

ONTWIKKELINGEN IN DE DYNAMISCHE METEOROLOGIE NA 1945 (1)

Luchtdruk en wind

COR SCHUURMANS EN AARNOUT VAN DELDEN (IMAU)

Weerkaarten laten een beeld zien van de luchtdrukverdeling op zeeniveau. Die verdeling wordt vooral gekenmerkt door samenhangende gebieden van hoge en lage druk. Van dag op dag veranderen en verplaatsen die gebieden zich meer of minder, maar de meesten zijn toch wel gedurende een kleine week te volgen. Ze houden dus een week lang hun identiteit. Ondertussen zijn er anderen die verdwijnen en komen nieuwe op. Het ontstaan en verdwijnen van zulke luchtdrukssystemen roept natuurlijk vragen op. Maar evengoed het tijdelijke bestaan van zulke dingen. Waarom loopt een hogedrukgebied niet meteen leeg en een lagedrukgebied vol?

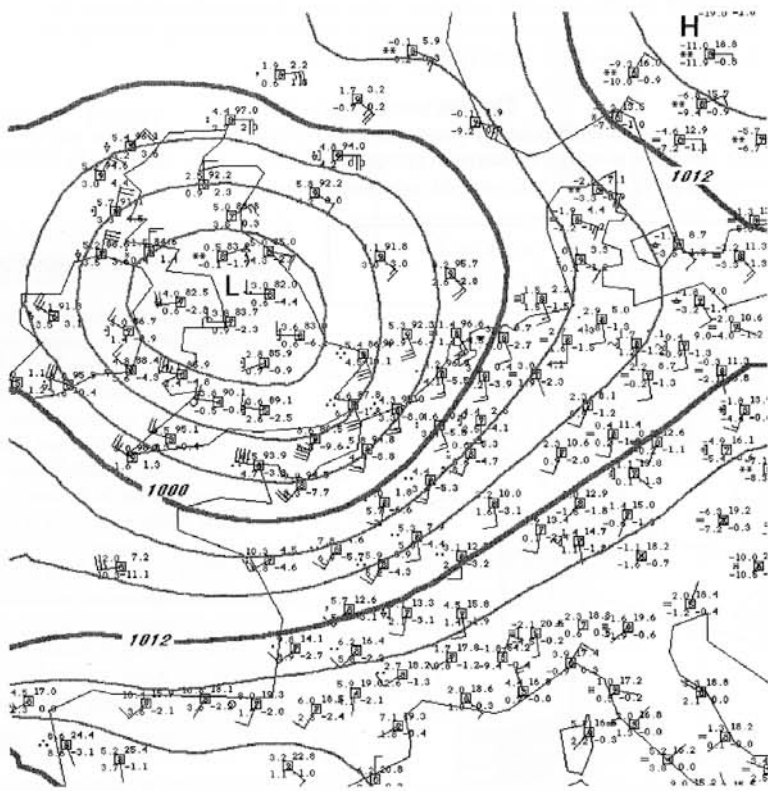
Een bergje water kan niet bestaan, het vloeit onmiddellijk weg. Waarom bestaat een bergje lucht dan wel? Het antwoord is dat het bergje lucht (het hogedrukgebied) een tijdje kan blijven bestaan dank zij de draaiing van de aarde, die er overigens voor zorgt dat er ook bergjes water kunnen blijven bestaan maar die moeten dan wel van een omvang zijn die vergelijkbaar is met die van hogedrukgebieden. En zulke vlakke waterbergjes vallen nu eenmaal niet gemakkelijk op.

Nu zijn hoge- en lagedrukgebieden niet de enige verschijnselen die weerkaarten ons te zien geven. We kennen ook fronten en buienlijnen, en meer van dit soort slechtweer-phenomenen. Overigens is het niet alleen de weerkaart die voor ons dergelijke verschijnselen zichtbaar maakt. Sinds 1960 kennen we ook wolkenfoto's van satellieten die soms beter dan welke weerkaart dan ook de werkelijke vorm van de luchtstroming weergeven. Kijken we bijvoorbeeld naar bijgaand plaatje (figuur 1a) waarin links de weerkaartversie van een depressie staat afgebeeld en in figuur 1b een opname vanuit een weersatelliet. De (inwaartse) spiraalvorm van de luchtstroming is op de satellietfoto in één oogopslag te zien, terwijl deze uit de weerkaart alleen op indirecte wijze en met behulp van een reeks van opeenvolgende weerkaarten is af te

leiden. Beide hulpmiddelen stellen ons echter in staat vast te stellen dat luchtstroming en weersysteem twee verschillende dingen zijn. Te gauw denkt men bij een depressie aan een hoeveelheid koude en natte lucht, die met stormachtige winden wordt rondgejaagd, als in een cylinder. Dat er lucht een depressie binnen kan stromen om er een dag later op een andere plaats weer uit tevoorschijn te komen komt bij de meeste mensen niet in hun gedachten op.

Toch is dit inzicht: lucht die door weer-

systemen heenstroomt (en ook omgekeerd: weersystemen die door stilstaande lucht heenlopen), niet nieuw. Evenmin trouwens als dat in de bovengenoemde rol van de draaiing van aarde op de structuur en handhaving van bepaalde weersystemen. Lang voor de oorlog was de dynamische meteorologie voldoende ver ontwikkeld om zulke inzichten mogelijk te maken. Het duurt echter geruime tijd voor nieuwe inzichten gemeengoed zijn geworden, deels omdat de vakmensen zelf er nog onvoldoende van doordrongen zijn,



Figuur 1a. Grondweerkaart van 12 februari 1996, 06 UTC. Getrokken lijnen zijn isobaren. In de plotjes staat linksboven de temperatuur in °C, linksonder het dauwpunt in °C, rechtsboven de luchtdruk (hPa-1000), rechtsonder de luchtdrukverandering in de afgelopen 3 uur en in het vierkantje (dat de positie van het station weergeeft) de bewolgingsgraad (in achtsten).

deels omdat het onderwijs en de popularisering soms erg ver achterlopen. Er zou dan ook gemakkelijk een lang artikel te schrijven zijn over dynamische verschijnselen in de atmosfeer die vóór 1945 al bekend en begrepen waren, maar die bij vele lezers anno 1996 nog als nieuw zullen overkomen. Toch zijn alle **grote** ontdekkingen van de dynamische meteorologie in feite van na de oorlog. Van na de tijd dat de meteorologie over voldoende waarnemingen van de hogere luchtlagen kon beschikken. Kaarten van de luchtstroming op 3, 5, 10 en 15 km hoogte, door vakmensen vaak weerkaarten van de bovenlucht genoemd. Verschijnselen die dankzij de bestudering van de bovenluchtkarten nu verklaard kunnen worden of waarvoor belangrijke stukken theorie zijn ontwikkeld zijn onder andere:

- de straalstroom
- Rossby golven
- barocliene golven (barocliene instabiliteit)
- golfvoortplanting en teleconnecties (barotrope instabiliteit)
- stationaire golven
- gebergte-invloeden
- zwaartekrachtsgolven
- blokkeringen
- polar lows
- enzovoorts.

