



No III - OPSTELLEN OP OCEANOGRAPHISCH
EN MARITIEM METEOROLOGISCH GEBIED

LUCHTSOORTEN EN FRONTEN

9B

W. BLEEKER EN J. A. VAN DUIJNEN MONTIJN

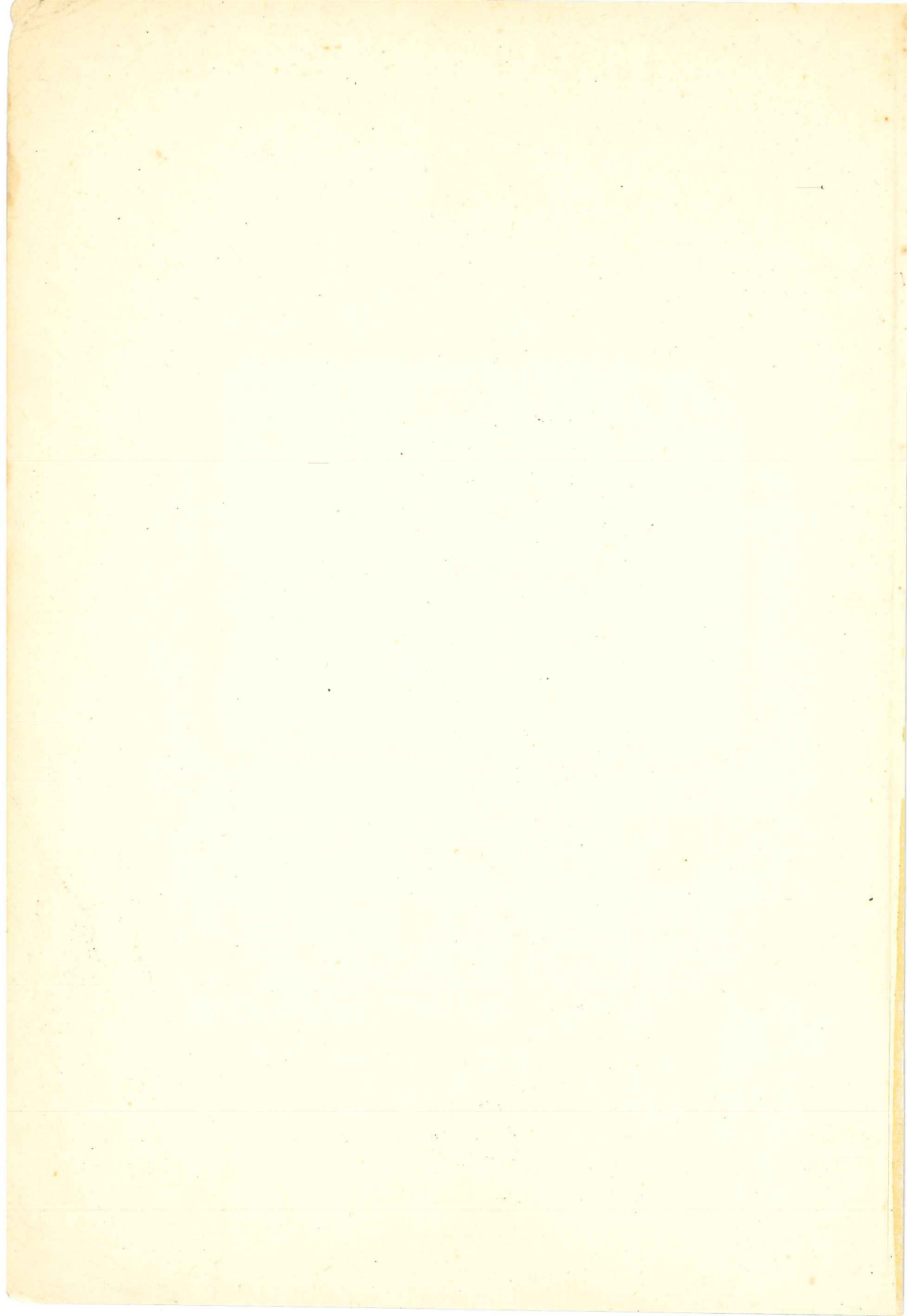
4e GEWIJZIGDE DRUK



TSDRUKKERIJ- EN UITGEVERIJBEDRIJF / 'S-GRAVENHAGE 1955

PRIJS f 2,50

Instituut



7 JUNI 1956

LUCHTSOORTEN EN FRONTEN



PUBLIKATIENUMMER: K.N.M.I. 111-9B

7 JUNI 1956

4^e ex.

KONINKLIJK NEDERLANDS METEOROLOGISCH
INSTITUUT

OPSTELLEN OP
OCEANOGRAFISCH EN MARITIEM
METEOROLOGISCH GEBIED

LUCHTSOORTEN
EN
FRONTEN

PROF. DR. W. BLEEKER EN J. A. VAN DUIJNEN MONTIJN

4E GEWIJZIGDE DRUK



STAATSDRUKKERIJ- EN UITGEVERIJBEDRIJF / 'S-GRAVENHAGE / 1955

Kon. Ned. Meteor. Inst.
De Bilt

VIII. 6. 43.

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

PHYSICS DEPARTMENT

PHYSICS 351

LECTURE 1

LECTURE 1

LECTURE 1



VOORWOORD BIJ DE EERSTE DRUK

Zoals in het voorwoord van deeltje K.N.M.I. no. 111-3^{IV} vermeld, bestond reeds voor de oorlog het verlangen om de in „De Zee”, 1928, verschenen artikelen onder de titel „Weerkaarten op Zee gemaakt”, welke in verband met de vorderingen in de Meteorologie als verouderd moesten worden beschouwd, te vervangen; ook waren toenmaals reeds vanuit de Scheepvaart wens en geuit om terzake van nieuwere begrippen in de Meteorologie van voorlichting te dienen.

Het K.N.M.I. maakte dan ook dankbaar gebruik van de gelegenheid om op de gedurende de oorlogsjaren te Rotterdam en Amsterdam — op instigatie van de Vereniging voor de Zeevaart, later ook van de Rotterdamse Lloyd, respectievelijk van de Vereniging Cornelis Douwes — gehouden wintercursussen voordrachten over Moderne Meteorologie te doen houden.

De schrijvers van dit opstel stelden zich daartoe beschikbaar en de uitgebreide syllabi van die voordrachten zijn tenslotte uitgedrukt tot dit uitvoerig opstel hetwelk hierbij de Scheepvaart wordt aangeboden.

Ik betuig nog gaarne mijn dank aan de Heer Ph. A. Gallas, directeur der Filiaal-inrichting te Rotterdam, die de copie kritisch doorlas en aan wiens opmerkingen vele verbeteringen te danken zijn. Aan het tot stand komen van dit werkje hebben ook de heren Ch. A. van der Horst, radiotelegrafist-observator te klasse, en G. H. Zweers, destijds nautisch rekenaar bij dit Instituut, medegewerkt.

De heer G. P. van Zutphen, assistent, tekende alle figuren.

De wnd. Hoofddirecteur van het
Kon. Ned. Meteor. Instituut,
J. D. VAN DER WAALS

1946

VOORWOORD BIJ DE DERDE DRUK

Het werkje „Luchtsoorten en Fronten”, dat in begin 1946 verscheen, mocht zich in een zodanige belangstelling verheugen, dat de gehele oplage spoedig was uitverkocht. Het bleek namelijk, dat niet alleen de Scheepvaart, waarvoor het boekje was samengesteld, behoefte aan voorlichting omtrent de nieuwe begrippen van de meteorologie behoefde, doch dat ook buiten maritieme kringen velen meer omtrent de Noorse frontentheorie wensten te weten. Het K.N.M.I. is derhalve overgegaan tot het doen verschijnen van een ongewijzigde herdruk, welke in 1947 als tweede druk verscheen.

Doordat op 1 Januari 1949 nieuwe internationale meteorologische codes van kracht werden waren § 41 en de Bijlagen I en II van die datum af niet meer op de hoogte van de tijd. Dit is de reden, dat thans een gewijzigde 3e druk wordt uitgegeven, waarin § 41 en de Bijlagen I en II (welke laatste omgenummerd is tot Bijlage III) geheel zijn omgewerkt, waarbij tevens de bij § 41 behorende weerkaart door een andere is vervangen. Bovendien is een nieuwe Bijlage II opgenomen, waarin de internationaal voor de scheepvaart in gebruik zijnde analysecode behandeling vindt.

Het was voorts nodig de in dit boekje voorkomende weerkaarten met de nieuwe codes en symbolen in overeenstemming te brengen, zodat alle weerkaarten opnieuw werden getekend. Hierbij werden tevens de analyses van deze weerkaarten door Dr. K. R. Postma, adj.-directeur bij het K.N.M.I., herzien.

Enkele minder fraaie figuren werden door nieuwe vervangen, terwijl de beschrijving en de tekening van de analyse-liniaal vervangen werd door een beschrijving met tekening van het thans door het K.N.M.I. aan de scheepvaart verstrekte model. In de eerste zeven hoofdstukken zijn slechts veranderingen van ondergeschikte betekenis aangebracht.

Aangezien het zetsel van de tweede druk nog aanwezig was, verschijnt uit economische overwegingen deze derde druk nog in de oude spelling.

De copy werd kritisch doorgelezen door de Heer Ch. A. van der Horst, hoofdassistent bij het K.N.M.I.; de nieuwe weerkaarten en figuren werden onder leiding van de Heer A. H. Hildebrand, assistent bij het K.N.M.I., getekend door de leerling-tekenaars H. B. Emans, N. G. de Bie en H. Verhoef.

De band werd ontworpen door het Staatsdrukkerij- en Uitgeverijbedrijf met gebruikmaking van een idee van de Heer Hildebrand.

De Hoofddirecteur van het
Kon. Ned. Meteor. Instituut,
F. A. VENING MEINESZ

Augustus 1949

VOORWOORD BIJ DE VIERDE DRUK

Bij het verschijnen van de 4e druk van „Luchtsoorten en fronten” werden enkele wijzigingen aangebracht, welke de in dit boekje voorkomende internationale codes in overeenstemming brengen met de veranderingen welke deze met ingang van 1 januari 1955 hebben ondergaan. Voorts werden de schalen op de analyse-liniaal, welke het verband aangeven tussen de isobarenafstand enerzijds en de windkracht en windsnelheid op zeeniveau anderzijds, wederom enigszins gewijzigd, zulks op grond van de resultaten van een door Drs. G. Verploegh ingesteld onderzoek naar dit verband.

Tenslotte werden de toelichtingen bij de code T_t, „Type van de tropische circulatie” herzien door Dr. F. H. Schmidt.

Overigens is deze druk in hoofdzaak gelijk aan de vorige.

De Hoofddirecteur van het
Kon. Ned. Meteor. Instituut
C. J. WARNERS

Oktober 1955

INHOUD

Inleiding	9
---------------------	---

HOOFDSTUK I

Luchtsoorten

1. Brongebied, weg en leeftijd	11
2. Ontstaan en transformatie van luchtsoorten	11
3. Algemene opmerkingen omtrent brongebieden	13
4. De classificatie der luchtsoorten volgens hun brongebieden.	14
5. De thermodynamische classificatie	17
6. Locale classificaties	17

HOOFDSTUK II

Het verticale evenwicht

7. Het verticale evenwicht in het algemeen	22
8. Adiabatische processen	23
9. Het verticale evenwicht in niet-verzadigde lucht	25
10. Het verticale evenwicht in natte lucht	26
11. Voorwaardelijke onstabieleit	27
12. Aërologische diagrampapier	29

HOOFDSTUK III

De vorming van mist, wolken en neerslag

13. Het water in de atmosfeer	31
14. Veranderingen in de aggregatie-toestanden van het water	32
15. De oorzaken van mist- en wolkenvorming	32
16. De vorming van neerslag	34

HOOFDSTUK IV

De eigenschappen van warme en koude massa's

17. De eigenschappen van een warme massa	38
18. De eigenschappen van een koude massa	38
19. De overgang van een warme massa in een koude en omgekeerd	39

HOOFDSTUK V

Frontvlakken en fronten

20. Het ideale frontvlak.	41
21. Frontvlakken in de atmosfeer	43
22. Het drukveld langs een front.	44

23.	Stationaire fronten, warmtefronten en koufronten	46
24.	Het ontstaan en het oplossen van fronten	47
25.	Geografische classificatie van fronten	48
26.	Occlusiefronten	52
27.	De vorming van wolken en neerslag langs de frontvlakken.	53

HOOFDSTUK VI

Frontale storingen

28.	Algemene opmerkingen over golven	57
29.	Stabiele golven.	59
30.	Onstabiele golven (depressies)	61
31.	De weersomstandigheden in depressies	64
32.	Depressiefamilies	72
33.	Tropische cyclonen	73

HOOFDSTUK VII

Frontenloze druksystemen

34.	Frontenloze depressies	75
35.	Hoge-drukgebieden.	76

HOOFDSTUK VIII

Toepassing aan boord

36.	De weerkaart	78
37.	Kentekenen van fronten op de weerkaart	79
38.	De analyse-liniaal	82
39.	Het schatten van de verplaatsingen van fronten en druksystemen	87
40.	Enige praktische aanwijzingen	89
41.	Samenstelling en gebruik van Weerberichten voor de Scheepvaart, welke ook een analyse bevatten.	91

BIJLAGEN

I.	Sleutel tot het lezen der gegevens van land- en scheepsstations, welke voorkomen op de in dit werkje gepubliceerde weerkaarten	100
II.	Verkorte vorm van de „International Analysis Code” (IAC Fleet).	109
III.	Aanwijzingen voor het in kaart zetten der weerrapporten	121

INLEIDING

De synoptische meteorologie heeft sinds de twintiger jaren een belangrijke ontwikkeling doorgemaakt. Vroeger werden de weersverwachtingen in hoofdzaak opgesteld op grond van isobarenkaarten, welke uitsluitend een denkbeeld gaven van de ligging en de verplaatsing van diverse druksystemen. Thans worden luchtsoorten en fronten van grote betekenis geacht, al is de beschouwing van het verloop der isobaren ook nu nog van belang gebleven.

Dit werkje beoogt aan zeevarenden een overzicht te geven van de moderne meteorologie. De eerste hoofdstukken bevatten een uitvoerige bespreking van het ontstaan, de transformatie en de eigenschappen van luchtsoorten. In het tweede gedeelte worden de fronten behandeld. Het is nuttig hier even te vermelden, dat geruime tijd de mening heeft geheerst, als zouden fronten slechts in depressies voorkomen. Deze opvatting is echter niet juist; fronten treden behalve in depressies o.a. ook op aan de grens van twee hoge-drukgebieden. Het is zelfs gebleken, dat de meeste fronten buiten de depressies ontstaan. Vandaar, dat de eigenschappen der fronten geheel algemeen, dus onafhankelijk van het bekende depressieschema van Bjerknes, zijn besproken. Uitvoerig wordt verder ingegaan op de golfvormige storingen, die zich in langgerekte vrijwel rechte fronten kunnen voordoen. Soms ontwikkelen deze storingen zich tot depressies, waarin men dan gedeelten van het oorspronkelijke front als warmtefront en koufront terugvindt. Ten einde niet bij de lezer de mening te doen post vatten als zou iedere depressie van frontale oorsprong zijn, besluit een kort hoofdstuk over frontenloze druksystemen de eigenlijke stof van dit boekje.

HOOFDSTUK I

LUCHTSOORTEN

1. Brongebied, weg en leeftijd

Men verstaat onder een *luchtsoort* een luchthoeveelheid met horizontale afmetingen van ten minste enige honderden kilometers en met een verticale afmeting van ten minste één kilometer, welke luchthoeveelheid in elk horizontaal vlak ongeveer dezelfde eigenschappen (dus bijv. gelijke waarden van temperatuur en waterdampgehalte) vertoont.

Luchtsoorten ontstaan in *brongebieden*; dit zijn gebieden, waar het aardoppervlak homogeen is en waar de lucht ten minste enige dagen kan vertoeven. De homogeniteit van het aardoppervlak moet zowel tot uitdrukking komen in een uniforme oppervlakte-gesteldheid (zee, woestijngebied, begroeiing, sneeuw en ijs) als in de oppervlakte-temperatuur, die overal ongeveer dezelfde waarde dient te bezitten. De oppervlakte-temperatuur is behalve van de oppervlakte-gesteldheid ook afhankelijk van de geografische breedte.

Oppervlakte-gesteldheid en oppervlakte-temperatuur bepalen gezamenlijk de eigenschappen der gevormde luchtsoort. Zo zal in een boven zee gelegen brongebied vochtige lucht ontstaan, terwijl zich droge lucht vormt in brongebieden, die zich boven woestijnen bevinden. Voorts zal de temperatuur in luchtsoorten, die hun oorsprong op lagere breedten vinden, aanmerkelijk verschillen van de temperatuur in luchtsoorten, die zich op hogere breedten vormen.

De lucht blijft in de regel niet in haar brongebied, doch zij verlaat dit veelal. Aangezien zij zich daarbij in de regel verplaatst over een aardoppervlak, welks gesteldheid en oppervlakte-temperatuur anders zijn dan in het brongebied, ondergaat de lucht langs deze *weg* een zekere transformatie. De lucht kan afhankelijk van de *weg* bijv. droger of vochtiger, warmer of kouder worden.

De tijd, die verlopen is sinds de lucht haar brongebied verliet, wordt *leeftijd* genoemd. De leeftijd kan een indruk geven van de mate, waarin de veranderingen zijn voortgeschreden.

Een luchthoeveelheid, welke haar brongebied heeft verlaten, zal na een kortere of langere *weg* en na kortere of langere tijd wel weer een homogeen gedeelte van het aardoppervlak bereiken, waar zij voldoende lang vertoeft om zich tot een nieuwe luchtsoort te ontwikkelen.

2. Ontstaan en transformatie van luchtsoorten

Ontstaan en transformatie van luchtsoorten gaan meestal gepaard met veranderingen in de temperatuur en het waterdampgehalte der lucht. De temperatuurveranderingen geschieden onder invloed van straling, geleiding, turbulentie en convectie; de veranderingen in het waterdampgehalte treden op onder invloed van diffusie, turbulentie en convectie.

Onder *straling* verstaat men het transport van energie in de vorm van licht en warmte, dat zowel door vaste stoffen, vloeistoffen en gassen als door het luchtledige heen kan plaats hebben. Alle lichamen zenden stralingsenergie uit; de hoeveelheid uitgezonden stralingsenergie hangt af van de temperatuur en de oppervlakte-gesteldheid van het stralende lichaam. De stralingsenergie, die op

een lichaam valt, wordt gedeeltelijk teruggekaast, gedeeltelijk opgeslorpt en gedeeltelijk doorgelaten. Een lichaam, waaraan alleen door instraling warmte kan worden toegevoerd en waarvan de warmte-afvoer slechts door uitstraling kan geschieden, zal kouder worden als de hoeveelheid opgeslorpte stralingsenergie kleiner is dan de uitgestraalde hoeveelheid; het zal in temperatuur stijgen wanneer meer stralingsenergie wordt opgenomen dan er wordt uitgezonden.

Onder *geleiding* verstaat men de overdracht van warmte onder invloed van beweging van moleculen. Een dergelijke warmte-overdracht treedt bijv. op in een metalen staaf, waarvan de ene zijde door verwarming een hogere temperatuur heeft gekregen dan de andere zijde.

Onder *diffusie* wordt het proces verstaan, waarbij een stof (bijv. waterdamp) onder invloed van de beweging der moleculen wordt getransporteerd van een plaats, waar de stof in bepaalde concentratie aanwezig is, naar een plaats, waar de concentratie minder groot is. Een dergelijke vereffening van verschillen in concentratie treedt bijv. op in een doos, waarin men een hoeveelheid vochtige en een hoeveelheid droge tabak opbergt; na verloop van tijd zal ten gevolge van de diffusie alle tabak even vochtig zijn.

Bij *turbulentie* treedt transport van warmte en van massa op onder invloed van de beweging van groepen van moleculen. De ongeordende horizontale en verticale luchtbewegingen, die zich hierbij voordoen, kunnen worden vergeleken met de wervelingen, die men in snelstromend water ziet.

Onder *convectie* verstaat men een verticale turbulentie, waaraan luchthoeveelheden van grote afmetingen (tot enige kilometers) deelnemen en waarbij dus een sterk verticaal warmte- en waterdamptransport kan optreden. Stijgende convectieve bewegingen worden soms in de vorm van cumuluswolken zichtbaar.

De temperatuurveranderingen der lucht zijn in hoge mate afhankelijk van de aardoppervlakte-temperatuur. Indien de temperatuur van het aardoppervlak hoger is dan de luchttemperatuur wordt door straling, geleiding, turbulentie en convectie warmte van het aardoppervlak op de lucht overgedragen, waardoor de luchttemperatuur stijgt. Indien de temperatuur van het aardoppervlak lager is dan de luchttemperatuur treedt door straling, geleiding en turbulentie een warmte-transport naar de aarde op, waardoor de temperatuur der lucht daalt.

Zoals bekend, wordt de temperatuur van het aardoppervlak voornamelijk beheerst door de straling. Overdag wordt de zonnestraling, welke doorgelaten is door de atmosfeer, aan het aardoppervlak opgeslorpt en in warmte omgezet; des nachts verliest het aardoppervlak door uitstraling naar de wereldruimte een grote hoeveelheid warmte. De door het aardoppervlak opgeslorpte zonnewarmte bepaalt vooral in de zomer de temperaturen in luchtsoorten, die boven de vastelanden ontstaan. De nachtelijke uitstraling is van grote invloed op de temperaturen in luchtsoorten, die zich des winters boven de vastelanden vormen.

De veranderingen in het waterdampgehalte van de lucht zijn in hoge mate van de gesteldheid van het aardoppervlak afhankelijk. Boven zee of boven een vochtig aardoppervlak zal bijv. het waterdampgehalte van droge lucht onder

invloed van verdamping ¹⁾ toenemen; het verdampde water wordt dan door diffusie, turbulentie en convectie in de vorm van waterdamp naar de hogere luchtlagen gebracht. Boven een droog landoppervlak zal onder gunstige omstandigheden het waterdampgehalte van vochtige lucht door condensatie (dauw) of sublimatie (rijp) afnemen; diffusie en turbulentie voeren dan de waterdamp naar het aardoppervlak.

Ten slotte spreekt het vanzelf, dat ook neerslagprocessen veranderingen in het waterdampgehalte met zich mede brengen.

3. Algemene opmerkingen omtrent brongebieden

Een brongebied moet, zoals reeds in § 1 werd opgemerkt, aan twee eisen voldoen:

1. het aardoppervlak dient homogeen te zijn,
2. de lucht dient ten minste enige dagen boven dit homogene aardoppervlak te vertoeven.

1. Homogeniteit van het aardoppervlak bestaat alleen in gebieden, waar de gesteldheid van het aardoppervlak uniform is en waar, gedeeltelijk in samenhang daarmee, de aardoppervlakte-temperatuur overal ongeveer dezelfde waarde bezit. Hieruit volgt, dat een brongebied zich of uitsluitend boven zee of uitsluitend boven land moet bevinden. Eilandengroepen, schiereilanden of smal toelopende gedeelten van vastelanden kunnen nimmer als brongebied fungeren.

Boven zee is de oppervlakte-gesteldheid natuurlijk uniform; echter kunnen slechts daar brongebieden optreden, waar de isothermen van het zeewater ver uit elkaar liggen ²⁾. Gunstig voor het ontstaan van luchtsoorten zijn de tropische en subtropische zeeën en de oostelijke gedeelten van de grote oceanen. Ongunstig zijn de gebieden, waar warme en koude stromingen naast elkaar aanwezig zijn (New-Foundland).

Boven land worden brongebieden aangetroffen over woestijngebieden, over streken, die een uniforme begroeiing vertonen, en ten slotte over gebieden, welke met sneeuw en ijs zijn bedekt. Van het verloop der isothermen, die de oppervlakte-temperatuur van de bodem weergeven, is vrijwel niets bekend. Wel mag men onderstellen, dat in gebieden, welke zich voornamelijk in west-oost-richting uitstrekken en welke oppervlakte-gesteldheid homogeen is, ook de oppervlakte-temperatuur slechts betrekkelijk kleine verschillen zal bezitten.

2. De lucht kan slechts dan voldoende lange tijd, dus ten minste enige dagen, boven een der hierboven genoemde gebieden vertoeven, wanneer:
 - a. zich boven dat gebied een stationair hoge-drukgebied (maximum) bevindt,
 - b. zich boven dat gebied een stationair lage-drukgebied (minimum) bevindt,

¹⁾ Onder *condensatie* verstaat men de overgang van water uit de gasvormige toestand in de vloeibare toestand; onder *sublimatie* verstaat men in de meteorologie uitsluitend de directe overgang van water uit de gasvormige in de vaste toestand. De overgangen van vloeibare en vaste toestand in de gasvormige noemt men beide *verdamping*.

²⁾ Zie voor kaarten van isothermen van het zeewater de door het K.N.M.I. uitgegeven Atlassen van de Atlantische Oceaan, van de Indische Oceaan, van de Zeegebieden rond Australië, van de Chinese Zee en van de Rode Zee.

c. het gebied zich over een zeer grote afstand uitstrekt en de lucht zich min of meer evenwijdig aan de isothermen van het zeewater of van het landoppervlak verplaatst.

a. Indien boven een homogeen gedeelte van het aardoppervlak een stationair maximum is gelegen, zijn de voorwaarden voor het ontstaan van een luchtsoort ideaal. Niet alleen vertoeft de lucht, die zich betrekkelijk langzaam rond het maximum beweegt, dan geruime tijd in het desbetreffende gebied, doch bovendien is de luchtbeweging in de onderste lagen divergerend, waardoor eventueel bestaande verschillen in temperatuur en waterdampgehalte geleidelijk vervagen.

b. Indien boven een homogeen gedeelte van het aardoppervlak een stationair minimum is gelegen, zijn de voorwaarden voor het ontstaan van een luchtsoort minder gunstig. In een minimum is immers de luchtbeweging in de onderste lagen convergent, waardoor alle eventueel bestaande verschillen worden verscherpt. Daar deze convergentie bij krachtige luchtbeweging van grotere betekenis is dan bij zwakke luchtbeweging, kunnen slechts vlakke, ondiepe minima boven zeer homogene aardoppervlakken als brongebied optreden.

c. Indien de lucht zich boven een homogeen gedeelte van het aardoppervlak evenwijdig aan de isothermen van het zeewater of van het landoppervlak beweegt, vormt zich ten slotte eveneens een luchtsoort. Een dergelijke luchtbeweging doet zich meestal voor in het overgangsgebied tussen een langgerekt maximum en een langgerekt minimum, welke assen zich in ongeveer west-oost-richting uitstrekken. Wegens het ontbreken van divergentie en convergentie zijn de voorwaarden voor het ontstaan van een luchtsoort in dit geval minder ideaal dan bij het stationaire maximum doch beter dan bij het stationaire minimum.

4. De classificatie der luchtsoorten volgens hun brongebieden

De luchtsoorten kunnen in de eerste plaats *geografisch* worden geclassificeerd overeenkomstig de ligging hunner brongebieden (fig. 1 en 2). Men onderscheidt:

1. *equatoriale lucht* (EL), welke nabij en in de equatoriale stielgordel ontstaat,
2. *tropische lucht* (TL), welke in de subtropen wordt gevormd,
3. *polaire lucht* (PL), welke op gematigde breedten haar oorsprong heeft en daarom ook wel als „*lucht van gematigde breedten*” (GL) wordt aangeduid,
4. *arctische lucht* (AL), welke haar ontstaan boven de poolgebieden vindt.

Opgemerkt zij, dat de benamingen „tropisch” en „polair” eigenlijk niet gelukkig zijn gekozen. In het normale spraakgebruik bestaat geen verschil tussen „tropisch” en „equatoriaal” en tussen „polair” en „arctisch”. Het zou aanbeveling verdienen de aanduiding „tropisch” te vervangen door „subtropisch” en in plaats van „polair” altijd van „gematigde breedten” te spreken. Om historische redenen blijven echter de soortbenamingen „tropisch” en „polair”, die volkomen ingeburgerd zijn, gehandhaafd.

Behalve de geografische classificatie kent men ook een classificatie naar de aard van het oppervlak in het brongebied; men maakt daarbij onderscheid tussen *maritieme lucht* (mL) en *continentale lucht* (cL) naar gelang het brongebied boven water of boven land is gelegen. Maritieme lucht is vochtig, continentale lucht droog.

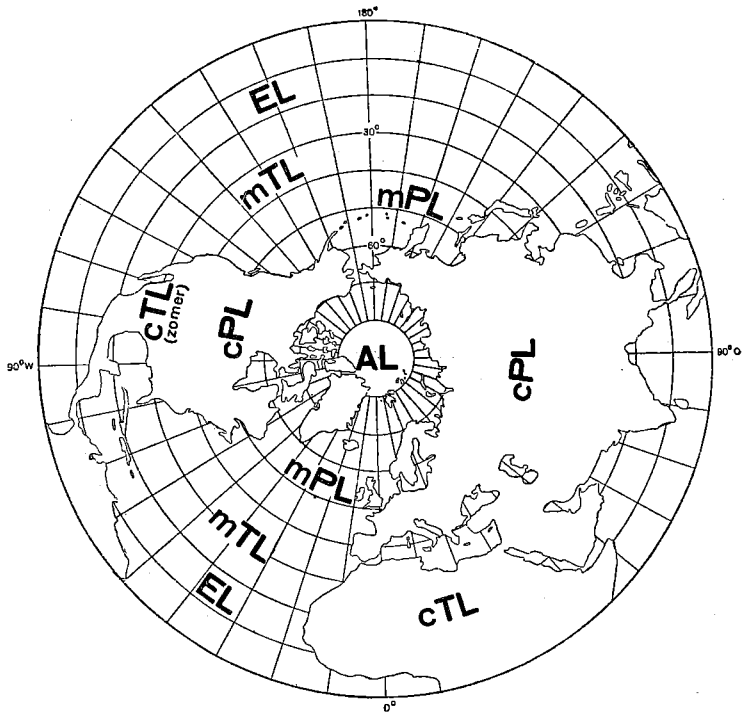


Fig. 1 Gemiddelde ligging der brongebieden op het noordelijk halfrond

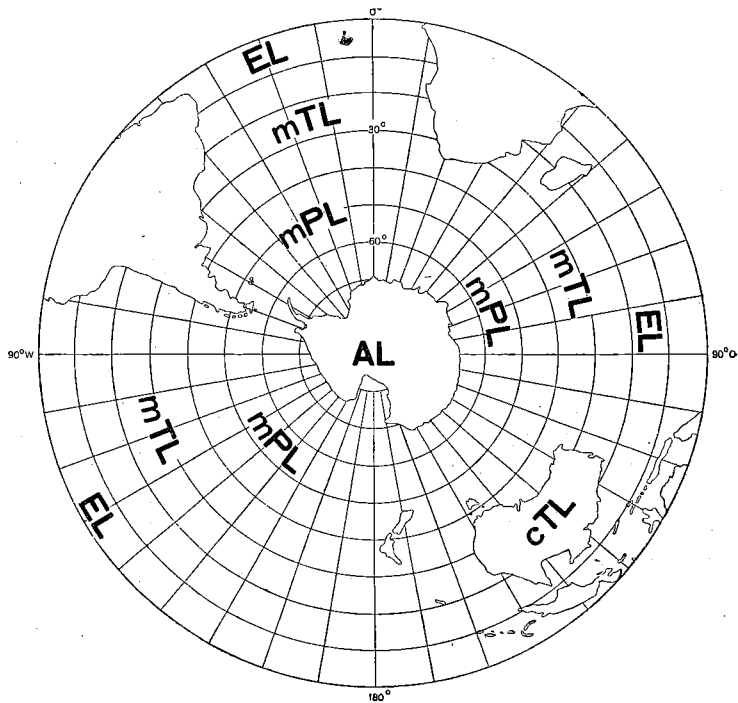


Fig. 2 Gemiddelde ligging der brongebieden op het zuidelijk halfrond

Equatoriale lucht ontstaat nabij en in de equatoriale stiltegordel door omvorming van tropische lucht, welke door de passaten naar deze stiltegordel wordt gevoerd. Aangezien de passaatgebieden en de equatoriale stiltegordel hoofdzakelijk uit zeegebieden bestaan, heeft de equatoriale lucht voornamelijk een maritiem karakter.

In fig. 1 en 2 is aangegeven, dat men boven de Atlantische en boven de Stille Oceaan zowel op het noordelijk als op het zuidelijk halfrond de vorming van equatoriale lucht kan verwachten. Boven de Noord-Indische Oceaan treft men in de regel geen brongebied van equatoriale lucht aan. Gedurende de periode, waarin de NO-moesson waait, wordt de equatoriale lucht hoofdzakelijk op het zuidelijk halfrond gevormd. Gedurende de periode, waarin de ZW-moesson waait, wordt de equatoriale lucht op het zuidelijk halfrond in de ZO-passaat gevormd, zodat ook dan op het noordelijk halfrond geen brongebied aanwezig is.

Tropische lucht vormt zich in de subtropen, gewoonlijk in maxima, in de zomer ook wel in vlakke, boven het vasteland gelegen, minima.

Op het noordelijk halfrond vindt men in de winter meestal drie subtropische maxima; boven de Atlantische en de Stille Oceaan ontstaat maritiem-tropische lucht (mTL), boven het woestijngebied van Noord-Afrika continentaal-tropische lucht (cTL). In de zomer ontstaat op het noordelijk halfrond gewoonlijk mTL in de subtropische maxima boven de Atlantische en Stille Oceaan, welke maxima dan noordelijker zijn gelegen dan in de winter. De cTL vormt zich in de zomer in een vlak minimum boven het Noord-Afrikaanse en Arabische woestijngebied en in een minimum, dat zich in dit jaargetijde boven het gebergte en de woestijnen in het zuiden der Verenigde Staten en het noorden van Mexico bevindt.

Op het zuidelijk halfrond worden zowel in de winter als in de zomer drie brongebieden van mTL aangetroffen (boven de zuidelijke Atlantische, de zuidelijke Stille en de zuidelijke Indische Oceaan) en een brongebied van cTL over Australië.

Polaire lucht heeft haar brongebieden op gematigde breedten.

Op het noordelijk halfrond vormt zich continentaal-polaire lucht (cPL) in de winter over Siberië en Rusland en over het noordelijke gedeelte van Noord-Amerika, waar zich dan dikwijls maanden achtereen maxima bevinden. Overigens ontstaat polaire lucht over homogene gedeelten van het aardoppervlak, waar tijdelijk maxima of brede westelijke tot westzuidwestelijke luchtstromingen aanwezig zijn. Zo vormt zich mPL in alle jaargetijden in de maxima, welke soms boven de noordelijke en noordoostelijke gedeelten van de Atlantische en de Stille Oceaan worden aangetroffen, en in lucht, die boven dezelfde gedeelten dezer wereldzeeën dikwijls ongeveer west-oost wordt getransporteerd. cPL vormt zich des zomers boven de met gras, koren en bos begroeide gedeelten van Europa en Azië en van Noord-Amerika, wanneer daar min of meer toevallig stationaire maxima of een brede ongeveer west-oostelijke luchtstroming aanwezig is.

Op het zuidelijk halfrond treft men, wegens het ontbreken van uitgestrekte continentale gebieden op gematigde breedten, slechts brongebieden van maritiem-polaire lucht aan. De maritiem-polaire lucht ontstaat boven de Atlantische, Indische en Stille Oceaan, indien daar min of meer toevallig stationaire maxima of brede westelijke tot westnoordwestelijke luchtstromingen aanwezig zijn.

Arctische lucht vindt, zoals reeds werd gezegd, haar ontstaan in de poolgebieden, die met uitgestrekte sneeuw- en ijsvelden zijn bedekt. Er is hier geen aanleiding onderscheid te maken tussen continentale en maritieme brongebieden.

5. De thermodynamische classificatie

Behalve de hiervoor behandelde classificatie van de luchtsoorten volgens hun brongebieden, is er nog een tweede classificatie mogelijk. Deze z.g. *thermodynamische* classificatie onderscheidt warme massa's en koude massa's. Men spreekt van een warme massa, indien de temperatuur op normale waarnemingshoogte hoger is dan de temperatuur van het onderliggend aardoppervlak¹⁾; bij een koude massa is het omgekeerde het geval.

Wolken en andere markante weersverschijnselen zijn, zoals in § 17 en § 18 nog nader zal worden besproken, in warme en koude massa's geheel verschillend.

Alle luchtsoorten doen zich soms als koude, soms als warme massa voor. Equatoriale lucht is in haar brongebied dikwijls koude massa; zij vormt zich immers altijd uit minder warme tropische lucht, welke via het aardoppervlak moet worden verwarmd; equatoriale lucht wordt warme massa, zodra zij haar brongebied verlaat en op haar weg poolwaarts via het aardoppervlak wordt afgekoeld. Tropische lucht, die equatorwaarts stroomt, wordt koude massa; beweegt zij zich poolwaarts dan wordt zij warme massa. Hetzelfde geldt voor polaire lucht. Arctische lucht is in haar brongebied meestal warme massa, aangezien zij zich vormt uit minder koude polaire lucht, die aan het aardoppervlak wordt afgekoeld; arctische lucht wordt echter koude massa, zodra zij equatorwaarts stromend door het aardoppervlak wordt verwarmd.

6. Locale classificaties

Het afwisselende karakter van het weer in de gematigde streken vindt o.a. zijn oorsprong in het feit, dat nu eens deze dan gene luchtsoort het weer aldaar beheerst. Het is derhalve van belang na te gaan, welke luchtsoorten een bepaald beperkt gebied (bijv. Nederland) kunnen bereiken en voorts te onderzoeken, uit welk brongebied deze luchtsoorten afkomstig zijn en langs welke weg zij zich hebben bewogen. Men kan dus voor iedere landstreek een schematisch overzicht geven van de luchtsoorten, die de weersomstandigheden aldaar kunnen bepalen. In een dergelijke *locale classificatie* kan men het maritieme of continentale karakter alsmede het thermodynamische karakter der lucht aangeven. De aanduidingen maritiem en continentaal hebben hierbij dan geen betrekking op de aard van het brongebied, waaruit de lucht afkomstig is, doch op de eigenschappen, die de lucht op haar weg heeft verkregen. De aanduiding van het thermodynamische karakter (WM of KM) heeft betrekking op het karakter, dat de lucht overwegend bezit, waarbij dus afgezien wordt van plaatselijke en tijdelijke variaties in het verschil tussen luchttemperatuur en aardoppervlakte-temperatuur.

De locale classificatie voor Nederland is in volgend schema (pag. 18) weergegeven.

¹⁾ De temperatuur van het onderliggend aardoppervlak is op zee natuurlijk de temperatuur van het zeewater.

Benaming volgens geografische classificatie	Invloed van de weg		Brongebied	Over Nederland voorkomend in:
	Oppervlakte-gesteldheid	Oppervlakte-temperatuur		
TL	mTL	mTL (WM)	Subtropisch hoge-drukgebied van de Atlantische Oceaan (Azoren)	gehele jaar
PL	cTL	cTL (WM)	Noord-Afrika	gehele jaar
	mPL	mPL (KM)	Noord-Atlantische Oceaan	hoofdzakelijk zomer
	cPL	mPL (WM)	Noord-Atlantische Oceaan	winter
		cPL (KM)	Rusland	winter
AL	mAL	cPL (WM)	Centraal- en Zuid-Rusland	zomer
		mAL (KM)	Groenland, Spitsbergen	gehele jaar, behalve juli en augustus
	cAL	cAL (KM)	Nova Zembla, Karische Zee	gehele jaar, behalve juli en augustus

Aan de hand van dit schema valt nog het volgende op te merken. Equatoriale lucht dringt nimmer tot Nederland door. Tropische lucht, die West-Europa bereikt, is vrijwel altijd een overwegend warme massa. De maritiem-tropische lucht is over het algemeen zeer vochtig, omdat zowel haar brongebied als haar weg van maritiem karakter zijn. De continentaal-tropische lucht is dikwijls zeer droog; wel passeert deze lucht, wanneer zij uit Noord-Afrika komt, de Middellandse Zee, doch daarna voert haar weg over de Zuid- en Midden-Europese bergketens, waar zij haar waterdamp weer afstaat. Polaire lucht kan te onzent als een overwegend warme massa en als een overwegend koude massa optreden. Maritiem-polaire lucht, die des zomers bij westenwind het West-Europese vasteland binnenstroomt, doet zich, wegens de relatief hoge temperaturen van het aardoppervlak als een overwegend koude massa voor; daarentegen is de maritiem-polaire lucht, die des winters het koude continent binnenvalt, een overwegend warme massa. De continentaal-polaire lucht, die altijd uit het oosten komt, treft in de winter te onzent meestal een minder koud oppervlak aan en is dan dus een overwegend koude massa, terwijl in de zomer het aardoppervlak te onzent dikwijls bij oostenwindtoestanden nog koel genoeg is, om de continentaal-polaire lucht als overwegend warme massa te doen optreden. Maritiem-artische lucht valt ons land meestal bij krachtige tot stormachtige noordwestelijke of noordnoordwestelijke wind binnen, in het bijzonder in de winter en het voorjaar. Continentaal-artische lucht bereikt Nederland uit het oosten of noordoosten en brengt de grootste winterkoude met zich mede. Arctische lucht, die West-Europa bereikt, is vrijwel altijd overwegend koude massa.

Fig. 3, 4, 5 en 6 geven een indruk van de locale classificatie over resp. de zuidelijke Noordzee en Het Kanaal, de wateren ten oosten en ten westen van het Noord-Amerikaanse continent, de Oost-Aziatische wateren en het Middellandse Zee-gebied; de aanduidingen WM en KM zijn hierbij achterwege gelaten, aangezien het thermodynamische karakter van de lucht sterk van seizoensinvloeden afhankelijk is. Men dient bij de beschouwing dezer figuren te bedenken, dat zij slechts een schematisch overzicht geven. De diverse luchtsoorten bereiken de desbetreffende gebieden lang niet altijd rechtstreeks doch dikwijls langs omwegen, die niet in de figuren zijn aangegeven.

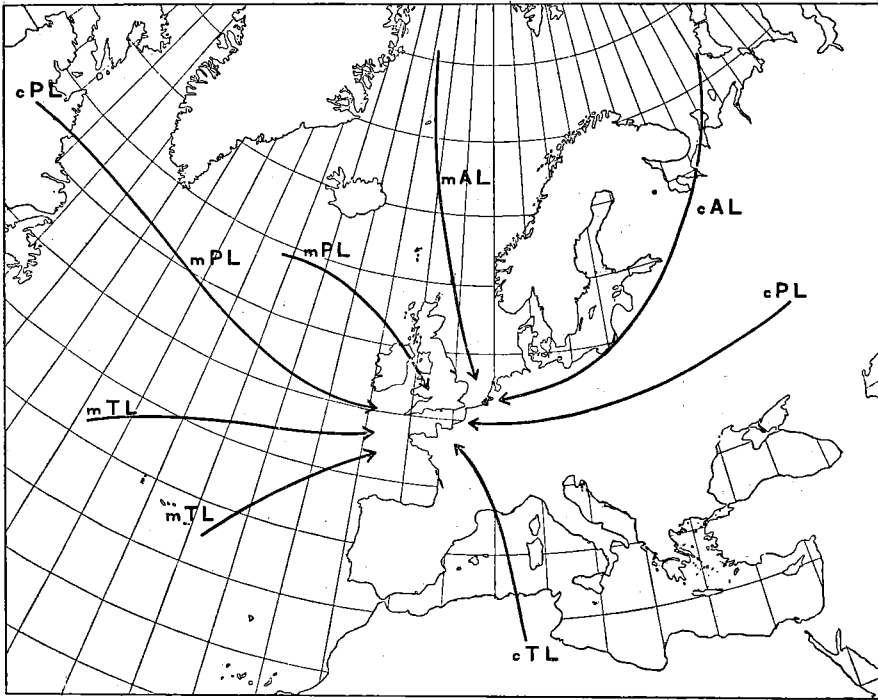


Fig. 3 Locale classificatie voor de zuidelijke Noordzee en het Kanaal
(naar *Admiralty Weather Manual*, blz. 391, 1938)

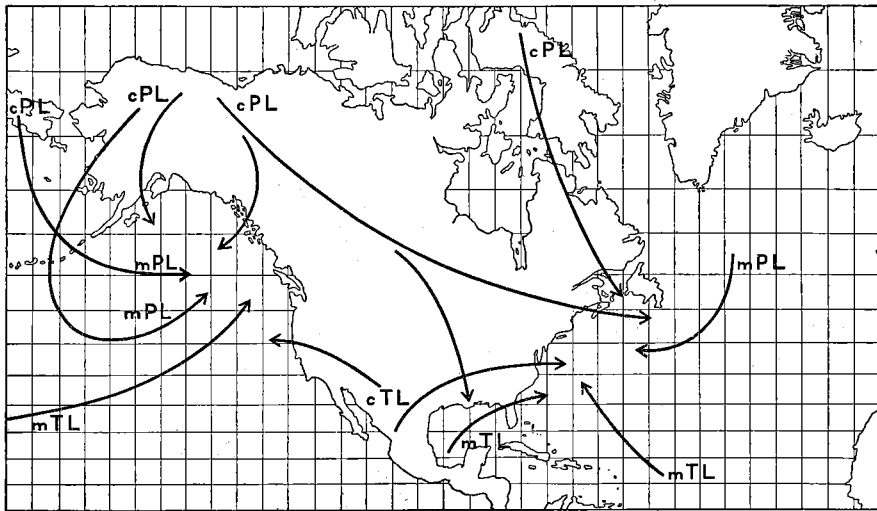


Fig. 4 Locale classificatie voor de aan Noord-Amerika grenzende oceanen
(naar *Admiralty Weather Manual*, blz. 396, 1938)

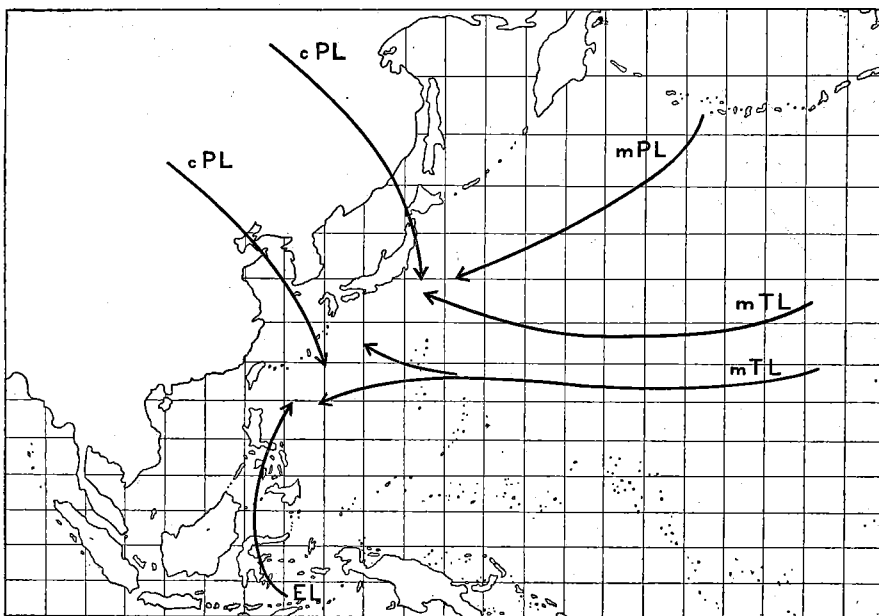


Fig. 5 Locale classificatie voor de Oost-Aziatische wateren
(naar *Admiralty Weather Manual*, blz. 401, 1938)

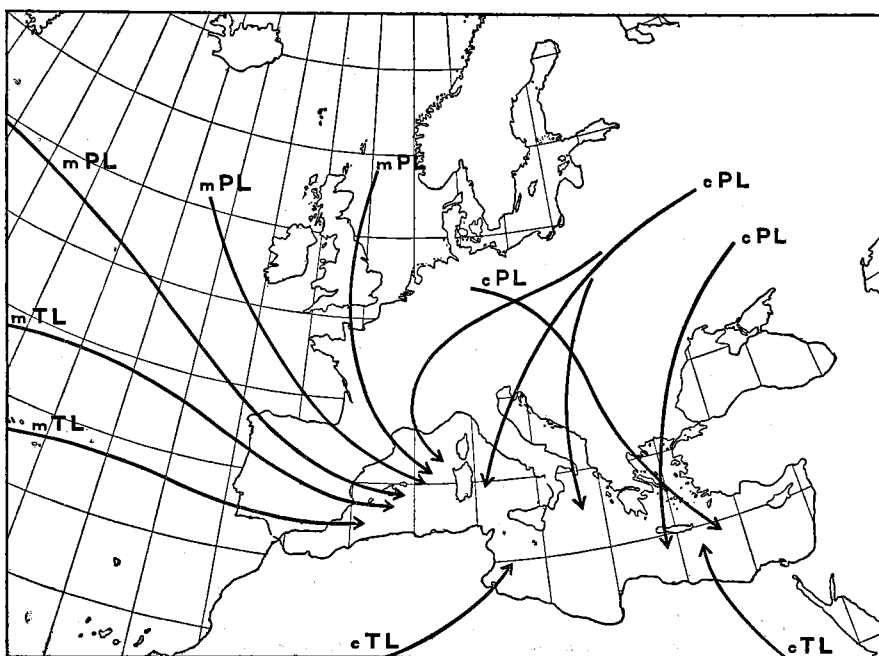


Fig. 6 Locale classificatie voor het Middellandse Zee-gebied
(naar *Admiralty Weather Manual* blz. 391, 1938)

De zuidelijke Noordzee en Het Kanaal (fig. 3). In verband met de hierboven gegeven beschrijving der locale classificatie van Nederland behoeft deze figuur geen nadere toelichting.

