyer tilstede i et område.

9.2.1 Definition af et indeks Φ_{dev}

I kapitel 9.1.5 blev fremsat hypotesen, at jo mere $R_{dev}[T, wv]$ afviger fra dWV_{min} , des større er sandsynligheden for, at strålingen fra en overflade på størrelse med en Meteosatpixel er blandet med bidrag fra andre niveauer i atmosfæren (princippet vist i figur 9.5), f.eks. i tilfælde af semitransparente eller brudte skyer.

Definition af Φ_{dev}

Denne hypotese kan belyses med et indeks Φ_{dev} , der beskriver graden af afvigelse mellem dWV og dWV_{min} , eller hvor strålingsmæssigt

homogen en overflade er:

$$\begin{aligned}\Phi_{dev} &= 100 \cdot \left(\frac{a_{BB} \cdot R_m[T,ir]^{b_{BB}} - R_m[T,wv]}{a_i \cdot R_m[T,ir]^{b_i}} - 1 \right) \\ &= 100 \cdot \left(\frac{dWV}{dWV_{min}} - 1 \right) \quad (\text{Vejen 1990}) \quad (9.10)\end{aligned}$$

hvor a_i, b_i er konstanter i dWV_{min} (formel 9.7), og a_{BB}, b_{BB} konstanter i formel (9.6). Fordelen er, at Φ_{dev} kan beregnes direkte på målte WV- og IR-radianser.

Betydning af lave Φ_{dev} værdier

Denne definition betyder, at Φ_{dev} nær 0 repræsenterer homogene overflader, mens voksende værdi af Φ_{dev} indebærer øget sandsynlighed for semitransparente, brudte eller irregulære skyer i en pixel (Vejen 1990). Dette er blevet illustreret med den skematiske forenklede skymodel i figur 9.11.

Ved lave værdier af Φ_{dev} (gruppe 1-2) er overfladen relativt homogen, og der kan skelnes mellem: a) Jordoverflade, b) homogene skyoverflader uden nedbør, og, c) sammensatte skyformationer, der består af irregulære skyer med eventuel overfladenedbør og dækket af tæt homogent skydække.

Betydning af højere Φ_{dev} værdier

Ved højere værdier af Φ_{dev} (gruppe 3-5) er der tale om: a) semitransparente skyer, eller, b) brudte hhv. irregulære skyer, idet forøget konvektion medfører, at der indenfor en pixel kommer betydende strålingsbidrag fra flere niveauer i atmosfæren således at Φ_{dev} og er størst for pixels med isolerede byger.

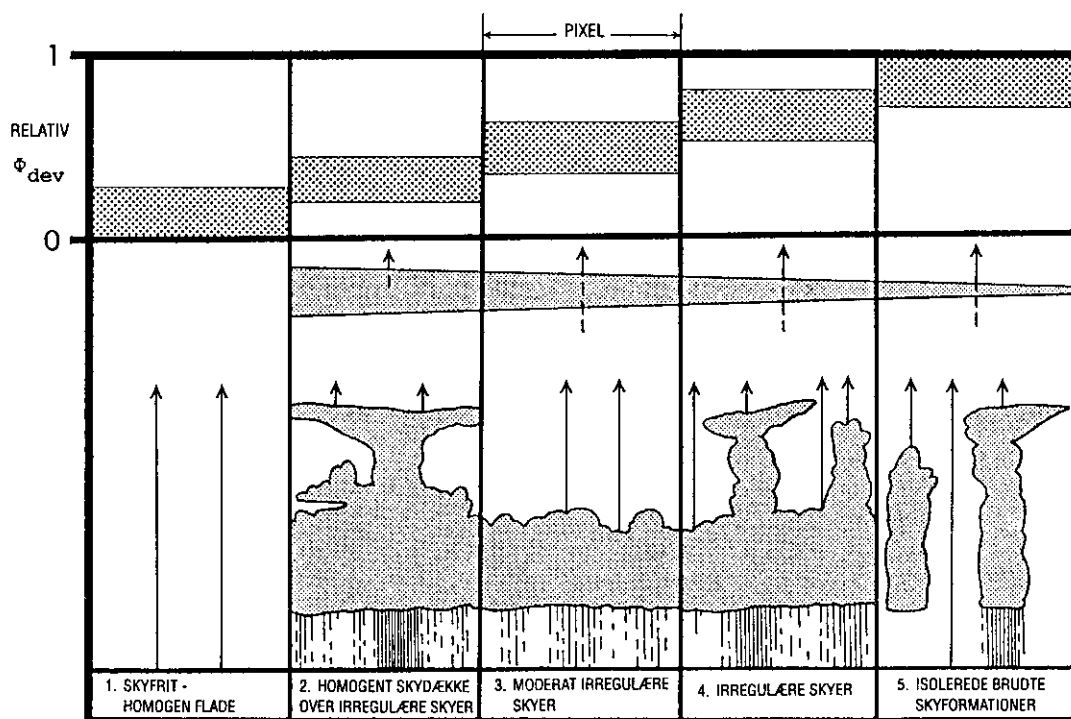
Værdien af indeks Φ_{dev} er, at det kan bruges til at kortlægge, hvor de homogene og ikke-homogene skyer befinder sig, og således give en mulighed for at vurdere udfaldet af "skytypekorrektionen".

I det følgende vil Φ_{dev} kort blive belyst i forhold til generel teori om dynamik og nedbørforhold omkring et nedbørsystem.

Frontmodel

9.2.2 Den horisontale fordeling af Φ_{dev}

Figur 9.12 og figur 9.13 viser eksempler på den horisontale Φ_{dev} fordeling sammenlignet med den samtidige radar nedbørfordeling og vejsituationen. Der vil blive sammenlignet med en model for frontsystemers rumlige struktur (figur 9.14), der beskriver frontsystemers opbygning: en øvre koldfront (UCF), en overfladekoldfront (SCF), en tør luftstrøm bag koldfrontsystemet (DI), en fugtig luftstrøm svarende til varmesektor (WCB), samt en tør luftstrøm foran varmfronten (CCB) (Browning & Monk 1982).



Figur 9.11. *Idealiseretskymodel for sammenhængen mellem Φ_{dev} , strålingsforhold og skykonfiguration i en pixel. Skraveringstætheden under skyerne er ækvivalent med relativ nedbørintensitet. Kilen over skysystemerne symboliserer gradvis mere semitransparente skyer fra gruppe 2 mod 5. Pilene angiver strålingens oprindelse, de stiplede pile markerer stråling fra semitransparent sky. Se iøvrigt tekst for forklaring (Vejen 1990).*

Nedbørprocesser er tæt forbundet med disse luftstrømmes struktur og dynamik. For yderligere detaljer henvises til Browning & Monk (1982).

Eksemplet 3. juni 1988 (figur 9.12) (Vejen 1990):

Eksempel for 3/6-1988

Φ_{dev} er gennemgående størst ved UCF og i områderne med kraftigst radarnedbør, men nærmer sig 0 mod nedbørsystemets grænser, hvor der jfr. frontmodellen findes mere homogene overflader. Disse kan være lave homogene skyer eller skyfri områder, hvor Φ_{dev} antagelig er mindst. At de høje Φ_{dev} mod nord ikke ses i radarbilledet, skyldes radarens problemer med at "se" nedbør på lang afstand.

Radarbilledet viser, at der er en mindre byge bag fronten (A). Denne byge har høj Φ_{dev} værdi svarende til irregulære skyer. I den sydlige del ses et stort område (B) med høj Φ_{dev} , i hvis midte Φ_{dev} er omtrent 0. Til trods for stor afstand fra radaren giver dette område anledning til et markant radarsignal, og må derfor antages at give en del nedbør. De lave Φ_{dev} kan derfor forklares ved, at konvektiv aktivitet har dannet et homogent lag af tæt cirrus, der dækker irregulære og konvektivt aktive skyer.

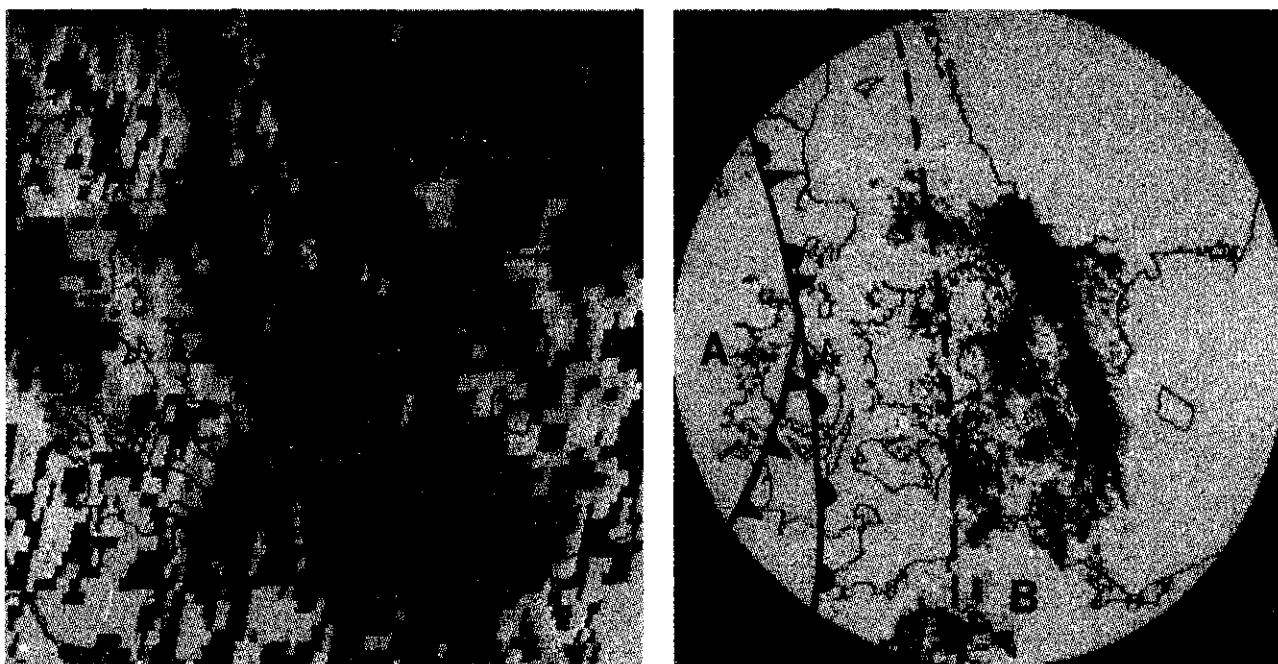
SIGNATURFORKLARING.

