

KONINKLIJK NEDERLANDS  
METEOROLOGISCH INSTITUUT

Wetenschappelijk Rapport W.R. 62-1

A.W. Hanssen

Een objektieve methode voor onweersvoorspellingen

De Bilt, 1961

All Rights Reserved.

Nadruk zonder toestemming van het K.N.M.I. is verboden.

A.W. Hanssen

EEN OBJEKTIEVE METHODE VOOR ONWEERSVOORSPELLINGEN

1. Inleiding

Sedert enkele jaren wordt bij het opstellen van de dagelijkse korte termijn-verwachtingen t.a.v. het element neerslag gebruik gemaakt van een objektieve methode. Op grond van de behaalde resultaten met deze methode leek het de moeite waard om te trachten voor onweersvoorspellingen met korte termijn eveneens een objektieve methode te ontwerpen.

Er bestond reeds sinds 1954 een door LOPES CARDOZO ontwikkelde objektieve methode voor onweersverwachtingen. Deze methode geeft 's ochtends te 0700h een uitspraak over de kans op onweer in de periode 1900h 's avonds tot 1900h de volgende avond. De verwachtingsperiode is dus tamelijk groot en het eindpunt ervan ligt bovendien meer dan 36 uur verwijderd van het tijdstip waarop de aanvangs-variabelen zijn bepaald.

Het staat vast, dat het verband tussen het te voorspellen verschijnsel en de aanvangsvariabele snel afneemt naarmate zij in de tijd verder van elkaar verwijderd zijn. Dit is vermoedelijk een reden, dat de methode in onbruik is geraakt. Verder is de methode CARDOZO gebaseerd op ongeveer 270 gevallen, waarvan slechts enkele met oostelijke bovenstroming. Hieruit blijkt, dat het basismateriaal door zijn beperktheid niet representatief is. Bij de nieuwe methode, die hier wordt behandeld, is de periode 0700 - 2100h gekozen, welke periode praktisch samenvalt met die van de ochtendverwachting. De ochtendverwachtingen kunnen in de zomer zeker als de belangrijkste beschouwd worden.

Het waarnemingsmateriaal bestaat uit ongeveer 1000 gevallen, waarbij voldoende "oost"-gevallen voorkomen om een splitsing naar "oost" en "west" niet alleen mogelijk maar bovendien noodzakelijk te maken.

Overigens kan men de in dit rapport beschreven methode zien als een modificatie en uitbreiding van de methode CARDOZO. Het betreft hier een statistische bewerking volgens een methode, aangegeven door BESSON [1] en BRIER [2], van enkele bekende onweersregels en geeft een uitspraak over de kans op onweer als functie van 4 variabelen.

## 2. Enkele definities en omschrijving van het probleem

De hier beschreven methode heeft betrekking op het voorspellen van onweer in de zomermaanden, waarbij de periode loopt van 07-21h.\* Onweersmeldingen zijn gedefinieerd door  $ww \geq 91$  uit de uurlijkse waarnemingen van 10 waarnemingsstations, die gelegen zijn zoals het kaartje in fig. 1 aangeeft.

In de periode 07-21h wordt onweer geacht te zijn opgetreden, als er ergens op deze 10 waarnemingsstations een of meer meldingen ( $ww \geq 91$ ) zijn gedaan.

De klimatologische kans op het aldus gedefinieerde verschijnsel bedraagt:  $P_k = 0.27$ . (De overeenkomstige kans voor het centrum van het gebied bedraagt:  $P_k^c = 0.14$ ).

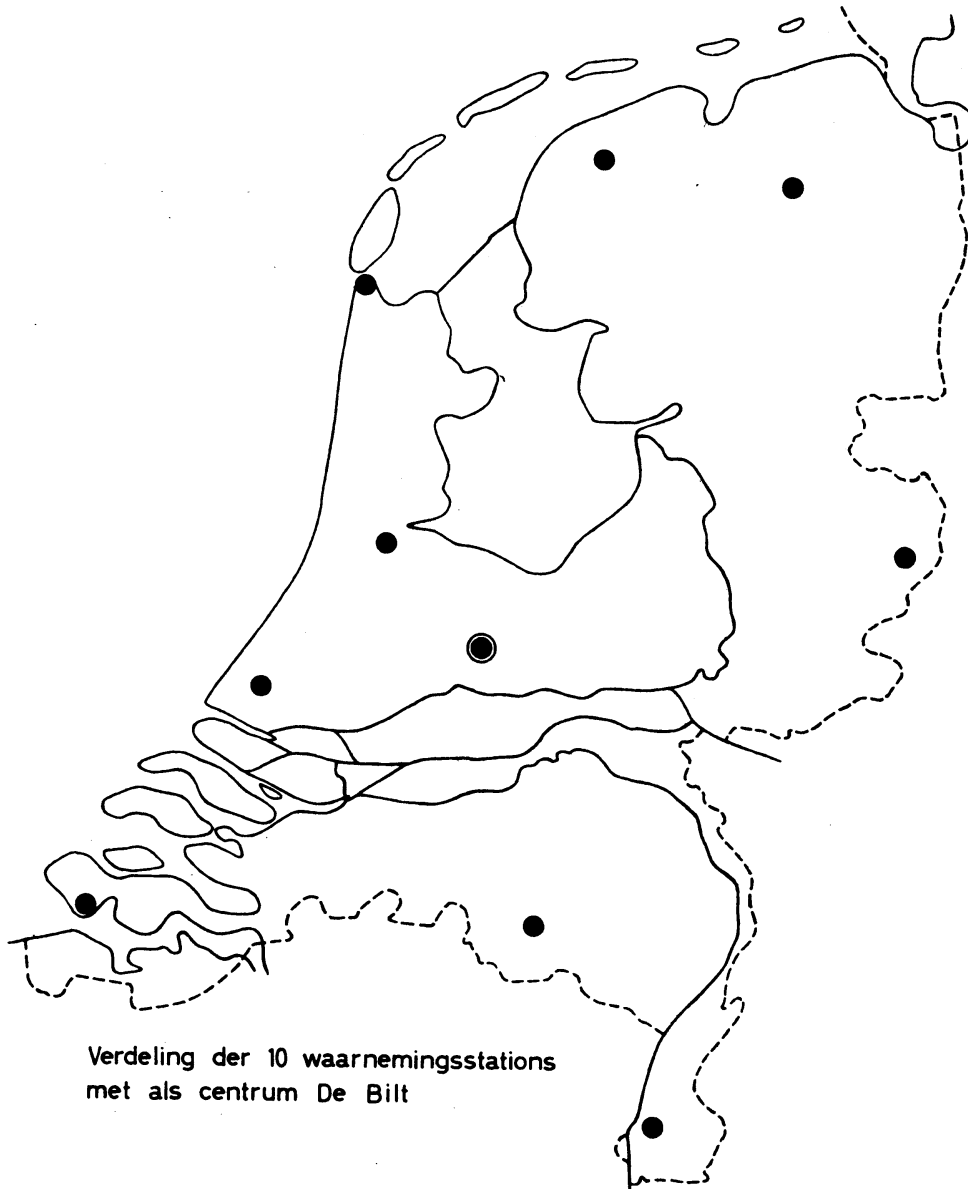
Het verschijnsel onweer is dus gedefinieerd als een alternatieve variabele voor een gebied en telkens voor een bepaalde periode. Nu zijn er een aantal grootheden, in het vervolg aanvangsvariabelen<sup>\*\*\*</sup> genoemd, waarvan op grond van fysisch inzicht en ervaring kan worden beweerd, dat ze verband houden met onweer. Dit is bijvoorbeeld het geval met de luchtdruk, de stabiliteit van de lucht, de luchtvochtigheid enz.

Op grond van verschillende aanvangsvariabelen alsmede combinaties ervan kunnen in een bepaald geval talrijke kansen op het optreden van onweer bepaald worden, die onderling aanzienlijk kunnen verschillen. Wanneer vastgesteld is [3] hoe groot de kans op onweer moet zijn om onweer te voorspellen, kunnen de onderling verschillende kansen dus aanleiding geven tot tegengestelde uitspraken.

