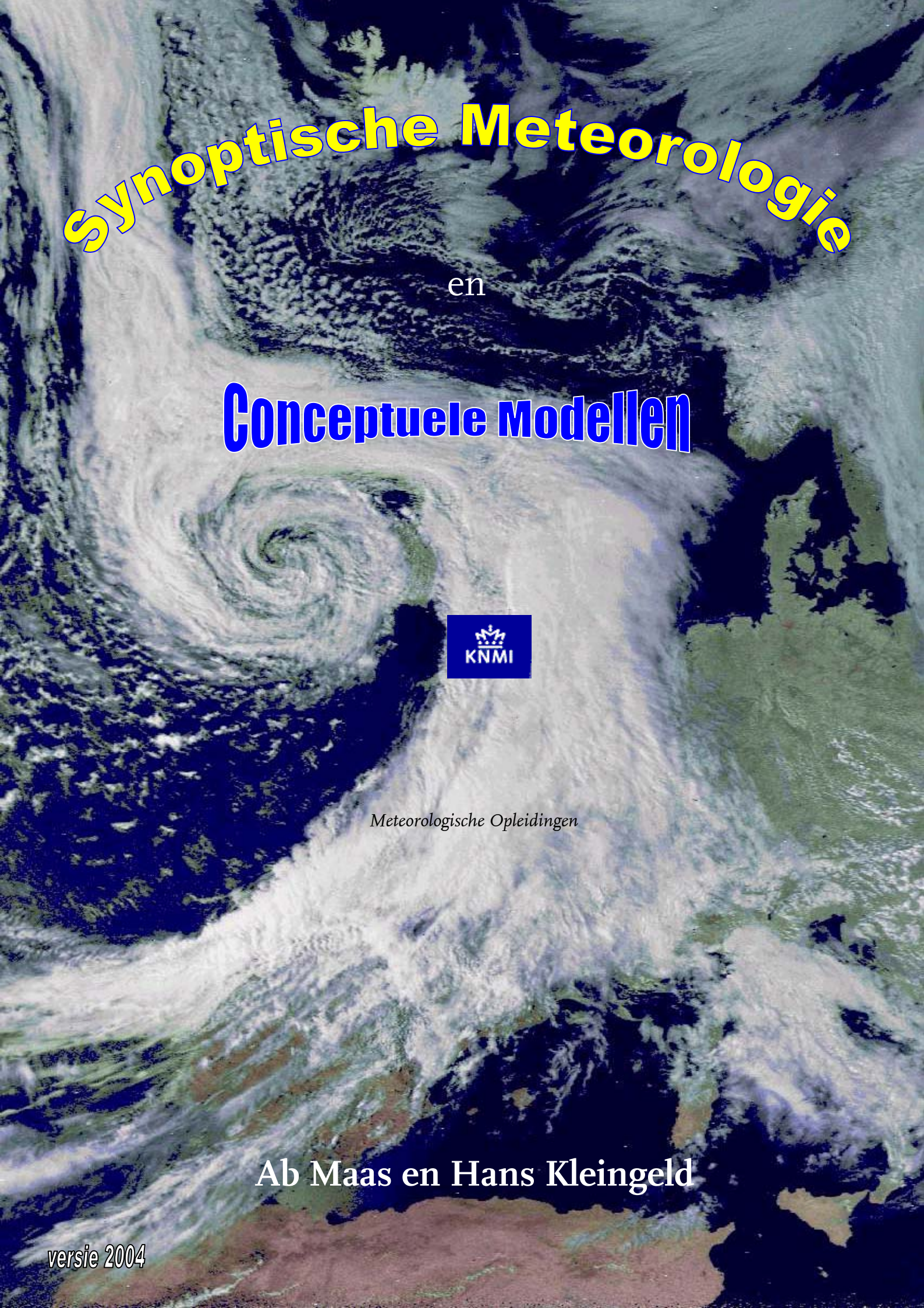


Synoptische Meteorologie

en

Conceptuele Modellen

KNMI

Meteorologische Opleidingen

Ab Maas en Hans Kleingeld

versie 2004

INHOUDSOPGAVE

Versie 2004

1 Inleiding bladzijde 1

2 Straling bladzijde 3
2.1 Inleiding
2.2 Elektromagnetische golven
2.3 Zwarte stralers
2.3.1 Wet van Stefan-Boltzmann
2.3.2 Wet van Wien
2.4 Niet-zwarte stralers
2.4.1 Absorptie, reflectie en transparantie
2.4.2 Wet van Kirchoff
2.4.3 Emissiviteit
2.5 Absorptie en atmosferische vensters
2.6 Verstrooiing
2.6.1 Raleigh-verstrooiing
2.6.2 Mie-verstrooiing
2.6.3 Lichtbreking en reflectie

3 Satellieten bladzijde 15
3.1 Inleiding
3.2 Historie
3.3 Belangrijke begrippen
3.3.1 Resolutie
3.3.2 Beeldscherm resolutie
3.3.3 Sub-satellite point
3.4 Satellietbanen
3.4.1 Theorie geostationaire satellieten
3.4.2 Huidige toestand geostationaire satellieten
3.4.3 Meteosat: gebruik van kanalen bij geostationaire satellieten
3.4.4 Theorie polaire satellieten
3.4.5 Huidige toestand circumpolaire satellieten
3.4.6 NOAA: gebruik van kanalen bij circumpolaire satellieten
3.4.7 NOAA: combinatiekanalen
3.4.8 NOAA hoge resolutie
3.4.9 Toekomstbeeld
3.5 Interpretatie van satellietkanalen
3.5.1 Interpretatie van VIS-beelden
3.5.2 Problemen bij het interpreteren van VIS-beelden
3.5.3 Interpretatie van IR-beelden
3.5.4 Problemen bij het interpreteren van IR-beelden
3.5.5 Interpretatie van WV-beelden
3.6 Interpretatie van diverse andere verschijnselen met satellietkanalen
3.6.1 Landoppervlak
3.6.2 Zeeoppervlak
3.6.3 Atmosferische vervuiling

4 Dynamische achtergronden bladzijde 47
4.1 Inleiding
4.2 Thermodynamische vergelijking
4.2.1 Termen in de thermodynamische vergelijking
4.2.2 Praktijkvoorbeelden
4.3 Vorticiteit
4.3.1 Vormen van vorticiteit
4.3.2 Vorticiteit en weersystemen
4.3.3 Praktijkvoorbeelden
4.3.4 Vorticiteitsvormen in relatie tot satellietbeelden
4.3.5 WV-beelden en scheringsvorticiteit in relatie tot de ligging van de jet-stream
4.4 Vorticiteitsvergelijking
4.4.1 Termen in de vorticiteitsvergelijking
4.4.2 Vorticiteitsvergelijking in relatie tot IR-beelden
4.4.3 Praktijkvoorbeeld
4.5 Omega vergelijking
4.5.1 Afleiding van de omega vergelijking
4.5.2 Interpretatie van de temperatuuradvectie forcering
4.5.3 Praktijkvoorbeeld
4.5.4 Interpretatie van de vorticiteits forcering
4.5.5 Praktijkvoorbeeld
4.5.6 Interpretatie van de overige forceringen
4.5.7 Praktijkvoorbeeld
4.6 Overige parameters voor de diagnose van bewolking
4.6.1 Thermische front parameter
4.6.2 Equivalente dikte in relatie tot TFP
4.6.3 Praktijkvoorbeeld
4.7 Potentiële Vorticiteit
4.7.1 De theorie
4.7.2 Het inverteerbaarheidsprincipe
4.7.3 PV en het waterdampkanaal
4.7.4 Praktijkvoorbeeld

5 Waterdampstructuren bladzijde 87
5.1 Inleiding
5.2 Frontale structuren
5.3 Jet-streams
5.3.1 Theorie jet-streams
5.3.2 Praktijksituatie
5.4 Potentiële vorticiteit
5.4.1 PV en waterdamp
5.4.2 PV en modelbewaking
5.5 Waterdampogen en wervels
5.5.1 Waterdampwervel
5.5.2 Waterdampoog
5.6 Onweersbuien en MCS's

6.1 Wolkentypen bladzijde 101
6.2 Cirrus
6.3 Cumulus
6.4 Cumulonimbus
6.5 Nimbostratus
6.6 Stratus

De sub-hoofdstukken in hoofdstuk 6 waarin de wolkentypen worden besproken hebben allen dezelfde paragraaf indeling:

././1 Inleiding
././2 Structuur op satellietbeelden
././3 Weersverschijnselen

7 Frontale systemen en structuren in onstabiele polaire lucht bladzijde 115
7.1 Stabiele frontale golf
7.2 Snelle cyclogenese
7.3 Enhanced cumuli
7.4 Comma
7.5 Polar low
7.6 Instant occlusion

8 Fronten bladzijde 163
8.1 Warmtefrontband
8.2 Warmtefrontscherm
8.3 Detached warmtefront
8.4 Ana-koufront
8.5 Kata-koufront
8.6 Split-koufront
8.7 CCB-occlusie
8.8 WCB-occlusie
8.9 Jet-intensivering

9 Overige structuren bladzijde 219
9.1 Stratocumulusvelden
9.2 ULL
9.3 Mesoschaal convectieve systemen
9.4 Convergentie lijnen
9.5 Warm conveyer belt

De sub-hoofdstukken in hoofdstukken 7-9 waarin de conceptuele modellen worden besproken hebben allen dezelfde paragraaf indeling:

././1 Structuur op satellietbeelden
././2 Praktijksituaties
././3 Meteorologisch fysische/dynamische achtergrond
././4 Sleutelparameters
././5 Weersverschijnselen

1 Inleiding

Dit dictaat probeert een zo compleet mogelijk overzicht te geven van de synoptische meteorologie in combinatie met satellietbeelden en het gebruik hiervan in de operationele dienst.

Het eerste gedeelte is opgebouwd uit 6 hoofdstukken: straling, satellieten, dynamische achtergrond, waterdampstructuren en wolkensoorten. Hoofdstuk 2: straling behandelt de theorie van verschillende typen straling die belangrijk zijn voor de satellietmeteorologie. Alle voorwerpen inclusief aard-, zeeoppervlak en wolken zenden straling uit en reflecteren ook straling die door satellieten opgevangen wordt. Hierdoor kan een beeld worden verkregen waar bewolking aanwezig is en hoe hoog de toppen reiken. Er wordt een aantal eenvoudige formules behandeld waardoor ook een kwantitatief beeld kan worden verkregen over straling.
In hoofdstuk 3 wordt dieper ingegaan op de theorie van satellieten. Er zijn vele satellieten in de lucht die de atmosfeer observeren. Ze bewegen op verschillende afstanden van de aarde met een gegeven snelheid. Er wordt gemeten in verschillende kanalen zoal het waterdamp-, infrarood- en zichtbaar licht kanaal. Door de beelden te interpreteren en naast elkaar te leggen kan veel informatie worden verkregen over kleinschalige wolkenvelden en meso- tot synoptische schaal weerstructuren. Satellietbeelden kunnen een belangrijke hulp zijn bij het maken van een analyse of een verwachting.
In hoofdstuk 4 worden de fysisch-dynamische formules behandeld, formules die de dynamica van weersystemen beschrijven. De thermodynamische, vorticiteits- en omega vergelijking komen o.a. aan bod. Met name de omega vergelijking is van belang omdat hiermee de verticale bewegingen in de atmosfeer kunnen worden berekend die uiteindelijk de oorzaak zijn van wolkenproductie en neerslagvorming.. In de operationele dienst worden deze formules niet of zelden gebruikt omdat de modellen zelf velden berekenen van allerlei grootheden zoals verticale bewegingen, vorticiteit etc.
Het waterdampkanaal wordt behandeld in hoofdstuk 5. De interpretatie van dit kanaal is niet eenvoudig omdat niet over een vlak maar over een laag wordt gemeten. In sommige gevallen heeft het waterdampkanaal een toegevoegde waarde naast het gebruik van het infrarood en het zichtbaar licht kanaal. Te denken valt aan de snelle ontwikkeling van weersystemen en het volgen van grootschalige onweerscomplexen.
In hoofdstuk 6, wolkentypen, komen diverse wolkensoorten aan bod. Omdat de resolutie van satellietbeelden beperkt is kunnen kleine wolken zoals individuele cumuluswolken niet goed worden waargenomen op satellietbeelden. Grotere wolken met een diameter van minimaal 1 kilometer kunnen door sommige satellieten wel worden gezien. Ieder wolkentype heeft karakteristieke kenmerken wat van invloed is op het weer dat aan het aardoppervlak ervaren wordt.
In het tweede gedeelte van het boek concentreert zich op de conceptuele modellen.
Een conceptueel model is een begripsomschrijving van een weersysteem. Het beschrijft de essentiële kenmerken van een meteorologisch fenomeen en identificeert de belangrijkste processen die zich hierbij afspelen. In de satellietmeteorologie gaat men uit van een eerste herkenning van zo'n systeem door middel van het diagnosticeren van wolkenstructuren. Voor een definitieve herkenning worden ook modelvelden, oppervlaktewaarnemingen en waarnemingen van de bovenlucht bekeken.
In hoofdstuk 7 worden de conceptuele modellen van verschijnselen aan frontale systemen en structuren in onstabiele polaire lucht behandeld. Op deze structuren treedt actief weer op zoals regen- en onweersbuien, lichte tot matige regen en wind. Bij sommige structuren kunnen zich extreme weersverschijnselen voordoen zoals bij de snelle cyclogenese en de polar low.

In hoofdstuk 8 komen de fronten zelf aan bod. Fronten zijn onderdeel van een frontaal systeem, de polaire depressie. Er zijn fronten in vele soorten en maten zoals kou- warmte- en occlusiefronten. Door interactie met een jet kan een front intensiveren of verzwakken.
Tenslotte zijn er nog enkele andere structuren die in hoofdstuk 9 worden behandeld. Stratocumulusvelden zijn structuren die zich een aanzienlijk deel van het jaar in de nabijheid van of boven Nederland ophouden met grote gevolgen voor het weer vooral wat betreft zonneschijn en temperatuur. Andere conceptuele modellen die behandeld worden zijn de convergentielijnen en mesoschaal convectieve systemen waarbij soms zware buien op kunnen treden.

Satellietmeteorologie en conceptuele modellen zijn nog steeds in ontwikkeling. Zo markeert de lancering van de nieuwe geostationaire satelliet MSG in augustus 2002 een nieuw tijdperk in de Satelliet Meteorologie waarin de meteoroloog nog veel meer data en nieuwe producten ter beschikking staan. Ook zullen er nieuwe numerieke modellen worden ontwikkeld, oude worden verfijnd of aangepast naar nieuwe inzichten. Dit dictaat is dan ook niet meer dan een momentopname en zal van tijd tot tijd worden aangepast en uitgebreid.

De Bilt, september 2003.

2. Straling

2.1 Inleiding

In dit hoofdstuk gaan we dieper in elektromagnetische straling. Straling is essentieel voor het weer op aarde omdat de zon ons voorziet van warmte waardoor weersverschijnselen kunnen ontstaan. Straling bestaat uit een heel spectrum van fotonen met wisselende golflengte en energie (2.2). Naast de zon zenden ook alle andere voorwerpen straling uit (2.3). Het blijkt dat naast het uitzenden van straling voorwerpen afhankelijk van vorm en eigenschappen ook fotonen kunnen absorberen, reflecteren en doorlaten (2.4). De gassen in de atmosfeer laten een groot deel van de zonnestraling ongehinderd door maar in sommige golflengtegebieden vindt ook significante absorptie plaats door bepaalde moleculen zoals de bekende broeikasgassen O_3, H_2O en CO_2 (2.5). Een bijzondere vorm van reflectie is verstrooiing. Afhankelijk van de golflengte van de straling en de straal van het deeltje waar de straling opvalt kunnen verschillende vormen van reflectie optreden (2.6).
Straling is ook van zeer groot belang voor metingen aan het aardoppervlak en de aardse atmosfeer vanaf de ruimte. Satellieten meten in verschillende golflengtegebieden de invallende straling. Uit de sterkte van het invallende signaal worden zodoende gegevens verkregen over de temperatuur van de aardse atmosfeer en het aardoppervlak, albedo van bewolking, land- en zeeoppervlakken en de relatieve vochtigheid in de hogere regionen van de troposfeer tussen grofweg 300 en 600 hPa. Hierop wordt dieper ingegaan in hoofdstuk 4.

2.2 Elektromagnetische golven

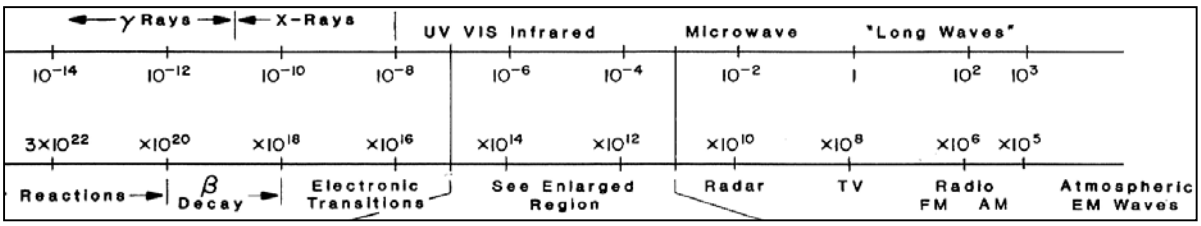


Fig 1: Het elektromagnetisch spectrum omvat een zeer grote range van stralingstypen variërend van de hoogenergetische gammastraling tot de zeer langgolvige radargolven. De lengte is weergegeven is meters.

Alle voorwerpen met een temperatuur boven het absolute nulpunt, -273 ^{0}C, zenden straling uit. Elektromagnetische straling kan worden opgevat als een stroom van deeltjes die fotonen worden genoemd. Deze planten zich voort in met een snelheid van $c = 3.0*10^8$ ms^{-1} . Fotonen hebben een bepaald statistisch gedrag waardoor ze een golfkarakter krijgen. Er kan een golflengte λ (m) en een frequentie f (s-1) aan straling worden toegekend. λ en f hangen op een eenvoudige manier met elkaar samen: $\lambda * f = c$. Straling blijkt in een groot spectrum van golflengten voor te komen. Zeer korte golven zoals gammastraling hebben een hoge energie terwijl zeer lange golven zoals radiogolven een lage energie hebben. In figuur 1 is het elektromagnetische spectrum weergegeven.
Een heel bekende bron die elektromagnetische straling uitzendt is de zon die afgebeeld is in figuur 2. De aarde ontvangt straling van de zon die nodig is voor alle weersverschijnselen. Een deel van de straling kunnen wij waarnemen als zichtbaar licht. De aarde zelf zendt ook straling uit maar de golflengte hiervan is veel groter en de frequentie veel kleiner.

2.3 Zwarte stralers

Een begrip dat regelmatig opduikt in de stralingstheorie is de zogenaamde 'zwarte straler ' of 'black body'. Een zwarte straler is een hypothetisch voorwerp met twee belangrijke kenmerken

Ten eerste wordt alle binnenkomende straling (van alle golflengten) door het voorwerp volledig geabsorbeerd. Er vindt dus geen terugkaatsing plaats en ook wordt er geen straling doorgelaten. Dit verklaart de term 'zwart'.

Ten tweede zendt het voorwerp in alle golflengten en in alle richtingen de maximaal mogelijke hoeveelheid straling uit.

Fig 2: De zon is de meest nabij staande ster en voorziet ons van een grote hoeveelheid elektromagnetische straling. Deze is essentieel voor het leven op aarde maar ook voor het weer.

2.3.1 Wet van Stefan-Boltzmann

De hoeveelheid straling die een voorwerp uitzendt hangt sterk af van de temperatuur die het voorwerp heeft. Volgens de wet van Stefan-Boltzmann geldt voor de totale hoeveelheid straling die door een zwarte straler wordt uitgezonden:

$$E = \sigma T^4 \ (W/m^2)$$

Waarin: E ~ de intensiteit van de totale in alle golflengten uitgezonden straling (Wm^{-2})
σ ~ de Boltzmann constante ($5.67*10^{-8}$ $Wm^{-2}K^{-4}$)
T ~ de absolute temperatuur (K)

Het blijkt dat de uitgezonden straling recht evenredig is met de vierde macht van de absolute temperatuur.

2.3.2 Wet van Wien

Elk voorwerp zendt straling uit over een breed spectrum van golflengten. De uitgezonden straling kan uitgezet worden als functie van de golflengte. Hierbij wordt een curve verkregen met een aantal karakteristieke kenmerken. Ten eerste is er een maximum in stralingsintensiteit dat bij een bepaalde karakteristieke golflengte wordt gevonden. Ten tweede is er een scherpe afname van de intensiteit van de straling bij afname van de golflengte. Een minder scherpe afname van de intensiteit van de straling treedt op bij toename van de golflengte vanaf het intensiteitmaximum

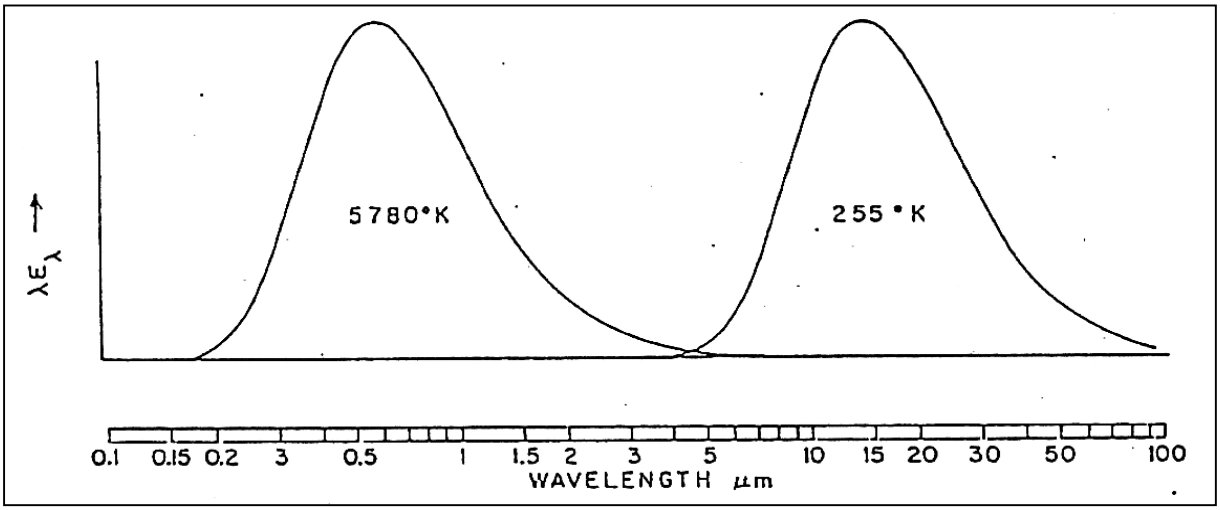


Fig 3: De aarde ontvangt precies evenveel kortgolvige straling als ze langgolvige uitzendt. De intensiteit van de zon wordt echter bij een veel kortere golflengte maximaal dan de aardse straling.

De golflengte λ_m waar de straling maximaal is, volgt uit de 'verschuivingwet van Wien':

$$\lambda_m = 2897/T \ (\mu m) \quad \text{(T in graden Kelvin)}$$

Hieruit volgt dat de golflengte waarbij de stralingsintensiteit maximaal is, omgekeerd evenredig is met de absolute temperatuur. Hoe hoger de temperatuur van een voorwerp, des te kleiner de golflengte waarbij de intensiteit van de straling maximaal is.
De zon heeft aan het oppervlakte een temperatuur van ongeveer 6000 K en de aarde van 280 K. Met behulp van de wet van Wien kan uitgerekend worden bij welke golflengten de aarde en de zon hun maximale hoeveelheid straling uitzenden. De maximum golflengte van zonnestraling ligt in het kortgolvige, zichtbare gebied, 2897/6000 = 0.48 μm. De maximale stralingsintensiteit die daarentegen door de aarde wordt uitgezonden ligt in het langgolvige, infrarode gebied, 2897/280 = 10.3 μm.
Wanneer we de uitgezonden straling door de aarde en de zon met elkaar vergelijken zoals ze

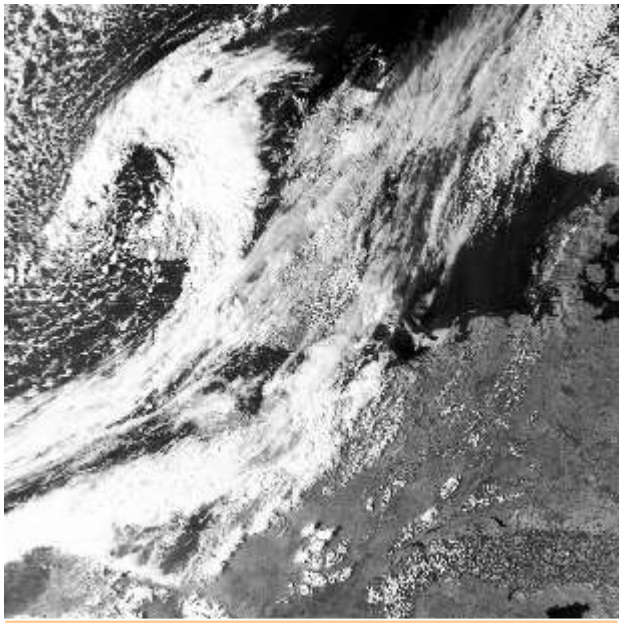


Fig 4: NoaaVIS-beeld 12 september 1999 14:17

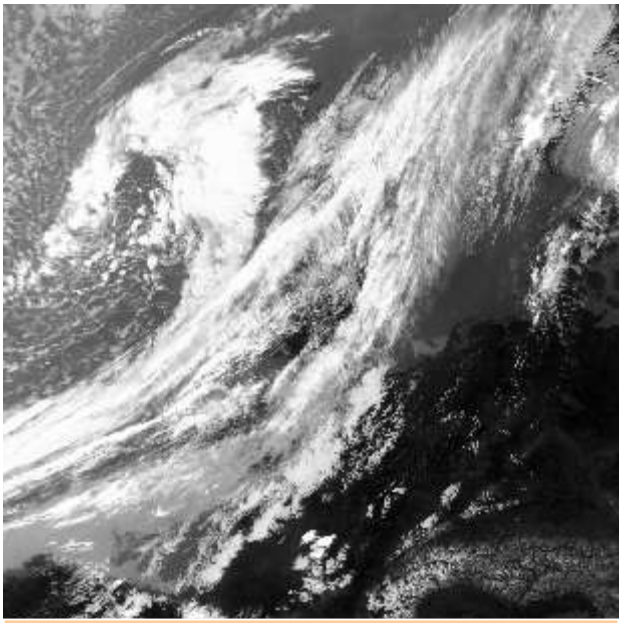


Fig 5: Noaa IR-beeld 12 september 1999 14:17

in figuur 3 afgebeeld zijn zien we een aantal opvallende dingen. De curves overlappen elkaar vrijwel niet. Dit houdt in dat bij waarnemingen in het golflengtegebied van het zonlicht de gemeten intensiteiten uitsluitend worden veroorzaakt door zonlicht. Bij metingen van infrarode straling heeft de waargenomen intensiteit uitsluitend betrekking op straling afkomstig van de aarde of de daarboven gelegen atmosfeer.
In figuur 4 is een satellietfoto gegeven van West-Europa. Het betreft een opname van het zichtbare licht van de zon dat door de aarde is teruggekaatst. Wolken kaatsen bijna al het zonlicht terug en komen hierdoor wit over. Land- en vooral zeeoppervlakken doen dit in veel mindere mate en zijn doordoor grijs tot zwart.
In figuur 5 is hetzelfde gebied afgebeeld. Nu betreft het de straling die afkomstig is van het aardoppervlak en wolken. Oppervlakken met een hoge temperatuur, zoals het land overdag, zenden meer straling uit dan zee en wolken. Landoppervlak komt daarom donker over en wolken, afhankelijk van de hoogte van de toppen, grijs tot wit.

2.4 Niet-zwarte stralers

In de praktijk heeft geen enkel voorwerp de eigenschap van een volledige zwarte straler. Niet alle inkomende straling wordt geabsorbeerd en tevens zendt het voorwerp ook niet in alle golflengten de maximale straling uit.

2.4.1 Absorptie, reflectie en transparantie

Een voorwerp kan zich in de praktijk op een aantal manieren t.o.v. binnenkomende straling gedragen. Dat gedrag hangt onder meer af van de golflengte van de straling en de aard van het voorwerp. Dit kan aan de hand van een voorbeeld duidelijk gemaakt worden. Wanneer de zon schijnt op een wateroppervlak dan zal een deel van de invallende straling worden geabsorbeerd. Hierdoor stijgt het water in temperatuur. Een ander deel van het zonlicht zal worden gereflecteerd. De mate waarin zonlicht door water wordt gereflecteerd hangt af van de hoek waaronder de stralen aan het wateroppervlak raken en de ruwheid van de zee. Tenslotte zal een deel van de straling door het water doorgelaten worden en een grotere diepte kunnen bereiken.

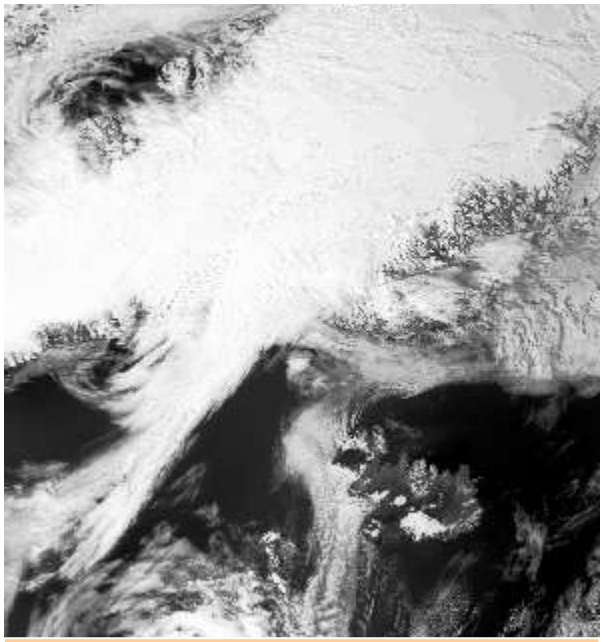


Fig 6: Gletsjers zoals op IJsland en Groenland reflecteren het merendeel van de zonnestraling. Fig 7 (rechts): 's Avonds moet het zonlicht een langere weg door de atmosfeer afleggen waardoor ook rood licht in sterke mate verstrooid wordt door aërosolen

Een ander voorbeeld is sneeuw. Zichtbaar licht wordt vooral door verse sneeuw in sterke mate gereflecteerd (dit verklaart de witte kleur van sneeuw) en voor een veel kleiner deel geabsorbeerd of doorgelaten. In figuur 6 is een voorbeeld gegeven waarbij de Gletsjers vrijwel alle inkomende straling van de zon reflecteren en daardoor wit afsteken tegen de omgeving. In het infrarode gebied wordt straling door sneeuw in sterke mate geabsorbeerd en uitgezonden en heeft het de eigenschappen van een zwarte straler. Deze voorbeelden zijn bedoeld om te illustreren dat het gedrag van straling t.o.v. een voorwerp afhangt van de materie waaruit het voorwerp is opgebouwd en de golflengte van de straling.

Er kunnen nu een aantal begrippen gedefinieerd worden met betrekking op de karakteristiek van een bepaald voorwerp ten opzicht van inkomende straling.

absorptie-coëfficiënt a_λ: Het gedeelte van de binnenkomende straling met golflengte λ dat door een substantie wordt geabsorbeerd.

reflectie-coëfficiënt r_λ: Het gedeelte van de binnenkomende straling met golflengte λ dat door een substantie wordt gereflecteerd.

doorlaatbaarheids-coëfficiënt d_λ: Het gedeelte van de binnenkomende straling met golflengte λ dat door een substantie wordt doorgelaten.

Wanneer de binnenkomende hoeveelheid straling op 1 wordt gesteld moet gelden:

$$a_\lambda + r_\lambda + d_\lambda = 1$$

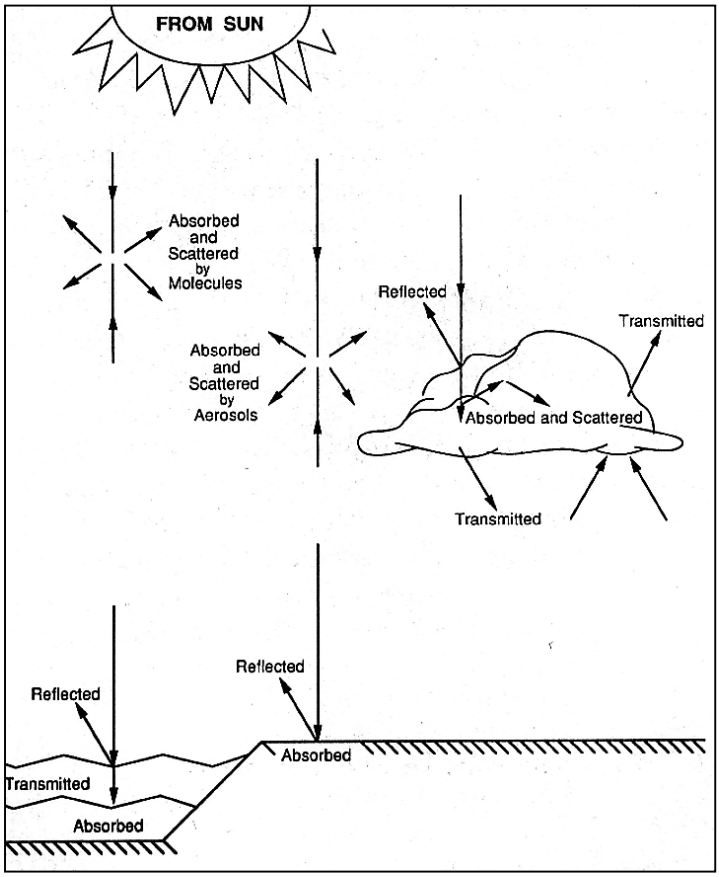


Fig 8: De inkomende zonnestraling wordt door luchtmoleculen, aërosolen, wolken en het aardoppervlak geabsorbeerd, verstrooid, gereflecteerd en uitgezonden waarbij er over langer tijd gezien sprake is van een stralingsevenwicht.

Hiermee wordt dus gezegd dat de straling deels wordt geabsorbeerd, deels wordt gereflecteerd en deels wordt doorgelaten. Duidelijk zal ook zijn dat naarmate een substantie beter absorbeert, een kleiner deel van de straling gereflecteerd wordt of doorgelaten. In figuur 8 staat schematisch weergegeven welke processen er allemaal op kunnen treden wanneer zonnestraling de aardse atmosfeer binnenkomt.

2.4.2 Wet van Kirchhoff

Volgens de wet van Kirchoff absorbeert een lichaam even goed als het uitstraalt bij dezelfde golflengte zodat:

$$a_\lambda = \varepsilon_\lambda$$

Dit geldt alleen voor voorwerpen die in lokaal thermodynamisch evenwicht zijn, hetgeen betekent dat de toestand gekarakteriseerd kan worden door één enkele thermodynamische temperatuur. Dit is een redelijke aanname voor de atmosfeer beneden 100 km hoogte. Boven de 100 km zijn botsingen tussen de moleculen zo zeldzaam, dat verschillende chemische stoffen een andere thermodynamische temperatuur hebben. Voor de meeste toepassingen van de satellietmeteorologie kan de aardse atmosfeer als in thermodynamisch evenwicht worden verondersteld.

2.4.3 Emissiviteit

Omdat alle bestaande materie geen perfecte zwarte straler is, moet er een manier gevonden worden om aan te geven hoe goed een bepaalde materie een zwart lichaam benadert. Daarvoor is de emissie-coëfficiënt gedefinieerd: het quotiënt van de straling die daadwerkelijk in een bepaalde golflengte wordt uitgezonden in verhouding tot de uitstraling van een zwarte straler bij dezelfde temperatuur en in dezelfde golflengte

$$\varepsilon_\lambda = e_\lambda / E_\lambda$$

Waarin: ε_λ ~ de emissiviteit bij golflengte λ

e_λ ~ de intensiteit van de daadwerkelijk uitgezonden straling in golflengte λ

E_λ ~ de intensiteit van de zwarte straler in λ

De emissiviteit heeft altijd een waarde tussen 0 en 1
Emissiviteit is onder meer van belang bij interpretatie van infraroodbeelden. Hier wordt de gemeten intensiteit vertaald naar de temperatuur. Dit gebeurt door gebruik te maken van de wet van Stefan-Boltzman, die geldt voor zwarte stralers. Er moet rekening worden gehouden met het feit, dat het buiten beschouwing laten van de emissiviteit, tot een te lage interpretatie van de temperatuur zou leiden. Rekening houdend met de emissiviteit verandert de wet van Stefan-Boltzmann voor de daadwerkelijke stralingsintensiteit in:

$$E = \varepsilon \sigma T^4 \ (W/m^2)$$

Dus als de stralingsintensiteit is gemeten, volgt de temperatuur uit:

$$T = \sqrt[4]{(E/\varepsilon \sigma)} \quad (K)$$

Fig 9: Zonnestraling met een veel kleinere golflengte dan de diameter van regendruppeltjes wordt volgens de brekingswet van Snellius onder een vaststaande hoek gebroken

De emissiviteit blijkt sterk af te hangen van de golflengte. Mede daarom wordt bij het maken van IR-beelden in een golflengte-gebied gekeken, waar de emissiviteit zoveel mogelijk tot waarde 1 nadert. En hier doet zich een probleem voor. De emissiviteit (dus de reductie van de stralingsintensiteit) is niet voor alle soorten materie hetzelfde, maar varieert voor verschillende soorten aardoppervlak en bewolking. Er blijkt dus als met één bepaalde emissiviteitswaarde rekening wordt gehouden, sprake te zijn van een fout in de temperatuurbepaling. Het is niet mogelijk om voor deze fout een vaste waarde te geven. De herleide temperatuur kan afhankelijk van het bekeken oppervlak iets te hoog of iets te laag zijn. De gekozen correctie is zodanig dat de temperatuur van de bewolking zo goed mogelijk wordt weergegeven. Daardoor komt onbewolkt

aardoppervlak te koud over, terwijl bewolking zowel iets te koud als iets te warm kan zijn weergegeven. Meestal is de fout in de temperatuurbepaling in de orde van grootte van enkele graden.

2.5 Absorptie en atmosferische vensters

De mate waarin straling wordt gereflecteerd, geabsorbeerd of doorgelaten wordt hangt af van de golflengte van de straling maar ook van de soort materie waar de straling op valt. Zo laat glas straling met een golflengte in het zichtbare licht door maar absorbeert straling in het infrarode gebied. Steen laat helemaal geen straling door in het zichtbare licht.

In de atmosfeer komen gassen voor die bepaalde golflengtes van straling in het infrarode gebied goed absorberen. Ozon bijvoorbeeld absorbeert straling met een golflengte van ca 9,5 μm vrijwel volledig. Waterdamp absorbeert sterk in golflengtes tussen 5 en 8 μm. Andere stoffen absorberen sterk in andere golflengtegebieden. Het gevolg hiervan is dat aardse straling in sommige golflengtegebieden niet ongehinderd de atmosfeer passeert terwijl deze in andere golflengtegebieden transparant is. In figuur 10 zijn voor drie atmosferische moleculen de golflengte-intervallen aangegeven waar sterke absorptie optreedt. Bij sommige golflengte-intervallen treedt praktisch geen absorptie door de moleculen. Dit worden atmosferische vensters genoemd. In figuur 11 zijn een tweetal spectra afgebeeld die de zonnestraling weergeven. Het blijkt dat zonnestraling niet volledig ongehinderd de aardse atmosfeer kan passeren. In diverse golflengtegebieden zijn er moleculen aanwezig die de straling absorberen. Dit zijn met name O_3, H_2O, CO_2 en O_2. Dit is in het kortgolvige deel van het spectrum van levensbelang voor het leven op aarde. De ultraviolette straling heeft namelijk een dermate hoge energie dat deze dierlijk- en plantaardig leven onherstelbaar beschadigt.

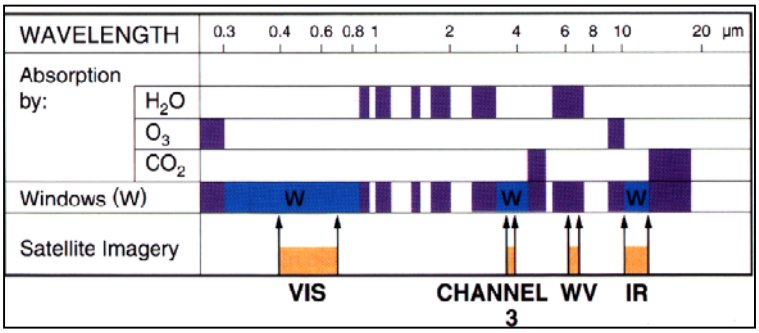


Fig 10: Absorptie van zonnestraling door diverse atmosferische gassen zoals H20, CO2 en O3 treedt bij verschillende golflengte-intervallen op.

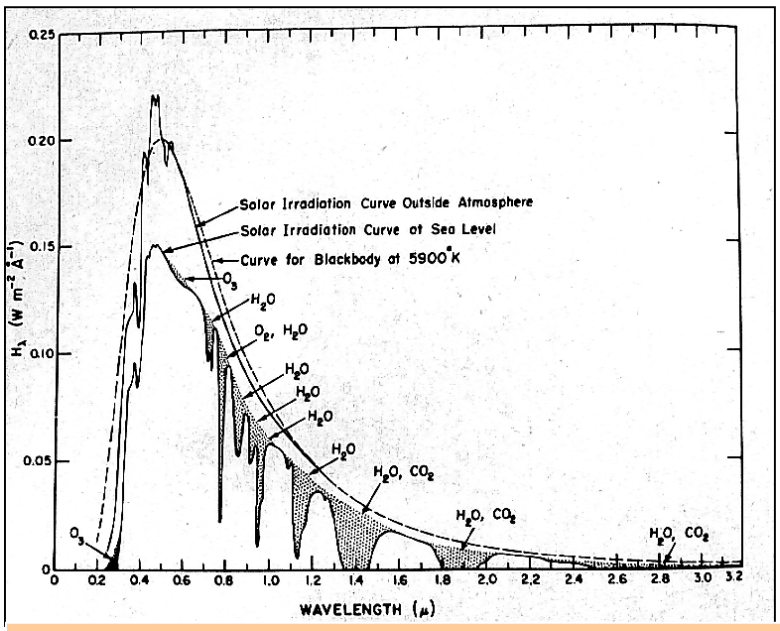


Fig 11: Inkomende kortgolvige zonnestraling kan niet ongehinderd de aardse atmosfeer doorkruisen. Diverse moleculen van gassen en dampen hebben de eigenschap dat ze straling absorberen

2.6 Verstrooiing

Verstrooiing is het verschijnsel dat de richting van straling wordt veranderd onder invloed van een botsing met de moleculen van het medium waar de straling door valt. Bij verstrooiing gaat de stralingsenergie niet verloren maar wordt in meerdere richtingen verspreid. Het netto-effect hiervan is dat de stralingsbundel in de richting waarvan het zich voortplant verzwakt wordt. Dit is dus met name het geval bij de lichtbundel van de zon. Deze bereikt ook bij een heldere hemel verzwakt het aardoppervlak ten gevolge van verstrooiing. In de aardse atmosfeer komen een groot aantal verschillende stoffen voor die voor verstrooiing zorgen. Zowel zuurstof-, stikstof-, argon-, waterdamp- en koolstofdioxidemoleculen (dit zijn de luchtmoleculen), als wel aërosolen dragen bij aan verstrooiing van zichtbare en infrarode straling. Ook vindt er aan het aardoppervlak een vorm van verstrooiing plaats: reflectie.
De wijze waarop straling wordt verstrooid is zoals voor veel stralingsverschijnselen, in sterke mate afhankelijke van de golflengte van de straling. Ook de golflengte van de straling speelt een belangrijke rol. Om precies te zijn hangt de wijze van verstrooiing af van de verhouding tussen de molecuulgrootte en de golflengte van de straling. In dit verband is het zinvol het verhoudingsgetal α te beschouwen, dat is gedefinieerd als:

$$\alpha = r/\lambda$$

waarbij r de straal van de verstrooiende moleculen en λ de golflengte van de straling is. Er kunnen nu drie vormen van verstrooiing worden gedefinieerd.
Wanneer α groter is dan ongeveer 10 (dit houdt in dat de straal van de verstrooiende moleculen in de orde van 10 maal (of meer) groter is dan die van de golflengte van de straling) zal er verstrooiing volgens de regels van de geometrie plaatsvinden. Er is dan sprake van reflectie.
Als α een waarde tussen 0,1 en 10 aanneemt (dit houdt in dat de verstrooiende moleculen een straal van dezelfde grootteorde hebben als de golflengte) dan vindt verstrooiing plaats op

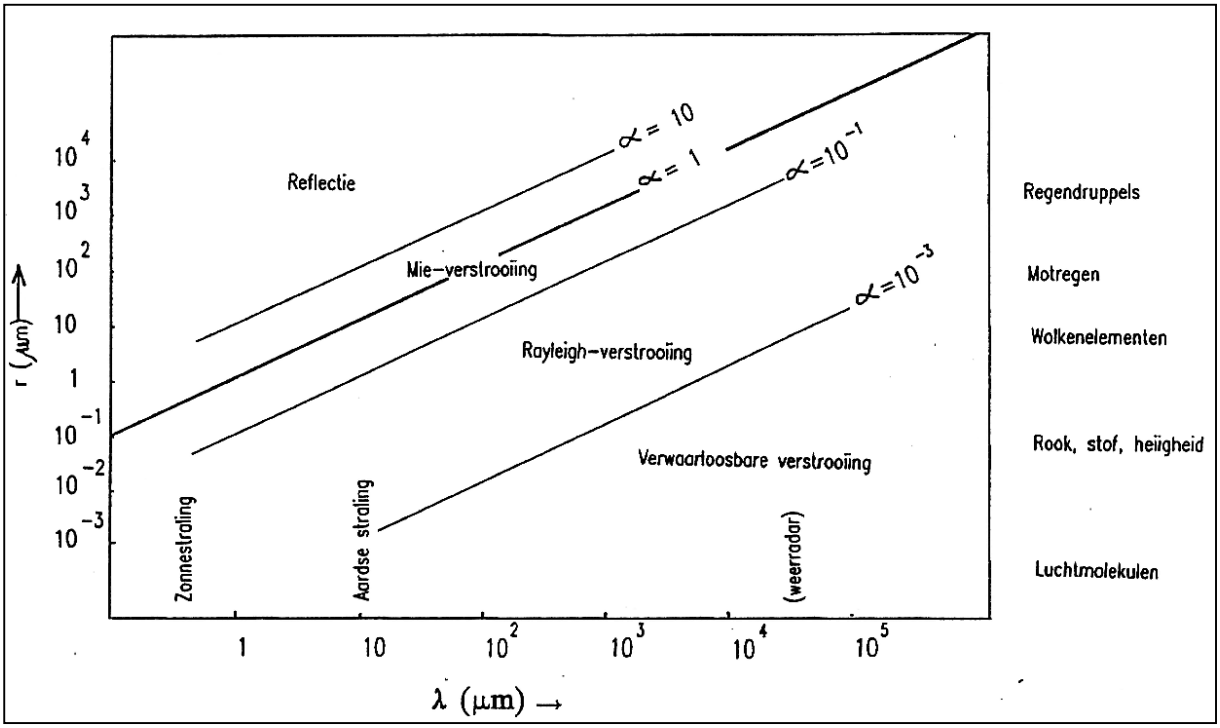


Fig 12: Afhankelijk van de grootte van het deeltje en de golflengte van de straling kunnen er verschillende vormen van reflectie optreden.

een wijze die in het begin van de 19e eeuw werd beschreven door Gustav Mie. Deze vorm van verstrooiing wordt dan ook Mie-verstrooiing genoemd. Aangezien de hoek waaronder het afbuigen van de straling plaatsvindt in sterke mate afhangt van α, is de ruimtelijke verdeling van de verstrooide straling complex. Kleine veranderingen in de verhouding tussen de straal van de moleculen en de golflengte leveren aanzienlijke veranderingen op in de wijze waarop de straling wordt afgebogen. Voor straling in een golflengteband van beperkte breedte hangt de mate van verstrooiing dus sterk af van de grootte van de straal van de deeltjes in het medium.
Als α een waarde tussen 0,1 en 0,001 (de straal van de verstrooiende moleculen bedraagt slechts een tiende tot een duizendste van de golflengte) dan vindt de verstrooiing plaats op een wijze zoals in de 19e eeuw door Lord Raleigh werd beschreven. Hij toonde aan dat de straling onder deze omstandigheden op regelmatige wijze wordt verstrooid. Dit betekent dat de straling na verstrooiing, zowel in voor- als achterwaartse richting is afgebogen. Deze vorm van verstrooiing wordt Raleigh-verstrooiing genoemd.
Indien α kleiner is dan 0,001 (de straal van de moleculen in het medium is duizend maal of meer kleiner dan de golflengte) dan is de mate van verstrooiing verwaarloosbaar. In de volgende drie sub-paragrafen worden de verschillende wijzen van verstrooiing gedetailleerd en speciaal met betrekking op de aardse atmosfeer beschreven.
In figuur 12 wordt een relatie gegeven tussen de stralingsgolflengte, grootte van het onderscheppende deeltje en het type reflectie dat optreedt.

2.6.1 Raleigh-verstrooiing

De golflengte van zonnestraling (circa 0.5 μm) is veel groter dan de afmetingen van de luchtmoleculen (circa 10^{-3} μm). Hierdoor verstrooien luchtmoleculen zonlicht volgens de wet van Raleigh. Deze wet houdt in dat de mate van verstrooiing omgekeerd evenredig is met de vierde macht van de golflengte. Blauw licht heeft met 0,4 μm een kortere golflengte dan rood licht (0.7 μm). Hierdoor wordt het blauwe deel van het licht dat afkomstig is van de zon veel sterker verstrooid dan het rode deel. Het voor mensen zichtbare strooilicht bestaat dus vooral uit fotonen uit het blauwe deel van het stralingsspectrum. Dit is de verklaring waarom de hemel op een heldere dag met weinig vuildeeltjes in de lucht blauw is. De aardse infrarood straling die een veel grotere golflengte heeft dan de zonnestraling wordt door de luchtmoleculen vrijwel niet verstrooid. Rook, stof en heiigheid daarentegen zorgen voor Raleigh-verstrooiing van IR-straling

Fig 13: De aanwezigheid van relatief grote aërosolen zorgt voor een uniforme verstrooiing waardoor de hemel in dit geval een rode tint krijgt

2.6.2 Mie-verstrooiing

Mie-verstrooiing van zichtbaar licht vindt plaats door de aanwezigheid van rook, stof en zand. Dit zijn aërosolen met een relatief grote straal. Wanneer de verstrooiende deeltjes min of meer even groot zijn, zal het zonlicht een bepaalde tint krijgen. Zowel een roodachtige (zie fig. 13) als een blauwachtige schakering is mogelijk. Meestal zullen de aërosolen echter niet zo'n uniforme opbouw vertonen. In het laatste geval is er sprake van diffuse verstrooiing, waarbij alle golflengtes in het zichtbaar licht in ongeveer even sterke mate worden verstrooid. De hemel krijgt dan in onbewolkte situaties een melkachtig, wit uiterlijk.

Een interessant verschijnsel is verstrooiing van sigarettenrook. Deze is, indien ze direct komt van een brandende sigaret, blauw van kleur. Dit betekent dus dat het dan om zeer kleine deeltjes gaat. Uitgeademde sigarettenrook is soms wit. Dat komt omdat de deeltjes waterdamp aantrekken en daardoor groeien. De deeltjes krijgen een klein waterhuidje. Een vergelijkbaar proces treedt ook in de atmosfeer op bij stofdeeltjes, die groeien in vochtige, nog onverzadigde lucht. Daardoor is de vochtige lucht vaak minder blauw.

2.6.3 Lichtbreking en reflectie

Indien de moleculen groot zijn ten opzichte van de golflengte van de straling die er op valt, vindt reflectie plaats.
Regen-, wolk- en dauwdruppeltjes zijn veel groter dan de golflengte van zichtbaar licht. Zonnestralen worden daarom gebroken door deze druppels volgens de wetten van de geometrische optica (bijvoorbeeld volgens de wet van Snellius). Omdat de brekingsindex van water golflengteafhankelijk is treedt hierbij kleurschifting op. De druppels gedragen zich vergelijkbaar met een prisma. Dit verklaart het voorkomen van regenbogen tijdens regen en de prachtige kleuren, die we ’s morgens vroeg in een bedauwd veld kunnen waarnemen. Ook kan zonlicht worden gebroken door ijsdeeltjes. Dit veroorzaakt verschijnselen als halo's (kringen om de zon of de maan) en bijzonnen zoals in figuur 14.
We hadden het in het begin van deze paragraaf al even over reflectie. Bij waterdruppeltjes is het dus zo dat afhankelijk van de invalhoek van zonnestraling een wisselend deel wordt doorgelaten waarbij breking optreedt. Het overige deel wordt gereflecteerd. Andere deeltjes die ondoorzichtig zijn voor lichtstraling reflecteren en absorberen alleen. De mate van reflectie is afhankelijk van het albedo van de reflecterende materie. De albedo is een grootheid die aangeeft welk deel van de invallende zonnestraling (zonder absorptie) naar de ruimte wordt gereflecteerd. Behalve van de golflengte van de invallende straling blijkt de albedo in sterke mate af te hangen van de aard van het reflecterend materiaal.

Fig 14: Wanneer er zich in de koude hoge luchtlagen ijsdeeltjes bevinden kan breking plaats vinden die voor de verschillende golflengten van zichtbaar licht een vaststaande hoek heeft.

In tabel 1 op de volgende bladzijde wordt het albedo van een aantal verschillende oppervlakken voor zichtbaar licht gegeven. Het blijkt dat er nog al een breed spectrum mogelijk is van albedowaarden waarbij de werkelijke reflectie sterk afhangt van de zonnestand en de geaardheid van het oppervlak. Bij sneeuw speelt ook de ouderdom een grote rol. Over het albedo van de diverse wolkensoorten is niks vermeld in de tabel. Deze wordt behandeld in het hoofdstuk waar de interpretatie van de wolkentypen aan de orde komt. Wel kan hier al worden opgemerkt dat bij wolkenelementen geen sprake is van een sterke golflengteafhankelijkheid voor wat betreft de reflectie van zichtbaar licht. Al het licht wordt in dezelfde mate gereflecteerd, reden waarom bewolking wit is.

Soort oppervlak	albedo
Onbegroeide aarde (modder)	10-25
Zandgrond/woestijn	25-40
Gras	15-25
Bos	10-20
Sneeuw (schoon/droog)	75-95
Sneeuw (vies/nat)	25-75
Zeeoppervlak (zon meer dan 25^0 boven de horizon)	<10
Zeeoppervlak (lage zonnestand)	10-70

Tabel 1: De albedo in % van zonnestraling met betrekking tot diverse soorten van oppervlakken

3. Satellieten

3.1 Inleiding

In dit hoofdstuk wordt dieper ingegaan op de theorie van de diverse satellieten die rond de aarde circuleren, in welke kanalen ze straling meten die afkomstig is van de aarde en wat het nut is van de diverse kanalen voor de operationele dienst.
Allereerst wordt ingegaan op de korte maar snelle ontwikkeling die weersatellieten hebben doorgemaakt de afgelopen 40 jaar (3.2).
Er worden enkele belangrijke begrippen uitgelegd zoals de resolutie waarmee een satelliet het aardoppervlak aftast, de beeldschermresolutie en het sub-satellite point (3.3).
De meteorologische satellieten zijn te verdelen in twee groepen: satellieten die op een grote afstand van de aarde staan en zich steeds boven hetzelfde punt van het aardoppervlak bevinden (geo-stationaire satellieten) en satellieten die relatief dicht bij de aarde staan en vele malen per dag van pool naar pool bewegen (circumpolaire satellieten). De ontwikkelingen binnen de satellietmeteorologie gaan nog steeds zeer snel. De huidige generatie Meteosat satellieten, die worden beheerd door de Europese organisatie Eumetsat, wordt binnenkort vervangen door een nieuwe generatie. De eerste daarvan, de MSG1 is in augustus 2002 gelanceerd. Deze MSG (Meteosat Second Generation) satelliet heeft een hogere ruimtelijke resolutie en tijdfrequentie meet ook in aanzienlijk meer kanalen. Tevens zullen er naast de Amerikaanse NOAA polaire satellieten ook door Eumetsat polaire satellieten gelanceerd gaan worden waardoor hoge resolutiebeelden met nog grotere regelmaat beschikbaar komen (3.4).
Er wordt door de verschillende satellieten in verschillende kanalen gemeten. Zowel de stationaire als polaire satellieten meten in het zichtbare en infrarode stralingsgebied. Hierdoor wordt informatie verkregen over bewolkingsgraad, type en temperatuur van bewolking en kunnen modellen gecontroleerd worden. Er zijn ook kanaalcombinaties waardoor de verschillende bewolkingstypen beter onderscheiden kunnen worden waardoor deze kanalen een bijzonder handig hulpmiddel zijn bij lastige bewolkingsverwachtingen(3.5).
Tenslotte zal worden ingegaan op diverse verschijnselen die aan het aard- en zeeoppervlak kunnen worden waargenomen zoals stof, reflectie door de zon, sneeuw en ijs (3.6).

3.2 Historie

Een nieuw tijdperk in de meteorologie is ingeluid met de lancering van de eerste meteorologische satelliet, de TIROS-1, op 1 april 1960. Hiermee is het mogelijk geworden om foto's te maken van het grootste deel van het aardoppervlak. Hoewel de TIROS-1 experimenteel was, werden de resultaten met enthousiasme verwelkomd door de meteorologen die de gegevens gebruikten als aanvulling op de conventionele waarnemingen. De goede resultaten met de TIROS-1 leidden tot de ontwikkeling van een hele serie van weersatellieten die op routinematige wijze de aardse atmosfeer, oceanen en continenten observeren.

De invoering van IR-sensoren maakt het mogelijk op een andere wijze naar bewolking en het aardoppervlak te kijken. Met deze sensoren wordt op indirecte wijze de temperatuur van een stralend oppervlak bepaald. Het meten van de straling in de golflengte van het IR-spectrum is ook tijdens de nachtelijke uren mogelijk. Vanaf de invoering van de IR-sensoren waren de meteorologische satellieten dag en nacht operationeel. Zoals al gezegd kan bij het ontbreken van bewolking ook het aardoppervlak worden bekeken. Daardoor is het bijvoorbeeld mogelijk de temperatuur van het aardoppervlak van de oceanen te bepalen. Dit verklaart de belangstelling van de zijde van oceanografen voor de producten van meteorologische satellieten.

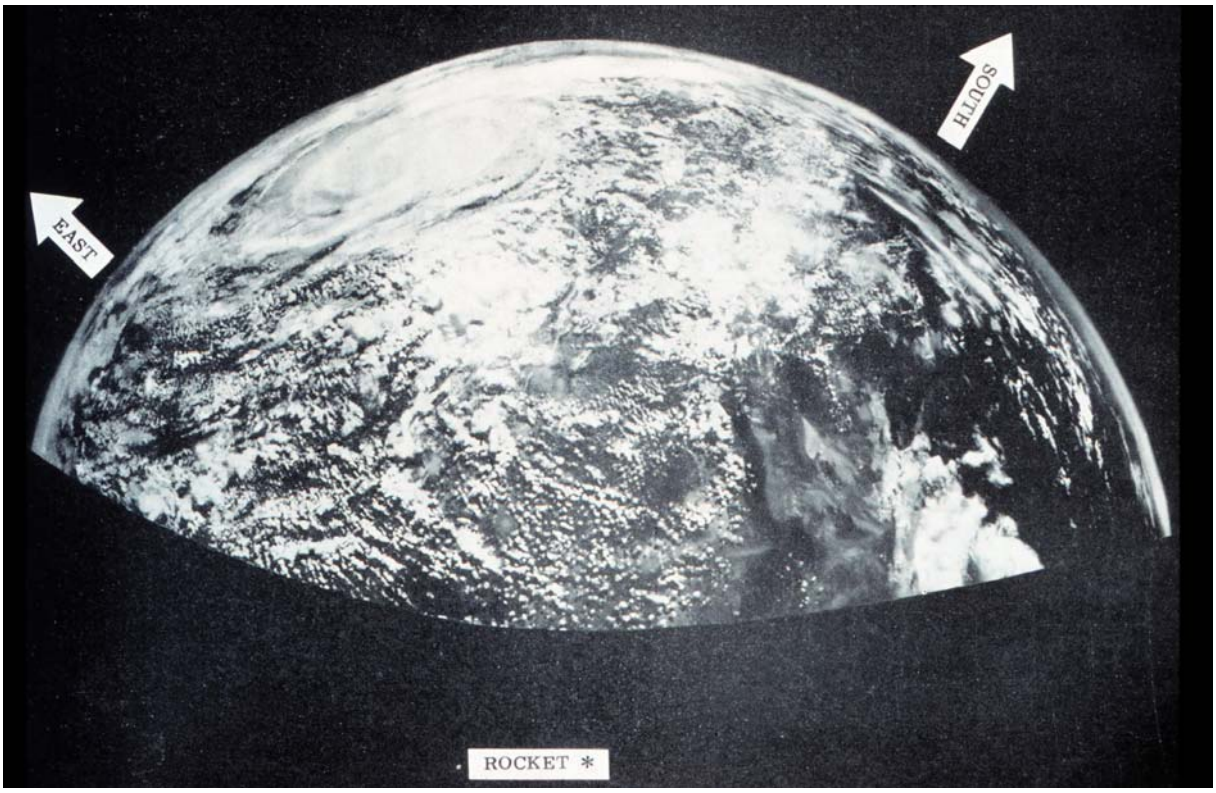


Fig 1: Zichtbaar licht beeld van Noord Amerika genomen met een filmcamera vanuit de neus van een Navy Aerobee raket gemaakt op 5 oktober 1954 om 1815 utc.

In eerste instantie werden dus foto's en televisiebeelden gemaakt in de golflengteband van het zichtbaar licht, terwijl de stralingsintensiteit in de IR-band met radiometers werd bepaald. In de loop van de jaren zestig ging men er toe over ook voor metingen in de golflengtes van het zichtbaar licht radiometers te gebruiken.
Tegen het eind van de jaren zestig waren de weersatellieten uitgegroeid tot hoog ontwikkelde platforms, die beelden konden leveren van de bewolking over het gehele aardoppervlak. Bovendien werd een begin gemaakt met het verzamelen van kwantitatieve informatie van meteorologische grootheden als: bedekkingsgraad, temperatuur van de bovenlucht, hoogtewinden (richting en snelheid), vochtigheid e.d. In de loop van de jaren zeventig werd een internationaal netwerk opgezet van meteo-satellieten. Dit netwerk ging deel uitmaken van het Global Weather Experiment dat door de WMO werd uitgevoerd. De volgende ontwikkeling was het vergroten van de hoeveelheid gegevens die beschikbaar kwam en het verbeteren van de continuïteit waarmee de waarnemingen werden gedaan. Nadat beide een verantwoord niveau hadden bereikt, ging het netwerk van satellieten deel uitmaken van het Global Observing System van de World Weather Watch. Momenteel wordt vooral gewerkt aan het verbeteren van de processing van de gegevens en het uitbreiden van een aantal toepassingen daarvan. Een voorbeeld van dat laatste vormt de Earth Resources Satellite (ERS). Met deze satelliet is het onder meer mogelijk om met behulp van Radar op de oceanen golfhoogtes te bepalen. Uit de golfhoogtes kan vervolgens weer een windsnelheidspatroon worden afgeleid. Modeluitvoer en waarneming kunnen vervolgens behulpzaam zijn om ook een windrichting te bepalen.

3.3 Belangrijke begrippen

3.3.1 Resolutie

De resolutie, 'oplossend vermogen', van een satelliet instrument kan worden gedefinieerd als de afmeting van het kleinste afzonderlijke element dat nog kan worden waargenomen door de satelliet. De resolutie hangt af van een aantal zaken zoals de kwaliteit van de gebruikte apparatuur en de hoogte van de satelliet (hoe lager de satelliet, des te beter de resolutie). Tevens is het golflengtegebied waarin wordt gekeken van belang. Bij metingen in golflengtes van het zichtbaar licht is in principe een betere resolutie mogelijk dan bij metingen in het IR-gebied Als laatst is ook de hoek waaronder naar een deel van de aarde wordt gekeken belangrijk (deze hangt af van de kromming van de aarde en de afstand van de satelliet tot de aarde). De resolutie zal het best zijn vlak onder de satelliet, dus nabij het sub-satellite point.

3.3.2 Beeldschermresolutie

De resolutie van het uiteindelijke beeld hangt ook af van de resolutie van het beeldscherm. Grafische schermen zijn opgebouwd uit een gelimiteerd aantal pixels die van geval tot geval in aantal variëren. Zo kan een scherm opgebouwd zijn uit 1400*1000 beeldpunten. Wanneer op een dergelijk scherm een geografisch gebied met een oppervlakte van 14.000*10.000 km wordt getoond, heeft ieder pixel een resolutie van 10*10 km. Een dergelijke resolutie kan slechter zijn dan de resolutie van een satellietbeeld dat op dit kaartgebied wordt geprojecteerd. Het kaartgebied kan kleiner worden gekozen, zodat bij gelijkblijvende schermgrootte de resolutie toeneemt.

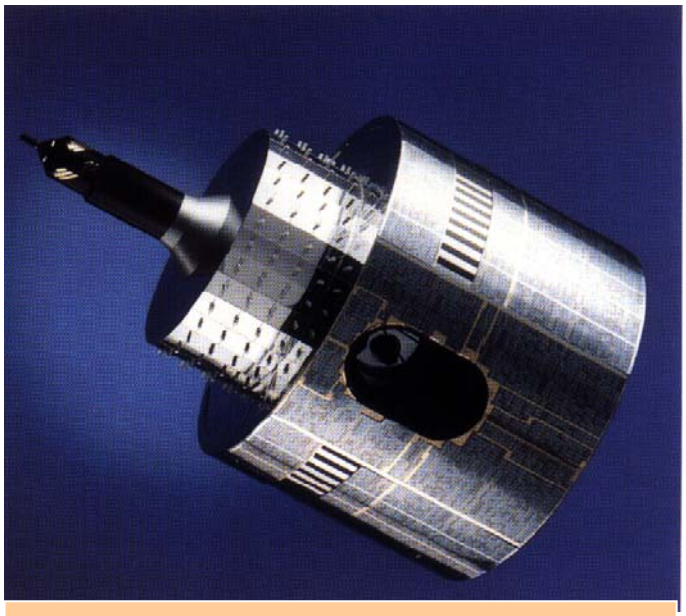


Fig 2: Meteosat-satelliet

De resolute van het satellietbeeld op het scherm kan uiteraard nooit beter zijn dan die van de oorspronkelijke observatie. Het heeft daarom in veel gevallen geen zin om erg ver in te zoomen op satellietbeelden. Deze gaan dan een geblokte structuur vertonen.

3.3.3 Sub-Satellite point (SSP)

Onder het Sub-Satellite Point verstaat men het punt op het aardoppervlak dat zich recht onder de satelliet bevindt. De resolutie van het satelliet instrument geldt gewoonlijk voor het Sub-Satellite point. Wordt in gebieden gekeken die ver af liggen van het SSP dan kan de resolutie sterk afnemen.

3.4 Satellietbanen

Satellieten zijn natuurlijke of kunstmatige voorwerpen die zich binnen het zwaartekrachtsveld van een hemellichaam bewegen. De beweging van deze voorwerpen wordt door de wetten van Kepler en de bewegingswet van Newton beschreven.
Kepler ontdekte dat alle planeten zich in een elliptische baan om de zon bewegen met als brandpunt de zon zelf. De verbindingslijn tussen de zon en een planeet bestrijkt in dezelfde tijd dezelfde vlakken(constante vlaksnelheid). Het kwadraat van de omloopsnelheid (O) van een planeet is evenredig met de derde macht van de gemiddelde afstand tot de zon.

$$O^2 = \frac{4\pi^2 a^3}{G(m_1 + m_2)} \quad (1)$$

G= de gravitatie constante,
m1, 2 = massa van de voorwerpen
a = de afstand tot de zon

Vertalen we dit naar aardsatellieten. Dan is a de afstand tot het middelpunt van de aarde, M is de massa van de aarde en m de massa van de satelliet. Als we de omloopsnelheid kennen kunnen we dus de evenwichtsafstand van de satelliet t.o.v. de aarde berekenen. Ook kunnen we naar een evenwicht van krachten kijken.
De centripetaal kracht moet in evenwicht zijn met de zwaartekracht.

Als de satelliet met een hoeksnelheid ω beweegt dan is de centripetaal kracht: $m\omega^2 a$.
De kracht die de zwaartekracht uitoefent is uit te drukken als : $\frac{GMm}{a^2}$

Dus: $m\omega^2 a = \frac{GMm}{a^2}$ (2)

Of als we de satellietmassa wegstrepen: $\omega^2 a^3 = GM$
De omlooptijd $p = \frac{2\pi}{\omega}$

Of: $p = 2\pi\sqrt{\frac{a^3}{GM}}$ (3)
Dit is de derde wet van Kepler (400 jaar oud)

Satellieten kunnen worden onderverdeeld naar de soort baan die ze volgen. Er is onderscheid mogelijk tussen geostationaire satellieten, die op een vast punt boven de evenaar staan en polaire satellieten, die in een baan om de aarde cirkelen. De banen van de polaire satellieten lopen vlak langs de polen. In figuur 3 is een overzicht gegeven van de huidige operationele geostationaire en polaire satellieten.

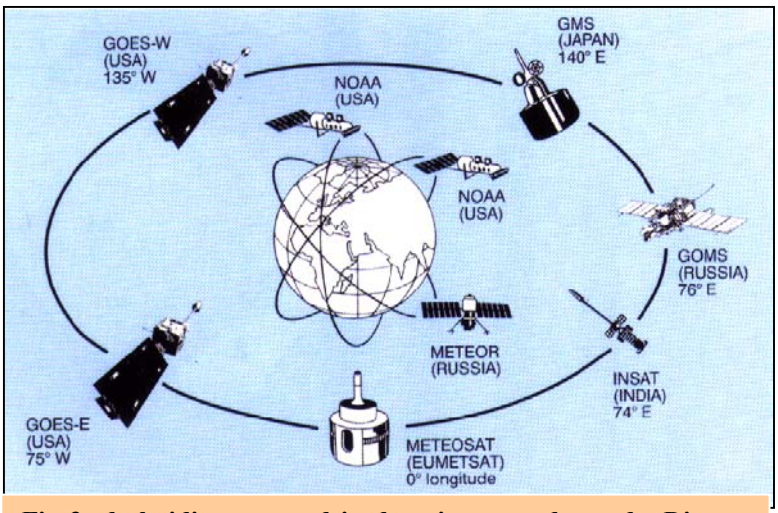


Fig 3: de huidige toestand in de ruimte om de aarde. Diverse geostationaire en circumpolaire satellieten cirkelen op verschillende hoogtes rond de aarde en observeren het aardoppervlak

3.4.1 Geostationaire satellieten

Voor veel meteorologische toepassingen is de mogelijkheid om op continue basis waarnemingen van een bepaald gebied te doen zeer waardevol. Bij het doen van satellietobservaties kan dat alleen als de satelliet zich op een vast punt boven de aarde bevindt. Een dergelijke stationering van een satelliet is alleen (langdurig) mogelijk door de satelliet op een hoogte van circa 35.800 km boven de evenaar te plaatsen. Op die manier bestaat er een evenwicht tussen enerzijds de aantrekkingskracht die de aarde op de satelliet uitoefent en anderzijds de middelpuntvliedende kracht die het gevolg is van de omwentelingssnelheid van de satelliet rond de aarde. Op 35.800 km hoogte is de omwentelingssnelheid nodig voor het gewenste krachtenevenwicht zodanig, dat de satelliet precies dezelfde draaisnelheid als de aarde heeft. Hij blijft dan boven hetzelfde punt van de evenaar staan. De satelliet is 'geo-stationair'. In figuur 4 is een geo-stationaire satelliet weergegeven die loodrecht boven de aarde staat. Het SSP bevindt zich loodrecht onder de satelliet.

Vanuit een geostationaire satelliet is bijna één volledig halfrond van de aarde zichtbaar. Door de kromming van het aardoppervlak zijn de geobserveerde beelden aan de randen sterk vertekend. Zodanig zelfs dat de beelden daar onbruikbaar zijn. In de praktijk zijn beelden tot 55 graden van het SSP betrouwbaar, terwijl beelden die zich meer dan 75 graden van het SSP bevinden, volledig onbruikbaar zijn. In het tussenliggende gebied zijn de gegevens weliswaar bruikbaar, maar minder betrouwbaar.

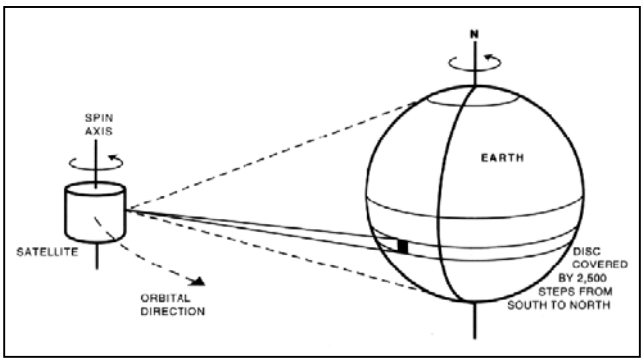


Fig 4: Een geostationaire satelliet scant vanaf bijna 36000 km hoogte het aardoppervlak af.

Door de satelliet rond zijn as te laten draaien, is een vaste stand van de satelliet ten opzichte van de aarde te handhaven (gyrotol-effect). De omwentelingssnelheid van de satellieten is 100 toeren per minuut. De draaiende beweging wordt tevens benut voor het maken van observaties. Hierbij wordt gebruik gemaakt van spiegels, die de aarde tijdens de draaiende beweging van de satelliet aftasten. Door de stand van de spiegels na iedere omwenteling iets te wijzigen (ongeveer 18^0), wordt steeds een andere baan afgetast. De straling afkomstig van een klein deel van het aardoppervlak wordt op een sensor gefocust. Deze sensor zet de gemeten stralingsenergie om in een elektrisch signaal. Door toepassing van verschillende filters, wordt bereikt dat de sensor slechts energie van een geselecteerd deel van het elektromagnetische spectrum registreert. Het aftasten van het zichtbare deel van de aarde duurt in totaal circa 25 minuten.
Het belangrijke voordeel van geostationaire satellieten ligt in de hoge tijdsresolutie waarmee data vrij komt. Een nieuwe afbeelding van een halfrond komt om de 30 minuten beschikbaar. Een belangrijk nadeel van vele geostationaire satellieten is hun gelimiteerde ruimtelijke resolutie. Technische verbeteringen kunnen de resolutie doen toenemen maar aan de vervorming op hogere breedten valt weinig te veranderen.
De satelliet werkt op energie verkregen middels zonnecellen. Voor baancorrecties wordt er gebruik gemaakt van stuurraketjes die voor hun energievoorziening afhankelijk zijn van een beperkte hoeveelheid hydrazine aan boord. Deze hoeveelheid is voldoende voor ongeveer vijf jaar, waarna de satelliet ophoudt met functioneren.

3.4.2 Huidige toestand geostationaire satellieten

Er wordt naar gestreefd om continu een vijftal geostationaire satellieten operationeel te hebben die de gehele aardbol kunnen observeren. Deze dienen zich dan met een onderlinge afstand van circa 70 lengtegraden boven de evenaar te bevinden. Het meest van belang voor West-Europa is de Meteosat waarvan het SSP zich boven de Golf van Guinee bevindt. Er worden standaard meteorologische beelden gemaakt in 3 kanalen: VIS, IR en WV. In tabel 1 Worden onder meer de golflengtegebieden, resolutie en toepassing van de drie kanalen kort weergegeven.

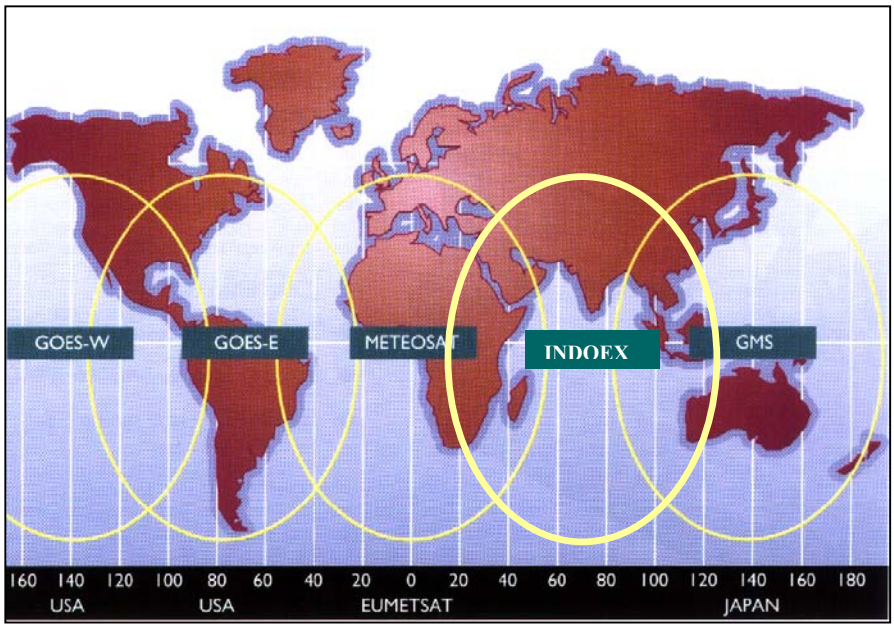


Fig 5: Momenteel zijn er vier operationele geostationaire satellieten die de aarde vanaf grote hoogte observeren. Boven de Indische Oceaan is er echter een informatiegat aanwezig.

Satelliet	Kanaal	Golflengte (μ m)	Resolutie bij SSP(km)	Resolutie op 50^0 N(km)	toepassing
Meteosat	*VIS*	*0.4-1.1*	*2.5*	*4*	Detectie van bewolking overdag en bepaling albedo
"	*IR*	*10.5-12.5*	*5*	*8*	Detectie bewolking overdag en 's nachts en bepaling oppervlakte temperatuur
"	*WV*	*5.7-7.1*	*5*	*8*	Waterdampgehalte in de hogere troposfeer

Tabel 1: satellietkanalen bij een geostationaire satelliet

De Verenigde Staten hebben twee geostationaire satellieten in de ruimte: de GOES-W op 135^0 W en de GOES-O op 75^0 W. Op het oostelijk halfrond bevindt zich de Japanse GMS op 140^0 O. Rusland heeft een experimentele satelliet boven de Indische Oceaan: de GOMS op 76^0 O. maar data afkomstig van deze satelliet komen momenteel niet op routinematige basis beschikbaar. De Indiase INDOEX-satelliet beslaat ook het gebied rondom de Indische Oceaan en de gegevens hiervan zijn wel op internet beschikbaar.

In figuur 5 staat weergegeven welke gebieden momenteel door de operationele geostationaire satellieten worden bestreken.

3.4.3 Meteosat: gebruik kanalen bij geostationaire satellieten

VIS (0.5-0.9 μm):

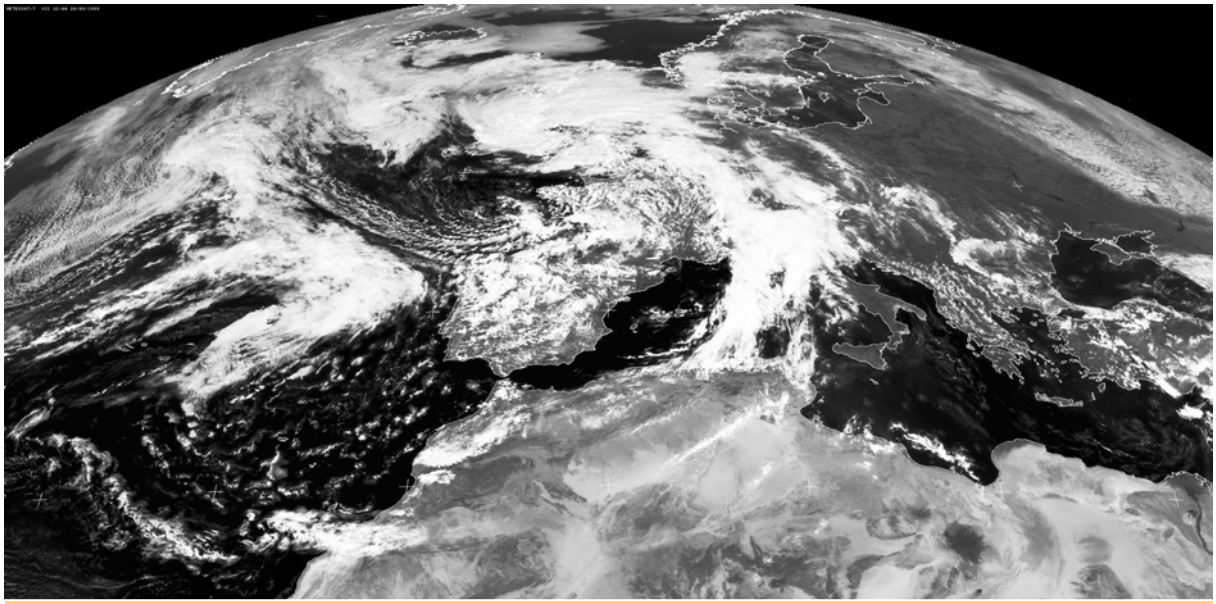


Fig 6: Meteosat VIS-beeld 20 september 1999 12:00 UTC

De satelliet ontvangt dat deel van de zonnestraling dat gereflecteerd wordt door het aardoppervlak en bewolking. Dit is het zogenoemde window-kanaal. Straling wordt in dit golflengtegebied niet significant geabsorbeerd door de atmosferische gassen. Hierdoor is het mogelijk als door een raam naar beneden kijken naar het uitstralende aardoppervlak en de wolkentoppen. De verschillende grijstinten in het VIS-kanaal vertegenwoordigen verschillende albedowaarden. Deze worden in tabel 2 nader gedefinieerd. In figuur 7 is de VIS-opname gegeven van 20 september 1999 om 12:00 UTC.

Heldere tinten	Hoge albedo	Dikke bewolking en landoppervlakken, koud landoppervlak
Grijze tinten	Lage albedo	Dunne doorschijnende bewolking
Donkere tinten	Vrijwel geen reflectie	Water en vegetatie

Tabel 2: pixelwaarden in het Meteosat VIS-kanaal en bijbehorende albedowaarden en identificatie

IR (10.5-12.5 μm)

De satelliet ontvangt langgolvige straling die geëmitteerd wordt door het aardoppervlak en bewolking. Dit kanaal is net als het VIS-kanaal een atmosferisch venster wat inhoudt de straling in dit golflengtegebied de satelliet ongehinderd kan bereiken. Verschillende grijstinten van bewolking en het aardoppervlak vertegenwoordigen een bepaalde

Fig 7: Meteosat IR-beeld 20 september 1999 12:00 UTC

stralingstemperatuur. Het signaal wordt geïnverteerd om een zelfde uiterlijk als bij het VIS-beeld te verkrijgen. In tabel 3 wordt een relatie gelegd tussen inkomend signaal, temperatuur en type oppervlak. In figuur 7 is het IR-beeld gegeven van 20 september 1999 12:00 UTC.

Heldere tinten	Lage temperaturen	Koude, hoge wolkentoppen
Grijze tinten	Gematigde temperaturen	Middelbare wolkentoppen
Donkere tinten	Hoge temperaturen	Heet land- of zeeoppervlak

Tabel 3: relatie tussen inkomend signaal, temperatuur en type oppervlak in het IR-golflengtegebied

WV (5.7-7.1 μm): De satelliet ontvangt straling van waterdamp die aanwezig is in de hogere niveaus van de troposfeer tussen 300 en 600 hPa. Hoe hoger de vochtigheid in de hogere troposfeer hoe hoger het niveau is van de van door waterdamp geëmitteerde straling die de satelliet bereikt. Verschillende grijstinten vertegenwoordigen wisselende waterdamp hoeveelheden in de laag boven 600 hPa. In tabel 4 wordt een relatie gegeven tussen inkomend signaal en oppervlak waarvan de straling afkomstig is. In figuur 8 is het WV-beeld gegeven van 20 september 1999 12:00 UTC.

Heldere tinten	Vloeibaar water	Wolken
Grijze tinten	Waterdamp	Waterdamphoeveelheid met wisselende concentraties
Donkere tinten	Geringe waterdamphoeveelheid	Droge hogere troposfeer

Tabel 4: relatie tussen inkomende straling, waterdampgehaltes en geaardheid van de hogere troposfeer

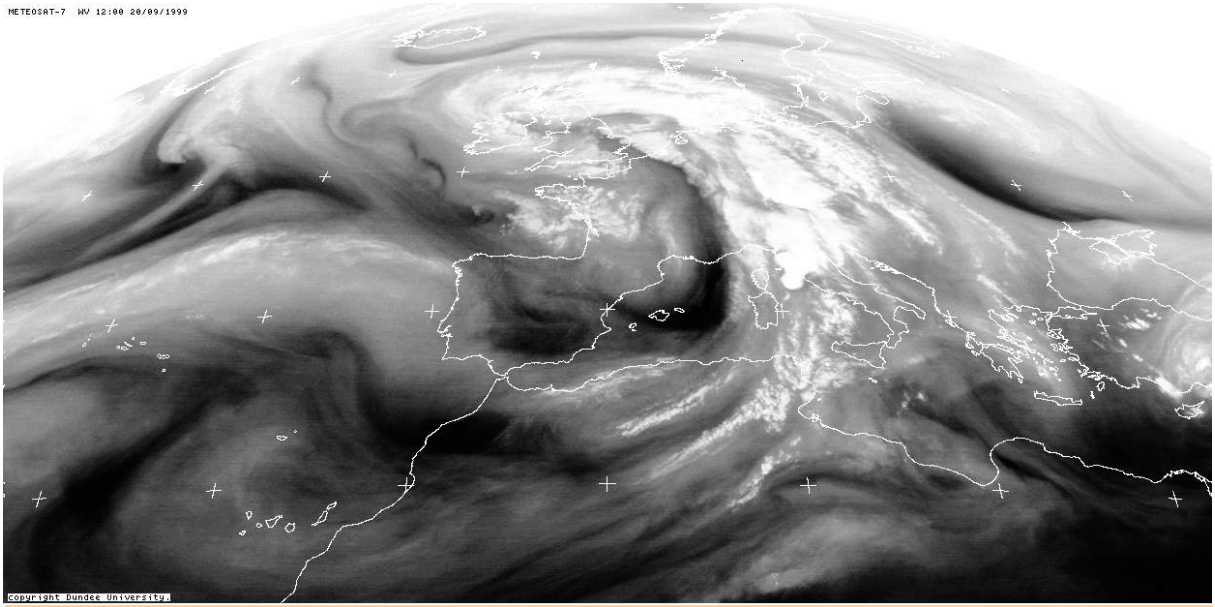


Fig 8: Meteosat WV-beeld 20 september 1999 12:00 UTC

3.4.4 Polaire satellieten

Om ook informatie uit gebieden op hogere breedten te verkrijgen, wordt gebruik gemaakt van polaire satellieten. Dit zijn satellieten die in een baan vlak langs de polen rond de aarde cirkelen op een hoogte van circa 840 kilometer. Als gevolg van de veel geringere hoogte waarop de polaire satellieten zich bevinden is de resolutie beter dan die van geostationaire satellieten. Het deel van de aarde wat door een polaire satelliet waargenomen wordt is veel kleiner. Er wordt een gebied waargenomen aan weerszijden van de gevolgde baan van ongeveer 1500 kilometer waardoor een compleet beeld een gebied van circa 3000 km breed bestrijkt. Polaire satellieten cirkelen in iets meer dan anderhalf uur rond de aarde. De baan van de satelliet bevindt zich steeds in hetzelfde vlak. Omdat de aarde onder de satelliet door draait, is bij iedere omloop een ander deel van het aardoppervlak zichtbaar.
Als gevolg daarvan en door de beperkte breedte

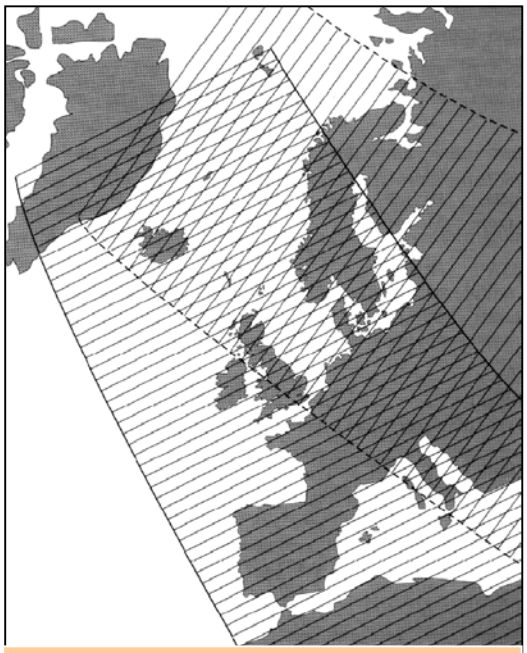


Fig 9: circumpolaire satellieten scannen banen af die vooral op hoge breedten elkaar overlappen.

van de observatie zijn van gebieden op lagere breedten minder frequent beelden beschikbaar. Nabij de polen overlappen de verschillende beelden elkaar, zodat van de regio's rond de polen ieder anderhalf uur beelden beschikbaar zijn. In figuur 9 zijn 2 banen weergegeven die een NOAA satelliet aftast.
De radiometers van polaire satellieten zijn voortdurend op de aarde gericht. Beelden worden opgebouwd door een spiegel op de satelliet die het aardoppervlak in zonale richting aftast terwijl de satelliet in meridionale richting beweegt.

3.4.5 Huidige toestand circumpolaire satellieten

Met de huidige polaire NOAA-satellieten worden beelden in een vijftal golflengtebanden gemaakt. Zie tabel 5. Dat gebeurt met de AVHRR (Advance Very High Resolution Radiometer). Daarnaast verrichten de NOAA's remote sensing met de TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder). Daarmee wordt informatie uit een twintigtal spectrale banden ingewonnen. De resulterende gegevens, zoals verticale temperatuurprofielen, vinden vooral toepassing in numerieke modellen. Tenslotte beschikt de satelliet over een communicatie-systeem. Dit wordt niet alleen gebruikt voor de verspreiding van beelden, maar ook voor het inzamelen van gegevens van automatische weerstations en voor communicatie.

Satelliet	Kanaal	Golflengte (μm)	Resolutie op SSP	toepassing
NOAA	*VIS (kanaal 1)*	*0.6*	*1*	Detectie bewolking overdag en bepaling albedo
"	*VIS (Kanaal 2)*	*0.9*	*1*	Detectie bewolking overdag en land-zee contouren
"	*NIR (Kanaal 3)*	*3.7*	*1*	Detectie van bewolking 's nachts
"	*IR (Kanaal 4)*	*10.8*	*1*	Detectie bewolking gedurende de hele dag en bepaling oppervlakte-temperatuur
"	*IR (Kanaal 5)*	*12.0*	*1*	Detectie bewolking gedurende de hele dag en bepaling oppervlakte-temperatuur

Tabel 5: type satellietbeelden bij een circum-polaire satelliet

3.4.6 NOAA: Gebruik van de kanalen bij polaire satellieten

VIS 1 *(0.58-0.68 μm):* De satelliet ontvangt het deel van zonnestralingsspectrum wat gereflecteerd wordt door het onderliggende oppervlak. Dit golflengtebereik komt overeen met de golflengte van oranje licht. Het aardoppervlak is in deze golflengte donkerder dan op het VIS-kanaal van de Meteosat. Het oppervlak kan land, zee of bewolking zijn. Gassen in de atmosfeer absorberen geen significante hoeveelheid straling in dit golflengte-interval. Verschillende grijstinten op het VIS 1-beeld vertegenwoordigen andere waarden van albedo. In tabel 6 wordt een relatie gegeven tussen de intensiteit van het inkomende kortgolvige signaal, albedo en oppervlak.

De verstrooiing aan aërosolen en nevel vindt in deze golflengte volgens het Mie-regime plaats. Aërosolen en nevel zijn in deze golflengte dan ook redelijk goed zichtbaar en leveren soms een grijszweem op.

Heldere tinten	Hoge albedo	Dikke bewolking
Grijze tinten	Lage albedo	Landoppervlakken en dunne bewolking
Donkere tinten	Vrijwel geen reflectie	Water en vegetatie

Tabel 6: schematische weergave van gereflecteerde kortgolvige straling en type oppervlak

Figuur 10 toont een voorbeeld van een NOAA kanaal 1 satellietbeeld. Het tijdstip is een herfstochtend waardoor de zon vanuit een grote hoek op het wolkendek schijnt. Hierdoor is een schaduw zichtbaar ten noorden van het witte, verticaal ontwikkelde wolkenpakket boven de Alpen. Dit is waarschijnlijk frontale bewolking. De noordrand van het dikke wolkendek is enigszins gerafeld en heeft een lagere albedo. Dit geeft aan dat de bewolking een stuk dunner en op sommige plekken zelfs halfdoorschijnend is. De bewolking zit overigens wel hoog want de schaduw die geworpen wordt op het onderliggende land is duidelijk zichtbaar. In het midden van Duitsland zit ook bewolking maar getuige de lagere albedo en afwezigheid van schaduwwerking is deze niet dik en bevindt zich in de onderste niveaus van de troposfeer. Op het westen van de foto zijn boven Frankrijk plekken aanwezig met lage bewolking en mist die zich heeft opgehoopt in de dalen. Dit is ook dunne bewolking en heeft een lage albedo. In het noorden van de foto is veel bewolking in een koude luchtmassa aanwezig die verticaal uitgestrekt is en deels tot in de hoge niveaus van de troposfeer reikt getuige de schaduwwerking. Dit is cumuliforme bewolking.

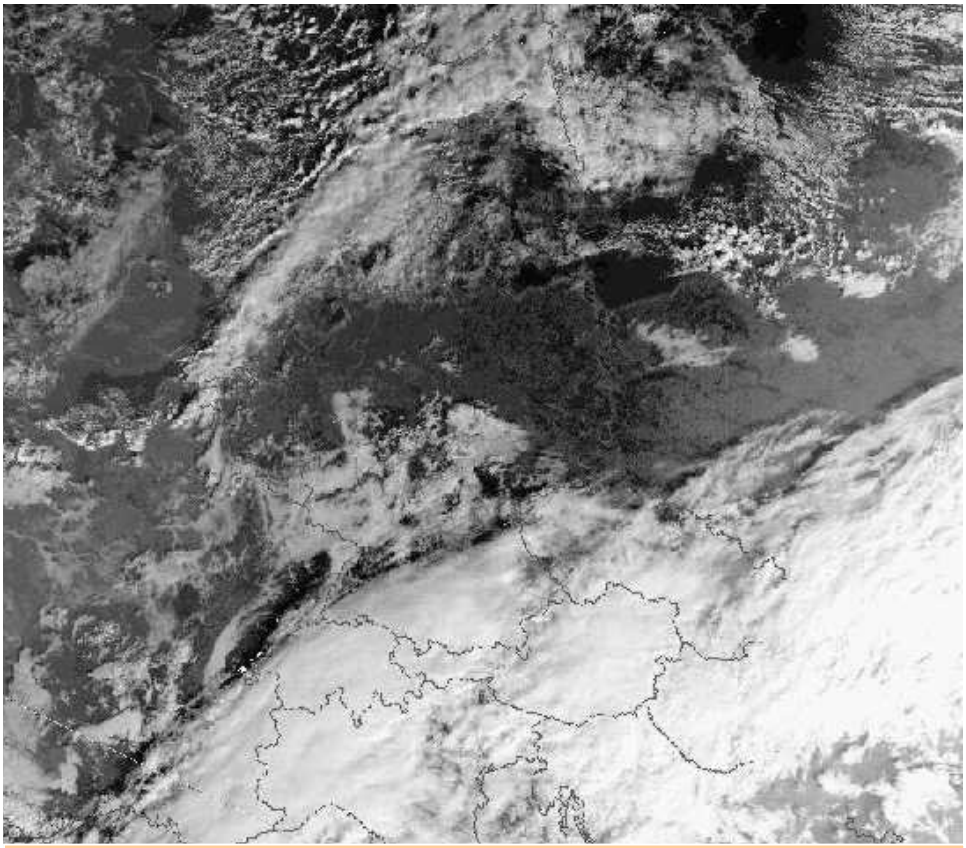


Fig 10: NOAA kanaal 1-beeld 19 oktober 1998 07:20 UTC

VIS 2 (0.73-1.10 μm): Het golflengtebereik van dit kanaal ligt net aan de rand van het zichtbare licht interval. De stralingsbijdrage bestaat voornamelijk uit gereflecteerd zonlicht en een klein deel thermische straling die door de warmere delen van de aarde wordt geëmitteerd Ook in dit interval van het stralingsspectrum gedraagt de atmosfeer zich als een venster. De zonnestraling wordt gereflecteerd door zee- en landoppervlakken en bewolking. Tabel 7 geeft een relatie tussen de hoeveelheid gereflecteerde straling die de satelliet bereikt, reflectiviteit en aard van het reflecterende oppervlak.

Heldere tinten	Hoge reflectiviteit	Dikke bewolking, landoppervlakken
Grijze tinten	Lage reflectiviteit	Semi-transpirante bewolking
Donkere tinten	Vrijwel geen reflectie	Water en vegetatie

Tabel 7: relatie tussen ontvangen straling, reflectiviteit en oppervlak in het VIS-2 kanaal

De verstrooiing aan aërosolen vindt in deze golflengte volgens het Raleigh-regime plaats. Aërosolen zijn dan ook minder goed zichtbaar dan in kanaal 1, wat soms een voordeel is. Toch verdient over het algemeen het gebruik van kanaal 1, vanwege het betere contrast tussen aardoppervlak en bewolking de voorkeur.

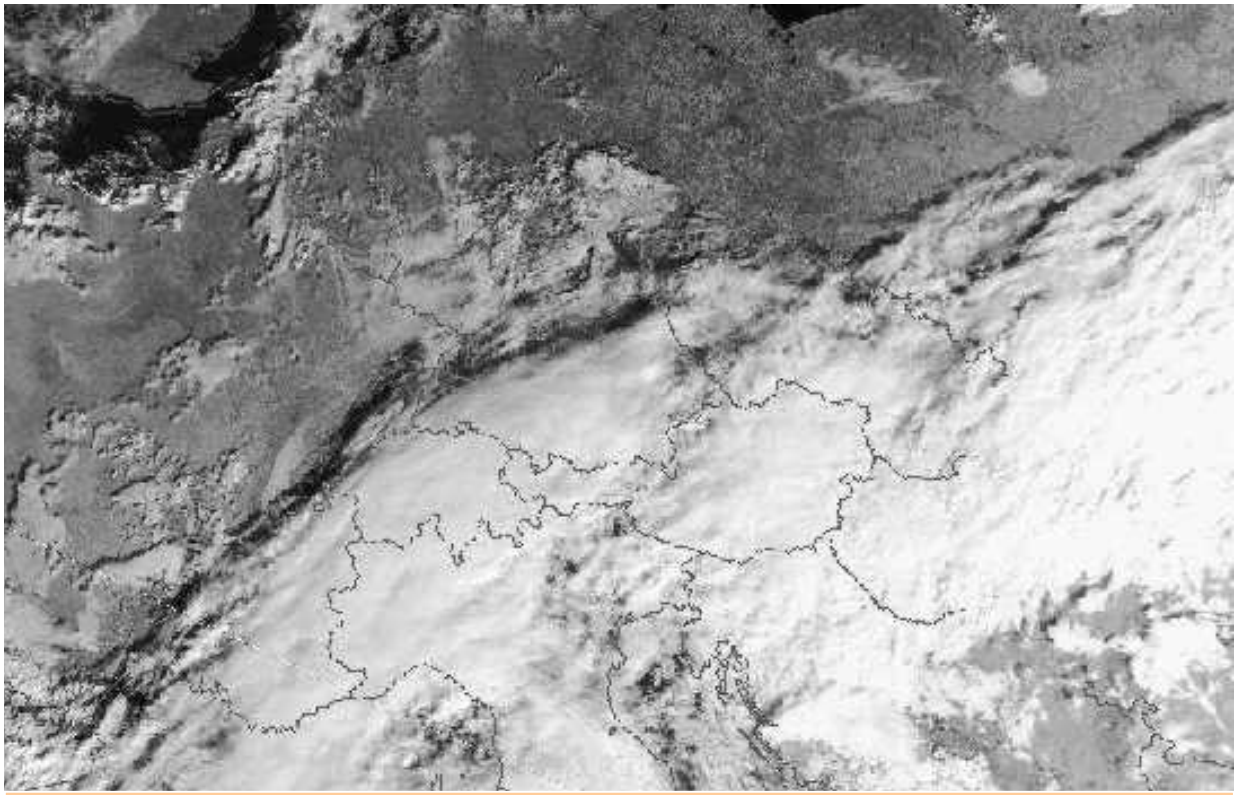


Fig 11: NOAA kanaal 2-beeld 19 oktober 1998 07:20 UTC

De golfvormige bewolking boven de Alpen is wat donkerder dan op het kanaal 1 foto. Voor de rest zijn de kenmerken van de wolkenband gelijk aan kanaal 1. De dunne mistflarden kunnen niet worden teruggevonden. De schaduwen van de wolkenvelden over Frankrijk en Duitsland zijn beter zichtbaar dan op figuur 11.

NIR 3.7 (3.55-3.99 μm): Het golflengtebereik van dit NOAA kanaal 3 bestaat zowel uit gereflecteerde zonnestraling en thermische straling. Er is vrijwel geen sprake van absorptie door luchtmoleculen waardoor de beelden dan ook van een goede kwaliteit zijn. De straling bestaat 's nachts uitsluitend uit aardse (thermische) straling. Overdag is de bijdrage van gereflecteerde zonnestraling van dezelfde grootteorde als die van thermische straling. De interpretatie van nachtbeelden verschilt dan ook van die van dagbeelden.
De interpretatie wordt verder gecompliceerd door het feit dat de golflengte van dezelfde grootteorde is als de straal van vloeibare wolkenelementen zoals mistlagen. Er is dus sprake van sterke Mie-verstrooiing, wat tot ingewikkelde vormen van verstrooiing leidt. IJsdeeltjes, maar ook regendruppels die over het algemeen veel groter zijn, absorberen sterk in deze golflengte. Rond de deeltjesgrootte van 10 μm doet zich een vrij abrupte overgang voor van verstrooiing naar absorptie Dit is precies de grootte waarin wolkendruppels regendruppels worden en dus is kanaal 3 een goed hulpmiddel om neerslaggebieden te detecteren. Daarbij moet wel worden aangemerkt dat ijsdeeltje ook sterk absorberen in dit kanaal zodat dikke cirrus moeilijk van regendruppels zijn te onderscheiden. Gelukkig komen ze vaak gelijktijdig voor. In tabel 8 wordt met name de relatie gegeven tussen de sterkte van het door de satelliet ontvangen signaal in dit golflengtebereik, temperatuur en type oppervlak.

Heldere tinten	Lage temperatuur	Koude wolkentoppen
Grijze tinten	Gematigde temperatuur	Middelbare en lage wolken
Donkere tinten	Hoge temperatuur, hoge reflectiviteit	Land- en zeeoppervlak, top van een mistlaag

Tabel 8: relatie tussen door satelliet ontvangen straling, temperatuur en aard van het oppervlak dat uitstraald en/of reflecteerd.

In het beeld van kanaal 3 (negatief) dat gegeven is in figuur 12 zijn een aantal duidelijke verschillen met kanaal 1 en 2 waar te nemen: Het landoppervlak is veel lichter. De wolkenband wordt door een zwarte veeg onderbroken boven Oostenrijk. Ook naar het oosten toe o.a. in Hongarije is de bewolking grotendeels zwart met uitzondering van een paar witte plekken.. De wolkenvelden boven Duitsland en Frankrijk zijn ook zwart weergegeven. De diepst ontwikkelde cumuliforme bewolking is wit terwijl de ondiepere cellen zwart zijn. De mistgebieden in de rivierdalen over het westen van Frankrijk zijn wel duidelijk zichtbaar

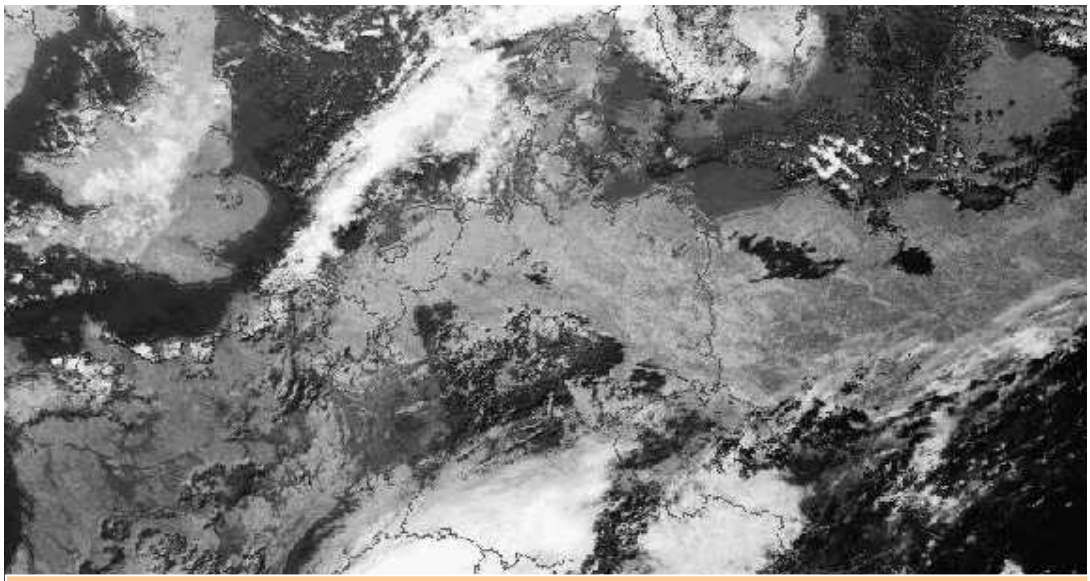


Fig 12: NOAA kanaal 3-beeld 19 oktober 1998 07:20 UTC

IR 4 (10.3-11.3 μm) en IR 5 (11.5-12.5 μm): De resolutie van NOAA-kanaal 4 en 5 is circa 1*1 km op het SSP. Interpretatie en gebruik komen overeen met die van het IR-kanaal van Meteosat. Dit golflengte gebied bevindt zich in één van de atmosferische vensters en meet de straling die afkomstig is van het hoogst absorberende niveau wat bewolking, zee of land kan zijn. Deze oppervlakken zijn echter geen perfecte zwarte stralers waardoor de stralingstemperatuur kan afwijken van de werkelijke temperatuur van het uitstralende oppervlak. In tabel 9 wordt de relatie gegeven tussen de sterkte van het signaal, temperatuur en bijbehorend oppervlak.

Heldere tinten	Lage temperatuur	Koude wolkentoppen
Grijze tinten	Gematigde temperatuur	Middelbare en lage wolken
Donkere tinten	Hoge temperatuur	Land- en zee-oppervlakken

Tabel 9: relatie tussen door satelliet ontvangen infrarood-straling, temperatuur en emitterend oppervlak.

Kanalen 4 en 5 van de NOAA zijn in grote lijnen identiek. Daarom wordt alleen kanaal 4 behandeld. De Alpenlanden op figuur 13 zijn bedekt met bewolking waarvan de toppen hoog en koud zijn. Over Oostenrijk loopt de veeg met iets lagere wolkentoppen. Ook over Hongarije zijn de wolkentoppen weer wat lager. De lage stratus bewolking boven Duitsland is deels nauwelijks terug te herkennen. De zee is een stuk warmer dan het land.

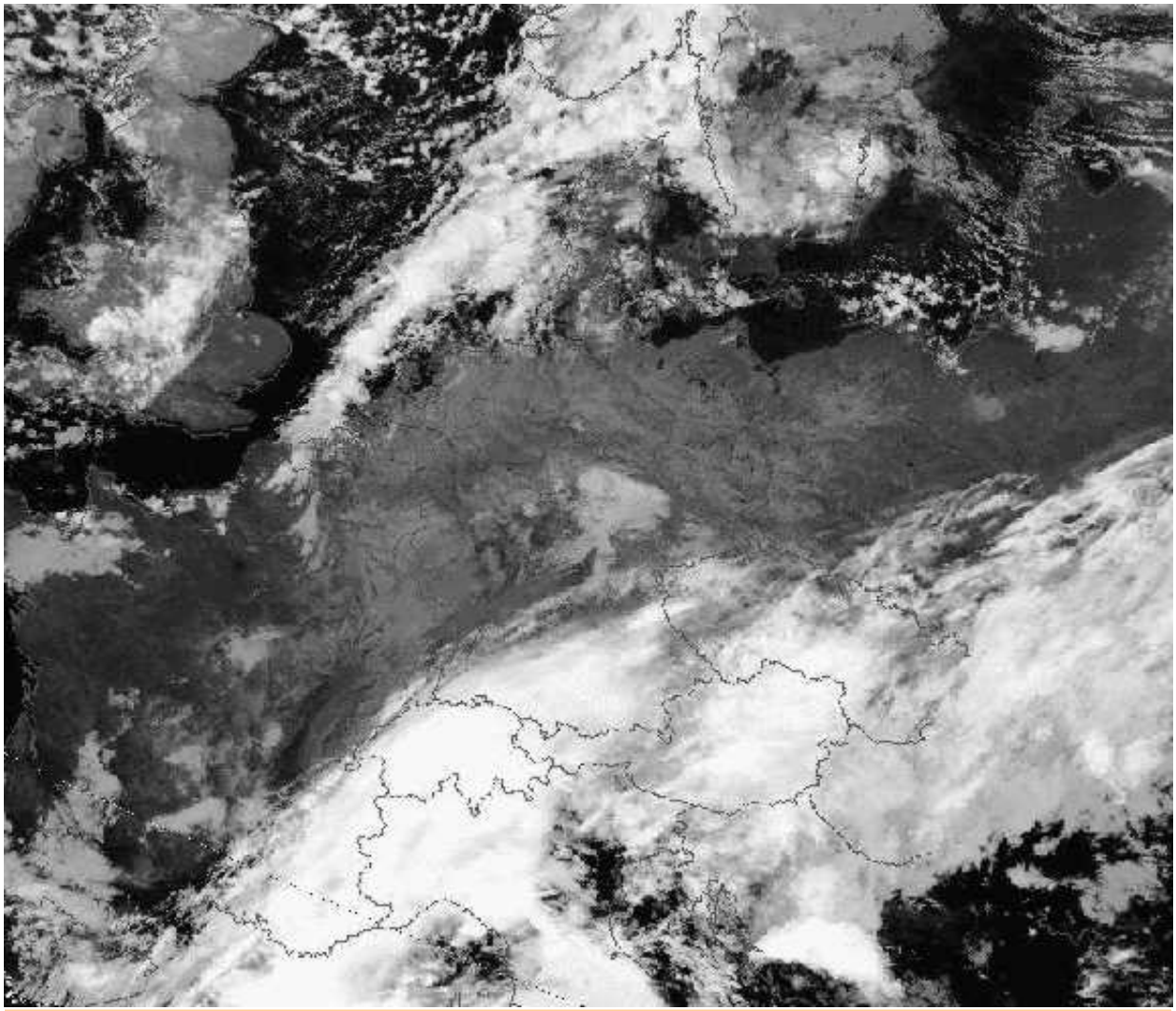
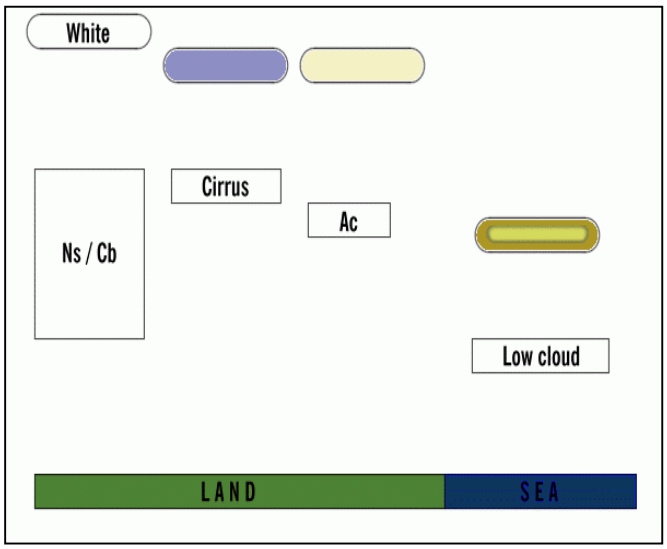


Fig 13: NOAA kanaal 4-beeld 19 oktober 1998 07:20 UTC

3.4.7 NOAA: combinatiekanalen
kanaal 1, 2 en 4

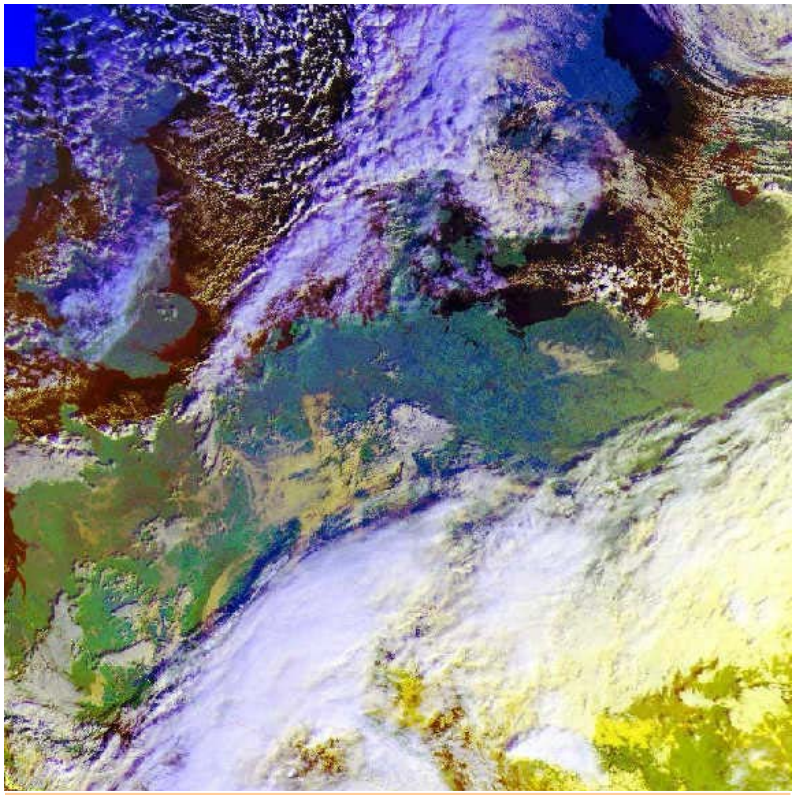
Bewolking of oppervlakken	Kleur
Dikke en koude bewolking	Wit of blauwwit
Dunne en koude bewolking	lichtblauw
Bewolking op middelbare niveaus	Wit of geelwit
Lage bewolking	Geel(bruin)
landoppervlak	Donker groen
Oceaan oppervlak	Donker blauw
Sneeuw en ijs	geelwit

Tabel 10: uiterlijk van bewolking en het aardopp. in het combinatie-kanaal 1,2 en 4



Figuur 14: schematische weergave van het uiterlijk van diverse wolkensoorten

Het voordeel van het combineren en inkleuren van verschillende kanalen is dat er een zeer goede driedimensionale indruk kan worden verkregen van de wolkenvelden. De structuur van het wolkenoppervlak wordt gedetailleerd weergegeven. Dit kanaal (soms ook kanaal 7 genoemd) is alleen overdag bruikbaar omdat er ook gebruik gemaakt wordt van kanaal 1 en 2 van de NOAA die straling meten in het zichtbare licht.



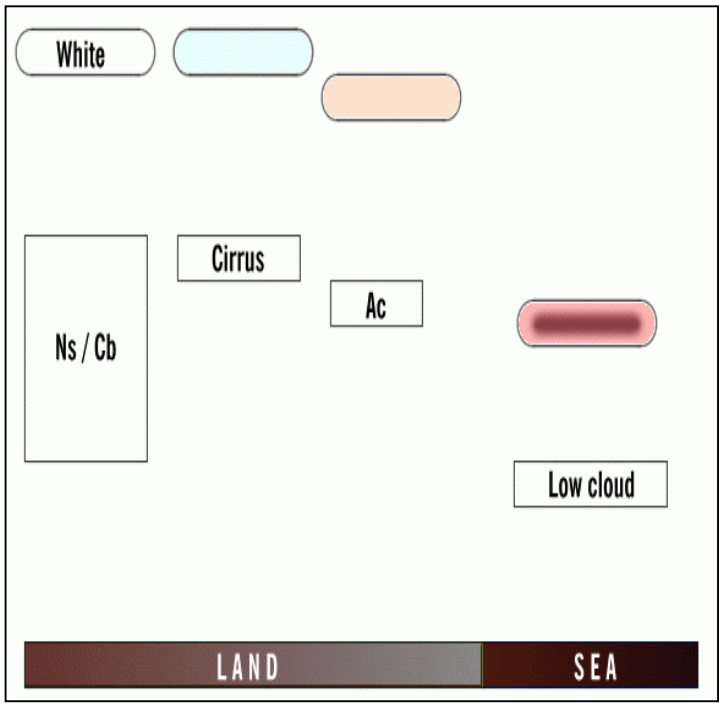
Figuur 15: NOAA combinatiekanaal 1, 2 en 4: 19 oktober 1998 07:20 UTC

In figuur 15 is het combinatiebeeld gegeven van 19 oktober 1998 om 07:20 UTC. Er is een grote variatie te ontdekken in typen bewolking. Boven het midden van Europa is een dik pakket bewolking aanwezig die vooral uit nimbostratus bestaat. Boven Frankrijk is grijze bewolking aanwezig. Dit is bewolking op middelbare niveaus en zullen waarschijnlijk velden met altocumulus zijn. Boven Duitsland komt ook middelbare bewolking voor maar tevens lage bewolking die geel wordt weergegeven. Dit zijn velden met stratus

Kanaal 3, 4 en 5 's nachts

Bewolking of oppervlakken	**Kleur**
Dikke en koude bewolking	Wit
Dunne en koude bewolking	Wit of blauwwit
Middelbare bewolking	Licht roodgrijs
Lage bewolking	Grijs tot donkergrijs
Landoppervlakken	Grijs tot rood (lichtrood indien zeer koud)
Oceaan oppervlakken	Zwart of donker rood
Sneeuw en ijs	Licht roodgrijs

Tabel 11: uiterlijk van bewolking en het aardoppervlak in het combinatiekanaal 3, 4 en 5 gedurende de nacht
nacht



Figuur 16: schematische weergave van het uiterlijk van diverse wolkensoorten in het combinatie kanaal 3, 4 en 5 gedurende de nacht

De combinatie van kanaal 3, 4 en 5 kan zowel 's nachts als overdag gebruikt worden. Er zijn wel grote verschillen gedurende de daglichtperiode omdat dan ook het nabije IR van de zon dat niet door het menselijk oog kan worden waargenomen onderdeel uitmaakt van dit kanaal. Gedurende de nacht kunnen de verschillende wolken-soorten uitstekend van elkaar worden onderscheiden. Lage bewolking zoals de stratus ten zuidoosten van Nederland in figuur 17 is donkerrood en steekt duide-lijk af ten opzichte van onbewolkte oppervlakken. Middelbare bewolking zoals ten oosten van de stratus is grijsrood. Dunne hoge bewolking is lichtblauw en dikke nimbostratus en Cb's zijn wit

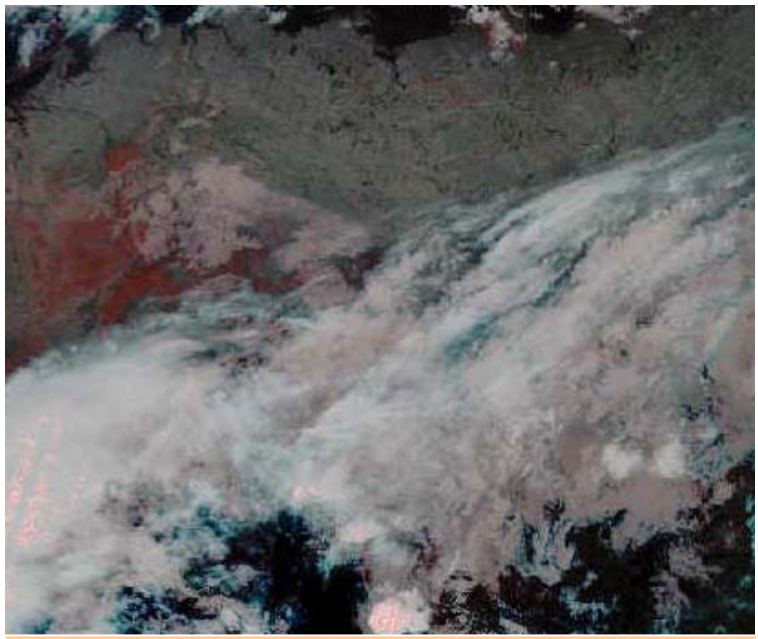
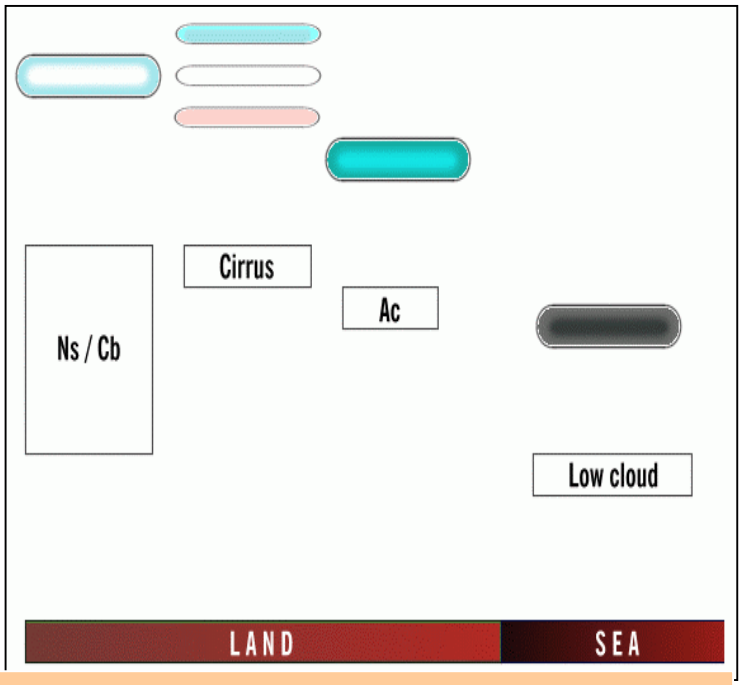


Fig 17: NOAA combinatiekanaal 3, 4 en 5 gedurende de nacht: 19 October 1998 04:52 UTC

Kanaal 3, 4 en 5 overdag

Bewolking of oppervlakken	**Kleur**
Dikke en koude bewolking	Wit of blauwwit
Dunne en koude bewolking	Lichtroze tot licht-cyaan
Middelbare bewolking	cyaan
Lage bewolking	Donker cyaan tot donkerblauw
Landoppervlak	Licht- tot donkerrood
Zeeoppervlak	donkerrood
Sneeuw en ijs	Lichtrood

Tabel 12: uiterlijk van bewolking en het aardoppervlak in het combinatiekanaal 3, 4 en 5 gedurende de dag



Figuur 18: schematische weergave van het uiterlijk van diverse wolkensoorten in het combinatie kanaal 3, 4 en 5 gedurende de dag

Gedurende de dag is dit combinatiekanaal ook opgebouwd uit het IR van kanaal 3. Hoge en dikke bewolking zoals de uitgestrekte links onderin van figuur 19 komt over het algemeen wit over vanwege de absorptie Middelbare bewolking zoals rechts onderin is cyaan. Lage wolkenvelden bestaande uit stratus en stratocumulus die ten zuidoosten van Nederland voorkomt is grauw blauw. Dunne cirrus is afhankelijk van het onderliggende oppervlak lichtroze tot lichtcyane. Land- en zee-oppervlakken zijn afhankelijk van de temperatuur licht- tot donkerrood

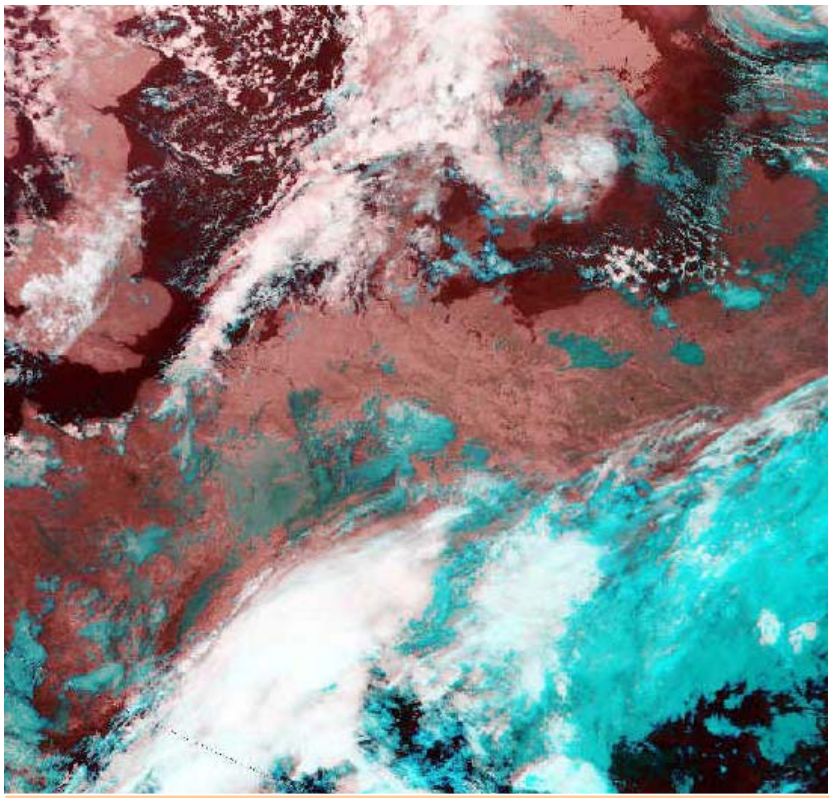


Fig 19: NOAA combinatiekanaal 3, 4 en 5 gedurende de dag: 19 oktober 1998 07:20 UTC

3.4.8 NOAA hoge resolutie

Op internet zijn de NOAA-beelden gratis opvraagbaar. Dit zijn echter wel foto's met een lage resolutie van 10 bij 10 km. De ware resolutie van de beelden is veel hoger en bedraagt 1 bij 1 km..

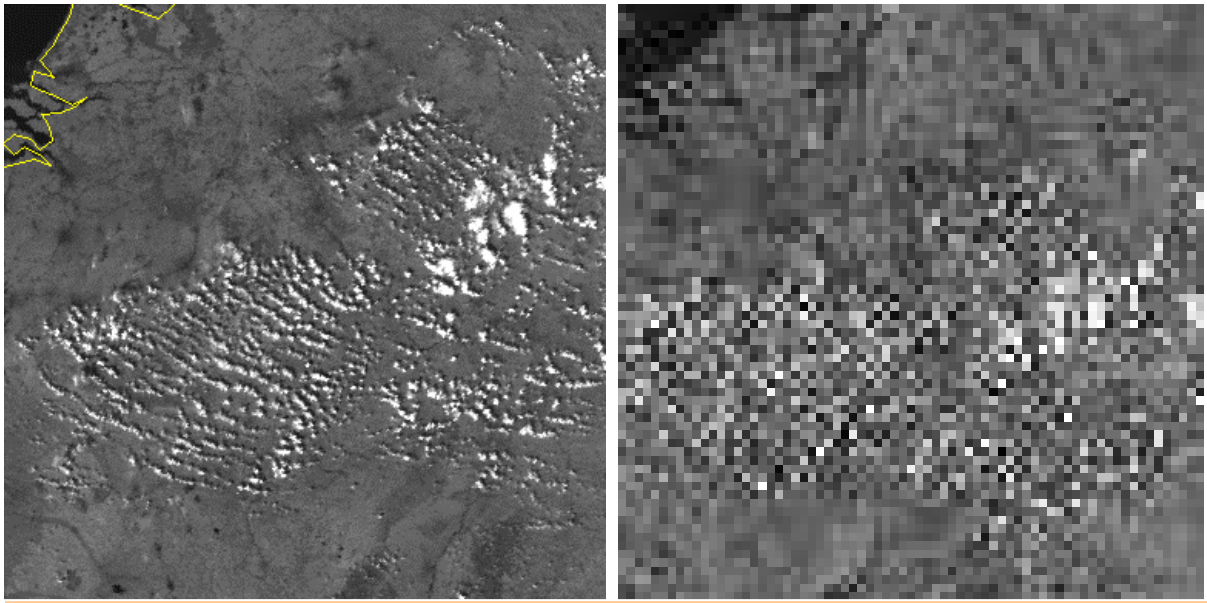


Fig 20 en 21: Hoge en lage resolutie VIS-beeld 10 september 1999 14:40 UTC: straten met cumulus ten zuidoosten van Nederland

Om een duidelijk beeld te krijgen wat de gevolgen van een lagere resolutie zijn voor een satellietbeeld zijn in figuur 20 en 21 respectievelijk de hoge en lage resolutie NOAA gegeven van 10 september 1999 om 14:40 UTC. Het betreft hier VIS-beelden. Op de linker foto zijn duidelijk de wolkenstraten van cumuliforme bewolking zichtbaar. Boven het westen van Duitsland zitten een paar kleine Cb's. In het vrijwel wolkenloze gebied zijn ook nog een paar dunne plukken cirrus zichtbaar. De hierboven genoemde details zijn op de lage resolutie NOAA bijna niet terug te vinden. Het voordeel van de hoge resolutie NOAA ligt vooral op de korte termijn. Aan de hand van de satellietbeelden kan een betere uitspraak worden gedaan

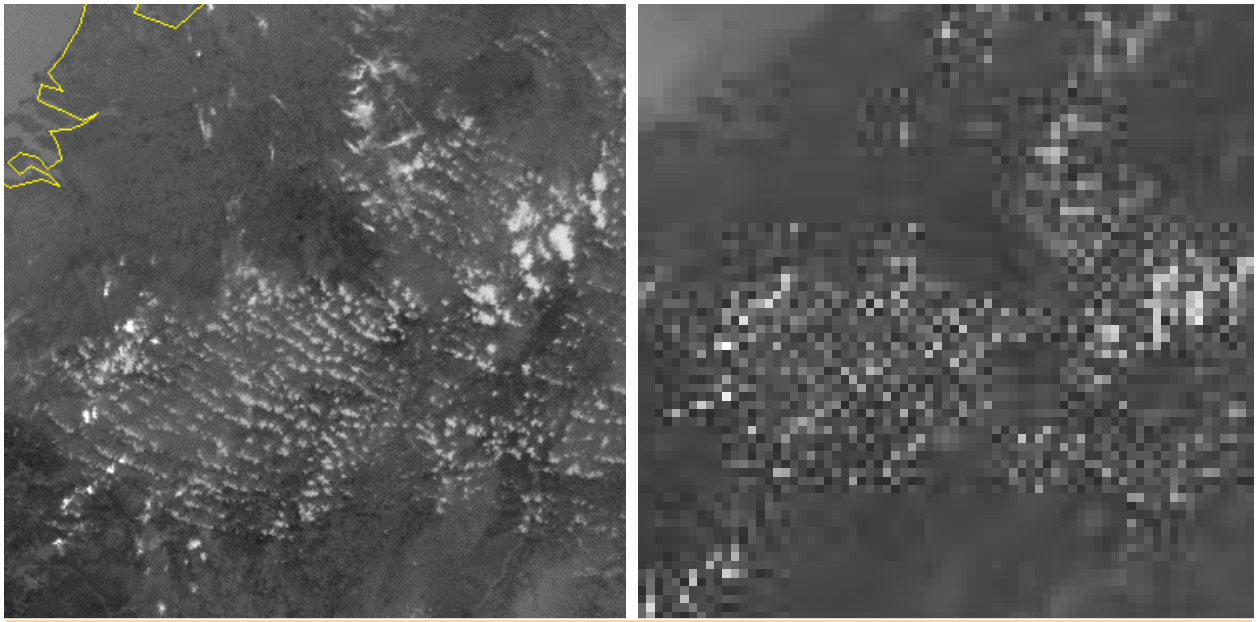


Fig 22 en 23: Hoge en lage resolutie IR-beeld 10 september 1999 14:40 UTC: straten met cumulus ten zuidoosten van Nederland

over kleinschalige wolkenvelden zoals stratocumulus en cumulus maar ook over kleine flarden cirrus. Er kan vaak een veel beter beeld gegeven worden welke wolkentypen waar aanwezig zijn en waar de opklaringen zich bevinden.
In figuur 22 en 23 zijn de hoge en lage resolutie IR-beelden van hetzelfde tijdstip gegeven. Ook hier is duidelijk wat de gevolgen van het resolutieverschil zijn voor de interpretatie van het satellietbeeld.

3.4.9 Toekomstbeeld

Globale dataweergave van de atmosfeer is essentieel voor meteorologie en klimatologie. Daarom bestaan er binnen Eumetsat plannen om een operationeel systeem van polaire satellieten op te bouwen die de NOAA-satellieten van de VS moeten complementeren. Het is de bedoeling dat de eerste polaire satelliet van Eumetsat het begin van de 21e eeuw gelanceerd wordt: de METOP-1. De agenda van te lanceren satellieten door Meteosat staat weergegeven in figuur 24. Eumetsat is tevens bezig met de voorbereidingen voor de ingebruikname van een nieuwe generatie geostationaire satellieten. In januari 1994 is het volledige Eumetsat programma gestart voor de Meteosat Second Generation (MSG). Het was de bedoeling dat de MSG-1 medio 2000 gelanceerd werd, maar het project is ongeveer 2 jaar vertraagd. Op 28 augustus 2002 werd de nieuwe satelliet met succes gelanceerd.