Het oostelijke gedeelte van de Noord-Atlantische Oceaan. Fig. 3 geeft ook van dit gebied voor de lucht, die uit noordelijke, westelijke en zuidelijke richtingen wordt aangevoerd een goed denkbeeld. De uit oostelijke richtingen aangevoerde tropische, polaire en arctische luchtsoorten, die oorspronkelijk een continentaal karakter hadden, verkrijgen boven zee een maritiem karakter.

Het westelijke gedeelte van de Noord-Atlantische Oceaan (fig. 4). mTL, afkomstig uit het Azoren-maximum, dat zich tussen Afrika en Mexico bevindt, kan zowel uit zuidoostelijke als uit zuidelijke en zuidwestelijke richting het desbetreffende gebied bereiken. cTL, welke alleen in de zomer in het zuiden der Verenigde Staten en Mexico een brongebied vindt, kan eveneens tot de westelijke Noord-Atlantische Oceaan doordringen, doch gaat spoedig in lucht met maritiem karakter over. cPL bereikt het hier besproken gebied uit westelijke tot noordnoordwestelijke richtingen. Het Noord-Amerikaanse brongebied sluit meestal direct aan op het arctische hoge-drukgebied, zodat hier in de regel geen onderscheid behoeft te worden gemaakt tussen continentaal-polaire en arctische lucht. mPL vindt haar oorsprong in toevallig boven de oceaan gelegen hoge-druk-systemen. mPL kan eveneens ontstaan door geleidelijke transformatie van arctische lucht, welke uit de omgeving van Groenland afkomstig is.

Het oostelijke gedeelte van de noordelijke Stille Oceaan (fig. 4). mTL is afkomstig uit het subtropische maximum van de noordelijke Stille Oceaan, cTL in de zomer uit het brongebied over het zuiden der Verenigde Staten en Mexico. cPL is meestal afkomstig uit Alaska en Noord-Canada, mPL is doorgaans getransformeerde cPL uit nabij gelegen brongebieden.

De Oost-Aziatische wateren (fig. 5). Onder invloed van de zomerse moesson-circulatie kan equatoriale lucht uit de Oost-Indische Archipel tot het zuidelijke gedeelte van het beschouwde gebied doordringen. mTL vindt haar oorsprong weer in het subtropische maximum van de noordelijke Stille Oceaan. cPL afkomstig uit het grote Aziatische brongebied gaat bij haar weg over zee geleidelijk in mPL over. Zuivere mPL stamt uit de omgeving van de Aleoeten, waar zich nu en dan een hoge-drukgebied voor enkele dagen vastzet.

Het Middellandse Zee-gebied (fig. 6). cTL stamt direct uit het Noord-Afrikaanse brongebied, mTL uit het Azoren-hoge-drukgebied. mPL bereikt de Middellandse Zee uit westelijke tot noordelijke richtingen. mTL en mPL ondergaan beide een zekere continentalisering, wanneer zij het Pyrenese schiereiland en Frankrijk passeren. cPL komt uit Midden- en Oost-Europa.

Het zuidelijk halfrond. De gematigde streken van het zuidelijk halfrond, welke voor een nadere beschouwing in aanmerking komen, bevinden zich tussen 30° en 50° breedte. Equatoriale lucht dringt hier niet door. cTL komt slechts in de omgeving van Australië voor, de zuidpunten van Zuid-Afrika en Zuid-Amerika zijn te smal om als brongebied voor cTL te kunnen optreden. mTL vormt zich in de subtropische hogedrukcellen. PL heeft op het zuidelijk halfrond altijd een maritiem karakter, wegens het ontbreken van vastelanden tussen 50° en 70° breedte. Arctische lucht kan zich, van het grote antarctische vasteland uit, vrij ver equatorwaarts uitbreiden.

HOOFDSTUK II

HET VERTICALE EVENWICHT

7. Het verticale evenwicht in het algemeen

Indien men het evenwicht van een of ander systeem wil onderzoeken, brengt men gedurende korte tijd een kleine storing aan, waardoor het gehele systeem of een gedeelte daarvan een kleine afwijking uit de oorspronkelijke toestand verkrijgt. Het evenwicht wordt *stabiel* genoemd, wanneer het systeem naar zijn oorspronkelijke toestand terugkeert; het heet *indifferent*, wanneer het systeem in zijn nieuwe toestand volhardt; men spreekt van *labiel*¹⁾ evenwicht, wanneer het systeem zich na het beëindigen van de storing verder uit zijn oorspronkelijke toestand verwijdert. Zo verkeert bijv. een knikker in een kuiltje in stabiel evenwicht, een knikker op een effen horizontale tafel in indifferent evenwicht en zo zou een knikker op de top van een heuveltje in labiel evenwicht verkeeren.

Bij de beschouwing van het verticale evenwicht in vloeistoffen of gassen dient men zich de wet van Archimedes in herinnering te roepen. Volgens deze wet zal een lichaam, dat zich in een vloeistof of in een gas bevindt, neiging bezitten zich omhoog te bewegen, wanneer het soortelijk lichter is dan de vloeistof of het gas, terwijl een dergelijk lichaam neiging heeft zich omlaag te bewegen, wanneer het soortelijk zwaarder is. Men kiest, wanneer men het verticale evenwicht wil beschouwen in een hoeveelheid vloeistof of gas, welke in rust verkeert en waarin geen horizontale dichtheidsverschillen voorkomen, een willekeurig *proefdeeltje* (d.w.z. een bepaalde gewichtshoeveelheid, welke deel uitmaakt van de te onderzoeken vloeistof of het te onderzoeken gas) en men denkt zich dit over enige afstand naar boven of naar beneden verplaatst. Dit willekeurige proefdeeltje is dus te beschouwen als het ondergedompelde lichaam, waarvan bij de wet van Archimedes sprake is.

Vloeistof. In een vloeistof ondergaat een verticaal verplaatst proefdeeltje vrijwel geen dichtheidsveranderingen; vloeistoffen zijn immers vrijwel onsamendrukbaar. Indien nu in een vloeistof de dichtheid naar boven afneemt (fig. 7a) zal

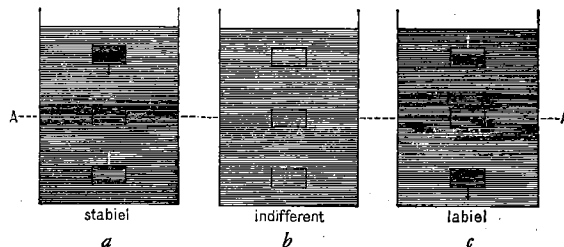


Fig. 7 Stabiel, indifferent en labiel evenwicht in een vloeistof; een vloeistofdeeltje uit het niveau AA wordt over een kleine afstand naar boven of naar beneden verplaatst.

¹⁾ In plaats van de term „labiel” gebruikt men ook wel de term „onstabiel”. Indien een systeem in labiel evenwicht verkeert, zegt men dat „zijn toestand onstabiel is”.

een proefdeeltje, dat omhoog wordt gebracht, altijd soortelijk zwaarder zijn dan zijn omgeving, waardoor het weer naar zijn oorspronkelijke plaats zal terugkeren; wordt een proefdeeltje omlaag gebracht, dan zal het altijd soortelijk lichter zijn dan zijn omgeving en eveneens naar zijn oorspronkelijke plaats terugkeren. De vloeistof is dus stabiel gelaagd. Wanneer het mogelijk zou zijn een toestand te scheppen, waarbij de dichtheid naar boven zou toenemen (fig. 7c), dan zou een verticaal omhoog of omlaag verplaatst proefdeeltje neiging bezitten zich verder van zijn oorspronkelijke plaats te verwijderen. De vloeistof zou dan labiel gelaagd zijn. Wanneer de dichtheid op iedere hoogte dezelfde is (fig. 7b), zal de vloeistof indifferent gelaagd zijn. Men kan derhalve uit de verticale dichtheidsverdeling van een vloeistof op eenvoudige wijze conclusies trekken omtrent het verticale evenwicht in die vloeistof.

Gas. In een gas ondergaat een verticaal verplaatst proefdeeltje sterke dichtheidsveranderingen. Het zal zich nl. zodanig uitzetten, dat zijn druk steeds gelijk is aan die der omgeving. Het verschil tussen de dichtheid van een verplaatst proefdeeltje en de dichtheid der omgeving is derhalve alleen afhankelijk van de temperatuur. Proefdeeltjes, die warmer (en dus soortelijk lichter) zijn geworden dan hun (nieuwe) omgeving, hebben neiging zich naar boven te bewegen; proefdeeltjes, die kouder (en dus soortelijk zwaarder) zijn geworden dan hun (nieuwe) omgeving, hebben neiging zich naar beneden te bewegen. Men kan hieruit concluderen, dat bij de beoordeling van het verticale evenwicht in de atmosfeer kan worden volstaan met na te gaan, of de temperatuur van een verplaatst proefdeeltje hoger of lager is geworden dan de temperatuur der lucht, die zich op hetzelfde niveau in de onmiddellijke nabijheid van het verplaatste proefdeeltje bevindt.

Het is van belang er de aandacht op te vestigen, dat de temperatuur in de atmosfeer zelf afhankelijk is van de hoogte; de verticale temperatuurverdeling in de atmosfeer kan bijv. met een vliegtuig worden waargenomen. Een zich verplaatsend proefdeeltje ondergaat temperatuurveranderingen, welke onafhankelijk zijn van de temperatuurverdeling, die op een zeker ogenblik in de atmosfeer wordt waargenomen; deze temperatuurveranderingen worden bepaald door andere factoren, welke, alvorens tot de verdere bespreking van het verticale evenwicht in de atmosfeer wordt overgegaan, in de volgende paragraaf zullen worden behandeld.

8. Adiabatische processen

Men zegt, dat lucht een *adiabatisch* proces doormaakt, indien daarin bepaalde veranderingen (bijv. in de druk en de temperatuur) optreden, zonder dat aan deze lucht warmte wordt toegevoerd of onttrokken. Het blijkt, dat de processen, die optreden in luchthoeveelheden, welke in de vrije atmosfeer stijgende of dalende bewegingen uitvoeren, bij benadering adiabatisch zijn.

Wanneer men dus bij het onderzoek naar de stabiliteit een proefdeeltje in de atmosfeer verticaal omhoog of omlaag verplaatst, treden daarin adiabatische processen op; adiabatische veranderingen doen zich echter ook voor in lucht, welke in de atmosfeer zonder dwang, dus „uit eigen beweging” stijgt of daalt. Welke betekenis de adiabatische processen hebben, moge uit het volgende blijken.

Stijgende lucht ondergaat een volumevermeerdering. De uitzettende lucht verricht dan arbeid, welke voornamelijk moet worden geput uit haar eigen warmtevoorraad; ten gevolge hiervan zal haar temperatuur lager worden. Daling der lucht gaat gepaard met volumevermindering. Aan lucht, welke wordt samengeperst, komt de arbeid, welke door haar omgeving wordt verricht, ten goede in de vorm van warmte; ten gevolge hiervan zal haar temperatuur hoger worden.

Droge lucht. Adiabatische processen, welke plaats vinden in droge lucht of in niet-verzadigde vochtige lucht, noemt men *droog-adiabatisch*. Lucht, welke droog-adiabatisch stijgt, blijkt 1° C per 100 meter hoogteverschil af te koelen; lucht, welke droog-adiabatisch daalt, wordt 1° C per 100 meter hoogteverschil warmer.

Natte lucht. Adiabatische processen, welke plaats hebben in natte lucht, noemt men *verzadigd-adiabatisch*; onder natte lucht wordt dan verstaan met waterdamp verzadigde lucht, welke bovendien nog water in vloeibare of vaste toestand bevat. Men kan zich dus natte lucht samengesteld denken uit volkomen droge lucht, verzadigde waterdamp en waterdruppeltjes of ijsdeeltjes.

Bij opwaartse beweging van natte lucht zou de daarin aanwezige droge lucht per 100 meter hoogteverschil 1° C in temperatuur dalen, doch ten gevolge van deze afkoeling treedt condensatie of sublimatie van de verzadigde waterdamp op, waarbij condensatie- of sublimatiewarmte vrijkomt. Deze vrijkomende warmte werkt de adiabatische temperatuurdaling tegen, met het gevolg, dat in natte lucht de temperatuurdaling per 100 meter hoogteverschil niet 1° C bedraagt doch minder.

Bij hoge temperatuur gaat bij geringe afkoeling veel waterdamp in water over; zo is bijv. bij 30° C de hoeveelheid vrijkomende condensatiewarmte zo groot, dat de lucht per 100 m hoogteverschil slechts $0^{\circ},37$ C kouder wordt.

Bij lage temperatuur gaat zelfs bij belangrijke afkoeling slechts weinig waterdamp van de gasvormige in de vloeibare of vaste toestand over; dientengevolge is bijv. bij een temperatuur van -30° C de vrijkomende sublimatiewarmte zo gering, dat de lucht per 100 meter hoogteverschil bijna droog-adiabatisch (nl. $0^{\circ},94$ C) afkoelt.

Bij neerwaartse beweging van natte lucht zou de daarin aanwezige droge lucht per 100 meter hoogteverschil 1° C warmer worden, doch ten gevolge van deze verwarming treedt geleidelijke verdamping van waterdruppeltjes of ijskristalletjes op. Aangezien voor dit verdampingsproces warmte nodig is, bedraagt de temperatuurstijging per 100 meter hoogteverschil niet 1° C, doch minder. Dalende natte lucht van $+30^{\circ}$ C blijkt per 100 meter hoogteverschil $0^{\circ},37$ C warmer te worden; dalende lucht van -30° C stijgt per 100 meter hoogteverschil $0^{\circ},94$ C in temperatuur.

In het bovenstaande was sprake van temperatuurveranderingen, welke zich voordeden in stijgende of dalende natte lucht. Opgemerkt worde, dat juist-verzadigde lucht, welke dus geen waterdruppeltjes of ijsdeeltjes bevat, bij stijgende beweging terstond in natte lucht overgaat en derhalve verzadigd-adiabatisch afkoelt. Juist-verzadigde lucht, welke een dalende beweging gaat uitvoeren, zal zich daarentegen droog-adiabatisch verwarmen.

Het is mogelijk de temperatuurveranderingen, welke verticaal bewegende lucht doormaakt, grafisch op een temperatuur-hoogte-diagram uit te zetten. De veranderingen, welke niet-verzadigde lucht bij verticale bewegingen ondergaat, worden in een dergelijk diagram weergegeven door lijnen, welke *droog-adiabaten* worden genoemd (schuine getrokken lijnen in fig. 8). De veranderingen, welke in natte stijgende of dalende lucht worden aangetroffen, worden door de z.g. *verzadigd-adiabaten* aangegeven (gebogen streep-punt-lijnen in fig. 9).

Zoals uit de volgende paragrafen duidelijk zal worden, is het van belang het verloop der adiabaten te vergelijken met het verloop van de z.g. *toestandskromme*; dit is de lijn, die op een temperatuur-hoogte-diagram het verband tussen temperatuur en hoogte aangeeft, zoals dat op een bepaald ogenblik in de atmosfeer wordt aangetroffen (de lijnen AA en BB in fig. 8, CC en DD in fig. 9 stellen dergelijke toestandskrommen voor).

9. Het verticale evenwicht in niet-verzadigde lucht

De toestandskromme AA in fig. 8a geeft het verband weer tussen temperatuur en hoogte in een niet-verzadigde atmosfeer, waarvan het verticale evenwicht zal worden onderzocht. Beschouw eens een willekeurig uit die atmosfeer gekozen proefdeeltje, bijv. een deeltje dat een temperatuur van 2° C heeft en zich op een hoogte van 1800 meter bevindt (zie punt P), en beweeg dit naar boven. Het koelt droog-adiabatisch af volgens de droog-adiabaat door P, welke boven 1800 meter overal links van de toestandskromme AA ligt. Dit betekent, dat het proefdeeltje boven 1800 meter overal een lagere temperatuur verkrijgt dan de omringende atmosfeer, zodat het een kracht ondervindt, welke het naar zijn

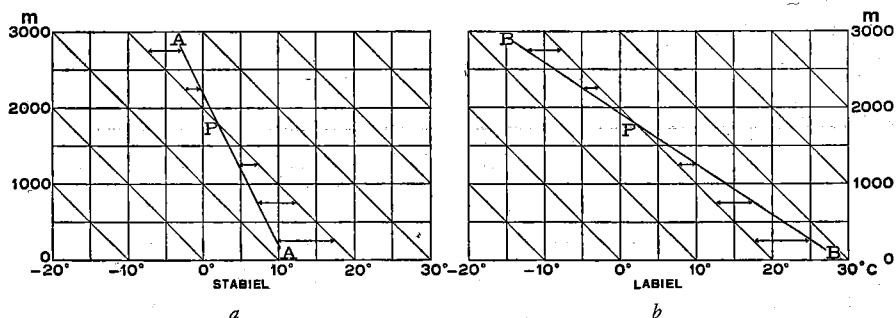


Fig. 8 Het verticale evenwicht in een niet-verzadigde atmosfeer (a stabiel, b labiel)

oorspronkelijke niveau terug zal doen gaan. Indien het beschouwde proefdeeltje van zijn oorspronkelijke niveau uit naar beneden wordt bewogen, verwarmt het zich droog-adiabatisch volgens dezelfde droog-adiabaat door P, welke onder 1800 meter overal rechts van de toestandskromme AA ligt. Het proefdeeltje zal dus onder 1800 meter overal een hogere temperatuur verkrijgen dan de omringende atmosfeer, zodat het een kracht zal ondervinden, welke het eveneens dwingt naar zijn oorspronkelijke niveau terug te keren. De atmosfeer is dus in het beschouwde punt stabiel. Dezelfde stabiliteit treft men natuurlijk op alle punten van de lijn AA aan. Men zal voorts gemakkelijk inzien, dat een niet-

verzadigde atmosfeer overal daar stabiel is, waar de toestandskromme steiler loopt dan de droog-adiabaten.

Een niet-verzadigde atmosfeer, waarvan de verticale temperatuurverdeling wordt weergegeven door de toestandskromme BB in fig. 8b blijkt labiel te zijn. Een willekeurig uit de atmosfeer gekozen proefdeeltje zal immers bij bovenwaartse beweging warmer worden dan zijn omgeving (het zal dus verder stijgen), terwijl het bij benedenwaartse beweging kouder wordt dan zijn omgeving (het zal dus verder dalen). Hieruit blijkt derhalve, dat een niet-verzadigde atmosfeer overal daar labiel is, waar de toestandskromme minder steil verloopt dan de droog-adiabaten.

Een indifferente niet verzadigde atmosfeer bezit een toestandskromme, welke samenvalt met een droog-adiabaat.

Het is voor de beoordeling van het verticale evenwicht ook voldoende, wanneer men bekend is met de uit de toestandskromme afgeleide *verticale temperatuurgradiënt*, d.w.z. met het temperatuurverval in verticale richting. Uit fig. 8 blijkt nl., dat de atmosfeer stabiel moet zijn, wanneer de verticale temperatuurgradiënt kleiner is dan 1° C per 100 meter (de lijn AA geeft een verticale temperatuurgradiënt van $0,5^\circ \text{ C}$ per 100 meter aan). De atmosfeer is labiel, wanneer de verticale temperatuurgradiënt groter is dan 1° C per 100 meter (de lijn BB geeft een verticale temperatuurgradiënt van $1,5^\circ \text{ C}$ per 100 meter aan). De atmosfeer is indifferent, wanneer de verticale temperatuurgradiënt 1° C bedraagt.

10. Het verticale evenwicht in natte lucht

Met behulp van fig. 9 zal thans het verticale evenwicht in natte lucht nader worden onderzocht. De lijn CC in fig. 9a geeft de toestandskromme weer in een natte atmosfeer, welke stabiel zal blijken te zijn. Een willekeurig uit die atmosfeer gekozen nat proefdeeltje (bijv. een deeltje, dat een temperatuur van 2° C heeft

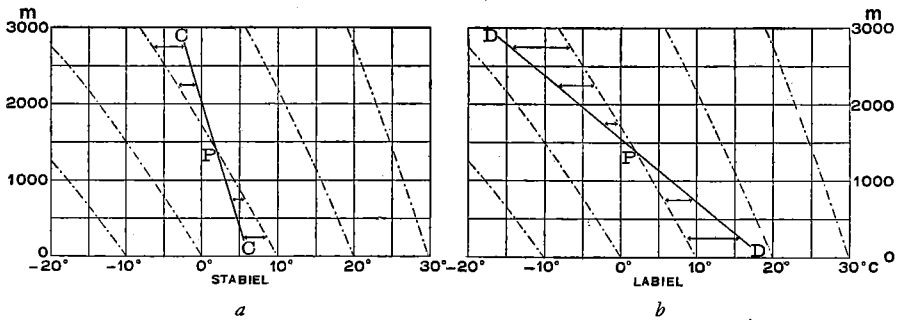


Fig. 9 Het verticale evenwicht in een natte atmosfeer (a stabiel, b labiel)

en zich op een hoogte van 1350 meter bevindt), zal bij een eventuele beweging naar boven afkoelen volgens de verzadigd-adiabaat door P. Deze verzadigd-adiabaat ligt overal boven 1350 meter links van de toestandskromme, hetgeen betekent, dat het proefdeeltje overal boven 1350 meter een lagere temperatuur verkrijgt dan de omringende atmosfeer bezit. Het proefdeeltje zal dus een kracht

ondervinden, welke het naar zijn oorspronkelijke niveau terug zal doen gaan. Wanneer hetzelfde proefdeeltje van zijn oorspronkelijke niveau uit naar beneden wordt bewogen, zal de temperatuur daarvan stijgen volgens dezelfde verzadigd-adiabaat door P. Onder 1350 meter ligt deze verzadigd-adiabaat overal rechts van de toestandskromme, hetgeen betekent, dat het proefdeeltje overal warmer is dan de omringende atmosfeer, zodat het naar zijn oorspronkelijke niveau zal terugkeren.

De toestandskromme DD in fig. 9b geeft in een natte atmosfeer een labiele toestand weer, aangezien een verplaatst proefdeeltje overal boven zijn oorspronkelijke niveau warmer is dan zijn omgeving, waardoor het verder zal stijgen en overal beneden zijn oorspronkelijke niveau kouder is dan zijn omgeving, waardoor het verder zal dalen.

Een atmosfeer, bestaande uit natte lucht, zal indifferent zijn, wanneer haar toestandskromme met een verzadigd-adiabaat samenvalt.

De verticale temperatuurgradiënt, welke bij de verzadigd-adiabaat past en welke zeer uiteenlopende waarden kan bezitten (zie de in § 8 opgegeven waarden voor $+ 30^{\circ} \text{C}$ en $- 30^{\circ} \text{C}$), vormt derhalve de grens tussen de verzadigd-stabiele en verzadigd-labiele temperatuurgradiënten.

II. Voorwaardelijke onstabieleit

Er bestaat in de atmosfeer een bijzondere evenwichtstoestand, wanneer de toestandskromme zodanig verloopt, dat zij steiler staat dan de droog-adiabaat en minder steil dan de verzadigd-adiabaat. Deze evenwichtstoestand noemt men *voorwaardelijk onstabiel*. Men kan de voorwaardelijke onstabieleit het gemakkelijkst bestuderen aan de hand van een temperatuur-hoogte-diagram, waarin zowel droog- als verzadigd-adiabaten zijn getekend (fig. 10).

De toestandskromme EE stelt een voorwaardelijk onstabiele atmosfeer voor. Het zal terstond duidelijk zijn, dat deze atmosfeer stabiel is, indien zij uit niet-verzadigde lucht bestaat (zie § 9); deze atmosfeer is labiel, indien zij uit natte lucht bestaat (zie § 10). Het evenwicht hangt dus af van het al of niet aanwezig zijn van waterdruppeltjes of ijsdeeltjes in de atmosfeer.

Indien de voorwaardelijk onstabiele atmosfeer (zie nogmaals toestandskromme EE in fig. 10) uit juist-verzadigde lucht bestaat, waarin dus geen waterdruppeltjes of ijsdeeltjes aanwezig zijn, zal er voorts stabiliteit zijn voor storingen in benedenwaartse richting aangebracht. Een willekeurig gekozen proefdeeltje, bij $11,5^{\circ} \text{C}$ op 1850 meter hoogte gelegen, zal dan nl. terstond in niet-verzadigde lucht overgaan, zich droog-adiabatisch verwarmen, een hogere temperatuur krijgen dan zijn omgeving en dus naar zijn oorspronkelijke niveau terugkeren. Voor storingen in bovenwaartse richting aangebracht zal de atmosfeer labiel zijn. Het gekozen proefdeeltje gaat dan immers terstond in natte lucht over, het koelt verzadigd-adiabatisch af, verkrijgt overal een hogere temperatuur dan zijn omgeving en zal doorstijgen.

Er is in de voorgaande beschouwingen voortdurend sprake geweest van het verticale evenwicht in de gehele atmosfeer. Het zal duidelijk zijn, dat deze beschouwingen ook gelden voor atmosferische lagen van meer of minder grote uitgestrektheid.

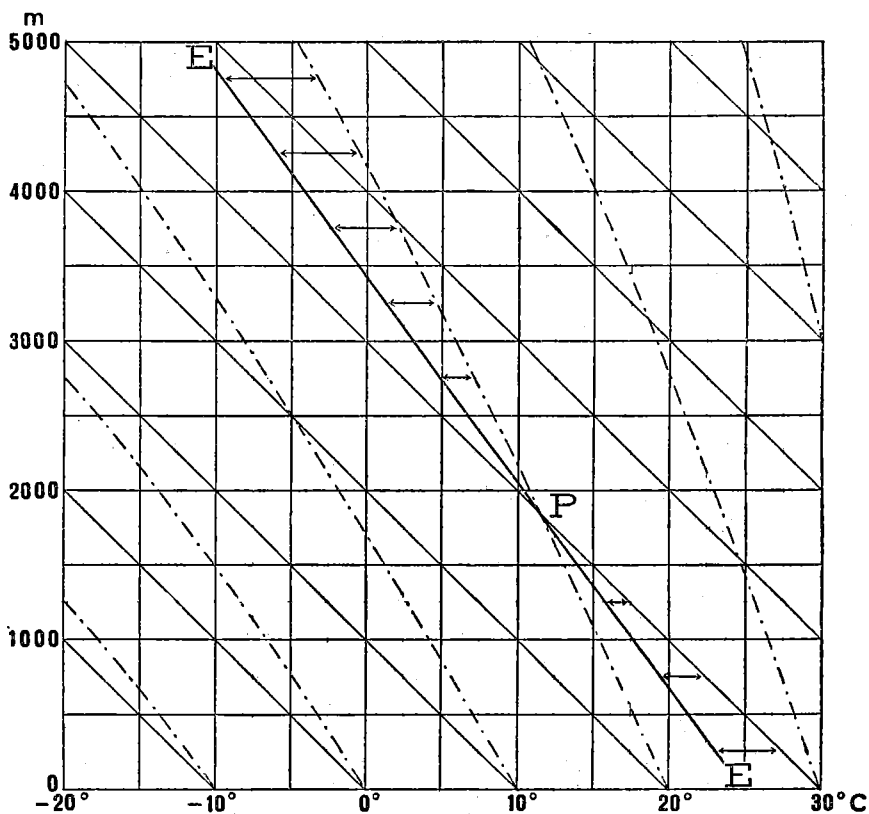


Fig. 10

Temperatuur-hoogte-diagram met droog- en verzadigd-adiabaten (aërologisch diagram);
voorwaardelijke onstabiliteit

Al het voorgaande dus nog eens samenvattend kan men derhalve zeggen:

1. In een niet-verzadigde luchtlaag heerst stabiel evenwicht, wanneer de toestandskromme steiler staat dan de droog-adiabaten en labiel evenwicht, wanneer de toestandskromme minder steil verloopt dan de droog-adiabaten.
2. In een luchtlaag, bestaande uit natte lucht, wordt stabiel evenwicht aangetroffen, indien de toestandskromme steiler verloopt dan de verzadigd-adiabaten daar aangeven, terwijl er labiel evenwicht heerst ingeval de toestandskromme minder steil verloopt dan de verzadigd-adiabaten.
3. Een luchtlaag is voorwaardelijk onstabil, wanneer de toestandskromme een helling bezit, welke tussen die der droog- en die der verzadigd-adiabaten in ligt.

Wanneer men niet de toestandskromme, doch de verticale temperatuurgradiënt beschouwt, kan men zeggen:

1. In een niet-verzadigde luchtlaag heerst stabiel evenwicht, wanneer de verticale temperatuurgradiënt kleiner is dan 1° C per 100 meter en labiel evenwicht, wanneer deze temperatuurgradiënt groter is dan 1° C per 100 meter.

2. In een luchtlaag, bestaande uit natte lucht, wordt stabiel evenwicht aangetroffen, indien de verticale temperatuurgradiënt overal kleiner is dan de verzadigd-adiabatische; labiel evenwicht, wanneer deze temperatuurgradiënt overal groter is dan de verzadigd-adiabatische.

3. Een luchtlaag is voorwaardelijk onstabiel, wanneer de verticale temperatuurgradiënt kleiner is dan 1°C per 100 meter, doch groter dan de verzadigd-adiabatische.

12. Aërologische diagrampapieren

Een diagram, waarop zoals dit in fig. 10 het geval is, een stelsel droog-adiabaten en een stelsel verzadigd-adiabaten voorkomt, wordt *aërologisch diagram* genoemd.

In fig. 10 zijn temperatuur en hoogte tegen elkaar uitgezet; meestal gebruikt men echter aërologische diagrammen, waarop temperatuur en luchtdruk tegen elkaar zijn uitgezet. Men kan nl. op dergelijke temperatuur-luchtdrukdiagrammen zeer gemakkelijk toestandskrommen tekenen, omdat bij waarnemingen in de bovenlucht altijd temperatuur en luchtdruk worden geregistreerd, terwijl de hoogte eerst via een vrij omslachtige berekening kan worden verkregen.

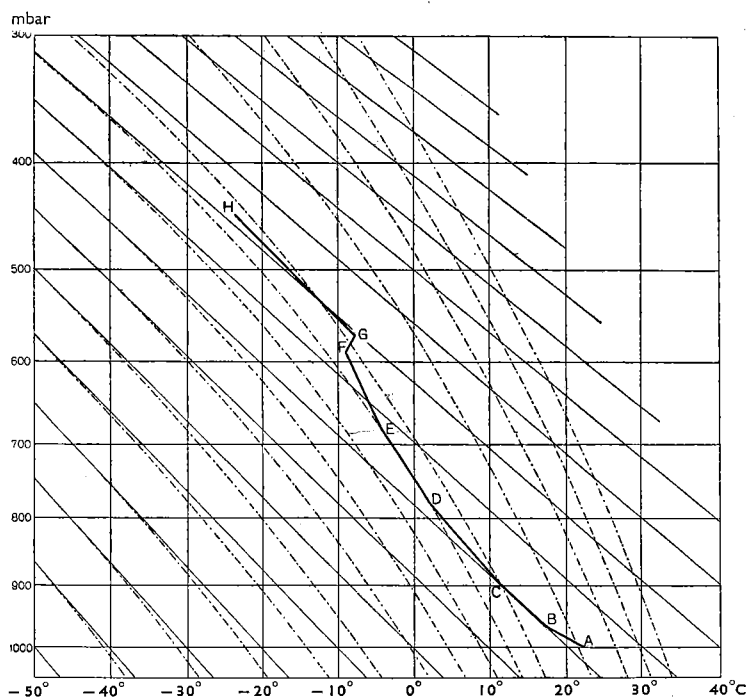


Fig. 11

Temperatuur-luchtdruk-diagram (aërologisch diagram naar Strüve); de toestandskromme ABCDEFGH geeft verschillende stabiliteitscondities weer

Fig. 11 stelt een temperatuur-luchtdruk-diagram voor. De droog-adiabaten zijn hier weer als schuine, getrokken lijnen aangegeven, de verzadigd-adiabaten weer als streep-punt-lijnen. Terwijl op de temperatuur-hoogte-diagrammen van de figuren 8, 9 en 10 gelijke afstanden langs de verticale as met gelijke hoogteverschillen overeenkomen, heeft men de luchtdrukschaal van het temperatuur-luchtdruk-diagram in fig. 11 zodanig laten verlopen, dat de droog-adiabaten ook hier als rechte lijnen konden worden getekend.

Indien men over de resultaten van een bovenluchtwaarneming beschikt, is het dus nu mogelijk met behulp van de op dit aërologisch diagrampapier uitgezette toestandskromme op eenvoudige wijze de stabiliteitscondities van diverse luchtlagen te beoordelen. Zo is bijv. in fig. 11 de laag AB absoluut onstabiel (d.w.z. labiel zowel voor droge als voor natte lucht), de laag BC indifferent voor droge lucht, de laag CD voorwaardelijk onstabiel (d.w.z. labiel voor natte lucht, stabiel voor droge lucht), de laag DE indifferent voor natte lucht, de laag EF absoluut stabiel (d.w.z. stabiel zowel voor droge als voor natte lucht), de laag FG (een z.g. *inversie*, d.i. een laag, waarin de temperatuur met de hoogte toeneemt) absoluut stabiel en de laag GH weer voorwaardelijk onstabiel.

HOOFDSTUK III

DE VORMING VAN MIST, WOLKEN EN NEERSLAG

13. Het water in de atmosfeer

Water komt zowel in vaste, in vloeibare als in gasvormige toestand in de atmosfeer voor. De ijskristalletjes van sommige hoge wolken (bijv. cirruswolken), de sneeuw en de hagel zijn vast; de druppeltjes van lagere wolken, mist en regen zijn vloeibaar; de dampvormige toestand is minder gemakkelijk waar te nemen, aangezien waterdamp onzichtbaar is.

De waterdamp is een der belangrijkste bestanddelen van de lucht; het is derhalve noodzakelijk de grootheden te bespreken, waarmee men het waterdampgehalte kan aangeven.

De *dampdruk* (e) is de kracht, die de waterdampmoleculen loodrecht op een wand van één cm^2 uitoefenen. De dampdruk maakt deel uit van de met de barometer waargenomen luchtdruk, welke immers het gevolg is van de botsingen van alle „luchtmoleculen”.

Het blijkt, dat voor elke temperatuur een *maximale dampdruk* (E) bestaat; d.w.z. er is voor elke temperatuur een dampdrukwaarde, welke bij die temperatuur niet kan worden overschreden. Onderstaand tabelletje geeft enige maximale dampdrukwaarden weer.

Temperatuur	Max. dampdruk
0° C	6,1 mbar
10° C	12,3 „
20° C	23,4 „
30° C	42,4 „
40° C	73,8 „
50° C	123,4 „

Men ziet, hoe de maximale dampdruk bij stijgende temperatuur snel toeneemt.

De *relatieve vochtigheid* (f) is gedefinieerd als de verhouding tussen de werkelijk aanwezige dampdruk (e) en de bij de heersende temperatuur maximaal mogelijke dampdruk (E). Voor de relatieve vochtigheid geldt dus

$$f = \frac{e}{E}$$

Afkoeling leidt in lucht, die geen stijgende bewegingen uitvoert en waarin dus de luchtdruk gelijk blijft, tot een toeneming van de relatieve vochtigheid. Immers de dampdruk (e) blijft evenals de luchtdruk gedurende dit afkoelingsproces constant, doch bij dalende temperatuur wordt de maximale dampdruk (E) steeds kleiner, met het gevolg, dat het quotiënt e/E (dus de relatieve vochtigheid) steeds groter wordt. De temperatuur, waarbij een relatieve vochtigheid van 100 % wordt bereikt, noemt men het *dauwpunt*. Afkoeling tot onder het dauwpunt zal aanleiding geven tot condensatie of sublimatie van de aanwezige waterdamp.

In lucht, die droog-adiabatisch opstijgt, neemt eveneens de relatieve vochtigheid toe. Weliswaar daalt in deze lucht met afnemende luchtdruk ook de dampdruk (e), doch de maximale dampdruk (E) daalt naar verhouding sneller wegens de vrij sterke afkoeling, die de lucht ondergaat. Het quotiënt e/E (dus de relatieve vochtigheid) wordt voortdurend groter. De hoogte, waarop een relatieve vochtigheid van 100 % wordt bereikt, wordt het *condensatie-niveau* genoemd. Stijgt de lucht boven haar condensatie-niveau, dan treedt condensatie of sublimatie van de aanwezige waterdamp op.

14. Veranderingen in de aggregatie-toestanden van het water

De verschillende aggregatie-toestanden van het water kunnen ook in de atmosfeer in elkaar overgaan, zoals uit onderstaand schema blijkt.

vast \longrightarrow vloeibaar	: smelten, bijv. van sneeuw of hagel.
vast \longrightarrow gasvormig	: verdampen, bijv. in valstrepen van sneeuw.
vloeibaar \longrightarrow gasvormig	: verdampen, bijv. in valstrepen van regen.
gasvormig \longrightarrow vloeibaar	: condenseren, bijv. het ontstaan van wolken, bestaande uit waterdruppeltjes.
gasvormig \longrightarrow vast	: sublimeren, bijv. het ontstaan van wolken, bestaande uit ijsdeeltjes.
vloeibaar \longrightarrow vast	: bevriezen, bijv. van regendruppels tot ijsregen.

De eerstgenoemde drie processen vereisen geen verdere toelichting.

De overgang gasvorming \longrightarrow vloeibaar, dus het condensatie-proces, geschiedt in de atmosfeer alleen, wanneer er voldoende *condensatiekernen* aanwezig zijn. Deze condensatiekernen zijn meestal hygroskopische (wateraantrekkende) deeltjes.

De overgang gasvormig \longrightarrow vast, dus het sublimatie-proces, kan in de atmosfeer slechts plaats vinden, wanneer bij temperaturen onder het vriespunt voldoende *sublimatiekernen* aanwezig zijn. Deze sublimatiekernen bestaan waarschijnlijk uit vaste deeltjes, welker structuur overeenkomt met die van ijskristallen.

Het is gebleken, dat bij temperaturen onder het vriespunt zowel condensatie als sublimatie kan optreden. De condensatiekernen groeien dan nl. aan tot onderkoelde waterdruppeltjes, de sublimatiekernen tot ijskristalletjes.

De overgang vloeibaar \longrightarrow vast, het bevroeringsproces, vindt in de regel bij een temperatuur van 0°C plaats. Het bevroeringsproces kan echter ook bij lagere temperatuur intreden en wel wanneer onderkoelde druppels in contact komen met een ijskristalletje of een stoot krijgen, waarbij zij plotseling gedeeltelijk in ijs overgaan.

15. De oorzaken van mist- en wolkenvorming

Mist en wolken kunnen zich vormen, wanneer:

A. in een voldoende vochtige omgeving condensatie- of sublimatiekernen worden gebracht, of

B. in lucht, die voldoende condensatie- of sublimatiekernen bevat, de relatieve vochtigheid toeneemt.

Het onder A genoemde geval doet zich o.a. dikwijls voor in (of aan de lijszijde van) grote steden, waar de vele verbrandingsprocessen (vooral des winters) tal van condensatiekernen in de lucht brengen, die de vorming van *stadsmist* bevorderen.

De onder B genoemde toeneming van de relatieve vochtigheid kan geschieden:

- I. in lucht, waarin nagenoeg geen stijgende bewegingen of
- II. in lucht, waarin wel stijgende bewegingen worden aangetroffen.

I. In lucht, waarin nagenoeg geen stijgende bewegingen voorkomen, kunnen zich mist en wolken vormen ten gevolge van:

a. verdamping uit een wateroppervlak, dat een hogere temperatuur bezit dan de lucht,

b. nachtelijke uitstraling,

c. transport over oppervlakken van lagere temperatuur.

a. *Verdamping.* Wanneer een wateroppervlak een hogere temperatuur bezit dan de lucht, is ook de dampdruk vlak boven het water groter dan die in de lucht. Door diffusie en turbulentie wordt dan waterdamp uit de vlak boven het water gelegen laag naar de lucht gevoerd, waardoor meer water kan verdampen en de dampdruk in de lucht stijgt. De relatieve vochtigheid in de lucht kan dan onder gunstige omstandigheden zo sterk toenemen, dat de waterdamp op de kernen gaat condenseren. Dit proces kan zich voordoen:

1. wanneer in heldere nachten lucht, welke boven de weilanden is afgekoeld, afvloeit naar lager gelegen warmere sloten. De daar gevormde *slootmist* breidt zich soms geleidelijk over de weilanden uit.

2. wanneer zeer koude continentale lucht over een warmer zeeoppervlak stroomt. Aangezien dit dikwijls in de poolstreken geschiedt, noemt men de op deze wijze gevormde mist *arctische zee-rook*; hij treedt ook in de gematigde luchtstreken op, o.a. boven de warme zeestroming in de omgeving van Newfoundland. Arctische zee-rook is dus een verschijnsel, dat in een koude massa optreedt.

3. wanneer regendruppeltjes door koudere lucht vallen, kan zowel gelaagde bewolking (stratus) als mist ontstaan. Mist (z.g. *regenmist*) doet zich in het bijzonder voor, als regen uit een hoger gelegen bewolking valt door luchtlagen, die in de omgeving van het aardoppervlak een betrekkelijk lage temperatuur bezitten.

b. De *nachtelijke uitstraling*, welke boven land bij windstil en onbewolkt weer in de nabijheid van het aardoppervlak een grote temperatuurdaling veroorzaakt, geeft aanleiding tot de vorming van *stralingsmist*.

c. *Transport over oppervlakken van lagere temperatuur.* Wanneer warme lucht zich over een kouder aardoppervlak beweegt (dus in een warme massa) kan als gevolg van de afkoeling der lucht bij voldoende vochtigheid zowel gelaagde bewolking (stratus) als z.g. *advectieve mist*¹⁾ optreden. Advectieve mist komt boven land voor, wanneer het aardoppervlak bepaalde temperatuurverschillen

¹⁾ Men verstaat onder *advectie* het horizontale transport van grote hoeveelheden lucht.

vertoont. Hij wordt boven zee aangetroffen in streken, waar het zeewater sterke horizontale temperatuurverschillen bezit, dus o.a. boven de koude zeestroming in de omgeving van New Foundland.

Belangrijk is ook de mist, welke ontstaat, wanneer in de winter warme marieteme lucht het koude land binnenvalt en welke zich een enkele keer zelfs zo dicht bij de kust vormt, dat zij landmerken aan het oog onttrekt. Nog belangrijker voor de scheepvaart is de mist, die in het zomerhalfjaar ontstaat, wanneer warme continentaal-tropische of continentaal-polaire lucht naar de koelere zee wordt gestuwd (bijv. boven de Noordzee en Het Kanaal).

II. In stijgende niet-verzadigde lucht doet zich droog-adiabatische afkoeling voor, welke tot verzadiging en vervolgens tot de vorming van wolken kan leiden. Deze wolkenvorming kan optreden:

- a. bij turbulentie,
- b. bij convection,
- c. bij golfbewegingen,
- d. in langzaam omhoogbewegende uitgestrekte luchthoeveelheden.

a. In *turbulente stromingen* treedt een ongeordende voortdurende stijging en daling van kleine luchthoeveelheden op. Wanneer de vochtigheid groot genoeg is, treft men condensatie in de stijgende lucht aan, terwijl de hierbij gevormde wolkendruppeltjes in de dalende lucht weer verdampen. Er vormt zich een geheel of gedeeltelijk gesloten wolkenlaag (stratus).

b. Bij *convection* stijgt de lucht op in grotere hoeveelheden („bellen”), die aanvankelijk een hogere temperatuur bezitten dan hun omgeving. De lucht-bellen geven aanleiding tot de vorming van cumuli. Deze cumuli, die aanvankelijk een doorsnede van slechts enige honderden meters hebben, kunnen zich, omdat zij de hen omgevende lucht meeslepen, in een voldoende onstabiele atmosfeer ontwikkelen tot zeer grote cumuluswolken en tenslotte zelfs tot cumulonimbi.

De hier besproken wolken vertonen een duidelijke verticale ontwikkeling.

c. *Golfbewegingen* treden dikwijls op aan het grensvlak van twee luchthoeveelheden, die zich met verschillende snelheden langs elkaar bewegen. Er doen zich hierbij stijgende en dalende bewegingen voor; in de stijgende lucht ontstaan dan wolken, waarin de golfstructuur duidelijk tot uitdrukking komt (undulatus-variëteiten).

d. *Uitgestrekte hoeveelheden lucht stijgen soms langzaam op* in een gebied, waar convergentie heerst (bijv. een lage-drukgebied), eveneens aan de loefkant van een bergmassief en ten slotte langs het scheidingsvlak van een warmere en een koudere luchtsoort (langs het z.g. *frontvlak*). In het laatste geval ontstaat er een wolkenlaag van zeer grote horizontale afmetingen (bijv. een cirrostratus-altostratus-nimbostratus-systeem).

16. De vorming van neerslag

De waterdruppeltjes en/of ijsdeeltjes, waaruit mist en wolken bestaan (voortaan *wolkenelementen* genoemd), bezitten zeer geringe afmetingen. Ten gevolge

van de relatief grote invloed, die de wrijving op kleine deeltjes heeft, vallen zulke wolkelementen slechts langzaam. Zij zijn in den regel, vóór zij het aardoppervlak bereiken, reeds weer voor een groot deel verdampt. Wolken kunnen dus op deze wijze geen neerslag van betekenis geven; zij „regenen niet uit”. De vraag doet zich voor, op welke wijze de wolkelementen tot een zodanige afmeting kunnen aangroeien, dat zij zonder voor het grootste deel te verdampen, het aardoppervlak kunnen bereiken, m.a.w. hoe een wolkelement in een *neerslagelement* kan overgaan. Men zou verwachten, dat dit eenvoudig door voortgezette condensatie of sublimatie geschiedt. Dit blijkt echter niet het geval te zijn, aangezien de beschikbare waterdamp over een zo grote hoeveelheid wolkelementen wordt verdeeld, dat elk afzonderlijk slechts een beperkte aangroeiing ondergaat. Men zou voorts kunnen denken, dat een aantal wolkelementen door eenvoudige samenvloeiing of samenklontering een neerslagelement vormen. Uit theorie en ervaring is echter gebleken, dat dan bij waterwolken slechts natte mist of motregen kan ontstaan en bij ijswolken zich slechts valstrepen kunnen vormen.

De overgang van wolkelement naar neerslagelement moet naar de tegenwoordige opvattingen in den regel worden toegeschreven aan een ander proces. Talrijke meteorologische hoogtevluichten hebben geleerd, dat een wolk alleen neerslag geeft, wanneer zij (althans gedeeltelijk) uit een mengsel van onderkoelde waterdruppeltjes (d.z. dus waterdruppeltjes met temperaturen onder het vriespunt) en ijskristalletjes bestaat. De neerslagvorming kan dan op de volgende wijze worden verklaard.

Boven de onderkoelde waterdruppeltjes en boven de ijsdeeltjes heerst de maximale dampdruk; uit laboratoriumproeven is gebleken, dat de maximale dampdruk boven water hoger is dan boven ijs van dezelfde temperatuur ¹⁾. Onder invloed van deze dampdrukverschillen bestaat er een waterdamptransport van water naar ijs. De ijskristalletjes groeien dan ten koste van de verdampende waterdruppeltjes. Deze aangroeiende ijskristallen vallen met een hogere snelheid dan de waterdruppeltjes; zij halen de waterdruppeltjes in en „coaguleren” daarmee. Treffen de ijskristallen slechts van tijd tot tijd een waterdruppeltje, dan blijven ze hun kristalstructuur behouden; zij kunnen dan samenklonteren tot grote sneeuwvlokken, hetgeen vooral nabij het niveau van 0° C schijnt te geschieden ²⁾. Treffen de ijskristallen veel waterdruppeltjes, dan gaat de eigenlijke kristalstructuur geleidelijk verloren; er vormen zich korreltjes (korrelsneeuw, korrelhagel).

Relatief veel *ijskristallen* worden aangetroffen in wolken, die zich in langzaam stijgende stromingen hebben gevormd (altostratus-nimbostratus); relatief veel *waterdruppeltjes* treft men aan in de meeste wolken, die zich bij niet al te lage temperaturen en in snel stijgende luchtstromingen hebben gevormd (cumulonimbi). In een altostratus-nimbostratus-systeem vormt zich dus bij voorkeur sneeuw; in een cumulonimbus veelal korrelsneeuw of korrelhagel. Wanneer de ontstane sneeuw, korrelsneeuw of korrelhagel tenslotte op weg naar beneden het 0° C-niveau passeert, smelten de deeltjes tot waterdruppels, die soms zo snel

¹⁾ De maximale dampdruk boven onderkoeld water van — 10, — 20 en — 30° C bedraagt resp. 2,9, 1,3 en 0,5 mbar; de maximale dampdruk boven ijs resp. 2,6, 1,0 en 0,4 mbar.

²⁾ Het 0° C-niveau is het niveau, waar een temperatuur van 0° C wordt aangetroffen. Boven dit niveau heersen temperaturen onder 0° C, beneden dit niveau is de temperatuur hoger dan 0° C.

vallen, dat zij zich in kleinere regendruppels splitsen. Het neerslagproces wordt hieronder voor een tweetal gevallen in detail besproken.

Fig. 12 geeft een voorbeeld van een zeker ontwikkelingsstadium van een cirrostratus-altostratus-nimbostratus-systeem, dat ontstaat door het opgliden van warme lucht tegen koude lucht. In de langzaam opstijgende lucht vormen zich de wolkenelementen, die boven het 0° C-niveau onderkoeld zijn. Boven het z.g. ijskiemniveau, dat in afhankelijkheid van de eigenschappen der oorspronkelijke condensatiekernen wordt aangetroffen bij temperaturen, die in het algemeen tussen - 3° en - 12° C liggen, ontstaan tevens ijskristallen zodat de wolk daar een gemengd karakter heeft; in het allerhoogste gedeelte der wolk zijn alleen ijskristallen aanwezig.

Van rechts naar links gaande kan men het volgende opmerken:

Bij a: cirrostratusbewolking, bestaande uit ijskristallen, geen neerslag.