Om te komen tot een optimale voorspelmethode, dient men de voorspelresultaten van verschillende aanvangsvariabelen of combinaties ervan onderling te vergelijken.

\* tijden alle in Middel Europese Tijd (MET).

\*\*\* in de Engelse literatuur wordt het woord predictor gebruikt.



Verdeling der 10 waarnemingsstations  
met als centrum De Bilt

Fig. 1

Het frekwentie-vierkant (of kontingentietabel), dat ontstaat uit een serie voorspellingen, die volgens een bepaalde aanvangsvariabele of combinatie ervan gemaakt worden, biedt de mogelijkheid tot een dergelijke vergelijking.

De algemene gedaante van het frekwentie-vierkant is:

		voorspeld	
		+	-
opgetreden	+	$a_1$	$a_2$
	-	$a_3$	$a_4$

waarin de  $a_i$  frakties voorstellen,  
dus  $\sum a_i = 1$ .  
+ = ja-verschijsel  
- = nee-verschijsel

Het verband tussen voorspeld en opgetreden wordt volgens KUIPERS [4] gegeven door de prestatie-index, die gedefinieerd is als:

$$I = \frac{a_1}{a_1 + a_2} + \frac{a_4}{a_3 + a_4} - 1 = \frac{a_1}{p_k} + \frac{a_4}{1 - p_k} - 1 \dots\dots\dots (I)$$

waarin  $p_k$  de klimatologische kans op het verschijnsel is.

Voor de standaarddeviatie van deze grootheid kan afgeleid worden:

$$S_I = \frac{4p_k(1-p_k) - (I^*)^2}{n} \dots\dots\dots (II)$$

waarin  $I^*$  de universumwaarde van de prestatie-index en  $n$  het totaal aantal gevallen van het frekwentie-vierkant is. Hierdoor wordt het mogelijk om de significantie van de verbanden te onderzoeken.

I kan worden geschreven als  $\frac{a_1 a_4 - a_2 a_3}{(a_1 + a_2)(a_3 + a_4)}$ . I vertoont sterke verwantschap met de grootheid

$$V = \frac{a_1 a_4 - a_2 a_3}{\sqrt{(a_1 + a_2)(a_1 + a_3)(a_2 + a_3)(a_3 + a_4)}}, \text{ die de associatie tussen 2 eigenschappen in een frekwentie-vierkant weergeeft.}$$

Men kan nu aantonen [4] dat I maximaal wordt, indien een verschijnsel voorspeld wordt als de aktuele kans  $p_a$  op grond van een aanvangsvariabele groter is dan de klimatologische kans  $p_k$ .

Bij toepassing van deze gedragslijn geeft iedere aanvangsvariabele of combinatie van aanvangsvariabelen dus een bijbehorende I. Als optimale voorspelmethode geldt die methode, waarvan I significant maximaal is.

Het verband tussen de verschillende aanvangsvariabelen en de onweerskansen is onderzocht aan waarnemingsmateriaal uit de zomermaanden 1949 - 1959. Dit afhankelijke materiaal bestaat uit  $11 \times 92 = 1012$  14-uursperiodes, waarvan er enkele afvallen, omdat de eraan voorafgaande nacht-radiosondeopstijging ontbreekt of niet volledig is.

### 3. Systematisch onderzoek der aanvangsvariabelen

#### 3.1 Onderzoek der aanvangsvariabelen uit de literatuur

Volledig uitgewerkte objektieve methoden voor onweersvoorspellingen, waarbij zowel parameters aan het aardoppervlak als bovenluchtparameters gebruikt worden, zijn in de literatuur maar sporadisch te vinden. De meeste onderzoeken zijn niet gepubliceerd in de meteorologische tijdschriften maar schijnen te bestaan uit ongepubliceerde manuscripten voor plaatselijk gebruik. (Dit is o.a. bij het K.N.M.I. het geval bij de in 1. besproken methode). Gezien de beperkte toepasbaarheid ten gevolge van het plaatselijk karakter is dit heel begrijpelijk. Wel zijn er in de loop der jaren verschillende stabiliteitskriteria gepubliceerd waarmee, aan de hand van de verticale opbouw van de atmosfeer in de onderste 5 km., een uitspraak over de onweerskans gegeven wordt. Omdat deze stabiliteitskriteria als aanvangsvariabelen kunnen dienen, zijn ze door ons, waar mogelijk, systematisch onderzocht. In dit rapport wordt volstaan met een opsomming en korte beschrijving van de stabiliteitsindices.

##### 3.1.1 Showalter-index (1946)

Deze wordt als volgt bepaald uit de nacht-radiosondeopstijging: Een luchtdeeltje op 850 mb wordt in gedachten droog-adiabatisch opgetild totdat condensatie optreedt. Vervolgens verloopt de temperatuur bij voortgezette optilling volgens een verzadigd adiabaat. Aldus kan een temperatuur  $T_{500}^1$  gedefinieerd worden, die een opgetild luchtdeeltje heeft bij aankomst in het 500 mb-vlak. Het verschil tussen de aktuele temperatuur  $T_{500}$  en  $T_{500}^1$  is een maat voor de stabiliteit volgens Showalter. Bij grote positieve waarden van  $I_s = T_{500} - T_{500}^1$  zullen dus kleine onweerskansen en bij sterk negatieve  $I_s$  zullen grote onweerskansen behoren. [5]

Het is niet mogelijk een algemeen geldend verband tussen  $I_s$  en de onweerskans te geven, omdat de plaatselijke omstandigheden verschillend zijn. Algemeen wordt aangenomen, dat de Showalter-index een goede maat is voor de onweerskans. In hoeverre dit op waarnemingen berust en dus geverifieerd is, zullen we buiten beschouwing laten. In onze omgeving blijkt het verband met onweer in elk geval minder goed te zijn, want op grond van ongeveer 1000 waarnemingen hebben we kunnen vaststellen, dat het verband tussen de luchtdruk en onweer minstens even groot is. Het verband tussen de Showalter-index en onweer wordt nl. uitgedrukt door het frekwentievierkant

	voorspeld	
	+	-
opgetreden	+ 175	94
	- 215	526

Hiervan bedraagt de prestatie-index 0.36. (Zie 2)

Het overeenkomstige frekwentievierkant dat het verband tussen onweer en luchtdruk weergeeft:

	voorspeld	
	+	-
opgetreden	+ 232	38
	- 358	385

Hiervan bedraagt de index 0.38.

Hieruit volgt, dat de Showalter-index zelfs de vergelijking met een eenvoudig te bepalen variabele niet kan doorstaan. Uit 3.2.6 blijkt overigens, dat er betere informatie over onweer uit de radiosondeopstijging kan worden gehaald.

### 3.1.2 Lifted index van Galway (1955)

Deze wordt op dezelfde manier bepaald als de Showalter-index met dit verschil, dat niet van een deeltje op 850 mb wordt uitgegaan, maar van een hoogte, die afhankelijk is van de vochtigheidstoestand in de onderste 1000 m en de te verwachten maximumtemperatuur. [6] Volgens Galway levert deze modifikatie betere resultaten dan de Showalter-index. Het bezwaar is nu echter weer, dat de index niet objektief meer is maar afhankelijk van de niet bekende maximumtemperatuur. Deze index komt dus evenmin in aanmerking als aanvangsvariabele.



### 3.1.3 Similä-index (1949)

Deze houdt behalve met de verticale temperatuurverdeling ook rekening met de verticale vochtigheidsverdeling.

Similä onderscheidt:

- 1e  $T_{500}^d$ , de temperatuur, die een luchtdeeltje aanneemt, indien het droogadiabatisch van 850 naar 500 mb wordt gebracht.
- 2e  $T_{500}^s$ , de temperatuur, die een luchtdeeltje aanneemt, indien het volgens een verzadigd adiabaat van 850 naar 500 mb wordt gebracht.