For Φ_{dev} -billeder og billeder af radarnedbør i figur 9.12 og 9.13:

	Φ_{dev}	radarnedbør (mm/h)
hvid	-0	<0.05
rød	0-10	0.05-0.1
gul	10-20	0.1-0.2
oran	20-30	0.2-0.3
grøn	30-40	0.3-0.5
	40-50	0.5-1.0
	50-60	1.0-1.5
	60-70	1.5-2.0
	70-80	2.0-3.0
	80-90	3.0-4.0
mblå	90-100	4.0-5.0
sblå	100-	5.0-

Φ_{DEV}

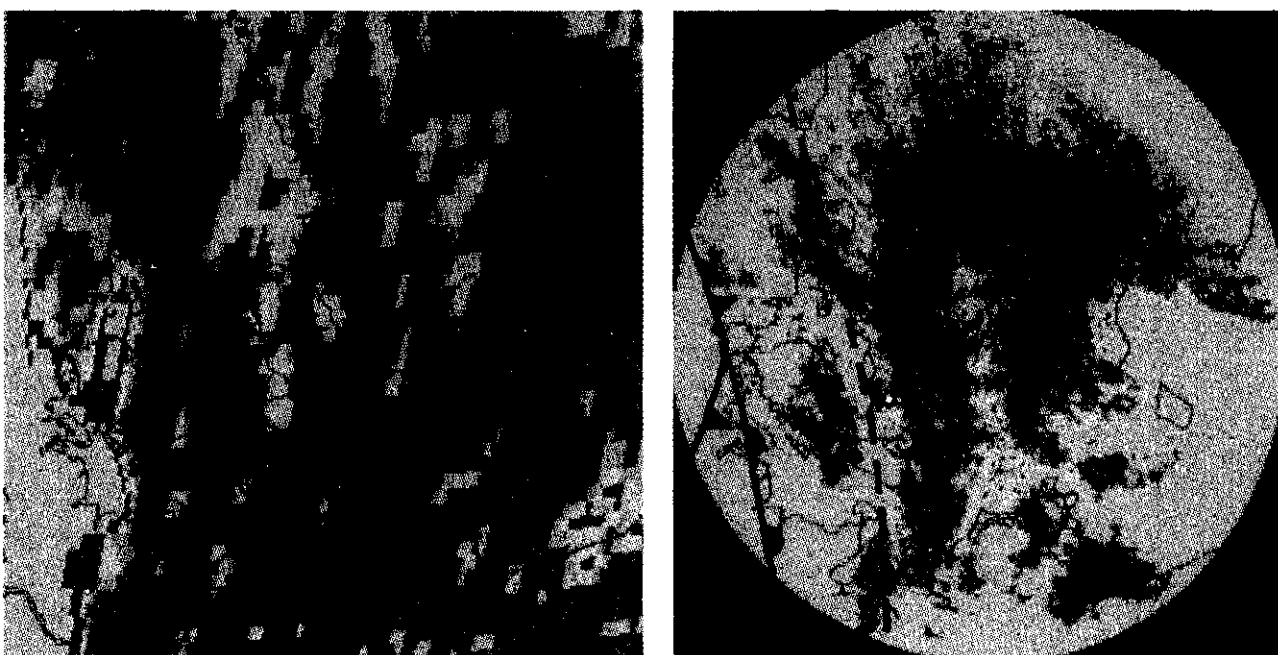
RADARNEDBØR



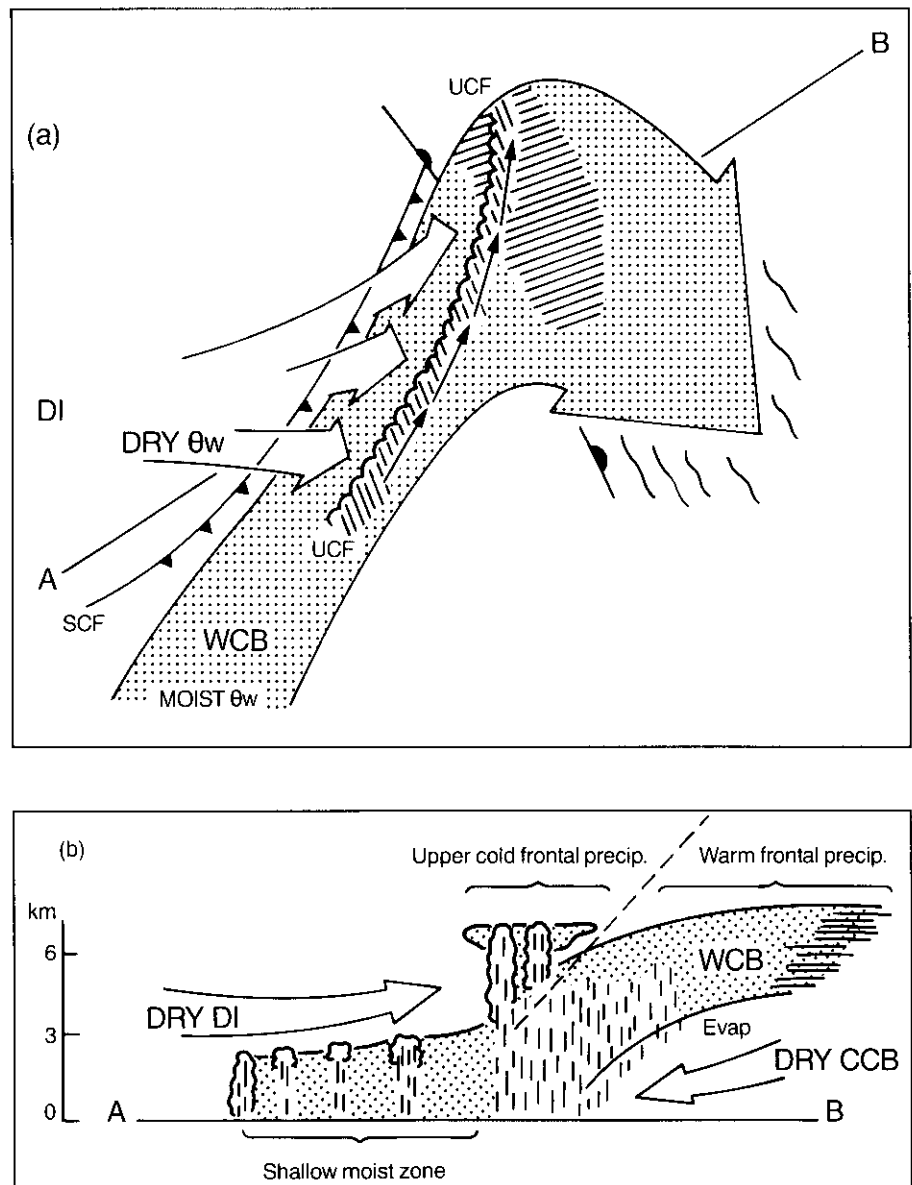
Figur 9.12. Φ_{dev} -billeder og billeder af radarnedbør for 3/6-1988 kl. 0830z beregnet for radaren i Kastrup. En analyse af vejr-situationen kl. 0900z samt beliggenheden af UCF er vist. Signaturforklaring for Φ_{dev} -billeder og billeder af radarnedbør ses på næste side. Forklaring på A og B er i teksten. Frontsystemets beliggenhed ved jordoverfladen er vist som fuldt optrukne linier, den stiplede linie er en upper cold front UCF (se figur 9.14). Analysen er baseret på vejrkort og satellitbilleder.

 Φ_{DEV}

RADARNEDBØR



Figur 9.13. Som figur 9.12, men for 29/7-1988 kl. 0830z.



Figur 9.14. Model for det generelle strømningsmønster i et nedbørssystem, der indeholder en såkaldt splitfront. UCF=øvre koldfront, SCF=overflade koldfront, CCB=kold tør luftmasse foran frontsystemet, WCB=fugtig nedbørgivende luftmasse, DI=tør luftstrøm, der efterfølger frontsystemet. Θ_w =vådpotentiell temperatur. (a): det skråskaverede område langs UCF og foran varmfronten repræsenterer nedbør tilknyttet hhv. UCF og varmfronten. (b) viser tværsnit langs linien AB i (a): den lodrette skravering angiver nedbør. UCF nedbørzonen er kendetegnet ved konvektive nedbørprocesser. Den lavliggende fugtige zone mellem UCF og SCF er karakteriseret ved spredte udbrud af overvejende let nedbør. DI og CCB viser lave værdier af Θ_w , mens Θ_w når høje værdier i WCB. Forskellen i Θ_w mellem WCB og DI frigiver potentiel instabilitet ved konvektiv aktivitet, så kraftig overfladenedbør produceres (efter Browning & Monk 1982).

Eksemplet 29. juli 1988 (figur 9.13) (Vejen 1990):

Eksempel for 29/7-1988

Der ses ligheder med figur 9.12: der er markante Φ_{dev} strukturer i forbindelse med UCF, og Φ_{dev} aftager mod nedbørsystemets grænser for endelig at være mindst i formodet skyfri områder. Endvidere er Φ_{dev} relativt lav mellem UCF og SCF.

Der ses markante nord-syd gående bæltter med lav Φ_{dev} svarende til relativt homogene skyoverflader. Disse bæltter ses at have ret høj nedbørintensitet, hvilket kan forklares med mere udtalt konvektiv aktivitet i forbindelse med UCF. De konvektive processer er så frem-skredne, at de irregulære konvektive skyer er blevet overlejret af homogene skyer som f.eks. tæt ambolcirrus.

Sammenfatning:

Sammenfatning

Den kraftigste konvektive aktivitet i et frontsystem optræder oftest i forbindelse med UCF, og der sker kun relativt svage konvektive gennembrud mellem UCF og SCF (Browning & Monk 1982, Matejka et al. 1980). Φ_{dev} indikerer dette mønster begge dage ved at være nær 0 mellem UCF og SCF. Endvidere er der ligheder mellem Φ_{dev} strukturer, radarnedbørfordeling, og frontmodellen i figur 9.14. Denne model forudsiger netop placeringen af UCF og SCF, samt de konvektive nedbørprocesser ved UCF.

