

**KONINKLIJK NEDERLANDS  
METEOROLOGISCH INSTITUUT**

TECHNISCHE RAPPORTEN

T.R. - 20

Verslag van voordrachten gehouden op het  
synoptisch symposium te De Bilt, november 1981  
gepresenteerd door

H.A.F.M. Otten, H.R.A. Wessels,  
P.W. Rosier en R.A.A.M. Ivens

De Bilt, 1982

Publikatienummer: K.N.M.I. T.R. 20 (CWD)

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut,  
Centrale Weerdienst,  
Postbus 201,  
3730 AE De Bilt,  
Nederland.

U.D.C. Zie artikelen afzonderlijk.

Voordrachten, gehouden op het synoptisch symposium te De Bilt  
op 18 en 15 november 1981.

- I. H.A.F.M. Otten: Nieuw gereedschap voor korte termijnverwachtingen.
- II. H.R.A. Wessels: Radar en korte termijnverwachtingen.
- III. P.W. Rosier: Toepassingen van het trajectoriën model.
- IV. R.A.A.M. Ivens: Berekening van neerslagsoorten rond 0°C.

## I. NIEUW GEREEDSCHAP VOOR KORTE TERMIJN VERWACHTINGEN.

Ir. H.A.F.M. Otten

U.D.C.: 551.509.31 : 551.509.326

### 1. Inleiding.

Minicomputers en grafische beeldschermen zullen voor een belangrijk deel het gezicht van de weerdiensten van de toekomst bepalen. Met de minicomputers is een snelle gegevensverwerking mogelijk terwijl afgeleide velden als b.v. convergentie, vorticeiteit en deformatie snel berekend kunnen worden. De grafische beeldschermen maken het mogelijk om veel kaarten in een kort tijdbestek aan de meteoroloog aan te bieden zonder dat dit gelijk tot een papierwinkel leidt. Van een aantal analysemethoden werd in de vijftiger jaren al bewezen dat ze erg nuttig zijn bij het opstellen van verwachtingen maar ze waren te tijdrovend om uit te voeren.

Een voorbeeld is een isentrope analyse.

Met de nieuwe technieken kan dit soort analyses in minder dan een minuut gemaakt worden.

In het symposium kwamen enkele van de mogelijkheden aan de orde.

### 2. Isentrope analyse met gebruikmaking van relatieve winden.

Met een isentrope analyse waarin winden relatief t.o.v. een ontwikkelde depressie worden gebruikt is het mogelijk om een goede indruk van de driedimensionale structuur van zo'n systeem te krijgen.

Bij een isentrope analyse wordt de potentiële temperatuur gebruikt.

Zowel  $\theta$  als  $\theta_w$  zijn mogelijk.

$$\theta \text{ is gedefinieerd als } \theta = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{R/C_p}$$

In een tempdiagram wordt  $\theta$  gevonden door van een punt in de temperatuur curve langs een droogadiabaat naar het 1000 mbar vlak te gaan.

In figuur 1 zijn de temperatuur- en dauwpuntscures van twee mogelijke ballonoplatingen getekend; een van een zuidelijk en een van een noordelijker gelegen station.

In de warme zuidelijke temp wordt op het 800 mbar vlak een  $\theta$  van  $28^{\circ}\text{C}$  gevonden, in de koude temp pas op een hoogte van 480 mbar.

Als een luchtpakketje van zuid naar noord zou bewegen met behoud van  $\theta$  zou een pakketje dat vanuit de warme temp of 800 mbar vertrekt in de koude temp op 480 mbar aan moeten komen.

In het algemeen, omdat koudere lucht op het noordelijk halfrond in het noorden gevonden wordt zal een pakketje bij het naar het noorden trekken stijgen en dus vochtiger worden.

Onderweg zou condensatie op kunnen treden waarna een natadiabaat gevolgd wordt. Het pakketje komt in de koude temp dan nog hoger uit.

Dit beeld van zuidelijke luchtstromingen die vochtiger worden en noordelijke luchtstromingen die droger worden kan natuurlijk door allerlei andere factoren zoals grootschalige verticale bewegingen verstoord worden anders zou het bij een zuidenwind bijna nooit zonnig kunnen zijn. (In de winter gaat dat erg goed over!).

Voor droogadiabatische processen geldt:

$$\frac{d\theta}{dt} = 0$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial\theta}{\partial t} + V \cdot \nabla\theta + \omega_{\theta} \frac{\partial\theta}{\partial p}$$

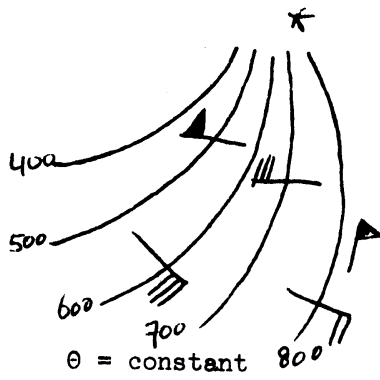
Stel dat een systeem met een bepaalde snelheid  $C_x$  in de  $x$  richting trekt.

$$\frac{\partial}{\partial t} = -C_x \frac{\partial}{\partial x} \quad \frac{\partial\theta}{\partial t} = -C_x \frac{\partial\theta}{\partial x}$$

Dit leidt tot:  $\omega_{\theta} = -\frac{V_R \cdot \nabla\theta}{s}$  met  $V_R = V - C$  de snelheid van de deeltjes t.o.v. het systeem en  $s = \frac{\partial\theta}{\partial p}$  de stabiliteit.

$$\left. \frac{\partial p}{\partial s} \right|_{\theta} = \left. \frac{\partial\theta}{\partial s} \right|_p - \left. \frac{\partial p}{\partial\theta} \right|_s = \left. \frac{\partial\theta}{\partial s} \right|_s$$

met isobaren op een  $\theta = \text{constant}$  oppervlak:  $\omega = -V_R \cdot \nabla P_{\theta}$ .



P in mbar

$V_R$  geplot

Figuur 2

In nevenstaand voorbeeld zijn er Bij \* dicht op elkaar gepakte  $P_\theta$  lijnen die direkt analoog zijn met dicht op elkaar gepakte  $\theta$  (of T) lijnen er zit daar dus een front.

De relatieve winden naar de hogere drukken wijzen op dalende luchtbewegingen en die naar de lagere drukken op stijgende.

We moeten er bij dit soort plaatjes dus vanaf om aan een wind evenwijdig aan de isobaren te denken.

Door dit soort kaarten te plotten kunnen de verschillende stromingen in een depressie teruggevonden worden zoals in figuur 3 is uitgebeeld.

Daarin is A de warme conveyorbelt, de stroom warme en vochtige lucht, bij ons vaak uit de oceaan bij Portugal of de Azoren afkomstig, die aanleiding geeft tot grote regenhoeveelheden.

B2 is een droge, eerst dalende luchtstroom waarvan meestal één tak weer in de stijgbeweging opgenomen wordt en bij J2 samenkomt met de warme conveyorbelt en daar een straalstroom vormt.

C is een brede stroming die onder de warme conveyorbelt doorgaat. Lucht uit het zuiden zal daarbij meer opstijgen dan lucht die er wat noordelijker inkomt.

De stroming wordt tegenwoordig wel de koude conveyorbelt genoemd en vormt het grensvlak tussen de warme lucht uit het zuiden en de koele lucht aan de voorzijde van de depressie.

D is een stroming in de grenslaag veroorzaakt door het lagedrukgebied en leidt door de cyclonaliteit tot vorming van lage stratus.

Op satellietfoto's zijn vooral met laagstaande zon de verschillende wolkenlagen goed zichtbaar. Een dwarsdoorsnede door stratus, koude conveyorbelt en warme conveyorbelt zou er uit kunnen zien als in figuur 4.

In figuur 5 is een met de minicomputer gemaakte  $\theta$  analyse opgenomen van 18 feb. 1979. (Met een programmatuur die hiervoor op het KNMI al aanwezig is kan een dergelijke analyse ook voor  $\theta_w$  vlakken gemaakt worden. De gradienten zijn daar meestal veel scherper dan op  $\theta$  vlakken).

De ontwikkelende depressie hier gaf een dag later in Nieuw Engeland een

grote hoeveelheid sneeuw. Dit geval is nu bekend als de "Presidents Day Snowstorm" en uitgebreid onderzocht. Zie b.v. Bosart (1). Voor een uitvoeriger beschrijving van de stromingen door een ontwikkelende depressie kunt U terecht bij Carlson (2).

Literatuur:

1. Bosart The Presidents' Day Snowstorm of 18-19 February 1979: A Subsynoptic-Scale Event MWR July 1981 Vol. 109, 1542-1566.
2. Carlson Airflow through Midlatitude Cyclones and the Comma Cloud Pattern MWR Vol. 108, 1498-1509.

3. De vorming van grote onweerscomplexen.

Van maart tot september ontstaan er in vooral het midden van de Verenigde Staten veelvuldig grote onweerscomplexen die indien ze aan bepaalde voorwaarden voldoen Mesoscale Convective Complexes (MCC's) worden genoemd. De karakteristieken naar Maddox (1) zijn:

- Omvang : A - Wolkendek met een infrarood temperatuur van  $< - 32^{\circ}\text{C}$  moet minstens  $100.000 \text{ km}^2$  groot zijn.  
B - Daarbinnen moet een gebied zijn met een infrarood temperatuur  $< - 52^{\circ}\text{C}$  en een oppervlakte van  $> 50.000 \text{ km}^2$ .
- Begin : Als aan A en B voldaan is.
- Duur : Aan A en B moet minstens 6 uur lang voldaan worden.
- Maximum Omvang : Wanneer A het grootst is.
- Vorm :  $\frac{\text{kleinste as}}{\text{grootste as}} > 0.7$  op moment van maximum omvang.
- Einde : Wanneer aan A en B niet langer voldaan is.

Bij de bestudering van een groot aantal gevallen bleek, dat MCC's vooral in de avond en in het begin van de nacht ontstonden. Ze bereikten dan de maximum omvang aan het eind van de nacht om na zonsopgang weer spoedig te verdwijnen. Ook bleek dat een voorkeursgebied voor het ontstaan van deze complexen een gebied met een grote  $\Theta_w$  gradient is waarbij tevens instroming vanuit de warme lucht plaatsheeft. Niet de grondwinden bleken daarbij bepalend voor het ontstaan maar de winden op 850 - 700 mbar.

De verwachtingsmethode die ontwikkeld is wordt met een PDP 11/34 computer en grafisch beeldscherm uitgevoerd.

Er wordt een analyse gemaakt van de advektie van  $\Theta_w$  (aan het aardoppervlak) met het gemiddelde van de 850 en 700 mbar wind.

De gegevens die hier gebruikt worden zijn die van 03Z voor de grond en van 00 voor de bovenlucht (Begin avond VS).

In gebieden waar langs het front de advektie  $> 12$  K/dag is mag de ontwikkeling van een groot onweerscomplex verwacht worden waarbij nog een aantal regels in acht moet worden genomen (zie figuur 6).

Door een student meteoroloog werden 43 verwachtingen voor 13 nachten gemaakt in een real-time simulatie.

Langs de fronten (gebieden met grote  $\Theta_w$  gradient) werden gebiedjes van 2 bij 2 breedte graden uitgezet waarna gekeken werd of in die gebieden aan de eerder genoemde voorwaarden voldaan werd.

De gebieden werden met de 700 mbar stroming geadvekteerd om de plaats om 12Z te vinden.

Een ja verwachting werd goed gerekend als in het geadvekteerde gebied buientoppen boven de 45000 voet bij een IR temperatuur van  $< - 56^{\circ}\text{C}$  voorkwamen.

Uit de contingentietabel in figuur 7 (links) blijkt dat in 79% van de gevallen een juiste verwachting gemaakt wordt maar dat er een vrij groot aantal wel verwacht niet opgetreden gevallen is. Deze bleken voornamelijk aan een verkeerde sturing te wijten.

Bij een verbeterde sturing gaat het aantal juiste verwachtingen omhoog tot 86%.

In de figuren 8 t/m 11 een voorbeeld van de verwachtingstechniek. De 0030Z foto toont weinig activiteit boven Illinois. In figuur 9 blijkt er een goede  $\Theta_w$  gradient te zijn en een sterke advektie (figuur 10). In figuur 11 blijkt uit de 0900Z foto dat er inderdaad een MCC ontstaan is die door de sturende stroming naar het grensgebied tussen Indiana en Illinois is getransporteerd.

In Nederland komen MCC's (bijna) niet voor maar de gebruikte instromingsmethode kan hier waarschijnlijk wel gebruikt worden om de activering van warmtefronten te berekenen.

Omdat vooral grondgegevens gebruikt worden kan dit ieder uur gedaan worden waarbij het misschien mogelijk is regenintensiteiten nauwkeurig te verwachten. Een combinatie met de methodieken van Ruud Ivens (zie dit technisch verslag) zou dan tot een betere sneeuwverwachting kunnen leiden.



Literatuur MCC's:

Maddox, R.A. Mesoscale convective complexes. Bull.Am.Meteor.Soc.,  
Vol.61, 1980, p.1374-1387.

Otten, H.A.F.M. A nowcasting technique for a certain class of mesoscale  
convective complex (To be submitted to the 9th conference  
on weather forecasting and analysis, June 1982, Seattle, WA).

KON. NED. MET. INSTITUUT  
 $\theta_{sp}$  DIAGRAM

C

II/iii

Datum

GGgg

/ /

/ / '5

/

/ / '5

Z

TgTg

Par:

20

25

30

100

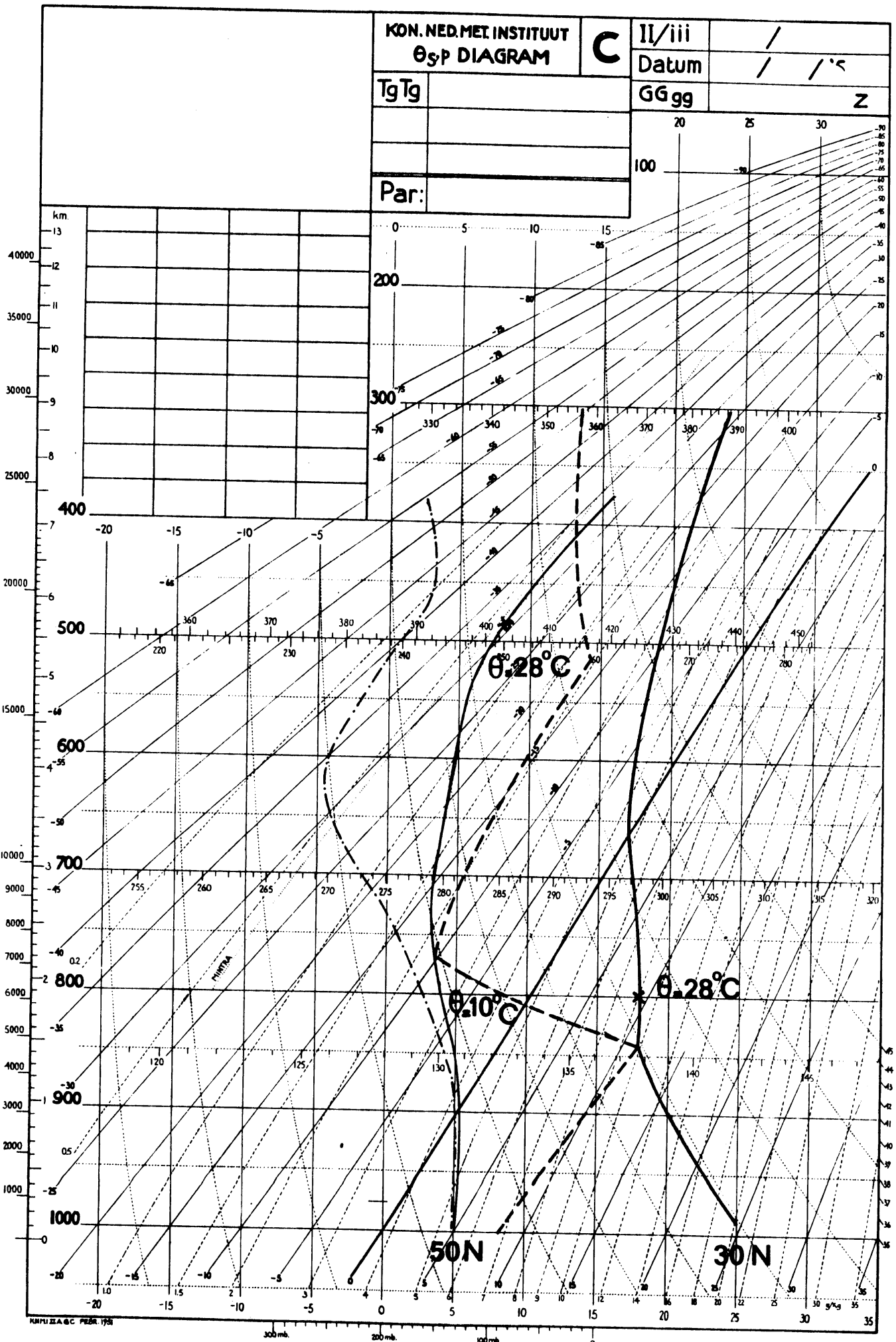


Fig. 1

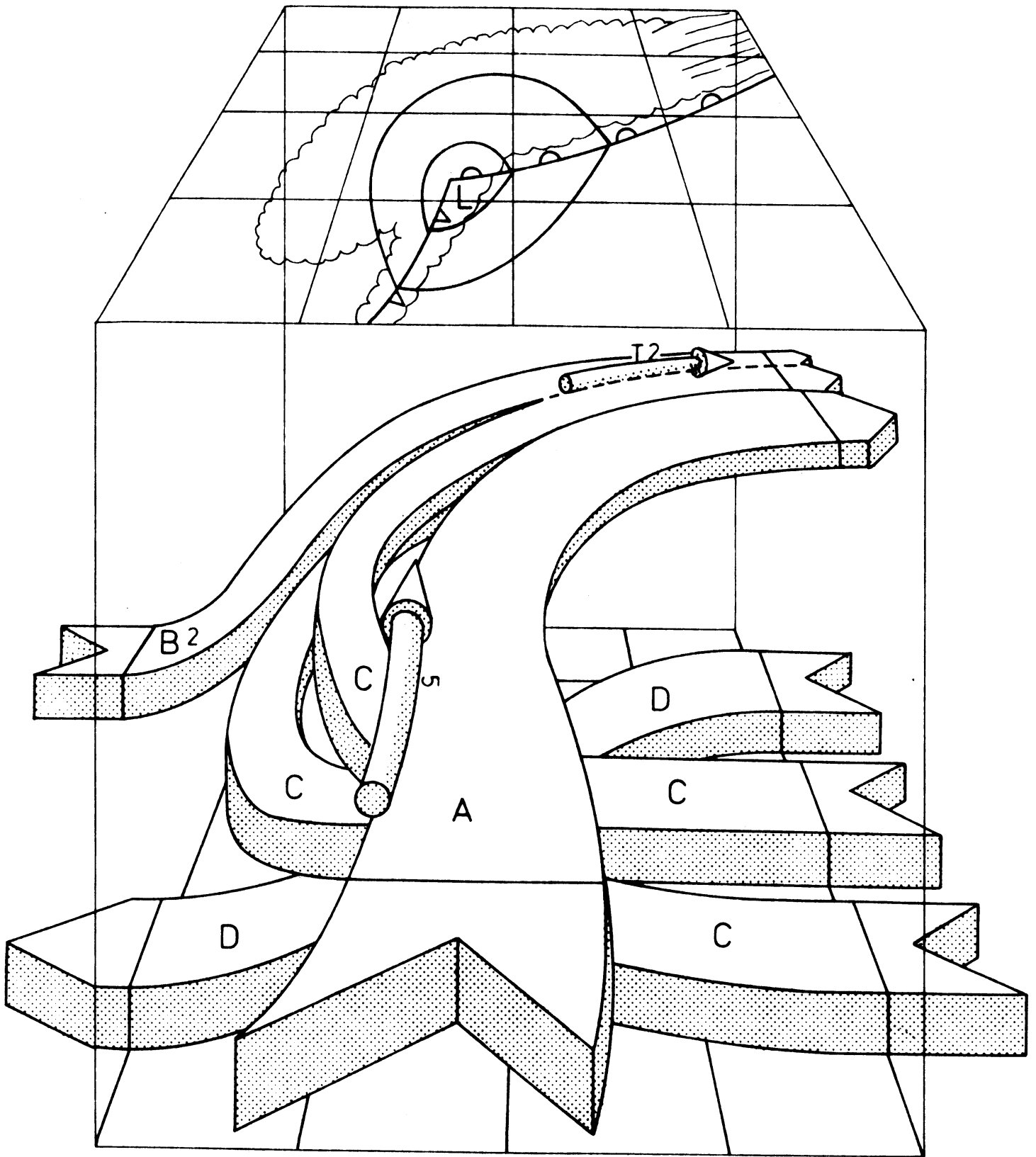


Fig. 3

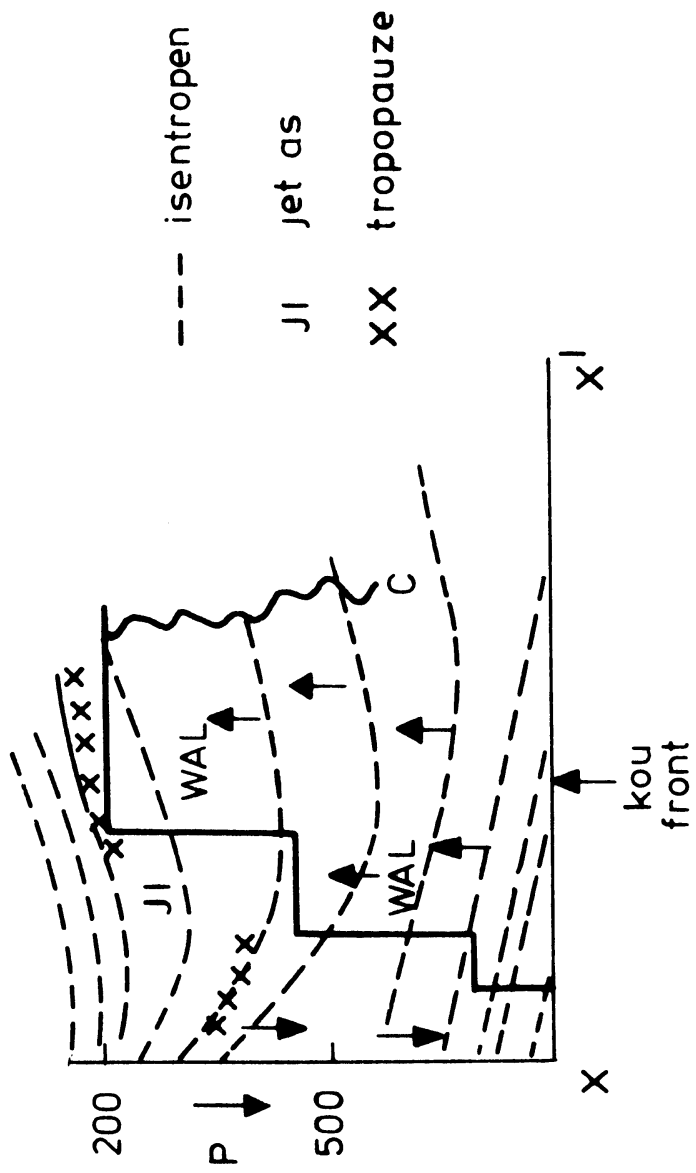


Fig. 4

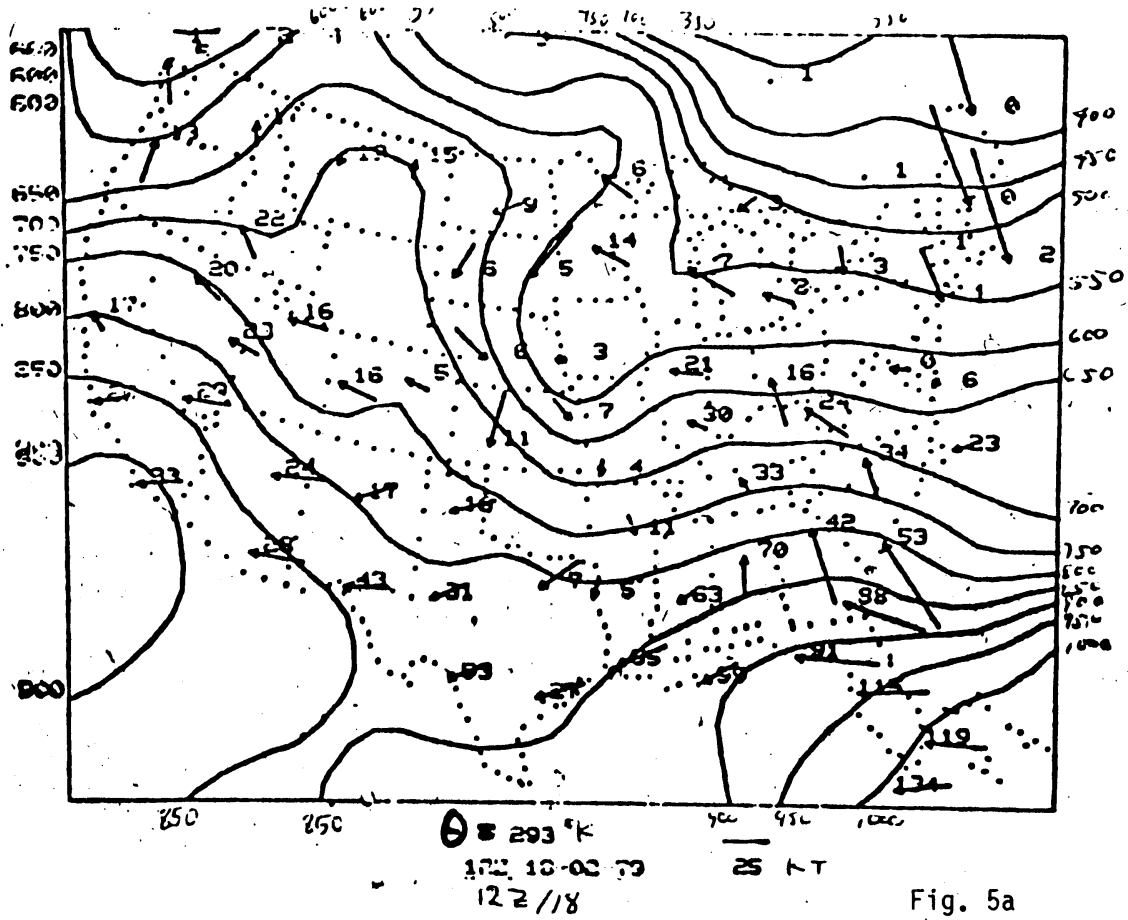


Fig. 5a

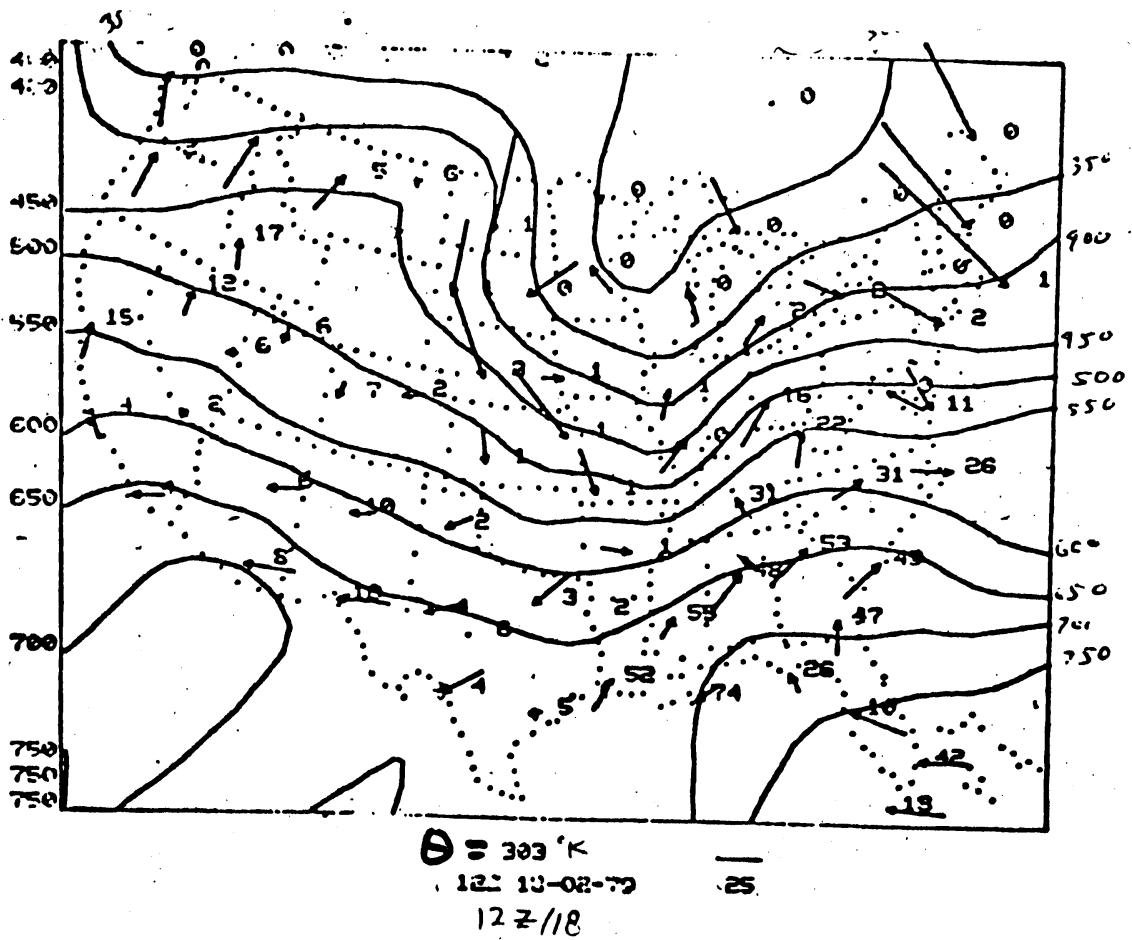
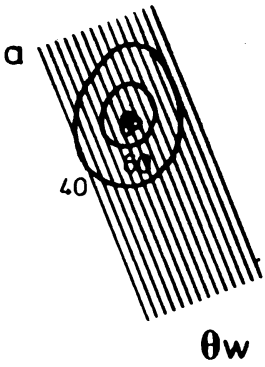
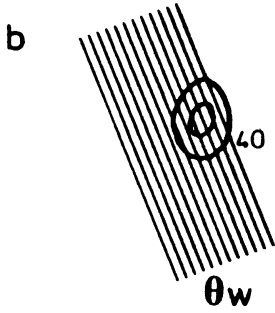


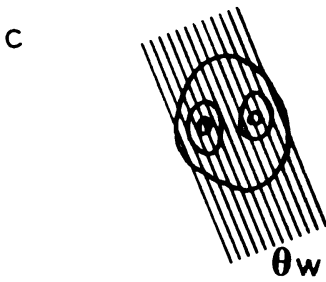
Fig. 5b



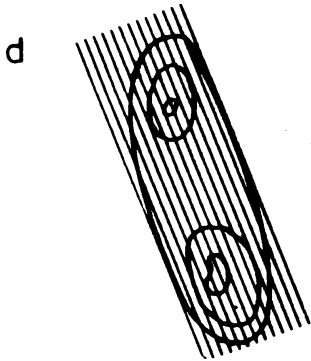
Verwacht de ontwikkeling van een MCC.



Verwacht geen ontwikkeling als bullseye meer dan 7 graden van warme sektor naar koude kant ligt.



Verwacht alleen de bullseye die zich het dichtst bij de warme sektor vindt te ontwikkelen.



Verwacht de ontwikkeling van 2 systemen.

Fig. 6

## CONTINGENCY TABLES

### STRICT 700 MB STEERING

		FORECAST	
		Y	N
OBSERVED	Y	9	2
	N	7	25

PERCENT CORRECT = .79  
 THREAT SCORE = .50  
 HEIDKE SKILL SCORE = .52

### ADJUSTED 700-500 MB STEERING

		FORECAST	
		Y	N
OBSERVED	Y	12	2
	N	4	25

PERCENT CORRECT = .86  
 THREAT SCORE = .67  
 HEIDKE SKILL SCORE = .70

Fig. 7

0030 08SE80 32E-2MB U1052 17322 UBS

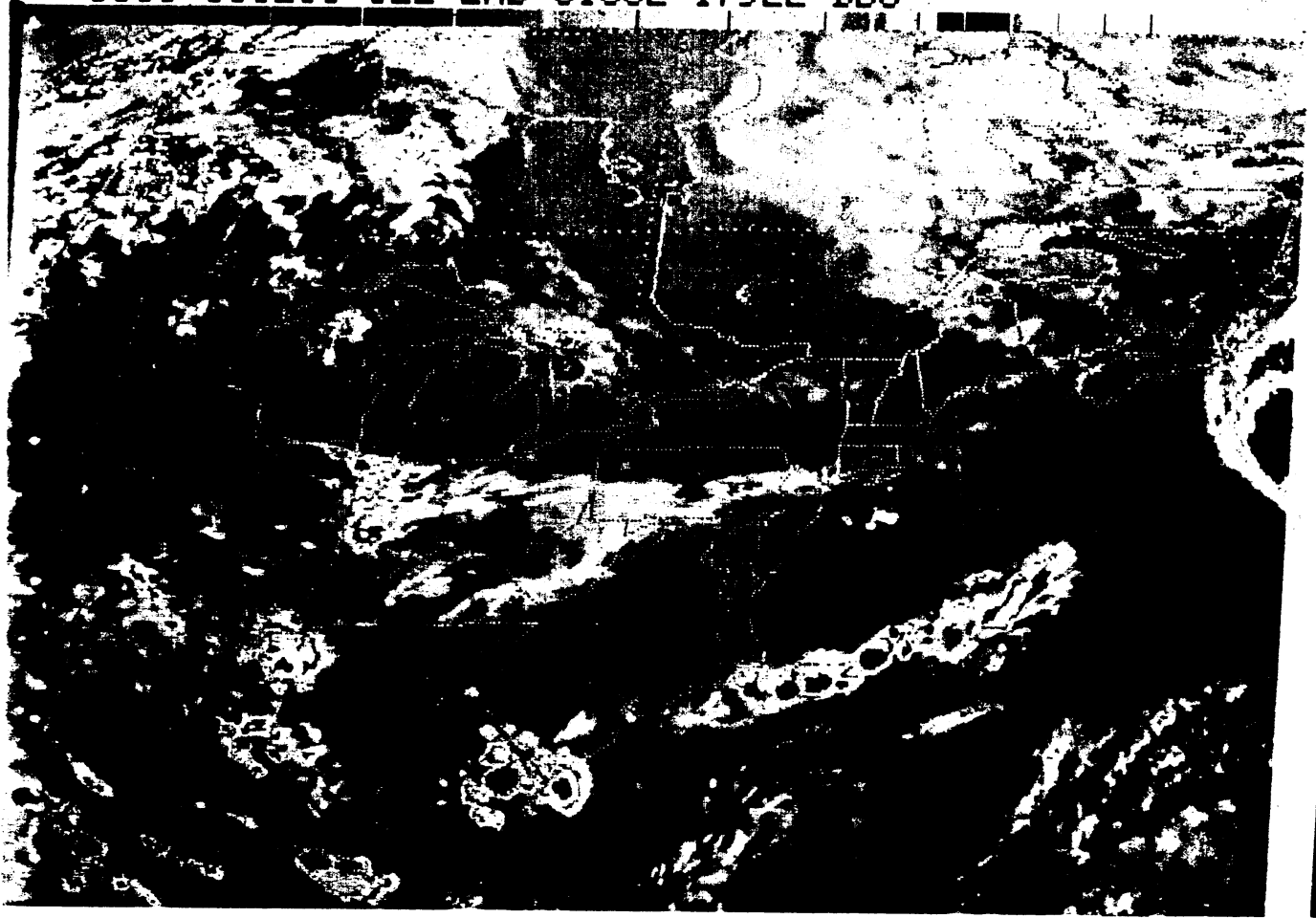


Fig. 8

0900 08SE80 32E-2MB U0972 18272 UBS

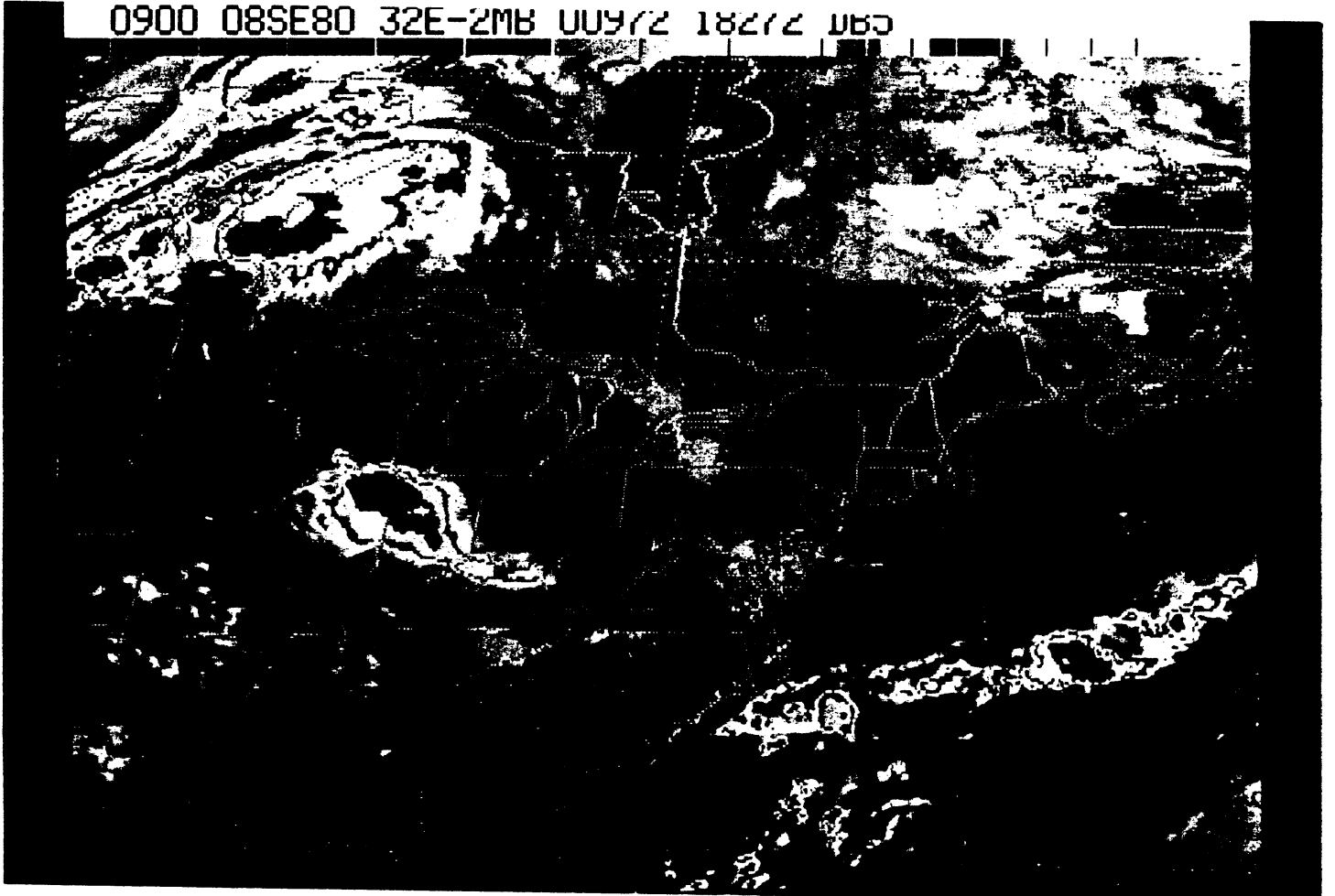
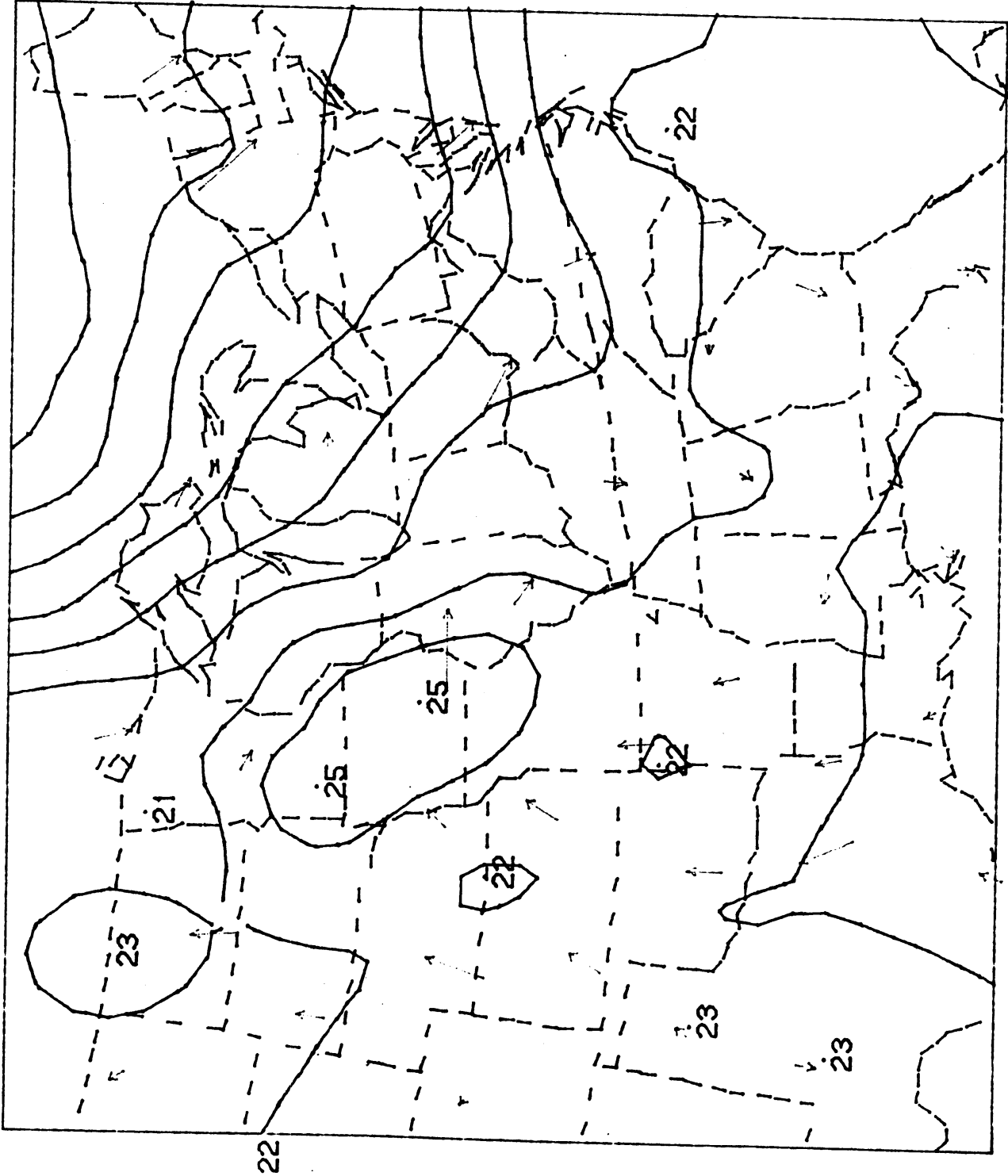


Fig. 11



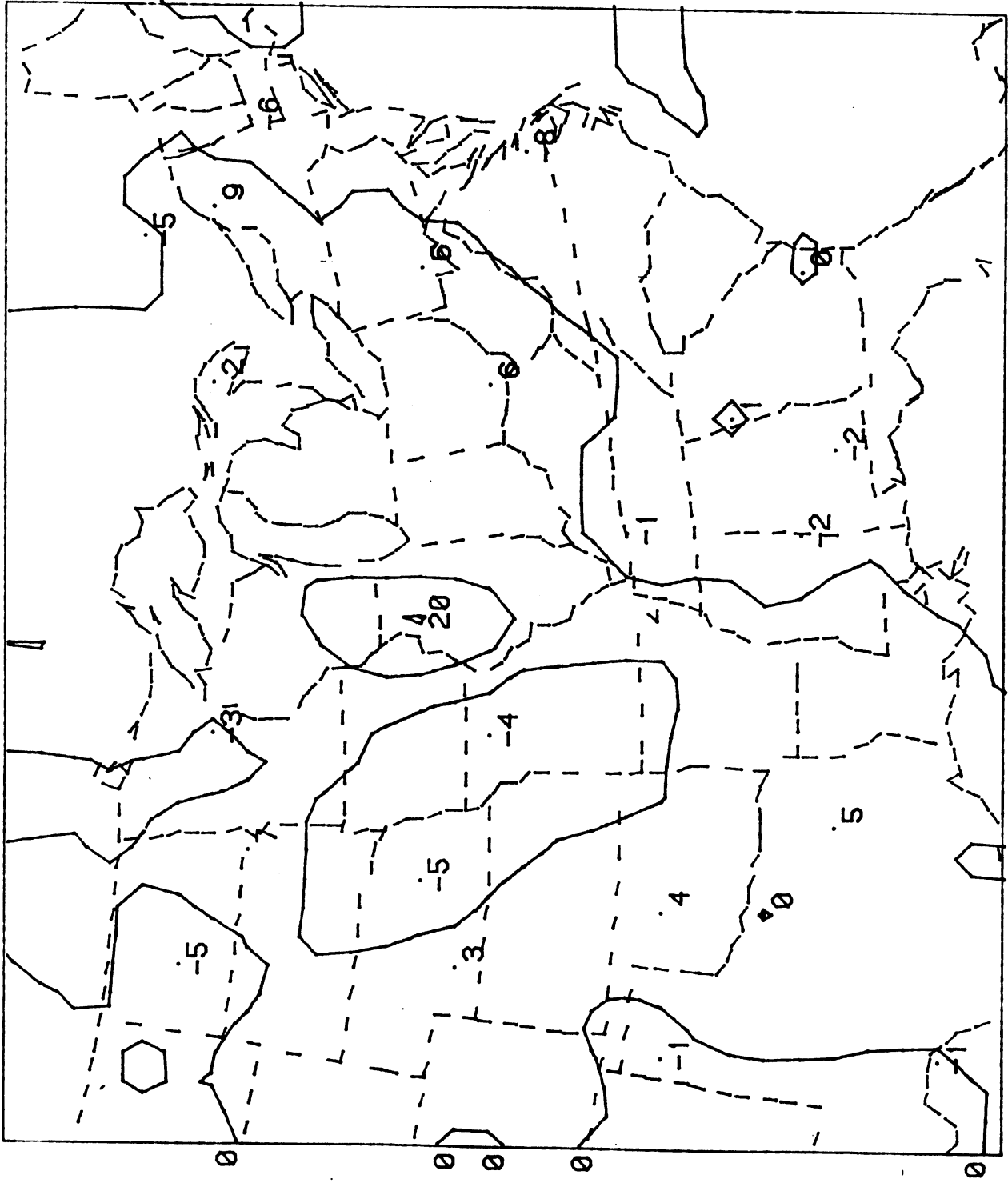


SFC. THW

ØZ 8- 9-80

25

Fig. 9



AVG ADV  
ØZ 8- 9-80

Fig. 10

## II. RADAR EN KORTE-TERMIJN-VERWACHTINGEN.

H.R.A. Wessels

U.D.C.: 551.501.81

### 1. Inleiding.

Het in de titel genoemde onderwerp wordt hier slechts ten dele behandeld. Achtereenvolgens komt aan de orde, hoe met behulp van radar de gewenste gegevens verkregen worden, hoe de grote informatiestroom te verwerken is, hoe verwachtingen worden opgesteld en welke resultaten ze hebben. Niet aan de orde komt de vormgeving van de verwachting en de belangrijke vraag hoe de informatie aan de gebruiker kan worden doorgegeven.

### 2. Waarnemen met radar.

Het met radar waargenomen verschijnsel "neerslag" is zeer relevant, zowel voor de gebruiker als voor de atmosferische processen. Uit het gedrag van buien en hun verplaatsing kan men voorts gegevens over het evenzeer relevante "windveld" afleiden.

Als waarnemingsmiddel voor korte-termijn-verwachtingen vormen satellieten tegenwoordig een geduchte concurrent, vooral omdat het waargenomen gebied veel minder beperkt is. Toch wint radar nog wat betreft kwantitatieve nauwkeurigheid, scheidend vermogen en hoge waarnemingsfrequentie. Satellietmetingen zijn meestal indirect: de neerslagintensiteit aan de grond wordt bijvoorbeeld afgeleid uit de temperatuur van de wolkenlaag. Dat is een vrij ruwe methode. Er zijn overigens al microgolf-satellieten die rechtstreeks neerslag detecteren. Bij de keuze van het type radar moet uiteraard op het doel van de waarnemingen gelet worden. Thans wordt in Nederland weerradar toegepast voor korte-termijn-verwachtingen en wel routinematig op de vliegvelden en ad-hoc door diverse meteo-diensten (i.h.a. telefonisch). Zowel voor luchtverkeersgeleiding als voor het beoordelen van de ontwikkeling van de convectie, is daarbij de meting van echo-hoogten van belang.

Voorts worden achteraf inlichtingen uit radarkaarten verstrekt door de klimatologische dienst. Al deze toepassingen betreffen puntwaarnemingen of puntverwachtingen. De in de omringende landen zo belangrijke hydrologische toepassing speelt in ons land nauwelijks een rol.

Dit kan komen omdat in ons vlakke land het plaatsen van representatieve regenmeters goed mogelijk is. Bovendien is hier het snel stijgen van de waterstand van beken zeldzaam. Vervanging van het regenmeternet door radar zou het opstellen van 1 of 2 extra radars vergen en dan nog onnauwkeurig zijn.