De stabiliteitsindex luidt nu:

$$T = \frac{T_{500}^s - T_{500}^d}{T_{500}^s - T_{500}^d} \times 10$$

Hierbij wordt een correctie toegepast, die afhankelijk is van de gemiddelde vochtigheidstoestand tussen 850 en 500 mb. Deze correctie wordt empirisch bepaald en bij de stabiliteitsindex opgeteld. [7] Ook deze methode komt in wezen neer op het bepalen van een temperatuurverschil op 500 mb. In de eerste instantie verwachten we hier dus geen betere resultaten maar het is mogelijk, dat toepassing van de vochtigheidscorrectie een verbetering ten gevolge heeft.

We hebben (wegens de bewerkelijkheid) de Similä-index toegepast op een gedeelte van het waarnemingsmateriaal, nl. op 182 gevallen uit de zomers 1958 en 1959. Het verband tussen Similä-index (gecorrigeerd) en onweerskans wordt gegeven door:

$$\begin{array}{r} + \quad - \\ + \quad 36 \quad 12 \\ - \quad 41 \quad 93 \end{array} \quad \text{met } I = 0.44$$

Dit is wat hoger dan de Showalter-index over dezelfde periode, die  $I = 0.40$  oplevert.

Het verband met de luchtdruk  $pp_{01}^*$  levert over dezelfde periode echter  $I = 0.51$  op. Verder is de bepaling van de Similä-index met correctie voor de praktische weerdienst te tijdrovend. Op grond van het voorgaande komt deze index niet in aanmerking als aanvangsvariabele.

### 3.1.4 Faust-index (1950)

Evenals bij de vorige index wordt hier rekening gehouden met de vochtigheidstoestand in de hogere niveaus.

\* luchtdruk te 01 h.

Op grond van de temperatuuropbouw alleen zal men doorgaans te vlug tot labiliteit besluiten, want opstijgende wolkenmassa's zullen aan de buitenkant des te sterker verdampen naarmate de omgeving droger is en hierdoor afkoelen. Deze afkoeling doet de stijgkracht van de wolkenmassa afnemen. Indien met dit effect geen rekening wordt gehouden, wordt de labiliteit overschat. Faust bepaalde empirisch met welk bedrag de thermische stabiliteit vermindert in afhankelijkheid van de gemiddelde vochtigheid tussen het condensatieniveau en de hoogte van het 500 mb-vlak. Ook bij deze methode worden de onweerskansen afgeleid uit temperatuurverschillen op 500 mb hoogte.[8] De Faust-index is eveneens getoetst aan 182 gevallen uit de zomers 1958 en 1959.

Het verband met de onweerskans wordt hier gegeven door:

$$\begin{array}{r} + \quad - \\ + \quad 40 \quad 8 \\ - \quad 45 \quad 89 \end{array} \quad \text{met } I = 0.49$$

De Faust-index levert dus in de beperkte steekproef (ongeveer 1/5 van het totale materiaal) het beste resultaat van de drie indices.

Verder dient opgemerkt te worden, dat bij de toepassing gebruik gemaakt is van tabellen, die door Faust opgesteld zijn voor een streek met meer kontinentaal karakter. Omdat echter de toepassing in de dagelijkse weerdienst, evenals bij de Similä-index, te ingewikkeld is, zien we verder van de Faust-index af.

### 3.2 Onderzoek der door ons gekozen variabelen

#### 3.2.1 Luchtdruk (pp)

De invloed van deze variabele op de onweerskans is reeds in 3.1.1 ter sprake gekomen. Om praktische redenen hebben we de luchtdrukwaarden van 01.00 MET gekozen (pp<sub>01</sub>). Het verband met de onweerskans zien we uitgedrukt in de eerste grafiek (fig. 2), die niet veel nadere toelichting zal eisen. De getallen tussen haakjes geven de aantallen gevallen, waaruit p is bepaald.

Behoudens een afwijking in de omgeving van 1007 mb is de onweerskans een monotoon dalende functie van de luchtdruk. Kwantitatief kan de voorspellende waarde van de functie uitgedrukt worden door het frequentievierkant op te stellen, dat onstaat indien we van het verband gebruik willen maken om onweer te voorspellen.

Volgens 2. zullen we onweer voorspellen bij luchtdrukwaarden  $\leq 1017$  mb, zodat volgende tabel ontstaat.

		voorspeld	
		+	-
opgetreden	+	230	37
	-	349	379

De grootte van het verband tussen luchtdruk van 01h en onweer in de periode 07-21h wordt dus gegeven door  $I = 0.38$ . Ter vergelijking is eveneens de momentane samenhang tussen de luchtdruk en onweer onderzocht. Daartoe is de onweerskans (periode 07-21h) onderzocht in afhankelijkheid van de luchtdruk van 13 h (dus praktisch het midden van de verwachtingsperiode). Het momentane verband wordt uitgedrukt door de volgende kontingentietabel:

		voorspeld		
		+	-	
opgetreden	+	215	52	met $I = 0.46$
	-	263	482	

Dit frekwentievierkant ontstaat door onweer te voorspellen bij  $pp_{13} \leq 1015$  mb. Zoals verwacht mocht worden is het verband bij  $pp_{13}$  significant beter dan bij  $pp_{01}$  (overschrijdingskans  $< 0.01$ ).

$pp_{13} \rightarrow$	$\leq 1002$	04	07	10	13	16	19	22	$\geq 24$
p $\rightarrow$	0.51	0.64	0.47	0.42	0.43	0.24	0.12	0.05	0.01

Kans op minstens één onweersmelding in Nederland (10 stations) tussen 07h en 21h in de zomer en afhankelijkheid van de luchtdruk van 13h in het centrum van het gebied ( $n = 1012$ ).

### 3.2.2 Extreme breedte van de 500 mb hoogtelijn door De Bilt (EB)

Deze variabele wordt afgeleid uit het 01.00h stromingspatroon op 500 mb en is als volgt gedefinieerd:

We volgen de 500 mb hoogtelijn door De Bilt stroomopwaarts totdat een trogas of rugas gepasseerd wordt. De breedte waarop dit gebeurt, heet de extreme breedte, EB. (zie fig. 3).

De bepaling van de EB is niet altijd éénduidig: dit komt voornamelijk voor als De Bilt in de omgeving van een zadelgebied ligt.