Bij b: altostratusbewolking met valstrepen van sneeuw, die de grond niet bereiken.

Bij c: altostratus, waaruit sneeuw valt, die op geringere hoogten tot regen smelt.

Bij d: nimbostratus, de sneeuw smelt in de wolk reeds tot regen.

Bij e: stratus, die niet boven het 0° C-niveau reikt en waaruit dus slechts enige motregen kan vallen.

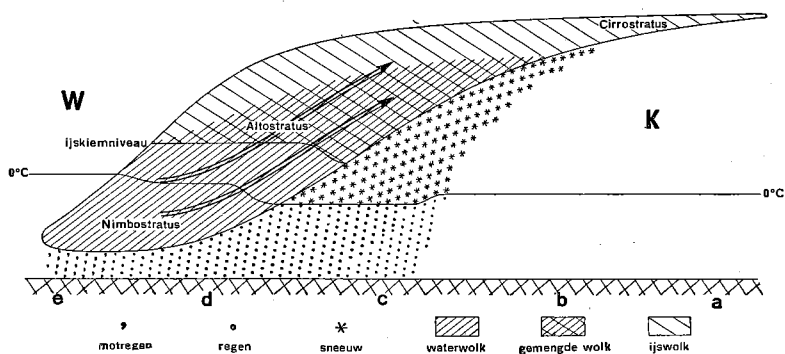


Fig. 12 De ontwikkeling van neerslag in een cirrostratus-altostratus-nimbostratus-systeem (naar FINDEISEN, *Met. Zs.*, 55, blz. 131, 1938)

Een voorbeeld van de algehele ontwikkeling van een cumulus tot een cumulonimbus en de daarbij plaats hebbende neerslagvorming wordt in fig. 13 schematisch voorgesteld.

Stadium a (*beginstadium*). De cumulus bestaat zowel onder als boven het 0° C-niveau uit vloeibare wolkenelementen. Bij haar verdere verticale ontwikkeling zal het bovenste gedeelte van de cumuluswolk het ijskiemniveau bereiken en overgaan in een cumulonimbus.

Stadium b (*bevroeringsstadium*). Boven het ijskiemniveau gaan de ijskristallen groeien, zij coagulieren met vele onderkoelde waterdruppeltjes en er ontstaat mede door voortgaande sublimatie korrelsneeuw. De korrelsneeuw kan tussen

het ijskiemniveau en het 0° C-niveau in korrelhagel overgaan. Wanneer de verticale snelheden in de wolk groot zijn, zodat de ijsdeeltjes lang in de wolk verblijf houden, vormt zich hagel.

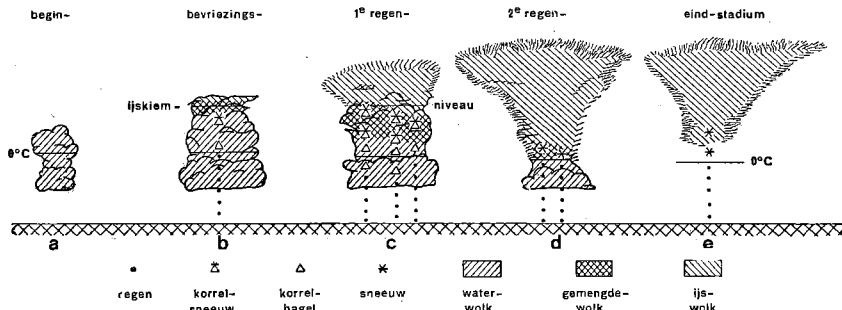


Fig. 13 De ontwikkeling van een cumulonimbus en de daarbij optredende neerslag
(naar FINDEISEN, *Met. Zs.*, 55, blz. 133. 1938)

Stadium c (*eerste regenstadium*). Korrelsneeuw en korrelhagel dringen steeds verder naar beneden door; het gedeelte der wolk, dat uit waterdruppeltjes en ijskristalletjes bestaat (de gemengde zone) wordt steeds groter en het aantal onderkoelde waterdruppeltjes neemt af. Daardoor groeien korrelsneeuw en/of korrelhagel minder snel aan; de deeltjes smelten, wanneer zij het 0° C-niveau bereiken en geven aanleiding tot een vrij zware regen.

Stadium d (*tweede regenstadium*). Wanneer de gemengde zone geheel tot het 0° C-niveau is doorgedrongen en de wolk bijna geheel in een ijswolk is omgezet, wordt de neerslag steeds minder; hij gaat wegens het kleinere aantal waterdruppeltjes over in sneeuw. Beneden het 0° C-niveau valt matige tot lichte regen.

Stadium e (*eindstadium*). De ontwikkeling van de wolk is ten einde. De ijskristallen kunnen door coagulatie nabij het 0° C-niveau nog enige zeer lichte sneeuw leveren, die op geringere hoogten in lichte regen overgaat.

Niet altijd behoeft de neerslagvorming zo te verlopen als hierboven in een tweetal voorbeelden is weergegeven. Er kunnen zich tal van variaties voordoen. De geschetste overgang uit beginstadium naar bevroingsstadium van een cumulonimbus geeft een verklaring voor het vrij plotseling inzetten van de neerslag, zoals men dit in buien waarneemt. Verder wordt het duidelijk, waarom matig ontwikkelde stapelwolken in de winter wel neerslag geven en in de zomer niet. Immers in de zomer wordt bij de zoveel hogere temperaturen het ijskiemniveau niet overschreden; de stapelwolk blijft dan cumulus en gaat niet in cumulonimbus over.

Ten slotte moge nog worden opgemerkt, dat men in de tropische en de equatoriale luchtstreken in reusachtige cumuli (waarin dus geen bevroingsstadium is bereikt) wel regenvorming aantreft. Het is echter zeer wel mogelijk, dat de altijd voorkomende geringe temperatuurverschillen in de wolk een waterdamptransport veroorzaken van de warmere druppeltjes naar de koudere, welke laatste zo dus geleidelijk groter zouden worden.

HOOFDSTUK IV

DE EIGENSCHAPPEN VAN WARME EN KOUDE MASSA'S

17. De eigenschappen van een warme massa

Een warme massa is gedefinieerd als een luchthoeveelheid, waarin de op normale waarnemingshoogte gemeten luchttemperatuur hoger is dan de temperatuur van het aardoppervlak. Een warme massa wordt derhalve door haar contact met het aardoppervlak aan haar onderzijde afgekoeld. Lucht, die sinds enige tijd deel uitmaakt van een warme massa, vertoont dus in de nabijheid van het aardoppervlak een kleine verticale temperatuurgradiënt, dikwijls zelfs een inversie. Wegens de grote stabiliteit worden de verticale luchtbewegingen in een warme massa onderdrukt; de verticale turbulentie is

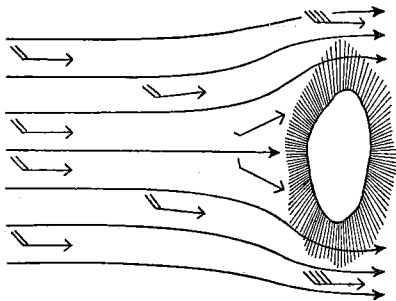


Fig. 14

Invloed van een bergachtig eiland op de horizontale luchtbeving bij een warme massa, die ook in de hogere lagen stabiel is (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 114, 1942)

derhalve gering en de convectie ontbreekt geheel. De afwezigheid van krachtige verticale luchtbewegingen betekent, dat er ook geen „rukwinden” op kunnen treden; de wind waait gestadig met gelijke kracht uit dezelfde richting. Lucht, welke tot een warme massa behoort en welke ook in de hogere niveau's stabiel is, zal bij het treffen van een hindernis (bijv. een rotsachtig eiland) niet gemakkelijk naar boven kunnen ontwijken. Zij blijft dienvolgt voor de hindernis stagneren; slechts langs de kanten wordt zij met grote snelheid afgevoerd (fig. 14). Dergelijke situaties doen zich bijv. aan de westkust van Noorwegen voor, waar bij zuidenwind (stabiele, warme massa) zeer grote windsnelheden kunnen worden aangetroffen.

De geleidelijke afkoeling, welke vooral in de onderste lagen ener warme massa (van enige tientallen tot enige honderdtallen meters hoogte) optreedt, kan bij voldoende vochtigheid leiden tot de vorming van nevel, mist en wolken. Op zee is het zicht over het algemeen vrij slecht; de mist, die soms in maritieme warme massa's ontstaat, is in den regel een advectieve mist, welke dikwijls een grote verticale uitgestrektheid vertoont, zodat de bovenlucht niet zichtbaar is.

De wolken, welke bij voldoende hoge relatieve vochtigheid in een warme massa ontstaan, zijn gelaagd (stratus, stratocumulus). Aangezien deze wolken, wegens de grote stabiliteit der lucht, niet opstijgen naar niveau's, waar de temperatuur behoorlijk onder het vriespunt is, kunnen zij geen aanleiding tot sneeuw of regen geven, maar blijft de neerslag beperkt tot motregen of motsneeuw.

18. De eigenschappen van een koude massa

Lucht, welke deel uitmaakt van een koude massa, bezit op normale waarnemingshoogte een temperatuur, welke lager is dan de temperatuur van het aardoppervlak. Dit betekent, dat een koude massa aan haar onderzijde voortdurend

wordt verwarmd. De verticale temperatuurgradiënt kan in de onderste luchtlagen een waarde van 1° C per 100 meter overschrijden. Een koude massa is derhalve in haar onderste lagen soms absoluut onstabiel en bijna altijd voorwaardelijk onstabiel, met het gevolg, dat zich zeer krachtige verticale luchtbewegingen kunnen ontwikkelen, zodat daarin sterke verticale turbulentie en krachtige convectie aanwezig zijn. De dalende luchtbewegingen, die naast de stijgende voorkomen, brengen de lucht der hogere lagen, welke niet door wrijving wordt geremd, naar beneden. De wind waait diensgevolge in een koude massa in vlagen (tukwinden) met plotselinge veranderingen van sterkte en richting (buiig).

Lucht, die deel uitmaakt van een koude massa en over een grote verticale uitgestrektheid een onstabiel karakter bezit, zal bij het treffen van een hindernis (bijv. een rotsachtig eiland) op haar weg gemakkelijker dan een warme en stabiele massa naar boven kunnen uitwijken en dus met een snelheid, welke vrijwel overal dezelfde is, de hindernis passeren (fig. 15).

Het zicht is in een koude massa vrijwel steeds goed, aangezien condensatiekernen en stofdeeltjes, die van het aardoppervlak af in de lucht worden gebracht, door de sterke verticale bewegingen over grotere hoogten worden verdeeld dan zulks in een warme massa het geval is. Mist komt in een koude massa alleen voor in de vorm van arctischen zeerook, welke zich slechts tot enkele meters boven het aardoppervlak voordoet.

De wolken, welke in een koude massa ontstaan, vertonen een sterke verticale ontwikkeling (cumulus, cumulonimbus). Er vormt zich neerslag, wanneer een cumuluswolk bij het bereiken van het ijskiemniveau, in een cumulonimbus overgaat. De neerslag (regen, sneeuw, korrelsneeuw, korrelhagel of hagel) treedt dan in buien op, welke soms van onweer vergezeld gaan.

19. De overgang van een warme massa in een koude en omgekeerd

Koude en warme massa's kunnen soms snel in elkaar overgaan. Dit is het geval, wanneer:

1. de lucht zich naar warmere of koudere streken beweegt,
2. de temperatuur van het onderliggend oppervlak een voldoende grote dagelijkse gang heeft.

1. Indien een warme massa een zodanige luchtbeweging bezit, dat zij in een richting stroomt, waarin de temperatuur van het onderliggend oppervlak steeds hoger wordt, zal zij ten slotte koude massa worden. De karakteristieke wolken- en weersverschijnselen ener koude massa vertonen zich bij een dergelijke verandering zeer snel. Zo kunnen zich des zomers in maritiem-tropische lucht (warme massa boven zee) bij het invallen op een sterk verhit continent reeds vrij

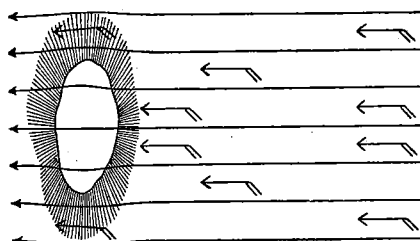


Fig. 15

Invloed van een bergachtig eiland op de horizontale luchtbeweging bij een koude massa, welke over een grote hoogte onstabiel is (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 116, 1942)

dicht achter de kustlijn onweders ontwikkelen, terwijl des winters lucht, welke van het land uit een warmere zee bereikt, duidelijk koude massa-verschijnselen (regen- of sneeuwbuien) kan vertonen.

Indien een koude massa een zodanige luchtbeweging bezit, dat zij in een richting stroomt, waar de temperatuur van het onderliggend oppervlak steeds lager wordt, wordt zij tenslotte warme massa. Bij deze verandering ontwikkelen zich de karakteristieke wolken en weersverschijnselen der warme massa in den regel wat minder snel. Toch kan men dikwijls waarnemen, dat zich in het winterhalfjaar in maritiem-polaire lucht, welke het land binnenstroomt, reeds enige tientallen kilometers landinwaarts mist vormt; des zomers treedt ook in warme lucht welke van het land uit de koelere zee bereikt, vrij snel zichtvermindering op.

2. De overgang van een warme massa in een koude en omgekeerd heeft dikwijls boven land plaats bij de wisseling van dag en nacht. Des nachts wordt de lucht boven het koude aardoppervlak sterk afgekoeld; er vormt zich dan mist of stratus. Overdag wordt het aardoppervlak sterk verwarmd; er ontstaat dan een koude massa, waarin zich cumuli, eventueel cumulonimbi, ontwikkelen, die tegen de avond weer oplossen.

Boven zee wisselt de lucht in de loop van het etmaal haar thermodynamische karakter niet wegens de geringe dagelijkse gang in de temperatuur van het zee-water. Lucht, welke des nachts deel uitmaakt van een warme massa, vertoont ook overdag warme-massa-eigenschappen; bewolking en weersverschijnselen blijken geen duidelijke dagelijkse gang te bezitten. Lucht, welke overdag tot een koude

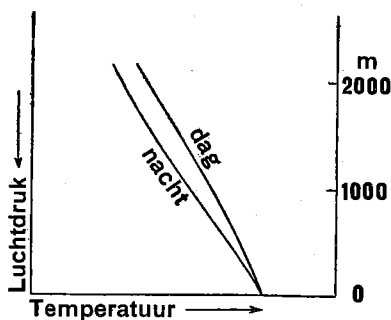


Fig. 16

De toestandskromme boven zee, overdag en des nachts

massa behoort, zal ook des nachts koude massa blijven. Het blijkt echter, dat wolken en weersverschijnselen in een koude massa, welke behalve in de onderste lagen ook in de hogere lagen voorwaardelijk onstabiel is, toch in den regel een duidelijke dagelijkse gang vertonen; meestal zijn het bewolkte gedeelte van de hemel en de eventuele buienactiviteit des nachts aanmerkelijk groter dan overdag. De oorzaak hiervan is gelegen in het feit, dat het verschil tussen de dag- en de nachttemperatuur op diverse hoogten niet even groot is. Aan het zeeoppervlak is tijdens de nacht de luchttemperatuur nagenoeg even hoog als overdag; op grotere hoogten leidt de nachtelijke uitstraling tot een temperatuurdaling, die op de niveaus tussen 1000 en 2000 meter het grootst is. In fig. 16 is schematisch de temperatuurverdeling in afhankelijkheid van de luchtdruk (resp. de hoogte) weergegeven voor een dagtoestand en voor een nachttoestand. Men ziet, hoe de atmosfeer in de onderste niveaus (tot omstreeks 1500 m) overdag stabiel is dan des nachts. De convectieve verschijnselen (cumuliforme wolken en buien), welke hun ontstaan vinden in van het aardoppervlak opstijgende „bellen”, zullen zich dus overdag minder gemakkelijk ontwikkelen dan des nachts, wanneer de onderste lagen der atmosfeer aanmerkelijk labiel zijn.

HOOFDSTUK V

FRONTVLAKKEN EN FRONTEN

20. Het ideale frontvlak

In hoofdstuk I is aangetoond, dat zich een luchtsoort vormt, indien lucht geruime tijd (ten minste enige dagen) boven grote homogene gedeelten van het aardoppervlak vertoeft. Diverse grootheden, zoals de temperatuur en het waterdampgehalte, zullen in het ideale geval in het gehele door éénzelfde luchtsoort beslagen gebied in elk horizontaal vlak dezelfde waarden hebben. Deze grootheden zullen bovendien in het ideale geval aan de grens van twee luchtsoorten plotseling in waarde moeten veranderen. Een dergelijke plotselinge verandering doet zich natuurlijk niet bij de luchtdruk voor; een eventuele luchtdruksprong zou immers tot sterke luchtverplaatsingen leiden, welke terstond de opheffing van deze sprong ten gevolge zouden hebben.

Twee dicht bij elkaar, doch in verschillende luchtsoorten, gelegen luchtdeeltjes bezitten dus een verschillende temperatuur doch ongeveer dezelfde luchtdruk. Als gevolg hiervan zal aan de grens tussen twee luchtsoorten altijd een verschil in luchtdichtheid aanwezig zijn, aangezien de luchtdichtheid omgekeerd evenredig is met de absolute temperatuur en recht evenredig met de luchtdruk.

De luchtdichtheidsverschillen, die tussen twee aan elkaar grenzende luchtsoorten bestaan, hebben tot gevolg, dat de denkbeeldige scheidingswand dezer luchtsoorten niet verticaal staat. De koudere (dus zwaardere) lucht heeft steeds neiging zich onder de warmere (dus lichtere) lucht uit te breiden. De denkbeeldige schief staande scheidingswand der luchtsoorten noemt men het *frontvlak*. De snijding van het frontvlak met het aardoppervlak levert een *front*, dat dus op de weerkaartende grens van twee luchtsoorten aangeeft (fig. 17)¹⁾.

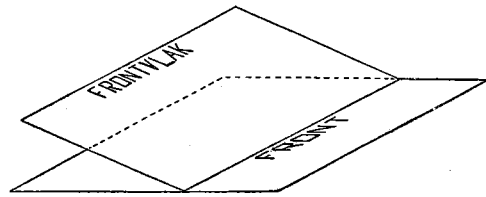


Fig. 17
Frontvlak en front

Men zou verwachten, dat de helling van een frontvlak in de loop van de tijd voortdurend kleiner wordt en dat tenslotte een toestand wordt bereikt, waarbij de warmere lucht door de koudere geheel van het aardoppervlak is verdrongen. Immers het grensvlak van twee vloeistoffen van verschillende dichtheid, welke zich (door een dunne wand gescheiden) in één bak naast elkaar bevinden (fig. 18a), zal zich na verwijdering van de wand ook via een schuine stand (fig. 18b) ten slotte horizontaal instellen (fig. 18c). Bekijkt men bijv. de in

¹⁾ Het is gewoonte de luchtsoorten ter weerszijden van het frontvlak met warm en koud aan te duiden. Dit wil natuurlijk slechts zeggen, dat de temperatuur in de met „warm” aangeduide luchtsoort op dezelfde hoogte hoger is dan de temperatuur in de met „koud” aangegeven luchtsoort. Het spreekt voorts van zelf, dat de woorden „warm” en „koud” niet mogen worden opgevat als „warme massa” en „koude massa”, want de luchtsoorten ter weerszijden van het front kunnen beide zowel „warme massa” als „koude massa” zijn, al komt het dikwijls voor, dat zij een verschillend thermodynamisch karakter bezitten.

fig. 18*b* weergegeven toestand, dan zal in het punt L de druk kleiner zijn dan in het punt H, aangezien zich boven L een kolom lichte en boven H een kolom zware vloeistof bevindt. Onder invloed van de heersende drukgradiënt zal zich de zware vloeistof van rechts naar links bewegen, ten gevolge waarvan de helling van het grensvlak afneemt.

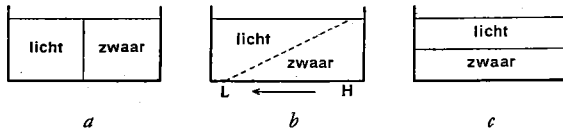


Fig. 18

De hellingenveranderingen, die een oorspronkelijk verticaal grensvlak tussen vloeistoffen van ongelijke dichtheid ondergaat

Wanneer men dezelfde overwegingen op de frontvlakken der atmosfeer wil toepassen, dient men echter te bedenken, dat de lucht wegens de rotatie der aarde niet in de richting van het drukverval stroomt. De afwijkende kracht van de aardrotatie blijkt er dan de oorzaak van te zijn, dat

luchthoeveelheden van verschillende dichtheid naast elkaar kunnen worden aangetroffen, zonder dat het grensvlak op den duur horizontaal wordt.

Voor de hoek α , welke het frontvlak met het horizontale vlak maakt, geldt de formule:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2 \omega \sin \varphi v_1 T_2 - v_2 T_1}{g T_2 - T_1},$$

waarin ω de hoeksnelheid der aarde, φ de geografische breedte, g de versnelling van de zwaartekracht, T_1 en T_2 de absolute temperaturen en v_1 en v_2 de componenten van de windsnelheid evenwijdig aan het front in warme en koude lucht voorstellen. Uit de formule blijkt:

- a. onder overigens gelijke omstandigheden behoort bij een groot temperatuurverschil een kleine helling en bij een klein temperatuurverschil een grote helling van het frontvlak;
- b. onder overigens gelijke omstandigheden behoort bij een groot snelheidsverschil een grote helling en bij een klein snelheidsverschil een kleine helling;
- c. onder overigens gelijke omstandigheden zal de helling op lagere breedten kleiner zijn dan op hogere breedten.

Onderstaande tabelletjes geven voor breedten van 60 en 30 graden en voor diverse waarden van temperatuur- en windsnelheidsverschil enige frontvlak-hellingen aan:

60 graden breedte
($T_1 = 273^\circ K, v_1 = 5 \text{ m/sec}$)

Temperatuurverschil	Snelheidsverschil			
	2,5	5,0	7,5	10,0 m/sec
2,5° C	1 : 200	1 : 144	1 : 96	1 : 72
5,0° C	1 : 591	1 : 290	1 : 197	1 : 144

30 graden breedte
 $(T_1 = 293^\circ K, v_1 = 5 \text{ m/sec})$

Tempera- tuurverschil	Snelheids- verschil	2,5	5,0	7,5	10,0 m/sec
	2,5° C		1 : 466	1 : 231	1 : 154
5,0° C		1 : 949	1 : 466	1 : 309	1 : 231

Het blijkt dus, dat in de vorenstaande tabelletjes de helling varieert tussen 1 : 949 en 1 : 72 d.w.z. tussen 3' 37" en 48' 3".

21. Frontvlakken in de atmosfeer

Ideale, d.w.z. mathematisch dunne frontvlakken, zoals die in de vorige paragraaf zijn beschreven, komen in de atmosfeer niet voor. In werkelijkheid bestaat er tussen twee luchtsoorten een overgangslaag van enige honderden meters dikte, waarin de luchtsoorten gemengd zijn; men is gewend ook deze overgangslaag „frontvlak” te noemen.

In zijn snijding met het aardoppervlak vertoont het ideale frontvlak (fig. 19a) dus een scherpe lijn, het werkelijke atmosferische frontvlak (fig. 19b) een overgangszone (AB). De breedte van de overgangszone is gewoonlijk echter zo gering, dat men haar op de weerkaart door een enkele lijn kan weergeven. Slechts bij zeer diffuse frontvlakken met geringe helling moet het front in de weerkaart als een strook worden voorgesteld. Zolang de snijding tussen frontvlak en aardoppervlak als één lijn op de weerkaart wordt getekend, spreekt men van een *front*; moet men deze snijding door een strook aangeven dan spreekt men van een *frontale zone*. Er bestaan geen principiële verschillen tussen front en frontale zone.

In fig. 19a en fig. 19b is voorts het verloop van de isothermen weergegeven in een verticale doorsnede door een ideaal en een atmosferisch frontvlak. Terwijl in fig. 19a de isothermen bij overgang van de ene luchtsoort in de andere discontinu verlopen, vertonen zij in fig. 19b een geleidelijk verloop¹⁾.

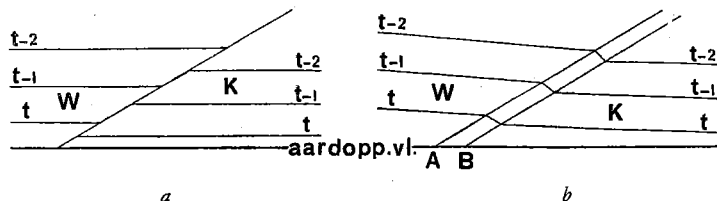


Fig. 19 Verloop der isothermen; a. bij een ideaal frontvlak, b. bij een atmosferisch frontvlak

¹⁾ In fig. 19a is bovendien aangenomen, dat de luchtsoorten ideaal homogeen zijn, zodat de isothermen evenwijdig aan het aardoppervlak zijn; in fig. 19b zijn de luchtsoorten niet ideaal homogeen, hetgeen tot uitdrukking komt in het feit, dat de isothermen niet evenwijdig aan het aardoppervlak lopen.

In een atmosferische toestandskromme zou het ideale frontvlak zich kenbaar maken als een zeer scherpe inversie (fig. 20a), terwijl het atmosferische frontvlak in werkelijkheid dikwijls slechts te herkennen is als een laag, waarin de verticale temperatuurgradiënt kleiner is dan in de onderliggende koude en in de bovenliggende warme luchtsoort (fig. 20b).

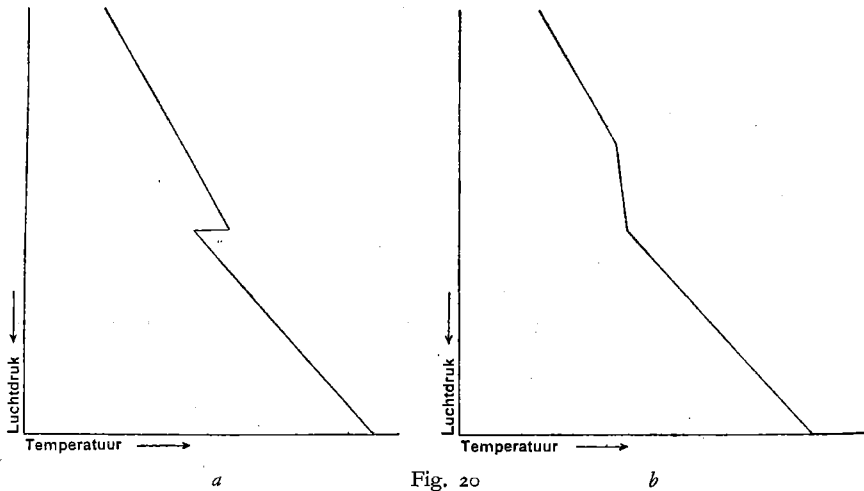


Fig. 20 Toestandskromme; a. door een ideaal frontvlak, b. door een atmosferisch frontvlak

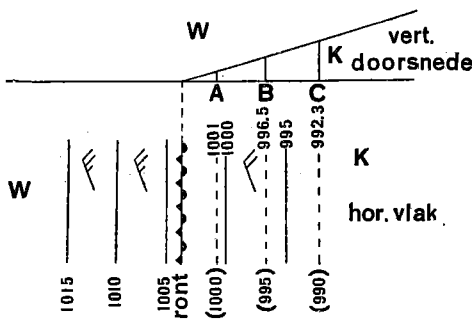


Fig. 21

Verticale doorsnede van een frontvlak met het bijbehorende horizontale drukveld voor een isobaren-parallel front (naar BLEEKER, *Luchtmacht* 8, blz. 374, 1939)

22. Het drukveld langs een front

Er is reeds de aandacht op gevestigd (zie § 20), dat de luchtdruk aan een front geen sprong vertoont, doch geleidelijk verloopt. Het blijkt echter, dat de luchtdrukgradiënt¹⁾ aan een front wel sprongsgewijze veranderingen in richting en/of grootte ondergaat. Aangezien de richting van de luchtdrukgradiënt overeenkomstig de wet van Buys Ballot de windrichting bepaalt en de grootte van de luchtdrukgradiënt de windsnelheid, zal dus ook de wind in richting en/of in snelheid ter weerszijden van het front

¹⁾ Er zij aan herinnerd, dat de luchtdrukgradiënt gekarakteriseerd is door een richting en een grootte. De richting van de luchtdrukgradiënt in een bepaald punt is bij definitie gelijk aan de richting van de grootste luchtdrukverandering. Onder de grootte van de luchtdrukgradiënt in een bepaald punt verstaat men het luchtdrukverschil, dat in de richting van de grootste luchtdrukverandering over een afstand van 60 zm zou worden waargenomen, indien over deze gehele afstand de luchtdruk op dezelfde wijze zou veranderen als in de onmiddellijke omgeving van het bedoelde punt het geval is.

belangrijk kunnen verschillen. Dit kan op de volgende wijze worden toegelicht ¹⁾.

In fig. 21 is een verticale doorsnede van een frontvlak weergegeven, terwijl tevens het verloop der isobaren in het horizontale vlak is aangeduid. In de warme lucht strekken de isobaren (1015, 1010 en 1005 mbar) zich in noord-zuid-richting uit op een zodanige onderlinge afstand, dat er een nnw-lijke wind met snelheid 25 zeemijlen per uur optreedt. Indien de koude lucht er niet was geweest, dan zouden de rechts van het front gelegen gestippelde lijnen de isobaren van 1000, 995 en 990 mbar hebben voorgesteld. Ten gevolge van de aanwezigheid van de koude lucht is echter de luchtdruk op de plaats, waar de gefingeerde 1000 mbar-isobaar loopt (dus op het punt A) niet 1000, doch 1001 mbar; op het punt B is de luchtdruk niet 995, doch 996,5 mbar, terwijl op het punt C de luchtdruk niet 990, doch 992,3 mbar is. Immers de luchtdruk is in getalwaarde gelijk aan het gewicht der boven een waarnemingsplaats aanwezige luchtkolom. Deze luchtkolom bestaat in A nog voor het grootste gedeelte uit warme lucht, doch in de onderste niveaus bevindt zich een laagje koudere dus zwaardere lucht, waardoor de luchtdruk aldaar niet 1000, doch 1001 mbar is. De koude luchtkolom is in B hoger dan in A; vandaar dat de luchtdruk in B niet 995, doch 996,5 mbar is. In het punt C is de koude luchtkolom nog weer hoger, zodat de luchtdruk er niet 990, doch 992,3 mbar is. De werkelijke 1000-mbar-isobaar (getrokken) ligt dus

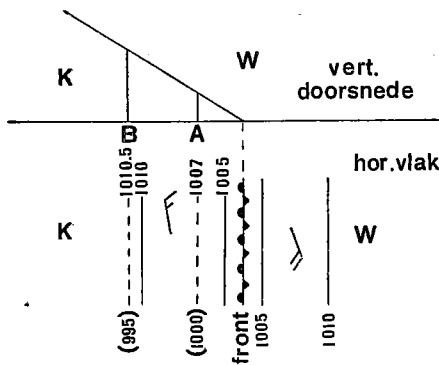


Fig. 22

Verticale doorsnede van een frontvlak met het bijbehorende horizontale drukveld voor een isobaren-parallel front (naar BLEEKER, *Luchtmacht* 8, blz. 375, 1939)

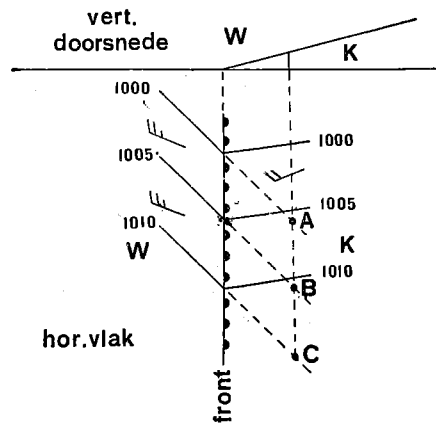


Fig. 23

Verticale doorsnede van een frontvlak met het bijbehorende horizontale drukveld voor een niet isobaren-parallel front (naar BLEEKER, *Luchtmacht* 8, blz. 376, 1939)

rechts van de gefingeerde (gestippelde) 1000-mbar-isobaar, terwijl de werkelijke 995 mbar-isobaar (getrokken) nog weer meer rechts van de (gestippelde) gefingeerde 995 mbar-isobaar ligt. De isobaren verlopen zowel rechts als links van het front in noord-zuid-richting; de isobarenafstand is echter rechts van het front groter

¹⁾ De in deze en alle volgende paragrafen besproken figuren, waarin isobaren en/of luchtbeweging worden weergegeven, hebben steeds betrekking op het noordelijk halfrond.

dan links van het front. De richting van de luchtdrukgradiënt is rechts van het front gelijk aan die links van het front, doch de luchtdrukgradiënt heeft rechts van het front een kleinere waarde dan links van het front. De windsnelheid is dus rechts van het front kleiner dan links van het front; zij verandert aan het front sprongsgewijs.

Fig. 22 toont aan, hoe onder bepaalde omstandigheden de luchtdrukgradiënten ter weerszijden van het front en dus ook de windrichtingen, geheel tegengesteld kunnen zijn. In de warme lucht (wind zzo, 20 zeemijlen per uur) zijn de isobaren van 1010 en 1005 mbar getrokken, terwijl links van het front isobaren van 1000 en 995 mbar gestippeld zijn aangeduid, die zich ter plaatse van A en B zouden bevinden, indien de koude lucht er niet was. De koude lucht is echter zo zwaar en de helling van het frontvlak is zo groot, dat in het punt A de luchtdruk niet 1000, doch 1007 mbar is, terwijl in punt B de druk niet 995, doch 1010,5 mbar bedraagt. Ten gevolge daarvan kan men ook links van het front een 1010 en een 1005 mbar-isobaar trekken; de luchtdrukgradiënt links van het front is dus tegengesteld gericht aan die rechts van het front, zodat ook de wind een tegengestelde richting vertoont. Het front bevindt zich hier in een vore van lage drukking.

De situatie, in fig. 23 geschetst, is weer geheel anders. In de warme lucht zijn enige isobaren getrokken aangeduid; de gestippelde verlenging door het front geeft aan, hoe deze isobaren zouden doorlopen, indien de koude lucht er niet was. Ten gevolge van het grotere gewicht van de koude lucht treft men op de punten A, B en C niet de drukwaarden 1000, 1005 en 1010 mbar aan, doch hogere waarden bijv. 1006,1, 1011,1 en 1016,1 mbar. Het verloop der isobaren wordt dan als in fig. 23 is aangegeven, dat wil zeggen: er is aan het front een knik aanwezig, waarvan de kleinste hoek zich aan de kant van de lage druk bevindt. Ook de isobarenafstand is in dit geval ter weerszijden van het front verschillend. Gaat men dus van de ene kant van het front naar de andere, dan wijzigt zich de richting van de luchtdrukgradiënt en meestal ook de grootte; dit betekent, dat aan het front de windrichting en meestal ook de windkracht sprongsgewijze veranderen.

De sprongsgewijze verandering van de luchtdrukgradiënt, welke in de praktijk aan een front wordt waargenomen, wordt niet alleen bepaald door de hierboven besproken temperatuurverschillen tussen warme en koude lucht, doch bovendien door andere factoren, die verband houden met de luchtbeweging langs de frontvlakken, welker behandeling hier te ver zou voeren.

23. Stationaire fronten, warmtefronten en koufronten

Indien de fronten evenwijdig aan de isobaren liggen (zie bijv. fig. 21 en 22) glijden de luchtsoorten langs elkaar heen en de fronten blijven vrijwel onbeweeglijk. Dergelijke fronten, die zich dus niet bewegen ten opzichte van vaste punten op de aarde, heten *stationaire* fronten.

Fronten, die niet evenwijdig aan de isobaren liggen, moeten zich onder invloed van de stromende lucht verplaatsen. Zo trekken de fronten in fig. 24 oostwaarts ¹⁾. In fig. 24a stroomt immers de koude lucht naar het noordoosten,

¹⁾ Een stilstaande waarnemer neemt bij de passage van de hier getekende fronten (dus op het noordelijk halfmond) een windruiming waar; op het zuidelijk halfmond blijkt de wind bij een frontpassage te krimpen.

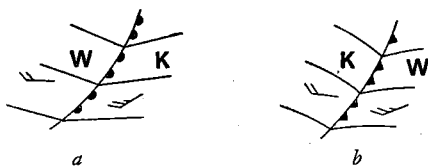


Fig. 24. Warmtefront (a) en koufront (b)

terwijl de warme lucht naar het oosten stroomt; het front beweegt zich dus eveneens in oostelijke richting. In fig. 24b stroomt de koude lucht naar het oostzuidoosten en de warme lucht naar het oostnoordoosten; ook hier beweegt zich dus het front in oostelijke richting.

Men kan bewegende fronten onderscheiden in warmtefronten en koufronten. Een front wordt *warmtefront* genoemd, wanneer het een zodanige bewegingsrichting heeft, dat een vaste waarnemingspost bij de frontpassage van de koude lucht in de warme lucht komt. Het wordt *koufront* genoemd, wanneer de bewegingsrichting zodanig is, dat een vaste waarnemingspost bij de frontpassage van de warme lucht in de koude lucht komt. Een warmtefront vormt dus de voorzijde van de warme lucht, een koufront de voorzijde van de koude lucht. Fig. 24a geeft een voorbeeld van een warmtefront, fig. 24b van een koufront. Een warmtefront wordt op een gedrukte weerkaart aangeduid door een lijn, aan de voorzijde voorzien van dichte cirkelsegmentjes, een koufront door een lijn, aan de voorzijde voorzien van dichte driehoekjes, terwijl men een stationair front (zie fig. 21 en 22) aangeeft door een lijn, voorzien van dichte cirkelsegmentjes en dichte driehoekjes ¹⁾.

Op getekende weerkaarten worden warmtefronten met een rode, koufronten met een blauwe en stationaire fronten met een blauw-rode lijn gemarkeerd.

24. Het ontstaan en het oplossen van fronten

Fronten ontstaan en lossen op onder invloed van diverse processen. Het ontstaan van de fronten wordt *frontogenese* genoemd, het oplossen duidt men wel met de naam *frontolyse* aan.

Fronten vormen zich in de eerste plaats gemakkelijk in gedeelten van de aarde, waar twee hoge-drukgebieden en twee lage-drukgebieden aan elkaar grenzen, dus in de z.g. zadelgebieden en de frontogenese treedt voornamelijk dan op, wanneer zich in de hoge-drukgebieden luchtsoorten ontwikkelen. Fig. 25 geeft in geschematiseerde vorm het verloop der isobaren om een dergelijk zadelgebied weer. Wanneer men veronderstelt, dat de wrijving mag worden verwaarloosd, zijn de isobaren tevens stroomlijnen, zodat de lucht zich beweegt in de door de pijltjes aangegeven richtingen. In het noordelijke hoge-drukgebied wordt koude lucht gevormd, in het zuidelijke warme lucht. Om het oostelijke lage-drukgebied stroomt koude lucht naar het zuiden en

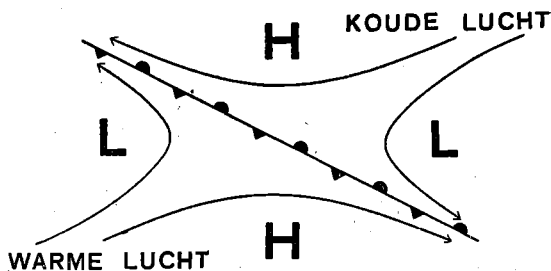


Fig. 25 Frontogenese in een zadelgebied

¹⁾ Op de door het K.N.M.I. te De Bilt uitgegeven weerkaarten wordt een enigszins afwijkende methode gebruikt; zie hiervoor § 26.

zuidoosten; om het westelijke lage-drukgebied stroomt warme lucht naar het noorden en noordwesten. Er strekt zich dus van ozo naar wnw een front uit tussen de koude en de warme lucht, dat des te beter ontwikkeld is, naarmate de koude en warme lucht grotere temperatuurverschillen vertonen. Het is duidelijk, dat het front dus niet beperkt blijft tot het zadelpunt, waar de beide hogedrukgebieden onmiddellijk aan elkaar grenzen, doch dat het front zich ook links en rechts van het zadelpunt uitstrekt naar streken, waar hoge-drukgebieden aan lage-druksystemen grenzen. Indien men dus wil weten, waar fronten zullen worden gevormd, dient men uit te maken, waar op de weerkaarten zadelpunten zijn gelegen.

Frontogenese treedt o.a. ook op, wanneer bij windstille lucht aan de ene zijde van een bepaalde lijn (sneeuwgrens, enz.) sterker wordt verwarmd of afgekoeld dan aan de andere zijde, of wanneer aan de ene zijde verwarming en aan de andere zijde afkoeling plaats vindt. Een dergelijke frontogenese doet zich slechts in bepaalde gebieden van de aarde voor; zij wordt o.a. aangetroffen langs de sneeuwgrenzen op het vasteland (Canada, de Verenigde Staten van Noord-Amerika, Rusland-Siberië), voorts daar, waar warme en koude zee-stromingen aan elkaar grenzen (New-Foundland) en verder langs de grenzen van continenten en oceanen (bijv. langs de oostkust van Groenland). Meestal ontstaat op deze wijze slechts een frontale zone. Uit theoretische beschouwingen volgt, dat dergelijke frontale zonen dikwijls een verscherping ondergaan in sommige gedeelten van lage-drukgebieden, in het bijzonder in de voren. Vandaar, dat men ook dikwijls vrij plotseling fronten in de as van dergelijke voren ziet verschijnen.

Frontolyse doet zich voor onder invloed van geleiding, turbulentie en straling, welke processen er steeds voor zorgen, dat de warme lucht in temperatuur daalt en de koude lucht in temperatuur stijgt.

Uit enige voorbeelden moge nog blijken, hoe frontogenese en frontolyse ook nog op andere wijze kunnen optreden.

De koude lucht onder een warmtefrontvlak, dat des winters van de oceaan uit het vasteland nadert, verkrijgt op het continent een lagere temperatuur dan zij aanvankelijk bezat. Bij nadering van het vasteland worden dus de temperatuurverschillen tussen de ter weerszijden van het front gelegen warme en koude lucht groter; het warmtefront neemt in betekenis toe. Daarentegen worden de temperatuurverschillen kleiner bij warmtefronten, die des zomers van de oceaan uit het vasteland naderen, waardoor deze fronten in betekenis afnemen.

Het spreekt van zelf, dat koufronten, die het vasteland naderen, des zomers een versterking en des winters een verzwakking ondergaan.

25. Geografische classificatie van fronten

Het is van belang te onderzoeken, waar op aarde de voornaamste fronten ¹⁾ voorkomen. Dit kan geschieden door na te gaan, waar in het algemeen de bron-gebieden zijn gelegen, en tevens door aan de hand van de gemiddelde drukverdeling na te gaan, waar zich zadelpunten en voren van lage druk bevinden.

¹⁾ Een front vormt, zoals reeds herhaaldelijk werd opgemerkt, de scheiding tussen twee luchtsoorten; hoewel dit in het algemeen niet het geval is, kan het voorkomen, dat een luchtsoort geleidelijk in een andere overgaat, waarbij dus zowel front als frontale zone ontbreken. Voorts worde nog opgemerkt, dat een langgerekt bergland (Alpen, Rocky Mountains) dikwijls twee luchtsoorten scheidt.

In fig. 26 is voor een groot gedeelte van het noordelijk halfrond het gemiddelde isobarenverloop in de winter weergegeven, dat bij het zoeken naar zadelpunten en voren tot richtsnoer kan dienen; fig. 27 geeft een dergelijk beeld voor de zomer. Men bedenke bij de beschouwing van deze figuren, dat zij een gemiddelde toestand weergegeven, die vooral op gematigde en hogere breedten niet overeenkomt met de situaties der afzonderlijke dagen. Men onderscheidt:

1. equatoriale fronten (gelegen tussen de equatoriale lucht van het noordelijk en die van het zuidelijk halfrond),
2. passaatfronten (gelegen tussen maritiem-tropische en continentaal-tropische lucht),
3. polaire fronten (gelegen tussen tropische en polaire lucht),
4. secundaire polaire fronten (gelegen tussen polaire lucht met verschillende geschiedenis),
5. arctische fronten (gelegen tussen polaire en arctische lucht).

1. De *equatoriale fronten*¹⁾ vormen de scheiding tussen de equatoriale luchtsoorten der beide halfronden, die elkaar in de lage-drukgordel aan de equator (dus in de doldrums) ontmoeten. De ligging van deze gordel van lage druk hangt van

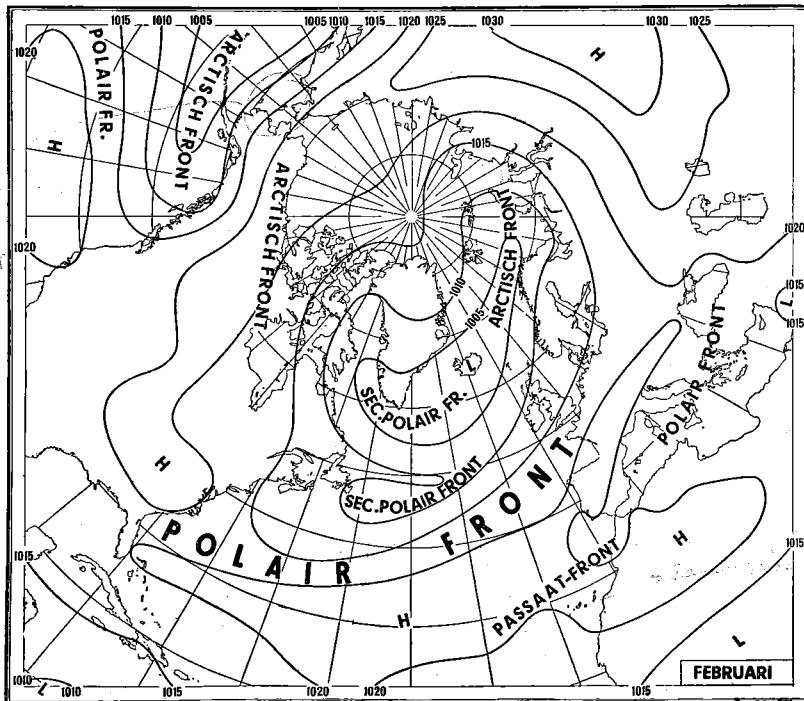


Fig. 26 De gemiddelde drukverdeling in de winter met de fronten, tot welke vorming de algemene luchtbeweging aanleiding geeft (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 174, 1942)

¹⁾ Equatoriale fronten worden ook wel *tropische* of *intertropische* fronten genoemd.

het jaargetijde en van de verdeling van land en zee der beide halfronden af. Het zal duidelijk zijn, dat het equatoriale front slechts dan bestaat, wanneer de temperatuurverschillen van de equatoriale lucht op het noordelijk halfrond en die op het zuidelijk halfrond groot genoeg zijn.

Opgemerkt moge worden, dat zich tussen equatoriale en tropische lucht in den regel geen front bevindt. Over grote gedeelten van het aardoppervlak wordt de tropische lucht namelijk in de passaten geleidelijk getransformeerd tot equatoriale lucht.

2. De *passaatfronten* ontstaan tussen de subtropische hoge-drukgebieden. Op het noordelijk halfrond kan des winters een passaatfront ontstaan nabij de Canarische eilanden (zie fig. 26), waar de maritiem-tropische lucht uit het Azoren-hoge-drukgebied de continentaal-tropische lucht van het Sahara-maximum

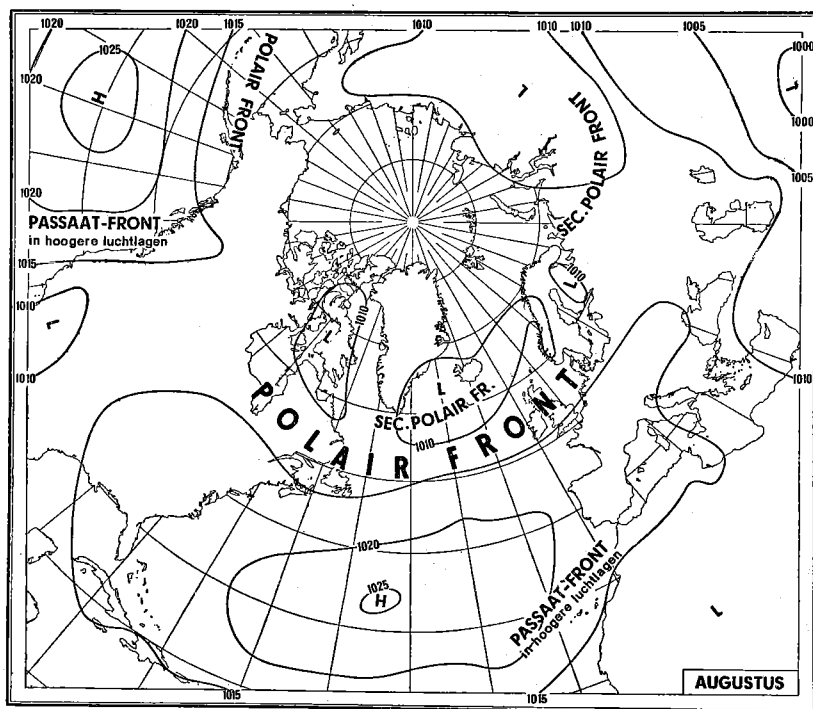


Fig. 27 De gemiddelde drukverdeling in de zomer met de fronten, tot welke vorming de algemene luchtbeveging aanleiding geeft (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 175, 1942)

ontmoet. De temperatuurverschillen zijn echter klein; het front heeft dus in den regel weinig te betekenen. Ook des zomers vertoont zich een passaatfront voor de West-Afrikaanse kust (zie fig. 27). Rond het Azoren-maximum loopt maritiem-tropische lucht naar het zzw en zw; onder invloed van het lage-drukgebied over Noord-Afrika beweegt zich continentaal-tropische lucht

eveneens naar het zw of zzw. Het blijkt, dat het passaatfront alleen in de hogere luchtlagen goed te herkennen is.