Dit is een technisch lijstje, waaruit al gauw de indruk ontstaat dat het gaat om dingen die met de meteorologie van alledag weinig meer te maken hebben. Dat is echter maar schijn. Eindelijk is de dynamische meteorologie zover dat zij kan doordringen tot het wezen van de lucht-

stroming rond de aarde, waaruit tenslotte alle weer voortkomt. Dat wezen blijkt te bestaan uit een samenspel van golfbewegingen, die ieder voor zich een verschillende ontstaansoorzaak hebben. Golven kunnen zich voortplanten, groeien of uitdempen. Groei en uitdemping kan door onderlinge beïnvloeding plaatsvinden maar vooral door wisselwerking met de "omgeving". Die "omgeving" bepaalt meestal ook of een golf ongeremd kan groeien, dat wil zeggen instabiel worden, waaruit dan systemen als depressies en blokkeringen ontstaan.

Ofschoon dus de technische en theoretische ontwikkelingen in de dynamische meteorologie nog wel inzichtelijk te maken zijn via golfomgeving beschouwingen is de omvang van de nieuwe theorie zo groot dat samenvatting in één overzichtsartikel uit den boze is. Het Engelse amateur-tijdschrift *Weather* heeft een aantal jaren geleden dan ook gekozen voor een reeks van artikelen om de na-oorlogse ontwikkelingen in de dynamische meteorologie in beeld te brengen. Deze artikelen zijn in boekvorm uitgekomen als *Dynamic Meteorology, An Introductory Selection*, B.W. Atkinson (editor), Methuen Londen (New York, 1981).

Het bezwaar van de Engelse aanpak is echter dat de meeste afleveringen een nogal leerboekachtig karakter hebben. De nadruk ligt daardoor meer op de uitleg van een aantal elementaire, maar wel fundamentele, wetmatigheden en begrippen dan op het schetsen van nieuwe inzichten. Dit artikel zal die weg niet gaan. Het kan evenmin worden opgevat als een volledig

overzichtsartikel, om redenen die hierboven zijn genoemd. Op z'n best kan een indruk worden gegeven van:

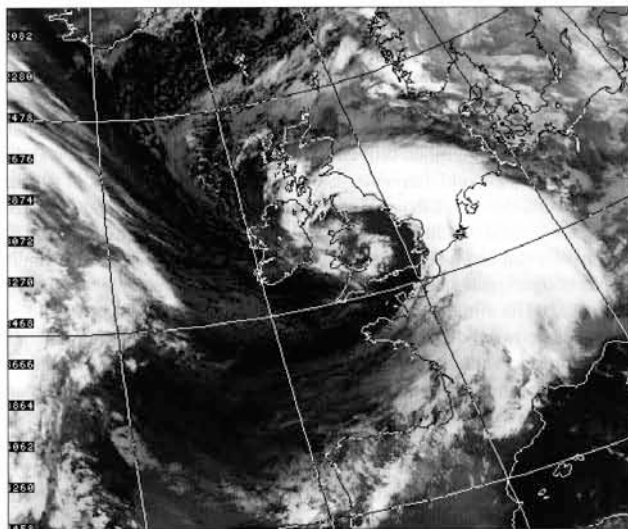
- Een stukje basistheorie waarvan de dynamische meteorologie zich tegenwoordig bedient (Buys Ballot en verder);
- Enkele nieuwe inzichten over de wijze waarop de atmosfeer dynamisch functioneert (Werk dat zo?);
- De draagwijdte van de dynamische meteorologie voor de rest van het weer- en klimaatonderzoek. (Deel 2 van dit artikel).

BUYS BALLOT EN VERDER

Chauvinistisch als we zijn, nemen we als startpunt van de dynamische meteorologie de wet van Buys Ballot (1857): "Staande met de rug naar de wind, heeft men de lage druk aan de linkerhand en de hoge druk aan de rechter", of iets in vergelijkbare bewoordingen. De precieze formulering doet er hier minder toe. Het blijft immers een kwalitatieve formulering en waar het ons hier als uitgangspunt om te doen is, is dat de wind in de atmosfeer gekoppeld is aan de luchtdrukverdeling. Die koppeling is na Buys Ballot het onderwerp geweest van zeer veel studie en één van de fundamentele begrippen waartoe dit heeft geleid is het **geostrofisch evenwicht**, ofwel de **geostrofische wind**, of kortweg **geowind**.

De geowind waait evenwijdig aan de isobaren en is krachtiger naarmate de isobaren dichter naast elkaar lopen. Een kwantitatieve verklaring van dit verschijnsel is gegeven door een tijdgenoot van Buys Ballot, de Amerikaan Ferrel. Eerstgenoemde heeft in een brief aan Ferrel dan ook aangeboden om de wet van Buys Ballot om te dopen in de wet van Ferrel, maar de Amerikaan heeft de eer aan zijn Nederlandse collega gelaten. Ofschoon de geowind in vrijwel alle boekjes over meteorologie wordt behandeld (en hier dus met een verwijzing zou kunnen worden volstaan) is het goed om de wezenlijke kenmerken ervan nog even onder de loep te nemen.