9.2.3 Sammenligning mellem radarnedbør og Φ_{dev}

Da voksende Φ_{dev} værdi antyder gradvis mere semitransparente, brudte og irregulære skyer, bør disse forhold i grove træk kunne genfindes i nedbørfordelingen ved jordoverfladen. Dette er blevet undersøgt i form af en analyse af sammenhængen mellem radarnedbør og VIS-, WV- og IR-radianser som funktion af Φ_{dev} (Vejen 1990).

Jfr. skymodellen (figur 9.11) må forventes, at: 1) homogen nedbørfordeling er tilknyttet de homogene tætte skytoppe, så chancen for overensstemmelse mellem radians og overfladenedbør forøges, og 2) spredt eller manglende overfladenedbør modsvarer irregulære, brudte og semitransparente skyer, eller skyfrit.

Hvad radianserne siger om overfladenedbør

VIS-, WV- og IR-radianser er blevet korreleret med radarnedbør ud fra en generelt accepteret teori om, at radianser, skyegenskaber og tildels overfladenedbør hænger sammen, omend denne sammenhæng er kompleks og kun indirekte.

VIS-radians

For VIS radianser gælder, at voksende skytykkelse meget groft sagt indebærer stigende sandsynlighed for overfladenedbør, omend koblingen mellem skytykkelse og nedbør er overordentlig kompleks (Barret & Martin 1981).

WV-radians

For WV-radianser gælder, at jo mere tørt der er over mellemste troposfære, des højere er WV-radiansen (Poc et al. 1980). Skyer i mellem- og øvre troposfære indvirker derfor på WV-radiansen

afhængig af deres type, højde og tykkelse. Høje skyer tegner f.eks. tydelige strukturer i et WV-billede, hvorimod lavere skyer ikke kan erkendes, selvom der er skyfrit over dem (Eyre 1981). Skyer under 800 hPa trykfladen (=800 mb) har dog kun ubetydelig og jordoverfladen næppe nogen indflydelse på radiansen målt i WV, selv i en meget tør atmosfære (Fischer et al. 1981).

IR-radians

Aftagende IR-radians, og dermed skytoptemperatur, indebærer voksende sandsynlighed for nedbør (f.eks. Bellon & Austin 1986), og skytoptemperaturen skal være under -15°C , førend der forekommer nedbør (Barret & Martin 1981, Liljas 1984). Et almindeligt problem er dog, at kolde cirrusskyer kan forveksles med nedbørgivende skyer, selvom radiansen er den samme.

Det vil således være givtigt at kombinere disse radianser, fordi de supplerer hinanden med oplysninger om nedbør, f.eks. skal en nedbørsky skal være tyk (høj VIS-radians) og kold (lav IR-radians), førend den giver nedbør (f.eks. Liljas 1984). Lav IR- og høj VIS-radians vil dog ikke altid bekræfte en høj nedbørintensitet (Bellon & Austin 1986), f.eks. terrænets indflydelse på nedbørmængden, fordampning under skytoppen (Adler & Mack 1984), nedbørundertrykkelse som følge af opvinde i nedbørsystemet (Matejka et al. 1980), samt de komplekse nedbørprocesser i skyerne.

Resultatet af sammenligning mellem radianser og radarnedbør

Selvom sammenhængen mellem overfladenedbør og radianser er indirekte og ofte vanskelig at erkende, blev der opnået interessante resultater. Således støttes skymodellen i figur 9.11 af de resultater, der blev opnået i forbindelse med F-tests på korrelationen mellem radarnedbør og radianser som funktion af Φ_{dev} (figur 9.15) (Vejen 1990):

- 1) Forholdsvis dårligt fit ved lave Φ_{dev} værdier:

Stråling fra jordoverfladen eller homogene skyer uden nedbør vil forringe korrelationen mellem radians og radarnedbør, fordi der fås stor radiansspredning ved tørvejr. Konvektivt aktive skyer ledsaget af spredt nedbør kan være maskeret af homogene tætte skyer.

- 2) Optimalt fit ved intermediære Φ_{dev} :

Især varmfrontnedbør har ofte homogen nedbørfordeling og relativt homogene skytoppe, af og til med et vist konvektivt præg (Matejka et al. 1980, Browning & Monk 1982), hvorfor den optimale sammenhæng mellem nedbør og radianser ved disse Φ_{dev} værdier er yderst tilfredsstillende.

- 3) Meget ringe fit ved høje Φ_{dev} :

De mindste og kortest varende byger overses ofte af satellit (Griffith 1987), hvilket kan forklare den ringe sammenhæng mellem bygenedbør og radianser. Endvidere vil semitransparente

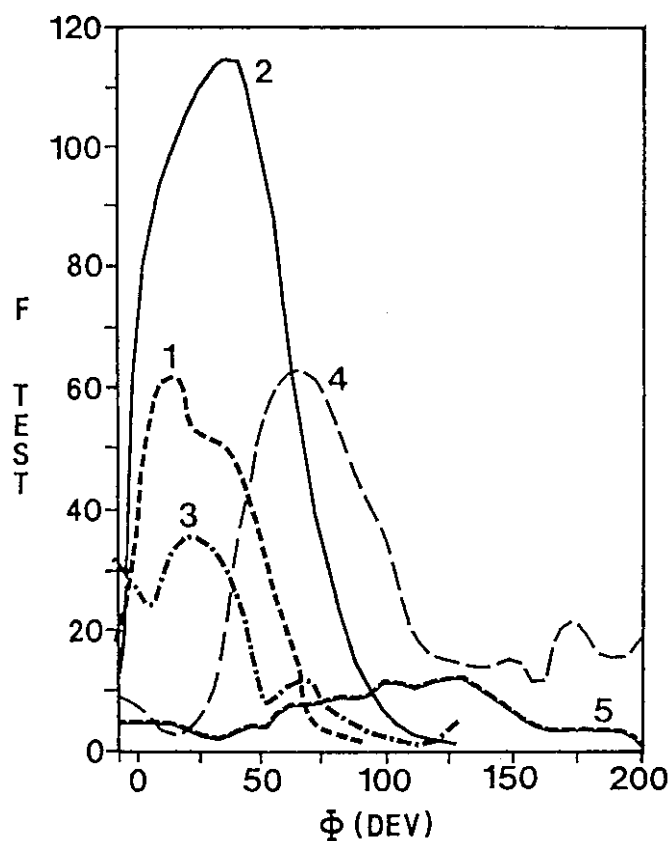
skyer bidrage til det ringe fit.

Den optimale værdi af F og Φ_{dev} varierer fra scene til scene. Årsagen er formentlig, at undersøgelsen af radarnedbør og radianser i real-time er følsomt overfor, hvilke dele af nedbørsystemet, data repræsenterer på det pågældende tidspunkt.

Det ser således ud til, at indeks Φ_{dev} siger noget om skyforholdene og kan bruges til at vurdere resultaterne af "skytypekorrektion".

Figur 9.15. F -test på sammenligning mellem radarnedbør beregnet for Kastrup radaren og Meteosat VIS-, WV- og IR-radianser som funktion af Φ_{dev} (Vejen 1990). Resultater er vist for følgende tidspunkter:

- 1 = 3/6-1988 kl. 0630z,
- 2 = 3/6-1988 kl. 0830z,
- 3 = 3/6-1988 kl. 0900z,
- 4 = 29/7-1988 kl. 0630z,
- 5 = 29/7-1988 kl. 0830z.

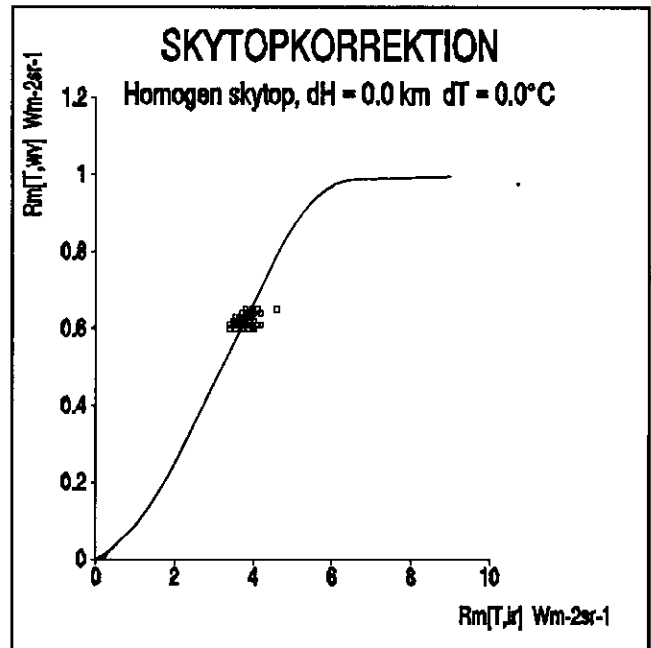


9.2.4 Beregnet skyoptemperatur og -højde

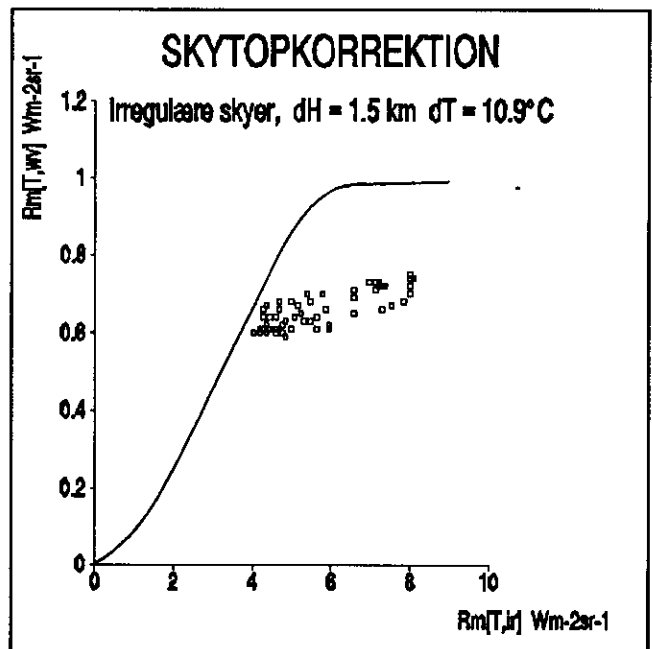
Figur 9.16-9.18 viser typiske eksempler på radiansværdien af pixels indenfor et segment af pixels, der indeholder homogene skytoppe, irregulære skyer eller skyfri homogene overflader.