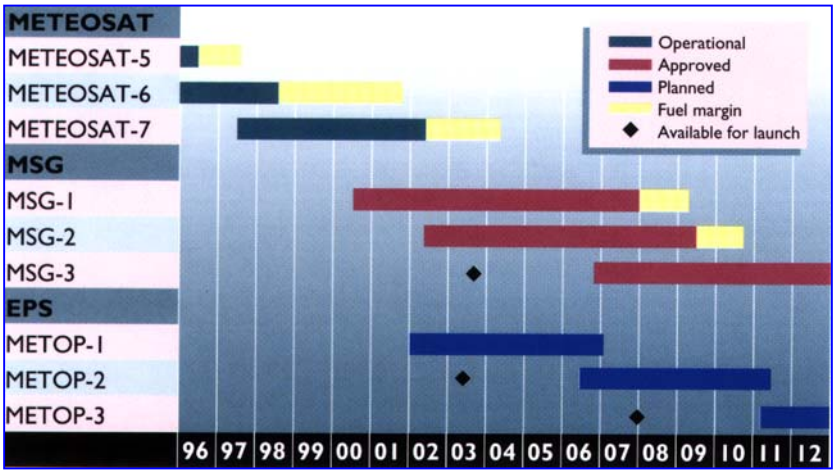


Fig 24: tijdschema van Meteosat betreffende te lanceren

Fig 25: Lancering MSG 1 op 28 augustus 2002 22.45 utc Kourou, Frans Guyana

De nieuwe satellieten zijn gebaseerd op het concept van de eerste generatie, maar zullen effectief gebruik maken van nieuwe technieken. In plaats van de nu gebruikte drie kanalen zullen er 12 kanalen beschikbaar komen en beelden worden gegenereerd met intervals van 15 minuten. De resolutie van de infrarood kanalen zal toenemen van 5 naar 3 km, terwijl de nieuwe zichtbaar licht kanalen naar 1 km gaan in plaats van de huidige 2.5 km resolutie. In figuur 26 zijn enige specificaties van de huidige Meteosat-satellieten weergegeven naast de toekomstige Meteosat Second Generation satellieten. Figuur 27 toont een tabel met de golflengtegebieden waarin de nieuwe generatie Meteosats zullen gaan meten

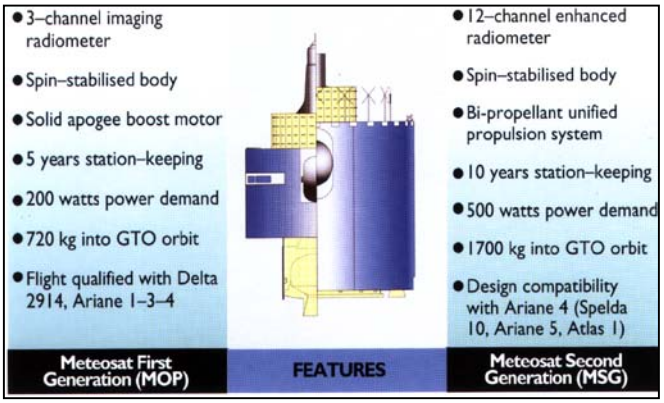


Fig 26: vergelijking van de Meteosat-satellieten van de eerste en tweede generatie

Basic	Band (µm)	Airmass	Band (µm)
VIS 0.6	0.56 – 0.71	WV 6.2	5.35 – 7.15
VIS 0.8	0.74 – 0.88	WV 7.3	6.85 – 7.85
IR 1.6	1.50 – 1.78	IR 9.7	9.38 – 9.94
IR 3.8	3.40 – 4.20	IR 13.4	12.40 – 14.40
IR 8.7	8.30 – 9.10		
IR 10.8	9.80 – 11.80	**High Res Vis**	1km Sampling
IR 12.0	11.00 – 13.00	HRV	0.5 – 0.9

Basic + Airmass + Hi Res Vis Missions
3 km data sampling intervals, except HRV (1km) Images each 15 minutes

Fig 27: De second generation Meteosat maakt beelden van de aarde in 12 kanalen.

3.5 interpretatie van satellietkanalen

3.5.1 interpretatie van VIS-beelden

In de zwart-wit weergave van VIS-beelden vertegenwoordigen donkere tinten een lage intensiteit van de gereflecteerde zonnestraling en lichte tinten een hoge intensiteit. De helderheid van de teruggekaatste straling is in sterke mate afhankelijk van het albedo van het onderliggende oppervlak.

Aardoppervlak	**(%)**	**Bewolking**	**(%)**
Oceanen, meren	8	*Ondiepe gebroken bewolking*	
		Cu	30
Landoppervlakken		*Ci, Cs, Cc*	35
Donkere bodems	14	*St*	40
Vegetatie	18		
Zand, woestijn	27	*Dikke bewolking*	
		Cs	74
Ys en sneeuw		*St*	65
Zeeijs	35	*Ac, As*	68
Oude sneeuw	59	*Cu*	75
Verse sneeuw	80	*Ns*	85
		Cb	90

Tabel 13: albedowaarden behorende bij diverse landoppervlakken en bewolkingstypen

De helderheid hangt tevens af van de intensiteit van het zonlicht en de relatieve posities van de zon en de satelliet ten opzichte van de aarde. In tabel 13 zijn de albedowaarden weergegeven behorende bij diverse landoppervlakken en bewolkingstypen. 's Nachts kunnen geen VIS-beelden worden gebruikt van standaard meteorologische satellieten. Het is mogelijk om correcties toe te passen voor de dagelijkse gang in zonne-intensiteit en hieruit een genormaliseerde afbeelding te verkrijgen met een uniform niveau van helderheid bij het deel van het VIS-beeld dat in het daglicht ligt. Dit wordt operationeel echter niet vaak gedaan.

VIS-beelden zijn handig om onderscheid te maken tussen zee, land en bewolking. Zeeën en meren hebben een laag albedo en zijn donker op het VIS-beeld. Dit kan duidelijk worden gezien op figuur 28 Een uitzondering hierop is het heldere stuk zee ten westen van Portugal. Dit verschijnsel wordt sun glint genoemd. Hier reflecteert de zee het zonlicht in de richting van de satelliet.

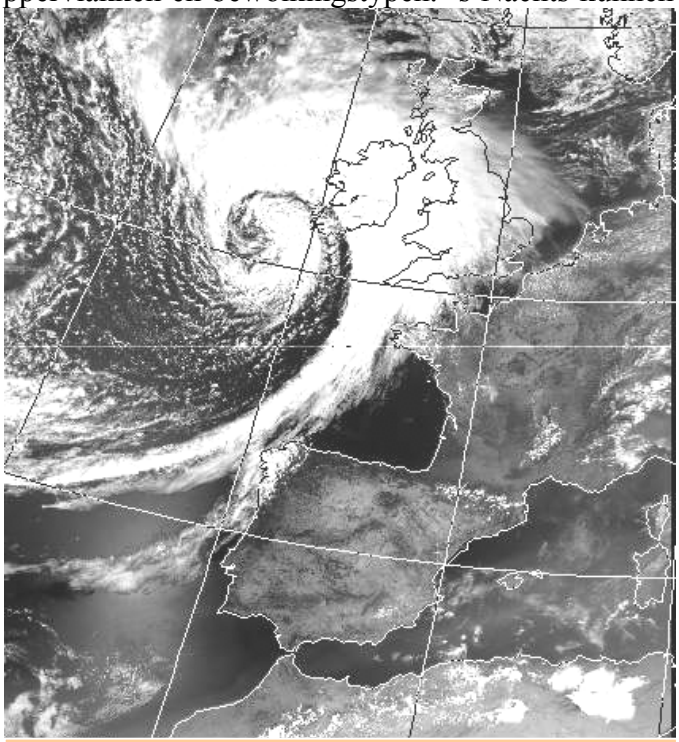


Fig 28: VIS-beeld 1 augustus 1986 1455 UTC

Over het algemeen is land helderder dan zee maar donkerder dan bewolking. De albedo van land varieert echter in sterke mate met het type van oppervlak. Woestijnen kunnen heel helder zijn, dit in tegenstelling tot bossen en andere begroeide gebieden die meestal erg donker zijn. Sommige satellieten hebben meer dan één radiometer aan boord in het zichtbare licht. Het contrast tussen land en zee is groter aan het rode eind dan aan het blauwe eind van het zichtbare spectrum.
Wolken hebben een hoger albedo dan land (uitgezonderd sneeuwbedekking) en worden gewoonlijk wit of lichtgrijs afgebeeld. De albedo van bewolking hangt af van de fysische eigenschappen. Wolken met een hoge albedo hebben: grote diepte, grote (ijs)waterinhoud en een kleine gemiddelde druppelafmeting. Wolken met een lage albedo hebben: kleine diepte, kleine (ijs)waterinhoud en een grote gemiddelde druppelafmeting. Op figuur 28 is te zien dat de helderste bewolking bestaat uit diepe actieve frontale bewolking boven de Britse Eilanden.
Op het VIS-beeld kunnen schaduwen worden gezien wanneer de zon onder een hoek op de wolken schijnt. Dit kan helpen om de structuur van bewolking te identificeren. Een voorbeeld is de schaduw die een hoge bewolkingslaag werpt op een lagere laag. De schaduw geeft dan niet alleen aan de verticale structuur aan maar identificeert de rand van de hoge bewolking die in geval van cirrus anders mogelijk moeilijk te lokaliseren is.
De uiterlijke structuur van bewolking kan ook helpen bij de identificatie. Zodoende kan stratocumulus met een cellulair patroon onderscheiden worden van egale stratus. Ook kan cirrus, zoals op figuur 28 ten noordwesten van Nederland herkend worden aan zijn piekerige structuur.

3.5.2 Problemen bij het interpreteren van VIS-beelden

Het onderscheiden van bewolking en met sneeuw bedekte grond

Het identificeren van bewolking kan erg lastig zijn wanneer het aardoppervlak geheel of gedeeltelijk met sneeuw en/of ijs is bedekt. De aanwezigheid van bewolking kan dan verdoezeld worden doordat zowel de wolken als het oppervlak wit van kleur is als gevolg van dezelfde albedo van de wolken en het oppervlak. Wanneer een animatie van VIS-beelden wordt afgespeeld kunnen de wolken onthuld worden doordat ze meestal bewegen over een stationair oppervlak daaronder.

Kleine wolken

De straling die een satelliet bereikt vanaf kleine cumuluswolken is gedeeltelijk afkomstig van de bewolking en voor een ander deel van het aardoppervlak. Indien de afmetingen van de individuele wolken kleiner zijn dan de resolutie van de satelliet-radiometer zal het VIS-beeld een uniform karakter hebben. Dit in tegenstelling tot het normale beeld van convectieve bewolking. Over een donker zeeoppervlak produceert de aanwezigheid van kleine cumulus-bewolking een wat lichter, grijzer gebied op het VIS-beeld

Dunne bewolking

Dunne wolkenvelden hebben een lage albedo en komen niet erg helder over op het VIS-beeld. Hierdoor kan de wolkenbedekking over donkere oppervlakken onderschat worden. Dunne hoge bewolking kan ook voor een deel het teruggekaatste licht van lagere bewolking of het aardoppervlak doorlaten voordat het de satelliet bereikt. Het satellietbeeld is dan een mengeling van tinten die afkomstig zijn van meerdere niveaus. Zo zal dunne bewolking over een woestijn met een hoge albedo misleidend dik en helder overkomen.

3.5.3 Interpretatie van IR-beelden

IR-beelden geven een indicatie voor de temperatuur van uitstralende oppervlakken. In zwart/wit-weergave zijn warme gebieden zichtbaar als donkere tinten en koude gebieden als lichte tinten. Wolken zijn in het algemeen lichter dan het aardoppervlak als gevolg van hun lagere temperatuur. Op dit punt hebben het IR en VIS-beeld enige overeenkomst. Maar op andere punten zijn er belangrijke verschillen tussen de 2 typen van afbeeldingen.

Omdat de wolkentoppen kouder worden met toenemende hoogte laten IR-beelden een duidelijk contrast zien tussen wolken van verschillende niveaus in tegenstelling tot VIS-beelden. Op figuur 29 zijn de verschillende wolkenlagen die circuleren rond het centrum van een depressie ten zuidwesten van Ierland duidelijk te onderscheiden naar hoogte. Op het VIS-beeld, figuur 28, is dit echter totaal niet het geval.

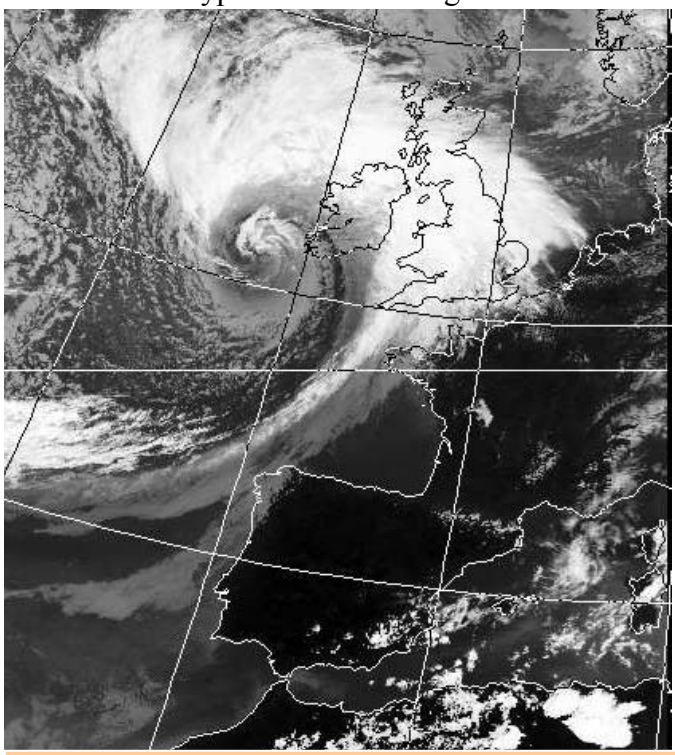


Fig 29: IR-beeld 1 augustus 1986 14:55 UTC

Kustlijnen zijn duidelijk zichtbaar op IR-beelden wanneer er een sterk contrast is tussen de temperatuur van het land en de zee. Gedurende de dag, figuur 29, is het land donkerder (warmer) dan de zee maar 's nachts kan deze lichter (koeler) overkomen. Soms, wanneer het land dezelfde temperatuur heeft als de zee, is het onmogelijk om kustlijnen te detecteren in het IR-beeld.

Het grootste contrast tussen zee en land komt gewoonlijk voor in de zomer en winter terwijl deze in het voorjaar en de herfst het kleinst is. Dunne cirrus die vaak transparant is in het zichtbaar licht kan heel duidelijk zichtbaar zijn in het IR, speciaal als de cirrus ligt boven veel warmer oppervlak. IR-beelden zijn inferieur aan VIS-beelden wat betreft het vermogen om informatie te verschaffen over bewolkingstextuur. Dit komt omdat IR-beelden gebaseerd zijn op geëmitteerde straling en VIS-beelden op gereflecteerde straling.

3.5.4 Problemen bij het interpreteren van IR-beelden

Lage bewolking en mist kunnen nauwelijks worden waargenomen in het IR-beeld gedurende de nacht. Dit komt omdat de temperatuur van de bewolking en het aardoppervlak vrijwel gelijk zijn aan elkaar. Gedurende de dag kunnen deze wolken gemakkelijk gedetecteerd worden in een VIS-beeld.

IR-gegevens kunnen gebruikt worden om de wolkentop hoogte te bepalen. Voor een accurate berekening van de temperatuur moet met een aantal zaken rekening worden gehouden:

Bij de conversie van geëmitteerde straling naar een temperatuur wordt verondersteld dat de wolk zich gedraagt als een black body. Dit is alleen waar voor lage wolken die dikker zijn dan een paar honderd meter of zeer dikke hoge bewolking. Hierdoor zal de stralingstemperatuur van wolken in veel gevallen lager uitkomen dan de werkelijke temperatuur aan de top van de wolken.

Dunne of kleine bewolking kan zoals wordt weergegeven in figuur 30 een deel van de uitgezonden straling doorlaten van het onderliggende oppervlak wat daardoor de satelliet

bereikt. Hierdoor lijken wolken warmer dan ze in werkelijkheid zijn en zal een te lage hoogte aan ze worden toegekend.
Er moet gecorrigeerd worden voor de aanwezigheid van waterdamp in de atmosfeer omdat de gemeten temperatuur anders lager is dan de werkelijke temperatuur. De fout zal het grootst zijn waar de waterdampinhoud van de atmosfeer het hoogst is. Dit is het geval in warme onderste lagen van de troposfeer in de tropen waar de afwijking 10 graden kan bedragen. Ook op hogere breedten kan de fout aanzienlijk zijn doordat hier de IR-straling onder een hoek naar de satelliet toekomt.

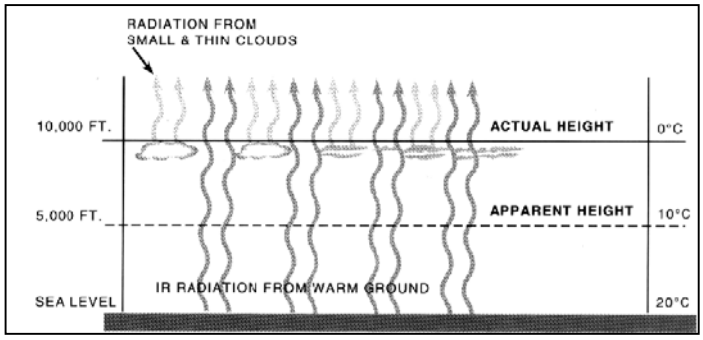


Fig 30: Dunne, hoge bewolking laat een deel van het van het aardoppervlak afkomstige straling door waardoor de stralingstermperatuur hoger is dan de werkelijke temperatuur van de wolken

De oppervlaktetemperatuur die wordt geschat door meting van de uitgezonden straling is de bodemtemperatuur van de aarde. Deze verschilt normaal gesproken met vele graden van de luchttemperatuur boven het oppervlak.

3.5.5 Interpretatie van WV-beelden

WV-beelden worden verkregen uit straling met een golflengte rond de 6-7 μm. Dit deel van het elektromagnetische spectrum behoort niet tot het atmosferische venster maar behoort tot het gebied waar waterdamp een zeer belangrijk absorberend gas is. De absorptieband van waterdamp is gecentreerd rond 6.7 μm. In golflengtegebieden met een sterke absorptie is het grootste deel van de straling die de satelliet bereikt afkomstig van de hoge niveaus in de atmosfeer. Hoe sterker de absorptie, hoe hoger het niveau waarvan de straling die de satelliet bereikt afkomstig is.
De hoeveelheid straling van waterdamp die de satelliet bereikt is afhankelijk van de druk en de hoeveelheid vocht in de hogere atmosfeer. Bij toenemende vochtigheid komt de straling van waterdamp uit hogere delen van de atmosfeer dan bij lage vochtigheid. In figuur 31 is een diagram afgebeeld met de niveaus waarvan straling van waterdamp de satelliet bereikt voor drie waarden van relatieve vochtigheid in de troposfeer.

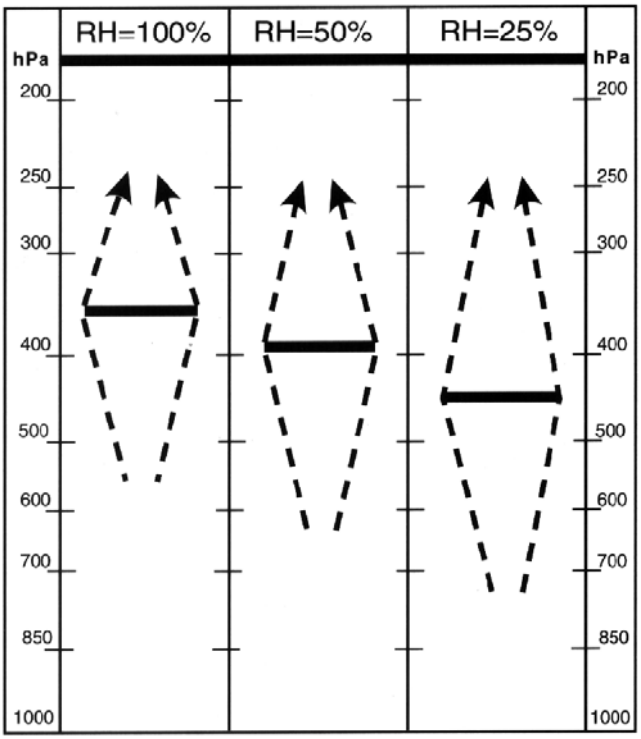


Fig 31: De hoogte van de maximale stralingsbijdrage van waterdamp neemt toe met toenemende vochtigheid in de hogere delen van de troposfeer.

Een WV-beeld wordt gewoonlijk weergegeven met stralingswaarden die omgekeerd evenredig zijn met de

temperatuur, zoals ook gedaan wordt bij IR-beelden. Omdat de temperatuur afneemt met de hoogte worden regio's met hoge luchtvochtigheid in de hogere troposferische niveaus koud (helder) weergegeven en gebieden met lage vochtigheid zijn warm (donker). Kortom, bij een droge bovenlucht is de straling die de satelliet bereikt afkomstig van lage niveaus in de atmosfeer waar het warmer is.
In een atmosfeer met een normale vochtigheid is het grootste deel van de WV-straling afkomstig van een laag tussen 300 en 600 hPa. Bij zeer droge lucht kan zelfs straling rond het 800 hPa-niveau de satelliet nog bereiken. Omdat de hoeveelheid waterdamp naar de polen toe afneemt, wordt ook het niveau waarvan de straling afkomstig is lager.
Het is overigens belangrijk om op te merken dat wanneer een WV-beeld een droge hogere troposfeer aangeeft dit nog niets zegt over de vochtigheid in de nabijheid van het aardoppervlak. Vochtige lucht of bewolking in de laagste niveaus van de troposfeer wordt niet of nauwelijks gedetecteerd in het WV-beeld.
Hoge bewolking kan wel worden gezien met een WV-beeld. Met name dikke hoge bewolking zoals Cb's komen zeer duidelijk over. De grootschalige stromingspatronen zijn goed zichtbaar in het WV-beeld. Dit komt omdat WV een goede passieve tracer is van atmosferische bewegingen omdat de meeste bewolking niet aanwezig is op het WV-beeld. Hierdoor is het een goed hulpmiddel om de mid-troposferische stroming zichtbaar te maken. Depressies in de bovenlucht komen tot uitdrukking door vochtspiralen en commavormige patronen. Gebieden met subsidentie zijn donker getint en jet-streams worden gekenmerkt door grote vochtgradiënten met droge lucht aan de poolwaartse zijde. Figuur 32 geeft een Meteosat-opname van Europa.

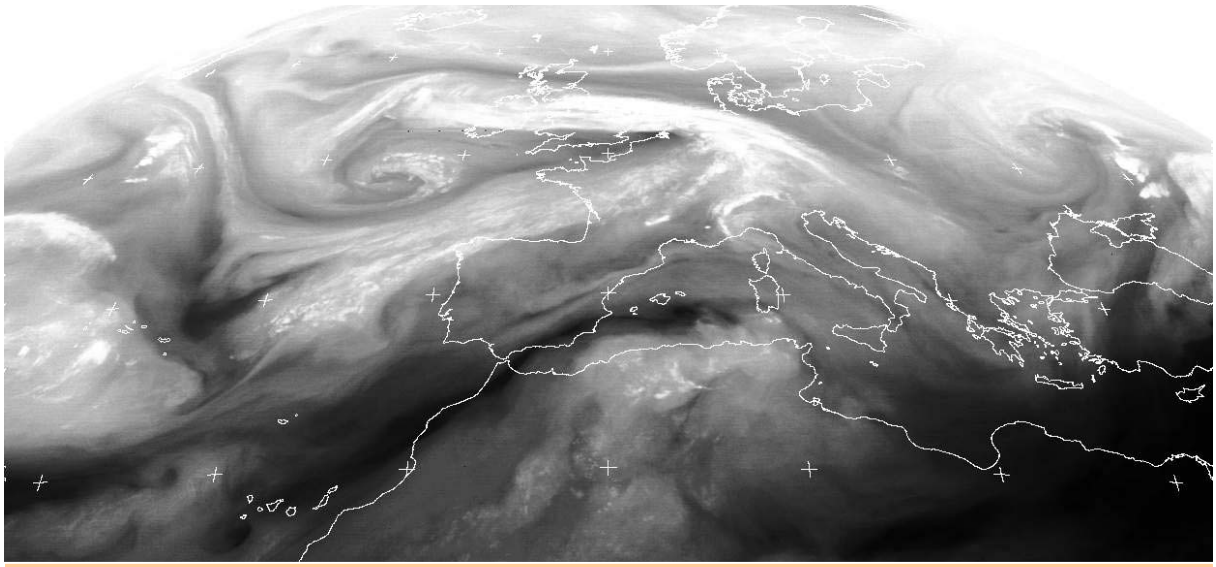


Fig 32: WV-opname van Europa door de Meteosat waarop enkele kenmerkende waterdamp-structuren te zien zijn.

3.6 Interpretatie van diverse andere verschijnselen met satellietkanalen

3.6.1 Landoppervlak

Sneeuwbedekking: Vaak zijn er op satellietfoto's gebieden te vinden die geheel of gedeeltelijk met sneeuw bedekt zijn. Sneeuw heeft vaak een hoge albedo en komt daardoor in VIS-beelden helder over. Onder bepaalde omstandigheden neemt het abedo van sneeuw echter sterk af zoals bij lage zonnestand, regenval op de sneeuw en het ouder worden van de sneeuw (zie ook de tabel 11 in paragraaf 3.5.1). Het maakt weinig uit hoe dik de sneeuwlaag is. Ook een dun sneeuwdek van enkele centimeters dik kan op het VIS-beeld helder overkomen zoals in figuur 33 onder andere in het noordelijk deel van Nederland en Duitsland. De geaardheid van het terrein is wel van belang. De hoogste reflecties komen van sneeuw op vlak en open

Fig 33: VIS, de besneeuwde delen van Nederland, Duitsland en Denemarken steken helder af tegen de onbesneeuwde gebieden op zee en boven land.

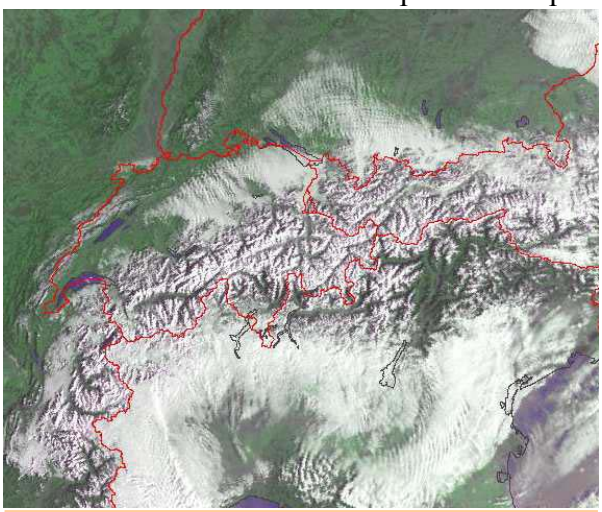


Fig 34: De hooggelegen Alpen zijn in het winterseizoen voor het grootste deel bedekt met een dikke laag sneeuw. Alleen de laaggelegen dalen zijn meestal sneeuwvrij.

terrein. In bosgebieden waar sneeuw vaak niet op de bodem blijft liggen komt een sneeuwdek vaak vlekkerig over. Sneeuw op bergtoppen is goed te onderscheiden. Vaak wordt er een langvormig patroon gevormd met besneeuwde hogere delen en onbesneeuwde dalen en fjorden. In figuur 33 is een ingekleurde VIS-foto gegeven waarop de besneeuwde Alpen zichtbaar zijn.

Het onderscheid tussen wolken en sneeuw is in IR en VIS-beelden meestal zo gering dat dit grote problemen op kan leveren bij de identificatie. Lokalisering van de wolkenrand over een besneeuwde vlakte is vaak niet mogelijk maar soms kan er gebruik gemaakt worden van duidelijke kenmerken. Zo is het mogelijk dat er in het VIS-beeld een schaduw worden gezien die de bewolking op het besneeuwde aardoppervlak werpt. Op het IR-beeld is er een duidelijk temperatuur contrast tussen koude hoge bewolking en de besneeuwde aarde, maar lage bewolking heeft weinig of geen temperatuurverschil met het aardoppervlak.

Woestijnen en begroeide gebieden: Begroeide oppervlakken hebben een lager albedo dan woestijn- en steppegebieden. Het contrast tussen de verschillende gebieden komt vooral tot uitdrukking in het VIS-beeld gedurende de dag zoals op figuur 35. Wanneer naar een IR-beeld wordt gekeken zijn de contrasten vaak veel kleiner. Verschillen tussen woestijnen en begroeide gebieden wijzigen zich gedurende de dag door waterdamp die vooral in de tropische regenwouden in ruime mate aanwezig is. Waterdamp absorbeert IR-straling vooral in de onderste niveaus van de troposfeer en dit zorgt ervoor dat de IR-straling in de zeer vochtige gebieden niet van het aardoppervlak komt maar van de laag direct daarboven. Dit

resulteert in een lagere stralingstemperatuur. Hierdoor kan geëmitteerde straling van het aardoppervlak alleen de satelliet bereiken bij voldoende droge lucht.

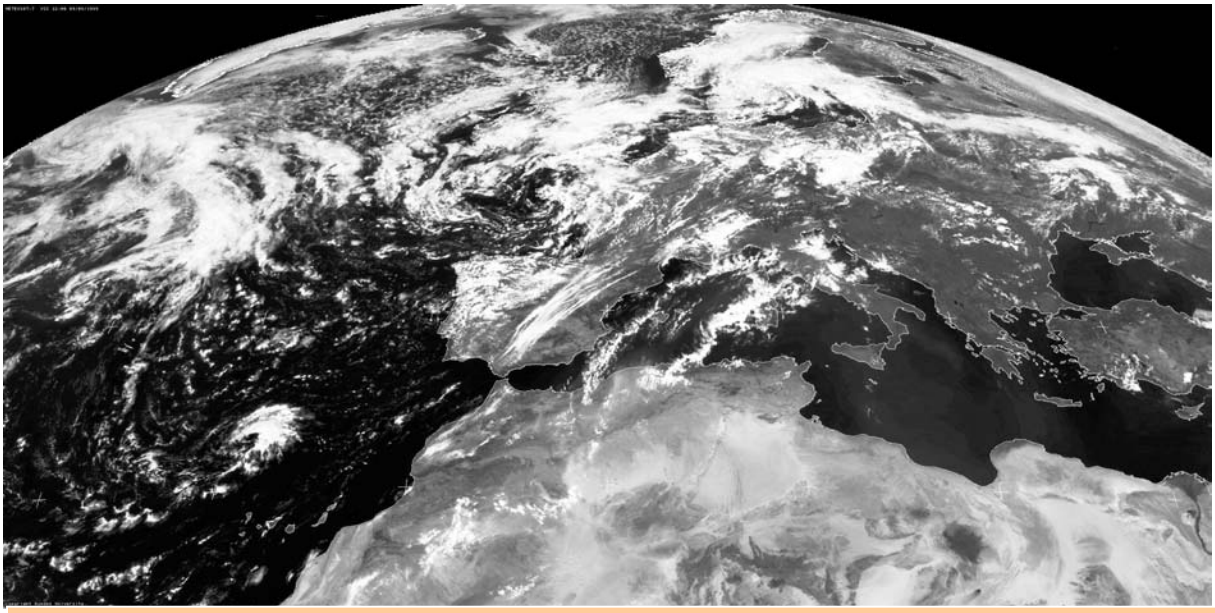


Fig 35: VIS-opname 9 augustus 1999 12:00 UTC: Op VIS-beelden komen verschillen in topografie veel beter tot uitdrukking dan het IR-kanaal. Vooral in de Sahara is veel structuur te herkennen.

3.6.2 Zeeoppervlak

Sun glint: Onder sun glint wordt weerspiegeling van de directe straling van de zon door het zeeoppervlak verstaan. Dit treedt voornamelijk op bij een kalme zee die slechts weinig wordt verstoord door zwakke winden. Op VIS-beelden is sun glint zichtbaar als een gebied met versterkte helderheid op een voor de rest donker zeeoppervlak. Uit de buurt van land is een sun glint gebied ruwweg cirkelvormig. In figuur 36 zien we een voorbeeld van sun glint op de Middellandse Zee in de vroege morgen

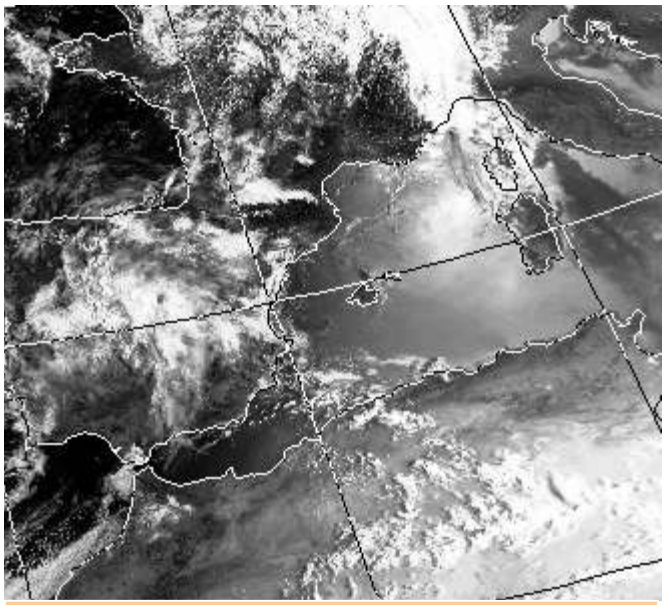


Fig 36: VIS-beeld 3 augustus 1999 08:13 UTC: sun glint over het westelijk deel van de Middellandse Zee

Er kunnen zich situaties voordoen dat er bewolking aanwezig is boven, of aan de rand van de baan met sun glint. Op VIS-beelden is het dan soms moeilijk om de bewolkingsgrens te onderscheiden. Gebruik van IR-beelden kan in die gevallen een uitkomst beteken Wanneer zich de situatie voordoet dat over een groot gebied gedurende langere tijd nauwelijks wind staat treedt een ander opmerkelijk verschijnsel op: Bij een rimpelloze vlakke zee ("glassy sea") is juist geen sprake van reflectie van zichtbaar

licht waardoor de zee daar op VIS-beelden donker zal overkomen. Er treden dan dus donkere vlekken op in gebieden met sun glint.
Zee-ijs: In de poolgebieden van het noordelijk en zuidelijk halfrond is vooral gedurende het winterseizoen veel zee-ijs aanwezig. Op VIS-beelden steken met sneeuw bedekte ijsschotsen helder af tegen een donkere zee zoals in figuur 37 in de omgeving van Spitsbergen. Onbesneeuwd ijs heeft een veel lagere albedo en zal daardoor een stuk donkerder overkomen. Ook op IR-beelden, zie figuur 38, kan ijs goed onderscheiden worden van open zee door de

Fig 37: VIS-beeld: Besneeuwd pakijs ten westen van Spitsbergen

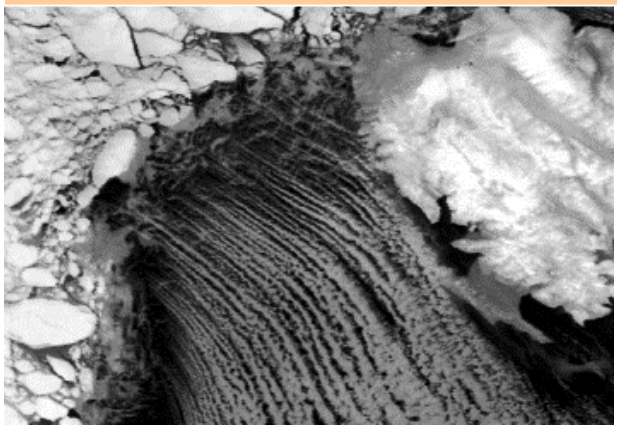
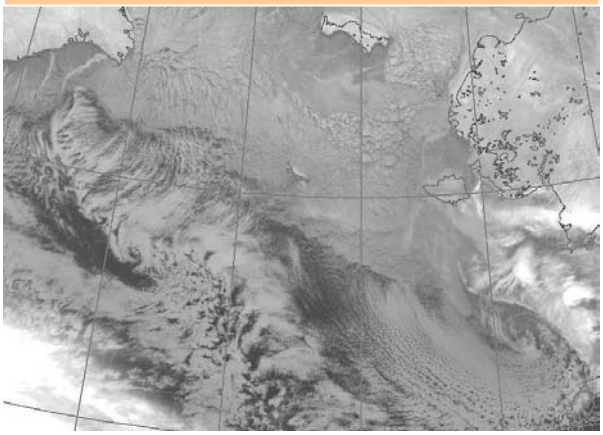


Fig 38: IR-beeld 17 maart 1999 05:40 UTC: zee-ijs



lagere temperatuur.

Temperatuurgradiënten: Op satellietbeelden zijn de veranderingen in IR-uitstraling van verschillende oppervlakken vaak te diffuus om door het menselijk oog opgemerkt te worden. Overgangen in IR-emissies zijn het grootst in de regio's waar een sterke verandering is in de temperatuur van het aardoppervlak. Dit treedt voornamelijk op bij kustlijnen. Door de temperatuurcontrasten te doen versterken over het geschikte temperatuurinterval en in te kleuren kan het onderscheid in temperatuur verbeterd worden.

3.6.3 Atmosferische vervuiling

Aircraft condensation trails (contrails): Contrails bestaan uit hoge langgerekte cirrusbanden die geproduceerd worden door vliegtuigen. De uitlaatgassen bevatten warme en vooral vochtige lucht die mengt met de koude en droge omgevingslucht. Hierbij treedt condensatie op en wordt een cirruswolk zichtbaar. Als de bovenlucht vochtig genoeg is kunnen contrails langere tijd blijven bestaan. Contrails zijn slechts in uitzonderingsgevallen op satellietbeelden zichtbaar, namelijk als ze voldoende verwaaid zijn en als de resolutie voldoende is. Ze zijn dan echter zowel in VIS als in IR-beelden goed te herkennen op grond van hun structuur: het zijn lange, smalle banden waarvan de oriëntatie meestal afwijkt van de overige bewolking zoals boven de Atlantische Oceaan in figuur 39 Het komt ook voor dat de schaduwen van de contrails zichtbaar zijn op een laag met lagere bewolking terwijl de contrails zelf soms onzichtbaar zijn. Dit is het geval op figuur 40: Vliegtuigstrepen zijn zichtbaar boven de Noordzee en Duitsland. Boven het midden van Duitsland bevindt zich een uitgestrekt pak bewolking waarop schaduwen zichtbaar zijn die afkomstig zijn van onzichtbare hoger liggende contrails.

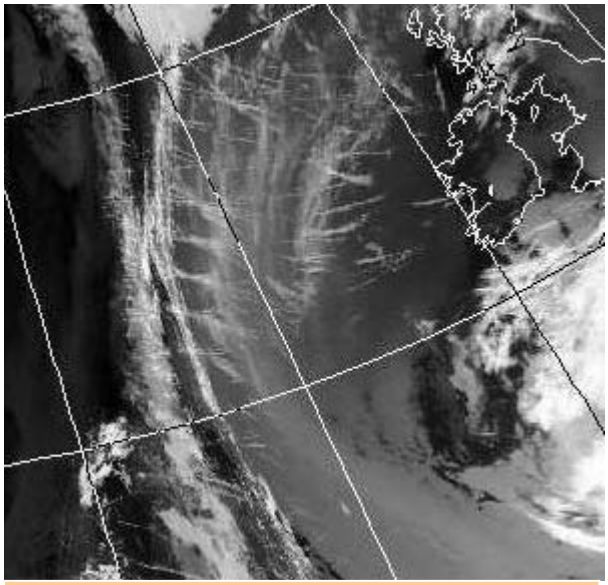


Fig 39: IR-beeld 2 juli 1998 07:21 UTC: contrails ten westen van de Britse eilanden

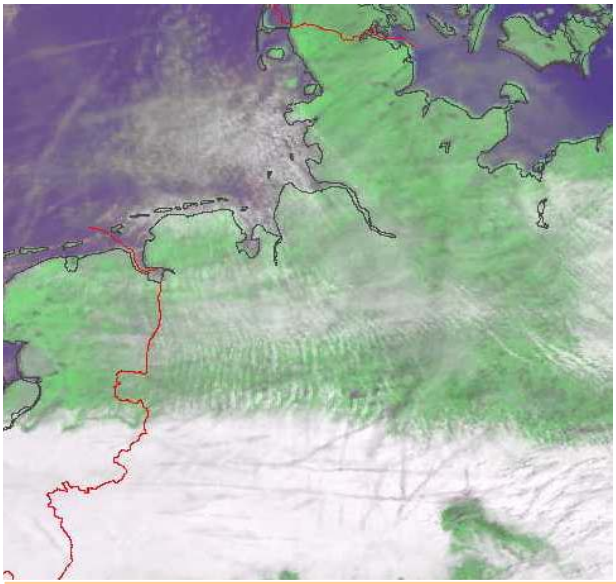


Fig 40: VIS-beeld 29 maart 1999 07:21 UTC: contrails boven de Noordzee en Duitsland

Ship trails: Condensatiestrepen kunnen behalve door vliegtuigen ook opgewekt worden door schepen. Het is dan noodzakelijk dat het onderste niveau van de atmosfeer vochtig of zelfs bewolkt is. Ship trails kunnen in sommige situaties op het VIS-beeld duidelijk onderscheiden worden van de overige lage bewolking. Voorwaarde is dat de omgevingslucht weinig condensatiekernen bezit zoals vaak het geval is op de oceaan bij lucht die zich al lange tijd niet boven land heeft opgehouden. De rook van een schip zelf bevat namelijk veel condensatiekernen waardoor veel en kleine druppeltjes ontstaan die een hogere albedo hebben dan de omgevende oceaanbewolking. Deze bestaat door gebrek aan kernen namelijk uit relatief grote druppeltjes die een lagere albedo hebben. Op figuur 41 is het VIS-beeld gegeven van een stuk van de Atlantische Oceaan ten noordwesten van het Iberisch schiereiland waarop de ship trails heel duidelijk te onderscheiden zijn van de overige

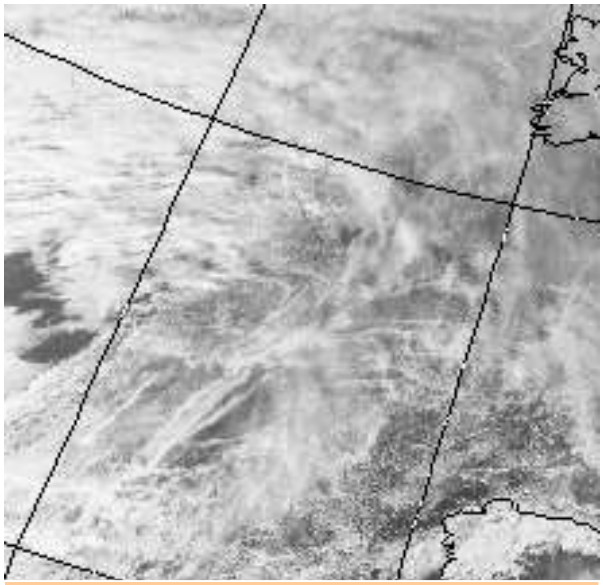


Fig 41: VIS-beeld 17 januari 1986 14:39 UTC: ship trails ten nooordwesten van Portugal

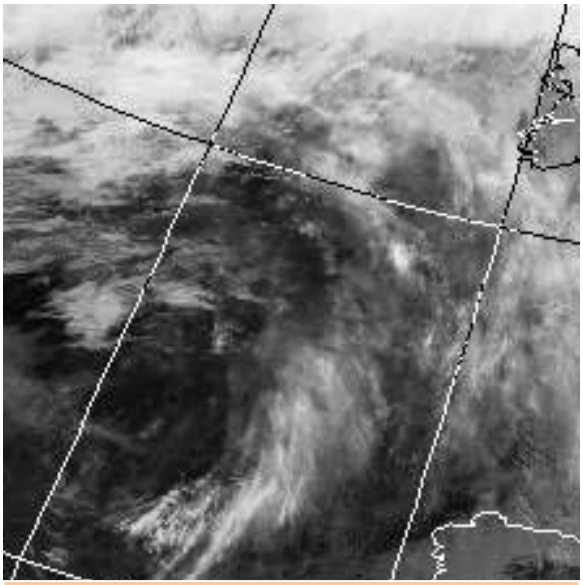


Fig 42: IR-beeld 17 januari 1986 14:39 UTC: De ship trails zijn nauwelijks terug te vinden

bewolking. De ship trails ontstonden in een westelijke stroming aan het aardoppervlak met het Azoren-hogedrukgebied ten westen van Portugal.
Omdat ship trails verschijnselen zijn die alleen laag boven het aardoppervlak voorkomen is de gevormde bewolking laag en heeft op het IR-beelden vrijwel dezelfde kleur als de oceaan. Op IR-beelden zijn ship trails daarom vrijwel niet terug te herkennen zoals in figuur 41.

Stof en nevel: Een gebied met een stofnevel is te herkennen op figuur 43 en 44 ten westen van Italië, over Sardinië in de richting van Spanje. Op het IR-beeld is nog een tweede stof-nevel zichtbaar boven het noordoosten van Spanje. Tevens is op het VIS-beeld bij Portugal sun glint te herkennen. Sun glint kan worden onderscheiden van stof omdat de eerste niet zichtbaar is op IR-beelden in tegenstelling tot stof.
De verstrooiing aan aërosolen en nevel vindt in deze golflengte plaats volgens het Mie-regime. Aërosolen en nevel zijn in deze golflengte dan ook redelijk goed zichtbaar en leveren soms een grijszweem op.

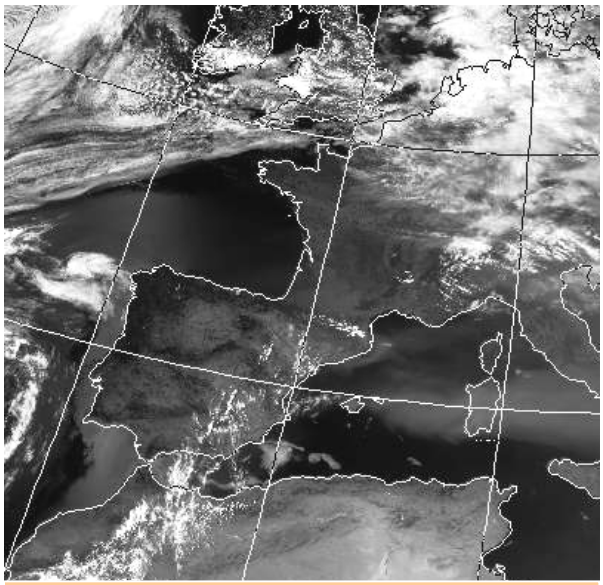


Fig 43: VIS-beeld 6 juli 1982 14:30 UTC: nevel over de Middellandse Zee

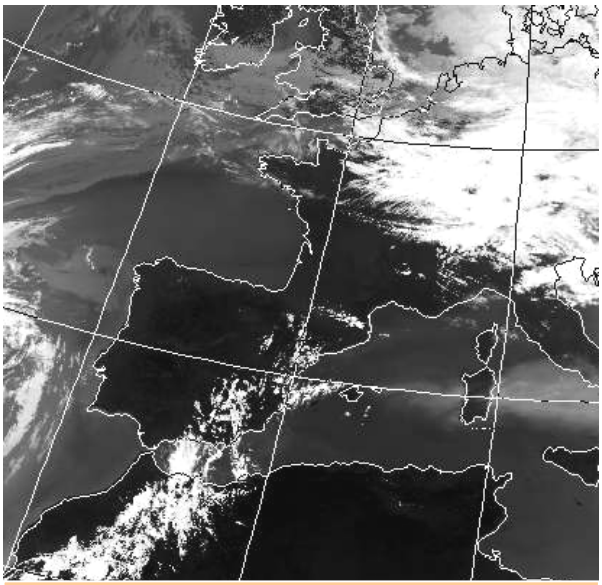


Fig 44: IR-beeld 6 juli 1982 14:30 UTC: nevels over de Middellandse Zee

4 Dynamische achtergrond

4.1 Inleiding

In dit hoofdstuk gaan we de relatie leggen tussen weersystemen en de formules die de dynamische processen in de atmosfeer kwantitatief beschrijven. Hierdoor krijgen we een duidelijk beeld welke forceringen in de atmosfeer aanwezig zijn en welk effect ze hebben op verticale bewegingen, de productie en het oplossen van bewolking.

In paragraaf 4.2 wordt de thermodynamische vergelijking besproken die de lokale temperatuursverandering beschrijft aan de hand van een drietal forceringen (4.2.1). Vervolgens komt vorticiteit aan bod (4.3). Deze grootheid geeft de mate van rotatie van de lucht aan. Het blijkt dat er twee componenten van vorticiteit (4.3.1) zijn die weersystemen een karakteristieke structuur geven (4.3.2). De combinatie van vorticiteit en WV-beelden kan duidelijkheid verschaffen omtrent de ligging van jet-assen (4.3.3).

De vorticiteit blijkt over het algemeen niet behouden te zijn in de troposfeer. Diverse forceringen op verschillende tijd- en lengteschalen veranderen de vorticiteit op een gegeven locatie in de atmosfeer (4.4).

De bespreking van de omega vergelijking volgt in paragraaf 4.5. Met deze formule kunnen verticale bewegingen in de atmosfeer worden berekend. Eerst wordt besproken hoe de omega-vergelijking wordt afgeleid (4.5.1). Het blijkt dat diverse forceringen op een gegeven tijdstip driedimensionaal in de atmosfeer aanwezig zijn en verticale bewegingen produceren. Achtereenvolgens worden temperatuursadvectie (TA, 4.52, 4.5.3), vorticiteitsadvectie (VA, 4.5.4, 4.5.5) en de overige forceringen: diabatische temperatuursverandering, frictie en orografie (4.56, 4.5.7) behandeld. Zij allen kunnen bijdragen aan stijgende bewegingen en wolkenvorming. Verder gaan we in op nog een paar parameters die nuttig zijn van de diagnose van bewolking op satellietbeelden: de thermische frontparameter (TFP, 4.6.1) en de equivalente dikte (4.6.2). In paragraaf 4.7 wordt beknopt ingegaan op potentiële vorticiteit.

Bij behandeling van de formules in de hoofdstukken worden ook diverse praktijksituaties besproken waardoor een link gelegd kan worden tussen hetgeen zichtbaar is op satellietbeelden, de forceringen en het weer dat daarbij optreedt.

4.2 Thermodynamische vergelijking

4.2.1 Termen in de thermodynamische vergelijking

De temperatuur op een gegeven locatie op aarde is in het algemeen niet constant maar is voortdurend aan verandering onderhevig. Deze verandering wordt veroorzaakt door een aantal processen die in de atmosfeer een rol spelen en wordt beschreven door de thermodynamische vergelijking:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\bar{v}.\nabla_p T + \omega\sigma\frac{p}{R} + \frac{1}{C_p}\frac{dQ}{dt} \quad (1)$$

1 **2** **3**

$C_p = specifieke \quad warmte \quad bij \quad constante \quad druk$

$Q = warmteflux$

$R = universele \quad gasconstante$

$T = temperatuur$

$\zeta_g = relatieve \quad geostrofische \quad vorticiteit$

$\sigma = statische \quad stabiliteit$

$\vec{v} = advectie$

$\omega = verticale \quad snelheid$

De thermodynamische vergelijking bestaat uit 3 termen aan de rechterzijde die allen een locale verandering in de temperatuur van een luchtdeeltje kunnen veroorzaken. De eerste term is de quasi-horizontale temperatuursadvectie. Dit treedt op wanneer het windveld lucht aanvoert die een andere temperatuur heeft dan het luchtdeeltje. Bij advectie van koudere lucht zal de locale temperatuur dalen. In het geval van warme lucht advectie stijgt de locale temperatuur. In figuur 1 is het ECMWF hoogte- en TA-veld gegeven van 13 september 1999 00:00 UTC. In de golf van Biskaje treedt koude–advectie(CA) op die samenhangt met een langgerekt koufront over west Europa. In figuur 2 is het IR-beeld van een half uur later gegeven.

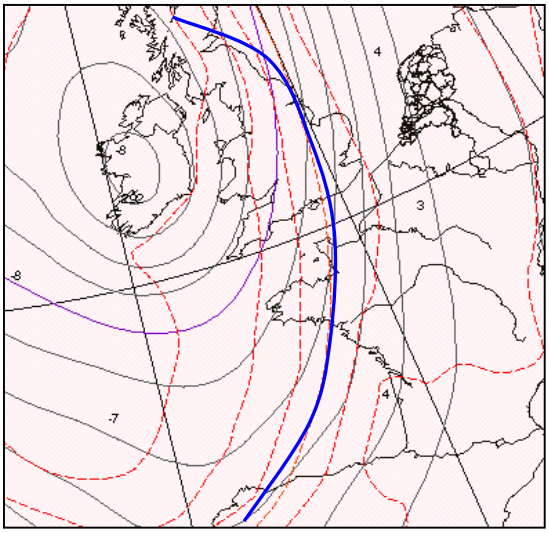


Fig 1: ECMWF +12 voor 13 september 1999 00:00 UTC: hoogte-(ononderbroken) en temperatuurveld (onderbroken) op 700 hPa

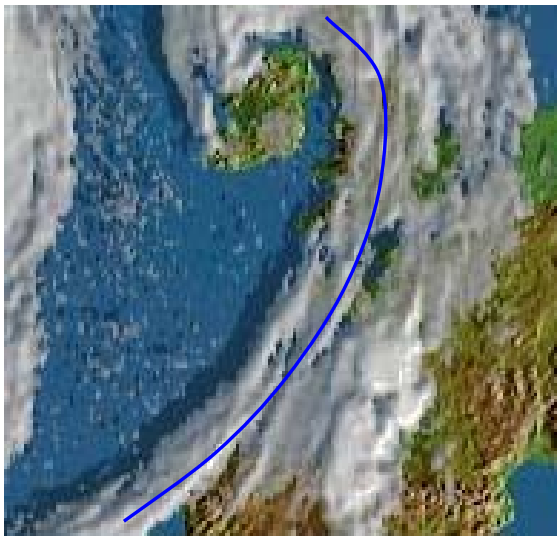


Fig 2: IR-beeld 13 september 00:30 UTC

De tweede term aan de rechterzijde is een gecombineerde term die verticale temperatuursadvectie en adiabatische temperatuursveranderingen beschrijft. Afhankelijk van het teken van de statische stabiliteit zal verticale verplaatsing van omgevingslucht een verandering van temperatuur van het luchtdeeltje veroorzaken. Op synoptische schaal in de gematigde breedten heeft de atmosfeer over het algemeen een stabiele gelaagdheid waardoor de statische stabiliteit σ positief is. Dit houdt in dat bij stijgende luchtbewegingen het luchtdeeltje kouder zal worden en bij dalende bewegingen warmer. Op kleinere schaal zoals in een onstabiele grenslaag kan de statische stabiliteit negatief worden.

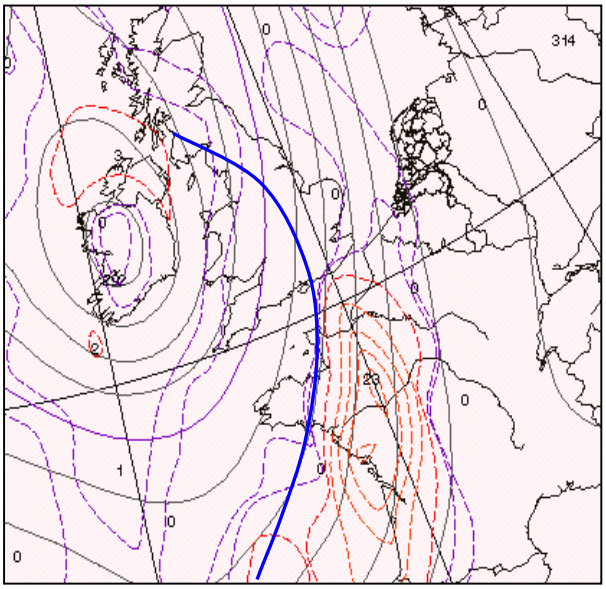


Fig 3: ECMWF neerslagprognose (onderbroken lijnen) geldig voor 13 september 1999 00:00 tot 06:00 UTC

Fig 4: IR-beeld 13 september 00:30 UTC

De derde term van de vergelijking heeft te maken met diabatische processen. Dit betekent dat de luchttemperatuur kan veranderen door voelbare en latente warmtefluxen maar ook door stralingseffecten. De condensatie van waterdamp bij stijgende luchtbewegingen zorgt voor het vrijkomen van latente warmte. Dit gebeurt vooral bij de passage van frontale systemen waar neerslag uit valt maar, ook bij structuren in de koude lucht zoals polar lows, comma's en enhanced cumuli. In figuur 3 is de neerslagprognose van het ECMWF gegeven van 12 september 1999 12:00 UTC geldig voor de periode van 12 tot 18 uur vooruit. Boven West-Frankrijk ligt een intens neerslag gebied dat samenhangt met koufront ten westen van het continent. Uit het IR-beeld, figuur 4, van 13 september 00:30 UTC blijkt dat er boven West-Frankrijk voor het koufront uit buienactiviteit aanwezig is. Deze buien zorgden lokaal voor grote neerslaghoeveelheden.

4.2.2 Praktijkvoorbeelden

11 februari 1997 06:00 UTC

We gaan nu met behulp van figuur 5 de relatie tussen een IR-beeld en het temperatuurveld op 700 hPa na. Zones met een hoge temperatuurgradiëntzones zijn vaak verbonden met frontale wolkenbanden. Ze geven de overgang aan tussen luchtmassa's met een verschillende temperatuur en kunnen op het IR-beeld worden gevonden op verschillende locaties: een brede gradiëntzone op het westen van de foto die samenhangt met een koufront boven de

Atlantische Oceaan, een uitgesproken zone met grote gradiënten over Centraal-Europa die gedeeltelijk achter het koufront ligt, de warmtefrontbanden over het zuidwesten van de Britse eilanden en West-Rusland die gelegen zijn in sterke overgangen van koude naar warme lucht.
Temperatuurruggen met een hoge temperatuur worden meestal stroomafwaarts gevonden van koufronten of in samenhang met occlusies. Hier vindt optilling plaats van warme lucht. Een paar voorbeelden hiervan zijn een rug over de Baltische staten en Oost-Europa aan de voorzijde van een koufront over Centraal-Europa, een rug over de Atlantische Oceaan aan de westelijke rand van de kaart ten westen van het Iberische schiereiland, een occlusie over de Baltische staten en Scandinavië.
Troggen impliceren een lage temperatuur en kunnen gewoonlijk worden gevonden aan de achterzijde van koufronten: over het noorden van Duitsland, Nederland en Denemarken, achter het koufront over Centraal-Europa

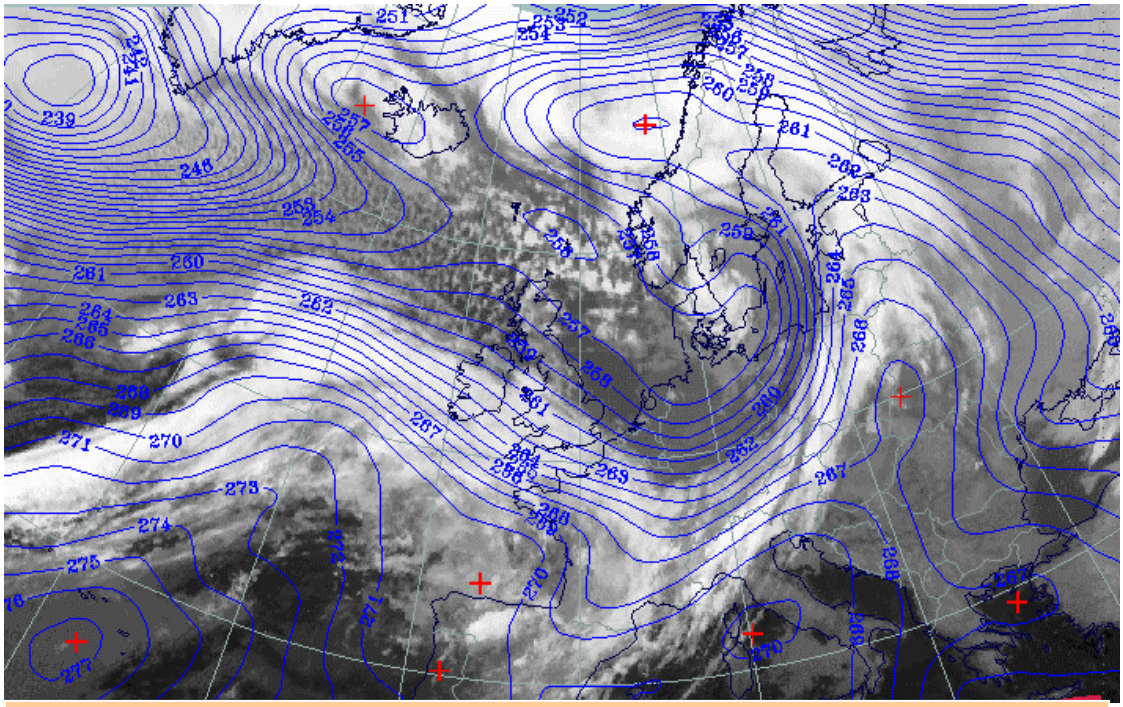


Fig 5: IR-beeld 11 februari 1997 06:00 UTC:: temperatuur op 700 hPa in Kelvin

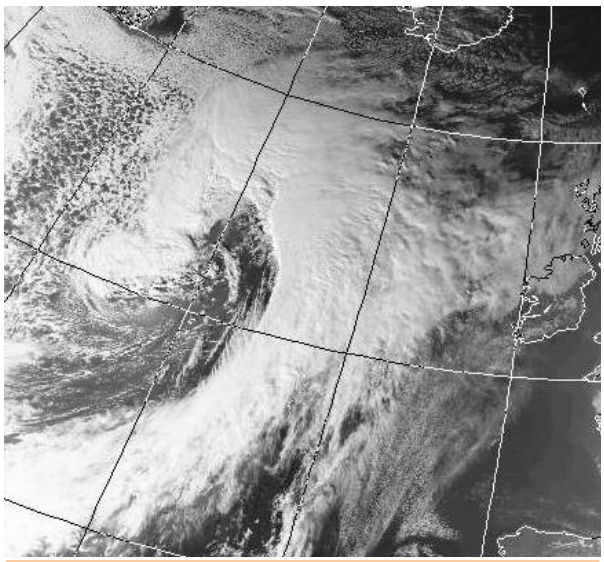


Fig 6: VIS-beeld 1 februari 1999 15:51 UTC

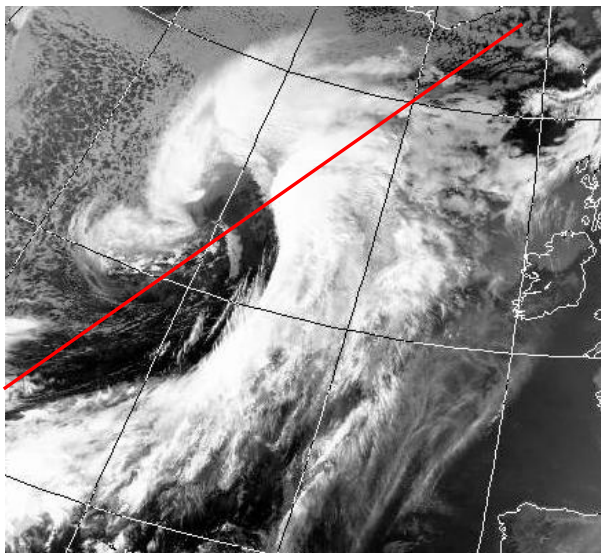


Fig 7: IR-beeld 1 februari 1999 15:51 UTC

Het is overigens niet de temperatuur zelf maar de advectie van deze grootheid die verticale bewegingen tot stand brengt en zodoende ontwikkeling en oplossen van bewolking bewerkstelligt. Advectie treedt vooral op wanneer er een grote temperatuurgradiënt aanwezig is en de stroming een grote hoek maakt met het temperatuurveld.
De tweede situatie de we bespreken betreft de cyclogenese die plaatsvond op de Atlantische Oceaan ten westen van de Britse eilanden op 1 februari 1999. In figuur 6 en 7 zijn het IR en VIS-beeld gegeven om 15:51 UTC. Op beide beelden zien we dat we te maken hebben met een occluderende golf. De druk in de kern daalde met meer dan 20 hPa in een etmaal. Duidelijk zichtbaar is hoe bij het occlusiepunt rond 55^0N/28^0W de jet-as een scheiding maakt tussen hoge bewolking die behoort bij een conveyer belt met warme en vochtige lucht en bewolking die minder hoog reikt door intrusie van koude droge lucht in de hogere troposfeer. De bewolking in de occlusie wordt veroorzaakt door een Cold Conveyor Belt(CCB) die relatief ten opzichte van de depressie naar het westen beweegt. De CCB bestaat uit relatief koude en stijgende lucht die alvorens het onder het warmtefront uitbeweegt vocht heeft opgenomen door neerslag die uit de frontale bewolking valt. In de koude lucht ten westen van het systeem bevindt zich polaire lucht waarin zich boven het zee-oppervlak buien ontwikkelen.

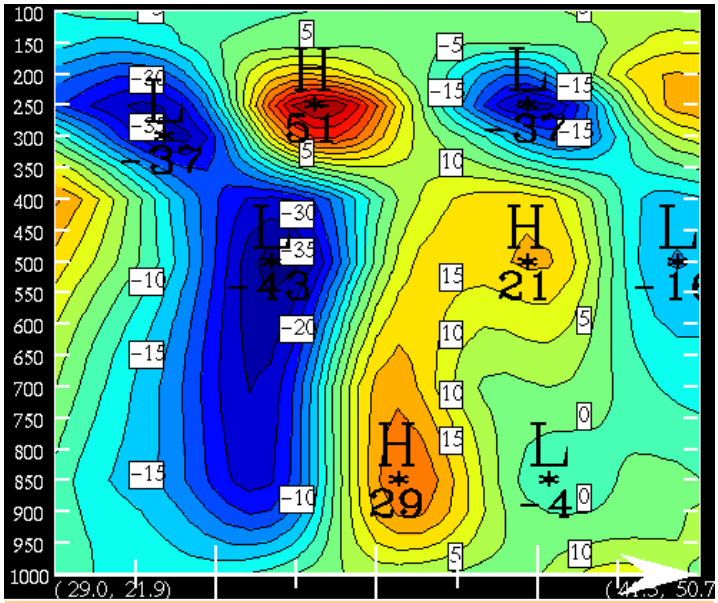


Fig 8: verticale doorsnede met TA (10^{-5} Ks^{-1}) door de stormdepressie van 43^0N 35^0W naar 65^0N 10^0W

In figuur 8 is een doorsnede gegeven van de temperatuurs-advectie die optreedt in de depressie. De doorsnede loopt van 43^0N35^0W naar 65^0N 10^0W en is in figuur 3 aangegeven met een rode lijn. In de koude polaire lucht treedt CA op die maximaal is rond 50^0N30^0W en aanwezig is over de gehele diepte van de troposfeer. De doorsnede doorsnijdt hier de thermische trog-as. Uiterst links op de snede treedt rond de tropopause sterke CA op door de stijgende tropopauze.
De doorsnede loopt door het kou- en warmtefront heen vlak ten zuiden van het occlusiepunt. In de gehele frontale bewolking treedt warmte-advectie(WA) op die maximaal is rond 850 hPa. Naar rechts op de doorsnede komt het WA-gebied steeds hoger te liggen wat in overeenstemming is met het naar voren hellen van het warmtefront. De WA is overigens een belangrijke veroorzaker van stijgende bewegingen over de gehele diepte van het warmtefront. Boven in het midden van de doorsnede ligt op 250 hPa een sterk WA-maximum wat te maken heeft met de advectie van relatief warme stratosferische lucht rond de tropopauze.

4.3 Vorticiteit

Vorticiteit is een belangrijke term binnen de meteorologie omdat het een karakteristieke eigenschap van de lucht kwantificeert. Het is een microscopische maat voor de rotatie die lucht bezit. Vorticiteit is over het algemeen geen behouden grootheid maar verandert door allerlei processen die in de atmosfeer spelen.

4.3.1 Vormen van vorticiteit

Vorticiteit kan op verschillende wijzen gedefinieerd worden afhankelijk van het referentiepunt wat gekozen wordt. Wanneer we de rotatie van de lucht meten vanaf een punt dat in rust is relatief ten opzichte van de bewegende aarde noemen we dit **relatieve vorticiteit**. De formule hiervoor luidt:

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2)$$

Vorticiteit is dus aanwezig als in de x (y)-richting de v (u)-component van de wind verandert. We kunnen de rotatie van de aardse atmosfeer ook meten door een punt te nemen in de ruimte dat stationair is ten opzichte van de bewegende aarde. Dit is de **absolute vorticiteit** en wordt gegeven door vergelijking 3:

$$\eta = \zeta + f \quad (3)$$

Hierin is f de coriolis-parameter .

Dit zijn de z.g. verticale componenten van de vorticiteit. Relatieve vorticiteit is met name gerelateerd met verstoringen op synoptische schaal zoals depressies, fronten en troggen. Absolute vorticiteit heeft de neiging om behouden te zijn wanneer de stroming rond het 500 hPa niveau gevolgd wordt omdat rond deze hoogte grofweg geen vorticiteit wordt gecreëerd of vernietigd door divergentie.

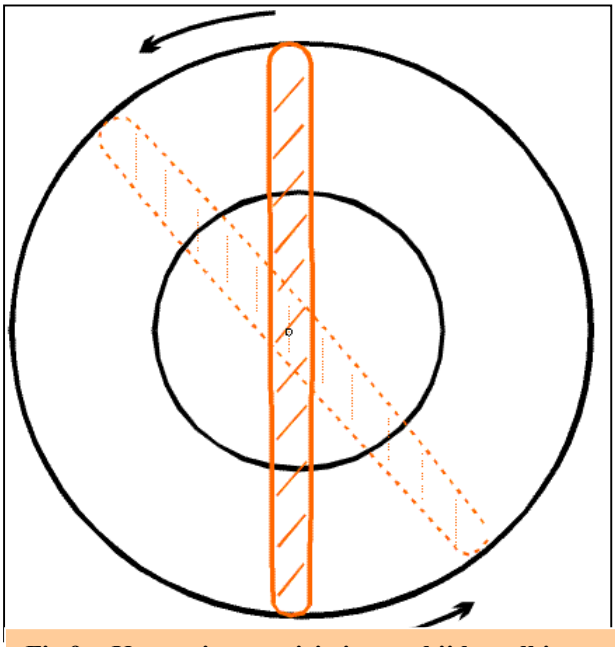


Fig 9a: Krommingsvorticiteit waarbij bewolking ongelimiteerd rond kan spiralen.

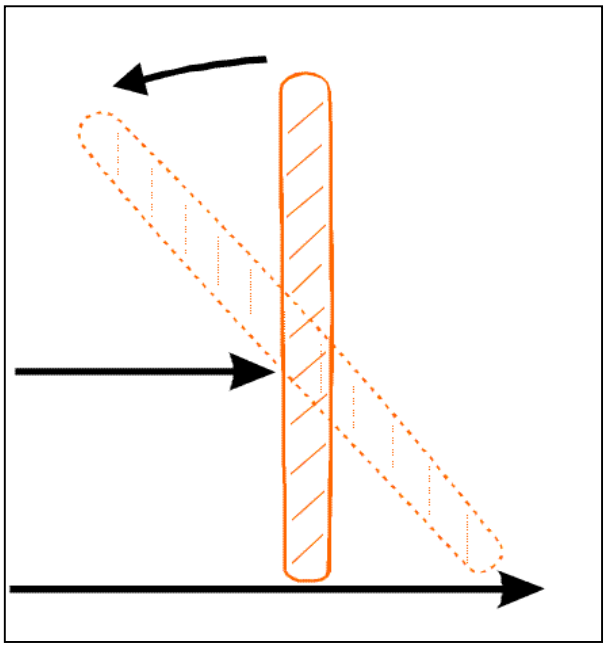


Fig 9b: Bij scheringsvorticiteit is het ronddraaien aan een limiet gebonden.

Een duidelijk onderscheid kan gemaakt worden tussen twee typen van vorticiteit wanneer we in een natuurlijk coördinatenstelsel werken: scherings- en krommingsvorticiteit. Vergelijking 4 geeft een onderverdeling van de relatieve vorticiteit in deze twee termen:

$$\zeta = -\frac{\partial V}{\partial n} + \frac{V}{R_s} \qquad (4)$$

Hierin is V de horizontale windsnelheid, n is de vector loodrecht op de bewegingsrichting en R_s de kromtestraal van de beweging die de lucht beschrijft. R_s is positief gedefinieerd voor cyclonaal gekromde stroming. Figuur 9 toont ons de twee componenten waaruit vorticiteit is opgebouwd.

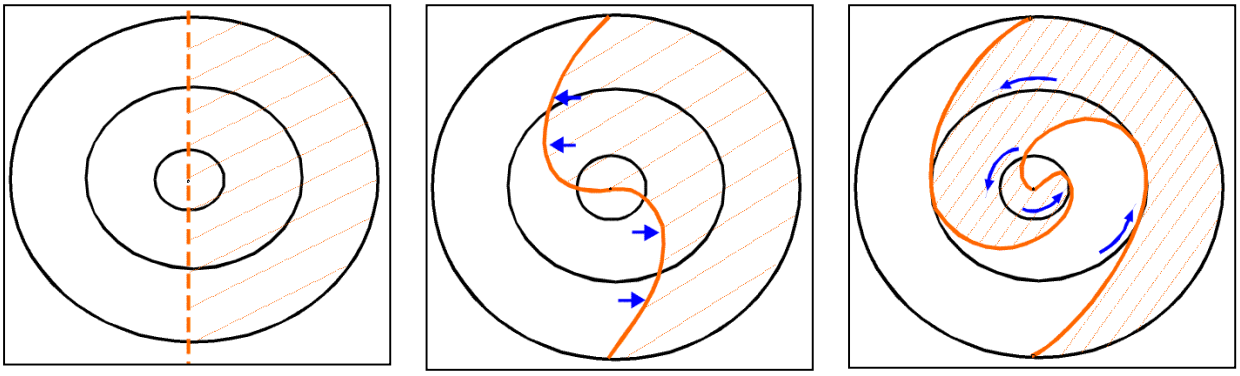


Fig 10: Krommingsvorticiteit is verantwoordelijk voor de karakteristieke spiraalstructuur die gevonden kan worden bij frontale golven, volwassen depressies en verschijnselen in koude polaire lucht.

Het blijkt dat de structuur van synoptische schaal bewolkingspatronen op satellietbeelden in grote mate afhankelijk is van de vorticiteitscomponent die domineert in het betreffende gebied. Depressies en structuren in de koude lucht noordelijk van de polaire jet zoals comma's en polar lows worden voornamelijk gevormd door krommingsvorticiteit, zoals afgebeeld in figuur 9[a] en 10. Het spiraliseren van deze systemen lijkt in principe niet aan een limiet gebonden te zijn waardoor bewolking meerdere keren om zijn as kan krullen. Straten met buien in de nabijheid van de jet worden in lange lijnen gerekt door scheringsvorticiteit waarvan de draaiende beweging wel aan een maximum gebonden is.
Uitgaande van alleen hoogte- of drukkaarten kan het lastig of onmogelijk zijn om het teken van de vorticiteit af te leiden. Dit komt bijvoorbeeld voor als schering- en kromming elkaar tegenwerken zoals in figuur 11: lucht stroomt door een 300 hPa trog en gaat dus de bocht om. De kromming is cyclonaal en dus is de vorticiteit positief maar de scheringsvorticiteit is negatief waardoor deze twee effecten elkaar (grotendeels) opheffen.

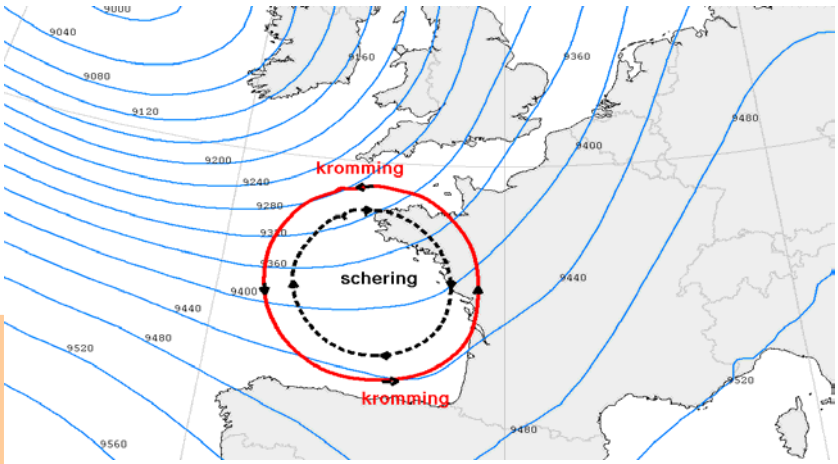


Fig 11: Scherings- en krommingsvorticiteit kunnen elkaars effect opheffen.

4.3.2 Vorticiteit en weersystemen

Er bestaat een relatie tussen relatieve vorticiteit en de variatie van de geopotentiële hoogte uitgedrukt in de geopotentiaal Φ :

$$\Phi = \int_0^z g dz \quad (5)$$

Deze relatie wordt gegeven in vergelijking 6:

$$\zeta_g = (1/f_0)\nabla^2\Phi \quad (6)$$

De bol- of holheid van het hoogteveld blijkt een maat te zijn voor de vorticiteit.
Hieruit kunnen we concluderen dat relatieve minima in het geopotentiële hoogteveld zoals troggen of depressies een positieve relatieve vorticiteit bezitten. Relatieve maxima zoals hogedruk-gebieden en ruggen bezitten negatieve relatieve vorticiteit. Zodoende kan relatieve vorticiteit gezien worden als een maat voor de aanwezigheid van troggen en ruggen in het hoogteveld.
Extremen in het vorticiteitsveld zijn beter als grootheid te gebruiken voor de intensiteit van weersystemen als extremen in het hoogte- of drukveld (De laatste twee zijn uiteraard zeer nauw aan elkaar gecorreleerd. Er kan echter van uit worden gegaan dat intense depressies met een hoge vorticiteit ook een relatief lage centrale druk en hoogte hebben.

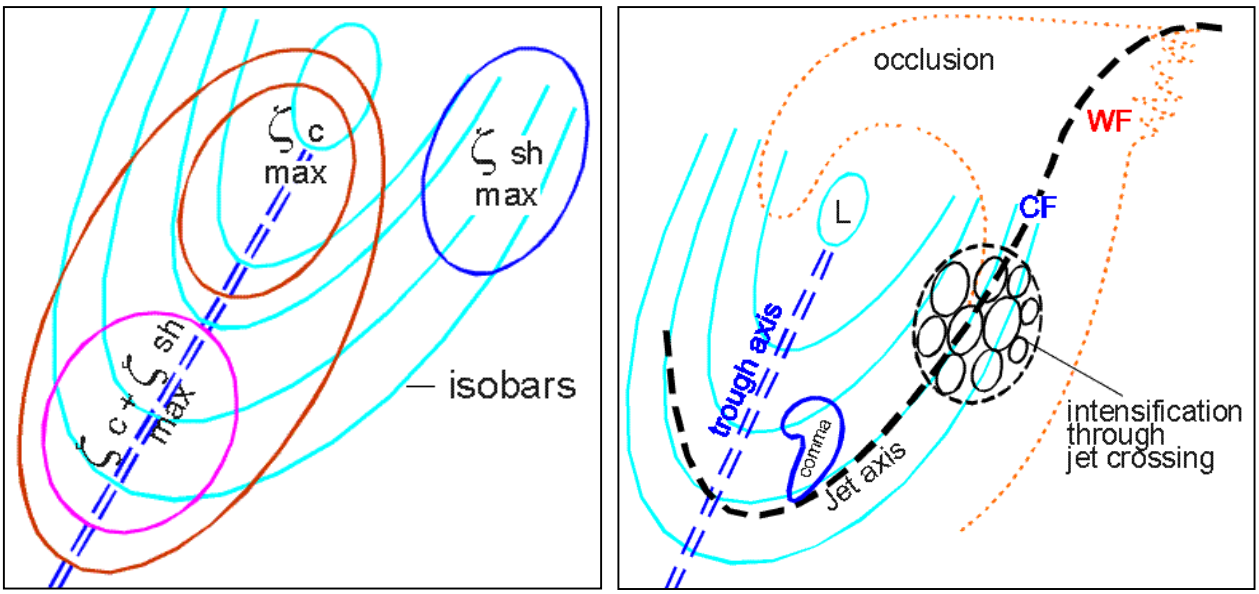


Fig 12: (links): locatie van schering, kromming en maximale vorticiteit in een trog.
(rechts): weersverschijnselen die optreden in relatie met vorticiteit rond de trog.

Wanneer gekeken wordt naar een veel voorkomende stroomlijnconfiguratie van een bovenluchttrog zoals in figuur 12 dan kunnen een aantal kenmerken worden samengevat: Er kunnen extremen in krommingsvorticiteit worden gevonden in het centrum van het laag als ook bij de trog die links onder het laag ligt. De scheringsvorticiteit wordt maximaal stroomafwaarts van de trog rechtsboven de jet-as.

Wanneer beide componenten van vorticiteit bij elkaar worden opgeteld blijkt de totale relatieve vorticiteit maximaal te worden in het zuidelijk deel van de ZW-NO georiënteerde trog. In figuur 12 zijn tevens de frontale structuren weergegeven ten opzichte van de synoptische schaal trog.

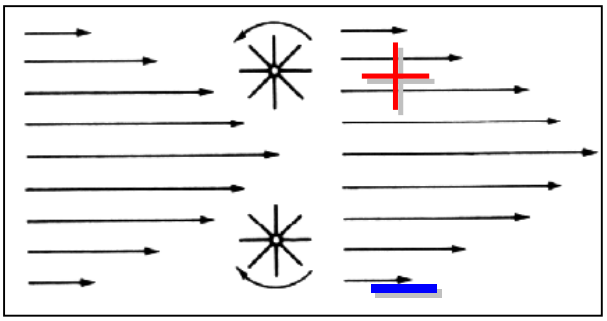


Fig 13: vorticiteit aan weerszijden van de jet-stream

In de nabijheid van de jet-stream is een sterke horizontale gradiënt aanwezig in de windsnelheid. De wind is maximaal in de jet-as en neemt aan beide zijden sterk af waardoor hier een sterke vorticiteit aanwezig is. In figuur 13: wordt een vorticiteits- en windprofiel gegeven behorende bij een jet-stream.

4.3.3 Praktijkvoorbeelden

11 februari 1997 12:00 UTC: combinatie IR-beeld met 500 hPa geopotentiële hoogte en relatieve vorticiteit

In figuur 14 zijn het geopotentiële hoogteveld en relatieve vorticiteitsveld van 500 hPa gegeven. Het hoogteveld en vorticiteit zijn onlosmakelijk met elkaar verbonden. Positieve vorticiteit gaat samen met een trog of afgesnoerd laag en negatieve vorticiteit is gerelateerd aan hoogteruggen. Door de twee velden te combineren worden solenoïden verkregen (vierkantjes begrensd door vorticiteits- en hoogte-isolijnen) die een maat zijn voor de vorticiteits advectie(VA). Positieve vorticiteitsadvectie(PVA) in de bovenlucht veroorzaakt stijgende bewegingen die tot uitdrukking kunnen komen in bewolking op het IR-beeld.

Er kunnen een aantal vorticiteitsmaxima worden gevonden: een maximum over Scandinavië, via Polen naar Duitsland die samenhangt met het 500 hPa-laag en de trog achter het koufront over Oost-Europa, een maximum ten westen van de snelle cyclogenese op circa 49°N/34°W in verband met een kleinschalige hoogtetrog, twee maxima ten zuidwesten en zuidoosten van Groenland behorend bij de hier aanwezige laagjes in de bovenlucht.

Er zijn ook een aantal anticyclonale vorticiteitscentra aanwezig op figuur 14: een vorticiteitsminimum boven Oekraïne, Zweden en Finland samenhangend met een 500 hPa-hoogterug, ook boven Portugal en naar het westen over de Atlantische Oceaan: Dit is het bekende Azorenhoog in de hogere luchtlagen dat overigens ook aan het aardoppervlak dominant aanwezig is.

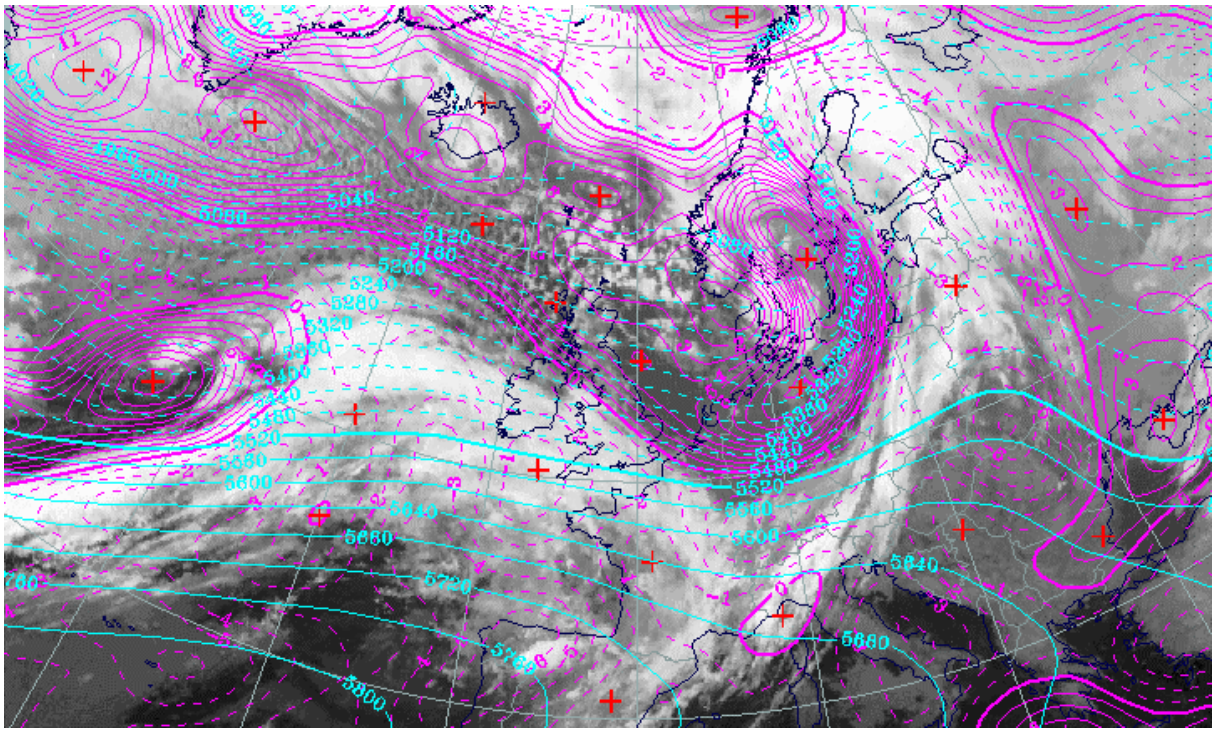


Fig 14: IR-beeld 11 februari 1997: 12:00 UTC: (blauw): 500 hPa geopotentiële hoogte, (paars): 500 hPa relatieve vorticiteit.

1 februari 1999 15:51 UTC

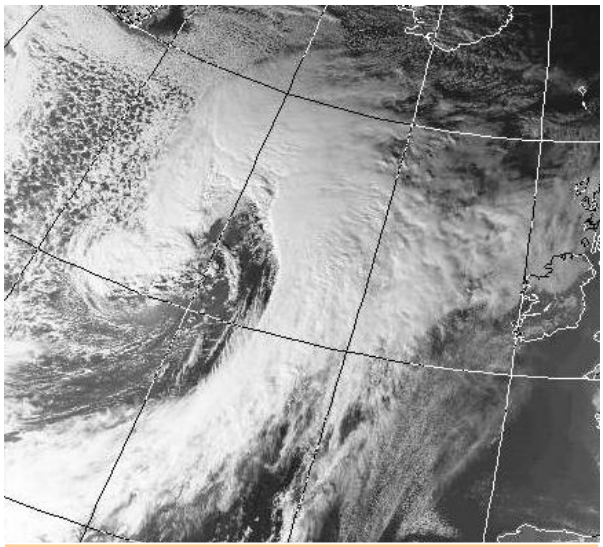


Fig 15: Noaa VIS-beeld 1 februari 1999 15:51

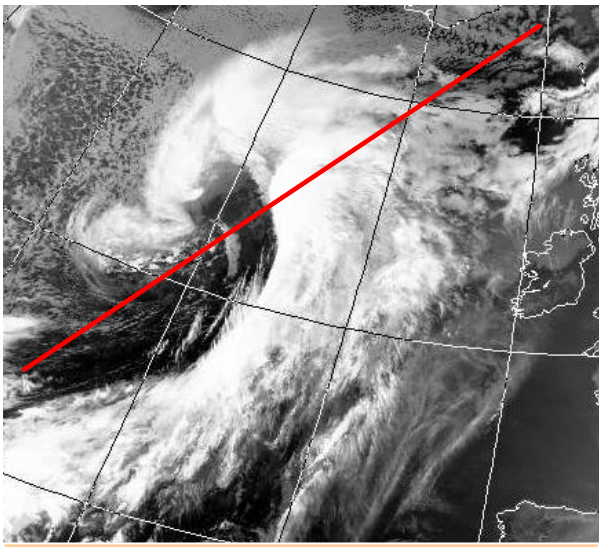


Fig 16:Noaa IR-beeld 1 februari 1999 15:51

Terug naar de situatie van 1 februari 1999. Op figuur 12 hadden was reeds weergegeven welke weerstructuren op kunnen treden in het gebied van een grootschalige bovenluchttrog. Het vorticiteitsmaximum bevindt zich stroomopwaarts van het koufront in de koude lucht. PVA treedt op voor de trog uit en wordt maximaal bij de achterzijde van de bewolking van het koufront. Op het VIS- en IR-beeld van figuur 15 en 16 is rond 30^0W 55^0N de overgang te zien tussen hoge en lagere bewolking. Hier doorkruist een afzwakkende jet de bewolking. Aan de cyclonale zijde lost de hoge bewolking gedeeltelijk op door intrusie van koude en droge lucht.

Er is weer een doorsnede gemaakt door het systeem die loopt van 43^0N35^0W naar 65^0N 10^0W en waarin de relatieve vorticiteit is afgebeeld. Zie figuur 17. De depressie is zowel aan het aardoppervlak als in de bovenlucht duidelijk zichtbaar. De trog heeft een maximale sterkte op 400 hPa met $15*10^{-5}s^{-1}$ en ligt op circa 28^0W 52^0N. Dit is achter het koufront in de koude lucht waarin zich grote opklaringen manifesteren. De trog aan het aardoppervlak ligt op circa 26^0W 55^0N en heeft een intensiteit van $12*10^{-5}s^{-1}$. Dit is in de frontale bewolking. Naar de achterzijde van het koufront neemt de vorticiteit geleidelijk af. Het systeem heeft een duidelijk achterwaartse helling met de hoogte wat een eigenschap is van ontwikkelende golven. Het systeem is het zwakst ontwikkeld rond 650 hPa. Ook dit is een typische eigenschap van depressies op de gematigde breedten. Dit niveau is ongeveer divergentievrij waardoor de productie van vorticiteit door convergentie slechts een bescheiden rol speelt.

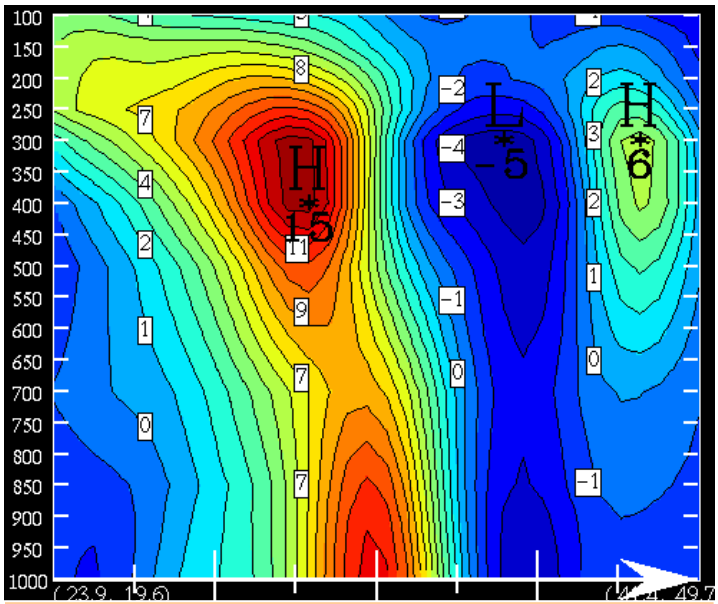


Fig 17: verticale doorsnede met relatieve vorticiteit 10^{-5} s^{-1}) van 43^0N 35^0W naar 65^0N 10^0W

4.3.4 Vorticiteitsvormen in relatie tot satellietbeelden

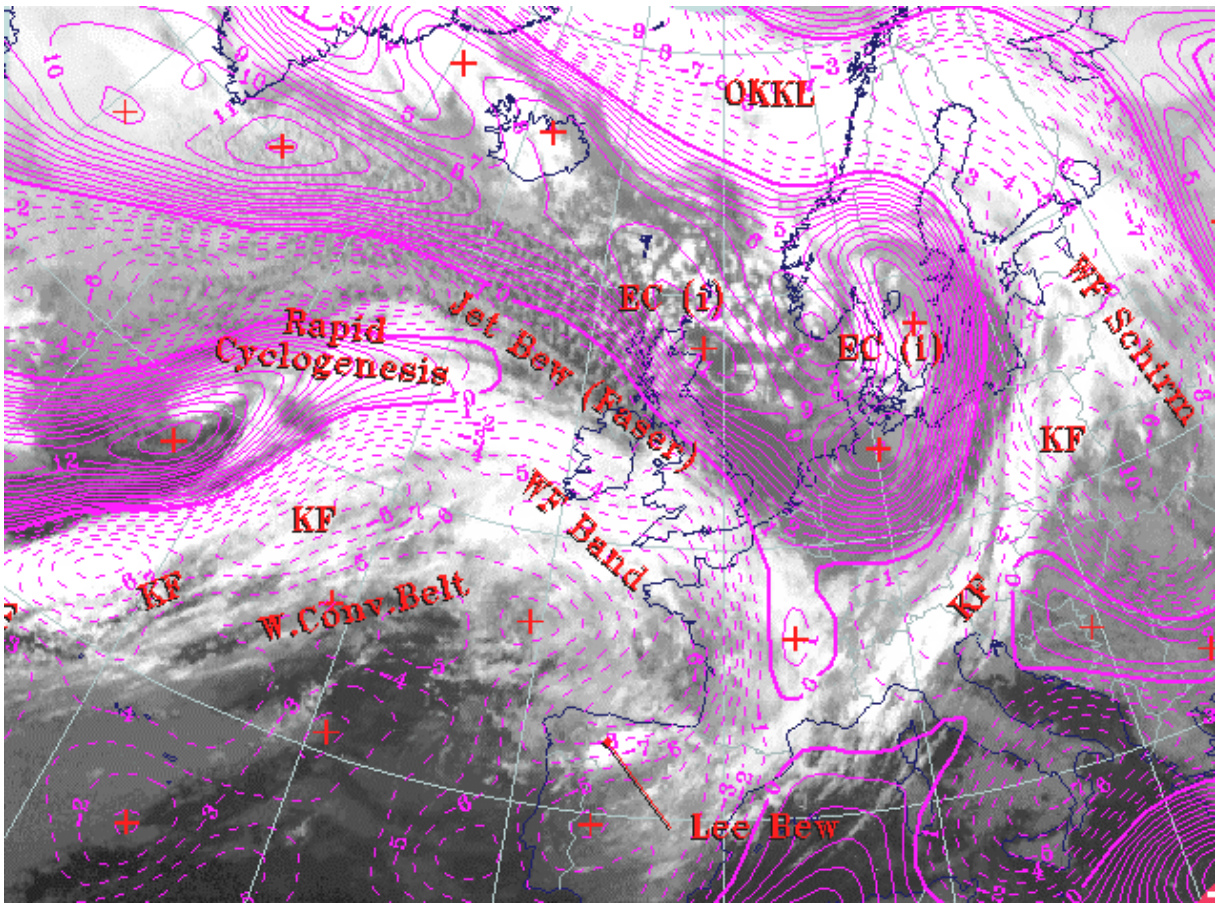


Fig 18: IR-beeld 11 februari 1997 06:00 UTC: conceptuele modellen en de relatieve vorticiteit op 300 hPa (ononderbroken lijn is positieve vorticiteit).

In figuur 18 is een IR-beeld weergegeven waarop de relatieve vorticiteit op 300 hPa is geprojecteerd. De voornaamste maxima in vorticiteit hebben te maken met conceptuele modellen met actieve weersverschijnselen: Op de Atlantische Oceaan ten westen van Ierland treedt snelle cyclogenese op. Hier bevindt zich een actief lagedrukgebied met een diepe kern en hoge vorticiteit. Bewolking begint zich om het systeem heen te krullen maar dit proces is nog niet zo lang aan de gang waardoor je nog geen uitgesproken spiraalstructuur hebt. In de omgeving van de Noordzee bevinden zich twee gebieden met z.g. enhanced cumuli. Deze hangen samen met troggen in de bovenlucht die lokale maxima in vorticiteit veroorzaken. Boven het noordelijk deel van de Atlantische Oceaan is een lange W-O georiënteerde strook aanwezig met hoge vorticiteitswaarden. Dit gebied bevindt zich aan de noordzijde van de jet-stream. De koufronten op de Atlantische Oceaan en boven het oosten van Europa liggen in de gradiëntzone van negatieve- naar sterk positieve vorticiteit stroomafwaarts van grootschalige bovenluchttroggen. Op deze zone treedt sterke PVA op die stijgende beweging en uitgebreide wolkvorming veroorzaakt. De jet-cirrus ten noordwesten van Ierland bevindt zich in de as van de straalstroom waar de relatieve scheringsvorticiteit ongeveer gelijk aan nul is.

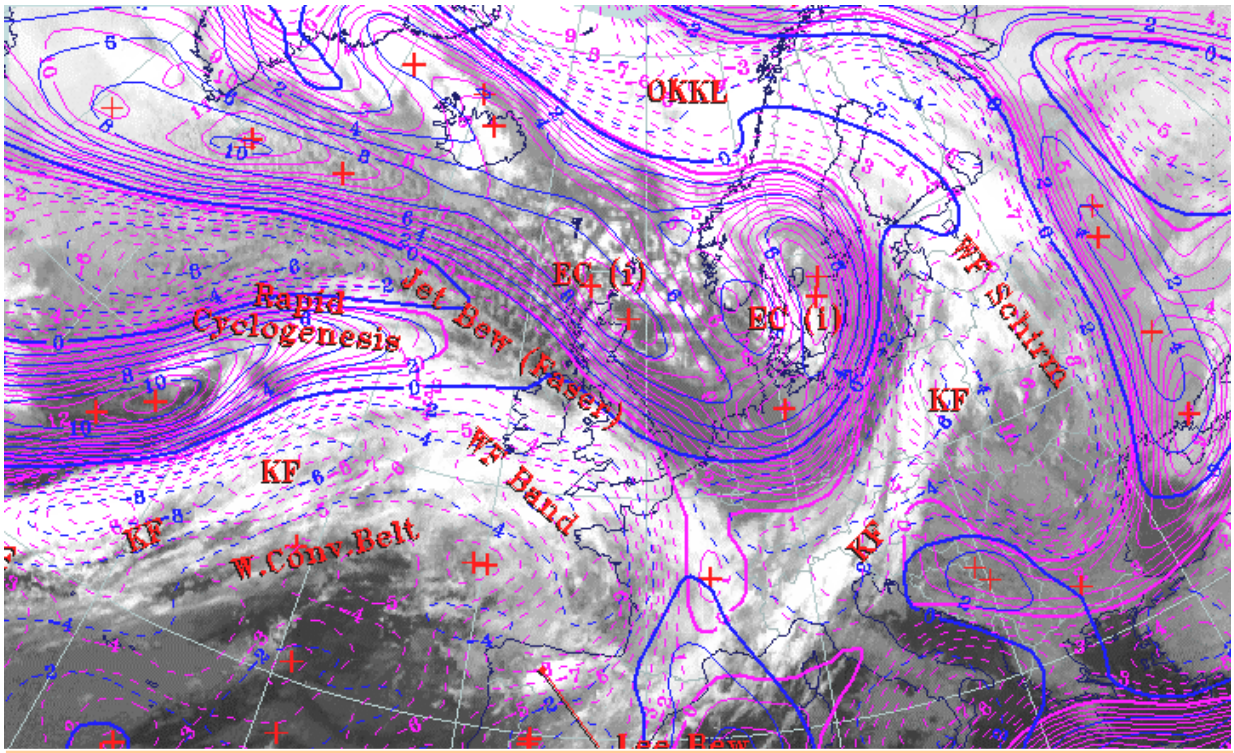


Fig 19: IR-beeld 11 februari 1997 06:00 UTC: (rood): conceptuele modellen, (paars): totale relatieve vorticiteit op 300 hPa, (blauw): scheringsvorticiteit op 300 hPa

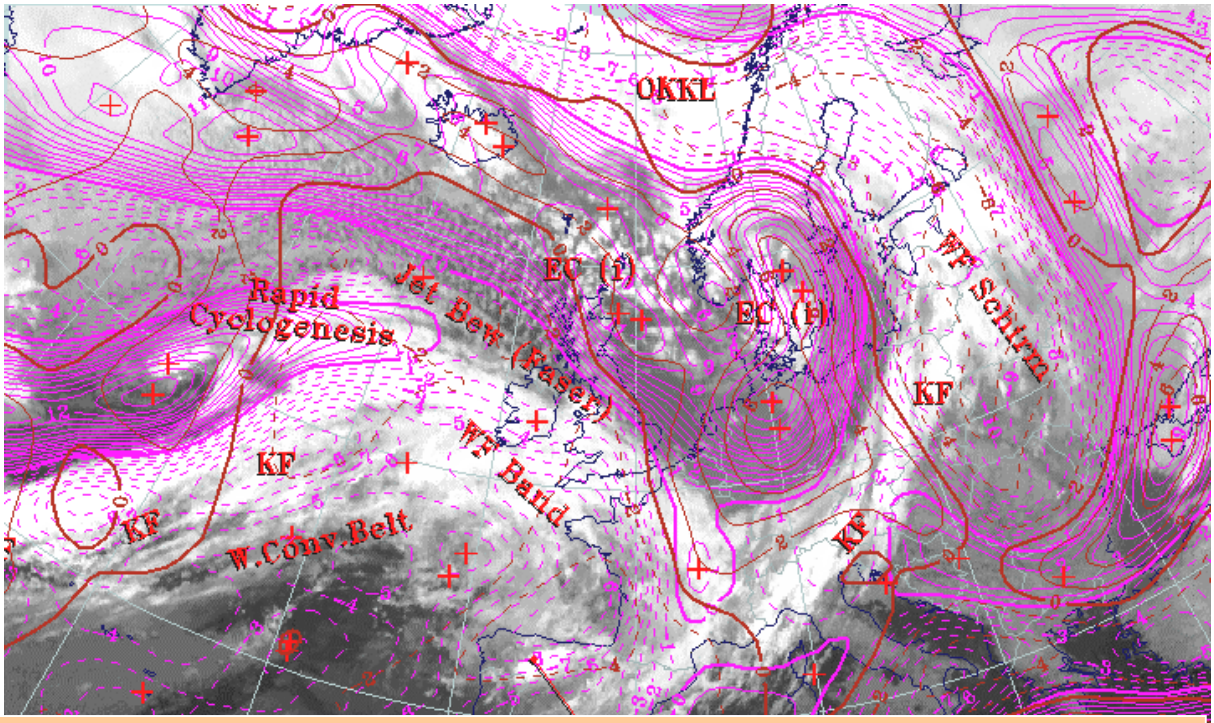


Fig 20: IR-beeld 11 februari 1997 06:00 UTC: (rood): conceptuele modellen, (paars): totale relatieve vorticiteit op 300 hPa, (bruin): krommingsvorticiteit op 300 hPa.

Zoals reeds in paragraaf 4.3.1 is uiteengezet is de totale relatieve vorticiteit opgebouwd uit twee componenten: schering en kromming. In figuur 19 zijn de schering en totale relatieve vorticiteit op een IR-beeld geprojecteerd.
Het blijkt dat er grote gebieden aanwezig zijn waarin de twee velden veel gelijkenis met elkaar vertonen. Dit houdt in dat scheringsvorticiteit meestal een grote bijdrage levert aan de totale relatieve vorticiteit. In de volgende locaties vertonen schering en totale relatieve vorticiteit veel overeenkomst: het maximum over Zweden wat zich stroomopwaarts bevindt van het koufront over het oosten van Europa, de langgerekte oost-west georiënteerde band met hoge waarden op het noordelijk deel van de Atlantische Oceaan, het maximum stroomopwaarts van het koufront over de Atlantische Oceaan en ten westen van de snelle cyclogenese.
Naast gebieden met een grote gelijkenis zijn er ook gebieden waar de totale relatieve en scheringsvorticiteit van elkaar afwijken. Dit houdt in dat krommingsvorticiteit hier een belangrijke rol speelt: Boven Duitsland, stroomopwaarts van het koufront over Oost-Europa is de totale vorticiteit negatief terwijl de scheringsvorticiteit nog positief is. Verder naar het oosten boven Polen is de totale vorticiteit licht negatief terwijl de scheringsvorticiteit veel sterker negatief wordt. In het meest westelijk deel van het IR-beeld in het koufront op de Atlantische Oceaan is het minimum in totale vorticiteit veel sterker dan het minimum in scheringsvorticiteit. Verder is boven IJsland het maximum in totale vorticiteit ook sterker dan het scheringsmaximum.
In figuur 20 zijn de totale relatieve en krommingsvorticiteit op een IR-beeld geprojecteerd. Er zijn grote gebieden waar kromming maar een klein deel uitmaakt van de totale vorticiteit maar er zijn ook plekken waar kromming significant of zelfs de dominante term is: boven het oosten van Europa is een groot gebied aanwezig met negatieve kromming bij het warmtefrontscherm en het koufront. Hier bevindt zich een rug op 300 hPa. Boven het noorden van Duitsland en het zuiden van Zweden liggen twee maxima in kromming. Het zuidelijke maximum wordt veroorzaakt door een hoogtetrog terwijl de noordelijke gekoppeld is aan de jet-stream. Een langgerekte band met positieve krommingswaarden bevindt zich in een W-O georiënteerde band die samenhangt met een jet-stream op het noordelijk deel van de Atlantische Oceaan.
Er zijn ook gebieden waar kromming en schering in gelijk mate bijdragen aan de totale vorticiteit. Hier lijken beide velden op het veld van de totale vorticiteit. Dit is het geval bij onder meer de jet-stream. Naast schering is ook kromming in de jet-stream aanwezig. Het windveld is hier cyclonaal gekromd waardoor krommingsvorticiteit een positieve bijdrage levert aan de totale vorticiteit. Het komt overigens ook regelmatig voor dat het windveld anti-cyclonaal georiënteerd is. Boven de Oceaan op het WV-beeld van figuur 21 is een snelle ontwikkeling (Rapid Cyclogenesis) zichtbaar, o.a. door een verdikking in de bewolkingszone. Hier is zowel kromming als schering aanwezig. Tenslotte wordt het vorticiteitsmaximum ten oosten het koufront over Oost-Europa in gelijke mate door schering en kromming geproduceerd.

4.3.3 WV-beelden en scheringsvorticiteit in relatie tot de ligging van de jetstream

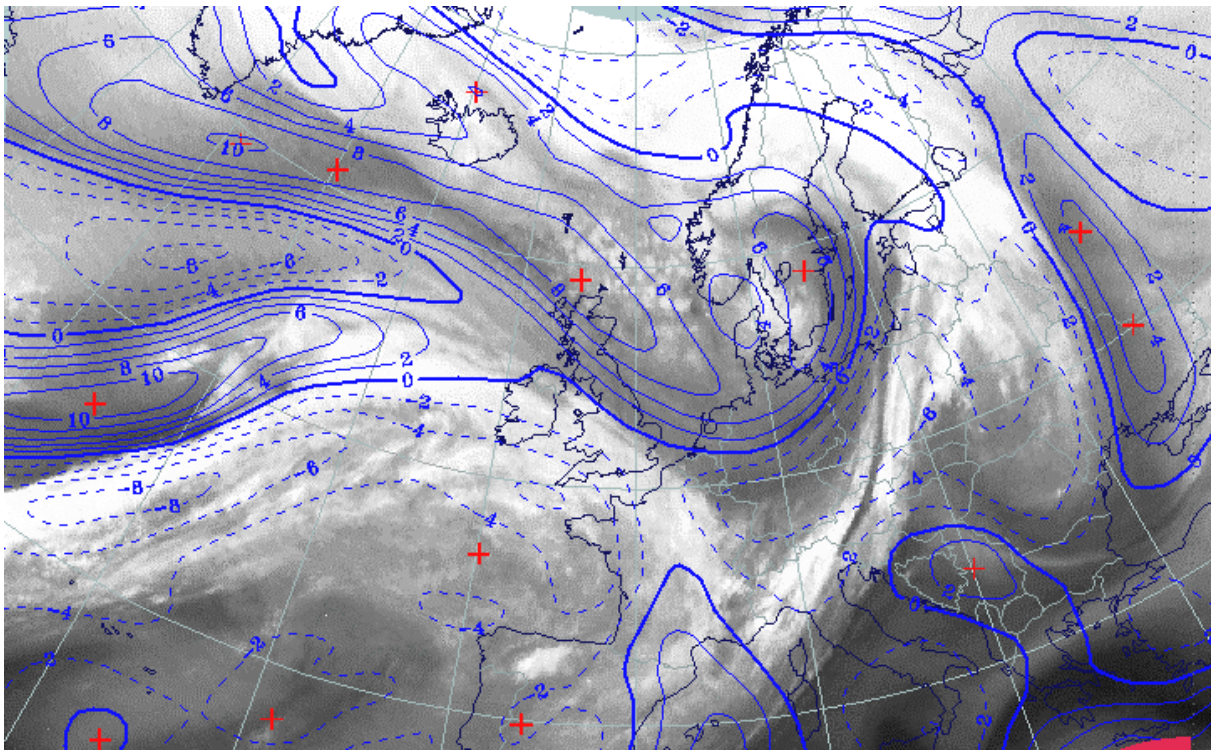


Fig 21: WV-beeld 11 Februari 1997 06:00 UTC: scheringsvorticiteit op 300 hPa (ononderbroken is positieve vorticiteit

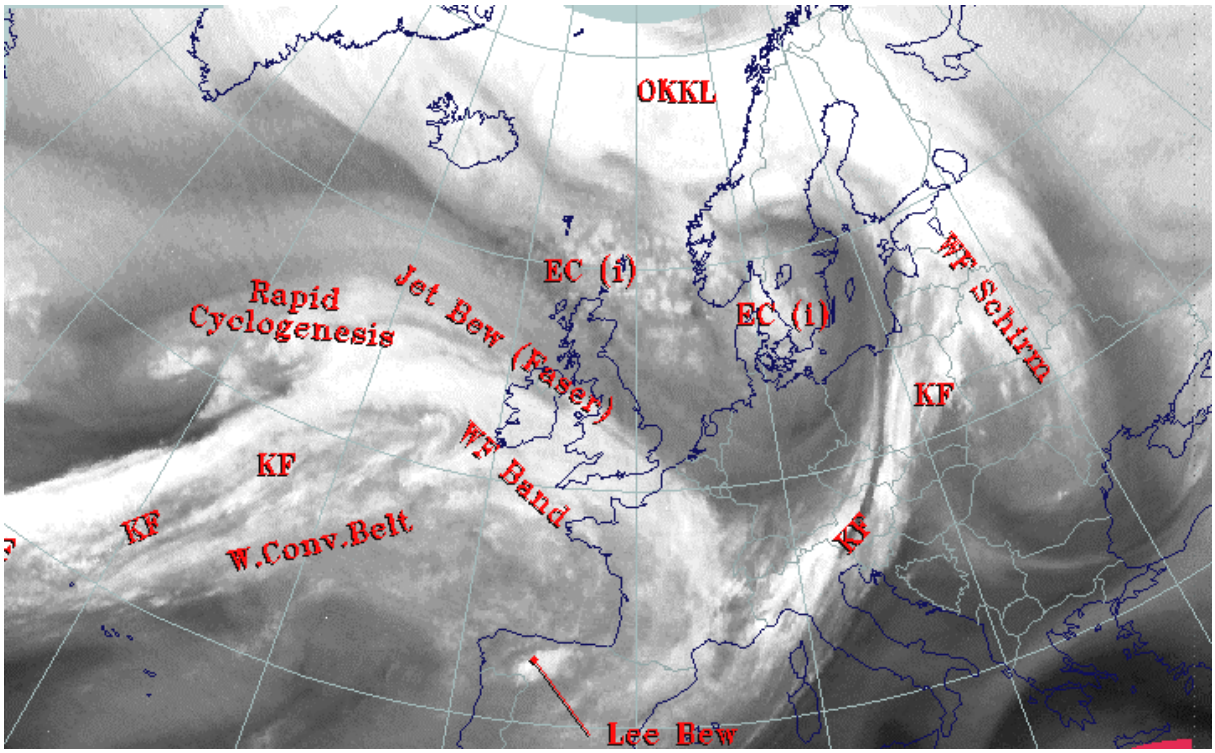


Fig 22: WV-beeld 11 Februari 1997 06:00 UTC): conceptuele modellen

Scheringsvorticiteit op 300 hPa kan een handig hulpmiddel zijn om jet-assen te identificeren. Jet-streams bestaan uit een kern met zeer hoge windsnelheden. Aan beide zijden van dit maximum neemt de wind weer in kracht af. Dit leidt tot een gebied met positieve scheringsvorticiteit aan de linkerzijde van de jet-as en met negatieve schering aan de rechterzijde wanneer in de richting van de stroming wordt gekeken. De nullijn van de scheringsvorticiteit geeft de as van de jet aan.
Een andere manier om de jet-as te vinden zijn WV-beelden. Hierop zijn jet-assen terug te vinden aan de sterke gradiëntzone van droge naar vochtige lucht. Aan de cyclonale zijde van de jet-as zijn kenmerkende zwarte strepen zichtbaar die bestaan uit droge dalende lucht die afkomstig is uit de hogere niveaus van de troposfeer of zelfs de stratosfeer. De grijs getinte banden aan de rechterzijde van de zwarte strepen vertegenwoordigen stijgende, warmere en vochtigere lucht aan de anti-cyclonale zijde van de jet.
Op het WV-beeld in figuur 22 kunnen een aantal zwarte strepen worden teruggevonden: over Polen en Duitsland aan de achterzijde van het koufront over Oost-Europa bevindt zich een uitgesproken zwarte streep. Deze loopt van ongeveer 51°N/10°O naar 52°N/15°O en 55°N/16°O. Een tweede structuur bevindt zich op het noorden van de Atlantische Oceaan ten zuiden van IJsland van ongeveer 55°N/40°W naar 61°N/20°W. Vervolgens loopt de streep over Schotland door naar Nederland waar deze verbinding maakt met de eerste jet. Boven de snelle cyclogenese ontwikkelt zich een nieuwe jet getuige de zwarte streep van 50°N/37°W naar 56°N/28°W. Een vierde streep ligt aan de achterzijde van het Atlantische koufront van 40°N/40°W naar 48°N/29°W. Deze strekt zich uit over een breder gebied.
De combinatie van zowel de zwarte strepen in het WV-beeld en de nullijn van scheringsvorticiteit geeft een meer compleet beeld over het bestaan van jet-streams en de locatie van de jet-as. Bovendien kunnen de modellen geverifieerd worden door de juistheid van de ligging van scheringsvorticiteit te bepalen met hulp van het WV-beeld. Afwijking van de nullijn van schering van de locatie van een zwarte streep kan een duidelijke aanwijzing zijn voor een foutieve modelanalyse.
We gaan nu de ligging van de jet-assen in de analyse van het ECMWF-model controleren aan de hand van het WV-beeld. Het veld van scheringsvorticiteit is gegeven in figuur 21. Op het noordwestelijk deel van de Atlantische Oceaan bevindt zich een zwarte streep van de jet waarbij de gradiëntzone in het WV-beeld in het westelijk deel goed overeenkomt met de nullijn van scheringsvorticiteit. Verder naar het oosten toe ligt de nullijn zuidelijk van de overgang in het WV-beeld. Ten noorden van de snelle cyclogenese ontwikkelt zich een tweede jet die echter niet overeenkomt met de scheringsvorticiteit. Hier is het vorticiteitsveld namelijk geïnverteerd met de anticyclonale schering aan de noordzijde en cyclonale schering aan de zuidzijde van de gradiëntzone in het WV-kanaal. Dit kan ook te maken hebben met de zuidelijker gelegen jet behorende bij het koufront waardoor het model deze twee vlak bij elkaar gelegen windmaxima niet goed modelleert. Bovendien zijn er op de Atlantische Oceaan maar weinig waarnemingen. De nullijn van schering bij het koufront op de Atlantische Oceaan komt overigens wel vrij goed overeen met de WV-gradiënt. De nullijn van schering bij het koufront op de Atlantische Oceaan komt overigens wel vrij goed overeen met de WV-gradiëntzone met uitzondering van het uiterste westen van de kaart waar de nullijn te noordelijk ligt. De jet-stream over Duitsland en Polen wordt goed gemodelleerd.

4.4 Vorticiteitsvergelijking

4.4.1 Termen in de vorticiteitsvergelijking

Normaal gesproken is de vorticiteit van een luchtdeeltje niet behouden omdat er diverse processen op verschillende lengte- en tijdschalen werkzaam zijn die de vorticiteit van grootte veranderen. De vorticiteitsvergelijking laat ons zien door welke forceringen de vorticiteit in de loop van de tijd kan veranderen. Deze kan afgeleid worden door de x-component van de impulsvergelijking naar y te differentiëren en de y-component naar x:

$$\frac{\partial}{\partial y}\left[\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial z}-fv=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}\right] \quad (7)$$

en

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}+w\frac{\partial v}{\partial z}+fu=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}\right] \quad (8)$$

Wanneer we vergelijkingen 7 en 8 van elkaar aftrekken en de uitdrukking voor de vorticiteit invoeren zoals die gegeven is in vergelijking 2 komen we uit bij de vorticiteitsvergelijking:

$$\frac{d}{dt}(\zeta+f)=-(\zeta+f)\underbrace{\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)}_{\mathbf{1}}-\underbrace{\left(\frac{\partial w}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial z}-\frac{\partial w}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial z}\right)}_{\mathbf{2}}+\underbrace{\frac{1}{\rho^2}\left(\frac{\partial \rho}{\partial x}\frac{\partial p}{\partial y}-\frac{\partial \rho}{\partial y}\frac{\partial p}{\partial x}\right)}_{\mathbf{3}} \quad (9)$$

Kijkend naar bovenstaande vergelijking kijken zien we dat er 3 termen zijn die de verandering van de locale absolute vorticiteit bepalen: De eerste term aan de rechterzijde is de divergentie. Deze term vertelt ons dat vorticiteit verandert door horizontale divergentie. Het vertegenwoordigt het uitrekken (dw/dz > 0: convergentie) en inkrimpen (dw/dz < 0, divergentie) van een luchtkolom waardoor de lucht met een andere snelheid rond gaat draaien. Het effect van divergentie is analoog aan de toename of afname in rotatiesnelheid die een kunstschaatser ervaart als deze zijn armen intrekt of uitspreidt. Impulsmoment blijft behouden waardoor bij een kortere afstand tot de draaias de bewegingssnelheid sterk toeneemt.

De tweede term van de vorticiteitsvergelijking wordt de draaiingsterm genoemd. Deze beschrijft de transformatie van een deel van de horizontale component van de vorticiteit van het windveld naar de verticale component van vorticiteit. Hierbij wordt een deel van de rotatie om een horizontale as omgebogen in rotatie om de verticale as. Dit treedt op in een niet-uniform verticaal windveld waarin een horizontale component van vorticiteit aanwezig is. Figuur 23 geeft een voorbeeld van draaiing van vorticiteit. De v-component van de wind neemt met de hoogte toe waardoor er horizontale vorticiteit aanwezig is. De w-component neemt lineair af in de x-richting. Door het inhomogene verticale snelheidsveld wordt een deel van de horizontale vorticiteit omgebogen in verticale vorticiteit. De draaiingsterm kan een

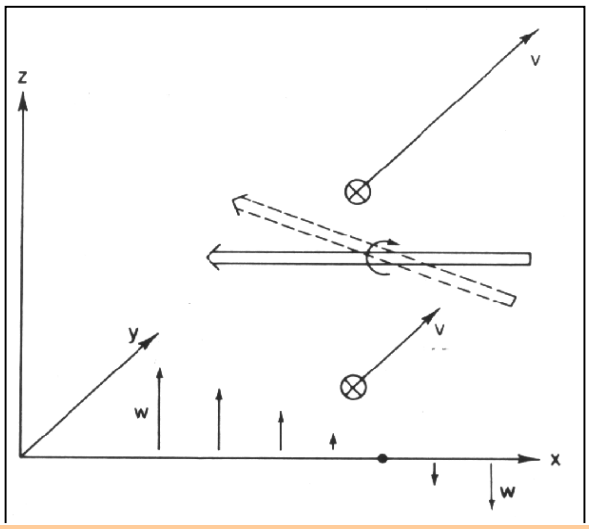


Fig 23: draaiingsterm zorgt voor productie van de verticale component van vorticiteit

dominante rol spelen bij fronten omdat door de grote temperatuurgradiënt sterke verticale windschering aanwezig is. Bovendien komen langs het frontvlak dalende en stijgende luchtbewegingen vlak naast elkaar voor.
De laatste term wordt de solenoïde term genoemd. Dit treedt alleen op wanneer de atmosfeer baroklien is. Een voorbeeld is een uniform drukgradiëntveld waarin de dichtheidsisolijnen een hoek vormen met de isobaren. Hierbij treden differentiële horizontale versnellingen op bij een uniforme drukgradiëntkracht.
Wanneer schaalanalyse wordt toegepast op de vorticiteitsvergelijking, dan kan deze voor synoptische schaal weersystemen in grote mate vereenvoudigd worden:

$$\frac{d}{dt}(\zeta + f) = -f\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad (10)$$

De gesimplificeerde versie van de vorticiteitsvergelijking vertelt ons dat veranderingen van absolute vorticiteit op synoptische schaal in grote mate tot stand worden gebracht door divergentie wanneer de stroming wordt gevolgd. Op kleinere schaal echter (meso-, microschaal) kunnen de andere termen in formule 9 een stuk groter worden en een belangrijke rol gaan spelen.

4.4.2 Vorticiteitsadvectie in relatie tot IR-beelden

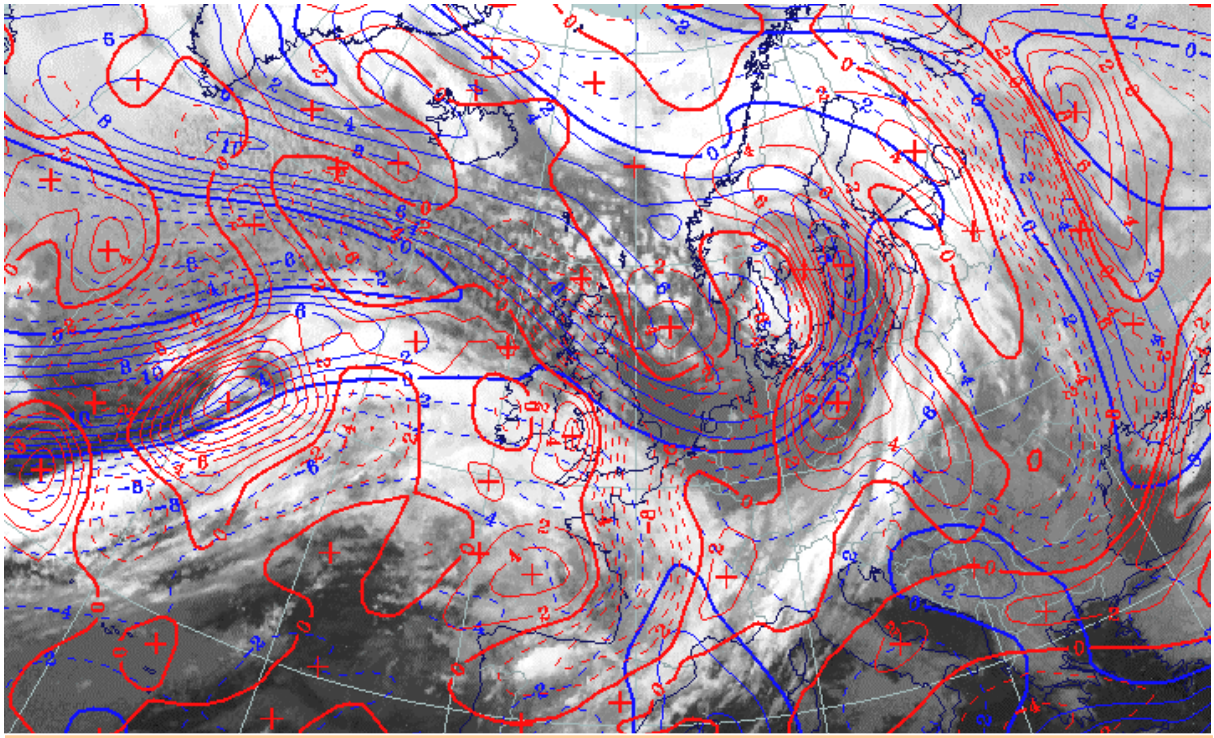


Fig 24: IR-beeld 11 februari 1997 06:00 UTC: (rood): vorticiteitsadvectie op 300 hPa (blauw): scheringsvorticiteit op 300 hPa.

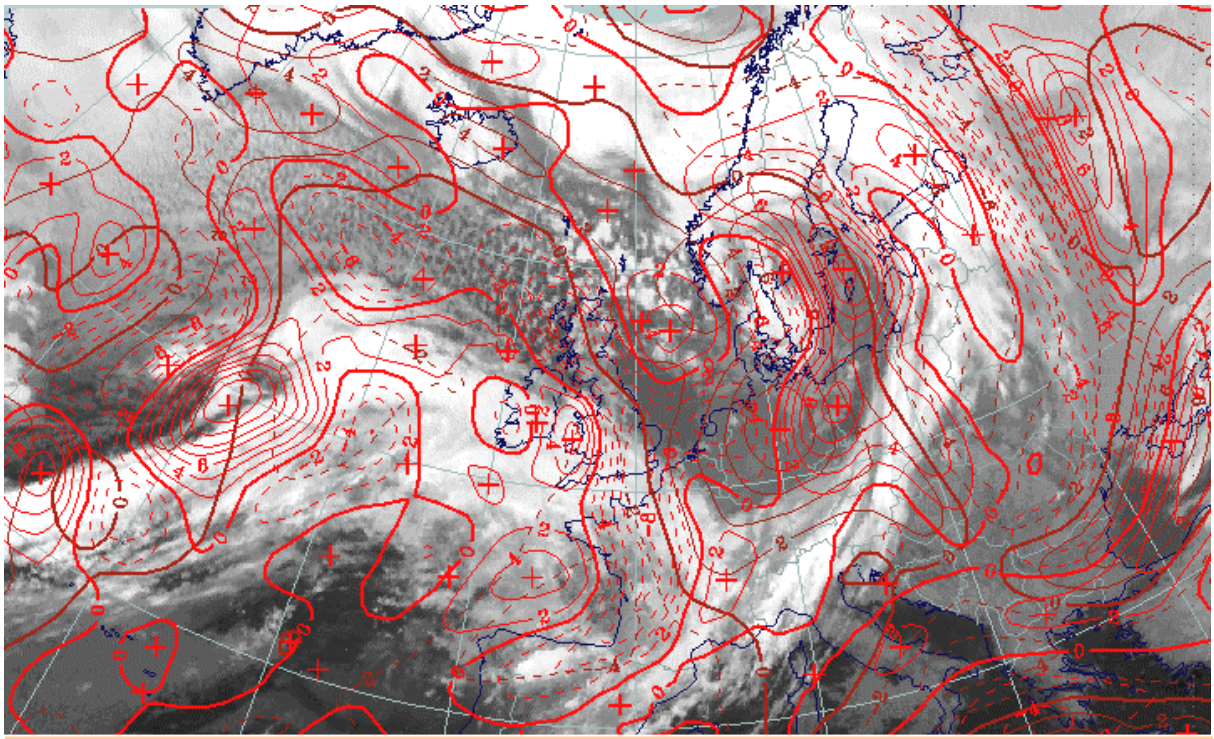


Fig 25: IR-beeld 11 februari 1997 06:00 UTC: (rood): vorticiteitsadvectie op 300 hPa (bruin): krommingsvorticiteit op 300 hPa.

Advectie van vorticiteit is een belangrijke term omdat deze voor verticale bewegingen kan zorgen. Dit treedt op wanneer door het windveld vorticiteit met een andere waarde wordt aangevoerd. PVA is gerelateerd aan stijgende bewegingen waardoor dit vaak samengaat met de productie van bewolking. Dat dit niet altijd het geval is komt doordat er ook andere forceringen aanwezig zijn in de atmosfeer die ook verticale bewegingen veroorzaken zoals warmte-advectie, frictie en het vrijkomen van latente warmte. Deze kunnen dan partiële dalingen bewerkstelligen die het effect van PVA teniet doen. Ook is het mogelijk dat de atmosfeer erg droog is of dat de stijgingen pas kort aanwezig zijn waardoor de lucht nog niet voldoende is opgetild om condensatie te bewerkstelligen. PVA kan zowel tot stand komen door krommings- als scheringsvorticiteit. Hierdoor hebben we een extra hulp in bezit waarmee we onderscheid kunnen maken tussen verschillende conceptuele modellen.
We gaan nu PVA in relatie tot scherings- en krommingsvorticiteit bespreken zoals die is weergegeven in figuur 24 en 25. Aan de achterzijde van het koufront boven Oost-Europa bevinden zich twee maxima in PVA. Beide liggen in de gradiëntzone van positieve naar negatieve krommings- en scheringsvorticiteit. Dit houdt in dat beide termen in dit gebied bijdragen aan PVA. Het noordelijke maximum treedt op door de jet-stream terwijl de zuidelijke het resultaat is van een bewegende bovenluchttrog. Aan de achterzijde van het koufront vindt nog steeds PVA plaats, maar wolkenvorming blijft hieruit door CA met intrusie van droge dalende lucht die de PVA domineert.
Het PVA-maximum boven de Noordzee komt tot stand door een bewegend maximum in scheringsvorticiteit. Deze hangt samen met de linker uitgang van de jet-stream in dit gebied. Er is ook lichte CA maar het netto-effect is stijgende bewegingen in onstabiele lucht die een cellulair patroon laat zien van goed ontwikkelde cumuliforme bewolking. De afwezigheid van sterke krommingsvorticiteit bij de buienclusters(EC's) komt ook tot uitdrukking in de vorm van de bewolking die geen commavorming vertoont.
Boven de Atlantische Oceaan bevindt zich een sterk PVA-maximum achter het gebied van de snelle cyclogenese. Hier is schering de dominante forcering hetgeen karakteristiek is voor de explosieve ontwikkeling van een depressie. De PVA bevindt zich in de linker uitgang van een sterke jet-stream.
Bij minder snelle frontale ontwikkelingen is niet schering maar kromming de dominante forcering die PVA veroorzaakt. Dit is het geval op de rand van de kaart waar zich een golf ontwikkelt getuige de verdikking van de bewolking. Het PVA-maximum ligt in het uiterste westen van de kaart en het maximum in krommingsvorticiteit valt net buiten deze kaartsnede. Dat de golf zich inderdaad ontwikkelt en tevens naar het oosten beweegt valt af te leiden uit figuur 26 en 27 die het verdere verloop in de volgende 12 uur laten zien.

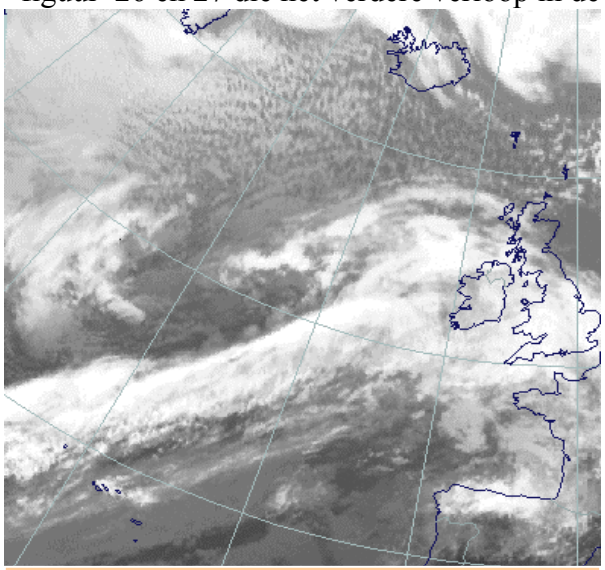


Fig 26: Noaa IR-beeld 11 februari 1997 12:00

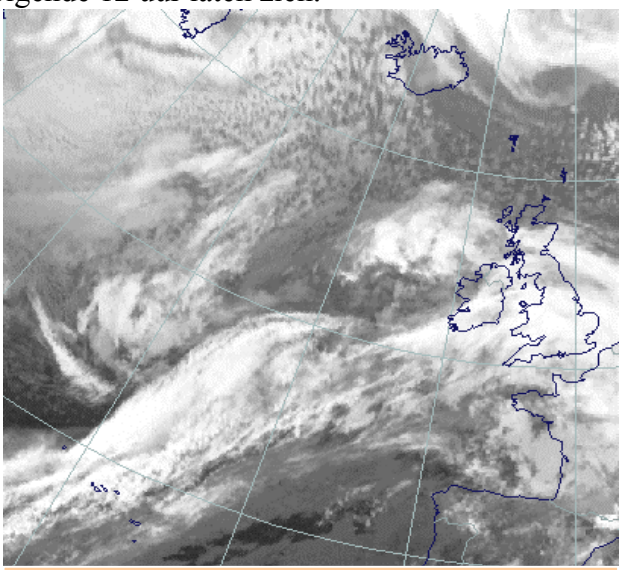


Fig 27 : Noaa IR-beeld 11 februari 1997 18:00

4.4.3 Praktijkvoorbeeld

1 februari 1999 15:51 UTC: vorticiteitsadvectie in relatie tot IR- en VIS beelden

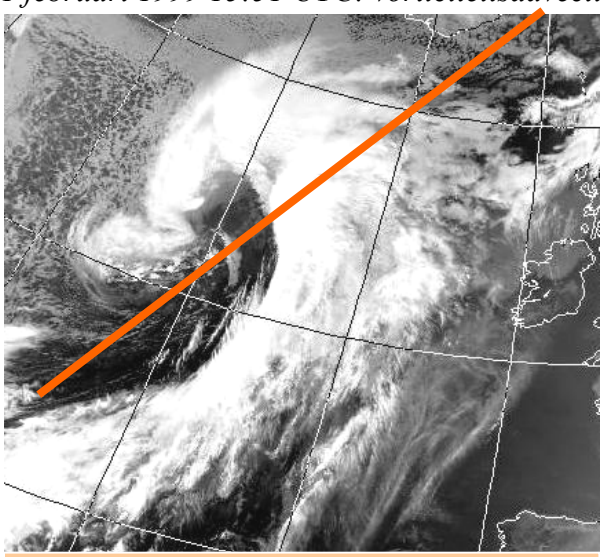


Fig 28 : IR-beeld 1 februari 1999 15:51 UTC

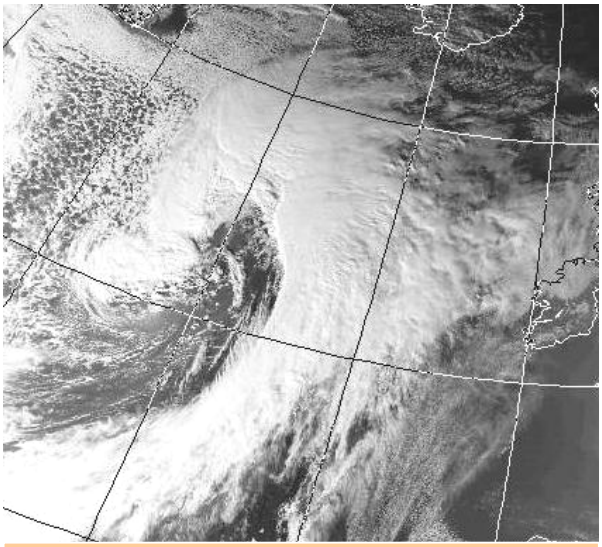


Fig 29: VIS-beeld 1 februari 1999 15:51 UTC

In figuur 28 en 29 zijn weer het IR- en VIS-beeld gegeven van 1 februari 1999 15:51 UTC. Uit de theorie weten we dat PVA vooral optreedt stroomafwaarts van een mobiele bovenluchttrog die gewoonlijk gevonden kan worden achter het koufront. Bovendien zijn door de sterkere stroming hoger in de atmosfeer en de meer cirkelvormige systemen aan het aardoppervlak velden van vorticiteitsadvectie rond 300 hPa gewoonlijk het sterkst.