We beginnen dan met de vervanging van isobaren door isohoogtelijnen (of isohypsen). Dat maakt het inzicht stukken eenvoudiger. Isobaren zijn lijnen van gelijke luchtdruk voor een afgesproken niveau. Hiervoor wordt meestal het zeeniveau gekozen. We kunnen echter ook uitgaan van een afgesproken drukvlak, bv. 1000 hPa of 500 hPa, en in dit vlak lijnen tekenen van gelijke hoogte. Zo'n kaart komt dan meer overeen met wat we gewend zijn bij het zichtbaar maken van de topografische hoogteverschillen op



Figuur 1b. NOAA satellietfoto in kanaal 4 (infrarood) van 12 februari 1996, 08:04 UTC (bron: University of Dundee).

aarde. De meteorologische hoogtekarten worden daarom ook wel topografieën van isobarische vlakken genoemd. Welnu, nemen we hoogteverloop aan van het 500 hPa vlak als geschetst in figuur 2, dan willen we voor die situatie kunnen aangeven wat de geowind (richting en snelheid) is en waarom. De werkwijze is als volgt: plaats een proefdeeltje in punt P. Het deeltje zal langs de helling naar beneden rollen en wel sneller naarmate de helling sterker is. In ons (realistische) geval is die helling,

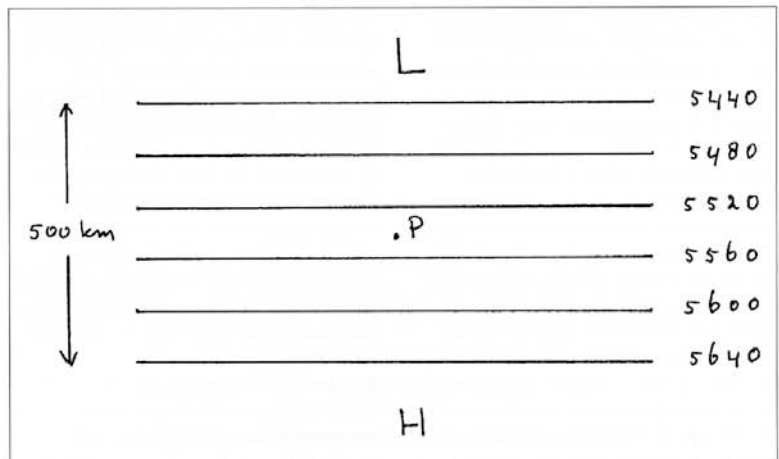
$$\frac{\Delta z}{\Delta s} = \frac{200 \text{ m}}{500 \text{ km}} = 4 \times 10^{-4},$$

ofwel 0,04% (ongelooflijk klein dus). Vermenigvuldigd met de versnelling van de zwaartekracht ($g=10 \text{ m s}^{-2}$ want deze is het natuurlijk die het deeltje de helling af laat lopen) is de bergafwaartse versnelling toch nog $4 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-2}$. Zo'n versnelling geeft ons proefdeeltje binnen enkele uren een snelheid van meerdere tientallen meters per seconde. Zodra het deeltje beweegt werkt daarop natuurlijk de afbuigende kracht van de draaiing van de aarde (de Corioliskracht); die kracht is evenredig met de snelheid van het deeltje en werkt loodrecht op de snelheid, op het noordelijk halfrond naar rechts als men kijkt in de stroomrichting. In deze situatie met slechts twee krachten (we zien af van bijvoorbeeld de wrijving die het deeltje ondervindt) is het duidelijk dat een evenwicht slechts bereikt kan worden als beide krachten precies even groot zijn en tegengesteld gericht. Welnu, de kracht die het deeltje bergafwaarts trekt, staat loodrecht op de hoogtelijnen, gericht van H naar L. De Corioliskracht zal dus ook loodrecht op de hoogtelijnen moeten staan en gericht van L naar H. De Corioliskracht staat bovendien loodrecht op de snelheid, vandaar dat de snelheid evenwijdig moet lopen met de hoogtelijnen. En vanwege de afbuiging naar rechts die de Corioliskracht (op het noordelijk halfrond) veroorzaakt, zal de snelheid dus stroomafwaarts de L aan de linkerhand en de H aan de rechterhand hebben.

Tenslotte de grootte van de snelheid bij gegeven helling van het isobarisch vlak. In (geostrofisch) evenwicht geldt dat de twee krachten (versnellingen) tegenovergesteld gericht, maar in grootte aan elkaar gelijk zijn. Dus

$$g \frac{\Delta z}{\Delta s} = f v,$$

waarbij de evenredigheidsconstante f ge-



Figuur 2. Hoogteverloop van het 500 hPa vlak.

lijk is aan $2\Omega \sin \psi$ met $\Omega=7,29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (rotatiesnelheid van de aarde) en ψ = geografische breedte. Op de gematigde breedten is $f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$, dus in ons voorbeeld is

$$v = \frac{g}{f} \frac{\Delta z}{\Delta s} = \frac{10}{10^{-4}} \cdot 4 \times 10^{-4} = 40 \text{ m s}^{-1}.$$

Voor zo'n kleine helling van het isobarische vlak is dit een snelheid die er zijn mag.

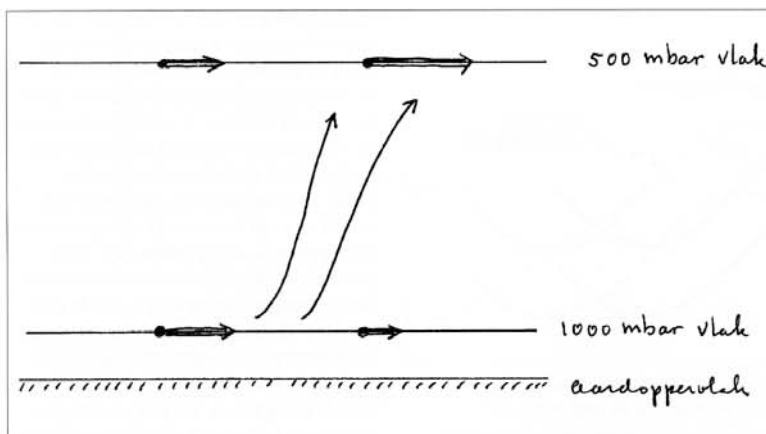
De geowind volgt dus qua snelheid en richting rechtstreeks uit het hoogteveld (bij gegeven geografische breedte) en omgekeerd. Kennis van de één geeft dus exacte informatie over de ander.

