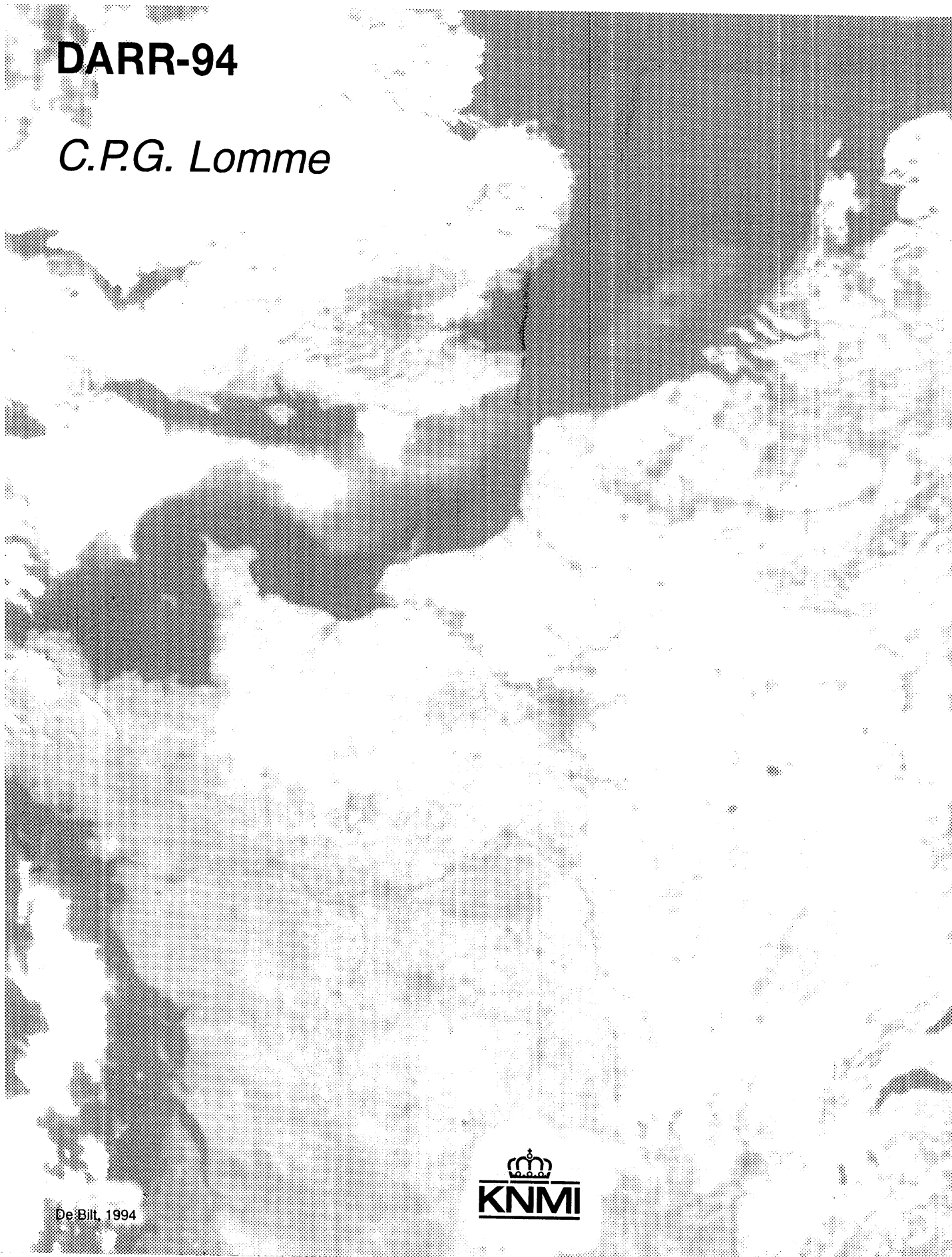


DARR-94

C.P.G. Lomme



Technisch rapport; TR-170

Verslag van een stage van de TU Delft

De Bilt, 1994

Postbus 201
3730 AE De Bilt
Wilhelminalaan 10
Telefoon 030-206 911
Telefax 030-210 407

UDC: 551.501.721
551.501.776
551.506.24
(492)

ISSN: 0169-1708
ISBN: 90-369-2063-9

© KNMI, De Bilt. Niets uit deze uitgave mag worden verveelvoudigd en/of openbaar gemaakt worden door middel van druk, fotocopie, microfilm, of op welke wijze dan ook, zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van het KNMI.

Voorwoord

DARR-94, genoemd naar Delft Atmospheric Research Radar, is een experiment van de TU Delft in samenwerking met het KNMI. Dit experiment is van belang voor het onderzoek bij zowel de TUD (elektromagnetische verstrooiing door en in stochastische media, remote sensing, radio-propagatie) als bij het KNMI (klimaatonderzoek).

Uitgangspunten voor dit experiment zijn:

- Bewolking vormt een essentieel onderdeel van het radio-propagatie medium.
- Radar en Lidar zijn de enige instrumenten waarmee de verticale wolkenstructuur vanaf de grond gemeten kan worden.
- Fysische onderbouwing van wolkenparameterisaties is van groot belang voor klimaatonderzoek.
- Combinatie van radar met meteorologische meettechnieken geeft een gedetailleerd beeld van de bewolking en de toestand van de atmosfeer.

Dit rapport is bedoeld als een inleiding op het DARR-94 experiment. Het betreft hier een literatuuronderzoek waarbij de referenties zullen worden aangegeven tussen rechte haken. Er wordt aandacht besteed aan zowel de meteorologische kant van het experiment als aan de technische kant. De bedoeling is dat de gemeten data later worden aangevuld.

Het rapport is bedoeld voor een ieder die zich in de toekomst bezig zal houden met het DARR-94 experiment.

Graag zou ik Dhr. Monna en Dhr. Russchenberg, mijn begeleiders bij het KNMI en de TU, bedanken voor hun tijd en suggesties. Speciaal Dhr. Monna die mij via deze stage heeft geholpen om inzicht te krijgen in enkele aspecten van de meteorologie. Voor meer informatie omtrent het DARR-94 experiment verwijs ik dan ook naar Dhr. Monna en Dhr. Russchenberg.

De Bilt, september 1994

C.P.G. Lomme

Inhoudsopgave

Voorwoord	
Inleiding	3
H1 Doelstellingen	5
H2 Wolken	9
2.1 De vorming van wolken	9
2.2 Relevante wolken en stralings parameters	12
2.2.1 Wolken parameters	12
2.2.2 Stralings parameters	15
H3. Meetinstrumenten	16
3.1. Delft Atmospheric Research Radar (DARR)	16
3.1.1. Het FM-CW principe	16
3.1.2. Het concept voor Doppler-metingen	18
3.1.3. Algemeen	21
3.2. Doppler Sodar	23
3.3. Lidar-ceilometer	26
3.4. Infrarood meter	29
3.5. Radiosonde en theodoliet	30
3.6. Video-camera	30
3.7. Satellieten	31
3.7.1. NOAA-AVHRR en NOAA-TOVS	31
3.7.2. Meteosat	33
H4. Meetopstelling en situatie	35
4.1. Meetopstelling	35
4.2. Situatie	36
Appendix A. lijst van afkortingen	37
Appendix B	38
Appendix C	44
Literatuurlijst	45

Inleiding

Wolken en straling zijn twee belangrijke elementen voor de energie- en waterhuishouding in de atmosfeer. Omdat wolken een groot effect hebben op het atmosferisch stralingsveld, en andersom straling de vorming van wolken beïnvloedt, zijn zij aan elkaar gekoppeld. Zij spelen echter ook een belangrijke rol in het ontwerpen van goede radioverbindingen. Deze en andere elementen zullen worden gemodelleerd met behulp van de gegevens gemeten tijdens het DARR-94 experiment. In hoofdstuk 1 worden de doelstellingen beschreven (achter elke doelstelling is de naam van de verantwoordelijke persoon gezet).

Er wordt gemeten aan cumulus bewolking (mooi weer wolken) en stratus (laaghangend, egaal, grijs wolkendek). Deze zullen uitgebreid worden beschreven in hoofdstuk 2 van dit verslag.

Het meten vindt voornamelijk plaats in de maanden juni en september. In deze tijd zal op 5 à 10 dagen daadwerkelijk gemeten worden. De verwerking van de data zal in de daar op volgende maanden plaats vinden.

De metingen worden verricht in Delft op het terrein van het Instituut voor windenergie. Deze lokatie is zo gekozen omdat de DARR (op het gebouw van elektrotechniek) geen mobiel systeem is. Deze lokatie is echter niet ideaal vanwege de Delftse bebouwing en de Noordzee. Bij NO tot ZO wind is deze invloed gering.

Metingen voor het DARR-94 experiment worden gedaan met behulp van grond en satelliet instrumenten. Op deze manier is het mogelijk een drie-dimensionaal beeld te krijgen van de bewolking.

De instrumenten die meedoen aan dit experiment worden beschreven in hoofdstuk 3. In Hoofdstuk 4 worden in het kort enkele aspecten die een rol spelen bij de meetopstelling en de benodigde metingen besproken.

H1. Doelstellingen

De doelstellingen van DARR-94 zijn van verschillende aard. De metingen die worden gedaan zijn een hulpmiddel voor het bepalen van bepaalde wolken variabelen, welke in klimaatmodellen worden gebruikt, of voor het aanvullen / vergelijken van datasets [Monna en Russchenberg, 1994].

De doelstellingen zijn:

1. Ontwikkeling van bewolkingsdetectie-methoden
2. Verificatie van wolkenparameterisaties in klimaatmodellen
3. Verificatie van een Large-Eddy Simulatie model
4. Validatie van waterinhoud-bepaling uit satellietmetingen
5. Onderzoek naar verstrooiingsmechanismen van elektromagnetische straling in de atmosfeer
6. Propagatie-onderzoek
7. Ontwikkeling van een experimentele methode om de druppelgrootteverdeling van bewolking te bepalen

Hieronder volgt een korte toelichting op deze doelstellingen.

ad 1. Ontwikkeling van bewolkingsdetectie-methoden (Van Lammeren, KNMI)

Het KNMI beschikt over een Cloud Detection Network (CDN) welke bestaat uit een tiental stations in het centrum van Nederland. Elk van deze stations meet de wolkenbasishoogte, het wolkenlidar backscatter profiel, de IR-stralingstemperatuur en de globale straling. Samen met satelliet metingen geeft dit CDN een beeld van de variabiliteit van bewolking binnen een modelroostervak. Figuur B.1 (appendix B) geeft een beeld van de opstelling die gebruikt is bij TEBEX (Tropospheric Energy Budget and Water Cycle Experiment). Het gebied dat bestreken wordt is z'n $130 \times 130 \text{ km}^2$ rond de Cabauw toren. Naast deze grondwaarnemingen worden satellietmetingen (NOAA-AVHRR, METEOSAT) standaard opgeslagen.

DARR-94 is in staat om met behulp van de DARR voor bepaalde uitgezochte situaties een nog gedetailleerdere dataset te verschaffen, waarbij met name de geometrie van wolken nauwkeurig wordt gedocumenteerd. Deze dataset zal worden vergeleken met de CDN gegevens [van Lammeren, 1993]

ad 2. Verificatie van wolkenparameterisaties in klimaatmodellen (Siebesma, KNMI)

Het maken van weersverwachtingen of verwachtingen betreffende klimaat veranderingen gebeurt met behulp van computermodellen. In deze modellen wordt het gezamenlijke effect van een aantal cumuluswolken op de atmosfeer geparame-

seerd (bijvoorbeeld het verticale transport van waterdamp). Met behulp van vereenvoudigde vergelijkingen wordt zo'n effect beschreven. Om deze vereenvoudigde vergelijkingen te kunnen ontwikkelen, moeten de processen die een rol spelen in cumulusconvectie worden beschreven.

Een probleem dat zich voordoet bij weer- en klimaatmodellen is dat wolkenprocessen zich afspelen op een schaal die kleiner is dan de roosterafstand van deze modellen (typische afmetingen van convectieve wolken zijn minimaal een factor 10 kleiner dan de resolutie van een klimaatmodel (100 km)). Een oplossing hiervoor is een subgrid parameterisatie van wolkendynamica. Daarbij is een correcte representatie van verticale transporten van impuls, warmte en waterdamp door een verzameling van convectieve wolken van belang. Opstijgende lucht zorgt voor een energieverplaatsing van onder naar boven. De grootte van de hoeveelheid energie die hierbij getransporteerd wordt, is een belangrijke parameter voor klimaatmodellen. Een sleutelparameter in veel convectieve parameterisatie schema's is de convectieve massa flux. Directe meting van de convectieve massa flux is daarom noodzakelijk.

DARR is in staat om door middel van "conditional sampling" de verticale snelheid van de lucht binnen en buiten de wolk te meten als functie van de hoogte z . Tevens is DARR in staat de bedekkingsgraad a te meten. Met behulp van de verticale snelheid en de bedekkingsgraad is dan weer de convectieve massaflux te bepalen volgens:

$$M_c = \rho a w_c \quad (1)$$

Waarin	M_c	= convectieve massaflux in $\text{kg/m}^2\text{s}$
	ρ	= dichtheid in kg/m^3
	a	= bedekkingsgraad $0 \leq a \leq 1$
	w_c	= verticale wolksnelheid in m/s

Om convectieve parameterisaties daadwerkelijk te kunnen testen is het noodzakelijk om tijdens de DARR metingen minimaal informatie te hebben over de gemiddelde profielen van vocht, wind en temperatuur. Deze kunnen worden bepaald door om de 3 uur radiosondes op te laten.

Aangezien het de bedoeling is om aan een stationair wolken ensemble te meten is het noodzakelijk dat er een oostelijke tot noordoostelijke wind is om de invloed van de Delftse bebouwing en de zee te minimaliseren. Verder is het van belang dat a niet groter is dan 0.5. Door nu de verticale snelheid en de vloeibaar waterinhoud te meten over een periode van enkele uren kan een goede statistiek worden verkregen [Siebesma, 1993].

ad 3. Verificatie van een Large-Eddy Simulatie model (Cuijpers, RU-Utrecht)

Een computermodel dat wel genoeg scheidend vermogen heeft om de fysische

processen te beschrijven is het Large-eddy Simulation (LES) model. Ook in een LES model moet onderscheid gemaakt worden tussen luchtbewegingen, die expliciet door het model berekend kunnen worden (de grote wervelingen) en de schalen (kleine wervelingen) die (op een makkelijke wijze) geparameteriseerd moeten worden.