De doorsnede is weer van ZW naar NO door het systeem genomen van 43^0N35^0W naar 65^0N10^0W en is gegeven in figuur 30. Direct valt op dat patronen van PVA en NVA het krachtigst ontwikkeld zijn rond 300 hPa met waarden tot $13*10^{-9}$ s^{-2}. Deze hangt samen met de linkeruitgang van een krachtige jet. Het PVA-maximum bevindt zich aan de achterzijde van de bewolking bij het koufront en zorgt voor sterke stijgende bewegingen en de productie van neerslag en bewolking die tot diep in de troposfeer reikt getuige de heldere tinten op het IR-beeld. Achter het koufront klaart het behoorlijk op. Aan het aardoppervlak bevindt zich een rugje achter het koufront. Opvallend is dat hier zoals uit fig 30 blijkt aanzienlijke NVA optreedt tot $-4*10^{-9}$ s^{-2} rond 900 hPa. In het bewolkingsscherm van het warmtefront treedt in de bovenlucht NVA op. De cirrus wordt dus niet geproduceerd door VA. Het valt op dat de cirrus aan de voorzijde van het warmtefront wat warmer en lager is dan de bewolking rond en ten zuiden van het occlusiepunt. In de bovenlucht treedt aan de voorzijde namelijk sterke NVA op tot $-10*10^{-9}$ s^{-2} rond 300 hPa die voor dalende luchtbewegingen zorgt in de hogere troposfeer.

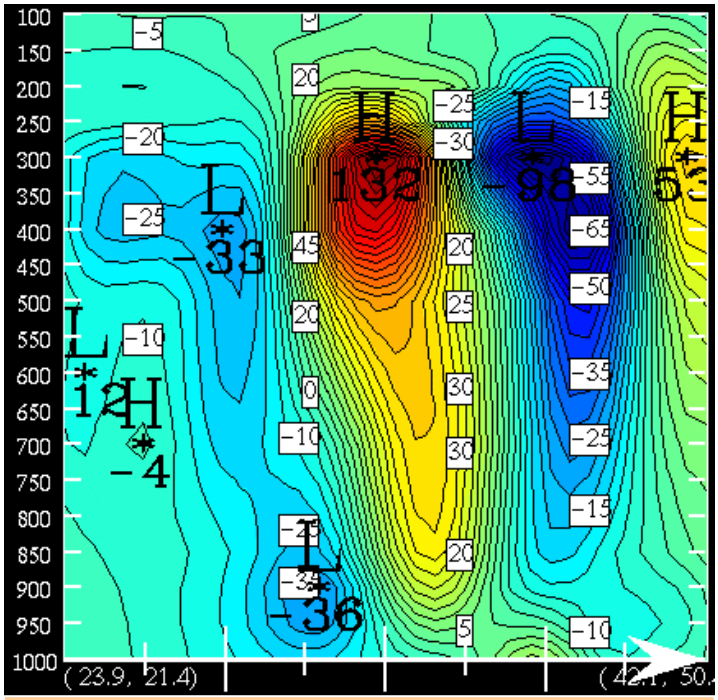


Fig 30: doorsnede vorticiteitsadvectie (10^{-10} s^{-2})

4.5 Omega vergelijking

4.5.1 Afleiding van de omega vergelijking

Verticale bewegingen in de atmosfeer zijn essentieel voor de ontwikkeling en het oplossen van bewolking en de productie van neerslag. Gebieden met bewolking op satellietbeelden geven een duidelijk indicatie waar stijgende bewegingen aanwezig zijn of waren. Het heeft tot lang in de 20e eeuw geduurd voordat een adequate afleiding werd gevonden om verticale beweging te berekenen die alleen de input van standaard meteorologische waarden behoeft.
De verticale bewegingen kunnen worden berekend met de omega vergelijking. Deze kan worden afgeleid door de thermodynamische (vgl 1) en de vorticiteitsvergelijking (vgl 9) te combineren:

$$\left(\sigma\nabla_p^2 + f_0^2\frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\omega = -\frac{R}{p}\nabla^2\left[-V_g.\nabla_p T\right] - f_0\frac{\partial}{\partial p}\left[-V_g.\nabla_p\left(\zeta_g + f\right)\right] - \frac{R}{pc_p}\nabla^2 H \qquad (11)$$

1 **2** **3** **4**

$C_p = specifieke \quad warmte \quad bij \quad constante \quad druk$

$H = diabatische \quad warmte \quad uitwisseling$

$R = universele \quad gasconstante$

$V_g = geostrofische \quad windvector$

$\zeta_g = relatieve \quad geostrofische \quad vorticiteit$

$\sigma = statische \quad stabiliteit$

$\omega = verticale \quad snelheid$

Aan de rechterzijde staan een drietal termen die verticale bewegingen kunnen forceren. Dit zijn achtereenvolgens: temperatuursadvectie, absolute vorticiteits-advectie en de diabatische term. Voor de volledigheid zouden frictie en orografie ook nog in de vergelijking moeten worden opgenomen, maar deze termen worden op synoptische schalen vanwege hun zeer geringe bijdrage t.o.v. de andere termen meestal verwaarloosd.
Het blijkt dat de forceringen een groter effect hebben op verticale bewegingen bij afnemende statische stabiliteit σ van de atmosfeer. Bovendien zijn temperatuursadvectie en de diabatische termen efficiënter in de bovenlucht omdat het effect van deze forceringen omgekeerd evenredig is met de druk. Het totale veld van verticale beweging is gelijk aan de som van de verticale bewegingen die veroorzaakt wordt door de individuele forceringen. De satellietmeteorologie toont aan dat niet alleen het totale verticale bewegingsveld overeenkomt met bewolkingsgebieden maar dat ook de individuele forceringen in verband kunnen worden gebracht met verschillende bewolkingsstructuren. Hieruit kan worden afgeleid dat verschillende CM's ieder karakteristieke forceringen hebben die stijgende bewegingen veroorzaken waardoor analyse van de individuele verticale bewegingsvelden een waardevol hulpmiddel kan zijn voor de satellietmeteorologie en omgekeerd.

4.5.2 Interpretatie van de temperatuuradvectie forcering

We gaan nu eerst het effect van alleen de temperatuurforcering bespreken. De temperatuur advectie forcering wordt gegeven door:

$$temperatuursadvectie = -\frac{R}{p}\nabla^2\left[-V_g.\nabla_p T\right] \quad (12)$$

2

Het omgekeerde driehoekje is een horizontale laplaciaan. Dit is een tweede orde horizontale afgeleide. Vervolgens komt de advectie term. Het blijkt dat er stijgende bewegingen optreden als er een lokaal maximum in WA aanwezig is. Bij afwezigheid van de andere forceringen houdt WA in dat de temperatuur van een luchtlaag stijgt. Om de atmosfeer hydrostatisch te houden moet dit gepaard gaan met een diktetoename van de laag waardoor de afstand tussen de onder- en bovenkant van de laag toeneemt. Dit kan als volgt worden uitgedrukt:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(Z_{boven} - Z_{onder}\right) > 0, \quad (13)$$

Hierbij is Z_{boven} de bovenkant van de laag en Z_{onder} de onderkant. Het blijkt nu dat in de atmosfeer het horizontale windveld en de isothermen een sinusoidale distributie hebben. Hieruit volgt dat het TA-veld en het lokale hoogteveld ook sinusoidaal is. Dit is belangrijk omdat wanneer de tweede orde afgeleide wordt genomen van deze velden het teken verwisselt. We nemen bijvoorbeeld de tweede afgeleide van een sinus-functie:

$$\frac{\partial^2(\sin Z(x,y,p,t)}{\partial x^2} = -\sin Z(x,y,p,t)$$

Als we nu de horizontale laplaciaan nemen van vgl 13 dan geldt:

$$\nabla_p^2\left(\frac{\partial}{\partial t}\left(Z_{boven} - Z_{onder}\right)\right) < 0 \quad (14)$$

Vergelijking 6 geeft de relatie tussen het geopotentiële hoogteveld en de relatieve vorticiteit. Deze herhalen we hier nog een keer:

$$\zeta_g = \frac{1}{f_0}\nabla^2\Phi \quad (6)$$

Deze vergelijking kunnen we nu in 14 invullen waarbij we de constanten in 5 gelijkstellen aan 1 omdat we alleen een grootte-orde willen weten. Hieruit volgt:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\zeta_{boven} - \zeta_{onder}\right) < 0 \quad (15)$$

We kunnen nu concluderen dat als de dikte tussen 2 lagen toeneemt in de tijd door relatief maximum in WA dat dit moet samengaan met een tendens van het verschil tussen de vorticiteit aan de boven- en onderzijde van de laag die kleiner is dan nul zoals in 15 gegeven wordt. Als dit niet zou gebeuren dan zou de atmosfeer niet geostrofisch en hydrostatisch blijven. We zijn er echter vanuit gegaan dat de enige aanwezige forcering TA is waardoor VA niet voor een verandering van vorticiteit kan zorgen. Uit de vorticiteitsvergelijking (vgl 10)

volgt dat stijgende bewegingen die samengaan met convergentie onderin en divergentie boven in de laag een tendens veroorzaken tussen de vorticiteit aan de onderzijde en bovenzijde van de laag die kleiner is dan nul. Het effect van stijgende bewegingen is wel dat er volgens de thermodynamische vergelijking afkoeling optreedt in de laag. Deze werkt de WA tegen. De atmosfeer blijkt dus de WA-verstoring tegen te werken door stijgende bewegingen waardoor het effect van de verstoring wordt gereduceerd. Dit gedrag van de atmosfeer wordt het 'Chatelier's' principe genoemd. Bovenstaande redenatie kan ook gebruikt worden als er CA optreedt in een bepaalde laag.
Typische wolkenstructuren die compleet of gedeeltelijk verband houden met WA zijn: warmtefronten, conveyer belts, bewolking in dikteruggen, frontale golven en snelle cyclogenese. In tegenstelling to WA is CA van minder belang voor de interpretatie op satellietbeelden om dat CA met dalende bewegingen gepaard gaat. Dit treedt vooral op stroomopwaarts van koufronten. Hier zien we vaak dat er cellulaire bewolking ontstaat die het gevolg is van sterke uitwisseling van voelbare warmte tussen het zeeoppervlak en de grenslaag. Het is overigens niet de absolute waarde van WA die stijgende bewegingen veroorzaakt maar een lokaal maximum in deze grootheid. Zo kunnen er ook stijgende bewegingen optreden in een veld van CA. Dit gebeurt als er een lokaal minimum in CA aanwezig is.

4.5.3 Praktijkvoorbeeld

relatie tussen TA, verticale bewegingen en IR-satellietbeelden

Nu volgt een situatie van 11 februari 1997 06:00 UTC, afgebeeld in figuur 31, waarbij de velden van 700 hPa temperatuur en $TA_{1000-500}$ over het IR-beeld zijn geprojecteerd. WA vindt plaats stroomafwaarts van temperatuurruggen. Dit geeft aan de as van de rug in beweging is. Een duidelijk voorbeeld is de rug over Scandinavië en de Baltische Staten waarbij significante WA optreedt in de occlusie en het warmtefront. Een uitgesproken WA-maximum ligt bij Ierland en de Golf van Biskaje. Deze zorgt voor de noordoostelijke verplaatsing van de warme lucht behorende bij een rug over de Atlantische Oceaan. De WA hangt samen met de conveyerbelt en het warmtefront ten zuidwesten van de Britse eilanden.

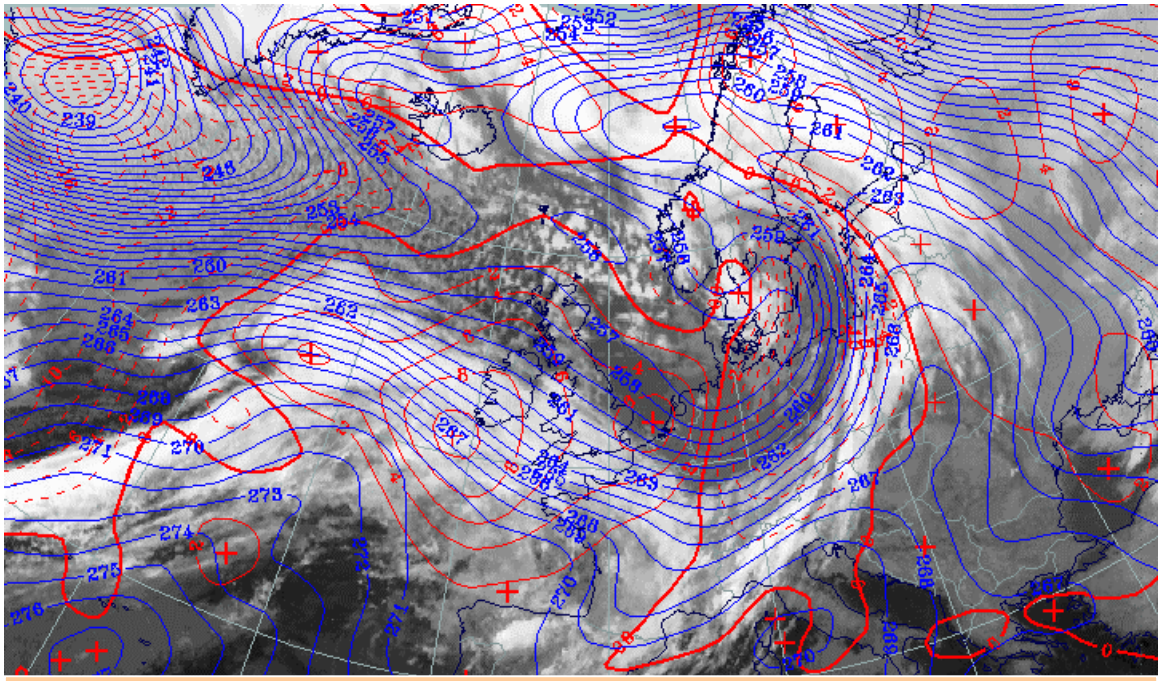


Fig 31: IR-beeld 11 februari 1997 06:00 UTC: (blauw) de temperatuur 700 hPa in Kelvin, (rood) TA (500-1000 hPa) (onderbroken lijnen negatieve Ta = kouadvectie CA)

Op de Atlantische Oceaan is nog een secundair WA-maximum aanwezig op 52^0N/23^0W dat samenhangt met de snelle cyclogenese. Waarschijnlijk veroorzaakt dit maximum een klein deel van de explosieve uitdieping naast differentiële vorticiteitsadvectie en het vrijkomen van latente warmte. CA kan worden gevonden aan de voorzijde van thermische troggen vanaf de troglijn. De CA geeft aan dat de koude lucht mobiel is. De volgende voorbeelden kunnen worden gevonden op figuur 31: er is uitgesproken CA achter het koufront over Centraal-Europa, oostelijk van de thermische trog lijn over Denemarken en zuidelijk naar Oost-Frankrijk. In het grootste deel van deze trog is slechts weinig bewolking aanwezig. Sterke CA komt voor ten noorden en noordwesten van de snelle cyclogenese. Hier beweegt zich polaire lucht over relatief warm zeewater waarbij de sterke warmte-uitwisseling tussen oceaan en atmosfeer voor productie van convectieve bewolking zorgt. De grootschalige dalingen in de bovenlucht die samengaan met de CA beperken het verder uitgroeien van de buiencellen waardoor de toppen van de Cu en Cb lager en grijzer overkomen op het IR-beeld zoals in het westen van de kaart het geval is. Bij de comma's in de koude lucht vindt geen CA plaats maar wel PVA waardoor de toppen tot in de bovenste regionen van de troposfeer door kunnen dringen. In de directe nabijheid van de snelle cyclogenese is een CA en WA-maximum aanwezig wat duidt op een cyclonale circulatie die zich in de loop van de tijd zal intensiveren.

4.5.4 Interpretatie van de vorticiteitsforcering

De vorticiteitsforcering is gegeven in vergelijking 16 en is voornamelijk opgebouwd uit het product van de advectie van absolute vorticiteit en de verandering hiervan met de hoogte:

$$\textit{differentiële vorticiteitsadvectie} = -f_0 \frac{\partial}{\partial p}[-V_g.\nabla_p(\zeta_g + f)] \quad (16)$$

Wanneer nu VA in relatieve zin toeneemt met de hoogte dan geldt:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\zeta_{boven} - \zeta_{onder}\right) > 0 \quad (17)$$

We gebruiken weer de relatie tussen het hoogteveld en de relatieve vorticiteit zoals die in vergelijking 5 gegeven is en vullen deze in 17:

$$\frac{\partial}{\partial t}[\frac{1}{f}\nabla^2(\Phi_{boven} - \Phi_{onder})] \quad (18)$$

We gaan er weer vanuit dat het hoogteveld sinusoïdaal varieert waardoor:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\Phi_{boven} - \Phi_{onder}\right) < 0, \quad (19)$$

Hieruit volgt dat wanneer er toename van VA is met de hoogte behorende bij een verstoring in de bovenlucht zoals een mobiele kortgolvige trog of de jet-stream dat de dikte van de laag afneemt. Dit houdt in dat de gemiddelde temperatuur van de laag moet afnemen om de

atmosfeer hydrostatisch te houden. Bij afwezigheid van TA en het vrijkomen van latente of sensibele warmte is de thermodynamische vergelijking als volgt:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \omega \sigma \frac{p}{R} \quad (20)$$

In afwezigheid van de overige forceringen kan de atmosfeer dus alleen afkoelen door stijgende bewegingen. Deze gaan gepaard met convergentie aan de onder- en divergentie aan de bovenzijde van de laag, veroorzaakt door PVA. Deze secundaire circulatie tracht dus de vorticiteit boven in de laag te doen toenemen en onderin te doen afnemen. Dit is dus een tegengesteld effect aan de primaire forcering waarbij door positieve differentiële vorticiteitsadvectie de thermische vorticiteit toeneemt in de tijd (d.w.z. de verandering van het verschil in de vorticiteit tussen de bovenzijde en onderzijde van de laag in de tijd is negatief). Ook hier zien we weer dat de atmosfeer het effect van de verstoring tracht te verminderen door de secundaire circulatie. Dezelfde redenatie als hierboven kan gemaakt worden als differentiële vorticiteitsadvectie afneemt met de hoogte.
In de praktijk treden er twee mogelijkheden op wat betreft het optreden van stijgende bewegingen door VA. Zowel PVA die toeneemt met de hoogte als NVA die afneemt met de hoogte veroorzaken stijgende bewegingen. Vanuit synoptisch oogpunt is de eerste conditie veel interessanter dan de tweede omdat de voornaamste wolkenstructuren verbonden zijn met PVA en niet met NVA. In de operationele dienst wordt geen gebruik gemaakt van de gradiënt van VA maar wordt gekeken naar maxima in PVA op 300 en 500 hPa. Dit is alleen verantwoord wanneer de horizontale wind toeneemt met de hoogte. Hoewel deze aanname meestal gerechtvaardigd is in de atmosfeer, is het goed om in gedachten te nemen dat op sommige tijdstippen en locaties hier niet aan voldaan wordt. Niettemin is het in de satellietmeteorologie gebleken dat gebruikmaking van kaarten met PVA-maxima op hogere niveaus een handig hulpmiddel is.
Er zijn een aantal wolkenstructuren die gedeeltelijk of geheel in verband staan met de PVA-parameter: frontale ontwikkelingen, snelle cyclogenese, structuren in koude lucht zoals comma's en EC's, front intensivering.

4.5.5 Praktijkvoorbeeld

11 februari 1997 06:00 UTC: relatie tussen VA, verticale bewegingen en IR-satellietbeelden

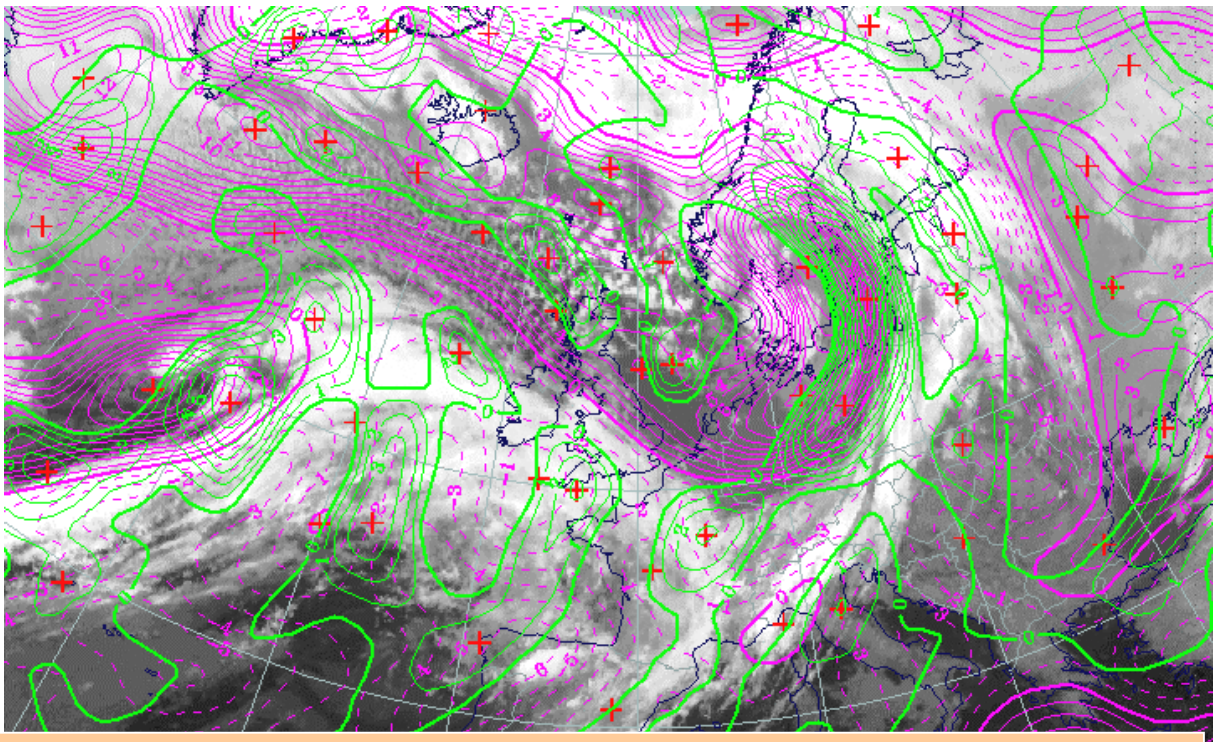


Fig 32: IR-beeld 11 februari 1997 06:00 UTC: (paars): relatieve vorticiteit op 500 hPa, (groen): PVA op 500 hPa.

Uit figuur 32 kan een tweetal relaties worden afgeleid: het verband tussen PVA en relatieve vorticiteit en het verband tussen het IR-beeld en PVA. Bij deze bespreking zullen we tevens gebruik maken van figuur 31 waarin TA wordt gegeven. Zodoende kan er bepaald worden in welke mate TA en VA bijdragen aan stijgende bewegingen en de bewolking die zichtbaar is op de IR-beelden.

De voornaamste maxima in PVA blijken voor te komen stroomafwaarts van gebieden met een hoge vorticiteit. Dit is het geval over Midden-Scandinavië en de Baltische staten bij het koufront over Oost-Europa. Het PVA-gebied ligt ten oosten van een mobiele trog op 500 hPa en geeft een indicatie dat de trog oostwaarts beweegt. Twee maxima treden op bij het koufront op de Atlantische Oceaan links op de kaart. Het linker maximum ligt ten oosten van een gebied met hoge krommingsvorticiteit en hangt samen met de ontwikkelende golf. Het oostelijke PVA maximum ligt in de uitgang van een jet waar een sterke vorticiteitsgradiënt aanwezig is en behoort bij de snelle cyclogenese. Op het noorden van de Noordzee liggen twee PVA-maxima stroomafwaarts van lokale vorticiteitsmaxima. Deze behoren bij kortgolvige troggen en gaan samen met de EC's. In het warmtefrontscherm ten westen van het continent treedt PVA op stroomopwaarts van vorticiteitsminima.

De PVA-gebieden komen vaak overeen met karakteristieke wolkenstructuren op het IR-beeld: het PVA-gebied bij het koufront over Oost-Europa ligt grotendeels aan de achterzijde van de wolkenband terwijl naar het oosten toe in de bewolking VA snel afneemt en zelfs negatief wordt aan de voorzijde van de bewolking. Het grootste deel van de stijgende bewegingen door PVA zit volgens het ECMWF-model dus achter de bewolking. Dat het hier grotendeels onbewolkt is kan verklaard worden door te kijken naar het TA-veld in fig 31. PVA wordt achter de bewolking te niet gedaan door sterke CA. Het netto resultaat is dus dalende bewegingen. Bovendien is de polaire lucht zeer droog. In het koufront treedt vooral naar de achterzijde CA en sterke PVA op die aan de voorzijde beide afnemen naar nul.

Uit de forceringen kan geconcludeerd worden dat de twee forceringen elkaar ook in het front tegenwerken waardoor de stijgende bewegingen niet sterk zijn. Het blijkt dat de geostrofische wind in dit front maar een geringe neiging heeft om het hydrostatische evenwicht in de atmosfeer te ondermijnen want de advectiepatronen van TA en VA heffen elkaars partiële bewegingsvelden grotendeels op.
In het koufront boven de Atlantische Oceaan zijn twee substructuren zichtbaar in zowel het VA-veld en op het IR-beeld: de frontale golf en snelle cyclogenese. Beide liggen in de nabijheid van een jet in sterke PVA. Dit veroorzaakt partiële stijgende bewegingen in de ontwikkeling van bewolking. Bij de golf is lichte CA aanwezig die de PVA gedeeltelijk opheft. In de snelle cyclogenese werken PVA en WA gebroederlijk samen om stijgende bewegingen te bewerkstelligen. Daardoor zijn de verticale bewegingen hier veel krachtiger en diept het systeem snel uit. Het geostrofische windveld zorgt bij de snelle cyclogenese voor sterke verstoring van het hydrostatische evenwicht doordat het PVA- en WA-veld hydrostatisch en geostrofisch gezien niet bij elkaar passen. De secundaire stroming past door verticale bewegingen en divergentie het temperatuur- en vorticiteitsveld dusdanig aan dat de atmosfeer toch in balans blijft. Verticale bewegingen zijn het antwoord van de atmosfeer op TA- en VA-verstoringen.
De cellulaire bewolking op de noordelijke Noordzee komt tot stand door kleinschalige PVA-maxima. Tezamen de diabatische temperatuursverandering zorgt deze forcering voor verticale bewegingen die door de instabiele opbouw van de atmosfeer tot uiting komt in mesoschaal-clustering van polaire buien met daartussen compenserende onbewolkte gebieden met dalende bewegingen. TA speelt hier nauwelijks een rol bij het ontstaan van verticale bewegingen.
Bij het warmtefrontscherm ten westen van de Britse eilanden is weinig forcering door VA aanwezig aan de voorzijde van de bewolking. In de warme sector zijn wel VA-maxima en minima aanwezig maar het partiële verticale snelheidsveld wordt grotendeels bepaald door het TA-veld.

4.5.6 Interpretatie van de overige forceringen

Naast de belangrijke temperatuur- en vorticiteitsforcering zijn er nog andere forceringen aanwezig in de atmosfeer die significant bij kunnen dragen aan verticale bewegingen. Een belangrijke term is diabatische term. Daarnaast zijn er frictie en orografie.
Het effect van deze forceringen wordt hierna besproken.

Diabatische term

$$-\frac{R}{pc_p}\nabla^2 H \quad (21)$$

Latente warmte komt vrij wanneer opstijgende lucht oververzadigd raakt en condenseert. Hierbij gaat water over van de damp- naar vloeistoffase. Door de opwarming zet de lucht uit waardoor in de bovenlucht een hoog en aan de grond een lagedrukgebied ontstaat. Het vorticiteitsveld past zich aan door de secundaire circulatie: stijgende bewegingen veroorzaken convergentie (vorticiteitstoename) aan het aardoppervlak en divergentie (vorticiteitsafname) in de bovenlucht waardoor hoogte- en vorticiteitsveld weer in balans komen. Ook hier werkt afkoeling door stijgende bewegingen de opwarming door het vrijkomen van warmte tegen. De diabatische term staat niet op zichzelf maar kan alleen bestaan bij de gratie van andere forceringen die verticale bewegingen veroorzaken. Alleen dan kan warmte vrijkomen en additionele stijgende bewegingen bewerkstelligen. Hoewel diabatische aanwarming een neveneffect is van de andere forceringen kunnen stijgende bewegingen door latente warmte signifcant zijn en vooral in frontale structuren domineren met bijdrages tot 50 % van de totale verticale beweging. De diabatische term is ook heel belangrijk bij Cb's, mesoschaal convectieve systemen en bij tropische stormen in de gebieden rond de evenaar. Ook als de forcering die de ontwikkeling getriggerd heeft (bijvoorbeeld PVA in de bovenlucht) niet meer aanwezig is kan deze term het verticale snelheidsveld in stand houden.

Differentiële frictie

Wanneer er cyclonale vorticiteit aanwezig is in de grenslaag wordt een deel hiervan vernietigd door frictie. Door wrijving met het aardoppervlak neemt de windsnelheid af en gaat positieve vorticiteit verloren. Hoe hoger in de grenslaag, hoe minder de invloed van het aardoppervlak gevoeld wordt. Als gevolg hiervan is de afname van vorticiteit aan de top van de grenslaag kleiner dan aan het aardoppervlak. Dit wordt gegeven door vergelijking 22:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\zeta_{boven} - \zeta_{onder}\right) > 0 \quad (22)$$

Door de relatie tussen vorticiteit en gepotentiële hoogte neemt de dikte van de laag lokaal af:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\Phi_{boven} - \Phi_{onder}\right) < 0, \quad (23)$$

Bij afwezigheid van TA en latente warmte kan alleen afkoeling veroorzaakt door stijgende bewegingen een afname van de gemiddelde temperatuur veroorzaken die nodig is om de atmosfeer hydrostatisch te houden.

Orografische forcering

In een bergachtig landschap beweegt de lucht over diverse obstakels heen en zal vaak opstijgen of afdalen. We nemen nu het geval dat de geostrofische wind aan het oppervlak is gericht van een bergtop naar een dal. Omdat lucht niet uit de grond kan komen moet deze afkomstig zijn van hogere gebieden. Aan het aardoppervlak is hierdoor een naar beneden gericht windcomponent aanwezig. Bij het adiabatisch afdalen van deze lucht zal in een stabiel gelaagde atmosfeer opwarming optreden. Hydrostatisch gezien geeft dit een lokale toename van de dikte van de lucht boven het aardoppervlak:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\Phi_{boven} - \Phi_{onder}\right) > 0, \quad (24)$$

En door de relatie tussen vorticiteit en geopotentiële hoogte geldt:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\zeta_{boven} - \zeta_{onder}\right) < 0 \quad (25)$$

De dalende bewegingen veroorzaken een verschil in vorticiteitstendens tussen de boven- en onderkant van de laag die kleiner is dan nul. Bij afwezigheid van VA en frictie kan alleen de secundaire circulatie met convergentie onderin en divergentie bovenin, de vorticiteit aan de onderkant van de laag doen toenemen en aan de bovenkant doen afnemen. Dit treedt op bij stijgende bewegingen. We hebben nu dus te maken met orografisch geforceerde dalende bewegingen en stijgende bewegingen door de secundaire circulatie. Het effect van de secundaire stijgingen is om de temperatuurtoename door de dalende lucht te doen tegenwerken.

4.5.7 Praktijkvoorbeeld

25 juni 1997 17:39 UTC: partiële forceringen, omega en satellietbeelden

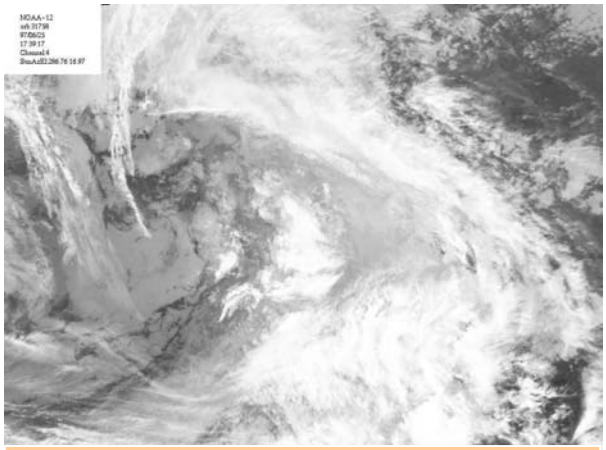


Fig 33: IR-beeld ch 4: 25 juni 1997 17:39 UTC: depressie over West-Europa

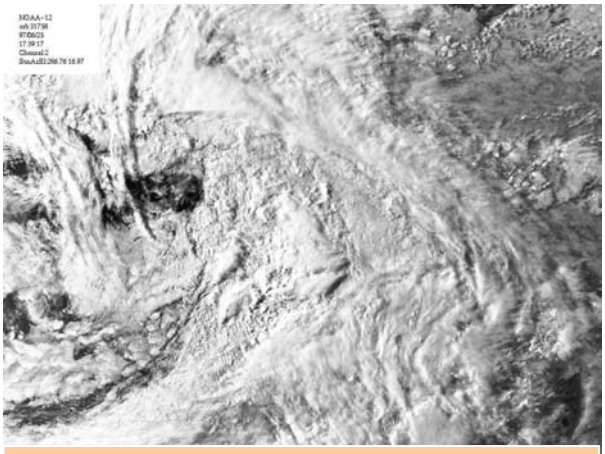


Fig 34: VIS-beeld ch 2: 25 juni 1997 17:39 UTC: depressie over West-Europa

De tweede case die we bespreken is 25 juni 1997. Hierboven zijn in figuur 33 en 34 het IR- en VIS-beeld gegeven van een depressie die eind juni 1997 slecht weer veroorzaakte boven West-Europa.
Er zijn op de beelden geen landcontouren gegeven maar het koufront bevindt zich op dit tijdstip boven Frankrijk. Door opwarming van het land onder de instabiele lucht ontstaan boven Frankrijk diverse buien. Achter het koufront is er niet echt ruimte voor opklaringen maar ontstaan er in de koude vochtige lucht boven de Atlantische Oceaan op uitgebreide schaal stratocumulusvelden onder een subsidentie-inversie.
Links in het midden van het IR- en VIS-beeld is een verticaal profiel gemaakt van TA en verticale bewegingen behorende bij deze forcering. Dit is in de koude lucht waarop wat cirrus en de stratocumulusvelden na in de lagere troposfeer geen middelbare bewolking voorkomt.

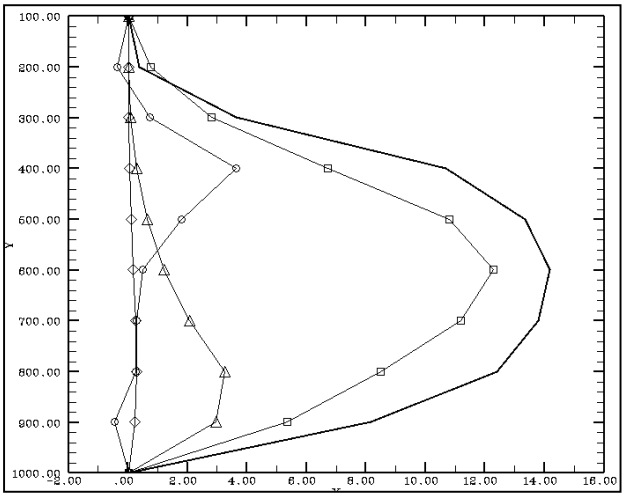


Fig 35: bijdragen van de partiële forceringen aan de totale vert. beweging in het dalings-maximum: TA = vierk., VA = rondjes, frictie = driehoekjes, LDL (Laplaciaan diabatische aanwarming) = ruiten.

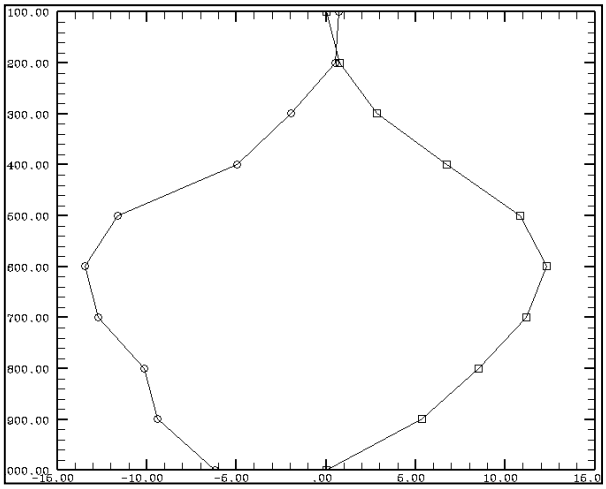


Fig 36: TA-forcering = rondjes en partiële verticale beweging door TA = vierkantjes

Volgens modelgegevens van het ECMWF komen hier de sterkste dalende bewegingen voor. In figuur 35 zijn de totale verticale beweging en de partiële bijdragen door TA, VA, LDL en FR gegeven. Over de gehele diepte van de atmosfeer zijn dalende bewegingen aanwezig die maximaliseren rond 600 hPa met een waarde van circa $15*10^{-2}$ Pas^{-1}. Dit komt overeen met -12 cms^{-1} Dicht bij het aardoppervlak en nabij de tropopauze zijn de verticale bewegingen gering. De stratocumulus ontstaat door de ontwikkeling van een vochtige grenslaag. De cirrus bevindt zich in de bovenste niveaus van de troposfeer en kan het gevolg zijn van stijgende bewegingen door PVA in de bovenlucht. Het blijkt dat de dalende bewegingen grotendeels tot stand komen, rond 600 hPa voor meer dan 80%, door TA. Rond 400 hPa heeft de vorticiteits forcering een significante maar kleinere bijdrage. Onder 700 hPa veroorzaakt frictie enige daling. De bijdrage van LDL is te verwaarlozen.
In figuur 36 is het verticale profiel van TA en de partiële verticale beweging door TA tegen elkaar uitgezet. Beide grootheden maximaliseren rond 600 hPa. TA met een waarde van $-13*10^{-5}$ Ks^{-1} (0,5 K uur^{-1}) geeft op dit niveau een dalende bewegingen van $+12*10^{-2}$ Pas^{-1} of -10 cms^{-1}.

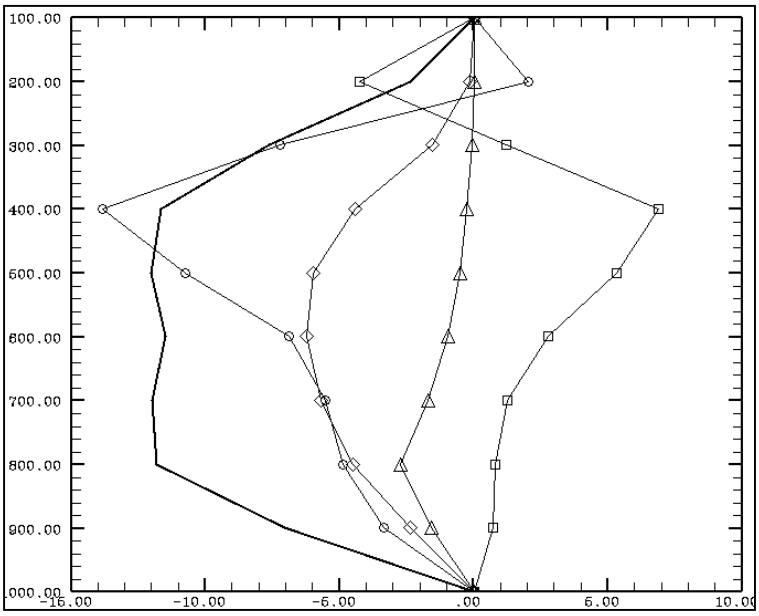


Fig 37: lijdragen van de partiële forceringen aan de totale verticale beweging in het stijgings-maximum: TA = vierkantjes, VA = rondjes, frictie = driehoekjes, LDL = ruiten.

In figuur 37 zijn de profielen weergegeven van de totale verticale bewegingen en de partiële bijdragen in het maximum van stijgende bewegingen. Op het IR- en VIS-beeld is de locatie van dit profiel op het midden van de figuren. De totale stijging maximaliseert tussen 800 en 400 hPa met circa $-12*10^{-2}$ Pas^{-1}. Onder 600 hPa dragen PVA en LDL in gelijke mate bij aan stijgende bewegingen. Boven dit niveau neemt de invloed van LDL weer af maar de PVA-forcering wordt maximaal rond 400 hPa met $-14*10^{-2}$ Pas^{-1}. De CA-forcering werkt over de gehele diepte van de atmosfeer de stijgende bewegingen tegen door partiële dalingen die maximaal zijn op 400 hPa met $7*10^{-2}$ Pas^{-1}. De stijgende lucht bevindt zich voor het koufront uit en de forcering die voornamelijk wordt veroorzaakt door PVA en LDL is typisch voor koufronten.
Uit het VIS- en IR-beeld blijkt dat we met een dik pakket bewolking te maken hebben die tot hoog in de troposfeer reikt.. Er is veel structuur te vinden op beide beelden. In het koufront bevinden zich meerdere ingebedde Cb's die zich ontwikkelen in onstabiele lucht. De lagere bewolking wordt zowel veroorzaakt door PVA en LDL. In de bovenlucht is PVA dominant bij het produceren van bewolking.
Uit fig 38 blijkt dat er in de bovenlucht sterke PVA optreedt die maximaal is rond 300 hPa met 4*10-9 s^{-2}. De gradiënt in PVA is het grootst op 400 hPa en valt samen met het de hoogte van de maximale stijgende beweging veroorzaakt door deze forcering. De sterke PVA in de bovenlucht hangt samen met een trog die stroomopwaarts van het totale stijgingsmaximum ligt.
LDL is niet afgebeeld maar bedraagt tussen 500 en 900 hPa circa $7*10^{-5}$ Ks^{-1}. Dit veroorzaakt maximaal stijgende bewegingen rond 600 hPa van $-6*10^{-2}$ Pas^{-1}. Op dit niveau is de verticale beweging door LDL van dezelfde grootte-orde als PVA. Overigens dient te worden opgemerkt dat het vrijkomen van LDL voor een belangrijk deel door PVA wordt mogelijk gemaakt.
Op figuur 39 is zichtbaar dat in de middelbare atmosfeer rond 400-500 hPa matige CA optreedt met waarden tot $-10*10^{-5}$ Ks^{-1}. Dit komt overeen met 0,4 Kuur $^{-1}$. Dit geeft dalende luchtbewegingen door de TA-forcering die maximaal zijn op 400 hPa met $7*10^{-2}$ Pas^{-1}. Dit komt overeen met 17 cms^{-1}.

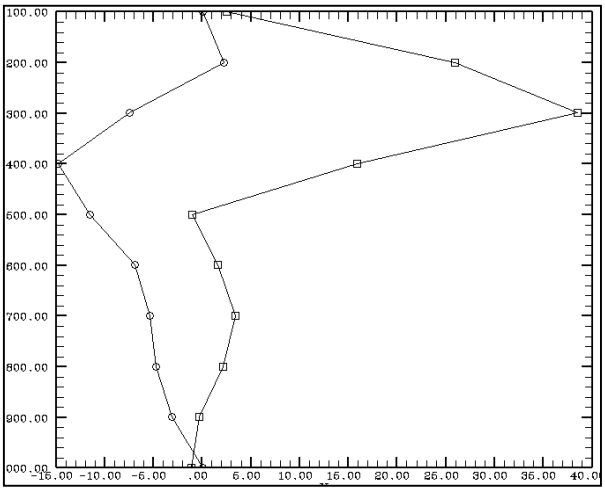


Fig 38: PVA-forcering = vierkantjes, partiële verticale beweging door PVA = rondjes

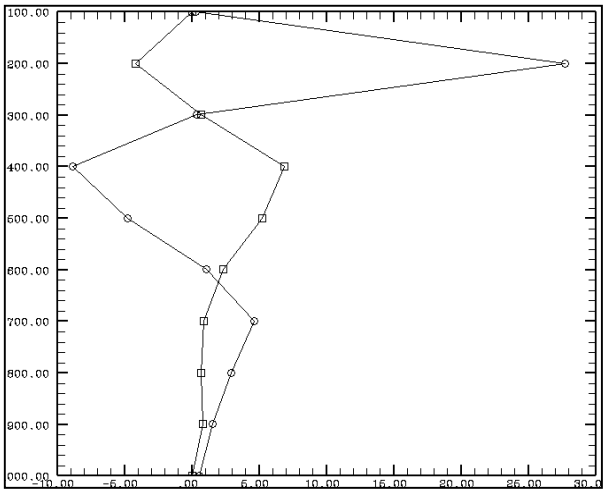


Fig 39: TA-forcering = rondjes, partiële verticale beweging door TA = vierkantjes.

4.6 Overige parameters voor de diagnose van bewolking

In dit sub-hoofdstuk worden een paar parameters behandeld die een hulp kunnen zijn bij de locatie van fronten: de thermische frontparameter in 2.5.1 en de equivalente dikte in 2.5.2. Combinatie van deze parameters met IR-beelden geeft vaak duidelijk aan waar in de bewolking behorende bij frontale systemen het front kan worden gelocaliseerd. Dit wordt gedaan in een praktijksituatie die wordt uitgewerkt in 2.5.3.

4.6.1 Thermische frontparameter (TFP)

Een veel gebruikte parameter om fronten te analyseren die ook bij de bespreking van de conceptuele modellen in dit dictaat wordt gebruikt is de thermische frontparameter (TFP). De wiskundige definitie van de TFP wordt gegeven in figuur 40. Het eerste deel van de vergelijking beschrijft de verandering van de temperatuurgradiënt. Wanneer de verandering van de temperatuurgradiënt maximaal is wordt deze term ook maximaal. Het tweede deel dient om de TFP evenwijdig met de maximale temperatuurgradiënt te projecteren.

De definitie voor de locatie van een front legt een koufront vast op het punt waar de temperatuur begint te dalen en een warmtefront waar de temperatuur eindigt met stijgen. Dit is identiek aan de plek waar de TFP maximaal wordt voor fronten. In figuur 41 wordt weergegeven hoe uit een temperatuurveld op een gegeven lijn de TFP kan worden afgeleid. De TFP is maximaal waar de tweede orde afgeleide van de temperatuur maximaal wordt. De temperatuur die gebruikt wordt in de TFP kan op elk niveau genomen worden. In de operationele dienst wordt vaak gebruik gemaakt van de temperatuur op zeeniveau om de plaats van het grondfront te identificeren.

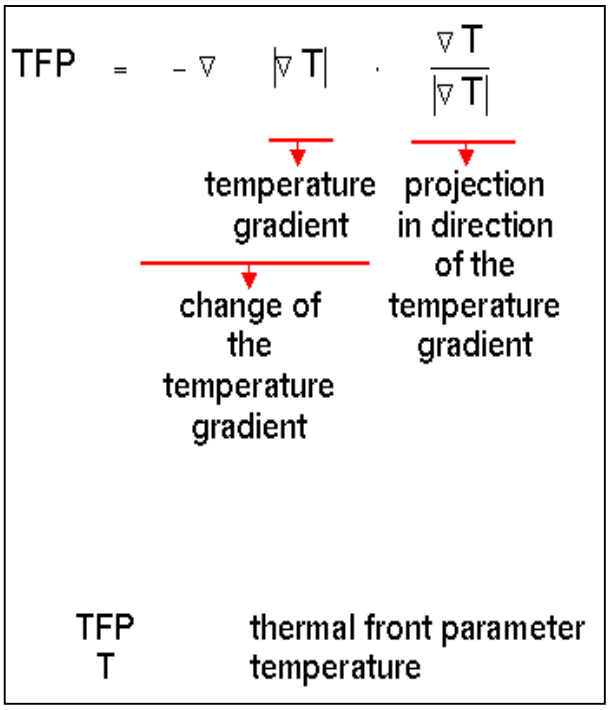


Fig 40: definitie van de thermische front-parameter (TFP)

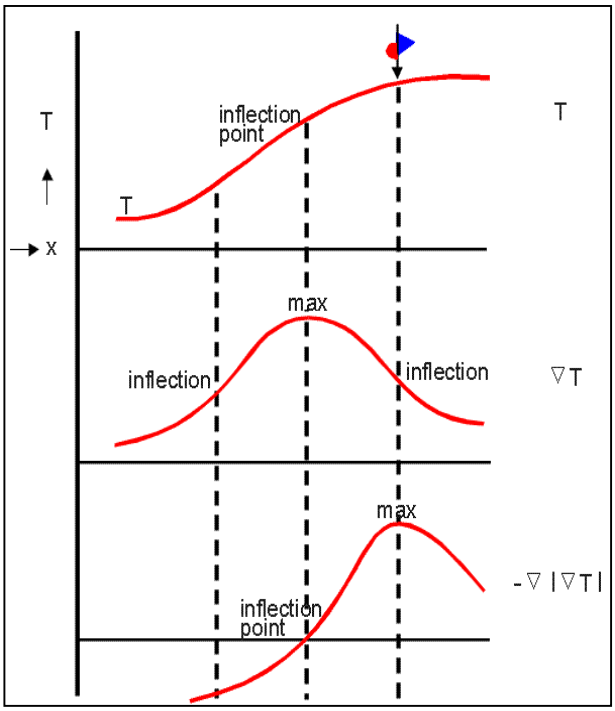


Fig 41: afleiding van de TFP uit een temperatuurveld

4.6.2 Equivalente dikte en relatie met TFP

Om de locatie van een front te bepalen kan ook de gemiddelde temperatuur van een laag worden genomen in plaats van op een gegeven drukvlak of zeeniveau. Dit heeft een paar voordelen bij de frontenanalyse omdat een front een verschijnsel is dan niet alleen aan het aardoppervlak voorkomt maar over een diepe laag in de troposfeer. Bij de bespreking van de CM's wordt gebruik gemaakt van de zogenoemde equivalente dikte die gebaseerd is op de temperatuur die wordt gemeten van de lucht wanneer alle aanwezig waterdamp gecondenseerd is. Het voordeel van deze gemodificeerde parameter is een verscherping van de frontale gradiënten.

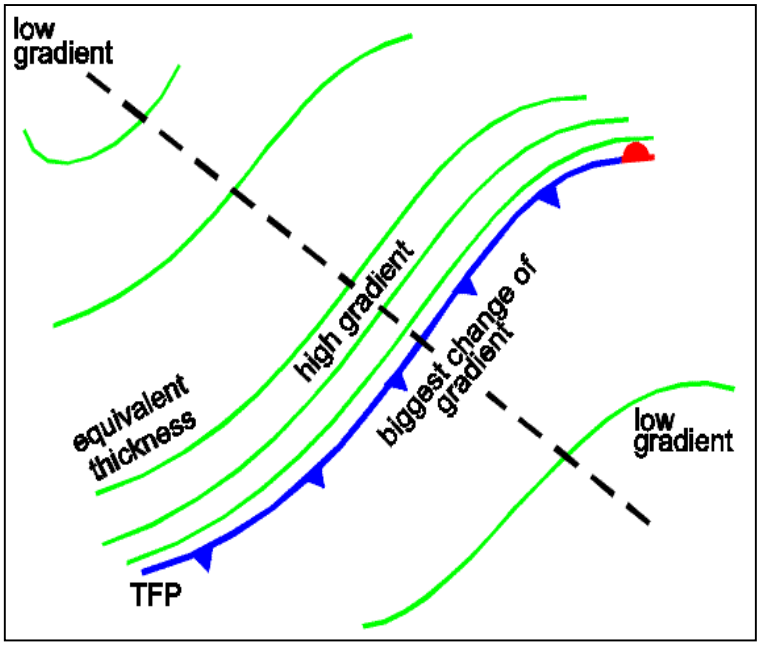


Fig 42: Er is een duidelijke relatie tussen de dikte van een laag en de TFP

Er bestaat een relatie tussen het dikteveld en de TFP. Dit kan worden afgeleid uit figuur 42. Het blijkt dat het maximum van de TFP die de locatie van het front aangeeft teruggevonden kan worden aan de warme zijde van zones met een grote diktegradiënt. Dit kan verklaard worden omdat hier de verandering van de diktegradiënt maximaal is.

4.6.3 Praktijkvoorbeeld

11 februari 1997

In het IR-beeld van 11 februari 1997 6 UTC, figuur 43, zijn tevens de equivalente dikte en TFP weergegeven. Er is een langgerekte band zichtbaar met een grote diktegradiënt die al meanderend loopt van west naar oost. De maximale diktegradiënt ligt noordelijk van de bewolkingsband. Op het noordwestelijk deel van de Atlantisch Oceaan is ook een grote diktegradiënt aanwezig. Hier stroomt koude polaire lucht zuid- en oostwaarts. Boven het oosten van Europa is een uitgesproken dikterug te zien die samenvalt met het noordwaarts stromen van subtropische lucht. Boven Scandinavië is de rug ook zichtbaar maar hier is de warme lucht reeds van het aardoppervlak opgetild en behoort de bewolking bij een occlusie.
De maximale TFP ligt voortdurend aan de warme zijde van de diktegradiënt. Zowel bij het koufront boven het oosten van Europa als het warmtefront op de Atlantische Oceaan ligt het TFP-maximum aan de achterzijde van de bewolking. Ook in de occlusie boven Scandinavië is een uitgesproken TFP aanwezig. Er vindt van oost naar west een snelle overgang plaats van temperatuurtoename naar afname waarbij de gradiënt in de temperatuurverandering maximaal is waar de gemiddelde temperatuur van de laag tussen 850 en 500 hPa het hoogst is.

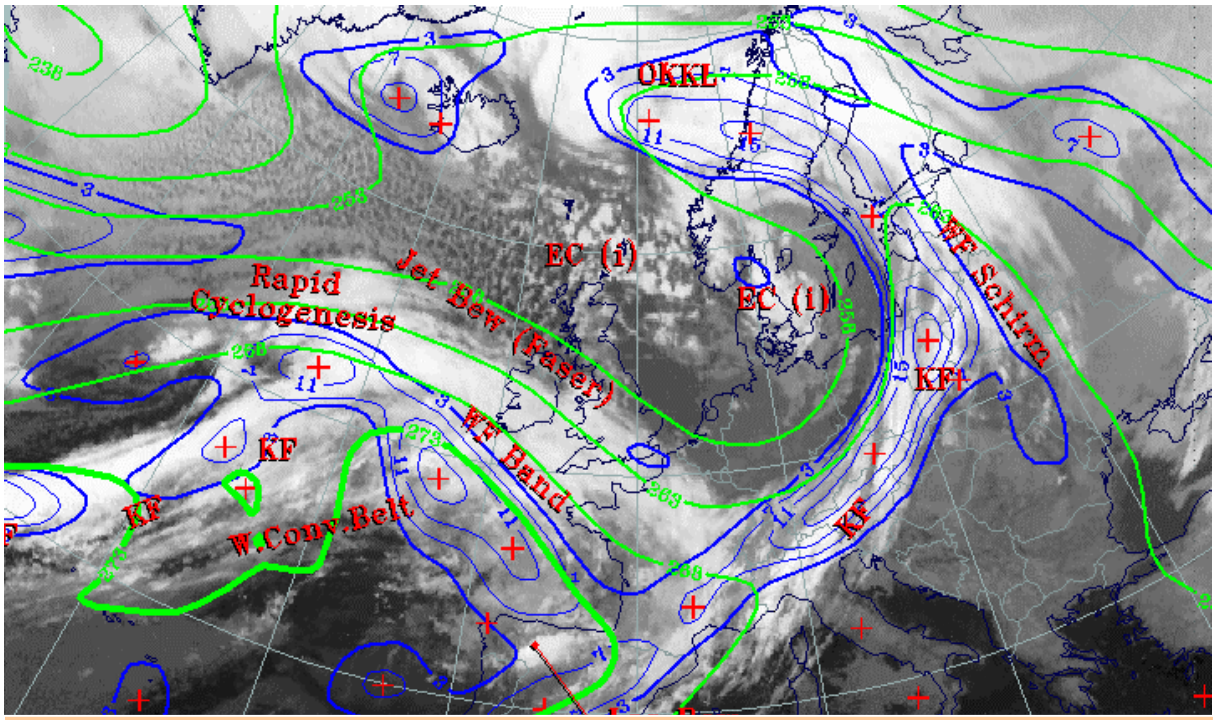


Fig 43: IR-beeld 11 februari 1997 06:00 UTC: (groen): equivalente dikte (500/850 hPa), (blauw): TFP (500/850 hPa)

4.7 Potentiële Vorticiteit (PV)

In de synoptische meteorologie wordt gedacht in luchtmassa's en de veranderingen die ze in plaats en tijd ondervinden. Deze benadering wordt Lagrangeaans genoemd in tegenstelling tot numerieke modellen die uitgaan van lokale verandering van meteorologische parameters zonder dat daarbij met structuren of luchtsoorten rekening wordt gehouden. Dit is de z.g. Euleriaanse benadering.
Bij de Lagrangiaanse benadering volgen we dus een luchtdeeltje expliciet in zijn beweging.
Dit vereist dat we dit deeltje moeten 'labellen' . Helaas is dat niet zo simpel omdat lucht z'n eigenschappen niet zo makkelijk behoudt door allerlei processen die het kan ondergaan. De eigenschappen van een luchtsoort die het minst gevoelig zijn voor dit soort processen zijn o.a.: de Potentiële Vorticteit (PV) en de potentiële temperatuur θ .

4.7.1 De theorie

De potentiële temperatuur θ is de temperatuur die een luchtdeeltje krijgt als het adiabatisch, dat wil zeggen zonder verandering van entropie, wordt samengedrukt totdat hij een bepaalde referentiedruk heeft. Daarom noemt men een vlak van gelijke θ ook een isentropenvlak.

De potentiële temperatuur voor een ideaal gas kan worden uitgedrukt als:

.

$$\theta = T\left(\frac{p_s}{p}\right)^{R/C_p} \quad (26)$$

R = gasconstante, p = druk, p_s = referentiedruk en c_p = de specifieke warmte.

Volgen we dus een deeltje met een gegeven potentiële temperatuur dan zal het niet van eigenschap veranderen mits de entropie niet verandert.
Dit is een reden waarom het gebruiken van isentropenvlakken in plaats van drukvlakken in de meteorologie soms te prefereren is.
Als we van zo'n isentropenvlak uitgaan kunnen we een andere conservatieve grootheid: de potentiële vorticiteit goed als label voor een luchtdeeltje gebruiken.
Als we θ als verticale coördinaat gebruiken met de aanname van hydrostatisch evenwicht dan geldt:

$$pv = (\zeta + f)\left(-g\left(\frac{\partial\theta}{\partial p}\right)\right) = \frac{\zeta_\theta + f}{\sigma} \quad (27)$$ (Ertel's potentiële vorticiteit)

$$\sigma = -\frac{1}{g}.\frac{\partial p}{\partial\theta}$$

σ is dus evenredig met het drukverschil tussen twee θ-vlakken. $(\partial p/\partial\theta)$.

Dat betekent dus dat de potentiële vorticiteit groot is als de θ-vlakken dicht op elkaar liggen zoals boven de tropopause.

Op de verticale dwarsdoorsnede van figuur 44 is duidelijk de overgang te zien tussen de zwakke en sterke gradiënten van de θ. In dit overgangsgebied ligt de tropopause.

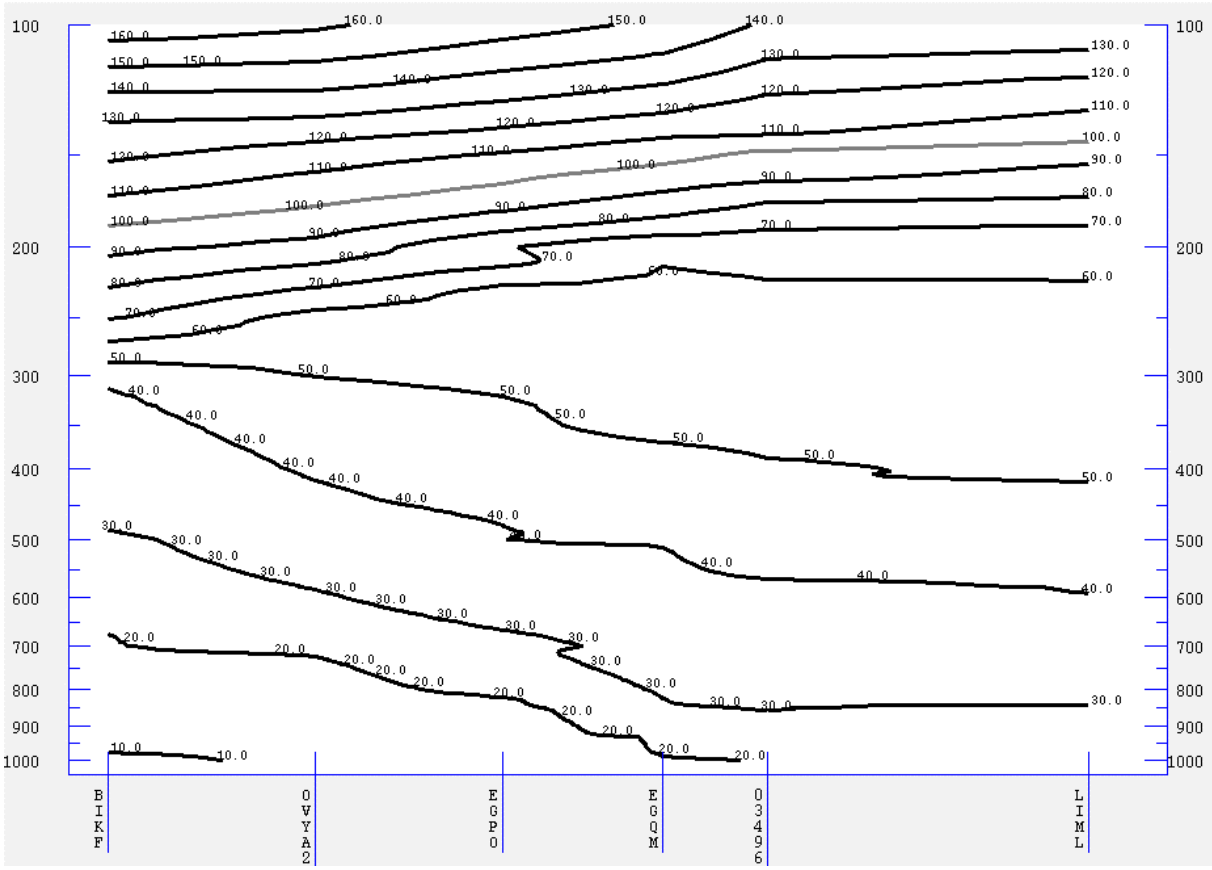


Fig. 44: Dwarsdoorsnede van de potentiële temperatuur tussen Reykjavik en Milaan met als verticale as de luchtdruk in hPa. De tropopause bevindt zich in de overgangszone tussen sterke en zwakke θ gradiënten, hier bij ongeveer 60 graden Celsius (333 graden Kelvin)

Lucht boven de tropopause heeft dus hoge PV waarden. De waarde van PV wordt uitgedrukt in $m^2 s^{-1} K kg^{-1}$, de waarde wordt meestal uit gedrukt in PV eenheden (PVU).
1 PVU komt overeen met 10^{-6} $m^2 s^{-1} K kg^{-1}$. De tropopause heeft de waarde variërend tussen 1.5 en 2 PVU. Het classificeren van de tropopause als PV-vlak wordt meer en meer toegepast men spreekt dan meestal van de dynamische tropopause.

Uit de formule blijkt dat de waarde van de absolute vorticiteit $(\zeta + f)$ afhangt van de afstand tussen twee isentropenvlakken $(\partial p/\partial \theta)$, ervan uitgaande dat de PV behouden blijft.
Neemt de afstand tussen twee θ-vlakken toe dan neemt de vorticiteit ook toe. Als lucht dus van een omgeving van hoge PVU (boven de tropopause) gebracht wordt naar een omgeving waar de θ-vlakken ver van elkaar liggen (onder de tropopause), dan neemt de vorticiteit toe. Dit is in wezen het behoud van impulsmoment. Zie figuur 45.

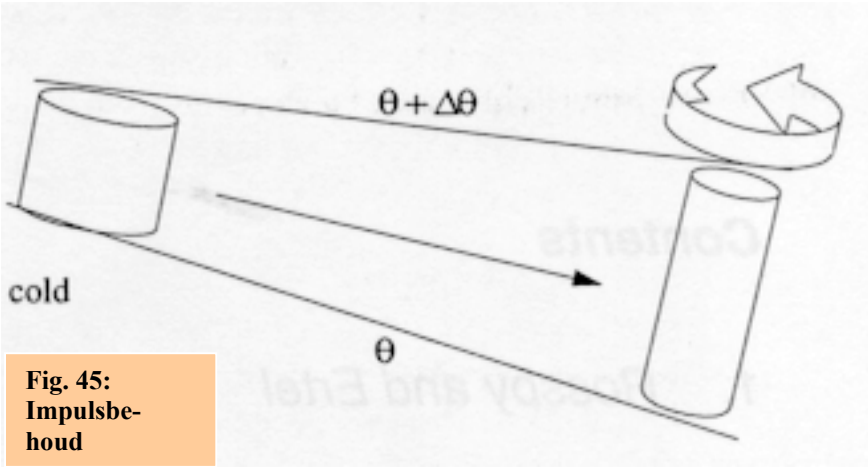


Fig. 45: Impulsbehoud

Het dalen van de tropopause zorgt dus voor toename van de vorticiteit en bij verplaatsing ook voor vorticiteitsadvectie met als gevolg verticale bewegingen in de troposfeer.

4.7.2 Het inverteerbaarheidsprincipe

Het principe zegt dat de verdeling van de potentiële vorticiteit alle overige dynamische velden vastlegt mits:

1. We weten hoeveel massa zich onder elk θ-vlak bevindt.
2. Het verloop van de θ op de onderste en bovenste rand van de atmosfeer bekend is.
3. De atmosfeer zich in een hydrostatisch en geostrofisch evenwicht bevindt.

Dit alles betekent dat men in principe uit het PV veld de andere velden kan vastleggen en omgekeerd. Dit biedt grote mogelijkheden om op een consistente manier aanpassingen te doen aan meteorologische parameters waarbij de invloed hiervan op de andere grootheden duidelijk wordt. Op deze wijze is het bijvoorbeeld mogelijk de consequenties van foute modelanalyses door te berekenen naar relevante parametervelden.

4.7.3 PV en het Waterdampkanaal

PV velden passen over het algemeen wondermooi in de patronen van het waterdampbeeld.
Het waterdampkanaal geeft een indicatie van de vochtverdeling in de atmosfeer, met uitzondering van het onderste deel van de troposfeer. In gebieden waar uitdroging plaats vindt door sterk dalende luchtbewegingen b.v. achter koufronten is het WV-beeld donkergrijs tot zwart. Dit is ook het gebied waar de tropopause daalt en stratosferische lucht in de troposfeer brengt. Dus neemt in die omgeving de PV toe, mits met een isentropenvlak kiest in de omgeving van de tropopause. Sterke gradiënten van PV vindt men aan de achterkant van koufronten, maar ook in gebieden waar cyclogenese plaatsvindt (zie hiervoor ook hoofdstuk 5.4.2).

4.7.4 Praktijkvoorbeeld

Figuur 46 laat het waterdampbeeld zien boven ZW Europa. Op het 318- Kelvinvlak is hier een sterke gradiënt te zien bij de overgang tussen warme en vochtige lucht en koude droge lucht in de strook van ZW Engeland tot aan Sardinië Ten westen van deze lijn bevindt zich lucht met hoge PV waarden en een lagere tropopause.

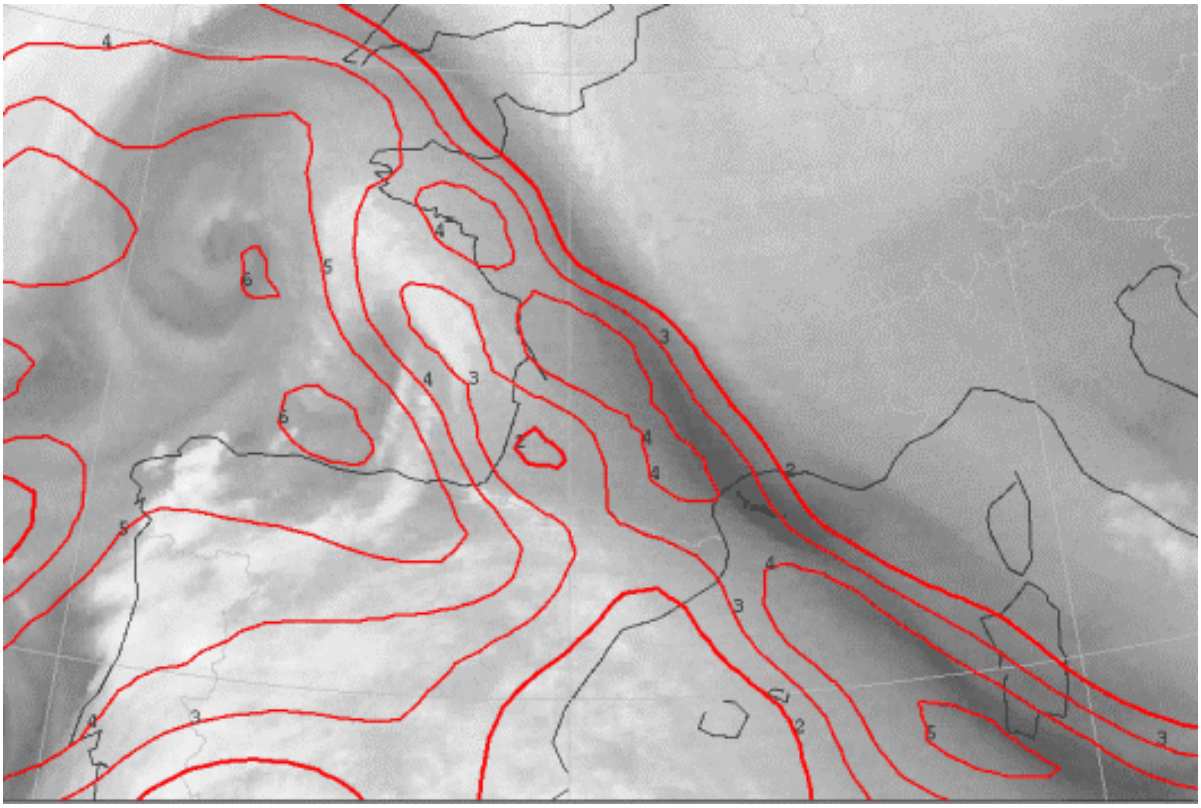


Fig. 46: 21 maart 2000 12 utc. Meteosat WV beeld gecombineerd met het PV-veld op het vlak van 318 graden Kelvin

5 Waterdampstructuren

5.1 Inleiding

In paragraaf 3.4.3 en 3.5.5 is reeds kort ingegaan op de toepassing van WV-beelden in de meteorologie. WV-beelden geven zeer nuttige informatie over de aanwezigheid van vocht in de hogere delen van de troposfeer. Dit is een aanvulling op het IR-beeld omdat hier voornamelijk wolken worden gedetecteerd maar geen waterdamp. Delen van de atmosfeer kunnen namelijk vochtig zijn maar ook wolkenloos.
Hoge vochthoeveelheden komen onder andere voor bij frontale structuren zoals de occlusie, het kou- en warmtefront. Hier vinden stijgende bewegingen plaats door forceringen zoals de advectie van warmte, vorticiteit en het vrijkomen van latente warmte. Dit komt tot uiting in het WV-beeld (5.2).
Jet-streams kunnen duidelijk zichtbaar gemaakt worden met WV-beelden omdat hier een sterke overgang is van droge koude lucht naar vochtige warme lucht. Tevens kan door vergelijking van dit kanaal met modelgegevens bepaald worden of het model de jet-as en/of het polaire frontop de goede plek legt (5.3 en 5.4).
Sommige structuren zoals WV-wervels en ogen hebben vaak geen significante bewolking en kunnen daarom alleen worden gedetecteerd met het WV-beeld (5.5).
Onweersbuien en MCS's brengen zeer veel vocht in de hoge niveaus van de troposfeer. Hierdoor steken deze systemen op het WV-beeld zeer helder af tegen de omgeving. Onweerscomplexen kunnen het best gevolgd worden met WV-beelden omdat andere hoge bewolking donkerder overkomt op het WV-beeld (5.6).

5.2 Frontale structuren

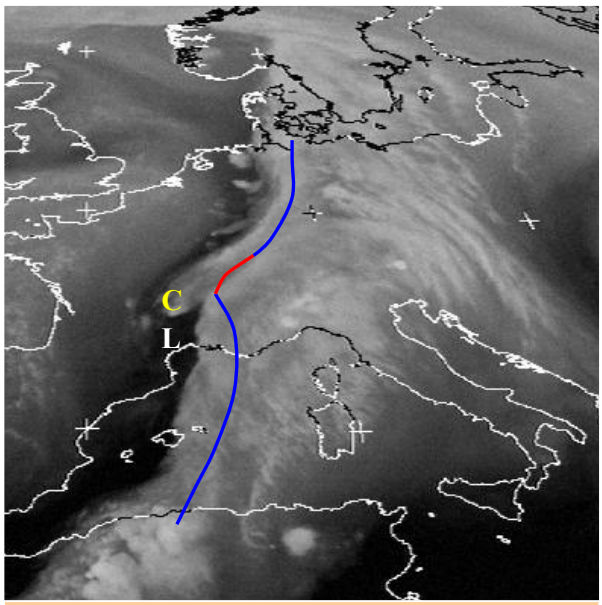


Fig 1: WV 26 augustus 1999 17:30 UTC: ontwikkelende golf boven het zuiden van Frankrijk.

Het ontstaan van een golf in een koufront is op WV-beelden goed te zien. In figuur 1 is het WV-beeld gegeven van 26 augustus 17:30 UTC. Boven Europa ligt een N-Z-georiënteerd koufront met hoge vochthoeveelheden in de hogere troposfeer waarin aan de achterzijde boven het zuiden van Frankrijk een uitstulping zichtbaar wordt. Dit is het beginstadium van cyclogenese. De gekleurde lijn geeft de locatie van het frontensysteem aan. **L** is de locatie van het laag aan het aardoppervlak. **C** is de 'cloud head' en bestaat uit warme, vochtige opstijgende lucht. Achter het golvende koufront bevindt zich een strook met koude, droge en dalende lucht. De WV-straling die hier de satelliet bereikt is afkomstig van de lagere en warmere delen van de troposfeer. Verder stroomopwaarts van het koufront wordt de hogere troposfeer weer vochtiger getuige het helderder worden van de grijstinten.

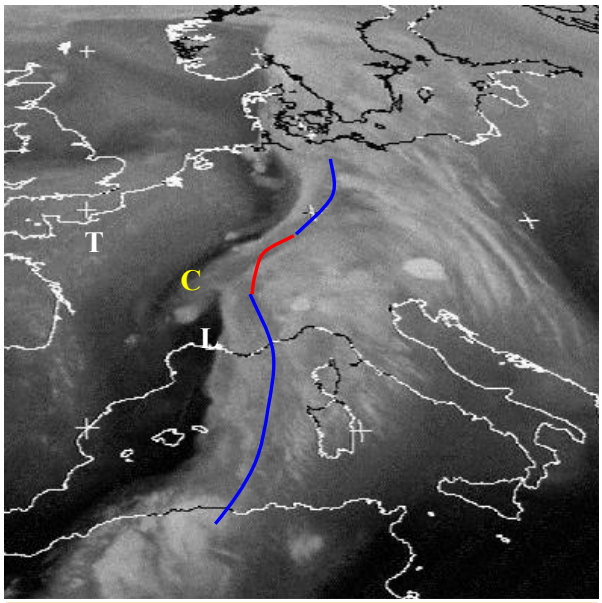


Fig 2: WV 26 augustus 1999 19:00 UTC: frontale golf boven het zuiden van Frankrijk

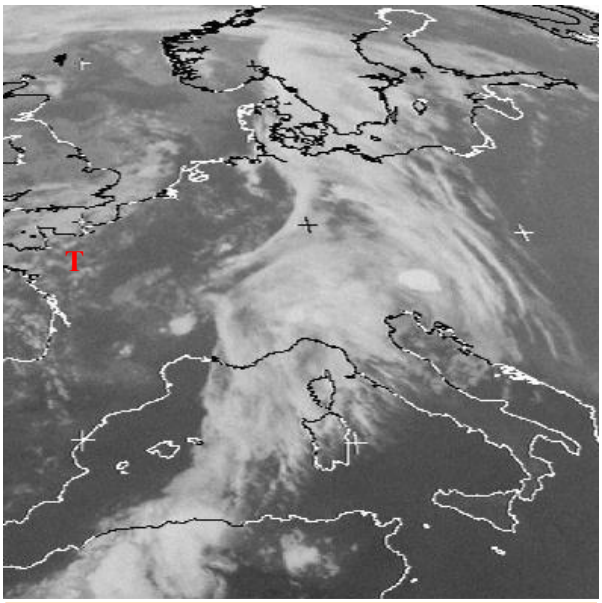


Fig 3: IR 26 augustus 1999 19:00 UTC: frontale golf boven het zuiden van Frankrijk

Figuur 2 toont het WV-beeld van 19 UTC. Hieruit blijkt dat de frontale golf zich snel ontwikkelt. De S-structuur van de golf is nu veel uitgesprokener geworden. In de 'cloud head' heeft zich een Cb ontwikkeld. Dit komt omdat hier warme lucht in het onderste niveau van de troposfeer zich bevindt onder koude en droge lucht die van achter het koufront afkomstig is, daardoor is de lucht potentieel onstabiel geworden.. Wanneer we het IR-beeld, figuur 3, vergelijken met figuur 2 zien we veel overeenkomsten. Waar zich hoge en koude bewolking bevindt is ook veel vocht aanwezig in de hogere lagen van de troposfeer. Lagere bewolking zoals bij **T** wordt niet door het WV-beeld gedetecteerd maar er is hier wel veel vocht aanwezig hoger in de troposfeer. Daarentegen is een toegevoegde waarde van het WV-beeld dat het extra informatie over de laag tussen 300 en 600 hPa geeft wat betreft de hoeveelheid waterdamp. Zo is de hogere troposfeer achter het koufront boven de Middellandse Zee zeer droog en bevindt zich een droge streep boven de 'cloud head' **C**.

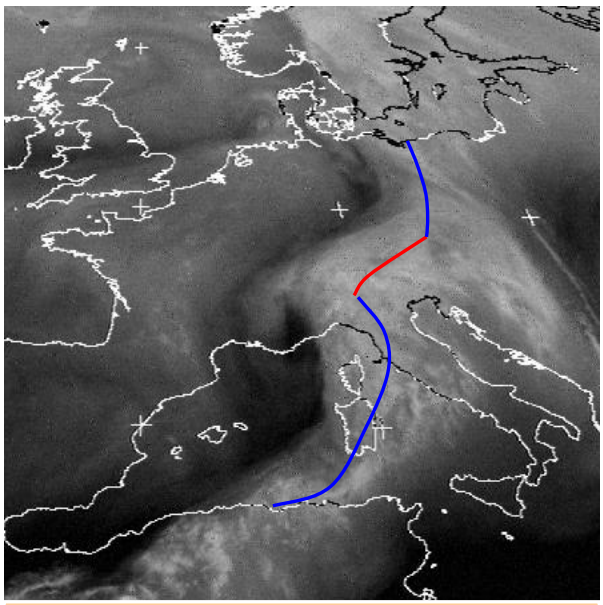


Fig 4: WV 26 augustus 1999 23:30 UTC: frontale golf boven het zuiden van Frankrijk

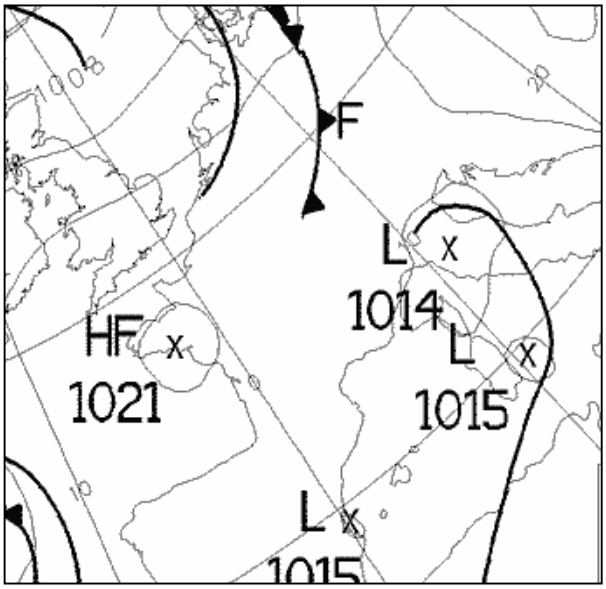


Fig 5: UK Metoffice -analyse 27 augustus 06:00 UTC

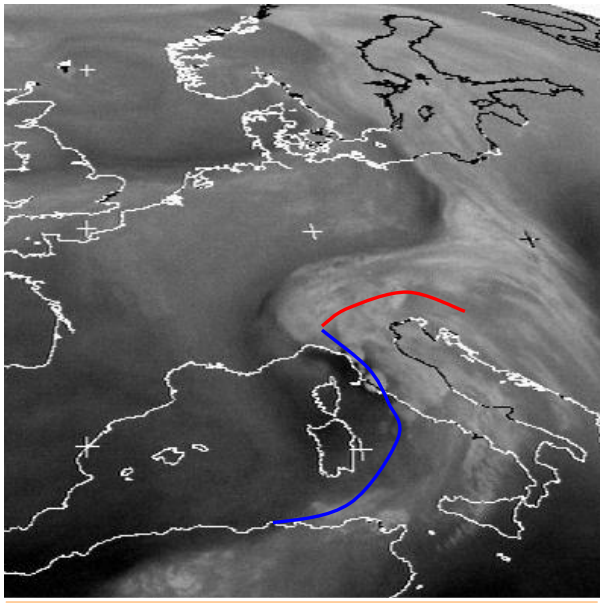


Fig 6: WV 27 augustus 05:30 UTC: volgroeide golf boven het noorden van Italië

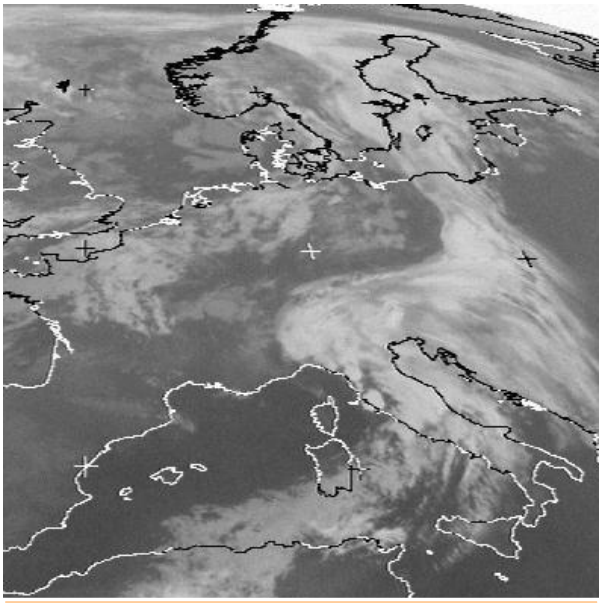


Fig 7: IR 27 augustus 05:30 UTC: volgroeide golf boven het noorden van Italië

Om 23:30 UTC, figuur 4, is de golf verder ontwikkeld. De 'cloud head' begint in het WV-beeld geleidelijk te vervagen.
Figuur 5 toont de Bracknell-analyse van 06:00 UTC met daarop een ondiep laag boven het noorden van Italië.
Zes uur later is de golf volgroeid. Het koufront begint geleidelijk in intensiteit af te nemen. Aan de noordelijke westkust van Italië zijn op het koufront twee Cb's ontstaan. In figuur 6 en 7 zijn het WV en IR-beeld gegeven van 05:30 UTC waarop de Cb's zichtbaar zijn.

Fig 8: WV 27 augustus 1999 11:30 UTC: frontale golf in opvullingsfase

In ruim 12 uur tijd heeft de frontale golf zich ontwikkeld tot een depressie in het volwassen stadium. De ontwikkelingen zijn bij dit systeem dus snel gegaan. Aanwijzingen voor snelle cyclogenese hebben dit de gehele periode ook aangegeven. De ontwikkeling van de 'cloud head' en de 'dry slot' zijn hier indicatoren van.
In figuur 8 is de depressie in de opvullingfase terechtgekomen. Er vindt geen verdere uitdieping meer plaats en de droge tong achter het koufront krijgt een diffuser karaker. Het koufront neemt af in intensiteit en verbrokkelt.

5.3 Jet-streams

5.3.1 Theorie jet-streams

Jet-streams komen voor in gebieden waarin over een grote diepte in de atmosfeer een grote temperatuurgradiënt aanwezig is. Door de grote temperatuurverschillen staat er in de bovenlucht een krachtige stroming die maximaliseert bij de tropopause. Een gebied met extra sterke winden in de bovenlucht wordt een jet-streak genoemd. Soms kunnen afzonderlijke jets gekoppeld zijn met elkaar waardoor interactie optreedt en zich snelle ontwikkelingen kunnen voordoen.

Boven de Atlantische Oceaan lopen vaak meerdere jet-streams. De belangrijkste jet op gematigde breedten is de polaire jet. Deze vormt de scheiding tussen subtropische en polaire lucht. Hierop treden diverse verstoringen op die uit kunnen groeien tot depressies. Een jet kan worden gevonden aan de achterzijde van een koufront of de voorzijde van een warmtefront. Een belangrijk hulpmiddel bij het plaatsen van een jet kan het gebruik van WV-beelden zijn. Een jet valt niet alleen samen met de scheiding tussen luchtmassa's wat betreft temperatuur. Ook is er in de bovenlucht een sterke gradiënt in de hoeveelheid vocht. Aan de rechterzijde van de jet bevindt zich relatief warme en vochtige lucht die afkomstig is van zuidelijke breedten. Deze luchtstroom stijgt langs het frontvlak op en produceert bewolking en neerslag. Dit komt op het WV-beeld tot uiting in heldere grijstinten. Aan de cyclonale noordzijde van de jet is droge en ook dalende lucht aanwezige in de hogere niveaus van de troposfeer wat donkere tinten geeft in het WV-beeld.

Bij het polaire front is het WV-beeld dus een handig middel om de jet–as te lokaliseren. In figuur 9 is een WV-beeld van Europa gegeven. Hierop is een ZW-georiënteerde zone zichtbaar die loopt van de Atlantische Oceaan over Noord-Frankrijk naar het oosten van Europa. Dit is het golvende polaire front die de scheiding vormt tussen subtropische en polaire lucht. De jet ligt aan de noordzijde van de vochtband

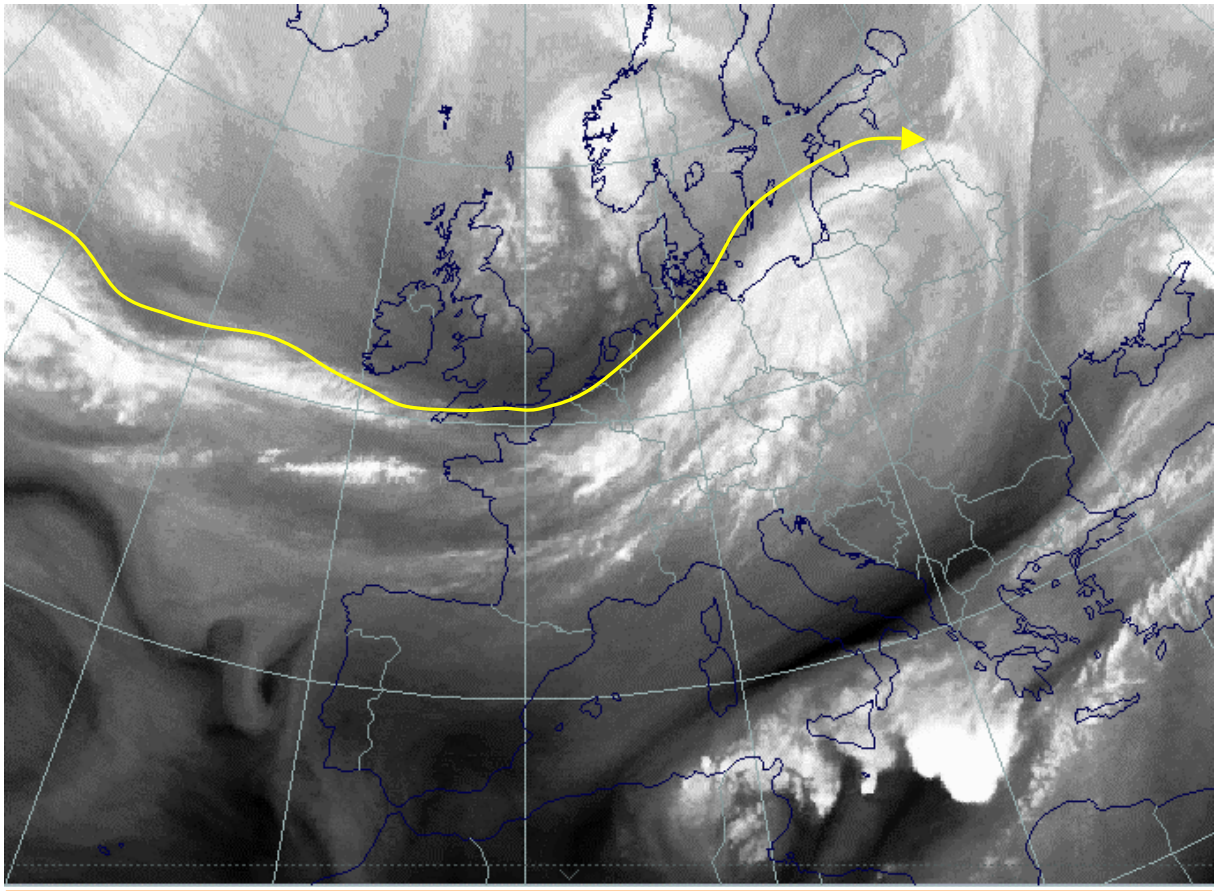


Fig 9: WV 27 september 1995 13:00 UTC: De lijn geeft de locatie van de jet–as weer

5.3.2 Praktijksituatie

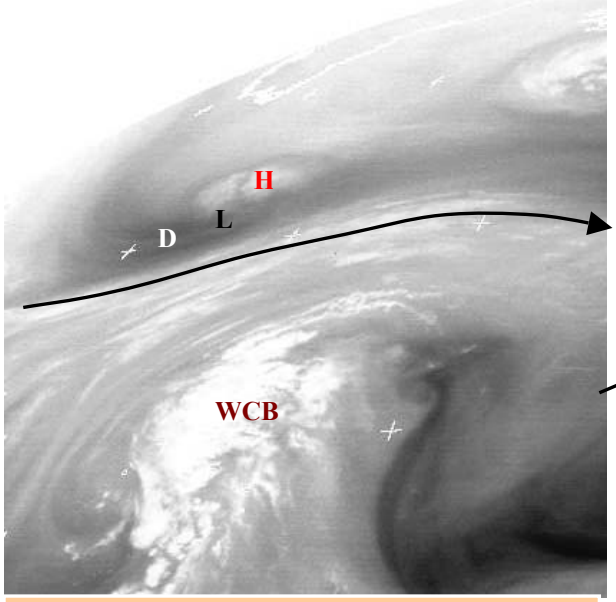


Fig 10: 7 september 1999 06:00 UTC: straal-stroompositie bij een snelle cycyclogenese op de Atlantische Oceaan

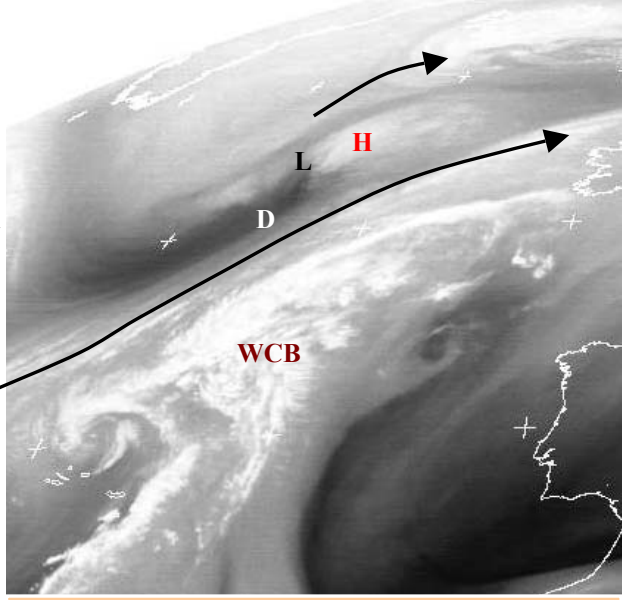


Fig 11: 7 september 1999 18:00 UTC

Op 7 en 8 september 1999 vind op de Atlantische Oceaan een snelle cyclogenese plaats. Onder invloed van een krachtige straalstroom diept een depressie flink uit. De jet-as ligt of figuur 10 en 11 langs de zwarte lijn. Hier is een scherpe overgang te vinden van hoge naar lage waterdamp in de hogere troposfeer. Een tweede jet ontwikkelt zich aan de noordzijde van de polaire jet. Dit is een verschijnsel dat niet ongewoon is bij snelle dynamische ontwikkelingen. Bij **D** is een donkere veeg zichtbaar die in 12 uur tijd intenser wordt. Dit is droge, dalende lucht uit de bovenste laag van de troposfeer of zelfs de stratosfeer. Hier vindt ook een daling van de tropopause plaats met een lage tropopause in de koude droge lucht. De PV-waarden zijn hier relatief hoog (zie hfst 4.7). Bij **H** bevindt zich een 'cloud head'. Dit is een conveyerbelt die vanaf lage niveaus in noordelijke richting beweegt en snel opstijgt. Het

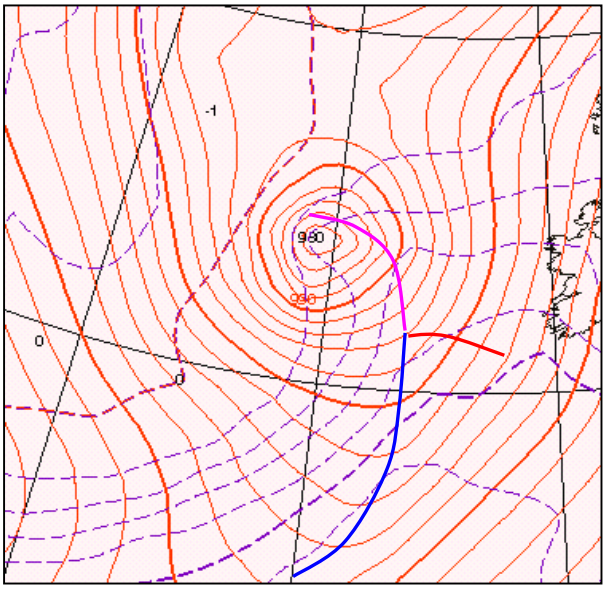


Fig 12: ECMWF +12 voor 8 september 1999 00:00 UTC: isobaren, en temperatuur 850 hPa (onderbroken lijnen)

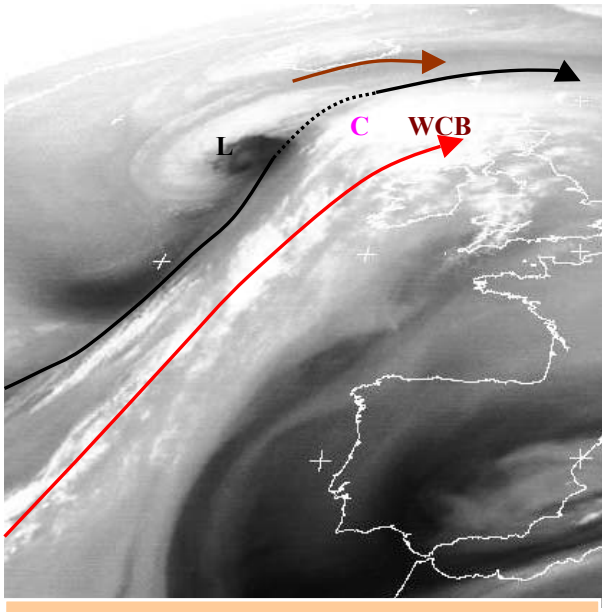


Fig 13: WV 8 september 1999 06:00 UTC

centrum van het lagedrukgebied ligt ongeveer bij L aan de rand van de droge intrusie. De hoge vochtgehaltes ten zuiden van de polaire jet-as behoren bij de WCB, een warme, vochtige, opstijgende luchtstroom ten zuiden van het koufront. De WCB nadert echter het koufront steeds meer en wordt langgerekter. Op figuur 13 is de WCB aangegeven met een pijl.
In figuur 12 is de ECMWF forecast gegeven voor 00 UTC. De druk in het centrum van de depressie is volgens het ECMWF op dit tijdstip gedaald tot onder 980 hPa. Ten zuidwesten van het laag liggen de isobaren zeer dicht bij elkaar en staan zeer krachtige winden.
Op het WV-beeld van 8 september 06 UTC begint de jet die door het occlusiepunt C heenloopt te verzwakken. De temperatuurgradiënten nemen hier af door het occluderingsproces. De jet daarentegen ten noorden van het laag intensiveert en smelt stroomafwaarts samen met de zuidelijker gelegen polaire jet.

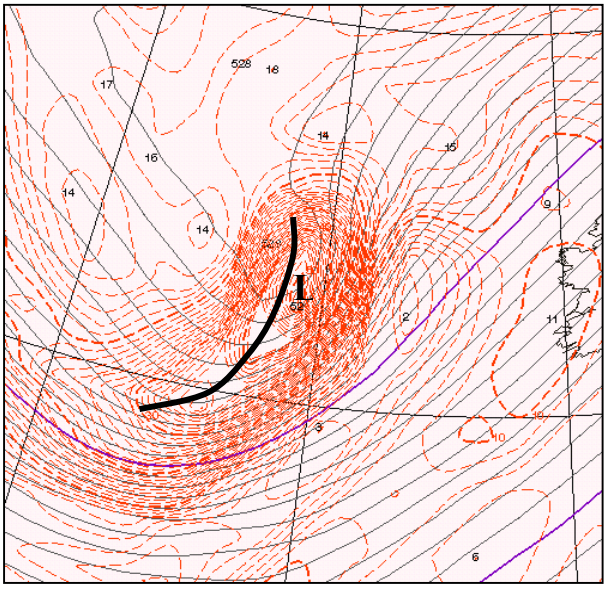


Fig 14: ECMWF +12 voor 8 september 1999 00:00 UTC: absolute vorticiteit (onderbroken lijnen) en hoogte 500 hPa.

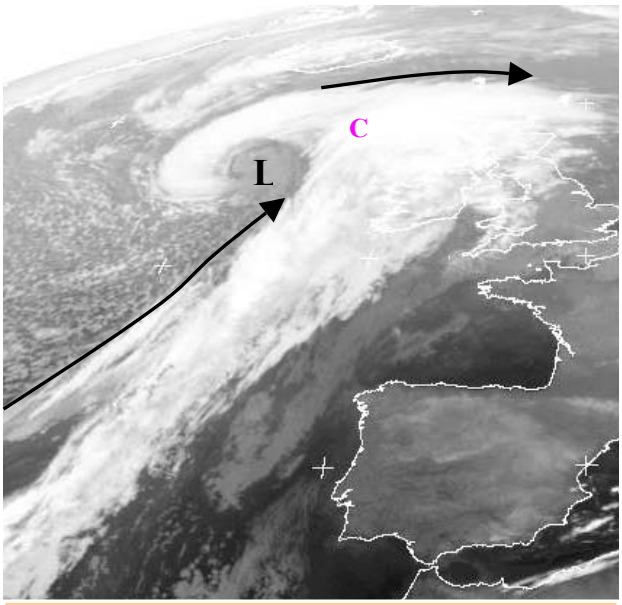


Fig 15: IR-beeld 8 september 1999 06:00 UTC

In figuur 14 is het hoogte- en vorticiteitsveld gegeven rondom het lagedrukgebied. De depressie ligt net stroomafwaarts van een intense trog (zwarte lijn) waarop sterke PVA plaatsvindt. Dit is een voorname oorzaak van het snel uitdiepen van de depressie. In de levensloop van een depressie wordt de trog gewoonlijk dieper en kan er een gesloten laag in de bovenlucht ontstaan. Dit heeft te maken met de advectie van koude lucht in de trog. Geleidelijk aan haalt de trog het laag in waardoor PVA en stijgende bewegingen in het laag afnemen en het uitdiepingproces tot een einde komt. Figuur 15 toont ons het IR-beeld van 06 UTC. De jet is met zwart aangegeven.

5.4 Potententiele Vorticiteit

5.4.1 PV en waterdamp

In de stratosfeer bevindt zich weinig waterdamp. Als stratosferische lucht binnendringt in de troposfeer betekent dat een sterke afname van de relatieve vochtigheid o.a. door adiabatische aanwarming als gevolg van subsidentie die bij een dergelijk proces optreedt.
Hoge PV waarden zijn te vinden in de stratosfeer (zie hfst. 4.7). Stratosferische lucht die in de troposfeer wordt gevoerd zal z'n hoge PV waarden nog enige tijd behouden en zal, vanwege z'n geringe vochtigheid, zwart overkomen op het WV-beeld . Sterke zwart-wit overgangen op het WV beeld geven meestal een sterke verandering van de hoogte van de tropopause aan. Vlak bij deze overgang in het donkere gebied is de grootste gradiëntverandering van de PV-waarden te vinden, zie figuur 16.

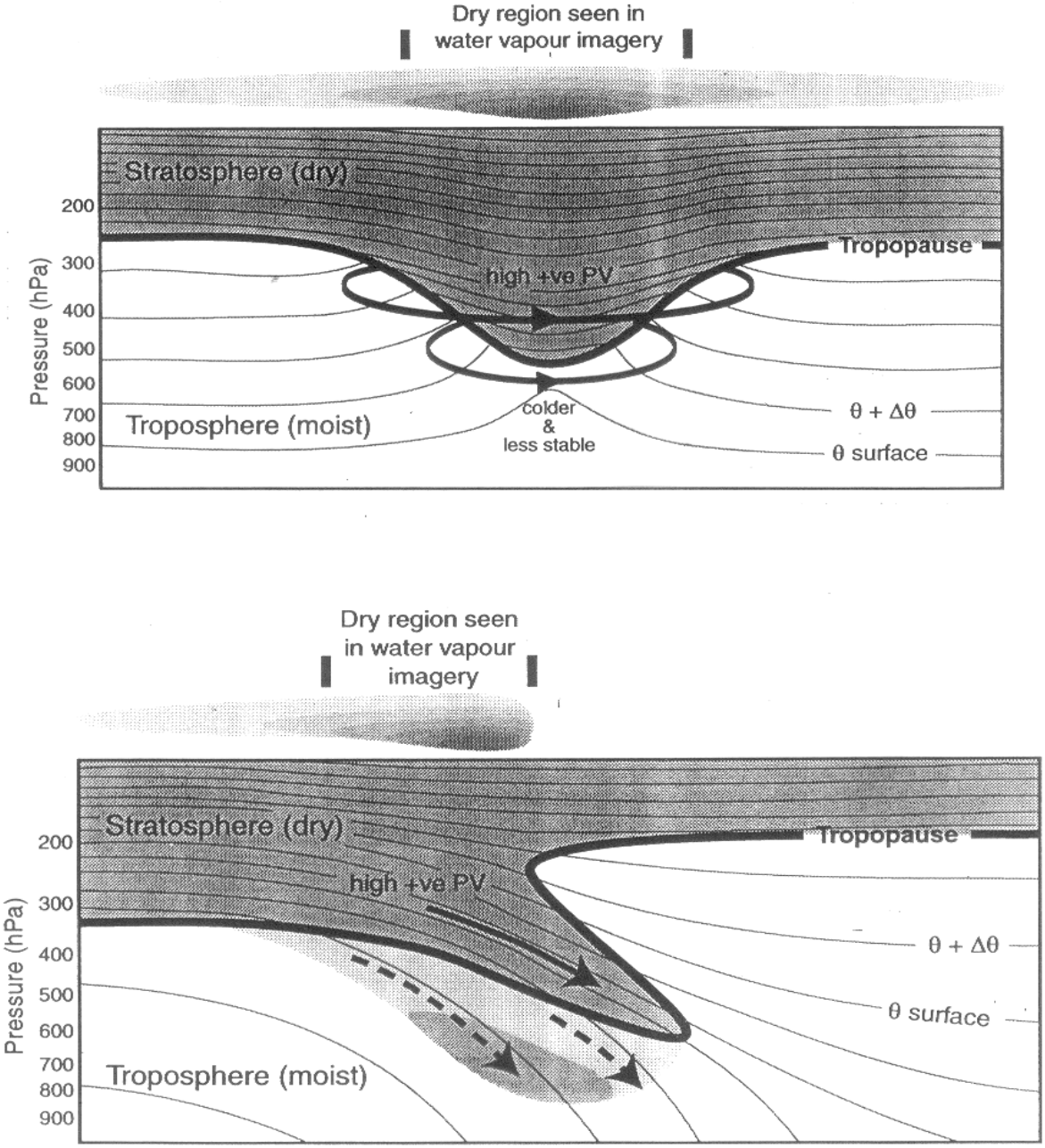


Fig 16: Dwarsdoorsneden met een schematische voorstelling van de wijze waarop tropopause Verlaging optreedt en stratosferische lucht met hoge PV-waarden en lage relatieve vochtigheid tot in de troposfeer dringt.

5.4.2 PV en modelbewaking

Omdat hoge PV-waarden zo goed overeenkomen met droge lagen boven in de troposfeer en een combinatie met het WV beeld zo goed te maken is, is PV bij uitstek geschikt om de actuele situatie te vergelijken met de modeloutput. In de buurt van het polaire front en bij sterke cyclonale ontwikkelingen is de overgang naar de sterke gradiënten immers de overgang van wit naar zwart op het WV beeld.
Om deze gradiënten zichtbaar te maken kunnen verschillende PV parameters worden gebruikt. Het meest wordt daarbij de z.g. IPV gebruikt, dat is de waarde van de PV op een bepaald isentropenvlak. Wordt het isentropenvlak gekozen in de buurt van de tropopause dan geeft dat een goede indicatie voor de hoeveelheid vorticiteit die lager in de troposfeer kan worden gebracht.
Ook wordt wel de hoogte van het z.g. 2PVU-vlak berekend in meters of in hPa. De hoogte van het 2PVU vlak wordt dan als de hoogte van de tropopause beschouwd. Sterke verandering van de tropopausehoogte vind je weer op de overgang van vochtige naar droge lucht bovenin de troposfeer. Uitzondering vormen de z.g. tropopausebreuken waar droge koude lucht zich onder warmere lucht bevindt en er twee tropopauses kunnen worden geconstateerd. (zie ook onderste schema van figuur 16).
Figuur 17 laat een situatie zien waarin de modeluitvoer goed past in het WV-beeld.
In figuur 18 is te zien dat het model soms flink kan ontsporen: de PV gradiënten kloppen daar absoluut niet met het waterdampbeeld.

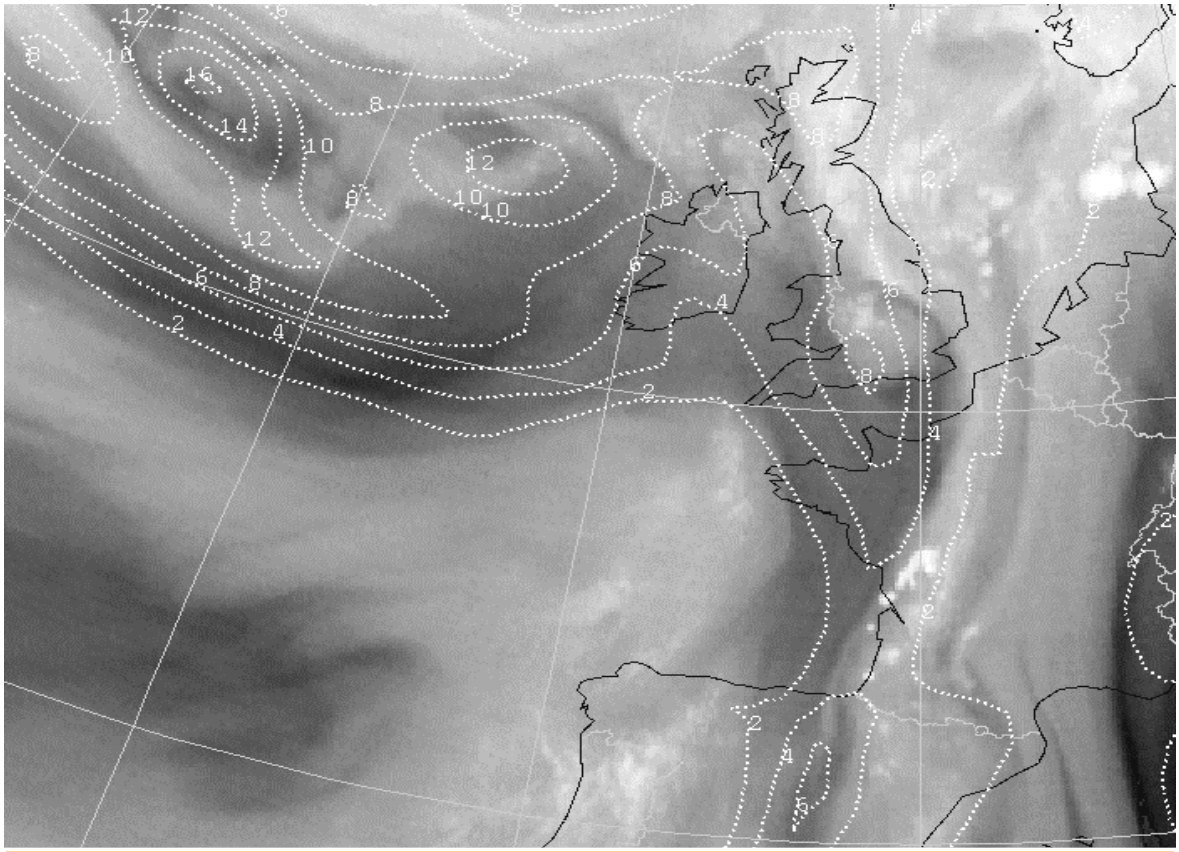


Fig 17: WV-beeld van 21 juni 2000 00utc gecombineerd met het PV veld op het 333 kelvin vlak van de analyse van het Hirlam model. De overgang naar de sterke gradienten in het PV veld komen vrij goed over een met de overgang van vochtige naar droge lucht in het WV-beeld .

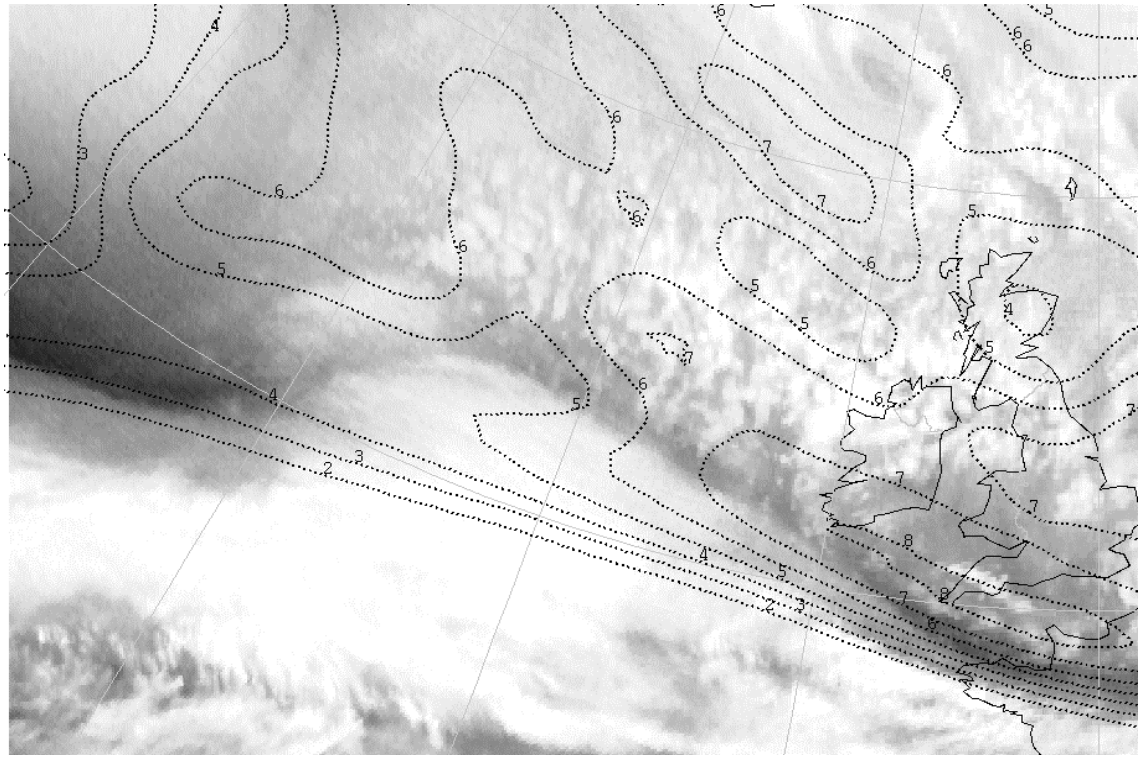


Fig 18 WV-beeld van 27 december 1999 00utc gecombineerd met het PV veld op 318 kelvin vlak van de Hirlam 26/12/00 +24. Boven het Engelse kanaal en in het westelijk deel van de Atlantische oceaan lijkt het modelveld te passen in het WV beeld. Op het midden van de Oceaan echter zijn er grote discrepanties. Het lijkt er op dat het model de snelle cyclogenese die in dat gebied plaatsvindt volkomen heeft gemist. De ontwikkelingen die op de foto zijn te zien mondden uit in een stormdepressie (de tweede kerststorm) die vooral in zuid en midden Frankrijk plaatselijk voor windkracht 12 zorgde en enorme schade teweegbracht.

Natuurlijk is de vergelijking tussen het PV veld van het model en het WV beeld niet voldoende om een gefundeerd oordeel over het presteren van de modelrun te vellen.
De combinatie geeft echter wel een snel overzicht en geeft de meteoroloog de mogelijkheid bij het constateren van verschillen gericht te zoeken naar de oorzaken en een inschatting te maken in de consequenties die deze verschillen hebben voor de forecast.

5.4 Waterdampogen en wervels

5.4.1 Waterdampwervel

Een WV-wervel bestaat uit een druppel koude en droge lucht in de hogere luchtlagen. Ze heeft een karakteristieke structuur maar kan vaak alleen gezien worden op het WV-beeld. In deze situatie is er dus weinig of geen bewolking aanwezig op het IR en VIS-beeld. Op het WV-beeld is een mesoschaal spiraalstructuur zichtbaar die bestaat uit een combinatie van droge en vochtige luchtmassa's in de hogere niveaus van de troposfeer. Soms komen er kleine bewolkingscellen voor aan de voorzijde van de vochtige luchtstroom.

Waterdampwervels komen regelmatig voor in combinatie met een mesoschaal trog of een zwakke ULL aan de voorzijde van een zuidwestelijke circulatie die samengaat met frontale zones. In hoofdstuk 9.2 worden ULL's uitvoeriger besproken. Vaak kan er een PVA-

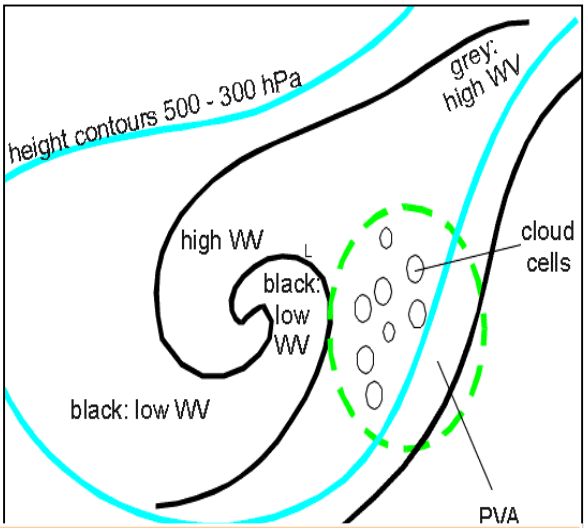


Fig 19: schematische weergave van hoogte 300, 500 hPa, PVA en WV-beeld bij een waterdamp-wervel

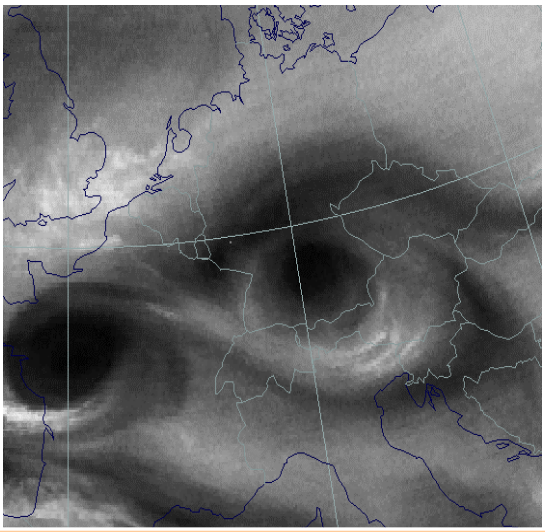


Fig 20: WV 22 september 1998 06:00 UTC: waterdampwervels boven het noordwesten van Frankrijk en het zuiden van Duitsland

maximum worden gevonden in de bewegingsrichting van de wervel. Soms zijn er enkele kleinschalige wolkencellen aanwezig in het PVA-gebied.

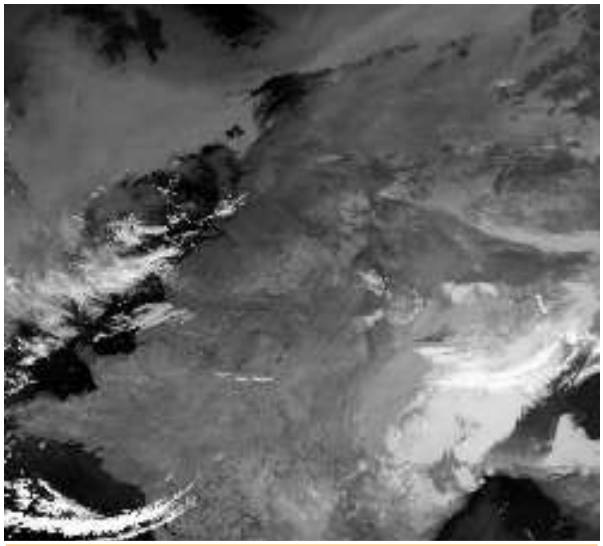


Fig 21: IR 22 september 1998 6:36 UTC: WV-wervel

De WV-wervel kan gezien worden als een soort ULL die minder intensief is dan een afgesnoerd bovenluchtlaag en die voorkomt stroomopwaarts van frontale zones. Er is vaak geen significante bewolking aanwezig bij de WV-wervel. De waarde van het volgen van de WV-wervel ligt in het feit dat er wolkvorming kan gaan optreden in het gebied van het PVA-maximum.

In figuur 21 is het IR-beeld gegeven op dezelfde dag om 6:36 UTC. In het centrum van de WV-wervel is het vrijwel onbewolkt. Boven de Golf van Biskaje en het Alpengebied zitten twee langgerekte wolkenslierten die cyclonaal om de WV-wervels heen draaien.

5.4.2 Waterdampoog

Dit fenomeen op WV-beelden kan net zoals de WV-wervel gezien worden als een speciaal type ULL. Op WV-beelden komt een WV-oog tot uitdrukking als een kleinschalig zwarte structuur die veel weg heeft van een oog. Het ontwikkelt zich op gradiëntzones in het WV-beeld uit kleine golfstructuren die onstabiel geworden zijn. Uiteindelijk vormt zich hieruit een afgesnoerd WV-oog.

WV-ogen zijn gebieden die zeer droge lucht bevatten in de middelbare en hogere niveaus van de troposfeer. De lucht daalt waardoor deze nog droger wordt. Onder deze omstandigheden kan de droge lucht lage bewolking doen oplossen en kleinschalige cirkelvormige patronen produceren in de lage bewolking. Zonder kennis van het WV-beeld zou het niet mogelijk zijn om deze vreemde structuren op het IR- en VIS-beeld te verklaren.

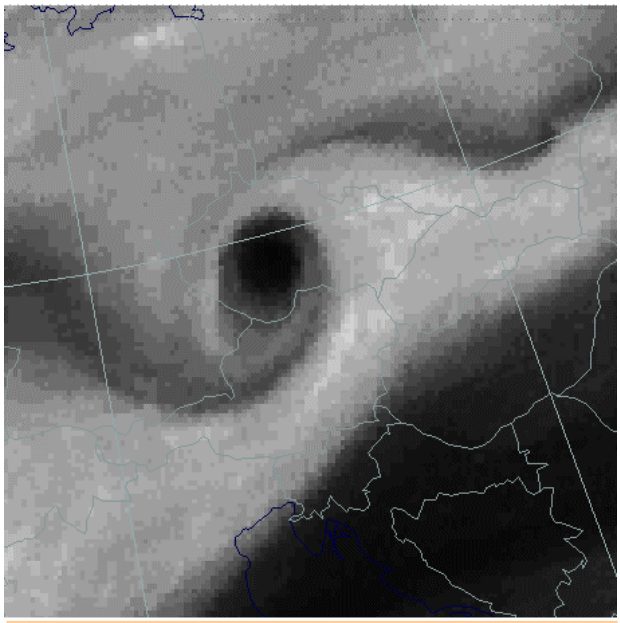


Fig 22: WV 19 oktober 1995 00:30 UTC: waterdampoog

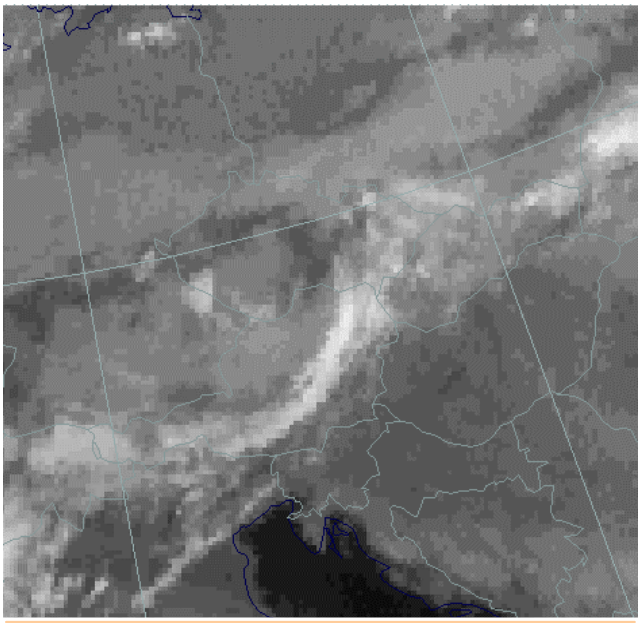


Fig 23: IR 19 oktober 1995 00:30 UTC: waterdampoog

Het WV-beeld op figuur 22 toont ons een goed ontwikkelde WV-oog boven Tsjechië en het noordelijk deel van Oostenrijk. De cyclonale stroming rond het centrum van het oog komt goed tot uitdrukking in de banden van vochtige en droge lucht. Op het IR-beeld van figuur 23 is alleen lage bewolking aanwezig in het gebied van het WV-oog. Boven Oostenrijk vindt zich een langgerekte pluk met hoge bewolking die samenhangt met de vochtige lucht op middelbare niveaus in het zuidoostelijk deel van de WV-oog.

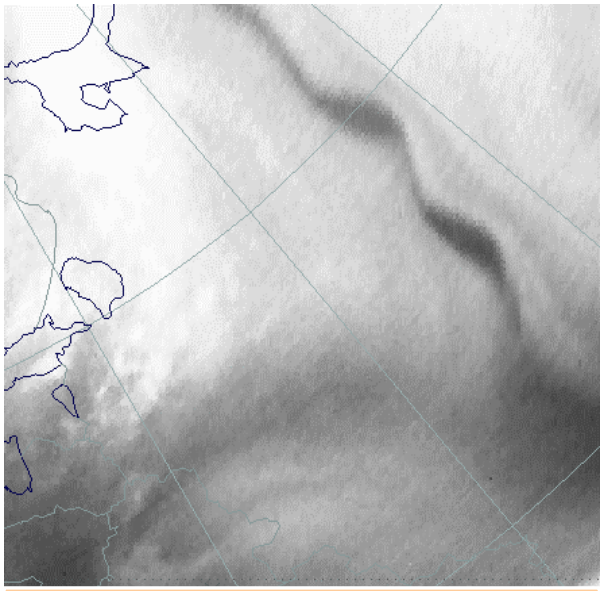


Fig 24: WV 11 mei 1998 03:00 UTC: beginstadium van WV-ogen

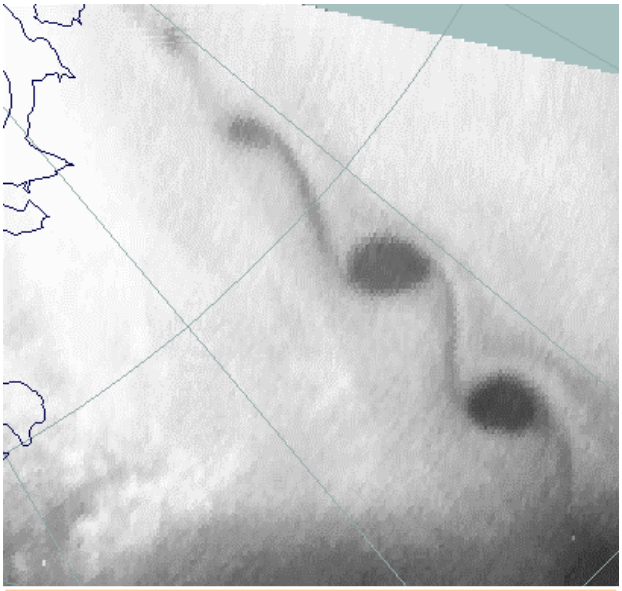


Fig 25: WV 11 mei 1998 06:00 UTC: ontwikkelings stadium van WV-ogen

Figuren 24 tot en met 26 tonen de ontwikkeling van een viertal WV-ogen boven Rusland. Alle oogjes bevinden zich in dezelfde luchtmassa en komen tot ontwikkeling onder invloed van kleinschalige vorticiteits- en temperatuursverstoringen in de bovenlucht. In de loop van de periode ontstaan een karakteristieke kraal van oogjes in het WV-beeld, in de natuurkunde bekend als Kelvin-Helmholtzgolven. In het IR-beeld, figuur 27, is de locatie van de WV-oogjes met een stippellijn aangegeven. Er is praktisch geen bewolking aanwezig bij de oogjes.

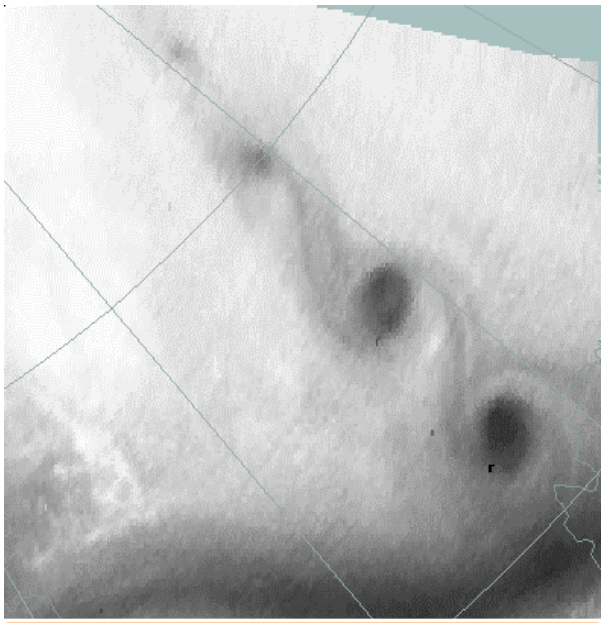


Fig 26 : WV 11 mei 1998 09:00 UTC: volwassen stadium van WV-ogen

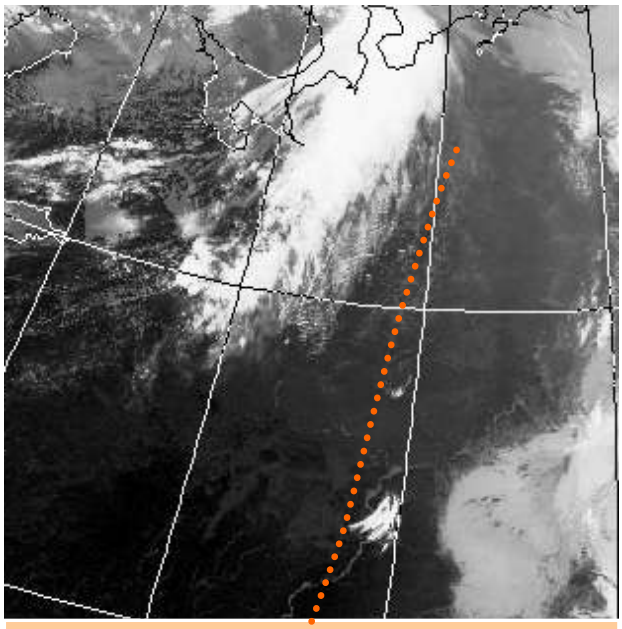


Fig 27: IR 11 mei 1998 11:27 UTC: vrijwel onbewolkte lucht op de positie van de WV-oogjes

5.5 Onweersbuien en MCS's

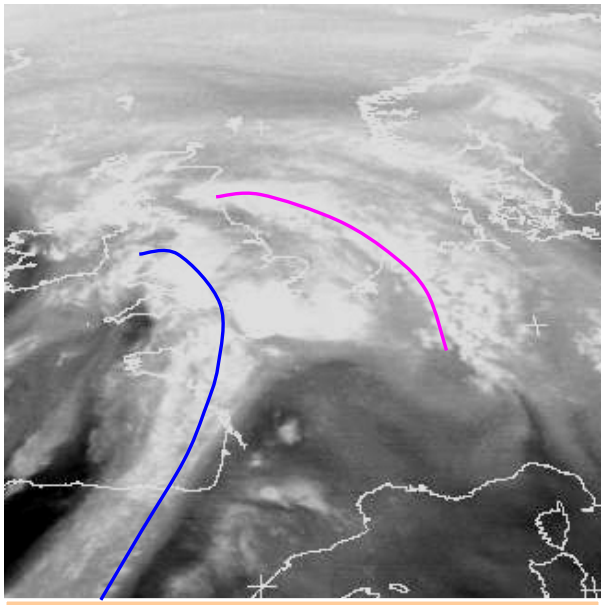


Fig 28: WV 25 augustus 1999 12:00 UTC: MCS boven het Kanaal

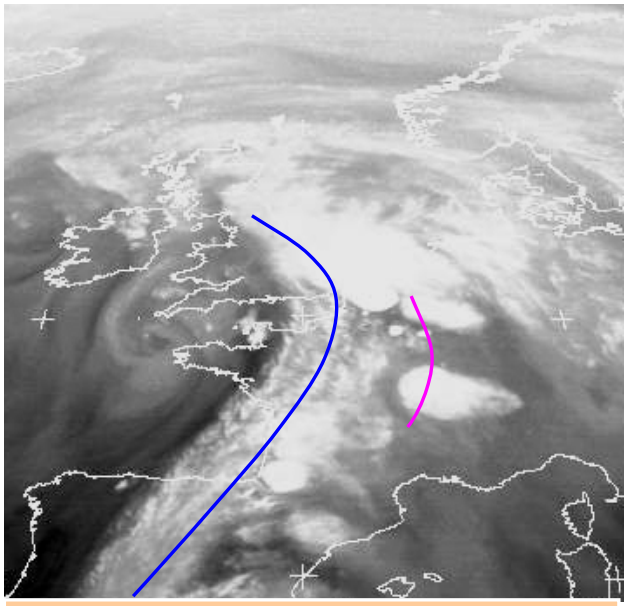


Fig 29: WV 25 augustus 1999 18:00 UTC: ontwikkeling van diverse MCS's boven het Europese continent

In onweersbuien treden krachtige verticale bewegingen op waardoor grote hoeveelheden vocht diep de atmosfeer in worden getransporteerd. Dit komt op WV-beelden duidelijk tot uitdrukking door de uitgesproken witte stippen. De omliggende hoge bewolking komt in het WV-beeld wat donkerder over waardoor Cb's goed afsteken tegen de omgeving en goed te volgen zijn. Figuren 28 en 29 laten WV-beelden van 25 augustus 1999 zien.