De droom van de meteoroloog is echter altijd geweest het voorspellen: als dit, dan dat, maar dan gezien in de tijd. Kan het geowind-concept tot voorspelling bijdragen? Nee, want het beschrijft een evenwicht en kan als zodanig niets zeggen over verandering. Trouwens, dat is ook gemakkelijk in te zien: als luchtdeeltjes netjes langs bepaalde hoogtelijnen blijven lopen, hoe kan het hoogteveld dan ooit veranderen? Er verandert pas iets aan de vorm van het hoogteveld (en dus aan de vorm en intensiteit van een weersysteem) als deeltjes de hoogtelijnen gaan kruisen (bergop of bergaf). Het zijn dus de afwijkingen van de geowind die voor hoogte- (en luchtdruk) veranderingen van belang zijn. De afwijkingen van de geowind worden de *ageostrofische winden* genoemd. Met dit begrip werd reeds vóór de oorlog gewerkt maar de term als zodanig is van na 1945. Echt van vlak na de oorlog (Sutcliffe, 1947; Charney, 1948) is de introductie van wat tegenwoordig de *quasi-geostrofische benadering* heet.

Deze houdt in dat bij berekeningen van de luchtstroming de werkelijke wind maar heel weinig afwijkt van de geostrofische wind, ofwel de ageostrofische windsnelheid is veel kleiner dan de geostrofische windsnelheid. Hierdoor kunnen de vergelijkingen die de ontwikkelingen van de stroming beschrijven sterk vereenvoudigd worden. Er hoeft namelijk alleen rekening te worden gehouden met de ageostrofische wind bij de berekening van de Corioliskracht en bij het oplossen van de massabehoudsvergelijking. Deze benadering heeft ongelooflijk vruchtbaar gewerkt. Zij heeft er toe geleid dat de veranderingen van een hoogteveld (en dus van de vorm en verdeling van weersystemen) berekend kunnen worden met gebruikmaking van uitsluitend gegevens over het hoogteveld zelf (dus zonder kennis van de wind of wat dan ook). Een soort overgang van de ene potentiële energie toestand naar de andere, zonder het tussenstadium van kinetische energie erbij te betrekken.

Waar het om gaat is natuurlijk dat ook de ageostrofische wind of iets wat daarmee samenhangt uitgedrukt kan worden in kenmerken van het hoogteveld (zoals ook bij de geowind het geval was). Die koppeling vindt plaats met behulp van de min of meer vanzelfsprekende wet van behoud van massa. Middels deze wet is een verband te leggen tussen horizontale luchtstroming (wind) en de verticale luchtstroming. Schematisch ziet dat verband er uit als in figuur 3.

Beschouw een stroming in een verticaal vlak. Afremming van de wind op het 1000 hPa vlak leidt tot convergentie van lucht op dit drukvlak. Vanwege massabehoud moet de lucht naar boven uitwijken. Op een hoger gelegen drukvlak zal de lucht



Figuur 3. Verband tussen horizontale stroming en verticale stroming in een verticale doorsnede van de atmosfeer.

divergeren, hetgeen impliceert dat op dit drukvlak een versnelling van de stroming in de stroomrichting plaatsvindt. Omgekeerd mag natuurlijk ook: stel dat de stroming op grote hoogte langs een drukvlak in de stromingsrichting in snelheid toeneemt (divergeert), dan zal vanwege massabehoud lucht van beneden worden aangezogen. Wat hier nu met de horizontale wind gebeurt is ageostrofisch. In de theorie van het quasi-geostrofisch evenwicht gaat men er van uit dat de atmosfeer streeft naar geostrofisch evenwicht. Dus de ageostrofische wind moet zodanig zijn dat het drukveld (ofwel hoogteveld) mee verandert zodat het systeem zich aanpast aan het geo-evenwicht. Hoe gebeurt die aanpassing? Erg simpel: de opwaartse beweging in figuur 3 veroorzaakt een afkoeling van de lucht (een pakketje lucht komt in hogere en ijlere regionen, moet uitzetten en koelt daardoor adiabatisch af). Maar bij lagere temperatuur zal het 500 hPa vlak zakken ten opzichte van het 1000 hPa vlak. Dit als gevolg van het hydrostatisch evenwicht: de atmosferische wet die zegt dat het luchtdrukverschil tussen twee hoogten gelijk is aan het gewicht van de lucht in de kolom tussen die hoogten. Als het 500 hPa vlak ter plekke van de opwaartse luchtbeweging zakt dan wordt de (noord-zuid) helling groter, waardoor de wind moet toenemen (om weer in geo-evenwicht te komen). Conclusie: *we zijn van de ene geo-evenwicht toestand in de ander terechtgekomen via de tussenstap van de ageostrofische beweging.* In principe kunnen we nu alle volgende stappen ook beschrijven en het enige wat we als startpunt nodig hebben is de hoogteverdeling van de verschillende drukvlakken. Er zijn allerlei veranderingen moge-

lijk, maar het atmosfeersysteem is als het ware de slaaf van twee evenwichtsrelaties waar het voortdurend naar toe wordt getrokken: het geostrofisch en hydrostatisch evenwicht. Deze modelopvatting van de aardatmosfeer staat bekend onder de benaming: quasi-geostrofisch model. Het is een typisch na-oorlogse ontwikkeling en heeft veel inzichten in atmosferische verschijnselen mogelijk gemaakt. Het model is echter alleen van toepassing op de luchtstroming op grote schaal (honderd km tot de afmetingen van de aarde). Essentieel is namelijk dat de draaiing van de aarde haar invloed op de beweging kan doen gelden. Anders is er van geostrofisch evenwicht geen sprake. De luchtbewegingen in een convectiecel (op een warme zomerdag boven land bijvoorbeeld) worden nauwelijks door de aardrotatie beïnvloed. Bovendien geldt bij convectie het hydrostatisch evenwicht niet: in de opstijgende thermiekel onder vindt de lucht een opwaartse versnelling! Aan de ontwikkeling van het quasi-geostrofische model is vooral van Amerikaanse en Engelse zijde bijgedragen. Ook de Scandinaviërs (Noren en Zweden) zijn hierbij betrokken geweest. De theorie is voor het eerst in afgeronde vorm beschreven in de eerste druk van het tekstboek van J.R. Holton, *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press, New York/London, 1972.

WERKT DAT ZO?