Het LES model is een uitbreiding van een model dat gebruikt is om de atmosferische grenslaag te beschrijven alleen dan zonder bewolking. Om te toetsen of het model in staat was op een realistische wijze een grenslaag te simuleren met niet-regenende warme cumulusbewolking (d.w.z. met alleen vloeibaar water) zijn er twee simulaties boven zee uitgevoerd gebruikmakend van waarnemingen bij Puerto Rico [Pennell en LeMone, 1974] en gedurende GATE [Nicholls en LeMone, 1980]. In deze simulaties zijn het verticale verloop van temperatuur, vocht en windsnelheid voorgeschreven zoals die zijn waargenomen tijdens de meetcampagnes. Naderhand werd bekeken of de vorming, qua hoeveelheid en afmetingen, van de onstane bewolking overeenkwam met de simulatie. Ook kan men kijken of het model het verticale transport van bijvoorbeeld warmte en vocht juist berekent. Het is echter niet mogelijk om alle grootschalige processen in het model te beschrijven, omdat het model slechts een klein stukje van de atmosfeer beschrijft.

Verder is er gekeken naar relaties tussen bewolking in het model en het gemiddelde transport (flux) van onder andere warmte en vocht in de wolkenlaag, en naar relaties tussen de hoeveelheid bewolking en fluctuaties (variantie) in temperatuur, vocht en windsnelheid, ook gemiddeld over de wolkenlaag.

Verificatie heeft tot nu toe alleen plaats gevonden aan de twee hiervoor genoemde datasets van situaties boven zee. Datasets van situaties boven land zijn nauwelijks beschikbaar. Tijdens DARR-94 zal met behulp van DARR metingen de ruimtelijke verdeling van de verticale snelheid w_c en de reflectiviteit (voor de bepaling van de vloeibaar water specifieke vochtigheid q_i) worden bepaald. Tevens zijn er 3-uurlijkse radiosonde metingen nodig om het model te initialiseren en om te toetsen of de omstandigheden stationair zijn. Deze gegevens zullen dan vergeleken worden met de driedimensionale velden van temperatuur, specifieke vochtigheid, vloeibaar water specifieke vochtigheid q_i en de drie windsnelheidscomponenten zoals deze in het LES model gegenereerd worden [Cuijpers, 1993].

ad 4. Validatie van waterinhoud-bepalingen uit satellietmetingen (Feijt, Stammes, KNMI)

Waterinhoudsbepalingen van wolken vanuit satellieten zijn gebaseerd op stralings-transportmodellen. Dit soort modellen dient als basis voor de ontwikkeling van algoritmen voor waterinhoudsbepalingen (de meest belangrijke parameters voor het ontwikkelen van wolk parameterisaties in klimaat modellen zijn: de drie-dimensionale wolk distributie, de distributie van de wolken basis en top temperatuur, de distributie van het vloeibare waterpad in wolken, en de relatie tussen deze distributie functies van wolkeigenschappen en de stralingsfluxen aan de oppervlakte en de top van de atmosfeer). Voor planparallele bewolking is een dergelijk model bij het KNMI ontwikkeld. Een bestaand algoritme, geschikt voor NOAA/AVHRR metingen,

wordt gebruikt. Een algoritme voor gebruik van Meteosat-metingen is in ontwikkeling. DARR-94 voorziet in een onafhankelijke bepaling van de waterinhoud van wolken ten behoeve van verificatie van deze methoden. Daarbij wordt gebruik gemaakt van een empirische relatie tussen de radarreflectie Z en de waterdichtheid m_w (in g/m^3) in de wolk (deze worden in paragraaf 3.1.3. gegeven). Ook moet hierbij een deeltjesgrootte worden aangenomen. Door integratie van de waterdichtheid over de hele wolk vindt men de waterinhoud W (in g/m^2) [Stammes, 1993].

ad 5. Onderzoek naar verstrooiingsmechanismen van elektromagnetische straling in de atmosfeer (Russchenberg, TU-Delft)

Naast verificatie van modellen en methoden voor klimaat veranderingen en weersverwachtingen zal DARR-94 ook helpen in het onderzoek naar verstrooiingsmechanismen van elektromagnetische straling in de atmosfeer. Hydrometeoren, zoals regendruppels en sneeuwvlokken, kunnen elektromagnetische golven verstrooien. Een weerradar trekt hier profijt uit door een gecodeerd signaal te versturen en na het verstrooiingsproces te ontvangen. Uit de verandering van de code kan dan informatie worden gehaald over de hydrometeoren. DARR codeert de polarisatie en de fase van signalen die het uitzendt. De verandering van deze specifieke codes geeft informatie over het type hydrometeoor en bijbehorende snelheid, vorm, grootte en oriëntatie. Onderzocht zal nu worden welke informatie over atmosferische microstructuren besloten ligt in het ontvangen signaal, en hoe deze informatie kan worden geëxtraheerd. Hier zal de interpretatie van het Dopplerspectrum van het radar signaal een belangrijke rol spelen. Voor een eenduidige interpretatie van de radardata is meteorologische informatie natuurlijk onmisbaar. DARR-94 voorziet in deze informatie voor bepaalde situaties.

ad 6. Propagatie-onderzoek (Russchenberg, TU-Delft)

Evenals radarsignalen zijn radiosignalen ook elektromagnetische golven. Deze worden in meer of mindere mate (afhankelijk van de atmosfeer, frequentie en polarisatie van het signaal zelf) verstrooid en/of gedempt. De structuur van een wolk (bijvoorbeeld de waterverdeling) alsmede de dynamische verschijnselen in de wolk (turbulentie en windverdeling) zijn belangrijke grootheden in modellen die de voortplanting van radiogolven beschrijven. Meteorologische observatie gecombineerd met DARR-metingen levert data voor nadere bestudering van deze modellen.

ad 7. Ontwikkeling van een experimentele methode om de druppelgrootteverdeling van bewolking te bepalen (Russchenberg, TU-Delft)

Het Doppler-spectrum van DARR is een convolutie van turbulentie en snelheidsvariëaties ten gevolge van verschillen in de druppelgrootte. Onderzocht zal worden om door middel van deconvolutie een druppeldikteverdeling in een wolk te bepalen. Dit onderwerp hangt nauw samen met de meteorologische doelstelling waarbij het gaat om de waterinhoud bepaling (doelstelling 4). DARR-94 voorziet in informatie die mogelijk tot een oplossing kunnen leiden.

H2. Wolken

In dit hoofdstuk zal een korte uitleg worden gegeven over het ontstaan van zowel cumulus als stratus bewolking [Steenhuisen, 1990] [Cuijpers, 1994]. In het tweede deel van dit hoofdstuk zal een uitgebreide opsomming van alle relevante wolken en stralings parameters worden gegeven [Stammes, Feijt, van Lammeren, Prangma, 1994].

2.1. De vorming van wolken

Bij iedere temperatuur behoort een maximale dampspanning. Dit verband is weer-
gegeven in fig.2.1.

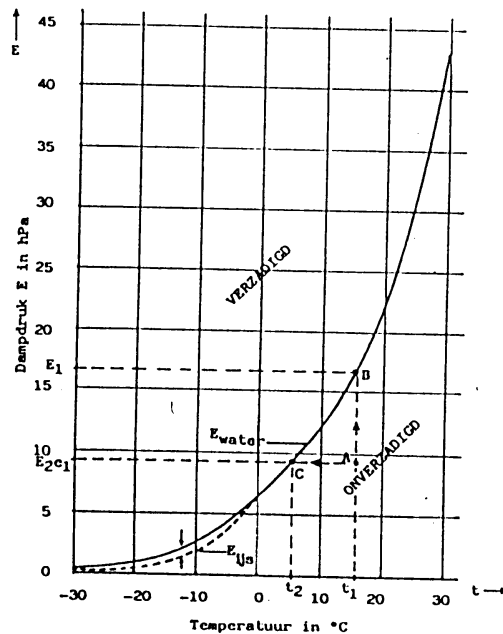


fig. 2.1. Het verband tussen temperatuur en maximale dampspanning.

Een hoeveelheid lucht heeft een temperatuur t_1 (°C) en een dampspanning van e_1 (hPa). Punt A geeft beide condities aan. In de figuur is te lezen, dat de maximale dampspanning bij deze temperatuur E_1 is. De relatieve vochtigheid van deze lucht is dus

$$\frac{e_1}{E_1} * 100\% \quad (2)$$

Er zijn twee processen mogelijk om de relatieve vochtigheid in de lucht te laten

toenemen. Het eerste is door verdamping van water. Wanneer t_1 niet toeneemt tijdens een toename van e , kan uit fig.2.1 worden opgemaakt dat er zoveel waterdamp moet worden toegevoegd tot de maximaal mogelijke E_1 is bereikt, zie punt B in de figuur. Waterdamp die er dan nog bij zou komen zal condenseren. De tweede manier is een afname van de temperatuur t bij gelijkblijvende dampspanning. Bij een dalende temperatuur wordt de maximaal mogelijke dampspanning E lager. Als punt C bereikt is, is de temperatuur gedaald tot t_2 en de maximaal mogelijke dampspanning is E_2 . E_2 is gelijk aan de heersende dampspanning e_1 . Wanneer de temperatuur nog verder zou dalen zal er waterdamp condenseren. In de natuur komen deze processen dikwijls niet afzonderlijk voor. De toevoer van waterdamp aan de lucht zal energie (warmte) aan de lucht onttrekken. Daardoor gaat een toename van waterdamp doorgaans gepaard met een afname van de temperatuur.

Lucht wordt soms gedwongen om tegen barrières, zoals bergruggen en frontvlakken op te stijgen. In lagedrukgebieden wordt de lucht eveneens gedwongen omhoog te bewegen. In onstabiele lucht maakt de lucht meer spontaan een beweging omhoog. Tijdens deze beweging zet de lucht uit en koelt daardoor af. Nog niet verzadigde lucht koelt droog-adiabatisch af tot de maximaal mogelijke dampspanning in de stijgende luchtmassa is bereikt. Vanaf die hoogte zal een deel van de waterdamp condenseren en de lucht bij verdere stijging verzadigd-adiabatisch afkoelen.

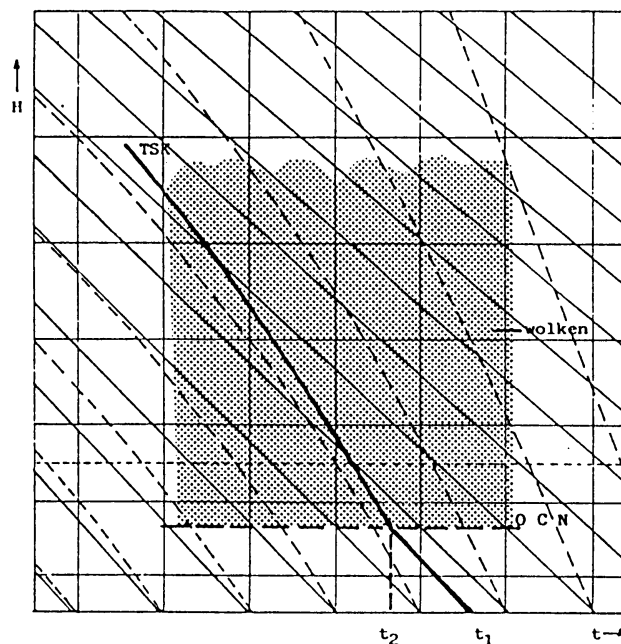


fig 2.2. Verband tussen hoogte en temperatuur voor gelaagde bewolking.

In fig.2.2 is te zien dat vanaf de hoogte waar de lucht droog-adiabatisch is afgekoeld tot t_2 , de lucht verzadigd-adiabatisch stijgt. Deze hoogte wordt het condensa-

teniveau genoemd; bij een gedwongen opstijging van de lucht heet dit optillingscondensatieniveau (ocn). De gecondenseerde druppeltjes vormen een wolk waarvan de basis zich op het condensatieniveau bevindt.

Bewolking die in een onstabiel opgebouwde atmosfeer ontstaat, heeft een ander aanzien dan gelaagde bewolking, namelijk bloemkoolvormig. In fig.2.3 stelt de dikke lijn de toestandskromme voor.

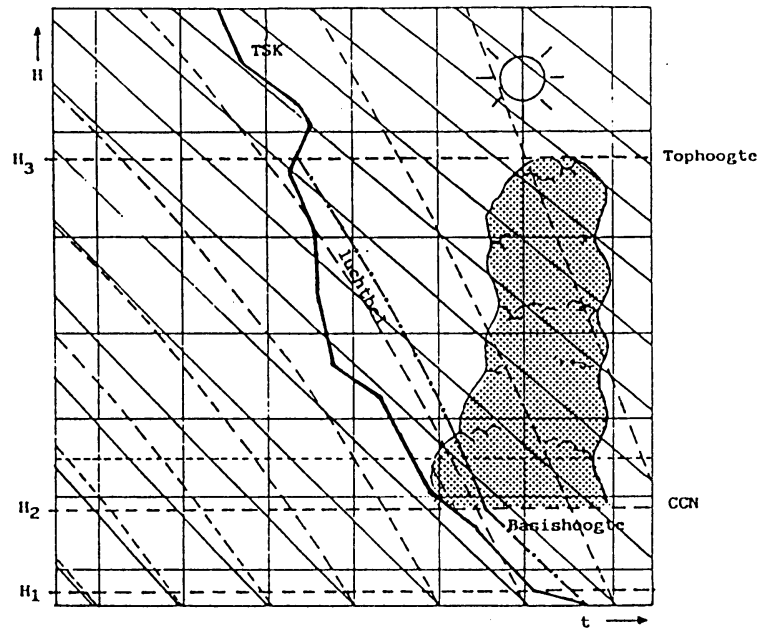


fig. 2.3. Verband tussen hoogte en temperatuur voor cumulatieve bewolking

Door instraling van de zon wordt het aardoppervlak en een dun laagje daarboven flink verwarmd. Tot niveau H_1 neemt de temperatuur van de lucht super-adiabatisch af. Door verschillen in het aardoppervlak (land-water, wel-geen begroeiing) wordt op sommige plekken de lucht meer opgewarmd dan op andere. Warme lucht is lichter dan de (relatief koelere) omgeving en zal gaan stijgen. Hierdoor ontstaan grote wervelingen. Deze beweging wordt convectie genoemd; er ontstaat convectieve turbulentie.