Onweerscomplexen ontstaan in de regel wanneer er warme en vochtige lucht aanwezig is onder in de atmosfeer. De onstabiliteit kan vrijkomen wanneer er een extra forcering aanwezig is zoals: dagelijkse opwarming een convergentielijn of en kouadvectie in de bovenlucht bij een naderend koufront Op woensdag 25 augustus 1999 waren al deze forceringen aanwezig. In de zeer warme lucht wordt het in Midden Frankrijk lokaal 38 graden. Tevens is er hier een convergentielijn aanwezig. Vanaf de Atlantische Oceaan nadert een koufront die voor extra stijgende bewegingen zorgt. Er blijken zowel onweerscomplexen te ontstaan op het koufront als bij de convergentielijn Zie figuur 28 en 29. De complexen dijen zeer snel uit waardoor in een uur tijd een witte scherp omlijnde vlek op het WV-beeld kan worden waargenomen met een diameter die 100 km of meer kan bedragen. Het grootste deel van een grote MCS bestaat uit het aambeeld dat zijn kop stoot tegen de tropopause. Wanneer er sterke bovenluchtwinden aanwezig zijn wordt de cirrus vervolgens stroomafwaarts afgevoerd. Hierdoor lijkt het of een MCS zich sneller

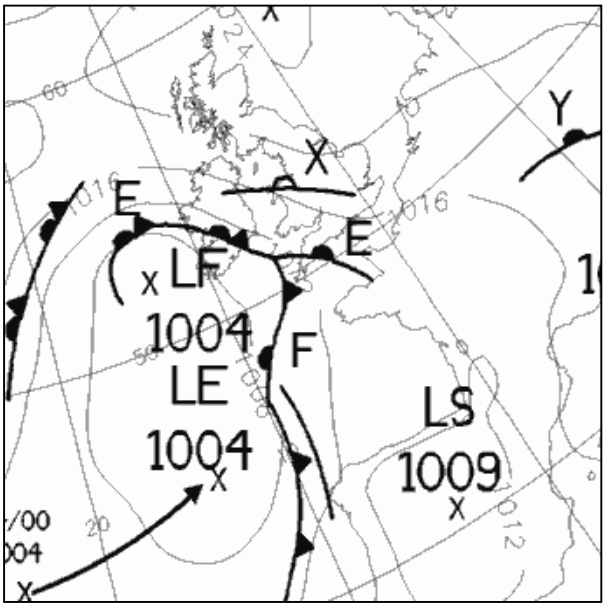


Fig 30: UK Metoffice analyse 25 augustus 1999 06:00 UTC: Ondiepe depressie ten zuidwesten van de Britse eilanden en een golvend koufront

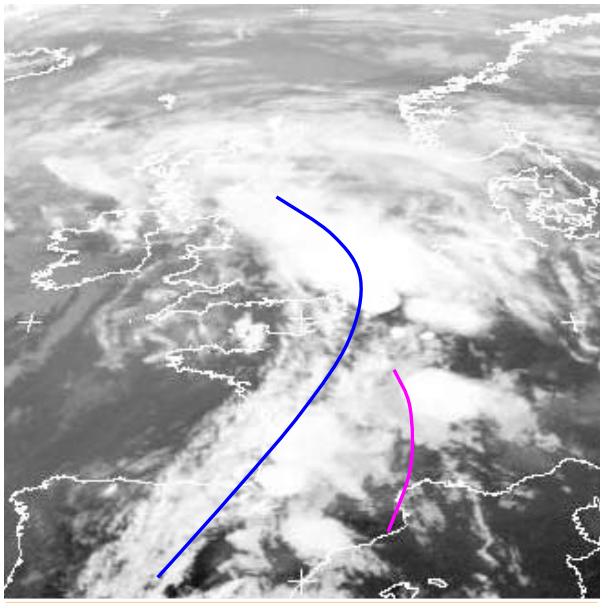


Fig 31 : IR 25 augustus 1999 18:00 UTC

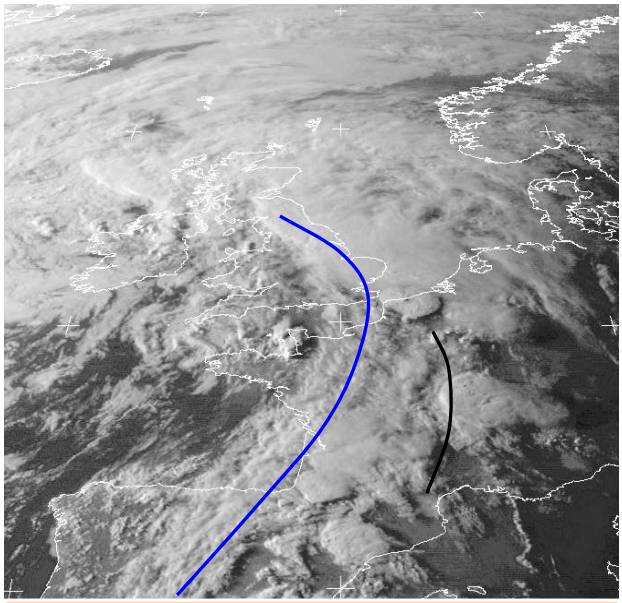


Fig 32: VIS 25 augustus 1999 18:00 UTC

verplaatst dan in werkelijkheid het geval is.
Het centrum van het complex waar de onweersactiviteit en neerslag optreedt zit vaak aan de achterzijde van het systeem. Door de snelheid van de achterzijde van een MCS te bepalen kan een verwachting worden gemaakt hoe lang een MCS erover doet om een stroomafwaarts gelegen locatie te bereiken. MCS's kunnen vele uren blijven bestaan en bewegen meestal met dezelfde snelheid als de stroming rond 700 hPa. Aan het aardoppervlak stond overigens weinig wind zoals ook blijkt uit de Bracknell analyse van 06:00 UTC die gegeven is in figuur 30.
Als we het WV en IR-beeld gegeven in figuur 29 en 31 met elkaar vergelijken zien we dat de onweerscomplexen op het WV-beeld beter te onderscheiden zijn van hun omgeving. Er zit met name tussen de convergentielijn en het koufront veel middelbare en hoge bewolking waarvan de toppen soms bijna even hoog reiken als de MCS's.
Op het VIS-beeld in figuur 32 zijn MCS's herkenbaar als grote scholvormige structuren die door schaduwwerking met de laagstaande zon goed afsterken tegen de ondergrond.

6 Wolkensoorten

In dit hoofdstuk worden enkele meest belangrijke wolkensoorten besproken, hun verschijning op het satellietbeeld en het weer wat erbij kan worden verwacht.

6.1 Cirrus

6.1.1 Inleiding

Cirrus behoort tot de categorie hoge bewolking en kan heel verschillende vormen aannemen. Vanaf het aardoppervlak gezien bestaat ze vaak uit afzonderlijke wolken, in de vorm van witte, fijne draden. Soms komt ze voor in kleinere of grotere witte plukken of smalle banden. De wolken hebben een vezelachtig of haarachtig uiterlijk. Soms hebben ze ook een zijdeachtige glans. Cirrusbewolking bestaat uit ijskristallen

Figuur 1: Cirrus fibratus

Figuur 2: Cirrus spissatus

Cirrus kan voorkomen in de vorm van vrijwel rechte of onregelmatig gekromde dunne vezels of draden, die soms op een grillige manier verward lijken. Dit type wordt cirrus fibratus genoemd en is afgebeeld in figuur 1. Cirrus komt ook voor in plukken die dik genoeg zijn om er bij waarneming in de richting van de zon grijsachtig uit te zien. Deze soort, cirrus spissatus genoemd, kan de zon sluieren, zijn omtrekken doen vervagen of hem zelfs geheel aan het oog onttrekken. Zie figuur 2.

Cirrus die zich niet te dicht bij de horizon bevindt ziet er overdag wit uit, en wel witter dan elke ander wolk in hetzelfde gebied van de hemel. Als de zon aan de horizon staat, heeft cirrus een witachtige tint, terwijl lagere wolken dan geel of oranje gekleurd kunnen zijn. Als de zon onder de horizon is gedaald wordt cirrus eerst geel, vervolgens roze dan rood en tenslotte grijs.

Het bovenste deel van cumulonimbi bestaat uit cirrus (paragraaf 6.3). Bij nadering van een warmtefront is cirrus de eerste voorbode van vochttoename in de hogere troposfeer (paragraaf 8.1-8.3).

Cirrus op IR-beelden kan handig zijn bij het lokaliseren van de assen van jet-streams (paragraaf 5.3), de positie van turbulentiezones, thermische- en hoogteruggen.

6.1.2 Structuur op satellietbeelden

Cirrus bij warmtefronten

Een warmtefront vormt het scheidingsvlak tussen koele polaire en subtropische lucht. Langs het frontvlak wordt de warme en vochtige lucht gedwongen om op te stijgen waarbij condensatie en neerslagvorming optreedt. Het frontvlak helt naar voren. Dit houdt in dat

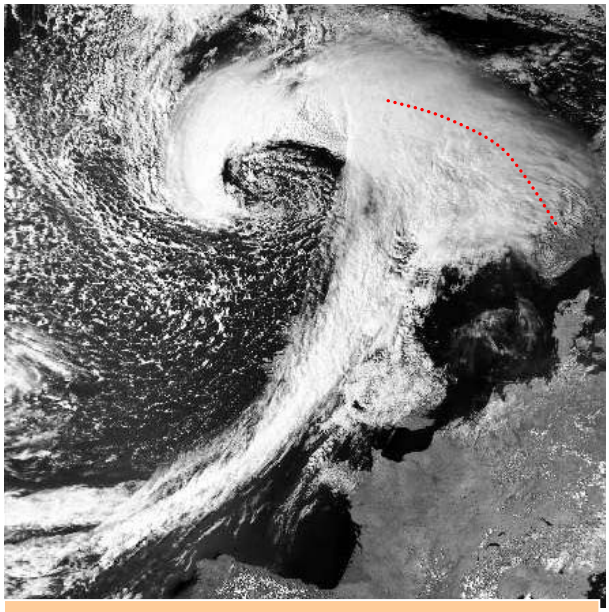


Fig 3: VIS-beeld 8 september 1999 15:03 UTC: cirrus behorende bij warmtefrontscherm over de Atlantische Oceaan

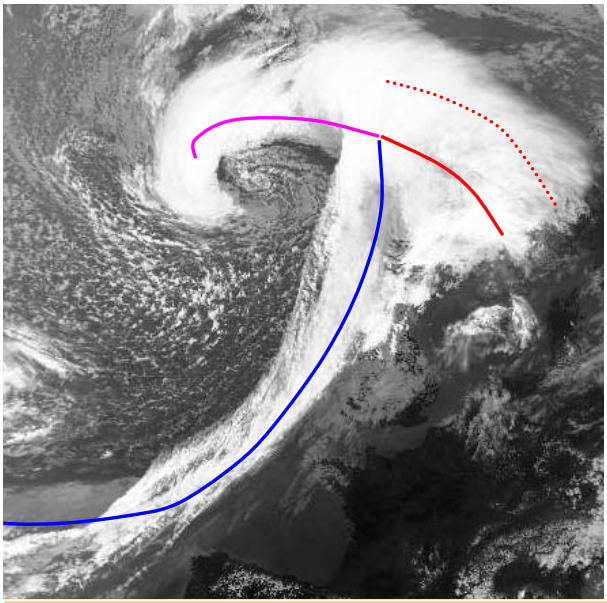


Fig 4: IR-beeld 8 september 1999 15:03 UTC: cirrus behorende bij warmtefrontscherm over de Atlantische Oceaan

verder stroomafwaarts van het grondfront het frontvlak zich steeds hoger bevindt. De bewolking die samenhangt met het front zit ook hoger. Ongeveer 500 tot 1000 kilometer voor de passage van het grondfront wordt de eerste cirrus en cirrostratus zichtbaar. Dit is dunne en hoge bewolking waar de zon eerst nog doorheen kan schijnen

In figuur 3 en 4 zijn het VIS en IR-beeld gegeven van 8 september om 15:03 UTC. Hierop is een goed ontwikkelde depressie zichtbaar op de Atlantische Oceaan. Het pakket bewolking voor het warmtefront ziet er zowel op het IR als de VIS indrukwekkend uit. De voorste begrenzing van het warmtefront (aangegeven met stippellijn) bestaat echter alleen uit hoge bewolking (cirrus en cirrostratus) Deze komt zowel op de VIS als het IR rafelig over. Op de VIS is de cirrus grijzig wat inhoudt dat de bewolking dun is. Op het IR is de cirrus wit wat aangeeft dat we te maken hebben met hoge en koude bewolking.

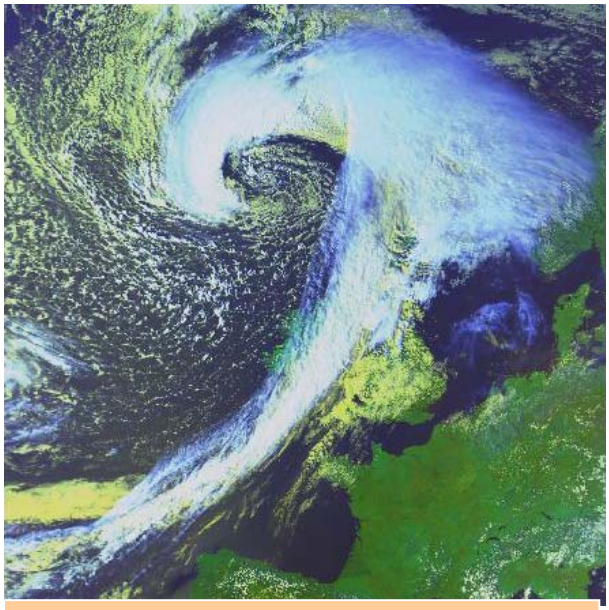


Fig 5: combinatiebeeld VIS/IR 8 september 1999 15:03 UTC

In figuur 5 is het combinatiebeeld gegeven van hetzelfde tijdstip. Dunne en hoge bewolking zoals cirrus wordt hierop blauw aangegeven. Dit is het geval aan de voorzijde van het warmtefront

Jet-cirrus
Jet-cirrus is dunne maar zeer langgerekte hoge bewolking die zeer snel stroomafwaarts beweegt. Dit type cirrus ontstaat in de directe nabijheid van de jet-stream en is daarom een goede indicator voor de ligging van de jet. Soms is jet –cirrus aanwezig direct achter een koufront. Als in zo'n geval de jet een hoek maakt met het koufront kan er interactie optreden tussen de jet en het front waardoor intensivering of oplossing van het front optreedt.

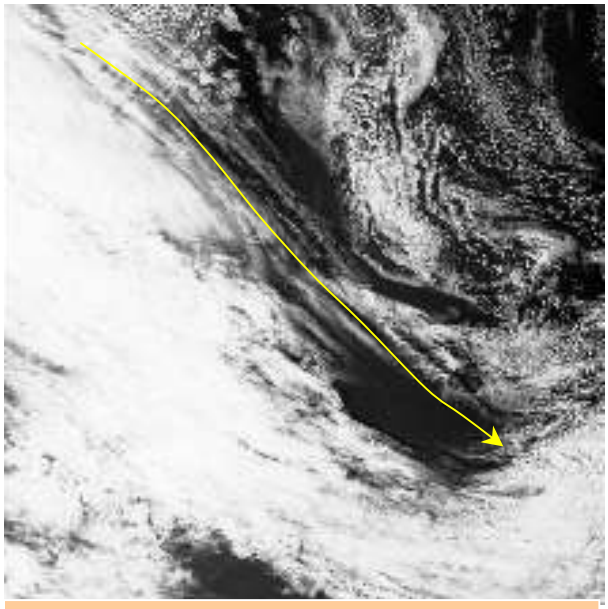


Fig 6: Noaa VIS-beeld 5 september 1999 17:19 UTC: jet-cirrus

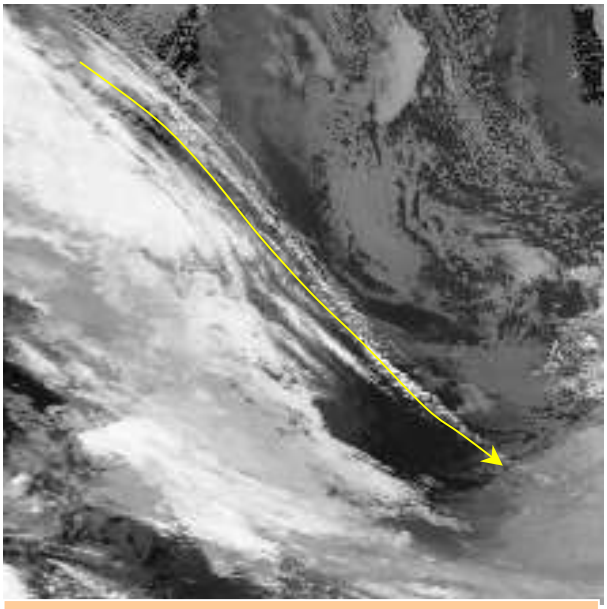


Fig 7:Noaa IR-beeld 5 september 1999 17:19 UTC: jet-cirrus

In figuur 6 en 7 is een voorbeeld gegeven van jet-cirrus. Op het VIS-beeld is de cirrus niet zo duidelijk waar te nemen omdat het zeer dunne bewolking betreft die gedeeltelijk transparant is. Op het IR-beeld is de cirrus wel duidelijk zichtbaar. Het is een zeer langgerekt maar dunne wolkenband met hoge en koude wolkentoppen. In dit geval hangt de jet-cirrus samen met de ontwikkeling van een golf zuidwaarts van de cirrus.
In figuur 8 is het combinatie kanaal gegeven waarop de witte cirrus duidelijk zichtbaar is

Fig 8: combinatiebeeld VIS/IR 5 september 1999 17:19 UTC

6.1.3 Weersverschijnselen

Frontale cirrus gaat vooraf aan dikkere bewolking waaruit langere tijd neerslag kan vallen.
Jet-cirrus ontstaat bij een krachtige jet-stream en is een indicatie dat de atmosfeer zeer dynamisch is. Er is kans op snel ontwikkelende weersystemen zoals snelle cyclogenese en frontogenese

6.2 Cumulus

6.2.1 Inleiding

Cumuli zijn afzonderlijke en over het algemeen dichte wolken met scherpe omtrekken, die zich in verticale richting ontwikkelen in de vorm van kopjes, koepels of torens waarvan het bovenste, opbollende deel dikwijls op een bloemkool lijkt. De door de zon beschenen delen van de wolken zijn dikwijls verblindend wit. De onderzijde is betrekkelijk donker en vrijwel horizontaal. Cumuli zijn karakteristieke stapelwolken die voorkomen bij een instabiele opbouw van de lucht boven het aardoppervlak. Ze komen zowel boven zee als boven land voor. Soms ziet cumulus er gerafeld uit.

Figuur 9: cumulus humilus

Figuur 10: cumulus fractus

Cumulus bestaat hoofdzakelijk uit waterdruppeltjes. In die delen van de wolk die een temperatuur aanzienlijk beneden het vriespunt hebben kunnen ook ijskristallen voorkomen. Cumuluswolken kunnen op grond van hun verticale afmetingen in drie klassen worden ingedeeld. De wolken met de kleinste verticale afmetingen zien er afgeplat uit (cumulus humilus, figuur 9) of hebben sterk gerafelde randen (cumulus fractus, figuur 10).

Vanwege de zeer geringe horizontale afmetingen (kleiner dan 100 meter) kunnen deze wolken niet met de huidige satellieten worden waargenomen omdat de resolutie veel te klein is.

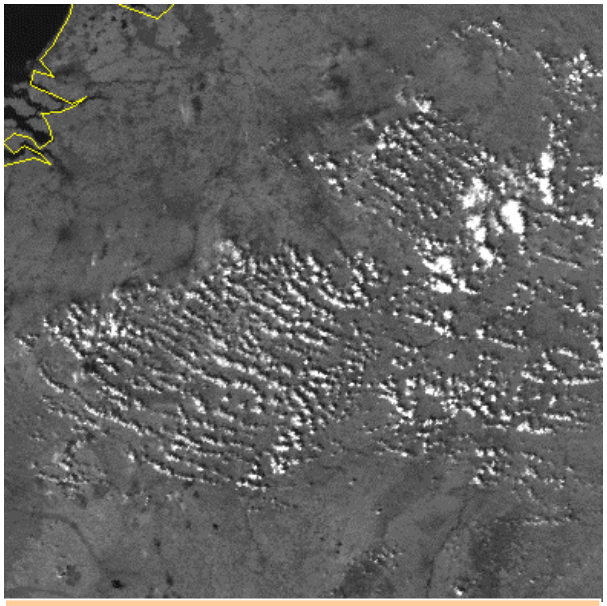
Cumuli met middelbare afmetingen worden mediocris genoemd. Naast grotere horizontale afmetingen (200-500 meter) zijn deze cumuli ook verticaal veel beter ontwikkeld. Figuur 11 geeft een voorbeeld van cumulus mediocris. Ook dit wolkenformaat is te klein voor satellieten om als individuele wolk te worden waargenomen. De resolutie van de huidige NOAA-opnamen is in het VIS-beeld namelijk 1 kilometer.

Figuur 11: cumulus mediocris

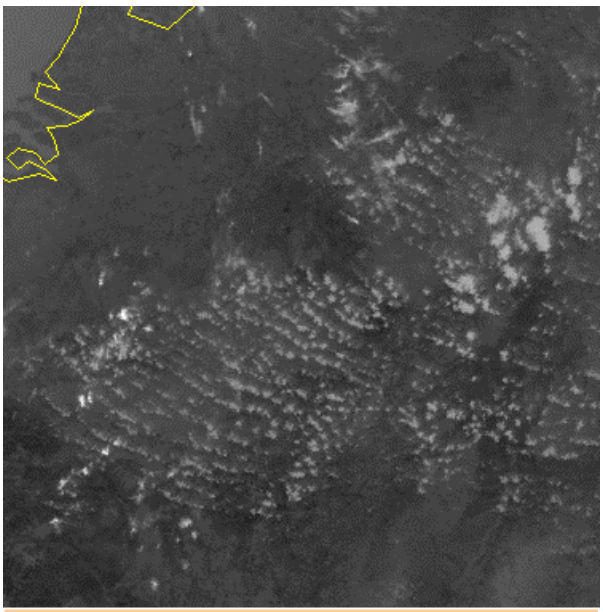
Figuur 12: cumulus congestus met grotere verticale afmetingen

De grootste cumuluswolken worden cumulus congestus genoemd (zie figuur 12). Horizontaal kunnen deze wolken meer 2 kilometer in doorsnee worden waardoor ze als afzonderlijk wolkelement kunnen worden gedetecteerd. Verticaal schieten de wolken vele kilometers de lucht in waardoor ze een majestueus aanzien krijgen. De bovenkant is sterk opbollend en lijkt op en bloemkool. Uit cumuluswolken met een aanzienlijke verticale afmeting kan soms neerslag vallen. In de tropen valt uit deze wolken vaak overvloedig neerslag in de vorm van buien.
Cumuluswolken, in het bijzonder cumulus mediocris kan geordend zijn in rijen, de zogenaamde wolkenstraten, die vrijwel evenwijdig liggen aan de windrichting.
Cumulus ontwikkelt zich in plaatselijk stijgende luchtstromen die zijn ontstaan wanneer het temperatuurverval in de onderste laag van de atmosfeer voldoende groot is. Een dergelijk verval komt meestal tot stand door contact van de lucht met een warmer aardoppervlak (koude massa). Voordat cumulus zich op deze wijze vormt zijn er dikwijls nevelige plekken te zien waaruit zich de wolken ontwikkelen. Cumulus kan ook ontstaan uit stratus. Wanneer in de ochtend het aardoppervlak door de zon wordt verwarmd wordt de stratus instabiel en gaat opbollen. Hieruit ontstaan dan cumuli. Gerafelde cumulus fractus ontstaat soms onder nimbostratus of cumulonimbus doordat neerslag die uit deze wolken valt de lucht onder de wolk bevochtigt waardoor er condensatie kan optreden.

6.2.2 Structuur op satellietbeelden



Figuur 13: VIS-beeld 10 september 1999 14:40 UTC: straten met cumulus ten zuidoosten van Nederland



Figuur 14: IR-beeld 10 september 1999 14:40 UTC: straten met cumulus ten zuidoosten van Nederland

Zoals reeds is verteld zijn individuele cumuluswolken alleen zichtbaar op satellietbeelden als de horizontale afmetingen groot genoeg zijn. Voor NOAA-beelden geldt een resolutie van 1 kilometer. Dit houdt in dat goed ontwikkelde cumuliforme cellen met een afmeting groter dan genoemde resolutie als individuele structuren kunnen worden waargenomen. In figuur 13 en 14 zijn het VIS en IR-beeld gegeven van 10 september 1999. Met een zuidoostelijke luchtstroming wordt vanuit Duitsland geleidelijk zeer warme lucht Nederland in getransporteerd. In Limburg is het kwik al opgelopen tot 28 graden terwijl het in het westen een stuk minder warm is met rond de 20 graden. Boven Duitsland zijn cumuluswolken zichtbaar die zich in straten hebben gerangschikt. De wolken hebben zich kunnen ontwikkelen omdat de temperatuur in het westen van Duitsland is opgelopen tot 30 graden in vrij vochtige lucht. Op het oosten van de kaart zijn ook enkele grotere cellen zichtbaar. Dit zijn cumulonimbi waaruit neerslag valt.
Op het VIS-beeld komen de cumuli wit over. De wolken hebben reflecteren het grootste deel van de inkomende zonnestraling. Aan de noordoostzijde van de cellen is een schaduw zichtbaar op het aardoppervlak. De zon staat namelijk vrij laag en de wolken zijn verticaal goed ontwikkeld.
Op het IR-beeld komen de cumuli over het algemeen grijs over. Dit houdt in dat de wolkentoppen tot de middelbare niveaus reiken van de troposfeer. Het valt op dat de grotere cellen niet hoger reiken dan de omliggende kleinere cellen. Er zijn zelfs kleinere cumuli op het westen van de snede die veel dieper reiken dan de grote cellen. Deze zijn op het IR-beeld namelijk wit.
Door het uitspreiden van Cumulus tegen een stabiel laag ontstaat stratocumulus. Stratocumulusvelden worden behandeld als conceptueel model in hoofdstuk 9.1.

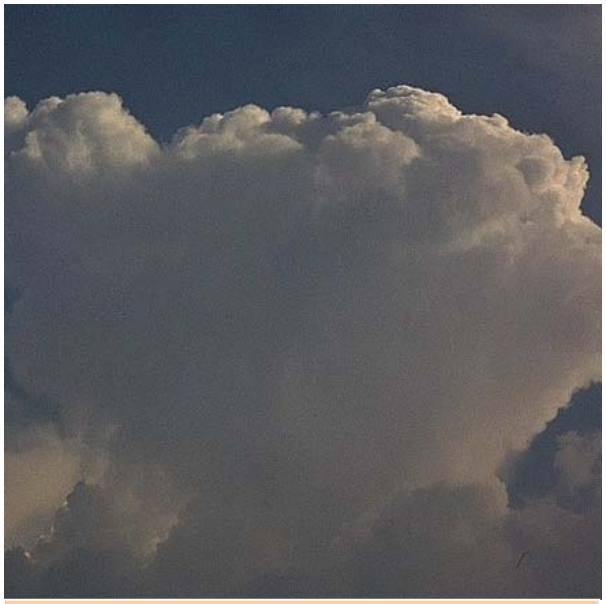
6.2.3 Weersverschijnselen

Cumuluswolken ontwikkelen zich in een instabiele atmosfeer. Boven land is dit voornamelijk overdag het geval bij sterke verwarming van het aardoppervlak. Er is van tevoren weinig bewolking aanwezig die de instraling van de zon niet afschermt. Warme luchtbellen die vanaf het aardoppervlak opstijgen raken op een bepaald niveau in de atmosfeer verzadigd en er ontstaan cumuli. Ook al zijn ze maar klein toch kunnen cumuli humuli met geringe verticale afmetingen de zonnestraling volledig afschermen. Tussen de wolken in treden dalende bewegingen op en is de lucht onbewolkt. Welk deel van de hemel bedekt raakt met cumuli is onder meer afhankelijk van de instabiliteit en de vochtigheid bij het condensatiepunt. Vaak blijft er genoeg ruimte voor de zon en kunnen we spreken van zonnige perioden. Wanneer de cumuli zich horizontaal sterk uit gaan spreiden kan de zon het moeilijk krijgen.
Wanneer de gevormde cumuli hun hoofd niet tegen een inversie 'stoten' kunnen ze verder uitgroeien tot cumulus mediocris of congestus. Dit is een teken van grotere onstabiliteit. Bij cumulus congestus moeten we rekening houden dat de wolken tot buien kunnen uitgroeien. Doordat de horizontale afmetingen van deze soorten groot zijn kan de zon voor langere tijd schuil gaan. Om een grote cumuluswolk heen is het helder en schijnt de zon.
Als cumuluswolken vooral ontstaan zijn onder invloed van de dagelijkse gang zakken ze aan het einde van de dag wanneer de zon lager aan de hemel staat weer in. In sommige gevallen spreiden de wolken zich uit tot stratocumulus die ook na zonsondergang nog blijven bestaan.

6.3 Cumulonimbus

6.3.1 Inleiding

Een cumulonimbus is een hoog optorende wolk met de basis rond 1 kilometer hoogte maar met een top die tot boven de 10 kilometer kan reiken, zelfs tot in de stratosfeer. De bovenzijde van de wolk is geheel of gedeeltelijk vezelachtig of streperig en bijna altijd afgeplat. Dit gedeelte spreidt zich vaak uit in de vorm van een aambeeld of een omvangrijke pluim. Onder de basis van de wolk die dikwijls zeer donker is, bevinden zich veelal lage wolkenflarden die soms versmolten zijn met de basis van de cumulonimbus. Ook zijn er soms valstrepen (virga) te zien die duiden op neerslag die soms de grond niet bereikt omdat ze onderweg verdampt.
Een cumulonimbus bestaat uit waterdruppeltjes en in de hogere regionen van de wolk ook uit ijskristallen. In de wolk zijn ook grote neerslagelementen aanwezig zoals sneeuw, regendruppels of hagel.
De horizontale en verticale afmetingen van een cumulonimbus zijn zo groot, dat de karakteristieke vorm van de gehele wolk slechts op grote afstand kan worden waargenomen. Een cumulonimbus ontwikkelt zich meestal uit een cumuluswolk. De toppen worden geleidelijk meer afgeplat en de karakteristieke bloemkoolstructuur verdwijnt. Later gaat het bovenste deel geheel over in een vezelachtige of streperige structuur die dikwijls de vorm van een aambeeld aanneemt. Bij zeer lage temperatuur kan de vezelachtige structuur zich over de gehele wolkenmassa uitbreiden.

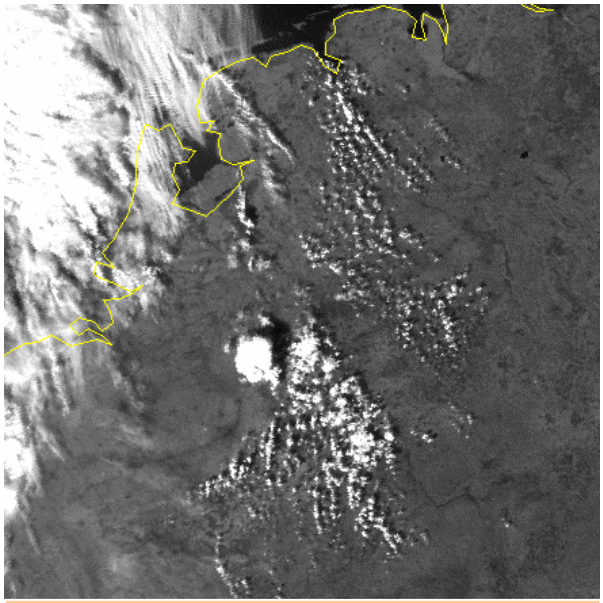


Figuur 15: cumulonimbus calvus

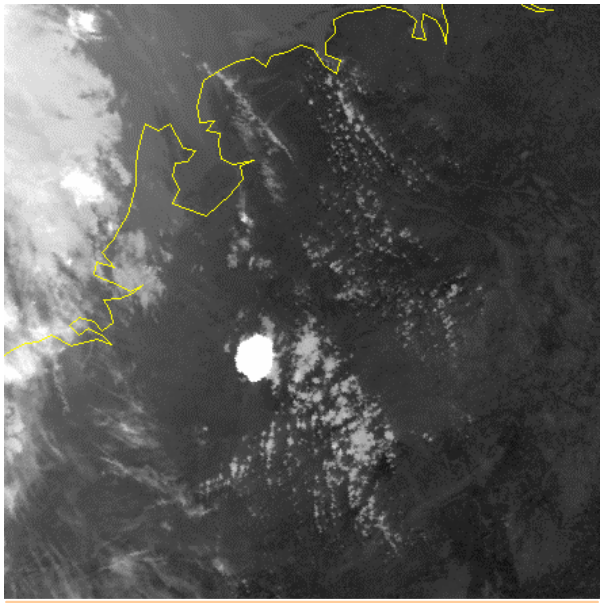
Figuur 16: cumulonibus capillatus

Een cumulonimbus ontstaat gewoonlijk uit grote, goed ontwikkelde cumuluswolken. De verticale opbouw van de atmosfeer staat het toe dat warme luchtbellen vanaf het aardoppervlak vele kilometers de lucht in schieten. Wanneer onweersbuien zich op het continent ontwikkelen uit de buurt van fronten met koude lucht spreken we van warmte-onweer. Het zijn losse cellen die in de loop van de middag ontstaan. Cumulonimbi kunnen ook samenhangen met koufronten, occlusiefronten. of ontstaan in de koude lucht achter een koufront of occlusie.

6.3.2 Structuur op satellietbeelden

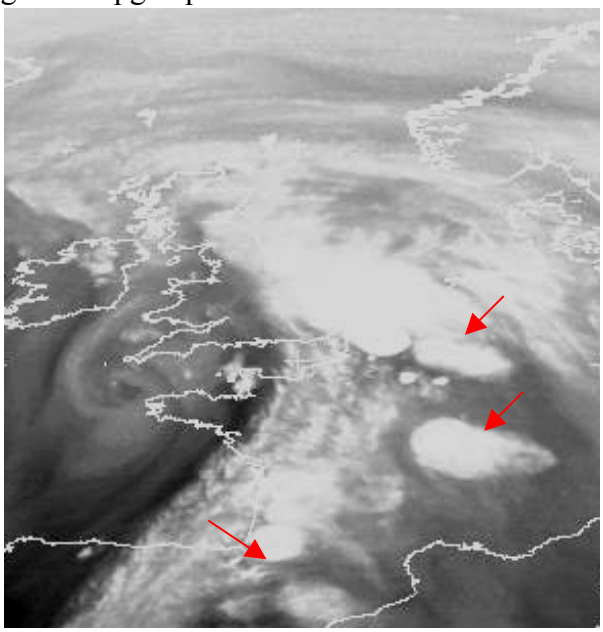


Figuur 17: Noaa VIS-beeld 13 september 1999 14:06 UTC: cumulonimbus



Figuur 18: Noaa IR-beeld 13 september 1999 14:06 UTC: cumulonimbus

Cumulonimbi kunnen wat horizontale afmetingen betreft sterk variëren. Een individuele cel is vaak ongeveer 5 bij 5 kilometer groot. Dit is ruim voldoende om te worden waargenomen door de NOAA-satelliet. Er zijn overigens ook buiencomplexen die wel meer dan honderd kilometer in doorsnede worden. Dit zijn mesoschaal convectieve systemen die uit vele individuele cellen zijn opgebouwd.
In figuur 17 en 18 zijn het VIS en IR-beeld gegeven van 13 september 1999 om 14:06 UTC. Op het VIS-beeld is te zien dat het vooral boven de oostelijke helft van het land vrij zonnig is. Over het westen van het land is de bewolking zichtbaar behorende bij een koufront dat langzaam naar het oosten trekt. Ten oosten van onze landsgrens zijn cumuli ontstaan in de voor september zeer warme lucht. In het oosten van het land is de temperatuur lokaal tot 31 graden opgelopen. De atmosfeer is niet bestand tegen zoveel warmte en in de omgeving van Roermond is een cumulonimbus ontstaan. Deze heeft een diameter van ongeveer 30 kilometer. Uit het VIS-beeld valt ook op te maken dat de top van de bui hoog zit want de schaduwplek die door de bui wordt geproduceerd reikt veel verder van de cumulonimbus dan de schaduwen behorende bij de cumuli ten zuidoosten van de bui.
Uit het IR-beeld blijkt ook duidelijk dat de bui verticaal goed ontwikkeld is. De toppen zitten tot in de hogere niveaus van de atmosfeer want de pixelwaarden zijn wit. De toppen van de cumuli ten zuidoosten van de bui zijn warmer en lager getuige de grijze tinten op het IR-beeld. Op figuur 19 zijn met pijlen enkele mesoschaal complexen aangegeven die uit vele individuele onweersbuien zijn opgebouwd en een relatief lange levensduur hebben.



Figuur 19: WV-beeld 25 augustus 1999 18:00 UTC: onweerscomplexen

6.3.3 Weersverschijnselen

Een cumulonimbus is een echte buienwolk die in elk jaargetijde in Nederland voorkomt. Vooral in de zomer valt een significant deel van de neerslag uit dit type wolken. Omdat een bui meestal een klein oppervlak beslaat kunnen de neerslag hoeveelheden lokaal sterk uiteenlopen. Cumulonimbi kunnen zowel boven land als zee ontstaan afhankelijk van de temperatuur van het oppervlak.

Een Cb kan gepaard gaan met heftige weersverschijnselen. De neerslag is variabel in intensiteit gedurende een bui maar kan zwaar zijn. Bij een wolkbreuk in het zomerhalfjaar kan er meer dan 2 mm per minuut vallen. In het zomerhalfjaar zijn de Cb's over het algemeen groter en bevatten meer water. De lagere delen van de atmosfeer zijn veel warmer en kunnen daarom meer vocht bevatten. Wanneer de buientoppen boven de 5 kilometer reiken is onweer waarschijnlijk. Vooral bij onweerscomplexen kunnen zware windstoten en hagel optreden. Een enkele maal ontwikkelt zich een windhoos of zelfs een tornado onder een buiencomplex.

In het winterhalfjaar ontstaan Cb's vooral boven het relatief warme zeeoppervlak. Door de grote onstabiliteit die aanwezig is door de uitstroom van koude lucht over warm water ontstaan gemakkelijk buien. Deze zijn echter minder zwaar dan de zomerse buien. In sommige gevallen kunnen buien boven zee zich gaan ordenen als de bovenlucht meewerkt. Er ontstaat dan uiteindelijk een commavorm. Buien in zo'n comma kunnen gepaard gaan met hagel en onweer.

Figuur 20: Wind- of waterhozen zijn in het zomerhalfjaar soms te zien onder Cb's

6.4 Nimbostratus

6.4.1 Inleiding

Nimbostratus is een grijs en dikwijls donker wolkendek met een onscherp uiterlijk waaruit vrijwel onophoudelijk regen of sneeuw valt die in de meeste gevallen de grond bereikt. Het wolkendek is overal dik genoeg om de zon aan het oog te onttrekken. Onder het Nimbostratusdek kunnen soms rafelige flarden van stratus en cumulus voorkomen die samen kunnen smelten met de nimbostratus. Dit is te zien in figuur 21.

Nimbostratus bestaat uit zowel als wolk-, regendruppels en sneeuwvlokken en doet zich voor als een uitgestrekte, lage- en donkergrijze wolkenlaag met een onscherpe basis waaruit aanhoudend neerslag valt.

De onderkant van nimbostratus is vaak geheel of gedeeltelijk onzichtbaar door de aanwezigheid van lage wolkenflarden die aan of onder de basis van de nimbostratus zijn ontstaan en snel van vorm veranderen.

Fig 21: nimbostratuswolk waaronder zich rafelige stratusflarden bevinden

In de meeste gevallen ontstaat nimbostratus als gevolg van de langzame stijging van uitgestrekte luchtlagen tot voldoende grote hoogten. Nimbostratus kan zich ook uit een dikker wordende altostratus ontwikkelen. Verder kan hij, hoewel zelden, ontstaan uit een geleidelijk dikker wordende laag stratocumulus of altocumulus. Nimbostratus ontstaat soms doordat cumulonimbus wolken zich uitspreiden. Dit gebeurt in de zomer met grote onweerscomplexen die in de late nacht en vroege ochtend kunnen overgaan in een systeem waaruit matige gelijkmatige regen valt.

6.4.2 Structuur op satellietbeelden

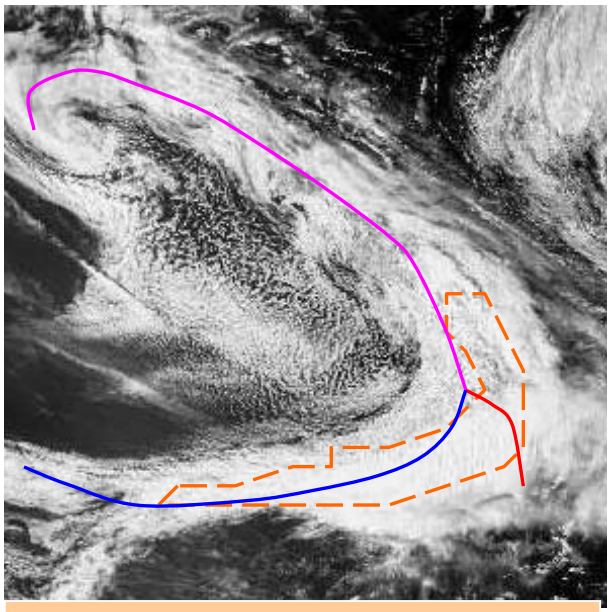


Fig 22: Noaa VIS-beeld 16 augustus 1999 16:01 UTC: Nimbostratus samenhangende met een frontaal systeem

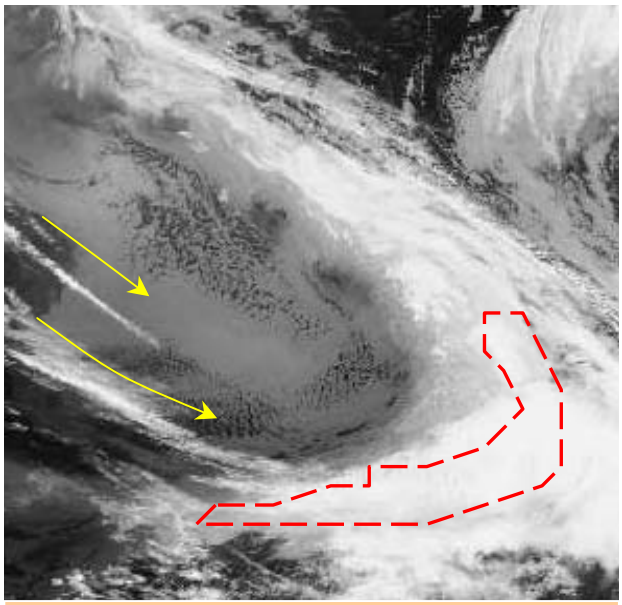


Fig 23: Noaa IR-beeld 16 augustus 1999 16:01 UTC: Nimbostratus samenhangende met een frontaal systeem

In figuur 22 en 23 zijn het IR en VIS-beeld gegeven van 16 augustus 1999 16:01 UTC. Hierop is en frontaal systeem zichtbaar dat reeds voor een groot deel geoccludeerd is. Nimbostratus is verticaal goed ontwikkeld en reikt tot in de toppen van de troposfeer waar het Cirrostratus wordt genoemd. De oranje stippellijn omsluit het gebied waar Nimbostratus voorkomt. Uit het VIS-beeld blijkt dat we hier te maken hebben met gelaagde bewolking. Het IR-beeld geeft aan dat de toppen koud zijn en dus reiken ze diep in de troposfeer.. Op het VIS en IR-beeld is overigens ook heel goed de langgerekte jet-cirrus (pijlen) zichtbaar die de locatie van de jet-as aangeeft

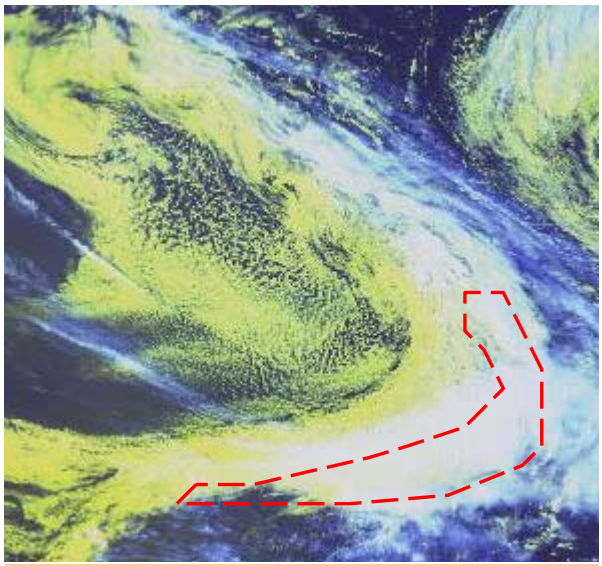


Fig 24: combinatiekanaal VIS/IR 16 augustus 1999 16:01 UTC

In figuur 24 is de IR/VIS-combinatie gegeven van hetzelfde tijdstip. De Nimbostratus bevindt zich in het helder witte wolkenpakket

6.4.3 Weersverschijnselen

Nimbostratus is een echte regenwolk. Er valt gedurende langere tijd gestage neerslag die meestal de grond bereikt. Voor het warmtefront is het zicht onder de nimbostratus gewoonlijk matig tot slecht door de hoge luchtvochtigheid en de stabiele op bouw van de atmosfeer.

6.5 Stratus

6.5.1 Inleiding

Stratuswolken zijn in het algemeen grijs met een tamelijk egale onderzijde waaruit soms motregen, ijsnaalden of motsneeuw kan vallen, afhankelijk van de dikte van de laag. Stratus bevindt zich zeer dicht bij het aardoppervlak (vaak lager dan 300 meter). Wanneer stratus tot aan de grond reikt en het horizontale zicht minder dan 1000 meter is spreken we van mist.

Fig 25: Dikke stratus waaruit lichte neerslag kan vallen

Fig 26: Boven een stratusdek kan het weer er bijzonder vriendelijk uitzien

Stratus bestaat gewoonlijk uit waterdruppeltjes. Bij lage temperaturen kan de wolk ook uit ijsdeeltjes bestaan. Dichte of dikke stratus bevat vaak motregendruppeltjes. In de meest algemene vorm komt stratus voor als een nevelige, grijze en tamelijk gelijkmatige laag, waarvan de onderkant zich dikwijls op zo geringe hoogte bevindt, dat de bovenste gedeelten van heuvels of van hoge gebouwen eronder aan het oog onttrokken worden. De wolk kan zo dun zijn, dat de zon of de maan met een scherpe rand zichtbaar is. In sommige gevallen heeft de wolk een donker of zelfs een dreigend uiterlijk zoals op figuur 25. De onderkant van stratus is scherp begrenst en kan soms lichte golvingen vertonen. Stratus wordt soms waargenomen in flarden van verschillende afmeting en helderheid, die min of meer aaneengesloten zijn, of in rafelige slierten die snel van vorm veranderen. In zeer dunne stratus is een krans om de zon of maan waarneembaar. Bij lage temperatuur is soms een halo waar te nemen.

Een gesloten stratuslaag kan zich vormen als gevolg van de afkoeling van de onderste luchtlagen. Tijden het ontstaan of bij het oplossen van een stratuslaag kunnen flarden of slierten van stratus voorkomen. In sommige gevallen ontstaat rafelige stratus doordat een bovenliggende neerslag producerende wolk de onderste niveaus bevochtigt door verdamping van neerslag. De lucht raakt dan verzadigd en er ontwikkelt zich stratus. Stratus ontstaat dikwijls uit mist als gevolg van verwarming van het aardoppervlak of bij een toenemende wind. Zeemist, die met aanlandige wind het kustgebied binnendrijft, kan boven land in stratus overgaan.

6.5.2 Structuur op satellietbeelden

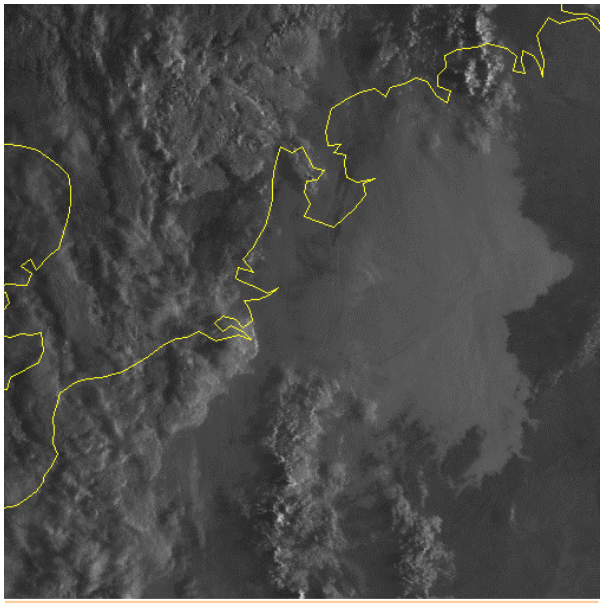


Fig 27: Noaa VIS-beeld 14 september 1999 06:23 UTC: stratusveld bedekt Nederland

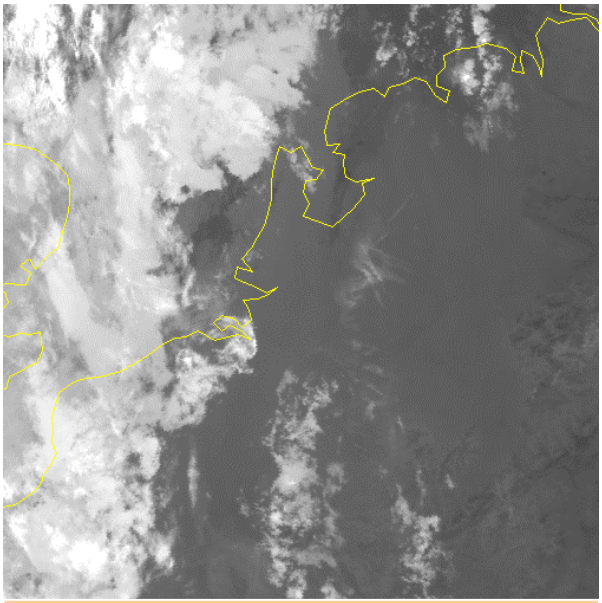


Fig 28: Noaa IR-beeld 14 september 1999 06:23 UTC

In figuur 27 en 28 zijn het VIS- en IR-beeld gegeven van een hardnekkige stratussituatie boven Nederland. Ons land bevindt zich in van oorsprong zeer vochtige en warme lucht maar in de onderste niveaus is koelere vochtige zeelucht het land opgekomen waarin op uitgebreide schaal stratus is ontstaan. In de lage bewolking is het kwik blijven steken rond de 20 graden. In Limburg klaarde het wel op en steeg de temperatuur naar 26 graden.
Op het VIS-beeld, figuur 27, zien we boven Nederland een uitgestrekt stratusdek. De zon staat op dit tijdstip nog laag maar stratus heeft een hoge albedo en steekt daardoor helder af tegen onbewolkt oppervlak Wanneer stratus onder een dik pakket hogere bewolking ligt is ze uiteraard niet terug te vinden op het VIS en IR-beeld. Overdag is het VIS-beeld uiterst waardevol om te kijken waar een stratusveld zich bevindt en te zien hoe het zich verplaatst en ontwikkeld..
Op het IR-beeld, figuur 28, komt stratus nauwelijks tot uitdrukking. Dit komt doordat de wolkentoppen van stratus niet hoog reiken en daarom vaak een vergelijkbare temperatuur hebben als een onbewolkt aardoppervlak. Als het IR-beeld goed wordt vergeleken met het VIS-beeld kunnen we wel de grenzen in het stratusveld detecteren in het IR-beeld. Door kleurenbewerking van een IR-beeld kan het contrast tussen stratus en wolkenloze hemel vergroot worden waardoor stratus beter zichtbaar wordt.
In sommige situaties kan stratus zwart overkomen op IR-beelden. Dit is het geval wanneer de toppen van de stratus warmer zijn dan het onbewolkte aardoppervlak. Het komt voor in de winter als door sterke uitstraling in onbewolkte gebieden rond een stratusveld het aardoppervlak flink afkoelt. In figuur 29 is de situatie van 14 september gegeven. Aan de

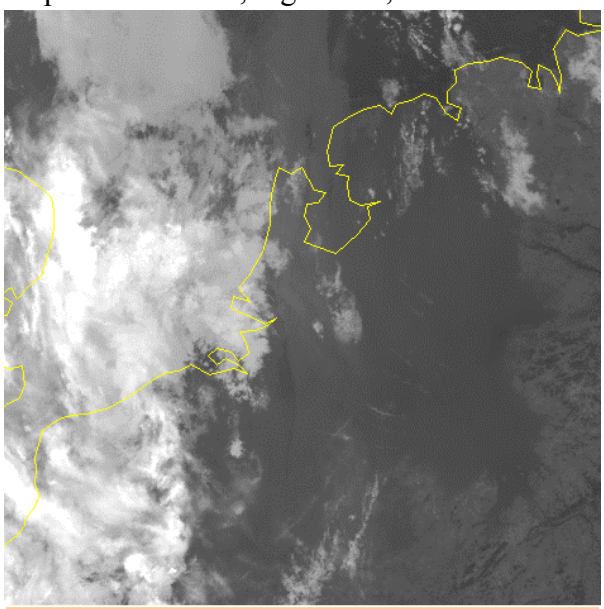


Fig 29: Noaa IR-beeld 14 september 1999 04:00 UTC

toppen van de stratuslaag bevindt zich een sterke inversie rond 950 hPa waar de temperatuur rond 15 graden ligt. Ten oosten van Nederland is vrijwel geen bewolking aanwezig en heeft het aardoppervlak flink af kunnen koelen waardoor deze kouder is dan het stratusdek boven Nederland.

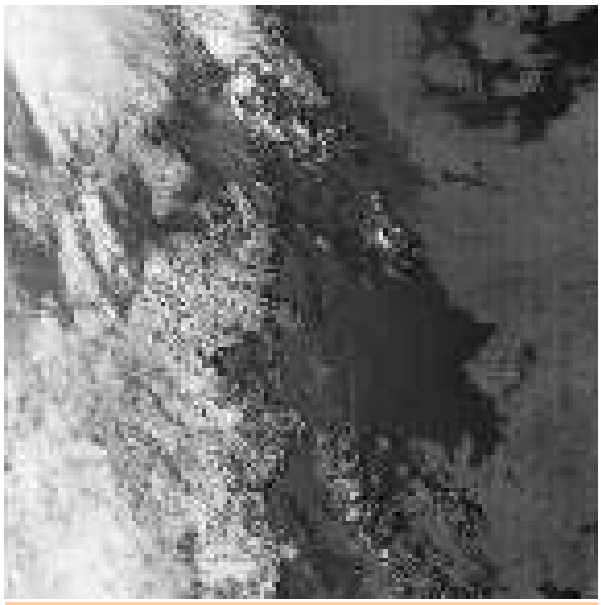


Fig 30: IR3-beeld 14 september 1999 06:23 UTC: lage stratus komt in dit kanaal zeer goed tot uitdrukking

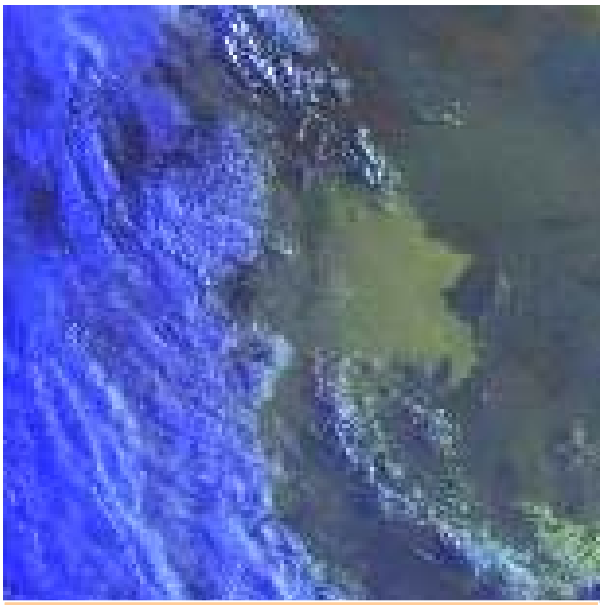


Fig 31: VIS/IR-combinatie 14 september 1999 06:23 UTC: lage stratus wordt geel weergegeven

Met het NOAA IR3 kanaal komt lage bewolking in dit kanaal zwart over. Landoppervlakken zijn grijs en hoge bewolking wit. Detectie van stratus onder een verder wolkenloze hemel is vrij gemakkelijk omdat er een duidelijk contrast is tussen onbewolkt aardoppervlak en de stratus zoals kan worden gezien in figuur 30.
Tenslotte is er nog een combinatie kanaal van IR en VIS. Hierop komt stratus gedurende de daglichtperiode geel over. Het onderscheidt zich duidelijk van dikke en hoge bewolking die wit of blauw is

6.5.3 Weersverschijnselen

Stratusvelden kunnen over een uitgestrekt gebied voorkomen. Onder dit stratusdek is de dagelijkse gang in temperatuur klein. Overdag bereikt het grootste deel van de inkomende zonnestraling het aardoppervlak niet maar wordt gereflecteerd en geabsorbeerd door het wolkenpakket. ’s Nachts wordt de uitstraling van het aardoppervlak tegengewerkt omdat stratus een hoge temperatuur heeft en de aarde nog van een flinke portie langgolvige straling voorziet.
Wanneer stratus verticaal beter ontwikkeld is (meerdere honderden meters) dan kunnen de wolkdruppeltjes zo groot worden dat ze als motregen de grond bereiken. Vooral in het zomerseizoen ziet de zon kans om stratusvelden af te breken. In de winter is de invloed van de zon veel kleiner en zijn andere forceringen zoals een krachtige wind en menging met droge lucht vereist om stratus te doen oplossen.

CONCEPTUELE MODELLEN

7 Frontale systemen en structuren in polaire lucht

7.1 Frontale golf

7.1.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Een frontale golf ontstaat vaak in het polaire front. Het is het mogelijke beginstadium van de ontwikkeling van een depressie. Wanneer de golf niet uitslaat vormt zich meestal geen gesloten laag. Bij een uitslaande golf vormen zich de typische frontale structuren zoals een kou-, warmtefront en occlusie. Een frontale golf hangt samen met een sterke horizontale temperatuur-gradiënt en een verstoring in de bovenlucht. Hierdoor treden drukdalingen op, aan het aardoppervlak neemt de wind toe en gaat er neerslag vallen.

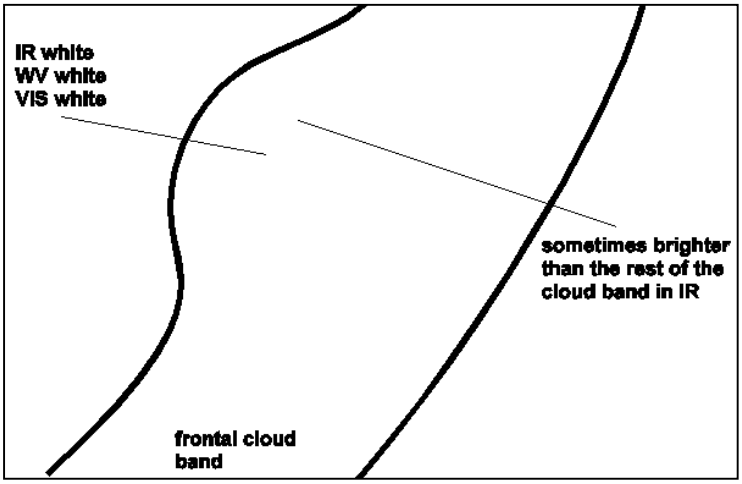


Fig 1: schematische weergave van de pixelwaarden in IR, WV en VIS bij een frontale golf

Op de satellietbeelden kan de bewolking behorende bij een frontale golf aan de achterzijde van de bewolking van een koufont gevonden worden. Op het VIS en IR-beeld zien we afhankelijk van het stadium van ontwikkeling een meer of mindere mate uitgesproken S-vormige structuur. De grijstinten zijn in deze beide kanalen helder wit, figuur 1, hetgeen inhoudt dat de bewolking een grote verticale uitgestrektheid heeft en dat de toppen tot diep in de troposfeer reiken. Op het IR-beeld is de bewolking van de golf soms nog wat witter dus kouder en hoger dan in de rest van het front. Ook op het WV-beeld zijn op de locatie van de golf hoge pixelwaarden aanwezig. Gedurende de ontwikkeling van de golf wordt de S-vorm in de bewolking steeds uitgesprokener.

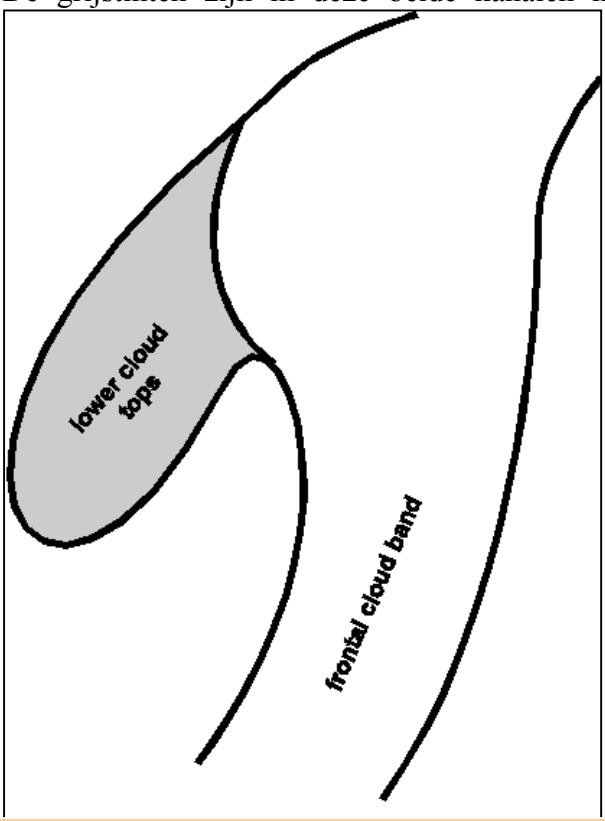


Fig 2 (links): In sommige gevallen bestaat de occlusie uit aanzienlijk warmere toppen dan de overige frontale bewolking.

Er komen twee verschillende situaties voor waarbij zich een spiraalvorm ontwikkelt: soms ontstaat een spiraal direct uit de frontale bewolking met de hoge toppen Dit wordt een occlusie van het WCB-type genoemd. Ander keren ontwikkelt de spiraalvorm zich beneden de hogere wolkentoppen, zie figuur 2. In dit geval schijnt het dat er twee synoptische lagen zijn die van elkaar ontkoppeld zijn. Dit is een occlusie van het CCB-type.

7.1.2 Praktijksituaties

27 september 1995 12 UTC

Op het satellietbeeld is een frontale zone zichtbaar. Deze strekt zich uit vanaf de Atlantische Oceaan, over Frankrijk. Polen en nog verder noordwaarts. De S-structuur van de golf bevindt zich boven Duitsland en de Oostzee. Een andere opvallende structuur is de kommavormig bewolking direct aan de koude zijde van de golf.

Op het IR-beeld, figuur 3, wordt de bewolking van de frontale golf helder wit weergegeven. De wolkentoppen zit dus hoog. Er valt in dit gebied op uitgebreide schaal regen en motregen. Het centrum van de golf moet ongeveer gezocht worden op de plek waar de kromming van de bewolking overgaat van hol in bol. Dit is het geval over het westen van Duitsland. Ook op de VIS en WV, figuur 4 en 5, wordt de bewolking helder en wit weergegeven. De frontale golf bestaat uit dikke gelaagde bewolking. Op middelbare en hogere niveaus van de troposfeer is veel vocht aanwezig.

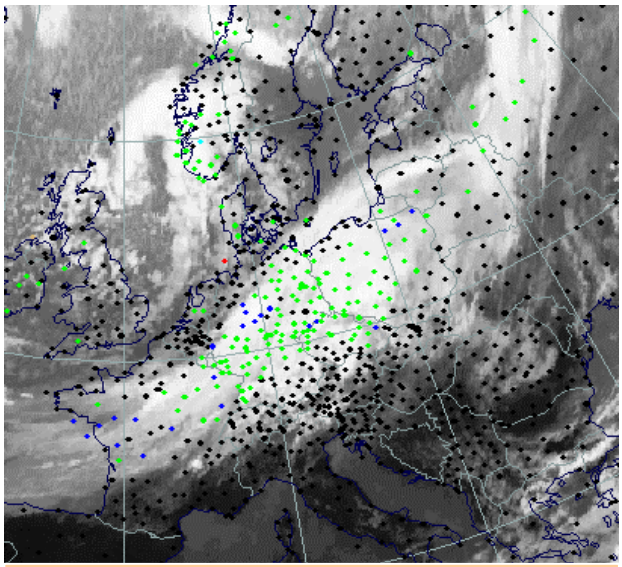


Fig 3: IR-beeld 27 september 1995 12:00 UTC, frontale golf (groen waargenomen regen)

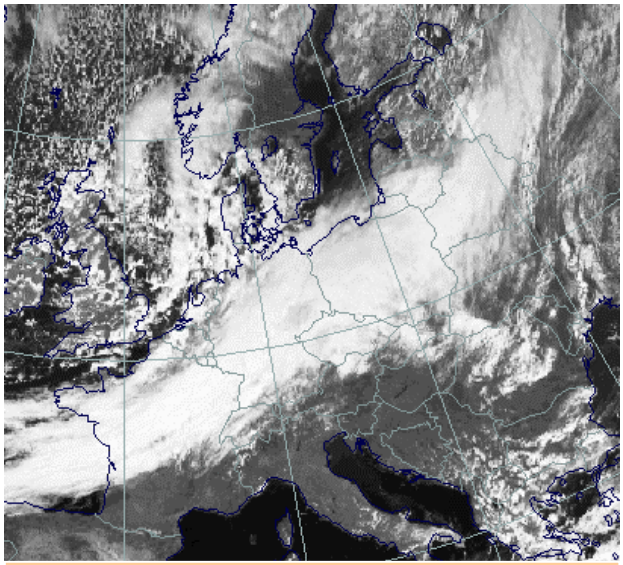


Fig 4: VIS-beeld 27 september 1995 12:00 UTC: frontale golf

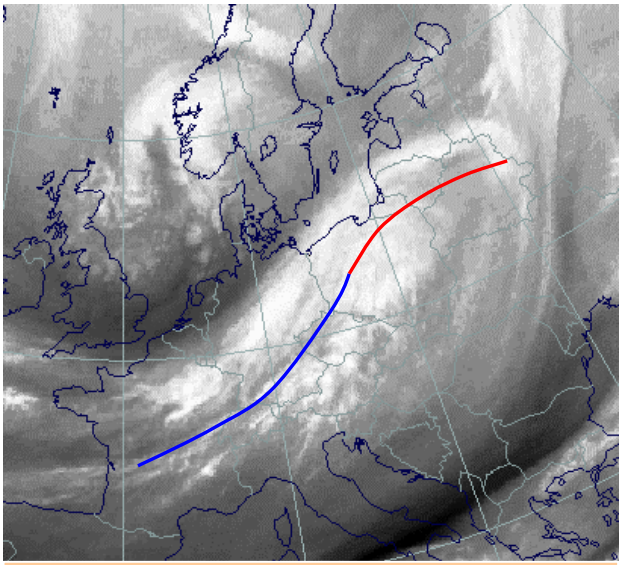


Fig 5: WV-beeld 27 september 1995 12:00 UTC: frontale golf

26 mei 1995

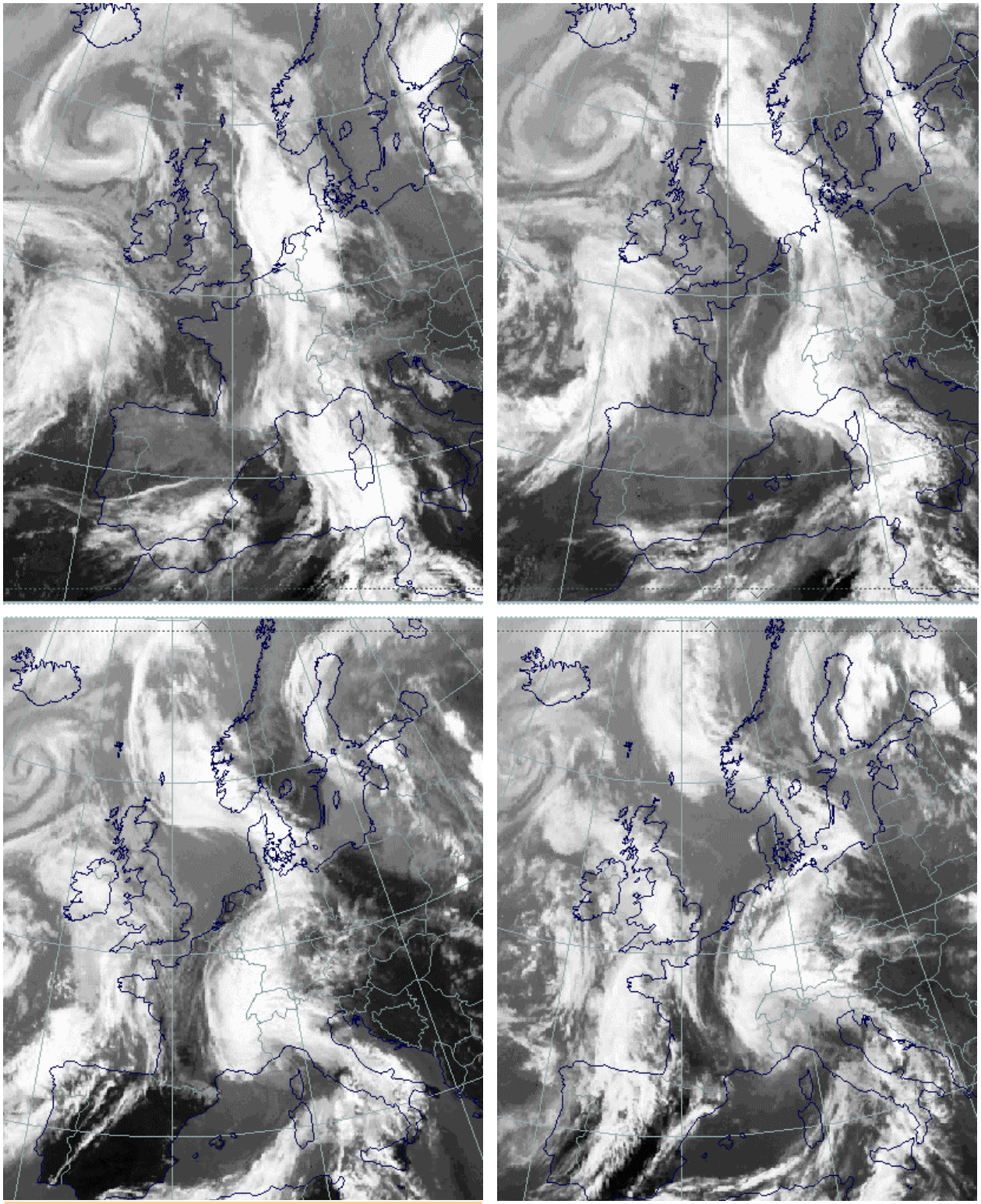


Fig 6 (linksboven): IR 26 mei 1995 0030 UTC
Fig 7 (rechtsboven): IR 26 mei 1995 0600 UTC
Fig 8 (linksonder): IR 26 mei 1995 1200 UTC
Fig 9: (rechtsonder): IR 26 mei 1995 1800 UTC
Ontwikkeling van twee frontale golven in een koufront

Figuren 6-9 tonen de speciale gebeurtenis dat zich twee frontale golven ontwikkelen in een koufront. In de loop van 26 mei vormen zich twee uitgesproken spiraalstructuren in de frontale bewolking.

28 september 1995

In figuur 10, zien we in tegenstelling tot de twee voorgaande besproken gevallen dat de spiraal zich ontwikkelt in de lagere wolkenzone. Deze bevindt zich boven Estland. De kleur van de spiraal is een stuk grijzer dan de overige bewolking behorende bij de frontale golf. Dit geeft aan de bewolking op een lager niveau zit dan de rest van de frontale bewolking.

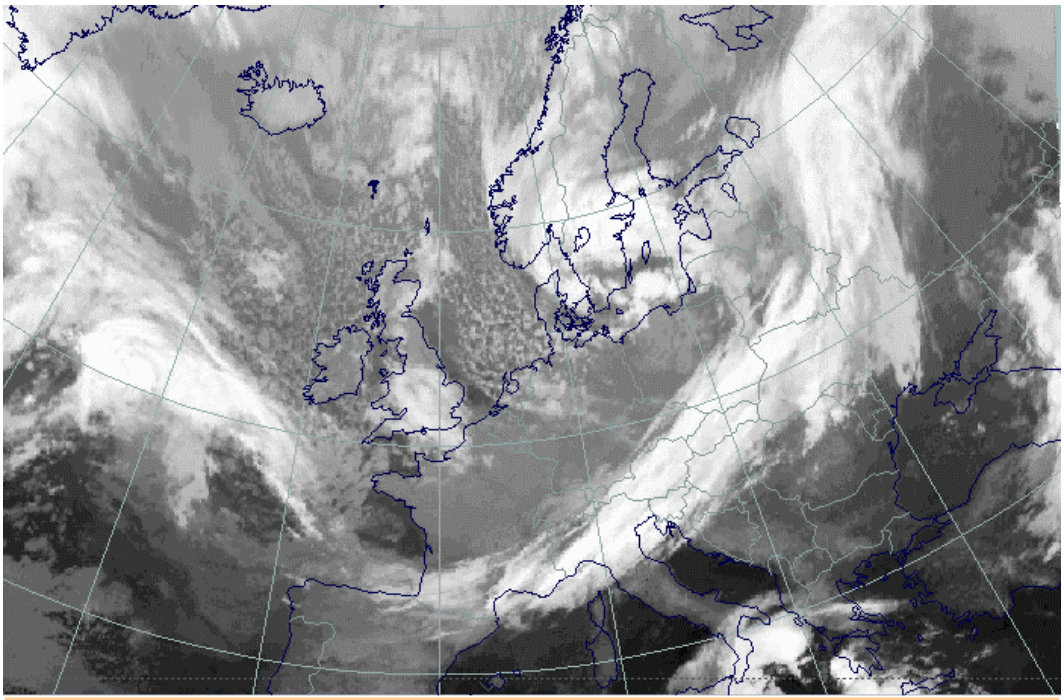


Fig 10: IR-beeld 28 september 1995 0600 UTC: Een frontale golf ontwikkelt zich oost van de Baltische Staten

7.1.3 Meteorologische fysische achtergrond

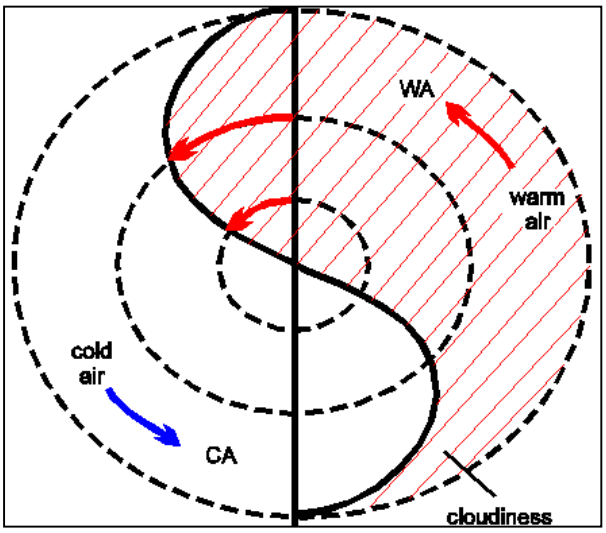


Fig 11: Vorticiteit veroorzaakt de S-structuur en advectiepatronen in een frontale golf.

De ontwikkeling van een frontale golf kan gezien worden als een substructuur in een koufront. Het geeft het beginstadium aan van cyclogenese. Er zijn meerdere vormen van cyclogenese die van de stabiele frontale golf verschillen door het mechanisme dat de cyclogenese veroorzaakt, snelheid van de ontwikkeling en interactie met andere weerstructuren.

Er kan zich een lagedrukgebied ontwikkelen in de lagere niveaus van de atmosfeer wanneer er een kleinschalige verstoring aanwezig is in de stroming op synoptische schaal. Dit kan een PVA-maximum zijn die optreedt stroomafwaarts van een mobiele kortgolvige trog. Doordat in de hogere luchtlagen meer PVA wordt aangevoerd dan dichterbij het aardoppervlak treden er stijgende bewegingen op. Deze gaan vergezeld van convergentie aan het aardoppervlak. Hierdoor daalt de druk en ontstaat een lagedrukgebied. De cyclonale stroming onder in de

atmosfeer gaat vervolgens het temperatuurveld advecteren, zie figuur 11. Hierdoor gaat het laag verder uitdiepen.
De karakteristieke S-structuur en temperatuur advectiepatronen bij een golf wordt veroorzaakt door de generatie van positieve vorticiteit. In het bewolkte deel treden stijgende bewegingen op door PVA en WA. In het wolkenloze deel zijn dalende bewegingen aanwezig door. Figuur 11 geeft een overzicht waar TA optreedt bij een frontale golf.
Met de conveyer belt theorie kan meer inzicht worden verkregen over relatieve stromingen die optreden rondom een frontale golf. Bij een koufront zonder frontale golven liggen de WCB en upper relative stream min of meer parallel aan de bewolkingsband. Het blijkt dat in een frontale ontwikkelende golf in de bewolkingszone een sterk stijgende WCB aanwezig is. Hierachter bevindt zich de upper relative stream die dicht tegen de bewolkingsrand aan ligt. De upper relative stream bevindt zich hoog in de troposfeer in een dalende beweging. Dit is op het WV-beeld zichtbaar als een gebied met minder hoge pixelwaarden. Op de lagere niveaus in de troposfeer bevindt zich een zadelpunt in de stromingen als gevolg van de cyclonale stroming die hier door de frontale golf veroorzaakt wordt, zie figuur 12 en 13.

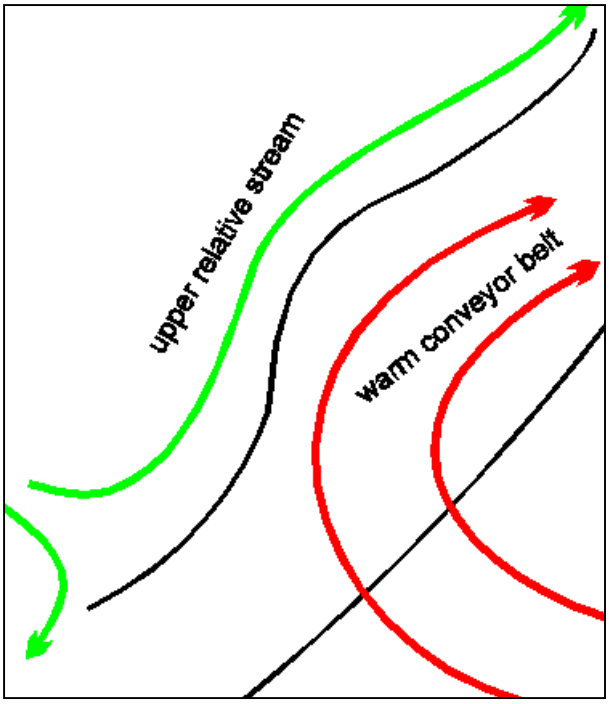


Fig 12: relatieve stromingen op lagere niveau's van de atmosfeer bij een frontale golf

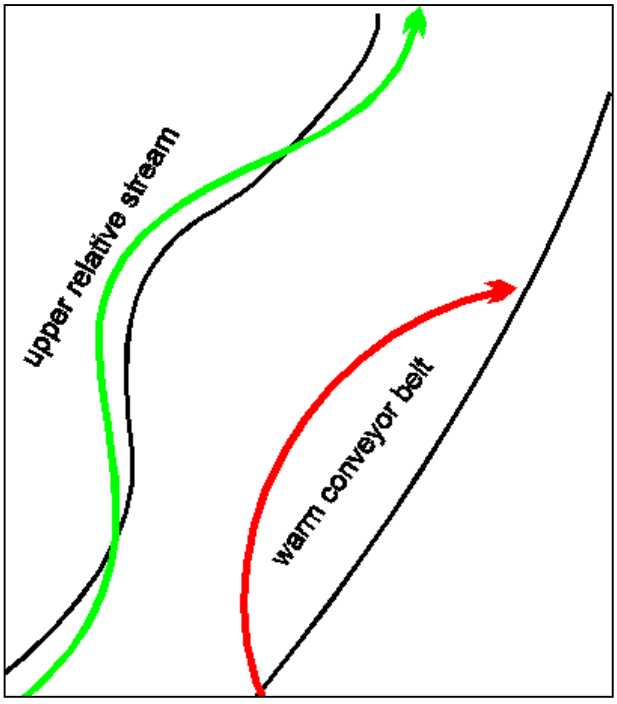
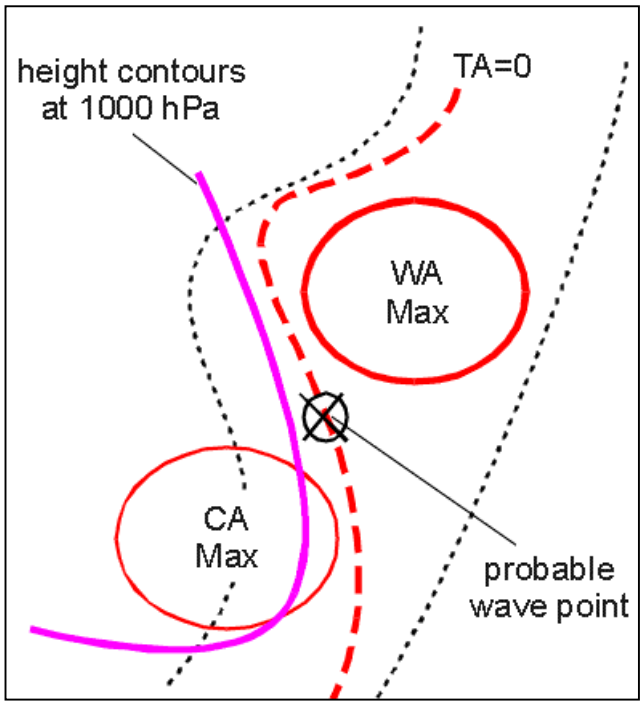


Fig 13: relatieve stromingen op hogere niveau's van de atmosfeer bij een frontale golf

7.1.4 Sleutelparameters

Warmte advectie (WA): Er treedt een maximum op in warmte-advectie in de bewolkingsstructuur behorende bij de frontale golf. CA vindt plaats in de droge lucht aan de achterzijde van de golf. Vaak kan worden waargenomen dat WA zwak is terwijl er sterke CA is. De nullijn van de TA bevindt zich gewoonlijk in de bewolkingsband en markeert het centrum van de golf. Zie figuur 14 en 15.

Absolute topografie op 1000 hPa: Op de lagere niveaus van de troposfeer kan een lagedrukgebied worden waargenomen, maar soms is alleen een uitgesproken trog zichtbaar afhankelijk van de accuraatheid waarmee het model de frontale golf weergeeft. Zie figuur 14 en 15.



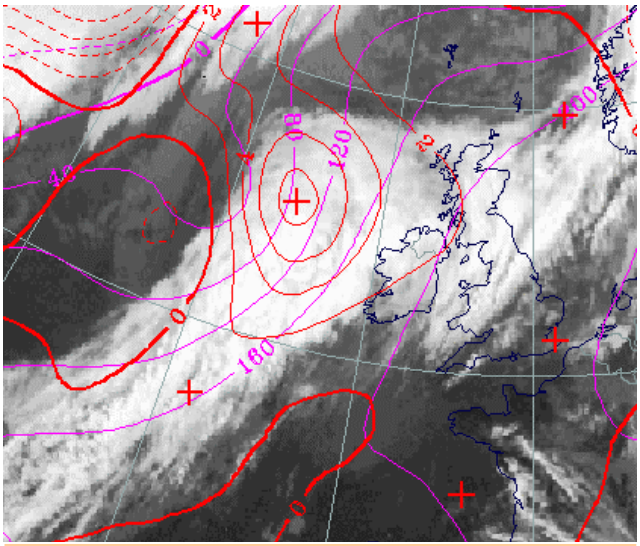
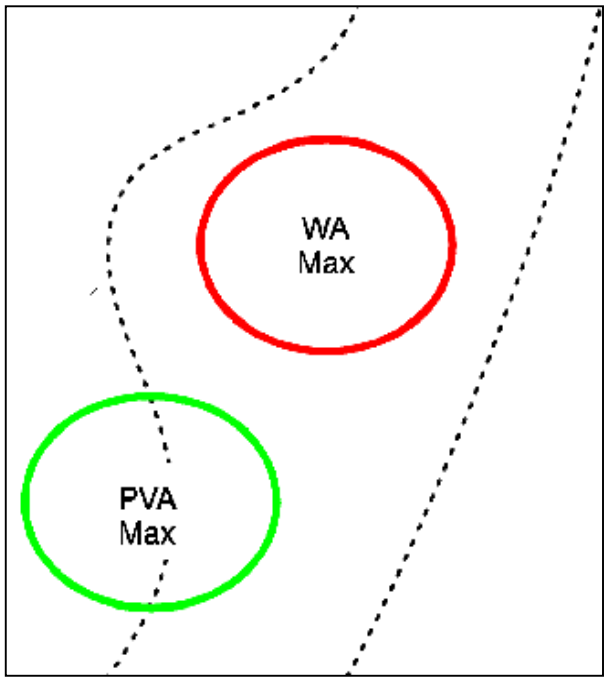


Fig 14 (links): schematische weergave absolute topografie 1000 hPa en TA bij een frontale golf
Fig 15 (boven): 16 januari 1996 12:00 UTC: absolute topografie (paars), TA (rood)

Positieve vorticiteitsadvectie op 500 en 300 hPa: De wolkenstructuur hangt samen met een PVA-maximum in de hogere niveaus van de atmosfeer. Dit is een indicatie voor het dieper worden van de golf. Zie figuur 16 en 17.



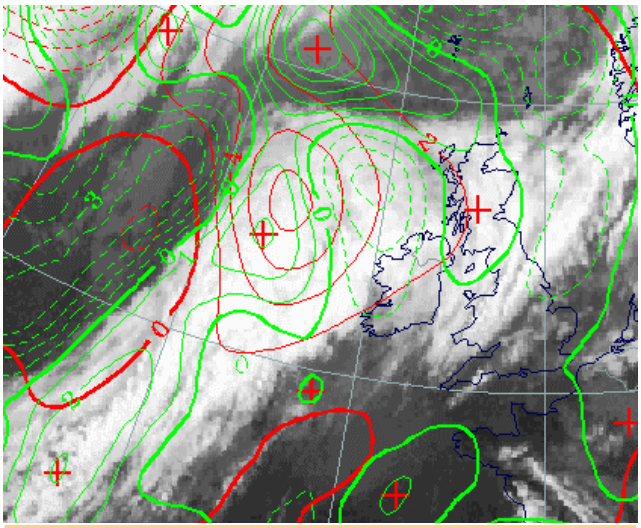


Fig 16 (links): schematische weergave 500 hPa PVA en WA-maximum bij een frontale golf
Fig 17 (boven): 16 januari 1996 12:00 UTC: temperatuur advectie (rood), PVA (groen)

Absolute topogafie 500 hPa: in de hogere niveaus van de atmosfeer is gewoonlijk een grootschalige trog aanwezig stroomopwaarts van de frontale golf. Zie figuur 18 en 19

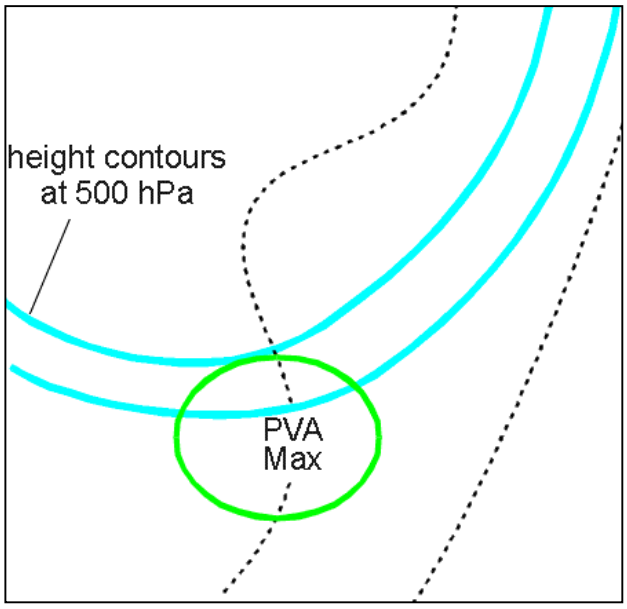


Fig 18: schematische weergave van 500 hPa absolute topografie en 500 hPa PVA

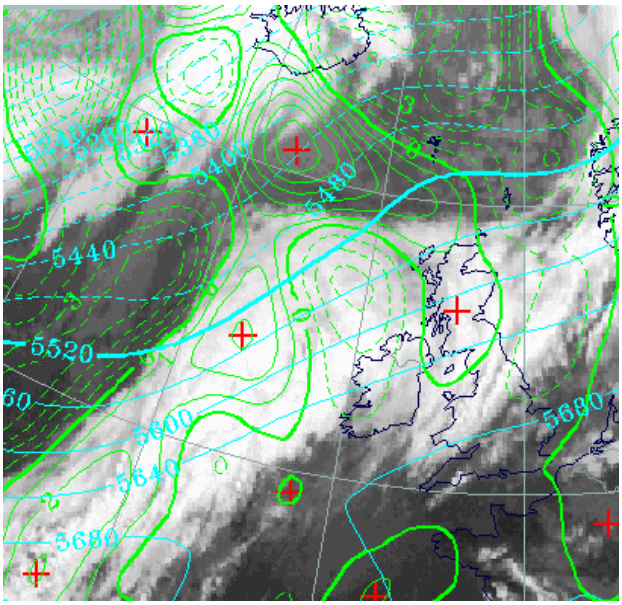


Fig 19: 16 januari 1996 12 UTC: absolute top. 500 hPa, PVA 500 hPa (onderbroken lijnen NVA)

7.1.5 Weersverschijnselen

De weersverschijnselen in een ontwikkelende frontale storing kunnen sterk variëren. Over het algemeen vindt er een intensivering van de neerslag plaats in de omgeving van de golf. In het gebied van het PVA-maximum in het koufront kunnen zich onweersbuien ontwikkelen. Aan de zuidzijde van de golf nemen de drukverschillen toe waardoor de wind sterk wordt.

Fig 20: bij een actieve snel ontwikkelende frontale golf kunnen ingebedde Cb's voorkomen die gepaard gaan met onweer.

7.2 Rapid cyclogenesis (snelle cyclogenese)

7.2.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Snelle cyclogenese is één van de explosiefste vormen van ontwikkeling in de troposfeer. Het is voornamelijk voorbehouden voor het winterhalfjaar maar komt ook in de zomer voor. Het betreft het zeer snelle uitdiepen van een depressie waarbij een grote kans op storm aanwezig is. Meestal komt snelle cyclogenese boven zee voor, maar er zijn ook situaties bekend dat een depressie boven land explosief uitdiept. Snelle cyclogenese komt alleen voor wanneer de atmosfeer voldoende instabiel is. Het treedt op stroomafwaarts van een mobiele bovenluchttrog in een gebied met een grote noord-zuid temperatuurgradiënt. Het verschil tussen een frontale golf en een snelle cyclogenese ligt vooral in de mate van uitdiepen. Tevens zijn er op satellietbeelden een aantal opvallende verschillen aanwezig tussen deze twee vormen van cyclogenese waarop hieronder dieper zal worden ingegaan.

Gedurende het beginstadium van snelle cyclogenese, figuur 1, ontstaat aan de noordelijke zijde van een gewoonlijk oost-west georiënteerde frontale wolkenband een scherm van lagere bewolking die steeds dikker wordt. Op het VIS-beeld wordt het bewolkingsscherm (cloud head) gekenmerkt door hoge pixelwaarden hetgeen aangeeft dat zich dikke bewolking aan het ontwikkelen is. Op het IR-beeld varieert het wolkenscherm van grijs tot lichtgrijs. De hoogste wolkentoppen komen meestal voor aan de poolwaartse zijde van het wolkenscherm.

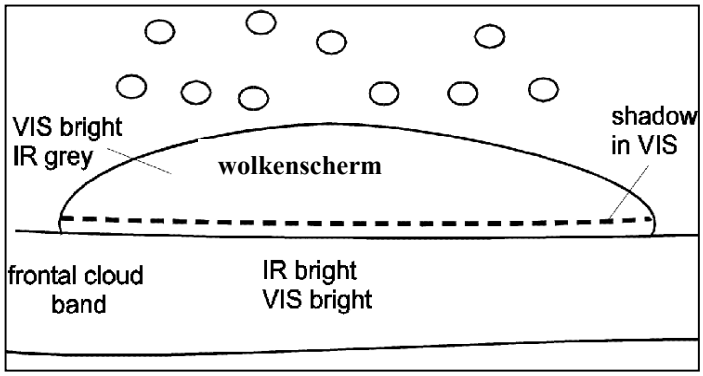


Fig 1: beginstadium van snelle cyclogenese

Op het WV-beeld zien we in een verder stadium van ontwikkeling een zwarte streep ontstaan tussen het wolkenscherm en de frontale bewolking. Dit wordt veroorzaakt door de advectie van droge dalende lucht die afkomstig is uit de lagere stratosfeer en van de cyclonale zijde van de straalstroom. Door de droge lucht treedt oplossing op van de bewolking tussen het wolkenscherm en de frontale zone. Dit wordt de droge tong (dry tongue) genoemd. Ten gevolge van de onstabiele opbouw van de atmosfeer komen er aan de binnenrand van het wolkenscherm vaak convectieve cellen voor.

Wanneer de snelle cyclogenese voortgaat lost de achterzijde van de frontale bewolking soms verder op door droge koude lucht hoger in de atmosfeer. Het wolkenscherm ontwikkelt zich tot een spiraal. In sommige gevallen kan een tweede vagere zwarte streep worden gezien op het WV-beeld aan de poolzijde van het wolkenscherm. Dit geeft aan dat hier zich een tweede straalstroom ontwikkelt.

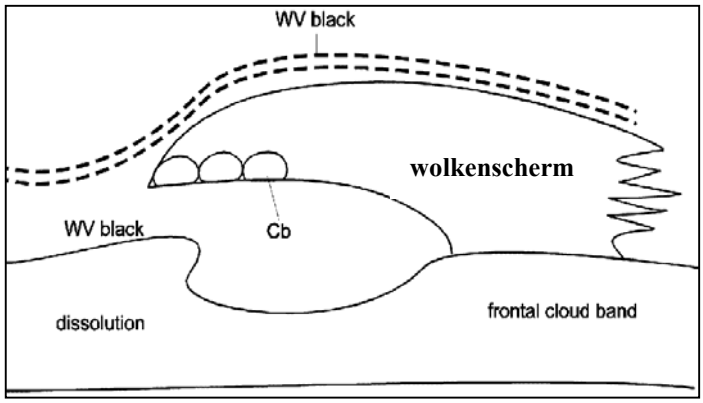


Fig 2: gevorderd stadium van snelle cyclogenese

7.2.2 Praktijksituaties

6 februari 1996

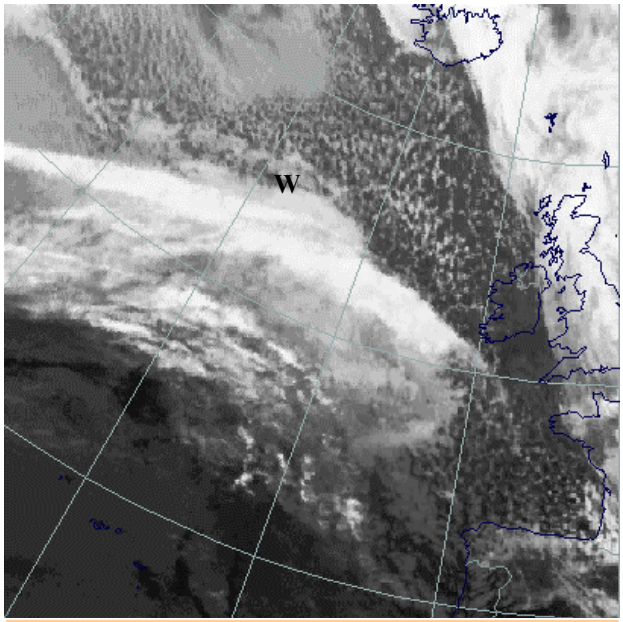


Fig 3: IR- beeld 6 februari 1996 12 UTC: snelle cyclogenese met ontwikkelend wolkenscherm W

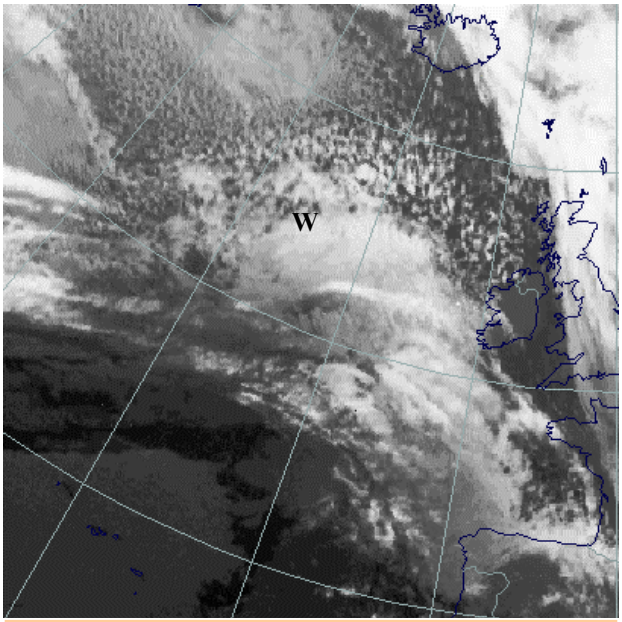


Fig 4: IR-beeld 6 februari 1996 18 UTC: snelle cyclogenese waarbij het koufront grotendeels oplost

Op figuur 3 en 4 is de voortgang van een snelle cyclogenese op 6 februari 1996 weergegeven. De linker figuur toont een frontale band waar zich een wolkenscherm uit ontwikkelt. De pixelwaarden van het wolkenscherm zijn donkerder dan van de frontale zone. Dit geeft aan dat de wolkentoppen wat lager zitten. Zes uur later heeft de structuur zich een stuk verder ontwikkeld. Het wolkenscherm is een stuk groter geworden. Bovendien is de frontale zone aan oplossing onderhevig. Vooral aan de zijde van het koufront toont figuur 4 dat vrijwel alle hogere bewolking is verdwenen door intrusie van droge dalende lucht.

17 april 1996

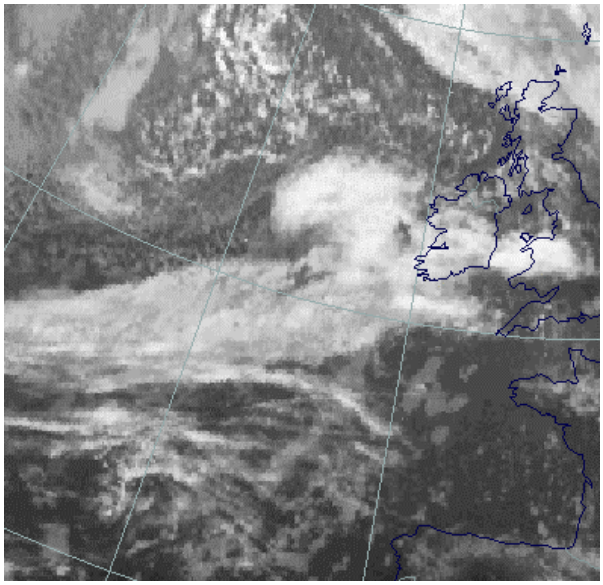


Fig 5: IR-beeld 17 april 1996 1800 UTC: gevorderd stadium in de snelle cyclogenese

Op figuur 5, 17 april 1996 1800 UTC, zien we een gevorderd stadium in de cyclogenese. Het wolkenscherm heeft zich ontwikkeld tot een spiraal. Dit houdt in dat het occlusie proces op gang is gekomen. Stroomopwaarts tussen het wolkenscherm en de frontale band is de bewolking aan oplossing onderhevig door het uitstromen van droge dalende lucht uit de stratosfeer. Hiermee wordt een hoge waarde van potentiële vorticiteit (PV) die kan zorgen voor hoge PVA waarden aan de bovenkant van de troposfeer. Op dit moment heeft al een sterke daling van de druk in de kern van het systeem plaatsgevonden.

17 april 1996

Op figuur 6 is het WV-beeld gegeven van een snelle cyclogenese op 17 april 1996 1800 UTC. Het wolkenscherm is zichtbaar ten westen van Ierland. Hier komen in de middelbare en hogere delen van de atmosfeer grote hoeveelheden vocht voor, getuige de grijze tinten. Ook duidelijk zichtbaar is de droge intrusie van stratosferische lucht tussen de frontale zone en het wolkenscherm. Hier geeft het WV-beeld een zwarte streep weer.

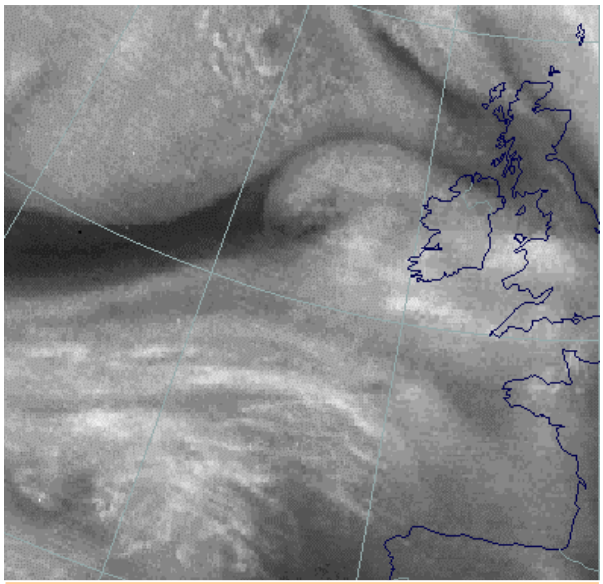


Fig 6: WV-beeld 17 april 1996 18:00 UTC: gevorderd stadium in de snelle cyclogenese

10 oktober 1995

De laatste praktijksituatie is 10 oktober 1995 0030 UTC waarvan het IR en WV-beeld zijn weergegeven op figuur 7 en 8. Het betreft hier een grootschalig wolkendek behorende bij een uitslaande golf. Het wolkenscherm met lagere bewolking is duidelijk zichtbaar ten noorden van de frontale bewolking. Hiertussen zit een V-vormig gebied met minder bewolking waar zich droge lucht bevindt op middelbare en hogere niveaus van de troposfeer.

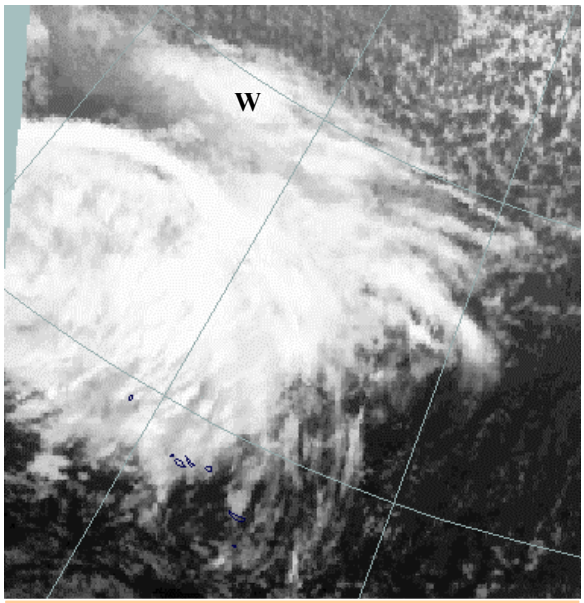


Fig 7: IR-beeld 10 oktober 1995 00:30 UTC: snel ontwikkelende depressie boven de Atlantische Oceaan

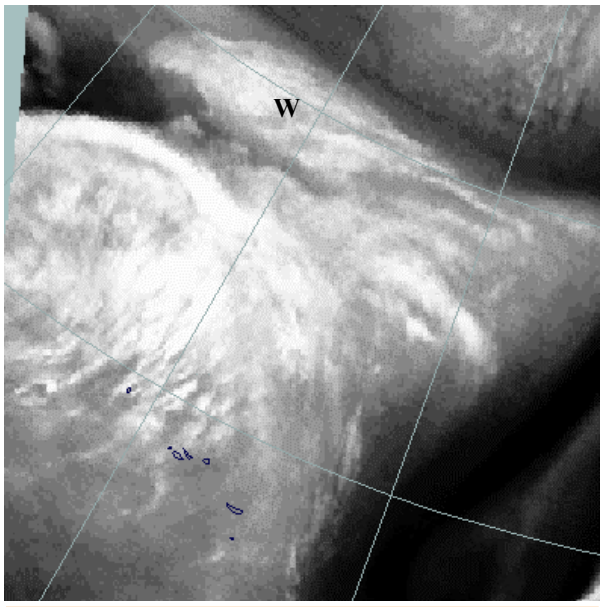


Fig 8: WV-beeld 10 oktober 1995 00:30 UTC: ontwikkelende droge tong is duidelijk zichtbaar midden boven in de afbeelding

Een heel duidelijk voorbeeld van cyclogenese wordt behandeld in paragraaf 5.3.2. Hier wordt met name gekeken naar WV-beelden in relatie tot de jet-as.

7.2.3 Meteorologisch fysische achtergrond

Cyclogenese kan op diverse wijzen plaatsvinden. Andere vormen van cyclogenese zijn o.a. de frontale golf, polar low en de instant occlusion. Het grote verschil tussen de golf en de snelle cyclogenese ligt vooral in de snelheid waarmee de ontwikkelingen optreden en enkele structuurkenmerken op satellietbeelden. In een explosief ontwikkelend systeem kan de druk in het centrum in één dag wel 25 – 40 hPa dalen. In een golf treden langzamere dalingen op. Het is nog een vraag of snelle cyclogenese tot de hoogste klasse behoort van normale cyclogenese of dat er een fundamenteel ander proces optreedt dat verantwoordelijk is voor de snelle ontwikkeling. Bij zeer snelle drukdalingen is de aanname van geostrofisch evenwicht vaak niet gerechtvaardigd. Er treden sterke verticale bewegingen op. Het vrijkomen van sensibele en vooral latente warmte blijkt ook een grote bijdrage te leveren aan het explosief uitdiepen van het systeem.

Bij snelle cyclogenese speelt stratosferische lucht een rol in het tot stand komen van de uiteindelijke structuur. Een zwarte streep (dry tongue) wordt zichtbaar op het WV-beeld en een deel van de frontale bewolking kan oplossen. Dit mondt uit in een V-vormige structuur op de satellietbeelden. De stratosferische lucht kan soms wel tot beneden het 500 hPa vlak dalen. Bij de ontwikkeling van een gewone golf daalt stratosferische lucht gewoonlijk niet tot onder het 300 hPa niveau af. Het zich vormende wolkenscherm (cloud head) valt gewoonlijk samen met de linker uitgang van de jet-streak. De jet ligt parallel aan de frontale zone.

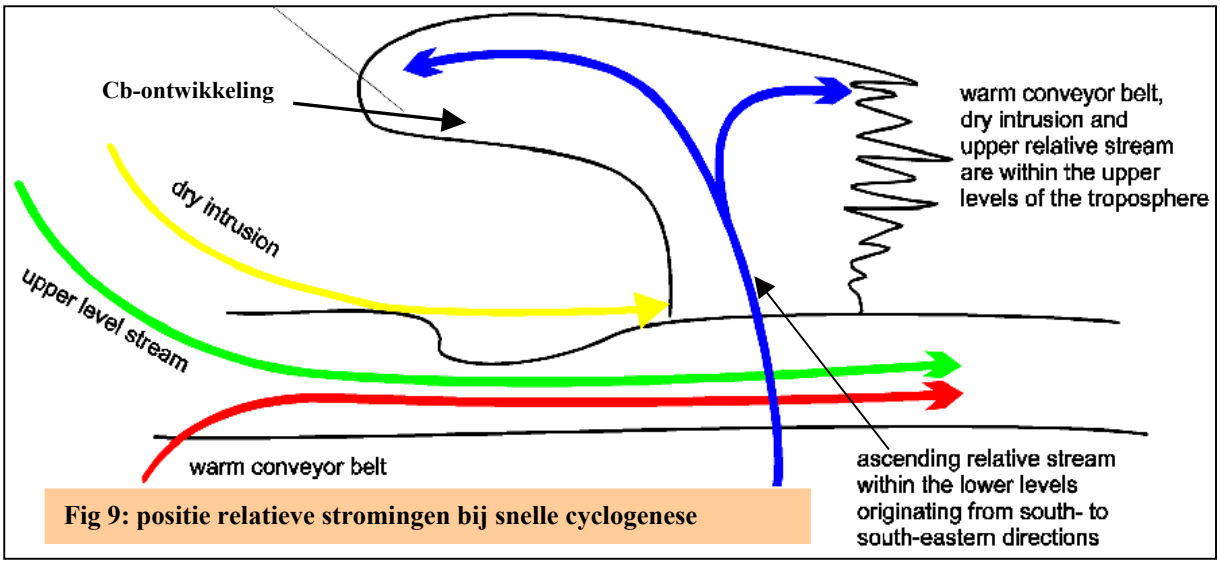


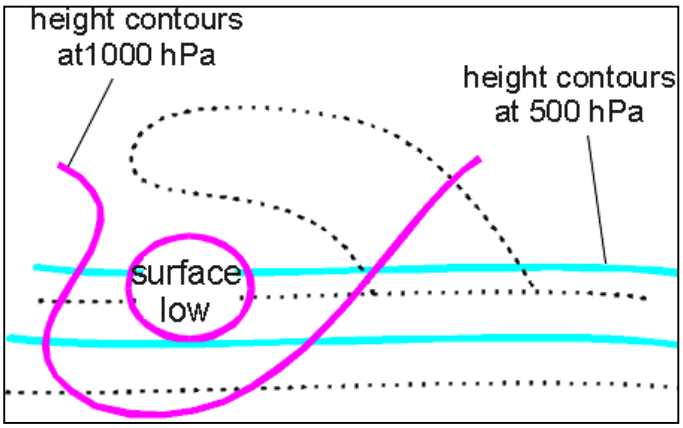
Fig 9: positie relatieve stromingen bij snelle cyclogenese

Er zijn een aantal relatieve stromen verantwoordelijk voor de ontwikkeling en het oplossen van de bewolking behorende bij een snelle cyclogenese. De bewolking van de frontale zone hangt samen met de warm conveyer belt en een vochtige stroming op wat grotere hoogte. Er komt ook een droge stroming vanuit de koude lucht, parallel aan de frontale zone in de richting van de z.g. cloudhead. Deze relatieve stroming zorgt voor het oplossen van bewolking en de zwarte streep op het WV-beeld. De intrusie van droge lucht die optreedt boven de vochtige stromingen veroorzaakt een instabiele opbouw van de troposfeer. In deze regio hebben Cb's een voorkeur om zich te ontwikkelen. Het wolkenscherm dat in de lagere en middelbare delen van de troposfeer aanwezig is komt tot stand door een vochtige, warme, snel stijgende conveyer belt uit zuidelijke richtingen. Deze stroming doorkruist de frontale zone, splitst vervolgens in een west- en oostwaartse tak en wordt veroorzaakt door de sterke cyclonale circulatie onderin. Dat geeft vaak aanleiding tot een convexe rand van het wolkenscherm. Zie ook figuur 9 voor locatie van de stromingen.

7.2.4 Sleutelparameters

Absolute topografie 1000 hPa: Gedurende het beginstadium van de ontwikkeling is een uitdiepende trog zichtbaar die een gesloten laag gaat vormen. Tijdens het volwassen stadium bevindt de kern zich in de bewolkingsarme zone van de droge tong.

Absolute topografie 500 hPa: In de bovenlucht staat vaak een zeer krachtige vaak W-O georiënteerde stroming.



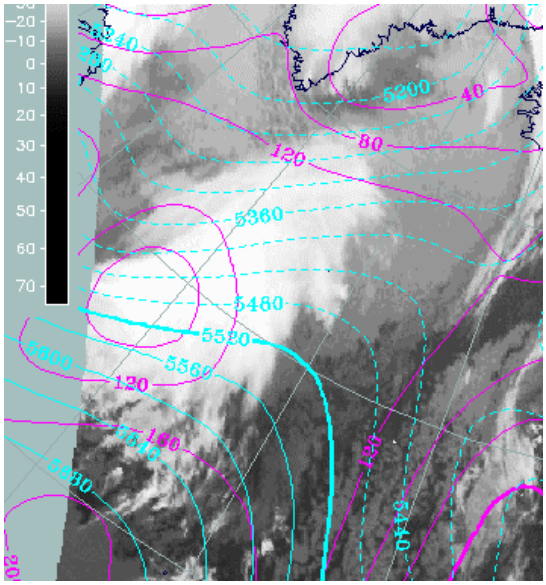
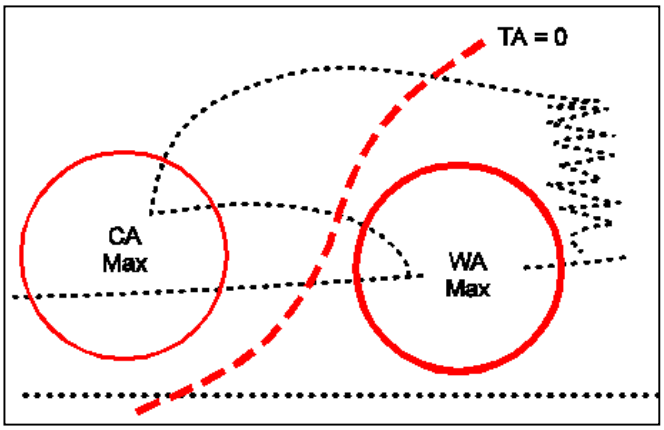


Fig 10 (boven): schematische weergave absolute topografie 1000 hPa en 500 hPa
Fig 11 (rechts): 23 januari 1996 12:00 UTC: absolute topografie 1000 hPa (blauw) en 500 hPa

Potentiële Vorticiteit (PV): De van nature aanwezige hoge PV waarden in de stratosfeer worden naar de troposfeer getransporteerd en zorgen daar voor PVA met als uiteindelijk gevolg: drukdalingen aan de grond.

Temperatuur advectie (TA): Het TA-patroon toont een patroon dat karakteristiek is voor frontale golven. Er is een maximum in WA te vinden in de bewolking behorende bij het wolkenscherm. Daarachter treedt uitgesproken CA op.



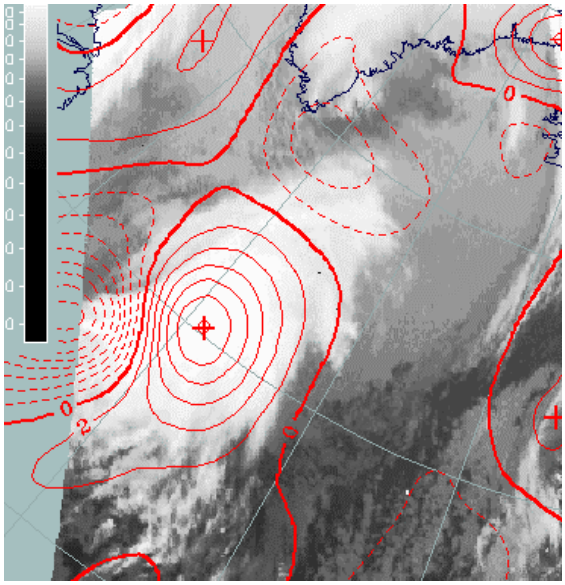
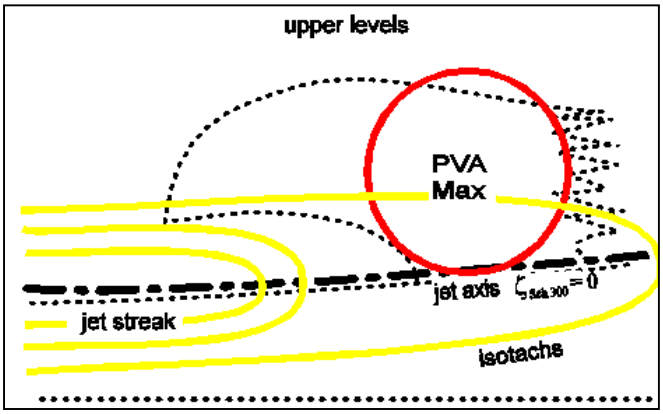


Fig 12 (boven): Schematische weergave temperatuurs advectie (500/1000 hPa)
Fig 13 (rechts): 23 januari 1996 12:00 UTC: temperatuur advectie (onderbroken lijnen:CA)

Vorticiteitsadvectie op 500 en 300 hPa: Het veld van VA laat zowel op 500 en 300 hPa een uitgesproken PVA-maximum zien. Deze bevindt zich in het wolkenscherm en in de linker uitgang van de jet.
Isotachen op 300 hPa: De isotachen op 300 hPa tonen een uitgesproken jet die parallel loopt aan de achterzijde van de frontale wolkenband. Het wolkenscherm bevindt zich meestal in de linker uitgang van de jet.
Nullijn scheringsvorticiteit: De nullijn van de scheringsvorticiteit valt samen met de noordzijde van de frontale bewolking en loopt onder het wolkenscherm door.



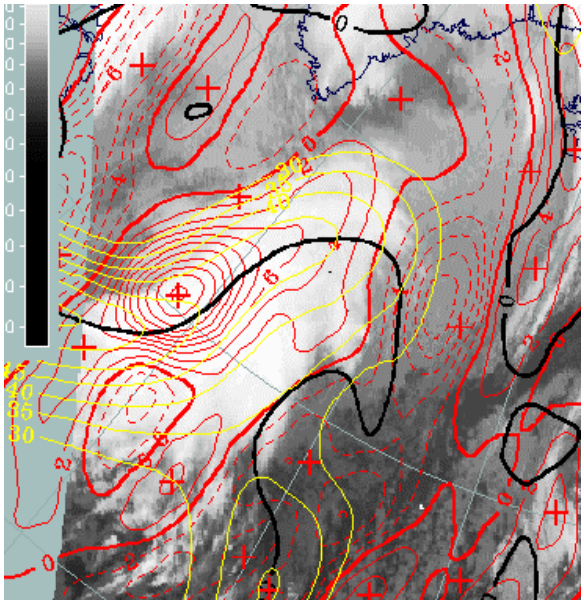


Fig 14 (boven): schematische weergave van de locatie van de jet, jet-as en het PVA-maximum bij een explosieve ontwikkeling.
Fig 15 (rechts): 23 januari 1996 12 UTC: isotachen (geel), jet-as (zwart) en PVA-maximum (rood)

7.2.5 Weersverschijnselen

In het gebied waar zich de stijgende warm conveyer belt bevindt treedt stratiforme neerslag op. Sterke neerslag en de ontwikkeling van onweersbuien vinden plaats aan de binnenzijde van het wolkenscherm door instabiliteit in de bovenlucht. In het eerst stadium van een explosieve cyclogenese zijn de drukdalingen voor het systeem uit sterker dan drukstijgingen daarachter; een aanwijzing van een snelle daling van de druk in de kern van het systeem
Zeer krachtige winden kunnen optreden in de regio van het wolkenscherm. De sterkste winden worden meestal gevonden aan de zuidwestzijde van het laag. Op zee kan de wind orkaankracht bereiken. De sterkste windstoten doen zich voor daar waar de (potentiële)onstabiliteit het grootst is, b.v. aan de overgang tussen wolkenscherm van de cloud head en de droge tong. De zware winterstormen die af en toe Nederland aandoen vinden bijna allemaal hun oorsprong in snelle cyclogenese.

Fig 16: Door zware stormwinden opgestuwd kan zeewater laaggelegen locaties bedreigen en onder water zetten.

7.3 Enhanced Cumuliform cloudiness (EC)

7.3.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Verticaal goed ontwikkelde cumuliforme bewolking ontstaat wanneer de atmosfeer onstabiel van opbouw is over een diepe laag. Dit treedt vooral op boven grote en relatief warme oppervlakken. Cumuliforme bewolking is vaak zichtbaar in polaire lucht achter een koufront op de Atlantische Oceaan, met name later in de zomer, de herfst en winter.

Wanneer er een sterke subsidentie-inversie aanwezig is in de atmosfeer, die vaak gevonden kan worden in de nabijheid van hogedrukgebieden, kunnen convectieve cellen niet door dit deksel heen schieten en blijven beperkt tot de lagere niveaus van de troposfeer. Bij afwezigheid van zo'n deksel reiken de cumuli dieper in de atmosfeer en kunnen het buienstadium bereiken.

Op de Oceaan kunnen vaak gebieden worden gevonden waar de toppen van de cumuli hoger reiken. Hier wordt de convectie een handje geholpen door de bovenlucht. Deze is enkele graden kouder dan in de omgeving en bovendien treden er vaak dynamisch geforceerde stijgende bewegingen op in de nabijheid van een vorticiteitsgebied.

Op satellietbeelden is een cellulaire scherp begrensde wolkencluster zichtbaar. Deze bevindt zich achter het koufront in de koude luchtmassa. Over het algemeen wordt zo'n cluster begrensd door wolkencellen met warmere toppen. Zie figuur 1

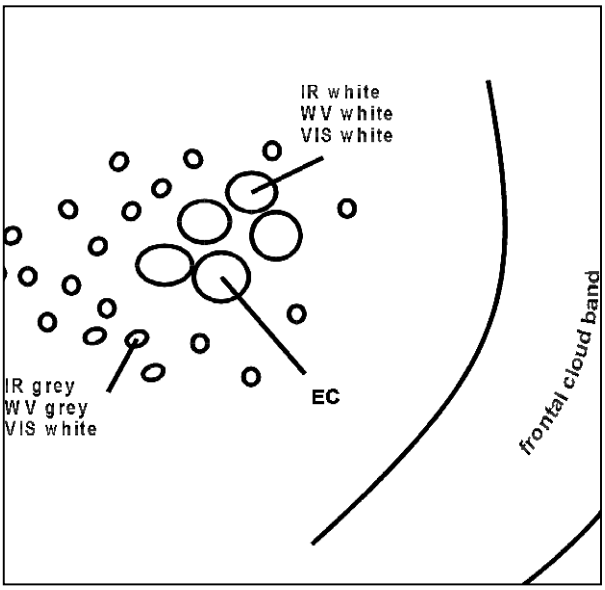


fig 1: schematische weergave van de pixelwaarden in IR, VIS en WV bij enhanced cumuli

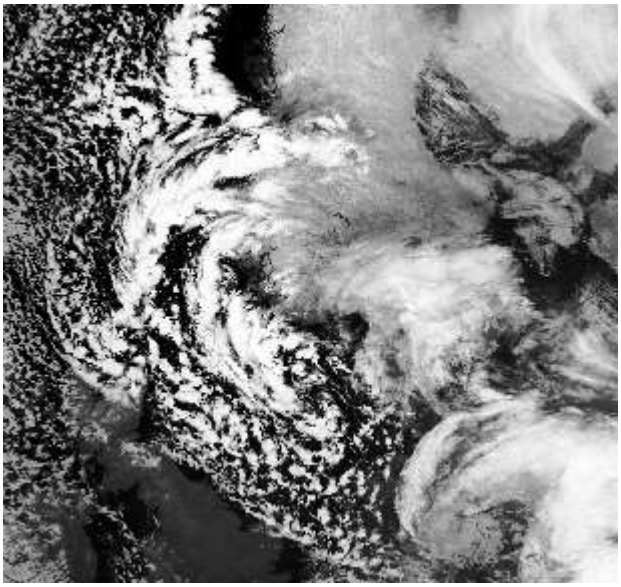


Fig 2: IR-beeld 7 februari 1999 08:25 UTC: EC's met vorming van golfstructuren boven de Noordzee

EC's worden met witte punten of vlekken aangegeven op IR, VIS en WV-beelden. Dit geeft aan dat het gaat om verticaal sterk ontwikkelde bewolking waarvan de toppen tot in de hoogste laag van de troposfeer voor kunnen komen. In situaties waarbij EC's goed ontwikkeld zijn komt het voor dat de cirruskappen van de individuele buien samensmelten tot één geheel. EC's kunnen meerdere stadia doormaken waardoor structuren ontstaan die overeenkomen met andere conceptuele modellen. Er kan een comma ontstaan uit EC's. Hierin wordt een spiraalvormige structuur waargenomen. Wanneer een gebied met EC's in de nabijheid komt van de wolkenband behorende bij een koufront kan er zich een golfvormige structuur ontwikkelen in het front. Deze structuur wordt een golf genoemd. In figuur 2 zijn op een IR-beeld verticaal goed ontwikkelde EC's zichtbaar boven de Noordzee

7.3.2 Praktijksituatie

29 september 1995 12 UTC

Op het IR en VIS-beeld, figuur 3 en 5, kunnen witte samenklittende stippen worden waargenomen boven het zuidelijk deel van de Oostzee. Dit zijn EC's waarvan de toppen tot diep in de troposfeer reiken. Over de Noordzee en Denemarken bevindt zich ook cellulaire bewolking maar hiervan reiken de toppen minder diep. Op het IR-beeld wordt dit gebied gekenmerkt door grijze vlekken. Een tweede gebied met EC's bevindt zich ten westen van de Noorse Zee. Op het IR is hier een mesoschaal gebied met een witte tint te vinden. De cirruskappen van de Cb's die horizontaal uitspreiden gaan één geheel vormen.

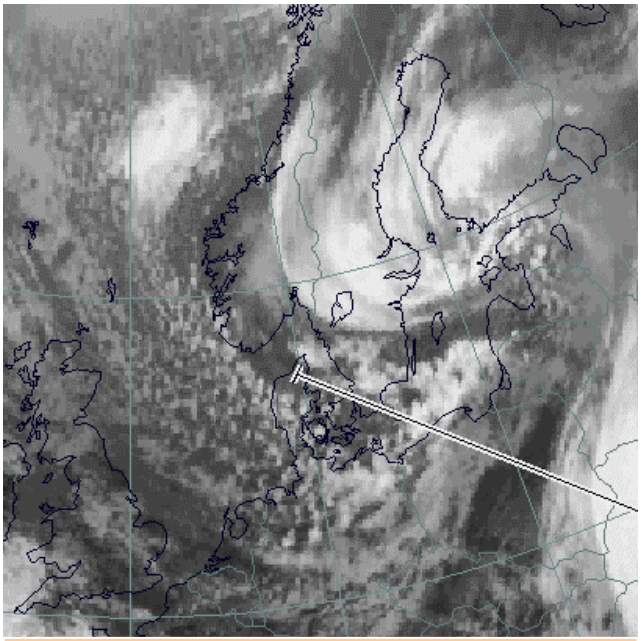


fig 3: IR-beeld 29 september 1995 12:00 UTC, EC's

Op het WV-beeld, figuur 4, is in de gebieden met EC's meer vocht in de middelbare en hoge niveaus van de troposfeer aanwezig. De pixelwaarden zijn hier lichter dan in de omliggende gebieden waar de cumuliforme bewolking minder hoog reikt. Het vocht wordt deels omhoog getransporteerd door de sterke opwaartse bewegingen die binnen de EC's plaatsvinden.

De cellulaire convectieve bewolking treedt op in een noordwestelijke stroming waarbij koude polaire lucht wordt aangevoerd. Door het warme zeewater in deze tijd van het jaar treedt een sterke voelbare warmte-uitwisseling op tussen lucht- en zeeoppervlak die de vorming van cumuliforme bewolking versterkt.

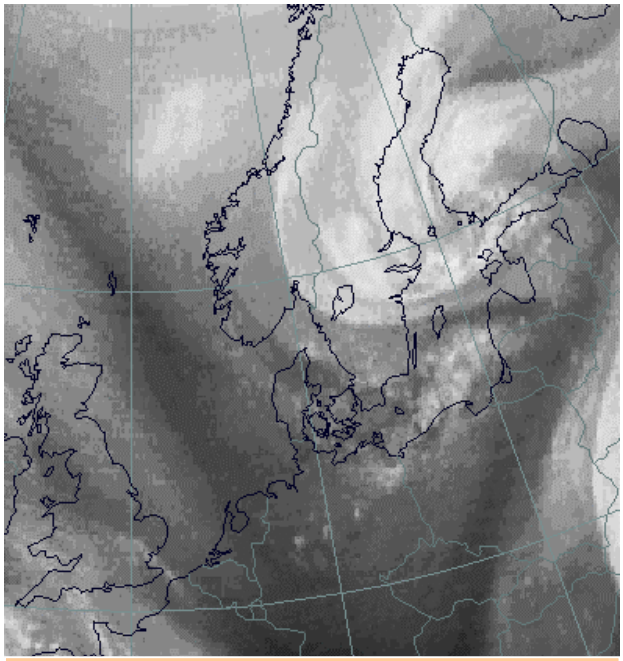


fig 4: WV-beeld 29 september 1995 12:00 UTC: EC's

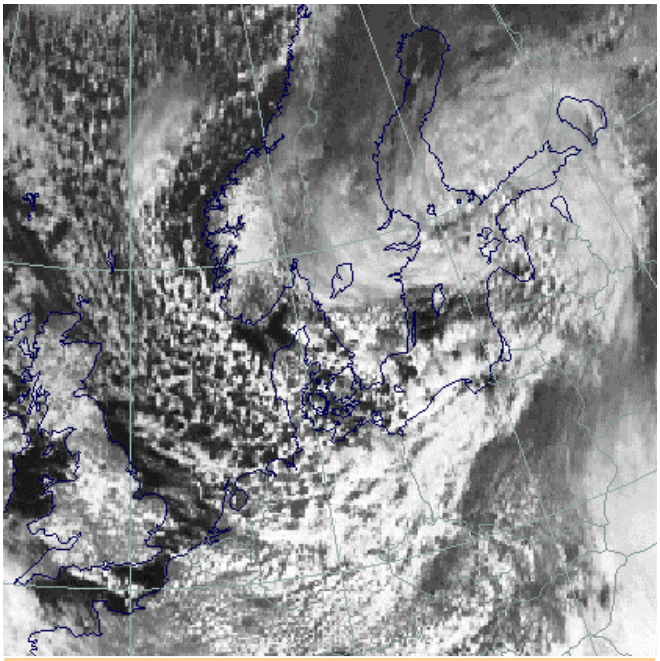


fig 5: VIS-beeld 29 september 1995 12:00 UTC: EC's

7.3.3 Meteorologisch fysische achtergrond

EC's zijn mesoschaal wolkenstructuren. Deze bewolking ontwikkelt zich niet op het grensvlak van twee luchtmassa's zoals warmte- en koufronten. De wolkenclusters ontstaan in een koude luchtmassa die zich achter het koufront bevindt in de nabijheid van een trog in de bovenlucht. EC's zijn meestal ingebed in een gebied met cellulaire bewolking waarvan de toppen niet verder reiken dan de middelbare niveaus van de troposfeer.

Er stroomt koude lucht uit over een relatief warm zeeoppervlak. Hierdoor worden de onderste luchtlagen geleidelijk opgewarmd. Daarbij treden stijgende bewegingen op en vindt condensatie plaats. Aan de andere kant treedt er in de bovenste lagen van de troposfeer ook dalende bewegingen op. De lucht kan zelfs uit de stratosfeer komen en is hierdoor zeer droog. Door de stratosferische intrusie is de opwaartse stroming in de convectieve cellen gelimiteerd aan de bovenzijde. Uiteindelijk ontstaat er een evenwicht tussen op- en neerwaartse stromingen waarin de cellulaire bewolking optreedt. Zie figuur 6.

Bij het ontstaan van EC's zijn nog wat extra condities vereist. Ten eerste neemt de verticale instabiliteit van de atmosfeer toe. Ten tweede zijn er maxima in PVA aanwezig die samenhangen met een trog in de bovenlucht. Hierdoor treden er sterkere verticale bewegingen op dan in de omgeving. In de hogere luchtlagen is de op-waartse beweging nu ook krachtig genoeg om de droge dalende lucht te compenseren. Er ontstaat daardoor diepe con-vectieve bewolking die reikt tot in de hoogste lagen van de troposfeer. Over het algemeen ontwikkelen EC's zich in de nabijheid van trog-assen of de linker uitgang van een jet streak.

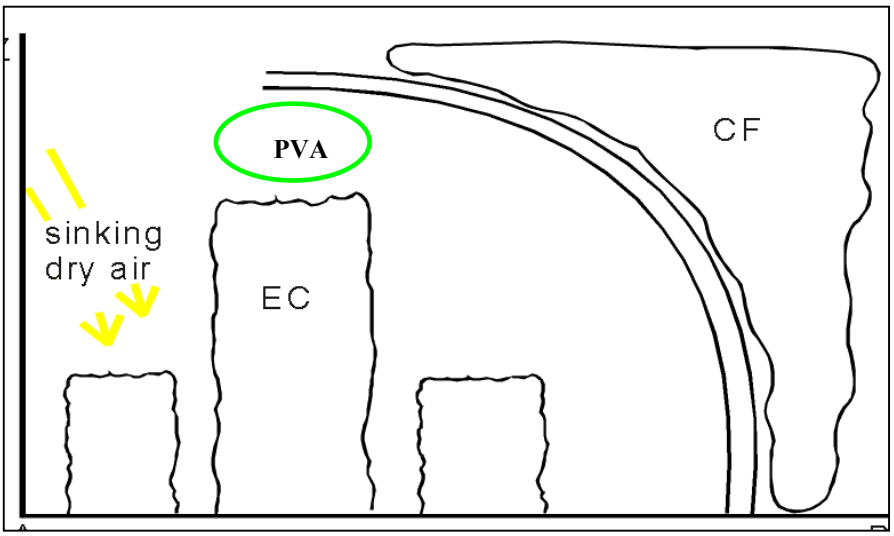


fig 6: EC's treden op stroomopwaarts van een koufront in de koude lucht. In de bovenlucht treedt PVA op behorende bij een jet-streak of trog

7.3.4 Sleutelparameters

Positieve vorticiteitsadvectie op 500 en 300 hPa (PVA): Het gebied met EC's bevindt zich over het algemeen in een PVA-maximum op 500 en 300 hPa, hetgeen stijgende bewegingen impliceert. Zie figuur 7 en 8.

Absolute topografie op 500 en 300 hPa: Direct stroomopwaarts van de EC's kan een trog in het hoogteveld worden teruggevonden. Zie figuur 7 en 8.

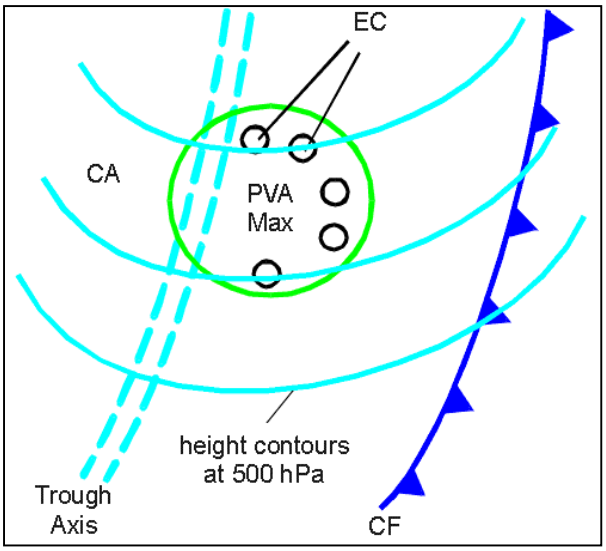


fig 7: schematische weergave van de positie van de trog en het PVA-maximum bij EC

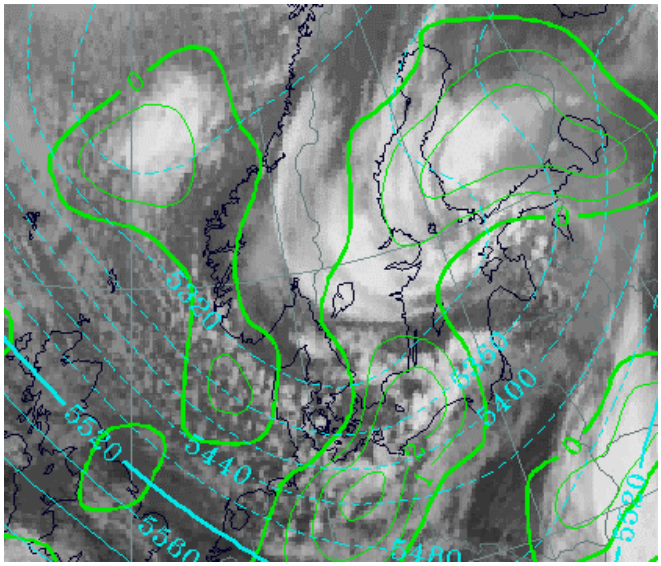


fig 8: 29 september 1995 12:00 UTC: PVA(groen) en absolute topografie op 500 hPa

Equivalente dikte (500/850 hPa): In de omgeving van de EC bevindt zich een thermische trog ofwel een minimum in equivalente dikte hetgeen aanduidt dat hier nog koudere lucht aanwezig is.

Isotachen op 300 hPa: EC's ontwikkelen zich meestal in de linker uitgang van een jet streak. Hier vinden stijgende bewegingen plaats. Omdat een EC een mesoschaal fenomeen is wordt het regelmatig niet goed weergegeven in modellen. De modelvelden komen dan niet overeen met wat op het satellietbeeld waargenomen wordt.
In figuur 9 zijn de locatie van de jet-streak, as en het PVA-maximum weergegeven bij een EC.

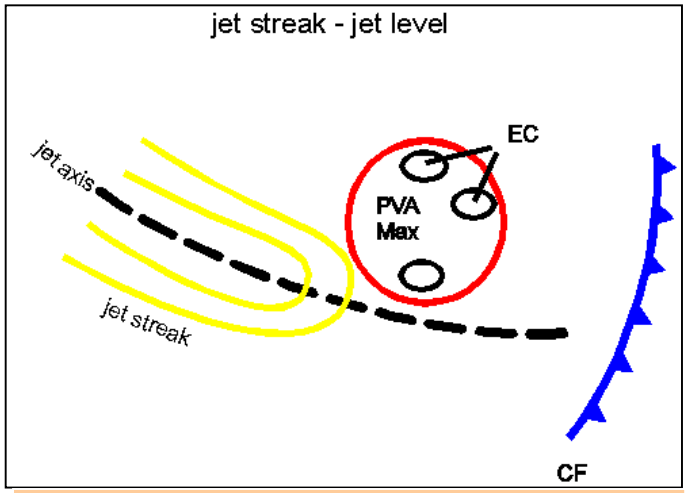


fig 9: locatie van de jet streak ,as en het PVA-maximum bij een EC.