Het Noord-Amerikaanse continent is in de winter geen brongebied voor tropische lucht, zodat in dit jaargetijde de passaatfronten nabij Noord-Amerika ontbreken. In de zomer bevindt zich over het zuiden van de Verenigde Staten wel een brongebied voor continentaal-tropische lucht. Tussen deze lucht en de maritiem-tropische lucht uit het maximum op de Stille Oceaan moet ten westen van Californië eveneens een passaatfront aanwezig zijn, dat zich vooral in de hogere luchtlagen goed kenbaar maakt.

3. *Polaire fronten* vormen de grens tussen tropische en polaire lucht. In de winter (fig. 26) strekt zich een belangrijk polair front uit van de Golf van Mexico naar de Golf van Biscaye. Dit front vormt de begrenzing tussen de tropische lucht van het Azoren-maximum en de polaire lucht uit het Canadese hoge-drukgebied (het zadelpunt tussen beide hoge-drukgebieden ligt bij Florida). Op de Stille Oceaan strekt zich onder invloed van het aldaar gelegen sub-tropische maximum en het Aziatische hoge-drukgebied eveneens een polair front van het wzw naar het ono uit, waarvan in fig. 26 slechts het oostelijke gedeelte te zien is.

Zoals uit fig. 27 blijkt, ligt het polaire front boven de Atlantische Oceaan des zomers belangrijk noordelijker dan des winters. Het vormt zich dan tussen de tropische lucht van het Azoren-maximum en de polaire lucht, die uit Canada naar het oosten stroomt. Ook het polaire front over de Stille Oceaan ligt des zomers vrij ver noordelijk.

Men vindt des winters eveneens een polair front tussen de koude polaire lucht, welke boven Centraal- en West-Europa is gelegen en de tropische lucht boven Noord-Afrika. Dit front bevindt zich dus in de vore van lage druk boven de Middellandse Zee.

4. *Secundaire polaire fronten* vormen de scheiding tussen polaire luchtsoorten met een verschillende geschiedenis; zij worden meestal op de Atlantische en de Stille Oceaan aangetroffen, waar zij zich in de langgerekte voren aan de westkant van het IJslandse en het Aleoeten-minimum uit frontale zonen ontwikkelen.

In fig. 26 en 27 ziet men, dat zij zowel in de winter als in de zomer ten zuiden van Groenland optreden; in de winter verschijnen zij soms ook zuidelijker, bijv. nabij New-Foundland. In de zomer zijn bovendien over Noordoost-Rusland en Siberië dikwijls secundaire polaire fronten aanwezig, die ontstaan aan de oostzijde van het vlakke minimum over Noord-Azië.

5. *Arctische fronten*, die polaire en arctische lucht scheiden, zijn in de winter het best ontwikkeld. Zij liggen dan in de oostelijke vore van lage druk van het IJslandse en het Aleoeten-minimum, dus ten noorden van Noorwegen en tegen de kust van Alaska. Hoewel, zoals reeds in § 6 werd opgemerkt, in Noord-Amerika meestal geen onderscheid behoeft te worden gemaakt tussen arctische en continentaal-polaire lucht, treft men soms des winters nabij de grens van het West-Canadese continent en de Noordelijke IJszee een zwak arctisch front aan, dat de continentaal-polaire lucht over Canada scheidt van iets koudere arctische lucht van het poolgebied.

Bovenstaande beschouwingen gelden vrijwel uitsluitend voor het noordelijk halfrond. Zij zouden op analoge wijze voor het zuidelijk halfrond kunnen worden

gehouden. Men heeft echter tot nu toe wegens het gebrek aan goede weerkaarten nog geen overzichtelijk beeld verkregen van de ligging der fronten in dit gedeelte van de aarde.

26. Occlusiefrenten

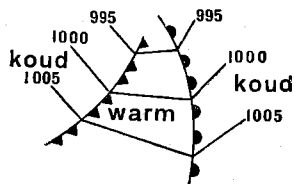


Fig. 28

Een warmtefront wordt door een koufront ingehaald

Het komt dikwijls voor, dat een koufront een warmtefront inhaalt; de warme lucht wordt dan geleidelijk van het aardoppervlak opgetild. Dit is bijv. het geval in de drukverdeling, die in fig. 28 is weergegeven; het koufront loopt hier sneller dan het warmtefront, zodat hun onderlinge afstand steeds kleiner wordt. Drie gevallen kunnen zich voordoen in afhankelijkheid van de temperaturen der koude lucht onder het warmtefrontvlak en onder het koufrontvlak. Dit wordt toegelicht door de verticale doorsneden, welke in fig. 29 zijn weergegeven (links warme lucht nog in contact met het aardoppervlak, rechts warme lucht van het aardoppervlak opgetild).

a. De koude lucht, welke onder het warmtefrontvlak ligt, heeft een lagere temperatuur dan de koude lucht, die zich onder het koufrontvlak bevindt (fig. 29a). Zodra het koufront het warmtefront inhaalt, ontstaat er tussen de beide koude luchtsoorten, die een verschillende temperatuur bezitten, een nieuw warmtefrontvlak en dus ook een nieuw warmtefront aan het aardoppervlak.

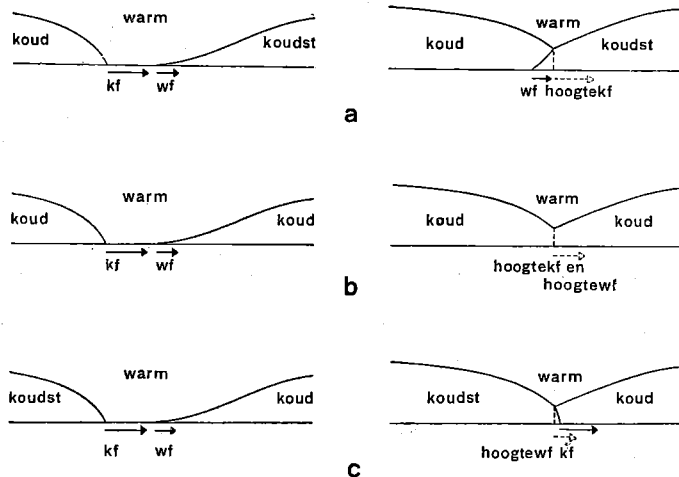


Fig. 29 Het ontstaan van drie verschillende typen van occlusiefrenten (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 195, 1942)

De temperatuurverschillen zijn aan dit warmtefront kleiner dan zij bij het aanvankelijk aanwezige warmtefront waren, terwijl ook de windsnelheidssprong een waarde verkrijgt, welke verschilt van die aan het oorspronkelijke warmtefront. Onder invloed van deze temperatuur- en snelheidsverschillen zal het

nieuwe warmtefront doorgaans een helling verkrijgen, welke groter is dan die van het aanvankelijke warmtefrontvlak (zie § 20). Zodra het koufront het warmtefront heeft ingehaald wordt het koufront a.h.w. afgesneden; het grondkoufront wordt *hoogtekoufront*. Het systeem van de beide fronten (warmtefront en hoogtekoufront) noemt men *occlusiefront*. In het hier beschreven geval spreekt men van een occlusie met warmtefrontkarakter of een *warmtefrontocclusie*.

b. De koude lucht onder het warmtefrontvlak en die onder het koufrontvlak bezitten dezelfde temperatuur (fig. 29b). Er ontstaat in dit geval geen front tussen de beide koude luchtsoorten; de combinatie der twee samenvallende hoogtefronten wordt *hoogteocclusie* genoemd.

c. De koude lucht onder het warmtefront heeft een hogere temperatuur dan de koude lucht, die zich onder het koufrontvlak bevindt (fig. 29c). Bij het occlusieproces ontstaat een nieuw koufront met kleinere temperatuurverschillen en andere snelheidsverschillen dan aan het oorspronkelijke koufront werden waargenomen. Het nieuwe frontvlak zal in den regel een grotere helling vertonen dan het oorspronkelijke koufrontvlak (zie § 20). Voorts wordt het warmtefrontvlak a.h.w. afgesneden; het grondwarmtefront wordt *hoogtearmtefront*. Het hier beschreven frontensysteem heet occlusie met koufrontkarakter of *koufrontocclusie*.

Bij de occlusiefronten, die dus bestaan uit de combinatie van een grondfront en een hoogtefront, kan men in den regel het hoogtefront moeilijk in de weerkaart vinden; het is derhalve gewoonte de warmtefrontocclusie en de koufrontocclusie te tekenen op de plaats, waar zich de grondfronten bevinden. Een warmtefrontocclusie wordt in de gedrukte weerkaarten aangeduid door een lijn voorzien van dichte cirkelsegmentjes en open driehoekjes; een koufrontocclusie duidt men aan door een lijn, voorzien van dichte driehoekjes en open cirkelsegmentjes. Een hoogteocclusie wordt voorgesteld door een lijn voorzien van open cirkelsegmentjes en open driehoekjes.

Op de door het K.N.M.I. te De Bilt uitgegeven weerkaarten wordt een enigszins afwijkende methode gebruikt om de fronten aan te geven. Bij deze methode wordt alleen gelet op de temperatuurveranderingen, welke het front veroorzaakt voor een stilstaande waarnemer. Elk front wordt voorts aangegeven met afwisselend dichte en open figuurtjes; de dichte figuurtjes geven de temperatuurveranderingen in de onderste luchtlagen aan, de open figuurtjes die in de hogere luchtlagen. Cirkelsegmentjes betekenen temperatuurstijging, driehoekjes temperatuurdaling.

Op getekende weerkaarten geeft men een warmtefrontocclusie aan met een dubbele lijn, bestaande uit een getrokken rode lijn voorafgegaan door een gestreepte blauwe lijn; een koufront occlusie wordt aangegeven door een dubbele lijn, bestaande uit een getrokken blauwe lijn gevolgd door een gestreepte rode lijn; een hoogteocclusie duidt men aan door een dubbele, rood en blauw gestreepte lijn.

27. De vorming van wolken en neerslag langs de frontvlakken

Aan een frontvlak glijdt in den regel de warme (lichte) lucht langs de koude (zware) lucht omhoog. De warme lucht koelt daarbij adiabatisch af; er vormen zich na het bereiken van het condensatieniveau wolken, waaruit motregen of

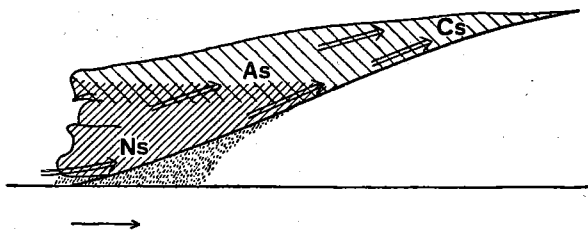


Fig. 30
Warmtefrontvlak met opglj-
dende stabiele warme lucht
(naar BLEEKER, *Leerboek der*
Meteorologie I, blz. 181, 1942)

Fig. 31
Koufrontvlak met opglj-
dende stabiele warme lucht
(naar BLEEKER, *Leerboek der*
Meteorologie I, blz. 186, 1942)

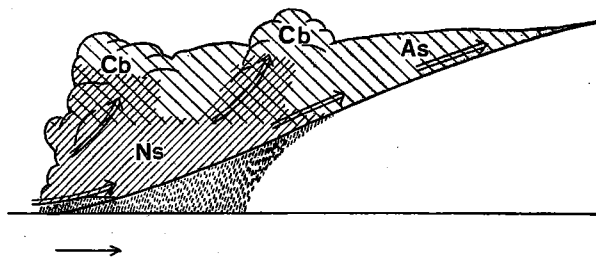
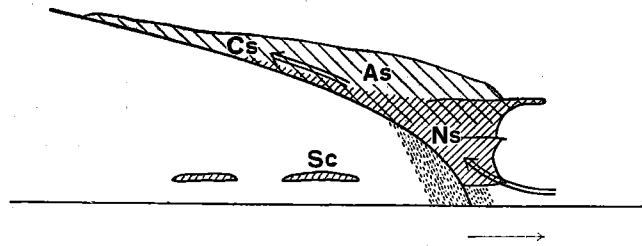
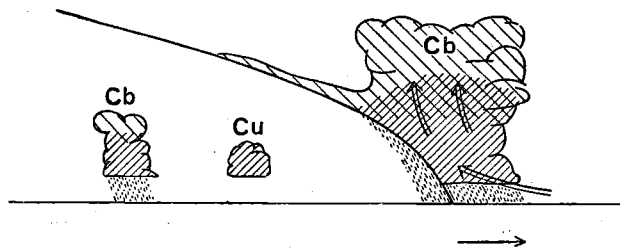


Fig. 32
Warmtefrontvlak met warme
lucht, welke bij het opglj-
den onstabil wordt (naar
BLEEKER, *Leerboek der Meeo-*
rologie I, blz. 181, 1942)

Fig. 33
Koufrontvlak met warme
lucht, welke bij stijgende
beweging onstabil wordt
(naar BLEEKER, *Leerboek der*
Meteorologie I, blz. 187, 1942)



motsneeuw kan vallen, of, als deze wolken het ijskiemniveau bereiken, sneeuw, korrelsneeuw, korrelhagel of regen.

Gewoonlijk stijgt niet alleen lucht in de onmiddellijke omgeving van het frontvlak op, doch ook verder verwijderde lucht. Het is derhalve begrijpelijk, dat men de warmtefrontbewolking (en zelfs de neerslag) veelal nog kan waarnemen na het passeren van het warmtefront, terwijl ook dikwijls zware bewolking (soms met neerslag) voor de aankomst van een koufront kan worden opgemerkt.

De aard van de frontale bewolking en van de eventuele neerslag is in hoge mate afhankelijk van de verticale opbouw der warme lucht. Is de warme lucht stabiel, dan vormt zich een cirrostratus-altostratus-nimbostratus-systeem, waaruit gelijkmatige neerslag kan vallen (fig. 30 en 31)¹⁾. Wanneer de warme lucht onstabiel is of onstabiel wordt, ontstaan in het cirrostratus-altostratus-nimbostratus-systeem plaatselijk sterk stijgende luchtstromingen; er ontwikkelen zich in de gelaagde bewolking cumuli of cumulonimbi, uit welke laatste neerslag van buiig karakter valt (fig. 32 en 33)¹⁾.

De bewolkings- en neerslagverschijnselen, die optreden in de koude lucht onder de frontvlakken, worden in eerste instantie bepaald door het thermodynamische karakter dezer lucht.

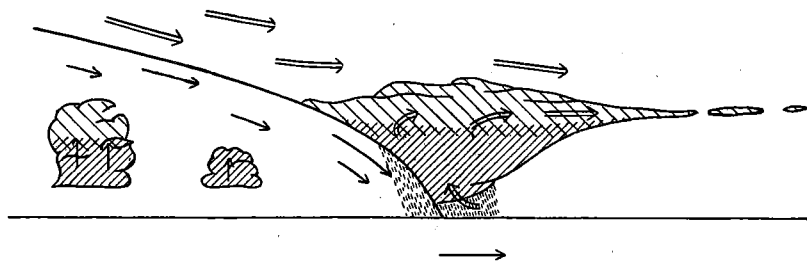


Fig. 34 Dalende luchtbewegingen nabij een koufrontvlak met stabiele warme lucht
(naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 188, 1942)

Men verkeert dikwijls in de mening, dat er grote principiële verschillen bestaan tussen de bewolkings- en neerslagverschijnselen, welke zich bij een warmtefront en die, welke zich bij een koufront voordoen. Zoals echter uit vergelijking van de figuren 30 en 31 blijkt, kan het cirrostratus-altostratus-nimbostratusdek met de gelijkmatige neerslag zowel langs een warmtefront als langs een koufront optreden, terwijl vergelijking van de figuren 32 en 33 leert, dat cumuliforme bewolking met neerslag van heftig (buiig) karakter zowel langs warmtefronten als langs koufronten kan voorkomen. Er zijn enige verschillen, waarop hieronder de aandacht wordt gevestigd.

Bij een warmtefront blijft de minder actieve koude lucht als het ware aan de grond kleven, waardoor het frontvlak in den regel een geringe helling bezit ($1/100$ tot $1/400$). De bewolkings- en neerslagverschijnselen strekken zich derhalve over een zeer breed gebied uit.

¹⁾ Zie voor de aanduiding van waterwolk, gemengde wolk en ijswolk fig. 12, blz. 36.

Bij een koufront is de koude lucht het meest actief; zij wordt echter in de onderste niveaus geremd door de wrijving aan het aardoppervlak; vandaar, dat het frontvlak meestal steil staat (1/30 tot 1/100). Bewolkings- en neerslagverschijnselen beslaan derhalve in den regel een smal gebied.

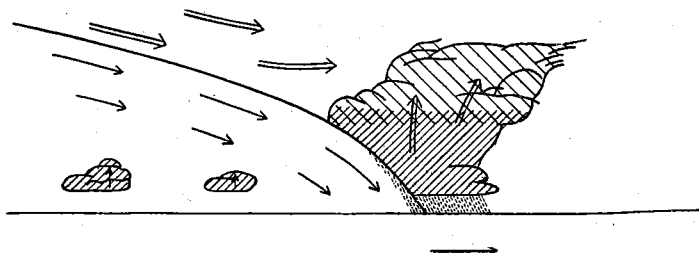


Fig. 35 Dalende luchtbewegingen nabij een koufrontvlak met onstabiele warme lucht (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 188, 1942)

In tegenstelling tot de warmtefronten wijkt het karakter der koufronten dikwijls van de in fig. 31 en 33 weergegeven schema's af. Zo komen bijvoorbeeld koufronten voor, waarbij de warme lucht alleen in de onderste kilometers der atmosfeer een stijgende beweging heeft en in de hogere luchtlagen een dalende beweging vertoont, terwijl de koude lucht eveneens een dalende beweging blijkt te bezitten. Fig. 34¹⁾ geeft een dergelijke situatie voor stabiele warme lucht weer, fig. 35¹⁾ voor onstabiele warme lucht. Men merke op, dat de bewolking en de neerslag, vooral wanneer de warme lucht stabiel is, ver voor het front optreden. Kort na de frontpassage volgt meestal een duidelijke opklaring; in de dalende koude lucht worden dikwijls zware windstoten waargenomen. Ten gevolge van de adiabatische verwarming kan de temperatuur der dalende koude lucht hoger worden dan de temperatuur der warme lucht vóór het front. Aanvankelijk stijgt dus in een dergelijk geval de temperatuur bij de passage van het koufront; eerst later zet de temperatuurdaling in.

Een oclusiefront bestaat in den regel uit de combinatie van een grondfront en een hoogtefront. De bewolkings- en de neerslagverschijnselen van een warmtefrontocclusie komen dus overeen met die van een warmtefront en van een koufront op grotere hoogte, terwijl de bewolkings- en de neerslagverschijnselen van een koufrontocclusie analoog zijn aan die van een koufront en van een warmtefront op grotere hoogte.

¹⁾ Zie voor de aanduiding van waterwolk, gemengde wolk en ijswolk fig. 12, blz. 36.

HOOFDSTUK VI

FRONTALE STORINGEN

28. Algemene opmerkingen over golven

De natuurkunde leert, dat zich langs grensvlakken tussen twee stoffen van verschillende dichtheid dikwijls golven ontwikkelen. Dit is in het bijzonder het geval, wanneer de stoffen zich met verschillende snelheden langs elkaar bewegen. Zoals uit de zandribbels, die men vaak op het strand kan waarnemen, blijkt, vormen dergelijke golven zich bijv., wanneer aflopend water bij eb over een half-vloeibaar zand-water-mengsel stroomt. Voorts vormen zich golven op zee, wanneer het waait en dus de lucht een grotere snelheid heeft dan het water.

Golven, welke amplitudo in de loop van de tijd afneemt of vrijwel onveranderd blijft, noemt men *stabiel*. Golven, welke amplitudo voortdurend groeit, heten *onstabiel*.

Aangezien een frontvlak een vlak is, waar dichtere, koudere lucht aan minder dichte, warmere lucht grenst, kunnen daarin eveneens golven ontstaan. Fig. 36

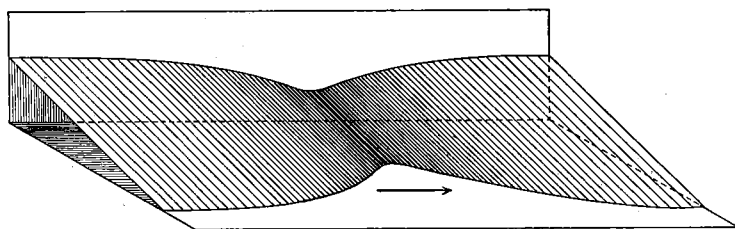


Fig 36. De golfbeweging in een frontvlak (naar V. BJERKNES, *Physikalische Hydrodynamik*, blz. 519, 1933)

brenkt een dergelijke frontvlakgolf in beeld. De frontvlakgolf geeft in het horizontale vlak (dus ook in de weerkaart) aanleiding tot een uitbocht, eveneens golf genoemd, in het oorspronkelijk vrijwel rechtlijnige front. De frontvlakgolf bepaalt dus het uiterlijk en de beweging van de golf in de weerkaart. In fig. 37 is een gedeelte geschetst van een weerkaart, waarin men een front met twee stabiele golven kan opmerken; fig. 38 geeft de schets van een weerkaart met drie onstabiele golven, die van links naar rechts een steeds verdere staat van ontwikkeling vertonen.

Tussen het warmtefront en het koufront van elke golf vindt men de z.g. *warme sector*. Bij stabiele golven blijft de warme sector steeds ongeveer even breed. Bij onstabiele golven ziet men de top van de warme sector steeds nauwer worden; het koufront haalt het warmtefront in, zodat zich een oclusiefront vormt (de golf occludeert.).

In fig. 37 en 38 zijn de isobaren met getrokken lijnen aangegeven. Het blijkt, dat zowel bij de stabiele als bij de onstabiele golven de isobaren in de warme sector rechtlijnig en ongeveer parallel verlopen. Het overige luchtdrukveld, dat een stabiele golf vergezelt, is geheel verschillend van het luchtdrukveld,

dat aan een onstabiele golf is gekoppeld. De stabiele golf veroorzaakt geen grote storing in het isobarenverloop, zoals bijv. uit fig. 37 blijkt. Men kan wel zeggen, dat de luchtdruk nabij de top (L) van de stabiele golf iets lager is dan oostelijk en westelijk van de golftop. Bij onstabiele golven valt de golftop meestal samen met de kern van een lage-drukgebied (zie fig. 38), dat zich kan ontwikkelen tot een depressie van grote diepte en enorme omvang.

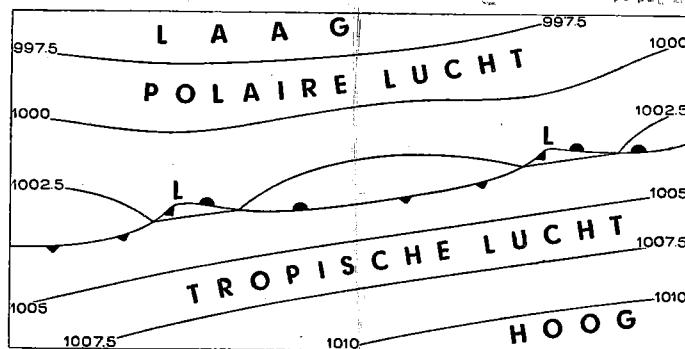


Fig. 37 Kleine (stabiele) golfvormige storingen in een oorspronkelijk stationair front

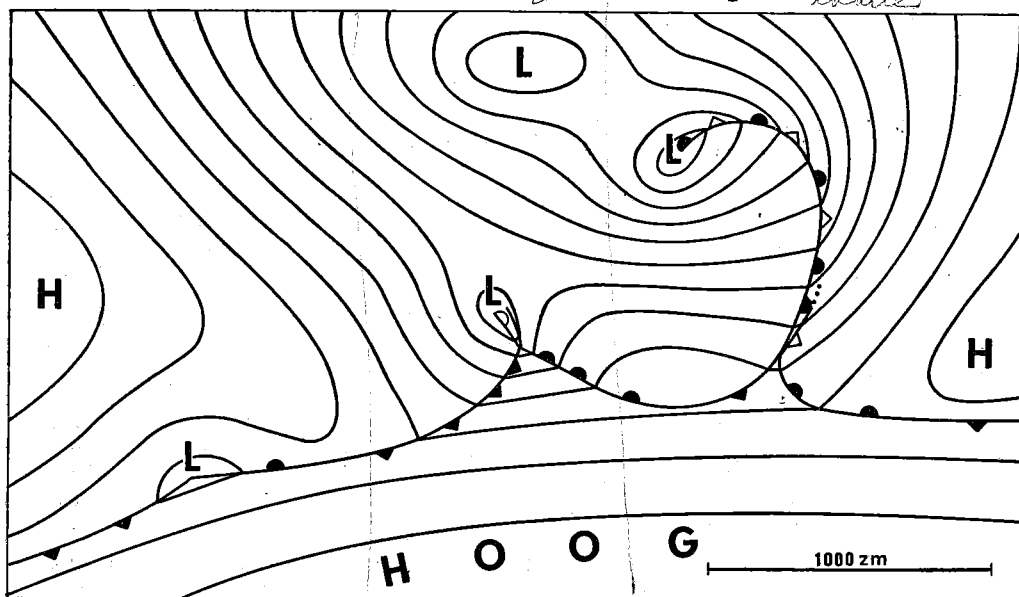


Fig. 38 Grote (onstabiele) golfvormige storingen in een oorspronkelijk stationair front (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 203, 1942)

Stabiele en onstabiele golven bewegen zich, naar uit ervaring is gebleken, steeds in een richting, welke ongeveer overeenkomt met de luchtbeweging in de warme sector. Dit betekent, dat zij op het noordelijk halfrond (dus ook in de situaties van fig. 37 en 38) zodanig trekken, dat de warme lucht rechts van de bewegingsrichting wordt aangetroffen. Op het zuidelijk halfrond vindt men de warme lucht links van de bewegingsrichting.

Over het algemeen is de treksnelheid van stabiele golven groter dan die van onstabiele golven.

29. Stabiele golven

Stabiele golven bezitten in het ideale geval een opbouw zoals in fig. 37 is weergegeven. De warme sector is wijd. De isobaren, welke, zoals reeds werd opgemerkt, in de warme sector ongeveer rechthoekig zijn, vertonen voor het warmtefront en achter het koufront een bol verloop.

De stabiele golven bewegen zich soms met een snelheid van 50—75 zm per uur langs de fronten. Meestal is de snelheid constant, zodat het mogelijk is door extrapolatie de toekomstige positie van de golf te bepalen. De stabiele golven gaan gepaard met weersverschijnselen, welke sterk afhankelijk zijn van de eigenschappen der lucht, welke zich in de warme sector bevindt. Bij betrekkelijk droge warme-sector-lucht zal de frontbewolking, welke dan een hoge basis bezit, zich beperken tot een smalle zone. Onder deze omstandigheden valt er soms in het geheel geen neerslag of slechts lichte neerslag in smalle stroken, die op enige afstand voor het warmtefront en achter het koufront zijn gelegen. Vochtige warme-sector-lucht geeft aanleiding tot lager en uitgebreider frontbewolking, welke zich niet alleen op grotere afstand doch ook in de onmiddellijke nabijheid van het warmte- en het koufront bevindt. De neerslagstrook beslaat dan bovendien een grotere breedte. Ingeval de warme lucht stabiel is en blijft, is de neerslagintensiteit overal even groot. Wanneer zich ten gevolge van onstabielheid der warme lucht in de frontbewolking ook cumulonimbi kunnen ontwikkelen, vertoont de neerslagintensiteit grote plaatselijke verschillen en gaan de golven soms zelfs van onweersverschijnselen vergezeld. Fig. 39 toont de weerkaart ¹⁾ van 1 november 1935 07.00 GMT, waarop over de omgeving van Het Kanaal een golf is weergegeven, die vermoedelijk tot het stabiele type behoort. De golf trekt van het zuidwesten naar het noordoosten. Men ziet, hoe het warmtefront, dat van NW-Duitsland via de zuidelijke Noordzee naar Zuid-Engeland loopt, overgaat in een koufront, dat zich via Het Kanaal en West-Bretagne naar de Golf van Biscaye uitstrekt. De warme-sector-lucht is van tropische oorsprong; uit het feit, dat één der stations in deze sector motregen waarneemt, kan men opmerken, dat de warme-sector-lucht warme-massa-eigenschappen bezit. In de koude polaire lucht, die het grootste gedeelte der Britse eilanden overstroomt, worden koude-massa-eigenschappen aangetroffen. Het is verder opmerkelijk te zien, hoe groot het (gearceerd aangeduide) regen-gebied is, dat zich in de nabijheid van de golftop langs het warmtefront en langs het koufront uitstrekt.

¹⁾ Voor de betekenis der in deze en volgende weerkaarten voorkomende cijfers en symbolen zij verwezen naar bijlage 1.

Het gebeurt vrij dikwijls, dat stabiele golven zich tot onstabiele ontwikkelen. In de weerkaarten maakt zich een dergelijke overgang van een stabiele naar een onstabiele golf kenbaar door de daarbij optredende sterkere luchtdrukdalingen in en nabij de top van de warme sector.

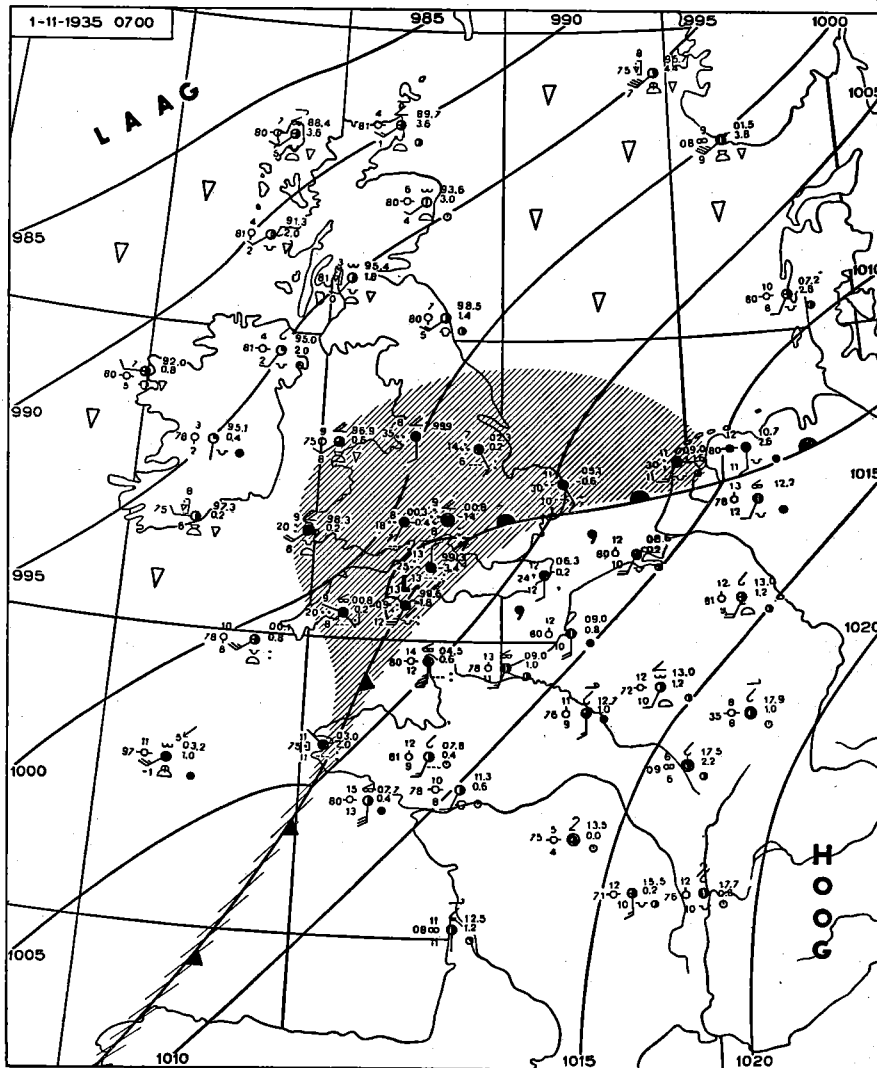


Fig. 39 Weerkaart van 1 november 1935, 07.00 GMT (naar BLEEKER en BIJVOET, *Hemel en Dampkring* 41, blz. 261, 1943)

30. Onstabiele golven (depressies)

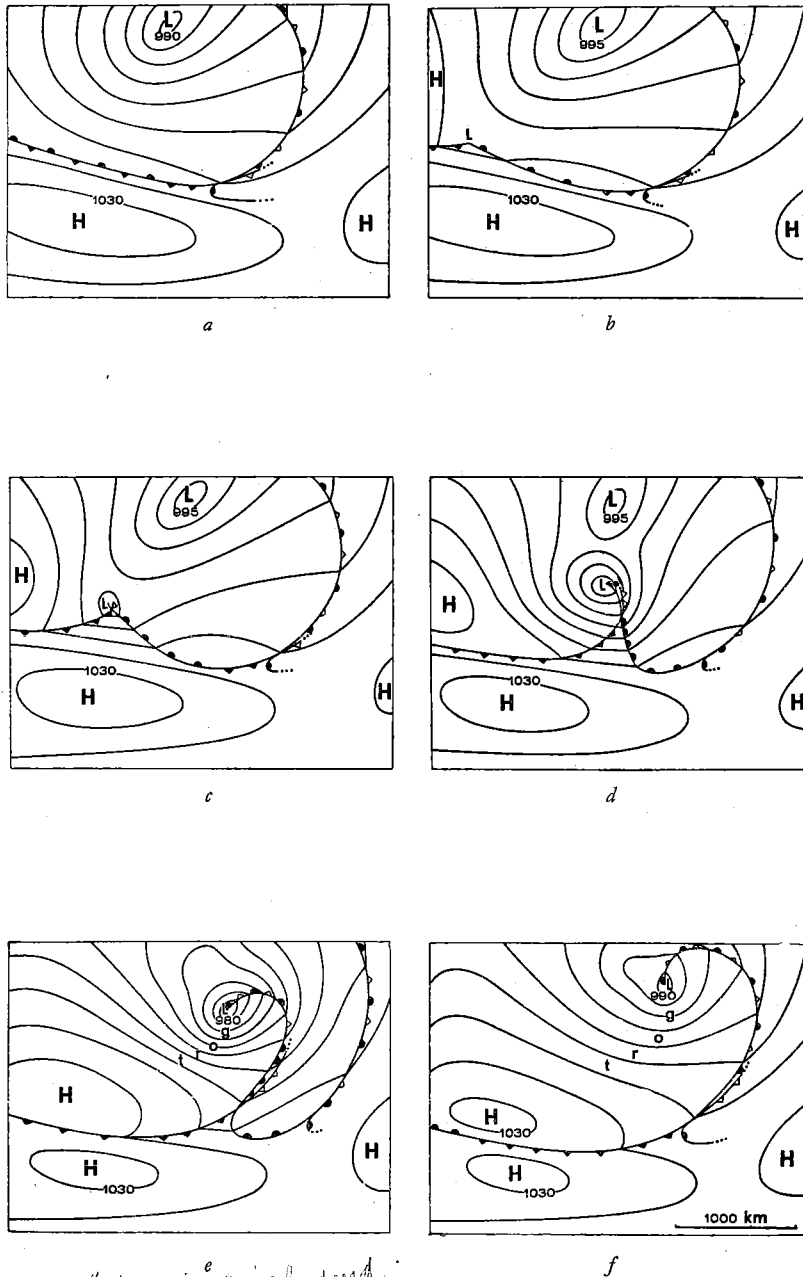
Diverse ontwikkelingsstadia van een onstabiele golf worden in fig. 40 voorgesteld. In het stadium *a* stromen warme lucht en koude lucht ter weerszijden van een stationair front met verschillende snelheden naar het oosten; van een nieuwe golf is in het linker frontgedeelte niets te zien. In het stadium *b* bezit de thans ontstane golf nog slechts een klein amplitudo; in de volgende stadia *c* en *d* is het amplitudo groter. Naarmate het amplitudo van de golf groeit, ziet men warmtefront en koufront elkaar voortdurend dichter naderen. Het koufront haalt het warmtefront ten slotte in; de diverse stadia van het oclusieproces, dat van de top uit geleidelijk voortgang vindt, zijn in de fig. 40 *d*, *e* en *f* aangeduid. De inschroepeling van de warme sector komt hier duidelijk tot uitdrukking.

Verder toont het isobarenverloop, hoe zich uit een aanvankelijk onbetekenende storing in het drukveld langzamerhand een diepe depressie ontwikkelt, die een veld van krachtige tot stormachtige winden om zich heen schept. De vraag doet zich voor, waar de grote hoeveelheid energie van beweging (kinetische energie), die in het windveld der depressie aanwezig is, uit voortkomt. Het blijkt, dat deze voornamelijk haar oorsprong vindt in de energie van plaats (potentiële energie) van warme en koude lucht. Langs theoretische weg is namelijk bewezen, dat de totale potentiële energie van naast elkaar gelegen hoeveelheden warme en koude lucht, welke zich door een dunne wand gescheiden in een bepaalde ruimte bevinden, groter is dan de totale potentiële energie, die aanwezig is, wanneer na verwijdering van de wand de warme lucht boven de koude is gelegen. Het gemeenschappelijk zwaartepunt van warme en koude lucht is bij dit denkbeeldige proces gedaald; dit is ook het geval bij het oclusieproces, waarbij dus voordat de onstabiele golf zich ontwikkelt de potentiële energie groter is dan na het ogenblik, waarop de vrijwel algehele oclusie heeft plaats gehad. De wijze, waarop de potentiële energie in kinetische energie wordt omgezet, is nog niet bekend; wel is duidelijk, dat deze transformatie van energie alleen kan geschieden, wanneer zich een lage-drukgebied vormt, waarin de isobaren dicht bij elkaar liggen. Er moet dus een zeker uitdiepingsproces bestaan, dat zich inderdaad aan het aardoppervlak vooral nabij de top van de warme sector kenbaar maakt.

Omtrent de factoren, welke het uitdiepingsproces beheersen is nog betrekkelijk weinig bekend. Men kan de uitdieping in verband brengen met een zekere divergentie, welke zich in de warme sector moet voordoen; de warme lucht glijdt namelijk zowel tegen het warmtefront als tegen het koufront op en stroomt diensgevolge uit het depressiecentrum weg.

Nadat de uitdieping enige tijd heeft geduurd, gaat de depressie opvullen. De barometers stijgen in het centrum ten gevolge van het feit, dat nabij het aardoppervlak de lucht van alle zijden naar het depressiecentrum toestroomt en deze convergentie niet meer wordt gecompenseerd door de divergentie, welke nog slechts in de smalle warme sector aanwezig is. Onder invloed van de wrijving wordt tenslotte de kinetische energie omgezet in warmte; de temperatuurstijging, welke hierbij optreedt, is echter uitermate gering.

De levensloop van een onstabiele golf beslaat soms een periode van meer dan een week; meestal echter verloopt tussen het eerste ogenblik van het ontstaan



Depressie gevormd

Fig. 40

De ontwikkeling van een onstabiele golf (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 214, 1942)

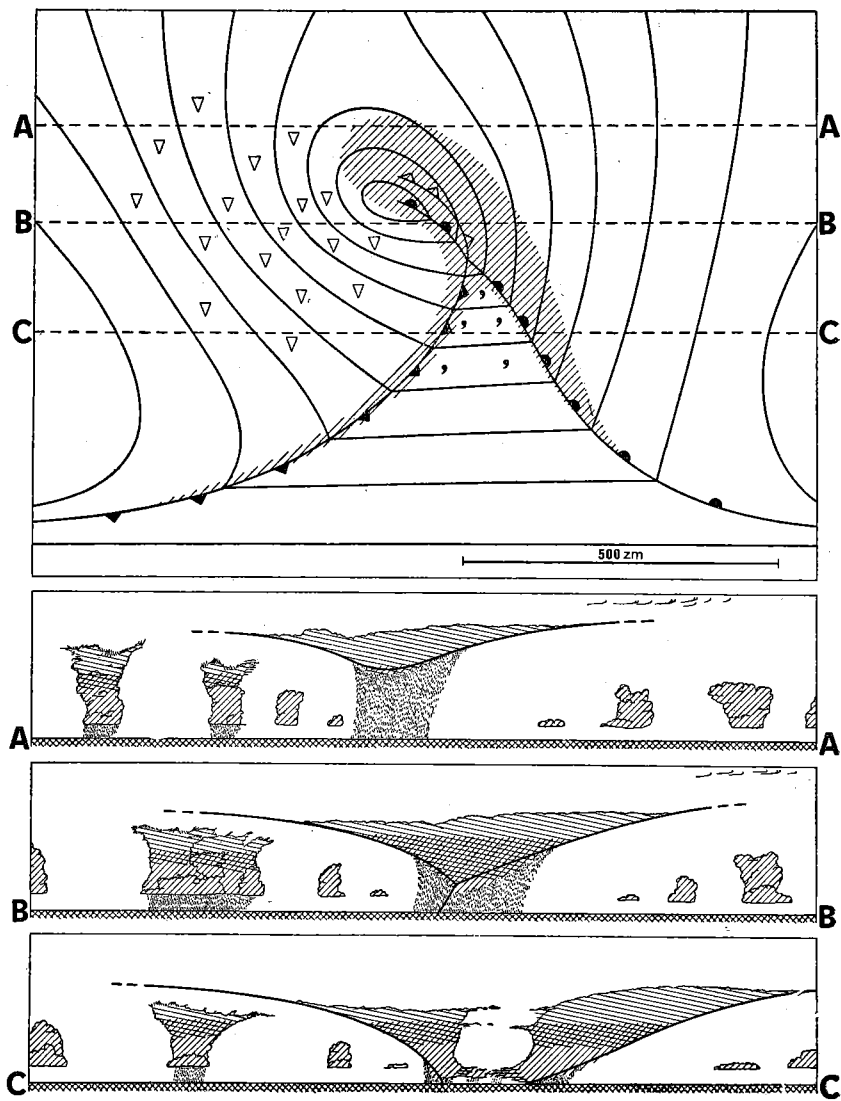


Fig. 41 Drie dwarsdoorsneden van een occluderende golf (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 231, 1942)

ener golf tot het moment, waarop de zich daaruit ontwikkelende depressie geheel is opgevuld, een periode van drie tot vijf dagen.

Het occlusieproces kan in principe op drie verschillende wijzen plaats vinden (zie § 26); er kan namelijk een warmtefront-occlusie, een hoogte-occlusie of een koufront-occlusie ontstaan. Men zou verwachten, dat de koude lucht voor het warmtefront en die achter het koufront vrijwel dezelfde temperatuur hebben, zodat zich gewoonlijk een hoogte-occlusie zou vormen. Dit blijkt echter in den regel niet het geval te zijn. Zodra de onstabiele golf een amplitudo van enige betekenis heeft gekregen, bezit de koude lucht aan de voorzijde van de golf doorgaans andere eigenschappen dan die aan de achterzijde.

Aansluitende op de behandeling der ontwikkeling moet thans nog een opmerking worden gemaakt over de treksnelheid der onstabiele golf, of, wat nog belangrijker is, over de treksnelheid van het aan de onstabiele golf gekoppelde lage-drukgebied. Het blijkt, dat de treksnelheid der golf in het beginstadium der ontwikkeling, wanneer nog nauwelijks een lage-drukgebied te herkennen is, voortdurend toeneemt. In een later ontwikkelingsstadium neemt de treksnelheid der depressie weer af en tenslotte voert de kern langzaam lusvormige bewegingen uit.

31. De weersomstandigheden in depressies

De weersomstandigheden in onstabiele golven zijn in hoge mate afhankelijk van de eigenschappen der lucht, die zich in de warme sector bevindt. Wanneer de warme-sector-lucht droog is, valt de eventuele warmtefrontneerslag in een strook, welke zich ver voor het warmtefront bevindt, terwijl de koufrontneerslag in een zeer smalle, bijna onbetekenende, zone vrij dicht bij het koufront voorkomt. De neerslag valt gelijkmatig, als de warme lucht stabiel is en blijft; indien de warme lucht onstabiel wordt, ontwikkelen zich in de gelaagde bewolking cumuliforme wolken, die plaatselijk neerslag van grotere intensiteit kunnen veroorzaken.

Wanneer de warme-sector-lucht vochtig is, en bovendien stabiel is en blijft (bijv. in depressies boven de Atlantische Oceaan), valt de warmtefrontneerslag gelijkmatig in een brede strook langs het front; de koufrontneerslag valt eveneens gelijkmatig, doch in een smallere strook langs het front. Nabij de kern sluiten beide neerslagstroken op elkaar aan. Indien de vochtige warme-sector-lucht onstabiel is, komen in de frontbewolking cumuli voor of cumulonimbi, welke laatste tot plaatselijk grote neerslagintensiteit aanleiding kunnen geven. Onder dergelijke omstandigheden treedt ook in de top van de warme sector een vrij sterke neerslagintensiteit op.

Fig. 41 geeft het beeld van een gedeeltelijk geoccludeerde onstabiele golf (boven de situatie aan het aardoppervlak, daaronder verticale doorsneden volgens de lijnen AA, BB en CC). Er wordt ondersteld, dat de warme-sector-lucht warme massa en de koude lucht koude massa is. Een uitgebreide beschrijving der weersomstandigheden in deze depressie, waarbij niet alleen het weer langs de fronten doch ook het weer in de verschillende luchtsoorten zal worden besproken, volgt hieronder.

De neerslag langs het warmtefrontvlak valt gelijkmatig in een betrekkelijk brede strook, hier gearceerd aangegeven. Langs het koufrontvlak valt de neerslag in een smalle, eveneens gearceerd aangeduide, strook. De koude lucht vertoont

ver voor het warmtefront nog enige onstabiliteitsverschijnselen (cumulonimbi en cumuli), welke echter op kleinere afstand van het warmtefront niet aanwezig zijn. In de warme sector doet zich stratusbewolking en motregen (,) voor. In de koude lucht, welke zich aan de achterzijde van de depressie bevindt treft men buiig weer (Δ) aan.

Er blijkt achter het koufront een gebied aanwezig te zijn, waar de isobaren een kleinere onderlinge afstand vertonen dan elders; men noemt dit gebied de trog van de depressie (zie ook fig. 40). Deze trog kenmerkt zich dikwijls door een zware buiigheid met krachtige winden; hij moet worden beschouwd als de „buienlijn” uit de oudere depressie-schema's; uit aërologische onderzoekingen is gebleken, dat de trog zijn oorsprong vindt in de stratosfeer, welke boven de trog iets lager ligt dan elders.

Men kan zich nu met behulp van fig. 41 verder een denkbeeld vormen van de verschijnselen, welke een stilstaande waarnemer opmerkt, wanneer de depressie hem in oostelijke richting passeert. Wel moet daarbij worden bedacht, dat de depressie, welker doorsneden volgens de lijnen AA, BB en CC in fig. 41 zijn weergegeven, zich wegens het occlusie- en uitdiepingsproces niet als een star systeem beweegt, doch deze processen hebben in principe geen invloed op de aard van de hieronder beschreven verschijnselen en op de volgorde, waarin deze optreden.

Een waarnemer, die zich op de lijn AA bevindt en aldaar het depressiecentrum ziet passeren, blijft voortdurend in de koude lucht; zijn instrumenten registreren geen frontpassage. De depressie kondigt haar nadering aan door verspreide cirri en een cirrostratusscherm, voorts door een dalende barometer en krimpemde wind. De cirrostratus maakt geleidelijk voor altostratus plaats, waarna gedurende enige tijd neerslag optreedt. De daling van de luchtdruk wordt na verloop van tijd door een stijging gevolgd; de storing verwijderd zich dan van de waarnemer. De wind blijft verder krimpen; de wolkenbasis wordt hoger, de altostratus gaat weer in cirrostratus over, terwijl de neerslag ophoudt te vallen. Reeds voordat de cirrostratus geheel verdwenen is, merkt men in de onstabiele koude lucht cumuli of cumulonimbi op.

Een waarnemer, die zich op de lijn BB bevindt, blijft eveneens voortdurend in de koude lucht. Hem passeert echter eerst het hoogtekoufront, waarbij de wind een weinig ruimt en iets afneemt en daarna, met een kleine temperatuurstijging, het warmtefront tussen de beide soorten koude lucht. Hij neemt achtereenvolgens cirrus, cirrostratus, altostratus en nimbostratus waar. De neerslag valt hoofdzakelijk vóór en tijdens het voorbijtrekken van het hoogtekoufront. Het warmtefront gaat niet van opmerkelijk krachtige neerslagverschijnselen vergezeld. Wel treedt een flinke windruiming op tijdens de warmtefrontpassage. Grondfront en hoogtefront zijn in den regel moeilijk te onderscheiden (zie § 26).