Hoever de luchtbel kan stijgen, is afhankelijk van het verloop van de temperatuur in de omringende lucht en de hoeveelheid waterdamp, die in de luchtbel aanwezig is. Tijdens het opstijgen zet de luchtbel uit. De energie die hiervoor nodig is, wordt onttrokken aan de warmte van de luchtbel. De luchtbel zal droog-adiabatisch afkoelen tot het niveau H_2 (ook wel adiabatische expansie genoemd). Op dit niveau is de lucht verzadigd met waterdamp en begint de condensatie. Dit wordt ook wel het convectief condensatieniveau (ccn) genoemd. Daar ontstaat de basis van de con-

vectieve bewolking. Zolang de temperatuur van de luchtbel hoger is dan die van de omgeving, zal hij blijven stijgen. Deze toestand wordt onstabiel genoemd. Wanneer de luchtbel kouder wordt dan de omgeving, zal het proces stoppen; deze toestand heet stabiel. Tijdens het condenseren van de waterdamp komt warmte vrij (latente warmte). Door deze warmte koelt de luchtbel minder snel af en stijgt dus verder. Een luchtbel waarin condensatie optreedt, zal daarom hoger komen dan een luchtbel die niet in verzadiging raakt.

Omdat de wolken ontstaan in opstijgende luchtbellens, worden ze convectieve wolken of ook wel stapelwolken of cumuluswolken genoemd. Door menging met hoger gelegen, drogere lucht zal uiteindelijk de wolk weer oplossen (niveau H_3). Daar bevindt zich de top van de bewolking.

2.2. Relevante wolken en stralings parameters

In deze paragraaf zal een overzicht worden gegeven van alle fysische parameters van wolken en straling die laatstgenoemde representeren in een klimaat model. Dit overzicht is niet het doel van DARR-94 observaties, maar is te beschouwen als een ideale lijst van wolken en stralings parameters om een beeld te geven van alle meetbare processen in wolken.

Het spectrum is opgedeeld in SW (short Wave) en LW (Long Wave) gebieden. De golflengte is omgekeerd evenredig met T^4 (verschuivingswet van Wien). De temperatuur van zon en aarde verschillen zoveel van elkaar dat deze opdeling gerechtvaardigd is.

2.2.1 Wolken parameters

De relevante parameters om een individuele wolk te beschrijven zijn:

(a) geometrische eigenschappen in een Cartesisch coördinaten stelsel $(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})$, waarin \hat{z} de verticale richting is:

- grootte in \hat{x}, \hat{y} en \hat{z} richtingen zijn aangegeven als d_x, d_y en h .
- grootste en kleinste afstanden in het horizontale $(\hat{x}-\hat{y})$ -vlak zijn aangegeven met d_{max} en d_{min} .
- oppervlakte in het horizontale vlak: A
- wolkenbasis hoogte z_b
- wol Kentop hoogte z_t

(b) macrofysische stralings eigenschappen:

SW gebied (shortwave range)

- (bidirectionele) reflectiviteit $R(\mu, \mu_0, \phi - \phi_0)$; dit beschrijft de SW straling (straling staat voor stralings-flux dichtheid in een specifieke richting, per oppervlakte eenheid loodrecht op deze richting, per vaste hoek eenheid, in $W / (m^2 \text{ sr})$ in een

bepaalde spectrale band die uit een wolk straalt in een opwaardse richting (μ, ϕ) voor een richting van de invallende zon (μ_0, ϕ_0) , als fractie van de invallende flux (stralings-flux dichtheid in een horizontaal vlak, in W/m^2); de definities van de bidirectionele coördinaten zijn in figuur 2.4 gegeven.

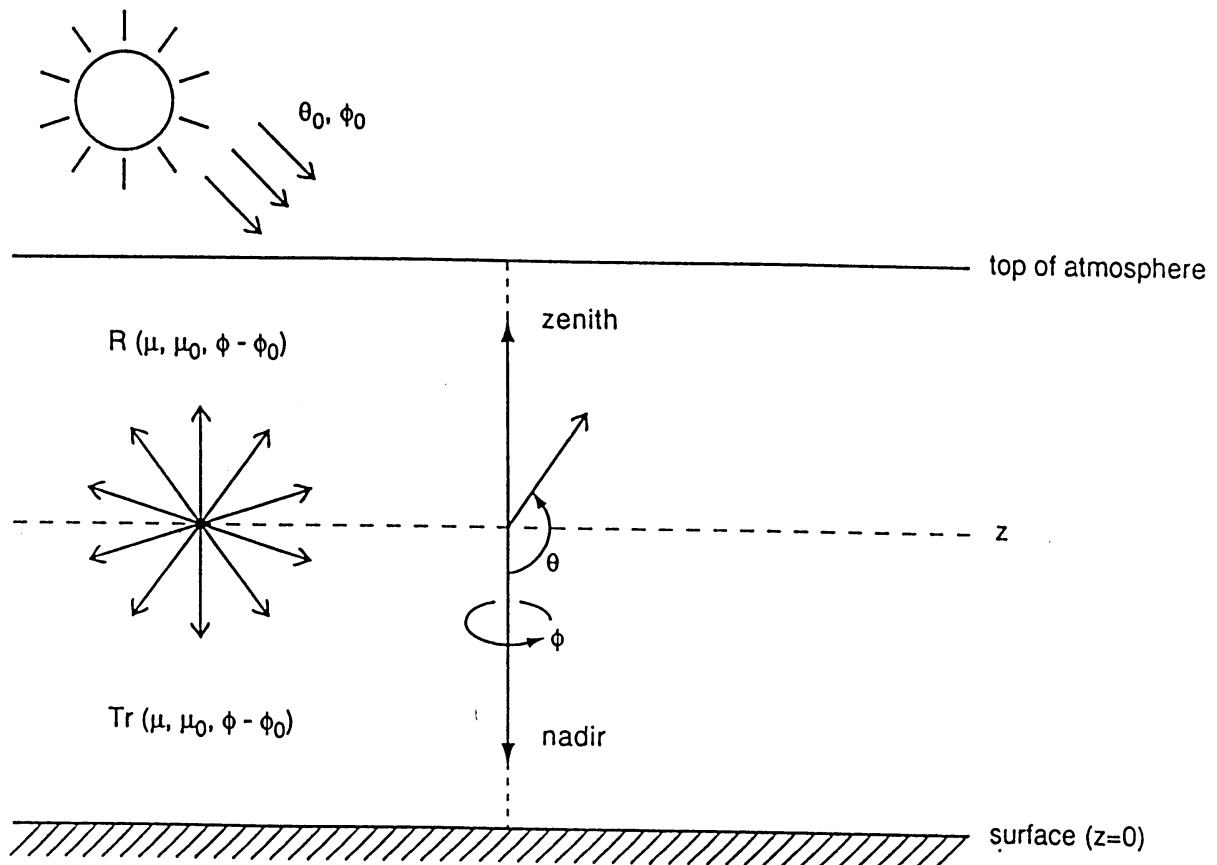


fig.2.4. Definitie van de stralings richtingen. Stralings propagatie in de atmosfeer heeft een nadir hoek θ en een azimuth hoek ϕ , die met de klok mee toenemen wanneer men omhoog kijkt. Omlaag gerichte straling heeft $0 \leq \theta \leq \pi/2$, en omhoog gerichte straling heeft $\pi/2 \leq \theta \leq \pi$. Invallend zonlicht is beschreven door θ_0 en ϕ_0 . Vaak gebruiken we $\mu = |\cos \theta|$ en $\mu_0 = |\cos \theta_0|$. De functies $R(\mu, \mu_0, \phi - \phi_0)$ en $Tr(\mu, \mu_0, \phi - \phi_0)$ representeren respectievelijk, de bidirectionele reflectiviteit en transmissie eigenschappen van een wolk.

- (bidirectionele) transmissiegraad $Tr(\mu, \mu_0, \phi - \phi_0)$; Beschrijft hetzelfde als de (bidirectioneel) reflectiviteit, alleen dan voor de straling in omgekeerde richting.

- albedo $\rho(\mu_0)$; is de integraal over R , gewogen door μ , over alle opwaardse richtingen waarin uitgestraald wordt.
- transmissie $\tau(\mu_0)$; dit is de integraal over Tr , gewogen door μ , over alle naar beneden gerichte richtingen waarin uitgestraald wordt.
- absorptie $\alpha(\mu_0)$; dit is het verschil tussen 1 en de som van $\rho(\mu_0)$ en $\tau(\mu_0)$.
- optische dikte τ_0 ; $\exp(-\tau_0/\mu_0)$ is het verlies aan direct zonlicht door de wolk.

LW gebied (longwave range)

- emissiegraad ϵ ; dit is een door de wolk uitgezonden flux, gedeeld door de theoretische emissie van een "zwart lichaam". Wanneer ϵ van een wolk kleiner is dan 1, vindt er reflectie en/of transmissie van de invallende LW straling plaats. We kunnen nu analoog aan het bovenstaande ook (bidirectionele) LW reflectiviteit en Transmissiegraad definiëren, en LW albedo en transmissie.

(c) enkele andere macrofysische eigenschappen:

- vloeibare waterpad W
- IJs pad I
- wolkenbasis temperatuur T_b
- wolKentop temperatuur T_t
- waterdamp pad

(d) enkele andere microfysische eigenschappen:

- dichtheid van het aantal deeltjes n
- deeltjes grootte verdeling $n(r)$, waarin r de straal voorstelt
- effectieve straal (van een deeltje) r_e
- deeltjes toestand (water/ijs)
- vorm van deeltje (in het geval van een ijs deeltje)
- hoeveelheid neerslag
- concentratie van condensatiekernen in een wolk
- concentratie van ijskernen
- verticale profielen van deze microfysische grootheden.

De bovenstaande parameters zijn niet noodzakelijk onafhankelijk van elkaar. Bestudering van de eigenschappen van individuele wolken is eigenlijk niet erg praktisch, omdat wolken in de tijd nogal snel veranderen. Het is veel praktischer om een geheel van wolken te bestuderen, omdat de verwachting is dat deze niet zo snel in de tijd veranderen. Om een geheel van wolken te beschrijven is het noodzakelijk distributie functies te definiëren die de parameters van de lijst hierboven bevatten.

2.2.2. Stralings parameters

Relevante parameters voor atmosferische straling zijn:

- (a) SW flux, spectraal geïntegreerd van $\lambda = 0.2$ tot $4 \mu\text{m}$, over de hele atmosfeer (voor elke waarde van z):
 - omlaag gerichte SW flux $S \downarrow(z)$
 - omhoog gerichte SW flux $S \uparrow(z)$
 - netto SW flux (netto = omlaag - omhoog) $S(z)$
- (b) LW flux, spectraal geïntegreerd $\lambda = 4$ tot $100 \mu\text{m}$, over de hele atmosfeer:
 - omlaag gerichte LW flux $F \downarrow(z)$
 - omhoog gerichte LW flux $F \uparrow(z)$
 - netto LW flux $F(z)$.
- (c) Totale netto flux = netto SW flux + netto LW flux: $Q(z) = S(z) + F(z)$.
- (d) Solar flux invallend op de top van de atmosfeer: $\mu_0 S_0$, waarin S_0 de invallende solar flux is, loodrecht op de zonnestralenbundel gemeten. Voor de gemiddelde aarde-zon afstand $S_0 = 1370 \text{ W/m}^2$.
- (e) directe en diffuse componenten van de omlaaggerichte SW flux aan de oppervlakte:
 - directe component (attenuated solar flux) $S \downarrow_{dir}(z = 0)$
 - diffuse component (scattered flux) $S \downarrow_{diff}(z = 0)$
 - De som van de directe en diffuse component is $S \downarrow(z = 0)$, ook wel totale SW straling genoemd.
- (f) Spectrale SW flux: $S \downarrow(\lambda)$, $S \uparrow(\lambda)$ en $S(\lambda)$, bij $z = 0$ en top van de atmosfeer.
- (g) Spectrale LW flux: $F \downarrow(\lambda)$, $F \uparrow(\lambda)$ en $F(\lambda)$, bij $z = 0$ en top van de atmosfeer.

De spectraal geïntegreerde SW en LW fluxen zijn relevante stralingsfluxen. Meting van de spectrale flux is belangrijk, omdat wolken de vorm van het LW en SW spectrum beïnvloeden.

H3. Meetinstrumenten

In dit hoofdstuk zullen de meetinstrumenten die meedoen aan het DARR-94 experiment worden besproken. Verder zal van elk der meetinstrumenten de specificaties worden gegeven, zolang deze van belang zijn voor het experiment. Er zal niet aan ieder meetinstrument evenveel aandacht worden geschonken, omdat het principe soms voor zich spreekt.

3.1 Delft Atmospheric Research Radar (DARR)

In deze paragraaf zal de werking worden uitgelegd van DARR. Ten eerste zal het FM-CW (Frequency Modulated Continuous Wave) principe worden beschreven, daarna zal aandacht worden besteed aan het concept voor Doppler metingen.

3.1.1. Het FM-CW principe

De DARR is een FM-CW radar. Een radar die volgens een dergelijk principe werkt, zendt continu een in frequentie gemoduleerd signaal uit. Dit signaal wordt na verstrooiing door een aangestraald object bij DARR door een aparte ontvangstantenne opgevangen. Figuur 3.1 toont een blokschema van een FM-CW radar.

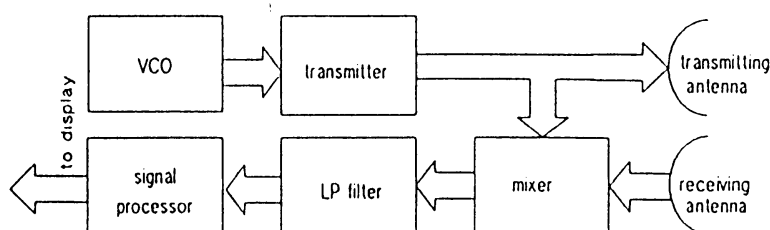


fig. 3.1. Blokschema FM-CW radar.

Bij DARR wordt het CW-signaal met een driehoek- of zaagtandspanning gemoduleerd. Men kan dan tijdens een meting zelf bepalen of men de opgaande of neergaande flank kiest. De periode van het gemoduleerde signaal wordt ook wel sweeptijd T genoemd.