7.3.5 Weersverschijnselen

Bij EC's treedt gewoonlijk convectieve neerslag op. De buien kunnen afhankelijk van de situatie gepaard gaan met onweer, hagel en windstoten. Tussen de buien door kan het tijdelijk fel opklaren en ziet het weer er uit de wind en in de zon er vriendelijk uit. Wanneer de EC's sterk samenklitten is er vrijwel geen plaats meer voor de zon en blijft het geheel bewolkt. De wolken zijn van het type cumulonimbus. Zie figuur 10.

fig 10: Rechts cumulonimbus capillatus incus die voorkomt die voorkomt bij sterk verticaal ontwikkelde Cb's

7.4 Comma

7.4.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

In polaire lucht boven zee ten noorden van de jet-stream zijn vaak gebieden aanwezig met versterkte cumulus convectie (EC's). Deze hangen samen met de grote verticale temperatuurgradiënt in combinatie met een bovenluchttrog. De bovenlucht is hier nog wat kouder waardoor buien verder door kunnen schieten (koude druppel). Wanneer de stijgende bewegingen sterk zijn ontstaat aan het aardoppervlak ook een uitgesproken trog of zelfs een gesloten laag. Door de kromming in het windveld gaan de Cb's zich in een comma-vorm ordenen en ontstaat de typische commavorm zoals in figuur 1. Een comma bevindt zich in een vrij uniforme luchtmassa maar kan een frontaal karakter krijgen doordat zich een eigen barokliene zone ontwikkelt. Op de Atlantische Oceaan, zuid van IJsland is ook nog een gebied te vinden met een EC.

In het beginstadium van ontwikkeling kunnen we een cyclonaal gekromde commavorm zien.

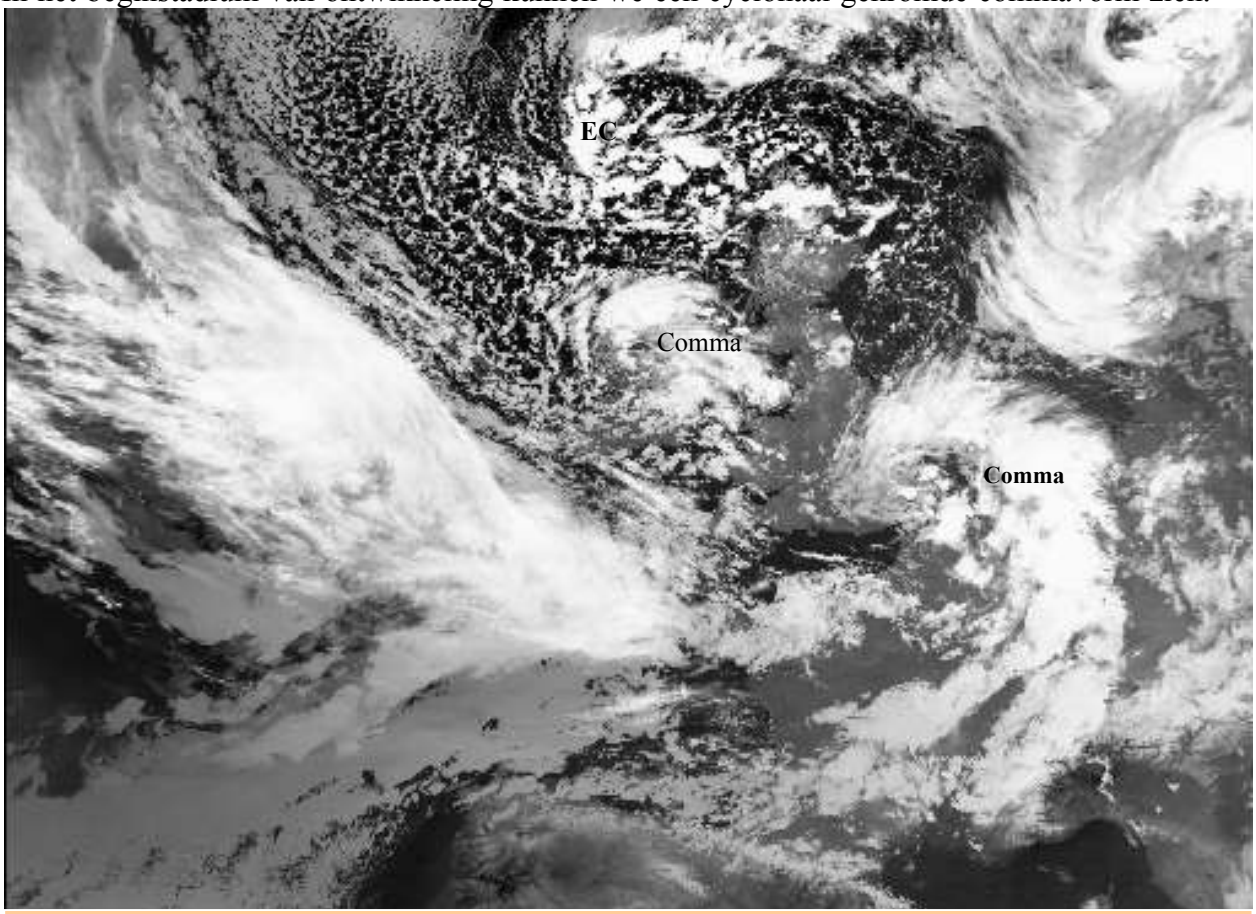


Fig 1: IR-beeld 13 april 1999 19:20 UTC: van EC's(Z IJsland) naar Comma's (Ierland, Nederland)

Deze ligt in de koude luchtmassa achter het koufront. Gedurende de ontwikkeling wordt de comma geleidelijk groter in omvang. In het volwassen stadium is de structuur uitgegroeid tot een markant, soms synoptischschalig fenomeen met een commastructuur.

Op het IR en VIS-beeld, figuur 2, heeft de wolkenspiraal in het algemeen een witte kleur en een gestructureerd uiterlijk. Dit betekent dat we met een dik pakket gelaagde bewolking hebben te maken met daarin ingebed enkele Cb's. In het begin van de ontwikkeling kan in de staart van de comma een zuidwaartse uitloper worden gevonden bestaande uit wolkenflarden die in de lagere niveaus van de troposfeer voorkomen.

Op het WV-beeld, figuur 2, komen grijze tot witte tinten voor Dit houdt in dat in de hogere lagen van de troposfeer veel vocht aanwezig hetgeen in overeenstemming is met het IR-beeld. Aan de achterzijde van de bewolking is een scherpe gradiënt en een zwarte streep aanwezig.

Hier bevindt zich koude, droge en dalende lucht afkomstig uit de hogere lagen van de troposfeer.
Met name tijdens het begin van de ontwikkeling kunnen de helderste grijstinten in de verschillende kanalen gevonden worden in de staart van de commavorm. Dit heeft te maken met de jet-streak in de bovenlucht waarvan de linker uitgang zich bevindt op de locatie van de comma.

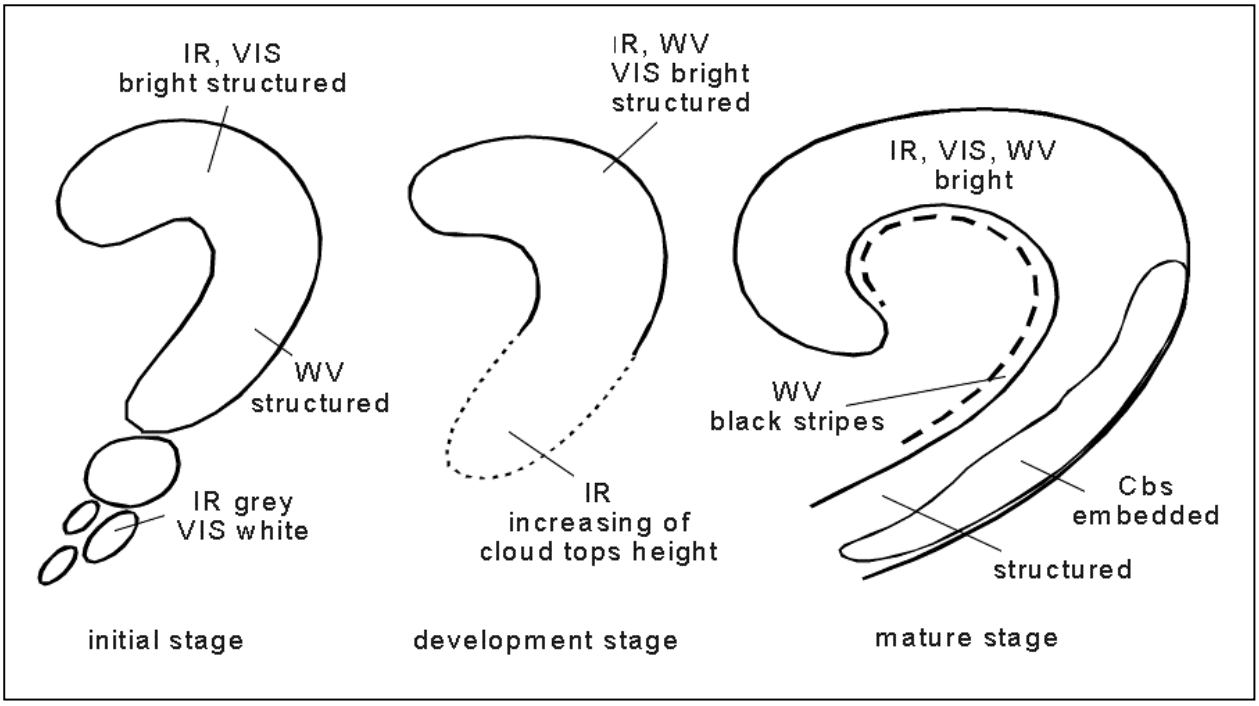


Fig 2: schematische weergave van de pixelwaarden in IR, WV en VIS bij een comma

7.4.2 Praktijksituatie

13 februari 1997

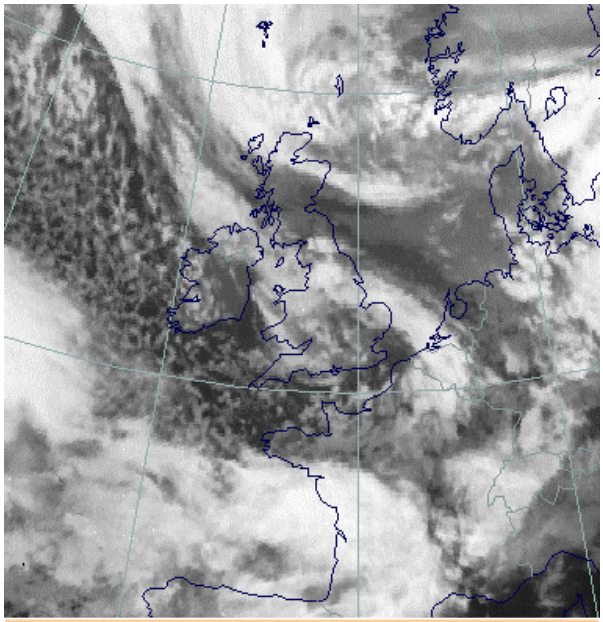


Fig 3: IR-beeld 13 februari 1997 06:00 UTC: comma

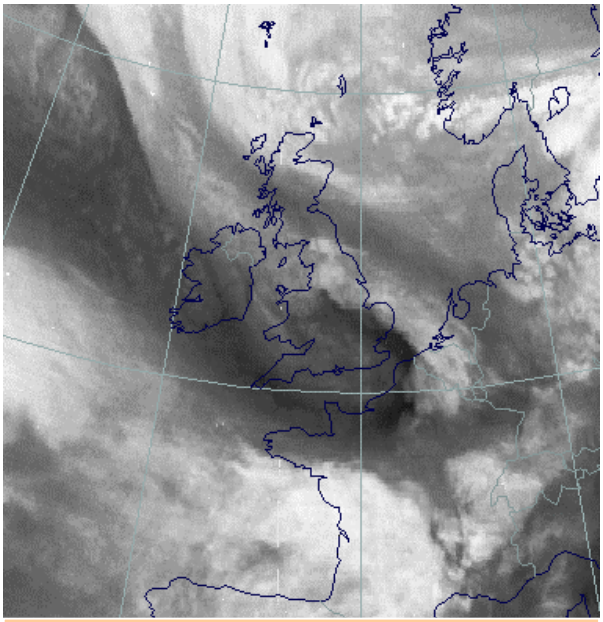


Fig 4: WV-beeld 13 februari 1997 06:00 UTC: comma

In figuur 3 en 4 is respectievelijk het IR en WV-beeld gegeven van 13 februari 1997 06 UTC. Hierop is in het midden van de foto een comma zichtbaar die zich uitstrekt vanaf midden Engeland tot over het noorden van Frankrijk. De commastructuur bevindt zich in de koude lucht achter een koufront dat stroomafwaarts boven Duitsland en over Frankrijk is terug te vinden. De bewolking is wit in het IR-beeld hetgeen aangeeft dat de toppen tot diep in de troposfeer reiken. Hiermee samenhangend bevindt zich ook veel vocht in de hogere troposfeer. Achter de comma is droge lucht aanwezig die zichtbaar is als een zwarte veeg over het zuiden van Engeland en noordwesten van Frankrijk. Stroomopwaarts van de comma ontwikkelen zich talrijke buien in de onstabiele lucht over het warme zeewater. Boven Frankrijk bevindt zich de het zuidelijk deel van de staart van de bewolking met lagere bewolking.

Op figuur 5 zijn de hoge koude wolkentoppen in de z.g. "enhanced mode" weergegeven. Hier is te zien dat de hoogste bewolking in de comma zich bevindt boven België. Het blijkt dat de hoge wolkentoppen samenvallen met de linkeruitgang van een jet-streak.

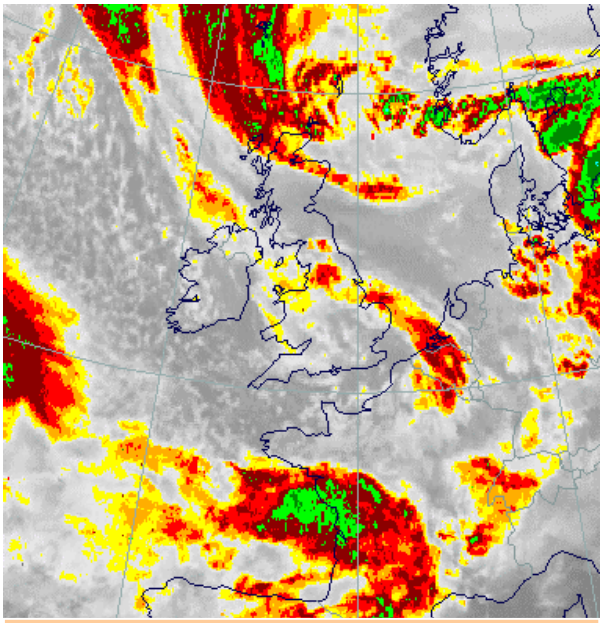


Fig 5: IR-beeld (enhanced) 13 februari 1997 06:00 UTC: koude lucht ontwikkeling

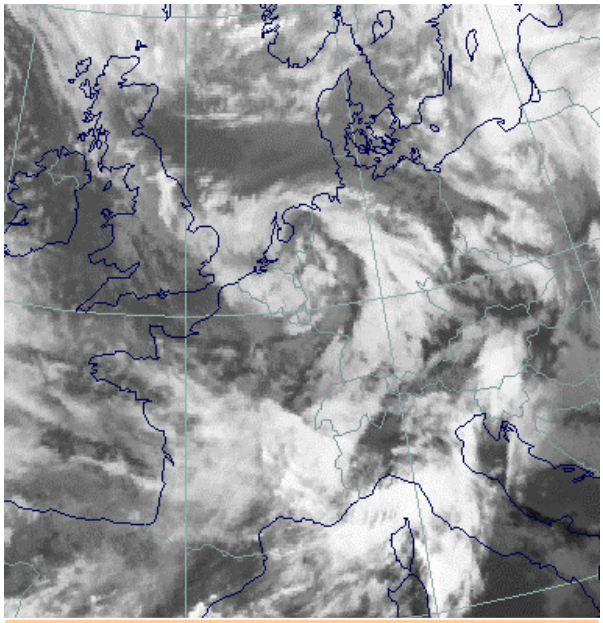


Fig 6: IR-beeld 13 februari 1997 12:00 UTC: comma

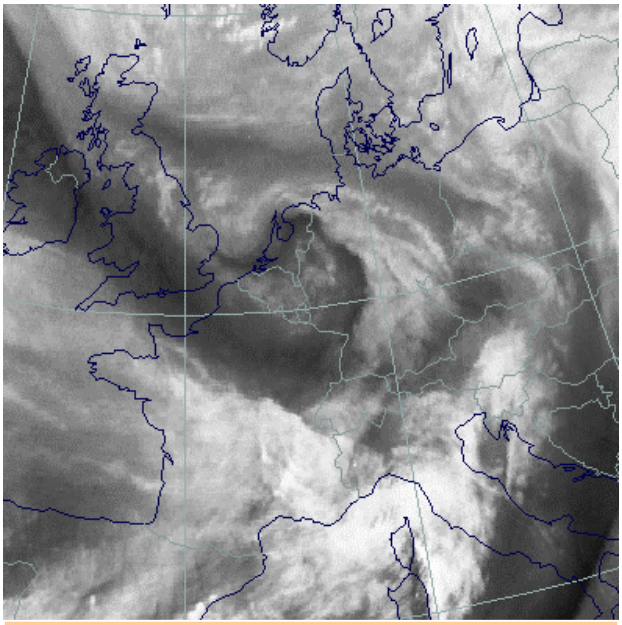


Fig 7: WV-beeld 13 februari 1997 12:00 UTC: comma

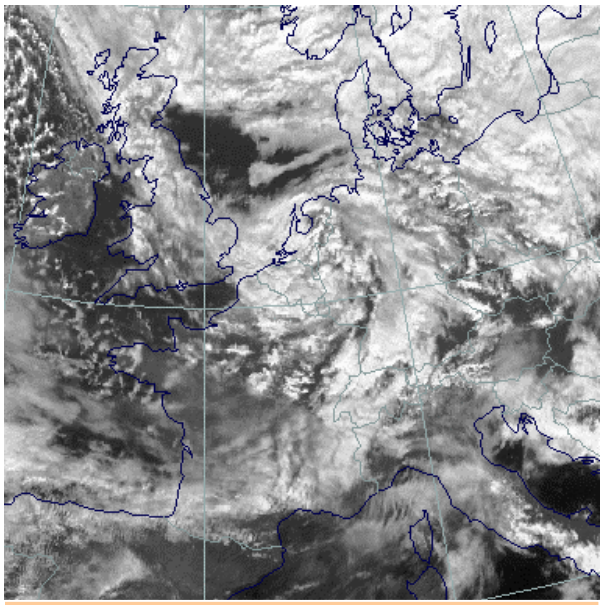


Fig 8: IR-beeld 13 februari 1997 12:00 UTC: comma

Op figuur 6, 7 en 8 zijn respectievelijk het IR, WV en VIS-beeld weergegeven om 12 UTC. De comma heeft zich in 6 uur tijd in een behoorlijk tempo ontwikkeld. De comma strekt zich vanaf de zuidelijke Noordzee tot diep in Frankrijk uit. De grootste ontwikkelingen hebben zich voorgedaan in de staart van de comma die in de linker uitgang van de jet gelegen is. Op het WV-beeld is te zien dat behalve aan de achterzijde zich ook aan de voorzijde van de comma een zwarte veeg vormt. Dit komt doordat de jet zich in twee takken gesplitst heeft.

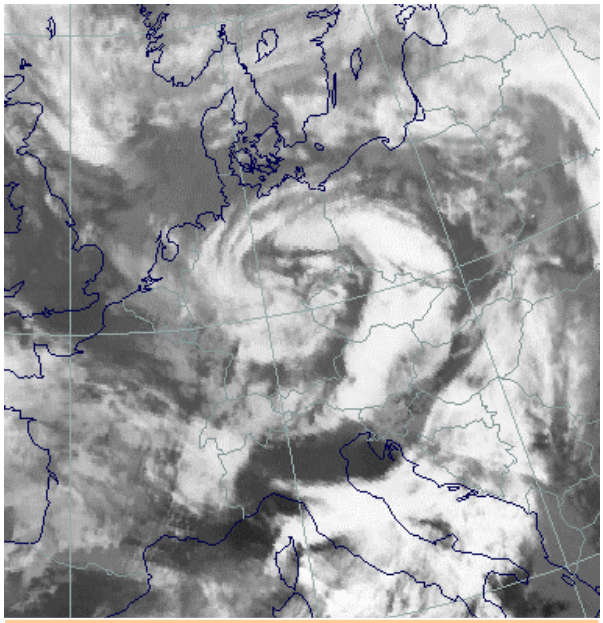


Fig 9: IR-beeld 13 februari 1997 18:00 UTC: comma

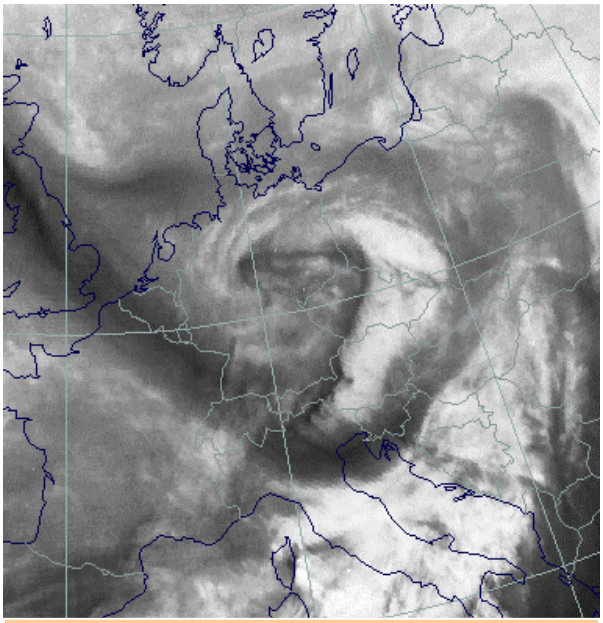
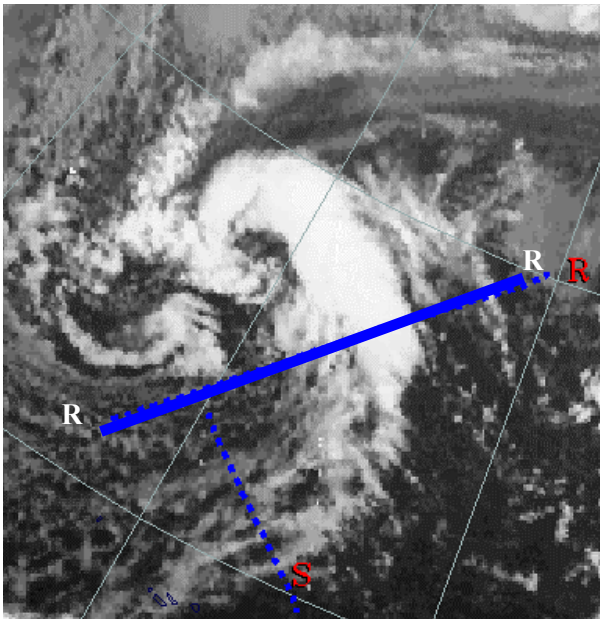


Fig 10: WV-beeld 13 februari 1997 18:00 UTC: comma

Om 18 UTC bevindt de wolkenspiraal zich van het noorden van Duitsland via Polen tot over Italië. In de afgelopen 12 uur heeft de comma een snelle ontwikkeling doorgemaakt van een mesoschaal buiencomplex tot een synoptisch systeem compleet met front. Het IR-beeld, figuur 9 is wit hetgeen wijst op hoge koude toppen. Boven Tsjechië reiken de toppen het hoogst. Hier bevindt zich de linker uitgang van de jet. Hier treden door de grote onstabiliteit fikse regen- en onweersbuien op.

17 Januari 1997 00 UTC

Figuur 11 toont een goed ontwikkeld comma op de Atlantische Oceaan ten westen van Ierland. De jet-as ligt ongeveer bij de lijn RR. Zuidelijk hiervan zijn de wolkentoppen lager en gebroken. Noordelijk reiken de toppen tot in de hogere lagen van de troposfeer en zijn er diverse ingebedde cb's aanwezig. Hier bevindt zich ook de linkeruitgang van de jet. De lijn RR geeft ongeveer de jet as aan ten zuiden hier van is de lucht wat minder onstabiel en treedt enige barokliniteit op.



7.4.3 Dynamische achtergrond

Er blijken een aantal specifieke processen op te treden bij deze koude luchtontwikkeling. In de bovenlucht vindt er forcering plaats door PVA-maxima. Deze hangen samen met zowel een voortbewegende en uitdiepende hoogtetrog als de linker uitgang van een bewegende jet-streak. Tevens is de troposfeer in de comma op middelbare niveaus behoorlijk onstabiel. Tenslotte ontstaat er enige mate van barokliniteit aanwezig in de nabijheid van de ontwikkelende comma.

De aanwezigheid van een PVA-maximum blijkt een belangrijke factor te zijn voor commavorming. Er treedt zowel scherings- als krommings-vorticiteit op. Scheringsvorticiteit treedt vooral op in het zuidelijke deel van de comma. Kromingsvorticiteit is vooral in het noorden van de comma aanwezig. Dit verklaart ook waarom zich gedurende de levenscyclus een uitgesproken spiraal-structuur ontwikkelt. De jet-as doorkruist de comma in het zuidelijke deel. Hierdoor kan een gebied met diepe convectie in het noorden worden onderscheiden van ondiepere convectie in het zuiden. Er wordt vanuit gegaan dat de intense PVA-maxima verantwoordelijk zijn voor de cyclogenese die optreedt in de koude luchtmassa. In figuur 12 staat weergegeven waar de maxima in scherings- en krommingsvorticiteit zich bevinden ten opzichte van de bewolking behorende bij de comma.

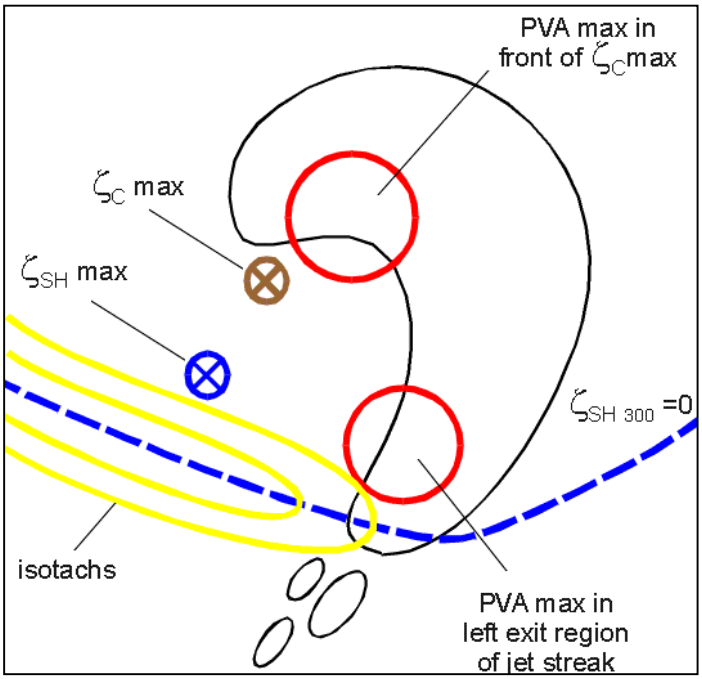


Fig 12: locatie van maxima in PVA ten gevolge van scherings- en krommingsvorticiteit bij een comma

Er blijken twee processen verantwoordelijk te zijn voor de ontwikkeling van een comma: CISK (conditionally instabillity of the second kind) en barokliniteit van de atmosfeer. Bij CISK treedt convergentie op aan het aardoppervlak. Dit veroorzaakt stijgende bewegingen waarbij na enige tijd condensatie en wolkenvorming optreedt. Bij de condensatie komt warmte vrij waardoor de stijgende bewegingen sterker worden en ook meer condensatie gaat optreden. Dit is een positieve terugkoppeling. De toestand van de atmosfeer is baroklien wanneer er een temperatuurgradiënt aanwezig is. Het blijkt dat bij een comma barokliniteit de belangrijkste factor is voor de ontwikkeling. In het beginstadium van cyclogenese is in het zuiden van de comma lage bewolking aanwezig. Dit blijkt de barokliene zone te zijn hetgeen ook bevestigd wordt door de aanwezigheid van een zwakke trog aan het aardoppervlak en een winddraaiing. In tegenstelling tot normale frontale structuren vindt bij een comma geen overgang plaats naar een andere luchtsoort. Meestal treedt er slechts een geringe daling op in temperatuur en dauwpunt. Gedurende de ontwikkeling intensiveert de barokliene zone wat tot uitdrukking komt in toename van de sleutelparameters zoals TFP en temperatuur advectie. Voor de comma uit wordt warmere lucht aangevoerd waardoor de temperatuurcontrasten tussen voor- en achterzijde van de comma groter worden.

Om meer inzicht te krijgen in de ontwikkeling van een comma zullen we gebruik maken van de conveyerbelt theorie. In het beginstadium kan een vortex worden waargenomen in een grootschalig gebied met de dry intrusion achter het koufront. Hierin stijgt de lucht sterk op mede geholpen door de grote instabiliteit in middelbare en hogere niveaus van de troposfeer. De barokliene grens intensiveert geleidelijk waarbij de bewolking zich uitbreidt. Er kan een warm conveyer belt gevonden worden die in noordelijke richting beweegt naar de comma head. Vaak wordt de WCB ingehaald door de upper relative stream die in de hogere lagen van de troposfeer aanwezig is. Dit veroorzaakt een onstabiele opbouw van de atmosfeer met de ontwikkeling van sterke convectie. In figuur 13 zijn de relatieve stromingen die het bewolkingspatroon in een comma veroorzaken weergegeven.

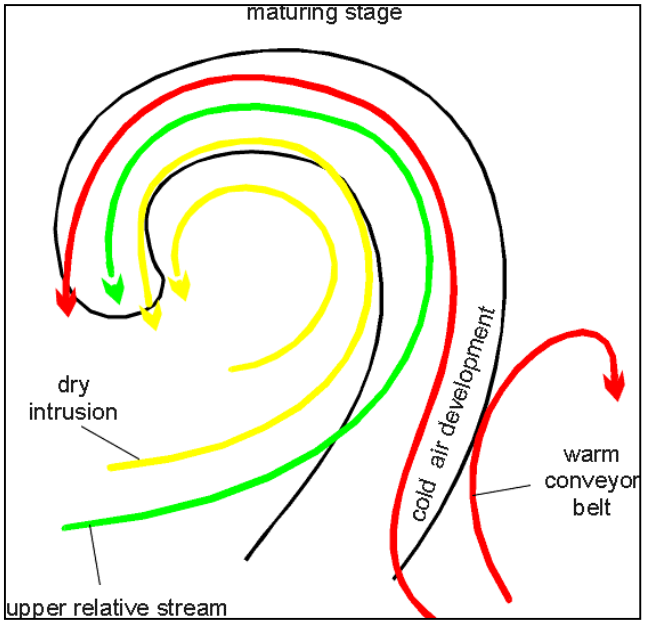


Fig 13: de locatie van de WCB, upper relative stream en dry intrusion bij een goed ontwikkelde comma

7.4.4 Sleutelparameters

Absolute topografie op 500 hPa: In het beginstadium van de ontwikkeling van de comma kunnen er twee hoogtetroggen gevonden worden: een synoptische schaal trog die aan de achterzijde ligt van de bewolkingsband behorende bij het koufront en een tweede zwakkere trog waarin we de commavormige bewolking zien ontwikkelen. Gedurende de verdere ontwikkeling van de comma wordt de tweede trog steeds uitgesprokener waaruit zich een gesloten hoogtelaag kan ontwikkelen. Zie figuur 14 en 15.

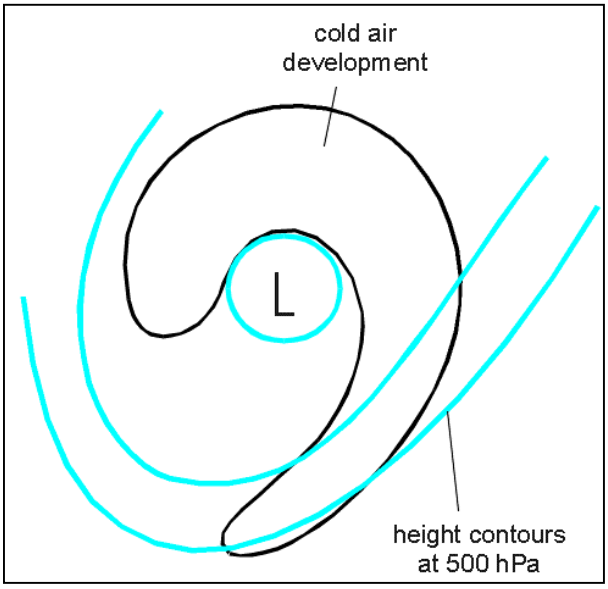


Fig 14: schematische weergave van de hoogte van het 500 hPa niveau bij een comma

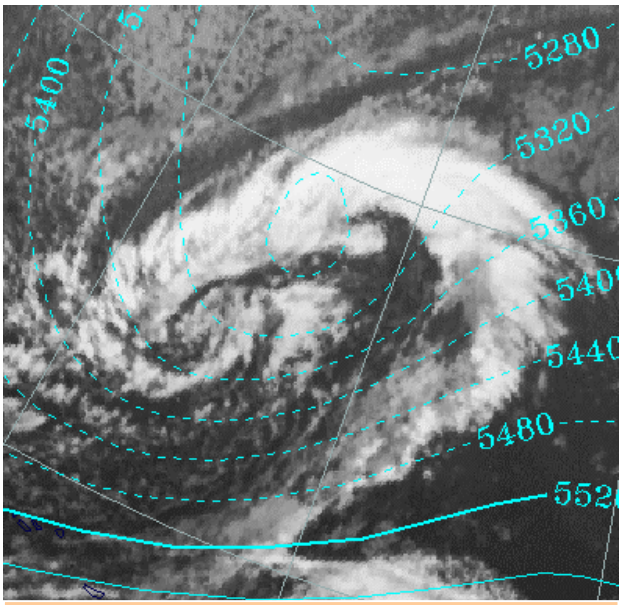


Fig 15: 17 Januari 1997 12 UTC: 500 hPa absolute hoogte

1000 hPa absolute hoogte: In beginsel is de oppervlaktetrog zwak ontwikkeld en kan deze teruggevonden worden aan de voorzijde van de barokliene zone. Gedurende de ontwikkeling van de comma wordt de trog geleidelijk intensiever. Zie figuur 16 en 17.

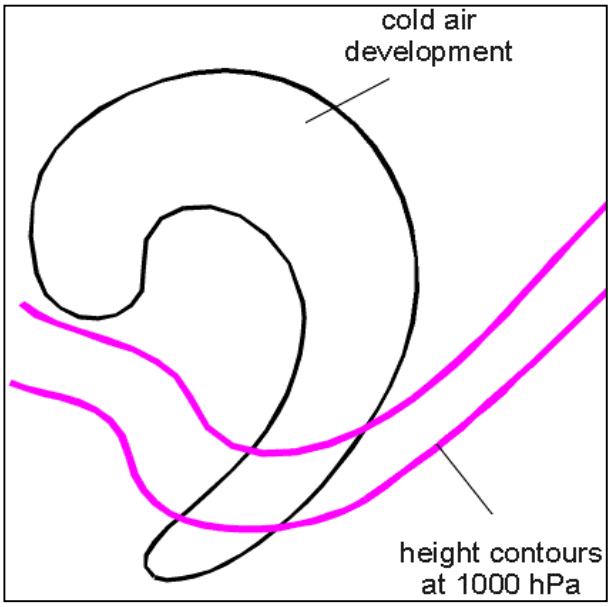


Fig 16: schematische weergave van de absolute hoogt op 1000 hPa bij een comma

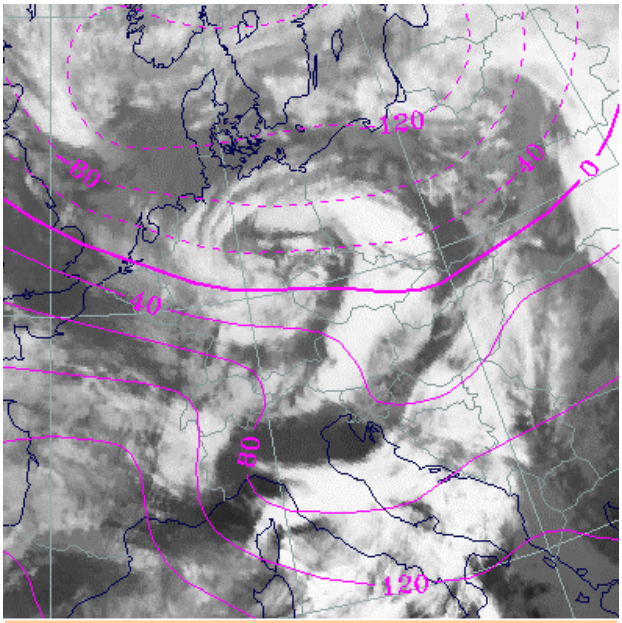


Fig 17: 13 February 1997 18:00 UTC: absolute hoogte op 1000 hPa (paars)

Thermische frontparameter: Reeds in het begin van de ontwikkeling van de comma is er enige TFP die geleidelijk toeneemt als de comma verder ontwikkelt. Zie figuur 17 en 18.
Equivalente dikte: Stroomopwaarts van de wolkenspiraal bevindt zich een thermische trog die koudste lucht aangeeft. De gradiënt is overigens niet zo sterk als bij klassieke fronten. Zie figuur 18 en 19.

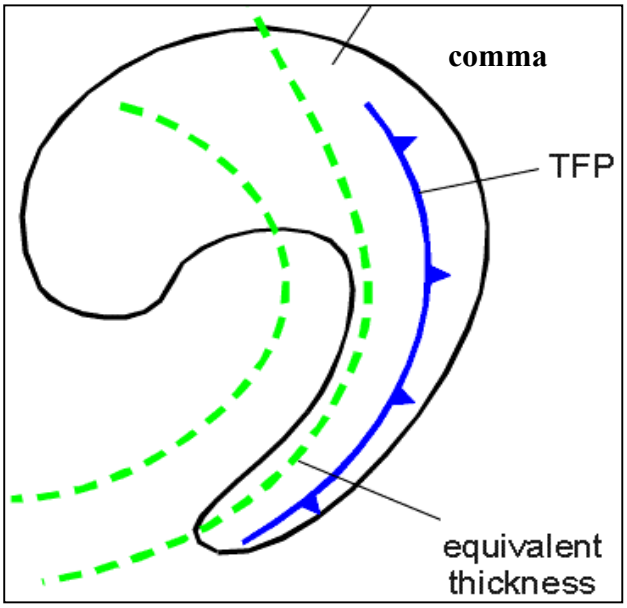


Fig 18: schematische weergave van de TFP en equivalente dikte bij een comma

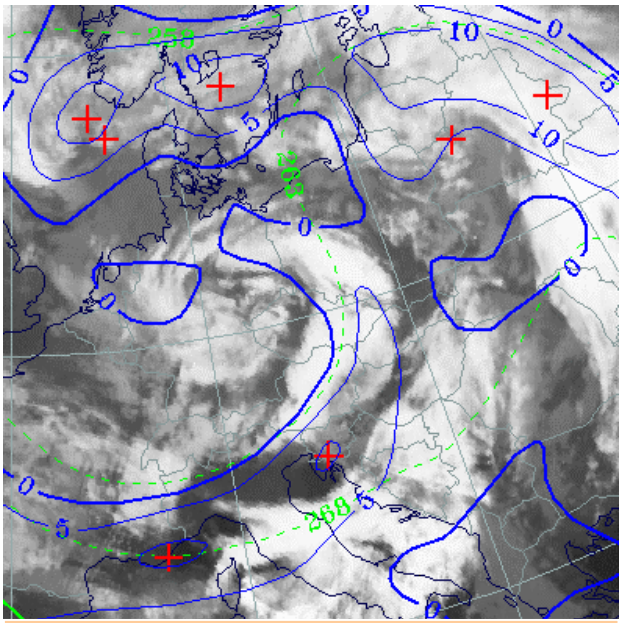


Fig 19: 13 februari 1997 18:00 UTC: TFP en equivalente dikte (onderbroken lijnen)

Temperatuursadvectie: Het belangrijkste kenmerk van TA is een uitgesproken CA-maximum achter de wolkenspiraal. Hierbij ligt het systeem soms geheel in de CA, maar soms is er ook WA in de bewolking. Dat laatste is een indicatie dat de comma zich ontwikkelt. Zie figuur 20 en 21.

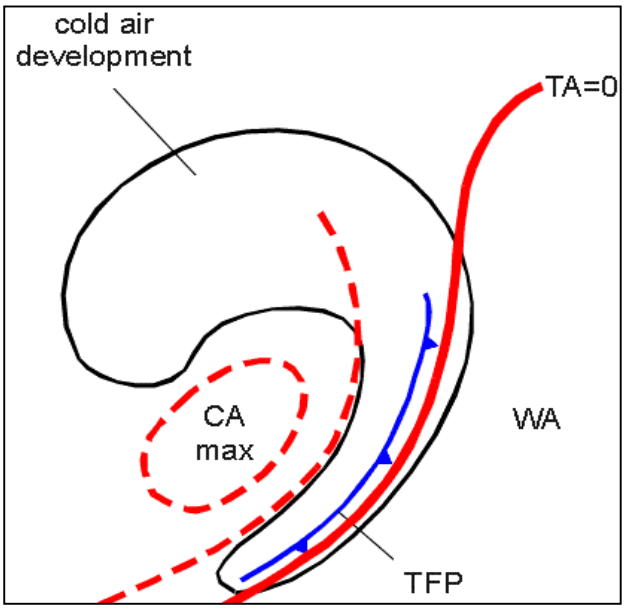


Fig 20: schematische weergave van de TFP en CA bij een comma

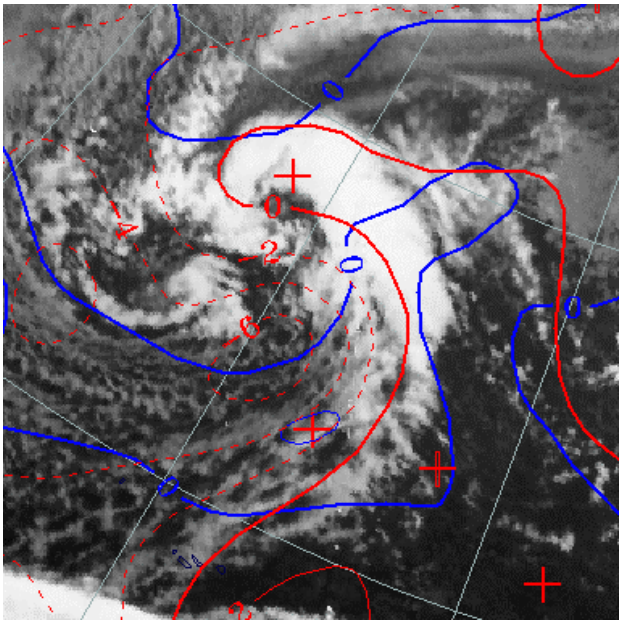


Fig 21: 13 Februari 1997 18:00 UTC: TFP (blauw) en CA (rood)

Vorticiteit advectie op 300 en 500 hPa: Op beide niveaus is een nadrukkelijk maximum in de PVA aanwezig. Zowel de jet als de trog dragen bij aan PVA, maar in het bijzonder op het niveau van 300 hPa ligt de PVA in de linker uitgang van de jet-streak. Zie figuur 22 en 23.
Isotachen op 300 hPa: Meestal bevindt zich de staart van de comma in de linker uitgang van de jet-streak. Zie figuur 22 en 23.

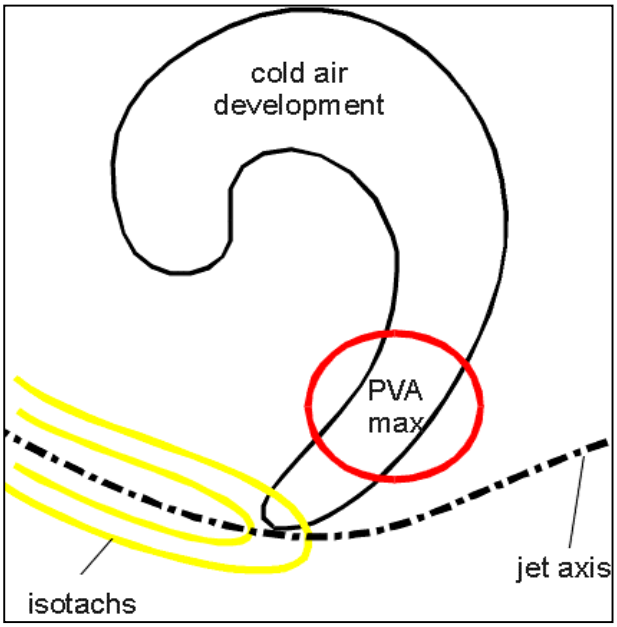


Fig 22: schematische weergave van de locatie van de jet-as, isotachen en PVA op 300 hPa

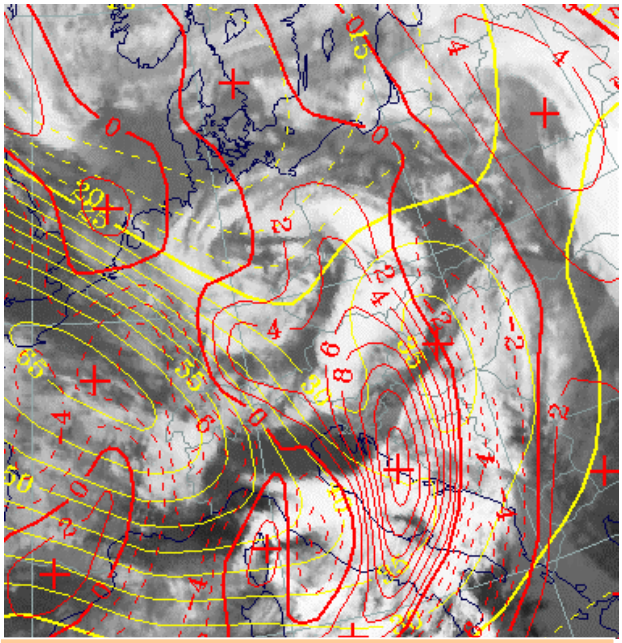


Fig 23: 13 februari 1997 18 UTC: isotachen (geel) en PVA (rood)

7.4.5 Weersverschijnselen

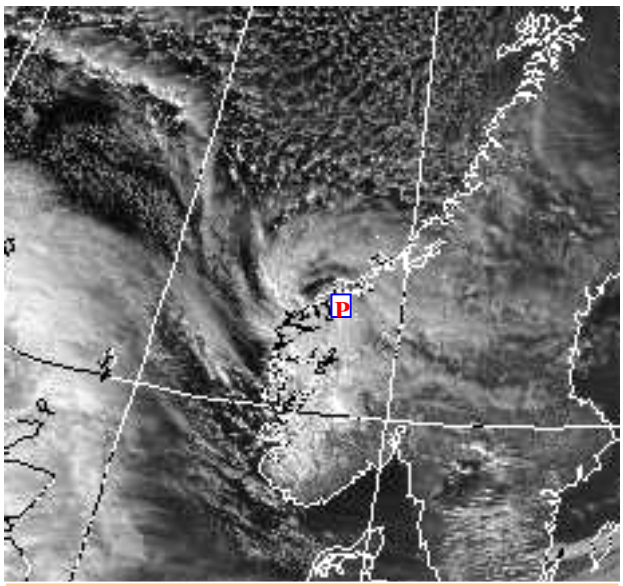
De wolkenspiraal van de comma gaat gepaard met heftige weersverschijnselen. Zo kunnen regen-, hagel- en onweersbuien gedurende de gehele levenscyclus van de comma voorkomen. Soms worden daarbij ook wind- of waterhozen waargenomen. Het gebied van de commastaart is in het begin van de ontwikkeling vooral actiever als deze gelegen is in de linker uitgang van de jet-streak. De convectieve cellen die zich ontwikkelen in de staart van de comma bewegen geleidelijk naar de kop waar ze weer verdwijnen. In de staart treden intensieve weersverschijnselen op omdat hier verschillende boven elkaar gelegen conveyer belten voor een instabiele opbouw van de atmosfeer zorgen. In een comma kan zich door de ontwikkeling van een laag aan het aardoppervlak een krachtig windveld vormen. Vooral aan de zuidzijde van de comma komen de isobaren soms dicht bij elkaar te liggen. Figuur 24 laat een spectaculair beeld zien van een onweer dat optrad bij een comma.

Fig 24: De passage van een comma kan, net als bij EC, gepaard gaan met enkele venijnige onweersbuien

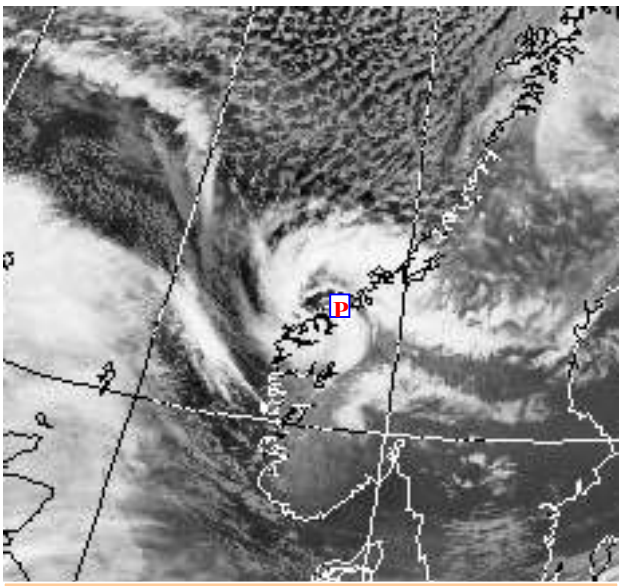
7.5 Polar low

7.5.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Een polar low is een kleine intense mesoschalige depressie met winden rond het centrum die stormkracht kunnen bereiken. Het polar low ontwikkelt zich in de koude luchtmassa aan de poolwaartse zijde van de polaire straalstroom. De typische lengteschaal van een polar low is 400-800 km maar er komen ook polar lows voor met een diameter van slechts 100 km. Het belang om deze kleine weerstructuren in de gaten te houden is groot omdat polar lows vaak gepaard gaan met heftige weersverschijnselen. Polar lows ontstaan voornamelijk boven zee en alleen in het winterseizoen. Zowel convectie als een grote horizontale temperatuurgradiënt kan belangrijk zijn voor de ontwikkeling van een polar low en de locale topografie heeft een grote invloed op haar levenscyclus.



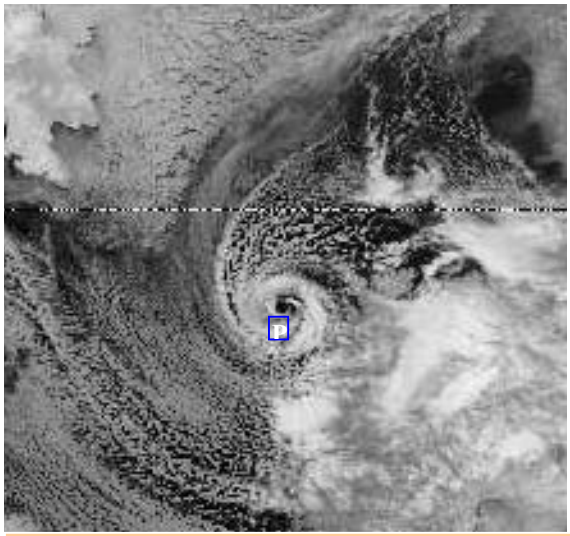
Figuur 1: VIS-beeld 29 februari 1984 14:45 UTC: polar low bij de Noorse kust



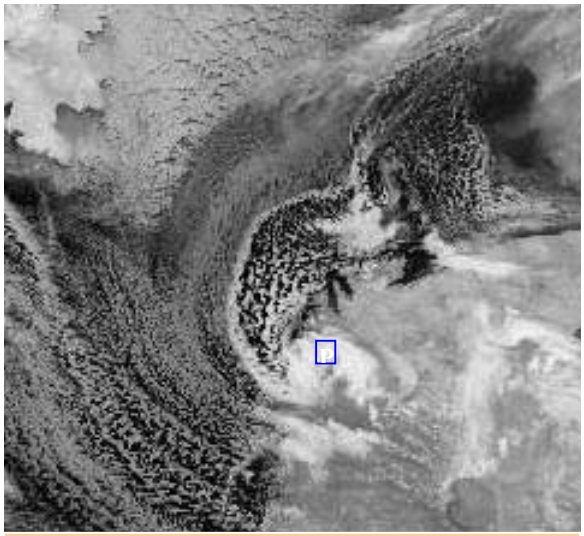
Figuur 2: IR-beeld 29 februari 1984 14:45 UTC: polar low bij de Noorse kust

Omdat polar lows gedurende het winterhalfjaar en op noordelijke breedten voorkomen is het nut van VIS-beelden beperkt. De zon schijnt gedurende de middag onder een grote hoek op de bewolking waardoor een drie-dimensioneel beeld van het polar low verkregen kan worden. In figuur 1 is het polar low met een **P** weergegeven. Het polar low bestaat uit convectieve maar soms ook deels uit gelaagde bewolking. De ingebedde Cb's in het polar low reiken tot diep in de troposfeer en reflecteren het grootste deel van het licht waardoor ze bij voldoende belichting helder overkomen op het VIS-beeld. De wolkentoppen kunnen tot aan de tropopauze reiken die echter niet hoger ligt dan rond de 8 km in de koude polaire of arctische lucht. Hierdoor is de bewolking wit op het IR-beeld. Het polar low bestaat aan het aardoppervlak vaak uit een gesloten systeem terwijl in de bovenlucht vaak maar een zwakke trog voorkomt. Hierdoor heeft krijgt bewolking wel cyclonale rotatie die vooral in figuur 2 goed tot uitdrukking komt. Het polar low is vaak omgeven door ondiepere convectieve cellen die ontstaan door de advectie van zeer koude lucht over het relatief warme zeeoppervlak.

Door het temperatuursverschil tussen zee en lucht kan er een grote warmte-uitwisseling ontstaan met de atmosfeer. Hierdoor wordt het polar low voor een deel van zijn energie voorzien. De voelbare warmteflux wordt versterkt door de hoge windsnelheden en de dalende druk in de kern. Daarnaast komt er door stijgende bewegingen latente warmte vrij. Zowel het vrijkomen van latente als voelbare warmte zijn positieve terugkoppelingsmechanismen waardoor het polar low zich zelf van energie kan voorzien. Hierin vertoont de polar low grote overeenkomsten met de tropische cycloon.
Op satellietbeelden wordt dan ook wel waargenomen dat een polar low (P) een vrijwel wolkenvrije kern heeft, zoals in figuur 3. Vaak is de kern warmer dan de omgevingslucht door de grote hoeveelheid diabatische energie die vrijgekomen is. Wanneer een polar low boven



Figuur 3: IR-beeld 27 februari 1987 04:18 UTC: polar low

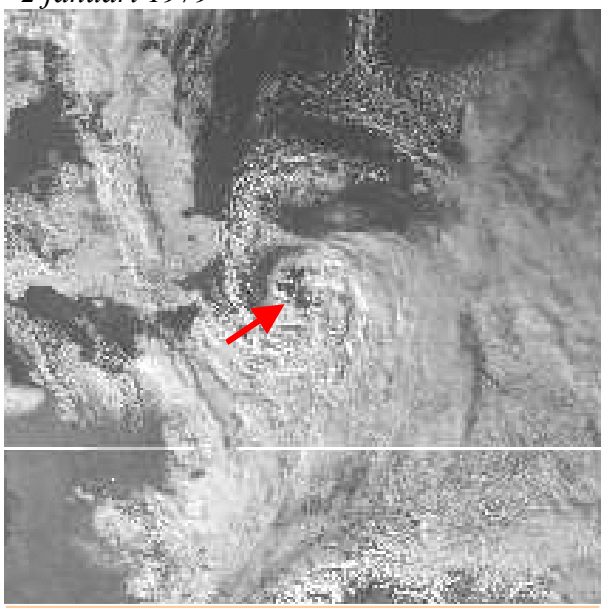


Figuur 4: IR-beeld 27 februari 1987 08:31 UTC: oplossende polar low

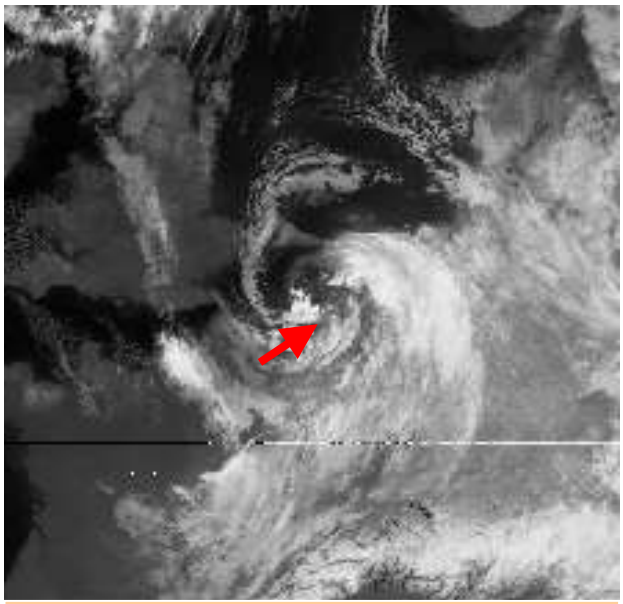
land komt zal deze vooral wanneer zij puur door convectie ontstaan is snel haar karakteristieke structuur verliezen en oplossen. De energietoevoer vanaf het warme zeewater is afgesneden waardoor de convectie uitdooft. In figuur 4 wordt het vervolg op figuur 3 getoond waarbij de polar low al oplossend het Noorse vasteland op beweegt.

7.5.2 Praktijksituaties

2 januari 1979



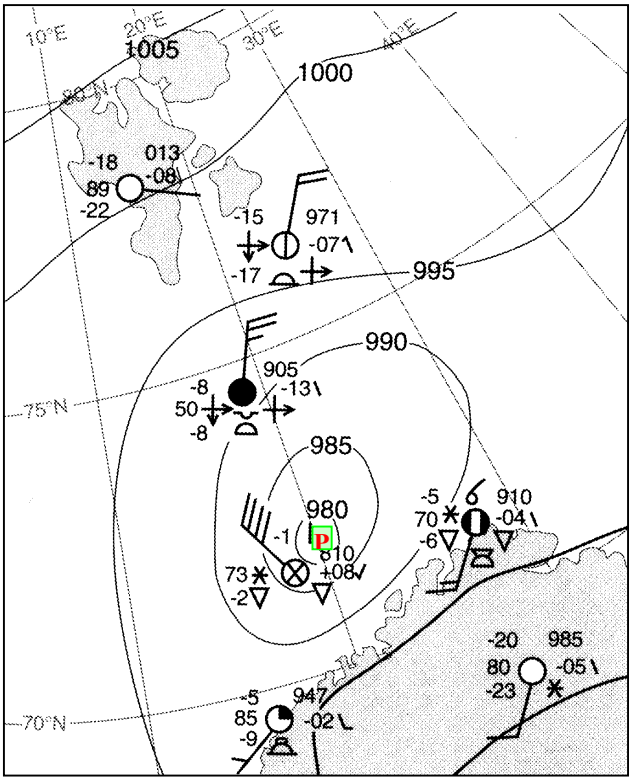
Figuur 5: VIS-beeld 2 januari 1979 14:01 UTC: polar low over Nederland



Figuur 6: IR-beeld 2 januari 1979 14:01 UTC: polar low over Nederland

In figuur 5 en 6 is de situatie gegeven van een polar low over Nederland. Gedurende 2 januari trok een polar low over Nederland. In heel Noord-Europa zijn de temperaturen aan het aardoppervlakzeer laag (–10^{0}C). De watertemperatuur van de Noordzee bedraagt nog circa 7 graden terwijl de lucht hier vlak boven rond het nulpunt is. Hierdoor worden grote hoeveelheden sensibele warmte uitgewisseld tussen het zeeoppervlak en de atmosfeer. De temperatuur op 500 hPa is overal in West-Europa onder de –40^0 , dat wijst op grote onstabiliteit in de onderste helft van de troposfeer. Al deze factoren, tezamen met een hoge relatieve vochtigheid aan het aardoppervlak, maken de atmosfeer uitermate geschikt voor het ontstaan van diepe convectie.
Op het VIS-beeld, figuur 5 herkennen we de Cb-spiralen aan de duidelijke structuur die ontstaat door schaduwwerking bij de laagstaande zon (pijlen). De kern is vrijwel wolkenloos. Engeland ligt onder een pak sneeuw wat tot uitdrukking komt in een hoge reflecties. Op het IR-beeld is te zien dat de hoogste en koudste wolkentoppen voorkomen aan de zuidwestzijde waar diepe cumulusconvectie optreedt, en de noordoostzijde waar zich zowel cirrus als Cb's bevinden. Op deze locaties rondom de kern van het polar low is de sneeuwval het meest intens zoals blijkt uit grondobservaties.
De temperatuursverschillen boven Nederland zijn groot tijdens de passage van het polar low. Aan de zuidwest zijde varieert de temperatuur bij zware sneeuwbuien tussen de –10 en +2^0 . Aan de achterzijde van dit polar low draaide de wind naar het oosten en daalde temperatuur onder de –10^0 graden bij continue sneeuwval. Gemiddeld over het land viel er 10 cm sneeuw.

14 december 1982:



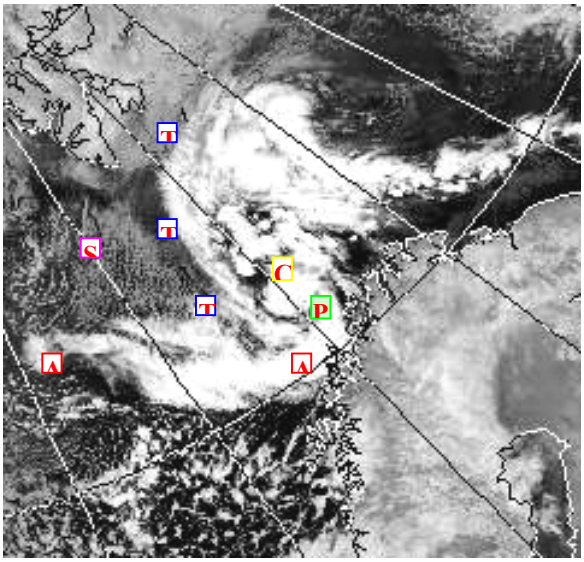
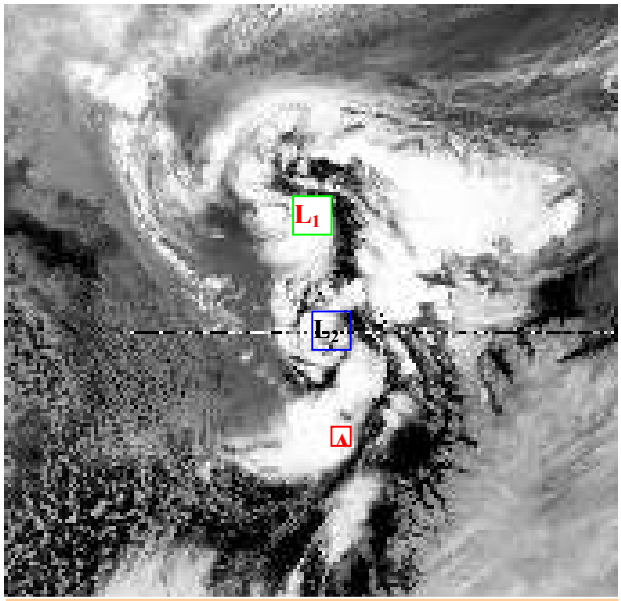


Fig 7: IR-beeld 14 december 1982 04:19 UTC: polar low (P) en arctische koufront (A) bij een uitbraak van zeer koude lucht
Fig 8: grondobservaties 14 december 1982 03:00 UTC, de kern van de polar low is aangegeven met P.

Het tweede praktijkgeval dat we gaan bespreken heeft weer een totaal andere structuur dan de twee andere situaties van 2 januari 1979 en 27 februari 1997. In figuur 7 is met enige moeite een polar low zichtbaar ten noorden van de Noorse kust op 72^{0}N/20^{0}W. Deze is aangegeven met een **P**. De wolkenband **AA** is een arctisch front die de voorzijde markeert van een ondiepe uitbraak van zeer koude lucht. **C** is een hoog cirrusscherm dat anticyclonaal uit het polar low wegstroomt hetgeen indiceert dat het systeem een warme kern heeft. **TTT** is de westelijke grens van lucht die door sterke sensibele en latente warmtefluxen gemodificeerd is.

Ten westen hiervan bevinden zich goed ontwikkelde wolkenstraten **S** waaraan de ondiepe koude luchtmassa herkend kan worden. Uit dit satellietbeeld is het praktisch onmogelijk om een indicatie te geven over de wind aan het aardoppervlak. De observaties van 03:00 UTC die in figuur 8 voor dit gebied zijn afgebeeld laten een intens laagje (**P**) zien ten noorden van de Noorse kust met een kerndruk rond 980 hPa. Ten zuidwesten van het centrum van de polar low staat een NW-storm met 40 knopen en temperaturen rond het vriespunt. In dit gebied komen sneeuwbuien voor. Bovendien wordt er matige driftsneeuw gerapporteerd. Ten noorden van de convectieve bewolking neemt de temperatuur snel af naar -18^0 op Spitsbergen. Het polar low nam in de volgende 24 uur snel in kracht af maar werd gevolgd door nieuwe ontwikkelingen in dezelfde regio de volgende dag. Dit laag kwam tot ontwikkeling in een grootschaliger koude put op 500 hPa met temperaturen van -43^0 Celsius

15 december 1982:



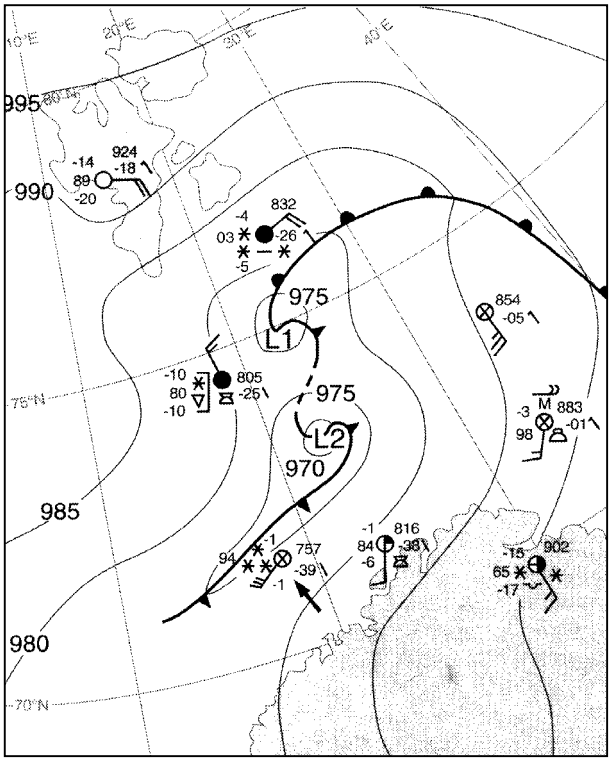


Fig 9: IR-beeld 15 december 1982 04:06 UTC: polar lows (A, L_2) en Cb-cluster (L_1)
Fig 10: Grondobservaties 15 december 1982 06:00 UTC.

Op het IR-beeld van figuur 9 zijn drie kleine wervels zichtbaar: **A**, **L_2** en **L_1**. **A** neemt in activiteit af, **L_2** is een polar low in ontwikkeling en **L_1** is een Cb-cluster. De drie structuren worden geforceerd door zeer koude lucht in de hogere niveaus van de troposfeer die samenhangt met een laag in de bovenlucht en ontwikkelen zich op de grens **T** die weergegeven is in figuur 7. In **C** ontwikkelt zich een wolkenloos oog. Dit is de indicatie dat er een cyclonale wervel aan de oppervlakte aanwezig is. In figuur 10 zijn de observaties gegeven van 15 december 06:00 UTC. Er bevinden zich twee laagjes tussen Noorwegen: L1 de Cb-cluster met kerndruk 975 hPa en L2 het polar low met kerndruk 970 hPa., die tot stand gekomen zijn door diepe convectie. Vlak ten NW van de Noorse kust geeft een pijl de locatie van een weerschip aan die precies in de uitbraakroute van de koude lucht ligt. In figuur 11 zijn drie-uurlijkse waarnemingen van het schipgegeven. Voor de passage van het arctische front uit staat er een harde WZW-wind van 30 knopen en zijn er perioden met lichte tot matige sneeuw. Na de passage van het front vallen er matige sneeuwbuien en is de wind afgenomen tot vrij krachtig. De hele periode schommelt de temperatuur iets onder het vriespunt.

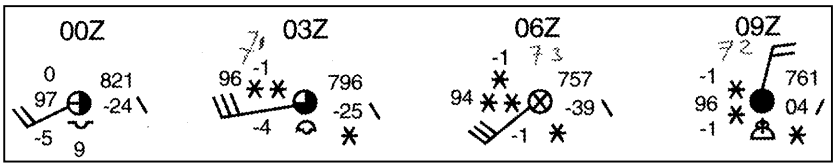


Fig 11: drie-uurlijkse waarnemingen van een schip waar het arctische front overheen trok

Op figuur 12 is de polar low net Bereneiland (**B**) gepasseerd. De diameter van de polar low is zeer klein met slechts 100 km. Het 'oog' van het systeem wordt aangegeven met een rode pijl. De passage van het polar low is waargenomen door een grondstation op Bereneiland. Dit is weergegeven in figuur 13. In het begin van de middag zet een sterke drukdaling in De wind neemt toe tot 30 knopen (7 bft). Bij de passage van het oog neemt de wind tijdelijk sterk af en is de kerndruk 968 hPa. Daarna neemt de wind snel toe en stijgt de druk.

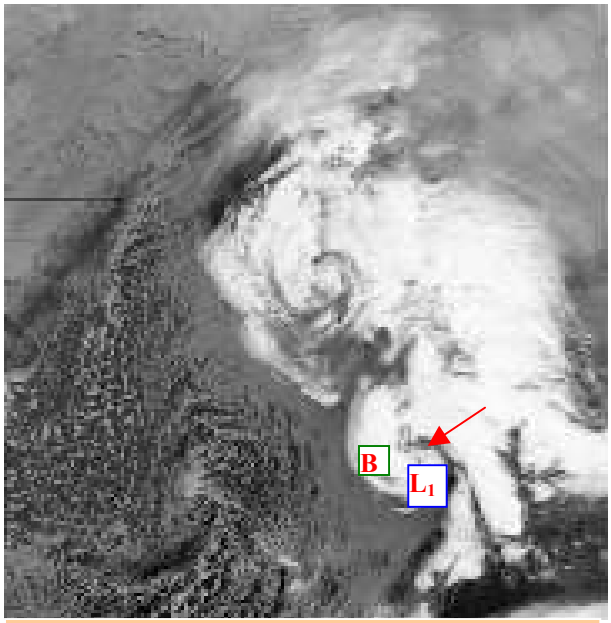


Fig 12: IR-beeld 15 december 1982 14:00 UTC: Polar low (L_1) trekt over Bereneiland (B)

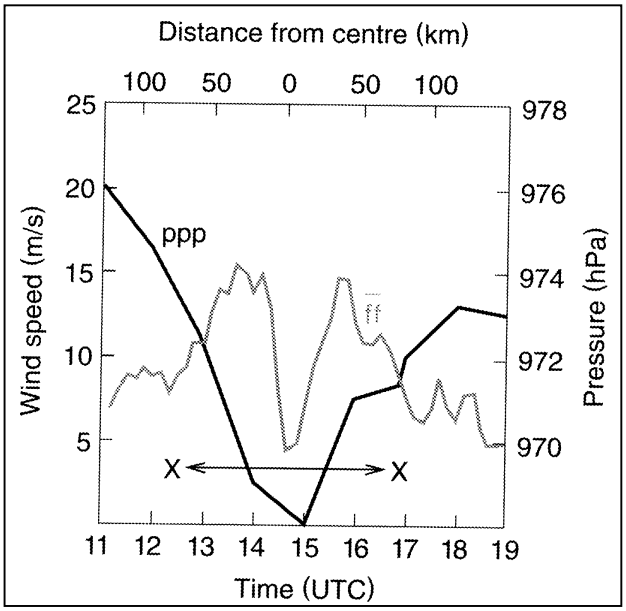


Fig 13: grondobservaties van een station op Bereneiland bij de passage van een kleine polar low

28 en 29 maart 1985:

Sommige polar lows ontstaan in samenhang met een secundaire barokliene zone noordelijk van het polaire front. Hier is ook een grote horizontale temperatuurgradiënt aanwezig. In figuur 14 is een IR-beeld gegeven van 28 maart 1985 03:31 UTC. We zien een gelaagd wolkendek op positie AA. Er is hier middelbare en hoge bewolking aanwezig. In de bovenlucht bevindt zich de jet getuige de langgerekte cirrusstrepen. Naar het zuidwesten toe, op positie BB ligt de bewolking behorende bij het polaire front. De stroming over het oostelijk deel van de Atlantische Oceaan is noordelijk en in de polaire lucht ontstaan talrijke buien. Ten westen van Scandinavië ligt een arctisch front, CC die de scheiding markeert tussen polaire en arctische lucht. Uit modelanalyses blijkt dat AA ligt in een sterke temperatuur-gradiëntzone.

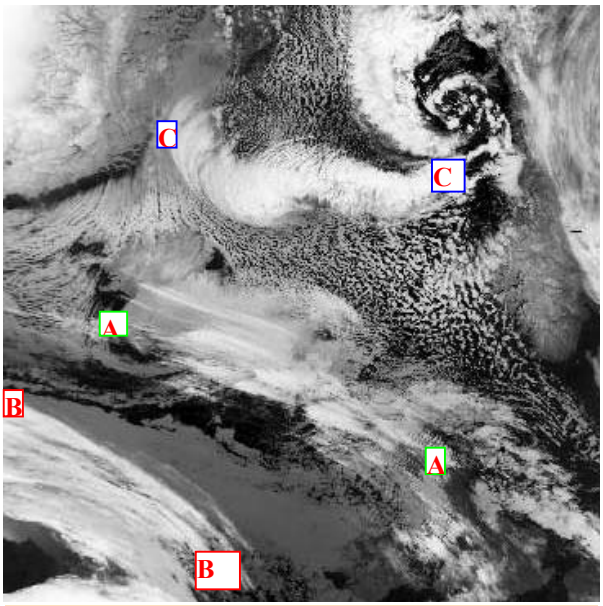


Fig 14: IR-beeld 28 maart 1985: 03:31 UTC: beginstadium in de ontwikkeling van een baro-kliene trog

Er staat een sterke noordwestelijke jet in de bovenlucht die golfstructuur A naar het zuidoosten over Schotland doet bewegen. De jet-assen van de secundaire barokliene zone en

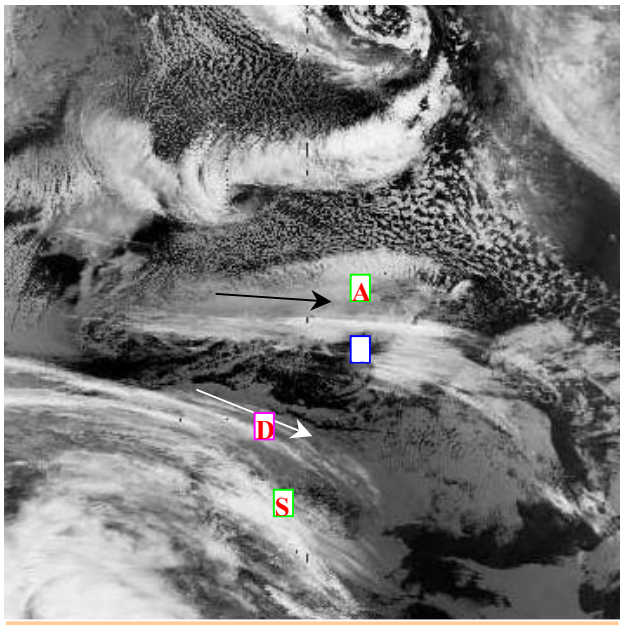


Fig 15: IR-beeld 28 maart 1985: 08:53 UTC: fase voorafgaande aan ontwikkeling van een polar low

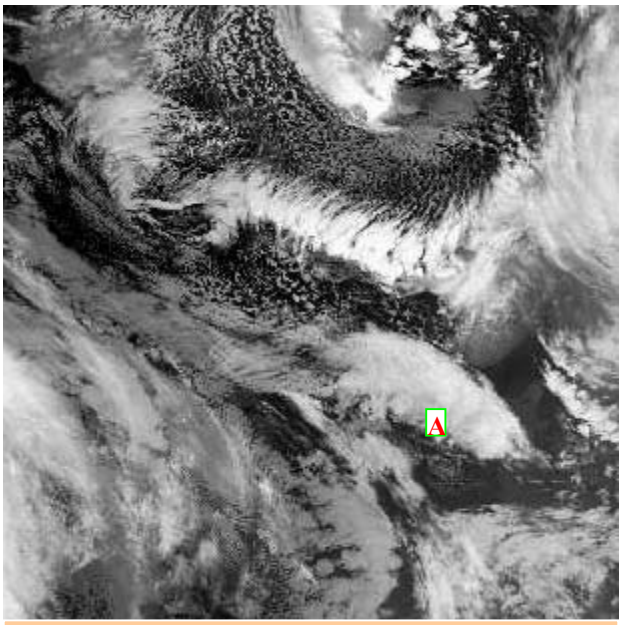
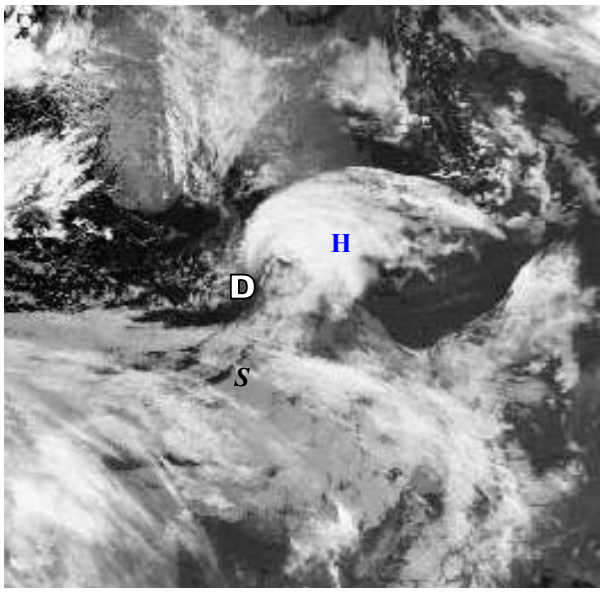


Fig 16: IR-beeld 28 maart 1985 18:42 UTC: fase voorafgaande aan ontwikkeling van een polar low

het polaire front zijn op figuur 15, 08:53 UTC, respectievelijk met een zwarte en witte pijl weergegeven en zijn te herkennen aan de langgerekte cirrusstrepen. A heeft op dit tijdstip een karakteristieke bladvorm gekregen. Op figuur 16 zijn de wolkentoppen van A hoger geworden getuige het helderder worden van de structuur op het IR-beeld. De golf beweegt nu de noordelijke Noordzee op maar heeft op het IR-beeld nog steeds geen kenmerken van een polar low. De jet-cirrus is volkomen verdwenen.



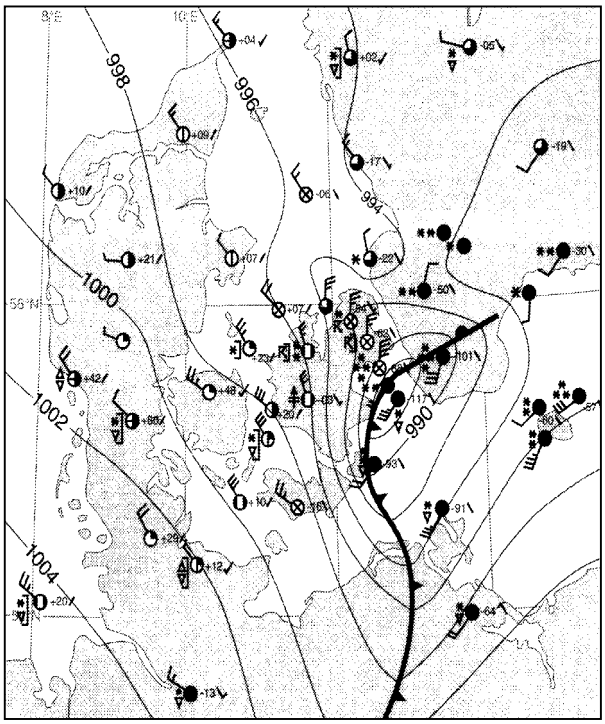


Fig 17 (boven): IR-beeld 29 maart 1985 03:15 UTC: comma
Fig 18: grondobservaties 06:00 UTC

In de nacht van 28 op 29 maart gaan de ontwikkelingen zeer snel. De golf heeft zich tot een commastructuur ontwikkeld (Voor details over comma's zie de betreffende paragraaf). Het hoofd van de commastructuur is aangegeven met H. Staart S bevindt zich voor een deel onder de cirrus die hoort bij de primaire frontale zone. Er is een cyclonale circulatie op gang gekomen in de comma wat een aanwijzing is dat zich op dit tijdstip een laag aan het aardoppervlak bevindt. Van achter de comma wordt droge lucht het systeem ingebracht. Dit is aangegeven met een D. Er zijn sterke drukdalingen in de kern van het systeem.

In de vroege ochtend van 29 maart passeert de commastructuur Denemarken. Om 06:00 UTC heeft het systeem de status van een polar low gekregen, de wind rond de kern is dan toegenomen tot stormkracht. In figuur 15 zijn de grondobservaties van Denemarken gegeven van 06:00 UTC. Uit het drukveld blijkt al dat we met een mesoschaalstructuur te maken hebben. Het laag heeft een omvang van hooguit 200 km. De druk is in de kern gedaald tot onder 988 hPa. Voor het koufront uit is de wind zuidwestelijk en boven zee hard tot stormachtig. Er wordt matige sneeuwval gerapporteerd. Na passage van het koufront draait de wind naar het noorden en ten oosten van Kopenhagen staat een volle noorderstorm. Op Jutland wordt zware driftsneeuw gemeld waardoor het zicht tot praktisch nul gereduceerd wordt. Na de passage van het polar low wordt er nog enige tijd een krachtige tot harde noordwester gemeld.

Op figuur 19 en 20 zijn het VIS en IR-beeld gegeven van 11:28 UTC. Als we deze plaatjes vergelijken met figuur 17 zien we dat het polar low in 8 uur tijd een flinke ontwikkeling heeft doorgemaakt. Er heeft zich in de voorgaande 12 uur sterke frontogenese voorgedaan en het centrum van het systeem is duidelijk zichtbaar aan het vrijwel wolkenloze oog waar zich bewolking om heen spiraliseert. Op de VIS foto zien we het scherp afgebakende sneeuwspoor dat het polar low heeft achtergelaten over Denemarken en de zuidpunt van Zweden.

Een reden voor de snelle intensivering van het laag is het vrijkomen van latente warmte in de potentieel onstabiele lucht. Hierdoor wordt de ontwikkeling in de barokliene zone versneld.

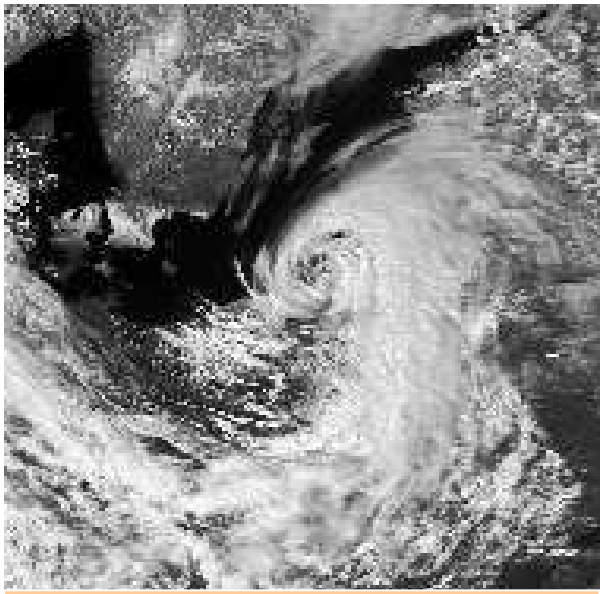


Fig 19: VIS-beeld 29 maart 1985 11:28 UTC: barokliene polar low in volwassen stadium

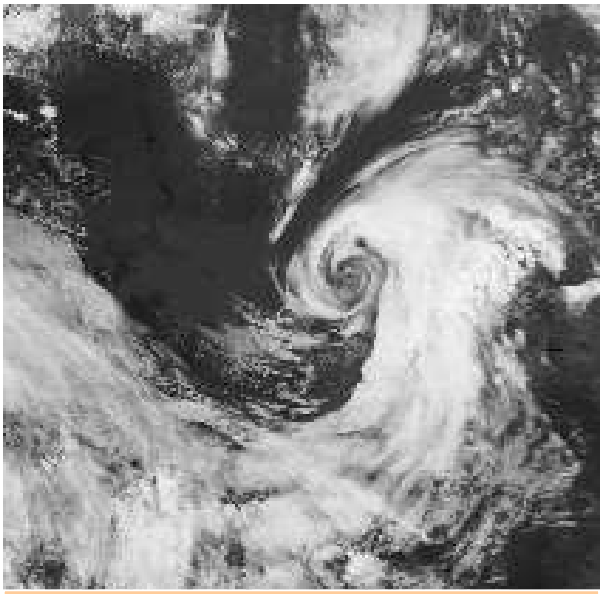


Fig 20: IR-beeld 29 maart 1985 11:28 UTC: barokliene polar low in volwassen stadium

7.5.3 Meteorologische fysische achtergrond

Polar lows kunnen ontstaan bij uitbraken van arctische luchtmassa's die over het warme zeewater uitstromen. In de onstabiele lucht vormen zich straten met convectieve cellen door sterke diabatische opwarming van de laagste niveaus van de troposfeer. Wanneer er dergelijke verstoringen in de atmosfeer aanwezig zijn is de situatie gunstig voor de ontwikkeling van een polar low.

Bijna alle polar lows op hoge breedten komen voor in relatie met een zuidwaarts bewegende trog of laag in de bovenlucht. Deze koude bovenluchtwervels kunnen het best gevolgd worden met 500 hPa bovenluchtkaarten. Vaak gaat er een arctisch oppervlaktefront vooraf aan de koude druppel in de bovenlucht. Boven land of ijs zijn deze fronten vaak moeilijk te identificeren maar boven open water hebben ze de neiging om te intensiveren.

Een belangrijke parameter voor de mogelijke ontwikkeling van een polar low is de laagste 500 hPa temperatuur die optreedt in de nabijheid van een bovenlucht trog. Uit grondig onderzoek is gebleken dat de ontwikkeling van een polar low waarschijnlijk is wanneer een koude bel lucht met een 500 hPa temperatuur van -40^0 of lager boven open water terechtkomt. Bij deze temperatuur in de bovenlucht is de verticale temperatuurafname vanaf het zeeoppervlak zo groot dat zich diepe convectie kan ontwikkelen. Naast zeer lage 500 hPa temperaturen is dynamische forcering in relatie met een kleinschalige bovenluchttrog essentieel voor de ontwikkeling van primaire polar lows. In de paragraaf praktijksituaties worden de polar lows die opgetreden zijn op 14 en 15 december boven de Arctische zee ten noorden van Noorwegen besproken. Deze polar lows ontwikkelen zich na getriggerd te zijn door een PVA-maximum puur door het vrijkomen van diabatische energie.

Ook kunnen polar lows ontstaan als "bijprodukt" van normale, grootschalige cyclogenese. In tegenstelling tot het eerste type polar low ontstaat dit type in barokliene zones en is niet puur convectief van aard.

Soms ontwikkelen zich polar lows uit kleinschalige golven in een secundaire barokliene zone die poolwaarts ligt van het polaire front. Dit kan zowel op hoge breedten optreden dicht aan de rand van het pakijs maar ook in de nabijheid van het polaire front. In de paragraaf praktijk situaties wordt een polar-low-ontwikkeling die optrad op 28 en 29 maart 1985 in een secundaire barokliene zone uitvoerig besproken.

7.5.4 Sleutelparameters

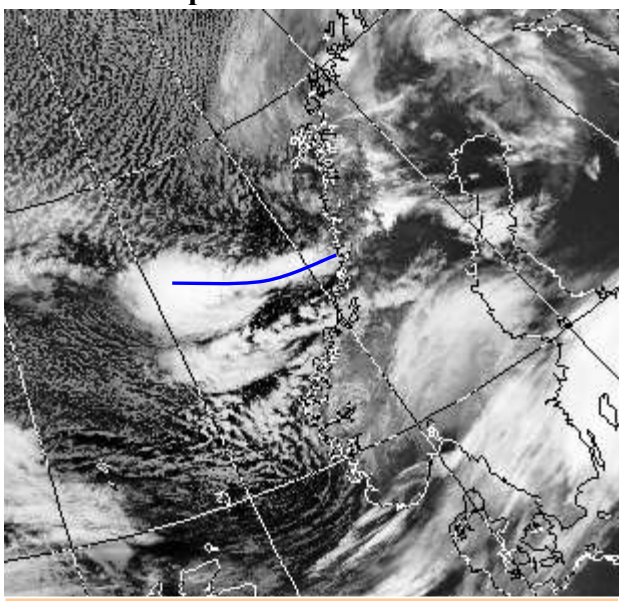


Fig 21: 1 maart 1984 04:50 UTC: Ontwikkeling Polar low midden Noorwegen

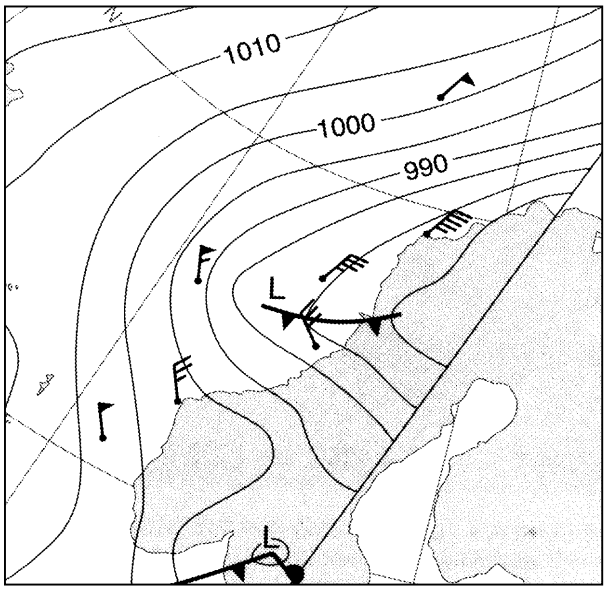


Fig 22: 1 maart 1984 06:00 UTC: waarnemingen van de druk en het windveld bij een polar low

Absolute topografie op 1000 en 500 hPa: Op geanalyseerde grondkaarten met een voldoende dichtheid in het waarnemingsveld is een mesoschaal laag zichtbaar met afmetingen rond de 400 kilometer maar soms nog kleiner Vooral aan de westzijde van de polar low is de drukgradiënt vaak erg groot en is het windveld het krachtigst ontwikkeld. In figuur 21 is een zich ontwikkelend polar low zichtbaar ten westen van Noorwegen. Op dit moment is er aan het aardoppervlak nog geen gesloten systeem maar de wind haalt krachtig uit met op de Noorse zee locaal meer dan 60 knopen.
Zie figuur 22.

Potentiële Vorticiteit:

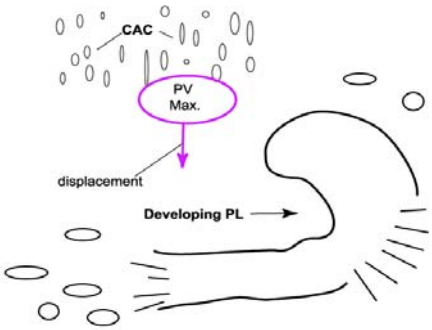


Fig 23: Schematische voorstelling van de positie van het PV maximum en het Polar Low

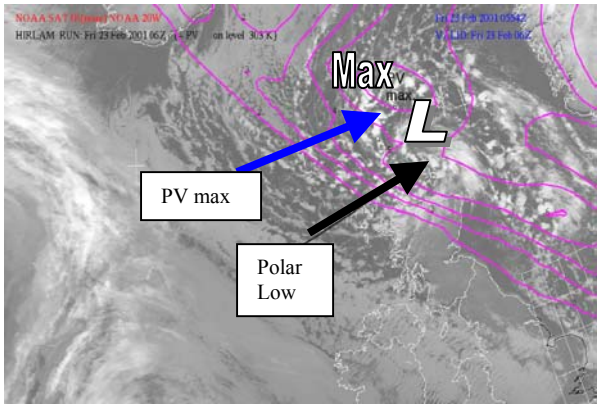


Fig 24: 28 febr. 2001 06:00 UTC: Paarse lijnen: PV-veld op 303 Kelvin > 2 PV

Een maximum van PV kan een belangrijke parameter zijn voor de ontwikkeling van een in polar low. De maximale waarde van PV op een toepasbaar isentropenvlak is vaak groter dan 5 PV eenheden over een relatief klein gebied. In de ontwikkelingsfase is dit maximum stroomopwaarts van het polar low te vinden. Zie de figuren 23 en 24.

Geopotentiële hoogte en vorticiteitsadvectie op 500 hPa:
De convectieve polar low hangt samen met een bel koude lucht in de hogere luchtlagen en een vorticiteitsmaximum aan de voorkant van een 500hPa trog. De hierbij behorende verticale bewegingen zijn een trigger voor het vrijkomen van latente en voelbare warmte waarna het systeem zichzelf in stand kan houden.

Temperatuur op 500 hPa:
Proefondervindelijk is vastgesteld dat bij temperaturen lager dan -40 graden het ontstaan zelfs zeer waarschijnlijk is.

7.5.5 Weersverschijnselen

Polar lows brengen continue neerslag of talrijke vaak geclusterde buien. Over het algemeen brengen polar lows sneeuw, maar wanneer de temperatuur in de onderste laag van de atmosfeer te ver boven het vriespunt komt bereikt de neerslag de grond gedeeltelijk of geheel als regen. Dit laatste gebeurt vooral in de late herfst en later in het voorjaar en op zuidelijker breedten. Er valt bij een polar low vaak veel sneeuw die bovendien tot duinen op kan waaien door de harde wind. Het zicht wordt vaak ernstig gereduceerd door driftsneeuw. Door de grote instabiliteit is er ook onweer mogelijk. Na de passage van het laag klaart het weer meestal sterk op.
Een polar low kan zeer krachtige winden, soms tot meer dan 60 knopen, produceren. Zodra een polar low boven land komt neemt deze gewoonlijk snel in intensiteit af. Dit komt omdat de energietoevoer van latente en sensibele warmte vanaf het zee-oppervlak niet langer doorgaat.

Fig 25: De passage van een polar low gaat vooral in de kustgebieden gepaard met veel wind en kan ook dieper landinwaarts zorgen voor grote sneeuwhoeveelheden en verkeersoverlast.

7.6 Instant occlusion

7.6.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

De intstant occlusion is een speciale wijze van uitdiepen van een depressie die kan optreden wanneer er interactie plaatsvindt tussen een comma in polaire lucht en een stroomafwaarts gelegen koufront

Gedurende zijn ontwikkeling komt de comma steeds dichter bij de wolkenband behorende bij het koufront. Hierbij verandert de comma vaak niet significant in intensiteit. Met het dichterbij komen van de comma ontstaat een frontale golf in het koufront. De golf gaat geleidelijk samensmelten met de comma hetgeen op satellietbeelden terug te herkennen tot een karakteristieke structuur die instant occlusion wordt genoemd.

In tegenstelling tot het koufront heeft de comma een cellulair uiterlijk hetgeen duidt op de aanwezigheid van ingebedde Cb's. Een gunstig gebied voor de ontwikkeling van convectieve bewolking is de regio tussen de frontale bewolking en de comma. Dit heeft te maken met de onstabiele opbouw van de troposfeer. Bovendien is er vaak WA en PVA aanwezig waardoor stijgende bewegingen optreden. Rondom de comma bevindt zich koude lucht waarin zich convectieve bewolking ontwikkelt.

Op het IR en VIS-beeld heeft de comma een wit en gestructureerd uiterlijk. Dit houdt in dat de bewolking dik is en dat de toppen tot diep in de troposfeer reiken. Op het WV-beeld zien we in het beginstadium van ontwikkeling van de comma grijze tot donker grijze pixelwaarden. In de loop van de tijd worden de grijstinten steeds lichter in het WV-kanaal. Dit geeft aan dat er door de comma steeds meer vocht de hogere lagen van de troposfeer wordt gebracht. In figuur 1 zijn de ontwikkelstadia van een instant occlusion schematisch weergegeven. Als gevolg van de interactie tussen het front en de comma begin het front te golven. In het volwassen stadium is de comma samengesmolten met het koufront en wordt de structuur een instant occlusion genoemd.

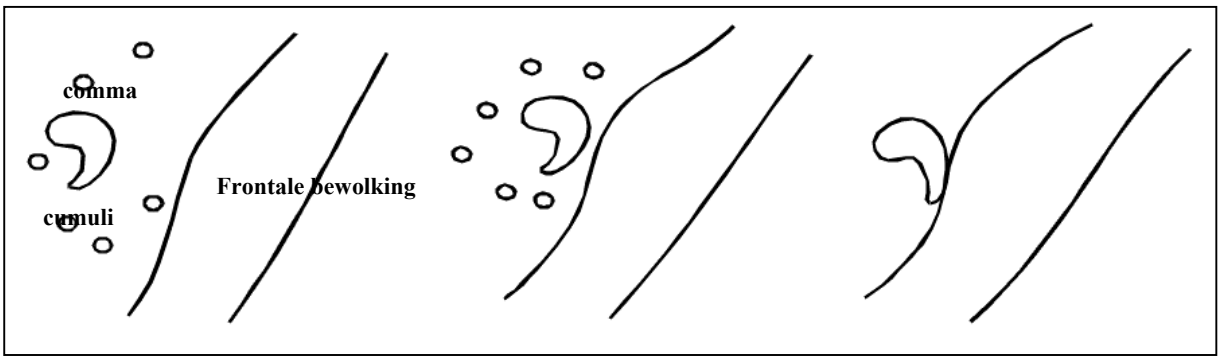


Fig 1: verschillende de stadia in de ontwikkeling van de comma en frontale golf tot een instant occlusion

7.6.2 Praktijksituaties

12 en 13 januari 1997

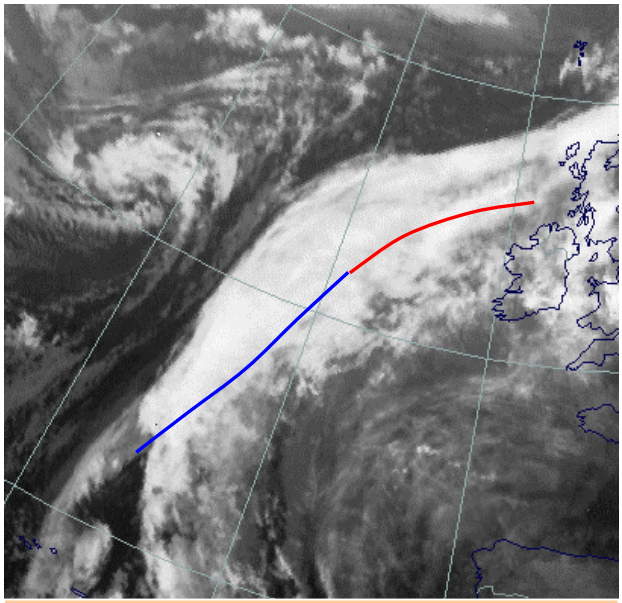


Fig 2: IR-beeld 12 januari 1999 09:00 UTC

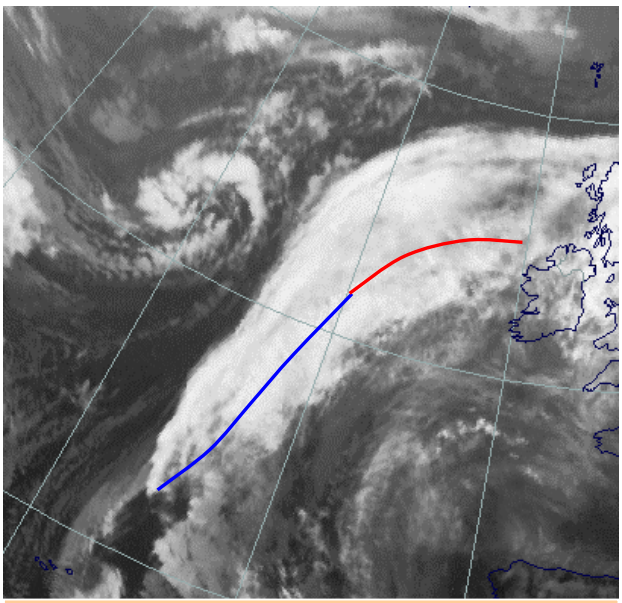


Fig 3: IR-beeld: 12 januari 1999 12:00 UTC

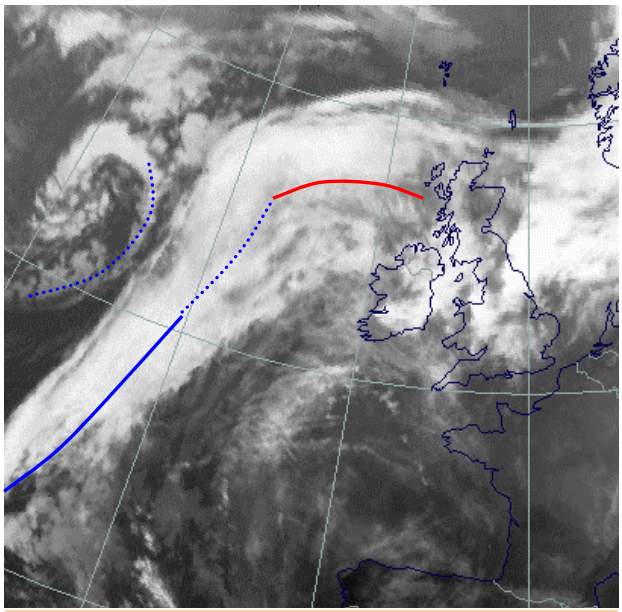


Fig 4: IR-beeld 12 januari 1997 15:00 UTC

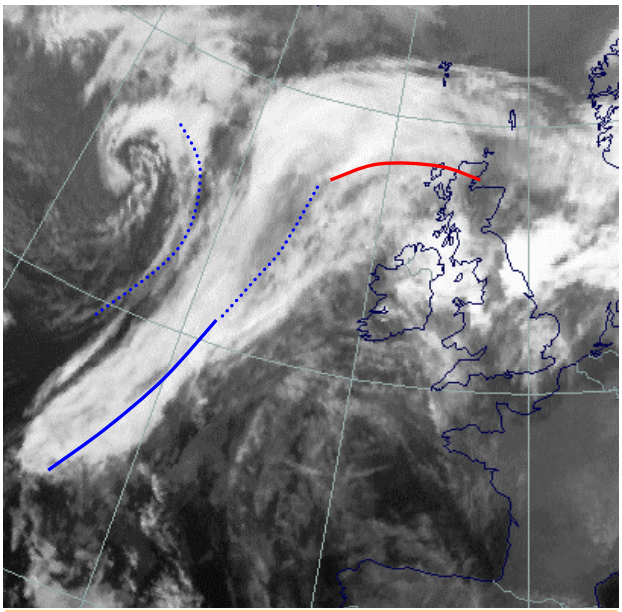


Fig 5: IR-beeld 12 januari 1997 18:00 UTC

Het IR-beeld, figuur 2, van 09 UTC toont de bewolkingsband behorende bij een koufront die uitstrekt van de Atlantische Oceaan ten noordwesten van het Iberische Schiereiland over Engeland naar het zuiden van Scandinavië. In het koufront boven de Atlantische Oceaan op circa 52°N/22°W ontwikkelt zich een frontale golf. Stroomopwaarts van het koufront nadert de commavormige bewolking de achterkant van de frontale bewolking.
Drie uur later, figuur 3 om 12 UTC, heeft de golf zich verder ontwikkeld en de commavormige bewolking is het koufront dichter genaderd. De comma heeft een gestructureerd cellulair uiterlijk hetgeen duidt op de aanwezigheid van ingebedde Cb's.
Om 15 en 18 UTC, figuur 4 en 5, is het stadium aangebroken dat de instant occlusion gaat samensmelten. Tussen de frontale band en de commavormige bewolking bevindt zich enige

bewolking op middelbare niveaus waarvan de toppen getuige de donkerdere tint in het IR-beeld lager liggen dan de comma en frontale bewolking. Deze zone wordt ook wel de shallow moist zone genoemd. Dit is een gebied waarin een ondiepe laag vochtige en relatief warme lucht zich bevindt onder koudere en droge lucht. In de bewolking van de comma kunnen nog steeds Cb's worden waargenomen. Deze komen vooral voor aan de zijde van de comma die gericht is naar de frontale bewolkingsband (ongeveer 57°N/23°W).

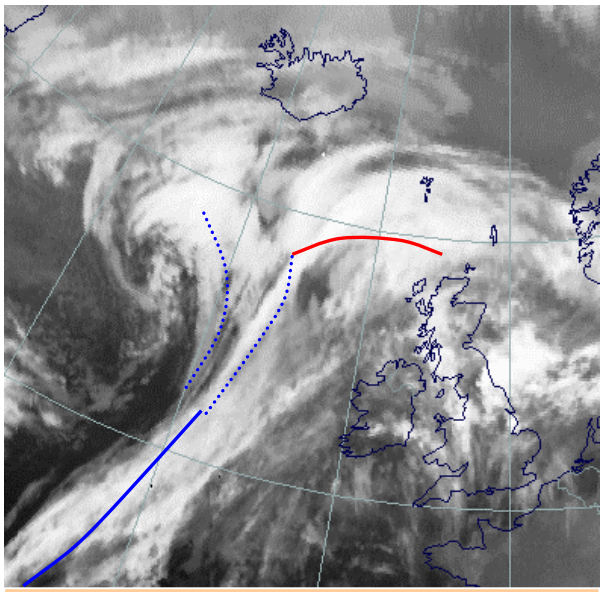


Fig 6: IR-beeld 12 januari 1997 21:00 UTC

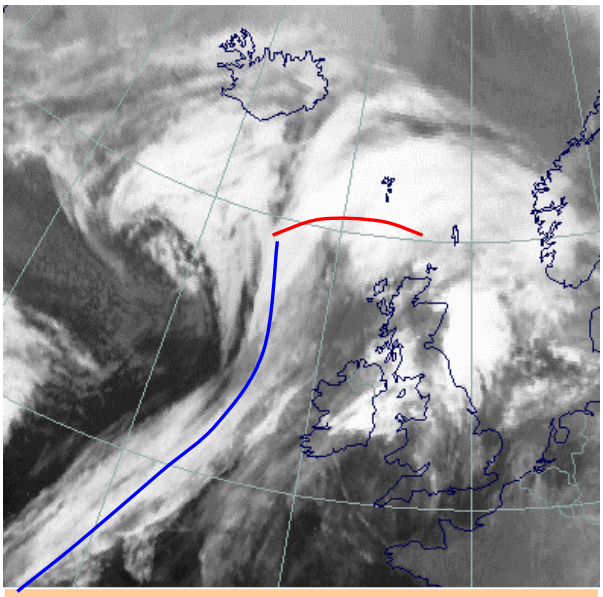


Fig 7: IR-beeld 13 januari 1997 00:00 UTC

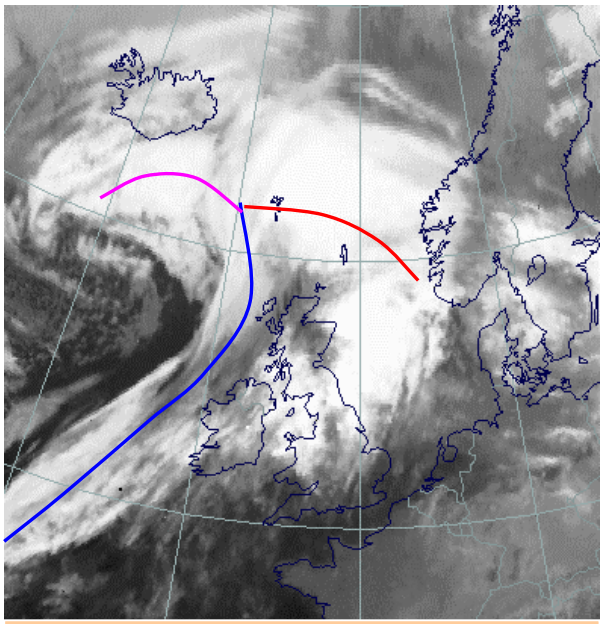


Fig 8: IR-beeld 13 januari 1997 03:00 UTC

Het IR-beeld van 21 UTC, figuur 6, toont dat de bewolking van de shallow moist zone zich de afgelopen drie uur verder ontwikkeld heeft. De toppen reiken nu tot dieper in de troposfeer. Nog drie uur later, figuur 7, is de commavormige bewolking verder uitgegroeid en heeft de instant occlusion haar volwassen stadium bereikt. De comma-vormige bewolking heeft nu het uiterlijk van een occlusie gekregen.
Op figuur 8, 03 UTC, bevindt de instant occlusion zich ten zuiden van IJsland. De frontale zone begint zuidelijk van de golftop geleidelijk op te lossen. Dit wordt veroorzaakt door de intrusie van droge lucht in de hogere niveaus van de troposfeer.

5 en 6 juni 1997

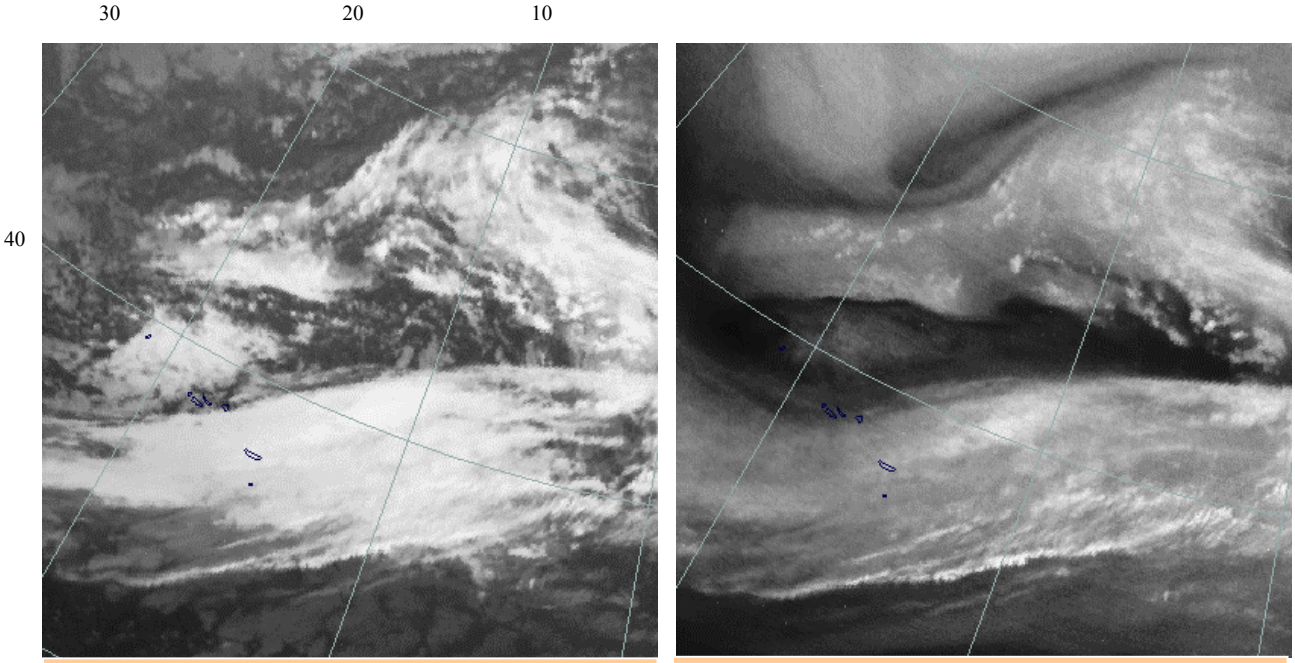


Fig 9: IR-beeld 5 juni 1997 12:00 UTC

Op figuur 9 zien we het IR-beeld van 5 juni 1997 om 12 UTC. Hierop is een koufront zichtbaar op de Atlantische Oceaan die loopt van 35^0N/30^0W naar 45^0N/10^0W. De Azoren zijn zichtbaar links op de kaart. Achter het front op 40^0N/30^0W bevindt zich commavormige bewolking. Zowel het koufront als de comma zijn helder wit wat duidt op bewolking met hoge en koude toppen.
Het WV-beeld wordt gekarakteriseerd door een zwarte streep aan de achterzijde van het koufront. Deze bevindt zich aan de cyclonale zijde van de jet. De comma bewolking wordt donker weergegeven op het WV-beeld. De helderste pixelwaarden bevinden zich in de golftop.

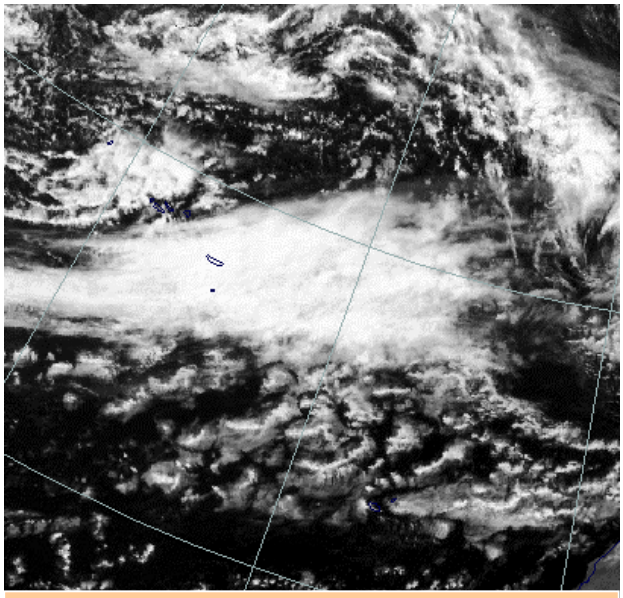


Fig 11: VIS-beeld 5 juni 1997 12:00 UTC

In het VIS-beeld hebben zowel het koufront als de commavormige bewolking heldere pixelwaarden wat een hoge albedo impliceert. Het koufront heeft meer een egaal uiterlijk in tegenstelling tot de comma waarin een meer gestructureerd uiterlijk zichtbaar is. Dit heeft te maken met ingebedde convectieve cellen die in de comma structuur voorkomen.
De instant occlusion heeft in een bepaald stadium uiterlijke gelijkenis met de snelle cyclogenese. Bij de meeste snelle cyclogeneses vindt er echter geen interactie plaats met commastructuren in de polaire lucht.

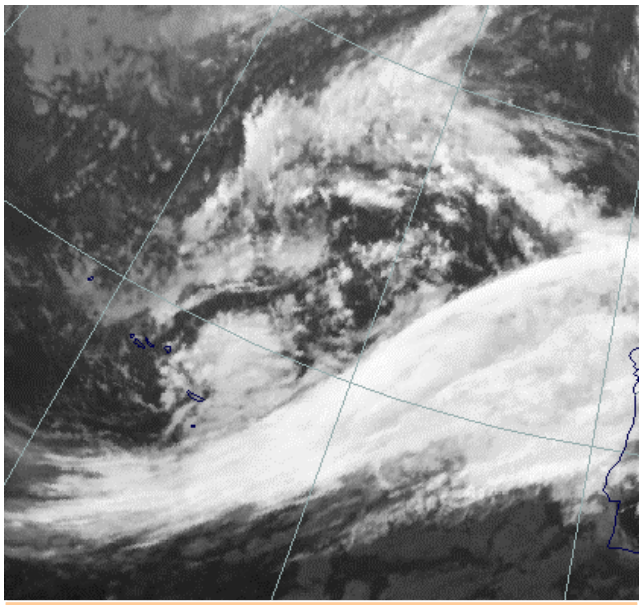


Fig 12: IR-beeld 5 juni 1997 18:00 UTC

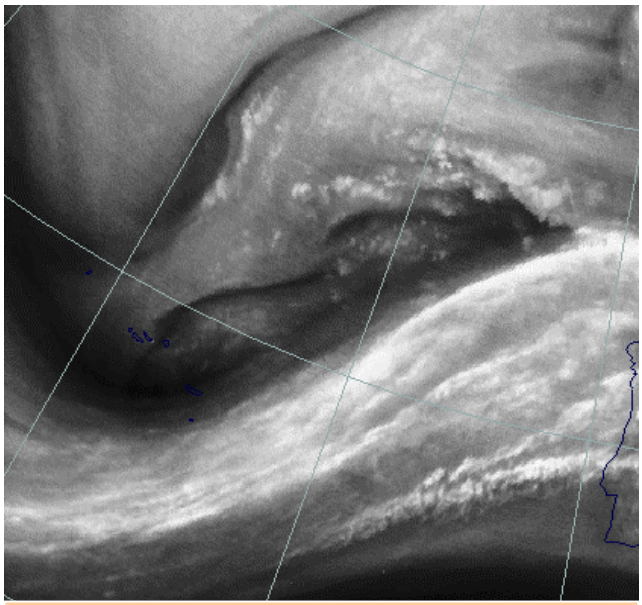


Fig 13: WV-beeld 5 juni 1997 18:00 UTC

Op figuur 12 zien we dat de comma na verloop van tijd gaat samensmelten met het koufront. De bewolking van de shallow moist zone en de comma bewolking zijn donker, dus warmer, op het IR-beeld dan de frontale bewolking. De gradiënt in wolkenhoogte wordt veroorzaakt door de droge lucht in de hogere niveaus van de troposfeer en aan de cyclonale zijde van de jet-as. De laagste toppen kunnen worden waargenomen in het gebied dicht bij het koufront. De toppen nemen toe in hoogte in de richting van de comma head. In tegenstelling tot de wolkenband van het koufront die egaal overkomt op het IR-beeld heeft de comma bewolking een gestructureerd uiterlijk dat tot stand komt door de aanwezigheid van ingebedde Cb's

Het WV-beeld toont een zwarte streep aan de achterzijde van het koufront die veroorzaakt wordt door droge stratosferische lucht aan de cyclonale zijde van de jet-as. De staart van de comma en de shallow moist zone in de regio van de cyclonale jet zijde zijn zwart in dit satellietkanaal. Het gebied van de comma head die buiten de invloedsfeer ligt van de droge lucht heeft een grijze tint.

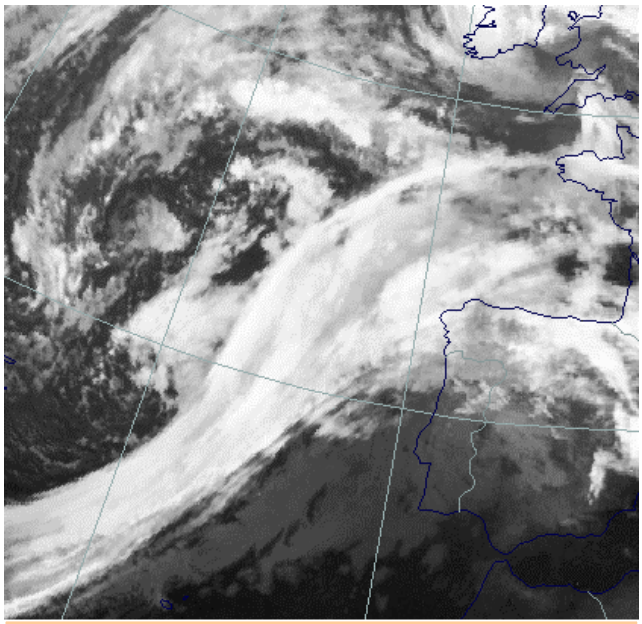


Fig 14: IR-beeld 6 juni 1997 00:00 UTC

Op het IR-beeld van 00 UTC, figuur 14 is de commmavormige bewolking geheel samengesmolten met het koufront. Er is nog steeds een gradiënt te zien van donkere grijstinten in de comma staart en lichtere grijstinten bij het comma hoofd. Net als zes uur eerder heeft de frontale structuur een egaal uiterlijk en is de comma bewolking meer gestructureerd.

Op het WV-beeld van 6 juni 00 UTC, figuur 15, is duidelijk de heldere band zichtbaar die van zuidwest naar noordoost loopt. De scherpe gradiënt geeft de locatie van de jet-as aan. De comma wordt gekenmerkt door donkere tinten in de staart en lichtere tinten in de comma head. Om 6 utc, fig 16 en 17 zien we een volwassen stadium van een instant occlusion.

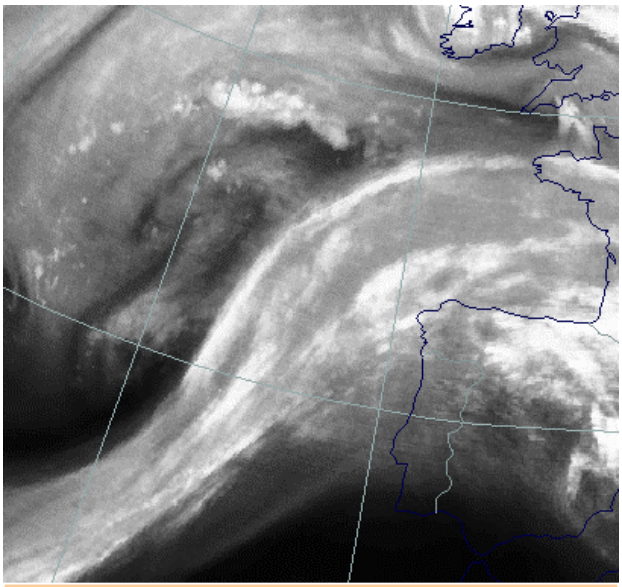


Fig 15: WV-beeld 6 juni 1997 00:00 UTC

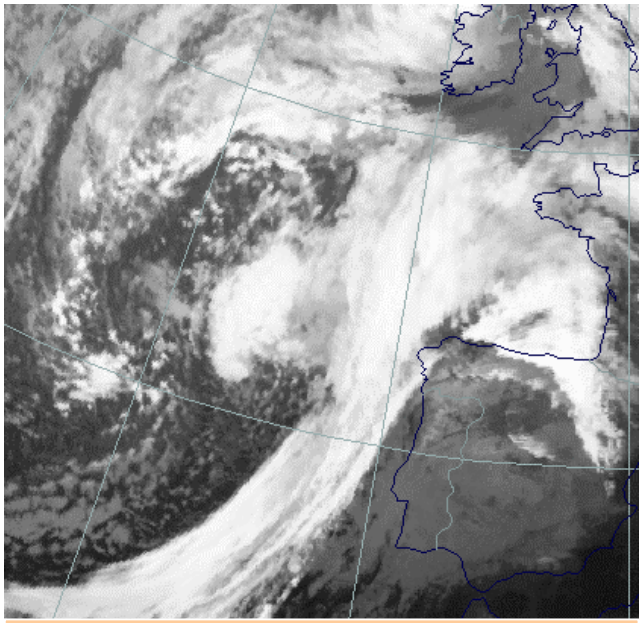


Fig 16: IR-beeld 6 juni 1997 06:00 UTC

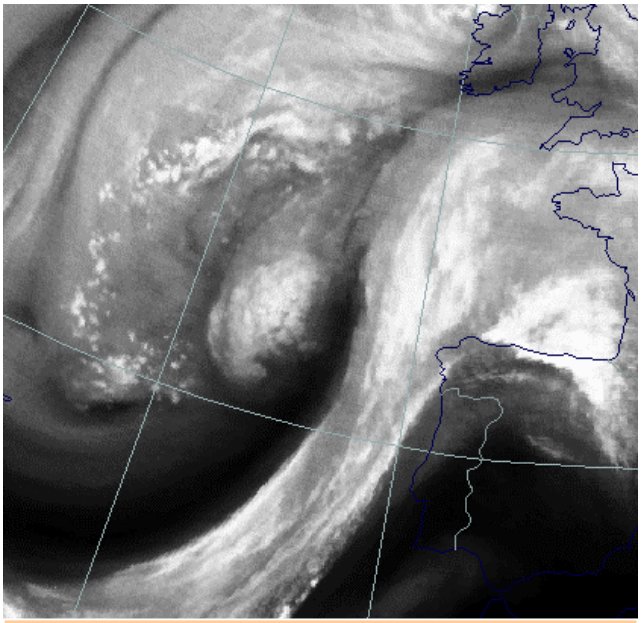


Fig 17: WV-beeld 6 juni 1997 06:00 UTC

7.6.3 Meteorologisch fysische achtergrond

De naam instant occlusion wordt aan deze weerstructuur gegeven omdat deze in het volwassen stadium van ontwikkeling veel uiterlijke gelijkenis vertoont met het occlusie proces waarbij warme lucht van het aardoppervlak wordt opgetild. De fysische achtergrond is echter volkomen verschillend: bij een instant occlusion vindt er een samensmelten plaats van een commavormige weerstructuur met de bewolkingsband behorende bij een koufront. Er zijn drie conceptuele modellen betrokken bij het proces: een comma, een koufront en een frontale golf.

De comma hangt samen met een trog in de middelbare en hogere lagen van de troposfeer die teruggevonden kan worden in de koude luchtmassa achter een koufront. De comma bewolking wordt naar het oosten getransporteerd door een sterke bovenluchtstroming. Er vindt uiteindelijk een samensmelting plaats van het koufront en de comma doordat de twee structuren met verschillende snelheid bewegen. Het frontale systeem is mede door golfvorming vrijwel stationair terwijl de mesoschaal comma vlot naderbij komt door zijn grote snelheid.

Het proces van de instant occlusion kan onderverdeeld worden in drie fases: begin-, samensmeltings en volwassen stadium. De drie stadia worden nu volgend besproken.

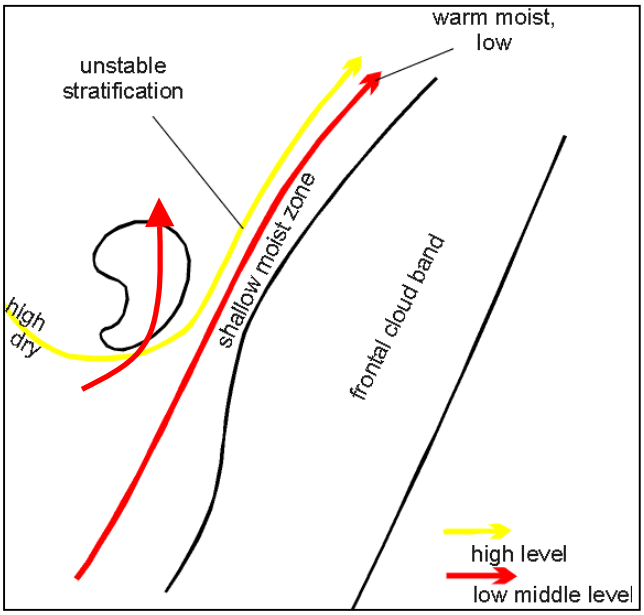


Fig 18: de locatie van de relatieve stromingen in het beginstadium van de instant occlusion

In het beginstadium is de comma bewolking nog gescheiden van de frontale bewolking maar deze nadert wel geleidelijk het koufront. Het gebied tussen de comma en het koufront wordt de shallow moist zone genoemd. De comma wordt gekenmerkt door convectieve cellen. In en aan de voorzijde van de comma bevindt zich een warme en vochtige relatieve stroming, een WCB, die zuid-noord georiënteerd is en in de lagere niveaus van de troposfeer aanwezig is. In de middelbare en hogere niveaus van de troposfeer beweegt zich koude droge lucht van de dry intrusion noordwaarts. Deze gaat over de staart van de comma heen en beweegt vervolgens noordwaarts parallel aan de achterzijde van de frontale bewolking. De verticale opbouw van droge lucht boven vochtige en warme lucht veroorzaakt een potentieel onstabiele gelaagdheid van de troposfeer in de shallow moist zone. In figuur 18 is de positie van de relatieve stromingen weergegeven in het beginstadium van een instant occlusion.

Gedurende het samensmeltingsstadium gaat de comma bewolking snel en cyclonaal roteren doordat er cyclogenese optreedt. De potentieel instabiele opbouw van de troposfeer in de shallow moist zone kan nu vrijkomen omdat er stijgende bewegingen gaan optreden. Deze zijn een gevolg van een combinatie van WA en PVA die volgens de omegavergelijking beide bijdragen aan stijgende bewegingen. Er treedt zodoende een snelle ontwikkeling van bewolking op in de shallow moist zone. Door de WA aan de voorzijde van de comma wordt er een temperatuur gradiënt gecreëerd aan de noordzijde van de comma.

Tijdens het volwassen stadium van de instant occlusion zijn de comma en frontale bewolking geheel samengesmolten. In deze fase vertoont de instant occlusion veel overeenkomsten met een CCB-occlusie en een snelle cyclogenese.
In figuur 19 is een volwassen stadium van de instant occlusion weergegeven waaruit duidelijk de overkomsten met de CCB-occlusie kunnen worden gezien. Sommige instant occlusions zijn zeer dynamisch en kunnen meer dan 24 hPa in een etmaal uitdiepen. Dit kun je dus als een speciaal geval van snelle cyclogenese aanmerken.

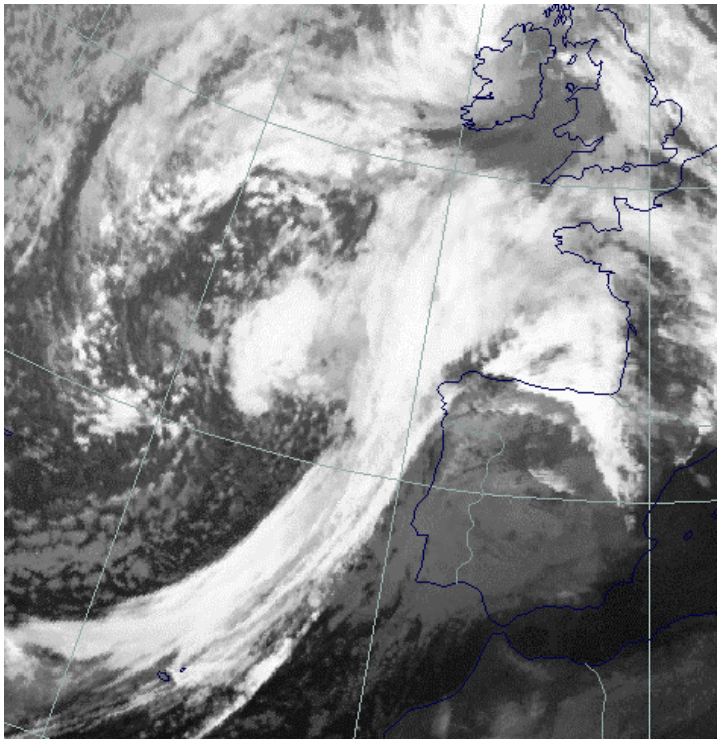
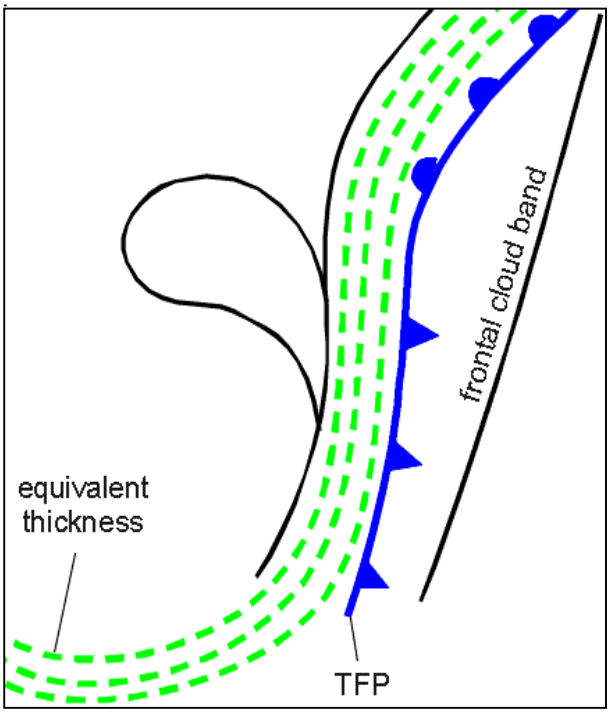


Fig 19: volwassen stadium van een instant occlusion

7.6.4 Sleutelparameters

Equivalente dikte en thermische front parameter (TFP): Gedurende het beginstadium bevindt de comma bewolking zich in de thermische trog terwijl de frontale bewolkingsband samengaat met een gradiënt in de dikte en de TFP aan de voorzijde van de bewolking. In het volwassen stadium van de instant occlusion wanneer de wolkenstructuren samen gaan smelten ontwikkelt er een rug in equivalente dikte en de TFP. In vergelijking echter tot een klassieke occlusie is de rug echter veel minder uitgesproken. Zie figuur 20 en 21



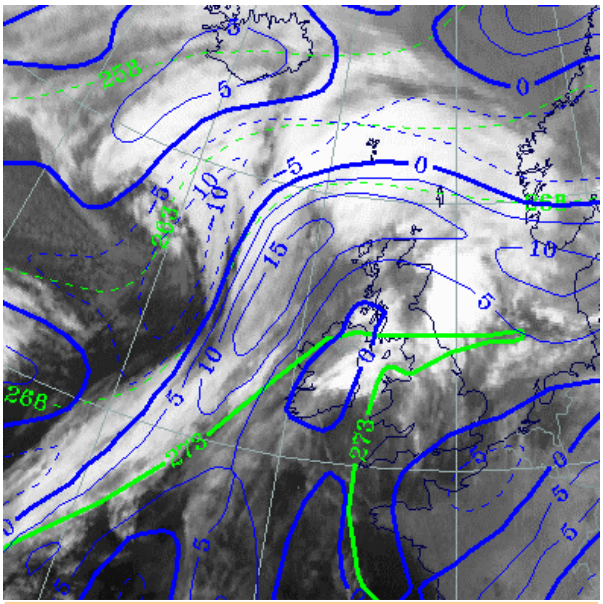


Fig 20: weergave van equivalente dikte en TFP(blauw) bij een instant occlusion
Fig 21: IR-beeld 13 januari 1997 00:00 UTC

Temperatuur advectie (TA): Het veld van TA wordt gedomineerd door twee verschijnselen: de aanwezigheid van CA in en achter de comma en een WA maximum die zich uitstrekt vanaf de frontale golf westwaarts naar de comma head. De WA intensiveert gedurende het samensmeltingsproces maar het maximum van WA blijft in tegenstelling tot bij een klassieke occlusie in de frontale bewolking liggen. Zie figuur 22 en 23.