### 3. Technische eisen.

We willen met radar meten: de plaats en omvang van de neerslag, de hoogte en de intensiteit van de buien en hun treksnelheid. Daarnaast is ook de soort van de neerslag (regen, sneeuw, hagel) van belang. Tenslotte kan ook het optreden van bepaalde patronen (bijv. haakvormig, lijnvormig, spiraalarmen) interessant zijn en kan het signaal (Doppler) snelheidsinformatie bevatten of een voorkeurspolarisatie-richting hebben. De gewenste gegevens stellen eisen aan de gevoeligheid (bereik), de nauwkeurigheid van azimuth, range en elevatie (te controleren met gronddoelen resp. de zon) en het scheidend vermogen (bundelbreedte, pulslengte). Voorts moet de gevoeligheid constant zijn en moeten de beelden snel ververst kunnen worden. Veel van deze eisen hangen samen met de vergelijkingen (1)-(3) voor het ontvangen vermogen  $\bar{P}$ :

$$\bar{P} = \text{const.} \cdot \frac{P_t h d^2}{\lambda^4} \cdot \frac{200 R}{r^2} \cdot F(\theta, r) > P_{\text{min}} \quad (1)$$

$$\text{de bundelbreedte } \theta(\text{graden}) = 70 \frac{\lambda}{d} \quad (2)$$

en de demping in neerslag:

$$\text{(heen en terug) dB/km} = \begin{cases} 0,0006 R & \text{voor } \lambda = 10 \text{ cm} \\ 0,0050 R^{1,18} & \text{voor } \lambda = 5,5 \text{ cm} \\ 0,0150 R^{1,3} & \text{voor } \lambda = 3,2 \text{ cm} \end{cases} \quad (3)$$

waarin  $P_t$  het uitgezonden piekvermogen,  $h$  de pulslengte,  $d$  de antennediameter,  $\lambda$  de golflengte,  $r$  de afstand en  $R$  de regenintensiteit (mm/hr) is. De functie  $F$  geeft de vulling van de bundel aan.  $F$  is kleiner dan 1 als een deel van de bundel buiten de bui blijft.

De keuze van de golflengte is een compromis tussen (1) en (3). Voor korte golflengte is weliswaar het terugontvangen vermogen groot, maar ook de demping van het signaal in uitgebreide neerslaggebieden. Is bijvoorbeeld de neerslagintensiteit over 20 km gelijk aan 30 mm/hr dan is voor  $\lambda = 10, 5,5$  resp. 3,2 cm de demping 0,4, 5,5 resp. 25 dB. De laatste waarde is eigenlijk ontoelaatbaar hoog. In Nederlandse omstandigheden is daarom 5,5 cm optimaal. De keuze van de bundelbreedte wordt dan bepaald door de antenne-diameter en volgt uit de wensen voor wat betreft scheidend vermogen en vullingsfactor F. Vooral mechanische beperkingen spelen dan een rol: een grote antenne kan zeer kostbaar zijn. Om bij 5,5 cm golflengte een bundel van  $1^\circ$  te krijgen moet de antennediameter 3,9 m bedragen.

#### 4. Bereik van de waarneming.

De gevoeligheid (vgl. 1) vormt nauwelijks een beperking voor het waarnemingsbereik. Ook de demping (vgl. 3) valt i.h.a. mee. Een typische 5,5 cm radar kan in een continu neerslaggebied van 3 mm/hr nog tot 160 km "kijken". Bij 1 mm/hr is dit zelfs 310 km.

De belangrijkste beperking voor het bereik vormt dan eventueel een slechte opstelling (afschermende objecten boven de radarhorizon) en vooral de aardkromming. In fig. 3 kan de radar niet beneden  $0^\circ$  à  $-0,1^\circ$  elevatie waarnemen. Buien lager dan 3 km zijn dan nog tot op ruim 200 km afstand te zien indien in de buientop voldoende concentraties grote druppels voorkomen. Indien dit laatste niet het geval is, zoals bij stratiforme neerslagsystemen, kan men bijvoorbeeld eisen dat de bui tenminste de helft van de bundel vult. Voor de radar van De Bilt wordt met dergelijke criteria het bereik geïllustreerd in fig. 1.

Van belang wordt dan de vraag hoe vaak buien van bijv. 3 of 6 km hoogte voorkomen. Fig. 2 geeft de resultaten van een telling in twee maanden van het zomerhalfjaar 1981. Uit een en ander blijkt dat enerzijds detectie in bijv. Groningen niet voor 100% gegarandeerd kan worden, terwijl intense buien van 6 km hoogte (30% overschrijdingskans) tot buiten het 278 km bereik worden waargenomen.

Bij een telling met Schiphol-radarkarten van april tot september 1979 was in 3,2% van de gevallen de verste echo > 350 km weg. Dat betreft dan buien van minstens  $8\frac{1}{2}$  km hoog (fig. 2) waarvan de onderste 7 km onder de horizon blijft (fig. 3).

##### 5. Organisatie van de waarneming.

Met een betrekkelijk smalle bundel ( $3 \cdot 10^{-4}$  sterad.) moet de halve hemelkoepel (6 sterad.) worden afgezocht en dat in een betrekkelijk korte tijd. Vooral bij hydrologische toepassingen is het van belang met de verticale verdeling van de neerslag rekening te houden. Men moet dan een drie-dimensionaal beeld samenstellen uit rondzoek-scans op vele elevaties. Dat is een onnauwkeurige methode om de hoogte van de toppen te meten, tenzij men op 50 à 100 elevaties meet. Er is dus veel voor te zeggen om de topmeting - zoals ook thans gebeurt - met verticale scans te verwezenlijken. Voor de verre echo's is tenminste één azimuth-scan op lage elevatie nodig (fig. 3), maar het zo verkregen beeld is nabij de radar onbruikbaar omdat daar grondecho's overheersen en de neerslag niet altijd tot de grond reikt. Voor het gebied  $< 60$  km kan dus beter met een hogere elevatie gewerkt worden. Scans op twee (of drie) elevaties en verticale scans voor de topmeting kunnen desgewenst in een automatisch programma worden afgewerkt.

##### 6. Digitalisering van de informatie.

Dit is om meerdere redenen gewenst. Allereerst voor het middelen van signaalfluctuaties. Bij stilstaande antenne blijkt het signaal van achtereenvolgende pulsen (afkomstig van een bepaald volume met onderling bewegende verstrooiende druppels) sterk te variëren. De standaardafwijking van de fluctuaties bedraagt ca. 6 dB (fig. 4). Als we dan de neerslagintensiteit willen meten vormt dit een extra foutenbron tenzij we over achtereenvolgende pulsen gaan middelen. De traagheid van de fluorescerende laag van het kathodestraalscherm zorgt voor een zekere middelling, maar die is minder goed gedefinieerd. In moderne radars gebeurt deze eerste signaalverwerking in de DVIP (digital video integrator and processor). Middelen vindt tevens over de tijd (afstand) plaats, omdat het longitudinale scheiden vermogen van radar toch niet veel beter dan de pulslengte (ca. 500 m) kan zijn. Bij de radar van De Bilt kan naar keuze gemiddeld worden over 1 resp. 2 km afstandsintervallen en over 15 resp. 31 pulsen. De standaarddeviatie van het zo bewerkte signaal wordt gereduceerd met een factor  $\sqrt{N}$ , waarbij N het aantal onafhankelijke pulsen is waarover gemiddeld wordt. Bij het genoemde voorbeeld (De Bilt) wordt zo de standaarddeviatie

tot 0,4 à 0,9 dB teruggebracht. Bij een met 3 rotaties per minuut ronddraaiende antenne betekent middelen over 31 pulsen overigens dat over azimuth-intervallen van  $2^{\circ}.5$  gemiddeld wordt. Het scheidend vermogen wordt dus minder.

Een tweede belangrijk argument voor digitalisering is de datareductie die wenselijk is als we de gegevens willen gaan verzenden (naar gebruikers of als inbreng in een netwerk) of opslaan. Zelfs na bewerking in de DVIP is de datastroom zeer groot. Met 230 afstandsintervallen van 1 km, met 17 pulsen per seconde (na middelen over telkens 15 pulsen bij een pulsherhalingsfrequentie van 250) en bij kwantisering in 256 stappen (neerslagstappen tussen bijv. -0,3 en 300 mm/hr), d.w.z. 8 bits-woorden, is de informatiestroom 30.000 bits/sec, d.w.z. 7 tapes per dag! Hoewel een vermindering van het scheidend vermogen wel wordt toegepast en voor vele doeleinden 3 bitswoorden (7 intensiteits-stappen) voldoende zijn, kan pas een echte datareductie plaats vinden als we de gegevens van slechts enkele scans per bijv. 10 minuten verzenden. Dit kan dan langs gewone telefoonlijnen. Uitsluitend bij opslag van gegevens is nog winst mogelijk, omdat we de informatie "geen echo" sterk kunnen comprimeren.

Een derde argument voor digitalisering is de mogelijkheid die dan ontstaat om automatisch objectieve verwachtingen te produceren (zie par. 9).

#### 7. Kwaliteitscontrole.

Het te verzenden beeld moet aan bepaalde eisen voldoen: Als er geen echo's zijn, moet er ook geen neerslag zijn en alle getoonde echo's moeten ook werkelijk van neerslag afkomstig zijn. Deze eisen klemmen te meer als radarbeelden aan niet-meteorologen verstrekt gaan worden. Het grootste probleem hierbij vormen de grondecho's, eventueel in samenhang met abnormale voortplanting van radargolven (anaprop).

In ca. 20% van de nachten zijn dit soort echo's storend. De correctie kan op vele manieren geschieden.

Indien de waarnemer voldoende deskundig is, kan subjectieve correctie zeer betrouwbaar zijn. De waarnemer moet dan de echo's in relatie tot andere waarnemingen beschouwen en op hun beweging letten.

Door andere manieren van detectie is het mogelijk om de signaalbijdrage van de grondecho's te reduceren. Tatehira (1978) beproefde bijvoorbeeld met succes de detectie van de signaalfluctuaties in plaats van het gemiddelde signaal. Omdat grondecho-signalen vrij constant zijn, verdween hun bijdrage voor het grootste deel. Ook het werken met verhoogde elevaties is natuurlijk een doeltreffende methode. In de meeste automatische systemen probeert men door middel van de software de grondecho's te elimineren. Vaak leest men een z.g. "clutterkaart" in, waarin de vakjes met grondecho's bekend zijn. Eventuele neerslag in die vakjes kan dan door bijvoorbeeld interpolatie of aftrekking worden gevonden. In ons vlakke land zou dit systeem echter niet goed werken. Het grondecho-patroon wordt n.l. niet zoals vaak elders door de omringende heuvels bepaald, maar verandert voortdurend. Het lijkt een poging waard om de informatie van verticale scans te gebruiken voor de automatische herkenning van grondecho's.

#### 8. Presentatie van het radarbeeld.

In enig stadium van de verwerking van het radarbeeld zal de omzetting van het polaire beeld naar een rechthoekig rooster plaatsvinden. Dit vergemakkelijkt allerlei rekenwerk, maar ook bijvoorbeeld de presentatie op een televisiescherm. De beeldomzetting gebeurt i.h.a. met behulp van een tabel, waarbij aan vakjes in het rechthoekige rooster de maximale of gemiddelde waarde van de overeenkomstige polaire vakjes wordt toegekend. Voor vele toepassingen blijkt een 5 x 5 km roostermaat zeer geschikt.

Voorbeelden van de presentatie van radarbeelden en van composietbeelden van meerdere radars zijn de laatste tijd in het tijdschrift Weather getoond. Presentatie is mogelijk op TV-scherm, facsimilé, teleprinter etc. Voor de presentatie van intensiteitsverschillen kan men denken aan kleuren, grijstrappen, contourlijnen of cijfervelden.

#### 9. Neerslagverwachtingen door eenvoudige extrapolatie van radarbeelden.

Door op elkaar leggen van de huidige uurlijkse radarkaarten kunnen bewegingsvectoren van neerslagsystemen worden bepaald. Omdat de



levensduur van buien beperkt is, zou men dit uitsluitend voor beelden niet langer dan ca. 15 minuten na elkaar mogen doen. Die beelden moeten dan wel een hoge nauwkeurigheid bezitten. Automatisering van deze bewegingschatting geschiedt ofwel door het volgen van het berekende zwaartepunt van echo-complexen, ofwel door het bepalen van de correlatie tussen onderling verschoven achtereenvolgende beelden. Beide methoden kosten nog vrij veel computertijd en geheugenruimte. Tenslotte kan men de echo-patronen met de gevonden bewegingsvector(en) verplaatsen en zo verwachtingen voor enkele uren vooruit geven. Het succes van dergelijke verwachtingen kan men bijvoorbeeld uitdrukken in de kans dat de neerslag een bepaald punt bereikt (bijvoorbeeld 2 uur vooruit: 50 à 80%). Ook kan men de roostervakjes met opgetreden neerslag vergelijken met die met voorspelde neerslag. Men kan zo een "critical success index" formuleren (die terecht geen rekening houdt met het succesvol voorspellen van "geen regen"):

$$CSI = \frac{\text{aantal vakjes verwacht én opgetreden}}{\text{aantal vakjes verwacht óf opgetreden}} \times 100\% .$$

Waarden van deze index hangen af van de roosterafmeting (een 100 km rooster levert al gauw 100%) en van de gekozen drempel voor het begrip "neerslag" (zware, zeldzame en kort durende neerslag is moeilijker voorspelbaar).

Bij frontale neerslag in de omgeving van Malvern (West-Engeland) bleek de CSI na 1 hr ca. 60% en na 6 hr nog ca. 30%. Bij hetzelfde onderzoek werd ook op de oorzaak van de fouten gelet. De grootste bijdrage leverde het verkeerd waarnemen (tengevolge van de heuvels?) van de uitgangstoestand (nowcasting!). Het veranderen van systemen leverde een geringere bijdrage tot de fouten dan men op het eerste gezicht zou denken.

Hieruit blijkt hoe belangrijk het is om de waarneming zelf alle aandacht te geven. Met een goede waarneming en een matig (extrapolatie-) model presteert men urenlang beter dan met slechte waarnemingen en een uitstekend model.

In verband hiermee moeten we ook op het beperkte bereik van één radar letten. Stellen we dit op 240 km dan vormt de soms snelle trek van de systemen een extra beperking. Men kan aannemen dat de 700 mbar wind gemiddeld het beste met de buientrek overeenkomt. Boven De Bilt is in

30% van de gevallen de 700 mb wind > 60 km per uur; in 12% zelfs > 80 km per uur en in 4% > 100 km per uur. Voorspellingen van 3 à 4 uur vooruit zijn dan vaak met één radar al niet te doen. Bij voorspellingen voor punten buiten De Bilt als Eelde of Beek weegt dit argument nog zwaarder. Samenwerking met buurlanden biedt dan een voor de hand liggende oplossing.

#### 10. Slot.

In het voorgaande is een schets gegeven van de technische middelen die thans beschikbaar zijn om nowcasting en korte-termijn-verwachting (door extrapolatie) te verwezenlijken. Een volgende stap kan de invoer van radar- en satellietgegevens in mesoschaal-modellen zijn. Ook de technische middelen om radarbeelden een ruime verspreiding te geven (Teletext, Viewdata) zijn thans aanwezig.

In een aantal landen, bijvoorbeeld Engeland, Canada en Japan wordt al enige tijd aan dit soort technieken gewerkt. Er bestaan goede argumenten om ook in ons land een dergelijke ontwikkeling te bevorderen.

#### Literatuur.

Het beste kan verwezen worden naar diverse bijdragen in twee recente conferentieverlagen:

- **Papers of the workshop/seminar of the european weather radar project, 9th to 11th March 1981. Brussels: Co-ordination Committee of COST-project 72, 1981. Titel op omslag: COST 72 workshop/seminar on weather radar.**
- **Newcasting: mesoscale observations and short-range prediction: proceedings of an international symposium, 25 - 28 August 1981, Hamburg. Noordwijk, ESA, 1981. - (ESA Sp-165).**

Fig. 1. Geschat bereik van de radar te De Bilt, voor lichte regen (dikke streeplijn) en buien (getrokken) met aangegeven echohoogten.

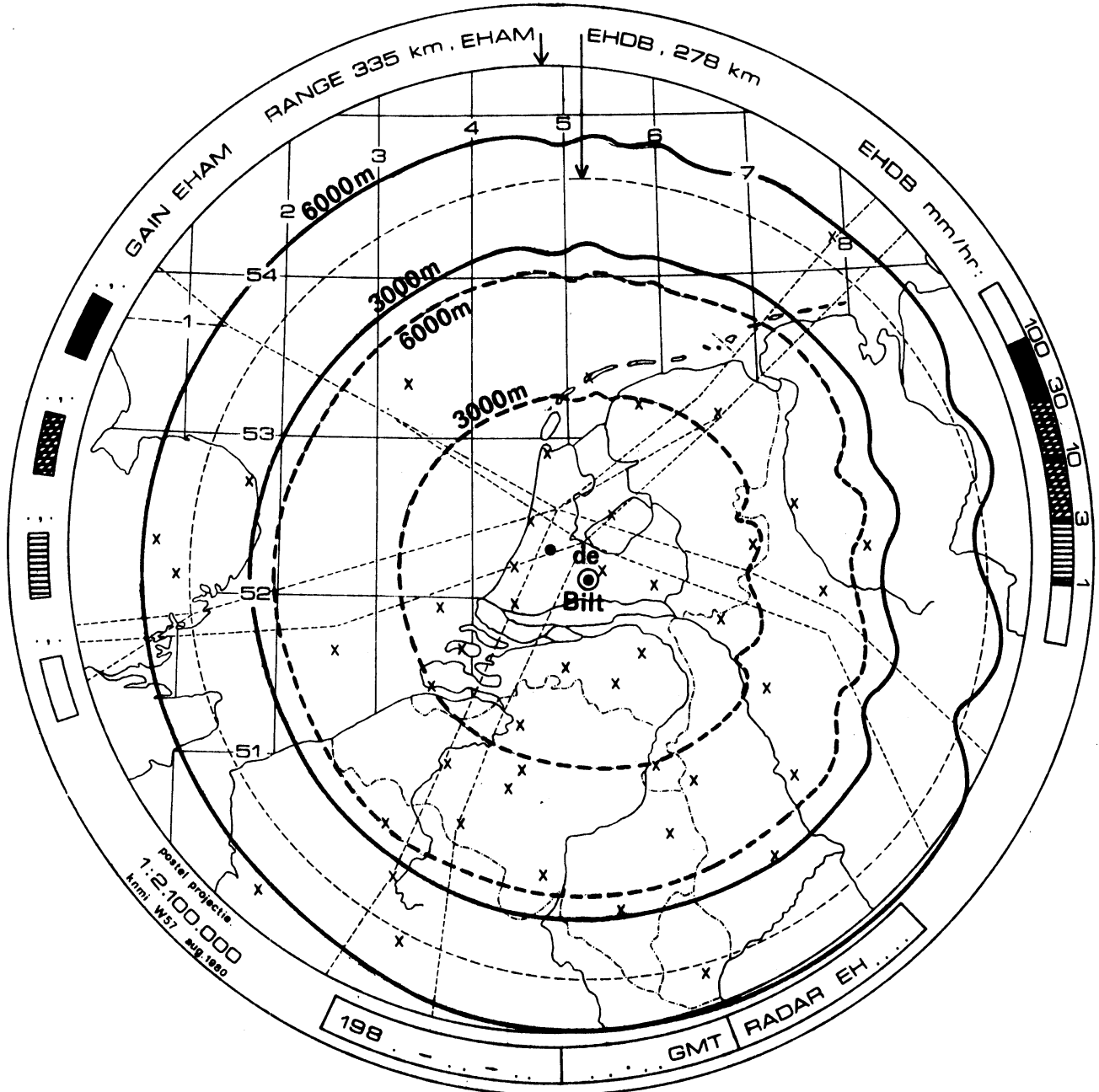


Fig. 2. Max. toppen boven Nederland uit uurlijkse radarwaarnemingen te De Bilt, juli en september 1981.

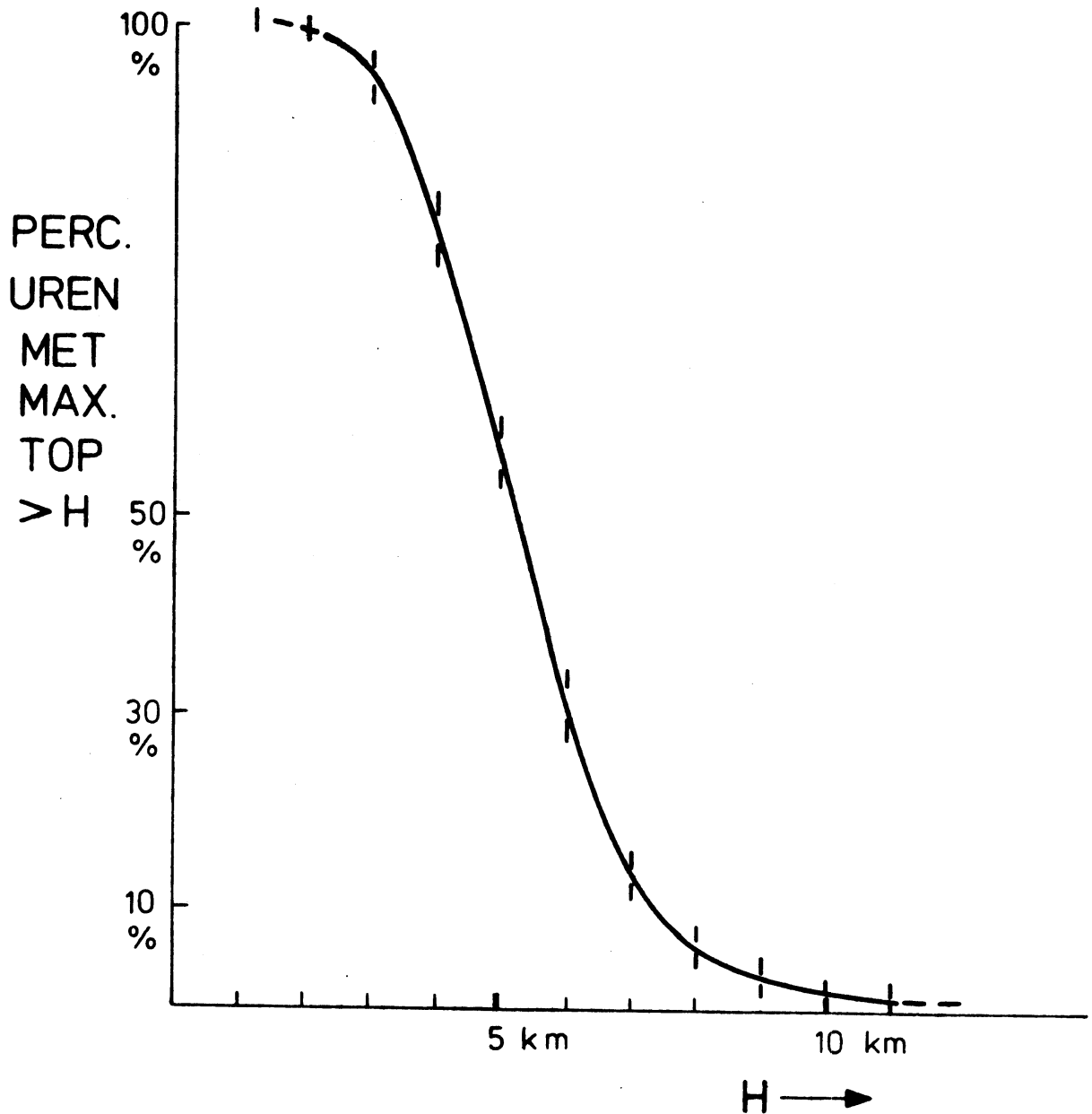


Fig. 3. Verloop van de radarhorizon en bereik van radar in de standaard-atmosfeer. Voorbeeld van het opbouwen van een radarbeeld uit metingen op twee elevaties, waarbij wordt verondersteld dat significante echo's tenminste lager dan 1 km én hoger dan 3 km reiken.