Sammenhæng mellem WV- og IR-radianser ved forskellige overfladetyper

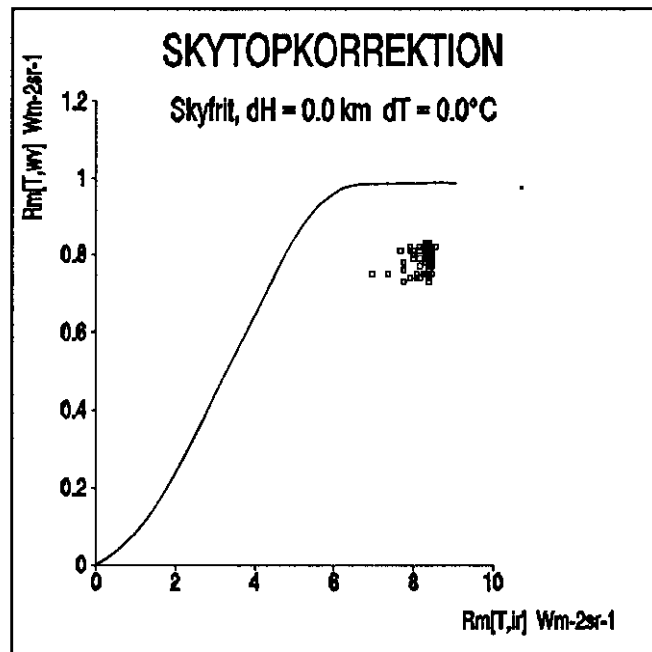
Skytopkorrektion for tætte homogene skyer, som i figur 9.16, er 0 km, og det ses at radiansværdierne ligger meget tæt på de funktionelle værdier af $R_{max}[T, wv]$. For irregulære skyer er det kendetegnende, at pixels fordeler sig omkring en ret linie som i figur 9.17, hvis skæring med funktionen $R_{max}[T, wv]$ giver den korrigerede skyoptemperatur og -højde. Der er observeret værdier af korrelationen mellem WV- og IR-radianser omkring en sådan ret linie på op til 0.97. Endelig ses i figur 9.18 en sky af punkter, der repræsenterer et skyfrit område. Korrektionen af skytopparametrene her er 0.



Figur 9.16. Scattergram 17. oktober 1991 kl. 1900z af WV- og IR-radianser for pixels indenfor et segment, der indeholder tætte homogene skytoppe. Metoden giver ingen skytopkorrektion, idet $dH=0.0 \text{ km}$ og $dT=0.0^\circ\text{C}$. Den fuldt optrukne linie er $R_{max}[T,wv]$ funktionen for den pågældende dag.



Figur 9.17. Som figur 9.16, men for et segment, der indeholder irregulære, semitransparente og/eller brudte skyer. Den korrigerede skytophøjde og -temperatur fås ved skæringspunktet mellem R_{max} og bedste fit gennem punkterne.



Figur 9.18. Som figur 9.16, men for et segment, der er skyfrit.

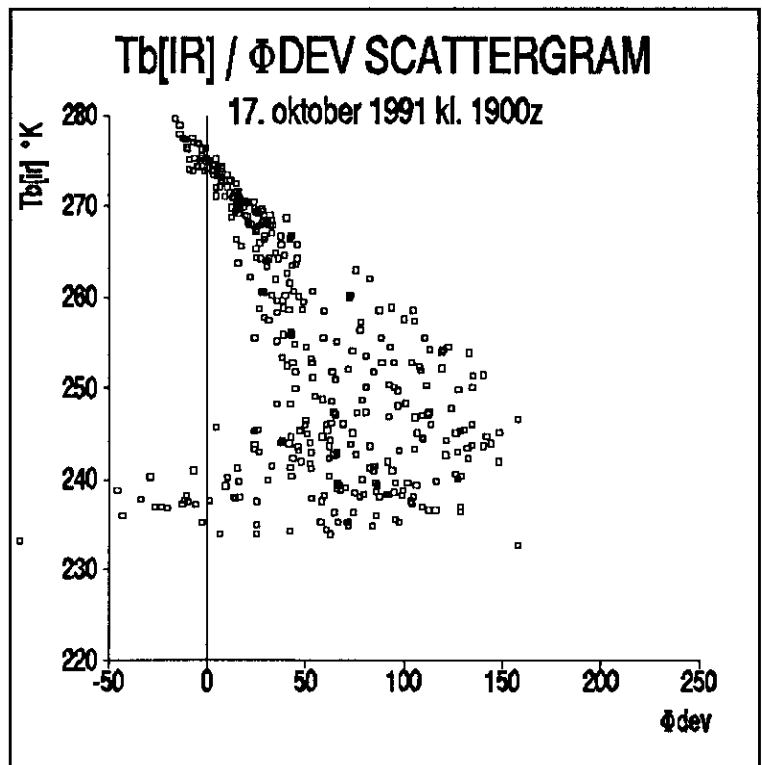
Sammenhæng mellem
brightness-temperatur
og Φ_{dev}

At det forholder sig sådan, ses af eksempler på plot af brightness-temperaturen $T_b[ir]$ mod Φ_{dev} i figur 9.19 og figur 9.20. Det ses tydeligt, at de varmeste og koldeste overflader er forholdsvis homogene med lave værdier af Φ_{dev} . De øvrige overflader har derimod højere værdier af Φ_{dev} svarende til irregulære, semitransparente eller brudte skyer, hvilket kan forklares med, at strålingen fra disse områder af sammensat af bidrag fra flere niveauer i atmosfæren, f.eks. stråling fra kolde brudte skytoppe og de varmere mellem-liggende overflader.

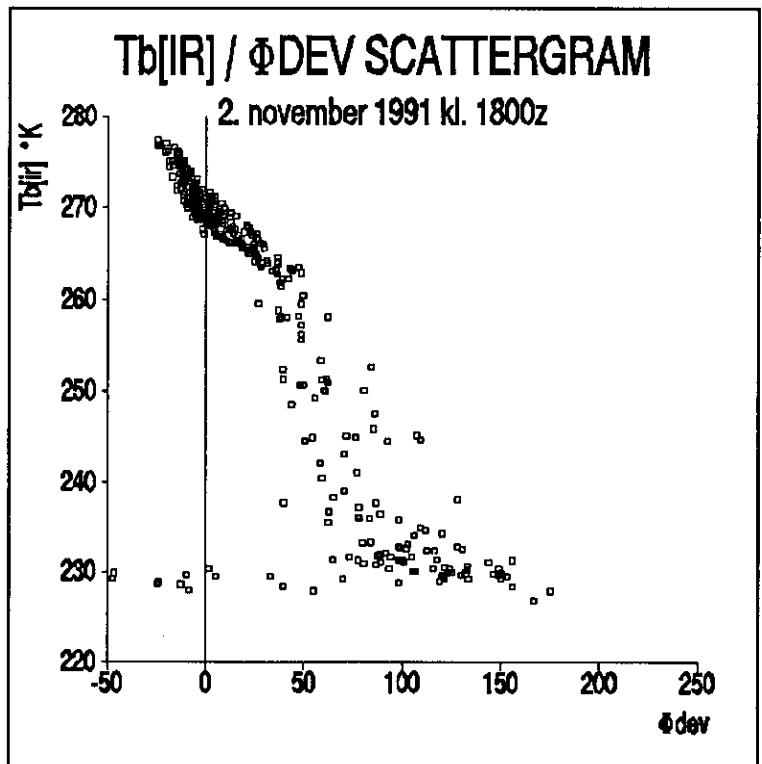
Figur 9.21, 9.22, 9.23 og 9.24 viser eksempler på resultatet af beregninger af den ukorrigerede skytophøjde, indeks Φ_{dev} , den korrigerede skytophøjde og højdekorrektionens størrelse i en opløsning på 25×25 km², der svarer til en almindelig benyttet opløsning i de atmosfæriske transportmodeller. Det skal bemærkes, at plot af skytop-temperaturen er udeladt. Da skytophøjden er afledt af skytop-temperaturen ud fra lapse-rate, ville de stort set være identiske med højdeplottene.

Eksempel på
korrektion 16/10-1991

Figur 9.21 for 16. oktober 1991 kl. 1900z er et udmærket eksempel på passage af en "klassisk" varmfront, der ses som et nord-syd gående bånd af kolde skytoppe. Det ses, at varmfrontens nord-syd akse har Φ_{dev} værdier nær 0, hvilket svarer til tætte homogene skytopoverflader, mens Φ_{dev} antyder, at skytoppene udenfor dette område er mere irregulære. Af korrektionens størrelse ses, at de homogene skytoppe forbliver omtrent ukorrigerede med værdier nær 0, mens korrektionen er størst, hvor Φ_{dev} antyder irregulære skytoppe.















Figur 9.19. Plot af brightnesstemperaturen $T_b[ir]$ og Φ_{dev} den 17. oktober 1991 kl. 1900z, for et repræsentativt udsnit af Meteosat-4 pixels indenfor 240×240 km² omkring radaren i Kastrup.



Figur 9.20. Som figur 9.19, men for 2. november 1991 kl. 1800z.