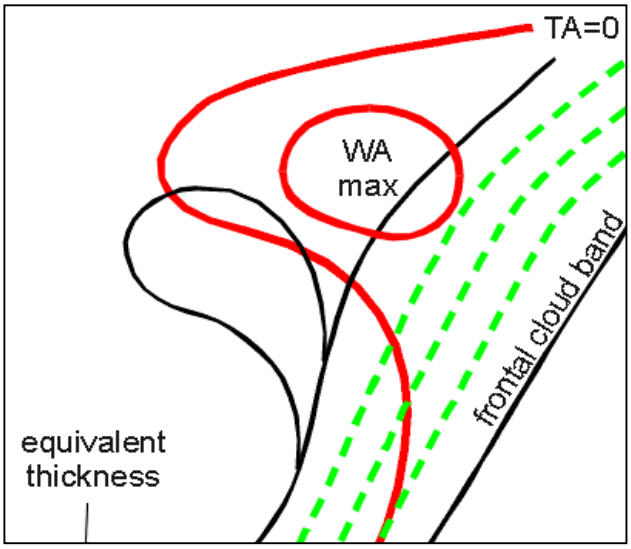


Fig 22: schematische weergave equivalente dikte en TA bij een instant occlusion

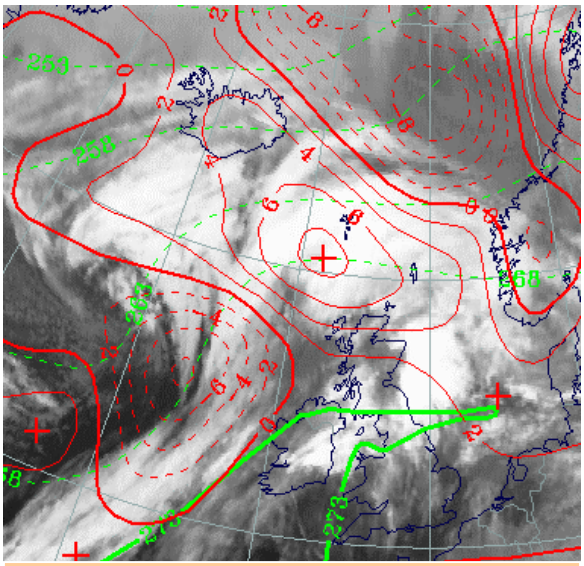


Fig 23: 13 januari 1997 00:00 UTC : TA (rood) en equivalente dikte (groen)

Vorticiteitsadvectie op 300 en 500 hPa: Er is een uitgesproken PVA maximum aanwezig bij de comma. Het PVA-gebied haalt gedurende het samensmeltingsproces de frontale bewolking in. Het PVA maximum valt vaak samen met de staart van de comma die meestal gelegen is in de regio van de linker uitgang van de jet-streak. Zie figuur 24 en 25.
Isotachen en jet op 300 hPa: In het volwassen stadium van de instant occlusion bevindt de jet-as zich parallel aan de achterzijde van de bewolking van het koufront. De jet doorkruist de bewolking van de instant occlusion hetgeen tot donkere grijstinten leidt in het WV-beeld

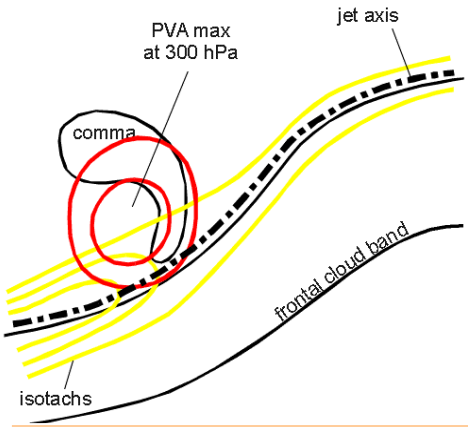
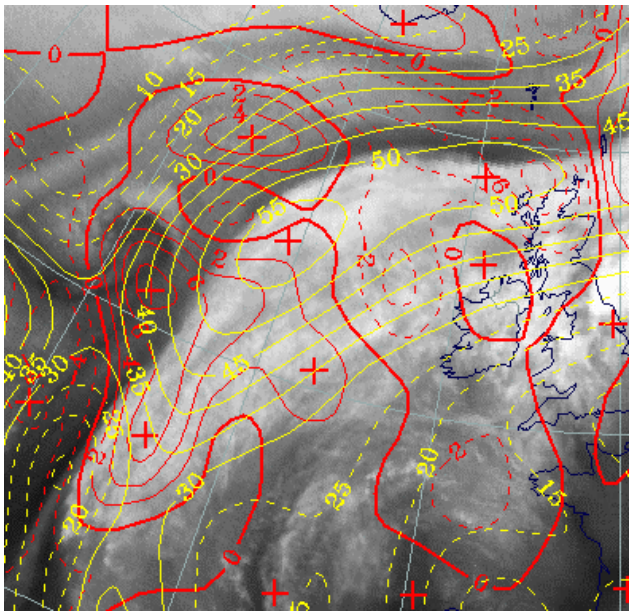
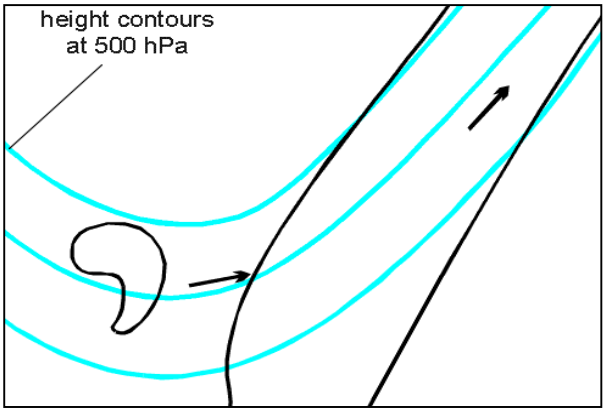


Fig 24: weergave van PVA, jet-as en isotachen op 300 hPa.
Fig 25: rechts: WV-beeld 12 januari 1997 12:00 UTC: isotachen (geel), PVA (rood)



Absolute topografie op 500 en 1000 hPa: In het beginstadium wordt de absolute topografie op 500 en 1000 hPa gekenmerkt door twee troggen. In het geval van een oostwaarts voorbewegend systeem hangt de grootschaliger oostelijk gelegen trog samen met het koufront. De westelijke kleinschaligere trog is verbonden met de snel oostwaarts bewegende comma stroomopwaarts van het koufront.
In het volwassen stadium is er op 1000 hPa een laag aanwezig stroomopwaarts van de locatie waar de voormalige comma bewolking en frontale band samensmelten. Op 500 hPa is nu een grootschalige trog zichtbaar in de koude luchtmassa achter het koufront. Zie figuur 26 en 27.



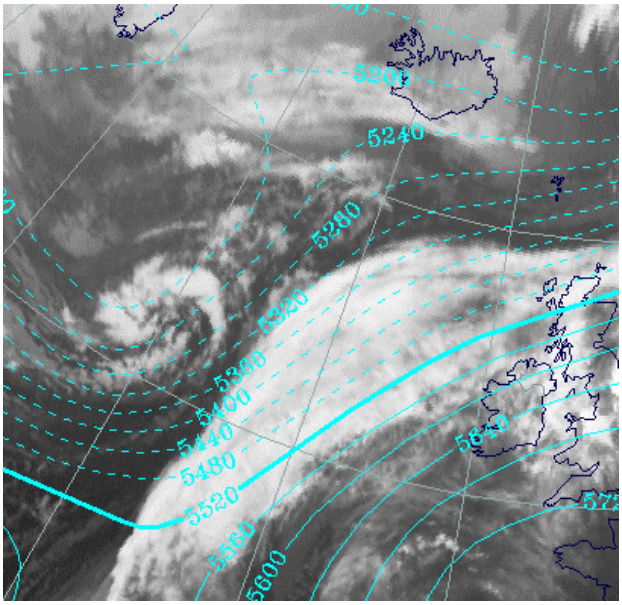


Fig 26: 500 hPa topografie bij een instant occlusion
Fig 27: IR-beeld 12 januari 1997 12:00 UTC: 500 hPa absolute topografie

7.6.5 Weersverschijnselen

De weersverschijnselen die optreden bij de comma en het koufront worden beschreven in hoofdstukken 7.4, 8.4 en 8.5. De instant occlusion gaat gepaard met het uitdiepen van de frontale golf die ontstaat bij het koufront. Hierdoor neemt de wind in kracht toe. De extra stijgende bewegingen veroorzaken een toename van de neerslag-intensiteit. Vaak kunnen de heftigste weersverschijnselen worden gevonden aan de oostelijke zijde van de comma. Hier is de lucht extra onstabiel door de aanwezigheid van droge en koude lucht boven warme en vochtige lucht. Bij een instant occlusion met sterke drukdalingen is er een grote kans op storm op zee.

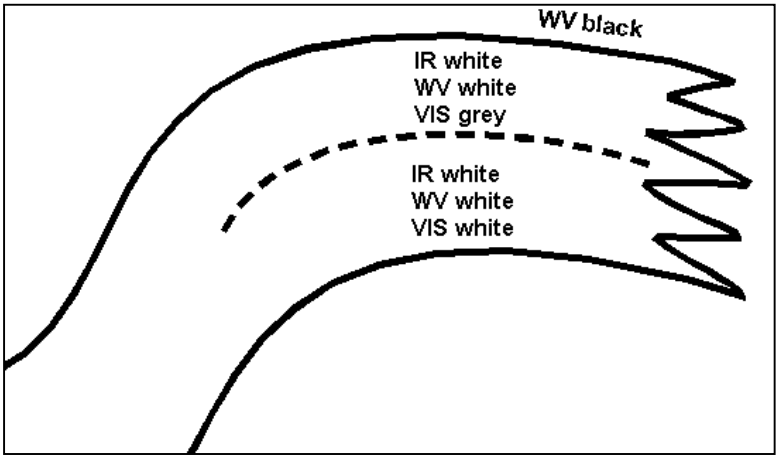
Fig 28 : Storm op zee

8 Fronten

8.1 Warmtefrontband

8.1.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Warmtefrontbanden hangen samen met frontale systemen. De bewolking wordt veroorzaakt door opstijgende vochtige en warme lucht. Er treedt op uitgebreide schaal condensatie en neerslagvorming op. De neerslag is gewoonlijk gelijkmatig in intensiteit en kan vele uren aanhouden. Op nadering van een warmtefront neemt eerst de hoge bewolking toe. Soms kan cirrus-bewolking al een etmaal voor de passage van het grondfront zichtbaar worden aan de westelijke hemel. Geleidelijk wordt de bewolking dikker en gaat deze over in cirro- en altostratus. In eerste instantie kan de zon hier soms nog doorheen schijnen. Uiteindelijk is de bewolking zo dik geworden, nimbostratus, dat er neerslag kan gaan vallen



Figuur 1: WV, IR, VIS-tinten bij een warmtefrontband.

Op satellietbeelden is een anticyclonaal gekromde synoptische schaal bewolkingsband zichtbaar die verbonden is met bewolking stroomopwaarts behorende bij het koufront.
In ideale gevallen kan het volgende op IR en VIS-beelden worden waargenomen:
In het VIS-beeld zijn de grijstinten over het algemeen wit aan de achterzijde van het warmtefront. Naar de voorzijde toe worden de tinten geleidelijk grijzer. Dit wordt veroorzaakt doordat de dikste stratiforme bewolking zich bevindt bij het grondfront. Dunne cirrus en cirrostratus komen voor aan de voorzijde van de band. Hier bevindt de vochtige en warmere lucht zich alleen in de bovenste laag van de troposfeer.
In het IR-beeld is de tint van de bewolkingsband grijs tot wit, waarbij de lichtste tinten voorkomen aan de voorzijde van de band.
In werkelijkheid treden er vaak enige afwijkingen op van de ideale situatie: heel vaak is er geen continue bewolkingsband maar kunnen er meerdere bewolkinglagen worden aangetroffen met gebroken bewolking of zelfs alleen hoge bewolking. In het IR-beeld zijn verscheidene witte hoge bewolkingsgebieden gelegen boven lagere grijze wolkenlagen.
Heldere witte grijstinten in het WV-beeld kunnen worden waargenomen bij de bewolkingsband. Aan de voorzijde van de bewolking toont het WV-beeld een sterke gradiënt van wit naar zwart die samenhangt met de jet-as. Dit wordt veroorzaakt door droge lucht aan de cyclonale zijde van de jet.
In tegenstelling tot het warmtefrontscherm is de warme sector van de warmtefront band vaak onbewolkt. In de winter en lente kunnen er door grenslaagprocessen onder in de troposfeer wel uitgebreide velden met mist en stratus voorkomen. In fig 1 worden de tinten die zichtbaar zijn in het VIS, IR en WV-beeld nog eens samengevat.

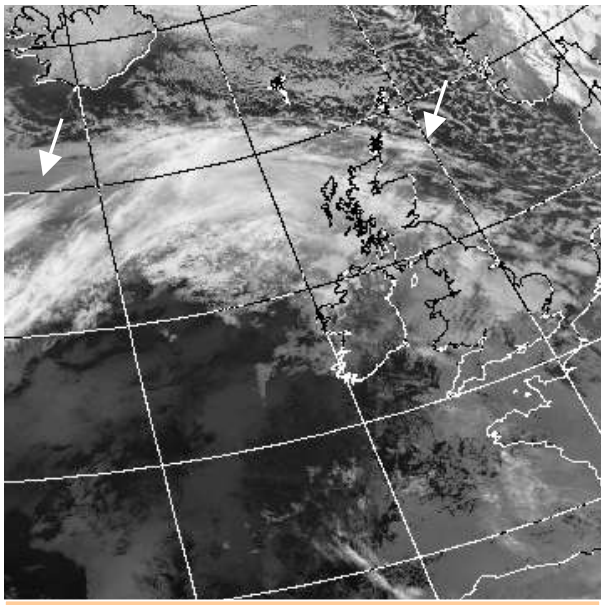
8.1.2 Praktijksituaties

10 januari 1995 06:00 UTC

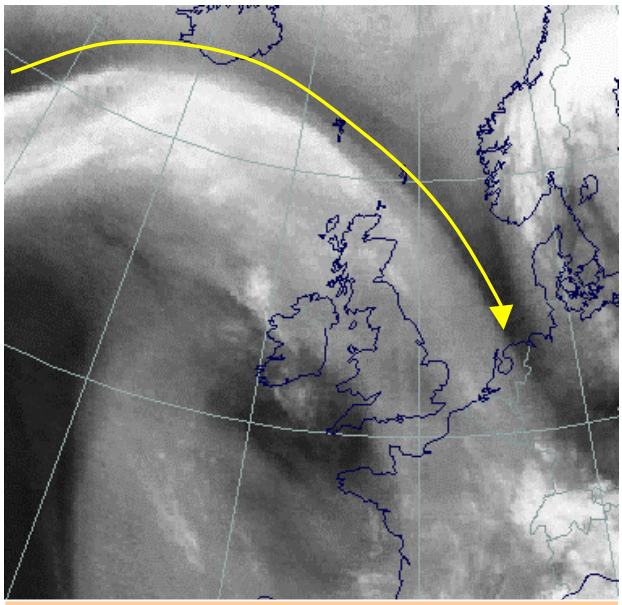
De eerste situatie die we bespreken betreft die van 10 januari 1995, 6 UTC. Figuur 2 en 3 tonen respectievelijk het IR en WV-beeld waarop een klassieke warmtefront band kan worden waargenomen. Het warmtefront bevindt zich op de Atlantische Oceaan, oostelijk van 25^0 WL en strekt zich uit tot Schotland en Noord Ierland. Het koufront ligt midden op de Atlantische Oceaan ten zuiden van Groenland.

Dit frontensysteem bestaat uit een open warme sector waarin weinig bewolking wordt aangetroffen. In de laagste niveaus van de atmosfeer zijn enige stratusvelden aanwezig getuige de grijze tinten. Het nadeel van IR-beelden is dat lage stratus en stratocumulus op IR-beelden bijna dezelfde grijswaarde hebben. De temperatuur van het aardoppervlak en de wolkentoppen verschilt namelijk maar weinig. VIS-beelden zijn een beter middel om de lage bewolking te detecteren maar vooral in het winterseizoen is het nut van VIS-beelden beperkt door de korte daglichtperiode.

Op het WV-beeld zien we dat er op de locatie van het warmtefront veel vocht in de hogere niveaus van de atmosfeer aanwezig is. Aan de voorzijde wordt deze begrensd door een sterke gradiëntzone naar droge lucht. Deze scheidingslijn markeert de jet-as (gele pijl) en kan ook op de IR worden gevonden als jet-cirrus (witte pijlen).



Figuur 2: IR-beeld 10 jan 1995 06:00 UTC: warmtefrontband



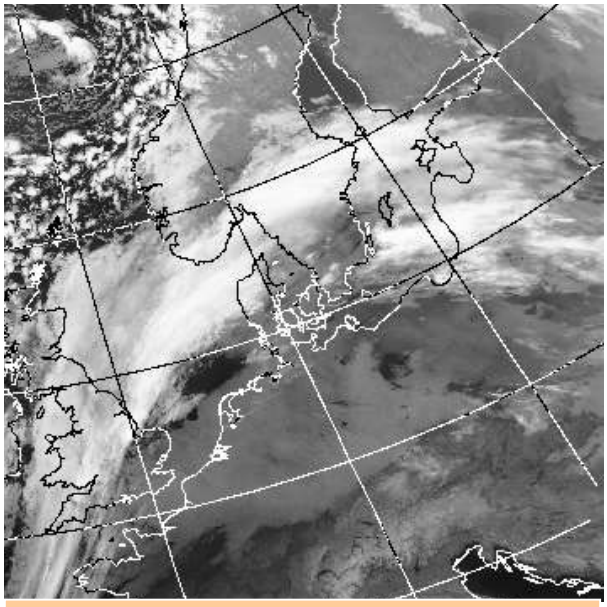
Figuur 3: WV-beeld 10 jan 1995: 06:00 UTC warmtefrontband

1 maart 1995 06:00 UTC

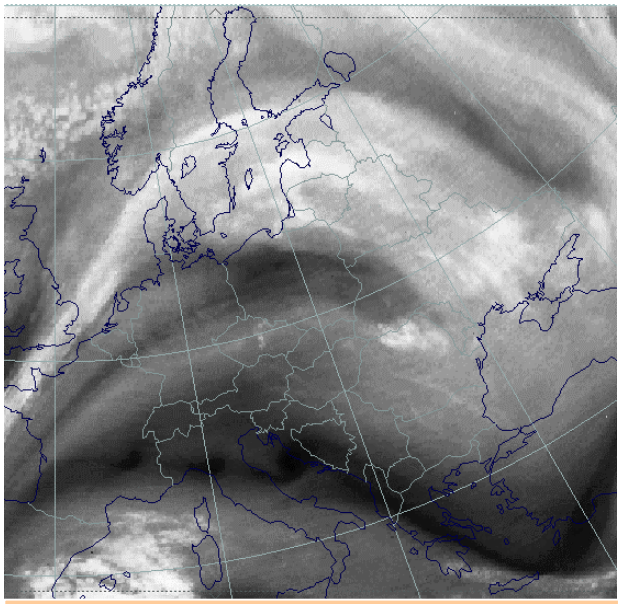
De tweede situatie is 1 maart 1995, 6 UTC. Hier betreft het een geval die in een aantal opzichten afwijkt van de ideale situatie. We zien op het WV en IR-beeld van figuur 4 en 5 een bewolkingsband behorende bij het warmtefront. Het strekt zich uit van het zuidoostelijk deel van Zweden naar de Baltische staten en de Ukraïne.

Op het IR-beeld zijn diverse gebieden en lijnen met koude hoge wolkentoppen zichtbaar boven donkergrijze gebieden waar zich warmere en lagere wolkentoppen bevinden. Het warmtefront is niet erg actief en er zijn gebieden waar de bewolking in de warmtefrontband dunner en lager is. De warme sector kenmerkt zich door uitgestrekte stratusvelden die ontstaan in de koude vochtige grenslaag.

In het WV-beeld is een brede witte band zichtbaar op de locatie van het warmtefront. De heldere tinten geven aan dat hier een hoge waterdamphoeveelheid aanwezig is in de middelbare en hogere niveaus van de troposfeer. Een deel van de bewolking en het vocht wordt van het frontale systeem weggeblazen wat veroorzaakt wordt door een krachtige noordwestelijke stroming stroomafwaarts van een uitgesproken hoog in de bovenlucht. De witte band wordt ten noorden en zuiden begrenst door een donkere streep. De noordelijke begrenzing is droge lucht aan de cyclonale zijde van de jet-as.



Figuur 4: 1 maart 1995, 06 UTC IR-beeld warmtefront band



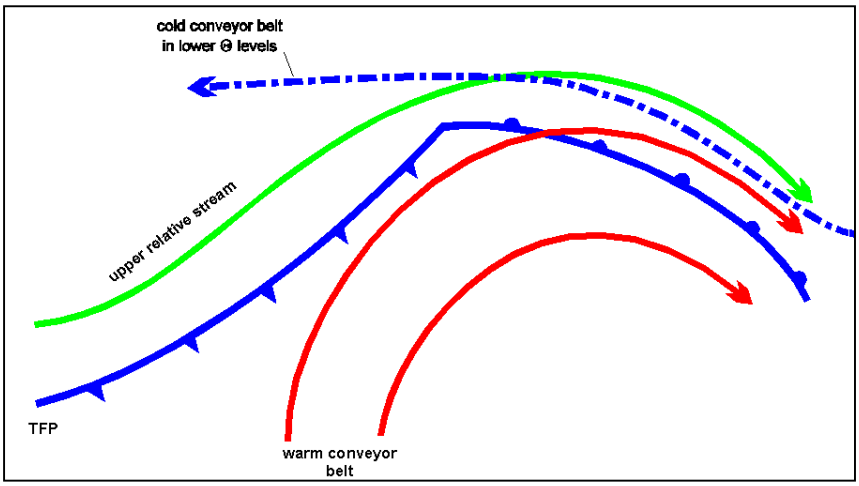
Figuur 5: 1 maart 1995, 06 UTC WV-beeld warmtefront band

8.1.3 Meteorologische fysische achtergrond

Bij een warmtefront beweegt zich warme en vochtige lucht tegen koude en droge lucht. Op de het grensvlak van deze twee luchtsoorten neigt de warmte lucht er naar om over de koude lucht heen te glijden. Bij dit proces ontstaat er frontale bewolking en neerslag die vooral gevonden kan worden stroomafwaarts van het oppervlaktefront.

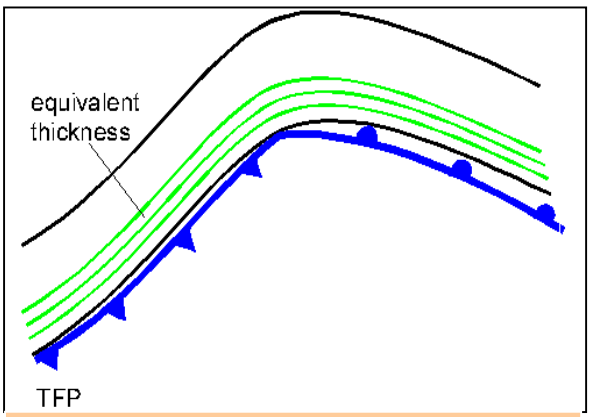
Als wat gedetailleerder wordt gekeken naar de circulatie die optreedt bij een warmtefrontband dan kunnen drie verschillende luchtstromen onderscheiden worden die zich door het warmtefront bewegen. Dit zijn de zogenoemde warm conveyer, cold conveyer belt en de upper relative stream. De positie van de stromingen is weergegeven in figuur 7. De warm conveyer belt bevindt zich voornamelijk in de warme sector achter het warmtefront en voor het koufront. Bij de warmtefrontband veroorzaakt de warm conveyer belt weinig bewolking in de warme sector omdat hier te weinig vocht en/of stijgende bewegingen aanwezig zijn. De warm conveyer belt in de lagere niveaus van de troposfeer haalt het oppervlakte warmtefront geleidelijk in. De hoge bewolking wordt veroorzaakt door de opstijgende conveyer belt die afkomstig is van de achterzijde van het koufront. Deze conveyer wordt de upper relative stream genoemd. De lage bewolking ontwikkelt zich in de cold conveyer belt die aanwezig is in de lagere troposfeer en van oost naar west beweegt ten opzicht van het frontensysteem.

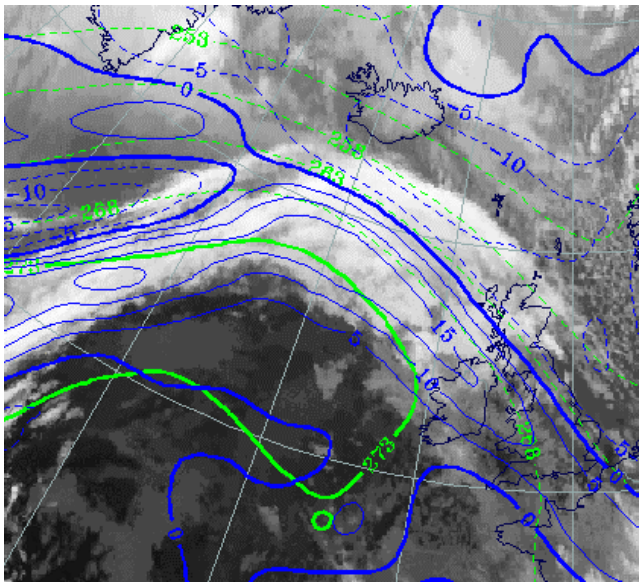
Vaak wordt er een overgang waargenomen van een warmtefront band in een scherm als er zich geleidelijk bewolking ontwikkelt in de warme sector.



Figuur 6: ligging van de cold, warm conveyer belt en de upper relative stream bij een warmtefront band.

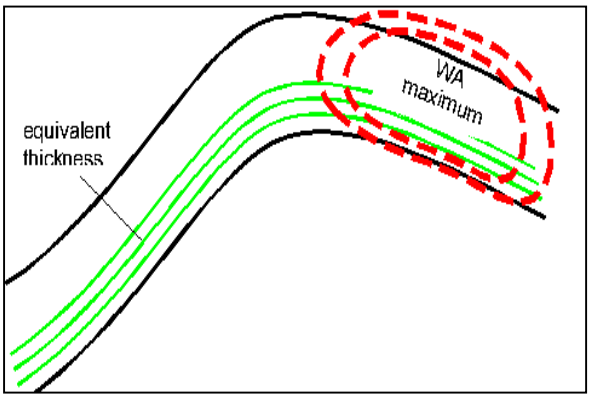
8.1.4 Sleutelparameters

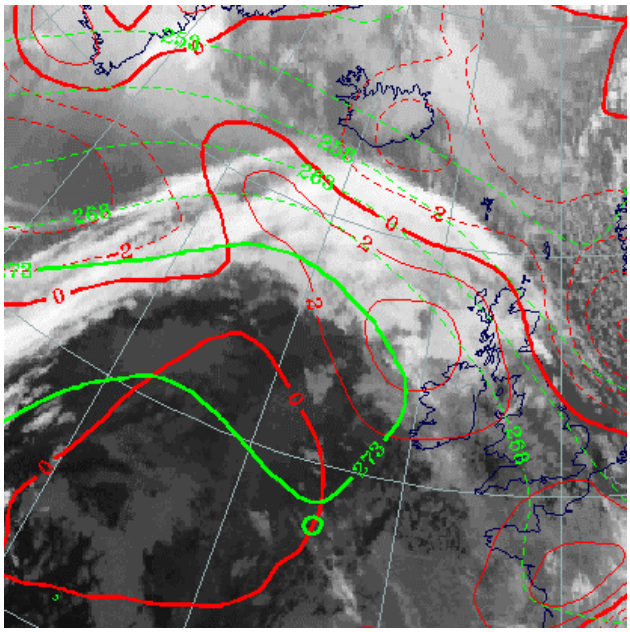




Figuur 7: (boven): schematische weergave van de locatie van de gradiëntzone van de equivalente dikte en de maximale TFP.
Figuur 8: (rechts):10 januari 1995 06:00 UTC: TFP (blauw) en equivalente dikte (groen)

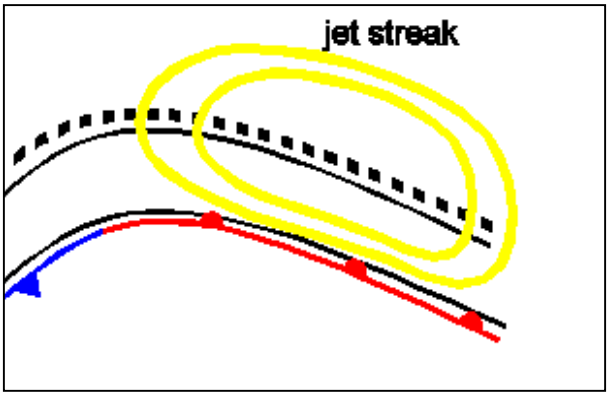
equivalente dikte (500/850 hPa): Het bewolkingsgebied van de warmtefrontband bevindt zich in de gradiëntzone van de equivalente dikte. De dikte neemt toe van de voorzijde naar de achterzijde van de warmtefront band. Zie figuur 7 en 8.
Thermische front parameter (TFP): De TFP bevindt zich in de nabijheid en parallel aan de achterzijde van de bewolkingsband. Zie figuur 7 en 8.

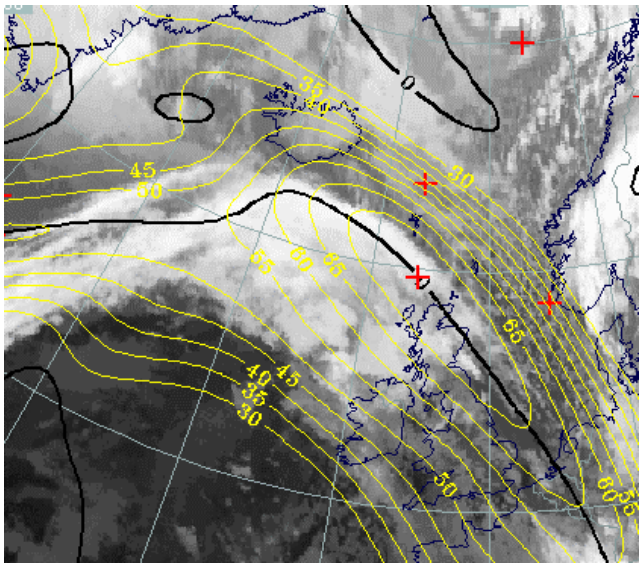




Figuur 9 (boven): schematische weergave van de ligging van de gradiëntzone van de equivalente dikte en de WA bij een warmtefront van het bandtype.
Figuur 10 (rechts): 10 januari 1995 06:00 UTC: WA (rood), equivalente dikte (groen)

Warmte advectie (WA): De gehele frontale bewolking bevindt zich in een WA-gebied Deze neemt toe in de richting van het occlusiepunt. Zie figuur 9 en 10.





Figuur 11(boven): schematische weergave van de jet-as en jet-streak op 300 hPa.
Figuur 12 (links): 10 januari 1995 06:00 UTC: isotachten (geel), jet-as (zwart)

Scheringsvorticiteit op 300 hPa: nullijn van de scheringsvorticiteit komt overeen met de voorzijde van de bewolking van de warmtefront band. Zie figuur 11 en 12.
Isotachen: De voorzijde van het warmtefront bevindt zich bij de straalstroom die van geval tot geval varieert in intensiteit. Zie figuur 11 en 12.
De bewolking die hoort bij de warmtefrontband kan worden teruggevonden in een 500 hPa hogedrukrug en benedenstrooms van een thermische rug (1000/500 hPa).

8.1.5 Weersverschijnselen

Over het algemeen gaan warmtefrontbanden gepaard met gelaagde stratiforme bewolking. Hieruit valt veelal licht tot matige neerslag die in de nabijheid van het grondfront het aardoppervlak bereikt.

De neerslaggebieden zijn ingebed in een warme vochtige stroming in de hogere niveaus van de troposfeer en bewegen daardoor sneller dan het grondfront. Wanneer de regenbanden verder voor het grondfront uitkomen neemt de neerslagintensiteit af. Dit komt doordat de warme lucht hier alleen in hogere niveaus nog aanwezig is waar minder vocht beschikbaar is. Zie figuur 13. Bovendien valt de neerslag verder voor het warmtefront uit door een dikkere laag droge koude lucht die toebehoort aan de cold conveyer belt. De regenbanden zijn veelal zo'n 50 km breed en enige honderden km lang en zijn georiënteerd onder een kleine hoek met het oppervlakte front.

Direct bij en na passage van het oppervlaktefront verandert de neerslag vaak van lichte tot matige continue regen in motregen. In de warme sector zelf is het droog. Er komen opklaringen voor. In het winterseizoen kunnen er in de warme sector ook velden met mist en stratus voorkomen.

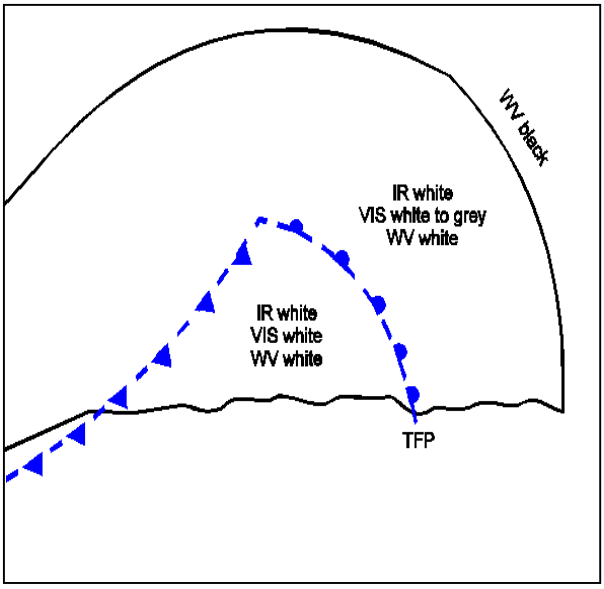
Figuur 13: Cirrostratus. Een warmtefront kondigt zich het eerst aan in de hogere troposfeer. Vochtige warme lucht glijdt in de hoogste niveaus tegen het frontvlak op en condenseert. Hierbij ontstaat bewolking die volledig uit ijskristallen bestaat.

8.2 Warmtefront scherm

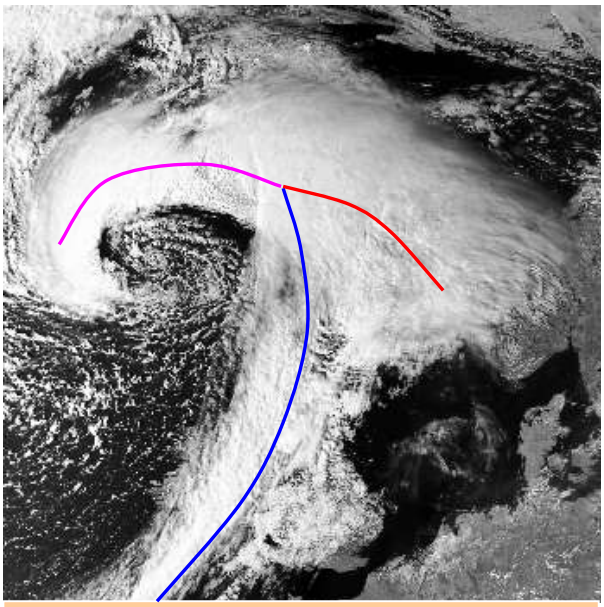
8.2.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Warmtefrontschermen vertonen veel overeenkomst met banden. Ze maken deel uit van frontale systemen en markeren de overgangszone tussen polaire en subtropische lucht. De warme vochtige lucht stijgt op tegen het frontvlak en er treedt condensatie en neerslagvorming op. Na passage van het warmtefront blijft het bewolkt en zijn er nog steeds perioden met neerslag. Dit in tegenstelling tot de warmtefrontband waar het droog wordt. Op satellietbeelden is het warmtefront scherm, een uitgebreid gebied met bewolking terug te vinden. Dit gebied ligt stroomafwaarts van het koufront en omvat het gebied van het warmtefront en de warme sector.

Op VIS-beelden zien we een heldere witte kleur bij het warmtefront en in de warme sector. Dit geeft aan dat we te maken hebben met een dik pak gelaagde bewolking. De kleur op het VIS-beeld wordt in de richting van de voorzijde van het warmtefront scherm geleidelijk



Figuur 1: schematische weergave van de pixel-waarden in IR, VIS en WV bij een warmte-front scherm



Figuur 2: VIS-beeld 8 september 1999 15:02 UTC: Warmtefrontscherm gelegen tussen Schotland en Noorwegen

grijzer. Dit komt omdat de bewolking hier dunner en hoger is en bestaat uit cirrus, cirrostratus en wat dichter naar het warmtefront toe ook uit altostratus en uiteindelijk nimbostratus.

Op IR-beelden zien we over het algemeen helder witte kleuren hetgeen koude en hoge wolkentoppen impliceert. Vaak zijn er substructuren te herkennen op het IR-beeld die veroorzaakt worden door een variabele hoogte van de toppen in het warmtefront scherm maar dat is bij elk geval weer verschillend.

Op het WV-beeld zijn de pixelwaarden helder. Aan de voorzijde van het bewolkingsscherm zien we een zone met een scherpe gradiënt van wit naar zwart. Dit hangt samen met de jet-as waarbij zich droge lucht bevindt aan de cyclonale zijde van de jet.

In tegenstelling tot de wamtefront band zien we dat er zich bij het warmtefront scherm wel bewolking ontwikkelt in de opstijgende warme conveyerbelt. Dit houdt in dat de lucht vochtig genoeg is en voldoende stijgt om op uitgebreide schaal condensatie en wolkenvorming te laten optreden. De warme sector is bij het warmtefront scherm grotendeels geheel bewolkt. Figuur 1 geeft kort weer hoe de tinten zijn van de IR, VIS en WV-beelden bij een warmtefront scherm.

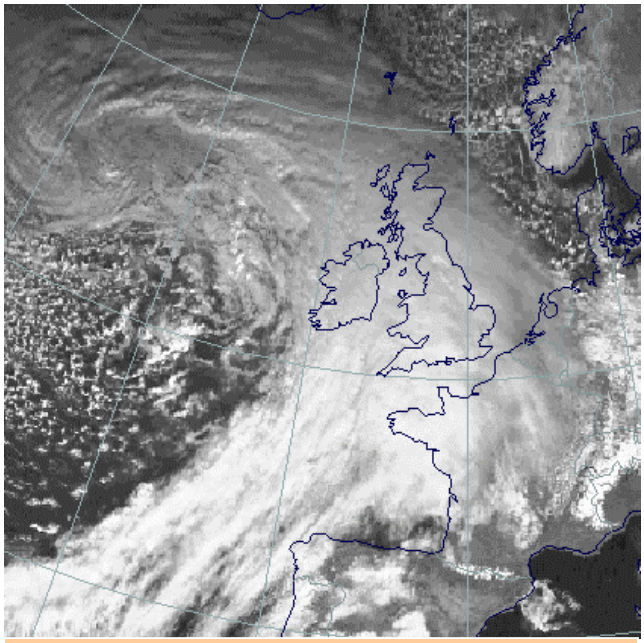
8.2.2 Praktijksituaties

27 januari 1995 00 en 12 UTC

Op figuur 3, 4 en 5 zien we respectievelijk een VIS, IR en WV-beeld. Op zowel het IR als het WV-beeld van 00 UTC kan het wolkenscherm worden waargenomen van een warmtefront scherm. Deze strekt zich uit vanaf de Atlantische Oceaan op ongeveer 20^0W, over Ierland en de Golf van Biskaje. Op het VIS-beeld van 12 UTC is het wolkenscherm bestaande uit hoge cirrus en cirrostratus reeds gevorderd tot over de Benelux en het westen van Duitsland.

Diverse structuren die in de voorgaande paragraaf reeds genoemd zijn kunnen we bij deze situatie terugvinden:

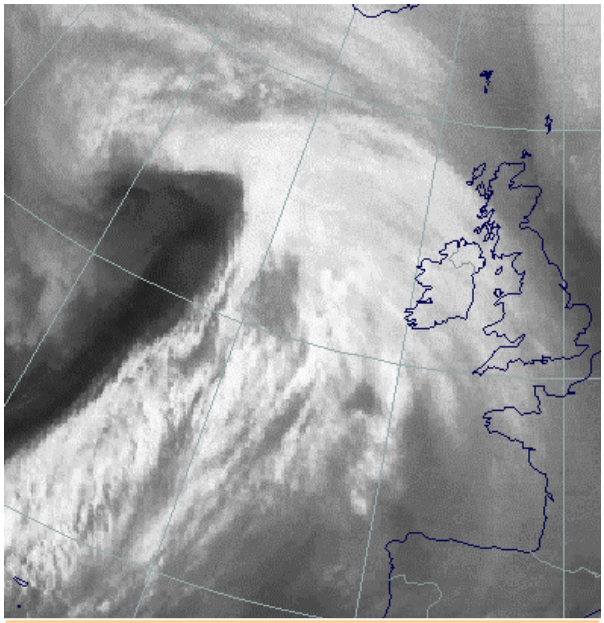
Op het WV en IR-beeld zien we heldere grijze pixelwaarden in het midden van het bewolkingsscherm. Dit houdt in dat de middelbare niveaus van de troposfeer vochtig zijn en dat de wolkentoppen tot in de hogere troposfeer reiken.



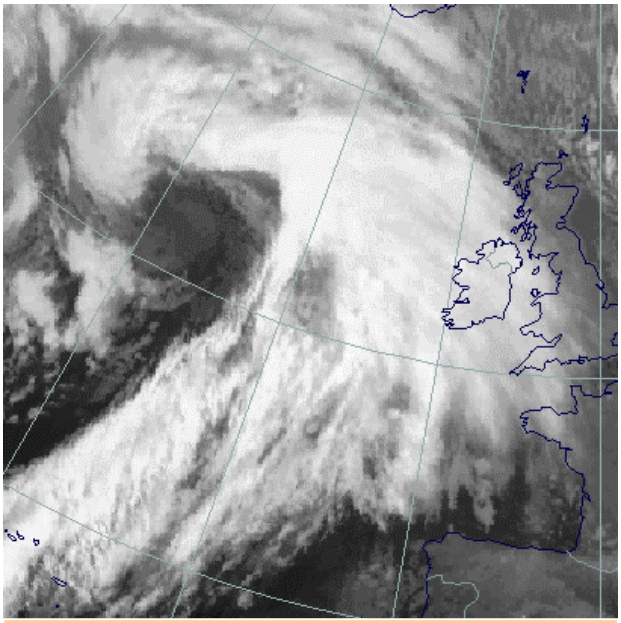
Figuur 3: VIS-beeld 27 januari 1995 12:00 UTC: warmtefront scherm

Er zijn hoge albedo waarden zichtbaar op het VIS-beeld in het midden van het wolkenscherm. De tint wordt geleidelijk grijzer naar de voorzijde van het wolkenscherm hetgeen dunnere bewolking impliceert.

Op het WV-beeld zien we een zwart gebied aan de voorzijde van het wolkenscherm wat overeenkomt met de cyclonale zijde van de jet-as. Het wolkenscherm omvat zowel het warmtefront als de warme sector wat het belangrijke verschil is met de warmte front band waarbij de warme sector grotendeels onbewolkt is.

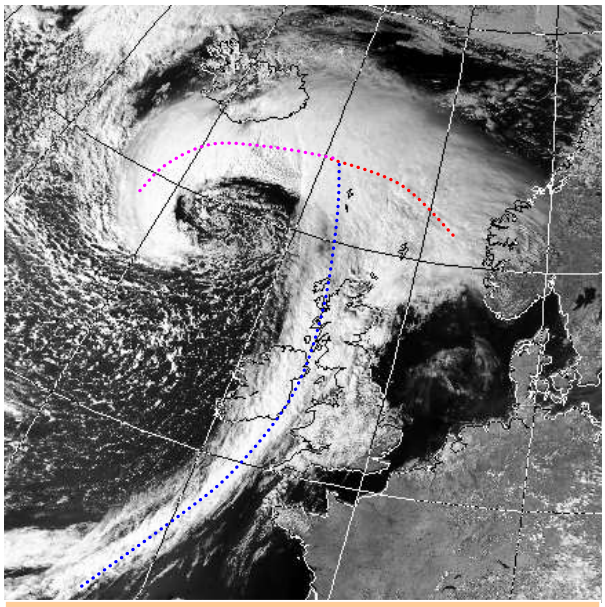


Figuur 4: WV-beeld 27 januari 1995 00 UTC warmtefrontscherm

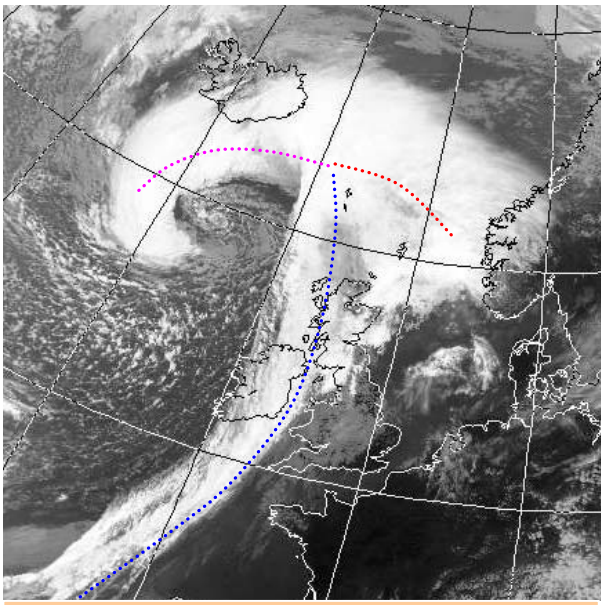


Figuur 5: IR-beeld 27 januari 1995 00 UTC warmtefrontscherm

8 september 1999

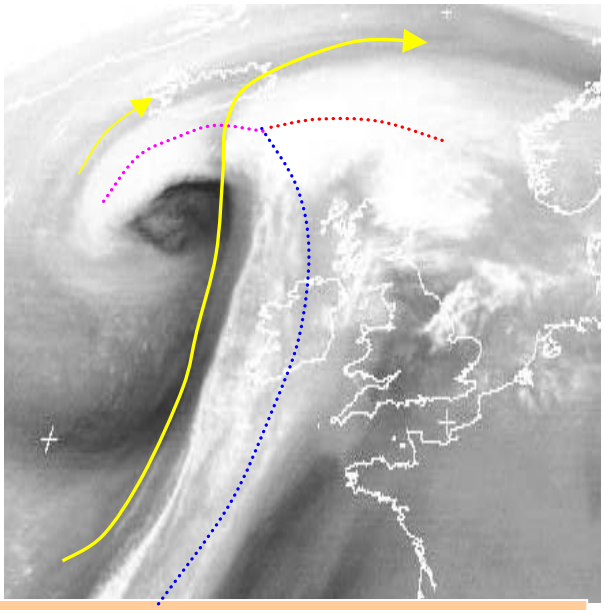


Figuur 6: VIS-beeld 8 september 1999 15:02 UTC: warmtefrontscherm

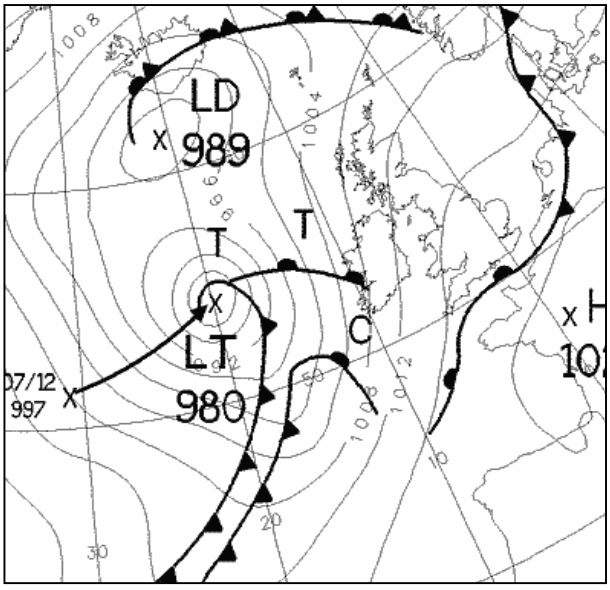


Figuur 7: IR-beeld 8 september 1999 15:02 UTC: warmtefrontscherm

In figuur 6 en 7 zijn het VIS en IR-beeld gegeven van 8 september 1999. Ten noordwesten van de Britse eilanden ligt een frontaal systeem. De warme sector is geheel bewolkt. Dit wordt veroorzaakt doordat de vochtige warme lucht ook in de warme sector genoeg opstijgt om op uitgebreide schaal bewolking te produceren. Vaak worden warmtefrontschermen waargenomen bij actieve snel uitdiepende depressies. Op het IR-beeld zien we dat de bewolking in de warme sector hoog en koud is. Uit het VIS-beeld kan worden afgeleid dat de bewolking dik is.



Figuur 8: WV-beeld 8 september 1999 12:00 UTC: warmtefrontscherm

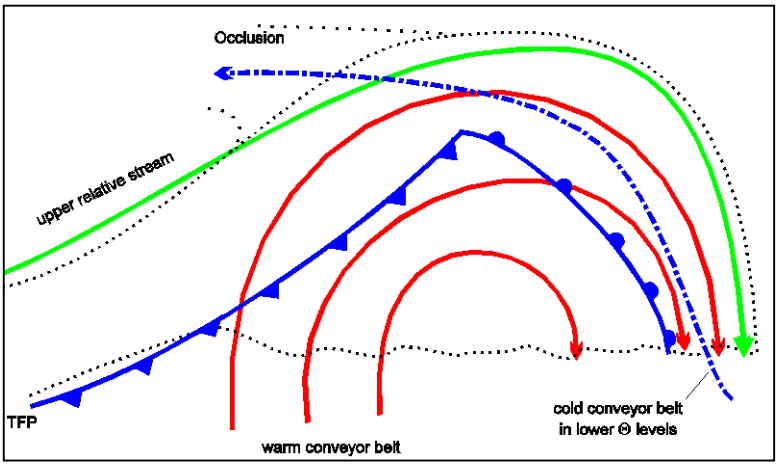


Figuur 9: UK Metoffice-analyse 8 september 1999 06:00 UTC: warmtefrontscherm

In figuur 8 is het WV-beeld gegeven van 12:00 UTC: de warme sector wordt gekenmerkt door hoge vochtgehalten in de hogere troposfeer. Het grondfront is niet of moeilijk te plaatsen met gebruik van de satellietbeelden. Wel kan het occlusiepunt een hulpmiddel zijn.
Op de Bracknell-analyse, figuur 8, van 06:00 UTC zien we dat er een dubbelconstructie is gemaakt. De binnenstructuur bestaat uit nog warmere lucht die vooral in de hogere luchtlagen aanwezig is. Hier is een uitgesproken hoogtewarmtefront aanwezig waar de vochtige lucht tegen opstijgt. De depressie heeft overigens op de satellietbeelden alle eigenschappen van een snel uitdiepend systeem.

8.2.3 Meteorologisch fysische achtergrond

Het belangrijke verschil tussen de warmtefrontband en het warmtefrontscherm is het optreden van bewolking in de warme sector. Met de conveyer belt theorie kan deze structuur adequaat verklaard worden.
Het blijkt dat de bewolking in de warme sector wordt veroorzaakt door een uitgesproken front in de bovenlucht. De warm conveyer belt stijgt op tegen dit frontvlak in de bovenlucht en er vindt op uitgebreide schaal productie van bewolking plaats. In tegenstelling tot bij de warmtefront band overschrijdt de warm conveyer belt de grens van het warmtefront en koufront aan het aardoppervlak. De warm conveyer belt is vaak aanwezig in een diepe laag in de troposfeer hetgeen de dikke bewolking en neerslag in de warme sector achter het grondfront verklaart.
In het geval van een warmtefront band treedt er onvoldoende stijgende beweging op in de warm conveyer belt om bewolking te doen produceren. In het scherm zijn de stijgende bewegingen veel sterker. Dit is waarschijnlijk een verdere ontwikkeling in de frontale structuur waarbij een warmtefront band overgaat in een scherm door intensiveren van het bovenluchtfront. Op satellietanimaties wordt vaak waargenomen dat in de loop van tijd bewolking ontstaat in de warme sector van de warmtefrontband wat uitloopt tot het ontstaan van een warmtefrontscherm.

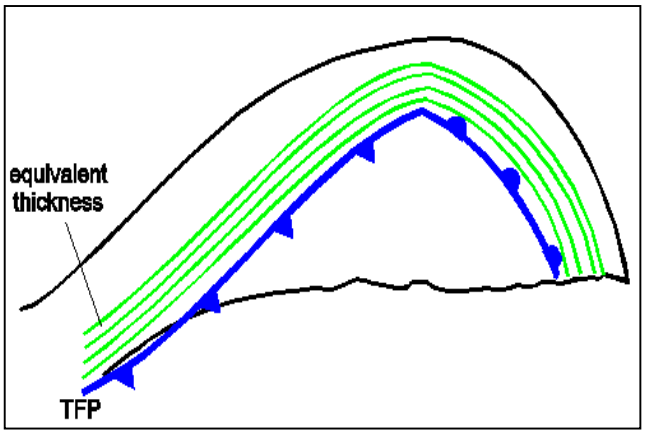


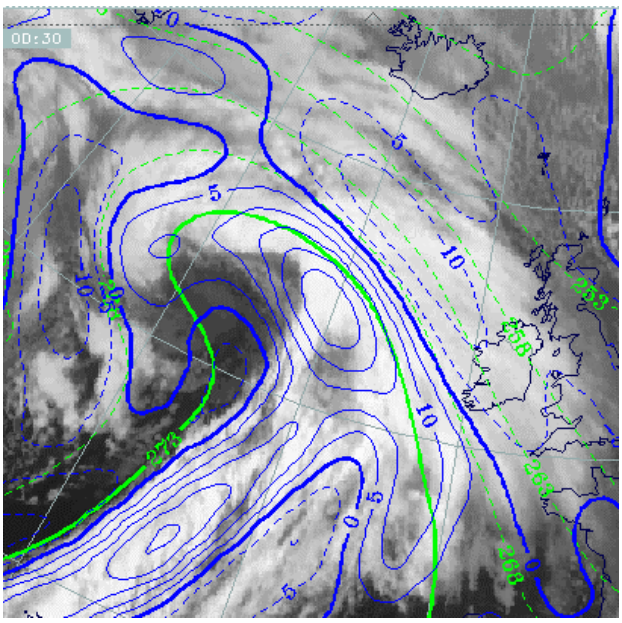
Figuur 10: schematische weergave van de warm en cold conveyer belt en de upper relative stream bij een warmtefront van het schermtype

Als we kijken naar de positie van de verschillende conveyer belten in figuur 10 zien we dat de dominante warm conveyer belt over het koude- en warmtefront heen beweegt. Hierbij drijft deze de upper relative stream meer voor zich uit dan in het geval van een warmtefront band of haalt deze zelfs in. De upper relative stream veroorzaakt bij het warmtefront scherm daardoor minder bewolking dan bij de warmtefrontband. De bewolking bestaat voornamelijk uit cirrus, cirro- en altostratus. De dikke nimbostratus bewolking voor het grondfront uit wordt veroorzaakt door de cold conveyer belt die in de lagere troposfeer aanwezig is en de warm conveyer belt in de hogere troposfeer

8.2.4 Sleutelparameters

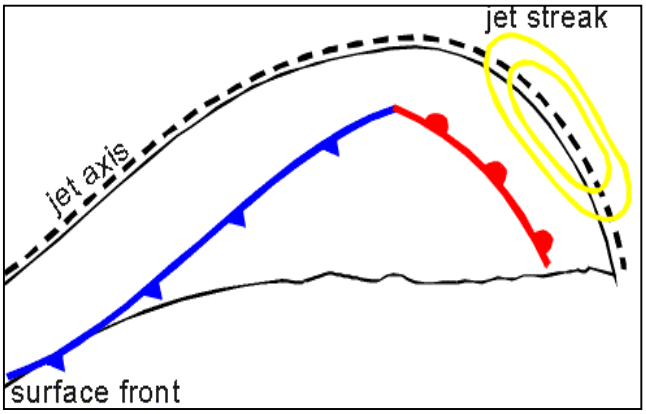
Equivalente dikte (500/850 hPa): De gradiëntzone van de equivalente dikte bevindt zich midden in het bewolkingsscherm. Zie figuur 11 en 12.
Thermische front parameter (500/850 hPa) (TFP): De TFP is maximaal aan de warme zijde van de gradiëntzone van de equivalente dikte en bevindt zich voor het warmtefront aan de grond. Wanneer enkel gebruik wordt gemaakt van satellietbeelden kan geen scherpe indicatie worden gegeven waar het grondfront zich bevindt. Zie figuur 11 en 12.

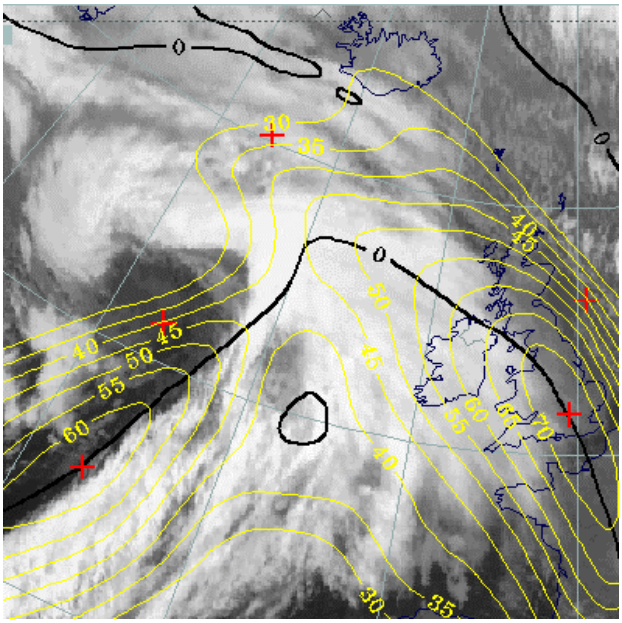




Figuur 11 (boven): schematische weergave van de locatie van gradiënt zone van de equivalente dikte de maximale TFP
Figuur 12: 27 januari 0030 UTC: TFP (blauw) en equivalente dikte (groen)

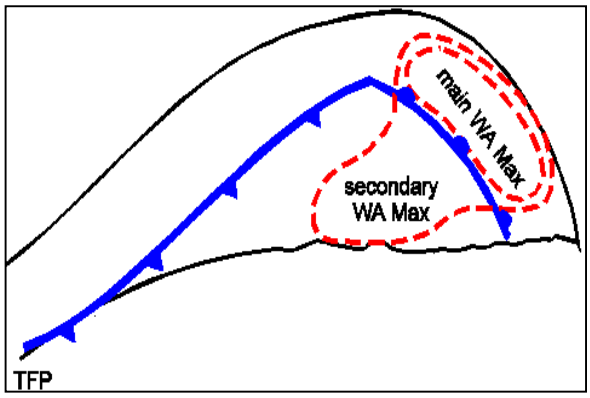
Scheringsvorticiteit op 300 hPa: De nullijn van de scheringsvorticiteit bevindt zich aan de voorzijde van de bewolkingsband van het warmtefront. Zie figuur 13 en 14.
Isotachen op 300 hPa (figuur 9): De voorzijde van het warmtefront valt samen met een jet-streak waarvan de sterkte van geval tot geval varieert. Zie figuur 13 en 14.

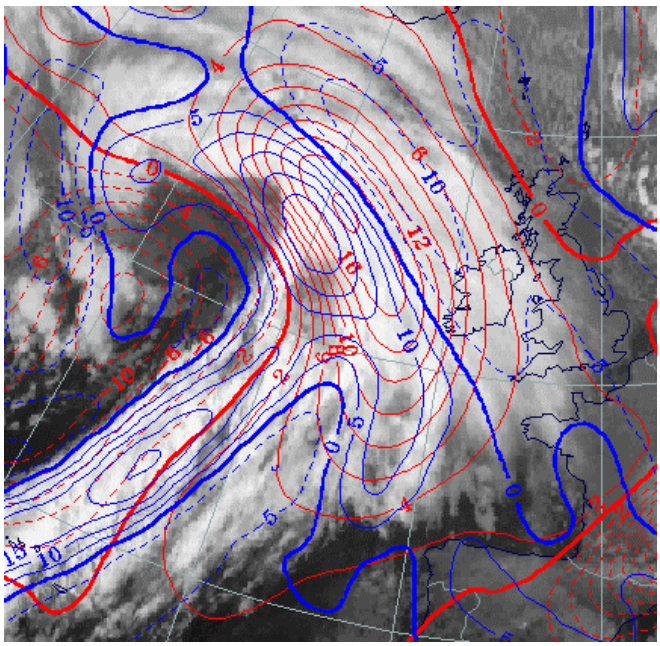




Figuur 13 (boven): schematische weergave van de positie van de jet-streak en en de jet-as bij een schermtype warmtefront.
Figuur 14: 27 januari 1995 00:30 UTC: isotachen (geel) en nullijn van de scheringsvorticiteit (zwart)

Warmte-advectie (500/1000 hPa): De bewolking van het warmtefront en de warme sector bevindt zich in een uitgebreid gebied met WA. De waarde van advectie kan van geval tot geval variëren maar neemt over het algemeen wel toe in de richting van het occlusiepunt. Wanneer het een frontaal systeem betreft dat van oost naar west beweegt dan ligt het maximum van de warmte-advectie gewoonlijk in het noorden van het wolkenscherm. Dit maximum behoort toe aan de warm conveyer belt die opstijgt tegen de frontale zone. In de warme sector wordt gewoonlijk een tweede secundair maximum in de warmte-advectie aangetroffen. Deze behoort bij het hoogtefront waar de warm conveyer belt tegen opstijgt. Zie figuur 15 en 16.





Figuur 15 (boven): schematische weergave van de ligging van de TFP en maxima in warmte-advectie bij een warmtefront van het schermtype
Figuur 16 (rechts): 27 januari 1995 00:30 UTC: warmte-advectie (rood), thermische front parameter (TFP, blauw)

De bewolking behorende bij het warmtefront ligt in een bovenluchtrug op 500 hPa en stroomafwaarts van de as van een rug in de dikte. De rug is een gevolg van het noordwaarts bewegen van vochtige lucht waardoor hoger in de atmosfeer de hoogtes op gaan lopen.

8.2.5 Weersverschijnselen

De weersverschijnselen die optreden voor het oppervlaktefront van een warmtefront scherm komen over het algemeen overeen met die van een warmtefront band. Er is een dik pak gelaagde bewolking aanwezig waaruit veelal lichte tot matige neerslag valt die in de nabijheid van het oppervlaktefront het aardoppervlak bereikt.

De regengebieden bevinden zich in de warm conveyer belt en bewegen daarom sneller dan het oppervlaktefront. Wanneer de regenbanden zich verder voor het front uitbewegen komt de neerslag niet meer aan de grond. Dit komt omdat de neerslag nu door een dikke laag droge lucht valt in de lagere troposfeer die hoort bij de cold conveyer belt die onder de warm conveyor belt aanwezig is. Bovendien is er minder vochtig meer aanwezig in de hogere luchtlagen.

Het kan voorkomen dat er matige neerslag valt die in banden gegroepeerd is. Deze regenbanden zijn ongeveer 50 km breed en enige honderden km lang en vaak maken ze een kleine hoek met het oppervlaktefront.

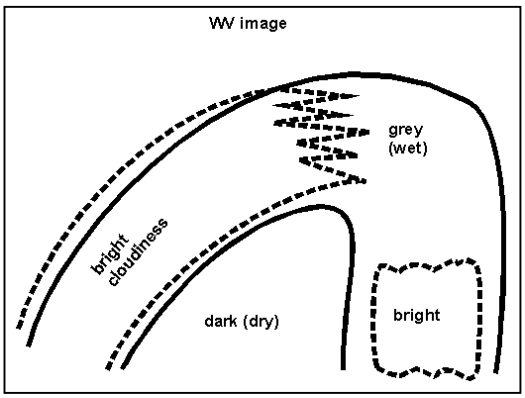
Na passage van het grondfront blijft het zwaar bewolkt en komen perioden met neerslag voor die intensief kunnen zijn. De opstijgende warm conveyer belt in dit gebied is de oorzaak van de bewolking en neerslag in de warme sector. Afhankelijk van de vochtigheid en stabiliteit van de lucht in de warme sector kan er zelfs convectieve bewolking optreden.

Figuur 17: Altostratus. Bij het naderen van het warmtefront wordt de bewolking geleidelijk dikker. Af en toe kan de zon nog wel als door een matglas door de bewolking heen prikken.

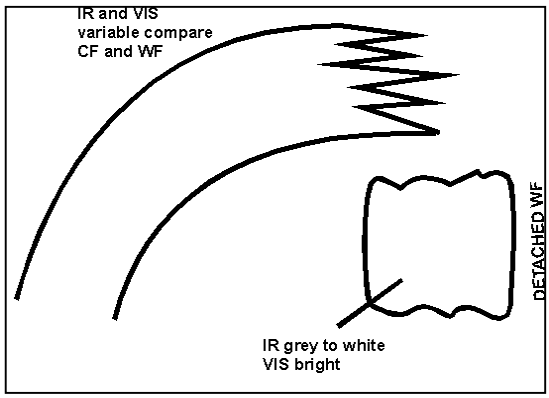
8.3 Detached wamtefront

8.3.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Soms komen bewolkingszones behorende bij warmtefronten schijnbaar onafhankelijk voor van een frontaal systeem. Door de grootschalige circulatie zijn deze structuren losgeraakt en weggedreven van de depressie waar ze eerst aan verbonden waren. Detached warmtefronten kunnen vervolgens een eigen leven gaan leiden en vooral als orografie een rol speelt intensieve weersverschijnselen veroorzaken zoals zware neerslag.



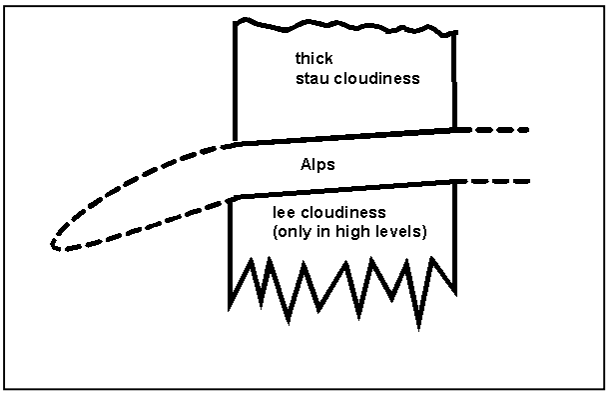
Figuur 1: schematische weergave WV-beeld bij een detached warmtefront.



Figuur 2: schematische weergave IR- en VIS-beeld bij een detached warmtefront

Op satellietbeelden is een meso- tot synoptische schaal structuur aanwezig die bestaat uit gelaagde bewolking. Het bewolkingsgebied behorende bij het detached warmtefront bevindt zich stroomafwaarts en gescheiden van bewolking behorende bij een klassiek frontensysteem waar het van oorsprong aan vastgezeten heeft. Op modelvelden is een uitgesproken rug in het hoogteveld op 500 hPa en dikteveld zichtbaar die omgeven wordt door sterke gradiëntzones van deze velden. Het DWF bevindt zich in het benedenstrooms van de rug in het oostelijk deel van de gradiëntzone van het hoogte- en dikteveld.

Op VIS-beelden, figuur 2, is het bewolkingsveld van een DWF wit hetgeen dikke gelaagde bewolking impliceert. De helderste tinten zitten veelal aan de achterzijde van het DWF. Op het IR-beeld varieert de tint in het ideale geval van lichtgrijs tot grijs. De helderste grijswaarden kunnen meestal gevonden worden aan de koude zijde van de diktegradiëntzone. Het WV-beeld, figuur 1, toont een cyclonaal gekromde band met heldere tinten. Hier is een hoge vochtigheid aanwezig in de middelbare lagen van de troposfeer. Daar vooruit bevindt zich een uitgesproken minimum met droge lucht op middelbare niveaus. In de praktijk treden er veelvuldig afwijkingen op met het geschetste beeld.



Figuur 3: Het DWF beweegt zich tegen de Alpen op waarbij hevige weersverschijnselen op kunnen treden.

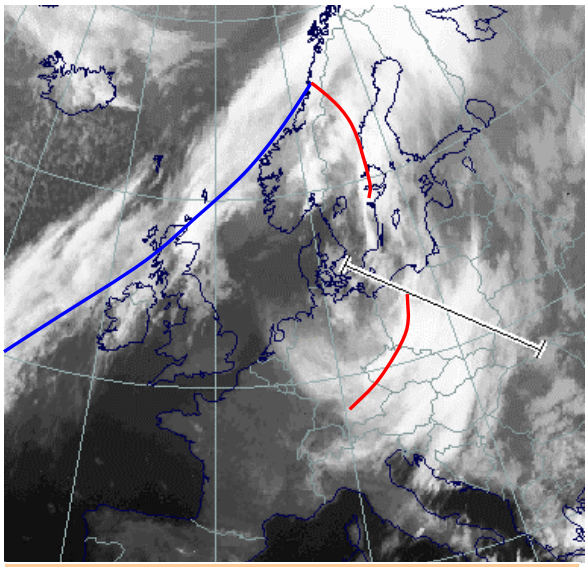
De windwaartse zijde van de Alpen is een locatie waar DWF's regelmatig voorkomen. Hier kan intensivering optreden van de weersverschijnselen omdat de lucht gedwongen wordt op te stijgen tegen de flanken van de bergen. Op satellietbeelden kan aan weerszijden van de bergen bewolking worden gevonden. Aan de windwaartse zijde wordt deze loefbewolking genoemd. Deze is dik en er kan intensieve neerslag optreden. Aan de lijzijde ontstaat in zo'n situatie vaak hoge lijbewolking. Zie figuur 3.

Het komt regelmatig voor dat een deel van een DWF in zijn zuidwaartse verplaatsing gehinderd wordt door het Alpenmassief. Het deel van de bewolking dat aankomt aan de oostzijde van het gebergte kan vervolgens weer met een noordelijke stroming afgevoerd worden. Meer westwaarts gelegen bewolking blijft echter schijnbaar stationair liggen tegen het gebergte. Gedurende de levenscyclus van een DWF zien we de IR-waarden uitgezonderd de plekken waar geforceerde opglijding optreedt geleidelijk donkerde worden waaruit kan worden opgemaakt dat de bewolking aan oplossing onderhevig is.

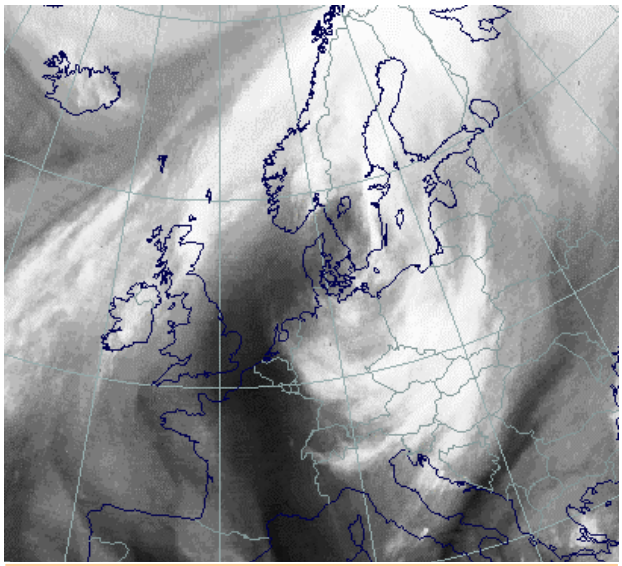
8.3.2 Praktijksituatie

22 en 23 maart 1995

De satellietbeelden van 22 maart 1995 2330 UTC tonen de sliert van een koudefront die ligt over Schotland en het noordelijk deel van Noorwegen. Boven Finland en de Baltische Zee



Figuur 4: IR-beeld, 22 maart 1995 23:30 UTC: detached warmtefront

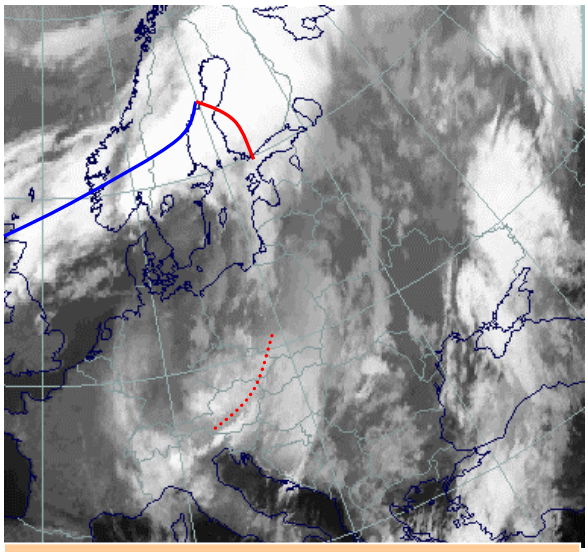


Figuur 5: WV-beeld, 22 maart 1995 23:30 UTC: detached warmtefront

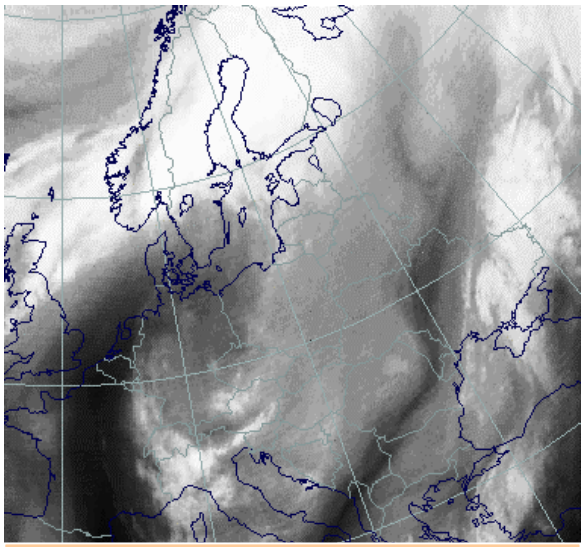
bevindt zich een warmtefront. Benedenstrooms van dit frontensysteem ligt een bewolkingsgebied dat toebehoort aan een DWF. Uit de beelden kan opgemaakt worden dat het DWF zich vrijwel heeft losgemaakt van het frontensysteem.

Op het IR-beeld, figuur 4, zien we een helder witte kleur. Dit geeft aan dat het DWF nog in het begin van zijn levenscyclus zit. De lichtste tinten komen voor aan de voorzijde van het DWF. Hier bevind zich de jet-streak. De grens van wit naar grijs geeft de locatie van de jet-as aan.Het voornaamste verschil tussen het IR- en WV-beeld is de anticyclonaal gekromde grijze band die het genoemde frontensysteem verbindt met het DWF. Op het WV-beeld, figuur 5, is ook nog een markante donkere streep zichtbaar die zich vanaf de Middellandse Zee tot aan de Noordzee uitstrekt. Dit geeft een indicatie voor de anticyclonale stroming in een rug in de bovenlucht.

Figuur 6: Een DWF kan zware sneeuw-val veroorzaken in de Alpen

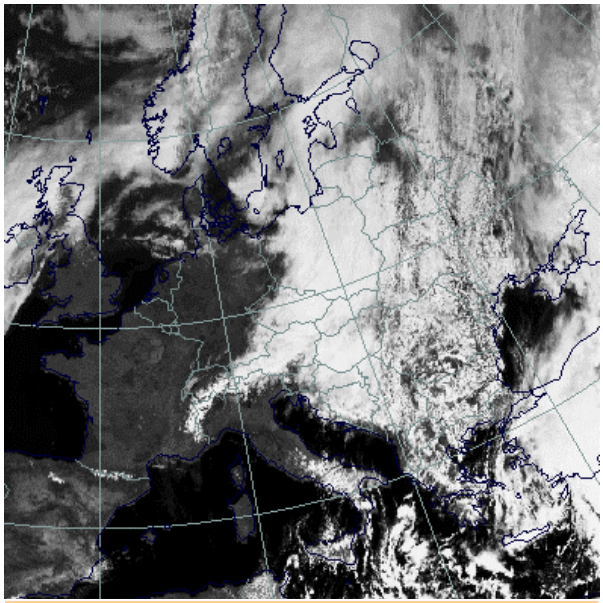


Figuur 6: IR-beeld 23 maart 1995 06:00 UTC detached warmtefront



Figuur 7: WV-beeld 23 maart 1995 06:00 UTC detached warmtefront

Op 23 maart 06:00 UTC hebben zich in vergelijking tot het voorgaande tijdstip een aantal ontwikkelingen voorgedaan. Het DWF is naar het zuidoosten getrokken en uit het IR-beeld, figuur 6, valt af te leiden dat de temperatuur van de wolkentoppen een stuk warmer is geworden. In het oostelijk deel van de Alpen treedt intensivering van de bewolking op door gedwongen optilling. Aan de lijzijde is hoge bewolking zichtbaar op het IR-beeld.
Op het WV-beeld, figuur 7, zien we een band met vochtige lucht zich uitstrekken van de Baltische Staten tot Italië. Tevens is er een anti-cyclonaal gekromde spiraal met droge lucht zichtbaar vanaf de Noordzee tot in het oosten van Duitsland.

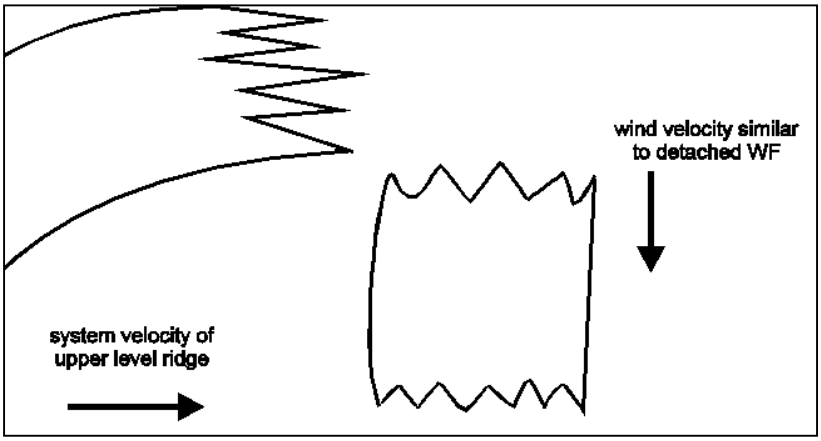


Figuur 8: VIS-beeld 23 maart 1995 12:00 UTC: detached warmtefront

Op het VIS-beeld van 12 UTC, figuur 8, zien we het dikke wolkenpakket dat tegen de oostelijke Alpen aan leunt. Zuid van de Alpen is enige lijbewolking zichtbaar. Langs de oostelijke rand weet de bewolking wel in zuidelijke richting op te schuiven onder invloed van een strakke noordelijke bovenstroming.

8.3.3 Meteorologische fysische achtergrond

In het wolkenpakket behorende bij een DWF treden een aantal fysische processen op die typisch horen bij een warmtefront structuur. Er kan een maximum worden gevonden in de warmte-advectie, een gradiëntzone in het dikteveld en een maximale TFP aan de achterzijde van de bewolking. Een DWF verschilt echter op een belangrijk punt van een warmtefront band en scherm: De bewolking bij een DWF is volledig gescheiden van het frontensysteem waar het oorspronkelijk aan vast zat en de fysische processen die in een DWF optreden kunnen niet meer verklaard worden met de circulatie rondom het laag.



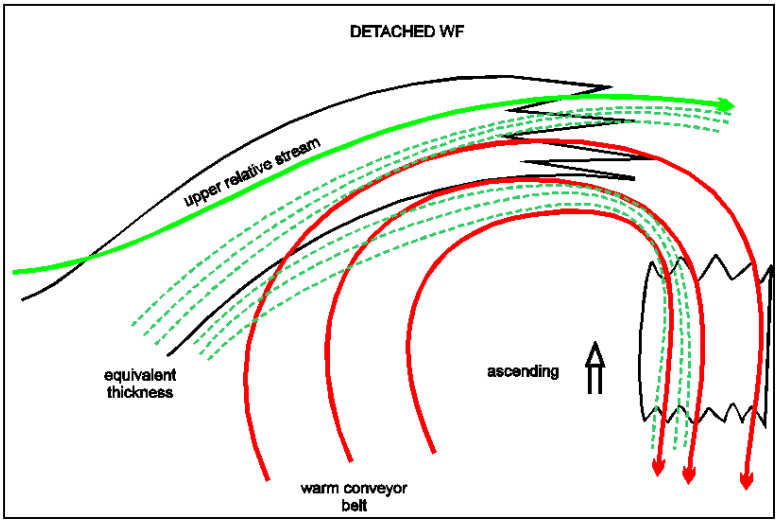
Figuur 9: De klassieke wolkenstructuur beweegt in oostelijke richting terwijl de DWF in een noordelijk stroming naar het zuiden toe wordt gevoerd.

In het geval van een oostwaarts bewegend frontaal systeem kan het DWF meestal worden waargenomen aan de oostzijde van een uitgesproken rug in het hoogte- en dikteveld. In de bovenlucht is ten oosten van de rug een strakke noordelijke stroming aanwezig die loodrecht staat op de beweging van de rug. Zie figuur 9.

Bij een DWF treedt in de bovenluchtstroming vaak een splitsing op in een zuidelijk en een oostelijk gerichte tak. Het DWF dat aan de oostzijde van de hoogterug ligt beweegt hierdoor naar het zuiden. Het oorspronkelijke frontensysteem dat gelegen is in de oostelijke component blijft van west naar oost bewegen. Er treden twee maxima op in WA in de zuidelijk en oostelijk gerichte stromingstak die beide voor stijgende beweging zorgen. Hierdoor wordt de bewolking behorende bij het warmtefront en de DWF in stand gehouden.

Het ontwikkelen van een DWF kan verklaard worden met de conveyer belt theorie. Eveneens als bij een warmtefront scherm en band is de warm conveyer belt bij de DWF een dominante stroming waarin verticale bewegingen en wolkenvorming optreden.

Het grote verschil tussen een band en scherm met een DWF is gelegen in het feit dat de warm conveyer belt wanneer deze naar het zuiden afbuigt niet gaat dalen maar in de DWF weer gaat stijgen. Dit kan verklaard worden aan de hand van diktegradiëntzone bij de DWF. Deze blijft in de zuidelijke tak van de hoogtestroming aanwezig terwijl bij een warmtefront band en scherm de gradiëntzone respectievelijk verdwijnt of verzwakt en geen WA meer optreedt. Zie figuur 10.

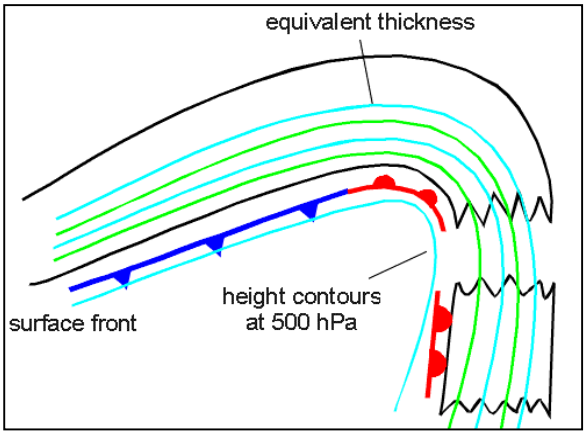


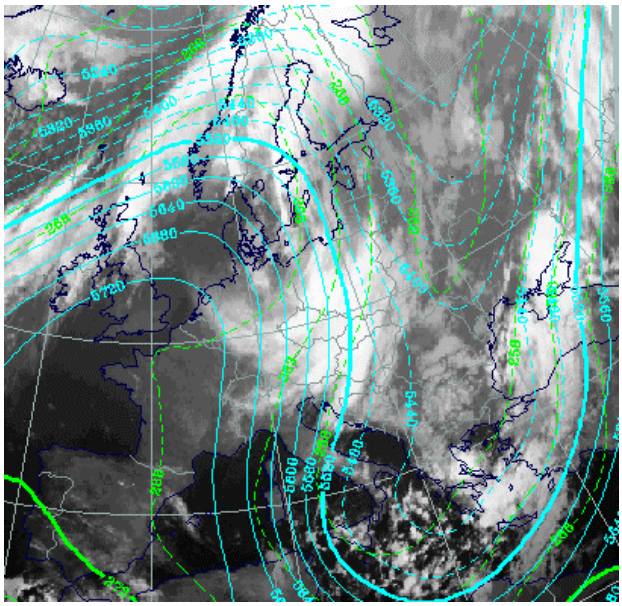
Figuur 10: locatie van de warm conveyer belt en de equivalente dikte bii een DWF

8.3.4 Sleutelparameters

Equivalente dikte (500/850 hPa): De wolkenzone behorende bij het DWF ligt aan de oostelijke zijde in de gradiëntzone van een uitgesproken rug in het dikteveld. Zie figuur 11 en 12.

Absolute topografie (500 hPa): Deze heeft veel overeenkomsten met het diktepatroon. De bewolkingszone van het DWF ligt in de gradiëntzone aan de oostelijke zijde van en uitgesproken rug in de absolute topografie op 500 hPa. Zie figuur 11 en 12.

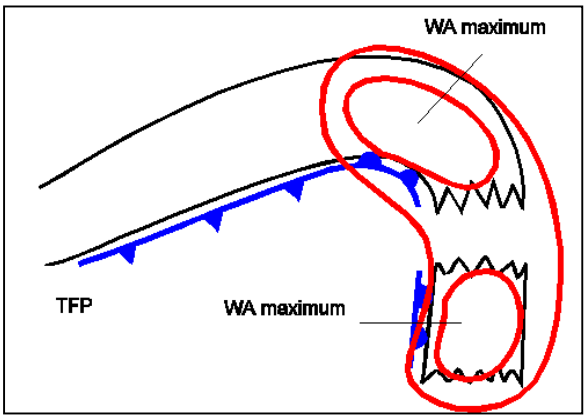


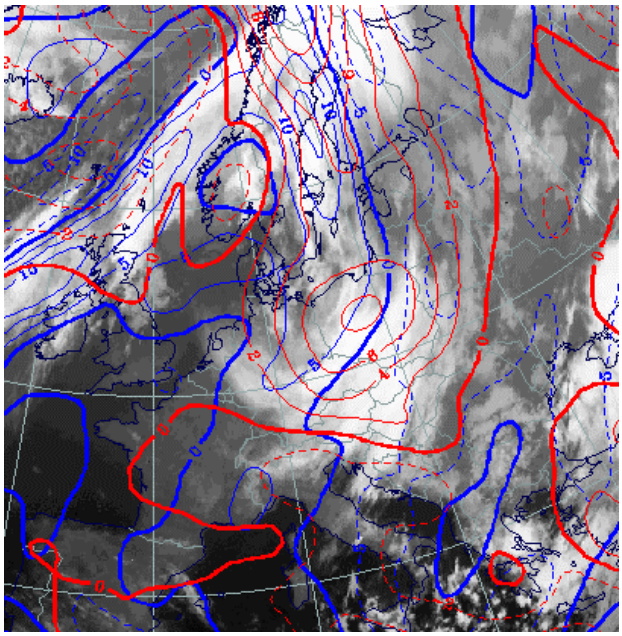


Figuur 11 (boven): hoogte- en diktecontouren.
Figuur 12 (rechts): 22 maart 1995 23:30 UTC: 500 hPa topografie (blauw) en equivalente dikte (groen) bij een DWF.

Warmte-advectie (WA): De bewolking van een DWF valt samen met een uitgesproken WA-maximum. Vaak kunnen er twee afzonderlijke maxima worden waargenomen behorende bij het DWF en het frontale systeem. Zie figuur 13 en 14.

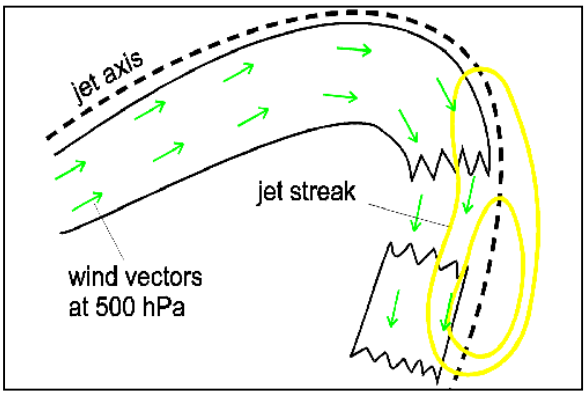
Thermische frontparameter (500/850 hPa): De maximale TFP bevindt zich aan de westzijde van ven de bewolkingsband behorende bij het DWF. Zie figuur 13 en 14.

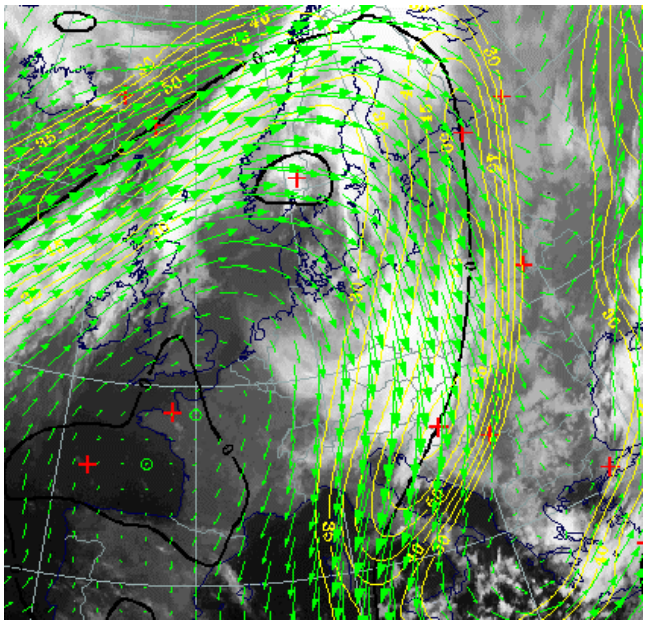




Figuur 13 (boven): schematische weergave van de positie van de TFP en maxima in warmte-advectie bij een DWF.
Figuur 14 (rechts): 22 maart 1995 23:30 UTC: TFP (blauw) en warmte-advectie (rood)

windvectoren op 500 hPa: De wind heeft in de omgeving van het DWF een vaak sterke zuidelijke component en staat loodrecht op de verplaatsing van het gehele frontale systeem. Als gevolge hiervan beweegt het DWF snel naar het zuiden terwijl het frontensysteem langzamer naar het oosten beweegt. Zie figuur 15 en 16.
Scheringsvorticiteit op 300 hPa: De nullijn van de scheringsvorticiteit komt overeen met de voorzijde van het wolkendek van het DWF. Zie figuur 15 en 16.
Isotachen op 300 hPa: De voorzijde van het DWF bevindt zich in een jet-streak die van geval tot geval verschilt in intensiteit. Zie figuur 15 en 16.

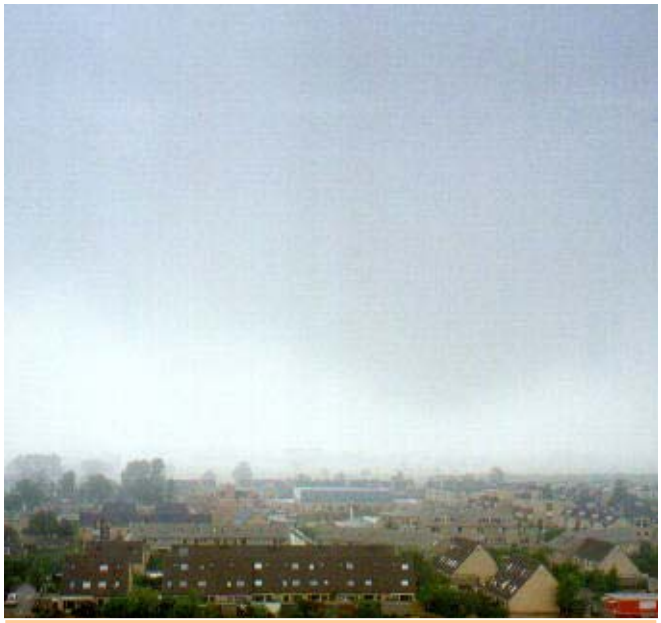




Figuur 15 (boven): schematische weergave van de jet-as en jet-streak op 300 hPa bij een DWF.
Figuur 16 :22 maart 1995 23:30 UTC: isotachen (geel), nullijn scheringsvorticiteit (zwart) en windvectoren(groen) op 500 hPa

8.3.5 Weersverschijnselen

Bij een DWF is er veel bewolking aanwezig die geleidelijk wel dunner wordt. Er zijn vooral in het begin perioden met lichte tot matige regen of motregen. Wanneer er wel orografische invloeden zijn worden de weersverschijnselen veel intenser. Aan de noordzijde van de Alpen kan de loefbewolking aanleiding geven tot zware neerslag. Voor de Alpenlanden die aan de windwaartse zijde liggen van de bergen is het DWF het meest actieve fronttype wat voorkomt.

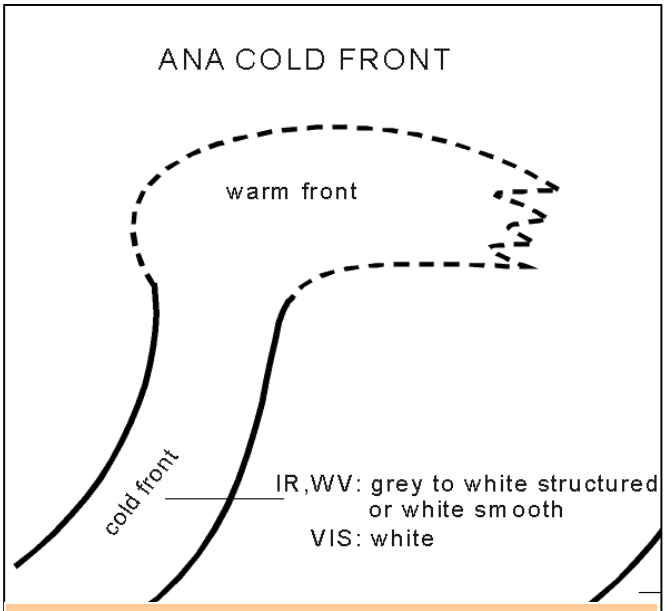


Figuur 17: nimbostratus, een echte regenwolk

8.4 Ana-koufront

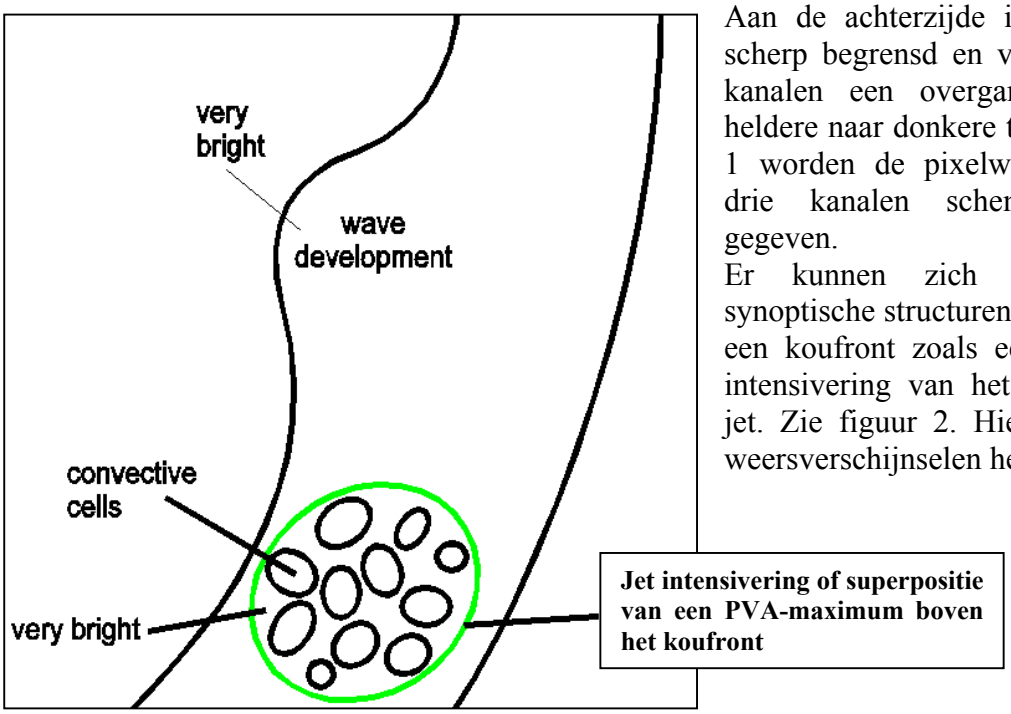
8.4.1 Wolkenstructuur op satelliet-beelden

Koufronten zijn overgangen tussen twee luchtmassa's. Meestal betreft het een scheidingslijn tussen subtropische en polaire lucht. Warme vochtige lucht stijgt tegen het frontvlak op en condenseert. Hierbij ontstaat neerslag. Koufronten hangen samen met depressies en kunnen een lengte krijgen van meerdere duizenden kilometers maar zijn vaak niet meer dan honderd kilometer breed.
Op satellietbeelden kunnen we het koufront als een cyclonaal gekromde wolkenband waarnemen die een paar honderd kilometer breed is en vele honderden tot meer dan duizend kilometer lang is. Aan de stroom-afwaartse zijde is een ana-koufront verbonden met een warmtefront. Op het VIS-beeld wordt het koufront gekarakteriseerd door heldere witte tinten. Dit houdt een hoge albedo in hetgeen betekent dat er dikke bewolking aanwezig is.
Op het WV en IR-beeld is het ana-koufront gestructureerd wit en grijs of egaal wit. De toppen van de bewolking zijn over het algemeen koud.



Figuur 1: pixelwaarden van VIS, IR en WV- kanaal bij een ana-koufront

Aan de achterzijde is het koufront scherp begrensd en vindt in de drie kanalen een overgang plaats van heldere naar donkere tinten. In figuur 1 worden de pixelwaarden van de drie kanalen schematisch weer-gegeven.
Er kunnen zich kleinere sub-synoptische structuren ontwikkelen in een koufront zoals een golf of een intensivering van het front door de jet. Zie figuur 2. Hierin kunnen de weersverschijnselen heftiger worden.

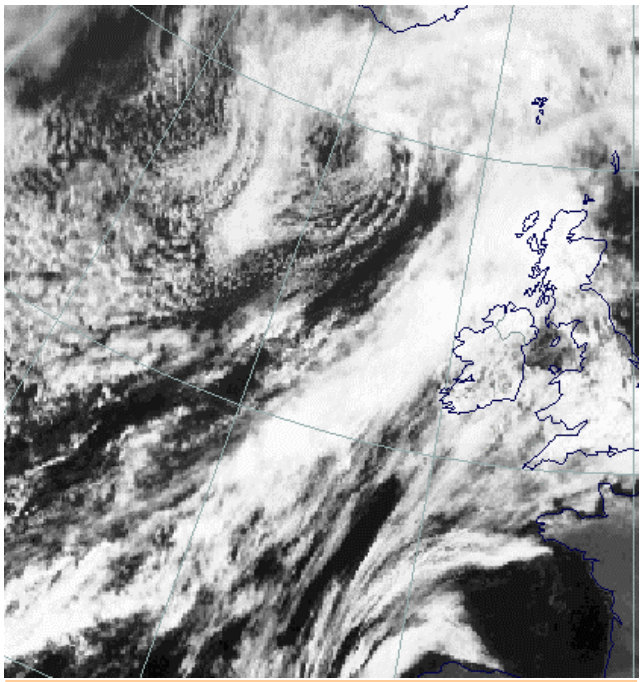


Figuur 2: In een koufront kunnen zich sub-structuren ontwikkelen waarin zich heftige weersverschijnselen voordoen

8.4.2 Praktijksituatie

19 juli 1995 12 UTC:

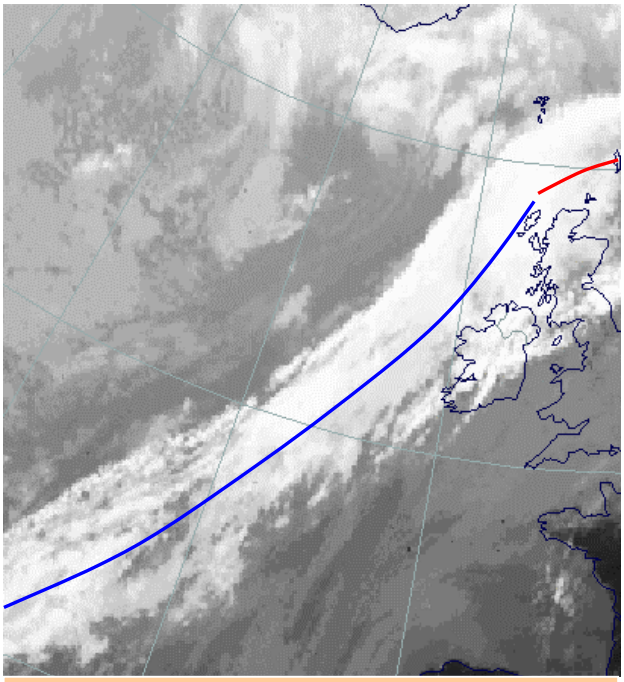
Deze situatie is een voorbeeld van een goed ontwikkeld ana-koufront dat zich uitstrekt vanaf de Atlantische Oceaan (35^0N/35^0W) tot aan de westkust van Schotland. Op het VIS-beeld, figuur 3, zien we heldere grijstinten in het midden en aan de voorkant van de bewolkingsband. Aan de achterzijde van het front is de bewolking veel meer gebroken met ook transparante bewolking. Achter het koufront bevindt zich een gebied met opklaringen door de aanwezigheid van dalende bewegingen.



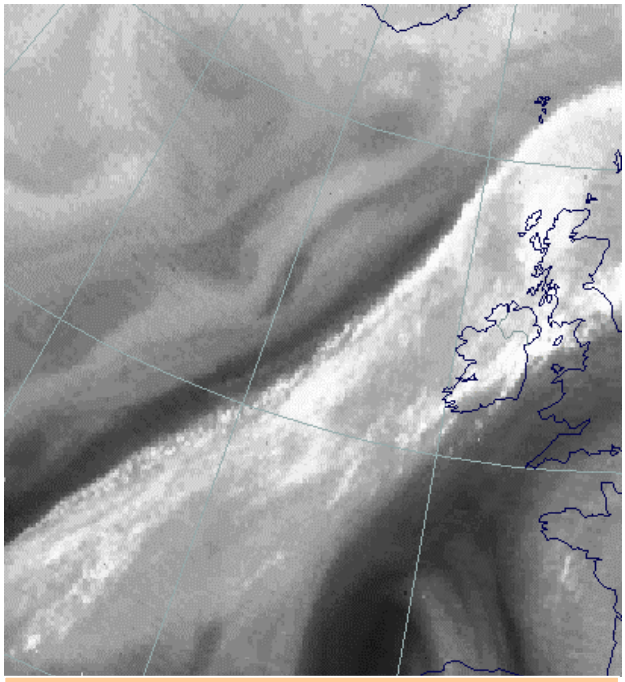
Figuur 3: VIS-beeld 19 juli 1995 12:00 UTC, ana-koufront

Op het IR-beeld, figuur 4, zien we een paar verschillen met de VIS. De helderste grijstinten bevinden zich in het midden en achterste deel van de bewolking. De hoogste wolkentoppen komen voor aan de achterzijde. De temperatuur van de wolkentoppen geeft nog geen aanwijzing voor de intensiteit van het koufront. Sommige koufronten hebben geen vrijwel geen hoge wolkentoppen maar kunnen toch zware neerslag veroorzaken.

De hoge wolkentoppen zijn ook goed zichtbaar bij het WV-beeld in figuur 5. Aan de achterzijde van de bewolkingsband vindt er een scherpe gradiënt plaats van helder naar zwart. Hier bevindt zich zeer droge lucht op hogere niveaus in de troposfeer.



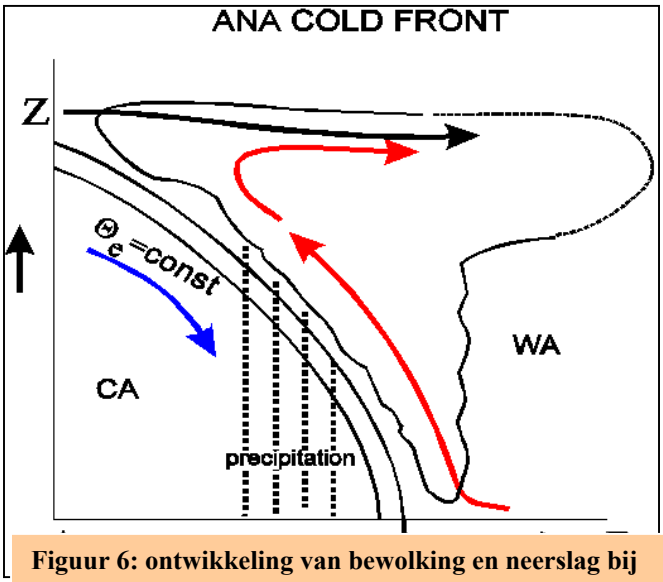
Figuur 4: IR-beeld 19 juli 1995 12:00 UTC, ana-koufront



Figuur 5: WV-beeld 19 juli 1995, 12:00 UTC, ana-koufront

8.4.3 Dynamische achtergrond

Wanneer koude en vochtige lucht zich naast elkaar bevinden dan is tussen deze twee luchtmassa's een hellend frontvlak aanwezig. Het voornaamste proces voor de ontwikkeling van koufronten is het bewegen van de koude lucht tegen warmere. Als gevolg hiervan gaat warme lucht zich langs het grensvlak omhoog en koude lucht omlaag bewegen. Door de opwaartse verplaatsing kan condensatie plaatsvinden waarbij bewolking en mogelijk neerslag ontstaat. Zie figuur 6. Bij het ana-koufront kunnen drie luchtstromingen worden gedetecteerd die elk een ander brongebied hebben: de warm conveyer belt, upper relative stream en dry intrusion.



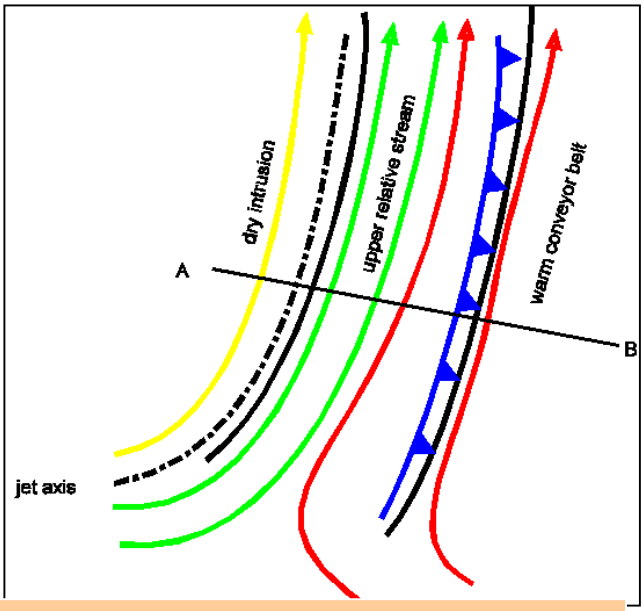
Figuur 6: ontwikkeling van bewolking en neerslag bij het grensvlak tussen twee luchtmassa's. Rood: WCB

Aan de onderkant van de troposfeer beweegt de stroming van de conveyor belt zich achterwaarts, in de richting van het frontvlak. Dit wordt veroorzaakt door frictie. Boven in de troposfeer beweegt de stroming van de warm conveyer belt zich naar voren. Dit is in overeenstemming met de geostrofische wind die op deze hogere niveaus waait. Een deel van de bewolking behorende bij een koufront wordt geproduceerd door de warm conveyer belt.

De belangrijkste luchtstroming is de upper relative stream. Deze is vochtig en is afkomstig van de anti-cyclonale zijde van de jet-as achter het koufront. Soms kan de upper relative stream terug worden gevolgd tot de bewolking behorende bij een warmtefront van een stroomopwaarts gelegen systeem. Een belangrijk deel van de frontale bewolking wordt veroorzaakt door de upper relative stream.

De dry intrusion is ook afkomstig van achter het koufront en kan worden gevonden aan de cyclonale zijde van de jet-as. Deze lucht is droger en kouder.

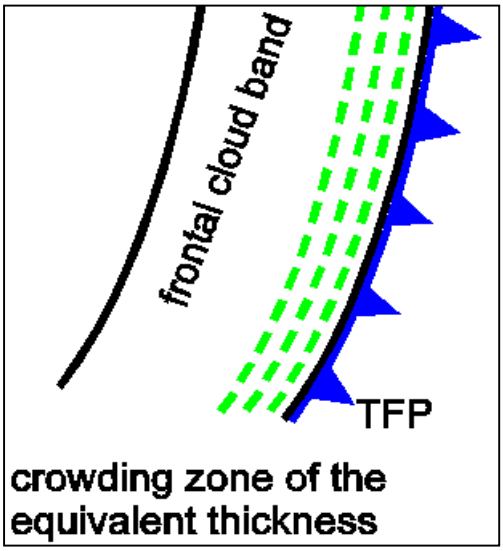
Het belangrijkste proces dat verantwoordelijk is voor de verschillende koufronttypes is de oriëntatie van de jet stream in de middelbare en hogere delen van de troposfeer. In het geval van een ana-front liggen de jet-as en de dry intrusion parallel aan de frontale bewolkingsband. Hierdoor ontstaat er een uitgesproken achterzijde in de bewolkingsband. Overigens kan nog opgemerkt worden over de upper relative stream dat deze uit een andere brongebied komt dan de warm conveyer belt. Ook kan de upper relative stream duidelijk onderscheiden worden van de cold intrusion. In figuur 7 wordt de positie van de diverse stromingen in een ana-koufront weergegeven.

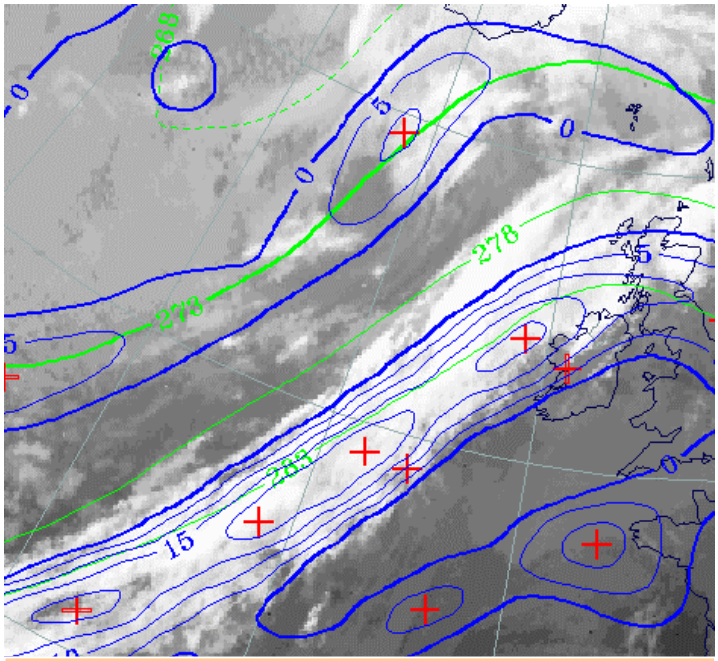


Figuur 7: locatie van de dry intrusion, upper relative stream en warm conveyer belt bij een ana-koufront

8.4.4 Sleutelparameters

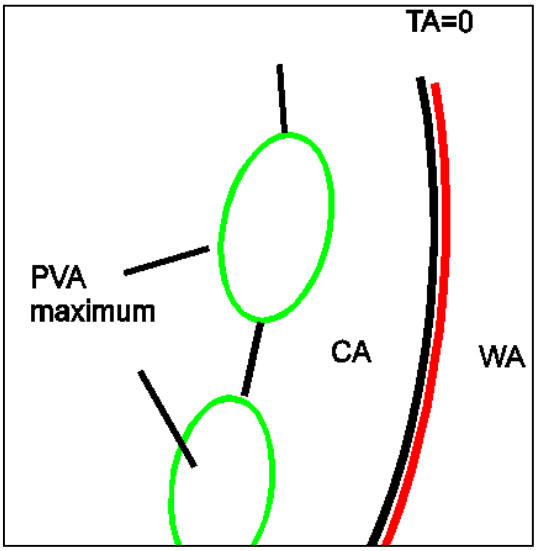
equivalente dikte (500/850 hPa): de gradiëntzone van de equivalente dikte bevind zich in de bewolkingsband.
thermische frontparameter (500/850 hPa): Het maximum van de TFP bevindt zich aan de voorzijde van de bewolkingsband

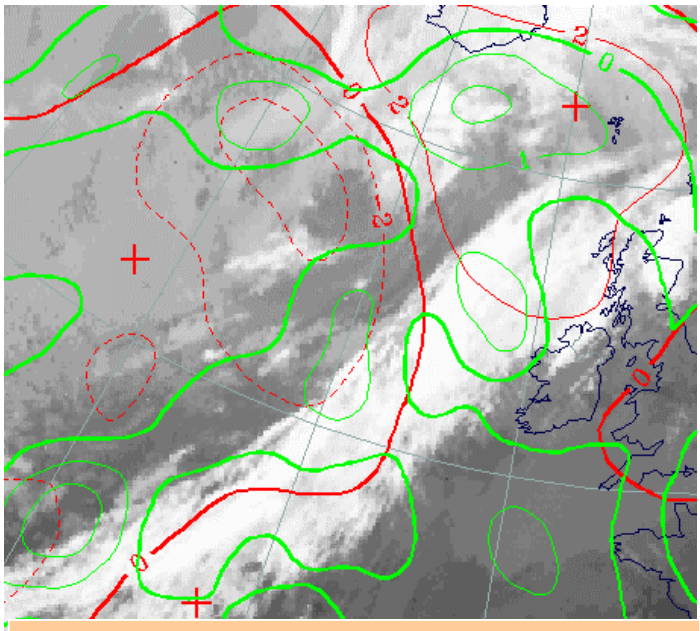




Figuur 9 (links): schematische weergave van de positie van de TFP en gradientzone van de equivalente dikte bij een ana-koufront.
Figuur 10 (boven):19 juli 1995 06:00 UTC: TFP(blauw), equivalente dikte (groen)

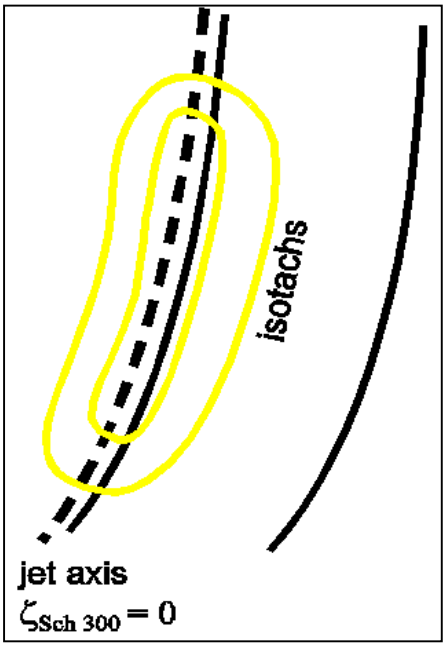
temperatuur advectie: Zwakke WA voor het front uit en uitgesproken CA achter het grondfront. De bewolking bevindt zich in de kou-advectie. TA = 0 ligt voor de wolkenband.
Positieve vorticiteits advectie (PVA) in hogere niveaus PVA-maxima kunnen vaak gevonden worden aan de achterzijde van de wolkenband. Deze hangen samen met het verplaatsen van de hoogtetrog en/of de jet-streak.



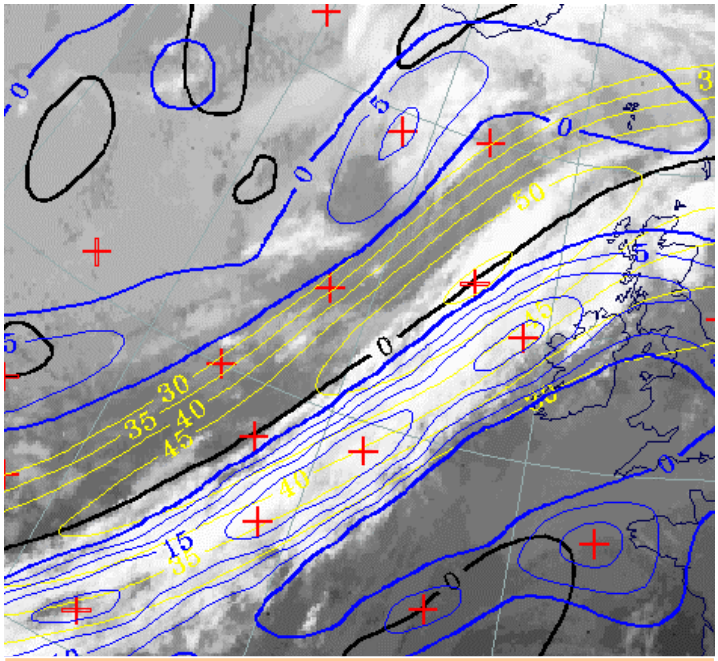


Figuur 11 (links): schematische weergave van de ligging van het PVA-maximum en temperatuurs-advectie bij een ana-koufront.
Figuur 12 (boven): 19 juli 1995 06:00 UTC: PVA (groen), temperatuur advectie (rood)

Isotachen op 300 hPa: De jet ligt achter en parallel aan de bewolking behorende bij het koufront. De wolkenband bevindt zich aan de anti-cyclonale zijde van de jet. De jet kruist het frontale systeem bij het occlusiepunt.
Scheringsvorticiteit op 300 hPa: De nullijn ligt dichtbij en parallel aan de achterzijde van de bewolkingszone.



Figuur 13: schematische weergave van de locatie van de jet-as bij een ana-koufront.



Figuur 14: 19 juli 1995 06:00 UTC: isotachen (wit), nullijn scheringsvorticiteit en TFP

8.4.5 Weersverschijnselen

Afhankelijk van de intensiteit van het koufront kunnen er heel verschillende verschijnselen optreden bij een ana-koufront. In de directe nabijheid van het grondfront kan vaak een smalle strook worden gevonden met intensieve neerslag. Deze wordt veroorzaak door sterke opwaartse bewegingen vlak voor het front uit en wordt lijnconvectie genoemd. Na passage van het front komen intensieve neerslaggebieden voor.

Naast regen kan er indien de condities gunstig zijn ook hagel, onweer en windstoten optreden. Gebieden in het ana-koufront met heftige weersverschijnselen vallen vaak samen met PVA-maxima in de bovenlucht. Dit gebeurt bijvoorbeeld bij de linker uitgang van een jet-streak.

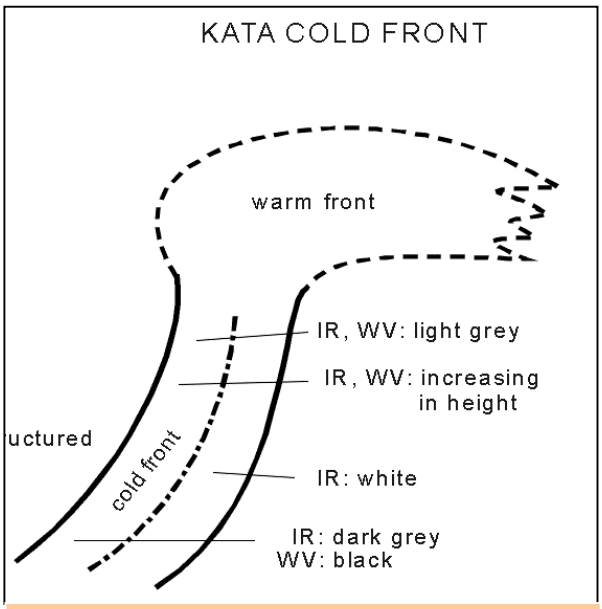
Figuur 15: De passage van een koufront kan afhankelijk van het tijdstip, locatie en de synoptische situatie gepaard gaan met heftig weersverschijnselen zoals hagel, onweer en windstoten.

.

8.5 Kata-koufront

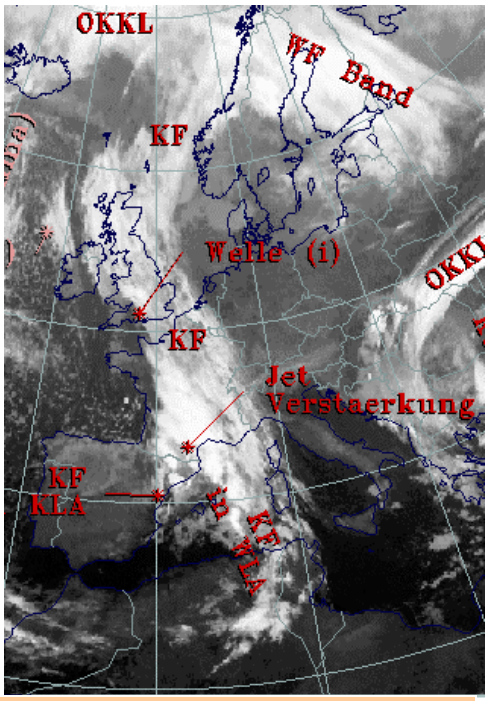
8.5.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Op satellietbeelden wordt een cyclonaal gekromde, synoptische schaal wolkenband waargenomen die gewoonlijk een paar honderd kilometer breed is. Op het VIS-beeld is de wolkenband terug te zien als een band met witte grijstinten. Dit houdt in dat het gaat om een dik pakket gelaagde bewolking die de meeste inkomende zonnestraling reflecteert.
Aan de voorzijde van het front geeft het IR-beeld helder witte pixelwaarden terwijl aan de achterzijde donkerder tinten voorkomen. Dit komt omdat de wolkentoppen aan de voorzijde van het front veel hoger liggen.



Figuur 1: schematische weergaven van pixelwaarden van IR en WV-kanaal bij een kata-koufront

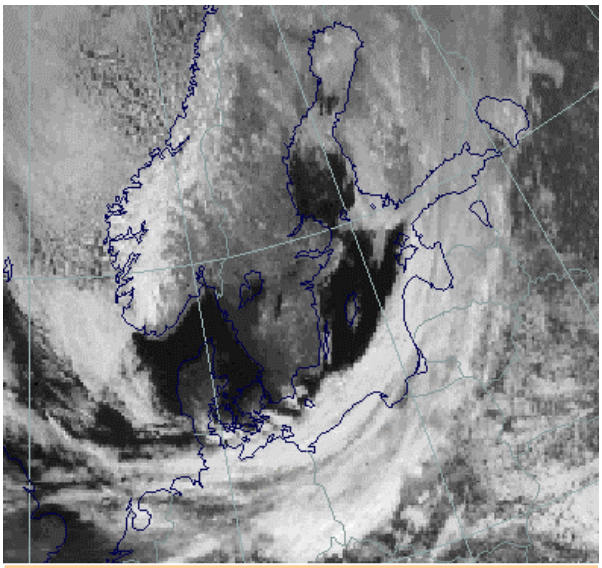
Hierdoor zijn de toppen aan de voorzijde ook veel kouder. Op VIS-beelden kan de overgang van hoge naar lage toppen ook worden waargenomen maar hier is het minder duidelijk zichtbaar. In het noordelijk achterste deel van het koufront komen helder IR-tinten voor. Dit is aan de cyclonale zijde van de jet. Meer naar het zuiden toe worden de pixelwaarde lager. Dit is aan de anti-cyclonale zijde van de jet
Het WV-beeld toont aan de voorzijde van het front helder witte waarden. Aan de achterzijde worden de grijstinten donkerder. Hier vinden we in de hogere delen van de troposfeer een lage luchtvochtigheid. Dit wordt veroorzaakt door de intrusie van droge lucht die zelfs afkomstig kan zijn van de stratosfeer. In een koufront kunnen ook substructuren voorkomen waar de weersverschijnselen zich verhevigen. Het kan voorkomen dat er een golf in het koufront ontstaat. Ook kan er een jet-intensivering optreden
In figuur 2 ligt een koufront boven Engeland, Frankrijk en in de richting van de Middellandse Zee. Hierin heeft zich boven Zuid Engeland een golf en boven de Pyreneeën een jet-intensivering ontwikkeld.



Figuur 2: Er kunnen in een koufront sub-synoptische structuren ontwikkelen zoals een golf of jet-intensivering.

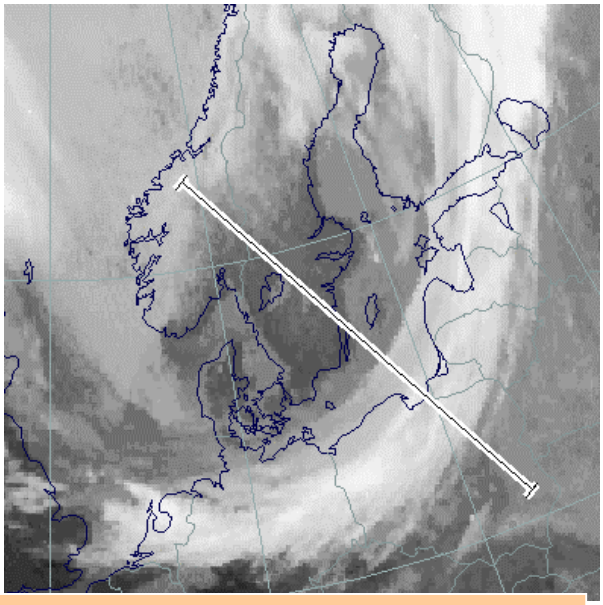
8.5.2 Praktijksituatie 29 februari 1999 12 UTC

Deze situatie is het voorbeeld van een goed ontwikkeld kata-koufront. Het strekt zich uit van de zuidoostkust van Engeland over de Baltische staten naar de Witte Zee. Op het VIS-beeld, figuur 3, zien we de helderste pixelwaarden aan de achterzijde van de bewolkingsband. Dit is vooral te zien boven het noorden van Nederland, Duitsland en Polen.. Bij een ana-front is de bewolking in dit kanaal veel egaler wat kleurverdeling betreft.

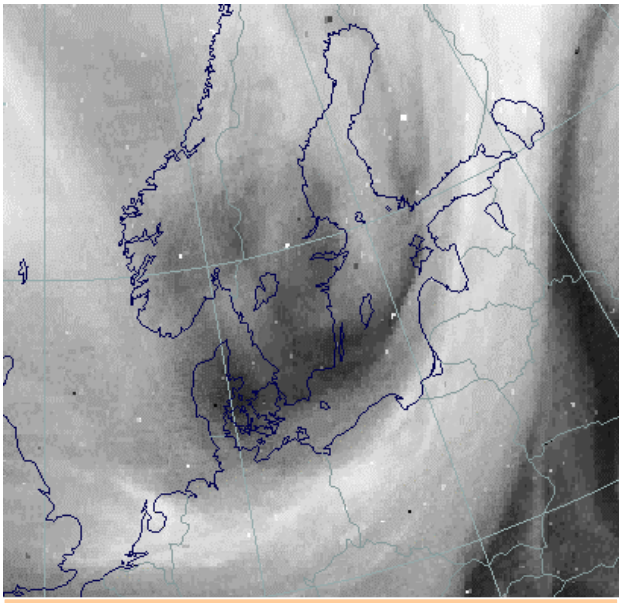


Figuur 3: VIS-beeld 29 februari 12 UTC: kata-koufront

In het IR en WV-kanaal, figuur 4 en 5 is het tegenovergestelde het geval vergeleken met de VIS. Hier zijn de helderste pixelwaarden aan de voorzijde van de bewolking te vinden. Aan de achterzijde zijn de grijstinten donkerder. In de hogere troposfeer wordt aan de achterzijde van het front koude, droge en dalende lucht aangevoerd die de bewolking van boven af geleidelijk doet oplossen. Dit proces treedt niet op bij een ana-koufront. Door deze lucht is de troposfeer in middelbare en hogere niveaus droger dan aan de voorzijde van het koufront. Aan de voor- en achterzijde van het ana-front wordt deze in het WV-beeld begrensd door zwarte banden met droge lucht in de hogere niveaus van de troposfeer.



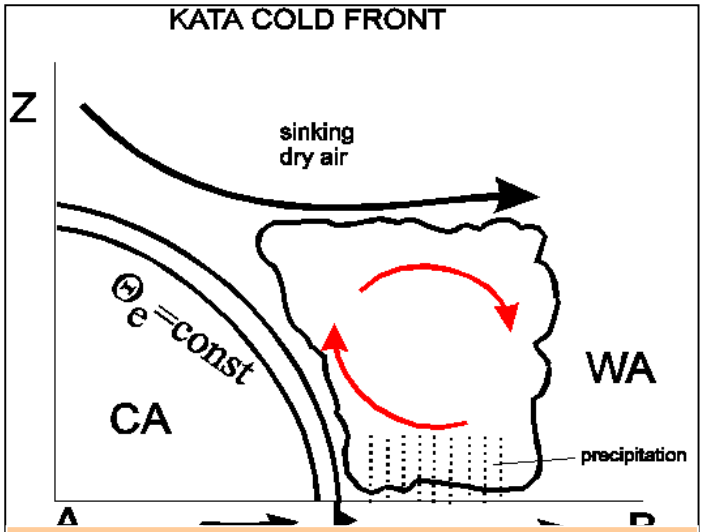
Figuur 4: IR-beeld 29 februari 12 UTC, kata-koufront



Figuur 5: WV-beeld 29 februari 12 UTC, kata-koufront

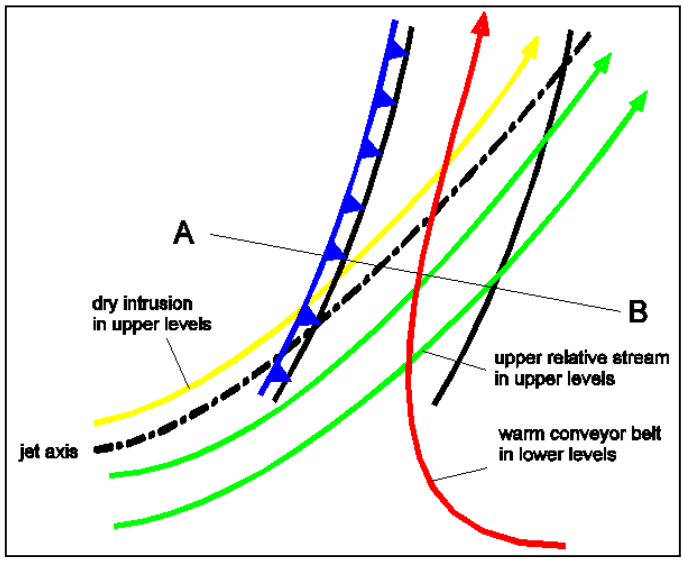
8.5.3 Dynamische achtergrond

Bij een kata-koufront zitten de wolkentoppen over het algemeen op een geringere hoogte dan bij een ana-front. Dit wordt veroorzaakt door dalende droge lucht die van achter het koufront over de bewolkingsband uitstroomt. Ook bij dit type koufront wordt warme lucht geforceerd om op te stijgen langs het frontvlak. Dit veroorzaakt condensatie en de productie van neerslag. De meeste neerslag bevindt zich voor het grondfront uit.



Figuur 6: bij een kata-koufront bevindt zich de meeste neerslag voor het grondfront uit. De wolken toppen lossen aan de bovenkant op door dalend droge lucht.

Er wordt in het algemeen van uit gegaan dat kata-fronten zich ontwikkelen uit ana-fronten. Boven de Atlantische Oceaan bevinden zich meest ana-fronten terwijl op het continent er meestal kata-fronten zijn. Een verklaring hiervoor is dat het front boven het ruwere aardoppervlak begint te vertragen terwijl in de bovenlucht de stroming zijn snelheid behoudt.
Bij het kata-koufront wordt in tegenstelling tot het ana-koufront de warm conveyer belt van boven af ingehaald door de dry intrusion. Deze lucht komt van de hoogste lagen in de troposfeer of de lagere niveaus in de stratosfeer en is zeer droog.
Aan de voorzijde van het front, voor het grondfront uit bevindt zich de warm conveyerbelt. Deze helt naar voren doordat de dry intrusion het frontensysteem inhaalt in de bovenlucht.
De lucht in de buurt van het grondfront krijgt een potentieel instabiele opbouw omdat de dry intrusion die over de warm conveyer belt heen beweegt uit koude lucht bestaat. Er kan vaak een toename van de hoogte van de wolkentoppen worden waargenomen. Hier verandert de neerslag van een stratiform naar een convectief karakter. In deze omgeving kan het bovenluchtfront worden teruggevonden
In het geval van een kata-front kruisen de jet-as en de aan weerszijden hiervan gelegen dry intrusion en upper relative stream de frontale bewolking. Op het satellietbeeld kan dit waargenomen worden aan het donkerder worden van de grijstinten omdat de bewolking aan oplossing onderhevig is.

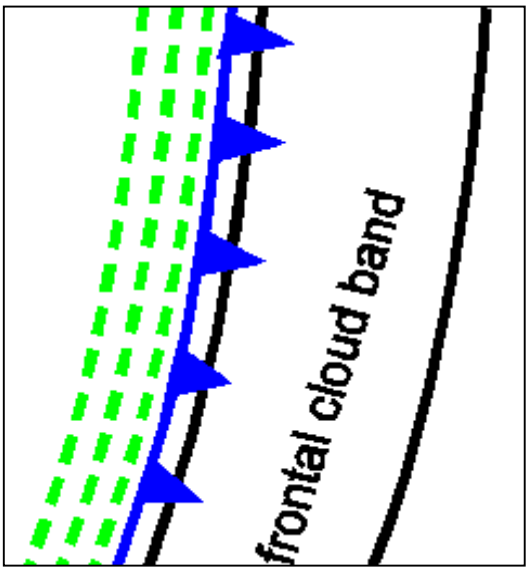


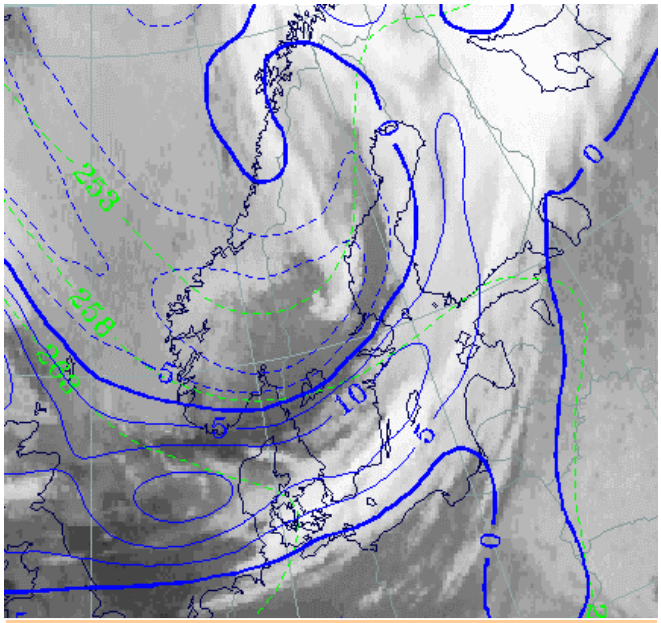
Figuur 7: locatie van de dry intrusion, upper relative stream en warm conveyer belt bij een kata-koufront

8.5.4 Sleutelparameters

equivalente dikte: De gradiëntzone van de equivalente dikte bevindt zich achter de bewolkingsband.