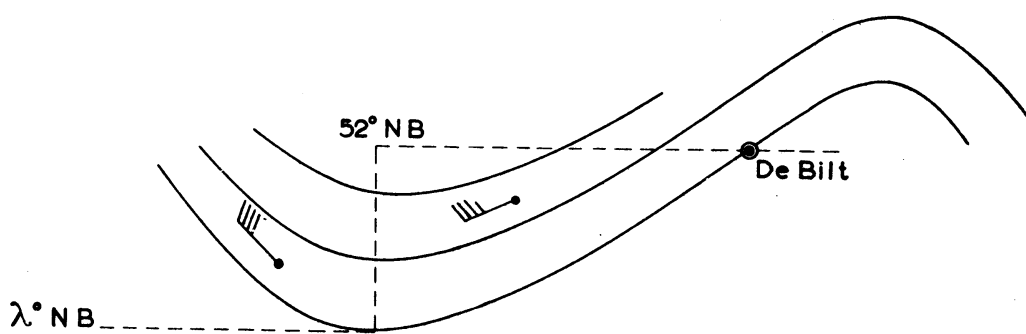
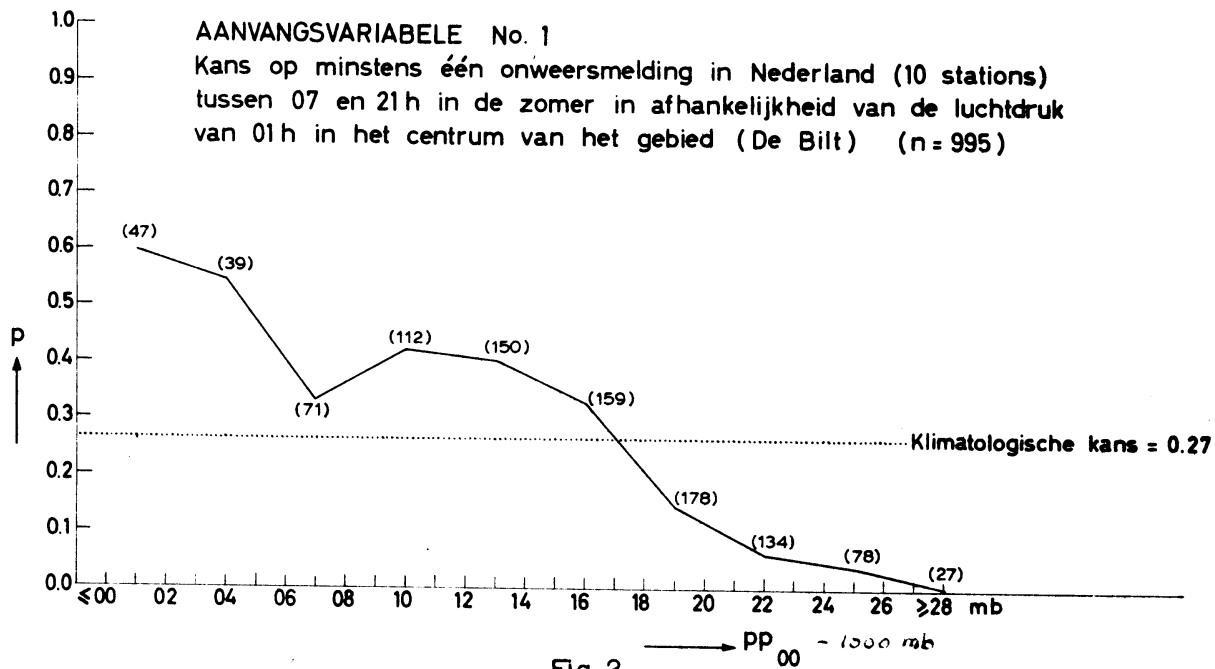


Fig. 3

In de praktijk blijkt dit bezwaar echter erg mee te vallen.

Bij het bepalen van EB gelden nog de volgende beperkingen:

- 1e Ligt de trog of rug verder weg dan  $10^{\circ}$ WL of  $20^{\circ}$ OL, dan geldt de breedte van het snijpunt van de hoogtelijn door De Bilt met de  $10^{\circ}$ W- of  $20^{\circ}$ O-meridiaan als EB.
- 2e Rug- of trogassen, die 3 lengtegraden of minder van De Bilt verwijderd zijn, moeten worden gepasseerd.
- 3e Komt men zuidelijker dan  $40^{\circ}$  of noordelijker dan  $65^{\circ}$ , dan gelden deze getallen als extreme breedten.

Figuur no. 4 laat het verband tussen de EB en de onweerskans zien, waarbij onderscheid is gemaakt naar oost- en naar westgevallen, al naar gelang de bepalende rug- of trogas zich ten oosten of ten westen van De Bilt bevindt.

De voorspellende waarde blijkt uit het frekwentievierkant, dat ontstaat door onweer te voorspellen, indien  $EB < 52^{\circ}$ .

$$\begin{array}{r} + \quad - \\ + 215 \quad 52 \\ - 297 \quad 431 \end{array} \quad \text{met } I = 0.40$$

De fysische betekenis van de extreme breedte is niet eenvoudig in te zien. Wel zal de diepte van de trog of de opbouw van de rug tot uitdrukking gebracht worden, terwijl tevens een indicatie over het bron- gebied van de aangevoerde lucht gegeven wordt.

### 3.2.3 Kombinatie van luchtdruk en extreme breedte (X)

Vervolgens onderzoeken we de invloed van de combinatie van de vorige variabelen op de onweerskans.

In figuur no. 5 wordt deze invloed van de combinatie van pp en EB<sub>west</sub> gedemonstreerd. Omdat de onweerskansen zowel toenemen bij afnemende luchtdruk als bij afnemende EB, zullen we links onder in het diagram relatief veel onweersgevallen verwachten. Rechts boven verwachten we er daarentegen weinig. De bovenste kartellijn  $p = 0.01$  zondert een gebied 0 af waarin de kans op onweer  $p_0 < 0.01$ . Tussen deze en een volgende kartellijn  $p = 0.25$  is de kans op onweer gemiddeld  $p_1 = 0.15$ .

Door de onderste lijn  $p = 0.50$  worden twee klassen 2 en 3 gescheiden, waarin resp. onweerskansen  $p_2 = 0.48$  en  $p_3 = 0.70$  gelden.

De lijnen  $p = 0.01$ ,  $p = 0.25$  en  $p = 0.50$  zijn objectief bepaald [7], waarbij de keuze der kansen p tamelijk willekeurig is. Dit geldt echter niet voor  $p = 0.25$ , welke kans ongeveer de klimatologische is.

Om praktisch-technische redenen is bij beperkt materiaal het onderscheid tussen 0.25 (1 : 4) en 0.27 (1 : 3.7) niet mogelijk.

Aan elk geval kan dus aan de hand van het X-diagram een waarde  $X = 0$ ,  $X = 1$ ,  $X = 2$  of  $X = 3$  worden toegekend.

(Voor combinatie van pp en EB<sub>oost</sub> bestaat een analoog diagram, dat hier niet wordt weergegeven).

De voorspellende waarde van het verband tussen de variabele X en de onweerskans vinden we uit het frekwentievierkant, dat ontstaat door alleen onweer te voorspellen voor de klassen  $X = 2$  of  $X = 3$ . We krijgen dan:

		voorspeld		
		+	-	
opgetreden	+	215	52	met $I = 0.54$
	-	192	536	

Terwijl de indices voor de luchtdruk en EB afzonderlijk resp. 0.38 en 0.36 bedragen, levert de combinatie dus  $I = 0.54$ , welke waarde significant hoger is dan 0.40 (enkelzijdige overschrijdingskans  $< 0.001$ ).

Op grond van dit resultaat zijn de luchtdruk en de extreme breedte tot de nieuwe variabele X samengesteld.

### 3.2.4 Verzadigingsdeficiet (D)

Deze variabele is gedefinieerd als de som van de verzadigingsdeficieten in halve grammen per m<sup>3</sup> op 850 en 700 mb uit de 01.00h radiosonde-opstijging van De Bilt. Uit een onderzoek naar het verband tussen regenfrekwentie en andere meteorologische grootheden [9] is gebleken, dat dit somdeficiet beter met de regenfrekwentie gekorreleerd is dan andere vochtigheidsparameters. In figuur no. 6 zien we het verband tussen de onweerskans en het verzadigingsdeficiet  $D_{01}$  van De Bilt. Kwantitatief wordt de voorspellende waarde van het verband tussen deze grillige grootheid en de onweerskans uitgedrukt door de tabel

		voorspeld		
		+	-	
opgetreden	+	138	123	met $I = 0.16$
	-	260	459	

In aanmerking genomen, dat dit het verband met de vochtigheid weergeeft van lucht, die doorgaans op het middentijdstip van de verwachtingsperiode reeds lang het land verlaten heeft, hoeft deze lage waarde niet te verbazen.