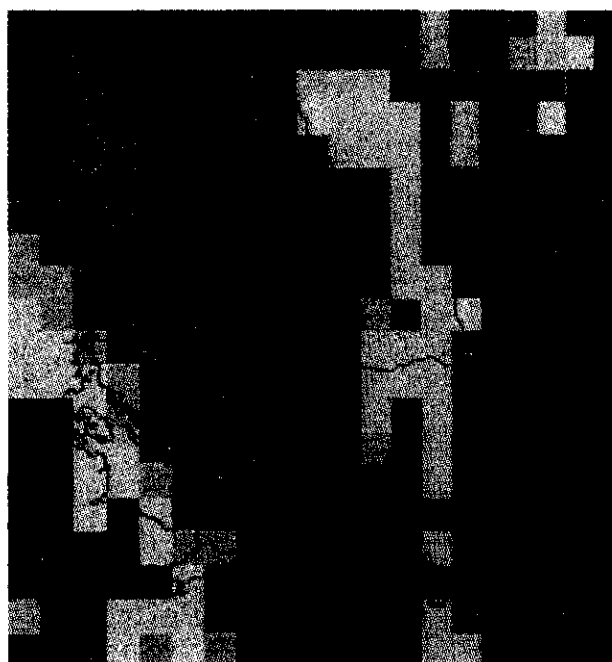
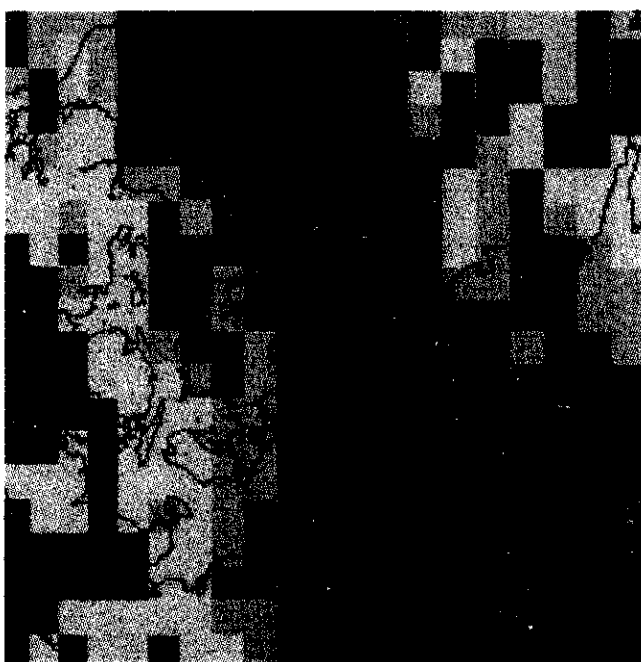
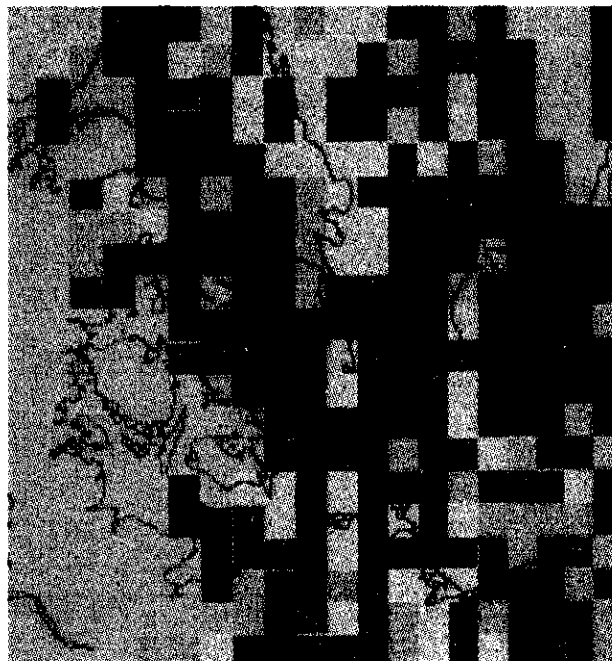
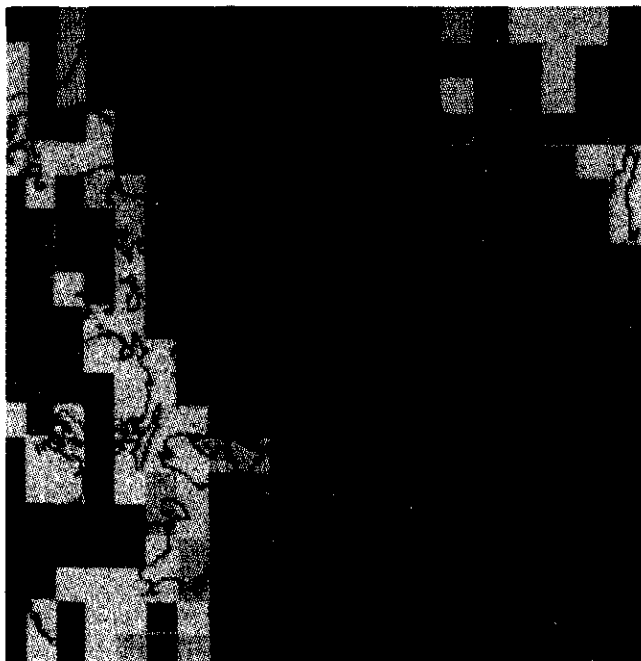
SIGNATURFORKLARING.

For Φ_{dev} -billeder samt billeder af skytophøjde og skytopkorrektion for figur 9.21, 9.22, 9.23 og 9.24:

	Φ_{dev}	skytophøjde (km)	korrektion (km)	
	hvid	-0	0-2.5	0.0
	rød	0-10	2.5-3.5	0.0-0.5
	gul	10-20	3.5-4.5	0.5-1.0
	oran	20-30	4.5-5.5	1.0-1.5
	grøn	30-40	5.5-6.5	1.5-2.0
		40-50	6.5-7.5	2.0-2.5
		50-60	7.5-8.5	2.5-3.0
		60-70	8.5-9.5	3.0-3.5
		70-80	9.5-10.5	3.5-4.0
		80-90	10.5-11.5	4.0-4.5
	mblå	90-100	11.5-12.5	4.5-5.0
	sblå	100-	12.5-	5.0-

KORRIGERET SKYTOPHØJDE

KORREKTION



UKORRIGERET SKYTOPHØJDE

Φ_{DEV}

Figur 9.21. Resultatet af korrektion af skytopparametre 16. oktober 1991 kl. 1900z. Φ_{dev} , ukorrigerede og korrigerede skytophøjde samt korrektionen er vist i opløsningen $25 \times 25 \text{ km}^2$. Signaturforklaring for billederne af Φ_{dev} , skytophøjde samt korrektionen på skytophøjden ses på næste side.

KORRIGERET SKYTOPHØJDE



KORREKTION



UKORRIGERET SKYTOPHØJDE

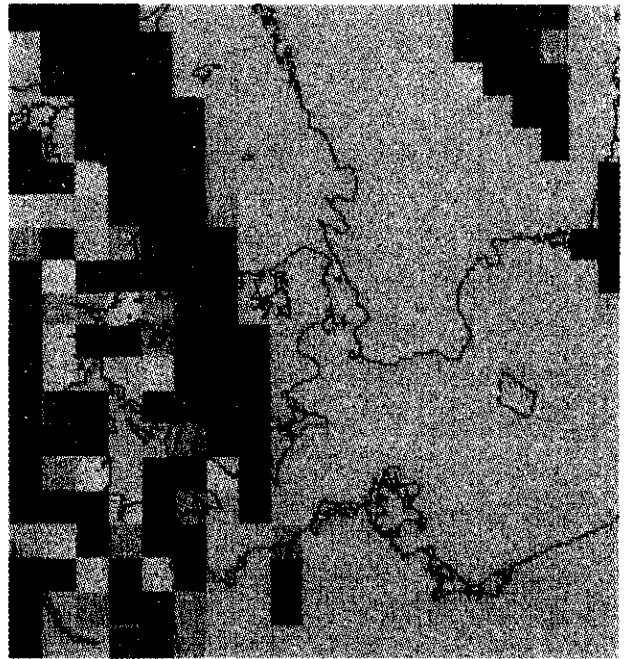
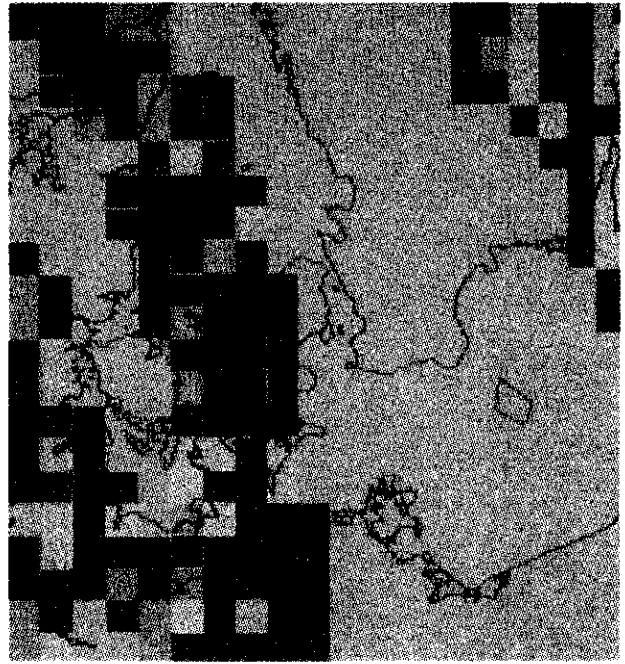
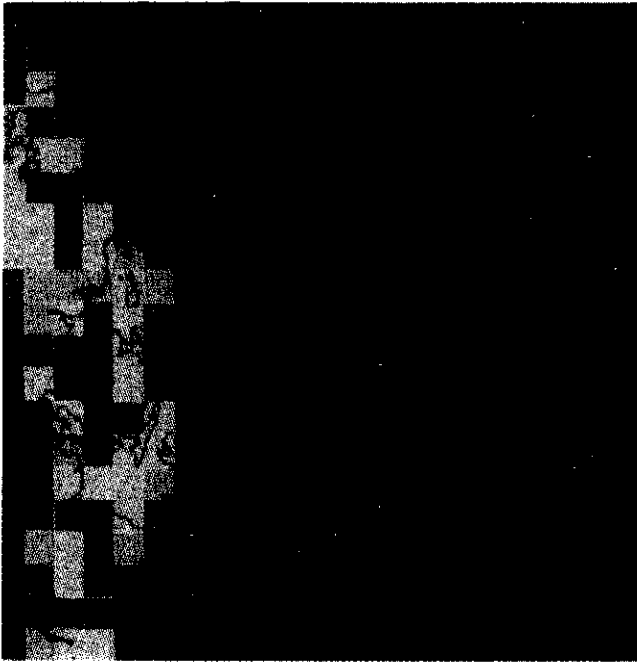


Φ_{DEV}

Figur 9.22. Som figur 9.21, men for 17. oktober 1991 kl. 1900z.