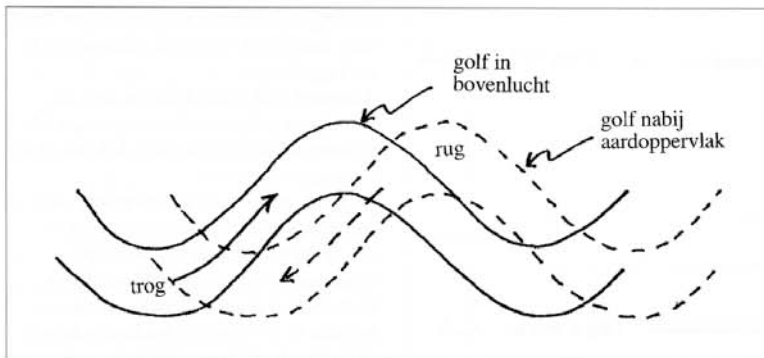
De quasi-geostrofische theorie geeft een goede verklaring van een aantal atmosferische verschijnselen die in de inleiding zijn genoemd. Met name voor de verschijnselen op grote schaal, die sterk onder invloed staan van de draaiing van de aarde en waarop de invloed van het

aardoppervlak betrekkelijk gering is, heeft deze theorie tot wezenlijk nieuwe inzichten bijgedragen.

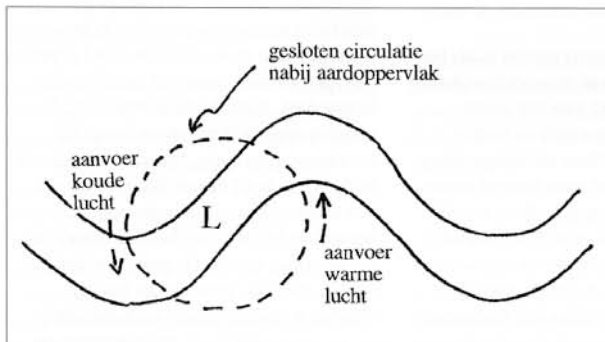
Als voorbeeld behandelen we hier de barocliene golven in de atmosfeer, in het gewone spraakgebruik beter bekend onder de naam depressies.

Over het ontstaan en de levensloop van depressies is al zeer veel nagedacht en geschreven. De vroegste theorieën stammen al van vóór de tijd van Buys Ballot. Over deze 19e eeuwse denkbeelden is een prachtig boek verschenen: "The Thermal Theory of Cyclones", Gisela Kutzbach, American Meteorological Society, 1979.

De vroegste modellen voor de verklaring van depressies waren sterk thermodynamisch van aard. Zij konden wel verklaren waarom depressies slecht-weersystemen zijn en waarom het rond depressies kan stormen maar een aantal andere kenmerken, zoals de detailstructuur, de verplaatsingssnelheid en -richting, de voorkeursafmetingen, bleven onverklaard. In de eerste helft van de 20e eeuw deed een nieuwe depressietheorie opgeld, bekend onder de naam Noorse school of polaire front model. De grote betekenis van dit model is geweest dat het een algemeen geaccepteerde modelbeschrijving van een depressie (met warmte- en koufront, oclusie enz.) heeft opgeleverd die al meer dan een halve eeuw de dagelijkse synoptische meteorologische praktijk heeft vergemakkelijkt. Aan het theoretische inzicht in depressievorming heeft de Noorse school ook wel wat toegevoegd maar de echte doorbraak op theoretisch gebied is toch pas (vlak) na de oorlog gekomen. Onafhankelijk van elkaar publiceerden de Amerikaan Charney (1947) en de Engelsman Eady (1949) hun depressietheorie die op vele punten overeen bleek te stemmen en die tegenwoordig de theorie van de *barocliene instabiliteit* heet. Het voert veel te ver om dit begrip hier volledig uit te leggen, maar de essentiële kenmerken ervan zullen we kort bespreken. In de inleiding noemden we al het concept van golven en hun omgeving. Welnu golfjes, of golfvormige storingen, zijn er altijd voldoende in de luchtstroming. (Iedere onregelmatigheid zoals bergen en land-zee grenzen kan namelijk een verstoring veroorzaken). Van belang is om na te gaan of zulke storingen kunnen uitgroeien tot bijvoorbeeld depressies, of dat ze gewoon weer wegsterven. Groei of verdwijning van een kleine storing zal waarschijnlijk afhangen van de structuur en vorm van de storing, maar ook van de omgeving waarin de



Figuur 4a. De positie van de golf in de bovenlucht aangegeven door middel van stroomlijnen (getrokken lijnen) ten opzichte van de positie van de golf nabij het aardoppervlak (stippellijnen). De pijlen geven de beweging aan van luchtdeeltjes ten opzichte van de golf.



Figuur 4b. Het ontstaan van een luchtdruk minimum bij het aardoppervlak ten oosten van de trog in de bovenlucht. De stippellijn is een willekeurige isobaar nabij het aardoppervlak.

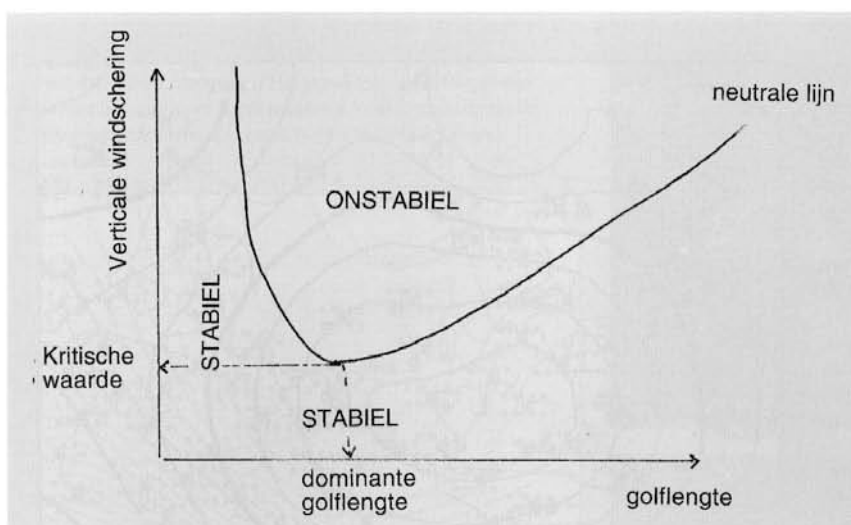
storing zich bevindt. De situatie die Charney en Eady onderzochten was die van een kleine storing in een omgevings-atmosfeer waarin de wind sterk met de hoogte toeneemt. Nemen we nu aan dat de storing de vorm heeft van een golfje dat met een zekere (fase)snelheid (c) van west naar oost beweegt. Verder nemen we aan dat het golfje zonder faseverschuiving in de hele luchtlaag van de grond tot de tropopauze (circa 10 km hoogte) aanwezig is.