Bij DARR wordt een zendsignaal aangenomen met een constante amplitude en een in de tijd over sweeptijd T van f_1 tot f_2 toenemende frequentie (zie fig.3.2). $F = f_2 - f_1$ heet de frequentiezwaai of -deviatie. Wanneer we aannemen dat de propagatiesnel-

heid van een signaal door de lucht gelijk is aan de lichtsnelheid in het luchtledige c , zal een signaal, terugkerend van een object op afstand R vertraagd zijn met een Δt :

$$\Delta t = \frac{2R}{c} \quad (3)$$

Met behulp van een mixer en een laagdoorlaatfilter ontstaat dan het beatsignaal, waarvan de amplitude een maat is voor de grootte van de reflectie. Het verschil in de frequentie van verzonden en ontvangen signaal wordt beatfrequentie f_b genoemd, welke een maat is voor de afstand R :

$$f_b = \frac{F \cdot \Delta t}{T} = \frac{2R \cdot F}{c \cdot T} \quad (4)$$

Het beatsignaal wordt hierna bemonsterd, gedigitaliseerd en Fourier getransformeerd. Uit het verkregen spectrum kan zo de amplitude, fase en frequentie f_b van het beatsignaal worden bepaald. Zie figuur 3.2.

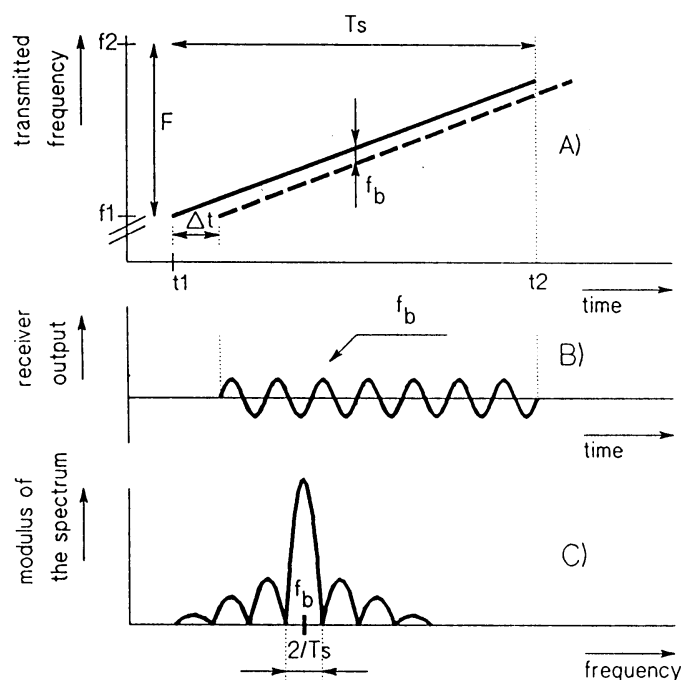


fig. 3.2: A) zend-(---) en ontvangsignaal (—)
 B) beatsignaal
 C) spectrum

De maximaal te bepalen beatfrequentie $f_{b,max}$ is beperkt door het aantal samples N bij het bemonsteren volgens:

$$f_{b,max} = \frac{N}{2T} \quad (5)$$

Hierdoor wordt het maximale bereik R_{max} :

$$R_{max} = \frac{f_{b,max} \cdot T \cdot c}{2F} = \frac{N}{2} \cdot \frac{c}{2F} \quad (6)$$

Hieruit volgt voor de afstandsresolutie R_{res} van het radarsysteem:

$$R_{res} = \frac{2R_{max}}{N} = \frac{c}{2F} \quad (7)$$

Voor dit systeem geldt dat meerdere doelen van elkaar kunnen worden onderscheiden indien ze zich in verschillende, door de afstandsresolutie bepaalde, afstandscellen bevinden. Bij DARR-94 is F ingesteld op 5 MHz. Voor N is 512 gekozen (dit resulteert in een spectrum met 256 afstandscellen), T is 5 ms. Met deze instelling wordt een resolutie van 30 meter gerealiseerd.

3.1.2. Het concept voor Doppler metingen

Naast afstand en reflectie is het ook mogelijk om uit het beatsignaal een Dopplerspectrum te bepalen. Wanneer een deeltje in de richting van de radar beweegt met een snelheid v , zal het een Doppler frequentie verschuiving Δf veroorzaken in het radarsignaal [Battan, 1973]:

$$\Delta f = \frac{2v}{\lambda} \quad (8)$$

Hierin stelt λ de golflengte van het radarsignaal voor. De snelheid v is afhankelijk van het type hydrometeor en zijn afmetingen. Dus met een Dopplerverschuiving meting kan informatie worden verschaft over de microstructuur van de hydrometeor. Doppler metingen met behulp van een FM-CW radar lijken paradoxaal, omdat de frequentie verschuiving wordt gebruikt voor het bepalen van de afstand. De vraag is

dus hoe de snelheid gemeten kan worden. Voor meteorologische doelen is de beatfrequentie [Doviak en Zrnic, 1984]:

$$f_b \approx \frac{2r_d F}{cT_s} + \Delta f + \frac{2vtF}{cT_s} \quad (9)$$

waarin t de tijdafhankelijkheid van de beatfrequentie voorstelt. De eerste term wordt gebruikt voor afstandsbeplating en de twee laatste termen voor de snelheid van het doel. Wanneer de invloed van de snelheid van het doel op de beatfrequentie klein is, wordt f_b niet gebruikt. Hiervoor in de plaats wordt gebruik gemaakt van het faseverschil $\phi_D(t)$ tussen twee opeenvolgende sweeps. Deze is bij benadering gegeven door:

$$\phi_D(t) \approx 2k_0 r_d + 2\pi \Delta f t \quad (10)$$

De eerste term is veroorzaakt door de afstand van het doel. De tweede term bevat de snelheid. Het Doppler-spectrum $S_v(v)$ ontstaat door toepassing van een FFT op N opeenvolgende sweeps van het complexe tijdsignaal; dit resulteert in een spectrum met N snelheidscellen. Omdat de Doppler-snelheid is gebaseerd op het faseverschil van twee samples, en alleen faseverschillen tussen de 0 en 2π gemeten kunnen worden, bestaat er een maximale snelheid v_{max} gegeven door [Doviak en Zrnic, 1984]:

$$v_{max} = \pm \frac{\lambda}{4T_0} \quad (11)$$

waarin λ de golflengte van de radar is en T_0 de tijd tussen twee opeenvolgende samples. Een positieve waarde van v_{max} impliceert een snelheid in de richting van de radar.

Het Doppler-spectrum $S_v(v)$ wordt meestal met statistische grootheden beschreven. Belangrijke grootheden in een Doppler-spectrum zijn het gemiddelde teruggekaatste vermogen Z_d , de gemiddelde snelheid V_d en de variantie W_d^2 van het spectrum [Russchenberg, 1992]:

$$Z_d = \int_{v_{min}}^{v_{max}} S_v(v) dv \quad (12)$$

$$V_d = \frac{1}{Z_d} \int_{V_{\min}}^{V_{\max}} v S_v(v) dv \quad (13)$$

$$W_d^2 = \frac{1}{Z_d} \int_{V_{\min}}^{V_{\max}} (v - V_d)^2 S_v(v) dv \quad (14)$$

Figuur 3.3 stelt een typisch Doppler-spectrum voor. In figuur 3.3 zijn tevens V_d en W_d aangegeven. Z_d stelt de oppervlakte onder de grafiek voor.

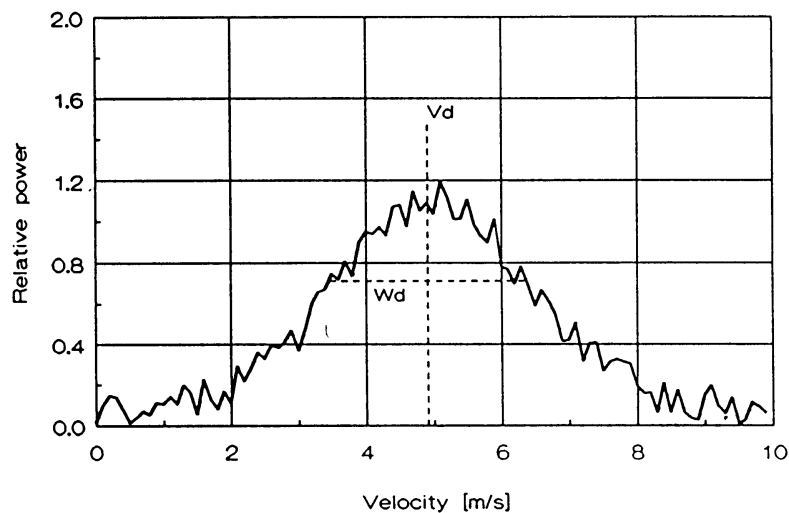


fig. 3.3. Een typisch Doppler-spectrum

Het gemiddelde vermogen is gerelateerd aan het aantal, grootte en type hydrometeor. De gemiddelde snelheid is gerelateerd aan de gemiddelde deeltjes verplaatsing veroorzaakt door de valsnelheid van het deeltje en de wind. De invloed van de wind kan geminimaliseerd worden wanneer de as van de radar loodrecht op de gemiddelde windrichting staat. De gemiddelde snelheid wordt daarom meestal niet gebruikt om informatie betreffende de microstructuur te verschaffen. De variantie is echter onafhankelijk van de gemiddelde snelheid en daarmee ook minder gevoelig voor wind.

Het is aangetoond dat de totale variantie $W_{d,m}^2$ van het Doppler-spectrum een som is van varianties van individuele componenten:

$$W_{d,m}^2 = W_d^2 + W_t^2 + W_w^2 + W_b^2 \quad (15)$$

waarin de indices d , t , w , en b respectievelijk regen, turbulentie, windverdeling en bundelbreedte voorstellen.

3.1.3. Algemeen

Het door de radar ontvangen vermogen wordt beschreven door de radarvergelijking. In het geval van deeltjesverstrooiing zoals bewolking is deze:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \theta^2 h \pi^3 |K| Z}{512 (2 \ln 2) \lambda^2 r^2} 10^{-18} \quad (16)$$

waarin:

P_r	ontvangen vermogen [W]
P_t	uitgezonden vermogen [W]
G	antenne gain
θ	bundelbreedte (circulaire paraboolant.) [rad]
h	afstandsresolutie [m]
Z	reflectiviteit [$\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$]
λ	radargolflengte [m]
r	afstand tot doel [m]

K is een constante die de brekingsindex van de verstrooier in rekening brengt. De reflectiviteit Z wordt gegeven door:

$$Z = \int n(D) D^6 dD \quad (17)$$

Waarin $n(D)$ [$\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$] de druppelgrootteverdeling is en D [mm] de druppeldiameter.

Het verband tussen Z en de waterinhoud m_w [g/m^3] [Atlas, Bartnoff, 1953 en Atlas, 1954] voor waterwolken is:

$$Z = 4.8 \cdot 10^{-2} m_w^2 \quad (18)$$

en voor ijswolken:

$$Z = 9.21 \cdot 10^3 m_w^2 \quad (19)$$

Bij clear-air reflecties wordt het Doppler-spectrum geheel bepaald door de verticale luchtsnelheden. De radarvergelijking is dan:

$$P_r = \frac{0.38 P_t G^2 \theta^2 h \lambda^{\frac{5}{3}} C_n^2}{512 (2 \ln 2) \pi^2 r^2} \quad (20)$$

waarbij homogene turbulentie in het radarvolume is verondersteld. C_n^2 is de structuurconstante van de brekingsindex. Clear air verstrooiing wordt veroorzaakt door variaties in de brekingsindex van de atmosfeer.

Tijdens DARR-94 zal de radar het Dopplerspectrum als functie van de hoogte meten. Hieruit wordt dan het gemiddeld ontvangen vermogen bepaald waaruit dan weer Z of C_n^2 kan worden afgeleid. Met behulp van bovenstaande formules kan de waterinhoud van de wolk worden bepaald. Uit het Dopplerspectrum kan de verticale snelheid worden bepaald. Deze is bij benadering gelijk aan de verticale windsnelheid.

Enkele andere gegevens over DARR:

- type: FM-CW
- Frequentie: 3.315 GHz
- Frequentie zwaai: 5Mhz
- Sweep tijd: 5 ms
- Beatfrequentie: 51.2 khz

- Antenne gain: 32.7 dB receiver
40.0 dB transmitter
- Antenne bundelbreedte: 3.0° receiver
1.5° transmitter
- Zendvermogen: 100 W maximaal
- Afstandsresolutie: 30 m
- Maximale bereik: 7680 m
- Maximale doppler-snelheid: 2.26 m/s

- Helpt bij het meten van de parameters:
 - z_t (wolken top hoogte)
 - z_b (wolken basis hoogte)
 - h (wolken dikte)
 - C of a (bedekkingsgraad)
 - w_c (verticale wolksnelheid)
 - W (waterinhoud van de wolk: te bepalen via $Z - m_w$ relatie)
 - M (convectieve massaflux)

3.2. Doppler SODAR

Doppler SODAR (SOund Detection And Ranging) [Monna, 1990] [van de Vliet, 1993] is een radarachtige techniek waarmee op afstand wind kan worden gemeten. Het is gebaseerd op het verkrijgen van echo's van geluidspulsen aan lokale onregelmatigheden in de geluidssnelheid, veroorzaakt door onregelmatigheden in de temperatuur in de atmosfeer. De hoogte waarop reflectie plaatsvindt, wordt verkregen uit meting van de looptijd van de geluidspuls. Op deze wijze kunnen gebieden worden gedetecteerd met relatief grote temperatuursprongen, zoals bijvoorbeeld optreden bij temperatuurinversies en bij turbulente structuren. Door meting van de Doppler-verschuiving van de geluidspuls na reflectie verkrijgt men een waarde voor de radiële snelheid van de reflecterende structuren. Als we aannemen dat deze structuren meebewegen met de plaatselijke wind kunnen we op deze manier de radiële component van de windsnelheid bepalen. Door nu een dergelijke meting uit te voeren in drie divergerende "kijkrichtingen" kunnen we de totale windvector samenstellen. Moderne varianten hebben onder gunstige omstandigheden een hoogtebereik van circa 1 km, bij een verticale resolutie van 25 m. De nauwkeurigheid is in de orde van 1 m/s. Een typische geluidsfrequentie is 1500 Hz, bij een elektrisch vermogen van 500 W.