KORRIGERET SKYTOPHØJDE

KORREKTION



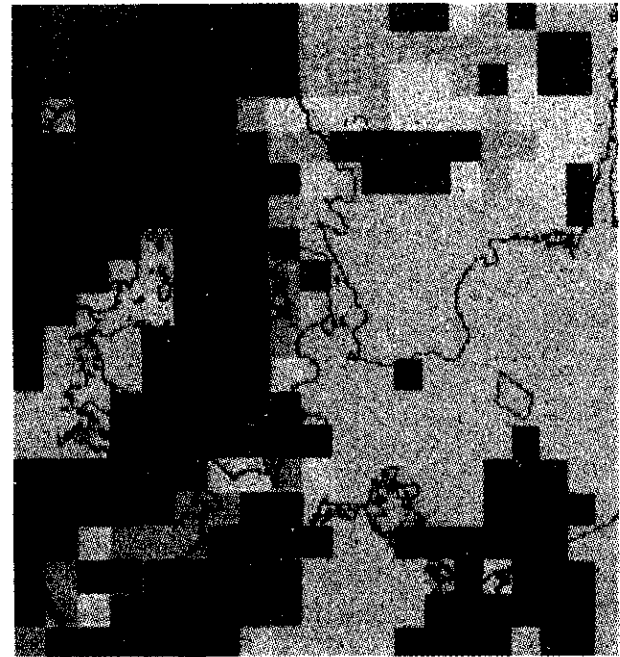
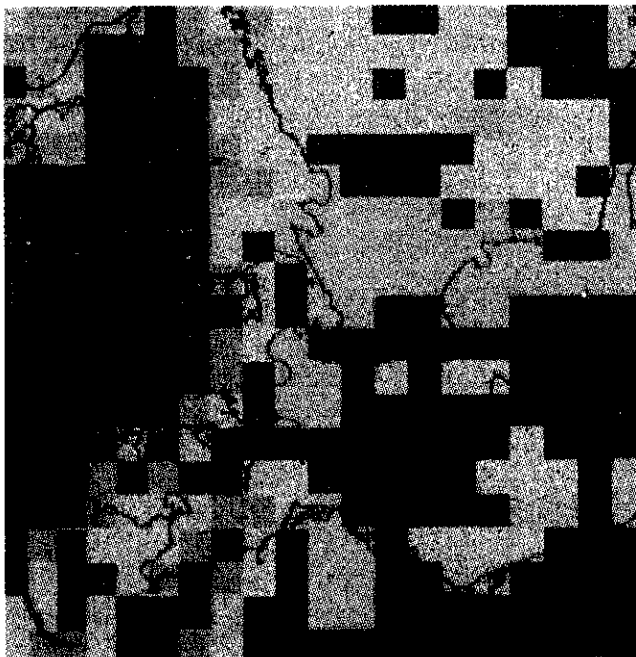
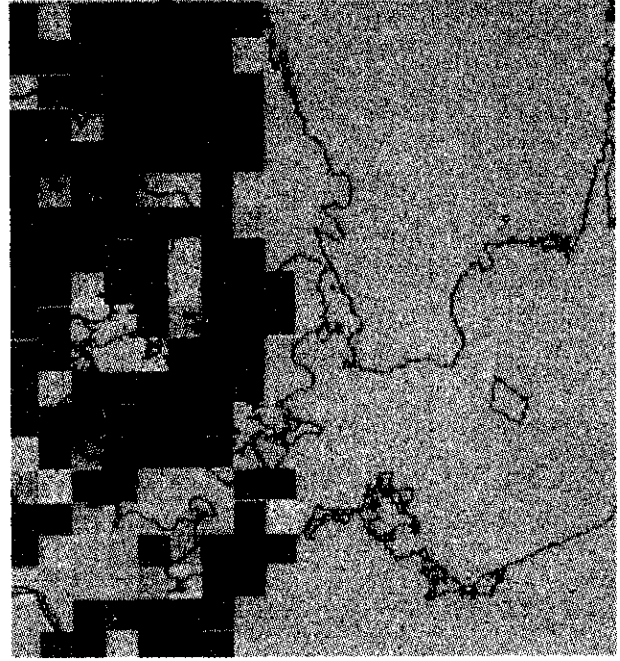
UKORRIGERET SKYTOPHØJDE

Φ_{DEV}

Figur 9.23. Som figur 9.21, men for 2. november 1991 kl. 0700z.

KORRIGERET SKYTOPHØJDE

KORREKTION



UKORRIGERET SKYTOPHØJDE

Φ_{DEV}

Figur 9.24. Som figur 9.21, men for 2. november 1991 kl. 1800z.

*Eksempel på
korrektion 17/10-1991*

I figur 9.22 ses for den 17. oktober 1991 kl. 1900z en bygelinie lige øst for Bornholm, mens et større skysystem var på vej ind over Danmark vestfra. Der ses samme tendenser som i figur 9.21. Hvor Φ_{dev} er nær 0, foretages der ingen eller kun ubetydelig korrektion af skytoptemperaturen, denne er hovedsagelig tilknyttet områder med relativt høj Φ_{dev} .

Værdien af Φ_{dev} i bygelinien antyder homogene skytoppe i centrum af bygeområdet, mens kanterne er mere inhomogene. Dette er i overensstemmelse med den sædvanlige bygeskystruktur. En byge består sædvanligvis af en kerne af tætte homogene skyer ledsaget af overfladenedbør, der er omkranset af områder med semitransparente, brudte eller irregulære skyer. De største korrektioner af skytopparametre fås således i bygeområdets kanter, mens korrektionen i midten af skyen som forventet er lav. Den er ikke 0, idet korrektionen repræsenterer 25×25 km². I delområder kan korrektion udmærket være 0.

*Eksempler på
korrektion 2/11-1991*

Figur 9.23 for 2. november 1991 kl. 0700z viser passagen af en front, der ifølge værdien af Φ_{dev} bestod af et stort område med relativt kolde homogene skytoppe. Skytoptemperaturen er kun blevet korrigeret i kantområderne, f.eks. i områder vest for frontens hovedakse. Her antyder de forholdsvis høje temperaturer en begyndende opklaring med øget sandsynlighed for brudte skyer til følge.

Figur 9.24 den 2. november 1991 kl. 1800z viser, at et tykt skyområde, der gav byger, er på vej ind i den vestlige del af området. Helt på linie med de øvrige eksempler er størrelsen af temperaturkorrektionen næsten udelukkende tilknyttet de områder, hvor Φ_{dev} antyder de mest irregulære skyer, mens homogene skyer med Φ_{dev} nær 0 forbliver ukorrigeret. I områderne med lave skyer er korrektionen imidlertid ubetydelig.

*Generelt om
skytopkorrektionen*

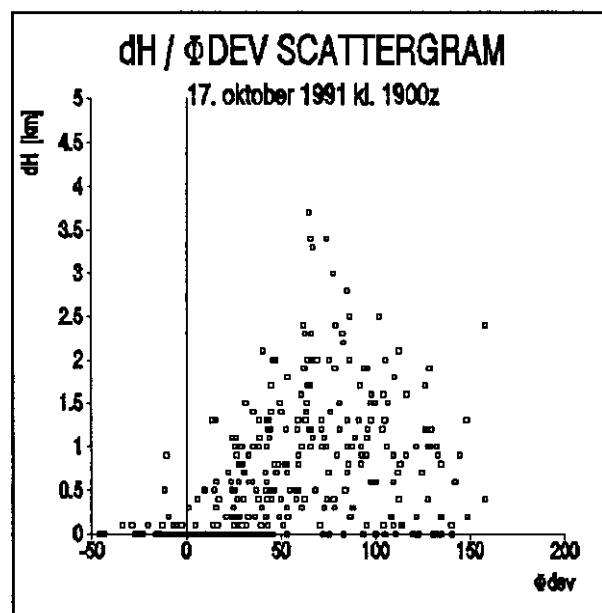
Det fremgår af eksemplerne, at der er en tendens til at størrelsen af korrektionen på skytoptemperaturen er lav eller 0, når skytoppen er kold, selvom Φ_{dev} antyder irregulære skyer. Dette kan ikke forklares alene ved, at Φ_{dev} er et relativt mål skytoppenes strålingsegenskaber, og der ikke skal lægges noget afgørende i den absolutte størrelse af Φ_{dev} .

Årsagen er formentlig, at der er blevet anvendt en lineær approksimation til lapse-rate med formel (9.3), således at lapse-rate regnes konstant i hele skylaget. Dette er en tilsnigelse til "sandheden", idet lapse-rate i fugtighedsmættet luft vokser med højden. Konsekvensen er, at skytopkorrektionens størrelse vil aftage med højden. En bedre simulering af atmosfærens termale struktur bør kunne forbedre estimaterne.

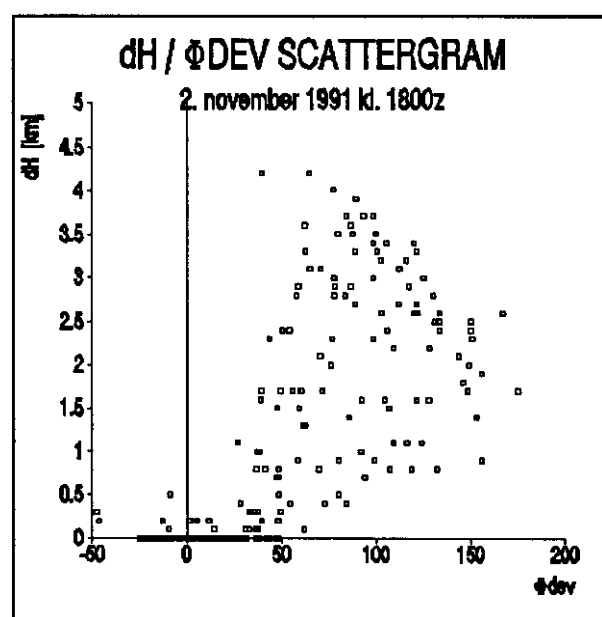
*Betydningen af atmo-
sfærens indflydelse og
skyernes egenskaber*

Iøvrigt er det et typisk træk, at den største temperaturkorrektion er tilknyttet områder med høje værdier af Φ_{dev} , mens lave Φ_{dev} værdier svarende til homogene flader forbliver ukorrigerede. Dette ses af figur 9.25 og figur 9.26. Hvis overfladens temperatur er for høj, vil den

ligge i nærheden af forudsætningerne for metoden til korrektion af skytoptemperatur (se kapitel 9.1.5), idet atmosfæren ved skytoppen på 3 km eller derunder kan have for stor indflydelse på strålingen målt af satellitten. Lave skytoppe korrigeres derfor sædvanligvis ikke. En forbedring af metoden vil således helt oplagt være, at atmosfærens fugtighedsforhold over skytoppene modelleres.



Figur 9.25. Plot af skytophøjdekorrektionens størrelse og Φ_{dev} den 17. oktober 1991 kl. 1900z, for et repræsentativt udsnit af Meteosat-4 pixels indenfor 240×240 km² omkring radaren i Kastrup.