Een waarnemer op de lijn CC maakt een nog afwisselender weersverloop mede. Na het verschijnen der eerste cirri, ziet hij de convectieve bewolking der koude lucht voor het warmtefront vervlakken en oplossen. Onder de cirri schuift zich vervolgens een cirrostratusbewolking. De luchtdruk daalt en bij geleidelijk in kracht aangroeiende wind ziet men de cirrostratus in dikke altostratus overgaan. Spoedig valt de eerste lichte neerslag; ten slotte brengt een dik altostratus-nimbostratus-systeem gelijkmatige neerslag van matige intensiteit. Onder de neerslaggevendende wolken worden lage flarden (fractonimbi)

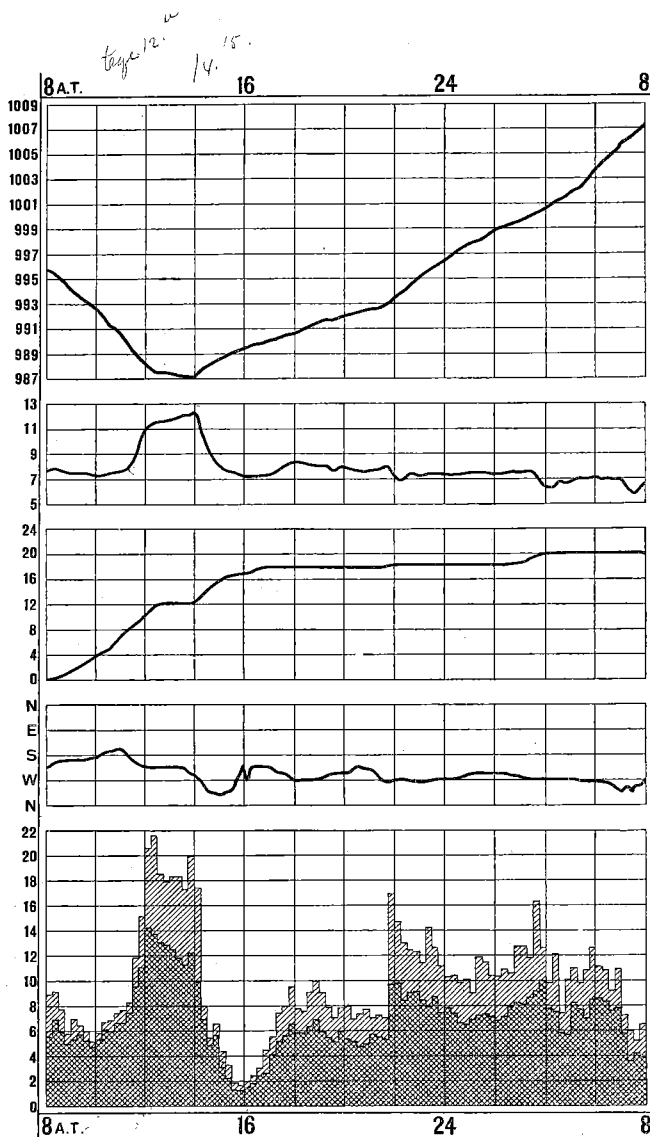


Fig. 42

Registreringen van luchtdruk, temperatuur, neerslag, windrichting, gemiddelde en maximale windsnelheid tijdens het voorbijtrekken ener jonge golf (De Bilt 27—28 november 1939). In het onderste gedeelte der figuur is de gemiddelde windsnelheid aangegeven voor perioden van een kwartier (dubbele arcering) en voorts de maximale windsnelheid, voorgekomen in dezelfde periode (enkele arcering). (Naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 233, 1942)

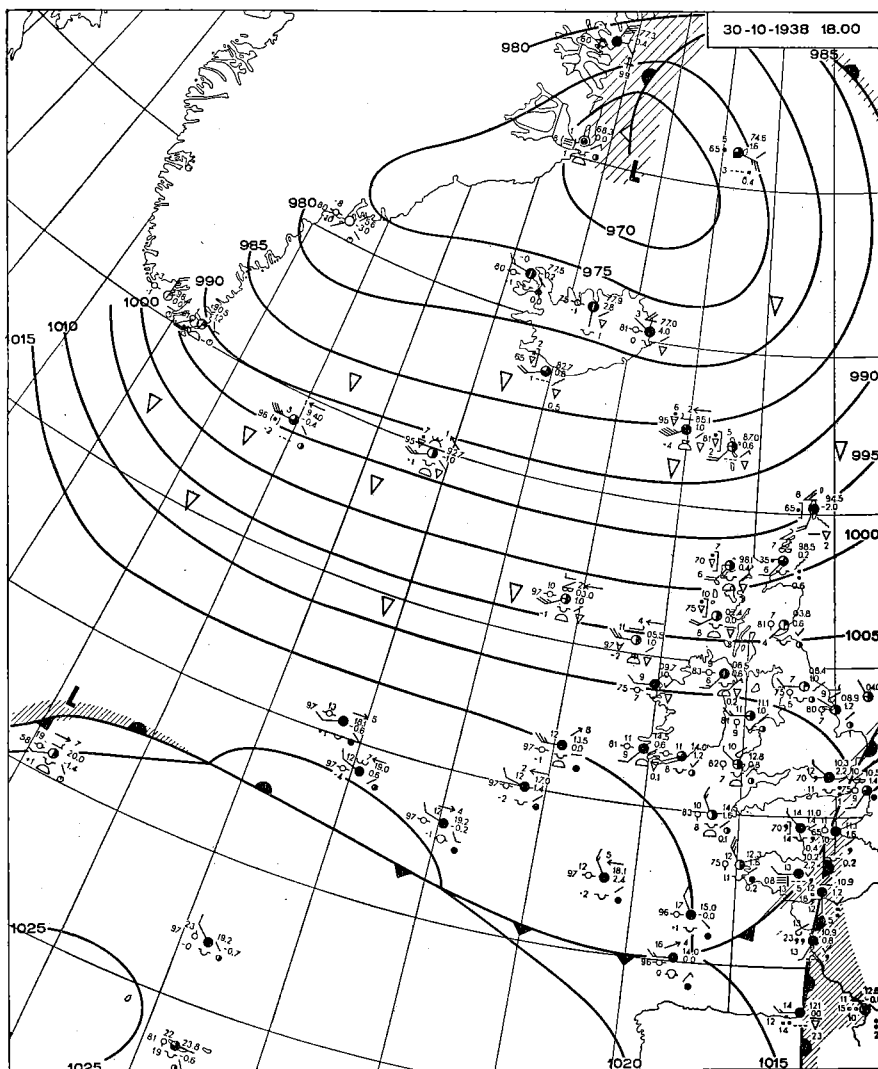


Fig. 43 Weerkaart van 30 oktober 1938, 18.00 GMT (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 235, 1942)

waargenomen. De temperatuur daalt onder de afkoelende invloed van de koude verdampende neerslag een weinig bij nadering van het front; zij stijgt echter vrij plotseling, zodra het warmtefront passeert. De wind ruimt dan ook en neemt iets af. De bewolking gaat na de frontpassage over in stratocumulus of in stratus, welke plaatselijk enige motregen kan geven. De luchtdruk daalt in de warme sector minder snel dan vóór het warmtefront. Naarmate het koudefront nadert, neemt de hogere bewolking weer toe. Boven de stratus treft

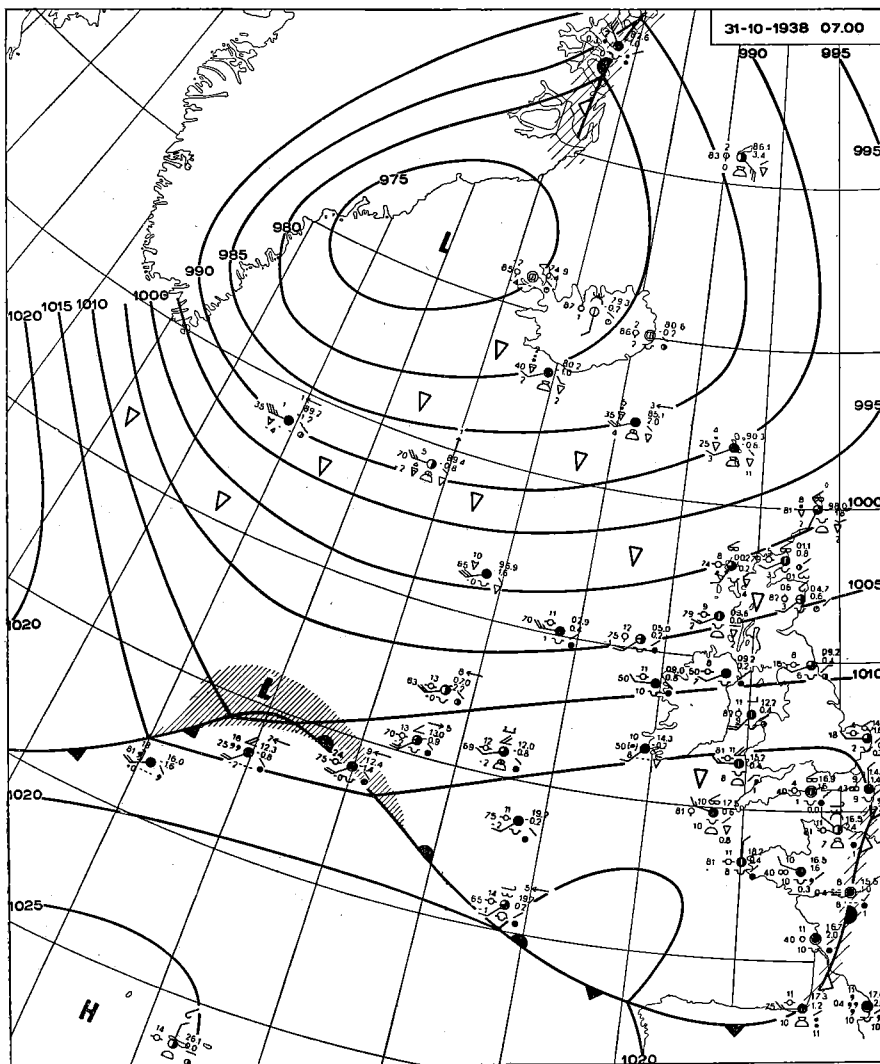


Fig. 44 Weerkaart van 31 oktober 1938, 07.00 GMT (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 236, 1942)

men altocumulus aan, welke dicht bij het front in altostratus-nimbostratus overgaat. De koufrontneerslag zet enige tijd vóór de koufrontpassage in. Wanneer het koufront voorbijtrekt, ruimt de wind een weinig en begint de barometer langzaam te stijgen. De koufrontneerslag houdt slechts kort aan; na enige tijd breekt de bewolking. Niet lang daarna neemt de bewolking weer toe; plaatselijk ontwikkelen cumuli zich tot cumulonimbi, die buien geven. De trog nadert; de windkracht wordt groter. Bij het voorbijtrekken van de trog ruimt de wind langzaam en de temperatuur daalt tijdens sterke buienactiviteit nog een

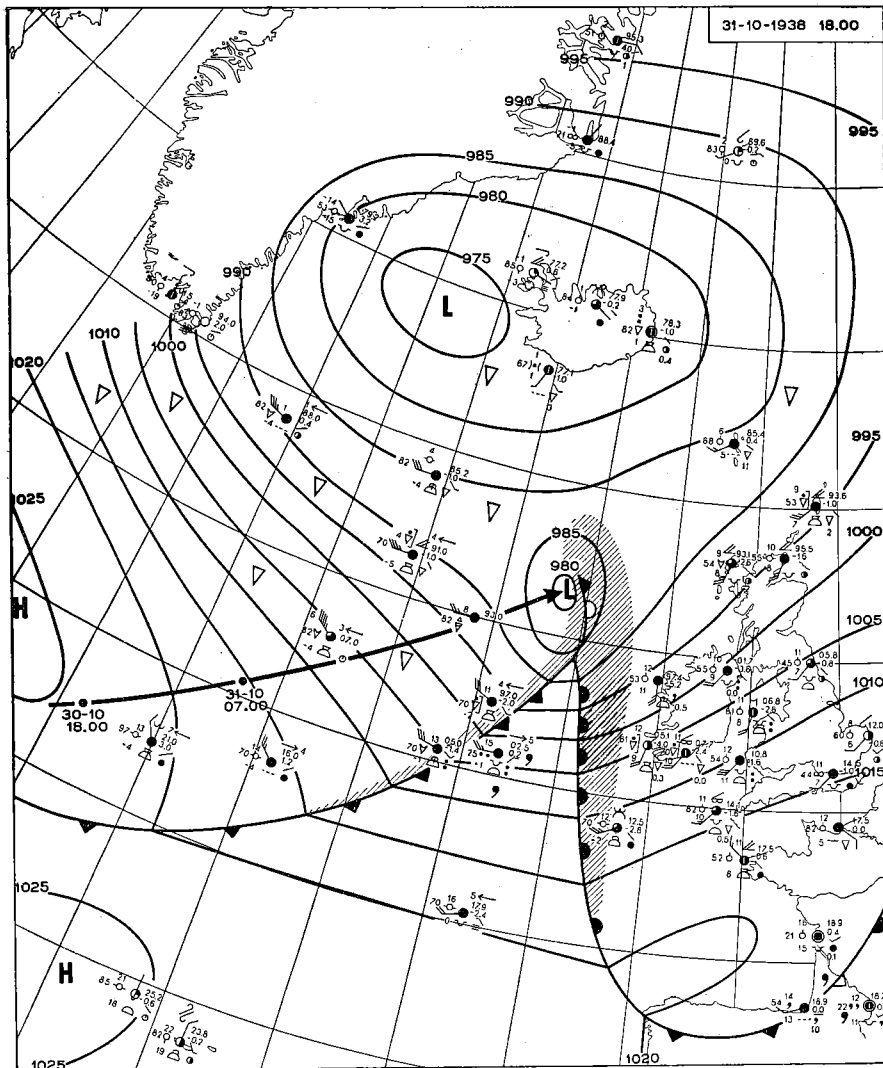


Fig. 45. Weerkaart van 31 oktober 1938, 18.00 GMT (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 237, 1942)

weinig. Na de trogpassage gaat de barometer vrij snel stijgen; de buienactiviteit vermindert. Het weer wordt rustiger; tenslotte neemt men nog slechts enige hoogopbollende cumuli waar.

Zoals reeds hierboven werd opgemerkt gelden de gegeven beschrijvingen in principe voor de in fig. 41 geschetste depressie. Niet iedere storing gaat van dezelfde verschijnselen vergezeld, aangezien zowel de weersomstandigheden langs en nabij de fronten als die in de luchtsoorten, alsmede de ontwikkeling der golf zelf, van geval tot geval geheel verschillend kunnen zijn.

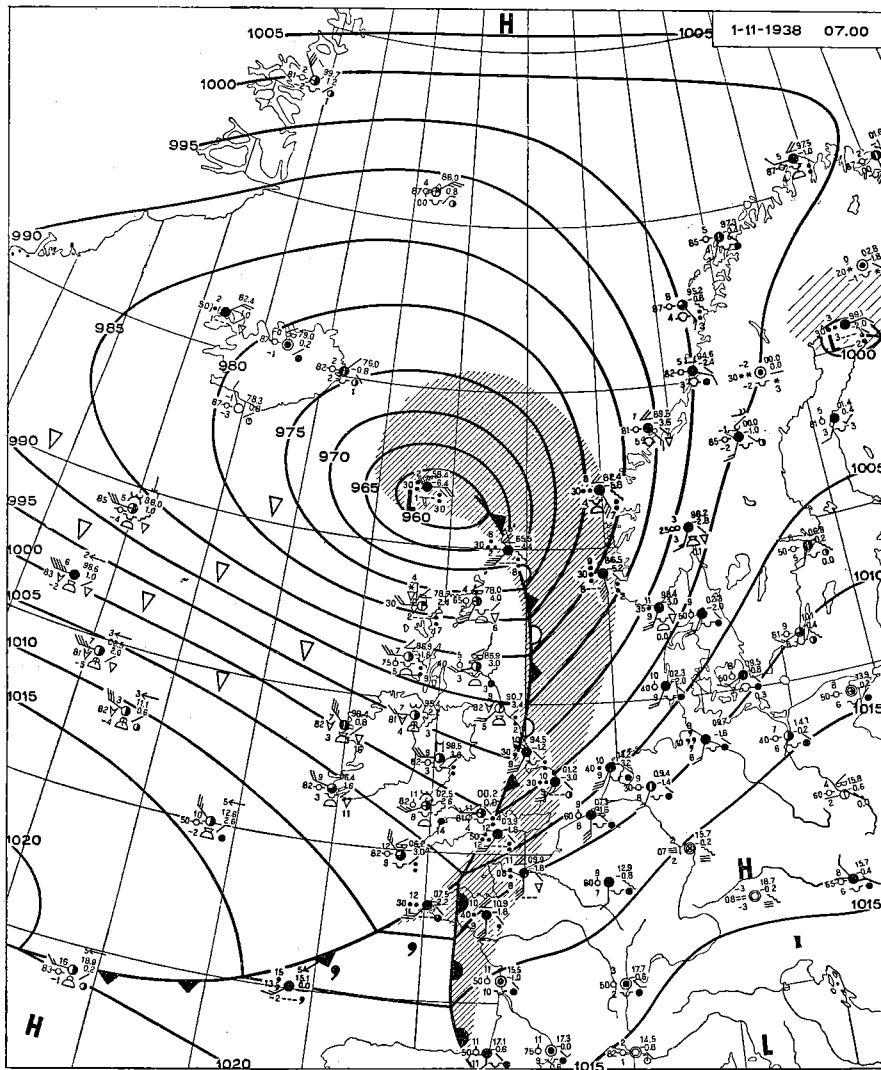


Fig. 46 Weerkaart van 1 november 1938, 07.00 GMT (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 238, 1942)

Fig. 42 geeft de registrering van het voortbijtrekken ener vrij jonge golf op 27 en 28 november 1939. De warmtefrontregen was reeds des morgens vóór 8 uur begonnen. De warmtefrontpassage had te 11.10 uur plaats; enige tijd daarna hield de regen op. De wind was in de warme sector zuidwest met een snelheid van 13 m/sec, waarbij stoten tot 21 m/sec voorkwamen. Het koufront passeerde te 14.20 uur; de temperatuur daalde binnen 2 uren 6 graden, terwijl opnieuw flinke regen inzette. Na de koufrontpassage was de gemiddelde windsnelheid slechts 2 m/sec, doch bij de nadering van de trog nam de wind weer toe.

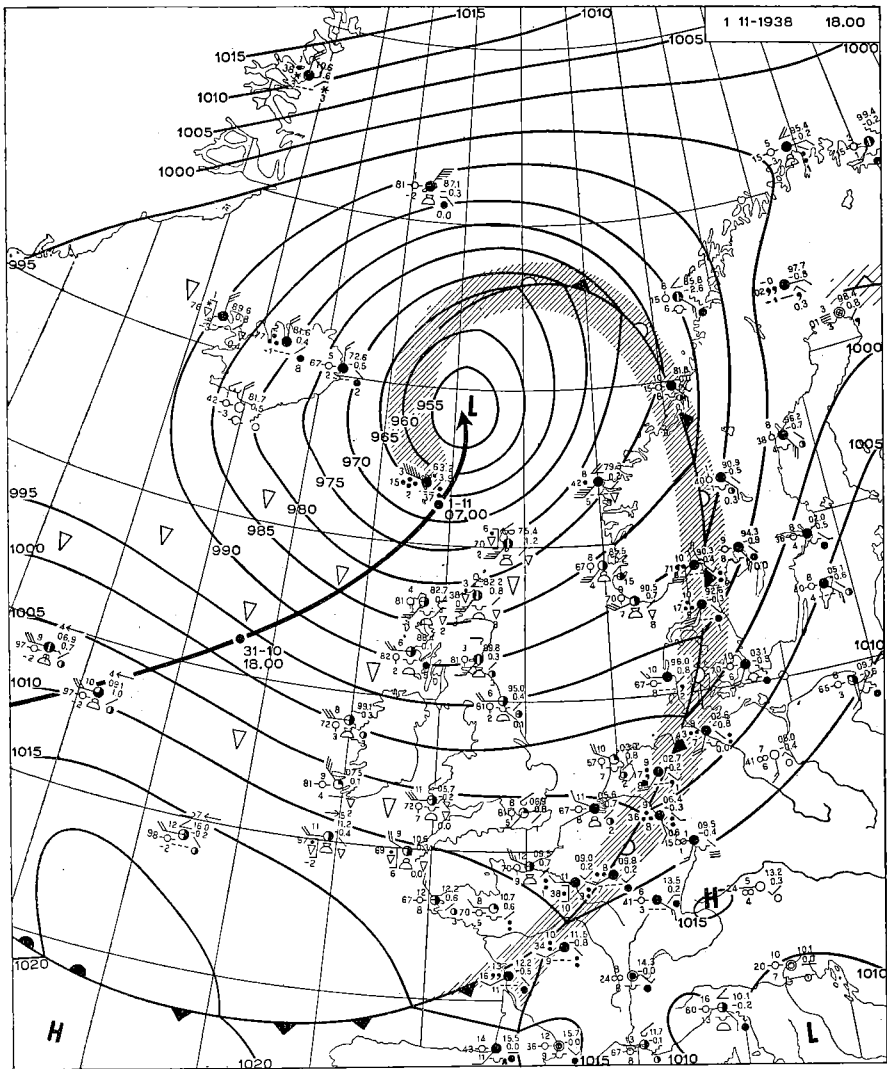


Fig. 47 Weerkaart van 1 november 1938, 18.00 GMT (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 239, 1942)

Tegen 22 uur traden de eerste trogbuien op, om 2 uur volgden nog enige buien. Men merke op, dat ook de luchtdruk, die sinds het koufront voorbijtrok stijgende was, na 22 uur sneller opliep.

De figuren 43, 44, 45, 46 en 47 geven enige weerkaarten, waarin de ontwikkeling ener onstabiele golf zeer fraai tot uitdrukking komt.

De weerkaart van 30 oktober 1938 18.00 GMT (fig. 43) vertoont een lage-drukgebied ten noorden van IJsland; de warmtefrontocclusie dezer oude depressie strekt zich via de Noorse Zee, Zuid-Noorwegen en de Noordzee naar West-

Frankrijk uit. Het occlusiepunt ligt ongeveer over Normandië. Het koufront strekt zich via de Golf van Biscaye naar de Atlantische Oceaan uit, alwaar het op ongeveer 25° W in een warmtefront over gaat. Dit warmtefront maakt deel uit van een golf, welke ten noordwesten van de Azoren is ontstaan. De warmsector-lucht, welke van tropische oorsprong is, bezit belangrijk hogere temperaturen dan de polaire lucht, welke uit de omgeving van Groenland naar de Britse eilanden stroomt.

De weerkaart van 31 oktober 1938 07.00 GMT (fig. 44) toont de snelle ontwikkeling van deze golf. Zij is verder noordwaarts „uitgeslagen” en heeft zich bovendien aanzienlijk naar het oosten verplaatst. Over Ierland blijkt de luchtdruk reeds een dalende tendens te bezitten.

Uit de weerkaart van 31 oktober 1938 18.00 GMT (fig. 45) blijkt, dat de storing zich verder heeft uitgediept. Het systeem is reeds flink geocludeerd; het ontstane occlusiefront heeft een koufrontkarakter. Ten westen van Schotland ligt nu een afzonderlijke depressiekern. Vooral over Noord-Ierland beginnen de barometers snel te dalen.

De kaart van 1 november 1938 07.00 GMT (fig. 46) toont, dat de depressiekern zich nog verder heeft uitgediept. De koufrontocclusie is tot Zuidoost-Engeland doorgedrongen (men vergelijk de gesloten bewolking vóór het occlusiefront met de gebroken bewolking er achter).

De kaart van 1 november 1938 18.00 GMT (fig. 47) toont aan, dat de depressiekern nog verder in diepte is toegenomen en zich in noordelijke richting heeft bewogen. Het occlusiefront ligt nu over het vasteland van West-Europa. Het regengebied, dat tot 1 november 1938 07.00 GMT geleidelijk breder was geworden, blijkt nu versmald te zijn. De trog achter het koufront, welke zich van de Faroër tot Zuid-Ierland uitstrekt, komt op deze kaart duidelijker tot uitdrukking dan dit op de voorgaande kaarten het geval was (om deze trog te vinden, verbindt men de punten, waar achter het koufront de isobaren het dichtst bij elkaar liggen).

Figuur 45 bevat voorts een lijn, waarop de posities van het centrum der storing uit de voorgaande kaarten (fig. 43 en 44) is weergegeven en welke dus de baan voorstelt, welke dit centrum heeft afgelegd. In fig. 47 is een dergelijke baan aangegeven.

32. Depressiefamilies

Het geschiedt niet zelden, dat in het koufront ener depressie nieuwe onstabiele golven tot ontwikkelen komen. Dit heeft bij voorkeur plaats op vrij grote afstand van het centrum, nl. daar, waar het koufront een bijna isobarenparallele ligging vertoont. Men kan derhalve dikwijls op de weerkaarten een z.g. *depressiefamilie* opmerken, bestaande uit een aantal depressies achter elkaar, waarvan er één meestal reeds vrijwel geheel geocludeerd is, de volgende een stadium vertoont, waarbij het occlusieproces juist een aanvang heeft genomen en de daarop volgende, in het koufront van de vorige, als een nog weinig betekende golf zichtbaar is (zie fig. 38); laatstgenoemde golf kan in een later ontwikkelingsstadium nog weer door nieuwe golven worden gevolgd.

De depressies zijn van elkaar gescheiden door ruggen van hoge luchtdruk; de laatste depressie van een familie wordt meestal gevolgd door een krachtig ontwikkeld maximum.

De opeenvolgende leden van een ongeveer west-oost trekkende familie breiden hun invloedssfeer steeds verder naar het zuiden uit. Het blijkt voorts, dat de eerste depressie meestal de koers bepaalt, welke ook de volgende leden nemen. Alle leden eener familie bewegen zich tenslotte naar het frontenloze lage-drukgebied, waarin de eerste depressie is overgegaan. Lange tijd heeft de mening geheerst, dat de depressiefamilies uit vier leden zouden bestaan. De ervaring heeft echter geleerd, dat het aantal depressies in een familie nogal uiteenloopt.

33. Tropische cyclonen

Tal van onderzoekers hebben zich met het probleem van het ontstaan en de ontwikkeling der tropische cyclonen beziggehouden. Er zijn vele theorieën opgesteld, waarvan verscheidene zich tot op de huidige dag hebben kunnen handhaven. Algemeen is men thans wel van mening, dat luchtstromingen van verschillende richting bij het ontstaan of althans bij het in stand houden der tropische cyclonen zijn betrokken. Dit betekent derhalve, dat diverse luchtsoorten een rol spelen bij de processen, welke zich in deze cyclonen voordoen.

Het is te begrijpen, dat de meteorologen der Noorse school zich spoedig afvroegen, of de tropische cyclonen ook als golfvormige storingen in een front mochten worden opgevat. Sommigen meenden, dat dit inderdaad het geval was. Volgens hen zouden zich de tropische cyclonen ontwikkelen als golfstoringen in equatoriale fronten. De golf zou sterk onstabiel zijn; er ontstaat spoedig een „wervel”, waarin geen fronten meer aan het aardoppervlak zijn te ontdekken. De tropische cycloon zou zich derhalve snel van het oorspronkelijke front losmaken.

De vraag doet zich voor, of deze theorie voor de zeeman van praktische betekenis is. Men mag wel zeggen, dat zulks bij de huidige stand van zaken nog niet het geval is. Het is namelijk gebleken, dat het equatoriale front zelfs in gebieden, waar vele waarnemingsstations aanwezig zijn, moeilijk is te ontdekken. Bovendien ontstaan de tropische cyclonen uitsluitend boven zee en wel in die gebieden, waar zeer weinig waarnemingen van land- of scheepsstations ter beschikking zijn. Ook het feit, dat de tropische cyclonen meestal een zoveel kleiner gebied beslaan dan de depressies op hogere breedten, bemoeilijkt het onderzoek naar de frontenstructuur dezer storingen zeer.

Men kan derhalve concluderen, dat de oude beproefde methoden om plaats, intensiteit, richting en snelheid van een tropische cycloon vast te stellen, nog steeds hun geldigheid hebben behouden.

Tenslotte moge nog worden opgemerkt, dat het meermalen voorkomt, dat een tropische cycloon het polaire front „invangt”. Er vormt zich dan een depressie met een warme sector, welke zich sterk uitdiept, zodat de gehele storing enorme afmetingen kan aannemen. Fig. 48 en 49 geven twee stadia van een dergelijk „regeneratieproces” weer in het westelijk gedeelte van de noordelijke Stille Oceaan (Chinese zee).

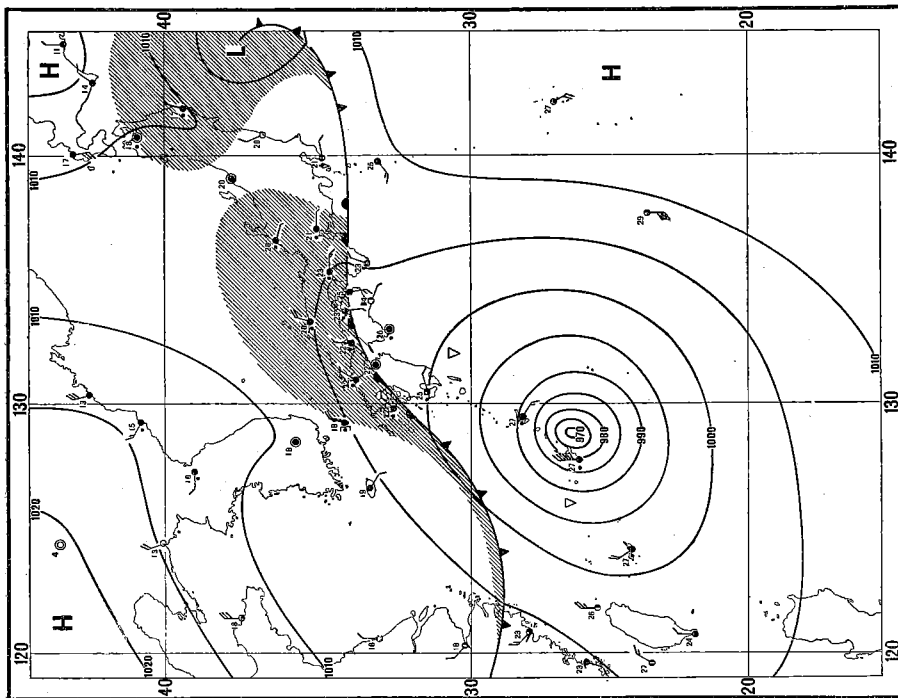


Fig. 48 Weerkaart van 20 september 1934, 06.00 Central Standard Time. Een tropische cycloon nadert een polair front (naar BLEEKER, *De Zee* 63, blz. 92, 1941)

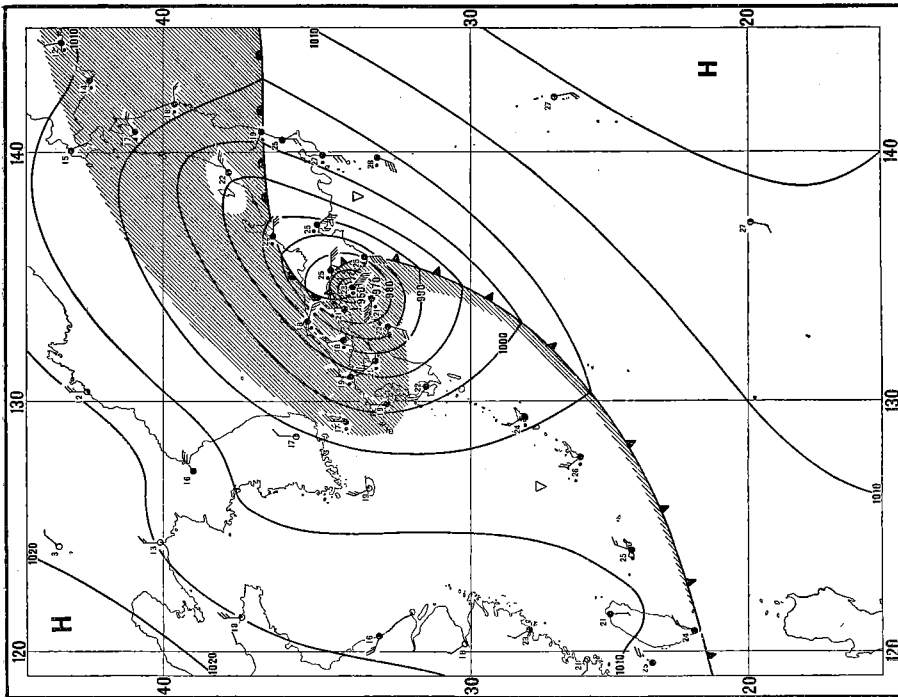


Fig. 49 Weerkaart van 21 september 1934, 06.00 CST. Regeneratie van een tropische cycloon door invang van een polair front (heranalyse van een weerkaart in CHROMOV, *Einführung in die synoptische Wetteranalyse*, blz. 173, 1940)

HOOFDSTUK VII

FRONTENLOZE DRUKSYSTEMEN

34. Frontenloze depressies

Het zou verkeerd zijn uit de beschouwingen in het voorgaande hoofdstuk op te maken, dat elke depressie een volledig frontensysteem (warmtefront, koufront en oclusiefrent) bezit. Integendeel, het blijkt, dat er menigmaal depressies voorkomen zonder fronten.

In de eerste plaats bevindt zich in het allerlaatste stadium van een depressie, welke zich uit een onstabiele golf heeft ontwikkeld, meestal geen front meer. Het oclusiefrent is onder invloed van de in § 24 genoemde frontolytische processen en ten gevolge van de voortdurende beweging rond de kern geheel verdwenen. De zeer oude frontenloze minima, welke zich bijv. uit onstabiele golven in het Atlantische polaire front ontwikkelen, smelten dikwijls samen tot het bekende IJslanse minimum. Soms ook handhaven dergelijke oude frontenloze minima zich dagenlang op de Noordzee of de Oostzee en de Botnische Golf. Bezitten dergelijke minima een langwerpige vorm, dan kan zich in de voren een secundair polair front ontwikkelen (zie § 24 en § 25).

In de tweede plaats treft men des zomers boven de vastelanden dikwijls grote vlakke frontenloze lage-druksystemen aan, welke hun oorsprong vinden in de sterke verwarming van de lucht boven het continent (bijv. Australië, Sahara). De ontwikkeling van dergelijke *thermische depressies* kan op de volgende wijze worden toegelicht. Onderstel eens, dat een bepaald gebied (bijv. een continent en de omringende zeeën) overdekt is met een hoeveelheid homogene lucht, welke dus in ieder horizontaal vlak gelijke temperaturen en gelijke luchtdrukwaarden bezit (fig. 50). Indien nu de temperatuur boven het vasteland hoger wordt, zal de zich aldaar bevindende lucht uitzetten, ten gevolge waarvan de vlakken van gelijke luchtdruk in de hogere luchtlagen gaan stijgen. Er ontwikkelt zich aldaar een maximum (H); de lucht stroomt echter reeds tijdens de vorming van dit maximum naar alle zijden weg. Dit

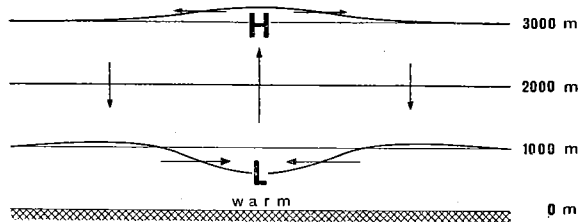


Fig. 50 De vorming van een thermische depressie

brengt een daling van de luchtdruk aan het aardoppervlak met zich mede, zodat aldaar het thermische minimum (L) ontstaat. Reeds tijdens de vorming van het minimum stroomt de lucht van alle zijden naar het centrum toe. De van zee uit toestromende lucht wordt weer verwarmd, stijgt in het depressiecentrum op, ontwijkt weer uit het hoge-drukgebied der hogere niveaus, daalt weer enz. De thermische depressie bevindt zich tijdens een groot gedeelte van het zomerseizoen steeds op dezelfde plaats boven een continent of een gedeelte daarvan. In het warmste gedeelte van de zomer is zij het diepst.

Aangezien men mag onderstellen, dat de verwarming boven het vasteland vrij gelijkmatig geschiedt, is er geen reden te verwachten, dat er ergens in de thermische depressie een front ontstaat. Ook aan de grens van land en zee kan zich onder de heersende omstandigheden geen front vormen wegens de voortdurende beweging der lucht van zee naar land aan het aardoppervlak en van land naar zee in de hogere niveaus.

Des winters zijn thermische depressies van geringe omvang soms aanwezig boven binnenzeeën (Zwarte Zee, Kaspische Zee), waar, vooral zolang deze zeeën niet bevroren zijn, hogere temperaturen worden aangetroffen dan boven het meestal met sneeuw bedekte omringende vasteland.

Het komt soms voor, dat des winters over Canada frontenloze depressies zijn gelegen, die zich uit onstabiele golven hebben ontwikkeld. Deze depressies trekken dikwijls oostwaarts en wanneer zij boven het warme water van de Atlantische Oceaan komen, diepen zij zich onder invloed van de verwarming uit. Soms ontwikkelen zich op deze wijze vrij diepe kernen.

Een derde categorie van frontenloze depressies vindt haar oorsprong in krachtige horizontale luchtbevinging. Wanneer de drukverdeling aanleiding geeft tot het optreden van een krachtige luchtstroom, welks richting niet even-

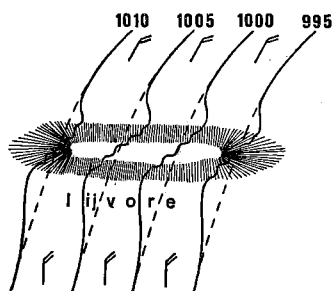


Fig. 51

Voren aan de lijzijde van een uitgebreid langgerekt bergland (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 249, 1942)

wijdig is aan de lengterichting van een uitgebreide berggrug, blijken de isobaren dikwijls aan de loefzijde een uitstulping naar de lage luchtdruk en aan de lijzijde een uitbochtung naar de hoge luchtdruk te vertonen. Aan de loefzijde doet zich dus een wig van hoge druk voor, aan de lijzijde een voren van lage luchtdruk (fig. 51). Men kan een dergelijke lijvoren dikwijls bij krachtige noordenwind aan de zuidzijde van IJsland en bij oostenwind langs de Noorse kust opmerken. Achter de Alpen kan bij noordenwind uit de lijvoren zelfs een afzonderlijke depressie ontstaan, de z.g. *Genua-depressie*. Bij de ontwikkeling van deze *Genua-depressie* speelt echter niet alleen de krachtige beweging der lucht, doch ook de verwarming boven het water der Middellandse Zee een belangrijke rol.

35. Hoge-drukgebieden

De divergerende luchtbevinging, welke in hoge-drukgebieden aanwezig is, leidt tot een afvlakking van eventueel bestaande temperatuurverschillen. In § 3 werd er reeds op gewezen, dat om deze redenen een stationair hoge-drukgebied boven een homogeen aardoppervlak als ideaal brongebied zal optreden. Om dezelfde redenen kan men verwachten, dat eventueel aanwezige fronten in een hoge-drukgebied spoedig oplossen, zodat deze druksystemen in het algemeen frontenloos zijn.

Men kent behalve de stationaire hoge-drukgebieden, welke van groot belang zijn voor de vorming van luchtsoorten, ook bewegende hoge-drukgebieden. Deze z.g. *trekmaxima* worden meestal aan de achterzijde van depressies aan-

getroffen. Het trekmaximum, dat zich aan de achterzijde van een depressiefamilie vertoont, beslaat in den regel een zeer groot gebied. Een dergelijk maximum is opgebouwd uit arctische of uit polaire lucht, die equatorwaarts stromend de depressiefamilie als het ware afsluit. Onder bepaalde omstandigheden verplaatst zich zo'n afsluitend hoge-drukgebied zo ver naar het zuiden, dat het geleidelijk de rol van een subtropisch maximum overneemt. De polaire lucht, waaruit het oorspronkelijke trekmaximum was opgebouwd, gaat daarbij geleidelijk in tropische lucht over. Fig. 52 geeft enige stadia van een dergelijke regeneratie van een subtropische anticyclon weer.

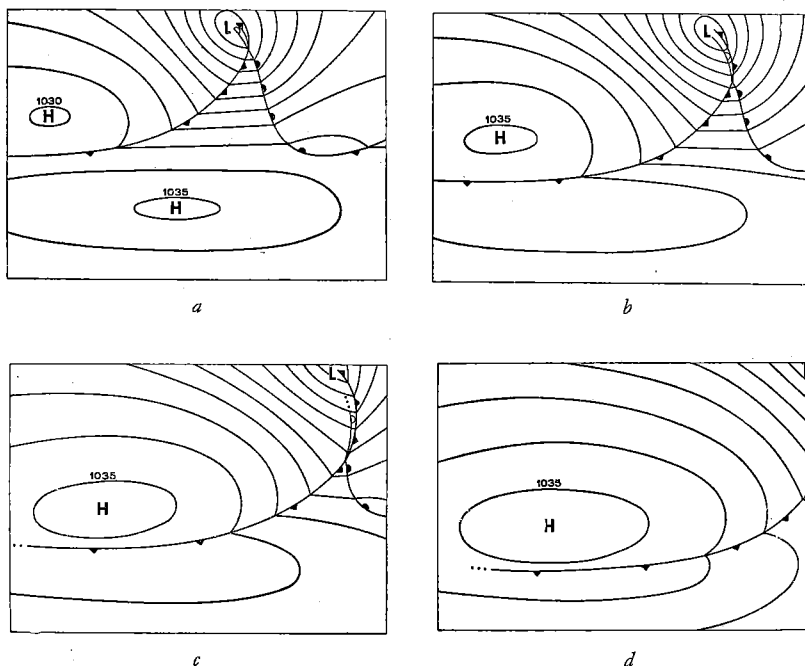


Fig. 52 Regeneratie van een subtropische anticyclon (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 256, 1942)

HOOFDSTUK VIII

TOEPASSING AAN BOORD

36. De weerkaart

De weerkaart bevatte vroeger in den regel alleen isobaren, welke een beeld gaven van de drukverdeling. Een goede, moderne weerkaart verschaft ons echter bovendien een overzicht van de fronten en de gebieden, waar de diverse luchtsoorten zich bevinden; ook de plaatsen, waar neerslag valt, zijn van duidelijk herkenbare tekens voorzien. De weerkaart bevat verder soms aanwijzingen omtrent geschatte of berekende verplaatsingen voor de eerstvolgende 24 uren van druksystemen en fronten.

Dergelijke kaarten worden bij de meteorologische diensten der verschillende landen verkregen door een grondige beschouwing van gegevens van diverse waarnemingsstations, welker berichten op symbolische wijze in kaart zijn gebracht. Het is daarbij gewenst te beschikken over een dicht net van stations, dat echter op de oceanen niet overal aanwezig is. Op de noordelijke Atlantische Oceaan is de toestand wel zeer verbeterd nu daar na de oorlog een aantal weerschepen op vaste plaatsen is gestationeerd. Desondanks blijft het net van waarnemingsstations op de Oceanen aanzienlijk minder dicht dan op het land het geval is. Men moet zich derhalve voor deze Oceaan-gebieden behelpen met vrij schaarse gegevens en de posities van druksystemen en fronten dienen dan dikwijls uit een vorige kaart te worden geëxtrapoléerd. Deze extrapolatie is des te moeilijker naarmate het tijdsverloop tussen twee weerkaarten groter is; het is dus noodzakelijk de weerkaarten met niet al te lange tussenpozen te tekenen. Aangezien een tijdsverloop van 24 of zelfs van 12 uren te lang is, wordt door de weerdiensten der verschillende landen altijd om de 6 uren een weerkaart samengesteld en door de meeste weerdiensten zelfs om de 3 uren.

Het spreekt vanzelf, dat er belangrijke redenen zijn, die het bezwaarlijk maken om aan boord op dezelfde wijze weerkaarten te tekenen. Zo zou de dagelijkse samenstelling van vier weerkaarten, inclusief het opnemen en het verwerken der hiervoor benodigde berichten, een volledige dagtaak vragen van twee mensen, die in het algemeen niet beschikbaar zullen zijn. Het zal de weerkaarttekenaar aan boord, die in den regel slechts eens per 24 uren een weerkaart kan samenstellen, meestal wel gelukken zich zelfstandig een overzicht te vormen van de ligging van druksystemen, doch het zal hem in den regel niet mogelijk zijn zelf fronten en luchtsoorten te ontdekken.

Dit betekent echter niet, dat het onmogelijk is aan boord een moderne weerkaart samen te stellen. Integendeel, vele meteorologische diensten stellen uit de door hen geconstrueerde weerkaart een code-telegram samen, dat in de weerberichten voor de scheepvaart mede wordt uitgezonden en na decodering aan boord gelegenheid geeft tot het tekenen van een goede kaart. Een dergelijke *analyse* bevat de positie van diverse druksystemen, fronten en isobaren en voorts gegevens omtrent de richting en snelheid der beweging van druksystemen en fronten. Behalve deze analyse bevat het weerbericht voor de scheepvaart ook de weerrapporten van een aantal landstations en schepen.

De officier, die met de meteorologische dienst is belast, kan met behulp van deze gegevens op eenvoudige wijze een weerkaart tekenen. Nadere aanwijzingen hiertoe worden in § 41 gegeven.

Het behoeft nauwelijks toelichting, dat het voor het verkrijgen van een juist beeld der weersituatie noodzakelijk is te beschikken over een goed begrip van de algemene principes der moderne meteorologie, zoals die in de vorige hoofdstukken zijn behandeld. Het is verder gewenst kennis te nemen van de technische bijzonderheden, welke in de volgende paragrafen zullen worden besproken.

37. Kentekenen van fronten op de weerkaart

De aanwezigheid van een front wordt op de weerkaart afgeleid uit verschillende kentekenen, welke hieronder achtereenvolgens zullen worden besproken. De aandacht wordt er op gevestigd, dat deze frontkenmerken afzonderlijk overal kunnen worden opgemerkt; men mag echter eerst tot het bestaan van een front in een bepaald gebied besluiten, indien verschillende frontkenmerken in diverse, lijnvormig gerangschikte, stations worden aangetroffen.

De eerste aanwijzing voor de aanwezigheid van een front wordt gegeven door een sprong in de windrichting, welke men met behulp van de waarnemingsresultaten van ten minste twee niet te ver van elkaar gelegen stations moet constateren. De sprong in de windrichting is een gevolg van de knik in de isobaren (zie § 22); men bedenke, dat deze knik altijd zodanig is, dat de kleinste hoek aan de zijde van de lage druk is gelegen en dat dus de windsprong hiermede in overeenstemming moet zijn.

Voorts is er in § 22 op gewezen, dat ook de windsnelheid aan het front een sprong kan vertonen. Meestal is deze sprong betrekkelijk klein en komt hij in het geheel niet in de in kaart gebrachte windsnelheid tot uitdrukking. In gevallen, waarin de windsnelheidsprong zo duidelijk is, dat men hem bij het vaststellen van de plaats van een front zou kunnen gebruiken, is de windrichtingsprong zo groot, dat deze toch nog altijd een veel beter kenteken voor de aanwezigheid van een front is.

Als tweede belangrijke indicatie wordt gebruikt het karakter van de luchtdrukverandering in de drie uren voorafgaand aan de waarneming (code a, zie bijlage I). Plotselinge overgang van daling in stijging, van stijging in sterkere stijging of van daling in minder sterke daling (dus de codecijfers 3, 5 en 6) duiden dan op een frontpassage, welke in de afgelopen drie uren heeft plaats gevonden. Dit moge op de volgende wijze worden toegelicht.

Fig. 53 (boven) geeft een naar rechts bewegend front met bijbehorend luchtdruksysteem aan. De waarnemer W zal dan aanvankelijk de luchtdruk zien dalen tot een waarde ($p + 5$) mbar, maar bij de frontpassage gaat de daling plotseling in een stijging over. Het barogram vertoont dus een knik en het ziet er in principe uit als in fig. 53 (onder) is aan-

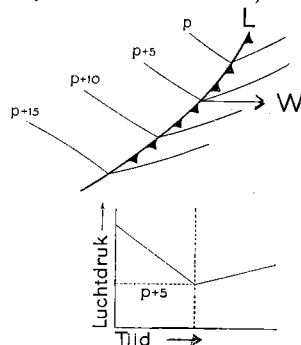


Fig. 53

Boven: front en isobarensysteem passeren de waarnemer W in de door het pijltje aangegeven richting. Onder: als gevolg hiervan wordt een drukverloop met een duidelijke „kink” geregistreerd (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie* I, blz. 154, 1942)

gegeven. De scherpte van deze knik is afhankelijk van het verloop der isobaren voor en achter het front. De hier besproken registrering kan bovendien nog worden beïnvloed door een algemene verandering van de luchtdruk, welke ter weerszijden van het front vrijwel in gelijke mate kan optreden en geen verband houdt met de frontverplaatsing. Figuur 54 geeft alle typische barogramkrommen weer, welke op de passage van fronten duiden; de punt van de knik wijst steeds naar de onderzijde van het diagram ¹⁾.

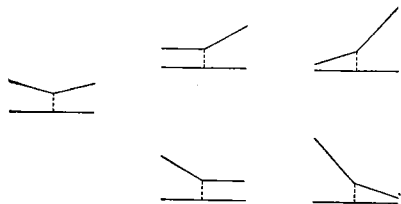


Fig. 54

Gedeelten van barogramkrommen, welke de passage van fronten karakteriseren (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 155, 1942)

Men mag natuurlijk niet over het hoofd zien, dat dergelijke knikken ook bij het passeren van zware buien en bij het voortrekken van frontenloze voren van lage druk kunnen optreden; het komt ook voor, dat voor *a* de codecijfers 3, 5 en 6 worden gemeld op grond van veranderingen, die hun oorsprong vinden in de dagelijkse gang van de luchtdruk.

Het derde aanknopingspunt vormt de neerslag, welks al of niet aanwezigheid men beoordeelt met behulp van het heersende weer (code ww, zie bijlage I). Langs de fronten wordt in den regel een

neerslagzone aangetroffen, breed en meestal vóór het front bij warmtefronten, smal en dikwijls ter weerszijden van het front bij de koufronten (vergelijk fig. 30 en 32 met 31 en 33). Soms wordt achter het warmtefront ook nog enige neerslag waargenomen. Evenals bij het koufront treft men bij het occlusiefrent meestal voor en achter het front neerslag aan.