Stel nu dat de windsnelheid u in het midden van de luchtlaag gelijk is aan de fasesnelheid van het golfje (dus $u=c$) dan mogen we concluderen dat nabij het aardoppervlak $u < c$ is en nabij de tropopauze $u > c$. We hadden namelijk gesteld dat in de omgevingslucht de wind toeneemt met de hoogte. Dit betekent dat bovenin de lucht van west naar oost door het golfje stroomt en dat nabij het aardoppervlak het golfje zich door een vrijwel stilstaande omgeving voortplant. Nabij de tropopauze zal een luchtdeeltje van west naar oost door de golf heen bewegen en zal tussen golfdal (trog) en golftop (rug) een vorm-

verandering moeten ondergaan. Reden hiervan is dat in een golfdal het luchtdeeltje een cyclonale draaibeweging (tegen de wijzers van de klok in) heeft en in een golftop een anticyclonale (met de wijzers van de klok mee). Aangezien het impulsmoment behouden blijft zal het luchtdeeltje, dat van golfdal (grote draaisnelheid, want cyclonaal wordt positief gerekend) naar golftop (lage draaisnelheid) gaat, grotere horizontale afmetingen moeten aannemen. Dat wil zeggen uitdijen in horizontale richting en, vanwege massabehoud, inkrimpen in verticale richting. Dit laatste zal een daling van de luchtdruk bij het aardoppervlak veroorzaken in het gebied ten oosten van het golfdal en ten westen van de golftop. Nabij het aardoppervlak, waar $u < c$, zal in dit gebied echter het omgekeerde effect optreden. Omdat een luchtdeeltje hier ten opzichte van de golf in de omgekeerde richting beweegt, zal het van de golftop (de rug) in westelijke richting naar het golfdal (de trog) bewegen en dus inkrimpen in horizontale richting en uitzetten in verticale richting. Dit zal de drukdaling

bij het aardoppervlak ten gevolge van de zojuist besproken horizontale uitdijning nabij de tropopauze compenseren. Als luchtdeeltjes nabij de tropopauze in absolute zin sneller door de golf heen bewegen als luchtdeeltjes nabij het aardoppervlak, zal het effect in de bovenlucht echter groter zijn dan nabij het aardoppervlak, waardoor er netto een drukdaling nabij het aardoppervlak zal optreden. Dit is het geval als de windsnelheid sterk toeneemt met de hoogte. Het gevolg is dat de golf nabij het aardoppervlak een faseverschuiving ondergaat ten opzichte van de golf op grote hoogte, zodat de golf er nu uitziet als in figuur 4a. De trog dichtbij het aardoppervlak schuift naar het oosten ten opzichte van de trog op grote hoogte. Dit is nu juist de situatie die nodig is om de groei van de storing te veroorzaken. Het warmtetransport door de storing is nu namelijk zodanig dat de golf bovenin in amplitudo toeneemt. Dit komt omdat het warmtetransport, dat vrijwel uitsluitend plaatsvindt in de onderste 3 km, zodanig is dat warme lucht wordt aangevoerd onder de golftop in de bovenlucht (die daardoor sterker wordt) en koude lucht onder het golfdal (dat daardoor verder zakt - denk aan het hydrostatisch evenwicht). Een grotere golf in de bovenlucht betekent een grotere noodzaak voor vormverandering van luchtdeeltjes die door de golf heenlopen. De uitdijning in de golftop zal daarom toenemen, waardoor de luchtdruk daling nabij het aardoppervlak toeneemt, het warmtetransport dat de golftop in de bovenlucht oppept wordt versterkt, enzovoorts. Dit is een voorbeeld van een instabiel proces. Het is te vergelijken met een soort pomp die harder gaat werken naarmate hij meer lucht heeft weggepompt. De luchtdruk daling in de trog nabij het aardoppervlak zal na zekere tijd aanleiding geven tot een werkelijk luchtdrukminimum (zie de letter 'L' in figuur 4b), met daaromheen een cyclonale circulatie.

Dit proces kan dus ook de haast explosieve uitdieping van sommige depressies verklaren. Een drukdaling in het centrum van de depressie van 50 mbar in 24 uur is daarbij geen uitzondering. Vergeet echter niet dat die pomp in feite veel harder werkt: misschien wel met vele honderden millibaren in 24 uur. Maar effecten nabij de grond (zoals wrijving) laten zich niet onbetuigd. De tendens naar geostrofisch evenwicht waarbij luchtdeeltjes netjes langs hoogtelijnen (of isobaren) blijven lopen, is niet in staat om te voorkomen dat bij sterke luchtdruk daling een groot deel van de omgevingslucht het



Figuur 5. Het stabiliteitsdiagram voor barocliene onstabielheid van golven in de straalstroom.

ontstane gat (het lagedrukgebied) instroomt. Zodra die effecten het winnen van de pomp, is het met de uitdieping natuurlijk afgelopen.

De theorie van de barocliene instabiliteit is vooral daarom zo doeltreffend, omdat zij ook kan aangeven waarom niet zomaar iedere storing tot een depressie uitgroeit. Allereerst moet de storing zich bevinden in een omgeving waar de wind sterk met de hoogte toeneemt. Dat is in de buurt van de straalstroom, die op zich weer samenhangt met het polaire front. De koppeling met de Noorse school is hiermee gelegd. Verder blijkt uit de wiskundige theorie van Charney en Eady dat bij gegeven toeneming van de windsnelheid met de

hoogte (zeg 10 m/sec per km) alleen golfjes van bepaalde afmetingen kunnen gaan groeien. Zakt de verticale windscherping beneden een bepaalde waarde dan houdt het op en is er geen enkele golfafmeting meer die nog onstabiel kan worden. Het stabiliteitsregime-diagram dat uit de theorie van barocliene instabiliteit volgt staat afgebeeld in figuur 5. De theorie voorspelt dat de dominante golflengte van storingen die tot depressies kunnen uitgroeien enkele duizenden kilometers bedraagt. Dit stemt goed overeen met de ervaring dat alleen storingen in het polaire front van dergelijke afmetingen een verdere ontwikkeling te zien geven.

dynamische meteorologie, moet men zich echter wel realiseren dat de quasi-geostrofische theorie maar een benadering vormt van het gedrag van de atmosfeer. Voor de meeste toepassingen, zoals de numerieke weersvoorspelling, wordt gebruik gemaakt van een meer volledige theorie en stelsel vergelijkingen, meestal aangeduid met de term 'primitieve vergelijkingen'. Begrijpen en voorspellen volgen dus niet altijd dezelfde weg.