Figur 9.26. Som figur 9.25, men for 2. november 1991 kl. 1800z.

9.2.5 Fejlkilder

Fejl på lapse-rate

Til beregning af skytophøjden er der anvendt lapse-rate samt overfladetemperaturen målt i 2 meters højde fra en enkelt radiosonde-station, der foretages 2 gange i døgnet. Selvom disse målinger ikke er repræsentativ for hele regionen og døgnet, viste standardafvigelsen på lapse-rate for 16 nedbørsituationer sig at være nede på 7%. En anden fejlkilde er, at der blev benyttet en lineær approksimation til lapse-rate fremfor en simulering af dennes variation med højden. En bedre metode ville være at anvende en rumlig simulering af atmosfærens struktur, således at også atmosfærens indflydelse over skytoppen kunne estimeres, men dette har ligget udenfor projektets rammer.

I første omgang er det dog ikke afgørende at kunne simulere atmosfærens opbygning korrekt, men derimod at der er blevet udviklet og afprøvet en metode, der kan korrigere skytopparametrene for tilstedeværelse af semitransparente, brudte eller irregulære skyer.

Strålingsbidrag fra flere lag i atmosfæren

Denne korrektion består i at finde temperatur og højde for den "sande" skytop indenfor et område, der er af samme størrelse som den rumlige opløsning i de atmosfæriske transportmodeller, d.v.s. typisk 25×25 km². Selvom strålingsabsorptionen over skytoppene i forbindelse med korrektionen er blevet negligeret, vil metoden alligevel kunne indikere, om strålingen fra en pixel er sammensat af betydende bidrag fra flere lag i atmosfæren, idet atmosfærens absorptionskoefficient kun har begrænset indflydelse på strålingen udsendt fra relativt høje skytoppe.

Skytopparametrene repræsenterer forholdene ved den "sande" skytop. I situationer med konvektive eller tykke homogene skysystemer vil det således være muligt at bestemme tykkelsen af det lag, hvori der sker væskefasereaktioner (våddeposition).

Semitransparente skyer

I tilfælde med semitransparente skyer er det imidlertid en fejlkilde at bruge skytopparametrene uden at kende skylagets tykkelse. Dette vil f.eks. være tilfældet, hvis et område udelukkende indeholder cirrus-skyer, der er kolde højtliggende isfaseskyer, idet væskefasereaktioner i hele atmosfærelaget vil være udelukket. Der vil tillige kunne fås fejl i situationer med lagdelte skysystemer, hvor skypakken reelt er tyndere, end den beregnede skytophøjde indikerer.

Lagdelte skysystemer

Det er vanskeligt at korrigere for disse fejl, særlig for lagdelte skysystemer. En måde ville være at klassificere data i skytyper, således at f.eks. kolde højtliggende isfaseskyer kan identificeres og udelukkes af de atmosfæriske modelberegninger. En supplerende strategi ville være at bestemme skyernes optiske tykkelse og undersøge, hvordan denne parameter kan udnyttes i modelberegningerne, hvilket f.eks. vil være nyttigt i tilfælde med lagdelte skyer. Udvikling og implementering af sådanne metoder har imidlertid ligget udenfor projektets rammer.

Radiansfunktioner

Størrelsen af korrektionen på skytoppenes temperatur og højde blev bestemt på basis af en kombination af strålingen målt i Meteosats

WV- og IR-kanal. Der blev beregnet funktioner, der beskriver radiansen i disse kanaler under optimale strålingsforhold. Disse forhold er tilstede, når skytoppenes overflader er homogene, hvilket i denne forbindelse betyder, at skyerne er tætte og planparallelle i modsætning til skyer, der er semitransparente, irregulære eller brudte.

Funktionerne for de optimale strålingsforhold blev for hver enkelt hændelse beregnet på basis af en samtidig serie Meteosat billeder for at sikre, at funktionerne vil kunne repræsentere det spektrum af radianser, der har været gældende under de aktuelle atmosfæriske forhold. Da de atmosfæriske forhold varierer med årstiden, er det vigtigt, at skytopkorrektionen så vidt muligt baseres på de aktuelle strålingsbetingelser. Det står endnu uklart, hvor mange billeder, der skal benyttes til beregning af disse funktioner. Dette bør undersøges sidenhen. Endvidere bør den statistisk baserede modellering af radiansfunktionerne videreudvikles, og funktionernes sammenhæng med de atmosfæriske forhold bør analyseres dybere.

Atmosfærens indflydelse

Resultaterne af skytopkorrektion vil afhænge af, hvor absorberende atmosfæren over skytoppene er i hver enkelt tilfælde. Størrelsen af atmosfærens indflydelse vist i standardatmosfærene (figur 9.1 og figur 9.2) vil således variere i tid og rum. I den kolde årstid vil atmosfærens indflydelse være ret begrænset, men om sommeren vil fejlen på skytopberegningerne være større for skyer, der er op til ca. 3 km høje.

Af figur 9.1 ses, at en "Midlatitude Summer Atmosphere" vil få en skytop i 3 km's højde til at se ca. 1°C koldere ud, end den er i virkeligheden ved Meteosat observation af skyer over Danmark. Da lapse-rate i fugtmættet luft er 6-7°C/km, vil fejlen dog højst svare til ca. 200 m.

Rumlig opløsning

Beregningerne er blevet foretaget indenfor segmenter af størrelsesordenen 25×25 km². Det indebærer, at variationer i skyforholdene indenfor et sådant areal vil være indeholdt i en enkelt talværdi. Usikkerheden på de beregnede værdier vil således afhænge af spredningen af værdierne for pixels i et område, men det er på nuværende tidspunkt vanskeligt at korrigere skytopparametrene i en finere opløsning.

9.3 Diskussion af resultater

Skytoptemperatur

Skytoptemperaturen blev beregnet ved en temperaturkalibrering af Meteosats infrarøde kanal IR. Det blev forudsat, at skytoppens fysiske temperatur og temperaturen indikeret af satellitten er nær ens. Da atmosfærens indflydelse på den målte stråling ifølge Schmetz (1986) er ±1°C ved satellit zenitvinkler på 60° svarende til observation af skyer over Danmark, vil denne forudsætning holde, hvis skytophøjden er 3 km eller derover i en "Midlatitude Summer Atmosphere", eller befinder sig ned til nær jordoverfladen i en "Midlatitude Winter Atmosphere". Dette er dog beregnet for standardatmosfærer.

Variationer i atmosfærens indhold af fugtighed vil kunne forskyde disse usikkerhedsgrænser.

Skytophøjde

Skyhøjden kunne i princippet beregnes med en lineær tilnærmelse til lapse-rate som foreslået af Li & McDonnell (1988). Brug af generaliserede værdier af overfladetemperatur og lapse-rate er dog fejlkilder, fordi de begge kan variere som funktion af tid og sted afhængig af de dynamiske processer i nedbørsystemet. En bedre skyhøjdeberegning kan antagelig opnås ved at bruge modeller, der simulerer lapse-rate og overfladetemperatur i tid og rum.

Brug af WV- og IR-radians til korrektion af skytopparametre

Den signifikante forskel i vanddampabsorption mellem WV- og IR-kanalen (Szejwach 1982, Bowen & Saunders 1984) blev udnyttet til at justere skyparametrene for, i hvor høj grad pixels indeholdt semitransparente, irregulære eller brudte skyer.

Resultaterne af denne justering blev undersøgt på to måder, dels ved en analyse af den rumlige fordeling af korrektionens størrelsesorden, og dels ved en analyse af den rumlige fordeling af et indeks Φ_{dev} . Det var nødvendigt med sådanne indirekte testmetoder, fordi der ikke foretages nogen kontrolmålinger af skytoptemperatur og -skytophøjde.

Indeks Φ_{dev} , der er baseret på den signifikante forskel i vanddampabsorption mellem WV- og IR-kanalen (Szejwach 1982, Bowen & Saunders 1984), kunne kædes sammen med, i hvor høj grad strålingen fra en given overflade er blandet med bidrag fra andre udtryk for risikoen for indhold af semitransparente, irregulære eller brudte skyer i en pixel, og bruges til at undersøge de beregnede skytoppes højde og temperatur.

En lav Φ_{dev} værdi antyder homogene planparallelle skyoverflader, hvorfor usikkerheden på korrektionen af skytopparametre i sådanne områder vil være minimal, hvorimod høje værdier indikerer øget sandsynlighed for semitransparente, brudte eller irregulære skyer.

Rumlig fordeling af korrektionen

Undersøgelser af den rumlige fordeling af hhv. "skytypekorrektionens" størrelsesorden og indeks Φ_{dev} viste stor overensstemmelse. Temperaturkorrektionen er næsten udelukkende tilknyttet de områder, hvor Φ_{dev} antyder de mest irregulære skyer, mens homogene planparallelle skyoverflader, som har Φ_{dev} værdier nær 0, forbliver ukorrigerede. Lavtliggende skyområder, d.v.s. skyer med toppe på 3 km's højde eller derunder om sommeren og lavere om vinteren, korrigeres sædvanligvis ikke på grund af metodens forudsætninger om neglignabel atmosfærisk indflydelse over skytoppen. I områderne med lave skyer er korrektionen således ubetydelig.

Resultaterne er lovende, fordi de er baseret på Meteosatdata nær grænsen for kvalitativ og lige nord for grænsen for kvantitativ beregning af meteorologiske parametre. Brugen af Meteosat's WV-kanal gør det muligt at beregne "skytypekorrigerede" skytopparametre, også om natten.

Forbehold

Imidlertid må indvendes, at der af tidsmæssige og tekniske årsager har været tale om et forholdsvis begrænset datamateriale. Metoderne bør derfor testes og udvikles yderligere på et større datagrundlag, ligesom informationsindholdet i Φ_{dev} bør undersøges langt mere detaljeret, f.eks. som funktion af simulerede skyparametre i en modelatmosfære.

10. Litteraturliste

Adler, R. F. & R. A. Mack, 1984:

Thunderstorm Cloud Height-Rainfall Rate Relations for Use with Satellite Rainfall Estimation Techniques. *J. of Climate and Appl. Met.*, vol. 23, no. 2, 280-296.

Allerup, P. & H. Madsen, 1980:

Accuracy of point precipitation measurements. *Nordic Hydrology*, 11, p. 57-70.