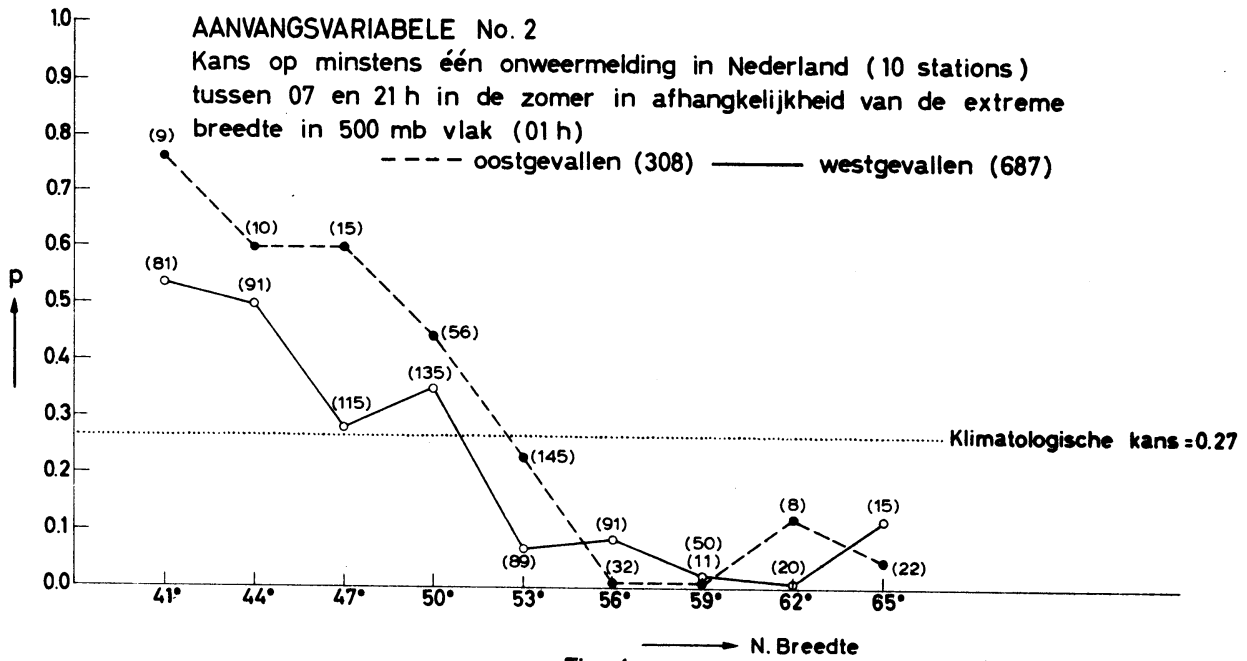


Fig. 4

**West gevallen (n=687)**

**X - diagram**

Kansklassen van onweer in Nederland in afhankelijkheid van luchtdruk in het centrum en extreme breedte (west)

$$P_0 = 0.006 \quad P_1 = 0.15 \quad P_2 = 0.48 \quad P_3 = 0.70$$

x = minstens één onweersmelding  
 · = geen onweer

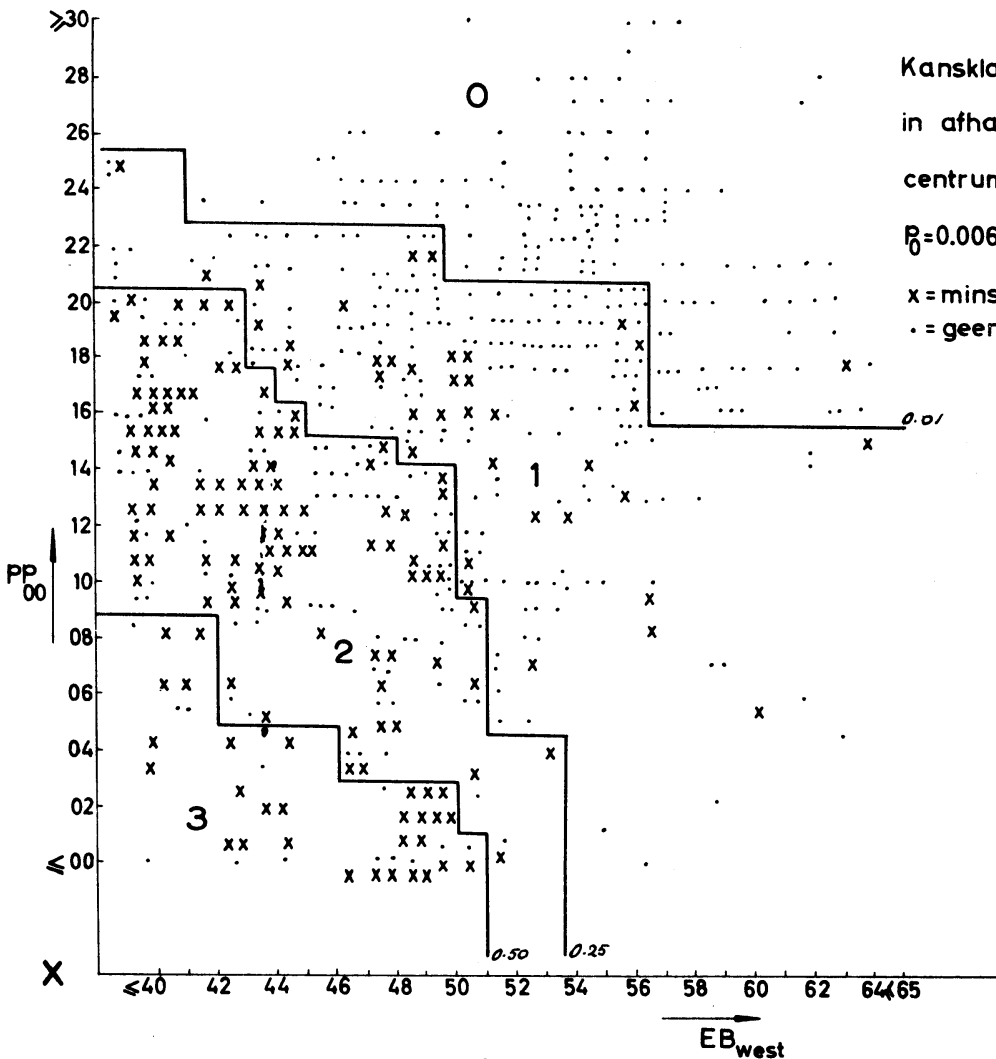


Fig. 5

### Aanvangsvariabele no 3

Kans op minstens één onweersmelding in Nederland (10 stations) tussen 07 en 21h in afhankelijkheid van het verzadigingsdeficiet (D) te de Bilt te 01 h (n = 978)

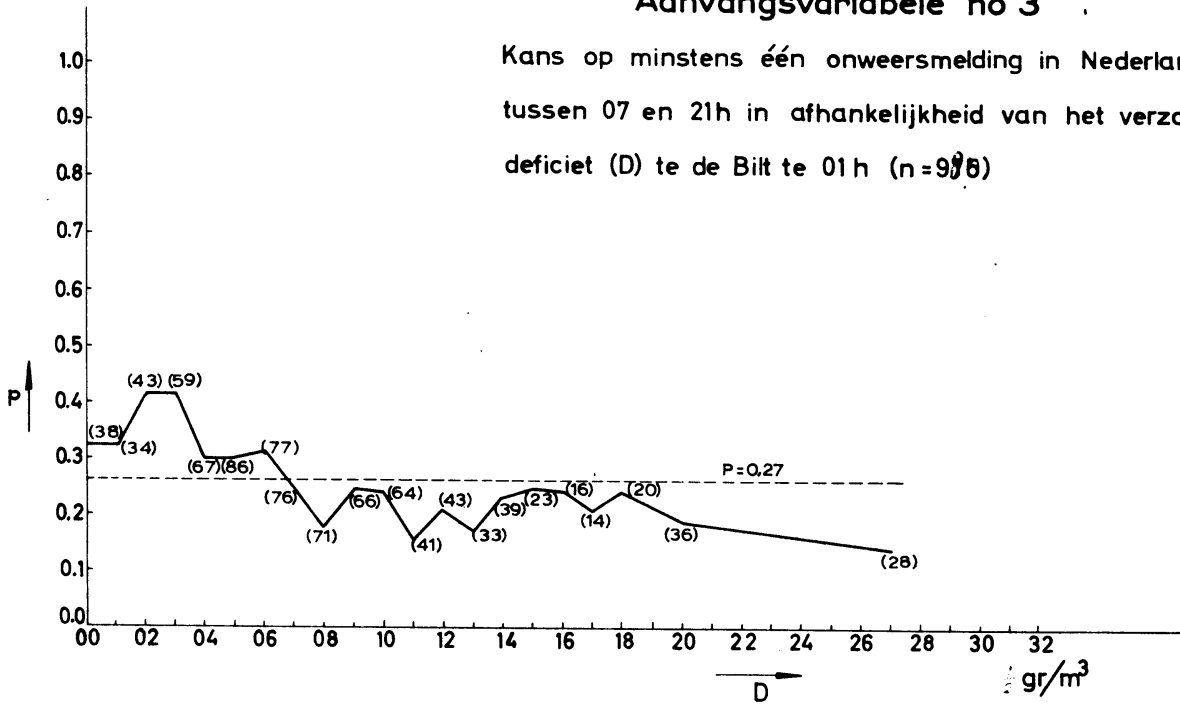


Fig. 6

Kans op minstens één onweersmelding in Nederland (10 stations) tussen 07 en 21h in de zomer in afhankelijkheid van het dikteverschil  $(h_{700\text{ mb}} - h_{1000\text{ mb}}) - (h_{500\text{ mb}} - h_{700\text{ mb}}) = (\Delta)_{\Delta h}$  te 01 h in het centrum (De Bilt)