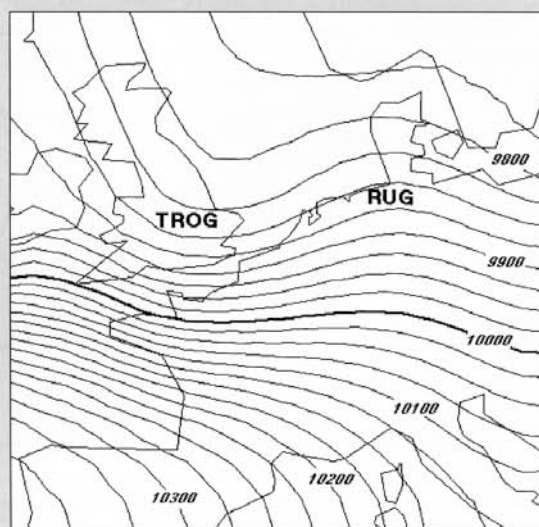
Literatuur

- Charney, J.G., 1947, *J.Meteor.*, 4, 135-162.
 Charney, J.G., 1948, *Geof.Publ.*, 17, 1-17
 Eady, E.T., 1949, *Tellus*, 1, 33-52
 Sutcliffe, R.C., 1947, *Q.J.Roy.Meteor.Soc.*, 73, 370-383.

De verticale structuur van een barocliene depressie

De meeste depressies die vanuit het westen Nederland bereiken zijn op de oceaan ontstaan door barocliene instabiliteit van de straalstroom. De depressie is het best te herkennen in het windpatroon dichtbij het aardoppervlak als een gebied waarin de lucht cyclonaal (tegen de wijzers van de klok in) rond een centraal punt stroomt. In dit centrale punt is de luchtdruk minimaal. Op de grondweerkarta van 12 februari 1996, 06 UTC (figuur 1, bladzijde 4) kunnen we de depressie boven Engeland ook herkennen als een gebied met gesloten isobaren.

Figuur A. Analyse van de hoogte van het 250 hPa-vlak van 12 februari 1996, 12 UTC.

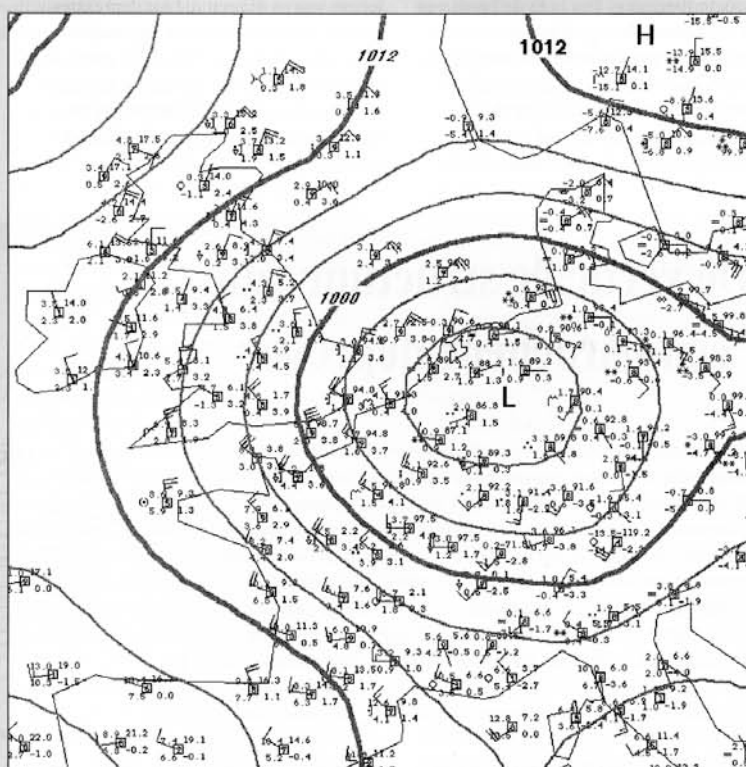
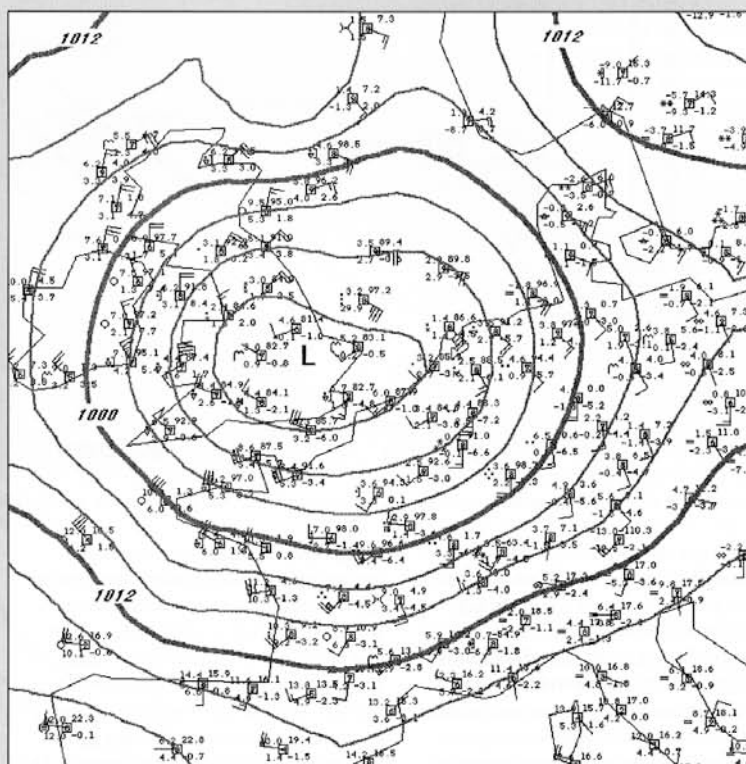


Echter, op grotere hoogte, bijvoorbeeld op het 250 hPa vlak (zie figuur A), zien we dat de depressie zijn cirkelsymmetrische structuur heeft verloren. We zien op dit drukvlak een meanderende straalstroom met een trog en een rug.