Allerup, P., H. Madsen, & J. Riis, 1982:

Methods for calculating areal precipitation - applied to the Suså-Catchment. *Nordic Hydrology*, 13, p. 263-278.

Allerup, P. & H. Madsen, 1986:

On the correction of liquid precipitation. *Nordic Hydrology*, 17, p. 237-250.

Allerup, P., 1991:

Statistical modelling of small-scale precipitation data. *Atmosph. Research Vol. 27, No. 1-3*.

Andersson, T., O. Persson & B. Lindström, 1985:

Radarmeteorologi. *SMHI Meteorologi*, nr. 24, 1985, p. 3-41.

Arking, A. & J. D. Childs, 1985:

Retrieval of Cloud Cover Parameters from Multispectral Satellite Images. *J. Climate and Appl. Met.*, vol. 24, no. 4, 322-333.

Austin, P. M., 1987:

Relation between measured Radar Reflectivity and Surface Rainfall. *Monthly Weather Review*, vol. 115, p. 1053-1070.

Barret, E. C. & D. W. Martin, 1981:

The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring. Academic Press Inc, New York.

Battan, L. J., 1973:

Radarobservation of the atmosphere. The University of Chicago Press, Chicago, p. 1-113.

Bellon, A. & G. L. Austin, 1986:

On the Relative Accuracy of Satellite and Raingage Rainfall Measurements over Middle Latitudes during Daylight Hours. *J. of Clim. and Appl. Met.*, vol. 25, no. 11, 1712-1724.

Bergeron, T., 1965:

On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Suppl. Proc. Int. Conf. Clouds. Phys.*, Tokyo, May 1965.

- Bos, A. M., J. de Waard & J. Adamson, 1990:
Real-time rectification of Meteosat images. *ESA Journal* 1990, vol. 14, 179-191.
- Bowen, R. A. & R. W. Saunders, 1984:
The semi-transparency correction as applied operationally to Meteosat infrared data: a remote-sensing problem. *ESA Journal* 1984, vol. 8, p. 125-131.
- Browning, K. A. & G. A. Monk, 1982:
A simple model for the synoptic analysis of cold fronts. *Quart. J. R. Met. Soc.*, vol. 108, 435-452.
- DIF, Spildevandskomiteen, 1980:
Spildevandskomiteens regnmålersystem, DIF Spildevandskomiteen, skrift nr. 17, 1980.
- DWR, Dee weather radar and real time hydrological forecasting project, 1977:
Report by Steering Committee, Central Planning Unit, Reading, 1977, p. 21-34.
- Ericsson in Meteorology, 1985:
Meteorological Radar System for Denmark, WRAP 85. System course part 1, Ericsson Radio Systems AB, Mölndal 1985.
- ESOC, 1978:
Introduction to the Meteosat system. ESA, ESOC, 1-53.
- Eyre, J. R., 1981:
METEOSAT water vapour imagery. *Met. Magazine*, 110, 345-351.
- Fisher, H., N. Eigenwillig & H. Muller, 1981:
Information Content of METEOSAT and Nimbus/THIR Water Vapour Channel Data: Altitude Association of Observed Phenomena. *J. of Appl. Met.*, Vol. 20, no. 11, 1344-1352.
- Gube, M., 1982:
Radiation budget parameters at the top of the Earth's atmosphere derived from METEOSAT data. *J. Appl. Met.*, vol. 21, p. 1907-1921.
- Hunt, G. E., 1973:
Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infrared thermal window wavelengths. *Quart. J. R. Met. Soc.*, vol. 99, 346-369.
- Li, R. Zhirong & M. J. McDonnell, 1988:
Atmospheric correction of thermal infrared images. *Int. J. Remote Sensing*, vol. 9, no. 1, p. 107-121.

- Liljas, E., 1984:
Processed satellite imageries for operational forecasting. SMHI,
Norrköping 1984. p. 5-43.
- Madsen, H., 1991:
Nedbørmålinger. Tidsskrift for Planteavl's Special-serie, Beretning nr.
S 2112.
- Marshall, J. S. & W. McK. Palmer, 1948:
The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, vol. 5, 165-166.
- Matejka, T. J., R. A. Houze Jr, & P. V. Hobbs, 1980:
Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale
rainbands in extratropical cyclons. *Quart. J. R. Met. Soc.*, vol. 106,
29-56.
- Meteosat-2 Calibration Report, issue 24:
Meteosat Exploitation Project, ESOC, 1988.
- Meteosat System Guide vol. 9.
Meteosat High Resolution Image Dissemination. ESA Darmstadt,
issue 4, 1984.
- Meteosat System Guide, vol. 12, issue 4, 1987.
- Poc, M. M., M. Roulleau, N. A. Scott, & A. Chedin, 1980:
Quantitative studies of METEOSAT water-vapor channel data. *J.
Appl. Meteor.*, Vol. 19, 868-876.
- Schmetz, J., 1986:
An atmospheric-correction scheme for operational application to
Meteosat infrared measurements. *ESA Journal* 1986, vol. 10,
145-157.
- Schmetz, J. & O. M. Turpeinen, 1988:
Estimation of the upper tropospheric relative humidity field from
METEOSAT water vapour image data. *J. Appl. Met.*, Vol. 27, p.
889-899.
- Seze, G. & M. Desbois, 1987:
Cloud Cover Analysis from Satellite Imagery Using Spatial and
Temporal Characteristics of the Data. *J. of Clim. and Appl. Met.*,
no.2, Vol.26, 287-303.
- Stout, G. E. & E. A. Mueller, 1968:
Survey of relationships between rainfall rate and radar reflectivity in
the measurements of precipitation. *J. Appl. Met.*, vol. 7, p. 465-474.
- Szejwach, G., 1982:
Determination of semi-transparent cirrus cloud temperature from
infrared radiances: Application to METEOSAT. *J. of Appl. Met.*,
vol.21, no. 3, 384-393.

Tsonis, A. A. & G. A. Isaac, 1985:

On a new approach for instantaneous rain area delineation in the midlatitudes using GOES data. *J. Clim. Appl. Met.*, Vol. 24, p. 1208-1218.

Waters, A. J., 1987:

Meteosat and radar rainfall imagery interpretation on the night of 20/21 November 1986. *Met. Magazine*, vol. 116, p. 87-91.

Vejen, F., 1990:

Monitoring real-time precipitation from combined visible, water vapour and infrared meteosat images verified against radar data. How may the Water Vapour Channel be used? Scientific Report No. 90-2, Danish Meteorological Institute, Copenhagen 1990.

Young, M. V., G. A. Monk & K. A. Browning, 1987:

Interpretation of satellite imagery of a rapidly deepening cyclone. *Quart. J. R. Met. Soc.*, vol. 113, 1089-1115.

Zawadski, I., 1984:

Factors affecting the precision of radar measurements of rain. 22nd Conference On Radar Meteorology, 10-13. Sept. 1984, Zürich, Switzerland. *Publ. Am. Met. Soc.*, 251-256.

REGISTRERINGSBLAD

Udgiver: Miljøstyrelsen, Strandgade 29, 1401 København K

Serietitel, nr.: Havforskning fra Miljøstyrelsen, 13

Udgivelsesår: 1992

Titel:

Nedbørforhold over Kattegat

Undertitel:

Forfatter(e):

Allerup, Peter; Jørgensen, Jess; Madsen, Henning; Overgaard, Søren; Vejen, Flemming; Asman, Willem A. H.

Udførende institution(er):

Danmarks Meteorologiske Institut; Danmarks Miljøundersøgelser. Afdeling for Forureningskilder og Luftforurening

Resumé:

Formålet var at levere data til atmosfæriske transportmodeller anvendt på DMU til beregning af våddeponeret næringsstofmængde over Kattegat. Der blev beregnet : 1) nedbørforhold mellem Kattegat og Jylland, 2) nedbørens dækningsgrad og varighed ud fra radardata, da næringsstofmængde fjernet med nedbør afhænger af nedbørsmængde, dækningsgrad og varighed, 3) skytophøjde og -temperatur ud fra satellitdata, da man med disse parametre kan bestemme det maksimale volumen, hvori væskereaktioner kan foregå.

Emneord:

nedbør; deposition; atmosfæren; vejrforhold; modelberegninger; målestationer; radardata; programmel; nedbørsmængder; Kattegat

ISBN: 87-7810-008-9

ISSN:

Pris (inkl. moms): kr. 100

Format: A4

Sideantal: 112

Md./år for redaktionens afslutning: september 1992

Oplag: 600

Andre oplysninger:

Rapport fra koordinationsgruppen for kystnære farvande

Tryk: Luna Tryk ApS

Trykt på miljøpapir

Havforskning fra Miljøstyrelsen

Rapporter fra Hav90 forskningsprogrammet:

- Nr. 1 : Analyse af ilt-sænkning i Kattegat, Bælthavet og V. Østersø
- Nr. 2 : Danmarks vindklima fra 1870 til nutiden
- Nr. 3 : Hydrografiske forhold i det sydlige Kattegat
- Nr. 4 : Kystnær omfordeling af sediment og næringsalte
- Nr. 5 : Bestemmelse af phytoplanktonets totale stofproduktion
- Nr. 6 : Den Jyske Kyststrøm
- Nr. 7 : Skagerrak-frontens dynamik
- Nr. 8 : Bornholmer Dybets hydrografi
- Nr. 9 : Modelsystem for fjorde og bugter
- Nr. 10 : Plankton-dynamik og stofomsætning i Kattegat
- Nr. 11 : Plankton i de indre danske farvande
- Nr. 12 : Effekter af iltvind og tungmetaller på marine bunddyr
- Nr. 13 : Nedbørforhold over Kattegat

Nedbørforhold over Kattegat

Formålet var at levere data til atmosfæriske transportmodeller anvendt på DMU til beregning af våddeponeret næringsstofmængde over Kattegat. Der blev beregnet: 1) nedbørsforhold mellem Kattegat og Jylland, 2) nedbørens dækningsgrad og varighed ud fra radardata, da næringsstofmængde fjernet med nedbør afhænger af nedbørmængde, dækningsgrad og varighed, 3) skytophøjde og -temperatur ud fra satellitdata, da man med disse parametre kan bestemme det maksimale volumen, hvori væskereaktioner kan foregå.



Pris kr. 100.- inkl. 25% moms

ISBN nr. 87-7810-008-9

Miljøministeriet **Miljøstyrelsen**
Strandgade 29 · 1401 København K · Tlf 31 57 83 10