Een Doppler SODAR bestaat uit drie luidsprekers die elke 5 s in cyclische op-eenvolging geluidspulsen met een lengte van zo'n 0.2 s uitzenden, en aansluitend als microfoon gebruikt worden om de echo's op te vangen (zie figuur 3.4).

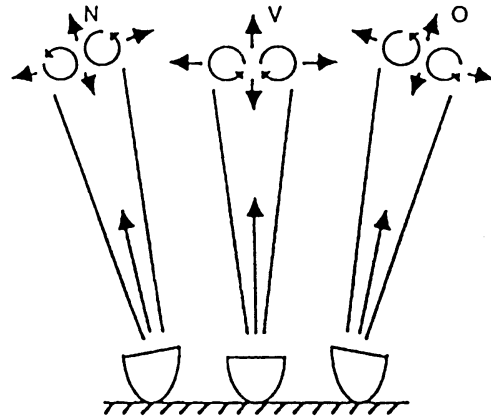


fig. 3.4. Doppler SODAR

De verhouding van het ontvangen vermogen ten opzichte van het uitgezonden vermogen is [Beljaars, 1985]:

$$\frac{P_r}{P_e} = E \cdot e^{-2\alpha R} \sigma(R, f) \frac{A}{R^2} G \cdot v_{\text{geluid}} \cdot \tau \cdot 0.5 \quad (21)$$

waarin:

E	efficiency van emissie en ontvangst
α	gemiddelde geluidsdemping (m^{-1})
R	afstand of hoogte van het scatterende volume
σ	scattering cross section per eenheid volume
A	antenne oppervlakte (m^2)
G	correctie als gevolg van de antenne directivity
v_{geluid}	geluidssnelheid (m/s)
τ	emissie tijd interval (s)

Enkele opmerkingen omtrent deze formule zijn:

- Normaal gesproken is er geen absolute calibratie van de apparatuur. Dit betekent dat E niet bekend is.
- De demping van geluidsgolven is afhankelijk van de frequentie, vochtigheid en temperatuur. De frequentie van 1500 Hz wordt vaak gebruikt als compromis tussen de verticale resolutie en demping. De karakteristieke dempingsafstand is in de orde van 100 m bij deze frequentie.
- In het geval van backscatter in de richting van de uitzendende antenne is de scattering cross section gerelateerd aan enkel en alleen temperatuurfuctuaties volgens:

$$\sigma = 0.0039 k^{\frac{1}{3}} \frac{C_T^2}{T_0^2} \quad \text{waarin:} \quad C_T^2 = \frac{\overline{\Delta T^2}}{d^{\frac{2}{3}}} \quad (22)$$

hierin is k het golfgetal, T_0 de absolute temperatuur, C_T^2 de structuurparameter voor temperatuur, en ΔT het temperatuurverschil over een afstand d (mits d binnen bepaalde grenzen blijft, is C_T^2 onafhankelijk van d , en een maat voor de onregelmatigheden van de temperatuur). Dit betekent dat de energie slechts dan wordt verstrooid (scattered back) wanneer er temperatuur fluctuaties aanwezig zijn. Dit geeft tegelijk ook een maximale hoogte aan waarop nog gemeten kan worden bij bepaalde atmosferische omstandigheden waar men geen fluctuaties meer verwacht.

- De meeste energie wordt verstrooid (scattered back) wanneer de temperatuur fluctuaties in de grootte van de golflengte liggen (± 20 cm).

Voor elk van de drie luidsprekers zal het ontvangen signaal een Doppler verschuiving Δf ten opzichte van de verzonden frequentie f vertonen. Deze hangt af van de radiële windsnelheidscomponent v_r langs de "kijkas" van de desbetreffende luidspreker. In formule:

$$\Delta f = \frac{2f \cdot v_r}{v_{geluid}} \quad v_r < v_{geluid} \quad (23)$$

Aangezien één luidspreker verticaal omhoog kijkt en de twee andere een hoek van circa 15° met de verticaal maken in bijvoorbeeld Noord-Zuid en Oost-West richting, kan uit de drie radiële snelheden de totale windvector worden berekend. Je kunt de Doppler SODAR vergelijken met een radar, omdat de antenne de akoestische energie bundelt, en bij ontvangst een richtingsgevoelige karakteristiek heeft. Op deze

wijze wordt een maximaal hoogtebereik gerealiseerd en tevens de gevoeligheid voor omgevingslawaai gereduceerd.

Om de Dopplerverschuiving te meten is behalve een goede antenne ook software nodig. Veelal wordt gebruik gemaakt van FFT-technieken (zie wederom de analogie met de radar). Bij databewerking is middeling over ± 20 minuten nodig. Dat is niet alleen nodig vanwege de slechte signaal-ruis-verhouding van de echo's. De drie componenten waaruit de windvector wordt bepaald, worden niet op dezelfde plaats in de atmosfeer gemeten, aangezien de drie antennebundels divergeren. Wanneer men nu over langere tijd middelt, mag men aannemen dat het windveld horizontaal homogeen is.

Het praktisch gebruik van Doppler SODAR stuit op enkele beperkingen die een direct gevolg zijn van het meetprincipe. Ten eerste moet er voldoende temperatuurstructuur aanwezig zijn om een bruikbare echo te verkrijgen; dit is bijvoorbeeld niet het geval in de atmosfeer boven een sterk ontwikkelde grondinversie. Verder moet er rekening gehouden worden met windgeruis rond de luidsprekerascherming (alleen bij sterke wind); dit valt onder de gevoeligheid voor omgevingslawaai evenals regen. Tenslotte zijn er nog problemen die het gevolg zijn van echo's tegen grote, massieve voorwerpen zoals gebouwen (ground-clutter).

De Doppler SODAR staat bij het DARR-94 experiment op het terrein van het instituut voor windenergie, z'n 1 km van het gebouw van elektrotechniek vandaan. De Doppler SODAR die voor het experiment gebruikt wordt, is van het type: Bertin & Cie.

3.3. LIDAR-ceilometer

Met een ceilometer wordt met behulp van een lichtbron (al dan niet gepulseerd) de afstand bepaald tussen de lichtbron en een punt waar belangrijk meer licht wordt weerkaatst (verstrooid aan de onderkant van de wolk). Het is dus een methode om de hoogte (h) van een wolkenbasis te bepalen.

De "Lidar-ceilometer" (Light Detection And Ranging) bestaat uit een lichtbron die een zeer korte lichtpuls kan uitzenden en een detector die de hoeveelheid teruggestrooid licht als functie van de tijd kan meten (zie figuur 3.5).

Als lichtbron wordt een puls-laser gebruikt, die snel achter elkaar lichtpulsen met een lengte van enkele nano-seconden en met een relatief hoge intensiteit kan afgeven.

Wanneer we aannemen dat de snelheid van het licht (c) in de atmosfeer nagenoeg constant is, is het mogelijk om de hoeveelheid terugverstrooid licht als functie van de tijd (t) te meten volgens:

$$h = \frac{1}{2} \cdot c \cdot t \quad (24)$$

Naast hoge kwaliteitseisen aan de detector en elektronica dient ook het gemeten

signaal op speciale wijze te worden bewerkt om de terugwaartse verstrooiing (backscatter coëfficiënt) van het signaal als functie van de hoogte te herleiden. Vaak wordt aangenomen dat deze coëfficiënt lineair evenredig is met de extinctiecoëfficiënt σ (= coëfficiënt waarin de mate van verstrooiing kan worden uitgedrukt. Deze is te bepalen aan de hand van transmissie- of verstrooiingsfactoren (d.m.v. een scatterometer direct meetbaar)). Gelet op de definitie bepaalt het instrument die hoogte waarbij deze coëfficiënt belangrijk toeneemt. Bij dunne bewolking is het goed mogelijk dat de lichtpulsen niet volledig verstrooid worden door de onderste laag en gedeeltelijk worden weerkaatst door bovenliggende lagen. Het is dus mogelijk om meerdere (tot 3) wolkenbases te bepalen, mits er genoeg signaal terug wordt ontvangen (figuur B.2 (appendix B) is een voorbeeld van een lidar backscatter profiel, gemeten bij het TEBEX experiment).

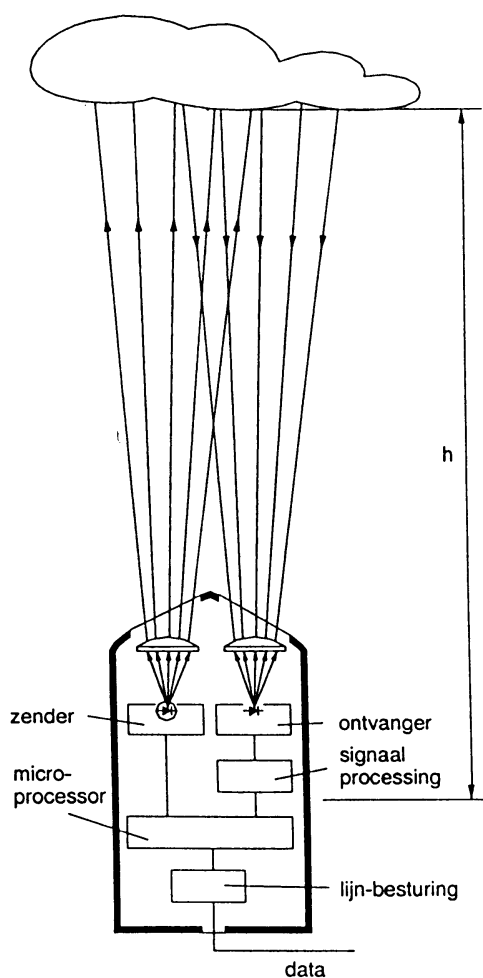


fig. 3.5. Lidar

Er zijn echter weersituaties waarbij opgelet moet worden. Regen zal het signaal reflecteren. Door een adequate analyse van de gemeten backscattercoëfficiënt kan een onderscheid worden gemaakt tussen terugverstrooiing van licht ten gevolge van regen of door wolken.

Ten gevolge van optische en elektronische randvoorwaarden is het niet mogelijk wolkenbases < 100 m goed te detecteren (zeer laaghangende bewolking of optrek-kende mist). Het resultaat is dan vaak $h = 0 \text{ m}$ (mist). Bij gebroken bewolking zoals: Scattered en Broken bestaat het wolkendeck uit meerdere lagen; de ceilometer zal dus wisselend verschillende bases aangeven. Bij het beoordelen van de gegevens moet men hier rekening mee houden. De ceilometer doet een puntmeting recht omhoog; de rest van de hemel wordt daarbij genegeerd.

Voor een vergelijking van systeemparameters van DARR, Doppler SODAR en Lidar wordt verwezen naar appendix C.

Enkele gegevens over de lidar:

- Laser werkt op een golflengte van $\lambda = 904\text{-}911 \text{ nm}$
- Type: Impulsphysik
- Bundel breedte: 1-2.5 mrad.
- Laser repetition rate: 2.5 kHz.
- Energie per puls: $1\text{-}6.5 \times 10^{-6} \text{ J}$.
- Gemeten grootte: wolkenbasis hoogte en backscatter profiel.
- Helpt bij het meten van de parameters:
 - z_b (wolkenbasis hoogte),
 - d_{mot} (wolken afmeting in de richting van verplaatsing van de wolkenbasis),
 - h (wolken dikte),
 - n (deeltjes dichtheid) is uit het backscatterprofiel te bepalen.
 - τ_0 (optische dikte),
 - W (vloeibare waterpad) af te leiden uit τ_0 indien je een gemiddelde wolken deeltjes afmeting neemt volgens:

$$W \approx \frac{2}{3} \tau_0 r_e \quad (25)$$

waarin r_e de effectieve deeltjes-straal in μm voorstelt, en W in g/m^2 .

- Hij kan meten tot een hoogte van 4 km, met een frequentie van 1/30 Hz.
- Hij geeft elke 30 s een backscatter profiel. Voor hoger gelegen gebieden geeft hij elke 10 min het wolkenbasis hoogte.
- Locatie: Vliegveld Zestienhoven

3.4. Infrarood meter

Elk voorwerp dat een temperatuur heeft hoger dan 0 graden Kelvin (-273°C, het absolute nulpunt), straalt elektromagnetische golven uit. De energie-overdracht van de zon naar de aarde vindt plaats door elektromagnetische straling. Ook de aarde, die warmer is dan het absolute nulpunt, zendt continu straling uit.

De golflengte en stralings-flux dichtheid zijn afhankelijk van de temperatuur. Tot circa 600 °C ligt de golflengte van de straling in het infrarode gebied (warmte straling). Pas bij temperaturen die hoger liggen, wordt ook een deel van de straling als zichtbaar licht uitgestraald.

De hoeveelheid straling (stralings-flux dichtheid) die uitgezonden wordt, hangt ook af van de oppervlakte van het lichaam. Bij een vaste temperatuur zal een "zwart lichaam" straling met de grootste stralingsdichtheid uitzenden; alle andere lichamen slechts een deel hiervan. Dit deel in verhouding tot de maximale stralingsdichtheid heet de emissiegraad ϵ . De emissiegraad is altijd kleiner of gelijk aan 1 en is afhankelijk van de oppervlaktestructuur van het lichaam. Wanneer ϵ bekend is, kan uit de straling de temperatuur worden bepaald.

Een apparaat dat in staat is om deze straling (en daarmee de temperatuur) te meten, is de infrarood meter (figuur B.3 (appendix B) is een voorbeeld van een meting bij het TEBEX experiment).

Bij IR metingen zal altijd rekening gehouden moeten worden met de IR absorptie en emissie van de atmosfeer die zich tussen het meetinstrument en het te meten lichaam (in ons geval een wolk) bevindt. Om de juiste temperatuur te meten, zal men dus een atmosferische correctie toe moeten passen. Om deze correctiefactor te berekenen heeft men een stralingstransportmodel nodig met daarin de volgende parameters:

- atmosferisch temperatuursprofiel $T(z)$
- atmosferisch vochtigheidsprofiel $q(z)$
- oppervlakte temperatuur
- emissie graad ϵ van de wolk top (of basis)
- hoogte van de wolk top (of basis)
- temperatuur van de wolk top (of basis)
- "kijk"-hoek
- filter karakteristieken van de detector (meetinstrument)
- aërosol profiel (aërosolen zijn kleine stofdeeltjes in de atmosfeer)

Er zijn meerdere operationele correctie methoden voor Meteosat IR data.