(n = 978)

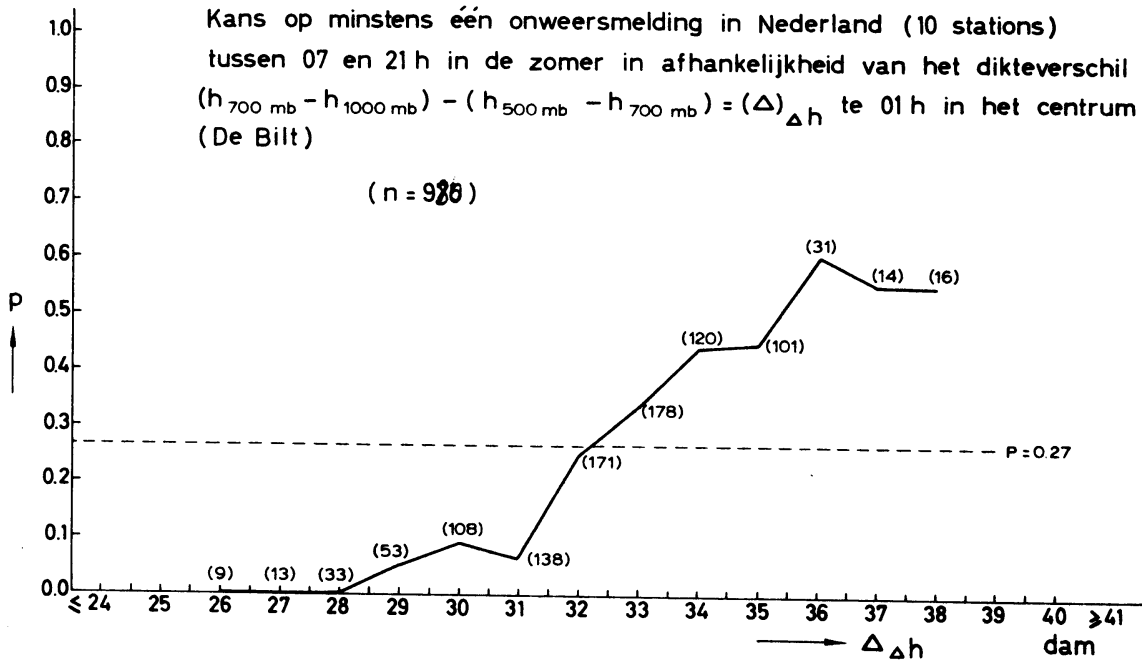


Fig. 7



Vervangen we echter  $D_{01}$  door  $D_{13}$ , m.a.w. bepalen we het momentane verband, dan blijkt tussen vochtigheid en onweerskans dit verband, hoewel beter, evenmin groot te zijn.

Uit de tabel

		voorspeld	
		+	-
opgetreden	+	147	97
	-	235	378

volgt de grootte van het momentane verband nl.  $I = 0.22$ .

Omdat het verzadigingsdeficiet  $D_{01}$  echter door combinatie met de thermische stabiliteit tot een significante verbetering van deze stabiliteit leidt, is  $D_{01}$  als aanvangsvariabele gekozen.

### 3.2.5 Dikteverschil ( $\Delta_{\Delta h}$ )

Hieronder verstaan we het hoogteverschil in dekameters tussen de isobarische vlakken van 1000 en 700 mb verminderd met het hoogteverschil tussen de 700- en 500 mb-vlakken. Dit dikteverschil blijkt een goede maat voor de thermische stabiliteit. De voorspellende waarde van het verband van  $\Delta_{\Delta h}$  met de onweerskans blijkt uit de kontingentietabel (zie figuur no. 7), die ontstaat door systematisch onweer te voorspellen bij  $\Delta_{\Delta h} > 32$  dam:

		+	-	
	+	196	65	met $I = 0.38$
	-	271	454	

Ter vergelijking geven we het resultaat van een onderzoek naar de momentane samenhang tussen thermische stabiliteit en onweerskans.

Daartoe hebben we de onweerskans bepaald in afhankelijkheid van het dikteverschil uit de middag-radiosondeopstijging, dus als functie van  $(\Delta_{\Delta h})_{13}$ .

Uit het frekwentievierkant

		+	-	
	+	179	61	volgt $I = 0.41$
	-	210	409	

Dit is dus de verwachtingswaarde van  $I$  indien we de middagradiosonde van tevoren zouden kennen.

We mogen dus niet ontevreden zijn over het resultaat met  $(\Delta_{\Delta h})_{01}$  uit de nacht-radiosonde, te meer omdat dit resultaat niet significant minder is dan met  $(\Delta_{\Delta h})_{13}$  uit de aktuele sonde.

### 3.2.6 Kombinatie van dikteverschil en verzadigingsdeficiet (Y)

Figuur no. 8 (Y-diagram) stelt de onweerskans in afhankelijkheid van  $\Delta_{\Delta h}$  en D voor.

De kartellijnen bepalen de klassen 0, 1, 2 en 3 waarin de kansen gemiddeld 0.00, 0.14, 0.40 en 0.63 zijn. Aan elk geval kan dus met behulp van dit Y-diagram de waarde  $Y = 0$ ,  $Y = 1$ ,  $Y = 2$  of  $Y = 3$  worden toegekend.

De voorspellende waarde van het verband tussen de gekombineerde variabele  $y$  en de onweerskans vinden we uit het frekwentievierkant, dat ontstaat door alleen onweer te voorspellen voor de klassen  $Y = 2$  en  $Y = 3$ .

Uit	+	-	
+	196	65	
-	224	501	volgt $I = 0.44$

Terwijl de indices voor dikteverschil en verzadigingsdeficiet afzonderlijk resp. 0.38 en 0.14 bedragen, levert de combinatie dus  $I = 0.44$ , welke waarde significant hoger is dan 0.38 (enkelzijdige overschrijdingskans 0.035). Dit resultaat geeft aanleiding om dikteverschil en verzadigingsdeficiet tot de nieuwe variabele  $Y$  samen te stellen. Volledigheidshalve hebben we tevens de momentane samenhang tussen  $y$  en de onweerskans bepaald. Daartoe hebben we onweerskans bepaald in afhankelijkheid van  $\Delta_{\Delta h}$  en D uit de middagradiosonde.

Dit levert volgend frekwentievierkant op:

	+	-	
+	199	42	met $I = 0.50$
-	202	411	

Dit is dus de verwachtingswaarde van  $I$ , wanneer we het dikteverschil en het verzadigingsdeficiet uit de middagopstijging van tevoren zouden weten.

### 3.2.7 Kombinatie van X en Y

Ten slotte gaan we de onweerskans onderzoeken als functie van  $X$  en  $Y$  beide.