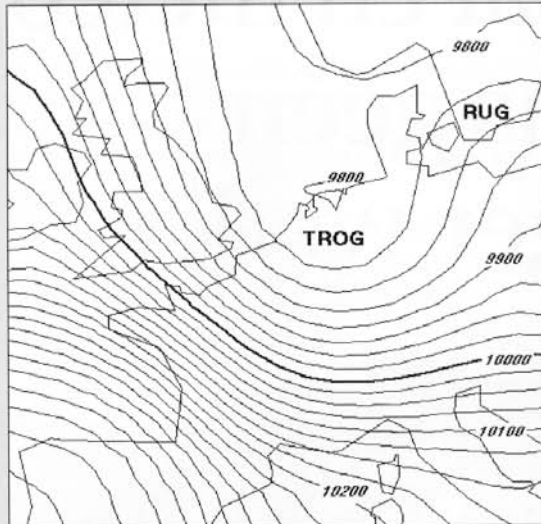
De luchtdrukdalingen in het centrum van de depressie op 12 februari 1996 om 06 UTC zijn relatief klein (ongeveer 3 hPa per 3 uur; zie figuur 1, bladzijde 4). Deze depressie is dan ook bijna aan het eind van het groei stadium gekomen. Wel zien we op de weerkaart in figuur 1 dat er ten (zuid)oosten van het centrum van de depressie luchtdrukdalingen van 10 hPa in 3 uur worden waargenomen. Dit hangt samen met de trekrichting van het luchtdrukminimum in (zuid)oostelijke richting (zie figuur B). In figuur A zien we dat de trog op 250 hPa om 12 UTC ongeveer op dezelfde plaats ligt als de depressie nabij het aardoppervlak. De depressie nabij het aardoppervlak heeft weliswaar nog een zwakke uitloper naar het oosten toe (zie figuur B), waardoor er wellicht van een faseverschil kan worden gesproken, zoals getoond in figuur 4b. Echter, 12 uur later (zie figuren C en D) is dit faseverschil verdwenen. De trog op 250 hPa blijkt enigszins te zijn uitgediept terwijl de luchtdruk in het centrum van de depressie nabij het aardoppervlak met ongeveer 5 hPa in 12 uur is gestegen. De koude lucht die ten westen van de depressie naar het zuiden stroomt, en die daalt en daardoor relatief zeer droog kan worden, is inmiddels het centrum van de depressie in gespiraliseerd. Deze luchtmasse heeft daarom de naam "droge intrusie" gekregen. De droge intrusie is duidelijk te zien in de twee opeenvolgende waterdampbeelden in figuur E. Ook de NOAA-beelden in figuren F en G zijn

Figuur B. (Boven). Grondweerkaart van 12 februari 1996, 12 UTC. Getrokken lijnen zijn isobaren. Zie figuur 1 voor verklaring van de plotjes.

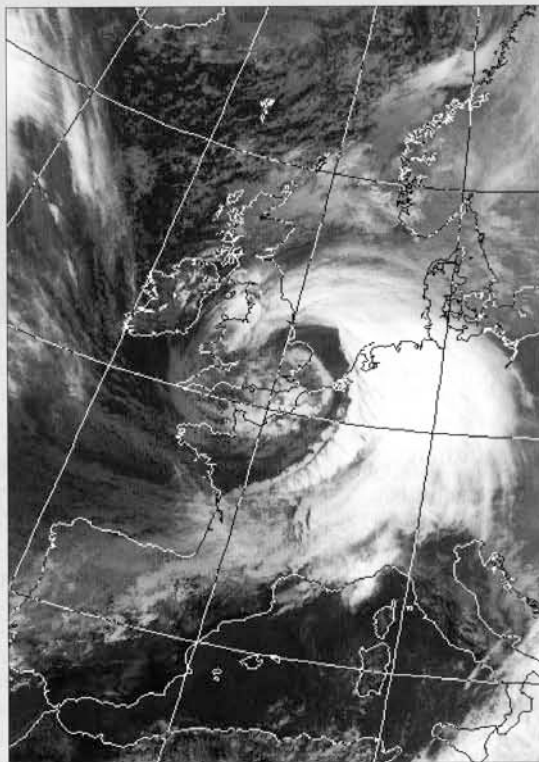
Figuur C. (Onder). Grondweerkaart van 13 februari 1996, 00 UTC. Getrokken lijnen zijn isobaren. Zie figuur 1 voor verklaring van de plotjes.



wat dit betreft illustratief. Het opvullen van de depressie boven het continent heeft natuurlijk ook te maken met de toegenomen wrijvingskracht boven het relatief ruwe continent.



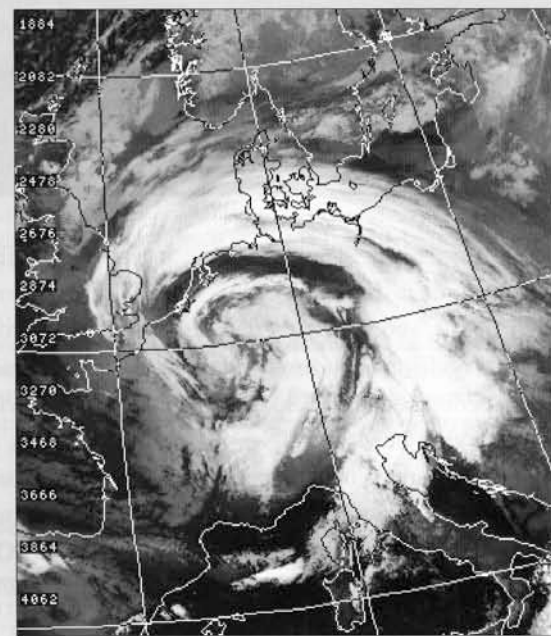
Figuur D. Analyse van het 250 hPa-vlak van 13 februari 1996, 00 UTC.



Figuur F. NOAA satellietfoto in kanaal 4 (infrarood) van 12 februari 1996, 13:13 UTC (bron: University of Dundee).



Figuur E. Meteosat beelden in het waterdampkanaal (wit is vochtig; zwart is droog) van 5:30 UTC (a) en 11:30 UTC (b) van 12 februari 1996.



Figuur G. NOAA satellietfoto in kanaal 4 (infrarood) van 13 februari 1996, 1:27 UTC (bron: University of Dundee).