Het weer in het afgelopen uur, het verleden weer en de afgetapte neerslaghoeveelheden (codes ww, W en RR; zie bijlage I) geven in gevallen, waarin de frontneerslag in een smalle zone voorkomt, dikwijls op betrouwbare wijze aan, welke stations door een front zijn gepasseerd.

Men dient bij de beschouwing van de neerslagverschijnselen nimmer uit het oog te verliezen, dat de gelijkmatige neerslag in lage-druksystemen veel op frontale neerslag kan gelijken.

In de vierde plaats let men bij het tekenen der fronten op de bewolking. Warmtefronten, die van regen vergezeld gaan, worden meestal gekenmerkt door een met fractonimbus gepaard gaand altostratus-nimbostratus-systeem, waarin zich voor de waarnemer onzichtbare cumulonimbi kunnen ontwikkelen. Van regen vergezeld koufronten gaan gepaard met een altostratus-nimbostratus-systeem of met cumulonimbi of met beide. Er komen ook wel fronten voor die geen neerslag geven. De aan deze fronten optredende bewolking bestaat uit een stratusdek; een goed frontkenmerk is deze stratus echter niet, daar hij eveneens karakteristiek is voor een warme massa.

Ook hier moet worden opgemerkt, dat de bovenbeschreven bewolkingscombinaties weer geen absolute frontindicatie geven, omdat ze ook voorkomen in frontenloze lage-druksystemen.

¹⁾ Verondersteld wordt, dat de barograaf de hoge luchtdrukwaarden aan de bovenkant en de lage waarden aan de onderkant van het diagram optekent.

Een vijfde hulpmiddel voor het bepalen van de plaats der fronten levert het bewolkt gedeelte. De warmtefrontbewolking bedekt de hemel meestal geheel; na de warmtefrontpassage kan de bewolking breken. Vóór het koufront is de bewolking dikwijls eveneens geheel gesloten, terwijl het wolkendeck op korte afstand achter het front dikwijls breekt.

Als zesde criterium moet de luchttemperatuur worden genoemd. Deze grootheid is echter dikwijls een weinig kenmerkend gegeven, in het bijzonder wanneer boven land ten gevolge van nachtelijke uitstraling bij zwakke wind lage nacht- en ochtendtemperaturen worden aangetroffen. Dergelijke lage nacht- en ochtendtemperaturen worden wegens de geringe dagelijkse temperatuur-gang boven zee niet waargenomen; daar bestaat echter weer het bezwaar, dat de opgegeven temperatuur ten gevolge van de eigen warmte van het schip een te hoge waarde kan hebben.

Als zevende belangrijke aanwijzing voor de aanwezigheid van een front kan boven zee het verschil tussen luchttemperatuur en zeewatertemperatuur dienen. Dit geldt in het bijzonder voor de over de Atlantische en Stille Oceaan gelegen polaire fronten, welke de scheiding vormen tussen polaire en tropische lucht. De polaire lucht is daar nl. vaak een koude massa (negatief verschil), de tropische lucht een warme massa (positief verschil), zodat het polaire front dan tussen schepen met negatieve en schepen met positieve verschillen doorloopt.

Hierbij aansluitend wordt opgemerkt, dat men wegens de geringe dagelijkse gang der oppervlaktetemperaturen grote waarde kan hechten aan de bewolkings- en neerslagverschijnselen, welke boven zee worden waargenomen; het is vrij zeker, dat een gebied met stratus-bewolking, mist en motregen (warme-massa-verschijnselen) door een front gescheiden moet zijn van een gebied met cumuli-forme bewolking en buien (koude massa-verschijnselen), ook al ontbreken verdere directe aanwijzingen voor het bestaan van een front.

Men verkeert soms in twijfel, of een op de weerkaart ingetekend front warmtefront dan wel koufront is.

Bij warmtefronten heeft in den regel de lucht voor het front een lagere temperatuur dan de lucht achter het front, terwijl vóór de warmtefronten in het algemeen een brede bewolkings- en neerslagzone wordt aange-troffen. Soms (en dan bijna uitsluitend boven land) is een warmtefront niet in staat een, op de aardbodem liggende, sterk afgekoelde luchtlaag weg te ruimen, zodat de warme lucht dan over deze koude grondlaag heen-glijdt. Men neemt dan aan de grond wel de neerslagverschijnselen van de frontpassage waar, doch de temperatuur stijgt niet.

Bij koufronten heeft de lucht voor het front doorgaans een hogere temperatuur dan de lucht achter het front, terwijl zich een smalle bewolkings- en neerslagzone langs het front bevindt. Zoals in § 27 is

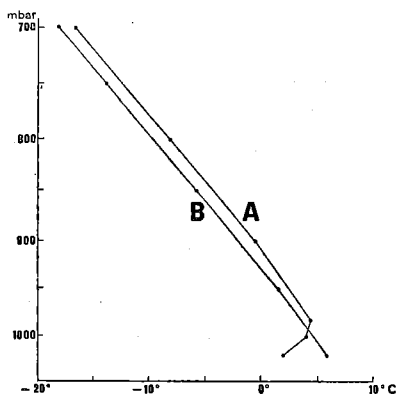


Fig. 55

Toestandskromme vóór (A) en na (B) de passage van een gemaskeerd koufront

beschreven, treedt bij de passage van sommige koufronten een plotselinge temperatuurstijging op, welke haar oorsprong vindt in de plaatselijk dalende bewegingen der koude lucht. Korte tijd na de frontpassage zakt de temperatuur weer.

Het kan echter ook voorkomen, dat bij de passage van een koufront een temperatuurstijging van meer „blijvende aard” wordt geregistreerd. Op de weerkaart is dan de temperatuur overal voor het front lager dan overal achter het front. Zulke „verkeerde” temperaturen treft men echter alleen aan in de onderste luchtslaag; op enige hoogte boven het aardoppervlak is de lucht voor het front warmer dan de lucht achter het front. In fig. 55 stelt A de toestandskromme van de lucht voor het front voor, B de toestandskromme van de lucht achter het front. Men ziet, dat aan het aardoppervlak voor het front een temperatuur van ongeveer 2°C en achter het front een temperatuur van ongeveer 6°C wordt aangetroffen. De voor het front gelegen lucht is tot het niveau, waar een luchtdruk van ongeveer 990 mbar heerst, warmer dan de lucht achter het front, daarboven is de lucht achter het front kouder. Het zou echter onjuist zijn op grond van de aan het aardoppervlak waargenomen temperaturen het front als warmtefront te beschouwen. De temperatuurverschillen der hogere luchtlagen beheersen de processen der wolken- en neerslagvorming en het is derhalve logisch het front te beschouwen als een koufront. Dergelijke *gemaskeerde* koufronten doen zich in hoofdzaak boven het land voor, aangezien daar bijv. door nachtelijke uitstraling de temperatuur nabij het aardoppervlak in de onbewolkte warme lucht bij afwezigheid van bewolking sterk kan dalen. Boven zee komen gemaskeerde koufronten slechts zeer zelden voor.

Men kan soms er over in twijfel verkeren, of een bepaald front als een warmtefront dan wel als een warmtefrontocclusie moet worden aangegeven. De beslissing hieromtrent dient met behulp van voorafgaande weerkaarten te worden genomen. Hetzelfde is het geval bij koufronten en koufrontocclusies.

38. De analyse-liniaal

Een eenvoudig instrumentje, de z.g. *analyse-liniaal*¹⁾, levert bij het analyseren van weerkaarten dikwijls veel gemak op. Men gebruikt deze analyse-liniaal:

- a. voor het schatten van de luchtverplaatsing in de eerstvolgende vier en twintig uren (uit deze verplaatsing kan, zoals uit de volgende paragraaf zal blijken, tevens de verplaatsing van een front worden afgeleid),
- b. voor het bepalen van de isobarenafstand uit de in een scheepsweerrapport gemelde windsnelheid en omgekeerd voor het afleiden van de heersende windkracht of windsnelheid boven zee bij bekende isobarenafstand,
- c. voor de beoordeling van de in een scheepsweerrapport opgegeven luchtdrukverandering.

De afmetingen van de analyse-liniaal moeten worden aangepast aan de te gebruiken weerkaart. In fig. 57 is op ware grootte een analyse-liniaal weergegeven, welke is ontworpen voor weerkaartformulieren in conforme kegelprojectie

¹⁾ Voor stuurlieden van meteorologisch-journaal houdende schepen, die weerkaarten tekenen, is voor zover de voorraad strekt een analyse-liniaal gratis bij de Filiaalinstellingen van het K.N.M.I. te Amsterdam en Rotterdam verkrijgbaar.

volgens Lambert met schaal 1 : 20 000 000 op 30° en 60° breedte¹⁾. Aan de hand van deze figuur zullen de constructie van de liniaal en haar verschillende toepassingsmogelijkheden achtereenvolgens worden besproken.

a. De windsnelheid is in de eerste plaats afhankelijk van de luchtdrukgradiënt. Verwaarloost men de wrijvingsinvloeden, welke bewegende lucht nabij het aardoppervlak ondervindt, dan geldt bij rechtlijnige isobaren:

$$v = \frac{G}{2 \omega \rho \sin \varphi}$$

waarin v de windsnelheid, G de luchtdrukgradiënt, ω de hoeksnelheid der aarde bij de wenteling om haar as, ρ de luchtdichtheid en φ de geografische breedte voorstelt. Er blijkt dus een evenredigheid te bestaan tussen windsnelheid en luchtdrukgradiënt; de evenredigheidsfactor is afhankelijk van de

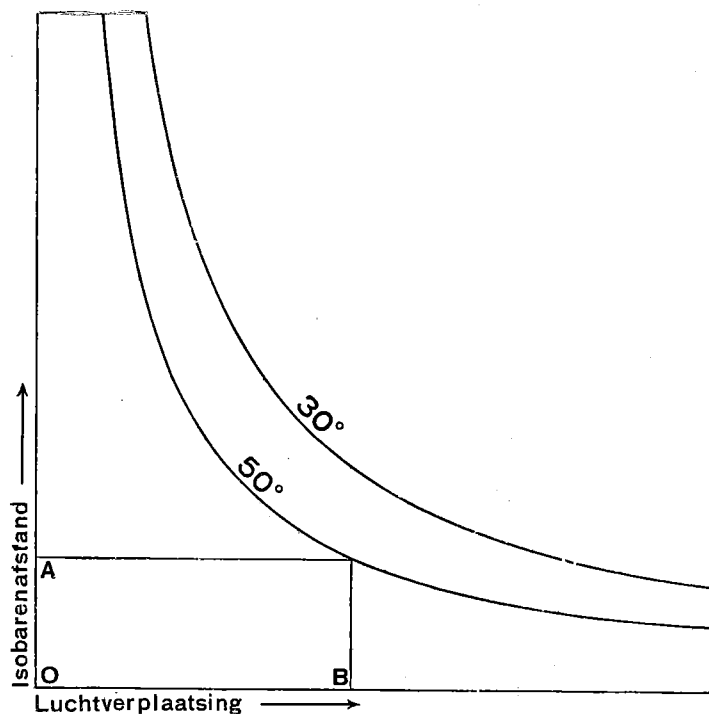


Fig. 56 Verband tussen isobarenafstand en luchtverplaatsing op breedten van 30° en 50° (naar VAN DUJNEN MONTIJN, *De Zee* 64, blz. 245, 1942)

geografische breedte. Aangezien de luchtdrukgradiënt omgekeerd evenredig is met de isobarenafstand, bestaat er ook een verband tussen de windsnelheid en de isobarenafstand, welk verband in fig. 56 tot uitdrukking is gebracht.

¹⁾ De bij de administratie van het tijdschrift „De Zee” verkrijgbare weerkaartformulieren van de verschillende oceanen en zeegebieden zijn op schaal 1 : 20.000.000 en volgens genoemde projectie getekend.

Wanneer men in een weerkaart voor twee om de 5 mbar getrokken isobaren op ongeveer 50° breedte een afstand OA vindt, dan geeft de luchtverplaatsing OB de weg aan, die, uitgezet op de kaart, in 24 uren door de lucht zou worden afgelegd. Behalve voor 50° geeft fig. 56 ook voor 30° breedte het verband tussen isobarenafstand en luchtverplaatsing weer.

De in fig. 57 afgebeelde analyse-liniaal¹⁾ heeft de in fig. 56 weergegeven grafiek voor 50° breedte tot grondslag. De vorm van de liniaal is nl. zodanig, dat de gebogen rechtse begrenzing geheel met deze grafiek overeenkomt. Zet men nu de uit de kaart genomen isobarenafstand van punt O naar boven uit, dan geeft de breedte van de liniaal op die hoogte de luchtverplaatsing in 24 uren aan.

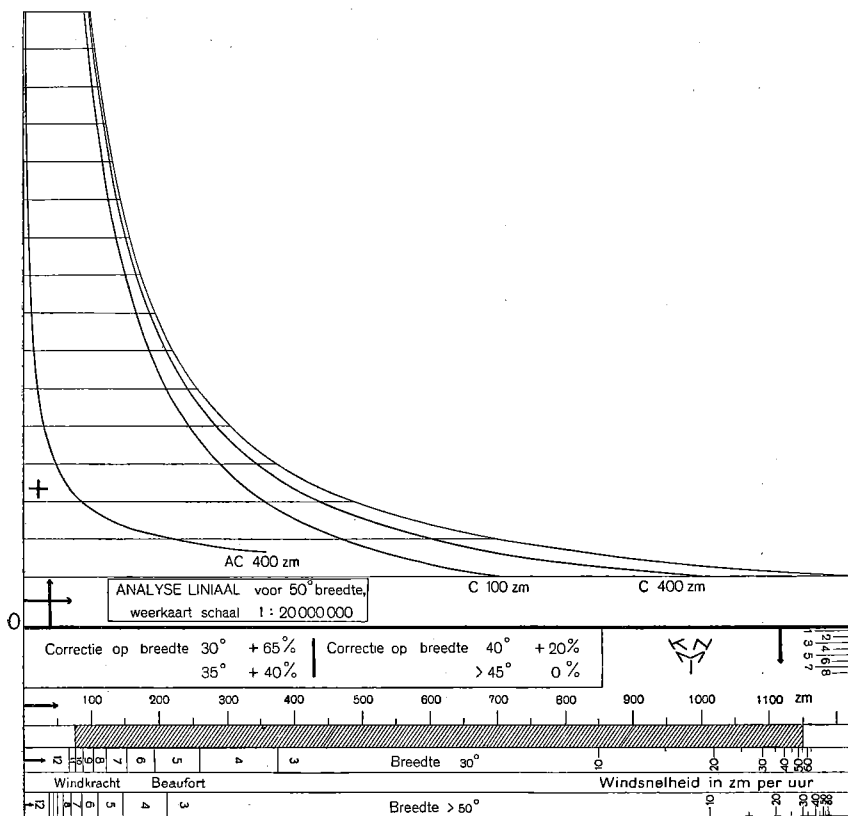


Fig. 57 Analyse-liniaal volgens Petterssen en Maurstadt (naar VAN DUJNEN MONTIJN, *De Zee*, 64, blz. 248, 1942)

De analyse-liniaal is, zoals uit het bovenstaande blijkt, geconstrueerd voor een breedte van 50°, doch zij kan op alle breedten tussen 45° en 70° zonder nadere correctie worden gebruikt. Voor breedten tussen 45° en 30° moet op de uitgemeten lucht-

¹⁾ Deze wordt vervaardigd van celluloid.

verplaatsing een correctie worden toegepast, welke op de liniaal is aangegeven; voor lagere breedten dan 30° kan de analyse-liniaal niet worden gebruikt.

Uit theoretische beschouwingen blijkt ¹⁾, dat, althans bij langzaam bewegende druksystemen, de luchtverplaatsing bij dezelfde gradiënt (dus bij dezelfde isobarenafstand) voor cyclonaal gekromde isobaren kleiner en voor anticyclonaal gekromde isobaren groter is dan bij rechtlijnige isobaren ²⁾. Bij gekromde isobaren moet dus een correctie worden toegepast. Voor cyclonaal gekromde isobaren met kromtestralen van 400 en 100 zm wordt de negatieve correctie weergegeven door de afstand tussen de rechterraand van de liniaal en de met C 400 zm, resp. C 100 zm, gemerkte krommen; bij de genoemde isobarenkrommingen wordt dan de luchtverplaatsing direct gegeven door de afstand tussen de linkerrand en de met C 400 zm en C 100 zm gemerkte krommen. Voor anticyclonaal gekromde isobaren met een kromtestraal van 400 zm wordt de positieve correctie gegeven door de afstand tussen de linkerrand van de liniaal en de kromme gemerkt AC 400 zm. De correcties behoren natuurlijk te worden gemeten op de hoogte, welke bij de desbetreffende isobarenafstand past.

De afgeleide verplaatsingen gelden, zoals boven reeds werd opgemerkt, voor gevallen, waarin men de wrijving kan verwaarlozen. Vandaar, dat men in de praktische dienst de analyse-liniaal dikwijls gebruikt om de luchtbeweging te beoordelen in luchtlagen boven 750 m, waar de wrijvingsinvloed nog slechts uiterst gering is. Wil men de analyse-liniaal gebruiken voor het bepalen van de luchtverplaatsing nabij het zeeoppervlak, dan dient men de gevonden verplaatsingen met 30—35 % te verminderen. Voor het bepalen van de luchtbeweging boven land is de analyse-liniaal niet geschikt; men zou de uit de liniaal afgeleide verplaatsingen moeten corrigeren met bedragen, die niet alleen van plaats tot plaats veranderen wegens de grote variaties, welke zich in de oneffenheden van het landoppervlak voordoen, doch die zich bovendien nog in de loop van de dag wijzigen.

b. Het onderste gedeelte van de analyse-liniaal omvat vier schaalverdelingen, welke op de te gebruiken kaarten het verband aangeven tussen de op zee waargenomen windkracht of windsnelheid en de isobarenafstand. Een bepaalde windkracht Beaufort hoort, althans op zee, bij een isobarenafstand, welke gelijk is aan de afstand van de linkerzijde der liniaal tot een punt in het gedeelte der linker schaalverdeling, waar deze windkracht is aangegeven. Een bepaalde windsnelheid, uitgedrukt in zeemijlen per uur, hoort op zee bij een isobarenafstand, welke gelijk is aan de afstand van de rechterzijde der liniaal tot het punt op de rechter schaalverdeling overeenkomende met deze windsnelheid. De bovenste schaalverdelingen gelden voor 30° breedte, de beide onderste voor 60° breedte. Deze laatste kunnen met voldoende nauwkeurigheid op breedten tussen 50° en 70° worden gebruikt; tussen 30° en 50° breedte kan tussen de schalen voor 30° en 50° worden geïnterpoleerd. Ook dit gedeelte van de analyse-

¹⁾ Zie hiervoor o.a. J. A. VAN DUIJNEN MONTIJN, Een gradiëntliniaal voor gebruik aan boord, *De Zee* 64 blz. 245, 1942.

²⁾ Men noemt de kromming van de isobaren cyclonaal, indien de holle kant der isobaren zich aan de zijde van de lagere druk bevindt; anticyclonaal, wanneer de holle kant zich aan de zijde van de hogere druk bevindt.

liniaal kan niet gebruikt worden op breedten lager dan 30° ¹⁾. De schaalverdelingen zijn berekend voor rechthoekige isobaren; bij dezelfde windkracht (-snelheid) past bij cyclonaal gekromde isobaren een kleinere isobarenafstand en bij anticyclonaal gekromde isobaren een grotere isobarenafstand dan bij rechthoekige isobaren. Omgekeerd kan met behulp van deze schaalverdelingen bij bekende isobarenafstand de windkracht (windsnelheid) op zee worden afgeleid, waarbij dan moet worden bedacht, dat de windkracht bij cyclonaal gekromde isobaren iets kleiner en bij anticyclonaal gekromde isobaren iets groter is dan de schaalverdelingen aangeven.

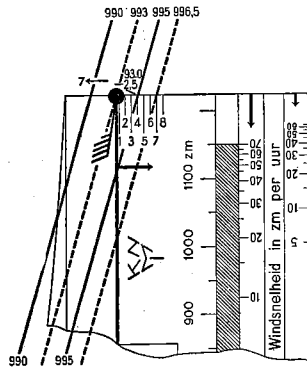


Fig. 58

Het gebruik van de analyse-liniaal bij de beoordeling van de invloed der scheepsverplaatsing op de aan boord waargenomen luchtdrukverandering in de drie uren, voorafgaande aan de waarneming

De schaalverdelingen zijn uitsluitend boven zee te gebruiken, aangezien bij de samenstelling met een gemiddelde wrijvingsinvloed boven zee rekening is gehouden. De wrijvingsinvloed is boven land zo veranderlijk, dat het niet mogelijk is dergelijke schaalverdelingen geldend voor het land te ontwerpen.

c. De schaal langs de staande rechterkant biedt de mogelijkheid uit de in de kaart aangegeven scheepskoers en uit het codecijfer voor v_s van de internationale code (vaart van het schip, zie bijlage I) de scheepsverplaatsing in drie uren op de weerkaart af te zetten. Uit fig. 58 blijkt, dat men daartoe de analyse-liniaal zodanig op de kaart moet leggen, dat de schaalverdeling van de plaats van het schip uit oploopt in een richting tegengesteld aan de koers (west); de plaats, waar men het codecijfer voor v_s (7 in fig. 58) vindt, geeft aan, waar het schip zich drie uren te voren bevond. Men heeft dit gegeven nodig om te beoordelen in hoeverre de door het schip waargenomen luchtdrukverandering een gevolg is van de eigen verplaatsing van het schip in het luchtdrukveld. Uitgaande van de geoorloofde onderstelling, dat de isobarenafstand in de afgelopen drie uren niet is veranderd, ziet men in fig. 58 duidelijk, dat ten gevolge van de scheepsverplaatsing aan boord een luchtdrukdaling van 3,5 mbar zou zijn waargenomen. Uit het feit, dat het schip slechts een daling van 2,5 mbar meldt, mag men concluderen, dat in werkelijkheid ter plaatse van het schip de luchtdruk in de afgelopen drie uren 1,0 mbar is gestegen.

Het zal zonder nadere toelichting duidelijk zijn, dat niet de door het schip gemelde daling van 2,5 mbar, doch wel de berekende stijging van 1,0 mbar van belang is voor de beoordeling van de weerkaart en de toekomstige weersomstandigheden.

¹⁾ De hier bedoelde schaalverdelingen in fig. 57 wijken belangrijk af van de overeenkomstige schaalverdelingen in de figuur van de analyse-liniaal gepubliceerd in *De Zee* 64 blz. 248, 1942. Een ingesteld onderzoek naar de isobarenafstanden bij bepaalde, door schepen gemelde, windkrachten, gaf aanleiding tot deze wijzigingen.

De analyse-liniaal bevat bovendien nog een zeemijlenschaal, welke is aangebracht langs de bovenkant van het in fig. 57 gearceerd aangeduide gedeelte, dat bedoeld is als uitsparing. Deze schaal kan tussen 20° en 65° breedte met voldoende nauwkeurigheid worden gebruikt voor het afpassen van afstanden op de kaart.

39. Het schatten van de verplaatsingen van fronten en druksystemen

De verplaatsing van een front is het gevolg van horizontale luchtverplaatsing. Een front is immers niet anders dan een denkbeeldige scheidingslijn aan het aardoppervlak tussen twee luchtsoorten met verschillende eigenschappen; deze scheidingslijn moet zich natuurlijk met dezelfde snelheid bewegen als het complex der beide luchtsoorten. Zo is het duidelijk, dat het front in fig. 59 in oostelijke richting zal trekken, aangezien de wind in beide luchtsoorten uit een westelijke richting komt.

In de vorige paragraaf werd beschreven, hoe men, bij verwaarlozing van de wrijving, de luchtverplaatsing bepaalt met behulp van de analyse-liniaal. Om nu onder gebruikmaking van de analyse-liniaal en eveneens bij verwaarlozing van de wrijving de verplaatsing van een front te schatten, bepaalt men de verplaatsing van de in de onmiddellijke nabijheid van het front gelegen warme of koude lucht

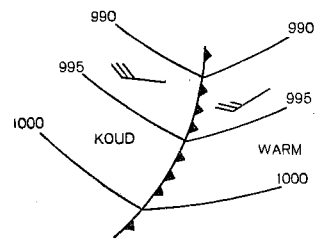


Fig. 59
Koufront, dat zich naar het oosten verplaatst.

(fig. 60). Bij het bepalen van de verplaatsing van het front (AB) uit de luchtverplaatsing van de warme lucht legt men de dikke streep CD van de liniaal langs een willekeurige isobaar in de warme lucht (995 mbar) en leest dan langs de naast lagere isobaar (990 mbar) in de warme lucht de afstand EF af, welke door de onmiddellijk rechts van het front gelegen lucht en dus ook door het front in 24 uren wordt afgelegd. De liniaal behoort zo dicht mogelijk tegen het front te worden aangeschoven; in fig. 60 valt het punt E samen met de snijding van isobaar en front.

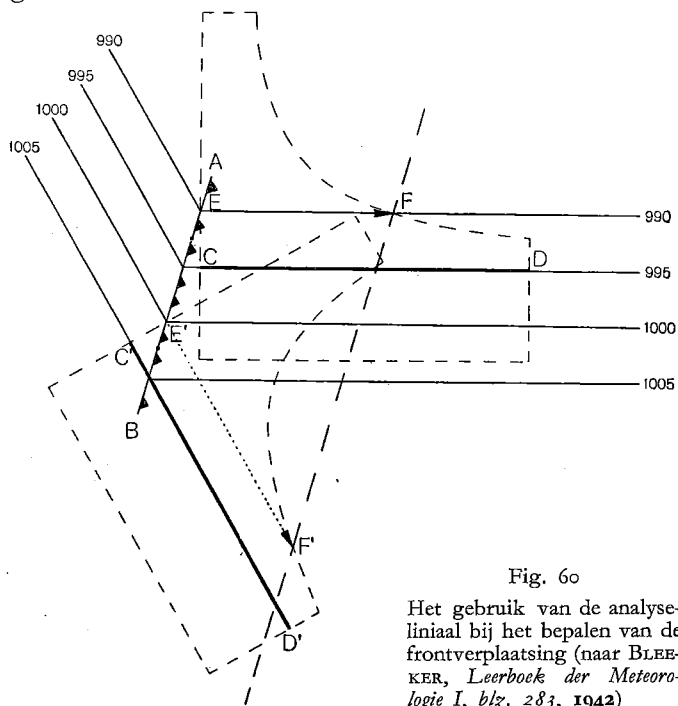


Fig. 60
Het gebruik van de analyse-liniaal bij het bepalen van de frontverplaatsing (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 283, 1942)

Men gaat op analoge manier te werk bij het bepalen van de frontverplaatsing uit de luchtverplaatsing van de koude lucht. In fig. 60 is de dikke streep van de liniaal C'D' langs de isobaar van 1005 mbar in de koude lucht gelegd, zodat de afstand E'F', afgelezen langs de 1000 mbar-isobaar, de luchtverplaatsing in de koude lucht aangeeft, dus ook de afstand, welke door het front in 24 uren wordt afgelegd.

Uit eenvoudige goniometrische overwegingen volgt, dat men bij gebruikmaking van de isobaren in de ene luchtsoort dezelfde frontverplaatsing vindt als bij gebruikmaking van de isobaren in de andere luchtsoort.

Uit dezelfde goniometrische overwegingen blijkt, dat men de frontverplaatsing ook kan afleiden door de dikke streep van de liniaal loodrecht op het front te plaatsen (fig. 61).

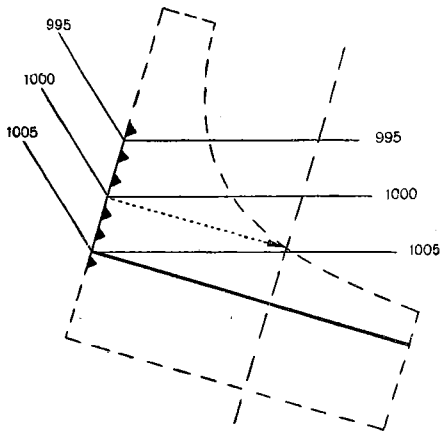


Fig. 61

Het gebruik van de analyse-liniaal bij het bepalen van de frontverplaatsing (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 285, 1942)

De in de fig. 60 en 61 getekende isobaren bezitten in elk der beide luchtsoorten onderling gelijke afstanden, waardoor ook de snijpunten tussen isobaren en front op gelijke afstanden liggen. Het gevolg hiervan is, dat alle punten van het front zich met dezelfde snelheid bewegen, waardoor het front zich evenwijdig aan zich zelf verplaatst. Meestal is de isobarenafstand in de luchtsoorten niet constant en verloopt dus ook de afstand der bovengenoemde snijpunten. De frontverplaatsing is dan het grootst in de gebieden, waar de isobaren het dichtst bij elkaar liggen, zodat het front zich niet evenwijdig aan zich zelf verschuift. Opgemerkt zij, dat men in dergelijke gevallen de

gevonden frontverplaatsing afzet van een punt uit, dat op het front midden tussen de beide gebruikte isobaren is gelegen. In fig. 60 zou dus bijv. de afstand EF van een punt uit, dat op het front tussen de isobaren van 995 en 990 mbar is gelegen, moeten worden afgezet; aangezien de isobarenafstand niet verloopt, maakt dit echter in dit geval geen verschil.

De isobarenafstand is soms zo klein, dat men de frontverplaatsing niet kan aflezen op de gebogen rechte begrenzing van de liniaal. Men kiest in dit geval als isobarenafstand de afstand tussen twee isobaren, die 10 mbar in waarde verschillen, en men bepaalt aldus op overeenkomstige wijze een frontverplaatsing over 24 uren door de gevonden afstand te verdubbelen.

De bovenstaande beschouwingen gelden in de onderstelling, dat de lucht bij haar beweging geen wrijving ondervindt. De afgeleide luchtverplaatsingen, en dus ook de frontverplaatsingen, zijn derhalve te groot; zij dienen te worden gereduceerd, mede in verband met andere complicerende factoren. Het is gebleken, dat boven zee een koufront (of een occlusie met koufrontkarakter) zich in 24 uren verplaatst over een afstand, welke ongeveer 90 % van de gevonden ver-

plaatsing bedraagt, een warmtefront (of een occlusie met warmtefrontkarakter) over een afstand, welke ongeveer 75 % van de gevonden verplaatsing bedraagt.

Bij het bovenomschreven gebruik van de analyse-liniaal is stilzwijgend verondersteld, dat de bestaande gradiënt gedurende de eerstkomende 24 uren niet verandert. Dikwijls wordt aan deze onderstelling niet voldaan; bij een snel uitdiepende depressie neemt de luchtdrukgradiënt toe en verplaatsen de fronten zich over een grōtere afstand dan men uit de analyse-liniaal bepaalt, terwijl bij opvullende storingen de luchtdrukgradiënt in de loop van de tijd afneemt, zodat de met de analyse-liniaal gevonden waarde soms aanzienlijk moet worden gereduceerd.

De analyse-liniaal kan niet worden gebruikt ter bepaling van de verplaatsing van de depressiekernen van frontale of thermische oorsprong of ter bepaling van de verplaatsing van hoge-drukgebieden, evenmin bij voren van lage druk en wiggen van hoge druk; de snelheid van deze systemen is nl. niet gebonden aan de luchtverplaatsing, maar hangt af van een groot aantal invloeden, waarvan sommige hun oorsprong in de hogere luchtlagen vinden.

Het verdient dikwijls aanbeveling de beweging van een druksysteem te bepalen door gebruik te maken van vorige weerkaarten, waarop dit druksysteem eveneens werd aangetroffen. Men gaat dan na, op welke plaatsen het druksysteem zich achtereenvolgens bevond, en men kan dan met voldoende zekerheid de toekomstige ligging extrapoleren. Zo is in fig. 62 een geval weergegeven, waarbij het centrum van een depressie zich successievelijk in de punten A, B, C en D bevond; de depressiebaan blijkt gekromd te zijn, terwijl de snelheid afneemt. Men mag nu met vrij grote zekerheid onderstellen, dat het depressie centrum zich na een volgende periode in punt P zal bevinden. Deze wijze van bepalen van de toekomstige ligging van het centrum wordt *extrapolatie uit de vrije hand* genoemd.

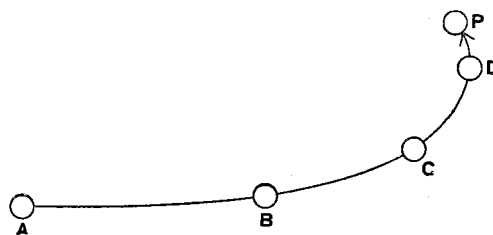


Fig. 62

Extrapolatie „uit de vrije hand” van de verplaatsing van een depressiecentrum (naar BLEEKER, *Leerboek der Meteorologie I*, blz. 279, 1942)

Wanneer men op een dergelijke wijze de verplaatsing van een druksysteem extrapoleert, moet altijd worden nagegaan, of „de weg voor het druksysteem vrij is”, d.w.z. of het druksysteem, dat aan het beschouwde voorafgaat, zich met ongeveer dezelfde snelheid heeft bewogen als het beschouwde systeem. Indien bijv. een depressiecentrum een stationair hoge-drukgebied nadert, treden sterke vertragingen op; de depressie buigt zich dan meestal poolwaarts, soms echter ook equatorwaarts af; het kan ook voorkomen, dat het centrum zich in twee afzonderlijke kernen splitst.

40. Enige praktische aanwijzingen

Men houde bij het tekenen van fronten en isobaren in de weerkaart rekening met de volgende praktische wenken.

a. Het kan voorkomen, dat men op grond van temperatuur-, wind- of neerslaggegevens fronten tekent op plaatsen, waar deze in werkelijkheid niet aanwezig zijn. Dergelijke foutief getekende fronten, die men gewoonlijk *schijnfronten* noemt, kan men van echte fronten onderscheiden door bestudering van hun verplaatsingssnelheid. Schijnfronten verplaatsen zich in den regel of in het geheel niet of zeer langzaam; de verplaatsing van echte fronten is gewoonlijk (in afhankelijkheid van het isobarenveld) groter; men kan haar met behulp van de analyse-liniaal beoordelen.

Op grond van de temperatuurwaarnemingen tekent men dikwijls schijnfronten langs kustlijnen, sneeuwgrenzen of grenzen van warme en koude zee-stromingen. Ook worden vaak schijnfronten geplaatst in troggen of voren

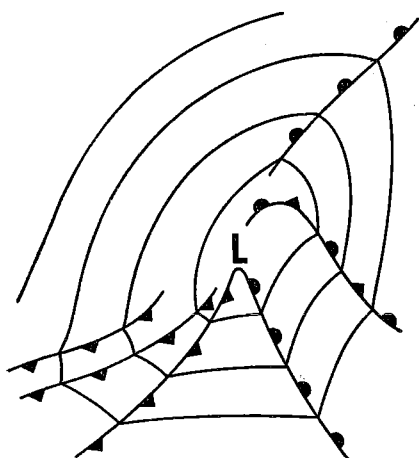


Fig. 63

Spinnwebconstructies moeten als onjuist worden beschouwd (naar SCHINZE, *Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte* 52, nr. 1, 1932)

van lage luchtdruk, hetgeen enigszins voor de hand ligt, omdat de weersverschijnselen, welke worden waargenomen bij de passage van een trog of een vore, veel gelijken op die, welke de passage van een front karakteriseren.

Het tekenen van schijnfronten kan leiden tot de z.g. *spinnwebconstructies*. Men verstaat hieronder de serie fronten en schijnfronten, welke als de draden van een web van het centrum eener depressie naar de rand worden getekend (fig. 63). In werkelijkheid gaat van het depressiecentrum in den regel slechts één front uit, nl. het occlusief front, dat uit een koufront en een warmtefront voortgekomen is. Soms wordt dit occlusief front wel door een oud occlusief front voorafgegaan, dat in den regel niet in het depressiecentrum eindigt, doch reeds op vrij grote afstand daarvan diffuus en onherkenbaar wordt.

Een enkele keer vertoont een depressie wel eens een secundair koufront, dat dan tijdelijk in de depressie-trog kan liggen. Men vermijde echter de veel gemaakte fout om het koufront in de trog te tekenen en dit als het oorspronkelijke koufront der depressie op te vatten. De depressie krijgt dan een veel te wijde warme sector; over het algemeen zijn de depressies verder geoccludeerd dan men denkt.

b. Men drage er zorg voor, dat er geen „stijve” fronten worden getekend. Onder „stijve” fronten worden fronten verstaan, welke zich van het depressiecentrum uit over honderden kilometers in vrijwel rechte lijn uitstrekken (fig. 64a). Dergelijke „stijve” fronten bestaan niet; het front verkrijgt altijd een gebogen verloop (fig. 64b), omdat het in de nabijheid van het depressiecentrum een grotere hoeksnelheid bezit dan aan de randen der depressie.

c. Het tekenen der isobaren boven de continenten stuit gewoonlijk niet op al te grote moeilijkheden, aangezien het waarnemingsnet hier vrij dicht is. De

gegevens der oceanen zijn echter veelal schaars, terwijl bovendien de ontvangen scheepsweerrapporten fouten kunnen bevatten ¹⁾, hetgeen, indien deze de luchtdrukopgave of plaatsbepaling betreffen, het tekenen van isobaren vrij ernstig kan bemoeilijken.

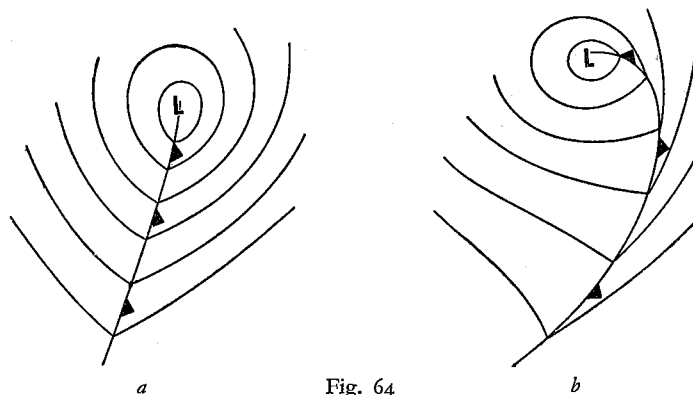


Fig. 64
Een front verloopt nooit stijf (a) doch altijd vloeiend (b) (naar SCHINZE,
Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte 52, nr. 1, 1932)

Men raadpleegt bij het tekenen der isobaren ook de windgegevens. Daarbij bedenke men, dat op zee de hoek tussen isobaar en windrichting 10 à 20 graden bedraagt. Uit de windsnelheid kan voorts de isobarenafstand worden afgeleid met behulp van de windschaalverdelingen op de analyse-liniaal.

De isobaren vertonen in één luchtsoort nooit grote kronkels of bochten. Daarom dient men er naar te streven een eenvoudig glad isobarensysteem op de kaart te tekenen, waarbij ook de onderlinge afstand der isobaren regelmatig verloopt.

d. Men doet er bij het tekenen goed aan de weerkaart te vergelijken met voorafgaande kaarten om na te gaan, of de fronten en de lage- en hogedrukgebieden zich regelmatig hebben verplaatst.

41. Samenstelling en gebruik van Weerberichten voor de Scheepvaart, welke ook een analyse bevatten.

De internationaal geldende regelingen van de Wereld Meteorologische Organisatie bevatten voorschriften betreffende de indeling en de samenstelling van de radiografisch uitgezonden weerberichten bestemd voor de schepen van de grote vaart. Ook de te gebruiken codes worden hierin voorgescheven. Ingevolge deze voorschriften zal een weerbericht voor de scheepvaart bestaan uit de volgende delen:

- I Stormwaarschuwingen
- II Algemeen overzicht van de weersgesteldheid in het gebied, waarop de verwachting betrekking heeft
- III Weersverwachtingen

¹⁾ Deze fouten vinden hun oorsprong in vergissingen, die bij de vaak ingewikkelde radiotelegrafische, telegrafische of telefonische overbrenging der scheepsberichten worden gemaakt.

IV	(facultatief)	Weerkaartanalyse
V	„	Selectie van scheepsweerrapporten
VI	„	Selectie van weerrapporten van landstations
VII	„	Aanvullende scheepsweerrapporten
VIII	„	Aanvullende weerrapporten van landstations
IX	„	Gegevens van de bovenlucht
X	„	Weerrapporten van vliegtuigen

Ad. deel I, II, III. Deze delen worden in klare tekst uitgesoend in de taal van het land, dat de uitzending verzorgt en bovendien in de Engelse taal. Deel I begint altijd op een vaste tijd en wordt onmiddellijk gevolgd door de delen II en III. De andere delen van het weerbericht kunnen zowel aan de delen I, II en III voorafgaan als daarop volgen, doch de tijd, waarop met de uitzending van deel I een aanvang wordt gemaakt, zal niet worden gewijzigd.

Ad. deel IV. De weerkaartanalyse wordt gecodeerd in de verkorte vorm van de „International Analysis Code” (IAC Fleet) en kan betrekking hebben zowel op een actuele, als op een verwachte weerkaart. Een beschrijving van de IAC Fleet is als Bijlage II opgenomen.

Ad. deel V. Deze scheepsweerrapporten zullen in elk geval bestaan uit de eerste 5 groepen van het scheepsweerrapport, nl.:

YQL_aL_aL_a L_oL_oL_oGG Nddff VVwwW PPPTT

Ad. deel VI. Deze weerrapporten van landstations zullen in elk geval bevatten de eerste groepen van het synoptisch weerrapport en kunnen in een der twee volgende vormen worden gegeven:

(999II) iii Nddff VVwwW PPPTT
of Iiii Nddff VVwwW PPPTT

Ad. deel VII, VIII, IX, X. Deze delen van het scheepsweerbericht zijn bedoeld om aan schepen, waarop zich een meteorologische staf bevindt, gelegenheid te geven volledige weerkaarten te tekenen. Deze delen zullen hier verder niet worden beschouwd.

De betekenis van de in de weerrapporten van schepen en landstations voorkomende codeletters is hieronder in alfabetische volgorde gegeven. De voor de decodering benodigde codes zijn in Bijlage III opgenomen.

dd windrichting
ff windsnelheid
GG tijd van waarneming
II bloknummer landstation ¹⁾
iii stationsindex landstation ¹⁾
L_aL_aL_a geografische breedte
L_oL_oL_o geografische lengte

¹⁾ Elk landstation heeft een indexnummer van de vorm Iiii, hierin is II het bloknummer en iii de stationsindex. Alle in een bepaald land of bepaalde landstreek gelegen stations hebben hetzelfde bloknummer; de groep 999II wordt voor achtereenvolgende stations met hetzelfde bloknummer slechts eenmaal gegeven.

N	totaal bewolkt gedeelte
PPP	luchtdruk
Q	aardoctant
TT	luchttemperatuur
VV	horizontaal zicht
W	verleden weer
ww	weer op het ogenblik van waarneming en algemeen karakter van het weer in het afgelopen uur
Y	dag van de week

Een voorbeeld van een Weerbericht voor de Scheepvaart met een bespreking van de uitwerking volgt hieronder.

Zaterdag 15 januari 1949, 00.00 GMT.

Deel IV, weerkaartanalyse

10001	33388	01500	81396	04160	00050	70418	88707	04758	70527	81272
05745	20435	85123	07326	71238	85244	04415	53004	66463	04165	00050
04259	00007	71219	66440	03762	04058	00008	04259	00007	70425	66100
04259	00007	03546	00005	04036	00089	70415	66452	04036	00089	05331
00005	05939	00027	20539	66963	05939	00027	05745	00002	00547	66141
05939	00027	06030	00030	05204	00060	20720	44000	04262	03959	04157
04260	00030	04262	44980	05545	05837	00050	05938	00070	05948	05545
44000	05532	06026	06345	06953	00055	06058	05146	05532	44000	37310
36703	00055	36208	44020	03339	03840	04243	04438	00075	04434	00005
05714	06620	06833	07933	06810	05902	35503	00005	44040	03922	04125
00052	04813	00020	04301	04208	00055	03922	98755	05449	05142	05539
05743	19191									

Deel V, selectie van scheepsweerrapporten

73660	02000	72953	87851	03350
70620	33000	80940	97612	96002
70600	20000	81123	97026	12707
70565	51000	83337	95717	87151
70562	32300	82130	96026	96209
70556	30500	81730	96515	01710
70538	18500	82028	97022	22912
70517	43500	62452	95608	96505
70497	16500	22318	97021	38711
70488	28200	61829	98022	23714
70485	50700	32612	98011	09052
70480	10000	82713	98032	39712
70472	46000	42418	98021	14902
70454	55700	52310	98021	10052
70452	52900	32214	98012	11700
70450	45000	72006	98031	18304
70448	39000	42716	98031	19913

70440	09500	83305	98022	42512
70433	11600	80000	98032	42112
70414	60000	82515	95216	96006
70414	59100	91530	97625	96212
70409	63200	83224	96822	01011
70408	51800	40917	98036	12013
70390	17000	80520	97022	38814
70377	54400	81312	98030	06615
70368	31400	71316	97031	32517
70362	34700	61028	97025	28717
70353	13300	10418	97021	33119
70350	43500	22202	97011	14018
70340	52000	80211	98026	06417

Deel VI, selectie van weerrapporten van landstations

99901					99907			
001	73318	98028	15159		027	82615	40505	30810
009	60330	81158	84100		121	82811	96502	34110
203	83444	32158	07702		200	82915	97602	38110
403	73437	97188	10004		600	62708	40002	40310
99903					99908			
005	43418	82012	18802		545	00904	81000	36410
075	63109	81278	23001		536	00206	81001	35810
100	72904	81022	25906		554	00000	98000	34110
262	32905	40011	26105		515	71104	83022	37214
302	80000	24526	29107		506	31618	98021	35715
497	42706	20051	25806		503	71421	97022	33516
604	82613	81022	30511		99960			
856	82909	81032	30910		155	00000	80020	29408
804	82820	82025	35010		99972			
903	90000	03516	28106		904	23217	81017	10772
962	72616	32206	31610		907	00000	64020	20981
99904					816	02707	82017	10671
330	01005	99000	20575		809	43213	81011	04759
349	80000	82000	21971		801	62209	81020	10356
360	80505	75227	11556		820	02705	83000	20774
280	80518	80707	85452		717	02710	81020	14164
230	80603	20032	96657		706	82710	81032	11161
210	60703	79707	06166		603	83614	81027	13057
063	71809	82022	22860		600	90221	04737	05453
007	80000	99022	19457		99974			
018	80308	83022	16552		090	22202	81011	08383
99906								
011	43202	97011	21951					

Voor het tekenen van weerkaarten op zee kan gebruik worden gemaakt van daarvoor bestemde weerkaartformulieren. Door het K.N.M.I. zijn ontworpen formulieren voor weerkaarten op een schaal van 1 : 20.000.000 van de

Noord Atlantische Oceaan,	Zuid Atlantische Oceaan,
Middellandse Zee,	Noord Indische Oceaan,
Zuid Indische Oceaan,	Chinese Zee,
Noord Stille Oceaan (Westblad en Oostblad),	
Zuid Stille Oceaan (Westblad en Oostblad).	

Deze weerkaartformulieren zijn uitgegeven door samenwerking van de „Nederlandse Redersvereniging” met de Stichting „De Zee” en verkrijgbaar bij de Administratie van het tijdschrift „De Zee”, Amsterdam.

Op de formulieren zijn de bloknummers en de stationsindices van de voornaamste landstations aangegeven.

Men begint de uitwerking van een dergelijk Weerbericht voor de Scheepvaart met het in kaart brengen van de weerkaartanalyse (deel IV). Men doet verstandig alvorens met het decoderen van deel IV te beginnen, eerst, bv. met rood potlood, de inleiding en de verschillende afdelingen en secties van elkaar te scheiden. Met behulp van de in Bijlage II opgenomen symbolische vorm van de IAC (Fleet) kan dit gewoonlijk gemakkelijk geschieden. In twijfelgevallen kan het soms nodig zijn enkele groepen eerst te decoderen. Vervolgens schrijft men het bericht over, maar nu de verschillende afdelingen en secties gescheiden en ingedeeld naar kencijfergroep, positiegroepen en bewegingsgroep. Men voorziet de secties tevens van een doorlopend nummer.

Het bericht ziet er dan als volgt uit:

Inleiding	10001	33388	01500		
	Sectie	Kencijfer-	Positiegroepen		Bewegings-
	No.	groep			groep
Afdeling	}	1	81396	04160 00050	70418
druk-		2	88707	04758	70527
systemen		3	81272	05745	20435
		4	85123	07326	71238
		5	85244	04415	53004
		6	66463	04165 00050 04259 00007	71219
		7	66440	03762 04058 00008 04259 00007	70425
Afdeling	}	8	66100	04259 00007 03546 00005 04036 00089	70415
fronten		9	66452	04036 00089 05331 00005 05939 00027	20539
		10	66963	05939 00027 05745 00002	00547
		11	66141	05939 00027 06030 00030 05204 00060	20720
		12	44000	04262 03959 04157 04260 00030 04262	
		13	44980	05545 05837 00050 05938 00070 05948 05545	
Afdeling	}	14	44000	05532 06026 06345 06953 00055 06058 05146 05532	
isobaren		15	44000	37310 36703 00055 36208	
		16	44020	03339 03840 04243 04438 00075 04434 00005 05714	
		17	44040	06620 06833 07933 06810 05902 35503 00005	
Afdeling	}		03922 04125 00052 04813 00020 04301 04208 00055 03922		
gebieden					
met	}				
opvallende		18	98755	05449 05142 05539 05743	
weersver-					
schijnselen					
Slotgroep	19191				

Men decodeert nu de verschillende groepen, waarbij men de gegevens vervat in de kencijfergroepen en de bewegingsgroepen, voorzien van het nummer der betreffende sectie, op een afzonderlijk blad papier noteert. De positiegroepen kunnen dadelijk als een punt met potlood in de weerkaart worden gezet, eveneens voorlopig voorzien van het betreffende sectienummer. Heeft men een afdeling afgewerkt, dan worden de fronten of isobaren voorlopig met potlood geschetst.