In figuur no. 9 zijn de onweerskansen bij de verschillende  $XY$ -kombinaties weergegeven. Het verband tussen de kans en de variabelen volgt uit het frekwentievierkant, dat weer ontstaat door onweer te voorspellen bij die klassen waarvoor  $p > 0.27$ . Het resultaat wordt nu:

	+	-	
+	249	14	met $I = 0.59$
-	260	463	

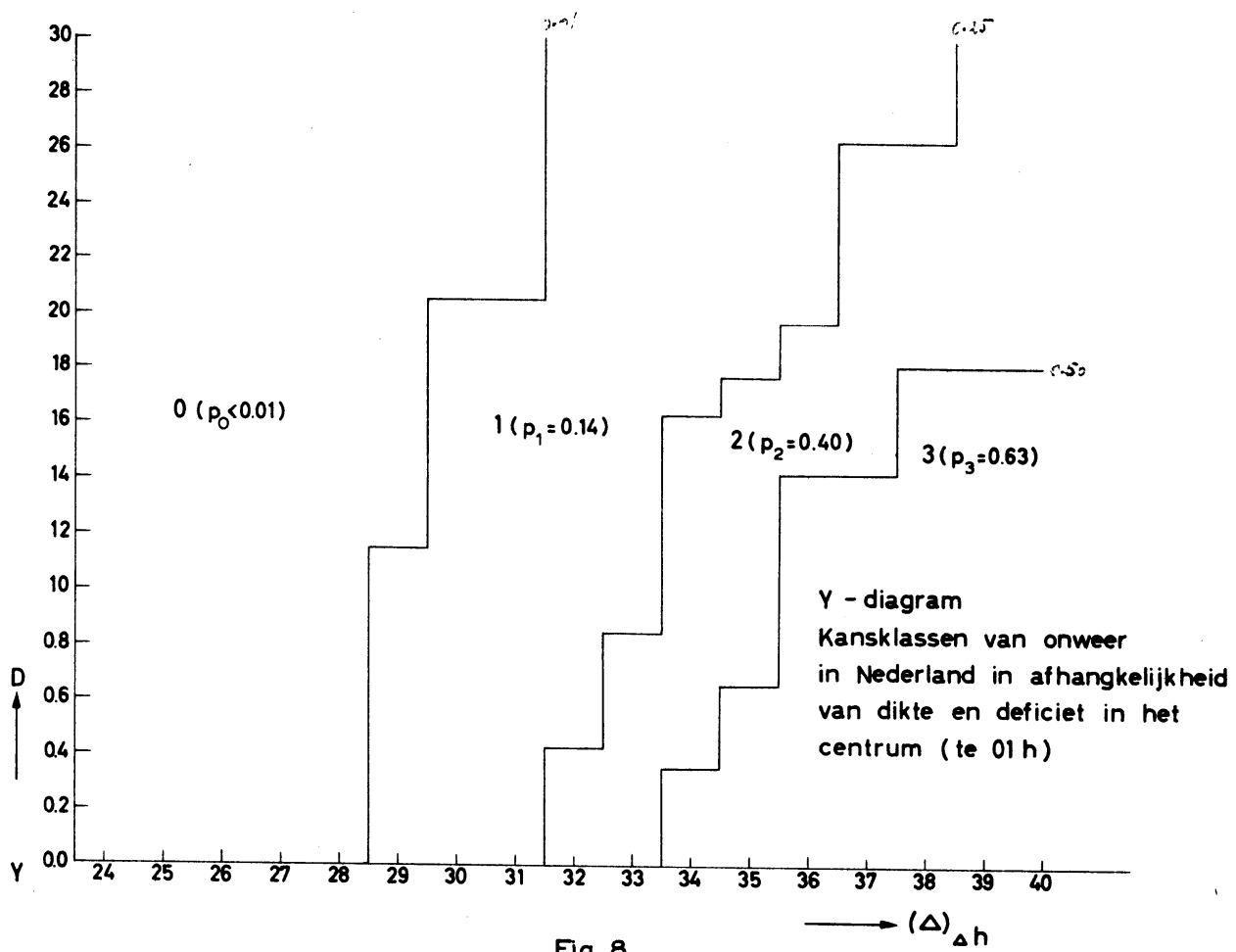
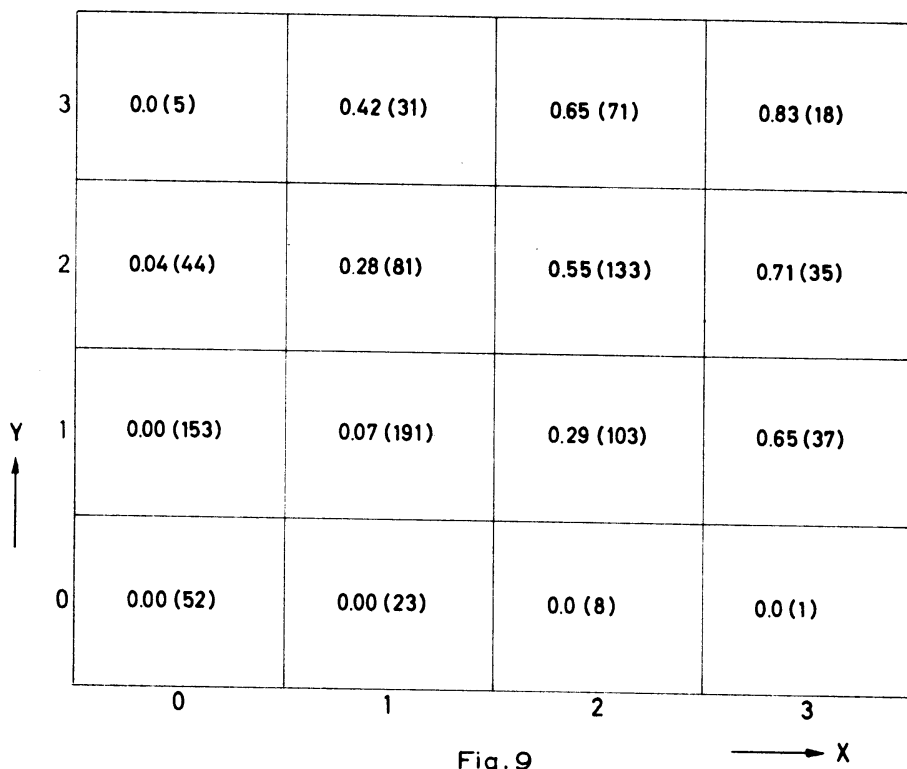


Fig. 8



Kans op minstens één onweers-  
melding in Nederland tussen  
07 en 21 h in de zomer in  
afhankelijkheid van de parameters  
X en Y  
(n = 986)

Fig. 9

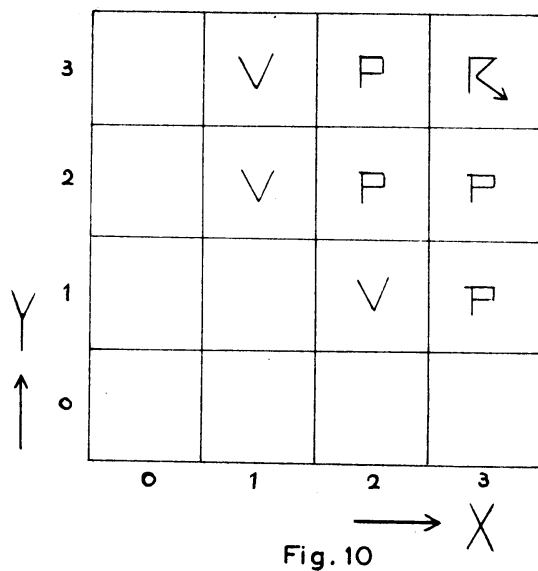


Fig. 10

Voor X- en Y-variabelen afzonderlijk vonden we  $I_x = 0.54$  en  $I_y = 0.44$ . We dienen nu te onderzoeken of de stijging van 0.54 naar 0.59 significant is.

Bij toetsing van de hypothese, "beide waarden komen uit hetzelfde universum", blijkt dat de eenzijdige overschrijdingskans op een dergelijke of grotere stijging  $\sim 0.06$  is.