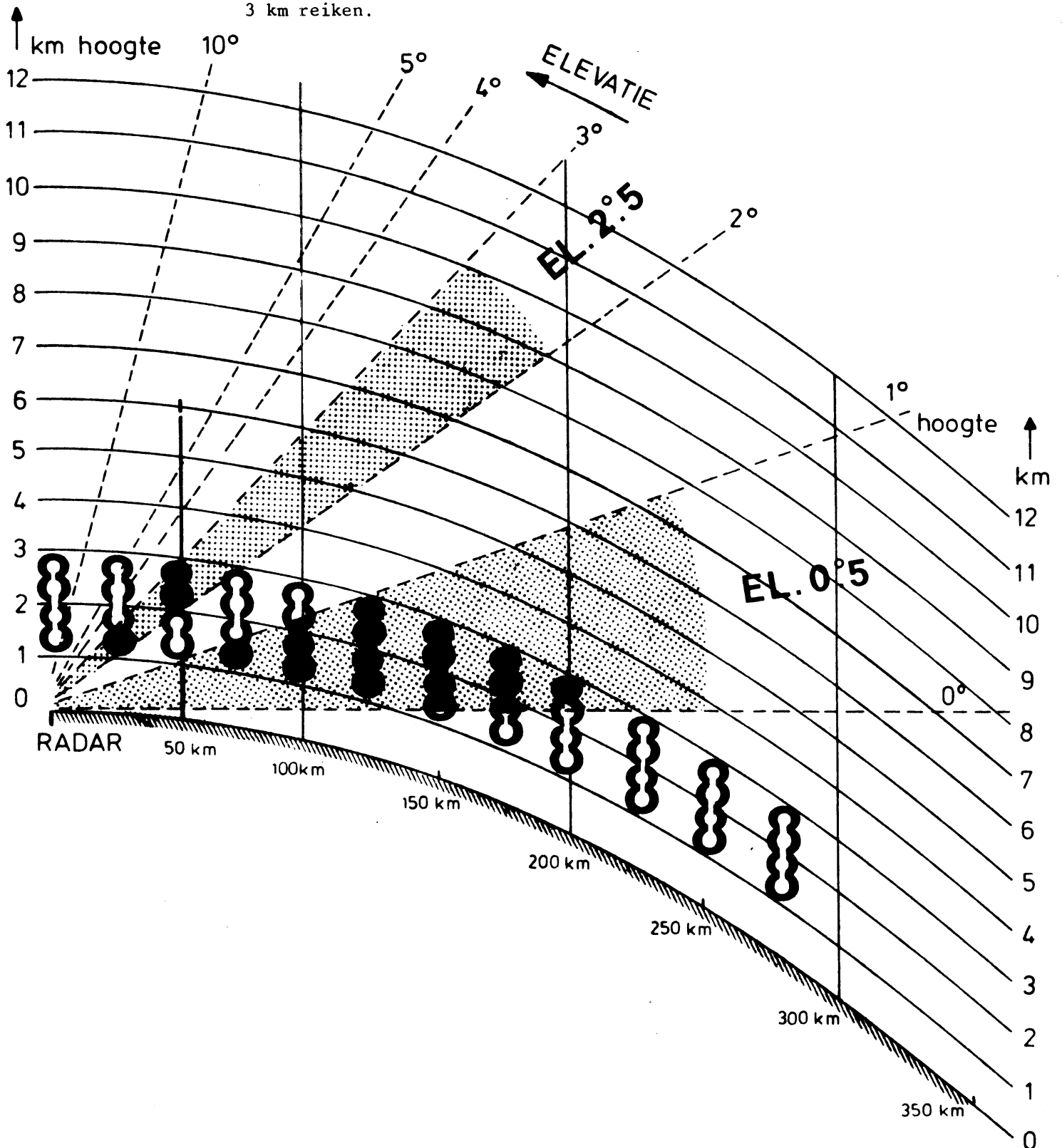
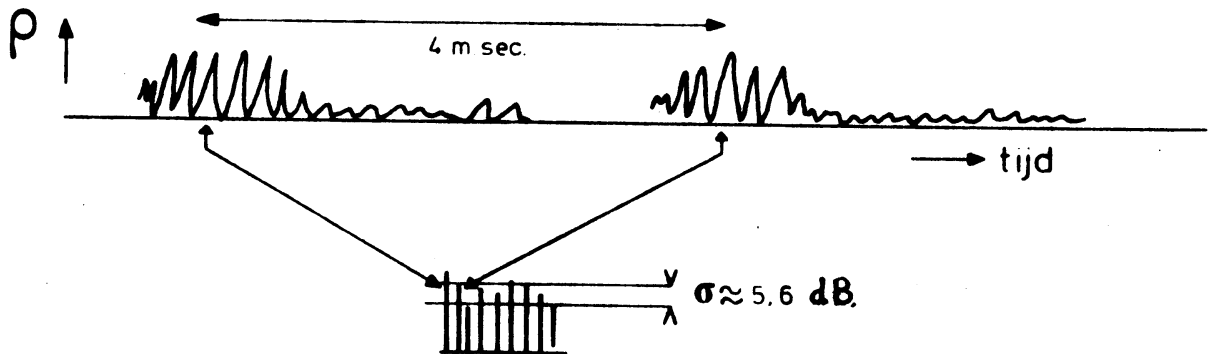


Fig. 4. Verloop van het radarechosignaal met de tijd (boven) bij een stilstaande antenne. Achtereenvolgende signalen van een bepaalde afstand (onder) zijn ongelijk.



### III.

### "TOEPASSINGEN VAN HET TRAJEKTORIEN-MODEL"

P.W. Rosier

U.D.C.: 551.511.2

#### 1. Inleiding

Tijdens het synoptisch symposium in november 1978 is de werking van het trajektoriënmodel uitgelegd (WR.-79-2). Er zijn hierbij suggesties gedaan hoe de resultaten gebruikt zouden kunnen worden voor de weersverwachting op korte termijn. Na 2 jaar ervaring lijkt het nuttig hierop terug te komen.

Het K.N.M.I.-trajektoriënmodel berekent de baan van die luchtdeeltjes waarvan verwacht wordt, dat ze -vanaf een zeker tijdstip gerekend- na 24 uur in De Bilt zullen aankomen. Hierbij wordt ook het brongebied voorspeld, waaruit de lucht afkomstig is. Tevens zijn de druknivo's berekend waarop de deeltjes zich in het brongebied en tijdens hun reis naar De Bilt bevonden. Dit gebeurt voor deeltjes die resp. op 1000-, 925-, 850-, 700- en 500 mbar in De Bilt zullen aankomen. Het model rekent elke 12 uur, zodat er om de 12 uur nieuwe trajektoriën beschikbaar zijn.

Aangezien de geografische posities van de brongebieden van de lucht, die bijvoorbeeld op 850 mbar en op 500 mbar in De Bilt aankomen, vaak aanzienlijk verschillen, is een duidelijk inzicht over de toekomstige opbouw van de atmosfeer boven onze omgeving niet mogelijk. Na een relatief eenvoudige bewerking kan echter met deze gegevens (brongebied + vertikaal afgelegde weg) op een kwasi-objektieve manier een verwacht temperatuur-vochtigheidsprofiel voor de lucht boven De Bilt gekonstrueerd worden. Op dit profiel kunnen alle bekende forecasttechnieken toegepast worden voor bepaling van hoeveelheid, soort en aard van de bewolking en neerslag. Dit is ook mogelijk voor de stations Eelde, Beek, Vlissingen en De Kooy, daar ook voor deze plaatsen trajektoriën berekend worden.

## 2. Het gebruik in de weerdienst

De ECMWF<sup>\*</sup>)-produkten uit Reading zijn voor het opstellen van de weersverwachtingen aangewezen als voornaamste richtlijn. Aangezien de trajektoriën berekend worden uit het verwacht stromingspatroon van het BK-4 model van het KNMI, moet, voor gebruik van de trajektoriën, dit model overeenstemming vertonen met dat van het ECMWF-model.

Bij redelijke overeenstemming kunnen de radiosondegegevens in de brongebieden en de verwachte verticale verplaatsingen langs de trajektorie gebruikt worden om een +24 uur temperatuur (T) - en vochtigheidsprofiel ( $T_d$ ) voor De Bilt te konstrueren. Het verwacht profiel, vooral de dauwpuntsdepressie (T-T<sub>d</sub> in de laag 850-500 mbar, is een extra hulpmiddel bij de korte termijnverwachtingen van bewolking en neerslag.

De verwachte bedekkingsgraad van de bewolking is een veel gevraagd element bij bepaling van temperatuur, oplossen - of ontstaan van mist enz.

De konstruktiemethode voor een verwachte Temp (= T- en T<sub>d</sub>-profiel) gaat uit van verticale adiabatische processen met verwaarlozing van het effect van eventueel doorvallende neerslag en verandering van massakenmerken in de loop van een etmaal (straling!). In de onderste nivo's veranderen de temperatuur en vochtigheid t.g.v. warmte- en vochtuitwisseling met de bodem en menging tijdens het transport. Deze veranderingen in de grenslaag zijn te groot. Voor de temperatuur op 1000 mbar kan, afhankelijk van de tijd, gebruik gemaakt worden van de bestaande minimum- of maximum temperatuurmethodieken.

Bij het vertrekpunt van een bepaalde trajektorie wordt de dichtstbijzijnde radiosondeoplating, die als representatief voor het brongebied moet gelden, opgezocht. De luchttemperatuur en dauwpuntstemperatuur op de drukwaarde van vertrektijd worden uit die radiosonde-oplating bepaald. Eventueel worden de waarden van een meer stroomafwaarts gelegen station genomen.

Grafisch wordt in een  $\theta_s$ -P-diagram een deeltje met die temperatuur en vochtigheid ( $T_d$ ) omhoog of omlaag gebracht tot het drukvlak waarop het deeltje in De Bilt verwacht wordt aan te komen (zie fig. 1).

Bij optilling na het bereiken van het condensatienivo moet worden overgegaan van een droog adiabatisch naar een verzadigd adiabatisch proces. Karakteristieke punten kunnen door interpolatie van de gegeven verticale bewegingen in de konstruktie meegenomen worden.

\* ) ECMWF = European Centre for Medium Range Weather Forecasts.



### 3. Konstruktie van een verwachte Temp.

Ter illustratie van de methode wordt een praktijkvoorbeeld behandeld. De 24-uurs trajektoriën, starttijd 0000 gmt op 6 mei 1980, met hun brongebieden voor de nivo's 500-, 700-, 850- en 1000 mbar, zijn op kaartje 1 aangegeven (voor de duidelijkheid is die van 925 mbar weggelaten).

TABEL 1

Vertrekposities trajektoriën op 6 mei 1980, 0000 GMT welke 24 uur later te De Bilt aankomen.

aankomst nivo(mbar)	positie vertrek	nivo vertrek (mbar)	gebruikte sondestations	bewolking brongebied
500	47.5 NB 1.4 OL	601	Parijs (07145)	2/8Sc op 1800 m
700	47.6 NB 8.0 OL	737	Payerne (06610)	7/8Sc op 500 m
850	49.4 NB 12.1 OL	839	Meiningen(09548)	onbewolkt
925	49.3 NB 12.7 OL	878	Meiningen(09548)	onbewolkt
1000	49.2 NB 13.3 OL	924	Meiningen(09548)	onbewolkt

In figuur 2 zijn weergegeven:

2a : het verloop van de deeltjes uit de radiosonde-oplatingen van startnivo (+) naar aankomstnivo (●) in De Bilt;

2b : de gekonstrueerde oplating (●—●) met de werkelijk opgetreden waarden (----)

Uitkomst: Figuur 2 (konstruktie) laat duidelijk zien dat op ongeveer 700 mbar (~ 3000 m) de vochtigheid hoog genoeg is voor aanwezigheid van bewolking. Uit dit profiel samen met de gegevens over het "weer" in het brongebied (zie tabel 1) werd voor 7 mei 1980 0000 gmt 7/8 Ac voorspeld. Op die tijd noteerde de waarnemer te De Bilt 7/8 Sc en lichte regen. Boven de 850 mbar komt het verwachte profiel redelijk overeen met de opgetreden toestandskromme.

#### 4. Betrouwbaarheid van de methode

- Aangezien de 24-uurs trajektoriën berekend worden uit het BK4-model is elke verkeerde prognose van dit model terug te vinden in de trajektoriën (Verifikatie van het model en de konstrukties wordt uitgebreid behandeld in de aanbevolen literatuur).
- Brongebieden op de oceaan liggen vaak niet in de nabijheid van radiosondestations. Om toch een indruk van de stabiliteit van de toekomstige Temp in De Bilt te krijgen, kunnen voor de konstruktie temperatuurgegevens uit de 850-, 700- en 500 mbar analyses gehaald worden. Deze nivo's zijn dan te beschouwen als karakteristieke punten.
- Bij geringe verticale bewegingen (minder dan 20 mbar/24 uur) geeft de radiosonde oplating in het brongebied dezelfde informatie als de konstruktie. De verticale bewegingen kunnen dan in de konstruktie verwaarloosd worden.  
Bij bron-Temps met zeer natte lagen kan men bij een verwachte verticale weg van meer dan 20 mbar/24 uur meer inzicht krijgen over de stabiliteit van die lagen.
- Aangezien bij de berekening van de trajektoriën geostrofische winden gebruikt worden, is de betrouwbaarheid onder de 850 mbar niet groot. Subjektieve aanpassing is door stationskeuze mogelijk.

#### 5. Konklusies

In veel gevallen kan uit de hoogtewindkaarten globaal het brongebied bepaald worden. Bij het verwachten van weerselementen wordt dan gebruik gemaakt van de aktuele gegevens in dit geschatte brongebied. Onder deze gegevens vallen grondwaarnemingen, radiosondedata en satellietfoto's. De weerselementen worden geextrapoleerd, intensiteitsverandering wordt subjektief beoordeeld.

Het voordeel van het trajektoriënmodel is, dat het brongebied objektief en beter bepaald wordt en dat nu kwantitatief bekend is hoeveel een bepaalde luchtlaag verwacht wordt te stijgen of te dalen.

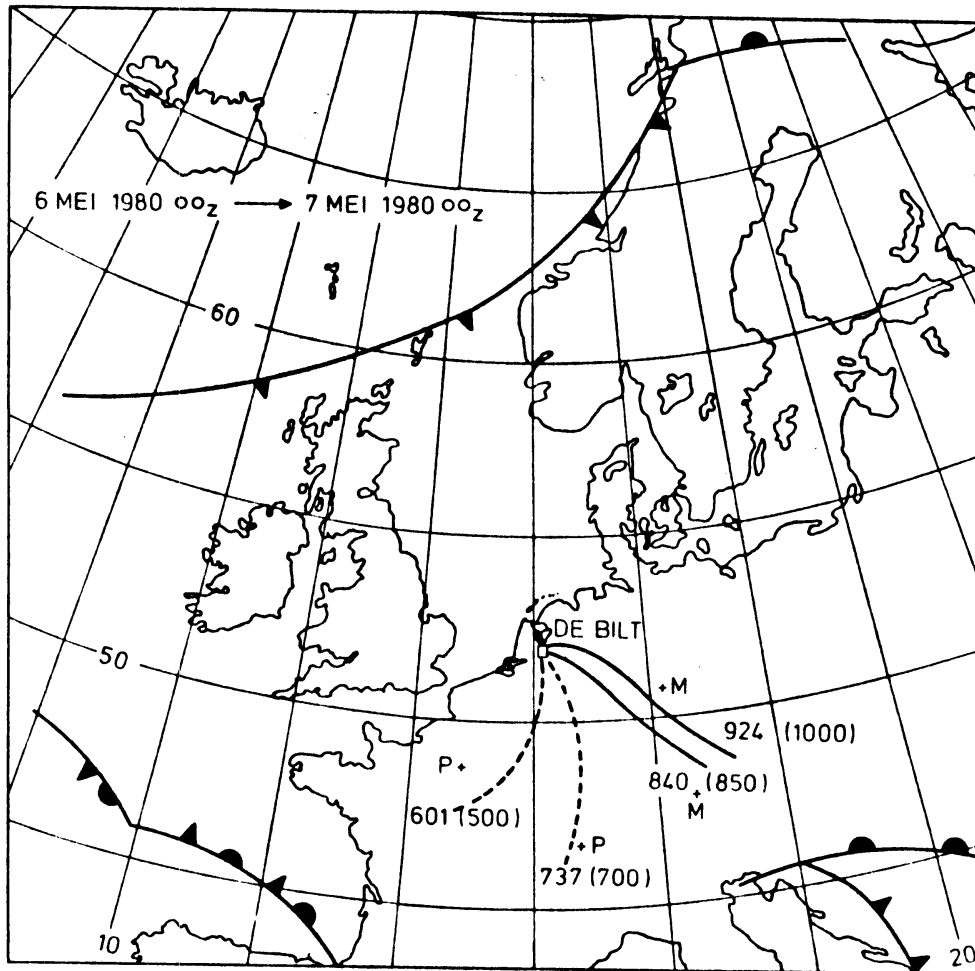
Vrij recent ontwikkelde numerieke modellen, zoals het ECMWF, geven ook informatie over wolkenhoeveelheid, neerslag enz. Deze aanpak is duidelijk anders.

Het sterke punt is de behandeling van de karakteristieke punten/lagen in het brongebied, omdat deze over het algemeen bij de analyse in de modellen verdwijnen.

De snelle "subjektieve" uitspraak, dat de lucht veel te droog of niet onstabiel genoeg is voor bewolking, kan door gebruik te maken van deze aanvullende gegevens, in de geschetste methode, in sommige gevallen achterhaald worden.

Aanbevolen literatuur:

P.W. Rosier e.a.: Het gebruik van trajektoriën bij de korte termijn weersverwachting (verschijnt binnenkort).

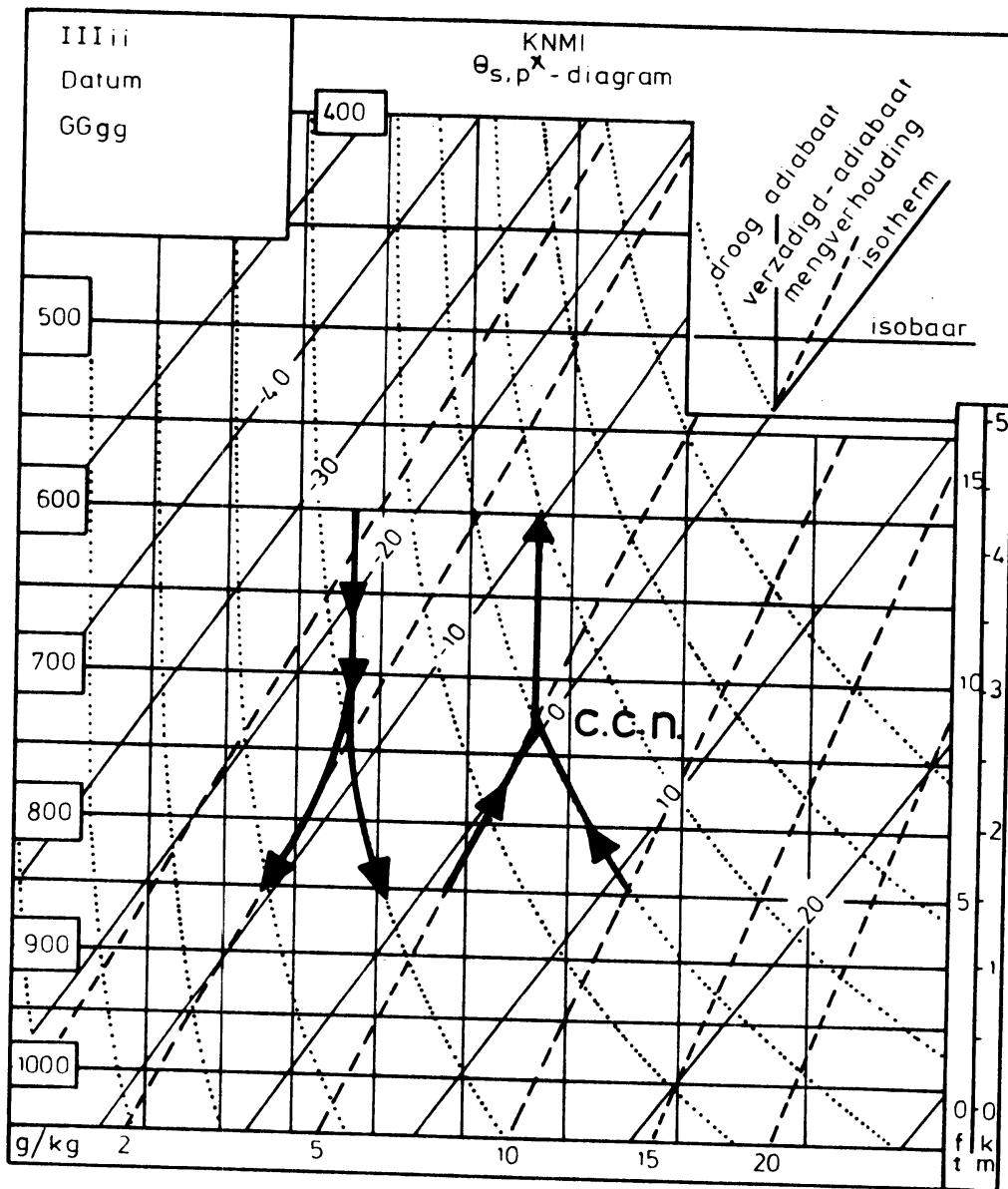


KAART 1. 24-uurs trajectoriën, die in De Bilt eindigen op 500-, 700-, 850- en 1000 mbar.

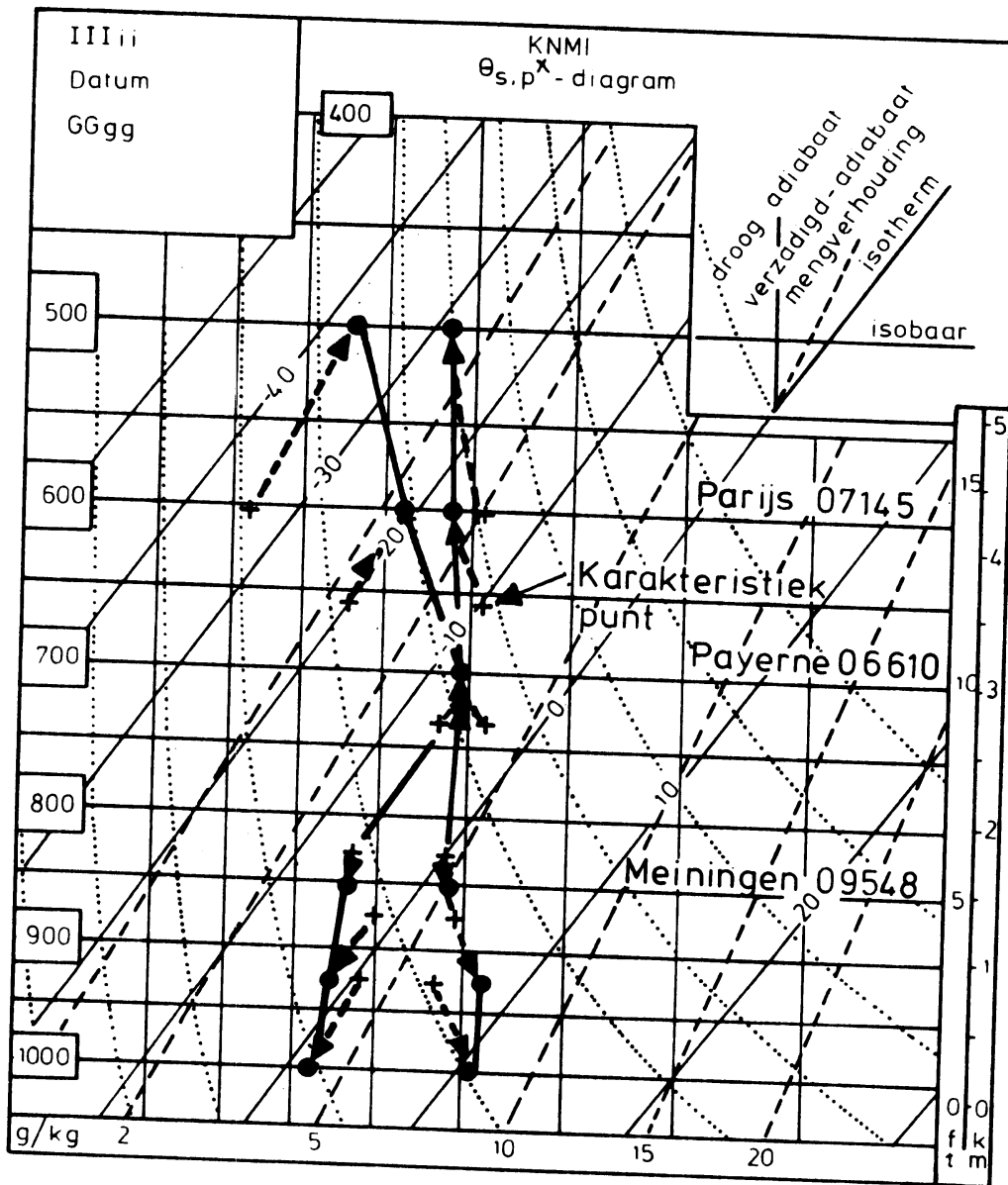
----- stijgende beweging

———— dalende beweging

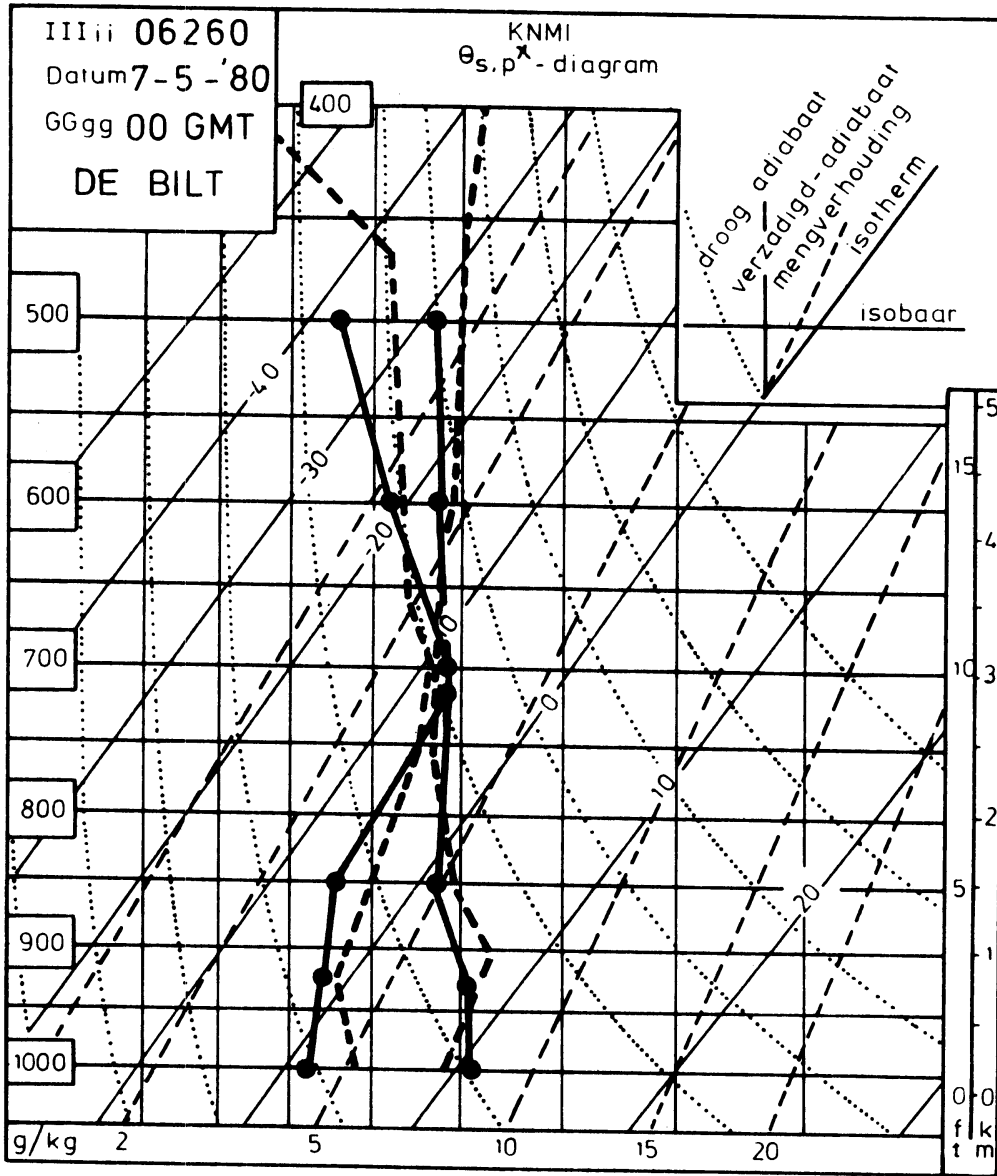
+ gebruikte radiosonde stations



Figuur 1.