Indien men nog niet voldoende ervaring heeft, is het wellicht beter de positiegroepen ook eerst op het blad papier te decoderen. Men krijgt dan het volgende beeld.

Inleiding.

De analyse heeft betrekking op de actuele weerkaart van de 15e van de maand, oo uur GMT. De positiegroepen zijn gecodeerd in de vorm $QL_aL_aL_oL_o$.

Afdeling druksystemen

- Sectie n°. 1. Lage-drukgebied, dat dieper wordt, met een druk van 996 mb, ligt op $41^{\circ}.5$ N, $60^{\circ}.0$ W.
Het bezit een versnelde beweging in de richting N 40° E, snelheid thans 18' per uur.
- Sectie n°. 2. Zadelgebied, onder invloed van een algemene drukstijging, druk 1007 mb, op 47° N, 58° W. Beweging versneld N 50° E, 27'.
- Sectie n°. 3. Lage-drukgebied, dat weinig verandert, druk 972 mb, op 57° N, 45° W. Beweging weinig veranderend, N 40° E, 35'.
- Sectie n°. 4. Hoge-drukgebied, zwakker wordend, druk 1023 mb, op 73° N, 26° W. Beweging versneld, N 120° E, 38'.
- Sectie n°. 5. Hoge-drukgebied, dat weinig verandert, druk 1044 mb, op 44° N, 15° W. Afbuigend naar links, N 300° E, 4'.

Afdeling fronten

- Sectie n°. 6. Koufront, matig, toenemend, gebied met frontale verschijnselen wordt groter, van $41^{\circ}.5$ N, $65^{\circ}.0$ W naar $42^{\circ}.0$ N, $59^{\circ}.7$ W. Beweging versneld, N 120° E, 19'.
- Sectie n°. 7. Koufront, matig, afnemend, van 37° N, 62° W over $40^{\circ}.0$ N, $58^{\circ}.8$ W naar $42^{\circ}.0$ N, $59^{\circ}.7$ W. Beweging versneld, N 40° E, 25'.
- Sectie n°. 8. Warmtefront, van $42^{\circ}.0$ N, $59^{\circ}.7$ W over $35^{\circ}.0$ N, $46^{\circ}.5$ W naar $40^{\circ}.8$ N, $36^{\circ}.9$ W. Beweging versneld, N 40° E, 15'.
- Sectie n°. 9. Koufront, matig, weinig verandering, gebied met frontale verschijnselen verandert weinig, van $40^{\circ}.8$ N, $36^{\circ}.9$ W over $53^{\circ}.0$ N $31^{\circ}.5$ W naar $59^{\circ}.2$ N, $39^{\circ}.7$ W. Beweging weinig veranderend N 50° E, 39'.
- Sectie n°. 10. Occlusie, matig, toenemend, gebied met frontale verschijnselen wordt groter, van $59^{\circ}.2$ N, $39^{\circ}.7$ W naar $57^{\circ}.0$ N, $45^{\circ}.2$ W. Beweging N 50° E, 47'.
- Sectie n°. 11. Warmtefront, matig, afnemend, gebied met frontale verschijnselen wordt kleiner, van $59^{\circ}.2$ N, $39^{\circ}.7$ W over $60^{\circ}.3$ N, $30^{\circ}.0$ W naar $52^{\circ}.6$ N, $4^{\circ}.0$ W. Beweging weinig veranderend, N 70° E, 20'.

Afdeling isobaren

- Sectie n°. 12. Isobaar van 1000 mb loopt van 42° N, 62° W over 39° N, 59° W—41° N, 57° W en 42°.3 N, 60°.0 W weer naar 42° N, 62° W.
- Sectie n°. 13. Isobaar van 980 mb loopt van 55° N, 45° W over 58°.5 N, 37° W—59°.7 N, 38° W en 59° N, 48° W weer naar 55° N, 45° W.
- Sectie n°. 14. Isobaar van 1000 mb loopt van 55° N, 32° W over 60° N, 26° W—63° N, 45° W—69°.5 N, 53°.5 W—60° N, 58° W en 51° N, 46° W weer naar 55° N, 32° W.
- Sectie n°. 15. Isobaar van 1000 mb loopt van 73° N, 10° E over 67°.5 N, 3°.5 E naar 62° N, 8° E.
- Sectie n°. 16. Isobaar van 1020 mb loopt van 33° N, 39° W over 38° N, 40° W—42° N, 43° W—44°.7 N, 38°.5 W—44° N, 34°.5 W—57° N, 14° W—66° N, 20° W—68° N, 33° W—79° N, 33° W—68° N, 10° W en 59° N, 2° W naar 55° N, 3°.5 E.
- Sectie n°. 17. Isobaar van 1040 mb loopt van 39° N, 22° W over 41°.5 N, 25°.2 W—48°.2 N, 13° W—43° N, 1° W en 42°.5 N, 8°.5 W weer naar 39° N, 22° W.

Afdeling gebieden met opvallende weersverschijnselen

- Sectie n°. 18. Gebied met storm begrensd door een lijn lopende over de punten 54° N, 49° W—51° N, 42° W—55° N, 39° W en 57° N, 43° W.

Aan de hand van het bovenstaande overzicht zal het in kaart brengen van de analyse niet veel moeilijkheden meer opleveren. Men denke eraan, dat zowel fronten als isobaren vloeiend door de gegeven punten moeten worden getrokken; isobaren mogen alleen aan de fronten knikken vertonen.

Alvorens nu over te gaan tot het trekken van de niet gegeven tussenliggende isobaren, wordt eerst een aantal weerrapporten van schepen en van landstations in kaart gebracht. Men kiest hiertoe uit de selectie van scheepsweerrapporten (deel V) en uit de selectie van weerrapporten van landstations (deel VI) die schepen en stations, van welke men denkt, dat zij dienstig zullen zijn om de ontbrekende isobaren te tekenen en de weerkaart te completeren. Ook zet men in de kaart de scheepsweerrapporten van de schepen, welke liggen in de omgeving van de route, welke men zelf denkt te nemen. Voor de wijze, waarop het in kaart brengen van deze weerrapporten kan geschieden, wordt verwezen naar Bijlage III.

Hierna behoeft de kaart nog slechts afgemaakt te worden door de ontbrekende isobaren te tekenen. Men wenne zich aan, de isobaren steeds om de 5 mb te tekenen, en late nimmer een isobaar weg, ook niet als de tekening door het trekken van de isobaar erg vol zal worden. Men heeft dan het voordeel, dat men zich op den duur door een enkele blik op een weerkaart een goede voorstelling kan maken van de heersende windkrachten op verschillende plaatsen. Trekt men de isobaren dan eens om de 5, dan weer om de 10 mb, dan gaat dit voordeel verloren ¹⁾.

¹⁾ Het komt echter wel voor, dat in de analyse van sommige buitenlandse weerdiensten isobaren gegeven worden van een luchtdrukwaarde, welke geen vijf-voud is. Als dit het geval is, wordt het moeilijk om aan de hierboven gegeven raad te voldoen.

Bij het tekenen van de tussenliggende isobaren houde men voorts rekening met een regelmatige verdeling, waarbij de luchtdrukken van de verschillende in kaart gebrachte waarnemingsstations leiding geven.

Fig. 65 (uitslaande kaart) stelt de aan de hand van het bovenstaande weerbericht uitgewerkte weerkaart voor; hierin zijn alle in de delen V en VI voorkomende weerrapporten van schepen en landstations opgenomen. De in de cirkeltjes geplaatste nummers geven de overeenkomstige secties uit de analyse aan.

Ook deze kaart is op schaal 1 : 20.000.000 zodat hierop de analyse-liniaal kan worden gebruikt. Met behulp van deze liniaal is de vermoedelijke verplaatsing van een tweetal fronten in de eerstvolgende 24 uren bepaald en door pijlen aangegeven. Ook de in de analyse gegeven bewegingsrichting en -snelheid kunnen worden geraadpleegd. Voor wat betreft de fronten hebben deze gegevens betrekking op het midden van het in de sectie aangegeven frontgedeelte.

De aandacht wordt nog gevestigd op het volgende. De bewegingsrichting en -snelheid van een druksysteem geven „koers en vaart” van het centrum van dat systeem, waarmee men de baan van een dergelijk centrum in de kaart zou kunnen tekenen. Bij fronten is dit anders. Een front is immers een lijn en niet een bepaald punt in de kaart. Zoals reeds in § 39 werd besproken kan men de verplaatsing van een front in verschillende richtingen bepalen; uiteraard vindt men in verschillende richtingen ook verschillende snelheden. Van het warmtefront uit sectie 11 is in fig. 65 de verplaatsing in twee verschillende richtingen aangegeven. Ook de in de analyse gegeven verplaatsing van de depressiekern uit sectie 3 is in de kaart afgezet en uit de drie getekende pijlen krijgt men een indruk hoe het front over 24 uren ongeveer zal verlopen.

Het is zeer moeilijk zich een juist beeld te vormen van de weerkaart na verloop van 24 uren indien althans geen analyse van de verwachte weerkaart is bijgevoegd. Het uiterlijk van de kaart zal immers geheel veranderd zijn, niet alleen verplaatsen de fronten en druksystemen zich, maar de depressies occluderen bovendien. Zo zal de depressie, welke op de weerkaart een groot deel van de Noord Atlantische Oceaan beslaat, na 24 uren grotendeels geoccludeerd zijn.

Nu is het voor de gebruiker van de weerkaart aan boord niet nodig zich een voorstelling te maken van de gehele weerkaart na 24 uren. Volstaan kan worden met dat gedeelte, dat voor het schip zelf van belang is.

In het weerbericht, dat hier als voorbeeld gediend heeft, zijn vele punten in de analyse met behulp van de groep $000L_aL_o$ tot op tienden van graden gegeven. Het is ook mogelijk, dat de Meteorologische Dienst, welke het bericht opmaakt, geen gebruik maakt van de groep $000L_aL_o$ en de punten slechts afgerond tot op gehele graden geeft. Men houde dan in het oog, dat de fronten en isobaren niet precies door de gegeven punten behoeven te lopen; men heeft dan immers steeds een halve graad speling naar beide kanten en het kan nodig zijn hiervan gebruik te maken ten einde een vloeiend verloop van fronten en isobaren te krijgen.

In het hier besproken voorbeeld valt het punt $79^\circ N, 33^\circ W$, voorkomende in sectie n°. 16, buiten het gebied van de kaart (fig. 65). Dit is echter geen groot bezwaar; men kan met behulp van dit gegeven toch vrij goed het verloop van de in sectie n°. 16 gegeven isobaar vaststellen en men breekt dan de isobaar aan de rand van de kaart af.

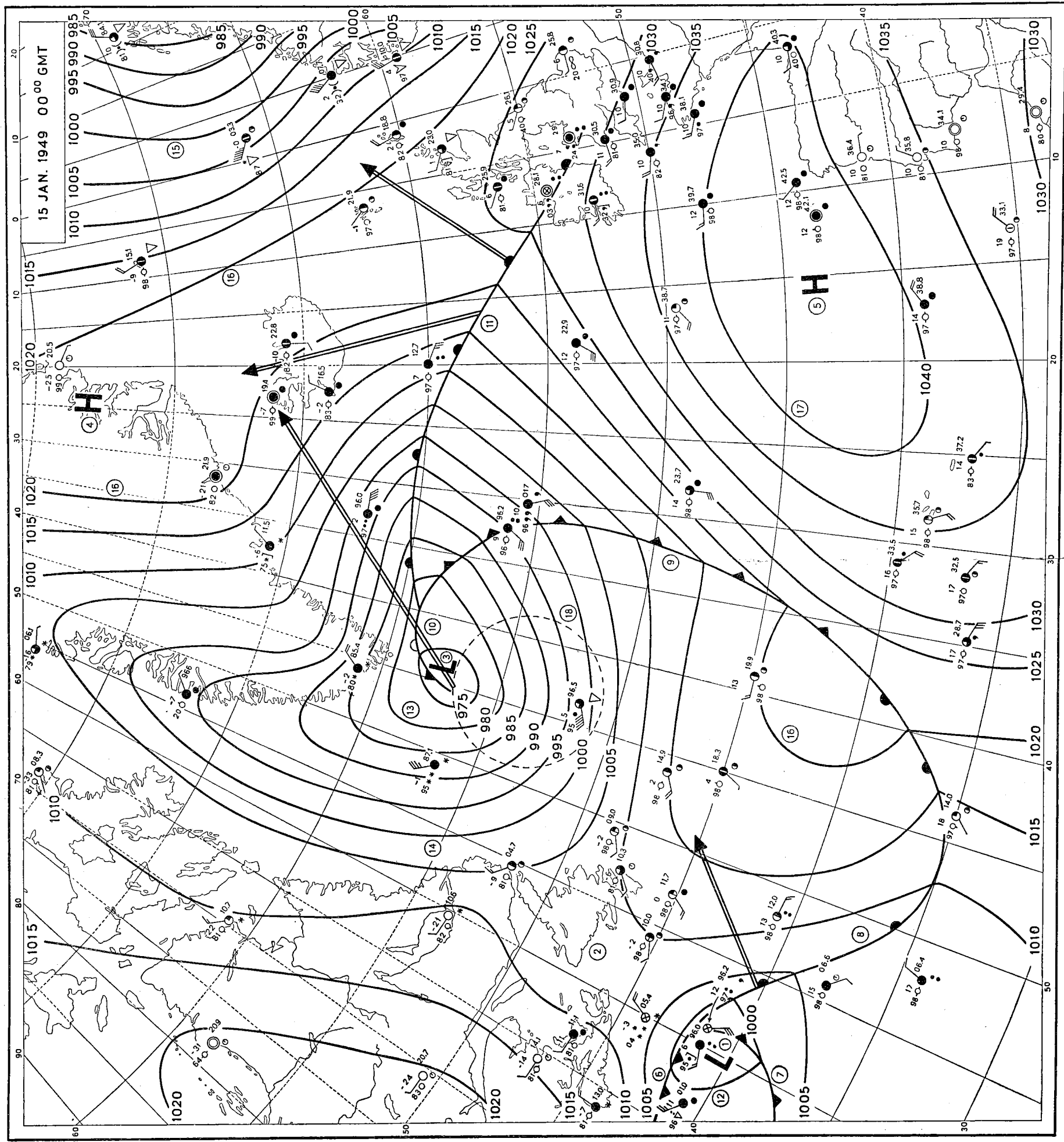


Fig. 65 Weerkaart van 15 januari 1949, 00.00 GMT, samengesteld met behulp van een Weerbericht voor de Scheepvaart

Hieronder worden nog enige weersverwachtingen besproken voor sommige der op de kaart voorkomende schepen, waarbij is aangenomen, dat deze een westelijke koers sturen.

a. Schip op 60° N, 20° W. Wind 110° , 23' (6 Bf.), heeft regen gehad tussen 18 en 23 uur van 14 januari, na 23 uur is het droog geweest en het uiterlijk van de lucht is weinig veranderd, steeds vrijwel geheel bewolkt. Het zicht is 5—10', luchtdruk 1012.7 mb, temperatuur 7° .

Het warmtefront (sectie 11) zal het schip zeer binnenkort passeren, waarbij weer regen zal vallen en de wind naar z ruimt zonder veel van kracht te veranderen. Het zicht zal afnemen tot 2—5', de temperatuur stijgt iets. In de warme sector blijft het regenachtig, de z-lijke wind neemt geleidelijk toe tot 7 Bf. Het koufront (sectie 9) zal vermoedelijk tussen 10 en 12 uur passeren, hetgeen weer met regen gepaard gaat. De wind ruimt bij de frontpassage naar zw en zal geleidelijk verder ruimen naar w en in kracht toenemen tot 8 Bf. Het weer wordt buig, het zicht verbetert tot boven 5', terwijl de temperatuur weer daalt.

b. Schip op $51^{\circ}.7$ N, $43^{\circ}.5$ W. Storm uit richting 240° , 52' (10 Bf.). Buiig weer met lichte regen op het ogenblik van waarneming, zicht 1—2', luchtdruk 996.5 mb, temperatuur 5° .

De wind zal aanvankelijk nog wat ruimen, doch zal daarna afnemen en gaan krimpen. Tijdens het passeren van de rug van hoge luchtdruk is er nog slechts zwakke wind, de buigheid is afgenomen en het zicht zal verbeteren. De temperatuur daalt aanvankelijk. Later zal de wind weer aanwakkeren uit oostelijke richtingen onder invloed van de naderende storing (sectie 1). Het frontensysteem van deze storing zal het schip echter vermoedelijk in de eerstvolgende 24 uren nog niet bereiken.

c. Schip op $36^{\circ}.2$ N, $34^{\circ}.7$ W. Wind 100° , 28' (7 Bf.), heeft motregen gehad tussen 18 en 23 uur van 14 jan., na 23 uur vrijwel steeds zwaar bewolkt. Zicht 5—10', luchtdruk 1028.7 mb, temperatuur 17° .

De windkracht, door dit schip gemeld, is eigenlijk onwaarschijnlijk hoog. Bij het tekenen van de kaart is aangenomen, dat het bericht goed is en dit veroorzaakt de enigszins onregelmatige verdeling van de isobaren daar ter plaatse. In elk geval moet de windkracht zeer spoedig gaan afnemen en de windrichting zal geleidelijk iets ruimer worden. Frontpassages zijn niet te verwachten; het weer zal verder niet veel veranderen; vermoedelijk zal de bewolking geleidelijk iets afnemen.

BIJLAGE I

Sleutel tot het lezen der gegevens van land- en scheepsstations, welke voorkomen op de in dit werkje gepubliceerde weerkaarten

De in dit boekje voorkomende weerkaarten bevatten de gegevens van tal van land- en scheepsstations, welke systematisch in getalwaarde of in symbolische vorm rond de desbetreffende stations zijn gerangschikt. Ten einde deze gegevens te kunnen ontcijferen dient men bekend te zijn met: 1. het stationsmodel; 2. het symbolentableau; 3. de verschillende codes.

1. *Het stationsmodel.* Het verkorte schema, volgens hetwelk de gegevens van de verschillende meteorologische elementen rond land- en scheepsstations zijn aangegeven, vindt men in fig. 66.

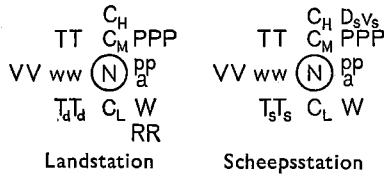


Fig. 66

Verkort stationsmodel, gebruikt voor de
in dit boek voorkomende weerkaarten

De lettersymbolen hebben de volgende betekenis:

- a karakter van de luchtdrukverandering in de afgelopen drie uren
- C_L wolken van het geslacht cumulus, cumulonimbus, stratocumulus en stratus
- C_M wolken van het geslacht altocumulus, altostratus en nimbostratus
- C_H wolken van het geslacht cirrus, cirrostratus en cirrocumulus
- dd ¹⁾ windrichting
- D_s koers van het schip
- ff ¹⁾ windsnelheid in zeemijlen per uur
- N gedeelte van de hemel, dat bedekt is met wolken („totaal bewolkt gedeelte”)

¹⁾ De lettersymbolen dd en ff zijn niet in het stationsmodel aangegeven, aangezien zij niet op een vaste plaats voorkomen. Windrichting en windsnelheid zijn ingetekend in de vorm van een pijl, waarvan de spits (die niet is getekend) naar de waarnemingsplaats wijst, in de richting, waarin de wind waait. De windsnelheid wordt aangegeven door veren aan de achterkant van de pijlschacht, waarbij een korte veer overeenkomt met vijf, een lange veer met tien zeemijlen per uur. Een tabel met de equivalenten van de Beaufortschaaldelen in zeemijlen per uur is in Bijlage III opgenomen.

PPP	luchtdruk
pp	bedrag van de luchtdrukverandering in de afgelopen drie uren
RR	hoeveelheid neerslag
TT	luchttemperatuur
$T_d T_d$	dauwpunttemperatuur
$T_s T_s$	verschil tussen lucht- en zeetemperatuur
v_s	vaart van het schip
VV	horizontaal zicht
W	verleden weer
ww	weer op het ogenblik van waarneming en algemeen karakter van het weer in het afgelopen uur

Men vindt op de weerkaarten cijfers voor de lettersymbolen PPP, pp, RR, TT, $T_d T_d$, $T_s T_s$, v_s en VV, en wel:

PPP	in mbar tot in tienden nauwkeurig, onder weglating van het getal, dat de honderdtallen aangeeft (9 of 10),
pp	in mbar tot in tienden nauwkeurig,
RR	in mm, al of niet tot in tienden nauwkeurig ¹⁾ ; 0,0 betekent enkele druppels, het ontbreken van een getal geeft aan, dat er geen neerslag is gevallen,
TT	in graden Celsius,
$T_d T_d$	in graden Celsius,
$T_s T_s$	in graden Celsius, met een plusteken als de luchttemperatuur hoger is dan de zeetemperatuur en met een minteken als de luchttemperatuur lager is dan de zeetemperatuur,
v_s	bij benadering in drietallen zeemijlen (zie verder de code),
VV	met een decijfer, zie voor de betekenis de code.

Men vindt op de weerkaarten symbolen voor a, C_L , C_M , C_H , N, W en ww. De betekenis dezer symbolen kan met behulp van het symbolentableau (zie 2) en de code (zie 3) worden afgeleid. Opgemerkt wordt, dat D_s wordt aangegeven door een pijl, waarvan de richting overeenkomt met de koers van het schip.

¹⁾ Op de weerkaart van 07.00 GMT zijn neerslaghoeveelheden sinds de vorige avond 18 uur ingeschreven; op de weerkaart van 18.00 GMT die sinds 7 uur van dezelfde dag.

2. *Het symbolentableau.* De symbolen voor a, C_L, C_M, C_H, N, W en ww zijn in fig. 67 weergegeven.

	a	C _L	C _M	C _H	N	W	ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	∧				○	⊙	00	○	○	○	○	∞	∞	S	\$	€	(S)
1	/	∩	∪	∩	⊙	⊙	10	=	=	=	<	∪)	((∇)
2	/	∩	∪	∩	⊙	⊙	20	∩	∩	*	∩	∩	∩	∩	∩	∩	∩
3	✓	∩	∪	∩	⊙	⊙	30	∩	∩	∩	∩	∩	∩	∩	∩	∩	∩
4	—	∩	∪	∩	⊙	⊙	40	∩	∩	∩	∩	∩	∩	∩	∩	∩	∩
5	∇	∩	∪	∩	⊙	,	50	,	”	;	;	;	;	;	;	;	;
6	∇	∩	∪	∩	⊙	:	60	.	..	:	:	:	:	:	:	:	:
7	∇	∩	∪	∩	⊙	*	70	*	**	*	**	**	**	**	*	*	*
8	∇	∩	∪	∩	⊙	∇	80	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇
9	∇	∩	∪	∩	⊙	∇	90	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇

Fig. 67 Symbolentableau

Men treft bij de ww-code de onderstaande basissymbolen aan:

dwarrelstof	↔	sneeuw	✱
driftnieuw	↗	hagel	△
mist	≡	bui	∇
motregen	,	onweer	⚡
regen	•		

Deze basissymbolen zijn meestal of onderling of met andere symbolen gecombineerd, waarbij in het algemeen verticale rangschikking op het gelijktijdig voorkomen van zekere verschijnselen wijst, terwijl horizontale rangschikking in den regel op een zekere tijdsvolgorde duidt.

Onderstaande tekens komen verder in combinatie met de basissymbolen voor:

() om een symbool geplaatst, betekent, dat het aangeduide verschijnsel niet op de plaats van waarneming, doch wel binnen de gezichtskring van de waarnemer optrad.

] achter een symbool of achter een symbolencombinatie geplaatst, betekent, dat het aangeduide verschijnsel in het afgelopen uur is voorgekomen, doch op het ogenblik van waarneming niet optrad.

vóór een symbool geplaatst, betekent, dat de intensiteit van het aangeduide verschijnsel in het afgelopen uur is toegenomen; hetzelfde teken achter een symbool geeft aan, dat het aangeduide verschijnsel in intensiteit is afgenomen.

3. *De codes.* De codes voor a, C_L, C_M, C_H, N, v_s, VV, W en ww zijn hieronder weergegeven.

a. **Karakter van de luchtdrukverandering in de afgelopen drie uren**

Codecijfer

- | | | | |
|---|--|---|------------------------------------|
| 0 | Stijgend, daarna dalend, luchtdruk dezelfde als of hoger dan 3 uren tevoren | } | Luchtdruk hoger dan 3 uren tevoren |
| 1 | Stijgend, daarna standvastig of langzamer stijgend | | |
| 2 | Stijgend (regelmatig of onregelmatig) | | |
| 3 | Dalend of standvastig, daarna stijgend; of stijgend, daarna sneller stijgend | | |
| 4 | Standvastig (luchtdruk dezelfde als 3 uren tevoren) | } | Luchtdruk lager dan 3 uren tevoren |
| 5 | Dalend, daarna stijgend, luchtdruk dezelfde als of lager dan 3 uren tevoren | | |
| 6 | Dalend, daarna standvastig of langzamer dalend | | |
| 7 | Dalend (regelmatig of onregelmatig) | | |
| 8 | Stijgend of standvastig, daarna dalend; of dalend, daarna sneller dalend | | |

C_L. Wolken van het geslacht Stratocumulus, Stratus, Cumulus en Cumulonimbus

Codecijfer

- 0 Geen Stratocumulus, Cumulus of Cumulonimbus
- 1 Uitgerafelde Cumulus (geen slecht-weer-Cumulus) en/of Cumulus met geringe verticale ontwikkeling en schijnbaar afgeplat ¹⁾
- 2 Cumulus met matige of sterke verticale ontwikkeling, opbollend, al of niet vergezeld van andere Cumuluswolken of Stratocumulus met dezelfde basishoogte
- 3 Cumulonimbus, zonder cirrusachtige delen of aambeeld, met of zonder Cumulus, Stratocumulus of Stratus
- 4 Stratocumulus, gevormd door het uitspreiden van Cumulus; Cumulus kan tegelijkertijd aanwezig zijn
- 5 Stratocumulus niet gevormd door het uitspreiden van Cumulus ¹⁾
- 6 Stratus in een min of meer gesloten laag en/of Stratus in flarden, maar geen slecht-weer-wolken in flarden ¹⁾
- 7 Stratus fractus en/of Cumulus fractus, bestaande uit lage slecht-weerwolken in flarden, gewoonlijk onder Altostratus of Nimbostratus ¹⁾
- 8 Cumulus of Stratocumulus (niet gevormd door het uitspreiden van Cumulus) met verschillende basishoogten
- 9 Cumulonimbus met cirrusachtige delen (dikwijls met aambeeld) met of zonder Cumulus, Stratocumulus, Stratus of lage slecht-weerwolken in flarden
- x Wolken C_L onherkenbaar door duisternis of onzichtbaar wegens mist, stof, zand of driftsneeuw of wegens andere verschijnselen

C_M. Wolken van het geslacht Altocumulus, Altostratus en Nimbostratus

Codecijfer

- 0 Geen Altocumulus, Altostratus of Nimbostratus
- 1 Altostratus, waarvan het grootste gedeelte halfdoorzichtig is en door welk gedeelte de zon of de maan, als door een matglas, vaag zichtbaar is of zichtbaar zou kunnen zijn
- 2 Altostratus, waarvan het grootste gedeelte dicht genoeg is om de zon of de maan schuil te laten gaan, of Nimbostratus
- 3 Altocumulus, waarvan het grootste gedeelte halfdoorzichtig is, in een enkele laag; de wolkelementen veranderen slechts langzaam

¹⁾ Indien wolken behorende bij twee of meer der codecijfers 1, 5, 6 en 7 tegelijkertijd voorkomen, wordt voor C_L het codecijfer gegeven behorende bij de wolken die overheersen.

- 4 Halfdoorzichtige Altocumulus, bestaande uit afzonderlijke elementen en voorkomend op hetzelfde of op verschillende niveaus; de elementen veranderen doorlopend van uiterlijk
- 5 Halfdoorzichtige Altocumulus in stroken of Altocumulus in een laag, zich geleidelijk over de hemel uitbreidend en gewoonlijk als geheel dikker wordend; zij kan gedeeltelijk ondoorzichtig worden of overgaan in een systeem, dat uit twee lagen bestaat
- 6 Altocumulus gevormd door het uitspreiden van Cumulus
Een der volgende gevallen:
 - a. Altocumulus in twee of meer lagen, gewoonlijk plaatselijk ondoorzichtig en zich niet geleidelijk over de hemel uitbreidend
 - 7 b. Een ondoorzichtige laag van Altocumulus, zich niet geleidelijk over de hemel uitbreidend
 - c. Altocumulus met Altostratus of Nimbostratus; of Altocumulus met Altostratus en Nimbostratus
- 8 Altocumulus in de vorm van cumulusachtige vlokken of Altocumulus gelijkend op de kantelen van een toren
- 9 Altocumulus voorkomend aan een chaotische hemel, in het algemeen op verschillende niveaus en gewoonlijk vergezeld van dikke Cirruspartijen
- x Wolken C_M onherkenbaar door duisternis of onzichtbaar wegens mist, stof, zand of driftsneeuw of wegens een gesloten dek van lagere wolken

C_H . Wolken van het geslacht Cirrus, Cirrocumulus en Cirrostratus

Codecijfer

- 0 Geen Cirrus, Cirrocumulus of Cirrostratus
- 1 Cirrus in draden, strengen of haken; zich niet geleidelijk over de hemel uitbreidend
- 2 Dichte Cirrus in afzonderlijke partijen of in verwarde bundels, gewoonlijk niet toenemend, mogelijk de resten van het bovenste gedeelte van een Cumulonimbus; of Cirrus castellatus of Cirrus floccus
- 3 Cirrus (dikwijls in de vorm van een aambeeld) of de resten van het bovenste deel van een Cumulonimbus of delen van een ver verwijderde Cumulonimbus, waarvan de rest niet zichtbaar is
- 4 Cirrus in de vorm van haken en/of draden, zich geleidelijk over de hemel uitbreidend en gewoonlijk als geheel dikker wordend
- 5 Cirrus, dikwijls in banden, met Cirrostratus of Cirrostratus alleen; in beide gevallen zich geleidelijk over de hemel uitbreidend en gewoonlijk als geheel dikker wordend, waarbij de gesloten laag niet hoger dan 45° boven de horizon reikt
- 6 Cirrus, dikwijls in banden met Cirrostratus of Cirrostratus alleen; in beide gevallen zich geleidelijk over de hemel uitbreidend en gewoonlijk als geheel dikker wordend, waarbij de gesloten laag hoger dan 45° boven de horizon reikt. De wolken bedekken niet de gehele hemel
- 7 Cirrostratus over de gehele hemel
- 8 Cirrostratus, zich niet geleidelijk over de hemel uitbreidend en niet de gehele hemel bedekkend
- 9 Cirrocumulus alleen, of Cirrocumulus met enige Cirrus of Cirrostratus, of beide, doch Cirrocumulus de belangrijkste cirriforme bewolking ¹⁾
- x Wolken C_H onherkenbaar door duisternis of onzichtbaar wegens mist, stof, zand of driftsneeuw of wegens een gesloten dek van lagere wolken

N. Totaal bewolkt gedeelte

Codecijfer

- 0 Volkomen onbewolkt
- 1 Bewolkt gedeelte $\frac{1}{8}$ of minder, maar niet 0
- 2 Bewolkt gedeelte $\frac{2}{8}$
- 3 Bewolkt gedeelte $\frac{3}{8}$
- 4 Bewolkt gedeelte $\frac{4}{8}$
- 5 Bewolkt gedeelte $\frac{5}{8}$
- 6 Bewolkt gedeelte $\frac{6}{8}$

¹⁾ Opgemerkt worde, dat Cirrocumulus zich ook kan voordoen bij alle coderingen van $C_H = 1$ tot $C_H = 8$.

- 7 Bewolkt gedeelte $\frac{7}{8}$ of meer, maar niet $\frac{8}{8}$
- 8 Volkomen bewolkt
- 9 Bovenlucht niet zichtbaar door mist of andere verschijnselen

„Sporen van wolken” wordt dus gemeld met codecijfer 1.

„Meer dan $\frac{7}{8}$, doch niet volkomen bewolkt” wordt gemeld met codecijfer 7.

Indien bij mist het blauw van de hemel of een sterrenlucht zichtbaar is, dan wel wolken worden waargenomen, die niet tot de mistlaag behoren, wordt — alsof er geen mistlaag aanwezig is — met N het geschatte bewolkt gedeelte aangegeven.

V₅ Vaart van het schip

Codecijfer

- 0 Stilliggend
- 1 1—3 zm per uur
- 2 4—6 zm per uur
- 3 7—9 zm per uur
- 4 10—12 zm per uur
- 5 13—15 zm per uur
- 6 16—18 zm per uur
- 7 19—21 zm per uur
- 8 22—24 zm per uur
- 9 > 24 zm per uur

V₅ is de in de behouden koers tijdens de afgelopen drie uren afgelegde gegiste verheid gedeeld door 3.

VV. Horizontaal zicht

Codecijfer	Afstand in m	Codecijfer	Afstand in m	Codecijfer	Afstand in m	Codecijfer	Afstand in km	Codecijfer	Afstand in km
00	< 100	17	1700	34	3400	56	6	73	23
01	100	18	1800	35	3500	57	7	74	24
02	200	19	1900	36	3600	58	8	75	25
03	300	20	2000	37	3700	59	9	76	26
04	400	21	2100	38	3800	60	10	77	27
05	500	22	2200	39	3900	61	11	78	28
06	600	23	2300	40	4000	62	12	79	29
07	700	24	2400	41	4100	63	13	80	30
08	800	25	2500	42	4200	64	14	81	35
09	900	26	2600	43	4300	65	15	82	40
10	1000	27	2700	44	4400	66	16	83	45
11	1100	28	2800	45	4500	67	17	84	50
12	1200	29	2900	46	4600	68	18	85	55
13	1300	30	3000	47	4700	69	19	86	60
14	1400	31	3100	48	4800	70	20	87	65
15	1500	32	3200	49	4900	71	21	88	70
16	1600	33	3300	50	5000	72	22	89	> 70

Codecijfer

Codecijfer

Beneden 50 m	90	1—2 zm	95
50 —200 m	91	2—5 zm	96
200 —500 m	92	5—10 zm	97
500 m— $\frac{1}{2}$ zm	93	10—30 zm	98
$\frac{1}{2}$ zm—1 zm	94	Boven 30 zm	99

W. Verleden weer

Met het W-codcijfer wordt aangegeven het weertype, dat werd aangetroffen vóór het weertype, dat met het ww-codcijfer wordt beschreven. Voor de bepaling van W, voor de in dit werkje voorkomende weerkaarten, is het weer beoordeeld over een periode van zes uren.

Codecijfer

- 0 Bewolkt gedeelte minder dan $\frac{4}{8}$ gedurende het gehele tijdvak
- 1 Bewolkt gedeelte gedurende een gedeelte van het tijdvak minder dan $\frac{4}{8}$, gedurende een ander gedeelte van het tijdvak meer dan $\frac{4}{8}$
- 2 Bewolkt gedeelte meer dan $\frac{4}{8}$ gedurende het gehele tijdvak
- 3 Stof- of zandstorm of driftsneeuw
- 4 Mist of zware heigheid
- 5 Motregen
- 6 Regen (geen buien)
- 7 Sneeuw of regen en sneeuw (geen buien)
- 8¹⁾ Bui(en)
- 9¹⁾ Onweer (met of zonder neerslag)

WW. Weer op het ogenblik van waarneming en algemeen karakter van het weer in het afgelopen uur

(Zie „Het bepalen van de codcijfers voor ww en W”; achterzijde voorbeeldblad. in Met. Journaal)

00-49 Geen neerslag op het waarnemingsstation tijdens de waarneming Codecijfer

Geen neerslag, mist, stof- of zandstorm of driftsneeuw op het waarnemingsstation tijdens de waarneming of in het afgelopen uur (uitgezonderd 09)	Geen hydro-meteoren	}	Ontwikkeling van de bewolking in het afgelopen uur niet waargenomen of niet waar te nemen	00	
			Bewolking in het algemeen afgenomen wat betreft de hoeveelheid en/of de dichtheid en/of de verticale ontwikkeling	} De gemelde karakteristieke verandering in het uiterlijk van de lucht heeft betrekking op het afgelopen uur	01
			Uiterlijk van de lucht over het algemeen onveranderd		02
	Heigheid, zand, stof of rook	}	Bewolking in het algemeen toegenomen wat betreft de hoeveelheid en/of de dichtheid en/of de verticale ontwikkeling	03	
			Zicht verminderd door rook (b.v. door bos- of heidebrand), industriestof of vulkanische as	04	
			Heigheid, zichtvermindering hoofdzakelijk t.g.v. stof, rook, zand e.d.	05	
			Stof in de lucht, niet veroorzaakt door wind op of nabij het waarnemingsstation tijdens de waarneming	06	
			Stof of zand in de lucht, veroorzaakt door wind op of nabij het waarnemingsstation tijdens de waarneming, maar geen goed ontwikkelde zandhoosjes en geen stof- of zandstorm binnen de gezichtskring	07	
			Goed ontwikkelde zandhoosjes, waargenomen op of nabij het waarnemingsstation tijdens de waarneming of in het afgelopen uur, maar geen stof- of zandstorm	08	
			Stof- of zandstorm tijdens de waarneming binnen de gezichtskring of op het waarnemingsstation in het afgelopen uur	09	
Laag hangende mist	}	Nevel, zicht t.g.v. waterdruppeltjes verminderd, doch groter dan $\frac{1}{2}$ zm	10		
		Mist op het waarnemingsstation, niet hoger reikend dan omstreeks 2 meter op land of 10 meter op zee } geen gesloten laag } min of meer gesloten laag	11 12		
Geen neerslag, mist, stof- of zandstorm of driftsneeuw op het waarnemingsstation tijdens de waarneming of in het afgelopen uur (uitgezonderd 09)	Bijzondere verschijnselen	}	Bliksem, lichten of weerlicht, donder niet hoorbaar, geen neerslag op het waarnemingsstation.	13	
			Neerslag binnen de gezichtskring, welke het aardoppervlak niet bereikt	14	
			Neerslag binnen de gezichtskring, welke het aardoppervlak bereikt, doch op grote afstand (d.i. naar schatting meer dan 3 zm) van het waarnemingsstation	15	
			Neerslag binnen de gezichtskring, welke het aardoppervlak nabij, doch niet op het waarnemingsstation, bereikt	16	
			Donder hoorbaar, maar geen neerslag op het waarnemingsstation	17	
			Zware windstoot(en)	18	
			Water- of windhoos(zen) binnen de gezichtskring	19	
			Motregen	} in het afgelopen uur	20
			Regen		21
			Sneeuw		22
Regen en sneeuw	23				
Neerslag, mist of onweer op het waarnemingsstation in het afgelopen uur maar niet tijdens de waarneming	}	Onderkoelde motregen of onderkoelde regen	} niet in de vorm van buien	24	
		Regenbui(en)		25	
		Sneeuw(bui(en) of bui(en) met regen en sneeuw		26	
		Bui(en) met losse hagel of hagel, eventueel vergezeld van regen		27	
		Mist		28	
Onweer (met of zonder neerslag)	29				

¹⁾ Men voegt het woord „Hail” aan het einde van het rapport toe, indien de bui(en) of het onweer met hagel gepaard gingen.

	Code- cijfer	
Stofstorm, zandstorm of driftsneeuw	Lichte of matige stof- of zandstorm	is afgenomen in het afgelopen uur 30
		zonder merkbare verandering in het afgelopen uur 31
		is toegenomen in het afgelopen uur 32
	Zware stof- of zandstorm	is afgenomen in het afgelopen uur 33
		zonder merkbare verandering in het afgelopen uur 34
		is toegenomen in het afgelopen uur 35
	Lichte of matige driftsneeuw	} in het algemeen laag
	Zware driftsneeuw	
	Lichte of matige driftsneeuw	} in het algemeen hoog
	Zware driftsneeuw	
Mist tijdens de waarneming	Mist binnen de gezichtskring tijdens de waarneming (geen mist op het waarnemingsstation, ook niet in het afgelopen uur); de bovenkant van de mist bevindt zich op een grotere hoogte dan de waarnemer	40
	Mistbanken	41
	Mist, bovenlucht zichtbaar	is in het afgelopen uur dunner
	Mist, bovenlucht niet zichtbaar	geworden
	Mist, bovenlucht zichtbaar	geen merkbare verandering in het
	Mist, bovenlucht niet zichtbaar	afgelopen uur
	Mist, bovenlucht zichtbaar	is opgekomen of dikker geworden
	Mist, bovenlucht niet zichtbaar	in het afgelopen uur
	Mist met afzetting van ruige rijp of ruige vorst, bovenlucht zichtbaar	48
	Mist met afzetting van ruige rijp of ruige vorst, bovenlucht niet zichtbaar	49

50-99 Neerslag op het waarnemingsstation tijdens de waarneming

Niet buitige neerslag	Motregen, van tijd tot tijd	} licht tijdens de waarneming	50
	Motregen, onafgebroken		51
	Motregen, van tijd tot tijd	} matig tijdens de waarneming	52
	Motregen, onafgebroken		53
	Motregen, van tijd tot tijd	} dicht tijdens de waarneming	54
	Motregen, onafgebroken		55
	Onderkoelde motregen, licht	56	
	Onderkoelde motregen, matig of dicht	57	
	Motregen en regen, licht	58	
	Motregen en regen, matig of zwaar	59	
Niet buitige neerslag	Regen, van tijd tot tijd	} licht tijdens de waarneming	60
	Regen, onafgebroken		61
	Regen, van tijd tot tijd	} matig tijdens de waarneming	62
	Regen, onafgebroken		63
	Regen, van tijd tot tijd	} zwaar tijdens de waarneming	64
	Regen, onafgebroken		65
	Onderkoelde regen, licht	66	
	Onderkoelde regen, matig of zwaar	67	
	Regen of motregen en sneeuw, licht	68	
	Regen of motregen en sneeuw, matig of zwaar	69	
Niet buitige neerslag	Sneeuw, van tijd tot tijd	} licht tijdens de waarneming	70
	Sneeuw, onafgebroken		71
	Sneeuw, van tijd tot tijd	} matig tijdens de waarneming	72
	Sneeuw, onafgebroken		73
	Sneeuw, van tijd tot tijd	} zwaar tijdens de waarneming	74
	Sneeuw, onafgebroken		75
	Ijsnaalden (met of zonder mist)	76	
	Motsneeuw (met of zonder mist)	77	
	Poolneeuw (met of zonder mist)	78	
	Ijsregen (bevroren regen)	79	

	Code- cijfer	
Buiige neerslag	Regenbui, licht	80
	Regenbui, matig of zwaar	81
	Wolkbreuk	82
	Bui met regen en sneeuw, licht	83
	Bui met regen en sneeuw, matig of zwaar	84
	Sneeuwvui, licht	85
	Sneeuwvui, matig of zwaar	86
	Bui met losse hagel, eventueel met regen of met regen en sneeuw	} licht } matig of zwaar 88
	Bui met hagel, eventueel met regen of met regen en sneeuw, doch zonder donder	} licht } matig of zwaar 89 90
	Onweer in het afgelopen uur of tijdens de waarneming (Neerslag tijdens de waarneming)	Lichte regen tijdens de waarneming
Matige of zware regen tijdens de waarneming		} Onweer in het afgelopen uur } maar niet tijdens de waarneming 92 93
Sneeuw, regen en sneeuw, losse hagel of hagel tijdens de waarneming, licht		
Sneeuw, regen en sneeuw, losse hagel of hagel tijdens de waarneming, matig of zwaar		94
Onweer, licht of matig, zonder hagel of losse hagel maar met regen en/of sneeuw tijdens de waarneming		95
Onweer, licht of matig, met hagel of losse hagel tijdens de waarneming		} Onweer tijdens de waarneming 96
Onweer, zwaar, zonder hagel of losse hagel, maar met regen en/of sneeuw tijdens de waarneming		97
Onweer gepaard met stof- of zandstorm tijdens de waarneming		98
Onweer, zwaar, met hagel of losse hagel tijdens de waarneming		99

TOELICHTINGEN

- Onafgebroken neerslag: heeft minstens het afgelopen uur tot en met het tijdstip van waarneming voortgeduurd.
- Neerslag van tijd tot tijd: op het tijdstip van waarneming waargenomen, doch aangevangen of onderbroken tijdens het afgelopen uur.
- ww codecijfer 40: het geringste zicht op de plaats van waarneming moet meer dan $\frac{1}{2}$ zeemijl zijn.
- ww codecijfers 41 t/m 49: het zicht mag niet meer dan $\frac{1}{2}$ zeemijl zijn.
- De mistcijfers alleen te bezigen wanneer de zichtvermindering wordt veroorzaakt door in de ruimte zwevende waterdruppeltjes.
- Men gebruikt in het algemeen het hoogste codecijfer, waarmee het waargenomen weer kan worden aangegeven. Eén uitzondering moet echter worden genoemd: codecijfer ww = 17 heeft voorrang boven alle codecijfers ww = 20-49.

Men treft op de weerkaarten behalve de gegevens, welke rond de land- en scheepsstations zijn gerangschikt, nog buientekens (∇) aan in gebieden, waar de neerslag in buien valt en motregentekens (,) in gebieden, waar motregen valt. Gebieden, waar voortdurend gelijkmatige regen of gelijkmatige sneeuw valt, zijn door een dichte arcering aangegeven; gebieden, waar van tijd tot tijd gelijkmatige regen of gelijkmatige sneeuw valt, door een minder dichte arcering.

L en H geven de ligging van de kernen van lage-, resp. hoge-drukgebieden aan.

BIJLAGE II

Verkorte vorm van de „International Analysis Code”

(IAC Fleet)

De in sommige Weerberichten voor de Scheepvaart voorkomende weerkaart-analyses worden gecodeerd in de verkorte vorm van de „International Analysis Code” (IAC), welke aangeduid wordt als IAC Fleet.

De IAC Fleet bestaat uit een inleiding en een slotgroep waartussen een of meer van de volgende onderdelen opgenomen zijn:

- Afdeling druksystemen
- Afdeling fronten
- Afdeling isobaren
- Afdeling tropische systemen
- Afdeling gebieden met opvallende weersverschijnselen
- Afdeling verstaanbare taal

De weerkaart kan betrekking hebben op:

1e. een actuele weerkaart, gebaseerd op de laatst ontvangen weerrapporten. In dit geval luidt de symbolische vorm van de inleiding:

10001 33388 ¹⁾ 0YYG_cG_c

2e. een verwachte weerkaart, welke de toestand aangeeft zoals deze verwacht wordt te zijn op een toekomstig tijdstip. In dit geval luidt de symbolische vorm van de inleiding:

65556 33388 ¹⁾ 0YYG_cG_c 000G_pG_p

De symbolische vormen van de hierboven genoemde zes afdelingen luiden achtereenvolgens:

8P _t P _c PP	QL _a L _a L _o L _o	(000L _a L _o)	(QL _a L _a L _o L _o)	(000L _a L _o)	md _s dsf _s f _s
66F _t F _c F _e	QL _a L _a L _o L _o	(000L _a L _o)	QL _a L _a L _o L _o	(000L _a L _o) md _s dsf _s f _s
44PPP	QL _a L _a L _o L _o	(000L _a L _o)	QL _a L _a L _o L _o	(000L _a L _o)
55T _t T _i T _c	(555PP)	QL _a L _a L _o L _o	(000L _a L _o)	QL _a L _a L _o L _o	(000L _a L _o) md _s dsf _s f _s
987w _s w _s	QL _a L _a L _o L _o	(000L _a L _o)	QL _a L _a L _o L _o	(000L _a L _o)
77744	Verstaanbare taal 44777				

De slotgroep luidt 19191

De groepen tussen haakjes zijn facultatief.

¹⁾ Deze groep kan ook luiden 33300, 33311 of 33322. In deze gevallen worden de positiegroepen QL_aL_aL_oL_o (000L_aL_o), welke in de symbolische vormen van de verschillende afdelingen voorkomen, vervangen door positiegroepen L_aL_aL_oL_oK.

1. Inleiding

De inleiding bestaat uit drie of vier groepen
een sleutelgroep 10001 of 65556
een positie-indicatorgroep 33388 ¹⁾, welke de symbolische vorm van de positiegroepen in het bericht aangeeft;
een datum en tijdgroep oYYG_cG_c, welke de datum en de tijd van de weerkaart, waarop de analyse betrekking heeft, aangeeft.
een tijdsverschilgroep 000G_pG_p, welke het tijdstip aangeeft, waarvoor de verwachte weerkaart geldt. Deze groep komt alleen voor als de sleutelgroep 65556 is gebruikt.

2. Afdeling druksystemen

Deze afdeling bestaat uit één of meer secties in de vorm:
8P_tP_cPP QL_aL_aL_oL_o (000L_aL_o) (QL_aL_aL_oL_o) (000L_aL_o) md_sdsf_sf_s
Elke sectie beschrijft een bepaald druksysteem met:
een kencijfergroep 8P_tP_cPP, welke tevens de eigenschappen van en de luchtdrukwaarde in het druksysteem aangeeft;
een of meer positiegroepen QL_aL_aL_oL_o (000L_aL_o), welke de plaats van het druksysteem aangeven;
een bewegingsgroep md_sdsf_sf_s, welke de beweging van het druksysteem beschrijft.

3. Afdeling fronten

Deze afdeling bestaat uit één of meer secties in de vorm:
66F_tF_iF_c QL_aL_aL_oL_o (000L_aL_o) QL_aL_aL_oL_o (000L_aL_o) md_sdsf_sf_s
Elke sectie beschrijft een front of gedeelte van een front met:
een kencijfergroep 66F_tF_iF_c, welke tevens de eigenschappen van het frontgedeelte aangeeft;
enige positiegroepen QL_aL_aL_oL_o (000L_aL_o), welke punten aangeven, waarover het frontgedeelte loopt;
een bewegingsgroep md_sdsf_sf_s, welke de beweging van het frontgedeelte beschrijft.