Tijdens DARR-94 zullen stralingsdata (en daarmee de wolken basis en top temperatuur) van zowel Meteosat als van een grond meetinstrument gegenereerd worden. Meteosat zal verderop in dit hoofdstuk worden beschreven. Enkele gegevens over de IR meter vanaf de grond zijn:

- Passieve radiometer "kijkend" naar de zenith.
 - Werkt in een band van $\lambda = 9.6$ tot $11.5 \mu\text{m}$.
-

- "kijk"-veld: 50 mrad.
- Type: Heimann.
- Gemeten grootte: temperatuur tussen de -50°C en $+50^{\circ}\text{C}$, met een zekerheid van $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ en een responsie tijd van 3 s.
- Helpt bij het meten van de parameters:
 - d_{mot} (indien de horizontale snelheid van de wolk bekend is),
 - T_b (wolkenbasis temperatuur),
 - ϵ (indien de atmosferische temperatuurcorrectie en de wolkenbasis temperatuur bekend is).
- Locatie: TUD ET.
- Opgeslagen data: gemiddelde, minimum en maximum temperatuur en het aantal metingen in een bepaalde band rond het minimum en het aantal metingen in een bepaalde band rond het maximum, voor elke 10 min.

3.5. Radiosonde en theodoliet

Meting van temperatuur, druk en vochtigheid is plaats gebonden. Remote sensing methoden zijn moeilijk te realiseren. De oplossing hiervoor is een radiosonde opstapeling. Een radiosonde systeem bestaat uit een sonde (de meet- en zendapparatuur), een grondstation (ontvangstapparatuur en software om de data op te slaan) en een theodoliet (om de radiosonde te volgen en daarmee de juiste baan te bepalen die de ballon door de atmosfeer maakt).

Het is met de sonde mogelijk om de hoogte te bepalen aan de hand van de druk, temperatuur en vochtprofiel. Samen met dit gegeven en de gegevens van de theodoliet wordt elke 5 s de juiste positie van de ballon berekend. Met de gegevens over de temperatuur, druk en vochtigheid is het mogelijk om een temperatuurs- en vochtigheidsprofiel te schetsen. Het is zelfs mogelijk om de wolkenbasis te meten aan de hand van de vochtigheid. Deze meting is echter niet erg nauwkeurig. Met de sonde kan ook de windsnelheid bepaald worden. Dit gebeurt aan de hand van de horizontale verplaatsing gemeten met de theodoliet. Deze windsnelheid kan vergeleken worden met de data van de Doppler SODAR.

De radiosondes worden opgelaten op het terrein van het instituut voor windenergie, z'n 1 km van het gebouw van elektrotechniek vandaan.

De radiosondes die gebruikt worden bij het DARR-94 experiment zijn van het type: Airsonde AS - 4A - 4035

3.6. Video-camera

Op het dak van de faculteit van elektrotechniek is ook een video-camera geplaatst. Deze maakt iedere 3.2 s een beeld van de lucht. Op deze manier kan de structuur

van de bewolking vastgelegd worden. Dit kan helpen bij de interpretatie van de Lidar en radar gegevens.

3.7. Satellieten

Naast grondinstrumenten wordt bij DARR-94 ook gebruik gemaakt van satelliet gegevens. Er zijn twee soorten satellieten: polaire en geostationaire.

3.7.1. NOAA-AVHRR en NOAA-TOVS

NOAA-satellieten zijn polaire satellieten. Zij beschrijven een baan om de aarde, bijna van pool tot pool met een omlooptijd van ongeveer 102 minuten op een hoogte van ongeveer 854 km. Door die betrekkelijk geringe afstand zijn zij in staat nog tamelijk kleine objecten ($1.1 \times 1.1 \text{ km}^2$) waar te nemen. De door NOAA gemaakte opnames geven dan ook zeer veel details.

Een nadeel van een polaire satelliet vormen de onregelmatige tijden van overkomst en de steeds wisselende kijkhoek. Gedurende een omloop van de satelliet draait de aarde circa 25° verder om haar as.

De satellieten NOAA-11 en NOAA-12 komen 's ochtends en 's middags circa 3 keer over Nederland. De precieze tijd van overkomst hangt af van de tijd van het jaar. De tijdstippen van overkomst in begin juli zijn (afgeronde tijden; N.B.: MEZT=GMT + 2 uur):

NOAA-11: 's ochtends: 2.20, 4.00, 5.40 GMT

NOAA-11: 's middags: 12.15, 13.50, 15.30 GMT

NOAA-12: 's ochtends: 6.00, 7.45, 9.30 GMT

NOAA-12: 's middags: 16.00, 17.30, 19.10 GMT

Wanneer we de centrale overkomst kiezen, samen met de beschikbaarheid van DARR (tussen 10 uur en 17 uur METZ), dan blijft alleen de NOAA-11 overkomst van 13.50 GMT over.

Het voornaamste doel van de satellieten is het geven van weerkundige informatie; een belangrijke rol hierbij speelt de AVHRR, die wolkenpatronen helder in beeld brengt. De AVHRR tast de aarde af in vijf verschillende golflengten (twee zichtbare, drie infrarode) en "fotografeert" steeds een gebied ter breedte van 3000 km. De opnamen zijn opgebouwd uit pixels (beeldelementen) die een gebied van $1.1 \times 1.1 \text{ km}^2$ vertegenwoordigen. Deze gegevens worden real-time naar de aarde gezonden, waar het KNMI ze ontvangt (figuur B.4 (appendix B) is een voorbeeld van een AVHRR foto en figuur B.5 van een TOVS foto).

Enkele gegevens over AVHRR:

- Zit aan boord van de NOAA satellieten. Momenteel zijn NOAA-11 en NOAA-12

operationeel.

- Satelliet baan: ongeveer 854 km hoog, met een ongeveer zon-synchrone baan; tijdsduur 102 min.
- 5 kanalen:
 - (1) 0.58 - 0.68 μm (centrale frequentie: 0.63 μm), rood,
 - (2) 0.725 - 1.1 μm (centrale frequentie: 0.85 μm), nabij rood,
 - (3) 3.55 - 3.93 μm (centrale frequentie: 3.74 μm), infra rood,
 - (4) 10.3 - 11.3 μm (centrale frequentie: 10.8 μm), thermisch infrarood,
 - (5) 11.5 - 12.5 μm (centrale frequentie: 12.0 μm), thermisch infrarood.
- Resolutie: 1.1 \times 1.1 km^2 subsatelliet.
- Radiometrische resolutie: 10 bit (1024 niveau's).
- Bij elke overkomst worden HRPT data ontvangen bij het KNMI.
- Opgeslagen data: plaatjes van 350 \times 550 km^2 , tussen 50° en 55° latitude en tussen 3°E en 8°E longitude rond Nederland.
- Helpt bij het meten van de parameters:
 - wolkentop temperatuur T_t
 - optische dikte τ_0
 - vloeibare waterpad W en het ijspad
 - emissiegraad ϵ
 - Bedeckingsgraad C
 - Wolken type (laag, gemiddeld, hoog, ijs).

Enkele gegevens over TOVS:

- TOVS bestaat uit de HIRS-2 en MSU instrumenten.
- Zit aan boord van de NOAA satellieten.
- HIRS-2 heeft 19 infrarode kanalen en 1 visueel kanaal, gekozen om de atmosferische temperatuur en vochtigheid te peilen. MSU heeft 4 microgolf kanalen voor dezelfde doeleinden.
- Resolutie: voor HIRS-2 is de subsatelliet diameter van het gezichtsveld (FOV) 17.4 km; voor MSU zes maal zo groot.
- TOVS data worden realtime ontvangen door het KNMI.
- Opgeslagen data: van schaal voorziene lokale aardse straling.
- Helpt bij het meten van de parameters:
 - Temperatuur- en vochtigheidsprofiel.
 - Helderheids (brightness) Temperatuur
 - Effectieve wolkenhoeveelheid
 - wolkentop Temperatuur
 - wolkentop druk.

Deze laatste TOVS gegevens zijn alleen beschikbaar voor grotere gebieden (100 \times 100 km^2).

3.7.2 Meteosat

[Houweling, 1988] Meteosat is een geostationaire satelliet, dat wil zeggen ten opzichte van een punt op de aarde stilstaande satelliet (ongeveer 0° latitude en 0° longitude). Meteosat is daarom in staat op gekozen tijden waarnemingen te doen. Het nadeel van een geostationaire satelliet is de grote afstand tot het aardoppervlak (ongeveer 35.800 km). Hierdoor zijn de beelden veel minder gedetailleerd dan die van polaire tegenhangers. Met toenemende geografische breedte en lengte vindt steeds sterkere vervorming plaats. Een ander nadeel: door zijn positie boven de evenaar bevindt de satelliet zich gedurende enkele weken in het voor- en najaar rond middernacht in de schaduw van de aarde; hij mist dan een aantal beelden. Meteosat-waarnemingen worden verricht in drie verschillende golflengtegebieden: het zichtbare licht (VIS: $0.5 - 0.9 \mu\text{m}$), het infrarode waterdampvenster (WV: $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$) en het infrarode waterdamp-absorptiekanaal (IR: $5.7 - 7.1 \mu\text{m}$). De waarnemingen beginnen op het hele of halve uur. De aarde wordt afgetast van rechts naar links in 2500 stapjes (zie figuur 3.6). De sensoren springen daarna 1.25×10^{-4} rad naar boven waardoor ze precies de tweede rij van rechts naar links kunnen aftasten. Dit herhaalt zich 2500 keer; de benodigde tijdsduur is 25 minuten. Dat de sensoren van Zuid naar Noord aftasten, is bedoeld om Europa de meest recente gegevens te verschaffen (figuur B.6 (appendix B) is een voorbeeld van een Meteosat foto).

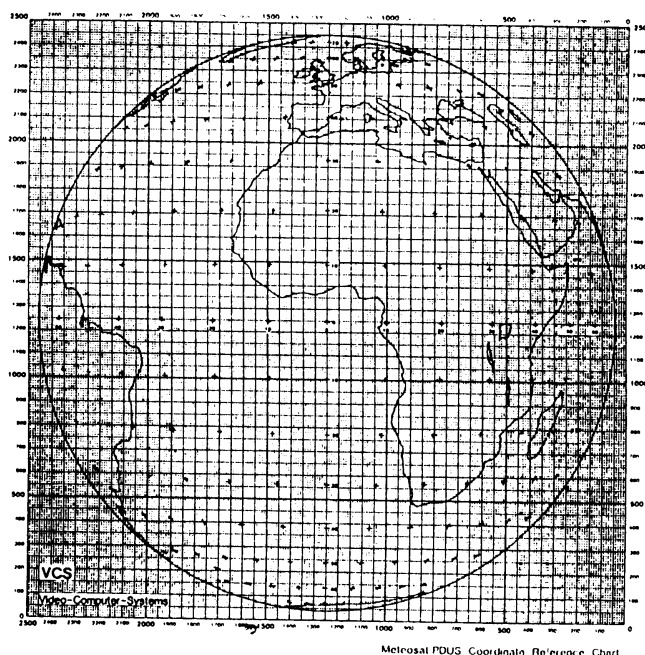


fig. 3.6. Meteosat PDUS Coordinate Reference Chart

Enkele gegevens over Meteosat:

- Operationele satelliet: Meteosat-5.
- Satelliet baan: op 35800 km hoogte 0° latitude en 0° longitude.
- 3 kanalen (zie boven).
- Resolutie: voor alle kanalen 5×9 km²(en 5×5 km² subsatelliet) boven Nederland. In het VIS kanaal is het zelfs mogelijk een twee maal zo grote resolutie te verkrijgen.
- Elke 30 min is een beeld verkrijgbaar.
- Opgeslagen data: plaatjes van 300 × 200 pixels (ongeveer 1500 × 1500 km²), tussen de 45° en 60° latitude en tussen 12° W en 15° E longitude, rond Nederland.
- Helpt bij het meten van de parameters:
 - (a) Geometrische eigenschappen
 - Horizontale afmetingen, vorm en oppervlakte
 - Bedekkingsgraad C
 - Wolke top hoogte z_t
 - d_{mot} (wolken afmeting in de richting van verplaatsing van de wolkenbasis).
 - (b) Macrofysische stralingseigenschappen
 - (bidirectionele) reflectiviteit R (met behulp van het VIS kanaal)
 - Emissie graad ϵ
 - Optische dikte τ_0 (met behulp van het VIS kanaal)
 - (c) Andere macrofysische eigenschappen
 - Vloeibare waterpad W (te bepalen met behulp van τ_0 , geeft echter een grote fout)
 - Wolke top temperatuur T_t .

H4. Meetopstelling en situatie

In dit hoofdstuk zal in het kort een overzicht worden gegeven van de meetopstelling. Ook zullen hier enkele opmerkingen over worden gemaakt. Verder zal de ideale situatie beschreven worden waarbij het beste kan worden gemeten.

4.1. Meetopstelling

De locaties van alle meetinstrumenten zijn al weergegeven in het voorgaande hoofdstuk. Voor de duidelijkheid zullen ze in tabel 1 nog eens herhaald worden:

Grond instrumenten	locatie
Delft Atmospheric Research Radar	TUD ET
Doppler SODAR	instituut voor windenergie
Lidar-ceilometer	zestienhoven
Infrarood meter	TUD ET
Radiosonde en theodoliet	instituut voor windenergie
Video-camera	TUD ET
satelliet instrumenten	baan
NOAA-AVHRR en NOAA-TOVS	zon-synchrone baan op 845 km hoogte
Meteosat	35800 km hoogte, 0° latitude en 0° longitude

Tabel 1. Overzicht van meetlocaties

Opmerkingen: De locaties van de grond instrumenten zijn rond de DARR gekozen. De locatie van de Lidar is de dichtstbijzijnde plaats binnen het CDN waar zich een Lidar bevindt.

Om de doelstellingen te verwezelijken is het van belang dat er gemeten wordt aan

een individuele wolk en aan een wolkendek (ensemble). De Doppler SODAR middelt zijn data over een tijdsbestek van 20 minuten. Dit gegeven maakt het al onmogelijk om hiermee een meting aan een individuele wolk te doen. Wel is het mogelijk om een uitspraak te doen over een ensemble aan wolken.