Figuur 2a. Konstruktie van verwachte TEMP  
+ = T en Td in brongebieden



Figuur 2b. —●—●—● verwacht profiel  
 ----- opgetreden toestandskromme

## IV.

### BEREKENING VAN NEERSLAGSOORTEN BIJ TEMPERATUREN ROND 0°C.

R.A.A.M. Ivens

U.D.C.: 551.509.324.2 : 551.509.54

#### Inhoud.

1. Inleiding.
2. Globaal overzicht van de theoretische achtergronden.
3. De stationaire situatie: geen advektie.
  - 3.1. Verzadigde lucht.
  - 3.2. Niet-verzadigde lucht.
  - 3.3. Bepaling van de dikte en temperatuur van de smeltlaag.
4. Toepassing in de praktijk.
  - 4.1. Opmerkingen vooraf.
  - 4.2. Het stationaire geval in de praktijk.
  - 4.3. Verifikatie op stationaire situaties.
  - 4.4. Situaties met duidelijk aanwezige advektie.
    - 4.4.1. Verifikatie van de berekening met warmte-advektie.
    - 4.4.2. Verifikatie van de berekening met koude-advektie.
    - 4.4.3. Samenvattende konklusies betreffende de advektie-methode.
5. Twee case-studies.
  - 5.1. De niet-verwachte sneeuwval op 6 november 1980.
  - 5.2. De niet-verwachte sneeuwval op 28 februari 1981.
  - 5.3. Konklusies uit de case-studies.
6. Appendix.
  - 6.1. Grafische bepaling van  $R_c$ .
  - 6.2. Grafische bepaling van  $R_c - R_c'$ .
  - 6.3. Uitleg betreffende de gestandariseerde Heidke Skill Score.
7. Literatuurlijst.



1. Inleiding.

In de periode november tot en met april wordt van de praktijkmeteoroloog regelmatig een uitspraak verwacht omtrent de aard van de te verwachten neerslag: regen, smeltende sneeuw, sneeuw, onderkoelde regen of ijsregen. In ongeveer de helft van die gevallen is de beoordeling gemakkelijk: òf de atmosfeer is zó warm dat enkel regen tot de mogelijkheden behoort, òf dermate koud dat alleen aan sneeuw mag worden gedacht. In de andere helft van de gevallen ligt dat moeilijker. Zelfs een ervaren meteoroloog kan dan gemakkelijk de plank misslaan. Dat zijn dan de gevallen waarin, statistisch gezien, de kansen op het optreden van neerslag in vaste dan wel in vloeibare vorm ongeveer even groot zijn.

Het komt in degelijke situaties ook vaak voor dat neerslag, welke eerst in vloeibare vorm valt, na verloop van tijd overgaat in smeltende sneeuw of ijsregen en in een nog later stadium in sneeuw.

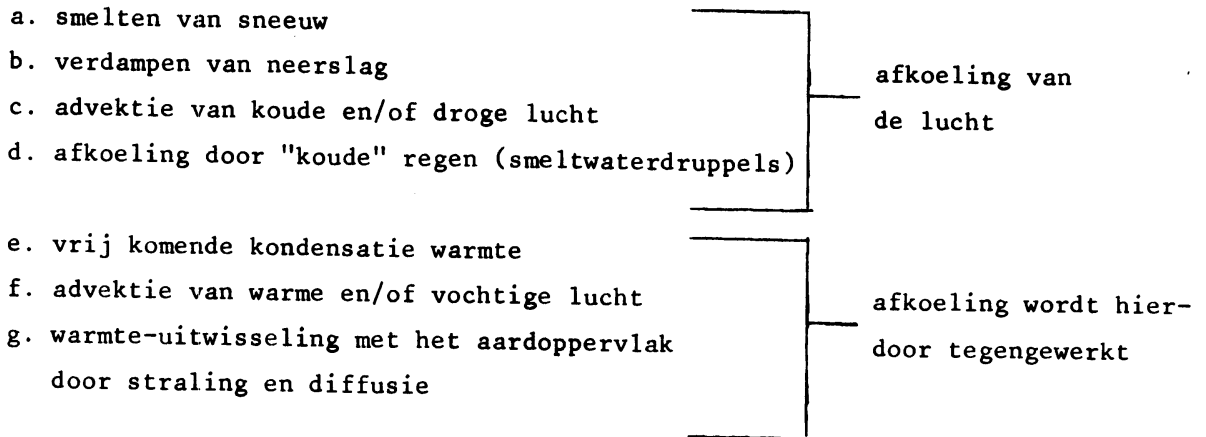
De afgelopen tijd heb ik onderzoek verricht naar de processen die van invloed zijn op de aard van de neerslag, zoals die het aardoppervalk bereikt. Uit dat onderzoek is een rekenmethode voortgekomen, zodat met kennis van de toestand in de onderste lagen van de atmosfeer een betere korte-termijn uitspraak over de te verwachten neerslagsoort, of de ontwikkeling daarvan in de tijd, kan worden gedaan. Zoals zal blijken zijn de belangrijkste te gebruiken parameters: de maximale natte-bol-temperatuur, de dikte van de laag met natte-bol-temperaturen boven 0°C en de neerslaghoeveelheid-, respectievelijk -intensiteit.

In dit verslag beperk ik mij in hoofdzaak tot de voor de praktijktoepassing relevante zaken. Een uitgebreider verslag, waarin vooral aandacht wordt besteed aan de theoretische achtergronden, kan in het tweede kwartaal van 1982 worden tegemoet gezien.

Er dient te worden opgemerkt dat de beschreven verwachtings-methode uitsluitend geschikt is voor langdurige neerslag (één uur of langer), dus niet voor buien.

2. Globaal overzicht van de theoretische achtergronden.

Wanneer er neerslag valt door een luchtlaag, waarin de temperatuur boven 0°C is, zijn de volgende processen van invloed op de warmtehuishouding in die luchtlaag:



De bijdrage van het onder g. genoemde proces is, louter terwille van de eenvoud, niet in beschouwing genomen; in de meeste situaties is die bijdrage trouwens gering.

Ook het proces d. is in vergelijking met de andere processen verwaarloosbaar: de regendruppels vallen te snel om in een betrekkelijk dunne luchtlaag tot een efficiënte warmte-uitwisseling met de omgeving te komen.

De overige processen spelen zich niet alle tegelijk af. Zo ontbreekt de verdamping in verzadigde lucht, maar in droge lucht kunnen zowel verdamping als condensatie optreden, dat hangt af van de dauwpuntstemperatuur van de lucht. De aanpak is makro-fysisch. Daarmee wordt hier bedoeld dat er niet zozeer wordt gekeken naar het smeltgedrag van individuele sneeuwvlokken en dergelijke zaken, maar dat er gedacht wordt in termen van: hoeveel sneeuw moet er smelten om de gemiddelde temperatuur in een bepaalde luchtkolom tot nul graden te doen dalen?

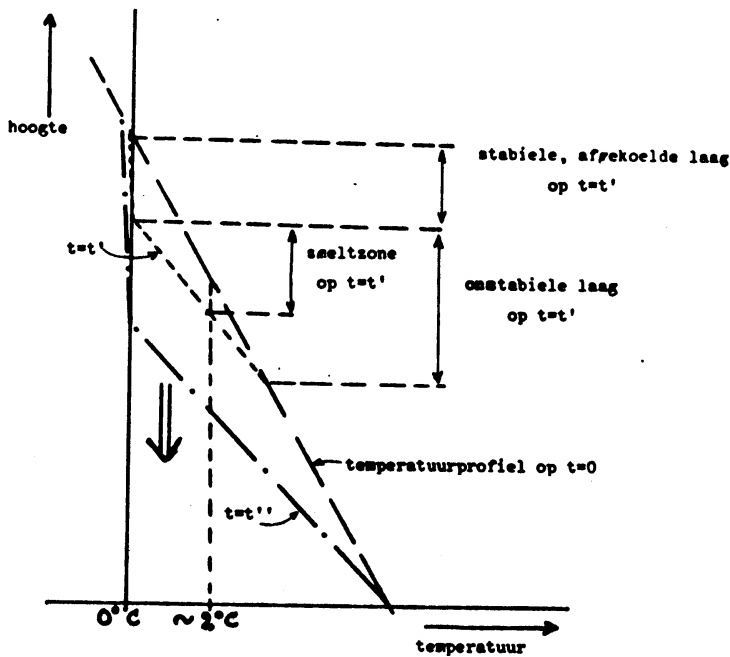
Wat gebeurt er nu met de thermische opbouw van een warme luchtlaag, waar doorheen op zeker tijdstip neerslag gaat vallen? Uitgaande van de veronderstelling dat alle neerslag het 0°C-niveau in de vorm van sneeuw passeert, kan de volgende redenering worden opgebouwd:

onmiddelijk beneden het 0°C-niveau begint de sneeuw te smelten en koelt de lucht af (we nemen aan dat bij deze globale beschouwing verdamping ontbreekt). Naarmate de neerslag voortduurt ontstaat er aldus een nagenoeg isotherme laag van 0°C direkt beneden het oorspronkelijke 0°C-niveau en de smeltzone verplaatst zich naar beneden.

In de luchtlagen onder de smeltzone gaat de afkoeling in eerste instantie minder snel (alleen het verwaarloosbare effect, onder d. genoemd, is hier werkzaam). Een direkt gevolg daarvan is dat de lucht in de smeltzone hydrostatisch onstabiel wordt en er komt konvektie op gang.

Als gevolg van die konvektie worden warmte en vocht van lager gelegen luchtlagen naar de smeltzone getransporteerd. Daardoor koelen de onder gelegen luchtlagen nu ook af en wordt tegelijkertijd de neerwaartse verplaatsing van de smeltzone vertraagd.

In figuur 1 wordt een en ander schematisch toegelicht.



Figuur 1 : Schematische voorstelling van het effect van het smeltproces op het verticale temp.profiel.

Tijdsvolgorde :  $t=0 \rightarrow t=t' \rightarrow t=t''$

In het geval er geen advektie van warme lucht uit andere gebieden plaats vindt, is het netto-effekt van de beschreven processen een voortdurende afkoeling van de luchtkolom als geheel, een proces dat net zo lang doorgaat tot de hele luchtkolom tot nul graden celsius is afgekoeld, er van uit gaande dat de neerslag lang genoeg aanhoudt. Als dat eenmaal gebeurd is, is de overgang van regen naar sneeuw een feit.

Natuurlijk vindt die overgang niet abrupt plaats. Er is altijd een overgangsfase, waarin de restandikte van de warme laag kleiner is dan de dikte van de smeltzone, maar waarin de warme laag nog niet geheel is afgekoeld tot  $0^{\circ}\text{C}$ .

Dan valt de neerslag in de vorm van smeltende sneeuw of regen gemengd met sneeuw of, in bepaalde situaties waarover later meer, als ijsregen (ice-pellets).

3. De stationaire situatie: geen advektie.

3.1. Verzadigde lucht.

Stel: het proces start op tijdstip  $t=0$ . Na zekere tijd,  $t$ , is voor het smelten van sneeuw nodig geweest:

$$\Delta Q_1 = L_f R(t) \text{ met:}$$

$$L_f = 3,34 \times 10^5 \text{ JKg}^{-1}, \text{ de smeltwarmte van ijs.}$$

$R(t)$  = de hoeveelheid neerslag die het  $0^\circ\text{C}$ -niveau is gepasseerd. Als we een kolom met eenheidsdoorsnede nemen wordt  $R(t)$  uitgedrukt in  $\text{kgm}^{-2}$ , hetgeen overeenkomt met de gebruikelijke "mm" neerslag

Aan de lucht is aan "voelbare warmte" onttrokken:

$$\Delta Q_2 = \frac{c_p}{g} \left[ \bar{T}(0) \delta P_f(0) - \bar{T}(t) \delta P_f(t) \right], \text{ waarin:}$$

$$c_p = 9,96 \times 10^2 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}, \text{ de specifieke warmtecapaciteit van droge lucht.}$$

$$g = 9,8 \text{ ms}^{-2}, \text{ de zwaartekrachtsversnelling.}$$

$\bar{T}$  = de vertikaal gemiddelde temperatuur in de warme luchtlaag, uitgedrukt in  $^\circ\text{C}$ .

$$\delta P_f = P_o - P_f, \text{ de dikte van de warme laag, uitgedrukt in Nm}^{-2}.$$

Door condensatie van waterdamp komt vrij:

$$\Delta Q_3 = \frac{L_c}{g} \left[ (\overline{q_s - q_{so}})(0) \delta P_f(0) - (\overline{q_s - q_{so}})(t) \delta P_f(t) \right], \text{ met:}$$

$$L_c = 2,50 \times 10^6 \text{ JKg}^{-1}, \text{ de condensatie-warmte van water.}$$

$(\overline{q_s - q_{so}})$  = het vertikaal gemiddelde verschil tussen de specifieke vochtigheid bij verzadiging in de warme lucht en die bij  $0^\circ\text{C}$ .

Beschouwen we het systeem nu gesloten dan krijgen we voor de warmtebalans:

$$\Delta Q_1 - \Delta Q_2 - \Delta Q_3 = 0 \text{ (eenheid: Jm}^{-2}\text{)}$$

Alvorens deze vergelijking uit te werken worden enkele vereenvoudigingen aangebracht. We willen namelijk weten hoe de zaak eruit ziet als de gehele warme laag tot  $0^\circ\text{C}$  is afgekoeld, immers dan kan de sneeuw in ongesmolten

vorm door die laag heen vallen. Intussen is er aan tijd  $t=t_c$  verstreken. Op  $t=t_c$  geldt dan:  $\bar{T}(t_c) = 0^\circ\text{C}$ ,  $\delta P_f(t_c) = 0 \text{ Nm}^{-2}$  en  $q_s(t_c) = q_{so}(t_c)$ , dus  $(\overline{q_s - q_{so}})(t_c) = 0$ .

Brengen we nu de termen welke niet wegvallen in de balansvergelijking dan volgt:

$$L_f R(t_c) - \frac{c_p}{g} \bar{T}(0) \delta P_f(0) - \frac{L_c}{g} \left[ \overline{q_s(0) - q_{so}} \right] \delta P_f(0) = 0.$$

Dit levert dan de "Kritische hoeveelheid neerslag", nodig om de gehele aanvankelijk warme laag tot  $0^\circ\text{C}$  af te koelen:

$$(1) R_c = \frac{\delta P_f(0)}{gL_f} \left[ \frac{c_p}{g} \bar{T}(0) - L_c \overline{(q_s(0) - q_{so})} \right] \text{ (mm)}$$

Hoe deze formule voor praktisch gebruik geschikt kan worden gemaakt wordt in hoofdstuk 4 uit de doeken gedaan.

### 3.2. Niet-verzadigde lucht.

Als in droge lucht de temperatuur boven het vriespunt is wil dat niet zondermeer zeggen dat doorvallende sneeuw ook gaat smelten. Als gevolg van het verdampen van water of ijs wordt warmte aan de sneeuwvlokken onttrokken en gaand die zich als een "natte bol" gedragen. Ze nemen dus de natte-bol-temperatuur van de lucht  $T_w$ , aan. De sneeuw smelt niet zolang  $T_w$  lager is dan  $0^\circ\text{C}$ . Het is daarom van groot belang niet het gewone temperatuurprofiel, maar het  $T_w$ -profiel in de warme laag in beschouwing te nemen. Dat houdt ondermeer in dat we niet de gewone "dikte"  $\delta P_f$  van de warme laag in rekening moeten brengen, maar de "natte-bol-dikte",  $\delta P_f^*$ .

Als  $\delta P_f^* = 0$  is, dus als in de hele kolom  $T_w < 0^\circ\text{C}$  is, zullen de sneeuwvlokken òf verdampen, òf ongehinderd de warme laag passeren, maar in elk geval niet smelten.

Als  $T_w > 0^\circ\text{C}$  is kunnen we twee gevallen onderscheiden die te maken hebben met het al dan niet meespelen van condensatie:

- a. De dauwpuntstemperatuur van de lucht,  $T_d$ , is hoger dan  $0^\circ\text{C}$ . Zeker in de smeltzone, maar in hoge mate ook daaronder, geldt nu dat de temperatuur van de neerslagelementen (ongeveer  $0^\circ\text{C}$ ) lager is dan de dauwpuntstemperatuur van de omringende lucht. Een gevolg daarvan is dat er condensatie van waterdamp uit de lucht op die neerslagelementen plaats vindt. De vrijkomende condensatie-warmte komt niet direkt ten goede aan de lucht, maar bevordert wel het smeltproces. In dit geval kunnen we dan ook stellen dat het smeltproces plaats vindt alsof het in verzadigde lucht gebeurt. We kunnen dan ook voor berekeningen formule (1) aanhouden, waarbij wel  $\delta P_f(0)$  vervangen dient te worden door  $\delta P_f^*(0)$  en  $\bar{T}(0)$  door  $\bar{T}_w^*(0)$ , de vertikaal gemiddelde natte-bol-temperatuur

in de warme laag op tijdstip  $t = 0$ .

- b. De dauwpuntstemperatuur,  $T_d$ , van de lucht is lager dan  $0^\circ\text{C}$ . Nu treedt er in eerste instantie geen condensatie op. Dat betekent dat in formule (1) de term  $L_c (q_s - q_{s0})$  kan vervallen. De extra afkoeling door optredende verdamping is al verwerkt door in plaats van  $\bar{T}(0)$  de natte-bol-temperatuur van de warme lucht,  $\bar{T}_w(0)$ , te gebruiken.

We vinden aldus:

$$(2) \quad R_c^* = \frac{C_p}{gL_f} \bar{T}_w(0) \delta P_f^*(0) \quad (\text{mm})$$

De fase in het neerslag-proces waarin geen condensatie optreedt is in de praktijk echter van korte duur. Immers, als gevolg van de verdamping neemt de luchtvochtigheid toe. De dauwpuntstemperatuur loopt op en zodra deze  $0^\circ\text{C}$  overschrijdt, krijgen we de situatie als beschreven onder a.

Afhankelijk van de neerslagintensiteit duurt het  $\frac{1}{2}$  tot 4 uur totdat de luchtvochtigheid met 70% van de initiële waarde is toegenomen.

Het moge duidelijk zijn dat, indien  $T_w$  enkele graden boven het vriespunt ligt,  $T_d$  betrekkelijk snel hoger dan  $0^\circ\text{C}$  wordt.

In de praktijk kan dan ook bijna altijd worden volstaan met de berekening als aangegeven onder a. Deze veronderstelling is bij de verifikatie getoetst, waarbij de uitkomst bevestigend was.

### 3.3. Bepaling van de dikte en temperatuur van de smeltlaag.

Kennis omtrent de dikte van de laag waarin het eigenlijke smeltproces plaatsvindt is van belang ten einde een antwoord te kunnen geven op de vraag:

Als de regen (of onderkoelde regen) niet overgaat in sneeuw, bestaat er dan wel of geen kans op "natte sneeuw" of ijsregen? Het antwoord kan bevestigend zijn als berekend wordt dat de smeltlaag op zeker tijdstip de dikte van de nog resterende warme laag overtreft.

Hoewel men op het eerste gezicht zou veronderstellen dat de dikte van de smeltlaag onder meer afhangt van het verticale temperatuurprofiel, is dat maar ten dele waar: bij het op gang komen van de neerslag. Verderop in deze paragraaf wordt aannemelijk gemaakt dat het smeltproces het temperatuurprofiel in de smeltlaag zelf instelt.

Wel hangt de verticale uitgebreidheid van de smeltzone samen met:

- a. De afmeting van de sneeuwvlokken: een grote sneeuwvlok handhaaft zich in warme lucht langer dan een kleine.
- b. De valsnelheid van de sneeuwvlokken: hoe sneller ze vallen hoe dieper ze in een warme luchtlaag kunnen doordringen alvorens geheel gesmolten te zijn.

De valsnelheid op zich hangt weer samen met:

- a. De vorm en afmeting.
- b. De dichtheid van de sneeuwvlokken: een smeltende sneeuwvlok krijgt een toenemende dichtheid en valt diensgevolge steeds sneller.
- c. Eigenschappen van de omringende lucht (zoals viskositeit).

Omdat de hiervoor opgesomde factoren ook onderling allerlei verbanden hebben en bovendien de vorm en afmeting van de sneeuwvlokken over een breed spectrum verdeeld zijn is het ondoenlijk om vanuit de theorie te gaan rekenen.

Lumb (lit. 1) heeft uitgaande van theoretische beschouwingen een betrekking afgeleid die het verband geeft tussen de dikte van de smeltlaag,  $Z_{0,9}$ , en de neerslag intensiteit,  $I$ :

$$Z_{0,9} = 2,83 a I^{0,34} + b \quad (m)$$

De index 0,9 geeft aan dat 90% van de oorspronkelijk grootste sneeuwvlokken gesmolten is. Het blijkt namelijk dat men dan nog juist sneeuwrestanten in de neerslag kan onderscheiden. De "konstanten"  $a$  en  $b$  hangen samen met de val-eigenschappen van de individuele sneeuwvlokken, die, zoals al gekonstateerd, over een breed spectrum verdeeld zijn. De enige in de praktijk bruikbare manier om  $a$  en  $b$  te leren kennen is een statistisch onderzoek. Lumb vond uit metingen voor  $a$  en  $b$  als best bruikbare waarden: 96,5, resp. 84,0, zodat we krijgen:

$$Z_{0,9} = 273 I^{0,34} + b(m), \text{ met } I \text{ de neerslagintensiteit in mm/uur.}$$

In drukverschil tussen onder- en bovenzijde van de smeltzone uitgedrukt wordt dat:

$$(3) \delta P_{0,9} = 32,3 I^{0,34} + 10 \text{ (mbar)}$$

Naar in hoofdstuk 4 zal blijken, hebben we ook de temperatuur ( $T$  of  $T_w$ ) aan de onderzijde van de smeltlaag nodig. Lumb ging in zijn artikel uit van een verzadigd-adiabatische temperatuurgradiënt,  $\gamma_s$ , in de smeltlaag en bepaalde aldus met behulp van (3) en de wetenschap dat de temperatuur aan de bovenzijde  $0^\circ\text{C}$  is een relatie voor de temperatuur aan de onderkant:

$$T_{0,9} = 1,64 I^{0,34} + 0,50 \text{ (}^\circ\text{C)}.$$

Bij de verifikatie van de af te leiden verwachtingsmethode bleek echter een systematische afwijking op te treden: té vaak werd regen berekend terwijl er toch smeltende sneeuw optrad. Deze systematische afwijking kon teniet worden gedaan door  $T_{0,9}$  iets meer dan  $1\frac{1}{2}$  maal zo groot te maken.