Thermische front parameter: De maximale TFP bevindt zich aan de achterzijde van de bewolkingsband

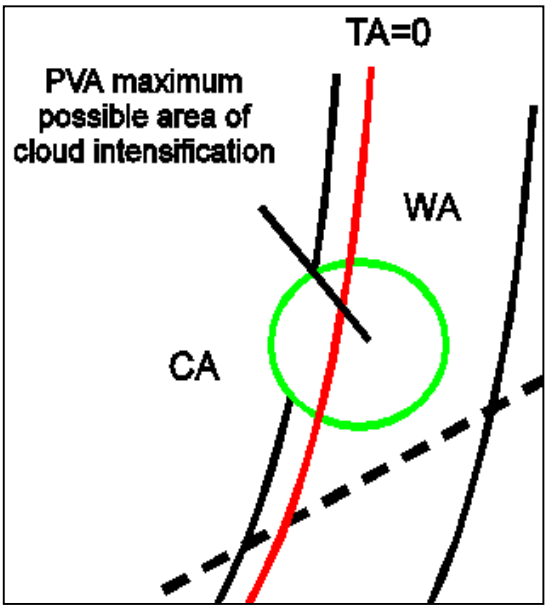


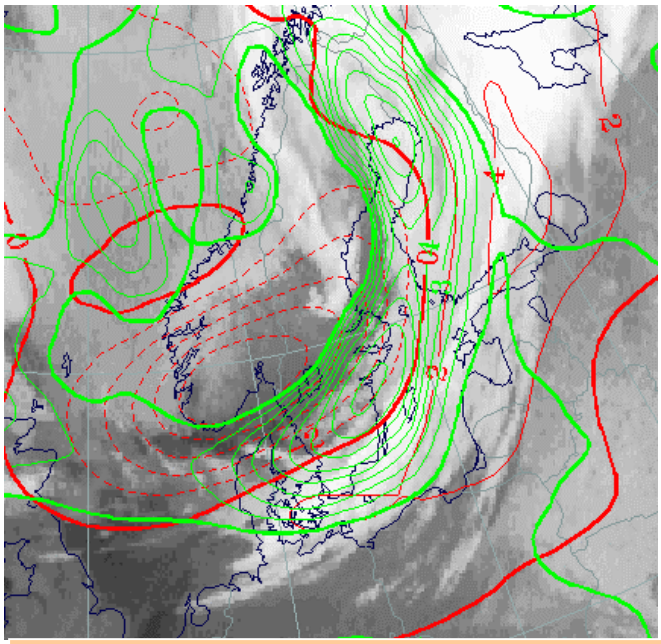


Figuur 9 (links): schematische weergave van de positie van de TFP en de gradiëntzone van de equivalente dikte bij een kata-koufront.
Figuur 10 (boven): 29 februari 1999 0600 UTC: TFP (blauw), equivalente dikte (groen)

Temperatuur advectie: Zwakke WA voor het front uit en uitgesproken CA achter het grondfront. De bewolking bevindt zich in de warmte advectie. TA = 0 ligt in de wolkenband.

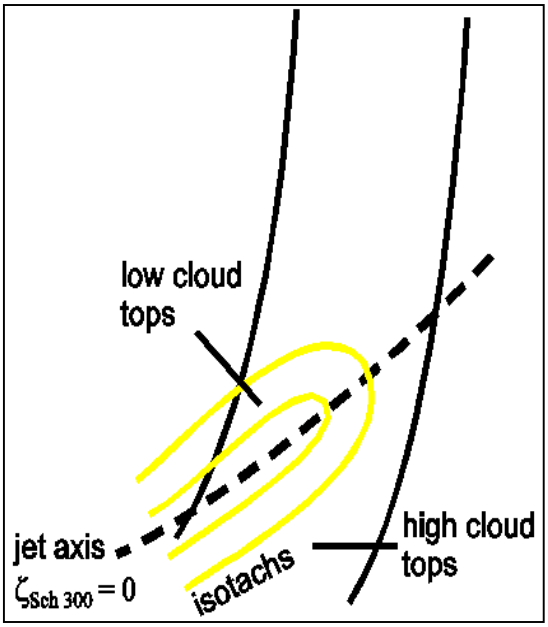
Positieve vorticiteits advectie (PVA) in hogere niveaus PVA-maxima kunnen vaak gevonden worden aan de achterzijde van de bewolkingsband. Deze hangt samen met het verplaatsen van de hoogtetrog en/of jet-streak.



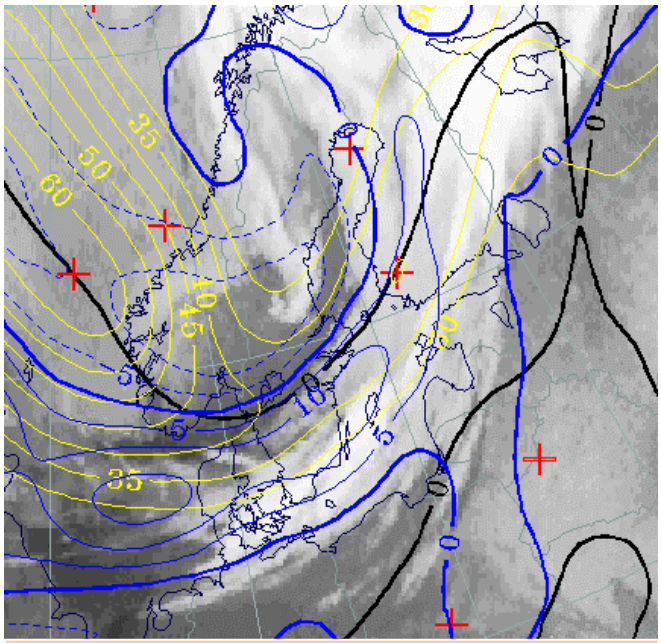


Figuur 11 (links):schematische weergave van de ligging van het PVA-maximum en temperatuursadvectie bij een kata-koufront.
Figuur 12 (boven): 29 februari 1996 0600 UTC: PVA (groen), temperatuursadvectie (rood)

Isotachen op 300 hPa: De jet snijdt het oppervlakte front onder een behoorlijke hoek. Afhankelijk van de locatie t.o.v. de jet ligt de bewolking in de cyclonale of anti-cyclonale zijde van de jet.
scheringsvorticiteit op 300 hPa: De nullijn van de scheringsvorticiteit kruist de bewolking van het koufront. Het gaat samen met de overgang van hoge naar lage wolkentoppen. Dit heeft te maken met het oplossen van de bewolking aan de cyclonale zijde van de jet in droge lucht afkomstig van de stratosfeer.



Figuur 13: schematische weergave van de locatie van de jet-as bij een kata-koufront.



Figuur 14: 29 februari 1999 0600 UTC: isotachen (wit), nullijn van de scheringsvorticiteit en TFP

8.5.5 Weersverschijnselen

In het geval van een kata-koufront kan de bewolking en neerslag voor het grondfront uit worden gevonden. Voor het grondfront uit kunnen zich hevige neerslag, buien, zie figuur 15, en zelfs onweer voordoen. Vaak wordt er waargenomen dat de convectie zich ontwikkelt in smalle lijnen die parallel liggen aan het grondfront.

Figuur 15: Cb die gepaard gaat met een z.g. shelf cloud

8.6 Split-koufront

8.6.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

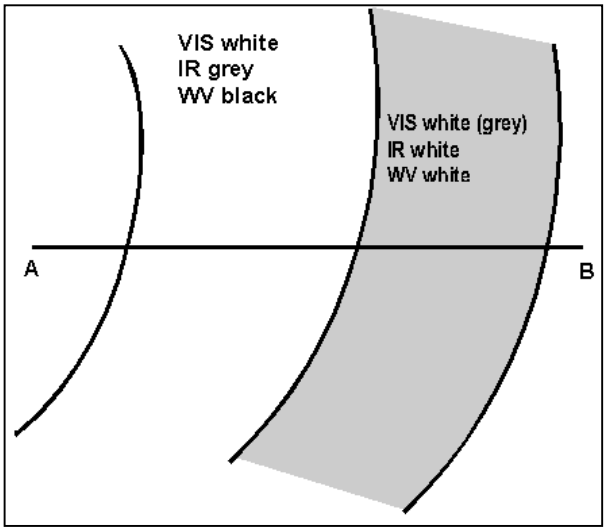
Net als bij een ana- en kata-koufront vormen split-fronten de scheiding tussen twee luchtsoorten. Meestal zijn koufronten verbonden met depressies. Bij een split-front lijkt het of we te maken hebben met twee onafhankelijke fronten maar dit is niet het geval. Eerst passeert het bovenluchtfront dat door een krachtige bovenluchtstroming het grondfront heeft ingehaald. Vervolgens komt het grondfront.

Een split-koufront bestaat uit een cyclonaal gekromde wolkenband. Er is een uitgesproken dubbelstructuur met koude wolkentoppen aan de voorzijde en warme wolkentoppen aan de achterzijde van de bewolking.

De voorste wolkenband van het split-koufront bestaat uit een dik pakket bewolking. VIS-beelden tonen hoge albedowaarden want het signaal varieert van wit tot grijs. De pixelwaarden in het IR en WV-kanaal zijn wit. Dit geeft aan dat de voorste band uit dikke gelaagde bewolking bestaat.

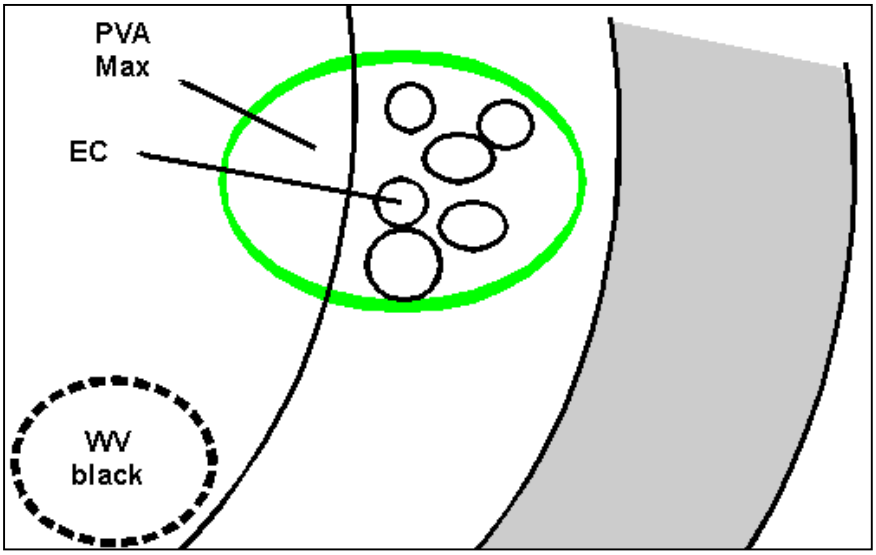
De achterste wolkenband is zichtbaar in het VIS als een gebied met witte grijstinten. Het IR-signaal is grijs tot donkergrijs hetgeen betekent dat de wolkentoppen een stuk lager en warmer zijn. WV-signalen zijn zwart. Dit houdt in dat erboven de lage wolkenband zich zeer droge lucht bevindt.

In het ideale geval is de grens tussen de twee wolkenbanden duidelijk zichtbaar op het IR en WV-kanaal. Er is een scherpe overgang van hoge naar lage pixelwaarden.



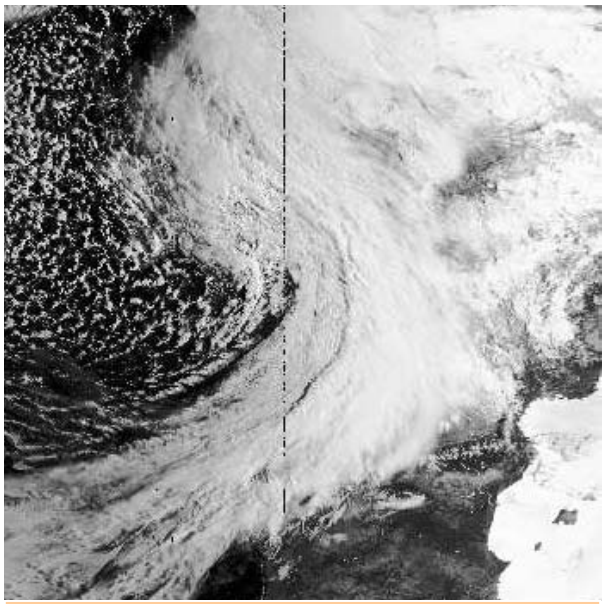
Figuur 1: schematische weergave van de pixelwaarden bij het IR, WV en VIS-kanaal

Vaak wordt er waargenomen dat zich convectieve bewolking ontwikkeld in en boven de lage wolkenband. Dit vindt plaats aan de cyclonale zijde van de jet-as. Op het IR-beeld zijn deze in lagere bewolking ingebedde cellen zichtbaar aan hun veel lichtere kleur dan de omgeving. Aan de anti-cyclonale zijde van de jet-as ontwikkelt zich vaak een zwart gebied. Dit is droge koude en dalende lucht die zich boven de lage wolkenband bevindt. In sommige gevallen kan het gebeuren dat de hoge en lage wolkenband helemaal ontkoppeld worden.

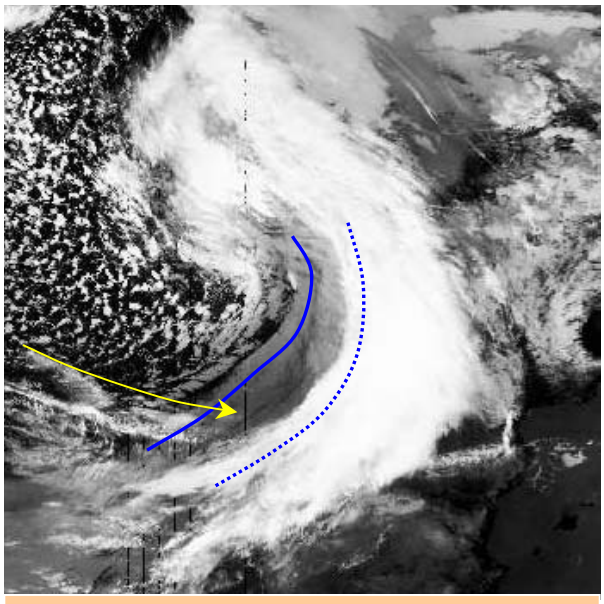


Figuur 2: De jet raakt bij een split-koufront de band onder een grote hoek waarbij aan de cyclonale zijde een PVA- en EC gebied aanwezig kan zijn en aan de anti-cyclonale zijde een band met een donkere tint in het WV.

8.6.2 Praktijksituatie 11 april 1985, 12 UTC



Figuur 3: VIS-beeld 11 april 1985 08:16 UTC: split-koufront



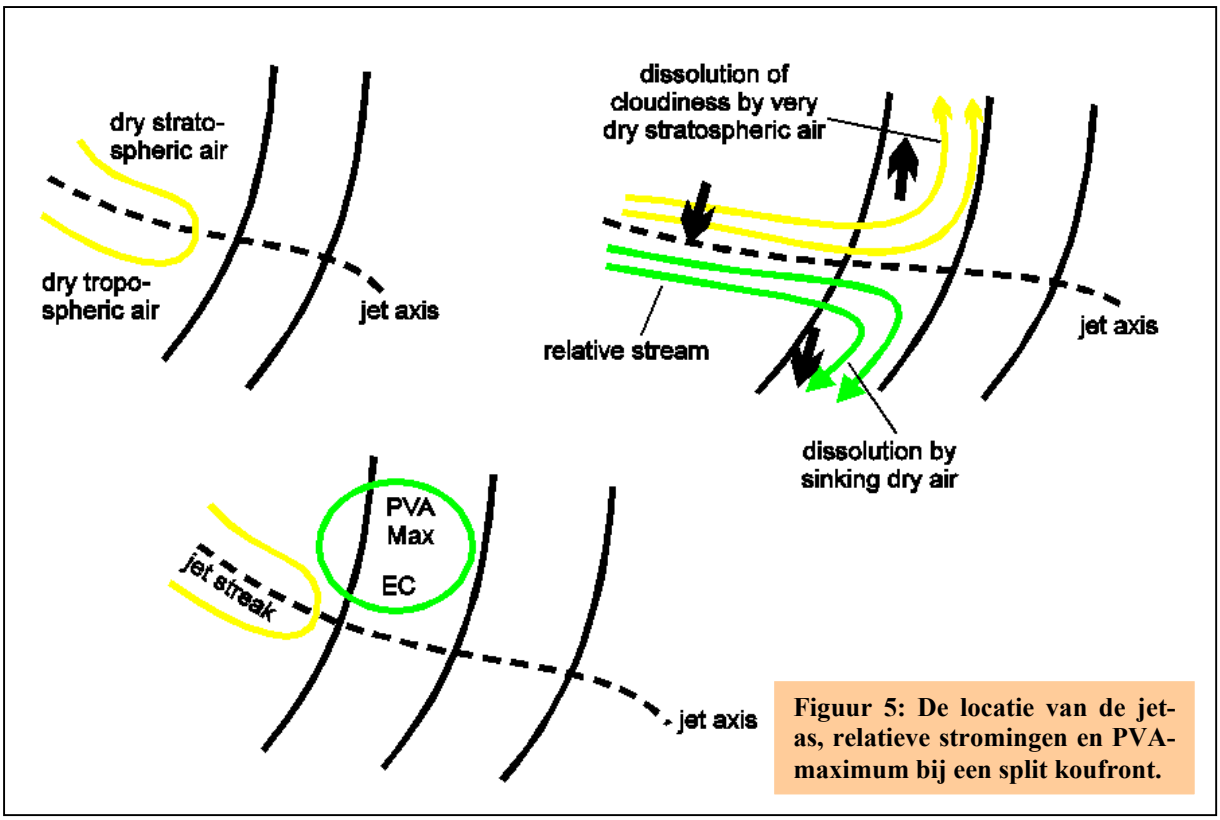
Figuur 4: IR-beeld 11 april 1985 08:16 UTC: split-koufront

In figuur 3 en 4 zijn een duidelijk voorbeeld gegeven van een split-koufront. Op de VIS zien we halverwege de bewolkingsband van het koufront een markante scheiding. Hier vindt een overgang plaats van hoge naar lagere wolkentoppen. Op de scheidingslijn bevindt zich het koufront in de bovenlucht Achter de overgang is de bewolking op het VIS-beeld grijs wat inhoudt dat de bewolking vrij dun is. Voor de overgang is de bewolking dik getuige de witte tinten.
Het IR-beeld laat heel duidelijk zien dat we te maken met twee afzonderlijke wolkenlagen waarvan de toppen op verschillende hoogten zitten. De bewol-king voor het bovenluchtfront uit reikt tot diep in de troposfeer en is koud en helder op het IR-beeld. Vervolgens is er een markante overgang van koude naar warme wolkentoppen. Aan de achterzijde van de lage wolkentoppen bevindt zich het grondfront. Er is ook wat jet-cirrus aanwezig die de locatie van de jet as geeft. De jet maakt een zeer grote hoek met het koufront hetgeen karakteristiek is voor een split-koufront.

8.6.3 Meteorologisch fysische achtergrond

Het conceptuele model van het split-front hangt sterk samen met de jet-streak en droge dalende stratosferische lucht. In de initiële fase ontwikkelt zich een split front uit een ana-koufront. De warme conveyer belt wordt in zo'n situatie door luchtstroom behorende bij de dry intrusion ingehaald. Deze relatieve stroming voert zeer droge lucht aan. De dry intrusion bestaat uit twee stromingen. De noordelijke tak die door de jet-streak wordt aangevoerd is afkomstig van de cyclonale zijde van de jet. Deze lucht is stratosferisch en zeer droog. De zuidelijke tak komt van de anti-cyclonale zijde van de jet vandaan. Deze lucht komt uit de troposfeer maar toch zeer droog. De twee stromingen lopen parallel aan de jet-as, figuur 5, maar aan de uitgang van de jet splitsen ze zich. De noordelijke tak begint hierbij weer te stijgen. De zuidelijke tak blijft dalen en hier vindt oplossing van de bewolking plaats. Veelal wordt de achterzijde van de wolkenband van het split-front geclassificeerd als grondfront terwijl de achterzijde van de hoge bewolking de positie van het bovenluchtfront aangeeft. Tussen de twee frontale vlakken is een ondiepe vochtige laag aanwezig. Een karakteristiek kenmerk van het bovenluchtfront is dat het voornamelijk een grens is tussen luchtmassa's met verschillende vochtigheid en niet een thermische grens.

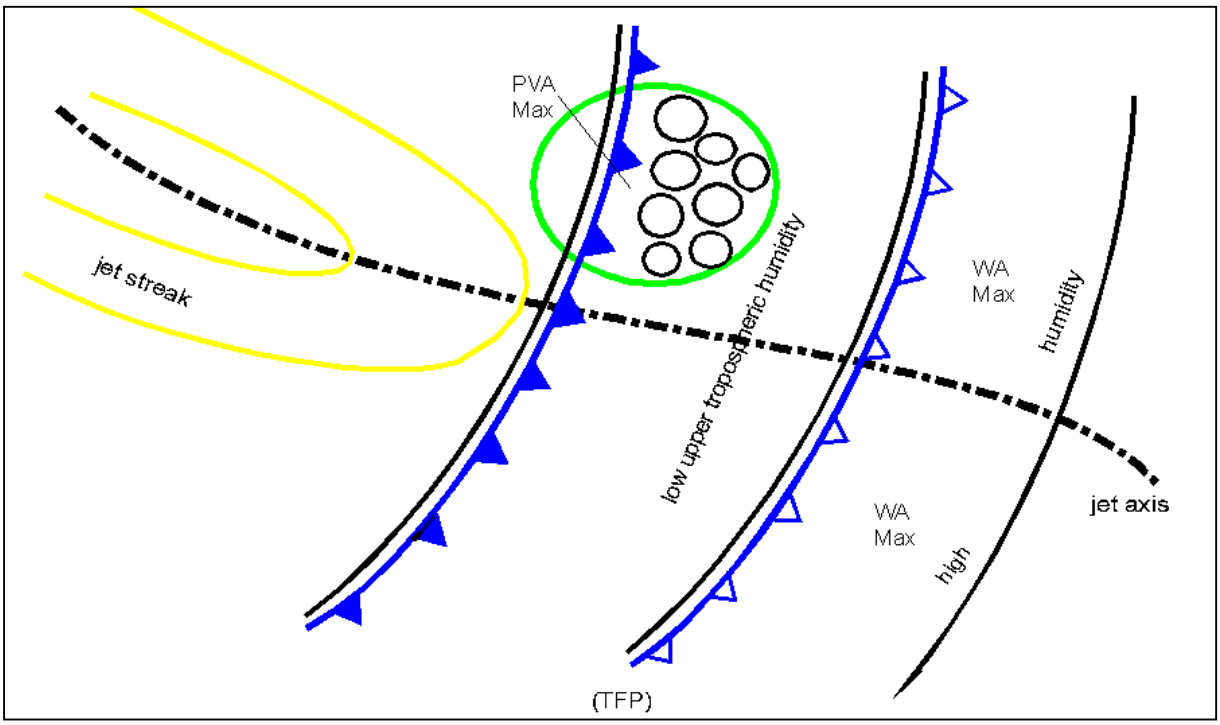
Boven de linkeruitgang van de jet is een PVA-maximum aanwezig. Dit gebied bevindt zich boven de lage bewolking aan de achterzijde van het front. Hier kan zich convectieve bewolking ontwikkelen.



Figuur 5: De locatie van de jet-as, relatieve stromingen en PVA-maximum bij een split koufront.

8.6.4 Sleutelparameters

Temperatuursadvectie (WA): Een rug met WA valt samen met bewolking in de hogere niveaus. Dit is de warme lucht die opstijgt voor het front in de bovenlucht.
Jet-streak en positieve vorticiteits advectie: De jet-streak nadert de wolkenband onder een grote hoek en valt samen met een PVA-maximum in de regio van de linker uitgang.
Vochtigheid: Zeer droge lucht bevindt zich in de middelbare en hogere lagen van de troposfeer boven de bewolkingsband op lagere niveaus.



Figuur 6: locatie jet-streak en as, grond- en bovenluchtfront en PVA-maximum bij een split koufront

8.6.5 Weersverschijnselen

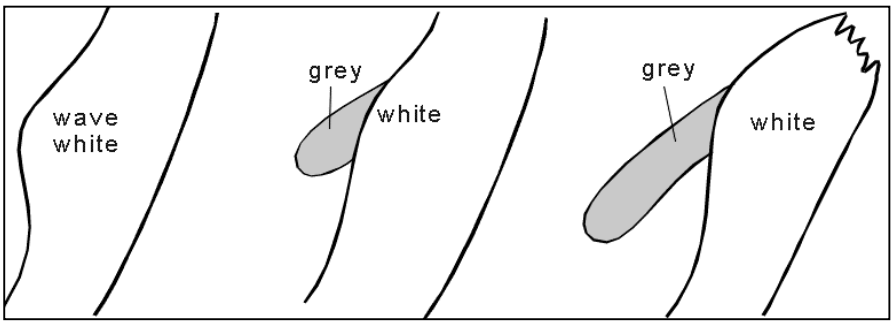
In de omgeving van de ondiepe vochtige zone tussen de fronten komt er licht tot matige regen of motregen voor. In het geval van de aanwezigheid van een PVA-maximum die samenhangt met de linker uitgang van een jet-streak kunnen er intensieve neerslag of onweersbuien vallen. Bij het bovenluchtfront waar de overgang van hoge naar lagere wolkentoppen is, kunnen ingebedde Cb's voorkomen met intensieve neerslag en onweer zoals in figuur 7.

Figuur 7 een verticale ontlading bij een onweersbui

8.7 Occlusie (Cold Conveyer Belt type)

8.7.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Een frontale golf bestaat in het uitdiepingstadium uit een koufront en een warmtefront met daartussen een warme sector. Het koufront dat stroomopwaarts ligt van het warmtefront beweegt echter sneller. Hierdoor naderen de twee frontale structuren gedurende de levenscyclus elkaar steeds meer. Uiteindelijk haalt het koufront het warmtefront in. De warme lucht wordt dan van het aardoppervlak verdreven en de warme sector is alleen nog aanwezig in de bovenlucht. Dit proces wordt occluderen genoemd. Vaak is lucht voor het warmtefront uit van een andere temperatuur en vochtigheid dan achter het koufront. Als een depressie geoccludeerd is daarom nog steeds sprake van een frontvlak. De verschillen bij een occlusie zijn echter kleiner dan bij een kou- of warmtefront. Er blijken twee typen occlusies te bestaan: de cold conveyer belt (CCB-occlusie) en warm conveyer belt type occlusie (WCB-occlusie). De eerste blijkt verreweg het meest voor te komen en wordt nu volgend besproken.

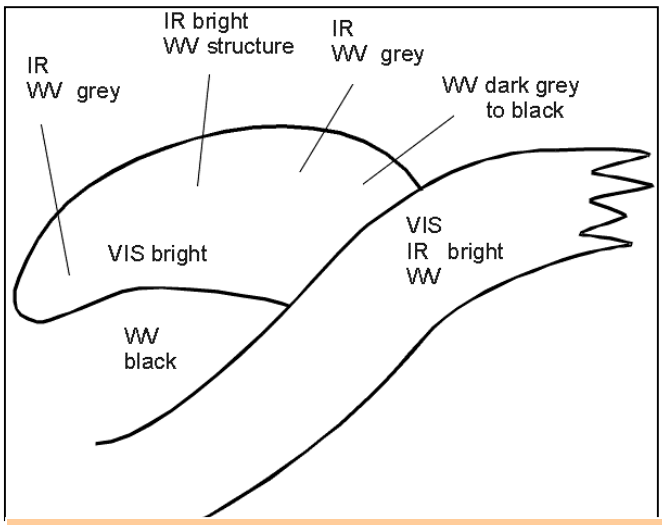


Figuur 1: de ontwikkeling van een occlusie in een frontale golf, met bijbehorende grijstinten in het IR-kanaal

Bij een volledig ontwikkelde CCB-occlusie kunnen op het satellietbeeld twee synoptische schaal wolkenstructuren worden waargenomen. Ten eerste is een dik pakket gelaagde bewolking behorende bij het frontale systeem zichtbaar. De toppen hiervan reiken, getuige de witte tinten in IR, tot diep in de troposfeer. Daarnaast zien we een wolkenband waarvan de wolkentoppen minder hoog reiken in de troposfeer. Dit is het begin van het geoccludeerde deel van het systeem. De wolkenband blijkt van onder de hoger wolkenband van het frontensysteem vandaan te komen en wordt weer dikker (witter in IR en WV) naar mate hij zich verder van het occlusiepunt bevindt. De genoemde wolkenstructuren blijken ontkoppeld te zijn van elkaar. Figuur 1 geeft de wolkenstructuren weer gedurende verschillend stadia van ontwikkeling van de occlusie.

We gaan nu dieper in op het uiterlijk van de CCB-occlusie zoals die waargenomen wordt in de drie satellietkanalen. Op het VIS-beeld kan een witte wolkenspiraal worden gezien hetgeen duidt op dikke bewolking die een groot deel van het zonlicht reflecteert.

Op het IR- beeld is de bewolking van de occlusie grijs, maar er kunnen ook witte gebieden voorkomen. Bij de overgang van de bewolking van de meestal oost-west georiënteerde frontale golf naar de occlusie kan een sterke gradiënt worden van wit naar (donker)grijs.

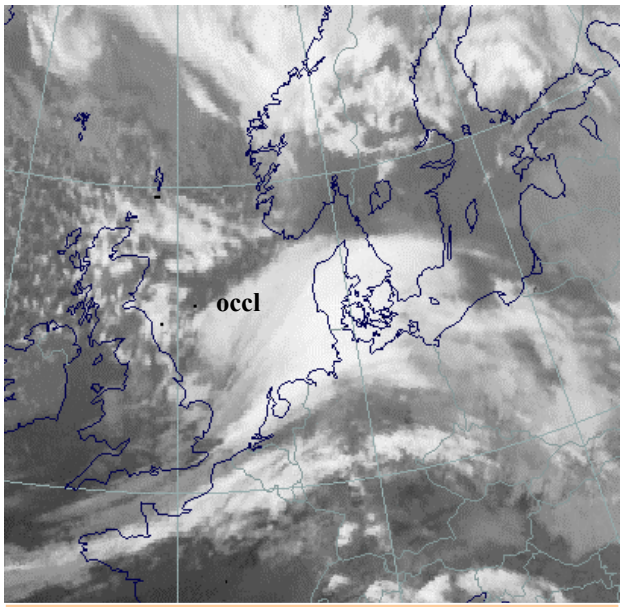


Figuur 2: pixelwaarden in het VIS, IR en WV-beeld bij de occlusie en frontale bewolking

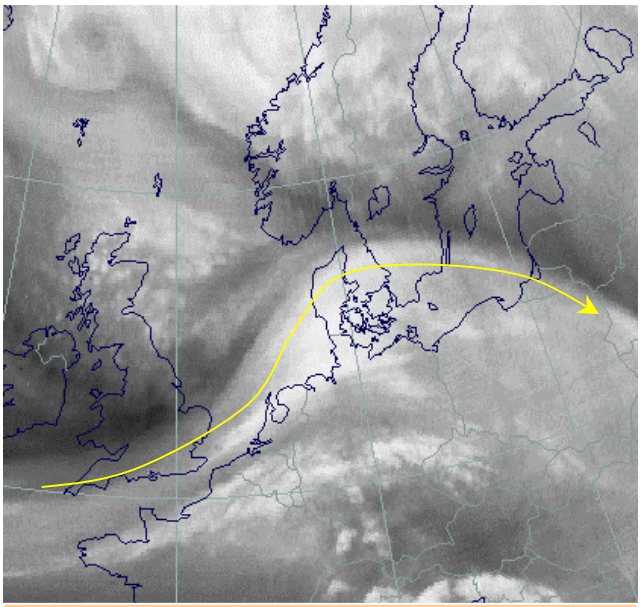
Dieper in de occlusie worden de

pixelwaarden weer hoger, witter. Dit duidt op hogere wolkentoppen. Naar de punt van de occlusie toe worden de grijstinten weer donkerder. Met de conveyer belt theorie, die aan bod komt in de paragraaf meteorologisch fysische achtergrond, kan de wolkenstructuur van een occlusie goed verklaard worden. Gedurende latere stadia in de ontwikkeling van de occlusie ontwikkelt zich meer en meer hoge bewolking.
Op het WV-beeld kan nog duidelijker onderscheid gemaakt worden tussen de frontale en occlusie bewolking. Een zwarte streep die de droge lucht aan de cyclonale zijde van de jet-as markeert loopt door de overgangszone van de frontale en occlusie bewolking. De droge lucht spiraliseert ook mee in de spiraal van de occlusie. Gedurende latere stadia van de ontwikkeling van de occlusie verdwijnt de zwarte streep geleidelijk en kunnen overal in de occlusie-spiraal hoge heldere pixelwaarden in het WV-beeld worden gevonden. In figuur 2 zijn de grijstinten in de drie satellietkanalen schematisch weergegeven.

8.7.2 Praktijksituatie 28 maart 1997

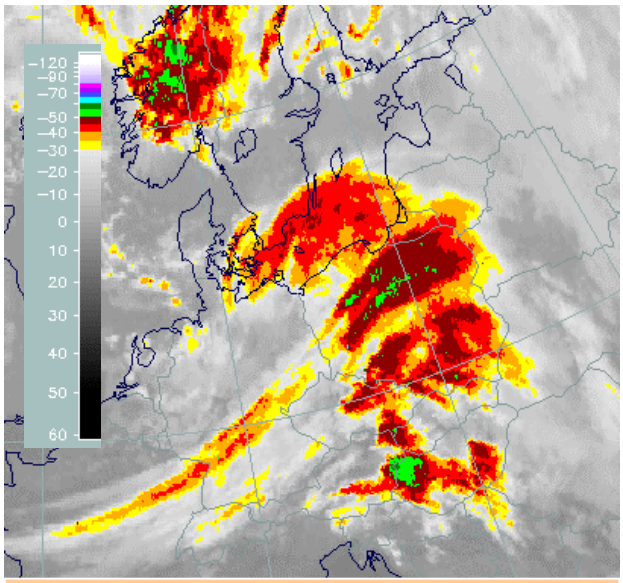


Figuur 3: IR-beeld 28 maart 1997 01:00 UTC: CCB-type occlusie

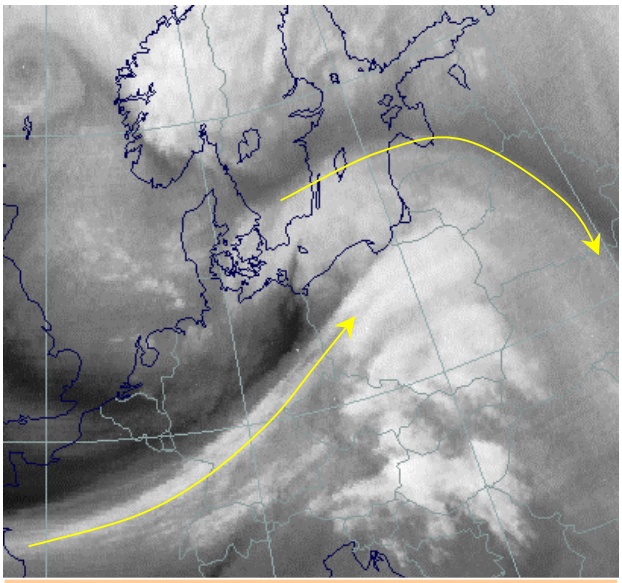


Figuur 4: WV-beeld 28 maart 1997 01:00 UTC: CCB-type occlusie

Op figuur 3 en 4 zien we respectievelijk het IR en WV-beeld van een occlusie in een vroege fase van de ontwikkeling. De occlusie ligt op de Noordzee op ongeveer 55^0N/4^0E. Zuid hiervan ligt de overgangszone van de frontale bewolking met de occlusie van 54^0N/4^0E naar 57^0N/9^0E. Op het IR-beeld kunnen we de occlusiebewoking herkennen aan de grijzere bewolking hetgeen lagere toppen betekent. De frontale bewolking is helder wit. Op de linkerhelft van figuur 3, rond 49^0N/4^0W kan duidelijk worden waargenomen dat de frontale bewolking sterk aan oplossing onderhevig is. Dit treedt op door intrusie van droge lucht in de bovenlucht. Ten noorden van de occlusie is een gebied met EC's zichtbaar boven Schotland.
Op het WV-beeld, figuur 4, is de overgang van hoge vochtigheid in de frontale zone naar lagere waardes bij de occlusie boven de Noordzee waarneembaar. De jet-as ligt over Engeland en vervolgens over de Oostzee (pijl).

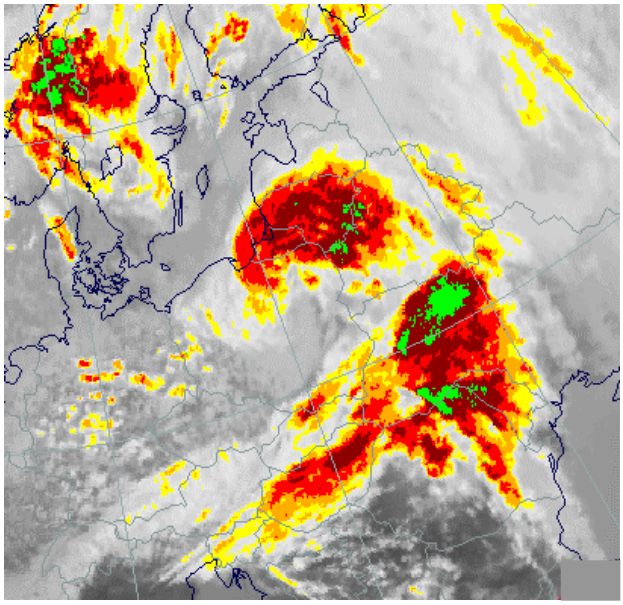


Figuur 5: IR-beeld 28 maart 1997 06:00 UTC: (enhanced) CCB-type occlusie

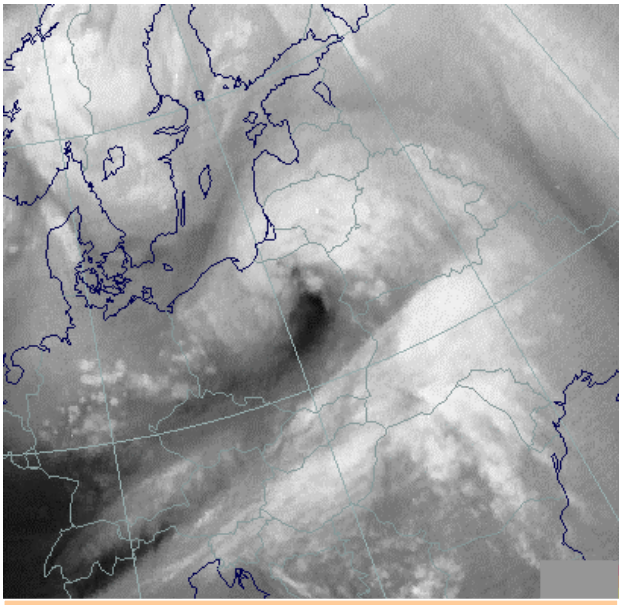


Figuur 6: WV-beeld 28 maart 1997 06:00 UTC: CCB-type occlusie

Op figuur 5 kunnen we zien dat de frontale wolkentoppen hoger reiken (tot –55^{0}C) dan de occlusie-bewolking (tot –45^{0}C). De occlusie ligt van noordoost Polen, 54°N/19°E, tot over noordoost Duitsland, 54°N/11°E. Op het WV-beeld, figuur 6, komen de hoogste pixelwaarden en vochtgehalten in de hogere troposfeer nog steeds in de frontale zone voor, met name boven Polen.



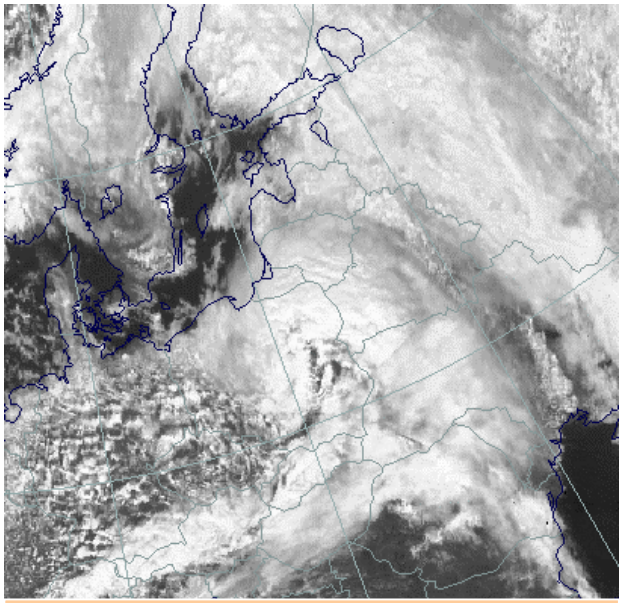
Figuur 7: 28 maart 1997 12 UTC: IR-beeld (enhanced) van een CCB-type occlusie



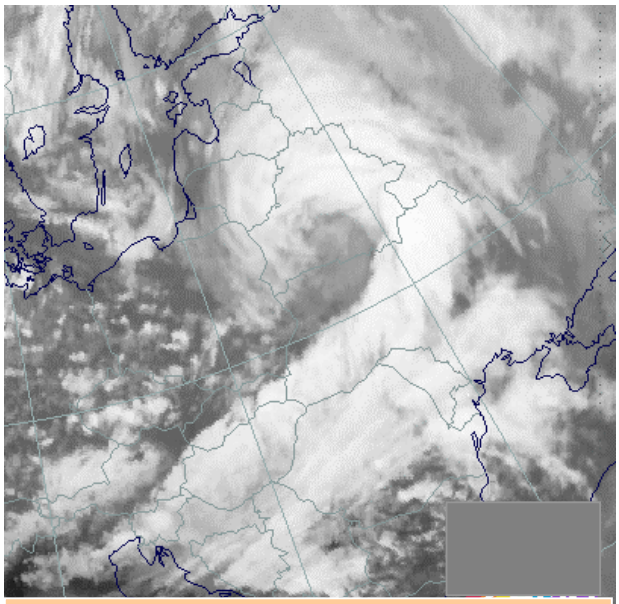
Figuur 8: 28 maart 1997 12 UTC: WV-beeld van een CCB-type occlusie

Op 12UTC heeft de wolkenspiraal zich verder ontwikkelt en ligt nu van Wit-Rusland, 52°N/28°E, tot Polen, 52°N/18°E. Duidelijk zichtbaar zijn de twee verschillende wolkenbanden behorende bij het frontale systeem en de occlusie. Op de overgang van beide wolkengebieden is de bewolking van de occlusie het laagst. De hoogte van de toppen nemen

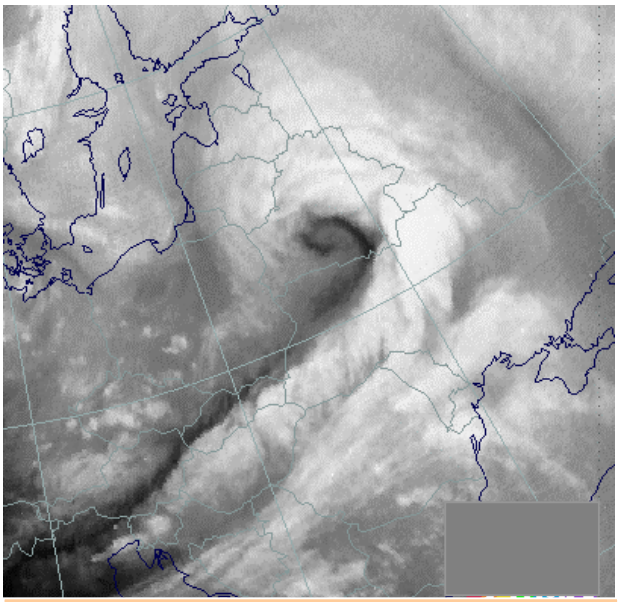
toe in noordelijke richting. De koudste wolkentoppen van de occlusie hebben nu een bijna even lage temperatuur als de frontale zone (tot –55^{0}C). Aan het uiteinde van de occlusie boven noordoost Polen zijn de toppen weer wat lager. De koude wolkentoppen boven Letland bevinden zich in de linker uitgang van een jet-streak.
Figuur 9 toont het VIS-beeld om 12 UTC. De overgang tussen de frontale bewolking en de occlusie is vaag zichtbaar als een lijn op ongeveer 52^{0}N/25^{0}E.
Om 18 UTC, figuur 10 en 11, kan worden waargenomen dat de wolkenspiraal behorende bij de occlusie zich nog verder heeft ontwikkeld. De occlusie-bewolking reikt nu even diep in de troposfeer als de frontale bewolking. De kleuren in IR hebben vrijwel dezelfde intensiteit. Op het WV-beeld zien we dat de droge lucht mee de occlusie inkrult.



Figuur 9: VIS-beeld 28 maart 1997 12:00 UTC: CCB-type occlusie



Figuur 10: IR-beeld 28 maart 1997 18:00 UTC: ontwikkeld stadium van een CCB-type occlusie

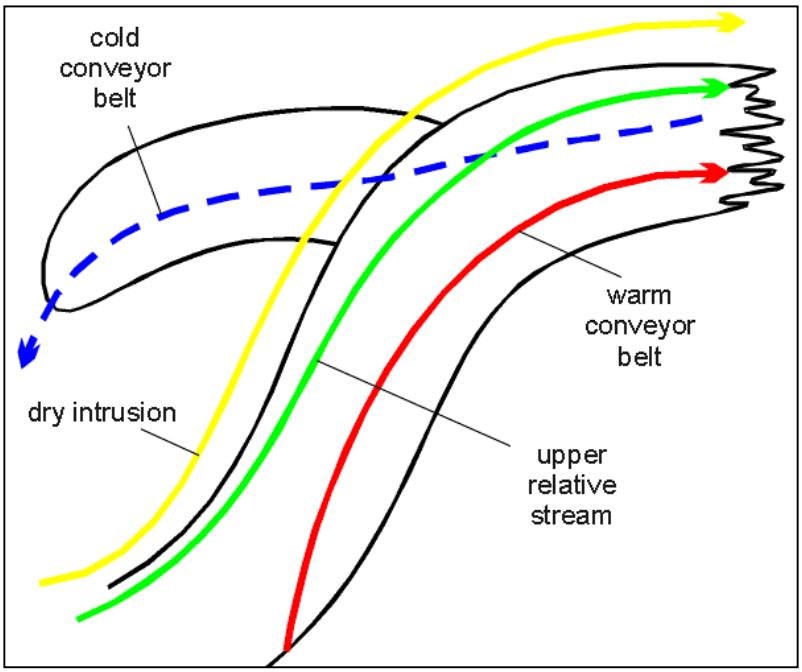


Figuur 11: WV-beeld 28 maart 1997 18:00 UTC: ontwikkeld stadium van een CCB-type occlusie

8.7.3 Meteorologische fysische achtergrond

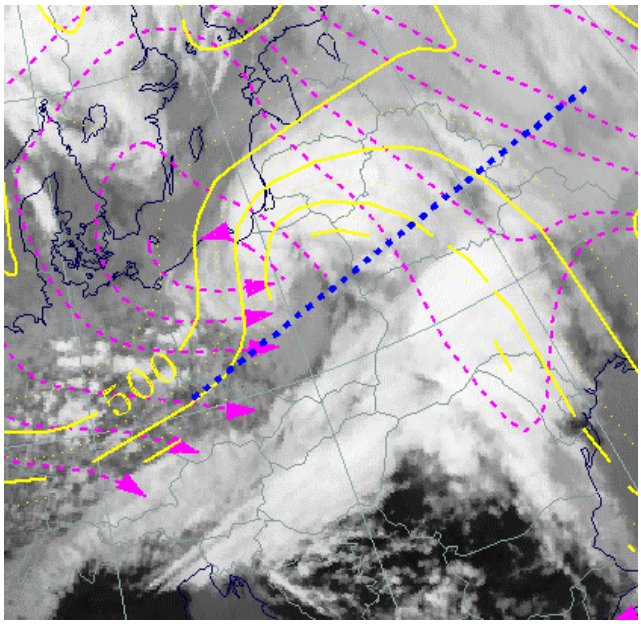
In de paragraaf over de wolkenstructuur van de CCB-occlusie werd reeds kort ingegaan op het occlusieproces dat optreedt bij een frontale golf. Bij diepgaande onderzoeken en analyses bij occlusies is gebleken dat het simpele model waarbij het koufront het warmtefront inhaalt niet toereikend is om de wolkenstructuur op satellietbeelden te verklaren. De conveyer belt theorie is gebleken wel een adequate verklaring te kunnen geven voor de ontwikkeling van de CCB-occlusie.

Er blijken vier relatieve stromingen verantwoordelijk te zijn voor de ontwikkeling van de bewolking in een CCB-occlusie: WCB, CCB, upper relative stream en dry intrusion. De vochtige lucht bevindt zich in de WCB en upper relative stream aan de anti-cyclonale zijde van de jet. Deze stromingen lopen cyclonaal en parallel aan het koufront bewegen vervolgens anti-cyclonaal aan het warmtefront. De relatieve stroming van de dry intrusion kruist de wolkenspiraal van de occlusie en loopt aan de cyclonale zijde van de jet. Deze stroming zorgt ervoor dat zich geen hoge bewolking kan ontwikkelen in dit gebied. Verder naar het westen toe in de occlusie worden de wolkentoppen weer hoger. Dit wordt veroorzaakt door de hier opstijgende CCB. Figuur 12 toont de ligging van de vier relatieve stromingen bij een CCB-occlusie.



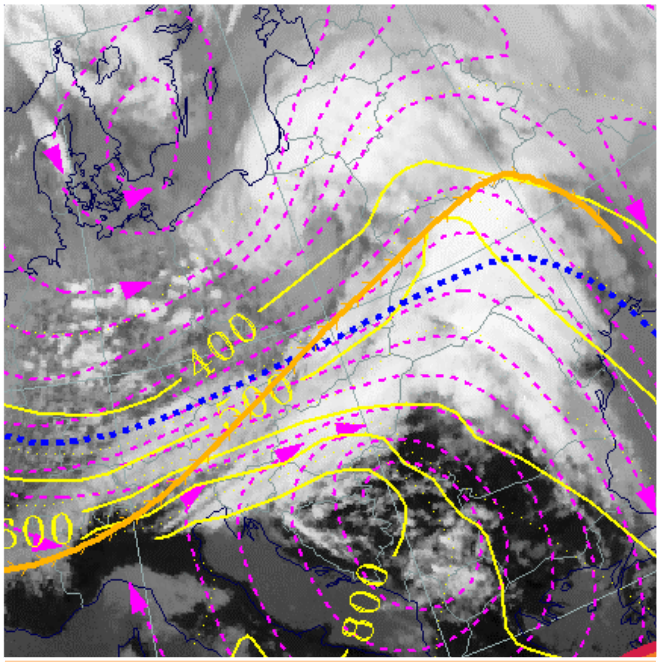
Figuur 12: locatie van de verschillende relatieve stromingen bij een occlusie van het CCB-type

Met het volgen van de relatieve stroming op equivalente temperatuurvlakken kunnen de conveyer belten zichtbaar worden gemaakt. Het laagste temperatuurvlak, figuur 13, ligt op 294 K. We zien in de omgeving van Litouwen een snel opstijgende CCB van 800 naar 500 hPa. Deze veroorzaakt de bewolking van de occlusie.



Figuur 13: locatie van de WCB, upper relative stream en dry intrusion bij een CCB-occlusie (294K isentroop) . Drukvlakkken(geel)

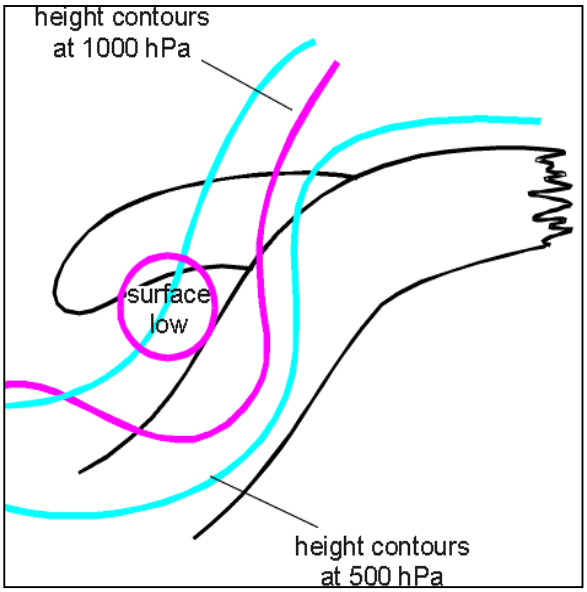
Het tweede isentropen niveau, figuur 14, waarnaar we kijken ligt hoger, op 306 K. De WCB ligt in het zuidelijk deel van de bewolkingsband. Hier noordelijk van ligt de upper relative stream. Ten noorden van de jet-as aan de anti-cyclonale zijde van de jet ligt de dry intrusion. Opgemerkt dient te worden dat de gemodelleerde jet-as (blauwe onderbroken lijn) met behulp van het WV-beeld gecorrigeerd kan worden naar een meer meriodinale ligging (oranje lijn)



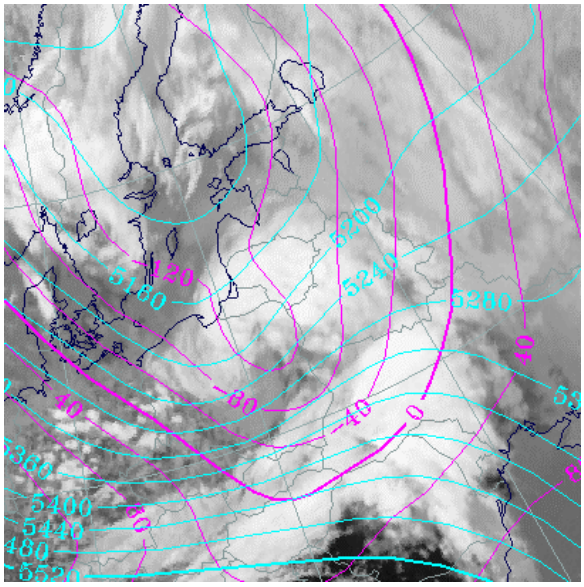
Figuur 14: locatie van de WCB, upper relative stream en dry intrusion bij een CCB-occlusie (306 K isentroop)

8.7.4 Sleutelparameters

Absolute topografie op 500 en 1000 hPa: De topografie op 1000 hPa wordt gekenmerkt door een laag in het hoogteveld. Op 500 hPa bevindt zich in hoogtetrog die gedurende de ontwikkeling van de occlusie vaak verandert in een afgesnoerde put. Zie figuur 15 en 16.

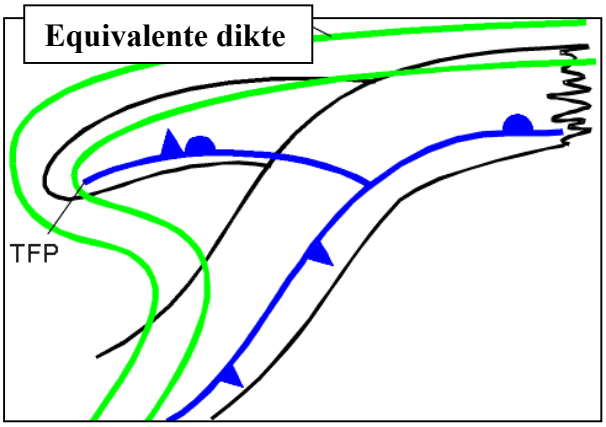


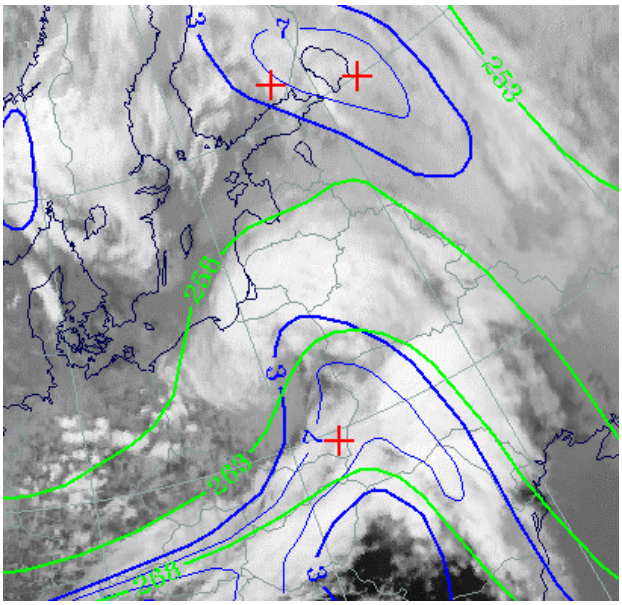
Figuur 15: schematische weergave van de absolute hoogte op 1000 en 500 hPa bij een CCB-type occlusie



Figuur 16: 28 maart 1997 12 UTC: topografie 1000 hPa (paars) en 500 hPa (groen)

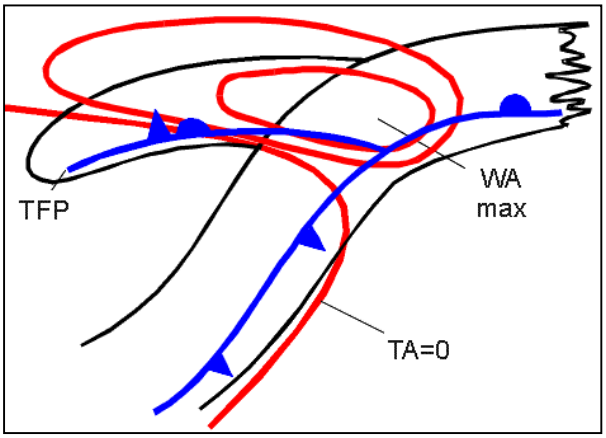
Equivalente dikte (500/850 hPa): Een prominent kenmerk is de rug in de equivalente dikte. Deze is een gevolg van opgetilde warme lucht. Bij een goed ontwikkeld laag zelfs een spiraalvorm in dikte gezien worden. Duidelijke rugstructuren komen met name voor bij goed ontwikkelde warmte- en koufront-occlusies. Zie figuur 17 en 18.
Thermische front parameter (TFP, 850/500 hPa): De TFP kan meestal dicht tegen de achterzijde gevonden worden van de wolkenspiraal maar is afhankelijk van de grootte van de temperatuurgradiënt tussen voor- en achterzijde van de occlusie. Zie figuur 17 en 18.

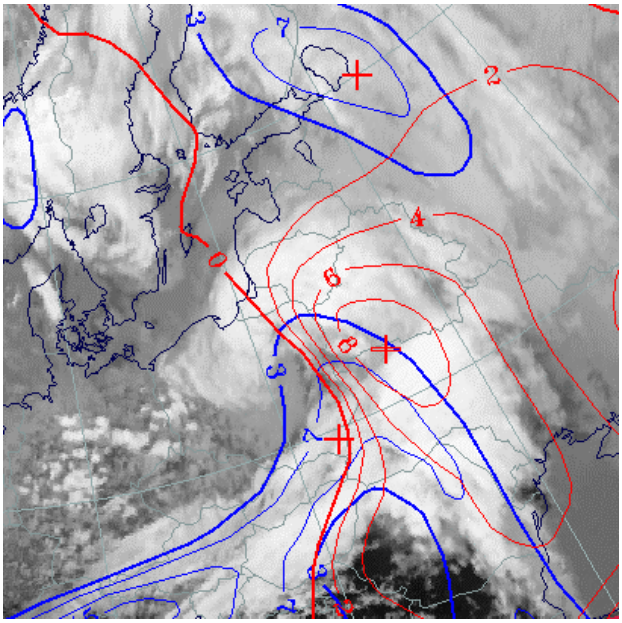




Figuur 17: schematische weergave van de locatie van de TFP en equivalente dikte bij een CCB-type occlusie
Figuur 18: 28 maart 1997 12 UTC: equivalente dikte (groen), TFP blauw)

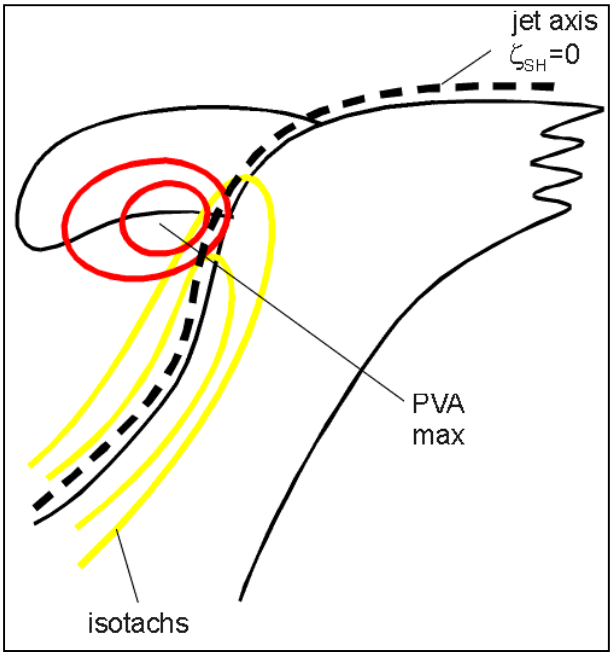
Temperatuursadvectie (1000/500 hPa): De gehele bewolking van de occlusie staat onder invloed van warmte advectie. Het maximum in WA kan worden gevonden in het centrum van de wolkenspiraal die meestal dicht bij het occlusiepunt ligt. De nullijn van de WA volgt de achterzijde van de wolkenspiraal. Zie figuur 19 en 20.



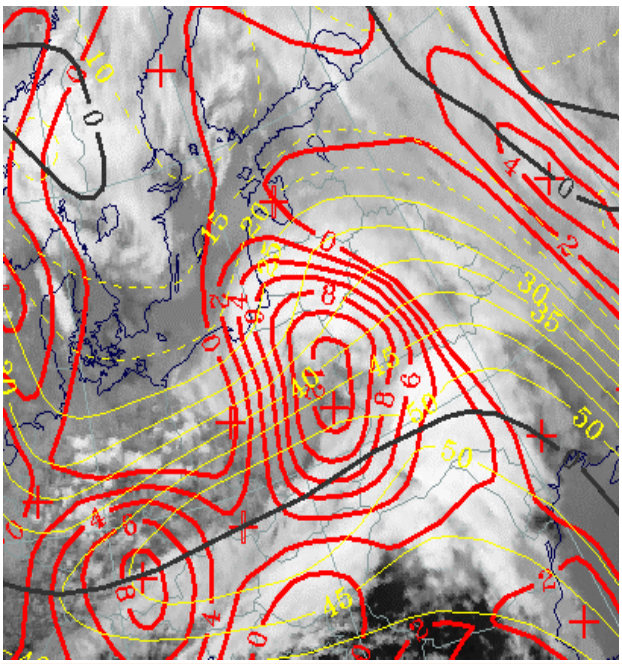


Figuur 19: schematische weergave van de locatie van de TFP en WA bij een CCB-type occlusie
Figuur 20: 28 maart 1997 12 UTC: TFP blauw), WA (rood)

Nullijn van de scheringsvorticiteit op 300 hPa: De nullijn van de scheringsvorticiteit die de locatie van de jet-as aangeeft doorkruist de wolkenspiraal op het occlusiepunt. Zie figuur 21 en 22.
Isotachen op 300 hPa: De jet-as doorkruist de frontale bewolking bij het occlusiepunt. Wanneer er een goed ontwikkelde jet-streak aanwezig is dan ligt de CCB-wolkenspiraal in het gebied van de linkeruitgang van de jet. Op deze plek kunnen celvormige koudere wolkentoppen worden waargenomen. Zie figuur 21 en 22.
Vorticiteit advectie op 500 en 300 hPa: De wolkenspiraal van de occlusie valt over het algemeen samen met PVA in de middelbare en hogere lagen van de troposfeer. Het PVA-maximum ligt vaak in de linkeruitgang van de jet. Zie figuur 21 en 22.



Figuur 21: schematische weergave van de PVA op 300 hPa, isotachen en nullijn scheringsvorticiteit bij een CCB-type occlusie



Figuur 22: 28 maart 1997 12 UTC: isotachen (geel), PVA op 300 hPa (rood) en nullijn scherings-vorticiteit (zwart)

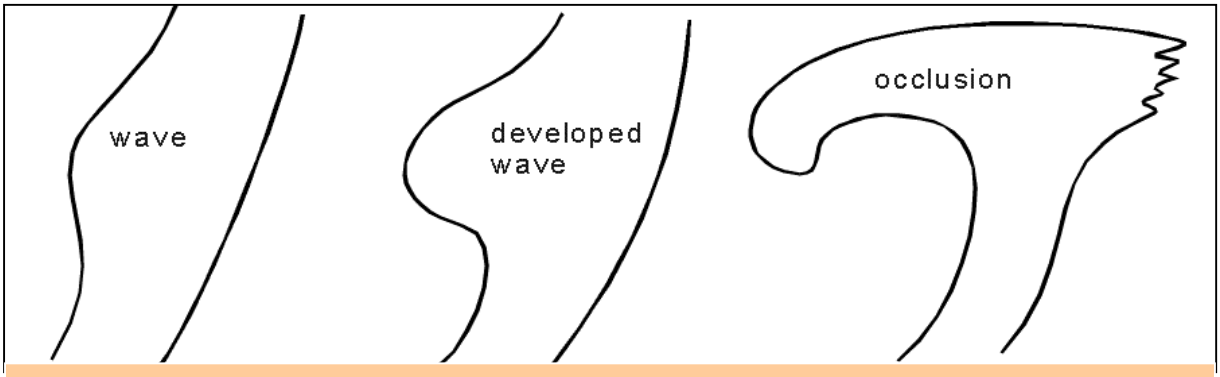
8.7.5 Weersverschijnselen

In de wolkenspiraal behorende bij een occlusie van het CCB-type komt over het algemeen lage tot middelbare bewolking voor in de omgeving van de dry intrusion dicht bij het occlusiepunt. In de gebieden met een dik pakket gelaagde bewolking, vooral in de omgeving van het oppervlaktefront komen regenbanden voor. Deze kunnen een breedte hebben van 5 tot 50 km. Gedurende het beginstadium van occluderen valt er geen neerslag uit de lage wolkentoppen die liggen in het gebied waar de dry intrusion zich bevindt. Gedurende het volwassen stadium van de occlusie ontwikkelt er zich direct noord van het occlusiepunt ook dikke gelaagde bewolking waaruit neerslag kan vallen. Het gebied onder de linker uitgang van de jet heeft gunstige condities voor het ontwikkelen van convectieve bewolking. Hieruit kunnen buien met onweer en hagel ontstaan. De onstabiliteit wordt veroorzaakt door de droge en koude lucht in de hogere lagen van de atmosfeer die aangevoerd wordt door de dry intrusion.

8.8 Occlusie (warm conveyer belt type)

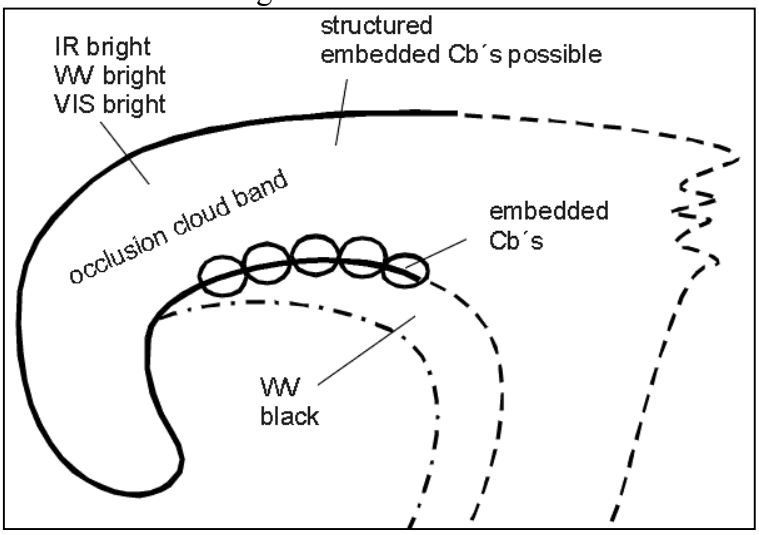
8.8.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

De occlusie ontwikkelt zich uit frontale bewolking behorende bij een golf. Warme lucht die naar het noorden beweegt zit ingeklemd in koudere lucht. Omdat het koufront sneller beweegt dan het warmtefront zal de warme lucht geleidelijk van het aardoppervlak verdreven worden. Dit proces wordt occluderen genoemd. In figuur 1 zijn drie stadia in de ontwikkeling van frontale golf tot occlusie weergegeven.



Figuur 1: drie stadia in de ontwikkeling van een frontale golf tot een volwassen occlusie

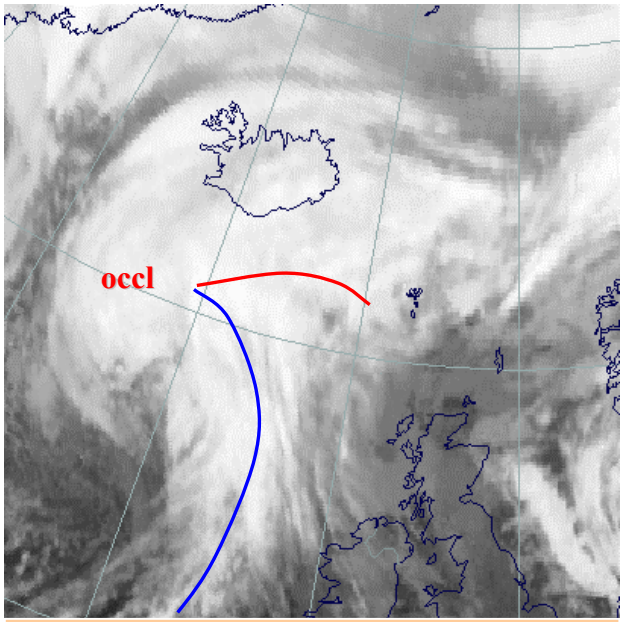
In het volwassen stadium van de occlusie is een cyclonaal gekromde wolkenband zichtbaar op de satellietkanalen. Deze is verbonden met het warmte- en koudefront van een golf. In figuur 2 worden de pixelwaarden bij een WCB-occlusie in het WV, IR en VIS-beeld kort weergegeven. Op het VIS-beeld is de wolkenspiraal wit hetgeen aangeeft dat de bewolking een hoge albedo heeft De bewolking is dik waardoor het grootste deel van de invallende zonnestraling wordt gereflecteerd. Op het IR-beeld variëren de grijstinten van grijs tot wit. De helderste toppen worden gevonden in de overgangszone tussen de frontale bewolking en de occlusie. Hier kan ook het occlusiepunt worden gevonden. In de richting van het centrum van de occlusiebewolking worden de IR-grijstinten geleidelijk donkerder. Dit heeft te maken met de hier aanwezige relatieve stroming in de middelbare en hogere delen van de atmosfeer die reeds begonnen is met dalen. In de meeste gevallen hebben de wolkentoppen van de spiraal een gestructureerd uiterlijk. Aan de achterzijde van de wolkenspiraal vinden we in het WV-beeld een sterke gradiënt van wit naar zwart. Dit wordt veroorzaakt door de zeer droge dalende lucht van de relatieve stroming behorende bij de dry intrusion.



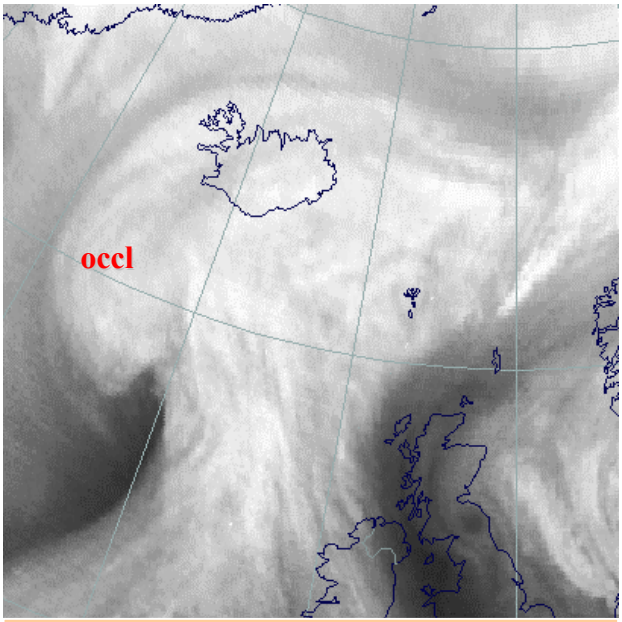
Figuur 2: pixelwaarden van een WCB-occlusie in IR, WV en VIS

De mogelijkheid bestaat dat convectieve cellen en zelfs Cb-bewolking ingebed zijn aan de achterzijde van de wolkenspiraal. Dit is een voorkeursgebied voor Cb-ontwikkeling omdat hier een potentieel instabiele opbouw van de atmosfeer aanwezig is. Deze wordt veroorzaakt doordat de dry intrusion, een droge en koude luchtstroming, die over warmere lucht dichter aan het aard-oppervlak beweegt.

8.8.2 Praktijksituatie 19 februari 1998

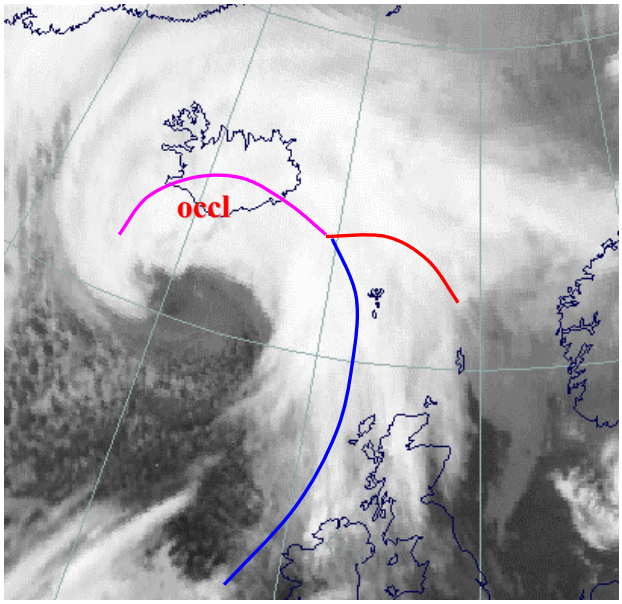


Figuur 3: IR-beeld 19 februari 1998 00:00 UTC: frontale golf in het beginstadium van occluderen

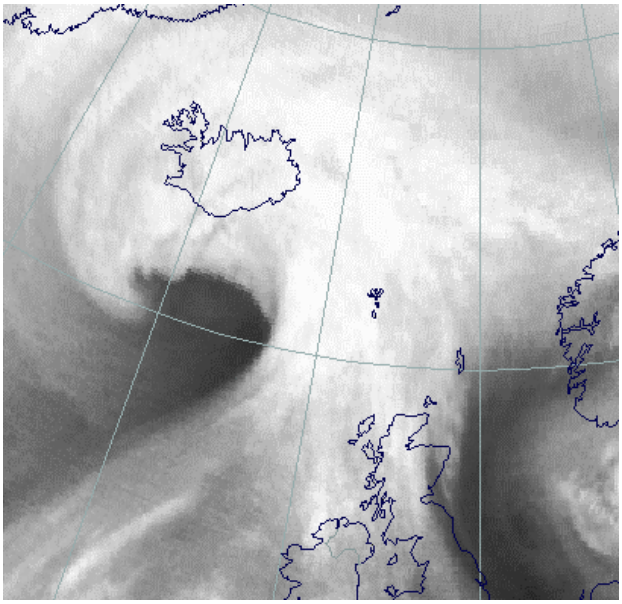


Figuur 4: WV-beeld 19 februari 1998 00:00 UTC: frontale golf in het beginstadium van occluderen

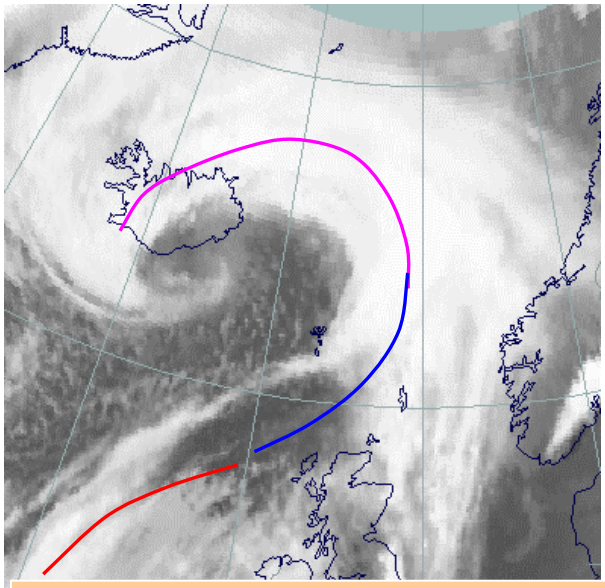
Op het IR en WV-beeld, figuur 3 en 4, van 19 februari 1998 00 UTC, zien we een goed ontwikkelde frontale golf. Deze bevindt zich ten zuiden van IJsland op ongeveer 61°N/22°W. Het occluderingsproces is nog niet zo lang bezig. De occlusie bevindt zich in het meest westelijke deel van het wolkenpakket. De toppen van de bewolking bevinden zich bij een WCB-type occlusie op ongeveer gelijke hoogte als de frontale bewolking. Dit in tegenstelling tot een occlusie van het CCB-type. Op het WV-beeld zien we duidelijk de intrusie door droge lucht aan de achterzijde van de occlusie op ongeveer 58^0N/22^0W. Hier bevindt zich, zoals blijkt uit het IR-beeld, geen hoge bewolking meer.



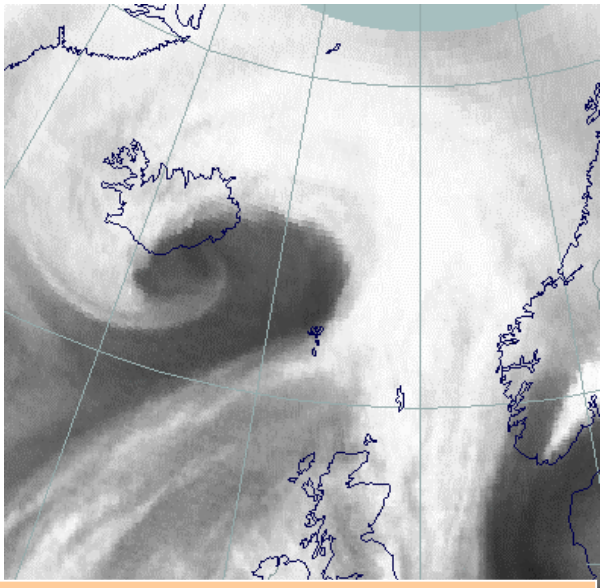
Figuur 5: IR-beeld 19 februari 1998 06:00 UTC: Gevorderde fase in occluderingsproces



Figuur 6: WV-beeld 19 februari 1998 06:00 UTC: gevorderd fase in het occluderingsproces

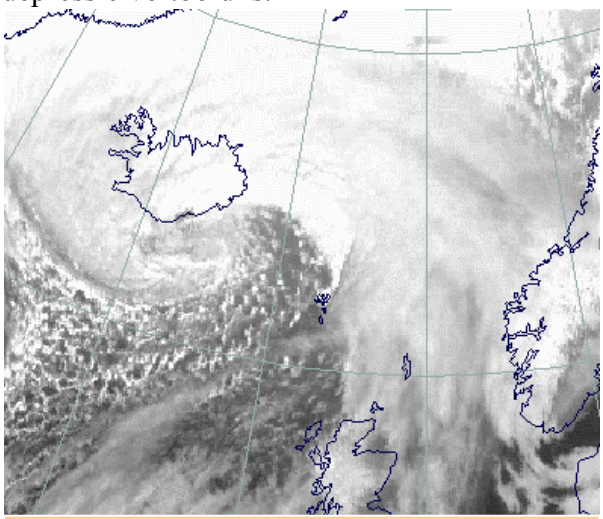


Figuur 7: IR-beeld 19 februari 1998 12:00 UTC: volwassen stadium van het occluderingsproces



Figuur 8: WV-beeld 19 februari 1998 12:00 UTC: volwassen stadium van het occluderingsproces

Op 06 UTC, figuur 5 en 6, kunnen we een intensivering zien van zowel de bewolkingsspiraal als de droge intrusie.
Op 12 UTC, figuur 7 en 8, is het occluderingsproces al een eind gevorderd. De koude lucht is tot in de kern van het systeem doorgedrongen. Dit houdt in dat het uitdiepingproces van de depressie voltooid is.



Figuur 9 (links): VIS-beeld 19 februari 1998 12:00 UTC: volwassen stadium van occluderings-proces

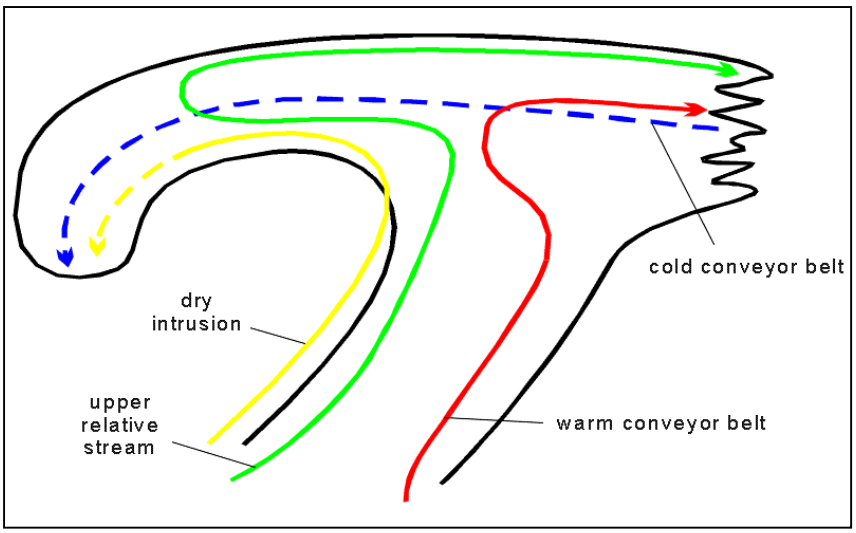
Op het VIS-beeld van 19 februari 1998 12 UTC zien we dat de dikste bewolking zich bij IJsland bevindt. In de inkrullende droge en koude lucht ten zuidoosten van IJsland ontstaat convectieve bewolking

.

8.8.3 Meteorologisch fysische achtergrond

Het blijkt dat er in de praktijk niet zo'n duidelijk onderscheid gemaakt kan worden tussen CCB en WCB-type occlusies. We zien vaak dat in de loop van het leven van een CCB-type occlusie zich meer en meer hoge bewolking gaat ontwikkelen. De occlusie bestaat dan uit een dik pakket gelaagde bewolking die niet verschilt in de satellietkanalen van de frontale bewolking. Het blijkt dat het levensstadium van een occlusie van groot belang is voor zijn uiterlijk op satellietbeelden. Een CCB-type gaat gedurende zijn leven meer kenmerken vertonen van een WCB-occlusie. Zo zien we het ontstaan van hogere bewolking in de wolken-spiraal van de occlusie.

Er zijn vier relatieve stromingen verantwoordelijk voor de ontwikkeling van bewolking de een WCB-occlusie: CCB, WCB, upper relative stream en dry intrusion. De locatie van deze vier stromingen ten opzichte van de bewolking is afgebeeld op figuur 10. Er zijn hier al een paar kenmerkende verschillen te bespeuren in vergelijking met de CCB-occlusie: de dry intrusion in de hogere lagen van de troposfeer blijkt de wolkenspiraal behorende bij de occlusie niet te door-kruisen. Daarentegen buigt deze stroming cyclonaal en ligt hierbij evenwijdig aan de binnenrand van de wol-kenspiraal. De bewol-king van de spiraal wordt nu niet alleen veroorzaakt door de CCB maar ook door de upper relative stream. De laatste loopt eerst evenwijdig aan de dry intrusion en buigt zo ook in cyclonale richting af.

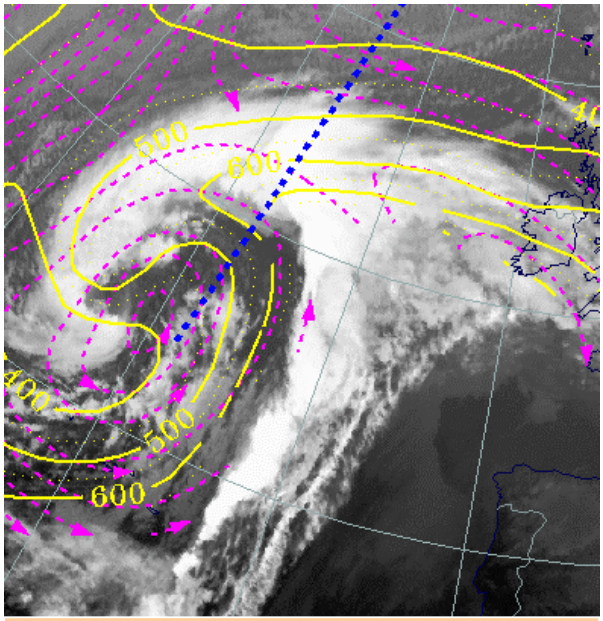


Figuur 10: locatie van de verschillende relatieve stromingen bij een occlusie van het WCB type

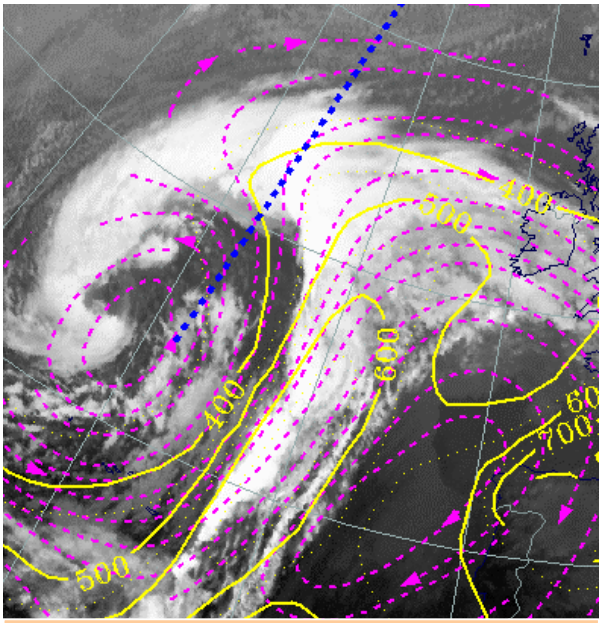
Vervolgens maakt de upper relative stream een vrij scherpe bocht en beweegt weer anti-cyclonaal terug. Het zich ontwikkelen van hoge bewolking in de wolkenspiraal blijkt samen te hangen met het ontstaan van een gesloten laag in de bovenluchtcirculatie. De vorming van een laag op 500 hPa treedt vooral op bij depressies waarbij over een groot oppervlak CA plaatsvindt. Met het volgen van de relatieve stromingen op equivalente temperatuurvlakken kunnen de conveyer belten zichtbaar gemaakt worden. Het laagst temperatuurvlak waar naar we kijken ligt op 310 K en is afgebeeld in figuur 11. Het grootste deel van de CCB ligt op een nog lager niveau dan 305 K, maar een deel van de CCB is ook nog op dit niveau terug te vinden. De CCB stijgt op van 700 naar circa 400 hPa en bevindt zich midden in de wolkenspiraal. Aan de binnenzijde van de wolkenspiraal is de dry intrusion aanwezig. We zien hier dat de hogere bewolking reeds opgelost is onder invloed van droge en dalende lucht behorende bij deze relatieve stroming.

Op figuur 12 is het relatieve stromingspatroon op het hoger gelegen niveau van 320 K weergegeven. We kunnen nu de upper relative stream volgen vanaf het koufront. Vervolgens buigt deze stroming anti-cyclonaal af, stijgt op tot boven het 400 hPa vlak, en veroorzaak hier

het hogere deel van de bewolkingsspiraal behorende bij de occlusie. De WCB is aanwezig in het oostelijk deel van de bewolking van de frontale band en buigt ook enigszins af in de wolkenspiraal. De dry intrusion ligt westelijk van het koufront in de opklaringzone



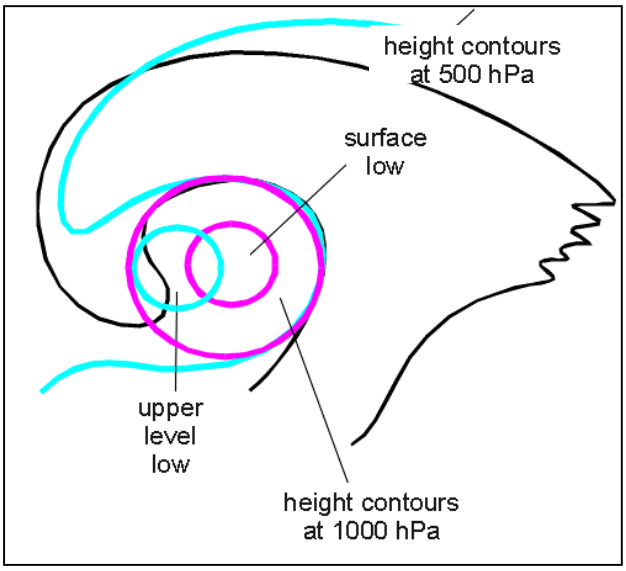
Figuur 11: 310 K isentropenvlak waarop de stijgen-de CCB in de upper relative streams(paars) zichtbaar is



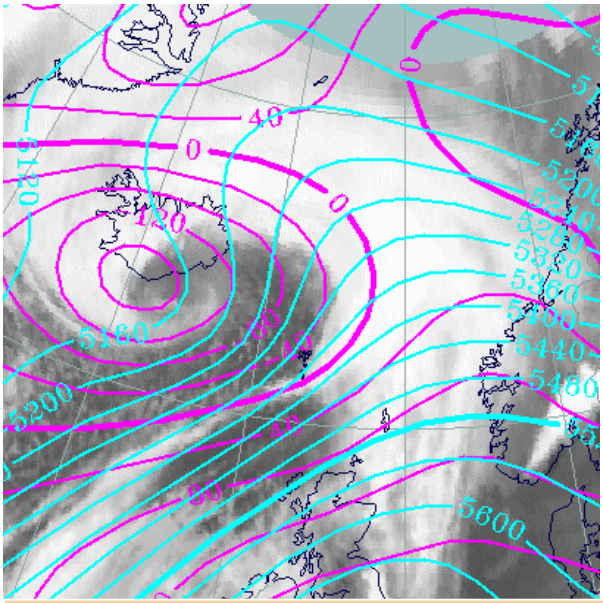
Figuur 12: 320 K isentropenvak waarop de upper relative streams(paars), WCB en dry intrusion zichtbaar zijn

8.8.4 Sleutelparameters

Absolute topografie op 1000 en 500 hPa: De hoogte van 1000 hPa wordt gekarakteriseerd door een laag in het hoogteveld waarvan het centrum zich bevindt in het midden van de wolkenspiraal. In het beginstadium van occluderen zien we een uitgesproken hoogtetrog die geleidelijk overgaat in een gesloten circulatie. Dit is karakteristiek voor een WCB-occlusie. Zie figuur 13 en 14.



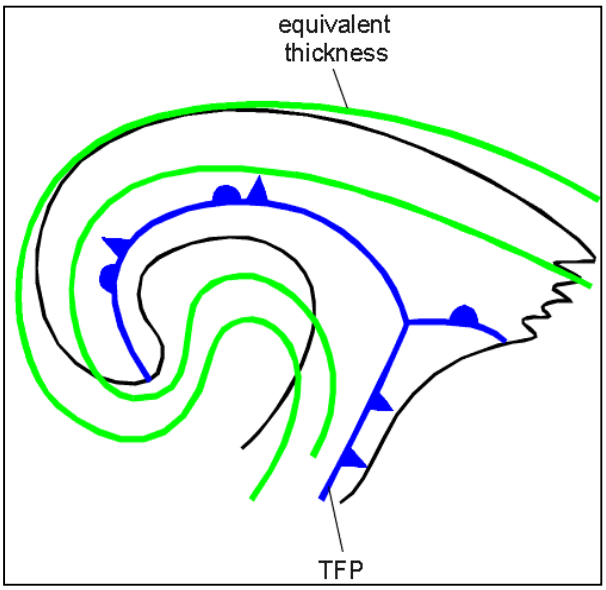
Figuur 13: weergave van de absolute topografie op 1000 en 500 hPa bij een WCB-type occlusie



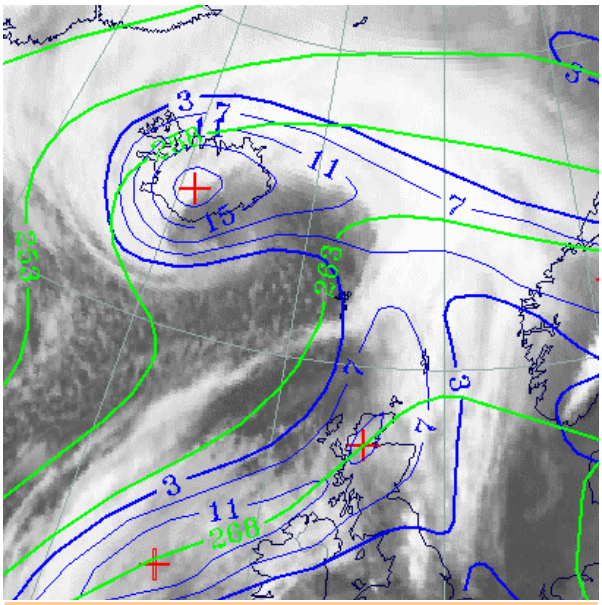
Figuur 14: 19 Februari 1998 12 UTC: topografie van 1000 hPa (violet) en 500 hPa (cyaan)

Equivalente dikte (850/500 hPa): Een karakteristiek kenmerk in de dikte is de thermische rug die het gevolg is van opstijgende warme lucht. Zie figuur 15 en 16.

Thermische front parameter (TFP, 850/500 hPa): De TFP kan meestal worden teruggevonden aan de achterzijde van de wolkenspiraal en is afhankelijk van het aanwezig zijn van een nadrukkelijke temperatuur gradiënt. Zie figuur 15 en 16.

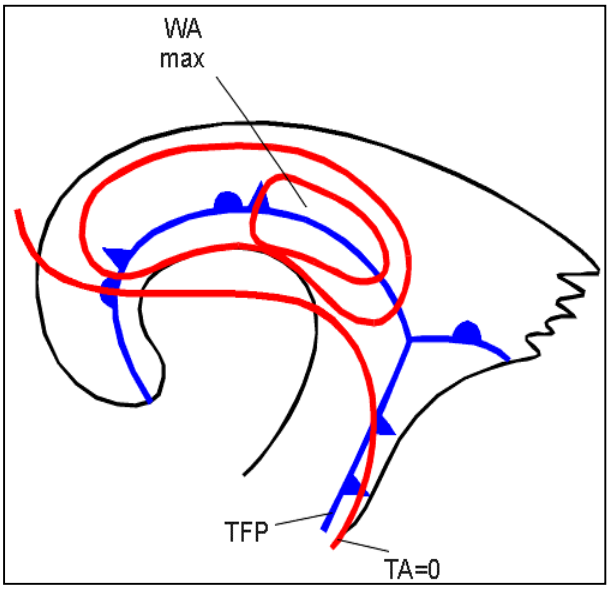


Figuur 15: weergave van de equivalente dikte en TFP bij een WCB-type occlusie

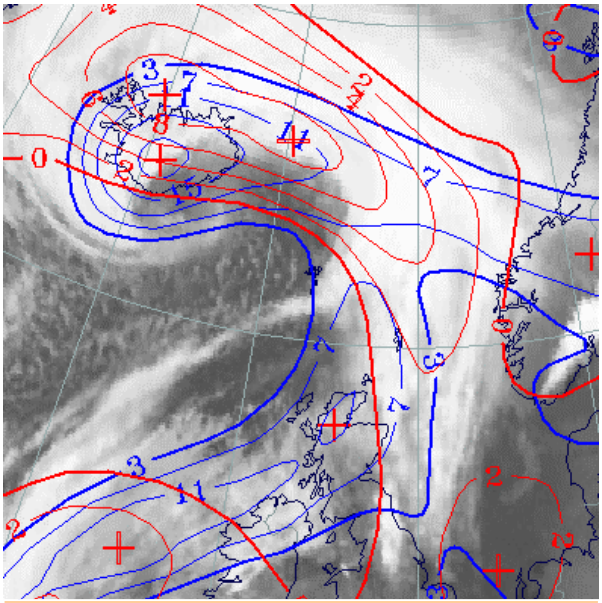


Figuur 16: 19 februari 1998 12 UTC: equivalente dikte (groen) en TFP (blauw)

Temperatuur advectie (1000/500 hPa): De gehele bewolking van de occlusie bevind zich in WA. Het maximum hiervan kan gevonden worden in de nabijheid van het occlusie-punt. Zie figuur 17 en 18

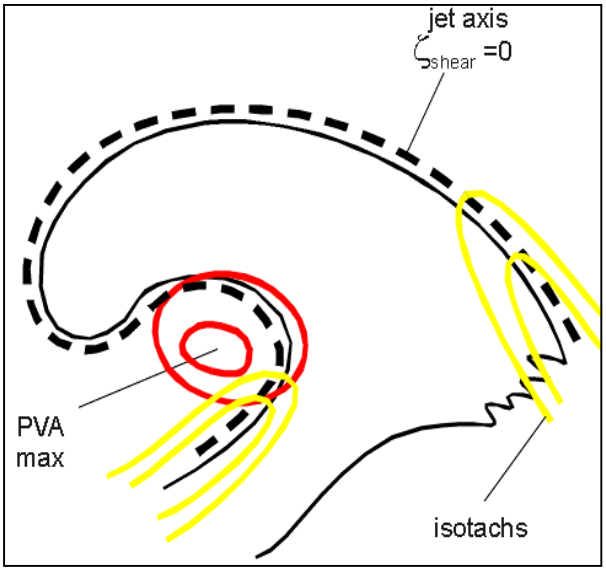


Figuur 17: schematische weergave van de tempera-tuur advectie en TFP bij een WCB-occlusie

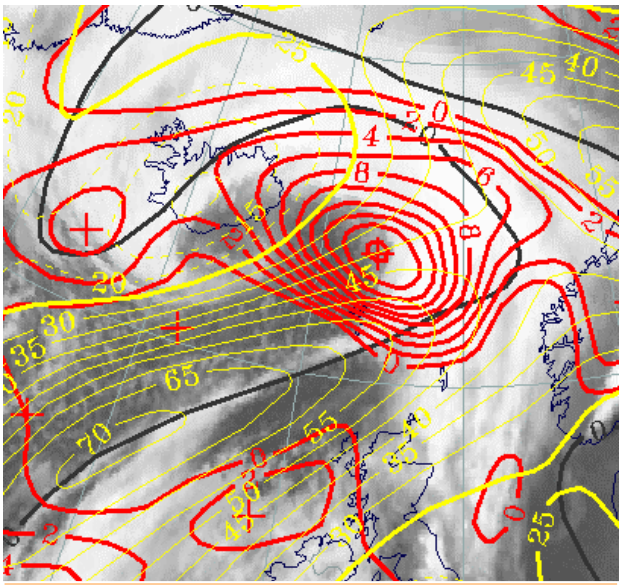


Figuur 18: 19 februari 1998 12 UTC: temperatuur advectie (rood) en TFP (blauw)

Nullijn van de scheringsvorticiteit op 300 hPa: De jet-as loopt evenwijdig met de achterzijde van de wolkenspiraal. Zie figuur 19 en 20.
Isotachen op 300 hPa: De jet doorkruist de oclussieband niet. De isotachen vertonen een minimum in het gebied van de occlusiepunt. Jet-streaks kunnen gevonden worden aan de voor- en achterzijde van resp. de warmte- en koufront bewolking. Zie figuur 19 en 20.
Vorticiteitsadvectie op 500 en 300 hPa: De wolkenspiraal van de occlusie valt in het algemeen samen met PVA in de middelbare en hogere delen van de troposfeer. Zie figuur 19 en 20.



Figuur 19: weergave van de isotachen, jet-as en het PVA-maximum bij een WCB-occlusie



Figuur 20: 19 februari 1998 12 UTC: isotachen (geel), jet-as (zwart) en PVA (rood)

8.8.5 Weersverschijnselen

Over het algemeen hangen occlusies samen met een dik pakket gelaagde bewolking. De weersverschijnselen hierin kunnen in sterke mate variëren. Binnen de frontale bewolkingsband, speciaal in de nabijheid van het oppervlaktefront kunnen regenbanden voorkomen. Deze hebben een breedte die meestal tussen de 5 en 50 km breed zijn. In tegenstelling tot de CCB-occlusie kan neerslag in de wolkenspiraal ook worden teruggevonden in de nabijheid van het occlusiepunt. Dit komt omdat de koude droge stroming van de dry intrusion de occlusie-bewolking niet doorkruist.

De achterzijde van de wolkenspiraal is een voorkeursgebied voor de ontwikkeling van convectieve cellen. Dit komt door de onstabiel opbouw van de troposfeer. Er kunnen zich buien ontwikkelen met de mogelijkheid van hagel en onweer. Op figuur 21 treedt onweer tijdens de passage van een actieve occlusie.

Figuur 21: Bij de passage van een occlusie kunnen er door instabiliteit in de bovenlucht enkele rake klappen vallen zoals hier boven Wageningen.

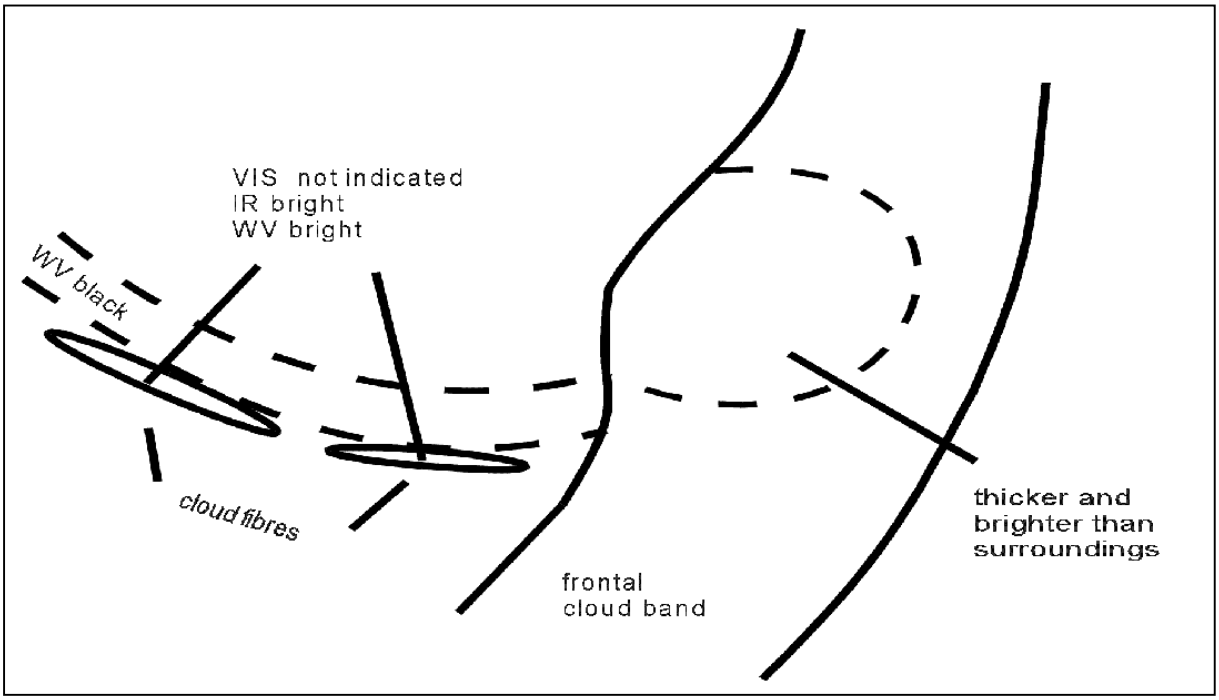
8.9 Intensivering door een jet-streak

8.9.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

In een koufront kunnen zich soms substructuren ontwikkelen. Vaak hebben deze te maken met de jet die het koufront beïnvloedt Wanneer een jet het koufront onder een grote hoek nadert kan de bewolking dikker en uitgestrekter worden. Er treden extra stijgende bewegingen op waardoor de weersverschijnselen actiever worden.

Op de satellietbeelden is een frontale bewolkingsband zichtbaar waarin zich een gebied bevindt met zowel in de verticaal als in de horizontaal toegenomen bewolking. Deze valt samen met een PVA-maximum op 300 hPa. Op de VIS-, IR- en WV-beelden komt een jet-intensivering tot uitdrukking door heldere grijstinten. Dit houdt in dat er dikke bewolking aanwezig is. De toegenomen bewolking kan bestaan uit een cellulaire structuur die Cb's indiceren. In andere gevallen ontstaat er een golfvorm als gevolg van de aanwezigheid van cyclonale vorticiteit. De wolkenstructuur van een jet-intensivering is duidelijk meer ontwikkeld dan de omliggende frontale bewolking.

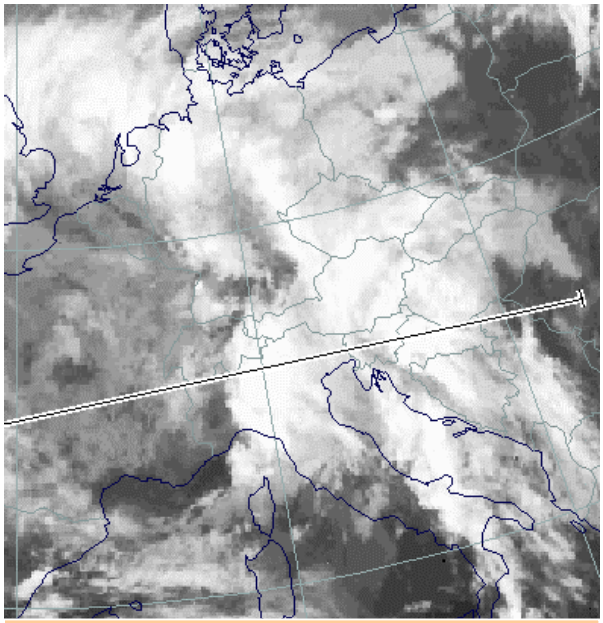
Aan de achterzijde van de bewolkingsband bevindt zich de jet-as. Deze staat bij benadering loodrecht op de bewolkingsband. De jet kan aan de hand van het WV-beeld gemakkelijk worden gelokaliseerd door de zwarte streep die droge lucht aangeeft aan de cyclonale zijde van de jet-as. Tevens kan er hoge bewolking voorkomen, de zogenoemde 'jet-fibres' die zichtbaar zijn op het IR-beeld. Figuur 1 geeft een overzicht van de structuren die zichtbaar zijn in de verschillende kanalen.



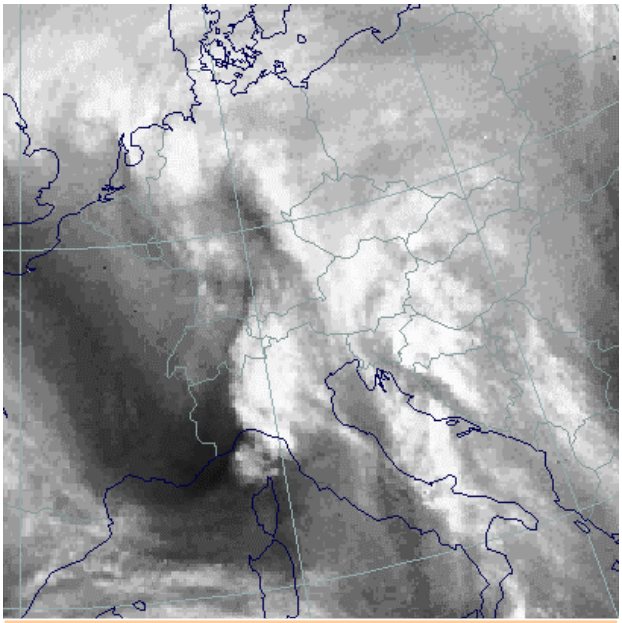
Figuur 1: schematische weergave van het uiterlijk van een front-intensivering door een jet-streak in de verschillende satellietkanalen

8.9.2 Praktijksituaties

17 mei 1995



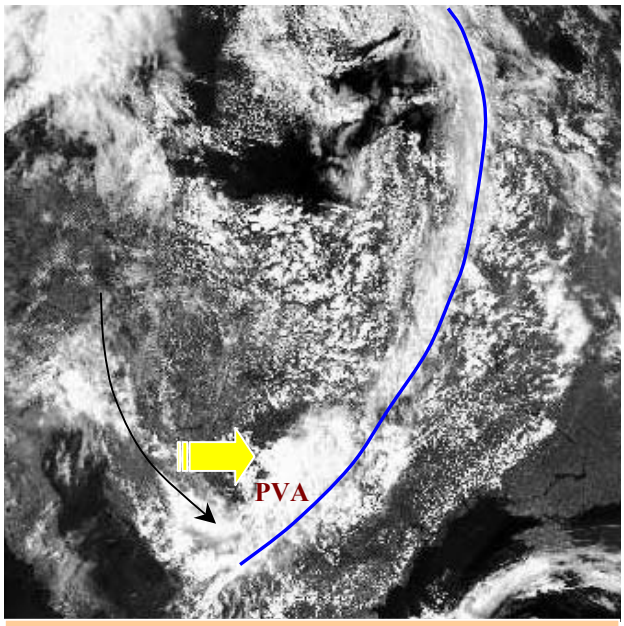
Figuur 2: IR-beeld 17 mei 1995 06:00 UTC frontintensivering



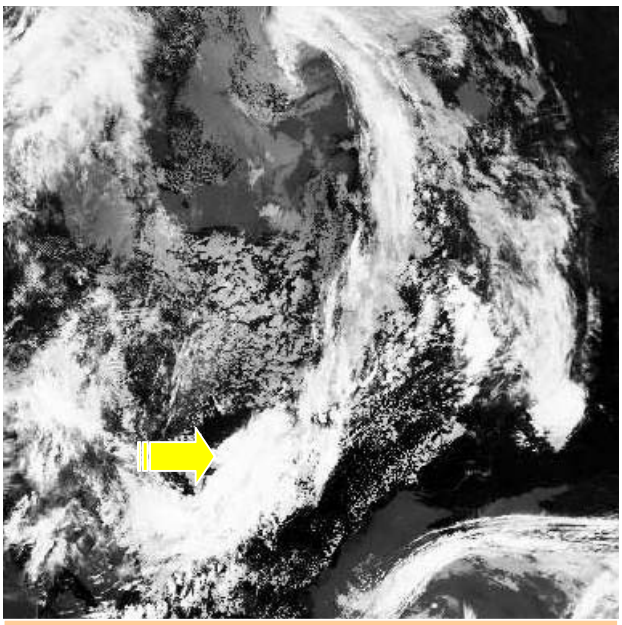
Figuur 3: WV-beeld 17 mei 1995 06:00 UTC frontintensivering

De bewolkingsband van een koufront strekt zich uit van het noorden van Duitsland naar de Alpen en Corsica. De frontintensivering bevindt zich boven de Alpen en het noorden van Italië rond 45°N/10°E. Hier zijn heldere grijstinten aanwezig op het IR en WV-beeld, figuur 2 en 3, hetgeen duidt op bewolking waarvan de toppen hoog in de troposfeer liggen. De jet ligt over Frankrijk en is van noordwest naar zuidoost georiënteerd. De cyclonale zijde van de jet-as is terug te vinden op figuur 3 als een zwarte streep over Frankrijk en Corsica.

12 mei 1986 12:36 UTC



Figuur 4: VIS-beeld 12 mei 1986 12:36 UTC: frontintensivering boven Midden-Europa

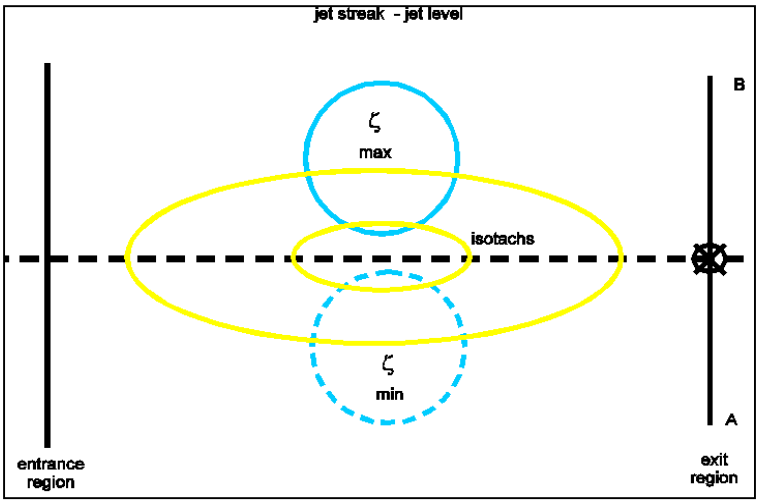


Figuur 5: IR-beeld 12 mei 1986 12:36 UTC: frontintensivering boven Midden-Europa

De tweede situatie is van 12 mei 1986. Een langgerekt koufront ligt over het oosten van Europa. Het is smal over het algemeen niet actief. In het zuidelijk deel van het front zien we in zowel de VIS en IR een verdikking in het wolkenpakket (dikke pijl). Deze wordt veroorzaakt door een jet die loodrecht op het front staat (dunne pijl in figuur 4). Hierdoor treedt er PVA op in het zuidelijk deel van het front en komen er extra stijgende bewegingen voor

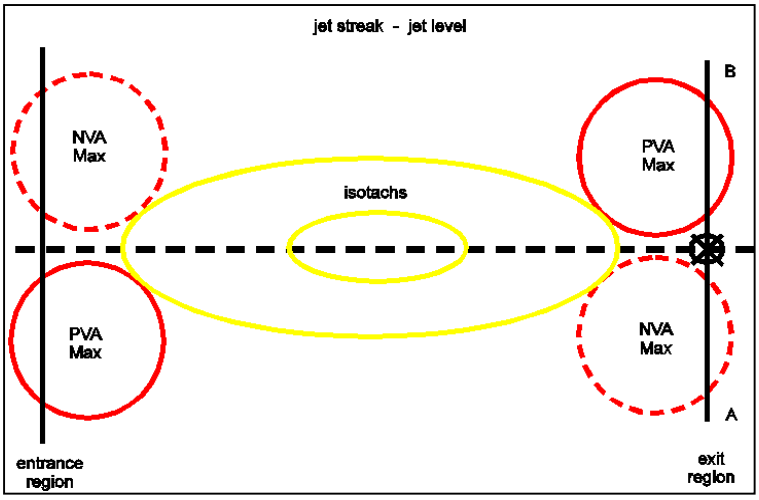
8.9.3 Meteorologisch fysische achtergrond

Als een jet-stream de frontale bewolking van een koufront onder een grote hoek doorkruist kan er vaak een toename van de bewolking worden waargenomen in de linker uitgang van de jet. Dit wordt veroorzaakt door een interactie tussen het front en de jet-streak. In de linker uitgang van de jet neemt PVA met de hoogte toe hetgeen stijgende beweging inhoudt en de ontwikkeling van bewolking bevordert.



Figuur 6: locatie van vorticiteit extremen bij een jet-streak

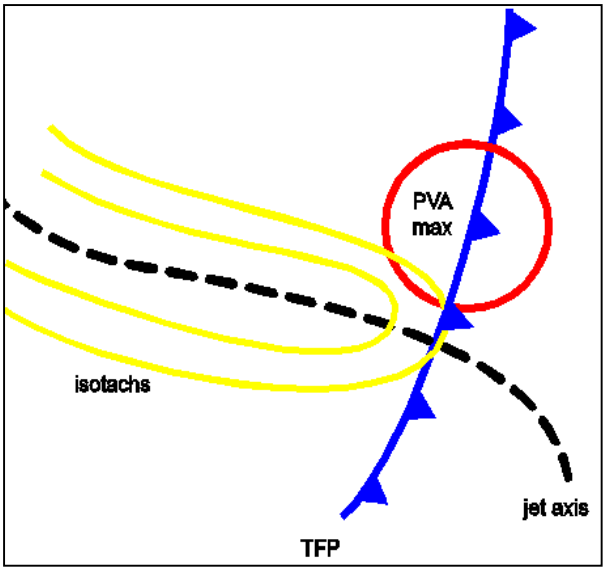
In een van west naar oost gerichte jet is de grootste horizontale windschering te vinden aan de noord- en zuidzijde van de jet. Hier verandert de sterkte van de wind loodrecht op de windrichting het snelst. Een andere benaming voor horizontale windschering is vorticiteit. Net als bij de schering bevinden de extremen in vorticiteit zich ook ten noorden en zuiden van de jet-as. Dit zijn respectievelijk een maximum en een minimum zoals in figuur 6 staat afgebeeld. De vorticiteits-gebieden worden met de stroming meegevoerd waardoor de vorticiteit op een gegeven locatie aan verandering onderhevig is. Neemt de vorticiteit toe dan spreken we van positieve vorticiteitsadvectie (PVA). Bij afnemende vorticiteit is er sprake van negatieve vorticiteits advectie (NVA). In het algemeen treedt in de bovenlucht sterkere vorticiteitsadvectie op omdat hier voornamelijk open weerstructuren aanwezig zijn zoals troggen en ruggen. Dichter bij het aardoppervlak hebben we vooral te maken met gesloten weersystemen. Hierdoor liggen lijnen van gelijke druk vrijwel evenwijdig met de vorticiteitsisolijnen en treedt slechts beperkte vorticiteits-advectie op. De verandering van vorticiteitsadvectie met de hoogte is de forcering die verticale bewegingen en ontwikkeling ver-oorzaakt. Karakteristieke PVA-maxima liggen in de linker-uitgang en rechter-ingang van de jet. Hier treden stijgende bewegingen op en kan cyclogenese plaatsvinden. NVA-extremen kunnen gevonden worden in de linker-ingang en rechter-uitgang van de jet. Zie figuur 7. Zo'n rechteruitgang kan dus ook voor oplossen van de frontale bewolking zorgen; de z.g. "frontal dissolution".



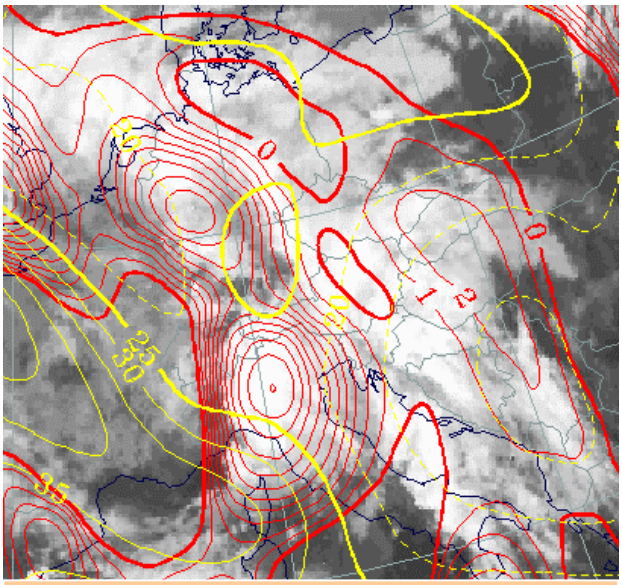
Figuur 7: locatie van vorticiteit advectie maxima bij een

8.9.4 Sleutelparameters

Positieve vorticiteits advectie (PVA): De uitgesproken bewolking van de jet-intensivering bevindt zich in een PVA-maximum op 300 hPa. Zie figuur 8 en 9.
Scheringsvorticiteit op 300 hPa: De bewolking van de jet-intensivering bevindt zich aan de cyclonale zijde van de nullijn van de scheringsvorticiteit die de jet-as aangeeft. Zie figuur 8 en 9.
Isotachen: De toegenomen bewolking kan worden gevonden bij de linker uitgang van een goed ontwikkelde jet-streak. Zie figuur 8 en 9.
Thermische frontparameter (TFP): De TFP die samenhangt met het koufront en de nullijn van de scheringsvorticiteit die de jet-as aangeeft vormen een vaak bijna loodrechte hoek. Zie figuur 8 en 9.



Figuur 8: weergave van de TFP, isotachen, PVA en jet-as bij een intensificatie door de jet



Figuur 9: IR-beeld 17 mei 1995 06 UTC: PVA (rood), isotachen geel)

8.9.5 Weersverschijnselen

De toegenomen bewolking in het gebied van de intensivering door de jet gaat gewoonlijk gepaard met toenemende neerslagintensiteiten, ingebedde Cb's en onweersbuien.

Figuur 10: Ingebedde Cb's bij jetintensivering

9 Overige structuren

9.1 Stratocumulusvelden

9.1.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Op satellietbeelden kunnen afzonderlijke velden met stratocumulus (Sc) worden gezien die sterk variëren in grootte van relatief klein (10.000-5.000 km2), tot uitgestrekte synoptische schaal structuren (van meer dan 1.000.000 km2). Wanneer we beelden bekijken van geostationaire satellieten die ver van de aarde staan hebben SC-velden een relatief homogene structuur in zowel het VIS- als IR-kanaal. Circumpolaire satellieten die veel dichterbij de aarde staan tonen ook veel substructuren in de SC-velden zoals cel-, rolvormige en geribbelde details.

Op het VIS-beeld komen SC-velden gewoonlijk wit of grijs over, afhankelijk van de dikte van de bewolking en de stand van de zon. Het celvormige patroon is karakter-istiek voor Sc-velden. Dit in tegenstelling tot mist en stratusvelden die een gladder uiterlijk hebben. Op het IR-beeld zijn de pixelwaarden van het Sc-veld grijs tot donkergrijs wat aanduidt dat we te maken hebben met relatief lage en warme wolkentoppen. Het uiterlijk van Sc-velden is door de uniforme wolkentophoogte egaler in het IR dan in het VIS-beeld. Het detecteren van Sc-velden op het IR-beeld kan soms problemen opleveren omdat het temperatuurverschil tussen de wolken-toppen en het aardoppervlak klein is. Het kan zelfs voorkomen dat de wolk warmer is dan het aardoppervlak waardoor de Sc op het IR-beeld donkerder overkomt dan de onbewolkte omgeving. Dit komt met name voor op hoge breedten gedurende het winterhalfjaar wanneer de IR-uitstraling in wolkenvrije gebieden sterk is. Sc-velden zijn in het WV-beeld onzichtbaar. De toppen reiken meestal tot 1 of 2 km en de straling van waterdamp kan vanaf dit niveau niet de satelliet bereiken maar wordt in de hogere luchtlagen weer geabsorbeerd. Het is echter wel zo dat de advectie van vochtige lucht in de hogere lagen van de troposfeer die zichtbaar is op WV-beelden de stralingsbalans kan veranderen van de Sc-bewolking waardoor deze gaat oplossen.

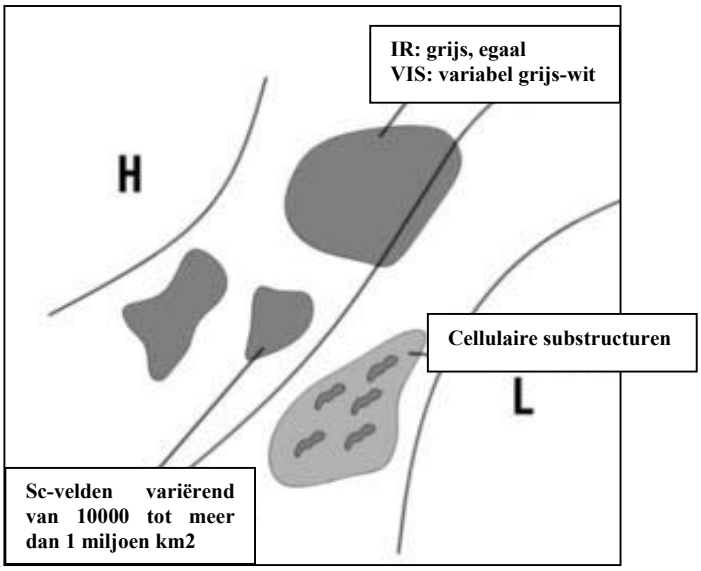


Fig 1: schematische weergave van de pixel-waarden in IR en VIS bij stratocumulusvelden

Zelfs het oplossen van een uitgestrekt SC-veld kan zeer snel gaan, in enkele uren, wanneer stralings- en turbulente mengingsprocessen gunstig zijn. Een dun Sc-dek wordt ook makkelijker opgeruimd boven land. Het komt vaak voor dat een Sc-veld 's nachts een ander uiterlijk heeft dan overdag. Het onderliggende aardoppervlak beïnvloedt het wolkendek door de dagelijkse gang van inkomende en uitgaande kort- en langgolvige straling. Overdag wordt de grenslaag onstabiel waardoor het veld een meer cumuliform karakter krijgt. Boven de oceaan heeft de bewolking een celvormig uiterlijk die wordt veroorzaakt door ruimtelijk georganiseerde convectie.

9.1.2 Praktijksituaties

12 mei 1998

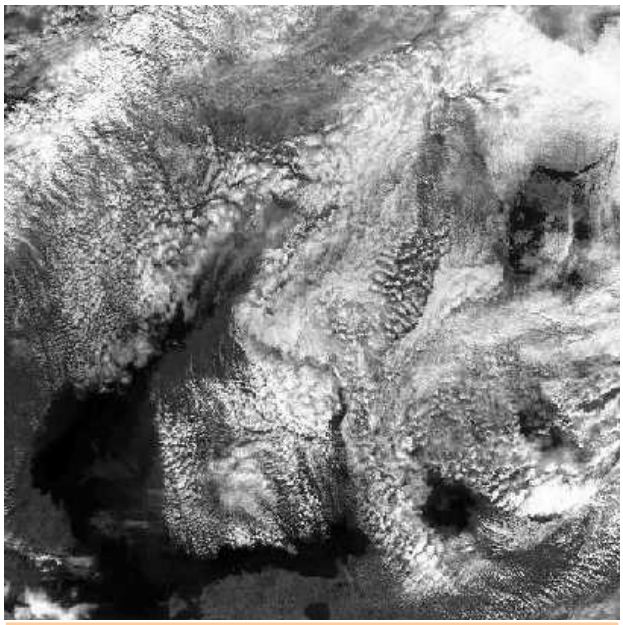


Fig 2: VIS-beeld 12 mei 1998 11:07 UTC: Strato-cumulusvelden

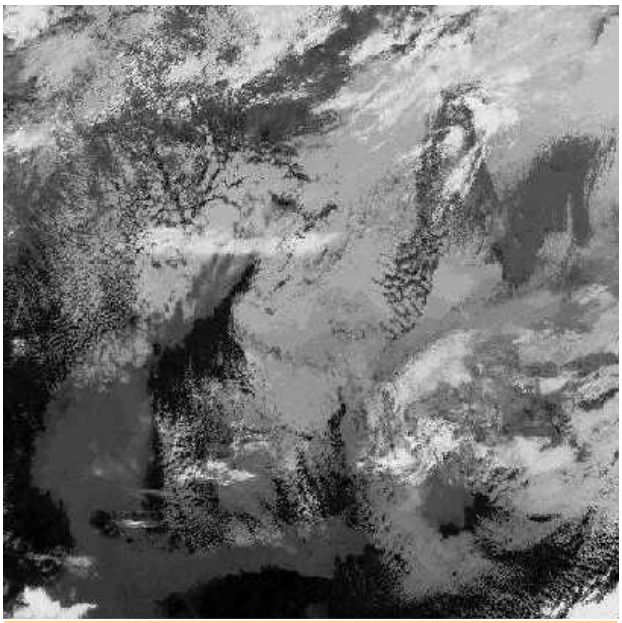


Fig 3: IR-beeld 12 mei 1998 11:07 UTC: Strato-cumulusvelden

Op het VIS- en IR-beeld van figuur 2 en 3 zijn uitgestrekte stratocumulusvelden zichtbaar boven het noorden en oosten van Finland. Op het IR-beeld is het Sc-veld grijs met weinig structuur. Dit duidt op een uniforme hoogte van de wolkentoppen. Het VIS-beeld toont veel meer structuur. De helderheid van de bewolking varieert opmerkelijk. De Sc heeft een cellulair patroon wat een typische kenmerk is van Sc-velden die zich overdag boven land bevinden. Naast de Sc-velden is er hoger in de atmosfeer ook bewolking aanwezig die op het IR-beeld helder afsteekt tegen de grauwere Sc.

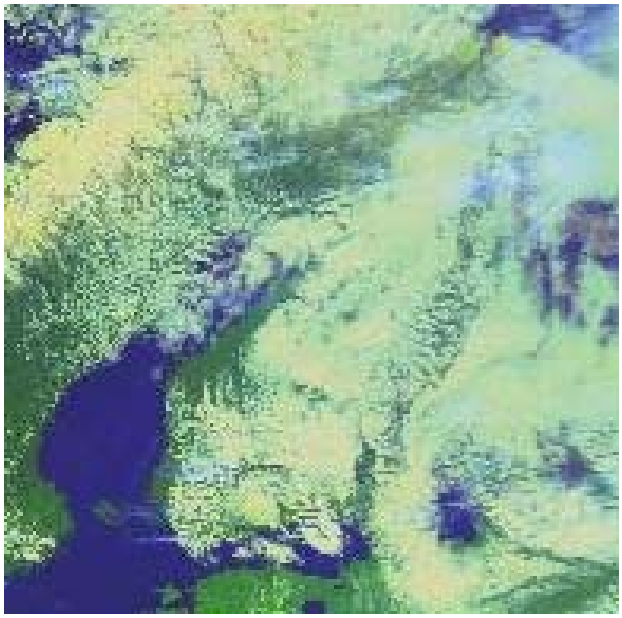


Fig 4: IR/VIS-combinatie12 mei 1998 12:56 UTC: stratocumulusvelden

Op het combinatie kanaal van de NOAA komt de Sc geel en gestructureerd over. De bewolking is goed te onderscheiden van het onbewolkte land- en zeeoppervlak. De hoge bewolking die aanwezig is boven het zuiden en noorden van Finland is wit en steekt duidelijk af tegen de geel gekleurde Sc-velden.

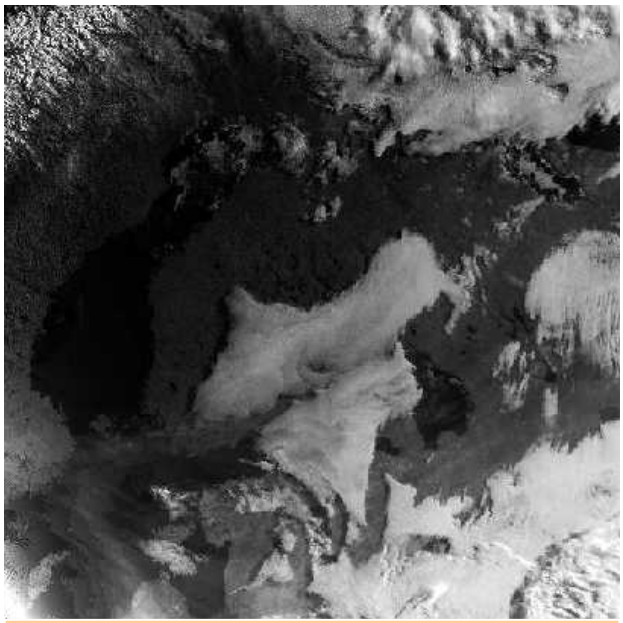


Fig 5: VIS-beeld 13 mei 1998 02:40 UTC: strato-cumulusvelden

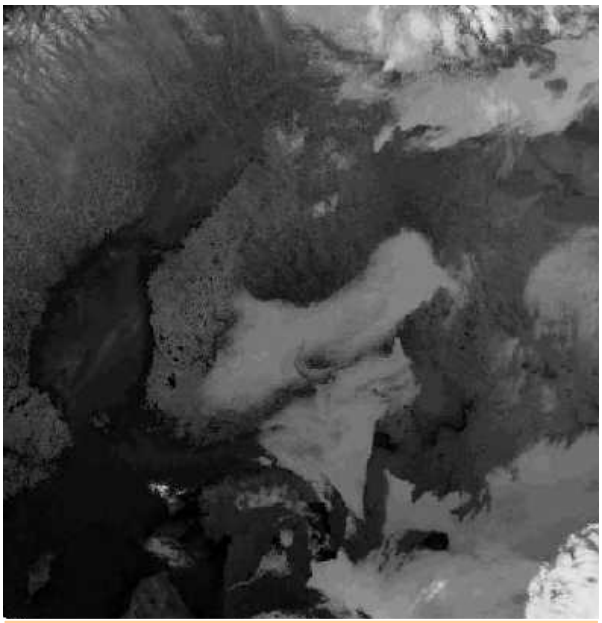


Fig 6: IR-beeld 13 mei 1998 02:40 UTC: strato-cumulusvelden

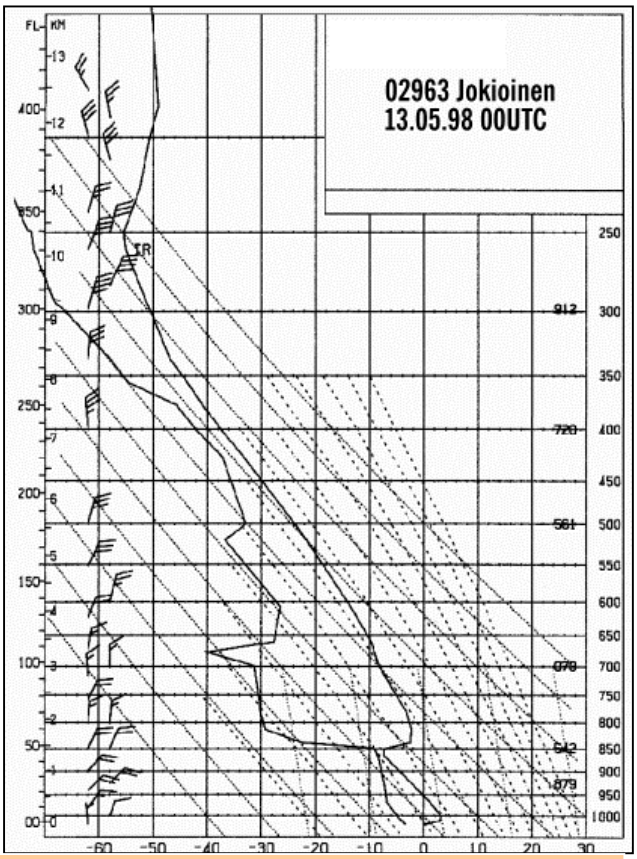


Fig 7: Temp van 13 mei 1998 00 UTC Jokioinen in het zuidwesten van Finland

Het VIS- en IR-beeld op figuur 5 en 6 zijn van de vroege ochtend op 13 mei 1998. Op deze breedtegraden gaat de zon slechts voor een paar uur onder de horizon in deze periode waardoor de VIS ook gedurende een groot gedeelte van de nacht zeer bruikbaar is. Het beetje structuur dat nog op het IR-beeld van het eerdere tijdstip zichtbaar was is op het IR-beeld is verdwenen. Op de VIS is de verandering nog veel duidelijker. Het cellulaire patroon wat gedurende de dag in het wolkendek was ontstaan door convectie is veranderd in een egaal wolkendek. De randen van het Sc-veld zijn scherp omlijnd.

In figuur 7 is de ballonoplating gegeven van Jokionen op 13 mei 1998 00 UTC. Dit station ligt in het zuidwesten van Finland aan de rand van het Sc-dek Op 850 hPa bevindt zich een inversie waarbij de temperatuur sterk toeneemt met de hoogte. Het Sc-veld is behoorlijk dun op deze locatie, rond de 200 meter dik. Boven 850 hPa vindt subsidentie plaats die het Sc-veld een paar uur na dit tijdstip volledig heeft doen oplossen.