De gegevens van de Lidar zullen uiteindelijk gebruikt worden om een gemiddelde wolkenbasis hoogte te bepalen. Dit geldt dus ook voor een ensemble aan wolken. De locaties van de Doppler SODAR en Lidar zijn dus geen belemmering voor een goede meting.

4.2. Situatie

Voor de benodigde metingen kunnen we verwijzen naar de doelstellingen. Een belangrijke factor bij de metingen is de invloed van gebouwen en andere grote obstakels rond de DARR locatie en het effect van een land-zee overgang. Deze dienen zoveel mogelijk vermeden te worden omdat ze in de huidig bestaande modellen niet kunnen worden meegenomen. Voor de meetplek in Delft betekent dit dat er metingen moeten worden gedaan bij oostelijke tot noordoostelijke wind. Bij westelijke tot noordwestelijke wind treden er inhomogeniteiten op in verband met de nabijheid van de zee en bij zuidelijke tot zuidoostelijke winden worden inhomogeniteiten veroorzaakt door de aanwezigheid van grote agglomeraties.

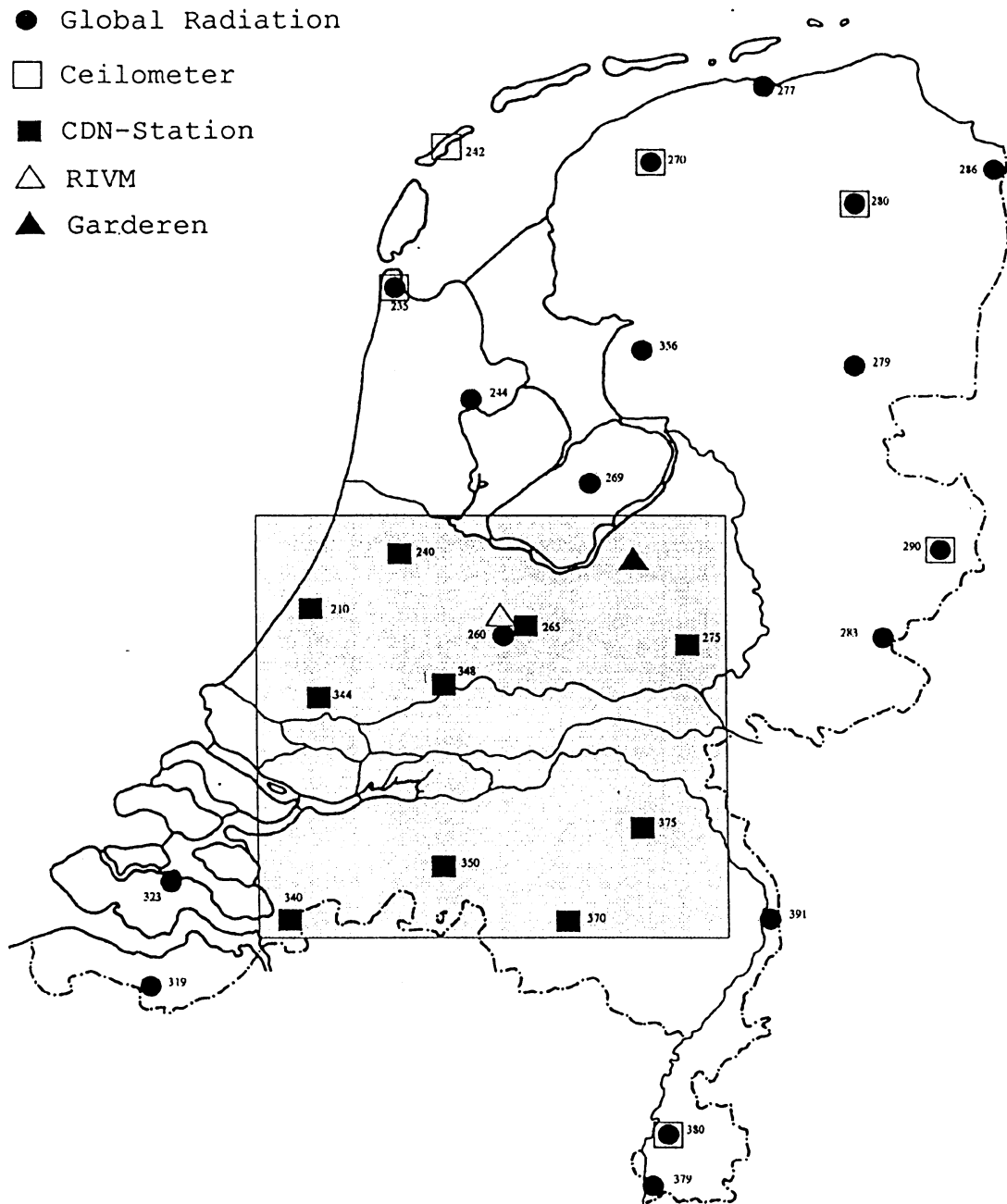
Verder is de soort bewolking afhankelijk van de doelstelling. Verder is het wenselijk dat de metingen gebeuren in een tijdsbestek (enkele uren) onder zoveel mogelijk gelijkblijvende grootschalige omstandigheden.

APPENDIX A. Lijst van afkortingen

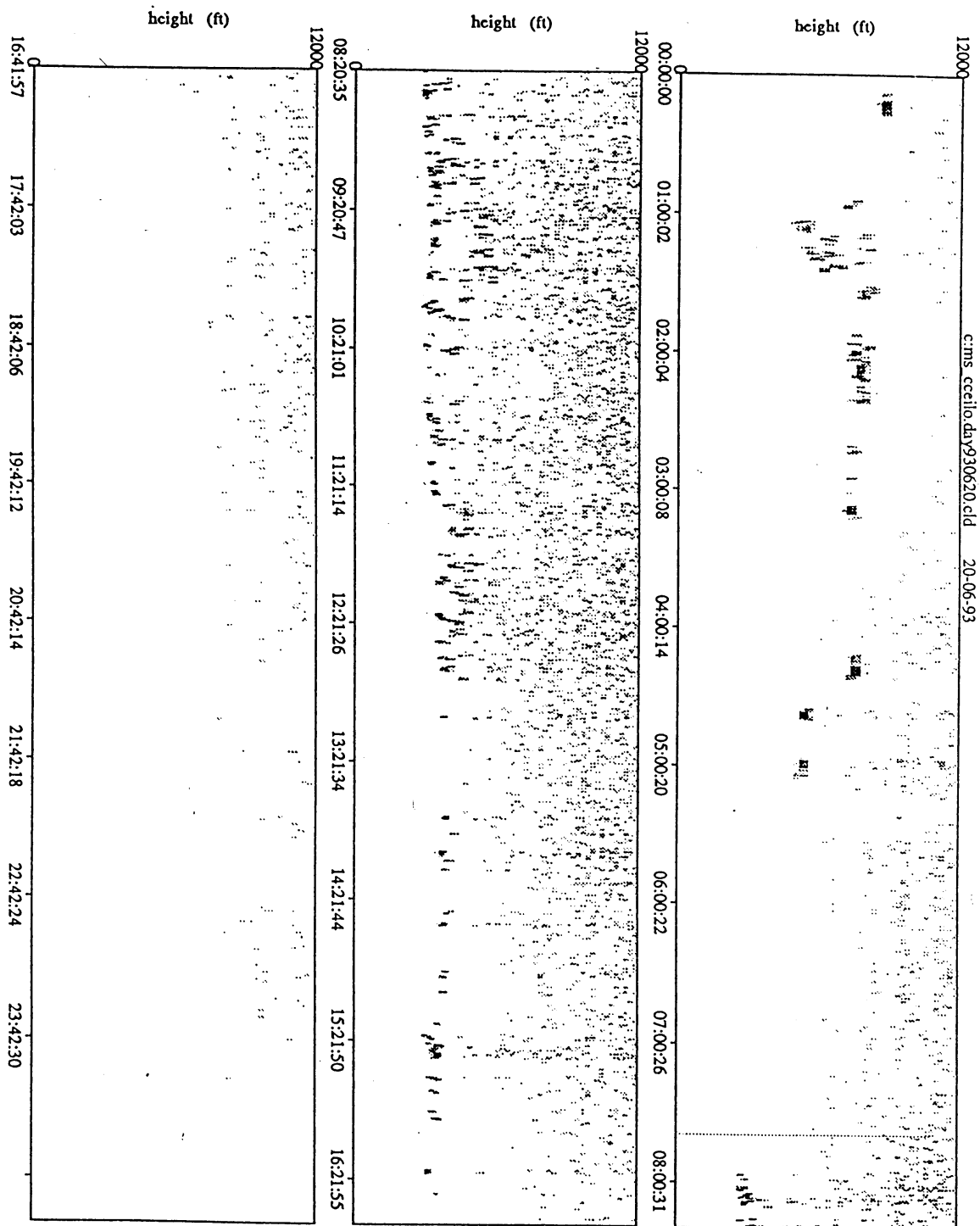
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CDN	Cloud Detection Network
DARR	Delft Atmospheric Research Radar
FM-CW	Frequency Modulated Continuous Wave
FOV	field-of-view
HIRS	High Resolution Infrared Sounder
IR	infrarood
KNMI	Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut
LIDAR	Light Detection And Ranging
LST	local solar time
LW	longwave (thermisch infrarood gebied)
METEOSAT	Meteorological Satellite
MSU	Microwave Sounding Unit
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (U.S.A.)
SODAR	SOund Detection And Ranging
SW	shortwave
UT	Universal Time (= Greenwich mean time)
TEBEX	Tropospheric Energy Budget and Water Cycle Experiment
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
TUD ET	Technische Universiteit Delft faculteit Elektrotechniek
3I	Improved Initialization Inversion (methode voor het bewerken van NOAA-TOVS data)

APPENDIX B.