De oorzaak voor deze afwijking moet worden toegeschreven aan de veronderstelling van Lumb dat de verticale temperatuurgradiënt in de smeltlaag volgens  $\gamma_s$  verloopt. Er zijn redenen om daaraan te twijfelen.

Zoals in hoofdstuk 2 is uiteengezet wordt de lucht in de smeltzone onstabiel van opbouw. Als de lucht verzadigd is, zal in de opstijgende luchtmassa's condensatie optreden. Deze condensatie vindt bij voorkeur plaats op de relatief koude neerslagelementen (smeltende sneeuwvlokken van 0°C, zie ook 3.2.) en niet in de vrije lucht. Dientengevolge wordt de vrijkomende condensatiewarmte direkt overgedragen op de neerslagelementen en bevordert aldus het smelten. De omringende lucht merkt van die vrijkomende warmte niets, ook niet indirekt omdat de temperatuur van de smeltende sneeuwvlokken op 0°C blijft. De adiabatische afkoeling in de opstijgende luchtbeweging wordt zodoende niet afgeremd door de vrijkomende condensatiewarmte, zoals dat in andere situaties gebruikelijk is wanneer verzadigde lucht opstijgt. We kunnen dus verwachten dat de werkelijkheid goed benaderd wordt door in de smeltlaag een droog-adiabatische temperatuurgradiënt,  $\gamma_d$ , te veronderstellen. Dit wordt bevestigd door een nevenexperiment (zie lit. 2).

Welnu, uitgaande van  $\gamma_d$  in plaats van  $\gamma_s$  vinden we voor het onderste deel van de atmosfeer:

$$(4) \quad T_{0,9} \approx 2,73 I^{0,34} + 0,84 \text{ (}^\circ\text{C)}$$

Dat is inderdaad ruim anderhalf maal het resultaat van Lumb.

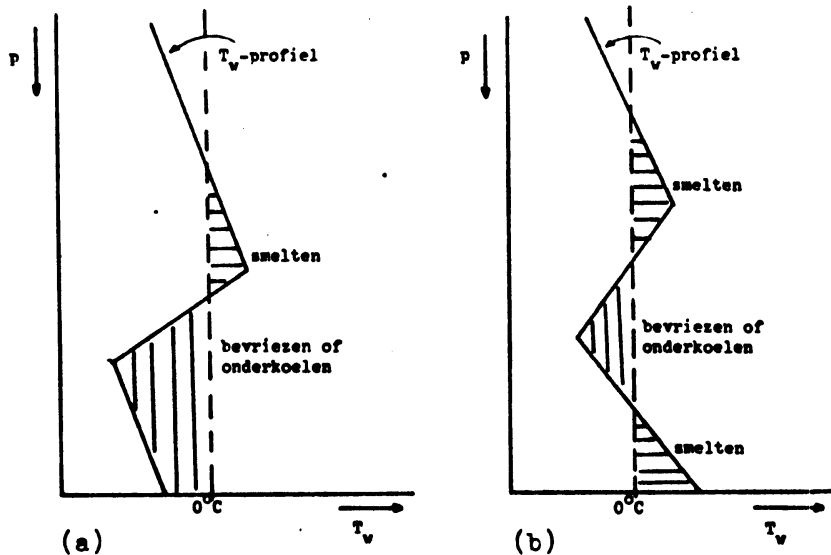
#### 4. Toepassing in de praktijk.

##### 4.1. Opmerkingen vooraf.

- Uit het voorgaande is gebleken dat de konstruktie van het verticale profiel van de natte-bol-temperatuur,  $T_w$ , van het allergrootste belang is. Bij de praktische toepassing moet men daar dan ook altijd mee beginnen.
- Indien er twee of meer "warme lagen" blijken te zijn kan men de berekeningen voor elk der lagen afzonderlijk uitvoeren en de uiteindelijke waarde van  $R_c$  is dan de som van de resultaten voor elk der lagen afzonderlijk.
- Onderkoelde regen en ijsregen vormen zich als er onder de "warme laag" een laag bevindt waarin  $T_w$  lager is dan 0°C (zie figuur 2).  
Wanneer de sneeuw in de warme laag geheel smelt, treedt in de onderliggende laag onderkoeling op. De temperatuur van de regen is dan lager dan 0°C, maar bevroering treedt pas op bij kontakt met voorwerpen (ijzelvorming).



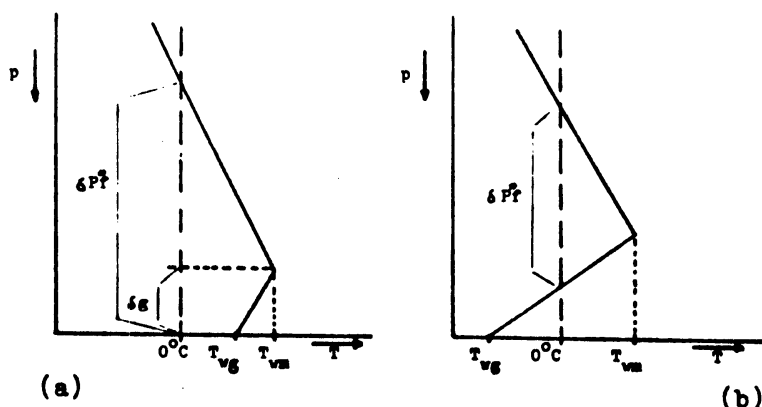
Als de warme laag dermate dun is dat de sneeuw daarin niet volledig smelt, treedt in de onderliggende laag opnieuw bevroering op en vormt zich ijsregen.



Figuur 2 : Situaties waarin onderkoelde regen of ijsregen kunnen ontstaan.

- (a) geeft aanleiding tot ijzelvorming aan het aardoppervlak
- (b) onderkoelde regen geeft alleen ijzelvorming in de koude laag; ijsregen kan echter wegens de grotere valsnelheid mogelijk door de warme laag heen vallen

- Voor gebieden welke aanzienlijk in hoogte verschillen met de hoogte van het representatieve radiosonde station, moet bij de bepaling van  $\delta P_f(0)$  een hoogtekorrektie worden aangebracht. Zo zal in dezelfde lucht  $\delta P_f(0)$  op vliegveld Zuid-Limburg in de winter 12 tot 13 mbar kleiner zijn dan in De Bilt.
- In de praktijk blijkt dat het T<sub>w</sub>-profiel in de warme laag tot twee eenvoudige benaderingen kan worden teruggebracht, zonder dat daarbij noemenswaardige fouten worden geïntroduceerd.  
Deze standaard-profielen zijn geschetst in figuur 3.



Figuur 3 : In de praktijk bruikbare standaard  $T_w$ -profielen

(a) warme laag tot op het aardoppervlak

(b) warme laag reikt niet tot het aardoppervlak

Verklaring :  $\delta P_f^*$  : zie hoofdstuk III

$\delta g$  : dikte van de laag grenzend aan het aardoppervlak met  $T_w$ -inversie

$T_{wg}$  :  $T_w$  aan het aardoppervlak

$T_{wm}$  : maximale  $T_w$  in de warme laag

Uit deze profielen is af te leiden dat de uitdrukking  $\overline{T_w(0)} \delta P_f(0)$  in de formules (1) en (2) vervangen kan worden door:

geval (a), als  $0^\circ\text{C} < T_{wg} < T_{wm}$ :

$$\frac{1}{2} \{ \delta P_f^*(0) T_{wm}(0) + \delta g(0) T_{wg}(0) \}$$

en als  $T_{wg} = T_{wm}$  is een goede benadering:

$$\frac{1}{2} \delta P_f^*(0) T_{wm}(0)$$

geval (b), dus als  $T_{wg} < 0^\circ\text{C} < T_{wm}$ :

$$\text{eveneens } \frac{1}{2} \delta P_f^*(0) T_{wm}(0)$$

#### 4.2. Het stationaire geval in de praktijk.

Onder deze situatie wordt verstaan:  $\delta f$  er treedt geen advektie op,  $\delta f$  er wordt lucht geadvekteerd waarvan de eigenschappen niet noemenswaardig verschillen van die van de reeds aanwezige lucht.

We gaan uit van formule (1):

$$R_c = \frac{\delta P_f^*(0)}{gL_f} \left[ C_p T_w(0) - L_c (\overline{q_s(0) - q_{so}}) \right]$$

Om te beginnen wordt  $(\overline{q_s(0) - q_{so}})$  via de Clausius-Clapeyron-vergelijking benaderd door:

$$(\overline{q_s(0) - q_{so}}) \approx 611 \frac{E}{\bar{p}} \approx 0.0788 \overline{T_w(0)},$$

waarin  $E = 0.622$  en  $\bar{p}$  de gemiddelde luchtdruk in de warme laag.

Dan zijn we de in de praktijk de moeilijk voldoende nauwkeurig te bepalen factor  $(\overline{q_s(0) - q_{so}})$  kwijt en krijgen:

$$R_c = \frac{\overline{T_w(0)} \delta P_f^*(0)}{gL_f} \left[ \frac{C_p + 611 \times 0,0788 E L_c}{\bar{p}} \right] \text{ (mm)}$$

Vullen we voor  $g$ ,  $L_f$ ,  $C_p$  en  $L_c$  de numerieke waarden in, benaderen we  $\bar{p}$  door 900 mbar en vervangen we  $\overline{T_w(0)} \delta P_f^*(0)$  door  $\frac{1}{2} \{ \delta P_f^*(0) T_{wm} + \delta g(0) T_{wg}(0) \}$ , dan vinden we uiteindelijk:

$$(5) \quad R_c \approx 0,028 \left[ T_{wm}(0) \delta P_f^*(0) + T_{wg}(0) \delta g(0) \right] \text{ (mm)}$$

Voor degenen die het na willen rekenen: hier is  $\delta P_f^*(0)$  en  $\delta g(0)$  in mbar uitgedrukt en niet meer in  $Nm^{-2}$ ! Dat scheelt een factor 100 in de konstante.

In verweg de meeste gevallen is de laatste term,  $T_{wg}(0) \delta g(0)$  niet aanwezig of verwaarloosbaar klein, zodat dan kan worden volstaan met:

$$R_c \approx 0,028 T_{wm}(0) \delta P_f^*(0) \text{ (mm)}$$

Verder bleek bij de verifikatie dat in plaats van de konstante factor 0,028 een waarde van 0,030 iets betere resultaten in de praktijk geeft. Dit kan worden veroorzaakt door het feit dat een eventuele warmtestroom vanuit de aarde niet in rekening is gebracht. In bijna 70% van de getoetste gevallen was er aan de sneeuwval een periode met zacht weer voorafgegaan, zodat mag worden aangenomen dat de temperatuur van het aardoppervlak dan ruim boven nul was.

Men mag verwachten dat er als gevolg van de beschreven benaderingen fouten zijn geïntroduceerd. Ook daar is naar gekeken. Uit een foutenanalyse bleek dat de relatieve fout minder dan 8% naar boven zowel als naar beneden bedroeg voor  $0^\circ C \leq T_{wm}(0) \leq +10^\circ C$  en  $800 \text{ mbar} \leq \bar{p} \leq 1020 \text{ mbar}$ , hetgeen zeer akseptabel is.

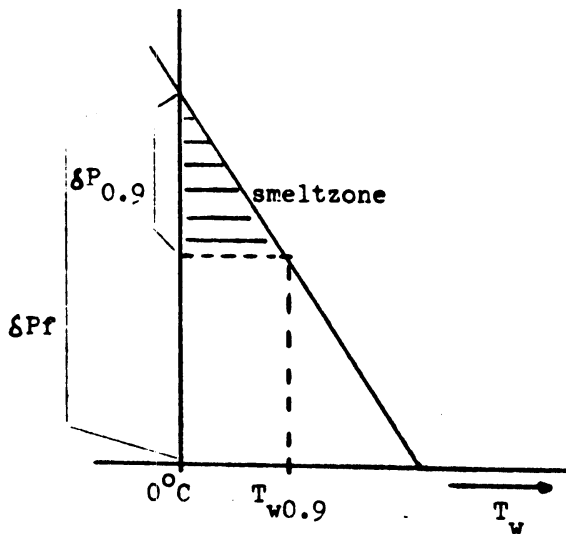
Indien het geval als genoemd in paragraaf 3.2., onder b, zich voordoet ( $T_w > 0^\circ\text{C}$ ,  $T_d < 0^\circ\text{C}$ ), kunnen we  $R_c^*$  uit formule (2) vervangen door:

$$(6) \quad R_c^* = 0,015 \left[ T_{wm}(0) \delta P_f^*(0) + T_{wg}(0) \delta g(0) \right] \quad (\text{mm}),$$

maar zoals al gezegd: in de praktijk zal dat nauwelijks nodig blijken.

In de appendix is een diagram opgenomen met behulp waarvan de termen  $0,03 T_{wm}(0) \delta P_f^*(0)$  en  $0,03 T_{wg}(0) \delta g(0)$  kunnen worden bepaald. Zonder dat diagram kan het natuurlijk ook gewoon worden uitgerekend.

Opdat smeltende sneeuw de onderkant van de warme laag kan bereiken is minder afkoeling van de lucht nodig. De kritische hoeveelheid neerslag is in dat geval dan ook geringer, afhankelijk van de neerslagintensiteit. Hoe we die correctie op de  $R_c$  moeten aanbrengen blijkt vlot uit figuur 4.



Figuur 4 : Bij de bepaling van  $R_c - R'_c$

Het is eenvoudig in te zien dat de voor de afkoeling benodigde hoeveelheid neerslag nu gelijk is aan de  $R_c$  voor droge sneeuw verminderd met een factor  $0,028 T_{w0,9} * \delta P_{0,9}$ , waarin  $\delta P_{0,9}$  de dikte in mbar is van de smeltlaag en

$T_{w0,9}$  de natte-bol-temperatuur aan de onderzijde van de smeltlaag.  
Dus voor smeltende sneeuw (eventueel ijsregen) geldt als kritische neerslaghoeveelheid:

$$R'_c = R_c - 0,028 T_{w0,9} * \delta P_{0,9}$$

Uit de relaties (3) en (4), paragraaf 3.3., volgt nu:

$$(7) \quad R_c - R'_c = 2,497I^{0,68} + 1,524I^{0,34} + 0,235 \quad (\text{mm})$$

De grafiek om  $R_c - R'_c$  te bepalen in afhankelijkheid van de neerslagintensiteit  $I$  is eveneens in de appendix opgenomen.

#### 4.3. Verifikatie op stationaire situaties.

Uit de periode januari 1975 tot en met maart 1980 zijn 78 situaties geselecteerd ten behoeve van een verifikatie van de ontwikkelde rekenmethode.

De criteria, waarop geselecteerd is, zijn:

- a. Er moet in de 12-uursperiode volgend op een radiosondeoplating ergens in Nederland tenminste 0,3 mm neerslag gevallen zijn (de verifikatie is beperkt tot het Nederlands verwachtingsgebied louter en alleen omdat daarvan de benodigde gegevens gemakkelijk te achterhalen zijn).
- b. Voor "stationair": geselecteerd op 850-mbar kaarten. Omdat werkelijk stationair in de praktijk nauwelijks voorkomt is genoeg genomen met bijna-stationaire situaties. Als eisen daartoe zijn gesteld:
  - in de betrokken 12-uursperiode geen frontpassage;
  - de temperatuur op 850 mbar mag in dezelfde periode niet meer dan 2°C variëren.
- c. Bij het begin van de neerslag moet de waargenomen temperatuur in de thermometerhut tussen -5°C en +5°C liggen. Dit is gedaan om het onderzoek te beperken tot de werkelijk relevante situaties.

Vooraf kriterium c moet men in gedachten houden als men de verifikatiecijfers wil vergelijken met de resultaten van andere methoden. Daarbij worden meestal alle gevallen met neerslag in de periode november tot en met maart in de verifikatie betrokken, ongeacht of in een aantal gevallen de neerslag optrad bij +15°C of -25°C, hetgeen tot geflatteerde resultaten leidt.

Bij de verificatie is naar het volgende gekeken:

- Onderscheid tussen de neerslagsoorten:  
 regen en onderkoelde regen (R);  
 smeltende sneeuw en ijsregen (M);  
 sneeuw (S)
- Onderscheid vloeibare neerslag (L)/(gedeeltelijk) vaste neerslag (S).
- De juistheid van de stelling dat het in de praktijk niet zinvol is onderscheid te maken tussen droge en verzadigde lucht. Als criterium voor droog is gekozen: vóór het begin van de neerslag (of op  $t=0$ ) moet gemiddeld in de warme laag gelden:  $(T-T_d) > 2^{\circ}\text{C}$ .
- Tenslotte werd er onderzocht of het voor de toepassing verschil uitmaakt of de natte-bol-temperatuur aan het aardoppervlak bij het begin van de neerslag boven of beneden het vriespunt lag.

Opmerking:

Bij deze verificatie achteraf is uitgegaan van geregistreeerde neerslaghoeveelheden. Bij de toepassing als verwachtingsmethodiek moet men eerst een uitspraak doen omtrent de te verwachten neerslaghoeveelheden en -intensiteiten. Dat lijkt een zwak punt van de methode. Sinds kort worden er echter redelijk betrouwbare neerslagsom-verwachtingen uitgegeven (ECMWF en de DWD), waarvan zinvol gebruik kan worden gemaakt, evenals van de wat beperkte methode ontwikkeld door v.d. Goot (lit. 3).

Zie voor een dergelijk gebruik van neerslagsom-verwachtingen hoofdstuk 5. Toepassing van de formules (5) en (7) op alle 78 gevallen leidt tot de volgende contingentie-tabellen:

		B e r e k e n d		
		R	M	S
Opgetreden	R	16	6	2
	M	2	10	14 ←
	S	1	1	26

Trefferpercentage : 67%  
 "Prestatie-index" : 33

		B e r e k e n d	
		L	S
Opgetreden	L	16	8
	S	3	51

Trefferpercentage : 86%  
 "Prestatie-index" : 26  
 Gestandariseerde Heidke  
 Skill Score : .37

Figuur 5 : Verifikatie stationaire gevallen. Voor de berekening is gebruik gemaakt van de formules (5) en (7).

N.B.: Voor de berekening van de gestandariseerde Heidke Skill Score wordt verwezen naar de appendix.

Uit de contingentietabellen kunnen de volgende konklusies worden getrokken:

1. Het onderscheid tussen de vloeibare en vaste neerslag wordt vrij goed berekend. Er is echter een tendens naar een te vlotte uitspraak voor vaste neerslag.
2. Het onderscheid tussen S en M is minder goed: té vaak wordt S berekend terwijl M is opgetreden (zie →).
3. Beide geconstateerde afwijkingen zijn systematisch naar de kant van het berekenen van vaste neerslag.

Om die systematische verschuiving weg te werken, zonder direkt op mogelijke oorzaken in te gaan, is nagegaan of wijziging van de konstante voorfactor in (5), 0,028, verbetering in de voorspellende waarde bracht. Het blijkt dat de waarde 0,030 het best voldoet. De verbetering komt met name tot uitdrukking in de gestandariseerde Heide Skill Score. Bij het onderscheid L/S verdubbelt die bijna. Zie figuur 6.

		B e r e k e n d		
		R	M	S
Opgetreden	R	18	4	2
	M	3	12	11
	S	1	2	25

TP : 71%  
PI : 37

		B e r e k e n d	
		L	S
Opgetreden	L	18	6
	S	4	50

TP : 87%  
PI : 29  
SHSS : .69

Figuur 6 : Als figuur 5, maar nu met konstante voorfactor 0.030.

Het onderscheid tussen M en S is weliswaar verbeterd, doch niet echt goed: zie vakje S berekend/M opgetreden.

Er zijn daarvoor twee mogelijke oorzaken aan te wijzen:

1. In het merendeel der gevallen (ongeveer 70%) was aan de neerslag een periode met zacht weer voorafgegaan. In die situaties mag verwacht worden dat de warmtestroom vanuit de grond de onderste tientallen meters van de atmosfeer

nog geruime tijd voldoende heeft kunnen verwarmen om de sneeuw enigszins te doen smelten.

2. Veel van de "stationaire" gevallen betroffen een situatie met een depressie boven het Noordzeegebied met in de onderste niveaus een stroming uit westelijke richtingen. De voortdurende aanstroming van lucht over zee kan de afkoeling vertraagd hebben.

In 43 gevallen was de lucht bij het begin van de neerslag als droog te beschouwen:  $T(0) - T_d(0) > 2^\circ\text{C}$ . Voor die gevallen zijn de berekeningen uitgevoerd met formules (6) en (7). Daarna zijn de berekeningen herhaald met de "vochtige" formules, (5) en (7). De resultaten zijn te vergelijken in figuur 7.

		B e r e k e n d		
		R	M	S
O p g e t r e d e n	R	5	5	2
	M	0	4	10
	S	0	0	17

TP : 60%

		B e r e k e n d	
		L	S
O p g e t r e d e n	L	5	7
	S	0	31

TP : 84%

SHSS : .42

( a )

		B e r e k e n d		
		R	M	S
O p g e t r e d e n	R	11	1	0
	M	2	7	5
	S	0	1	16

TP : 79%

		B e r e k e n d	
		L	S
O p g e t r e d e n	L	11	1
	S	2	29

TP : 93%

SHSS : .85

( b )

Figuur 7 : "Droge" gevallen.

a. berekening met formules (6) en (7)

b. " " " (5) " "



Konklusie:

De stelling, dat het gebruik van formule (5) in de praktijk betere voorspelmogelijkheden geeft dan formule (6), wordt duidelijk ondersteund. De scorecijfers geven het verschil in resultaten uitstekend weer. Men zou zelfs (voorzichtig) kunnen konkluderen dat de rekenmethode met (5) het in droge lucht beter doet dan in verzadigde lucht. Gezien het beperkte aantal gevallen (43) wil ik dat echter niet te sterk benadrukken.

Tenslotte is er bekeken of er verschil is tussen de gevallen waarbij aan het begin van de neerslag de natte-bol-temperatuur aan het aardoppervlak boven het vriespunt was en de gevallen waarbij die onder nul was:

		B e r e k e n d		
		R	M	S
Opgetreden	R	18	3	1
	M	2	11	7
	S	1	1	15

TP : 75%

		B e r e k e n d	
		L	S
Opgetreden	L	18	4
	S	3	34

TP : 88%

SHSS : .74

( a )

		B e r e k e n d		
		R	M	S
Opgetreden	F	1	1	1
	M	0	1	4
	S	0	1	10

TP : 63%

		B e r e k e n d	
		L	S
Opgetreden	L	1	2
	S	0	16

TP : 89%

SHSS : .33

( b )

Figuur 8 : Onderscheid naar natte-bol-temperatuur aan de grond.

a.  $T_{wg} > 0 \text{ } ^\circ\text{C}$

b.  $T_{wg} < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$

Opmerking en konklusie:

Het aantal gevallen met  $T_{wg} < 0^{\circ}\text{C}$  (19) is mogelijk te gering om een waardevolle konklusie te kunnen trekken. Als we aan dat gegeven even voorbijgaan zien we het volgende: hoewel bij het onderscheid L/S bij  $T_{wg} < 0^{\circ}\text{C}$  het hoge trefferpercentage (89%) goed lijkt, zit er toch iets scheef. De gestandardeerde Heidke Skill Score van slechts 33 wijst al in die richting. Het hoge trefferpercentage wordt hoofdzakelijk veroorzaakt door de vele gevallen met voorspelde en uitgekomen sneeuw. Van de 3 gevallen dat onderkoelde (mot-) regen bleef optreden was maar één als zodanig berekend.

Bij  $T_{wg} > 0^{\circ}\text{C}$  is het resultaat zondermeer goed.

4.4. Situaties met duidelijk aanwezige advektie.

Het voorgaande had steeds betrekking op (bijna) stationaire situaties. De ervaring wijst uit dat die slechts één derde of minder van de gevallen met neerslag beslaan. Het zou dus gewenst zijn ook in advektie-situaties soortgelijke berekeningen als bij de stationaire situaties te kunnen uitvoeren. Op de één of andere wijze moet dan de advektie in de procedure verwerkt worden.

In een poging de methode zonder computermodel te kunnen toepassen is een uiterst simpele procedure uitgetest:

$$R_{ca} = R_c(st) + \bar{v} * t^1 * \frac{\Delta R_c}{\Delta S} \quad (8)$$

                  ↑                                  ↑  
stationair          advektieterm

- met:  $\bar{v}$  : gemiddelde advektiesnelheid  
 $t^1$  : tijd verlopen na het tijdstip van de gebruikte aerologische waarnemingen  
 $\frac{\Delta R_c}{\Delta S}$  : horizontale gradiënt van  $R_c$  uit de richting van  $\bar{v}$

Bij deze simpele procedure kan men vooraf al de mogelijke foutenbronnen aangeven:

1.  $\bar{v}$  moeilijk te bepalen; subjektief.
2. Er wordt zo geen rekening gehouden met de afkoeling onderweg als gevolg van de neerslag.
3. De invloed van verticale bewegingen onderweg op het  $T_w$ -profiel is niet ingekalkuleerd (een hoogte-verandering van 50 mbar kan aanleiding zijn tot een  $T_w$ -verandering van ongeveer  $3^{\circ}\text{C}$ ).