Onze steekproef geeft geen uitsluitsel, maar omdat de overschrijdingskans zo dicht bij 0.05 ligt, moeten we ons oordeel opschorten: de steekproef dient uitgebreid te worden.

In afwachting van nieuw materiaal maken we echter gebruik van de verbetering, die de invoering van de Y-variabele suggereert.

We hebben nu dus de beschikking over een diagram met als ingangen X en Y, met behulp waarvan we ja-nee-onweersvoorspellingen kunnen doen voor het kaartgebied door fig. 1 aangegeven. De twee voorspelklassen zijn onweer (+) met  $p_k^+ = 0.27$  en n.o. (-) met  $p_k^- = 0.73$ .

Onweer wordt voorspeld bij de (X,Y) combinaties:

(2,1) (2,2) (2,3) en (3,1) (3,2) (3,3).

### 3.2.8 Uitbreiding tot 3 klassen

In voldoende mate bleek het mogelijk om de onweersklasse te onderscheiden naar lichtere en zwaardere gevallen. Uit technisch-praktische overwegingen hebben we de +-onweersklasse onderverdeeld in de klasse V met hoogstens 5 en in de klasse  $\bar{K}$  met minstens 6 meldingen.

De klimatologische frekwenties van de klassen 0, V en  $\bar{K}$  zijn:

	0	V	$\bar{K}$
aantal meldingen	0	1-5	$\geq 6$
	0.73	0.19	.08

Bovendien hebben we ten dienste van de gevallen, waarin het niet mogelijk is om te onderscheiden naar V of  $\bar{K}$ , deze klassen weer tot de oorspronkelijke enkelvoudige onweersklasse samengevoegd en deze P genoemd. Het uiteindelijke onweersdiagram wordt dan zoals in fig. 10 aangegeven.

Toegepast op het afhankelijk materiaal wordt de kontingentietabel:

	voorspeld				
	$\bar{K}$	P	V	0	
$\bar{K}$	9	51	13	2	
opgetreden V	6	117	53	12	met $I = 0.57$
0	3	108	149	463	

4. Toepassing en statistische interpretatie

4.1 Resultaat over de zomer 1960

De methode is toegepast op de zomer 1960 en dit onafhankelijke materiaal bestaat dus uit 92 gevallen. De onweerskans in deze steekproef bedraagt 0.28 en is ongeveer gelijk aan de klimatologische kans. Wanneer we alleen maar letten op het alternatieve verschijnsel (3.2.7) ontstaat het volgende frekwentievierkant:

+	-	
+ 24	2	met I = 0.41
- 34	32	

Door toepassing op 3 klassen (3.2.8) ontstaat:

P	V	0	
1	4	3	met I = 0.38
0	10	6	2
0	1	12	21 32

4.2 Statistische interpretatie

De waarde  $I = 0.41$ , verkregen door toepassing op onafhankelijk materiaal, is belangrijk lager dan de waarde  $I = 0.59$ , die uit het afhankelijke materiaal afgeleid kan worden (3.2.7).

In het algemeen zal bij toepassing op onafhankelijk materiaal een andere waarde voor  $I$  worden gevonden dan in het afhankelijke materiaal.

Dit is vanzelfsprekend ook het geval als we het onweersdiagram toepassen op een steekproef uit het afhankelijke onderzoekmateriaal.

Bij splitsing van dit materiaal in 11 groepen (gevormd door de 11 achtereenvolgende jaren) blijkt  $I = 0.59$  te zijn opgebouwd uit de volgende deelindices:

0.71, 0.54, 0.45, 0.65, 0.65, 0.39, 0.55, 0.64, 0.65, 0.48 en 0.64.

De standaardafwijking in deze reeks bedraagt  $S_i = \sqrt{\frac{0.1043}{10}} = 0.102$ .

Er bestaat slechts een kans van 5%, dat in een steekproef van 90 gevallen uit het afhankelijke materiaal getrokken, de  $I$ -waarde minder dan  $(0.59 - 1.96 \times 0.102) = 0.39$  zal bedragen.

Dit geldt a fortiori voor een steekproef van gelijke grootte uit onafhankelijk materiaal getrokken.

De gevonden waarde  $I = 0.41$  uit 1960 wijkt dus niet significant van de verwachtingswaarde  $I = 0.59$  af.

Tevens blijkt de standaardafwijking  $S_i$  (gevonden bij steekproeven van  $\sim 90$  waarden) in goede overeenstemming met de theoretisch afgeleide standaardafwijking te zijn (zie 2). Want voor de  $S_g$  van het gemiddelde over 11 zomers geldt (omdat we de zomers onderling onafhankelijk mogen veronderstellen)

$$S_g = \frac{0.102}{\sqrt{11}} = 0.0307$$

Door toepassing van (II) vinden we voor  $S_g = 0.0306$ . Dit is dus een bevestiging van de juistheid van formule (II).

## 5. Samenvatting

In het voorgaande is het verband onderzocht tussen kans op onweer en enkele eenvoudig te bepalen meteorologische parameters. Het blijkt, dat dit verband met luchtdruk en 500mb patroon zodanig is, dat het door invoering van radiosondegegevens nauwelijks kan worden verbeterd.

Hierbij dient te worden opgemerkt, dat de informatie, die hier uit de radiosondegegevens wordt afgeleid, significant beter is dan de Showalter-index.

De prestatie-index van de besproken objektieve methode bedraagt in het afhankelijke materiaal  $I = 0.59$ .

Toegepast op onafhankelijk materiaal uit de zomer 1960 vinden we  $I = 0.41$ . Deze waarde is niet significant lager dan 0.59, zoals in 4.2 werd aangetoond.

In verband met de afsluiting van het onderzoek in de zomer 1961 volstaan we hier met de vermelding, dat de toepassing van de methode op de zomer 1961 de waarde  $I = 0.53$  opleverde.

S U M M A R Y

A relation between the probability of thunderstorm occurrence and various meteorological parameters has been investigated.

It is found that a good correlation exists between thunderstorm occurrence and a suitable combination of surface pressure and a parameter characterizing the general 500 mb flow pattern. The introduction of parameters taken from the local upper air observations gives only a slight improvement of this correlation.

However, it should be noted that following the method described in this report the information derived from local upper air observations is significantly better than the well-known Showalter-index.

The objektive method described in this paper gives rise to a skill-score  $I = 0.59$  when applicated to dependent data. Application to independent data from 1960 and 1961 gives  $I = 0.41$  and  $I = 0.53$  respectively.



L I T E R A T U U R

1. Besson, L.                    Essai de prévision méthodique du temps.  
Paris, Annales de l'Observatoire Municipal,  
1905, pp 475-495.
2. Brier, G.W.                A study of quantitative precipitation forecasting  
in the TVA basin.  
U.S.W.B. Res. Paper no. 26, 1946.
3. Thompson, J.C.            On the operational deficiencies in categorical  
forecasts.  
Bull. Amer. Meteor. Soc., 33, 1952, 221-226.
4. Kuipers, W.J.A.           Over de noodzakelijkheid van weersvoorspellingen,  
die ingesteld zijn op de verbruiker.  
K.N.M.I. Coll. verslag 8 juni 1954.
5. Showalter, A.K.           A stability index for thunderstorm forecasting.  
Bull. Amer. Meteor. Soc., 34, 1953, 250-252.
6. Galway, J.G.             The lifted index as a predictor of latent stability.  
Bull. Amer. Meteor. Soc., 37, 1956, 528-529.
7. Similä, A.                Die aerologischen Gewittertendenzkarten.  
Tellus, 1, no. 4, 1949, 18-23.
8. Faust, H.                 Verdunstungsstabilität, ein neues Gemäß der  
atmosphärischen Labilität.  
Z. f. Meteor., 4, 1950, 97-102.
9. Kuipers, W.J.A. en        On the relation between the frequency of rain and  
Hanssen, A.W.               different meteorological parameters.  
(Nog te publiceren rapport).