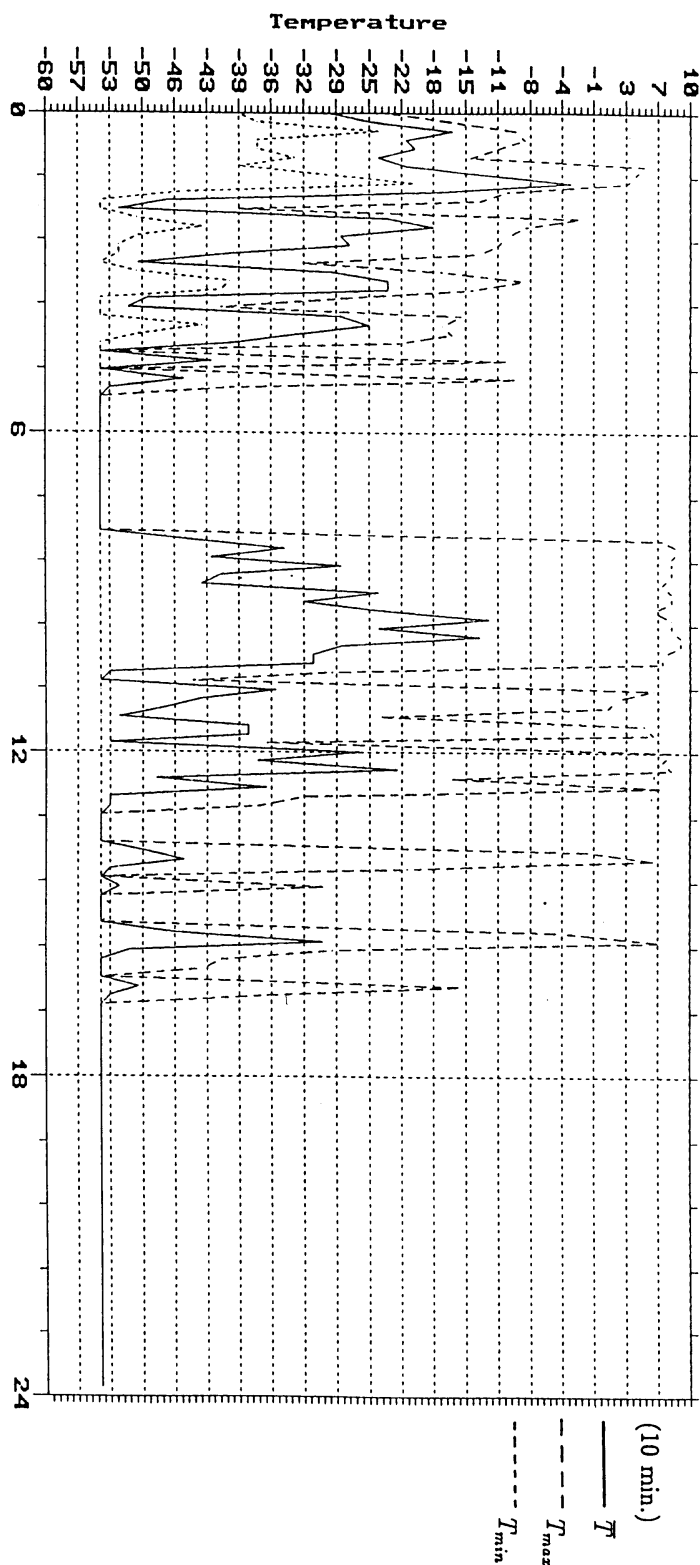
Cloud Detection Network



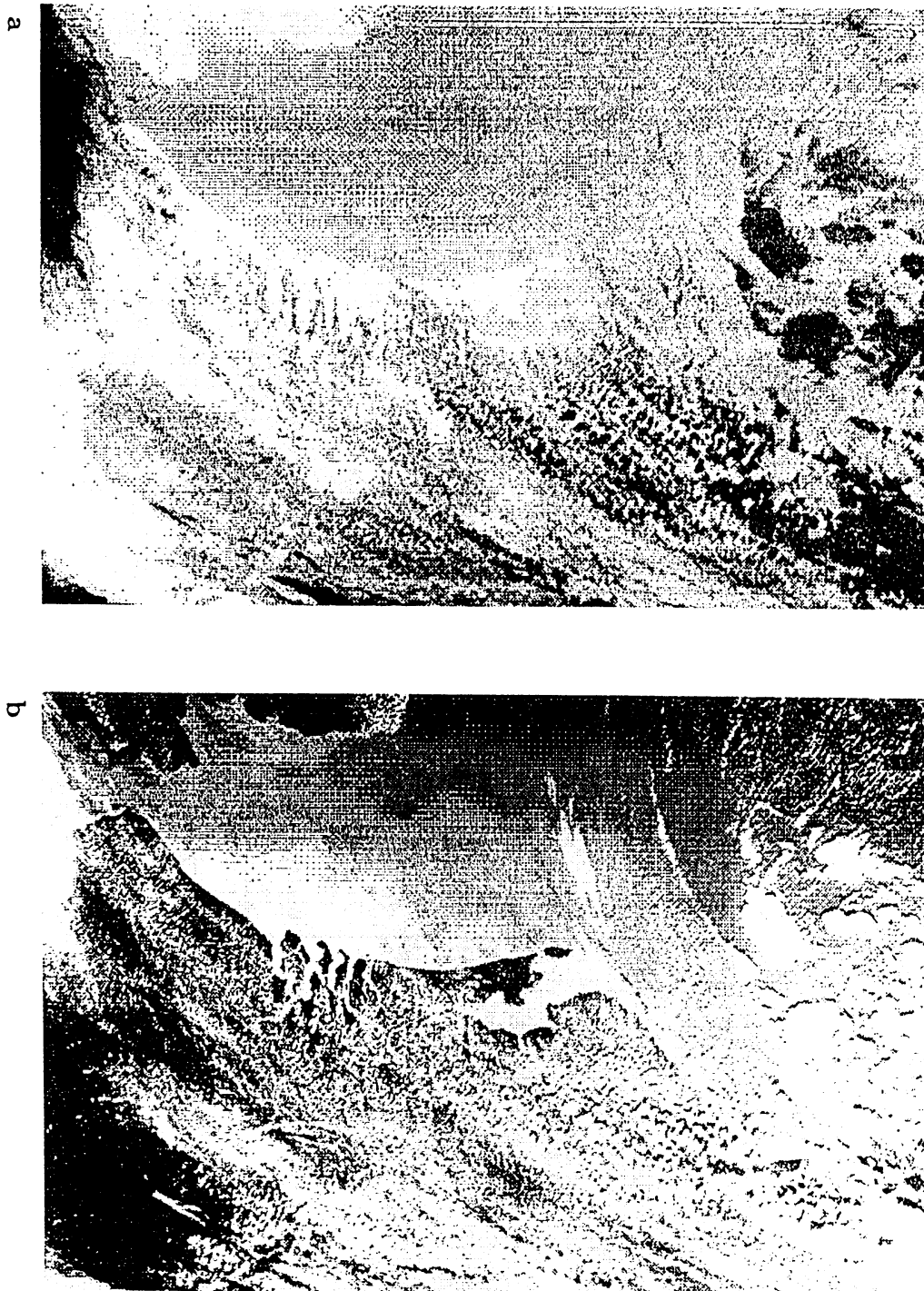
Figuur B.1. CDN gebruikt bij TEBEX wolken- en stralingsobservaties.



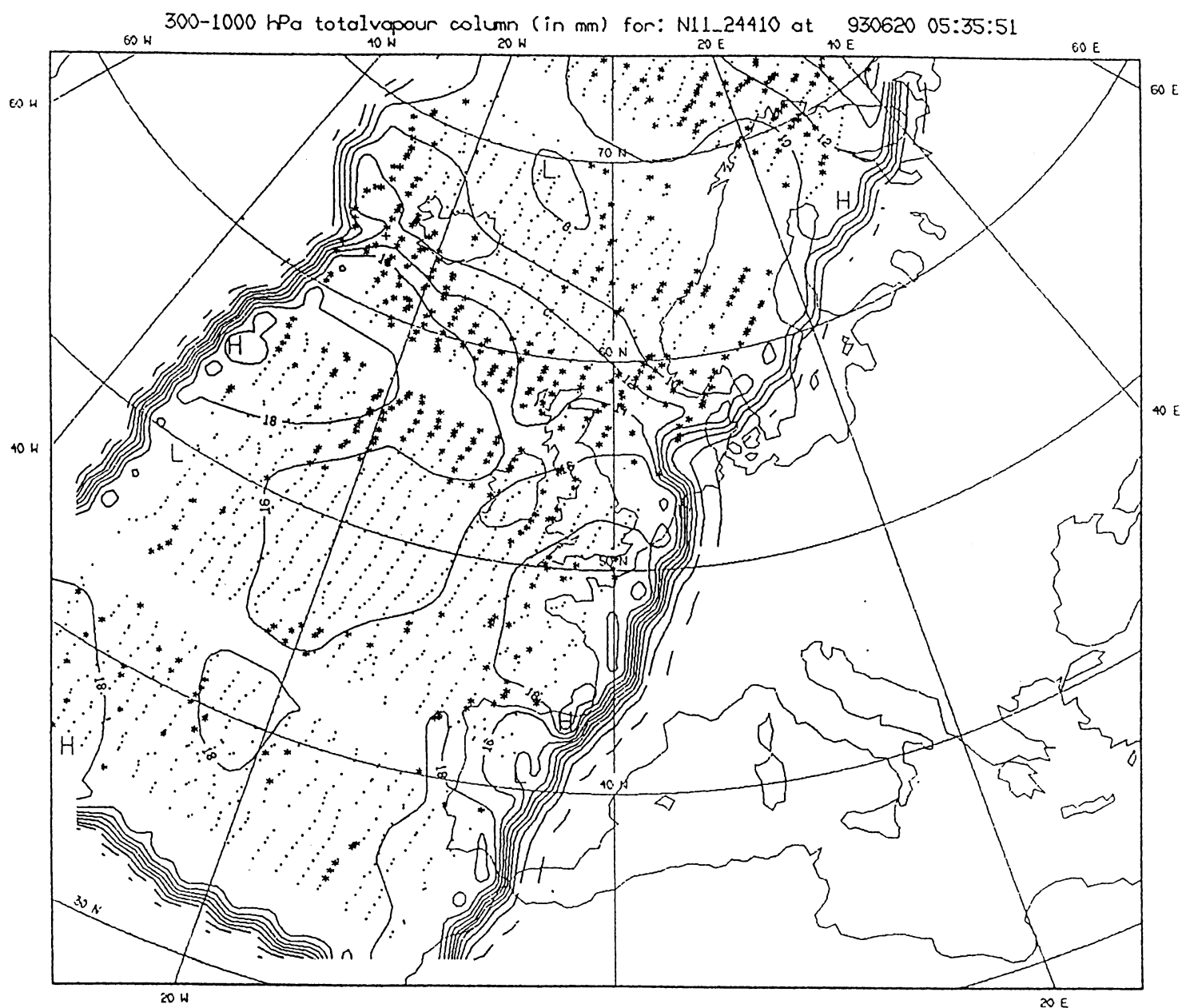
Figuur B.2. Voorbeeld van een lidar-backscatterprofiel meting als functie van de tijd (x-as, in UT) en de hoogte (y-as). Met behulp van deze data kan de wolkenbasis hoogte bepaald worden.



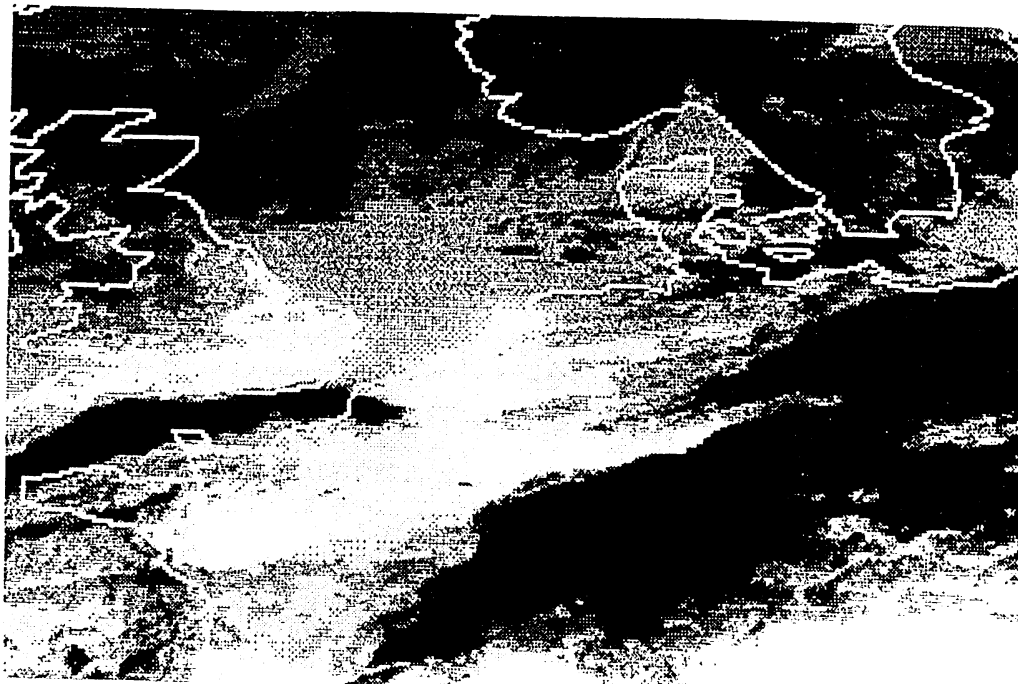
Figuur B.3. Voorbeeld van een lucht helderheidstemperatuursmeting als functie van de tijd (x-as, in UT), gemeten met een Heimann radiometer.



Figuur B.4. AVHRR foto van Nederland op 20 juni 1993 om 0827 UT genomen. (a) kanaal 4: zwart correspondeert met een temperatuur van -15°C of kouder, wit correspondeert met $+15^{\circ}\text{C}$ of warmer. (b) kanaal 1: wit correspondeert met een hoge reflectiviteit en zwart met een lage. De grijschaal is willekeurig.



Figuur B.5. Waterdamp-kolom-dichtheid verkregen door de 31 methode toegepast op TOVS stralingsdata bij een baan van NOAA-11 op 20 Juni 1993. Puntjes stellen goede data voor, sterretjes slechte.



a



b

Figuur B.6. Meteosat beeld van Noord-West Europa genomen op 20 juni 1993 om 0830 UT. (a) IR kanaal: zwart correspondeert met een temperatuur van -15°C of kouder, wit correspondeert met een temperatuur van $+15^{\circ}\text{C}$ of warmer. (b) VIS kanaal: wit correspondeert met hoge, en zwart met lage reflectiviteit. De grijschaal is willekeurig.

APPENDIX C.

Deze appendix bevat een tabel van vergelijkbare systeemparemeters van DARR, Doppler SODAR en LIDAR-ceilometer. Ook is de instelling van deze parameters gegeven.

systeemparemetere	DARR	Doppler SODAR	Lidar-ceilometer
kijk richting	recht omhoog	-15° NZ -recht omhoog -15° OW	recht omhoog
Tijdinterval voor een complete meting	3.2 sec	20 min	30 sec
centrale frequentie	3.315 GHz	1.5 kHz	329 THz tot 332 THz
maximale afstand	7680 m	525 m	4000 m
afstands resolutie	30 m	25 m	n.v.t.
sweeptijd/pulslenkte	5 msec	0.2 sec	0.4 msec
bundelbreedte	1.5°	zie kijk richting	1 - 2.5 mrad

Tabel 2. Vergeljkbare systeemparemeters

Literatuur.

- Atlas, D., 1954, " The estimation of cloud parameters by radar ", Journal of Meteorology, 11, pp 309-317
- Atlas, D., S. Bartnoff, 1953, " Cloud visibility, radar reflectivity, and drop-size distribution ", Journal of Meteorology, 10, pp 143-148
- Battan, L.J., 1973, " Radar observation of the atmosphere ", The University Press of Chicago, USA
- Beljaars, A.C.M., 1985, " Verification of Doppler Sodar measurements ", KNMI Wetenschappelijk Rapport WR 85-2, De Bilt
- Cuijpers, J.M.W, 1994, " Large-eddy simulations of cumulus convection ", Proefschrift Technische Universiteit Delft.
- Cuijpers, J.M.W, " Vergelijking van DARR Radarmetingen met een Large-eddy simulatie model", projectplan KNMI, 2-11-1993, [intern document]
- Doviak, R.J., Zrnicek, D.S., 1984, " Doppler radar and weather observations ", Academic Press, London
- Houweling, J., 1988, " Meteosat uitzendingen ", De Kunstmaan, 15, no.5, pp 2-9
- Lammeren, A.C.A.P. van, " Aanvullende metingen voor het KNMI-Cloud Detection Network (CDN) met DARR radarmetingen", projectplan KNMI, 16-8-1993, [intern document]
- Monna, W.A.A., 1990, " Meting van luchtsnelheid en temperatuur met geluid ", Nederlands Akoestisch Genootschap Journaal, pp 3-12
- Monna, W.A.A., Russchenberg, H.W.J., " DARR-94 projectplan ", projectplan KNMI / TUD, 17.2.1994, [intern document]
- Nicholls, S., M.A. LeMone, 1980, " The fair weather boundary layer in GATE: The relationship of subcloud fluxes and structure of the distribution and enhancement of cumulus clouds", J. Atmos. Sci., 37, pp 2051-2067
- Pennell, W.T., M.A. LeMone, 1974, " An experimental study of turbulence structure in the fair-weather trade wind boundary layer ", J. Atmos. Sci., 31, pp 1308-1323

- Roodenburg, J., 1988, " Inpassing van Meteosat informatie in de meteorologische besluitvorming ", KNMI Tech. Rapport TR-108, De Bilt
- Russchenberg, H.W.J, 1992, " Ground-based remote sensing of precipitation using a multi-polarized FM-CW Doppler radar ", Proefschrift Technische Universiteit Delft
- Siebesma, P.," Bepaling van Convectieve Massa Fluxen in Wolken met behulp van DARR Radarmetingen", projectplan KNMI, 2-11-93, [intern document]
- Stammes, P.," Validatie van satellietmetingen van de waterinhoud van wolken met behulp van DARR radarmetingen, projectplan KNMI, versie 2, 2-11-1993, [intern document]
- Stammes, P., A.C.A.P. van Lammeren, G.J. Prangma, A. Feijt, 1994, " TEBEX observations of clouds and radiation - potential and limitations", KNMI Tech. Report TR-162, De Bilt
- Steenhuisen, A., 1990, " Meteorologie voor de kleine luchtvaart ", Sdu 's-Gravenhage
- Vliet, J.G. van der, 1993, " Meteorologische Instrumenten ", KNMI Module A11, De Bilt, [intern document]