- ad. 1: Voor ervaren meteorologen is subjektieve bepaling van  $\bar{V}$  waarschijnlijk geen probleem. Bovendien vormen goed berekende trajektoriën, indien beschikbaar, een behoorlijk houvast. Te denken valt aan de 850 of 925 mbar-trajektoriën, afhankelijk van de dikte van de warme laag.
- ad. 2: Een aanwijzing hoe op simpele wijze de afkoeling onderweg wél in rekening kan worden gebracht wordt gegeven tijdens de behandeling van twee "case-studies" (hoofdstuk 5).

Andere opmerkingen:

1. De aangegeven methode mag niet "over een front heen" worden toegepast om de eenvoudige reden dat zich na een frontpassage op alle niveaus een andere luchtsoort bevindt. Na de frontpassage moeten de berekeningen opnieuw uitgevoerd worden met de eigenschappen van de dan aanwezige luchtsoort.
2. Bij advektie van koudere en/of drogere lucht ( $\frac{\Delta R_c}{\Delta S} < 0$ ) kan  $R_{ca}$  negatief worden, dat wil zeggen: vanaf het moment dat  $R_{ca}$  negatief is geworden kan de neerslag (volgens de berekening) alleen in de vorm van sneeuw vallen.

4.4.1. Verifikatie van de berekening met warmte-advektie.

Uit dezelfde periode als bij de stationaire gevallen zijn 92 situaties met warmte-advektie geselecteerd. Daarop zijn dan berekeningen met formule (8) toegepast. Er is niet gekeken naar de neerslagvorm aan het begin van de neerslagperiode maar naar de uiteindelijke vorm aan het eind van die periode of vlak vóór een eventuele frontpassage. In veel gevallen waarbij in de navolgende tabellen sprake is van een vloeibare neerslagvorm, is de neerslag als (smeltende) sneeuw begonnen, maar is in een later stadium overgegaan in regen of onderkoelde regen. Dat zijn 41 van de 67 opgetreden "vloeibaar"-gevallen.

		B e r e k e n d	
		L	S
Opgetreden	L	64	3
	S	15	10

(a) TP : 80%  
SHSS : .36

		B e r e k e n d	
		L	S
Opgetreden	L	24	43
	S	1	24

(b) TP : 52%  
SHSS : .31

Figuur 9 : Verifikatie warmte-advektie-gevallen.

- (a) met advektieterm
- (b) zonder advektieterm

Uit de tabel in figuur 9a blijkt een trefferpercentage van 80%. Dat resultaat lijkt goed, maar het beeld wordt sterk vertekend doordat het aantal gevallen met L opgetreden dat met S opgetreden verre overtreft (67 tegen 25). Gaat men normeren door het aantal S opgetreden gelijk te maken aan het aantal L opgetreden, dan zakt het percentage treffers naar 68%! Dat het resultaat slechter is dan in de stationaire situaties blijkt ook duidelijk uit de gestandariseerde Heidke Skill Score: hier 0,36 tegen 0,69 in de stationaire situatie.

Om na te gaan of de introductie van de advektieterm tot een beter resultaat leidt dan berekening zonder de advektie mee te nemen, is de berekening ook uitgevoerd alsof de zaak stationair was. Het resultaat staat in figuur 9b. Wat vooral opvalt is het feit dat nu een behoorlijke verschuiving naar S berekend optreedt, hetgeen ook wel te verwachten was, immers ontbreekt nu de invloed van de warmte-advektie. Het trefferpercentage is nu slechts 52%. Het "genormeerde" trefferpercentage is echter 66%, terwijl de gestandariseerde Heidke Skill score op 0,31 uitkomt. Deze cijfers geven aan dat het resultaat in vergelijking met de berekening mét advektie best meevalt. Wel blijkt uit de tabellen van figuur 9: mét de advektie-term wordt de overgang naar de L-fase duidelijk overschat en zonder die term wordt de mogelijkheid van de S-fase systematisch overschat.

Die systematische verschuivingen geven gemakkelijk aanleiding tot de veronderstelling dat de gebruikte advektie-snelheden te hoog waren. Om dat na te gaan zijn de berekeningen herhaald, maar dan met advektie-snelheden welke respectievelijk 1/10, 1/4 en 1/2 bedroegen van de oorspronkelijk gebruikte snelheden.

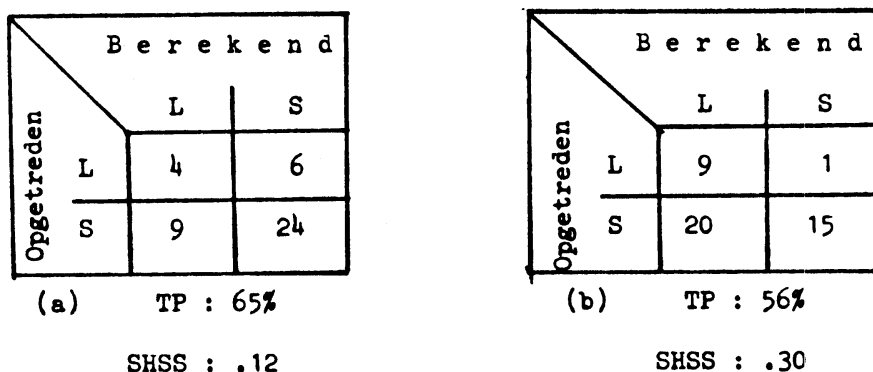
Dat leverde geen noemenswaardige verbetering op. Het was zelfs zo dat 8 gevallen met opgetreden onderkoelde regen, die eerst wel goed voorspeld waren bij verlagen van  $\bar{V}$  met een faktor  $\frac{1}{2}$  niet meer voorspeld werden. Juist vanwege het gevaarlijke karakter van dergelijke neerslag kan men zich dergelijke missers beter niet permitteren.

Het is dus niet zinvol de advektiesnelheid met een vaste faktor te verlagen. Er moeten kennelijk andere wegen bewandeld worden om tot betere resultaten te komen.

Er zijn aanwijzingen (zie hoofdstuk 5), dat bij warmte-advektie de afkoeling onderweg als gevolg van de neerslag een belangrijke rol speelt.

4.4.2. Verifikatie van de berekening met koude-advektie.

Uit dezelfde periode zijn 43 gevallen gekozen, waarbij, onder de gestelde selectie-kriteria, sprake was van neerslag bij advektie van koude lucht. De tabellen in figuur 10 geven het resultaat van de berekeningen weer.



Figuur 10 : Verifikatie koude-advektie-gevallen.

- (a) met advektieterm
- (b) zonder advektieterm

Het uit de tabel van figuur 10a af te leiden "genormeerde" treffer-percentage is slechts 56% en de gestandariseerde Heidke Skill Score 0,12. Deze cijfers geven aan dat de voorspellende waarde van de gevolgde berekeningsmethodiek bij koude-advekties bijzonder gering is. Bij kritische beschouwing van de tabel komt men tot de konklusie dat met name de gevallen waarin de neerslag vloeibaar bleef slecht werden voorspeld: in 6 van de 10 gevallen werden ten onrechte vaste neerslagvormen berekend.

Een aanwijzing omtrent de mogelijke oorzaak van die systematische fout is het feit dat in 4 van de 6 gevallen de luchttoevoer over de Noordzee plaatsvond. De aanwarming in de onderste luchtlagen door het relatief warme zee-water kan in die gevallen de koude-advektie geheel of gedeeltelijk te niet hebben gedaan. Dat is wegens tijdgebrek niet nader onderzocht.

Laat men echter in die vier gevallen de advektie-term weg, dus veronderstelt men dat de koude-advektie door de aanwarming boven zee precies wordt gecompenseerd, dan verschuiven 3 van die 4 gevallen naar het vakje L berekend/L opgetreden. Aldus wordt het "genormeerde" trefferpercentage 68% en de gestandariseerde Heidke Skill Score 0,36. Deze getallen zijn precies hetzelfde als bij de warmte-advektie, waaruit mag worden gekonkludeerd dat de gevolgde berekeningsmethodiek bij koude-advektie dezelfde waarde heeft als bij warmte-advektie. Het resultaat wordt echter kennelijk negatief beïnvloed bij advektie over zee.

Evenals bij de warmte-advektie is er ook nagegaan hoe het er uit komt te zien als men de advektie afwezig denkt. Dan krijgen we de contingentie-tabel van figuur 10b. Het "genormeerde" trefferpercentage is 65% en de gestandariseerde H.Sk.Sc is 0,30. Ook dat is goed vergelijkbaar met de warmte-advektie-situatie. Echter, uit de tabel blijkt dat nu de systematische verschuiving naar de L-fase gericht is: Volgens verwachting wordt bij veronderstelde afwezigheid van koude-advektie te vaak L verwacht.

#### 4.4.3. Samenvattende konklusie betreffende de advektie-methode.

- De wijze waarop de invloed van de advektie in rekening is gebracht leidt tot nauwelijks betere resultaten dan wanneer men in die situaties de advektie-invloed negeert.
- De resultaten in werkelijk nagenoeg stationaire situaties zijn aanzienlijk beter dan bij duidelijk aanwezige advektie.
- Nader onderzoek naar een verbeterde advektie-methodiek is daarom wenselijk. Een mogelijke aanzet daartoe wordt in het volgende hoofdstuk gegeven.

#### 5. Twee case-studies.

##### 5.1. De niet-verwachte sneeuwval op 6 november 1980.

De synoptische situatie was als volgt (zie ook fig. 11): een zwak warmtefront was de voorgaande dag in noordelijke richting de Alpen over getrokken.

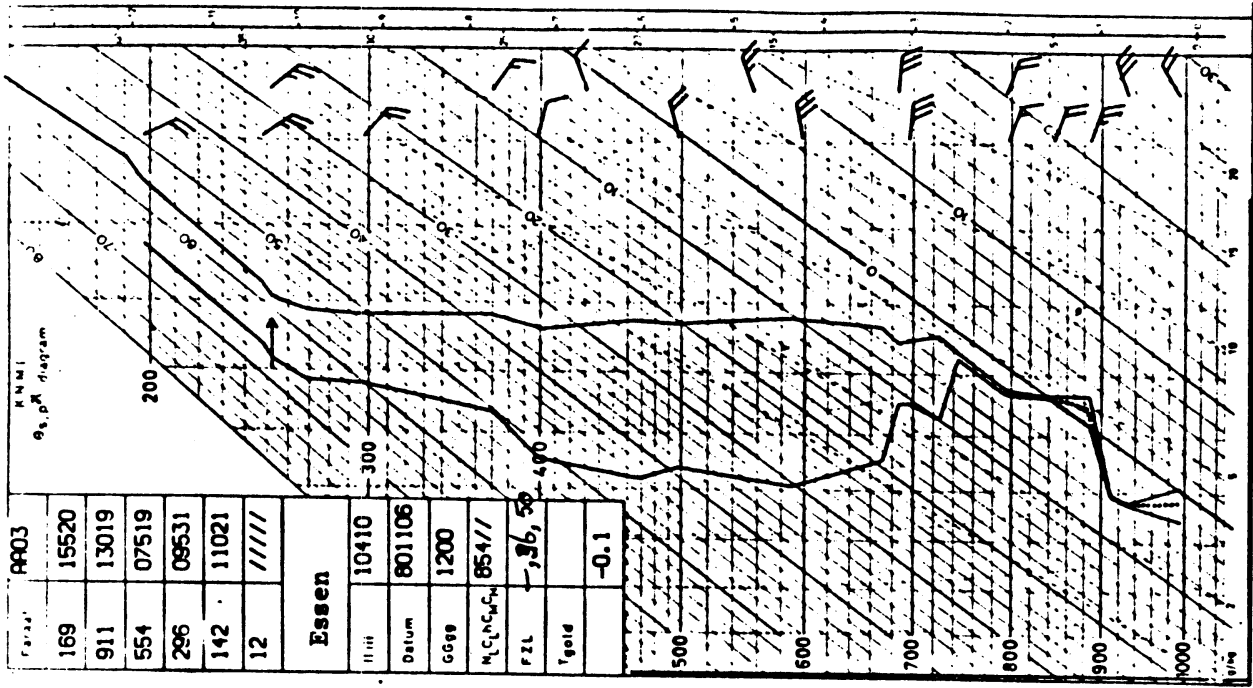
Bij de verdere noordwaartse verplaatsing schoof de warme lucht over een koude "plaklaag" in zuid- en midden-Duitsland. Te 12.00 GMT liep het "hoogtefront" van zuidoost-België naar zuid-Polen. Langs het front viel wat lichte neerslag, grotendeels in de vorm van onderkoelde motregen. De radiosonde-waarneming van Essen te 12.00 GMT laat inderdaad een warme laag zien (fig. 12). Merk trouwens op dat bij het automatisch plotten de oorsprong iets verschoven is (rechts-onder het diagram goed te zien). Bij het berekenen van  $R_c$  moet straks rekening worden gehouden met die verschuiving.

Omstreeks het middaguur kwam de temperatuur aan het aardoppervlak in Nederland vrijwel overal boven nul en bereikte in de loop van de middag waarden die varieerden tussen plus 1°C in het zuiden en plus 6°C in het noorden van het land.

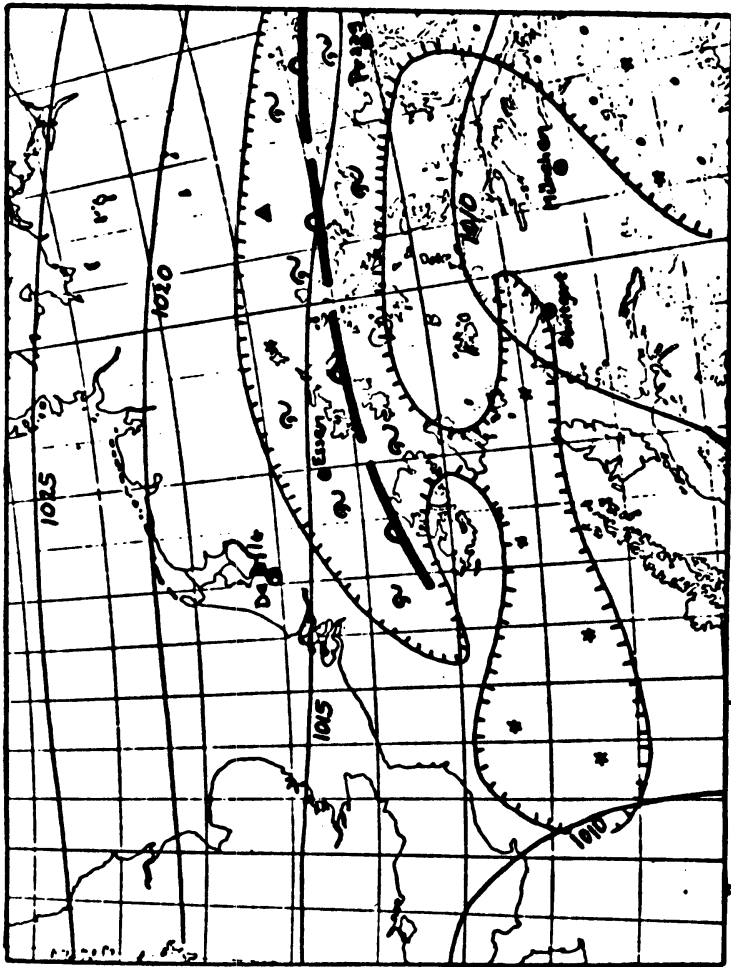
De eerste neerslagverschijnselen in Nederland werden even vóór 12.00 GMT waargenomen. In zuidoost-Brabant en in Limburg viel toen onderkoelde motregen (de natte-bol-temperatuur aan het aardoppervlak was onder nul!).

Om 15.00 GMT werd op de zuidelijke Veluwe en in Twente ijsregen waargenomen, terwijl in zuid-Limburg de neerslag inmiddels was overgegaan in sneeuw. Vanaf 16.00 GMT viel de neerslag overal in het midden en zuiden van Nederland in de vorm van sneeuw. Die sneeuw werd voor het eerst om 17.00 uur in de KNMI-verwachting voor de radionieuwsdienst vermeld. Het is duidelijk dat er in dit geval achter de feiten aan werd gelopen.

Het feit, dat men op subjektieve gronden in de veronderstelling verkeerde dat de neerslag slechts een licht karakter zou hebben, heeft daarin wellicht een rol gespeeld. Echter, de meer objektieve methode "v.d. Goot" (lit. 3) gaf, afhankelijk van de veronderstelde mate van vochtigheid in de opgetilde laag, 2 tot 4 mm neerslag in de periode 00.00 tot 24.00 GMT. De neerslagprognose van de Deutsche Wetterdienst gaf voor de periode 06.00 tot 06.00 GMT een neerslaghoeveelheid boven Nederland tussen 2 en 5 mm.

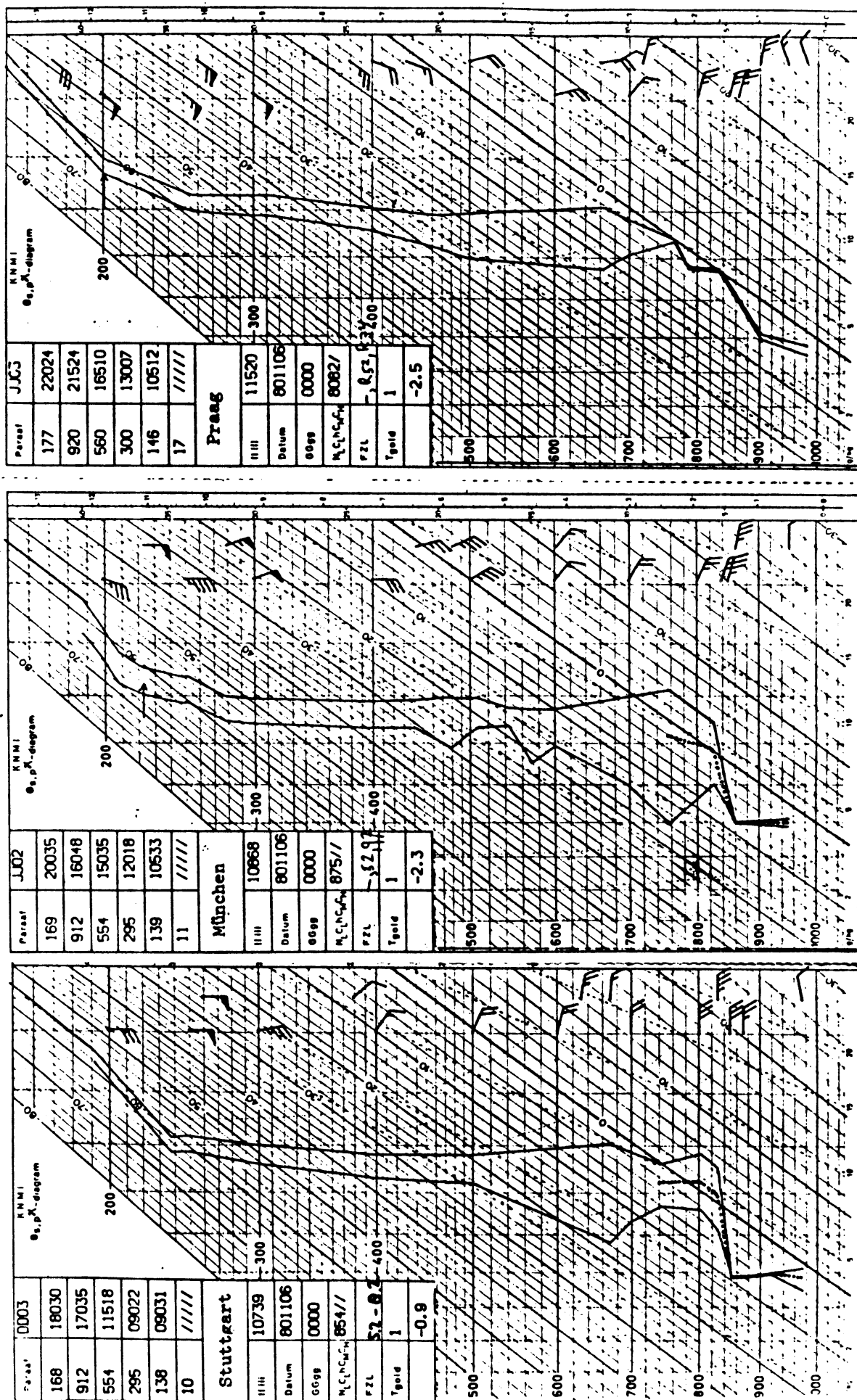


Figuur 12 : Radiosonde-diagram van Essen te 12.00 GMT  
 De stippellijn is het  $T_w$ -profiel.  
 Let op de oorsprongverschuiving van  $\frac{1}{2}$  graad!



Figuur 11 : De weersituatie op 6 november 1980, 12.00 GMT





Figuur 13 : Een drietal radiosonde-diagrammen van 6 november 1980 te 00.00 GMT  
De stippellijn stelt veer het  $T_v$ -profiel voor.

Bekijken we nu de radiosonde-waarneming van Essen dan lezen we voor  $T_{wm}$  af:  $1,5^{\circ}\text{C}$ . Wegens de oorsprongverschuiving dienen we die waarde echter met ongeveer een halve graad te verlagen.

Blijft dus:  $T_{wm} \approx 1^{\circ}\text{C}$ . Houden we bij het bepalen van  $\delta P_f^*$  ook rekening met de oorsprong-verschuiving dan vinden we:  $\delta P_f^* \approx 40 \text{ mbar}$ .

We kunnen nu  $R_c$  berekenen:  $R_c = 0,03 T_{wm} \delta P_f^* = \underline{1,2 \text{ mm}}$ .

De radiosonde-waarneming van Essen was echter pas om ongeveer 15.00 uur beschikbaar. Bekijkt men echter de temp-diagrammen van 00.00 GMT van meer stroomopwaarts gelegen stations (fig. 13), dan blijkt dat alleen uit die van Stuttgart een  $R_c$  van 1,5 mm volgt. Bij de twee andere is  $T_w$  op alle niveaus onder nul.

Op grond van deze radiosondegegevens en de objectieve neerslagprognoses zou men niet anders kunnen besluiten dan dat sneeuw de uiteindelijke neerslagvorm zou moeten zijn.

Welnu, in midden-Nederland liep de sneeuwdikte die avond en nacht op tot waarden tussen 5 en 12 cm. Kennelijk waren de objectieve neerslagprognoses ook nog aan de lage kant.

In figuur 14 is chronologisch geschetst hoe de neerslagvorm in de loop van de middag veranderde. Ook blijkt daaruit de toename van de neerslagintensiteit. De vermelde neerslagintensiteiten zijn de officiële uurlijkse opgaven van waarnemingstations in het meest actieve deel van de neerslagzone.

Tijdstip GMT	Waargenomen			Achteraf berekend			
	Soort	I(mm/hr)	R(mm)	$R_c - R$	$R'_c - R$	Soort	
zuidoost- brabant	12	~	.05	.0	1.20	.10	~
	13	~	.05	.05	1.15	.05	~
	14	~	.1	.1	1.1	-.4	△
veluwe + twente	15	△	.1	.2	1.0	-.5	△
	16	*	.2	.3	.9	-1.0	△
midden- neder- land	17	*	.3	.5	.7	-1.7	△
	18	*	.3	.8	.4	-2.0	△
	19	*	.5	1.1	.1	-2.9	△
	20	*	.5	1.6	-.4	-3.4	*
	21	*	.5	2.1	-	-	*
	22	*	.5	2.6	-	-	*

Na 22.00 GMT hield de neerslag in midden-Nederland nagenoeg op.  
Later in de nacht begon het opnieuw te sneeuwen.

Figuur 14 : Tabel waarin de chronologische ontwikkeling van de overgang van onderkoelde regen naar sneeuw is geschetst, zoals is waargenomen en zoals achteraf berekend.

Uit de tabel blijkt dat de overgang van onderkoelde (mot)regen naar ijsregen op een uur nauwkeurig achteraf goed berekend is. Die overgang wordt hoofdzakelijk veroorzaakt door de toename van de neerslagintensiteit van ongeveer 0,05 mm/uur naar 0,1 mm/uur. Zie de kolom  $R_c^1 - R$ . De hierv vermelde 0,05 mm/uur is in werkelijkheid geregistreerd als <.1 mm in dat uurvak, maar daar valt niet mee te rekenen.

De overgang van ijsregen naar sneeuw zou volgens de berekening echter pas 4 uur later mogen geschieden dan in werkelijkheid gebeurde: te 20.00 GMT in plaats van 16.00 GMT.

De vermoedelijke oorzaak is gelegen in foutief registrerende regenmeters. Die regenmeters hebben de neerslaghoeveelheden vertraagd geregistreerd doordat de sneeuw, welke vanaf 16.00 GMT viel, in de opvangtrechters te langzaam smolt. Een gevolg daarvan is een te lage neerslagintensiteit.