4. Afdeling isobaren

Deze afdeling bestaat uit één of meer secties in de vorm:
44PPP QL_aL_aL_oL_o (000L_aL_o) QL_aL_aL_oL_o (000L_aL_o)
Elke sectie geeft het verloop van een bepaalde isobaar met:
een kencijfergroep 44PPP, welke tevens de luchtdrukwaarde van de isobaar aangeeft;
enige positiegroepen QL_aL_aL_oL_o (000L_aL_o), die punten aangeven, waarover de isobaar loopt.

¹⁾ Deze groep kan ook luiden 33300, 33311 of 33322. In deze gevallen worden de positiegroepen QL_aL_aL_oL_o (000L_aL_o), welke in de symbolische vormen van de verschillende afdelingen voorkomen, vervangen door positiegroepen L_aL_aL_oL_oK.

5. Afdeling tropische systemen

Deze afdeling bestaat uit één of meer secties in de vorm:

55T₁T₁T_c (555PP) QL_aL_aL_oL_o (oooL_aL_o) QL_aL_aL_oL_o (oooL_aL_o) md_sd_sf_sf_s

Elke sectie beschrijft een bepaald tropisch systeem met:

een *kencijfergroep* 55T₁T₁T_c, welke tevens de eigenschappen van het tropische systeem aangeeft en welke in sommige gevallen gevolgd wordt door een *aanvullende kencijfergroep* 555PP, welke in de daarvoor in aanmerking komende gevallen de luchtdrukwaarde in het tropische systeem vermeldt;

enige *positiegroepen* QL_aL_aL_oL_o (oooL_aL_o), welke de plaats van het tropische systeem aangeven of punten bepalen, waarover het tropische systeem loopt;

een *bewegingsgroep* md_sd_sf_sf_s, welke de beweging van het tropische systeem beschrijft.

6. Afdeling gebieden met opvallende weersverschijnselen

Deze afdeling bestaat uit één of meer secties in den vorm:

987w_sw_s QL_aL_aL_oL_o (oooL_aL_o) QL_aL_aL_oL_o (oooL_aL_o)

Elke sectie beschrijft een bepaald gebied met opvallende weersverschijnselen met:

een *kencijfergroep* 987w_sw_s, welke tevens de aard van de opvallende weersverschijnselen aangeeft;

enige *positiegroepen* QL_aL_aL_oL_o (oooL_aL_o), welke punten bepalen, waarover de begrenzing van het gebied met de opvallende weersverschijnselen loopt.

7. Afdeling verstaanbare taal

Deze afdeling bestaat uit aanvullende verklaringen of opmerkingen in verstaanbare taal, voorafgegaan door de *slutelgroep* 77744 en gevolgd door de *slutelgroep* 44777.

8. Slotgroep

De slotgroep bestaat uit de *slutelgroep* 19191.

De Inleiding en de Slotgroep komen steeds in het bericht voor; van de afdelingen Druksystemen, Fronten, Isobaren, Tropische systemen, Gebieden met opvallende weersverschijnselen en Verstaanbare taal kunnen er één of meer worden weggelaten. De afdelingen, welke in het bericht opgenomen zijn, komen steeds in de hier aangegeven volgorde voor, met uitzondering van de afdeling „Verstaanbare taal”. Deze afdeling kan op één of meer willekeurige plaatsen worden ingevoegd.

Correcties

Wanneer een correctie op een bericht in de IAC Fleet-code nodig is, zal het correctie-telegram beginnen met de groepen: 11133 oYYG_cG_c. Hierna volgen de correcties, telkens voorafgegaan door de betreffende kencijfergroepen (8, 66, 44, enz.).

Het correctie-telegram eindigt met de slotgroep 19191.

oYYG_cG_c is de *datum en tijdgroep* van het bericht, waarop de correctie betrekking heeft.

Hieronder volgt nog een nadere beschrijving van de verschillende groepen, welke in het bericht voor kunnen komen. De voor de ontcijfering benodigde codes zijn bij de desbetreffende groepen opgenomen.

A. Sleutelgroepen

- 10001 geeft aan, dat een analyse in de IAC-codevorm volgt.
De analyse heeft betrekking op een actuele weerkaart.
65556 geeft eveneens aan, dat een analyse in de IAC-codevorm volgt, welke nu echter betrekking heeft op een verwachte weerkaart.
77744 geeft aan, dat aanvullende verklaringen of opmerkingen in verstaanbare taal volgen.
44777 geeft het einde van een gedeelte in verstaanbare taal aan.
19191 geeft het einde van het bericht of het einde van een correctie aan.
11133 geeft aan, dat een correctie op een analyse in de IAC-codevorm volgt.

B. Positie-indicatorgroep

De positie-indicatorgroep behoort te luiden 33388, aangevende dat positiegroepen in de codevorm $QL_aL_aL_oL_o$ (ooL_aL_o) in het bericht gebruikt zijn. Hoewel dit de gebruikelijke vorm is voor de positiegroepen in de IAC Fleet, is de mogelijkheid open gelaten positiegroepen in een hiervan afwijkende codevorm te gebruiken. Dit wordt dan aangegeven door in plaats van 33388 een der groepen 33300, 33311 of 33322 als positie-indicatorgroep te gebruiken. Voor een beschrijving van de codevorm, welke in deze gevallen voor de positiegroepen is gebruikt, wordt verwezen naar F. Positiegroepen.

C. Datum en tijdgroep

In de datum en tijdgroep $oYYG_cG_c$ geeft YY de dag van de maand en G_cG_c het uur (beide gerekend volgens GMT) van de waarnemingen, waarop, als de groep staat na de sleutelgroep 10001, de actuele weerkaart is gebaseerd en als de groep staat na de sleutelgroep 65556, de weerkaart is gebaseerd welke tot grondslag heeft gediend voor de berekening van de verwachte weerkaart. Na de sleutelgroep 11133 is de groep $oYYG_cG_c$ gelijk aan de datum en tijdgroep van het bericht, waarop de correctie betrekking heeft.

YY. Dag van de maand

YY geeft de datum van de weerkaart, waarvan de analyse wordt gegeven. 01 betekent 1e dag van de maand, 02 de 2e dag van de maand, enz. gerekend volgens GMT.

G_cG_c . Tijdsaanduiding

De tijdsaanduiding G_cG_c geeft in gehele uren GMT het waarnemings-tijdstip aan van de weerrapporten waarmee de weerkaart (waarvan de analyse wordt gegeven) is samengesteld.

D. Tijdsverschilgroep

In de tijdsverschilgroep $oooG_pG_p$ geeft G_pG_p het aantal uren aan, dat bij het tijdstip aangegeven door G_cG_c moet worden opgeteld, om het tijdstip te krijgen, waarvoor de verwachte weerkaart geldt.

E. Kencijfergroepen

8P_tP_cPP is de kencijfergroep, waarmede elke sectie in de afdeling druk-systemen begint en welke tevens een beschrijving van het betreffende druk-systeem bevat. P_t geeft aan het type en P_c het karakter van het druksysteem, terwijl PP de luchtdruk in het systeem geeft.

P _t . <i>Type van het druksysteem</i>	P _c . <i>Karakter van het druksysteem</i>
o samengesteld lage-drukgebied	o geen aanduiding
1 lage-drukgebied	1 lage-druk opvullend, hoge-druk zwakker wordend
2 secundair	2 weinig veranderend
3 trog (vore)	3 lage-druk dieper wordend, hoge-druk opbouwend
4 golf	4 complex
5 hoge-drukgebied	5 bestaan vermoed of zich vormend (cyclogenese, anti-cyclogenese)
6 gebied met gelijkmatige druk	6 opvullend (lage-druk), of zwakker wordend (hoge-druk), doch niet verdwijnend
7 rug (wig)	7 algemene drukstijging
8 zadel	8 algemene drukdaling
9 tropische cycloon	9 positie twijfelachtig

PP. *Luchtdruk*

PP geeft de luchtdruk in millibaren met weglating van 900 of 1000. PP geeft voor een lage-druk- en een hoge-drukgebied de druk in het centrum; in een rug of wig geeft PP de hoogste, in een trog of vore de laagste druk aan.

66F_tF₁F_c is de kencijfergroep, waarmede elke sectie in de afdeling fronten begint en welke tevens een beschrijving van het desbetreffende frontgedeelte bevat. F_t geeft aan het type, F₁ de intensiteit en F_c het karakter van het frontgedeelte.

F _t . <i>Type van het front</i>	
o quasi-stationair front	5 koufront-occlusie
1 warmtefront	6 hoogtekoufront
2 warmtefront-occlusie	7 onstabiliteitslijn
3 hoogtewarmtefront	8 intertropisch front
4 koufront	9 occlusie

F ₁ . <i>Intensiteit van het front</i>	
o geen aanduiding	5 matig, weinig of geen verandering
1 zwak, afnemend (frontolyse)	6 matig, toenemend
2 zwak, weinig of geen verandering	7 sterk, afnemend
3 zwak, toenemend (frontogenese)	8 sterk, weinig of geen verandering
4 matig, afnemend	9 sterk, toenemend

F_c. Karakter van het front

0 geen aanduiding	4 intertropisch
1 gebied met frontale verschijnselen wordt kleiner	5 bestaan vermoed of zich vormend
2 gebied met frontale verschijnselen verandert weinig	6 quasi-stationair
3 gebied met frontale verschijnselen wordt groter	7 met golven
	8 diffuus
	9 positie twijfelachtig

44PPP is de kencijfergroep, waarmede elke sectie in de afdeling isobaren begint en welke tevens de luchtdrukwaarde van de desbetreffende isobaar aangeeft.

PPP. Luchtdruk

PPP geeft de luchtdrukwaarde in millibaren (met weglating van een eventueel duizendtal) van de isobaar, waarop de volgende positiegroepen betrekking hebben. 44000 betekent derhalve, dat punten volgen van de isobaar van 1000 mb.

55T_tT_iT_c is de kencijfergroep, waarmede elke sectie in de afdeling tropische systemen begint en welke tevens een beschrijving van het tropische systeem bevat. T_t geeft aan het type, T_i de intensiteit en T_c het karakter van het tropische circulatiesysteem. De aanvullende kencijfergroep 555PP geeft in daarvoor in aanmerking komende gevallen de luchtdruk in het systeem.

T_t. Type van de tropische circulatie

0 intertropische convergentie zone	6 lage-drukgebied (windkracht 4 Bf. of lager)
1 discontinuïteitslijn (shear line)	7 golflijn (surge line)
2 convergentielijn of convergentiezone	8 divergentielijn of divergentiezone
3 as van de doldrumgordel	9 tropische cycloon (windkracht 5 Bf. of hoger)
4 trog in de westenwindgordel	
5 trog in de oostenwindgordel	

Toelichtingen

Internationaal zijn geen nadere omschrijvingen of definities van de in de T_t-code voorkomende typen van tropische circulatie gegeven. Hieronder volgt de betekenis, welke door sommige meteorologen aan de verschillende benamingen wordt gehecht.

o. Intertropische convergentiezone (ook intertropisch front genoemd)

Hieronder verstaat men de zone waar luchtsoorten afkomstig van een brongebied op het noordelijk halfrond samenkomen met luchtsoorten afkomstig van een brongebied op het zuidelijk halfrond. Deze zone kan, vooral wanneer ze zich nabij de equator bevindt, diffuus zijn. Men spreekt dan ook wel van doldrums (zie 3). Op enige afstand van de equator kan de zone echter in een scherpe discontinuïteit overgaan en het karakter van een front aannemen. In dit laatste geval kunnen de weersomstandigheden in de zone zeer slecht zijn, vooral voor de luchtvaart.

1. Discontinuïteitslijn (shear line)

In een shearline vertoont de wind een discontinuïteit naar richting en/of kracht zonder dat:

- de grondisobaren een waarneembare trog behoeven te vertonen,
- er duidelijk onderscheiden kan worden tussen twee luchtsoorten.

De discontinuïteitslijn is de lijn welke de punten verbindt waar de wind van richting verandert. Deze richtingsverandering kan tot gevolg hebben, dat de lucht tot opstijging wordt gedwongen, vandaar, dat met een shearline vaak een gebied van zware bewolking en neerslag is geassocieerd.

2. Convergentielijn of convergentiezone

Hieronder wordt verstaan een lijn of zone, welke de punten van de maximale convergentie in een windveld verbindt. Dit kan zowel het geval zijn in een en dezelfde luchtsoort, als op het grensgebied van twee luchtsoorten. Een convergentielijn of -zone kan soms zeer scherp zijn, zich gedragen als een front en gepaard gaan met zeer slecht weer. Het is vaak niet goed mogelijk tussen 1 en 2 te onderscheiden. (Onder convergentie verstaat men het toestromen van de lucht naar een bepaalde lijn of een bepaald gebied).

3. As van de doldrumgordel

Dit is een lijn, welke de punten met de laagste druk verbindt van de zone van lage-drukgebieden welke vaak aanwezig is nabij de equator tussen de circulaties van het noordelijk en het zuidelijk halfrond. Zie ook o.

4. Trog in de westenwindgordel

Een trogvormige storing die zich van west naar oost beweegt. Voor zover de grondwinden oostelijk zijn ontstaat de trog in hogere luchtlagen waar in dat geval dan westelijke winden heersen. De storing gaat dikwijls gepaard met slecht weer.

5. Trog in de oostenwindgordel

Een trogvormige storing die zich van oost naar west beweegt. De storing ontstaat meestal in de passaatstroming. Ook in deze troggen komt vaak zeer slecht weer voor, dat zich dan meestal ten oosten van de trog-as bevindt.

6. Lage-drukgebied

Hieronder wordt in de tropen een gebied verstaan, waar de luchtdruk relatief lager is dan in de omgeving, mits de windkracht niet groter is dan 4 Beaufort (\pm 13 zeemijlen per uur).

7. Golflijn (surge line)

Een bijzonder verschijnsel, dat zich bij voorkeur voordoet in de winter van het betreffende halfrond. Wanneer een anticycloon van gematigde breedte tot de subtropische gebieden doordringt, neemt daar ter plaatse de luchtdrukgradiënt vrij plotseling toe. De lucht tussen het zo versterkte sub-tropische hoge-drukgebied en de equator krijgt dan een sterk versnelde beweging, die echter niet overal dezelfde behoefte te zijn. Plaatselijk neemt daardoor de windkracht aan de grond tot 7 à 10 Bf. toe, hetgeen gepaard gaat met sterke convergentie aan de voorzijde van de versnelde luchthoeveelheden. Deze convergentie geeft weer aanleiding tot krachtige convectie en buien. Het verschijnsel duurt meestal enige dagen. Het is overigens vaak moeilijk te onderscheiden tussen gewone convergentielijnen en discontinuïteitslijnen (zie 2 en 1).

8. Divergentielijn of divergentiezone

Dit is de lijn of zone, die in een windstelsel punten van maximale divergentie verbindt. De lijn of zone is gewoonlijk gekenmerkt door weinig bewolking. (Onder divergentie verstaat men het wegstromen van de lucht van een bepaalde lijn of een bepaald gebied).

9. Tropische cycloon

Een gebied van lage luchtdruk in de tropische gebieden waarin windkrachten van 5 Beaufort of meer voorkomen.

T₁. Intensiteit van het tropische systeem

Indien T_t met een der cijfers 0 t/m 8 gecodeerd is, gebruikt men voor T₁ de code in de linker kolom. Is T_t met 9 gecodeerd, dan geeft T₁ de grootste windkracht, welke in de tropische cycloon wordt aangetroffen of verwacht. Voor het aangeven van deze windkracht gebruikt men de zogenaamde voortgezette Beaufortschaal, (zie de rechter kolom op volgende bladzijde).

$T_t = 0 \text{ t/m } 8$	$T_t = 9$
$T_i = 0$ geen aanduiding	$T_i = 0$ windkracht 10 Bf. (48—55 zm/uur)
1 zwak, afnemend	1 windkracht 11 Bf. (56—63 zm/uur)
2 zwak, weinig of geen verandering	2 windkracht 12 Bf. (64—71 zm/uur)
3 zwak, toenemend	3 windkracht 13 Bf. (72—80 zm/uur)
4 matig, afnemend	4 windkracht 14 Bf. (81 of meer zm/uur)
5 matig, weinig of geen verandering	5 windkracht 5 Bf. (17—21 zm/uur)
6 matig, toenemend	6 windkracht 6 Bf. (22—27 zm/uur)
7 krachtig, afnemend	7 windkracht 7 Bf. (28—33 zm/uur)
8 krachtig, weinig of geen verandering	8 windkracht 8 Bf. (34—40 zm/uur)
9 krachtig, toenemend	9 windkracht 9 Bf. (41—47 zm/uur)

T_c . *Karakter van het tropische systeem*

0 geen aanduiding	5 bestaan onzeker
1 diffuus	6 vorming vermoed
2 scherp	7 positie zeker
3 quasi-stationair	8 positie onzeker
4 bestaan zeker	9 beweging twijfelachtig

PP. *Luchtdruk*

In de daarvoor in aanmerking komende tropische systemen kan met PP de luchtdruk in het centrum of de as aangegeven worden. PP geeft de luchtdruk in milibaren, met weglating van 900 of 1000.

987W_sW_s is de kencijfergroep, waarmede elke sectie in de afdeling gebieden met opvallende weersverschijnselen begint en welke tevens de aard van de opvallende weersverschijnselen aangeeft.

w_sw_s. *Opvallende weersverschijnselen*

00 gebied met zware deining	55 gebied met storm (8 Bf. en hoger)
11 gebied met krachtige wind (6 en 7 Bf.)	66 gebied met continue neerslag
22 gebied met middelbare bewolking	77 gebied met buig weer (met windstoten)
33 gebied met lage bewolking	88 gebied met zware buien
44 gebied met slecht zicht	99 gebied met onweer

F. *Positiegroepen*

De positie-indicatorgroep 33388 geeft aan, dat de plaats van de verschillende druksystemen, fronten, enz. aangegeven wordt met positiegroepen van de vorm QL_aL_aL_oL_o. Hierin is Q het aardoctant, L_aL_a de geografische breedte en L_oL_o de geografische lengte, bij lengten groter dan 99° wordt het honderdtal weggelaten. Voor de IAC Fleet is dit de normale vorm van de positiegroepen, zij geven dus de plaats op gehele breedte- en lengtegraden nauwkeurig. Door

gebruik te maken van de facultatieve groepen $000L_aL_o$ kan de plaats desgewenst tot op tienden van graden nauwkeurig gegeven worden (L_a en L_o zijn aantal tiende graden, dat bij L_aL_a resp. L_oL_o in de voorafgaande groep $QL_aL_aL_oL_o$ moet worden opgeteld).

Zoals reeds gezegd werd, kunnen ook positiegroepen van een andere vorm worden gebruikt en wel van de vorm $L_aL_aL_oL_o k$ ¹⁾. Met deze positiegroepen wordt de plaats tot op halve breedte- en lengtegraden nauwkeurig gegeven (bij deze positiegroepen worden derhalve de groepen $000L_aL_o$ niet gebruikt). Het gebruik van de positiegroepen $L_aL_aL_oL_o k$ wordt aangekondigd door als positie-indicatorgroep in de plaats van 33388 een der groepen 33300, 33311 of 33322 te gebruiken. Na 33300 hebben de positiegroepen betrekking op het noordelijk halfrond, na 33311 op het zuidelijk halfrond. In deze beide gevallen hebben L_aL_a en L_oL_o dezelfde betekenis als in de groep $QL_aL_aL_oL_o$ terwijl k een nadere aanduiding geeft van de halve graden breedte en lengte; k geeft tevens voldoende aanwijzing om te kunnen uitmaken welke lengte met L_oL_o is bedoeld. Bij gebruik van de positie-indicatorgroep 33322 heeft de analyse betrekking op tropische gebieden, zodat zowel noorder- als zuiderbreedte voor kan komen. Nu geven de getallen 00—30 voor L_aL_a noorderbreedte van 0° tot 30° aan, terwijl bij zuiderbreedte voor L_aL_a gecodeerd is 100 verminderd met het aantal breedtegraden ($13^\circ Z = 87$, $29^\circ Z = 71$, enz.). De betekenis van L_oL_o en k ondergaat geen wijziging.

De positiegroepen geven derhalve een punt op de weerkaart aan. Men onderscheidt hierbij twee gevallen:

1°. Het aangegeven punt bepaalt de plaats van een systeem (bv. een druksysteem of een met een druksysteem overeenkomend tropisch systeem). Het systeem wordt derhalve slechts met één punt aangegeven en in dit geval wordt de positiegroep soms eenmaal herhaald. (Van een langgerekt en open druksysteem wordt soms de ligging van de as met meer dan één positiegroep gegeven. Ook dan worden de positiegroepen soms eenmaal herhaald).

2°. Het aangegeven punt bepaalt één punt van een lijn (bv. een front, een isobaar, een lijnvormig tropisch systeem of de begrenzing van een gebied met opvallende weersverschijnselen). In dit geval worden de positiegroepen niet herhaald.

Q. Aardoctant

Lengte		Lengte	
0 $0^\circ W - 90^\circ W$		5 $0^\circ W - 90^\circ W$	
1 $90^\circ W - 180^\circ W$		6 $90^\circ W - 180^\circ W$	
2 $180^\circ E - 90^\circ E$		7 $180^\circ E - 90^\circ E$	
3 $90^\circ E - 0^\circ E$		8 $90^\circ E - 0^\circ E$	
	} Noorderbreedte		} Zuiderbreedte

¹⁾ Dit is bijvoorbeeld het geval in het door de Britse Meteorologische Dienst uitgezonden „Atlantic Weather Bulletin”.

L_aL_a . *Geografische breedte*

L_oL_o . *Geografische lengte*

Breedte en lengte worden uitgedrukt in gehele graden met twee cijfers. Bij breedten en lengten kleiner dan 10° wordt 0 als eerste cijfer geplaatst, bij lengten van 10° of meer wordt het begincijfer 1 weggelaten. Luidt echter de positie-indicatorgroep 33322, dan geven de getallen 70—99 voor L_aL_a , nadat zij van 100 afgetrokken zijn, de zuiderbreedte, de getallen 00—30 geven de noorderbreedte.

L_a . *Geografische breedte* (tienden van graden)

L_o . *Geografische lengte* (tienden van graden)

Aan een positiegroep $QL_aL_aL_oL_o$ kan een groep $00L_aL_o$ worden toegevoegd. L_a en L_o geven dan het aantal tienden, dat bij L_aL_a resp. L_oL_o uit de onmiddellijk voorafgaande groep moet worden opgeteld.

k. *Detail-positie indicator*

Oosterlengte 00—99 of Westerlengte 100—180	Westerlengte 00—99 of Oosterlengte 100—180
0 neem L_aL_a en L_oL_o zoals opgegeven	5 neem L_aL_a en L_oL_o zoals opgegeven
1 tel $\frac{1}{2}^\circ$ bij L_aL_a	6 tel $\frac{1}{2}^\circ$ bij L_aL_a
2 tel $\frac{1}{2}^\circ$ bij L_oL_o	7 tel $\frac{1}{2}^\circ$ bij L_oL_o
3 tel $\frac{1}{2}^\circ$ bij L_aL_a en bij L_oL_o	8 tel $\frac{1}{2}^\circ$ bij L_aL_a en bij L_oL_o
4 positie afgerond op gehele graden	9 positie afgerond op gehele graden

Noot. Bij gebruik van de codecijfers 4 en 9 is de positie slechts tot de naastbijliggende gehele graad nauwkeurig, bij gebruik van de andere codecijfers is de positie tot de naastbijliggende halve graad nauwkeurig.

G. *Bewegingsgroep*

De bewegingsgroep $md_s d_s f_s f_s$ beschrijft de beweging van druksystemen, fronten en tropische systemen en komt steeds als laatste groep voor in elke sectie van de overeenkomstige afdelingen. ¹⁾ Bij druksystemen en tropische systemen, waarvan de plaats van het centrum of van de kern met een enkel punt is gegeven, heeft de bewegingsgroep betrekking op dit centrum of deze kern. Is van een druksysteem of tropisch systeem de as gegeven, dan heeft de bewegingsgroep betrekking op deze as, terwijl bij fronten en lijnvormige tropische systemen de bewegingsgroep betrekking heeft op het midden van het in de desbetreffende sectie gegeven gedeelte.

¹⁾ Hoewel internationaal bepaald is, dat in de IAC Fleet de bewegingsgroepen steeds opgenomen zullen worden, beschouwen enkele Meteorologische Diensten deze groepen als facultatief. In het Atlantic Weather Bulletin b.v. zijn de bewegingsgroepen facultatief.

m geeft de aard, $d_s d_s$ de richting en $f_s f_s$ de snelheid van de beweging.

m. *Aard van de beweging*

- 0 geen aanduiding
- 1 stationair
- 2 weinig veranderend
- 3 wordt stationair
- 4 vertragend
- 5 afbuigend naar links
- 6 terugbuigend („recurving”)
- 7 versneld
- 8 afbuigend naar rechts
- 9 terugbuiging verwacht

$f_s f_s$ *Snelheid*

$f_s f_s$ geeft de snelheid in zeemijlen per uur, waarmede een druksysteem, een gedeelte van een front of van een tropisch systeem zich beweegt in de richting $d_s d_s$

$d_s d_s$. *Bewegingsrichting*

$d_s d_s$ geeft de rechtwijzende richting in tientallen graden aan, *waarin* een druksysteem, een gedeelte van een front of een tropisch systeem zich beweegt (zie fig. 68).
00 = geen beweging.

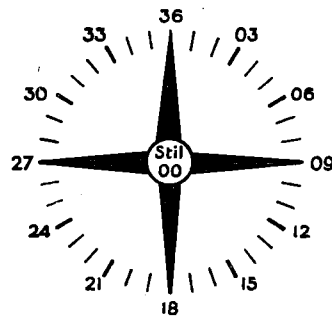


Fig. 68 Bewegingsrichting

Enkele aanwijzingen voor het decoderen van de IAC Fleet

Men doet verstandig alvorens met decoderen te beginnen, eerst, bv. met rood potlood, de inleiding en de verschillende afdelingen en secties van elkaar te scheiden. De inleiding bestaat steeds uit 3 gemakkelijk te herkennen groepen; men lette speciaal op de positie-indicatorgroep ten einde te weten, welke vorm van positiegroepen gebruikt is.

De vierde groep, welke als regel met een 8 zal beginnen, is dan de eerste groep van de afdeling druksystemen. De eerste groep, welke met 66 begint, is de eerste groep van de afdeling fronten, tenzij toevallig een positiegroep met 66 zou beginnen. Bij positiegroepen van de vorm $QL_a L_a L_o L_o$ is dit alleen mogelijk op een zuiderbreedte tussen 60° en 70° in de ZO-Pacific; bij positiegroepen van de vorm $L_a L_a L_o L_o k$ overal op een breedte van 66° . De bewegingsgroepen kunnen nimmer met 66 beginnen.

De eerste groep, welke met 44 begint, is de eerste groep van de afdeling isobaren, tenzij toevallig een positiegroep van de vorm $L_a L_a L_o L_o k$ met 44 begint, dus op een breedte van 44° . Positiegroepen van de vorm $QL_a L_a L_o L_o$ en de bewegingsgroepen kunnen nimmer met 44 beginnen.

De eerste groep, welke met 55 begint, is de eerste groep van de afdeling tropische systemen, tenzij toevallig een positiegroep met 55 begint. Bij positiegroepen van de vorm $QL_a L_a L_o L_o$ is dit alleen mogelijk op zuiderbreedte tussen 50° en 60° in de Zuid-Atlantische Oceaan en van de westkust van Zuid-Amerika tot 90° W. Bij positiegroepen van de vorm $L_a L_a L_o L_o k$ moet de breedte toevallig 55° zijn. De bewegingsgroepen kunnen nimmer met 55 beginnen.

De eerste groep welke met 987 begint is de eerste groep van de afdeling gebieden met opvallende weersverschijnselen. Noch de positiegroepen noch de bewegingsgroepen kunnen met 987 beginnen.¹⁾

Men zij indachtig, dat één of meer van bovengenoemde afdelingen uit het weerbericht weggelaten kunnen zijn.

De scheiding van de verschillende afdelingen in secties zal voor de afdelingen fronten, isobaren, tropische systemen en gebieden met opvallende weersverschijnselen in verband met het hierboven besprokene wel geen moeilijkheden opleveren. In de afdeling druksystemen kan het wel eens minder eenvoudig zijn omdat de kencijfergroepen in deze afdeling slechts door één 8 gekenmerkt zijn. Immers ook de positiegroepen en de bewegingsgroepen kunnen met een 8 beginnen. Bij positiegroepen van de vorm $L_a L_a L_o L_o k$ is dit alleen mogelijk bij gebruik van de positie-indicatorgroep 33322 voor breedten tussen 11° en 20° Z, maar de positiegroepen van de vorm $Q L_a L_a L_o L_o$ zullen op zuiderbreedte tussen 0° en 90° O-lengte steeds met 8 beginnen ($Q = 8$), dit is dus in de Zuid-Indische Oceaan en in het oostelijk gedeelte van de Zuid-Atlantische Oceaan tot de meridiaan van Greenwich. Heeft de analyse betrekking op dit gebied, dan kan de ontcijfering enige moeilijkheden medebrengen. Men bedenke dan, dat *als regel* elke sectie in deze afdeling uit 3 groepen bestaat, mits men een eventuele herhaling van de positiegroep en de eventuele groepen $ooo L_a L_o$, welke direct in het oog springen, niet medetelt. Deze regel gaat echter niet op als de as van een druksysteem met meer dan één positiegroep gegeven wordt en ook niet als tegen de regel in een bewegingsgroep wordt weggelaten. In sommige uitzonderingsgevallen kan het dus nodig zijn verschillende decodings te proberen alsvorens de juiste gevonden wordt.

¹⁾ Theoretisch is het mogelijk, dat bij gebruik van de positie-indicatorgroep 33322 een positiegroep met 987 begint, nl. voor een punt op 2° Z-breedte en een lengte tussen 70° en 80° O of W of tussen 170° O en 170° W.

BIJLAGE III

Aanwijzingen voor het in kaart zetten der weerrapporten

Zoals reeds in § 41 werd opgemerkt, worden de weerrapporten, welke dienen voor het tekenen van weerkaarten aan boord, in de volgende symbolische vormen radiotelegrafisch ontvangen:

schepen YQL_aL_aL_a L₀L₀L₀GG Nddff VVwwW PPPTT
 landstations (999II) iii Nddff VVwwW PPPTT
 of Iiiii Nddff VVwwW PPPTT

Men vindt de voor het ontcijferen van deze weerrapporten benodigde gegevens hieronder alphabetisch naar de lettersymbolen gerangschikt.

1. dd. Windrichting

De windrichting is rechtwijzend gegeven en in tientallen graden (zie fig. 69). Windstilte = 00. (De opgegeven richting geeft aan de richting waaruit de wind waait.)

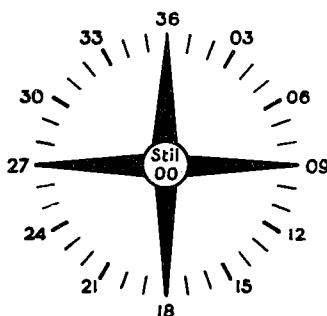


Fig. 69. Windrichting

2. ff. Windsnelheid

De windsnelheid wordt gegeven in zeemijlen per uur.

3. GG. Tijd van waarneming

De tijd van waarneming wordt gegeven in Greenwich tijd, op volle uren afgerond.

4. Iiiii. Indexnummer

Elk landstation heeft een indexnummer van de vorm Iiiii; hierin is II het bloknummer en iii de stationsindex. Alle in een bepaald land of bepaalde landstreek gelegen stations hebben hetzelfde bloknummer, de groep 999II wordt voor achtereenvolgende stations met hetzelfde bloknummer slechts eenmaal gegeven.

De bloknummers en de stationsindices zijn gewoonlijk op de weerkaarten aangegeven. Hieronder volgen de indexnummers van de stations die voorkomen in het bericht van § 41.

Indexnummer	Station	Breedte	Lengte
01001	Jan Mayen	N 71°01'	W 08°26'
009	Andenes	N 69°19'	E 16°07'
203	Kråkenes fyr	N 62°02'	E 04°59'
403	Utsira	N 59°18'	E 04°53'

Index nummer	Station	Breedte	Lengte
03005	Lerwick Observatory	N 60°08'	W 01°11'
075	Wick	N 58°27'	W 03°05'
100	Tiree	N 56°29'	W 06°52'
262	Tynemouth	N 55°01'	W 01°25'
302	Valley	N 53°15'	W 04°32'
497	Gorleston	N 52°35'	E 01°43'
604	Pembroke Dock	N 51°42'	W 04°57'
856	Portland Bill	N 50°32'	W 02°27'
804	Scilly	N 49°56'	W 06°18'
903	Castle Archdale	N 54°28'	W 07°43'
962	Shannon	N 52°41'	W 08°55'
04330	Daneborg	N 74°11'	W 20°13'
349	Kangerdlugsuak	N 68°09'	W 31°45'
360	Angmagssalik	N 65°36'	W 37°34'
280	Narssak	N 60°54'	W 46°00'
230	Holsteinsborg	N 66°55'	W 53°40'
210	Upernavik	N 72°47'	W 56°10'
063	Akureyri	N 65°41'	W 18°05'
007	Bolungarvik	N 66°10'	W 23°15'
018	Keflavik	N 63°57'	W 22°37'
06011	Thorshavn	N 62°03'	W 06°45'
07027	Caen	N 49°10'	W 00°25'
121	Brehat	N 48°51'	W 03°00'
200	Penmarch	N 47°48'	W 04°23'
600	Socoa	N 43°22'	W 01°40'
08545	Pedras Rubras	N 41°14'	W 08°41'
536	Portela	N 38°46'	W 09°09'
554	Faro	N 37°01'	W 07°55'
515	Santa Maria (Açores)	N 36°55'	W 25°10'
506	Horta (Açores)	N 38°32'	W 28°38'
503	Corvo (Açores)	N 39°40'	W 31°07'
60155	Casablanca	N 33°35'	W 07°39'
72904	Hopes Advance, Que	N 61°05'	W 69°33'
907	Port Harrison, Que	N 58°27'	W 78°08'
816	Goose Nfld.	N 53°20'	W 60°25'
809	Belle Isle Nfld.	N 51°53'	W 55°22'
801	Torbay, Newf.	N 47°37'	W 52°44'
820	Lake Manuan, Que	N 50°38'	W 70°32'
717	Chatham, N.B.	N 47°01'	W 65°27'
706	Charlottetown, P.E.I.	N 46°17'	W 63°08'
603	Yarmouth, N.S.	N 43°50'	W 66°05'
600	Sable Island, N.S.	N 43°56'	W 60°02'
74090	Clyde River, Baffin Is.	N 70°25'	W 68°17'

5. **L_aL_aL_a.** Geografische breedte in tienden van graden.

6. **L_oL_oL_o.** Geografische lengte in tienden van graden.

Bij lengten van 100 graden of meer wordt het begincijfer 1 weggelaten.

7. **N.** Totaal bewolkt gedeelte.

Deze code is op blz. 104 in Bijlage I opgenomen.

8. **PPP.** Luchtdruk, in tienden van millibaren onder weglating van het getal, dat de honderdtallen aangeeft (9 of 10).

9. **Q. Aardoctant**

Codecijfer	Octant	
0	0°—90° W	} Noorderbreedte
1	90°—180° W	
2	180°—90° E	
3	90°—0° E	
5	0°—90° W	} Zuiderbreedte
6	90°—180° W	
7	180°—90° E	
8	90°—0° E	

10. **TT. Luchttemperatuur** in gehele graden Celsius.

Codecijfers van 50 en hoger hebben betrekking op negatieve temperaturen; de opgegeven waarde verminderd met 50 geeft het aantal graden beneden het vriespunt aan. (Engelse en Amerikaanse schepen en stations geven de temperatuur in Fahrenheitgraden, indien de Fahrenheit temperatuur negatief is, geeft TT deze negatieve temperatuur, vermeerderd met 100, bijv. bij -20° F is $TT = 80$, terwijl bij -20° Celsius $TT = 70$ is).

11. **VV. Horizontaal zicht.**

Deze code is op blz. 105 in Bijlage I opgenomen.

12. **W. Verleden weer.**

Deze code is op blz. 106 in Bijlage I opgenomen.

13. **ww. Weer op het ogenblik van waarneming en algemeen karakter van het weer in het afgelopen uur.**

Deze code is op blz. 106, 107 en 108 in Bijlage I opgenomen.

14. **Y. Dag van de week**

Codecijfer	Dag
1	zondag
2	maandag
3	dinsdag
4	woensdag
5	donderdag
6	vrijdag
7	zaterdag

De dag wordt gerekend volgens GMT.

De gegevens der waarnemingen worden met zwarte en rode inkt in kaart gezet; daarbij worden de diverse meteorologische elementen in getalwaarde of in symbolische vorm op overzichtelijke wijze gerangschikt rond de plaats van het waarnemingsstation op de kaart. Het in bijlage I besproken stationsmodel dient hierbij tot richtsnoer; in de aan boord ontvangen weerrapporten ontbreken echter diverse meteorologische elementen, zodat men daar gebruik maakt van het in fig. 70 weergegeven sterk vereenvoudigde stationsmodel.

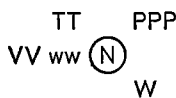
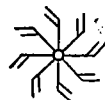


Fig. 70

Vereenvoudigd stationsmodel voor het tekenen van weerkaarten aan boord



Zuidelijk
halfmond



Noordelijk
halfmond

Fig. 71

Windaanduiding op het noordelijk en op het zuidelijk halfmond

Men houde voorts rekening met de volgende aanwijzingen:

Eerst wordt op de plaats van het waarnemingsstation een cirkel getekend met een middellijn niet groter dan 2 mm, de zogenaamde stationscirkel. Daarna worden de verschillende elementen ingetekend, waarbij de volgorde, waarin zij in het weerrapport voorkomen, kan worden aangehouden. De hieronder volgende aanwijzingen zijn echter gegeven in de alfabetische volgorde der lettersymbolen.

dd en ff worden ingezet in de vorm van pijlen, waarvan de spits (die niet wordt getekend) naar de waarnemingsplaats wijst, in de richting waarin de wind waait. De windsnelheid wordt aangegeven door veren aan de achterkant van de pijlschacht, waarbij een korte veer overeenkomt met vijf, een lange veer met tien zeemijlen per uur. ¹⁾ De veren worden op het noordelijk halfrond aan de linkerzijde, op het zuidelijk halfrond aan de rechterzijde van de pijlschacht geplaatst (fig. 71).

Men oriëntere de windpijlen op de meridianen en parallellen (dus niet op de omtrek van de kaart). De pijl mag niet groter dan 6 mm zijn, de veren niet groter dan $1\frac{1}{2}$, resp. 3 mm. De hoek, welke een veer met de pijlschacht maakt, dient ongeveer 120 graden te bedragen. Bij windstilte (dd = 00 en ff = 00) wordt in het geheel geen pijl gezet; in Nederland wordt windstilte aangegeven door een cirkel om de stationscirkel. Bij zeer zwakke wind (ff = 01 of 02), welks richting wel bekend is, wordt een pijlschacht zonder veer ingezet.

N. Hiervoor gebruikt men de in fig. 67 weergegeven symbolen, welke in de stationscirkel worden getekend.

PPP. Het codecijfer PPP wordt op de kaart ingeschreven, met bijplaatsing van een punt tussen de laatste twee cijfers. Bij het tekenen der isobaren bedenke men, dat op zee in den regel luchtdrukwaarden tussen 960 en 1040 mbar worden aangetroffen, zodat bij de getallen tussen 60.0 en 99.9 een bedrag van 900.0 en bij de getallen tussen 00.0 en 40.0 een bedrag van 1000.0 moet worden opgeteld. Bij extreem lage of extreem hoge waarden van de luchtdruk kan men gemakkelijk uit de drukverdeling opmaken, of waarden beneden 1000 dan wel boven 1000 mbar zijn bedoeld.

¹⁾ Deze manier van in kaart zetten van de windsnelheid is niet internationaal voorgeschreven, maar is in vele landen gebruikelijk. In een aantal landen wordt de windkracht Beaufort nog in kaart gezet, zoals vroeger ook in Nederland geschiedde (1 veer = 2 schaaldelen Bf., $\frac{1}{2}$ veer = 1 schaaldel Bf.). Bij windkracht 9 à 10 Bf. geven beide methoden hetzelfde beeld in de weerkaart; bij minder wind geeft als regel de aanduiding in Bf. een half veertje meer dan de aanduiding in zm/h; bij zwaar stormweer is voor de aanduiding in zm/h als regel een half veertje meer nodig. Nevenstaande tabel geeft voor de verschillende Beaufort-schaaldelen de overeenkomstige windsnelheden in zeemijlen per uur.

Windkracht Beaufort	Windsnelheid in zeemijlen per uur	
	Gemiddeld:	Grenzen:
0 Stille	00	< 01
1 Flauw en stil	02	01—03
2 Flauwe koelte	05	04—06
3 Lichte koelte	09	07—10
4 Matige koelte	13	11—16
5 Frisse bries	19	17—21
6 Stijve bries	24	22—27
7 Harde wind	30	28—33
8 Stormachtig	37	34—40
9 Storm	44	41—47
10 Zware storm	52	48—55
11 Zeer zware storm	60	56—63
12 Orkaan	> 63	> 63

TT. Wordt in graden Celsius ingeschreven; bij negatieve temperaturen mag het minteken niet worden vergeten. Ter voorkoming van verwarring met de luchtdrukgegevens wordt de temperatuur dikwijls in rood ingeschreven.

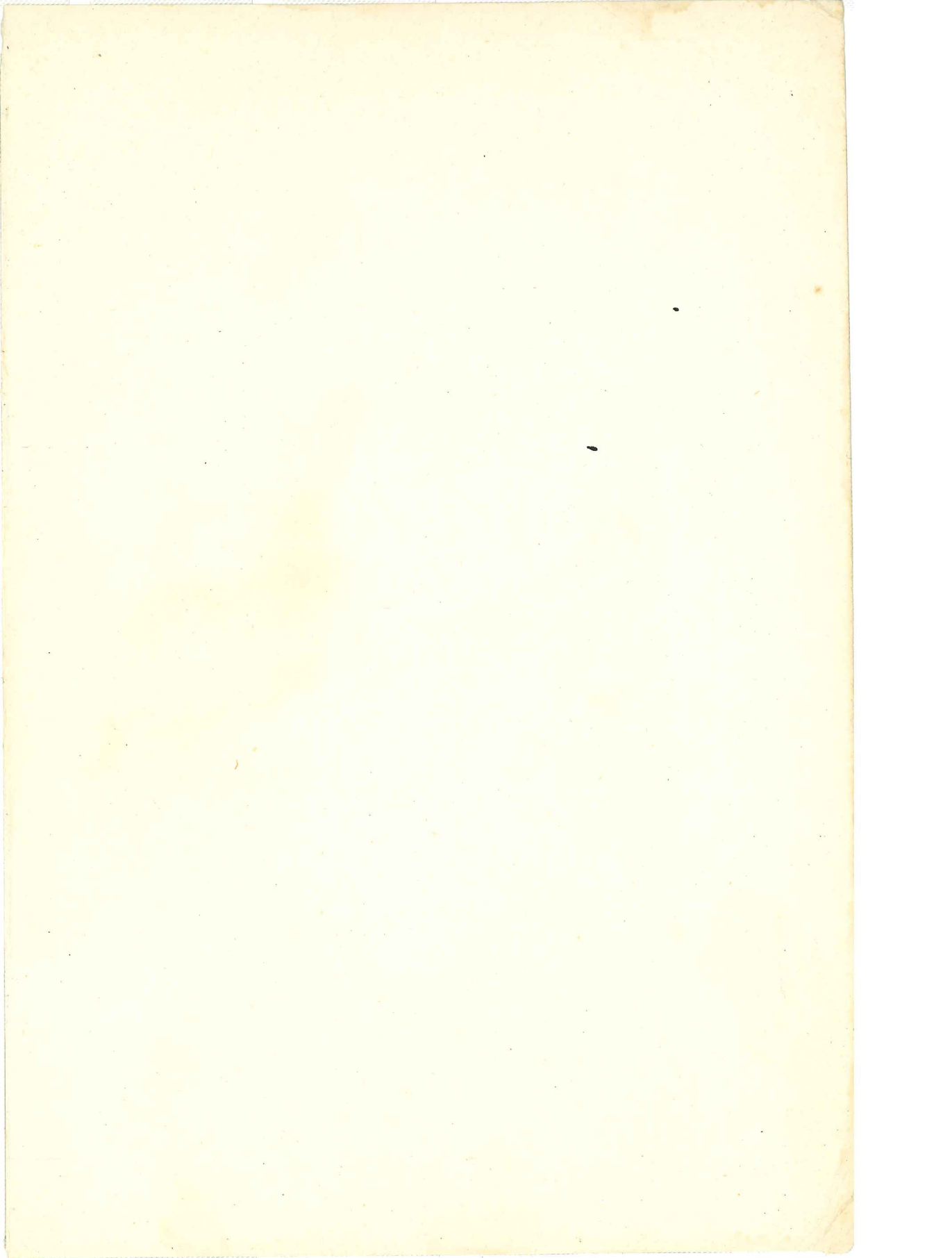
VV. Het codecijfer VV wordt zonder enige wijziging op de kaart ingeschreven. Voor het vlot lezen van de weerkaart is het derhalve nodig over enige kennis van de zicht-code te beschikken.

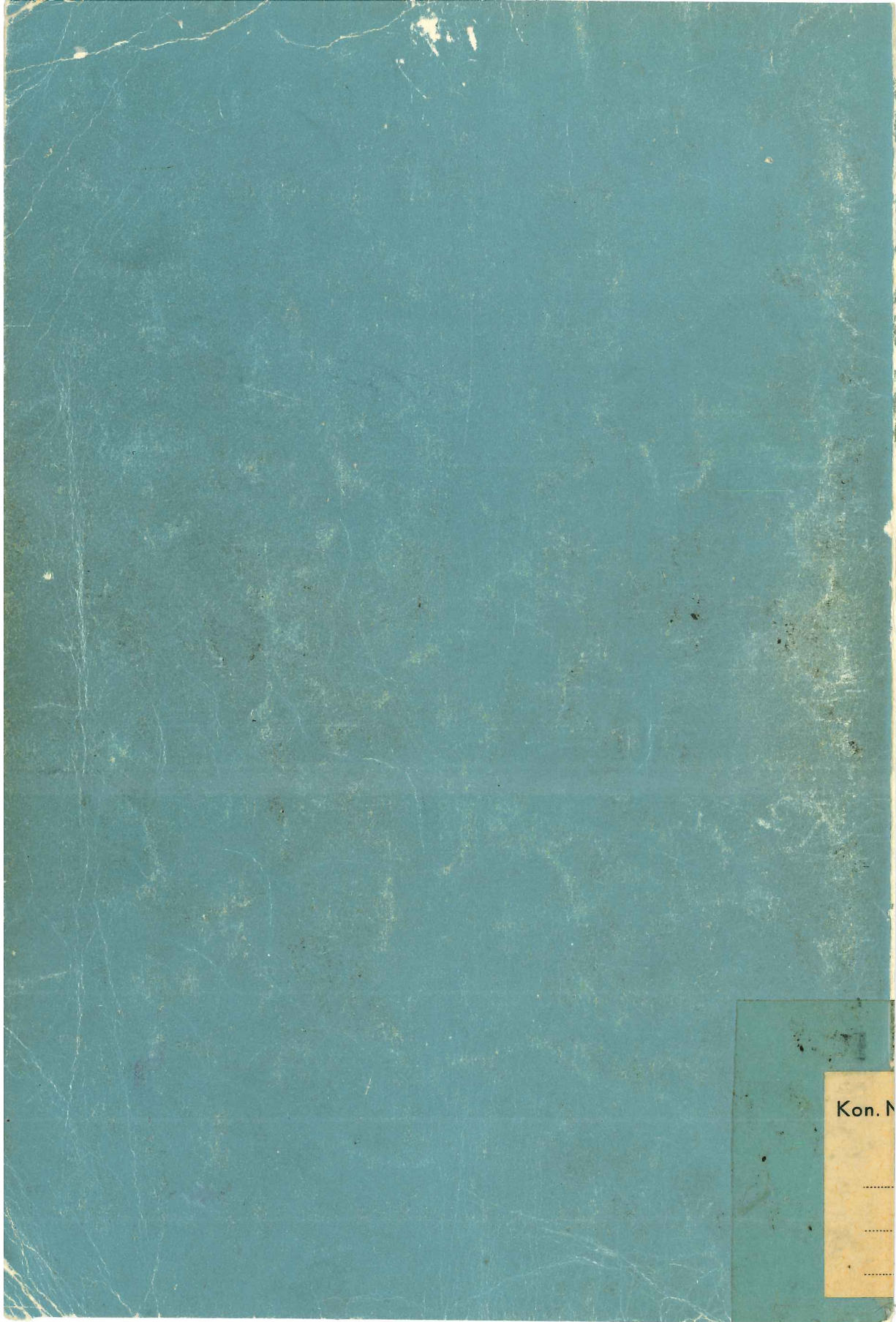
W. Hiervoor gebruikt men de in fig. 67 weergegeven symbolen. Indien de kaart in twee kleuren wordt getekend, wordt ook het symbool voor W met rode inkt ingezet.

ww. Ook hiervoor gebruikt men de in fig. 67 weergegeven symbolen.

Men plaatse de gegevens zo dicht mogelijk bij de stationscirkel en houde zich voor zover dit in verband met de windpijl mogelijk is, aan de voorgeschreven plaatsen voor de getallen en de symbolen.

Men tekene de gegevens niet te groot in, aangezien de kaart dan onoverzichtelijk wordt.





Kon. N

.....

.....

.....