Dat deze verklaring uitermate plausibel is blijkt uit het volgende.

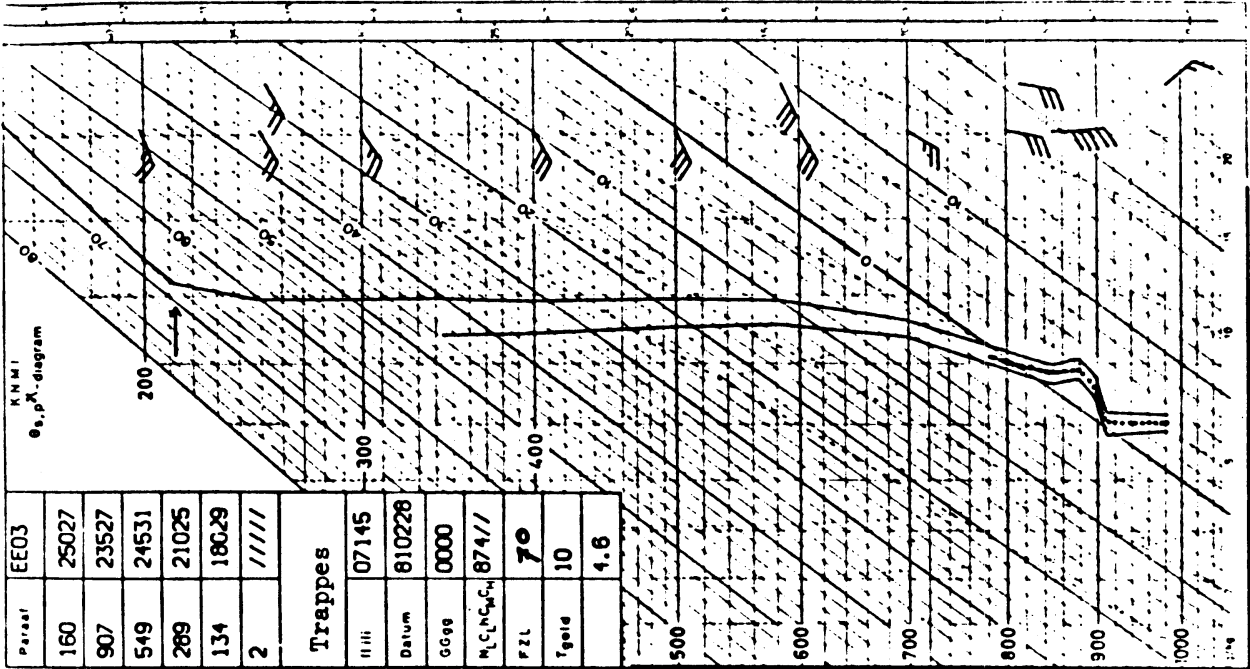
De hierna vermelde gegevens zijn verkregen uit het waarnemingsboek van het station De Bilt. Te 17.00 GMT werd voor het eerst die dag sneeuwval gemeld. Om 18.00 GMT werd 0,1 mm neerslag geregistreerd. De dikte van de versgevallen sneeuw bedroeg op dat tijdstip al 1 cm, hetgeen ongeveer overeenkomt met 1 mm neerslag! Op 7 november te 00.00 GMT werd voor de neerslag, gevallen tussen 18.00 en 00.00 GMT, opgegeven: 0,9 mm. De totale sneeuwdikte was toen reeds aangegroeid tot 4 cm, hetgeen overeenkomt met 4 mm neerslag. Het komt er dus op neer dat in de periode tussen 17.00 en 00.00 GMT de geregistreerde neerslag te De Bilt slechts één kwart bedroeg van de werkelijk gevallen neerslag-hoeveelheid en datzelfde geldt dan ook voor de neerslagintensiteit!

Gaan we van de veronderstelling uit dat dergelijke zaken ook op andere waarnemingsstations gebeurd zijn, dan verklaart dat het achterblijven van de berekende overgang naar sneeuw ten opzichte van de werkelijk opgetreden overgang voor een groot deel. Door namelijk in de tabel van figuur 14 vanaf 16.00 GMT (begin sneeuwval) de neerslagintensiteit op 1 mm/uur te stellen, komt het berekende tijdstip van de overgang tussen 16.00 en 17.00 GMT te liggen! Ik ben me ervan bewust dat dit alles op gedraai lijkt om een goed resultaat te bereiken. Desondanks kan er uit dit verhaal tweemaal lering worden getrokken: die dag was er maar weinig neerslag nodig om de (onderkoelde) regen in sneeuw te doen overgaan, die mogelijkheid was duidelijk onderschat en de wijze waarop tegenwoordig neerslag wordt gemeten is tijdens sneeuwval hoogst onbetrouwbaar.

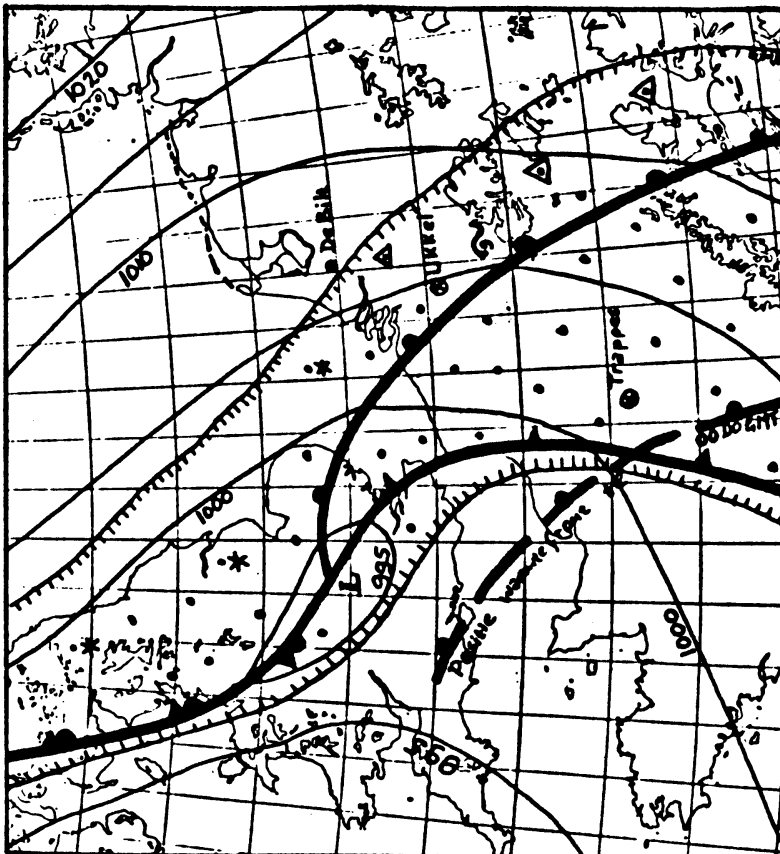
## 5.2 De niet-verwachte sneeuwval op 28 februari 1981.

Zoals uit figuur 15 blijkt lag er om 12.00 GMT een warmtefront boven midden-België. De 00.00 GMT-positie van het front is eveneens op het kaartje aangegeven. Het is duidelijk dat het warmtefront zich snel naar het noordoosten verplaatste. Te 00.00 GMT lag de voorzijde van de bijbehorende regenzone even ten noordoosten van Parijs en even vóór 13.00 GMT bereikte deze De Bilt. Uit de radiosonde-opstijging van Trappes te 00.00 GMT (figuur 16) blijkt een warme laag ter dikte van 175 mbar met een maximale  $T_w$  van + 4°C aan het aardoppervlak. Dientengevolge was de kritische neerslag voor sneeuw 21,0 mm. Dat lijkt erg veel, maar uit de die ochtend beschikbaar komende neerslagprognose van de DWD was af te leiden dat met een dergelijke hoeveelheid neerslag wel degelijk rekening moest worden gehouden. Voor de totale afkoeling moet namelijk ook de neerslag onderweg in rekening worden gebracht. Uit de DWD-prognose bleek dat in verband met de warmtefront-passage voor noord-Frankrijk 10-15 mm werd verwacht en voor België 5-10 mm, samen dus zo'n 15-25 mm. De berekende  $R_c$  valt dus wel degelijk binnen het bereik van de neerslagprognose.

Voor Nederland werd bovendien nog eens 5-10 mm verwacht. Alles bij elkaar moest dus ernstig rekening worden gehouden met een overgang van regen naar sneeuw, zo niet al in België, dan toch wel in Nederland.



Figuur 16 : Radioonde-diagram van Trappes te 00.00 GMT.  
De stippellijn is het T<sub>v</sub>-profiel.



Figuur 15 : Weersituatie 28 november 1981, 12.00 GMT

Hoe was het nu die dag met de weersverwachting gesteld?

In de vroege ochtend werd een verwachting uitgegeven met daarin vermeld:

"van het zuidwesten uit regen". Te 9 uur MET, toen de neerslagzone Zeeuws-Vlaanderen en Limburg naderde, is daar "mogelijk ijzel" aan toegevoegd, aangezien op dat tijdstip bleek dat de temperatuur in Nederland slechts langzaam boven het vriespunt uit steeg. Volledigheidshalve moet hierbij worden aangekend dat tot op dat moment de neerslagprognose van de DWD nog niet bekend was. Deze komt pas rond 09.45 MET beschikbaar. Wel hadden de in noord-Frankrijk te 06.00 GMT geregistreeerde neerslagcijfers een aanwijzing kunnen zijn voor de grote neerslagactiviteit in de frontale neerslagzone: op de geplotte neerslagkaart komt men hoeveelheden tegen van 4 tot 11 mm, terwijl de neerslag daar op dat moment nog voortduurde.

Even na het middaguur bereikte de neerslag de lijn Den Haag-Nijmegen en op dat moment lagen de (droge-bol-) temperaturen in het hele land tussen plus 1 en plus 3 graden, de natte-bol-temperatuur was overal echter nog dicht bij het vriespunt. De overgang naar een andere neerslagsoort werd het eerst kenbaar in Limburg, Brabant en Zuid-Holland. De waarnemers van Gilze-Rijen, Eindhoven en Beek (L) rapporteerden te 11.00 GMT ijsregen, de waarnemer te Zestienhoven meende een hagelbui te konstateren. Tot dat tijdstip was de frontale neerslag gewone regen geweest, met uitzondering in hoog-België en in de Vogezen, waar reeds enkele uren tevoren ijsregen en onderkoelde regen werden waargenomen. Te 14.00 uur MET werd de weersverwachting weer aangepast: "regen, voorafgegaan door ijzel of sneeuw". Inmiddels kwamen al deze verschijnselen ook voor, met het zwaartepunt op ijsregen en sneeuw. Te 17.00 uur MET viel de neerslag overal in Nederland als sneeuw, ook in Zeeland waar de neerslag als regen begonnen was. De sneeuw ging pas weer over in regen en motregen toen in de loop van de avond het warmtefront passeerde. Intussen was er in het midden van het land wel een laag van 2 tot 5 cm sneeuw gevallen.

Ook deze beschrijving illustreert hoe bij het uitgeven van de verwachtingen achter de feiten aan werd gelopen.

Evenals bij de voorgaande case-study is de verandering van neerslagsoort nagekend, uitgaande van de radiosonde-waarneming van Trappes te 00.00 GMT, dus juist in de neerslagzone:  $R_c = 21,0$  mm.

De resultaten zijn samengebracht in de tabel, hierbij gegeven als figuur 17.

De uurlijkse neerslagintensiteiten tot een met 11.00 GMT zijn geschat uit de gerapporteerde 12-uurs neerslagsommen in noord-Frankrijk en België, na 11.00 GMT uit de uurlijkse waarnemingen van Nederlandse synopstations in het meest actieve deel van de neerslagzone.

Tijdstip GMT	Waargenomen			Achteraf berekend			
	Soort	I(mm/hr)	R(mm)	$R_c - R$	$R'_c - R$	Soort	
noord- frankrijk en belgië	00	•	1.4	.0	21.0	16.0	•
	01	•	1.4	1.4	19.6	14.6	•
	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
	10	•	1.4	14.0	7.0	2.0	•
zuid- neder- land	11	△	1.6	15.4	5.6	.2	•
	12	△/✱	1.6	17.0	4.0	-1.4	✱/△
	13	△/✱	1.2	18.6	2.4	-2.3	✱/△
midden- neder- land	14	△/✱	1.5	19.8	1.2	-4.0	✱/△
	15	✱	1.3	21.3	-.3	-6.2	✱
	16	✱	1.4	22.6	-	-	✱
	17	✱	1.3	24.0	-	-	✱
	18	✱/✱	1.0	25.3	-	-	✱
	19	✱/•	1.1	26.3	-	-	✱
Tussen 19.00 en 20.00 GMT passeerde het warmtefront midden-Nederland, waarna de neerslag in regen en motregen overging.							

Figuur 17 : Tabel waarin de chronologische ontwikkeling van de overgang van regen naar sneeuw is geschetst, zoals is waargenomen en zoals achteraf berekend.

Uit de tabel blijkt dat de overgang van regen naar ijsregen of smeltende sneeuw en vervolgens naar sneeuw achteraf bijzonder goed te berekenen was, vooral als men bedenkt dat de berekeningen een tijdsbestek in de orde van 12 uur beslaan.

Het feit dat vanaf 18.00 GMT de neerslag in midden-Nederland begon over te gaan in smeltende sneeuw en gewone regen heeft te maken met de noordwaartse helling van het warmtefront. Op enkele honderden meters hoogte begon toen de andere, aanzienlijk warmere, luchtsoort reeds binnen te komen. In het zuiden was de neerslag reeds overgegaan in regen en motregen.

Dit rekenvoorbeeld laat zien dat het bij advektie mogelijk is door berekening de verandering van neerslagsoort tijdig aan te kondigen als men de beschikking heeft over het nodige inzicht betreffende de neerslagintensiteit. In dit geval kon men dat inzicht inderdaad hebben, zoals in het begin van deze paragraaf is beschreven.

Weliswaar betreft het hier slechts één voorbeeld en zal het zeker niet altijd zo mooi lukken. Maar het geeft in elk geval de weg aan langs welke mogelijk betere resultaten kunnen worden bereikt dan met de toepassing van de in hoofdstuk 4 behandelde advektie-methode. Een geregelde toepassing in de dagelijkse weerdienst-praktijk zal daarover te zijner tijd uitsluitsel kunnen geven.

Kortweg komt het dus neer op:

Bereken uit een radiosondewaarneming juist in of vlak vóór het neerslaggebied (indien beschikbaar) de kritische hoeveelheid neerslag en ga vervolgens na of die neerslaghoeveelheid al dan niet kan zijn gevallen vóórdát de neerslag het verwachtingsgebied bereikt.

### 5.3. Konklusie uit de case-studies.

- Ook bij advektie is het zinvol de kritische neerslaghoeveelheid voor sneeuw te berekenen. Het is wel essentieel daarvoor de juiste "brontemp" te kiezen, zo mogelijk in of vlak vóór de naderende neerslagzone.
- Hoewel aan de resultaten van case-studies niet zondermeer veel waarde mag worden gehecht wat betreft de herhaalbaarheid in andere situaties, lijkt het de moeite waard de aangeduide werkwijze in de praktijk toe te passen. Met name de tamelijk nauwkeurige bepaling van het tijdstip van overgang naar een andere neerslagvorm scheidt vertrouwen in de methode.
- Zoals in de vorige paragraaf al is aangegeven kunnen objectieve neerslagprognoses goed bruikbaar zijn bij het afwegen of de kritische neerslag al dan niet bereikt kan worden. In het geval van 6 november 1980 was de neerslaghoeveelheid op louter subjektieve gronden duidelijk onderschat, waardoor waarschuwingen voor de toch niet geringe sneeuwval te laat kwamen.
- In paragraaf 5.1. bleek dat de neerslagregistratie tijdens sneeuwval hoogst onbetrouwbaar is. Het zou daarom de moeite waard zijn om de ontwikkeling en het gebruik van registrerende sneeuwwegers te overwegen.



6. Appendix.

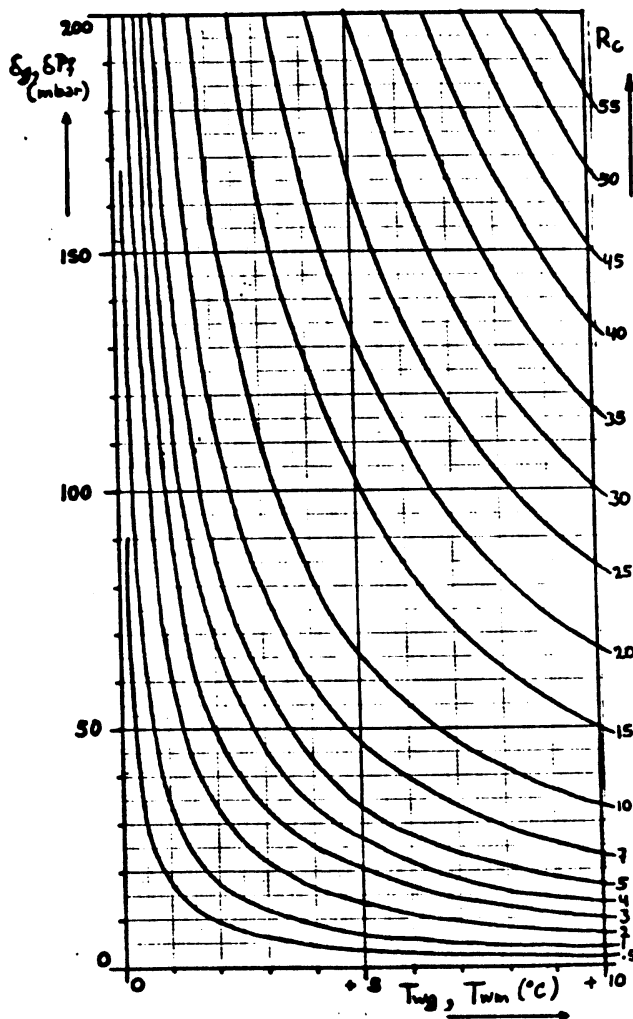
6.1. Grafische bepaling van  $R_c$ .

Hoewel men voor de berekening van  $R_c$  met behulp van formule (5) kan volstaan met een eenvoudig zakrekenapparaatje of zelfs met een kladblaadje, is de relatie tussen  $R_c$  enerzijds en de drukvariabelen  $\delta P_f^*$ ,  $\delta g$  en natte-bol-temperatuur  $T_{wm}$  en  $T_{wg}$  anderzijds in een diagram verwerkt (fig. 18). In het diagram is de konstante 0,028 uit formule (5) vervangen door de betere waarde 0,030.

We splitsen (5) als volgt:

$$R_c \approx 0,03 T_{wm} \delta P_f + 0,03 T_{wg} \delta g = R_{c1} + R_{c2}$$

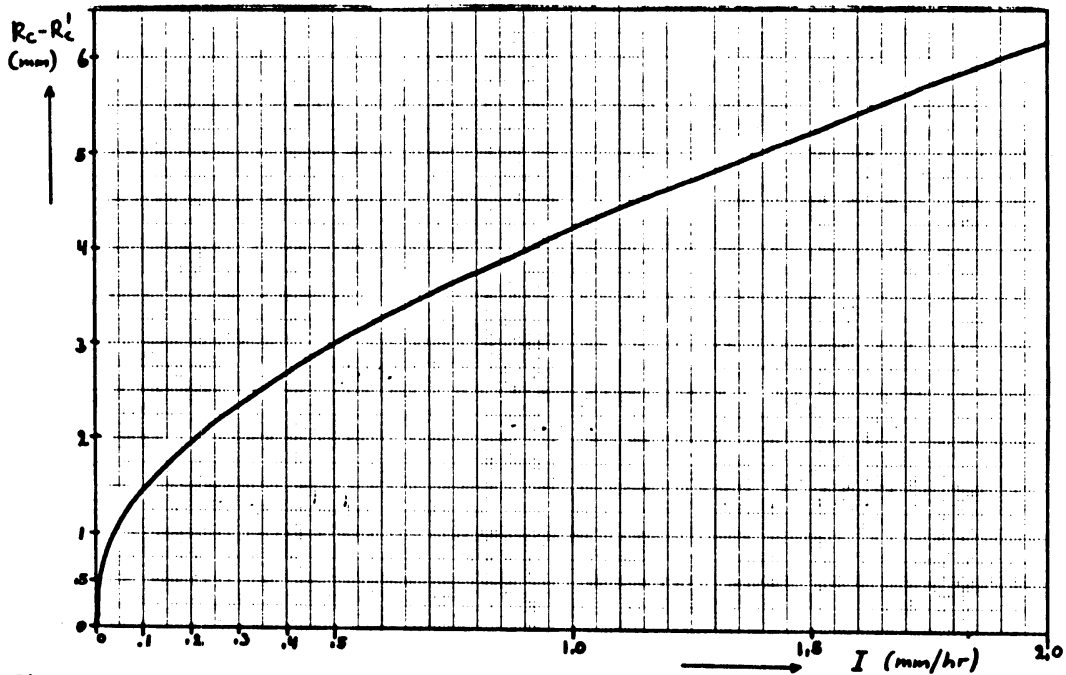
Met behulp van het diagram bepalen we  $R_{c1}$  en  $R_{c2}$  en tellen deze bij elkaar op. In de praktijk is het trouwens meestal voldoende  $R_{c1}$  te bepalen.



Figuur 18 : Diagram ter bepaling van  $R_c$ .

6.2. Grafische bepaling van  $R_c - R_c^1$ .

In tegenstelling tot de bepaling van  $R_c$ , is de bepaling van  $R_c - R_c^1$  ingewikkelder en kunnen bij berekening gemakkelijk fouten worden gemaakt. Van formule (5) is dan ook een grafiekje gemaakt zodat  $R_c - R_c^1$ , in samenhang met de neerslagintensiteit  $I$ , gemakkelijk te bepalen is.



Figuur 19 : Relatie tussen de neerslagintensiteit  $I$  en  $R_c - R_c^1$ .

6.3. Uitleg betreffende de gestandariseerde Heidke Skill Score.

Als we uitgaan van een twee bij twee kontingentietabel om de waarde van een voorspelling tegen het toeval te toetsen, bestaan daarvoor allerlei methoden. Momenteel is de Heidke Skill Score (HSS) erg in zwang.

Ga uit van onderstaande kontingentietabel:

v o o r s p e l d

w a a r g e n o m m e n		X	Y	
	X	A	B	A + B
	Y	C	D	C + D

A, B, C en D zijn aantallen, bijvoorbeeld B is het aantal malen dat Y voorspeld is en X is opgetreden.

De Heidke Skill Score is dan:

$$HSS = \frac{(A + D) - \frac{E}{N}}{N - \frac{E}{N}}$$

met  $E = (A + B)(A + C) + (B + D)(C + D)$

en  $N = A + B + C + D$

Als nu alle voorspellingen juist zouden zijn, dan is  $B = C = 0$  en eenvoudig rekenwerk laat zien dat:  $HSS = +1$ .

Als alle voorspellingen fout waren dan is  $HSS = -\frac{2 BC}{B^2 + C^2}$  en als nu  $B = C$  dan  $HSS = -1$ .

Als het resultaat louter een gevolg van het toeval is, dan is  $A = B = C = D$  en  $HSS = 0$ .

Het resultaat van de voorspelmethode is dus gunstiger naarmate HSS dichter naar +1 toekomt.

De Heidke Skill Score heeft als nadeel dat de getalswaarde varieert met verandering van de verhouding in het totale aantal X opgetreden ( $A + B$ ) en het aantal Y opgetreden ( $C + D$ ).

Dat zien we hierboven bij het voorbeeldje waarin alle voorspellingen fout waren verondersteld:

als  $B = C$ , dan is  $HSS = -1$ , maar als nu  $B = 2C$ , dan is  $HSS = -\frac{4}{5}$ .

Om dat nadeel te ondervangen kunnen we standarisieren door te zorgen dat de aantallen ( $A + B$ ) en ( $C + D$ ) aan elkaar gelijk worden, bijvoorbeeld door A en B beide te vermenigvuldigen met de verhouding  $(C + D)/(A + B)$ . De zo ontstane SHSS komt dan te liggen tussen -1 en +1.

7. Literatuurlijst.

1. F.E. Lumb : Downward penetration of snow in relation to the intensity of precipitation.  
Met.Mag. Vol. 92, No. 1086, 1963, p.1-14.
2. R.A.A.M. Ivens : Doctoraalscriptie betreffende het onderhavige onderwerp.  
Gereed: 2e kwartaal 1982.
3. C.J. van der Goot : Enige operationele ervaringen met trajektoriën.  
KNMI-verslag, V-359, 1980.
4. C.J. Boyden : A comparison of snow predictors.  
Met.Mag. Vol. 93, No. 1109, 1964, p.353-365.
5. F.E. Lumb : Cotswolds snowfall of 1 November 1942.  
Met.Mag. Vol. 89, 1960, p.11-15
6. M.P. Langleben : The terminal velocity of snowflakes.  
Q.J.Roy.Meteor.Soc., Vol.80, 1954, p.174-180.