9.1.3 Meteorologische Fysische achtergrond

De ontwikkeling van strato-cumulus hangt af van een aantal fysische processen die verschil-lende tijd- en lengteschalen hebben:

De stroming op synoptische schaal en haar advecterende eigenschappen zoals vocht en temperatuur heeft een grote invloed op de ontwikkeling van de wolkenlaag. Grootschalige divergentie in de lagere tropo-sfeer in de nabijheid van hoge druk produceert subsidentie: De lucht daalt, warmt droog-adiabatisch op en kan een sterke subsidentie-inversie vormen aan de top van de grenslaag. Wanneer de grenslaag afkoelt of vochtiger wordt neemt de kans op de ontwikkeling van Sc-velden toe. Aan de andere kant wordt de ontwikkeling van Sc gecon-troleerd door kleinschalige fac-toren die werkzaam zijn in de atmosfeer zoals turbulente menging in de wolken. Turbulentie kan zowel mechanisch, bij sterke schering als thermisch, bij opwarming van onderaf, van aard zijn. Turbulentie transporteert vocht en warmte naar boven en vormt zodoende de gemengde laag. Figuur 7 visualiseert de complexe interactie die optreedt tussen synoptische en klein-schalige factoren die het ontstaan, instandhouding en oplossen van Sc-velden bewerkstelligen. Op synoptische schaal moet er een voldoende stabiele laag zijn boven de grenslaag die vaak tot stand komt door subsidentie in de nabijheid van een hogedruk-gebied. Er kan zich echter ook een stabiele laag ontwikkelen wanneer er koude lucht in een ondiepe laag over de grond stroomt. Dit is vaak het geval op noordelijke breedten in de nabijheid van de zee waar de advectie van koude en vochtige lucht een significante temperatuurinversie produceert. Het vocht is nodig voor de

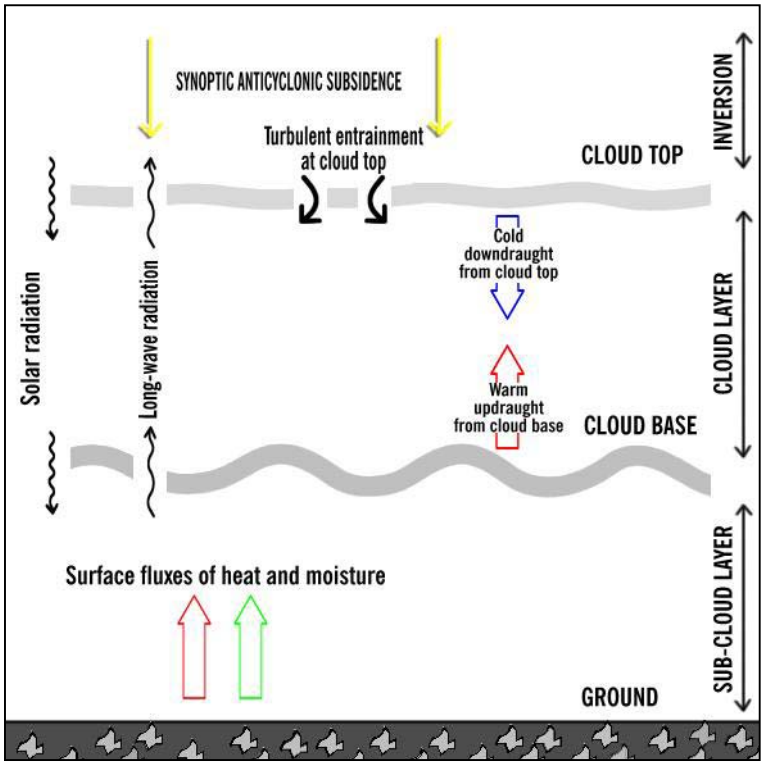


Fig 7: Fysische processen op verschillende lengte- en tijd-schalen reguleren ontwikkeling en oplossing van een Sc-veld.

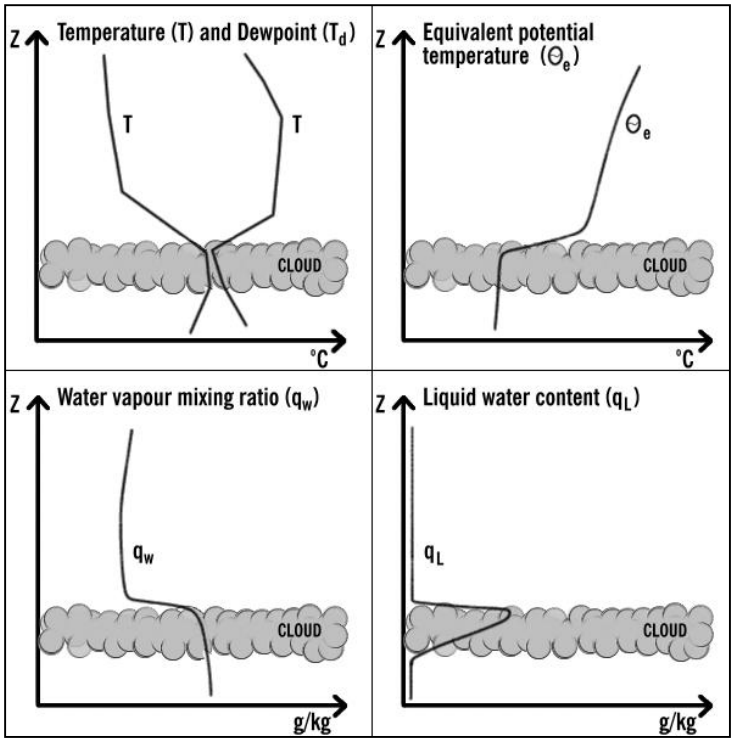
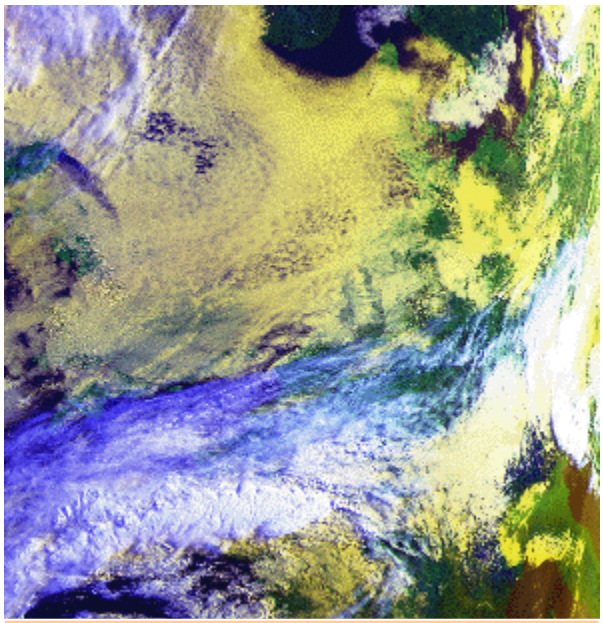


Fig 8: Karakteristieke verticale profielen van een aantal grootheden door een Sc-veld.

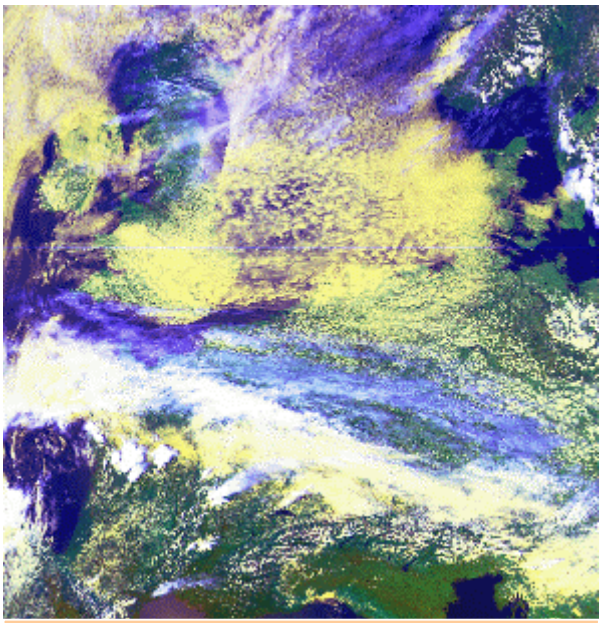
vorming van bewolking. Voor menging van de lucht is een matige tot krachtige wind nodig. Stralingsprocessen in en rondom het Sc-veld zijn ook belangrijk gedurende de levenscyclus van Sc. Kort- en langgolvige straling van het aardoppervlak genereert convectieve instabiliteit die vrijkomt als turbulente wervels. Stralingsprocessen en turbulentie zijn dus nauw verbonden.

In figuur 8 zijn verticale profielen gegeven van diverse grootheden die een karakteristiek verloop hebben in Sc-velden. Boven de wolkentoppen is er een significante temperatuursinversie en dauwpuntsdepressie die meestal uitgesprokener worden in de loop van de tijd. Dit is een gevolg van subsidentie. De mengverhouding is in de grenslaag constant met de hoogte. Dit geeft aan dat de Sc-velden ingebed zijn in een goed gemengde laag. Boven de grenslaag is er een sterke afname van de mengverhouding. De hoeveelheid vloeibaar water in het Sc-veld neemt toe met de hoogte tot een maximum in de top van de wolkenlaag.

Sc-velden zijn een alledaags wolkentype op de gematigde breedten. Ze komen meestal voor boven relatief koele wateroppervlakken maar ook boven landoppervlakken gedurende de winter. Klimatologisch zijn voorkeursgebieden voor Sc-velden de Noordzee maar met name ook de Amerikaanse westkust waar een koele oceaanstroom aanwezig is. In het laatstgenoemde gebied hebben de Sc-velden een min of meer permanent karakter. Sc-velden in samenhangen met een tussenhoog omgeven door frontale systemen hebben een tijdelijk karakter. Sc-ontwikkeling treedt soms ook op na de passage van een koufront. Sc kan zich ook gedurende zomeravonden ontwikkelen door uitspreiding van cumuli maar deze blijven niet lang bestaan.



Figuur 9: combinatiebeeld (ch 1,2,4): 2 juli 1997 06:29 UTC: Sc-veld boven de Noordzee



Figuur 10: combinatiebeeld (ch 1,2,4): 2 juli 1997 13:26 UTC: Sc-veld boven de Noordzee

Figuur 9 en 10 geeft een voorbeeld van een uitgestrekt Sc-veld over de Noordzee in het begin van de zomer. Boven de Sc is er naast enige hoge bewolking over het noordwestelijke deel van het Sc-veld geen andere bewolking aanwezig. Boven de Britse eilanden bevindt zich een hogedrukgebied. Het benodigde vocht voor de Sc-vorming levert de Noordzee. Deze wordt in een matige noordwestelijke stroming gemengd waardoor een uniforme opbouw van de mengverhouding tot stand komt in de grenslaag.

Wanneer de omstandigheden gunstig zijn hebben Sc-velden de neiging om horizontaal uit te spreiden en een grote omvang te krijgen. Dit kan soms ook worden waargenomen op

satellietbeelden. De grote verschillen in stralings- en turbulentie-eigenschappen tussen bewolkte en onbewolkte gebieden hebben een grote invloed op het horizontaal uitspreiden van de Sc. In het zomerseizoen verwarmt de zon de grenslaag in de wolkenvrije gebieden wat kan leiden tot mooi weer cumuli. De instraling kan het uitspreiden van Sc een halt toe roepen. Later op de dag gaan de randen van het Sc-veld steeds meer eroderen doordat de zon de grenslaag rond de Sc verder opwarmt en uitdroogt.
De meest permanente en uitgebreide Sc-velden vormen zich, zoals eerder genoemd vaak in samenhang met koele en vochtige luchtmassa's in de nabijheid van een hogedrukgebied. Hierdoor is de snelheid van een Sc-veld vaak laag. Wanneer sterke stijgende bewegingen in samenhang met frontale systemen afwezig zijn dan wordt de ontwikkeling van het Sc-veld gedreven door langzamere processen zoals subsidentie, menging en stralingsprocessen. Hierdoor kan de vorm van het Sc-veld gedurende langere tijd intact blijven.

9.1.4 Sleutelparameters

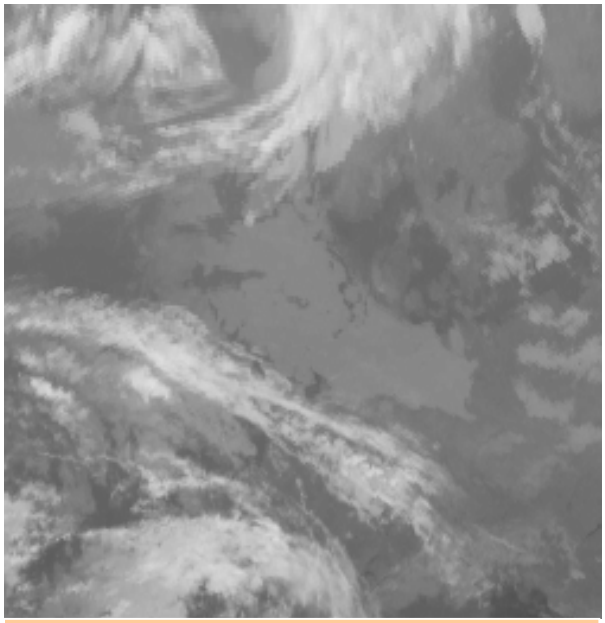


Fig 11 : IR-beeld 23 augustus 1999 00:00 UTC: Stratocumulusvelden boven de Noordzee

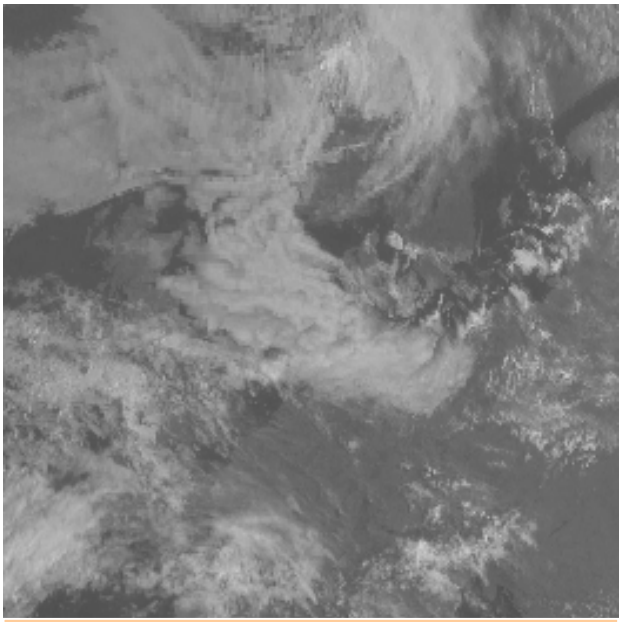


Fig 12: VIS-beeld 23 augustus 1999 08:30 UTC: Stratocumulusvelden boven de Noordzee

Voor de bespreking van Sc-velden op satellietbeelden in combinatie met modelvelden gebruiken we de situatie van 23 augustus 1999 zoals die weergegeven is op de IR en VIS op figuur 11 en 12. Boven de Noordzee ligt een Sc-veld dat ook het noordelijk deel van het land bedekt. Op het IR-beeld van 00 UTC is weinig structuur in de bewolking te zien. Het VIS-beeld is van ruim 8 uur later. Op de Noordzee wordt het veld gekarakteriseerd door schollen. Het veld is zeer hardnekkig en lost ook boven land maar moeizaam op ondanks de nog sterke instraling van de zon in dit jaargetijde.

Divergentie: Voor detectie van grootschalige dalingen in de lagere troposfeer kan divergentie in deze laag een handig hulpmiddel zijn. Divergentie kan uit stromingspatronen worden afgeleid maar hierbij is wel kennis nodig welke stromingstypen tot divergentie leiden.

Temps: Bij een typische Sc-temp zoals op figuur 11 zien we een vochtige grenslaag die bovenin verzadigd is. Dit duidt op de aanwezigheid van bewolking. Direct hierboven bevindt zich een sterke subsidentie-inversie, meestal rond 850 hPa, waar dalende bewegingen aanwezig zijn die opwarming en uitdroging veroorzaken. De grenslaag en vrije troposfeer zijn fysisch praktisch van elkaar ontkoppeld waardoor de fluxen van impuls, warmte en vocht klein zijn. Dit is de reden waarom er zo'n grote overgang is in temperatuur, dauwpunt en soms ook in windsnelheid en richting. Sterke schering aan de top van de bewolking kan

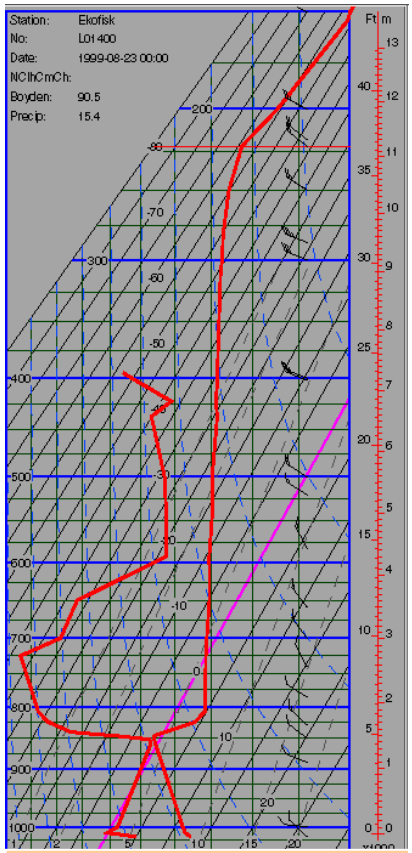


Fig 11: temp van Ekofisk op het midden van de Noordzee

mooie golfvormen in het wolkendek produceren.

Temperatuuradvectie (850/925 hPa): Er treedt vaak ondiepe CA op in de grenslaag. Deze kan zichtbaar gemaakt worden met TA-patronen op 925 hPa en indien de grenslaag voldoende diep is ook met 850 hPa kaarten. Opgemerkt dient te worden dat rond de inversie soms bedrieglijke patronen van TA op kunnen treden wanneer er gebruikt gemaakt wordt van isobare kaarten. De lucht volgt namelijk niet een isobaar patroon maar een isentroop waardoor wanneer isentropen en isobaren elkaar snijden opeens sterke WA kan optreden door advectie van warme, droge lucht van boven de inversie.
Relatieve vochtigheid op lage en middelbare niveaus (925/850/700 hPa): Er is vocht nodig in de grenslaag om de SC-velden in stand te houden of te doen ontwikkelen. Hiervoor kan het niveau van 925 (850) hPa gebruikt worden. Op middelbare niveaus is de lucht droog door subsidentie en kan het 700 (850) hPa niveau gebruikt worden.

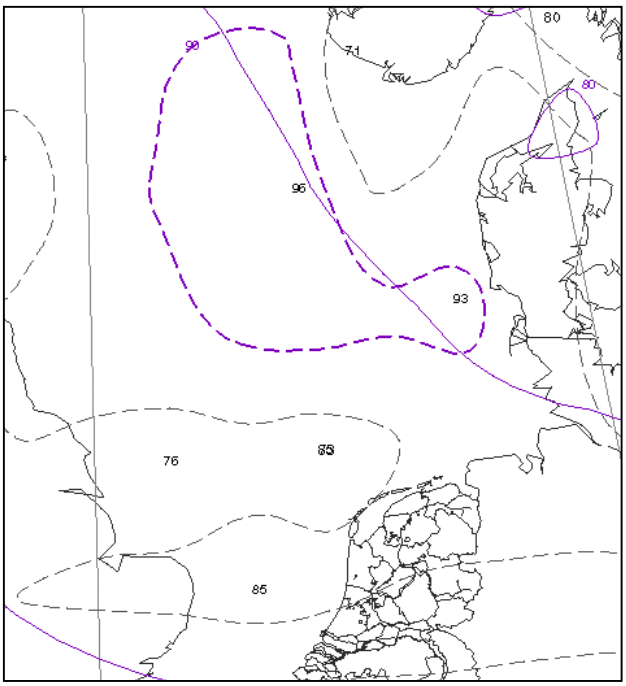


Fig 12: 23 augustus 00 UTC: relatieve vochtigheid op 925 hPa hoogte

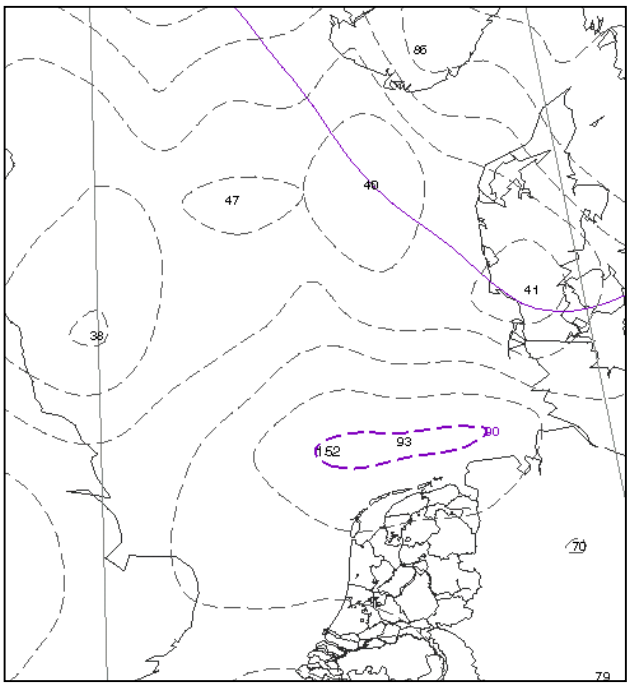


Fig 13: 23 augustus 00 UTC: relatieve vochtigheid op 850 hPa hoogte

Zeewatertemperatuur: De lucht in de grenslaag bevindt zich boven relatief koel zeewater waardoor de lucht zowel vocht opneemt als warmte afstaat aan het zeewater. Dit is een voorwaarde voor het ontstaan en instandhouden van Sc-velden.
Trajectoriëen (850/925 hPa): De brongebieden van luchtpakketjes die op een bepaald tijdstip op een gegeven plaats aanwezig zijn kunnen zichtbaar worden gemaakt met trajectoriëen. Geschikte niveaus hiervoor zijn 850 en 925 hPa. In figuur 14 op de volgende bladzijde zijn de brongebieden en aankomstgebieden weergegeven voor luchtpakketjes op verschillende niveaus. Speciaal van belang zijn de grijze (975 hPa) en rode (850 hPa) trajectoriëen die zich in de grenslaag bevinden waarin de Sc-velden zijn ontstaan. De luchtpakketjes die vanaf 22 augustus 1999 12 UTC tot 23 augustus 00 UTC zijn gevolgd op deze hoogtes zijn afkomstig van de Noordzee. Dit is dus een aanwijzing dat de vocht en Sc-velden naar het zuidoosten worden getransporteerd.

9.1.5 Weersverschijnselen

Stratocumulusvelden produceren over het algemeen weinig of geen neerslag. Met name als het Sc-veld verticaal een kleine uitgestrektheid heeft (minder dan 500 meter) zijn de microschaal processen van neerslagvorming niet effectief genoeg om regen te produceren. Wanneer de bewolking wel dik genoeg is dan kunnen de wolkdruppeltjes tot (mot)regen uitgroeien. Afhankelijk van de verticale temperatuur-opbouw in en onder de Sc kan de neerslag lichte regen of sneeuw zijn. Er kunnen zich zelfs lichte ondiepe buitjes ontwikkelen door convectie wanneer de temperatuur van de wolkentop onder de nul graden komt. De hoeveelheid neerslag is meestal klein. Bij directe aanvoer van zee kunnen zoutkristallen het neerslagproces positief beïnvloeden

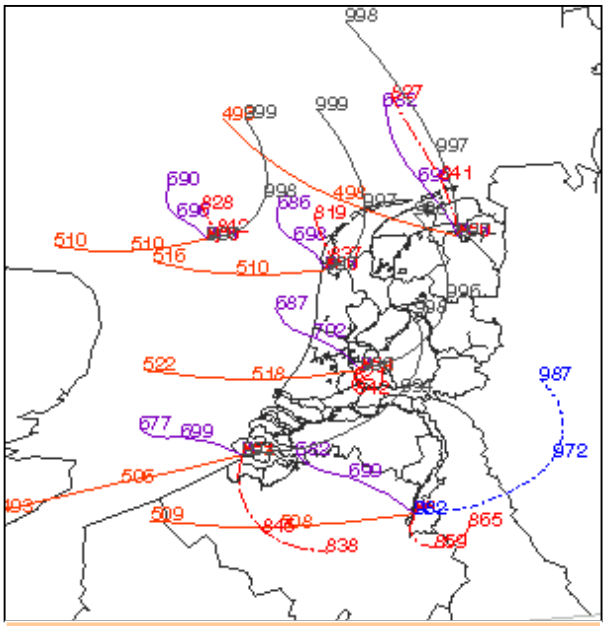


Fig 14: 22 augustus 1999 12 UTC: +12 forecast van luchtpakketjes op verschillende Nederlandse stations. Rood: 500hPa, Paars 850hPa, Blauw: Grondniveau

Advectie van Sc over een gebied waar door sterke nachtelijke uitstraling mist is ontstaan doet de mist verdwijnen door verandering van de stralingsbalans of voorkomt de vorming van mist. Zowel de maximum- als minimumtemperatuur zijn sterk afhankelijk van de aanwezigheid van Sc. De grote hoeveelheid van onderkoeld water die voor kan komen in Sc-velden kan een groot probleem opleveren voor de luchtvaart door de ijsvorming op met name de vleugels. Aan de top van de Sc-bewolking kunnen grote scheringen optreden waarin sterke turbulentie gegeneerd wordt die gevaar op kan leveren voor de luchtvaart. In figuur 15 is een Sc-veld gegeven die prachtig belicht wordt door de ondergaande zon

Fig 15: stratocumulusveld belicht door de ondergaande zon

9.2 Upper Level Low (ULL)

9.2.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Het komt regelmatig voor dat wanneer achter een actief koufront een flinke portie koude lucht wordt meegevoerd deze aanleiding geeft tot de ontwikkeling van een laag in de bovenlucht. Over een grote diepte van de atmosfeer is de lucht koud waardoor de druk sneller daalt met toenemende hoogte dan in de omgeving. Upper level lows bevinden zich gewoonlijk ten zuiden van de polaire jet-stream en kunnen vele dagen achtereen het weer in een groot gebied beïnvloeden.

Upper Level Lows zijn verschijnselen die een lange tijd blijven bestaan en een typische levenscyclus hebben. De structuur van een ULL zoals die tot uitdrukking komt in IR, VIS en WV-beelden is een indicatie voor het levensstadium waarin de ULL zich bevindt. We kunnen drie stadia onderscheiden in het leven van een ULL:

Hoogtetrog stadium: Op dit tijdstip bevindt zich stroomopwaarts van de frontale bewolkingsband nog steeds een bovenlucht trog. Er kan een goed ontwikkelde frontale bewolkingsband worden waargenomen aan de voorzijde van de hoogtetrog. Deze is wit in het VIS- en IR-beeld hetgeen duidt op dikke gelaagde bewolking. Aan de achterzijde van de hoogtetrog komt, figuur 1, vaak veerachtige bewolking voor die gewoonlijk verbonden is met een stroomopwaarts gelegen warmtefront. In tegenstelling tot de frontale bewolkingsband kunnen deze zich op grote hoogte bevindende cirrus en cirrostratus alleen worden waargenomen op IR- en WV-beelden omdat de bewolking zeer dun en transparant is. Op het WV-beeld kunnen twee vochtige zones, figuur 2, worden gevonden aan de voor- en achterzijde van de hoogtetrog. Het centrum van de trog wordt gekarakteriseerd door droge lucht die in het WV-beeld zichtbaar is als een zwart gebied. Hier kan ook bewolking in de koude lucht aanwezig zijn die echter niet zichtbaar is op het WV-beeld.

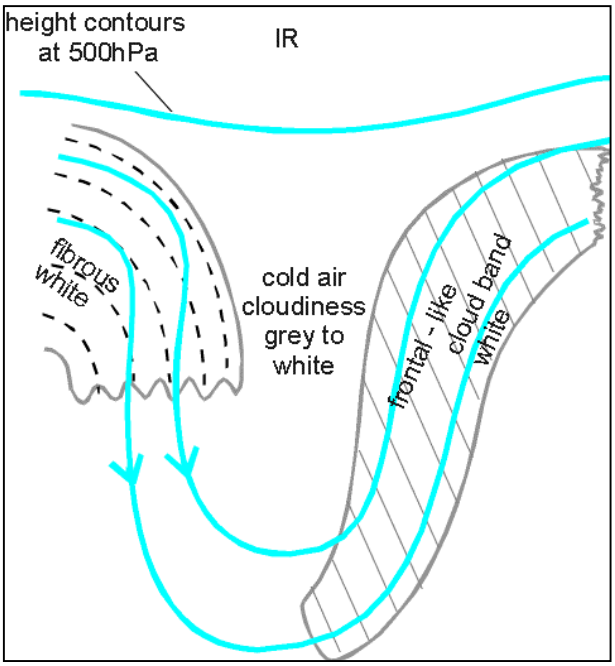


Fig 1: weergave van pixelwaarden in het IR-beeld bij een uppper level low

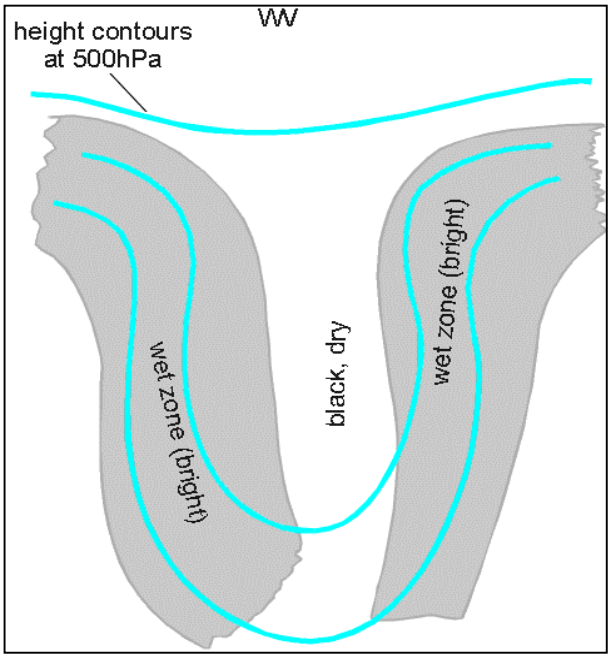


Fig 2: weergave van de pixelwaarden in het WV-beeld bij een upper level low

Afsnoeringsstadium: In deze fase wordt de hoogtetrog nadrukkelijker en snoert zich uiteindelijk af van het frontale systeem. Hierbij breekt ook een deel van de frontale bewolkingsband af in het noordoostelijke deel van de trog, figuur 3, en gaat een cyclonale kromming vertonen. In sommige gevallen ontwikkelt zich ook een cyclonaal gekromde bewolkingsband aan de achterwaartse zijde van de hoogtetrog. Deze bewolking wordt voornamelijk veroorzaakt door convergentie in de hogere en middelbare lagen van de troposfeer, is grijs tot wit in het IR-beeld en donkergrijs in het WV-beeld. Op het WV-beeld, figuur 4, is een uitgesproken cyclonaal gekromde band te zien. Naast de koude lucht verschijnselen is het centrum van de trog donkergrijs tot zwart wat duidt op droge en soms zelfs stratosferische lucht.

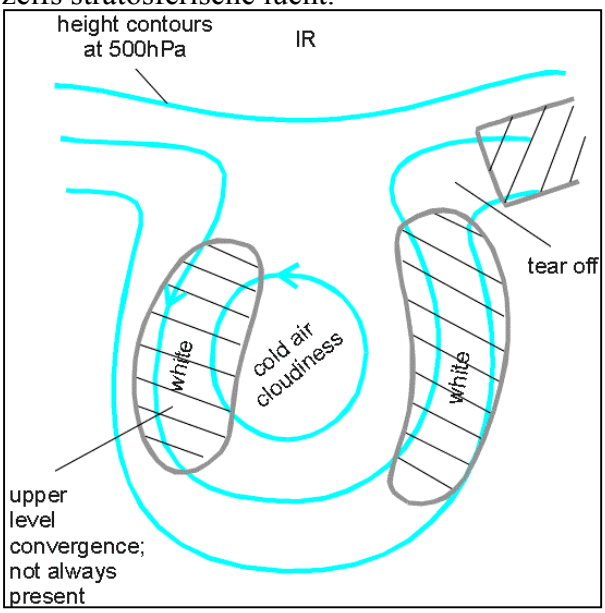


Fig 3: weergave van het IR-beeld van een ULL in de afsnoeringsfase

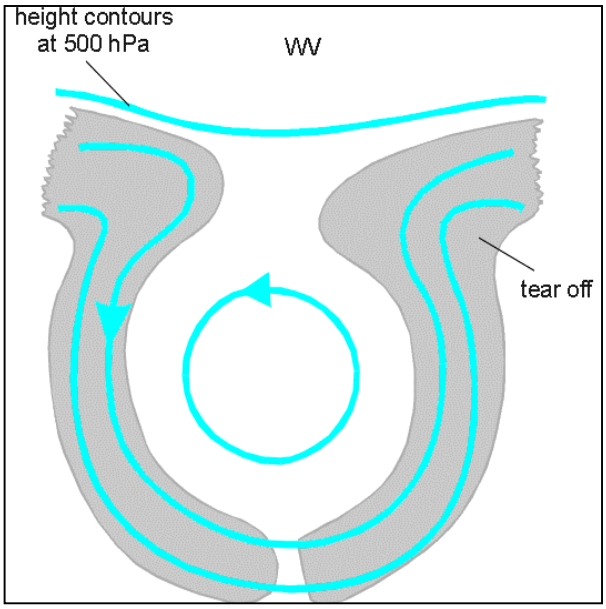


Fig 4: weergave van het WV-beeld van een ULL in de afsnoeringsfase

Eindfase: In dit stadium is de hoogtetrog helemaal afgesneden van de circulatie in de omgeving en is een afzonderlijk bovenlucht laag geworden. In deze fase wordt de cyclonale kromming, figuur 5, van de wolkenbanden sterker. In het WV-beeld ontwikkelt zich vaak een cyclonale spiraal met zwarte en witte banden, figuur 6.

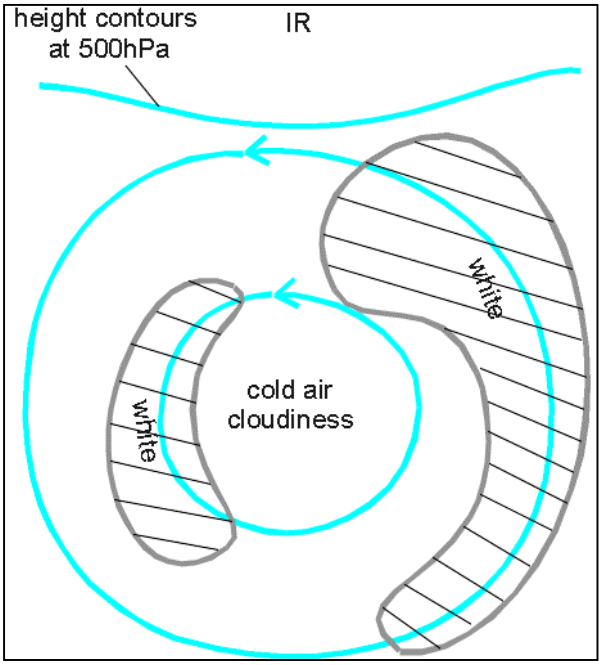


Fig 5: weergave van het IR-beeld tijdens het eindstadium in de ontwikkeling van een ULL

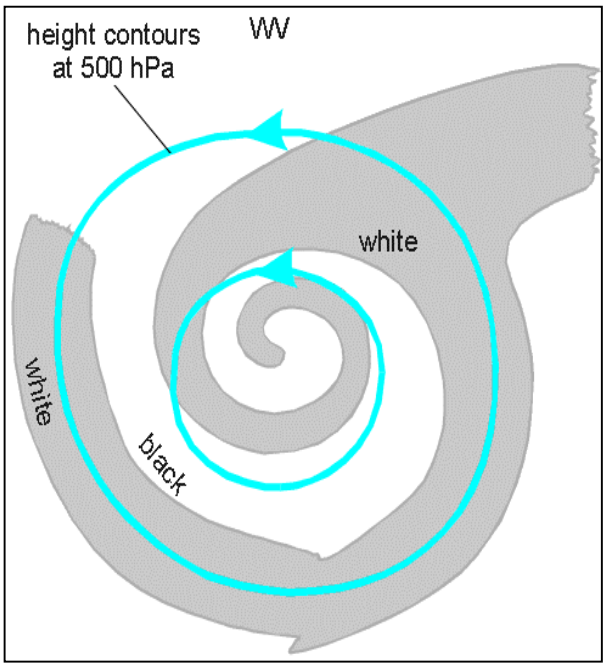


Fig 6: Weergave van het WV-beeld tijdens het eindstadium in de ontwikkeling van een ULL

Als een gevolg van de potentieel instabiele opbouw van de troposfeer in het centrum van de ULL kan de ontwikkeling van convectieve bewolking worden geconstateerd die ook wel 'core convection' wordt genoemd. Boven zee is deze bewolking in koude lucht erg intensief, zie ook figuur 7. Boven land daarentegen is het centrum van de ULL vaak geheel bewolkt met daarin enkele ingebedde convectieve cellen, zie figuur 8.

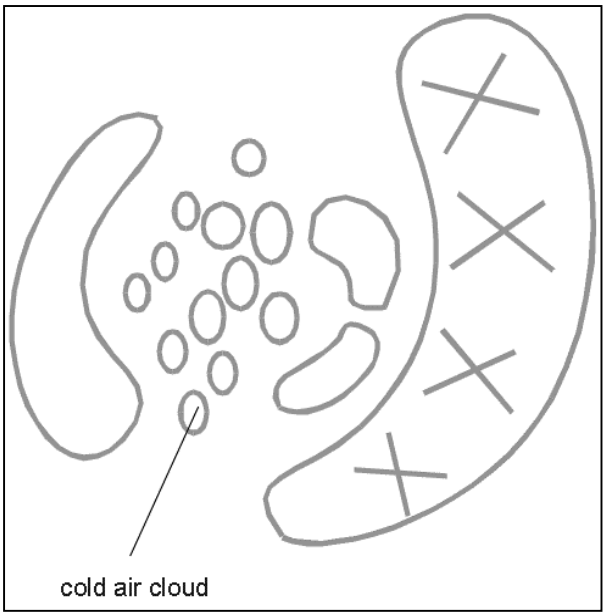


Fig 7: bewolkingspatroon bij een ULL boven open zee

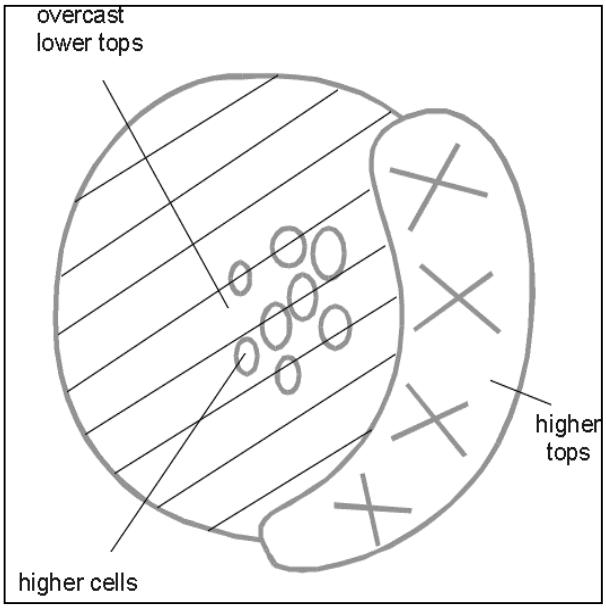


Fig 8: bewolkingspatroon bij een ULL boven land

Naast het primaire afsnoeringsproces kunnen zich ook secundaire circulaties ontwikkelen in de primaire cyclonale circulatie die van een kleinere schaal zijn. Deze structuren zijn vaak verbonden met waterdampoogjes, zie figuur 9. In paragraaf 5.4 wordt dieper ingegaan op waterdampogen en wervels

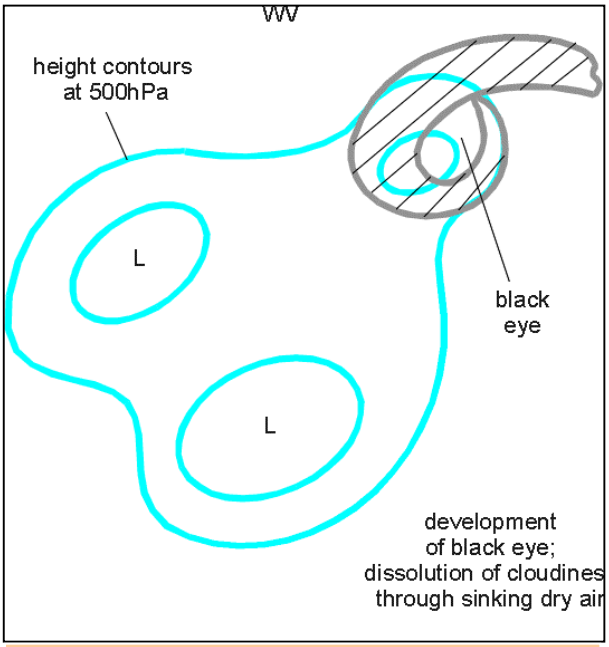


Fig 9: In het WV-beeld kunnen zich secundaire structuren zoals waterdampoogjes ontwikkelen

9.2.2 Praktijksituaties

24 januari 1998

Hoogtetrog stadium 24 januari 1998 00 UTC: Op figuur 10 en 11 is het eerste stadium zichtbaar van de ontwikkeling van een ULL, de hoogtetrog. Zowel op het IR als het WV-beeld is een cyclonaal gekromde bewolkingsband zichtbaar die zich uitstrekt vanaf België over Duitsland naar de Oostzee. De bewolking bevindt zich aan de oostelijke zijde van de trog

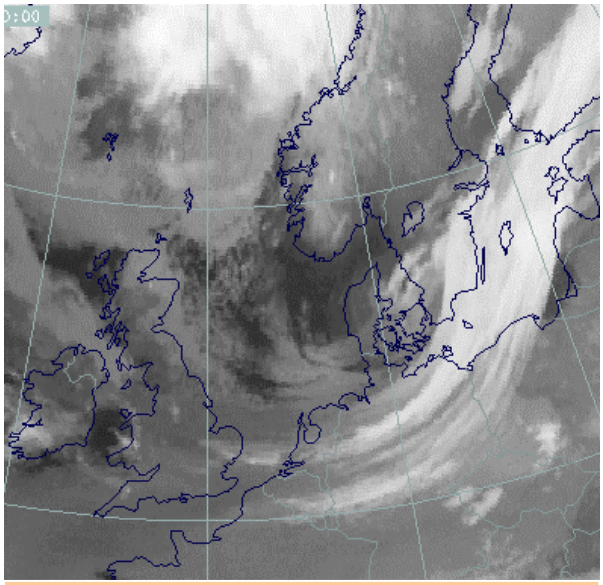


Fig 10: IR-beeld 24 januari 1998 00:00 UTC: hoogtetrog stadium van een ULL

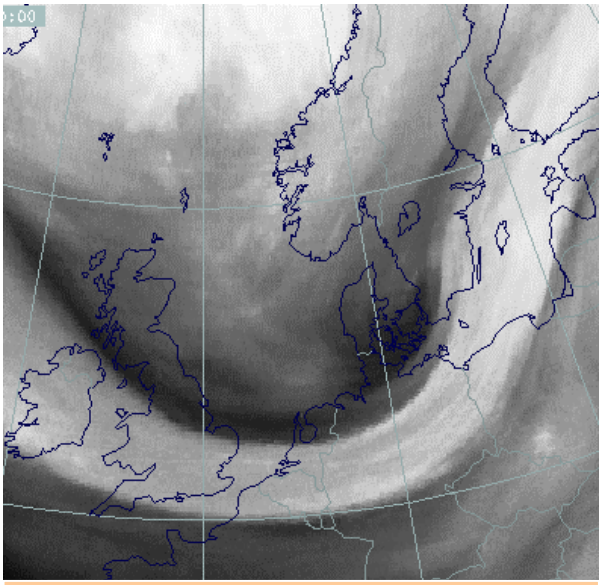


Fig 11: WV-beeld 24 januari 1998 00:00 UTC: hoogtetrog stadium van een ULL

Afsnoeringsstadium 24 januari 1998 06 UTC: Zes uur later is het afsnoeringsstadium aangebroken. Op het IR-beeld, figuur 12 is te zien dat de cyclonaal gekromde wolkenband wordt afgesnoerd ter hoogte van de zuidoost kust van Zweden. Op het WV-beeld is een vochtige band zichtbaar van de Atlantische Oceaan over Frankrijk en Duitsland naar het noordwesten van Rusland. Ter hoogte van de afsnoering wordt de vochtband gekarakteriseerd door een golfstructuur.

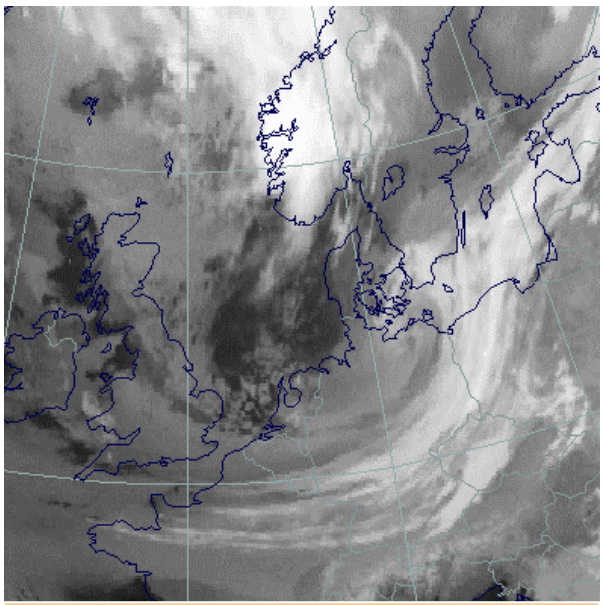


Fig 12: IR-beeld 24 januari 1998 06:00 UTC: afsnoeringsstadium van een ULL

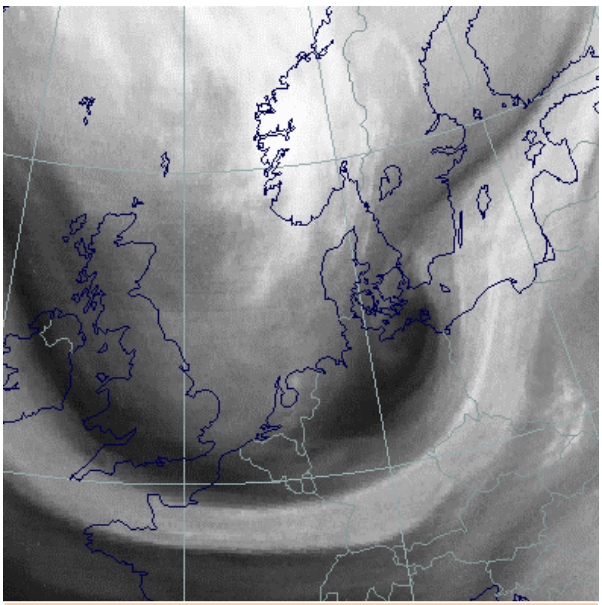


Fig 13: WB-beeld 24 januari 1998 06:00 UTC: afsnoeringsstadium van een ULL

Eindfase 24 januari 1998 12 UTC: Op dit tijdstip heeft zich een afgesnoerde ULL ontwikkeld. Het centrum van het laag ligt boven Duitsland op circa 52°N/11°E. De cyclonaal gekromde wolkenband die zich uitstrekt van Frankrijk over Tsjechië naar Polen bestaat in de drie kanalen, figuur 14-16 uit hoge pixelwaarden hetgeen impliceert dat we te maken hebben met dikke, gelaagde bewolking. Het centrum van de ULL daarentegen is geheel bedekt met lage bewolking die wit is het VIS, figuur 16, en grijs op het IR-beeld, figuur 15.

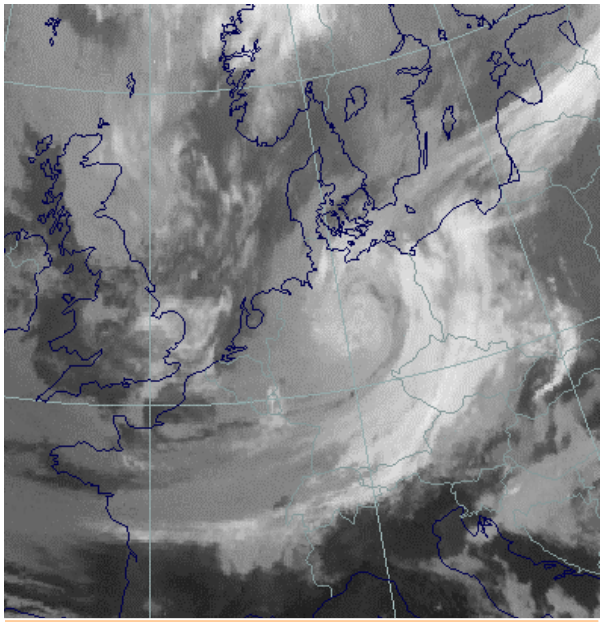


Fig 14: IR-beeld 24 januari 1998 12:00 UTC: eindfase van een ULL

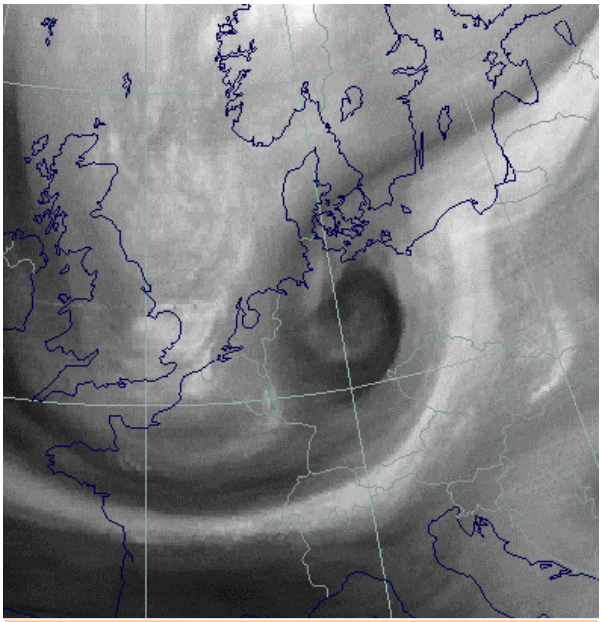


Fig 15: WV-beeld 24 januari 1998 12:00 UTC: eindfase van een ULL

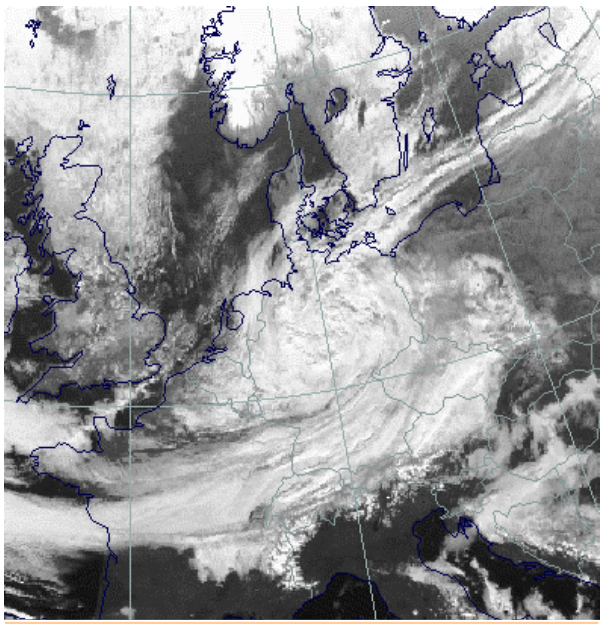


Fig 16: VIS-beeld 24 januari 1998 12:00 UTC: eindfase van een ULL

5 augustus 1998

Op de beelden is een goed ontwikkelde ULL zichtbaar in de Middellandse Zee tussen Tunesië en Sardinië die zich reeds in de eindfase bevindt. Op het IR en VIS-beeld, figuur 17 en 19, is een cyclonaal gekromde wolkenspiraal aanwezig die zich uitstrekt van Tunesië, over de Tyreense Zee en de Middellandse Zee naar de zuidkust van Sardinië. In de frontale bewolkingsband en in het centrum van de ULL kunnen ingebedde CB's worden waargenomen (core convection). Het centrum van het laag is goed te lokaliseren op het WV-beeld, figuur 18. Deze ligt op ongeveer 38°N/09°E boven de Middellandse Zee.

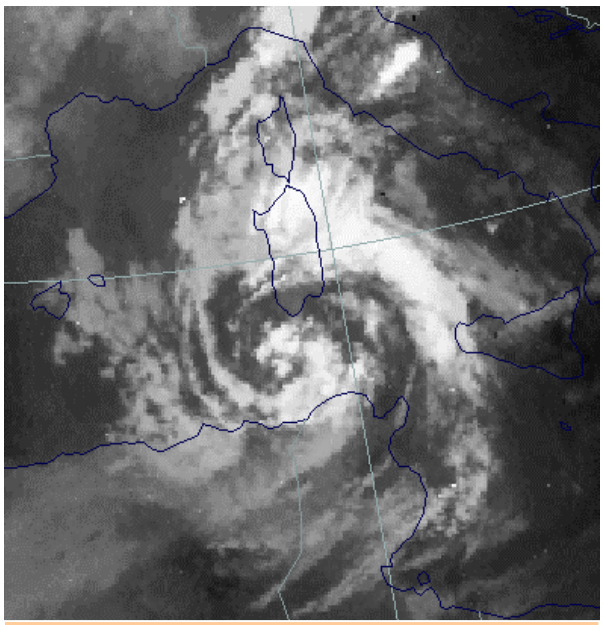


Fig 17: IR-beeld 5 augustus 1998 06:00 UTC, volledig ontwikkelde ULL ten zuiden van Sardinië

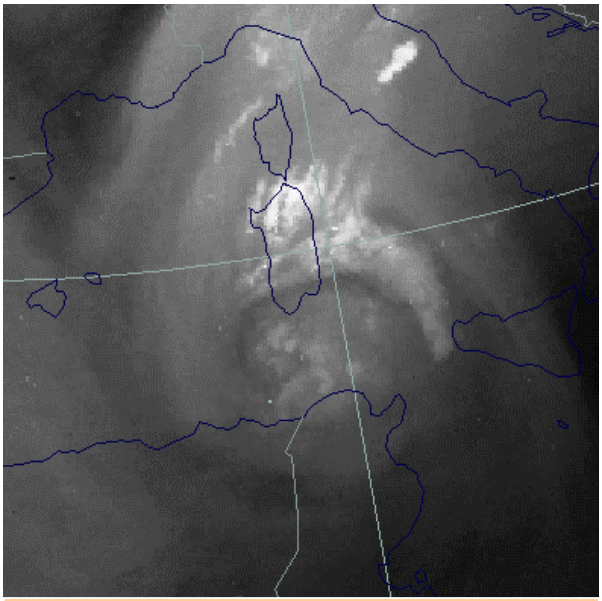


Fig 18: WV-beeld 5 augustus 1998 06:00 UTC, volledig ontwikkelde ULL ten zuiden van Sardinië

.

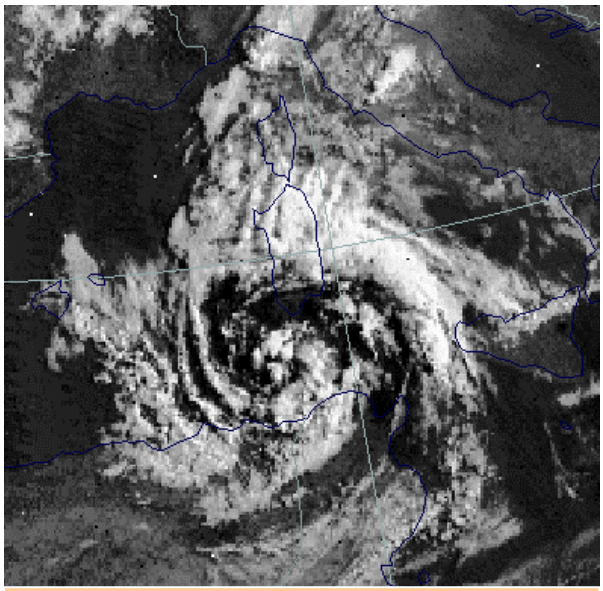


Fig 19: VIS-beeld 5 augustus 1998 12:00 UTC: volledig ontwikkelde ULL ten zuiden van Sardinië

9.2.3 Meteorologisch fysische achtergrond

ULL's zijn cyclonaal roterende wervels in de hogere niveaus van de troposfeer die gevuld zijn met koudere lucht dan de omgeving. Over het algemeen is de horizontale schaal van een ULL kleiner dan die van depressies op gematigde breedten. In het beginstadium is aan het aardoppervlak meestal nog geen laag aanwezig. In het eindstadium is een ULL een systeem dat geïsoleerd is van de grootschalige westelijke circulatie.

De ontwikkeling van een ULL hangt af van de aanwezigheid van onstabiele golven in de grootschalige stroming in de hogere niveaus van de troposfeer. Een kenmerkende eigenschap van instabiele golven is de faseverschuiving tussen de temperatuurgolf en de hoogtegolf. Hierdoor kunnen twee karakteristieke kenmerken worden waargenomen. Het temperatuuradvectie patroon vertoont CA in de omgeving van de hoogtetrog en WA in de bovenlucht rug. Ten tweede heeft de verticale as van de trog een achterwaarts georiënteerde helling met de hoogte

Gedurende de eerste fase van de ontwikkeling van een bovenlucht trog zien we de amplitude van de temperatuur- en hoogtegolf toenemen. Tegelijkertijd neemt de golflengte soms af. De zuidwaartse afwijking van de isohypsen en –termen leidt tot een uitdiepen van de trog, zie ook figuur 1.

Gedurende het afsnoeringsstadium ontwikkelt er zich een omgekeerde omega-vorm van de isohypsen in de middelbare en hogere niveaus van de troposfeer. Doordat de amplitude van de hoogtegolf toeneemt gaat de trog zich geleidelijk afsplitsen van de algemene circulatie. Er stroomt koude polaire lucht zuidwaarts en warme subtropische lucht noordwaarts. Het gevolg van dit proces is dat er zich een ULL ontwikkelt in het zuidelijk deel van de trog. De circulatie van het laag wordt gekarakteriseerd door gesloten isohypsen en een golf in het windveld op 500 hPa. Omdat het laag zich nog in een beginstadium bevindt en daardoor zwak is volgt het merendeel van de bovenlucht stroming nog de omgekeerde omegavorm van de isohypsen, zie ook figuur 3.

In de eindfase van de afsnoering van de bovenlucht trog is de ULL veel uitgesprokener geworden. Het windveld op 500 hPa toont een goed ontwikkelde gesloten circulatie die in het ideale geval geheel afgesnoerd is van de algemene circulatie, zie ook figuur 5

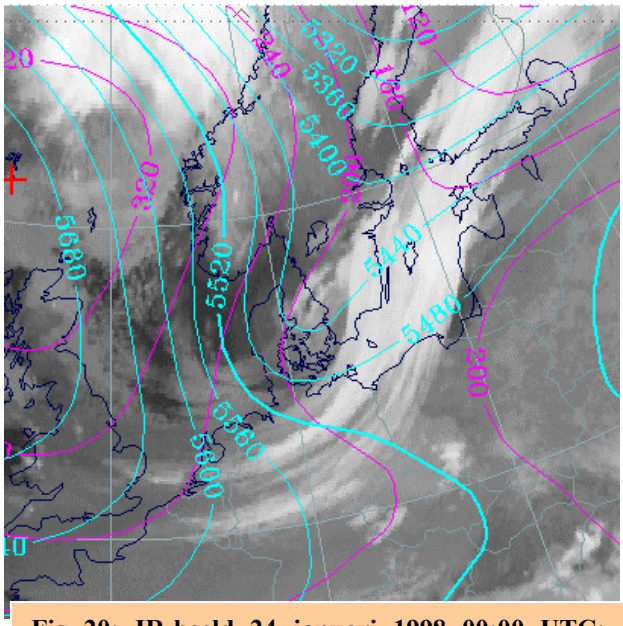


Fig 20: IR-beeld 24 januari 1998 00:00 UTC: beginstadium in de ontwikkeling van een ULL. Absolute topografie 500hPa(cyaan), 1000hPa(magenta)

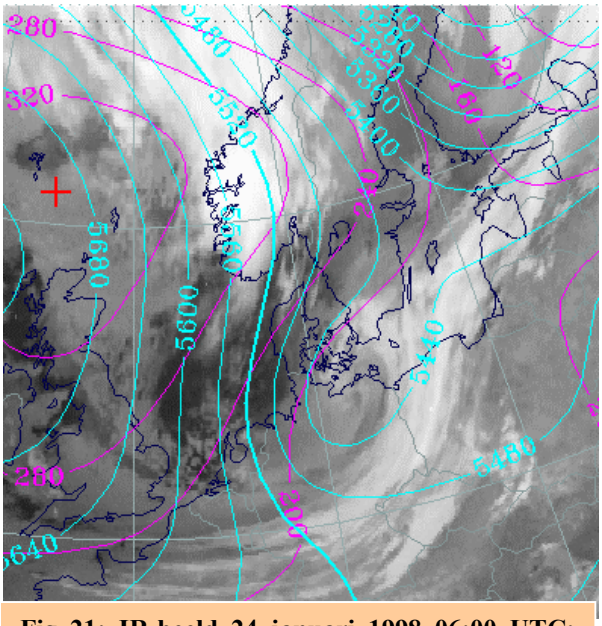


Fig 21: IR-beeld 24 januari 1998 06:00 UTC: afsnoeringsstadium van een ULL

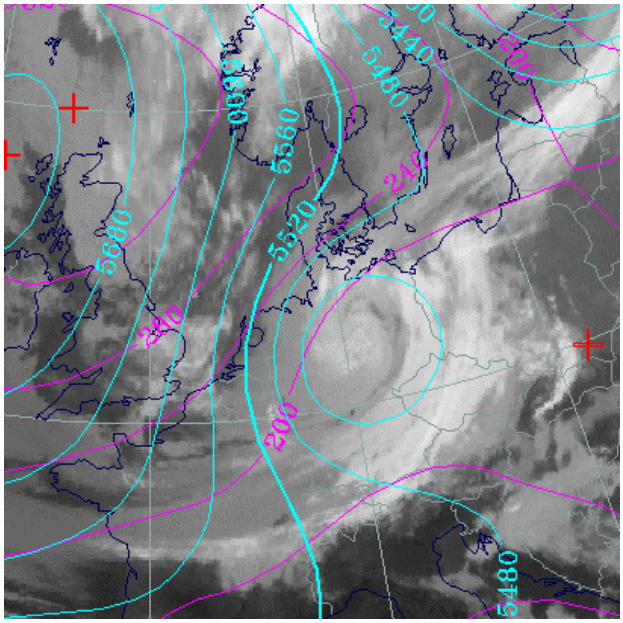
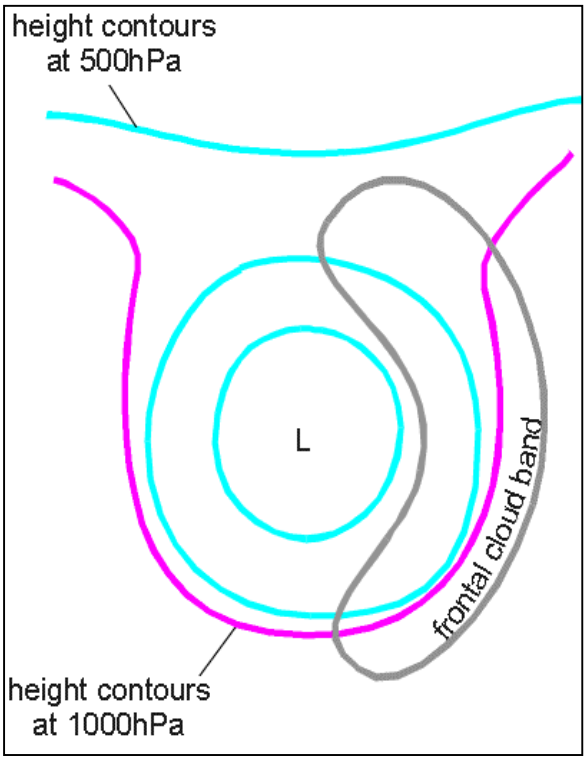


Fig 22: IR-beeld 24 januari 1998 12:00 UTC: volwassen stadium van een ULL. Absolute topografie 500hPa(cyaan), 1000hPa(blauw)

Op figuur 20-22 zien we de ontwikkeling van een ULL met daarbij tevens aangegeven de absolute topografie op 500 hPa (cyaan) en 1000 hPa (magenta). In de 12 uur die de figuren bestrijken zien we een diepe 500 hPa trog die gelegen is boven het zuiden van Scandinavië en Denemarken. Deze snoert zich af en vormt na 12 uur een gesloten circulatie. De vorming van de ULL treedt op oostelijk van een sterk hogedrukgebied aan het aardoppervlak die zich boven de Britse eilanden bevindt.

De temperatuursverandering gedurende het insnoeringsproces wordt niet alleen veroorzaakt door horizontale advectie van koude lucht maar ook door diabatische opwarming van dalende lucht. De diabatische opwarming vanaf het zeeoppervlak veroorzaakt instabiliteit in de kern van de ULL waardoor instabiliteit kan ontstaan die leidt tot de ontwikkeling van CB's. Aan de andere kant wordt de koude lucht door dalende bewegingen opgewarmd waardoor de temperatuursverschillen tussen de kern en de omgeving afnemen en verdwijnen. Een ULL verplaatst zich zeer langzaam en kan als een stationair systeem worden gezien. De gemiddelde levensduur van een ULL wordt sterk bepaald door diabatische opwarming die de thermische opbouw van de ULL afbreekt en is over het algemeen zo'n 3 a 4 dagen.. Naast diabatische opwarming zorgt ook de ageostrofische naar het centrum van de ULL gerichte windcomponent voor de advectie van warmere en vochtigere lucht naar de kern waardoor de temperatuurverschillen worden afgebroken.

9.2.4 Sleutelparameters



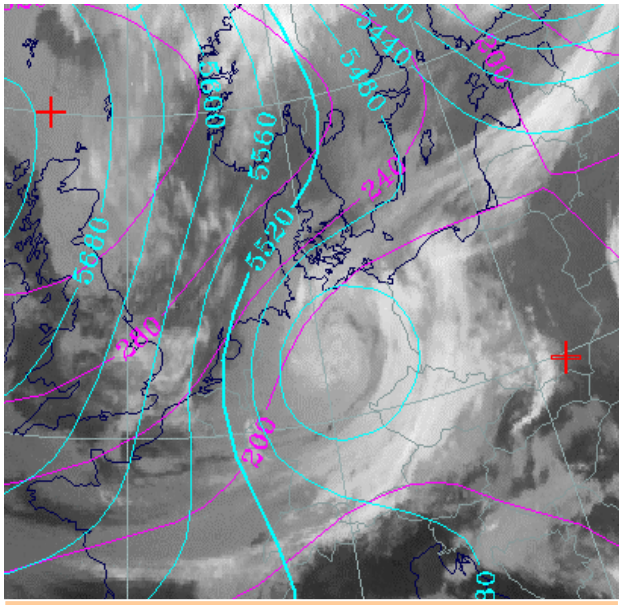
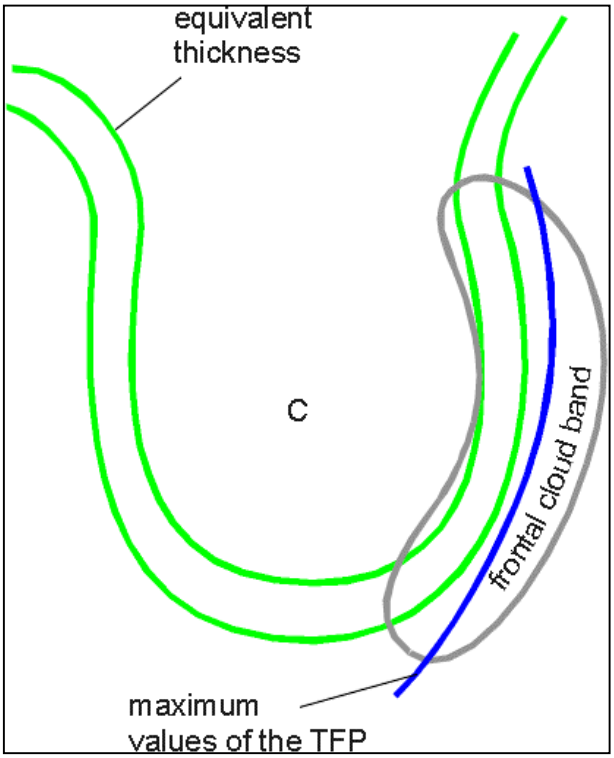


Fig 23 (links): weergave van 500 en 1000 hPa absolute topografie bij een ULL
Fig 24 (boven): 24 januari 1998 12 UTC: absolute topografie 500 hPa (cyaan) en 1000 hPa (magenta)

Absolute topografie op 500 hPa: Gedurende het beginstadium van de ontwikkeling van een ULL is er een trog in de bovenlucht waarneembaar. Later ontwikkelt zich een omgekeerd omegaveld die uiteindelijk leidt tot een gesloten cyclonale stroming in het zuidelijke deel van de trog.
Absolute topografie op 1000 hPa: Op dit niveau kan geen laag worden onderscheiden. Over het algemeen is de gradiënt in het hoogteveld zwak. Wanneer zich in de bovenlucht een gesloten laag heeft ontwikkeld kan er ook aan het aardoppervlak een zwakke cyclonale stroming ontstaan die wordt aangestuurd door de circulatie in de bovenlucht.



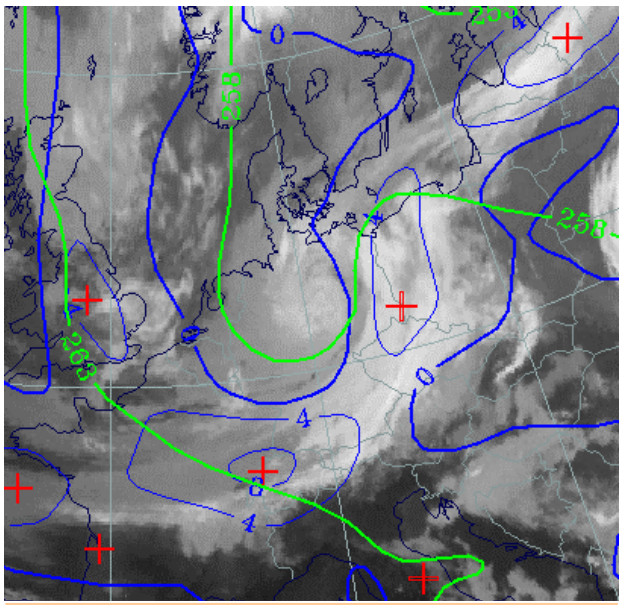


Fig 25 (links): weergave equivalente dikte en TFP bij een ULL
Fig 26 (boven): 24 januari 1998 12 UTC: equivalente dikte (groen) en TFP (blauw)

Equivalente dikte (850/500 hPa): Er bevindt zich een dikte rug aan de voorzijde van de ULL en een uitgesproken minimum achter of in het centrum van de ULL.
Thermische front parameter (850/500 hPa): Er zijn twee barokliene zones te vinden, aan de voorzijde van het laag die samenhangt met een frontale bewolkingsband en achter het laag die verbonden is met een barokliene grens.

9.2.5 Weersverschijnselen

Het gebied van de frontale bewolkingsband wordt gekarakteriseerd door regen en regenbuien. In deze regio, die vaak conditioneel onstabiel is, kunnen zich ook onweersbuien ontwikkelen. In het geval van 'core convection' kunnen regen- en soms onweersbuien voorkomen. Motregen treedt vaak op in geheel bewolkte centra van ULL boven het vaste land.

9.3 Mesoschaal Convectieve Systemen

9.3.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Op satellietbeelden kunnen op diverse schaal onweersbuien worden waargenomen. Zo hebben we de buien die bestaan uit een losse cel met een beperkt horizontale uitgestrektheid van slechts enkele kilometers. Deze cellen zijn vaak te klein om te kunnen worden gedetecteerd met Meteosat beelden. NOAA met de hogere resolutie kan de kleinste buiencellen nog vaak wel individueel weergeven. Vervolgens zijn er de multicel systemen die opgebouwd zijn uit een groot aantal individuele cellen die ieder in een bepaald stadium van ontwikkeling verkeren. Tenslotte zijn er nog de supercel stormen. Dit zijn buitengewoon grote eencellige onweersbuien die een lange levensduur en een zeer effectieve energievoorziening hebben.
Een andere term die veel wordt gebruikt binnen de satellietmeteorologie is het Mesoschaal Convectieve Systeem (MCS). Dit zijn vaak multicel systemen maar kunnen ook supercellen zijn. Een vaak gebruikte definitie voor een MCS is: een diep convectief systeem dat veel groter is dan een individuele onweersbui en met een uitgebreid aambeeld op middelbare en hogere niveaus van vaak meerdere honderden kilometers.
Op het satellietbeeld ziet een MCS eruit als een mesoschaal wolkencluster met een cirkel- of ovale vorm. Dit hangt mede af van de windsterkte op hogere niveaus van de troposfeer. Op het IR, WV en VIS-beeld wordt een MCS gekarakteriseerd door hoge pixelwaarden in het actieve deel van de bui. Dit geeft aan dat we te maken hebben met verticaal uitgestrekte bewolking die in een groot deel van de troposfeer aanwezig is. De bovenstroomse randen van het wolkencomplex zijn vaak scherp omlijnd. Wanneer er in de bovenlucht een sterke stroming staat kan de hoge bewolking benedenstrooms worden getransporteerd hetgeen leidt tot een uitgebreid wit wolkenscherm in het IR-beeld, maar een grijze structuur in het VIS-beeld. De hoge bewolking is namelijk meestal dun en gedeeltelijk doorschijnend voor zichtbaar licht. De helderste grijstinten kunnen worden gevonden in het actieve deel van de MCS die zich bovenstrooms bevindt.

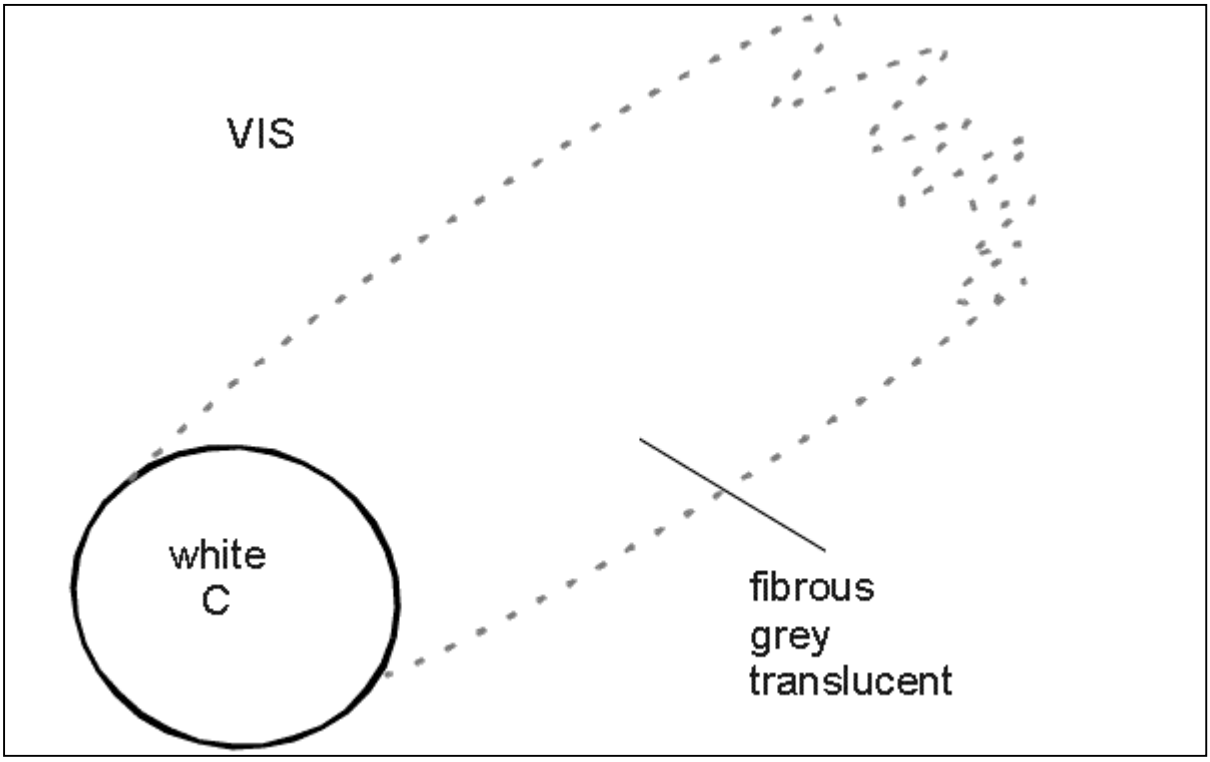


Fig 1: Het actieve deel van een MCS is wit in het VIS-beeld terwijl de dunne hoge cirrusflarden die met een sterke bovenluchtstroming stroomafwaarts worden gevoerd grijs overkomt

Vaak zijn er op satellietbeelden meerdere MCS's zichtbaar op een gegeven tijdstip. Op het WV-beeld wordt een MCS aangeven door hoge pixelwaarden. Met de omhoog gerichte luchtstroom worden grote hoeveelheden vocht de hogere troposfeer in getransporteerd. In contrast hiermee is het WV-beeld in de directe omgeving van een MCS vaak zwart. Hier treden compenserende dalingen op waardoor de lucht droger wordt, zie ook figuur 2.

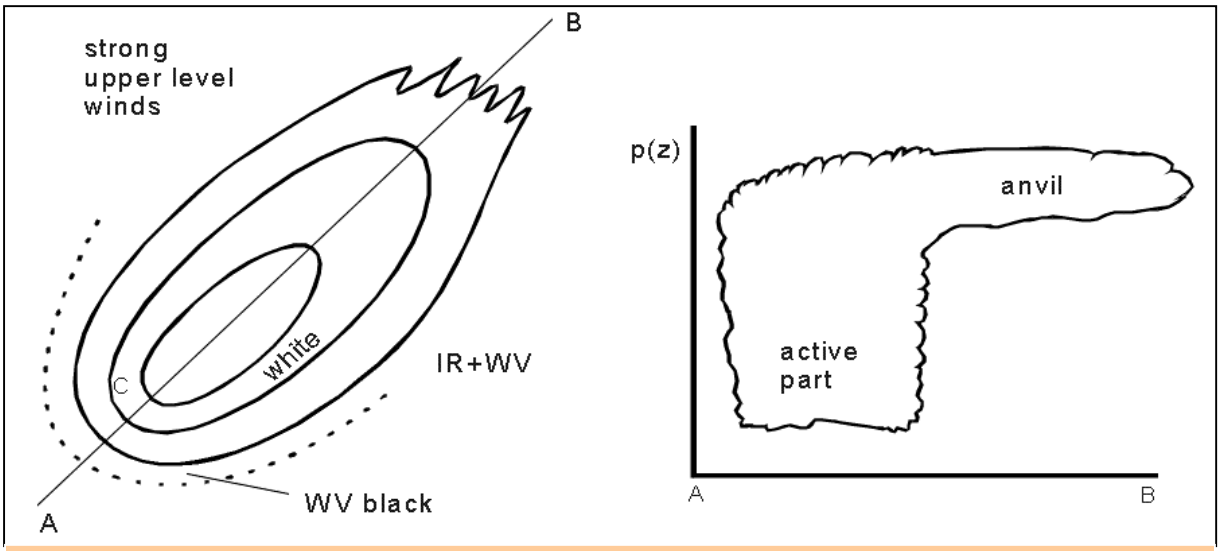


Fig 2 (links): De hoge toppen worden in het IR-beeld wit aangegeven. In het WV-beeld wordt een MCS omgeven door een zwarte streep van droge lucht in de hogere delen van de troposfeer.
(rechts): Het actieve deel van de MCS bevindt zich bij sterke bovenluchtstroming aan de achterzijde van het wolkenpakket.

9.3.2 Praktijksituatie

1 juni 1997

Op het infraroodbeeld van 1 juni 1997 05 UTC, figuur 3, zien we de ontwikkeling van een MCS boven de Middellandse Zee ten zuiden van Frankrijk op ongeveer 43°N/05°E. In het beeld waarop de tinten zijn ingekleurd voor een groter contrast kunnen op dit tijdstip drie afzonderlijke cellen met hoge koude toppen worden geïdentificeerd. Een uur later zijn de drie cellen samengesmolten tot één MCS.

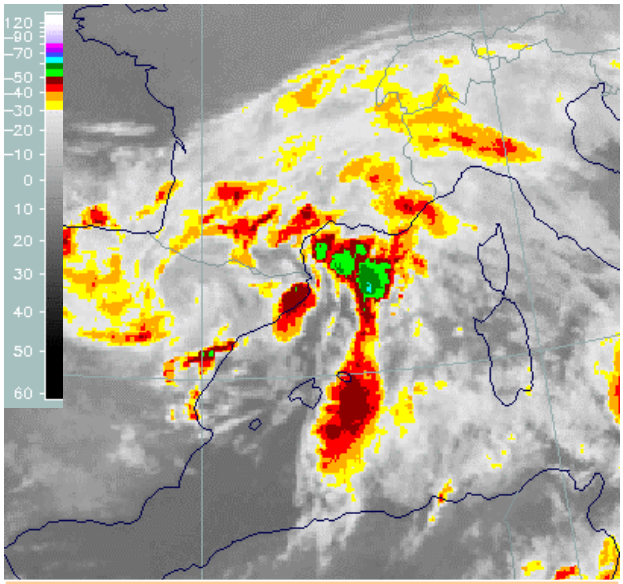


Fig 3: 1 juni 1997 05:00 UTC IR(enhanced): ontwikkeling van een MCS ten zuiden van Frankrijk

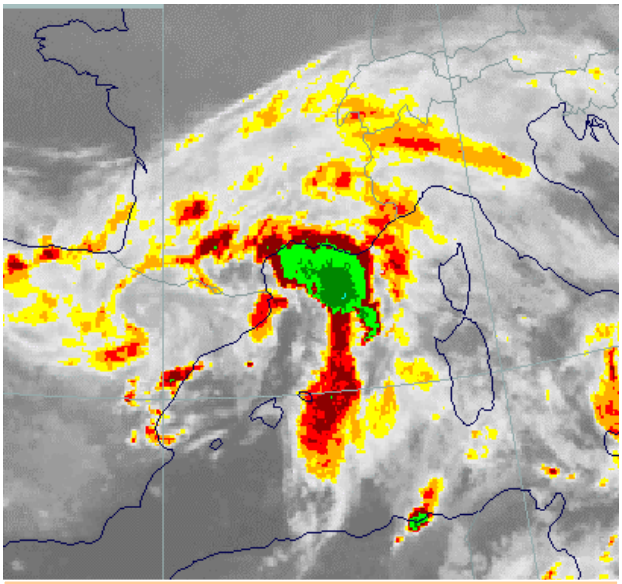


Fig 4: 1 juni 1997 06:00 UTC IR(enhanced): volwassen stadium van een MCS bij de Franse zuidkust

Op zowel het VIS als het IR-beeld, respectievelijk figuur 5 en 6, van 5 augustus 1993 kunnen we een aantal ontwikkelende convectieve cellen vinden boven Centraal Europa. De cellen worden gekarakteriseerd door hoge pixelwaarden in beide kanalen hetgeen dikke gelaagde bewolking impliceert. In het IR-beeld hebben de cellen scherpe rand. In tegenstelling hiermee zijn op het VIS-beeld alleen de stroomopwaarts gelegen randen scherp omlijnd en de stroomafwaartse randen doorzichtig. Aan de laatstgenoemde rand bevindt zich het uitgestrekte aambeeld van de MCS die voornamelijk uit hoge halfdoorschijnende cirrusbewolking bestaat.

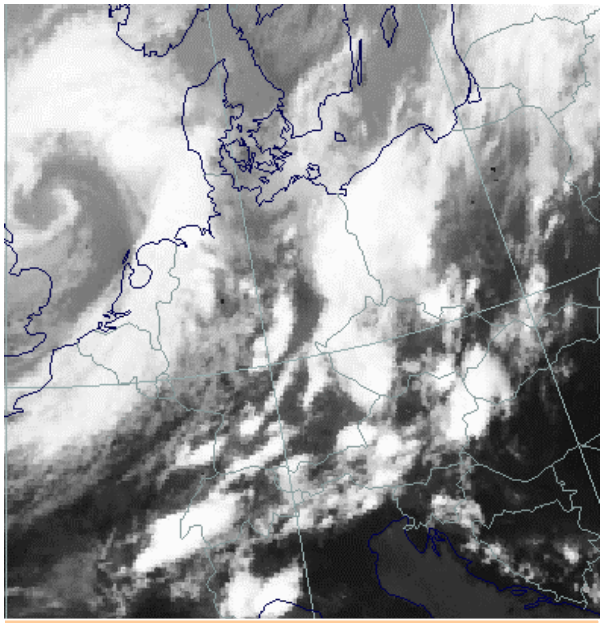


Fig 5: IR-beeld 5 augustus 1993 15:00 UTC: MCS boven Centraal Europa

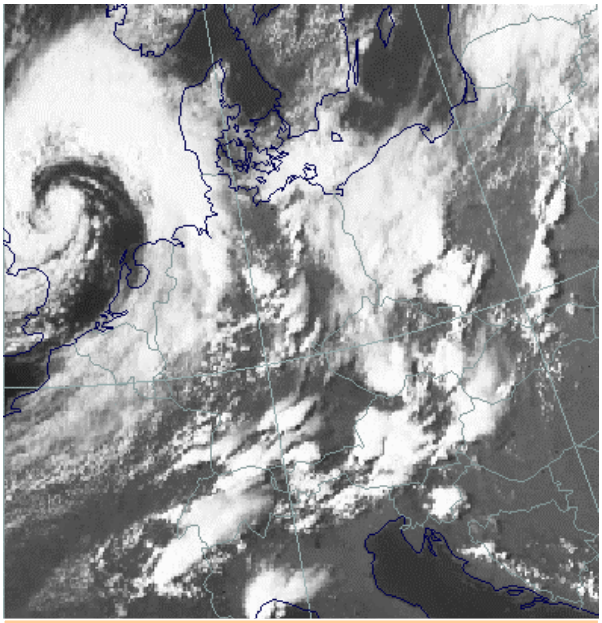


Fig 6: VIS-beeld 5 augustus 1993 15:30 UTC: MCS boven Centaal Europa

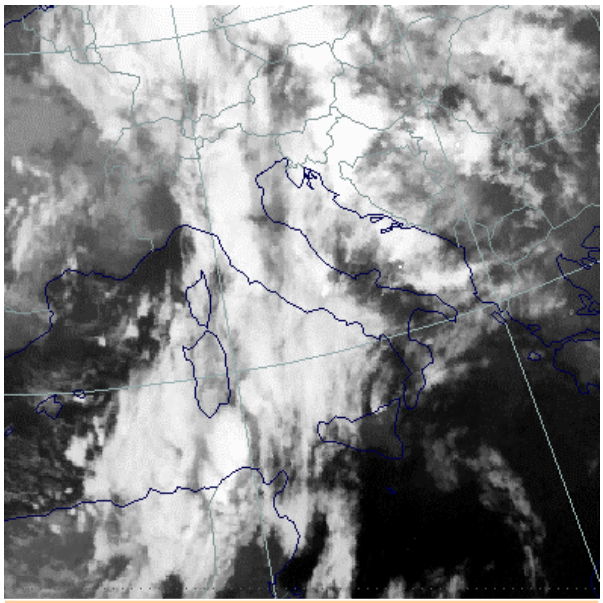


Fig 7: IR-beeld 12 november 1997 18:00 UTC: MCS tussen Sardinië en Tunesië

Op 12 november 1997, figuur 7 en 8, zien we een typische situatie waarbij convectieve cellen zich ontwikkelen in de omgeving van een front. Een heel goed ontwikkelde MCS kan worden waargenomen boven de Middelandse Zee tussen Sardinië en Tunesië op circa 37°N/09°E. De toppen zijn over het algemeen kouder dan de omgeving, figuur 7. Tevens kan er rondom deze cel een zwarte veeg worden waargenomen in het WV-beeld, figuur 8.

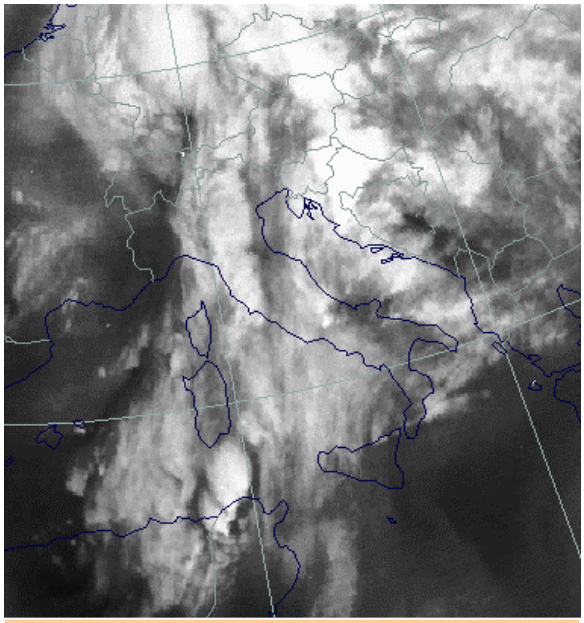


Fig 8: WV-beeld 12 November 1997/18 UTC: MCS tussen Sardinië en Tunesië

Op figuur 9, 27 juli 1997 15 UTC, zien we een aantal cellen boven het noordelijk deel van Italië die gekenmerkt worden door hoge pixelwaarden. De randen van de bewolking zijn bij het gehele cluster scherp omlijnd. Op het VIS-beeld, figuur 10 kunnen we meer structuur waarnemen. Hier heeft alleen het actieve deel van de MCS hoge pixelwaarden wat dikke bewolking inhoudt. In de omgeving van het aambeeld is het VIS-beeld grijs en doorzichtig.

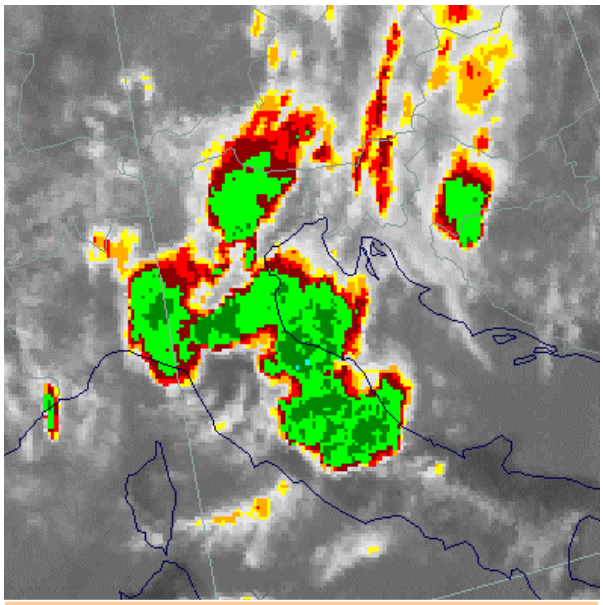


Fig 9: IR-beeld(enhanced) 27 juli 1997 15 UTC: MCS boven het noorden van Italië

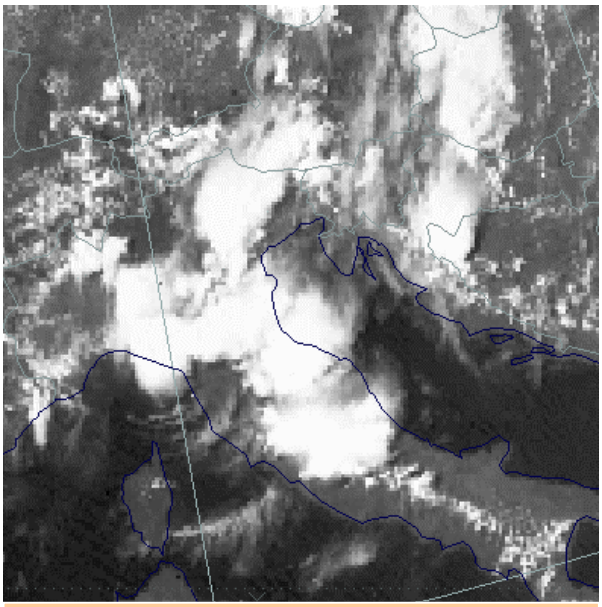


Fig 10: VIS-beeld 27 juli 1997 15 UTC: MCS boven het noorden van Italië

9.3.3 Meteorologische fysische achtergrond

Een MCS is opgebouwd uit meerdere individuele cellen die zich in verschillende stadia van ontwikkeling bevinden. Iedere cel heeft een relatief korte levensduur ten opzichte van de MCS die ongeveer een half uur bedraagt. De horizontale uitgestrektheid van een cel bedraagt circa 5 bij 5 kilometer. Een individuele cel maakt drie levensfases door: ontwikkelings-, volwassen- en ouderdomsstadium. Deze worden nu volgend kort besproken:

Ontwikkelingsfase: Dit stadium duurt 5 tot 10 minuten en wordt gekarakteriseerd door stijgende bewegingen in het gehele gebied van de Cb. De diameter van de cel is tussen de 2 en 8 kilometer. De stijgende bewegingen zijn sterker met toenemende hoogte en meer in het midden van de cel. Het proces van entrainment heeft een groot effect op de ontwikkeling van de Cb. Door de entrainment van droge lucht bij de randen van de CB is het waterdampgehalte hier lager. Het verdampen van de wolkdruppeltjes in de droge lucht kost energie waardoor de lucht afkoelt. Hierdoor verliest de stijgende luchtstroom een deel van zijn kinetische energie en zal het langer duren voordat de Cb in het volwassen stadium terechtkomt. Wanneer de convectieve cellen ontstaan in het gebied van een oudere Cb dan zal er minder energie verloren gaan door entrainment. De lucht is nu namelijk vochtiger waardoor de wolkdruppeltjes niet of langzamer zullen verdampen. Het gevolg van dit alles is dat nieuwe cellen in de nabijheid van oudere Cb's sneller zullen ontwikkelen tot een volwassen cel.

Het volwassen stadium duurt gewoonlijk 25 tot 30 minuten. Tijdens deze fase ontwikkelen zich downdrafts. Vaak kunnen sterke updrafts worden gevonden aan de voorzijde van de Cb terwijl downdrafts zich aan de achterzijde bevinden. Het ontstaan van de downdraft is een gevolg van afkoeling door verdamping van de wolkendruppels door entrainment van droge lucht. Tevens zorgen de omlaag vallende regendruppels voor een neerwaartse versnelling. De sterkste downdrafts kunnen worden gevonden aan de onderzijde van de cel. De lucht beneden de wolkenbasis is verzadigd door de verdamping van de regendruppels. De naar beneden getransporteerde lucht van de downdraft spreidt horizontaal uit wanneer deze het aardoppervlak bereikt. Het eind van het volwassen stadium is bereikt wanneer uitspreidende droge lucht de toevoer van warme en vochtige lucht afsnijdt. Gedurende het volwassen stadium treden de meest intensieve weersverschijnselen op bij de Cb.

De ouderdomsfase van een Cb wordt bereikt wanneer de updrafts in de lagere niveaus van de Cb plaats moeten maken voor de downdraft. Hierdoor is de toevoer van warme en vochtige lucht afgesneden en zal de Cb geleidelijk aan oplossen.

De levensduur en intensiteit van een Cb hangen af van de verticale windschering en richting. Als er geen schering is dan zullen de updrafts al snel te niet worden gedaan door de

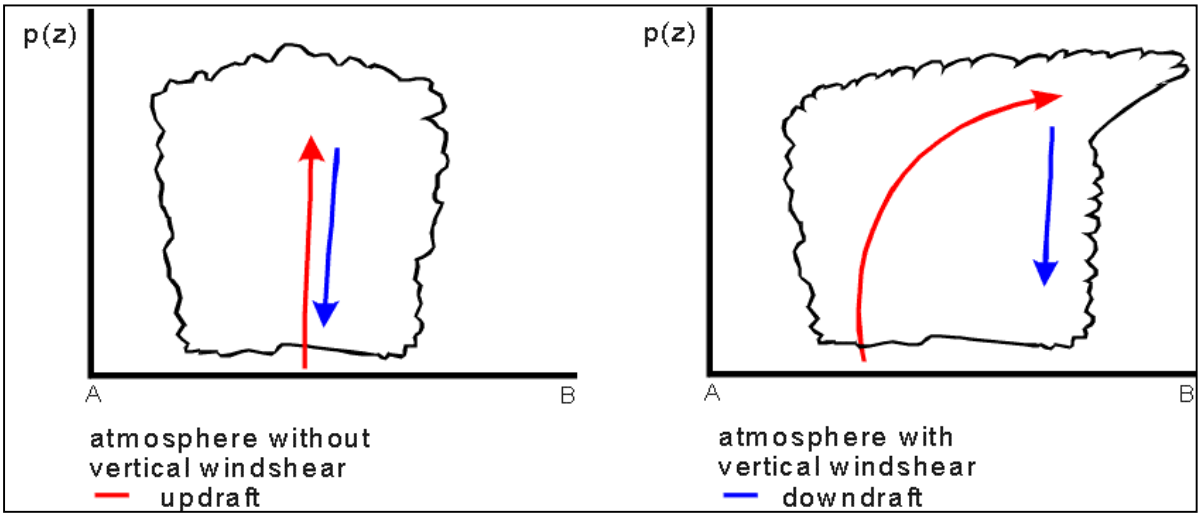


Fig 11: Bij verticale windschering kunnen de up- en downdraft gedurende langere tijd onafhankelijk van elkaar bestaan waardoor de levensduur van een Cb verlengt.

downdrafts. Wanneer er verticale windschering is kunnen de up- en downdraft onafhankelijk van elkaar bestaan. Hierdoor kan de toevoer van vochtige lucht voor langere tijd verzekerd zijn en zal de downdraft de toevoer van warme lucht niet of veel later afsnijden. Cb's die ontwikkelen in een gebied met een sterke verticale windschering hebben een langere levensduur en intensievere weersverschijnselen. De heftigste buien ontstaan wanneer er zowel schering is in richting als in snelheid.
Multicelsystemen ontwikkelen in een omgeving met een matige windschering met de hoogte, terwijl de verandering in de richting aanzienlijk is. Dit type onweersbui kan een lange tijdspanne in stand blijven doordat er continu nieuwe cellen, die dochtercellen worden genoemd, ontwikkelen. In de meeste gevallen ontwikkelen de jonge cellen zich aan de voorzijde van het systeem maar soms kunnen ze zich ook ontwikkelen aan de linkerzijde. Uit onderzoek is gebleken dat zich elke 5 tot 10 minuten een nieuwe dochtercel ontwikkelt. Deze nieuwe cellen hebben een diameter van 3 tot 5 kilometer. Hierbij is de afstand tot het centrum van de onweerbui ongeveer 30 kilometer. De dochtercellen ontwikkelen zich zeer snel en gaan onderdeel vormen van het nieuwe centrum van het MCS, de moedercel. De nieuwe cellen kunnen zich met zo'n grote snelheid ontwikkelen omdat ze zich direct stroomafwaarts van de moedercel bevinden. Hierdoor gaat er weinig kinetische energie verloren door entrainment. Hoewel oude cellen aan de achterzijde oplossen blijft het systeem actief door het continu ontwikkelen van nieuwe cellen aan de voorzijde. Uit onderzoek is gebleken dat gedurende het leven van een multicelstorm zich 30 of meer individuele cellen kunnen ontwikkelen. Wanneer het opeenvolgen van de cellen erg kort is kan de multicelstorm veranderen in een supercel. Figuur 12 geeft de doorsnede van een multicelstorm. Uit het schema valt af te leiden dat een dochtercel (n) zich ontwikkelt uit een 'shelfcloud' (n+1). Het centrum van de storm bestaat uit de moedercel (n-1). Hier bevinden zich sterke up- en downdrafts. Aan de achterzijde bevindt zich een cel in het ouderdomsstadium (n-2) die aan oplossing onderhevig is. In de realiteit heeft niet elk multicelcomplex deze goed georganiseerde structuur.

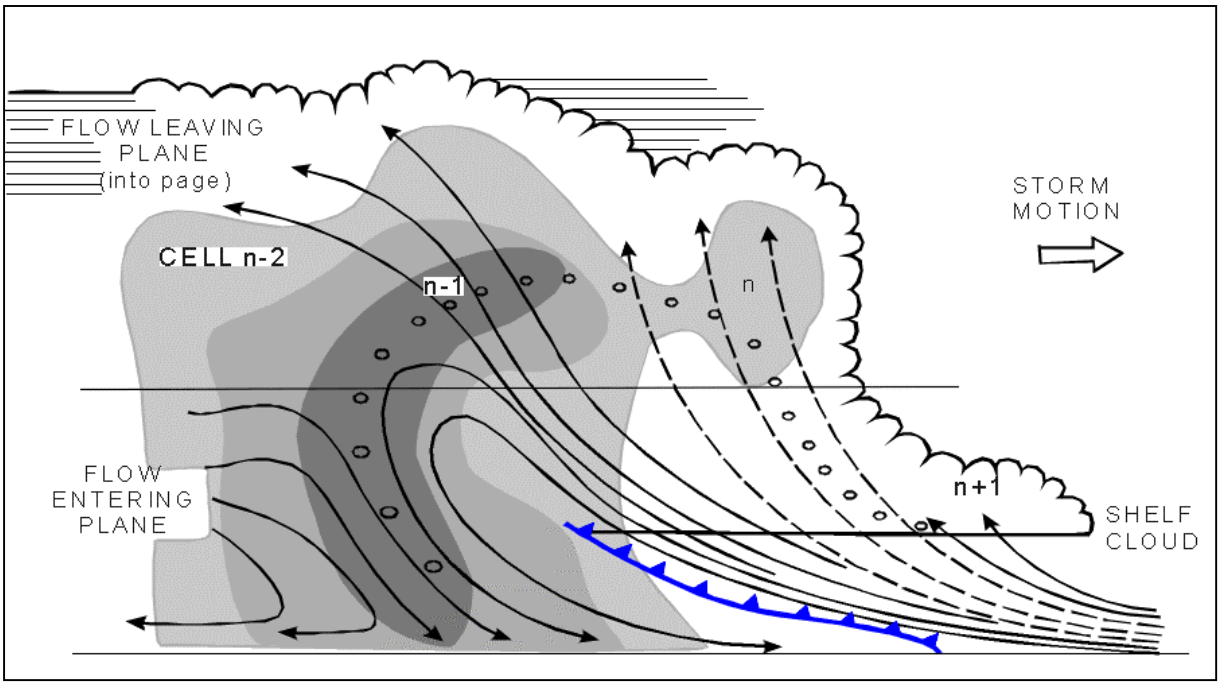


Fig 12: Een multicelstorm is opgebouwd uit meerdere cellen die zich in verschillende stadia van ontwikkeling bevinden

Een MCS ontwikkelt zich in een karakteristiek windprofiel. Het blijkt dat we deze zware convectieve structuren kunnen classificeren aan de hand het type windprofiel. De twee termen windschering en CAPE kunnen worden samengevoegd tot een dimensieloos getal:

$$R = \frac{CAPE}{1/2(\Delta U)^2}$$

Hierbij is Δ U de windschering in de onderste 6 kilometer van de troposfeer. CAPE is de energie die potentieel aanwezig is in de atmosfeer en vrijkomt bij convectie en kan afgeleid worden uit een temp die in het brongebied ligt waarin de MCS verwacht wordt te ontstaan. CAPE wordt gegeven door:

$$CAPE = \int_{z_0}^{z} g \frac{\theta'}{\theta} \partial z$$

Deze vergelijking kan numeriek opgelost worden door over de temp in verticale intervallen te verdelen en daaruit het verschil tussen de temperatuur van het opstijgende luchtpakket en de omgevingslucht te bepalen.
Δ U kan benaderd worden door:

$$\Delta U = U_{500} - U_{sfc}$$

Er zijn drie typen van convectieve systemen: multicellen, supercellen en squall lines die echter ook weer opgesplitst kunnen worden in subtypen:
Multicellen komen voor in een windprofiel met een flinke richtingsverandering met de hoogte maar met gewoonlijk een relatief matige snelheidsschering. R ligt in de orde van 30 < R <300. Multicellen worden weer onderverdeeld in drie subtypen:
Bewegend systeem: Dit type MCS komt regelmatig voor waarbij de bewegingsrichting en snelheid verschilt met de wind op alle niveaus in de troposfeer.
Stationair systeem: In dit type MCS vindt regeneratie plaats op een vaste locatie zodat hoewel individuele cellen weg bewegen van hun ontstaansplek het totale systeem niet van plaats verandert.
Split systeem: In sommige gevallen komt het voor dat een individuele cel zich splitst in twee cellen die ieder in een iets andere richting verder bewegen.
Supercellen zijn systemen die in hoge mate driedimensionaal zijn en komt voor in een windprofiel met een sterke schering in zowel richting als snelheid. De factor R ligt in de range van 0 < R < 50. Supercellen kunnen worden onderverdeeld in twee typen:
Rechts bewegend systeem: Dit type beweegt naar rechts ten opzichte van de windrichting op alle niveaus van de troposfeer en is het meest voorkomende superceltype.
Links bewegend systeem: Dit type beweegt naar links ten opzichte van de windrichting en komt zelden voor.
Squall lines zijn quasi-tweedimensionaal en kunnen honderden kilometers lang worden en tot 50 kilometer breed. Over het algemeen zijn deze systemen parallel georiënteerd aan de stroming in de bovenlucht. Ze hebben een relatief nauwe zone met convectie.

9.3.4 Sleutelparameters

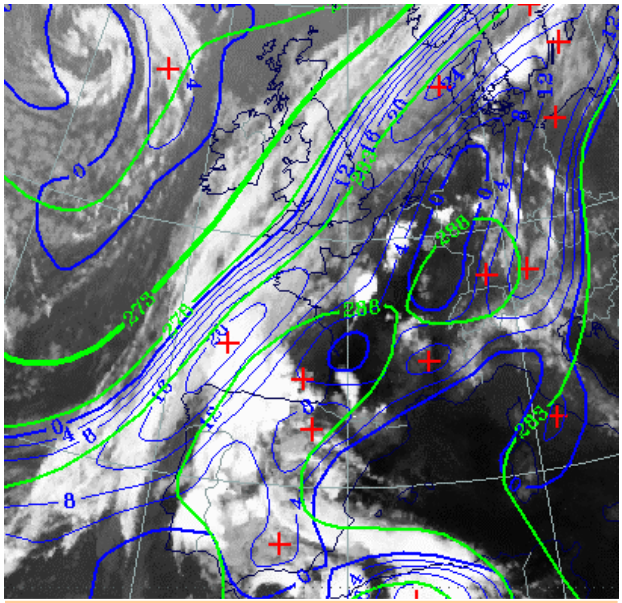


Fig 13: TFP (blauw) en equivalente dikte (groen)

Op figuur 13-15 zien we diverse MCS's op 24 augustus 1997 18 UTC boven Frankrijk en het Iberische schiereiland. Deze zijn ontstaan in de warme lucht voor een goed ontwikkeld koufront uit.

Thermische Front Parameter (TFP): Het koufront wordt gekenmerkt door uitgesproken TFP aan de voorzijde van het koufront

Equivalente dikte: De gradiëntzone van de equivalente dikte bevindt zich in de bewolkingsband behorende bij het koufront. De MCS's hebben zich ontwikkeld in de tong warme lucht voor het koufront uit. Hier worden de hoogste equivalente diktes gevonden.

Temperatuursadvectie (TA): Het veld van temperatuur advectie laat over het algemeen zwakke warmte advectie zien in de gebieden waar de MCS's zich ontwikkeld hebben. Zie figuur 14. In het bovenste gedeelte van de troposfeer is vaak koude advectie waar te nemen

Equivalente potentiële temperatuur op 850 hPa: Er bevindt zich een nadrukkelijke gradiëntzone in het koufront. Het MCS kan gevonden worden aan de warme zijde van de gradiëntzone waar de equivalente temperatuur een maximum heeft. Zie figuur 15.

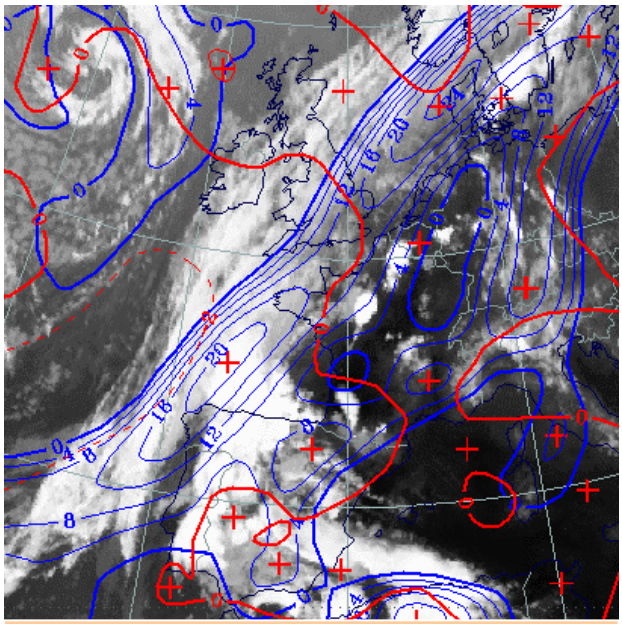


Fig 14: TFP (blauw) en TA (rood)

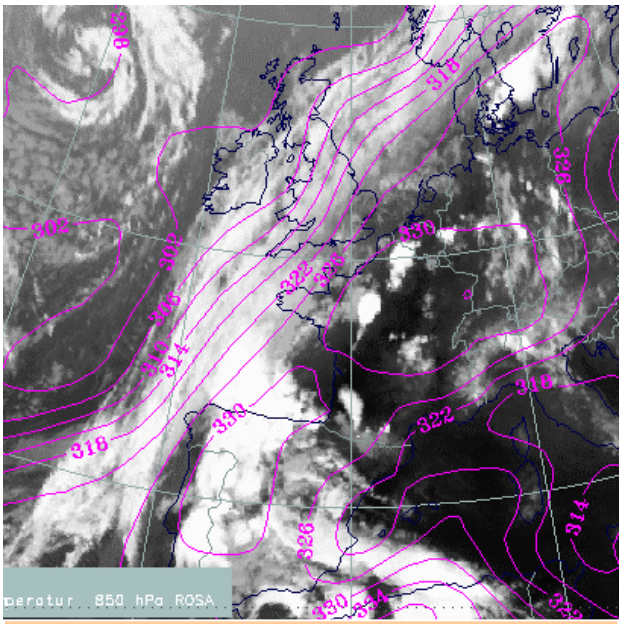


Fig 15: equivalente potentiële temperatuur (paars)

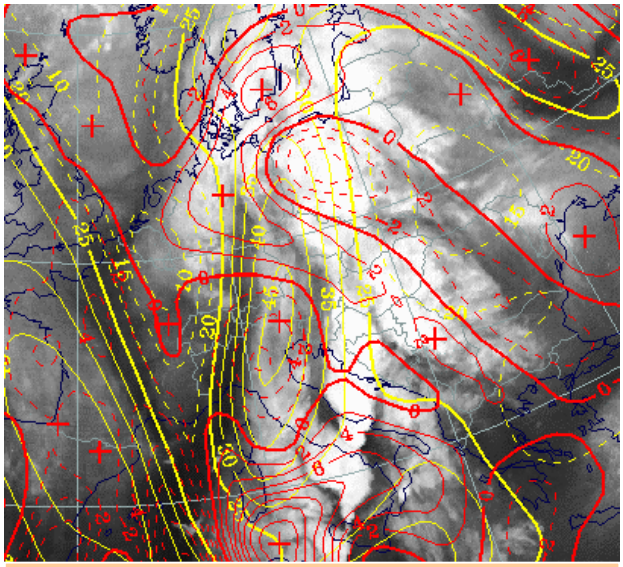


Fig 16: isotachen 300 hPa (geel), PVA op 300 hPa (rood)

Fig 16: 13 november 1997 00 UTC: Het satellietbeeld toont de ontwikkeling van MCS's boven onder meer Italië en Sicilië.
Isotachen op 300 hPa: De MCS's ontwikkelen zich soms in de rechter ingang van een jet streak..
Positieve vorticiteits advectie op 300 hPa: De MCS's bevinden zich soms in een gebied met sterke PVA op 300 hPa die samenhangt met een jet of een kleinschalige trog..

9.3.5 Weersverschijnselen

Cb-bewolking bestaat uit intensieve regen- en onweersbuien en soms hagelbuien. Het heftigste weer kan worden gevonden in het volwassen stadium van de individuele cellen waaruit een MCS is opgebouwd. Hier treden grote aantallen ontladingen op, zie ook figuur 17 Deze bevinden zich over het algemeen in het midden van het complex. Als een gevolg van de uitstromende lucht van de downdraft in het volwassen stadium van de MCS kan het gebied hier rondom worden gekarakteriseerd door een uitgesproken squall line. In het ouderdomsstadium gaat de intensieve neerslag over in lichte tot matige regen. Er treedt nu geen onweer meer op in de oude oplossende cellen.

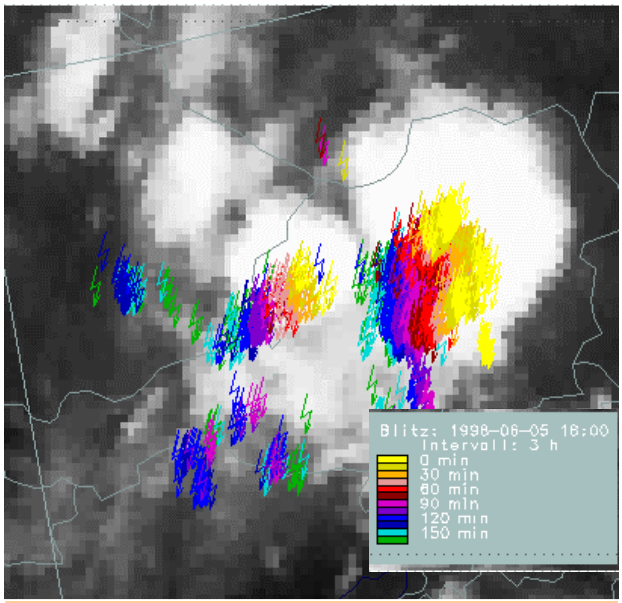


Fig 17: bliksemontladingen bij een MCS

MCS's gaan vaak samen met zware tot zeer zware windstoten als gevolg van "down drafts", of door impuls uitwisseling met een sterke bovenstroming.
In daarvoor gunstige omstandigheden kunnen er zich zelfs tornado's ontwikkelen.

9.4 Convergentielijnen

9.4.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Convergentielijnen zijn structuren in de atmosfeer die in de lengterichting een grote uitgestrektheid kunnen hebben (meerdere honderden kilometers) maar in de breedte smal zijn (tientallen kilometers of kleiner). Bij convergentielijnen stroomt lucht uit verschillende richtingen samen en wordt gedwongen verticaal op te stijgen langs het vlak waar de stromingen elkaar ontmoeten.

De frontale structuren behorende bij depressies zijn in principe ook convergentielijnen maar veel grootschaliger en worden in andere paragrafen behandeld. De synoptische fronten vormen de scheidingslijn tussen verschillende luchtmassa's die tegen elkaar op bewegen.

Convergentielijnen liggen in een vrij uniforme luchtmassa (polaire of subtropische lucht) maar deze kan door orografie, land-zee overgangen en convectie zo gemodificeerd worden dat de eigenschappen van de luchtsoorten in belangrijke mate kunnen gaan verschillen (vocht, temperatuur etc.)

Er zijn meerdere typen convergentielijnen zoals het zeewind- en landwindfront. Deze circulatie patronen treden op door differentiële opwarming en afkoeling van land- en zeeoppervlakken gedurende een etmaal. Convergentie kan ook optreden bij het gustfront van een MCS waardoor nieuwe buiencellen zich kunnen ontwikkelen. Orografie heeft een belangrijke invloed op de luchtstroming waardoor er voorkeursplaatsen zijn voor convergentie en ontwikkeling van bewolking. Ten slotte kunnen de verschillende bovengenoemde typen van convergentie elkaar meewerken waardoor het ontstaan van bewolking extra wordt bevorderd.

Convergentielijnen komen in Nederland regelmatig voor, vrijwel uitsluitend in het zomerseizoen. In de operationele meteorologie zijn dergelijke lijnen van groot belang. Langs zo'n lijn kan eventuele onweersactiviteit versterkt worden, of ontstaan er zelfs squall lines. Vrijwel alle convergentielijnen in Nederland zijn terug te voeren op zeewindfronten die afkomstig zijn van de Noordzee of de Golf van Biskaje

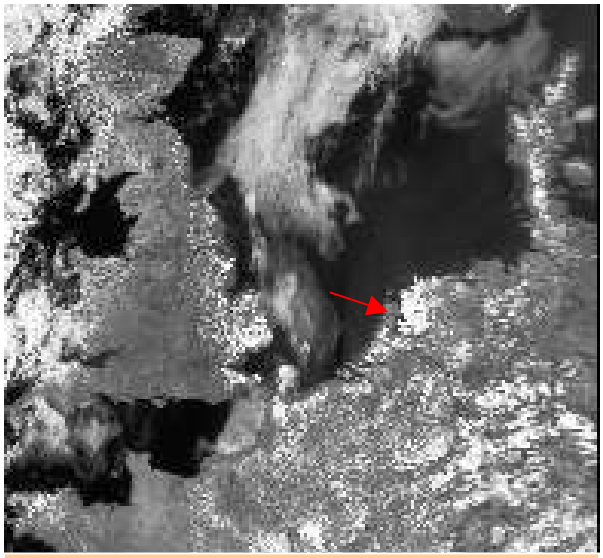


Fig 1: VIS-beeld 29 juli 1995 13:44 UTC: zee-windfront over West-Nederland en Denemarken

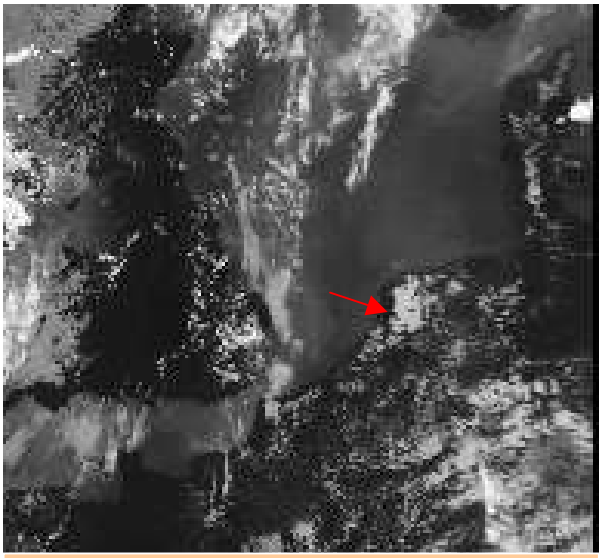


Fig 2: IR-beeld 29 juli 1995 13:44 UTC: zee-windfront over West-Nederland en Denemarken

In figuur 1 en 2 is een voorbeeld gegeven van een zwak zeewindfront dat aan het eind van de ochtend ontstond over het westen van Nederland. De stroming is zwak en uit oostelijke richting en werkt de zeewind tegen. Hoewel het al wat later in de zomer is en het contrast

tussen de zeewater- en landtemperatuur overdag kleiner is dan in het voorjaar kan zich toch een zeewindcirculatie ontwikkelen die zich uit in het ontstaan van bewolking op het front. Hier treden convergentie en stijgende bewegingen op.
Op het VIS-beeld is de convergentielijn duidelijk zichtbaar als een gebied met bewolking die een groot deel van het invallende zonlicht reflecteert. Ook op het IR-beeld komt de convergentiezone goed tot uitdrukking met grijze tinten.

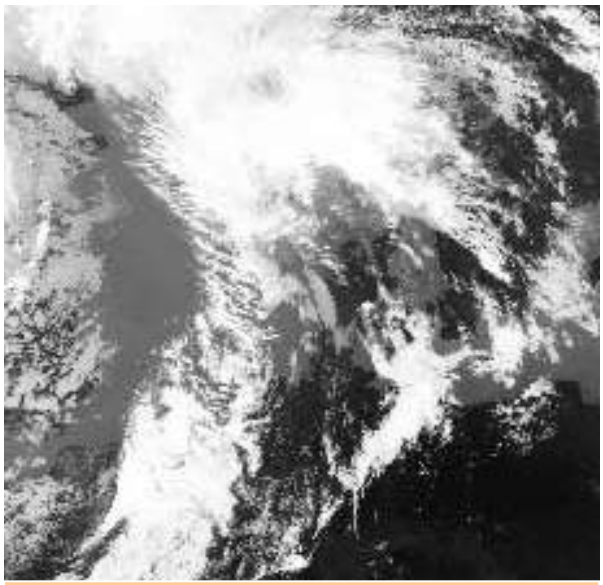


Fig 3: IR-beeld 21 juli 1998 13:26 UTC: zeewindfront over het oosten van Duitsland

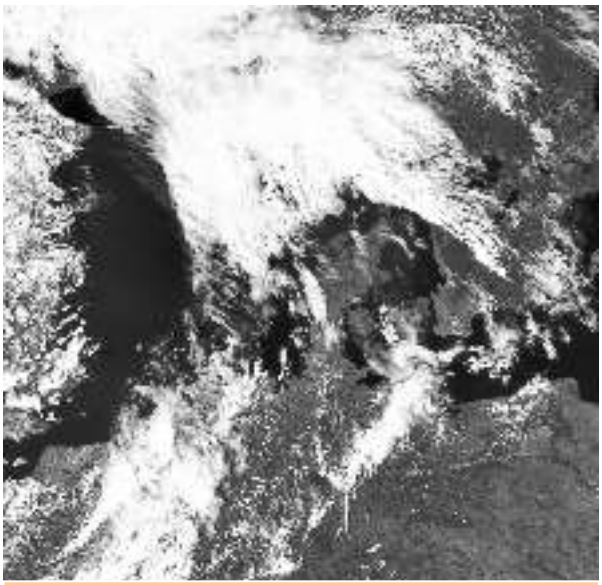


Fig 4: VIS-beeld 21 juli 1998 13:26 UTC: zeewindfront over het oosten van Duitsland

In figuur 3 en 4 zijn het IR- en VIS beeld gegeven van 21 juli 1998 13:26 UTC. Hierop is een zeewindfront afkomstig uit de Golf van Biskaje zichtbaar dat een dag eerder is ontstaan. Het bevindt zich boven het oosten van Duitsland stroomafwaarts van een golvend koufront. Het zeewindfront is tot diep in de atmosfeer ontwikkeld. Dit komt door convectie die optreedt. Op het IR-beeld zijn de wolkentoppen wit wat aangeeft dat ze koud zijn en diep in de atmosfeer reiken. Dit zeewindfront heeft grotere verticale en horizontale afmetingen dan het eerder besproken zeewindfront van 29 juli 1995.
Of een zeewindfront diepe convectie en onweer kan veroorzaken hangt af van een aantal factoren op verschillende lengte- en tijdschalen. Wanneer er een zeer sterke temperatuur-overgang is over de convergentielijn heen wordt de circulatie dieper en krachtiger waardoor convergentie versterkt wordt. Er kan interactie optreden met een stroomopwaarts gelegen koufront. In de bovenlucht kan als het koufront reeds dicht bij de lijn ligt advectie van koelere lucht optreden waardoor deze kouder wordt. Hierdoor destabiliseert de atmosfeer en kan bij convectie meer energie vrijkomen waardoor mogelijke buien actiever worden.
Als het koufront verder naar het westen ligt ten opzichte van het koufront treedt gewoonlijk geen interactie op tussen de twee structuren. Koude lucht in de onderste niveaus van de atmosfeer achter het zeewindfront stabiliseert de verticale temperatuuropbouw waardoor helemaal geen buienactiviteit hoeft op te treden.
In sommige gevallen kan een zeewindfront ondanks afwezigheid van forcering vanuit de bovenlucht (afkoelen hogere niveaus, aanwezigheid jet of trog) door enorme temperatuursverschillen toch zware onweersbuien genereren die zich onder gunstige omstandigheden langere tijd in stand kunnen houden.

9.4.2 Praktijksituaties

Zeewindfront 27 april 1996

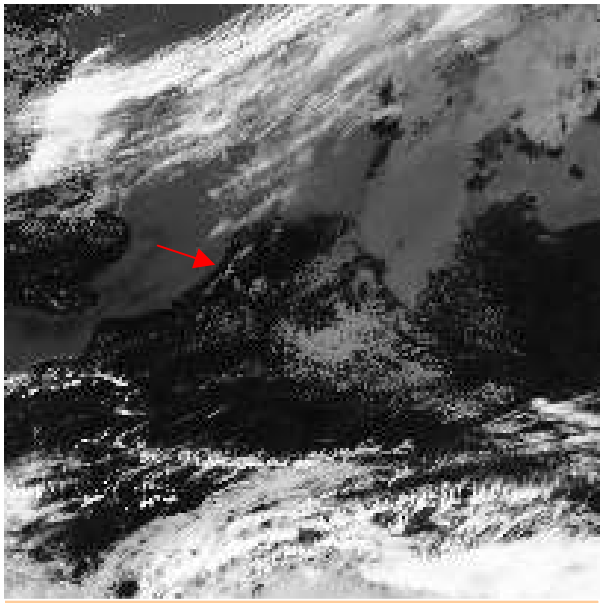


Fig 5: IR-beeld 27 april 1996 13:04 UTC: zeewindfront over West-Nederland

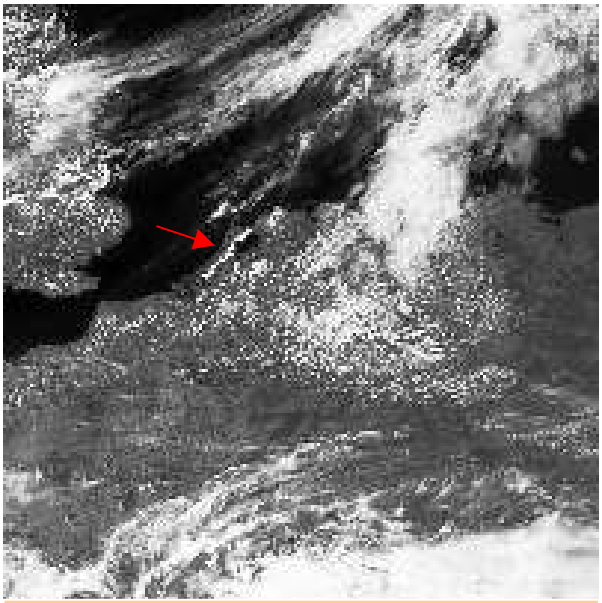


Fig 6: VIS-beeld 27 april 1996 13:04 UTC: zeewindfront over West-Nederland

In figuur 5 en 6 is een zeewindfront aangegeven met een rode pijl. De afmetingen van het front zijn bescheiden met minder dan 200 km lengte en een breedte van circa 20 km. De toppen van de cumuliforme bewolking die bestaat reiken niet diep de atmosfeer in getuige de grijze pixelwaarden. Uit het IR-beeld is duidelijk het grote temperatuurverschil op te maken tussen het warme land en de koude zee. Het zeewater is slechts 7 graden. Op het VIS-beeld, figuur 2 is het zeewindfront veel duidelijker zichtbaar. Voor en achter het front is de lucht praktisch onbewolkt.

Grootschalig wordt de stroming gedomineerd door een hogedrukgebied op de Atlantische Oceaan ten westen van Ierland en een tweede over Oost-Europa. Over Nederland is de drukgradiënt erg klein waardoor er weinig wind staat. Over Engeland nadert een zwak koufront maar daarvoor uit komen flinke opklaringen voor. Over Nederland en Duitsland ontstaat cumuliforme bewolking door de sterke instraling van de zon. Om het zeewindfront heen is het helder door dalende bewegingen die de stijgingen in de convergentiezone compenseren.

Aan de kust is de temperatuur aan het eind van de ochtend opgelopen tot 15 graden maar op dat moment zet de zeewind in en begint de temperatuur te dalen. Dieper landinwaarts kan de temperatuur oplopen tot 18-20 graden. In de Bilt komt het zeewindfront om 15 UTC aan. De temperatuur gaat snel dalen en de wind ruimt naar noordelijke richting.

Convergentielijn 25 augustus 1999

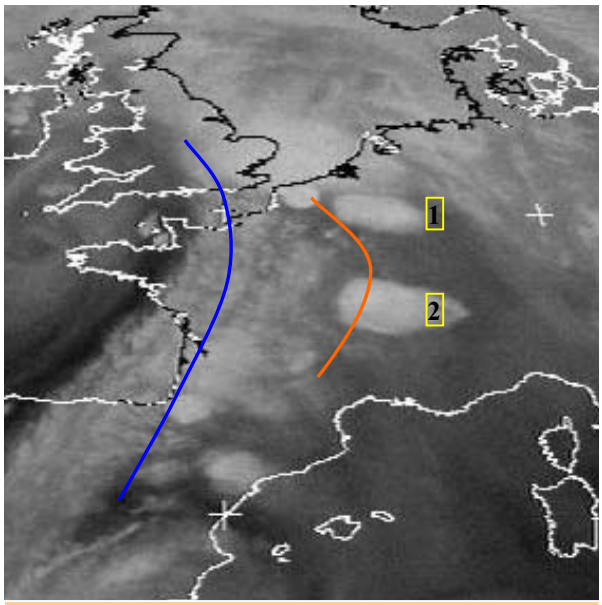


Fig 7: WV-beeld 25 augustus 1999 17:30 UTC: convergentiezone over het midden van Frankrijk (grijze lijn)

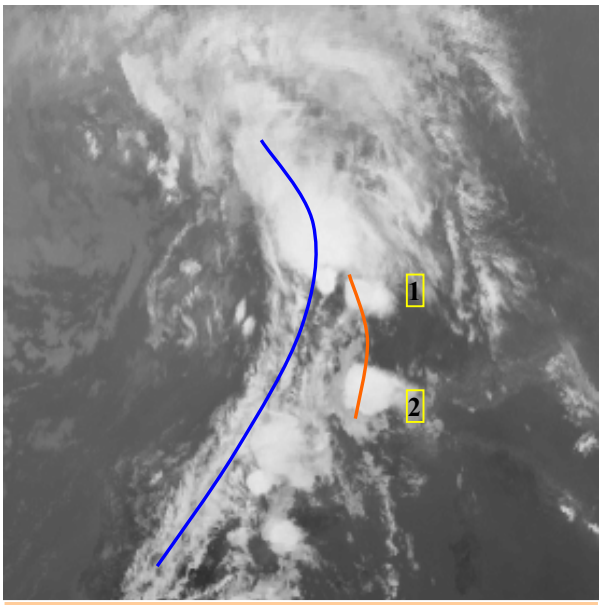


Fig 8: IR-beeld 25 augustus 1999 17:30 UTC: convergentiezone over het midden van Frankrijk (grijze lijn)

In figuur 7 en 8 zijn het WV en IR-beeld gegeven van 25 augustus 1999 17:30 UTC. Het betreft hier een convergentielijn (grijze lijn) die noord-zuid georiënteerd over het midden van Frankrijk ligt. Waarschijnlijk is de convergentielijn een oud zeewindfront wat ontstaan is bij de Golf van Biskaje. Stroomopwaarts ligt over West-Frankrijk een koufront (zwarte lijn) die de scheidingslijn vormt tussen de zeer warme lucht die uit Spanje afkomstig is en de koelere lucht ten westen hiervan. Op de convergentielijn zat de gehele dag vooral middelbare bewolking maar door de sterke opwarming (Midden-Frankrijk lokaal meer dan 38 graden) in de stijgende bewegingen op de convergentielijn zijn twee MCS's (**1** en **2**) ontstaan die er zowel op de VIS en het IR duidelijk uit springen. Er wordt met de sterke stijgende bewegingen in de MCS's veel vocht de hoger luchtlagen in getransporteerd wat tot uiting komt in heldere grijstinten bij de MCS's. De toppen van de MCS's zitten aan de top van de troposfeer en zijn zeer koud. Hierdoor zijn deze cellen zeer helder op het IR-beeld. Naast de MCS's is de convergentielijn op het WV-beeld niet terug te herkennen. Op het IR-beeld zien we nog wat middelbare bewolking bij de MCS's.

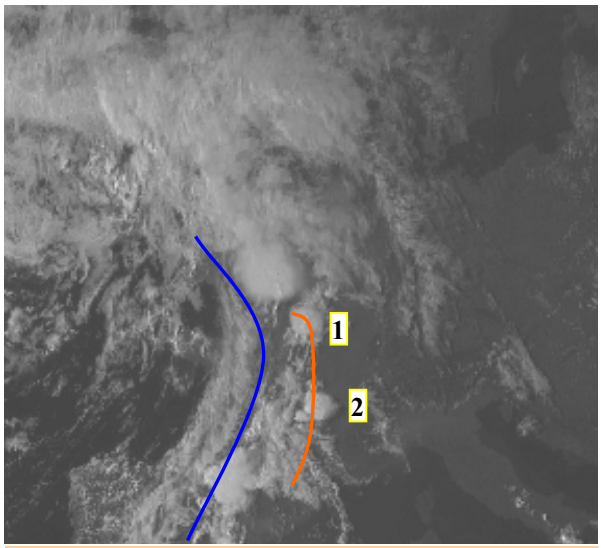


Fig 9: VIS-beeld 25 augustus 1999 16:00 UTC: convergentielijn over het midden van Frankrijk (grijze lijn)

Het VIS-beeld, figuur 9, van 16:00 UTC is genomen omdat op later VIS-beelden de invallende duisternis parten gaat spelen. Ook nu zijn de twee MCS's al aanwezig. Ze zijn helder wit hetgeen aangeeft dat het om bewolking gaat die het grootste deel van het inkomende zichtbare licht reflecteert. Op de convergentielijn is op dit tijdstip ook altocumulus aanwezig.

9.4.3 Meteorologisch fysische achtergrond

***Convergentie boven zee door topografie*:**

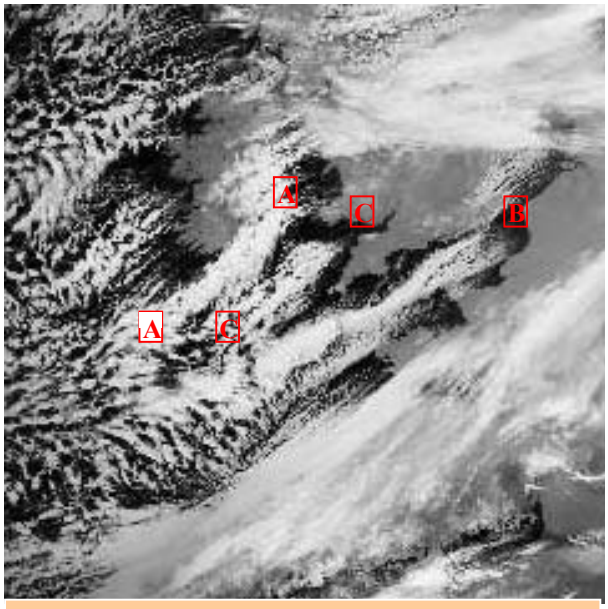


Fig 10: IR-beeld 13 januari 1987 03:58 UTC: convergentielijnen ontstaan door orografie

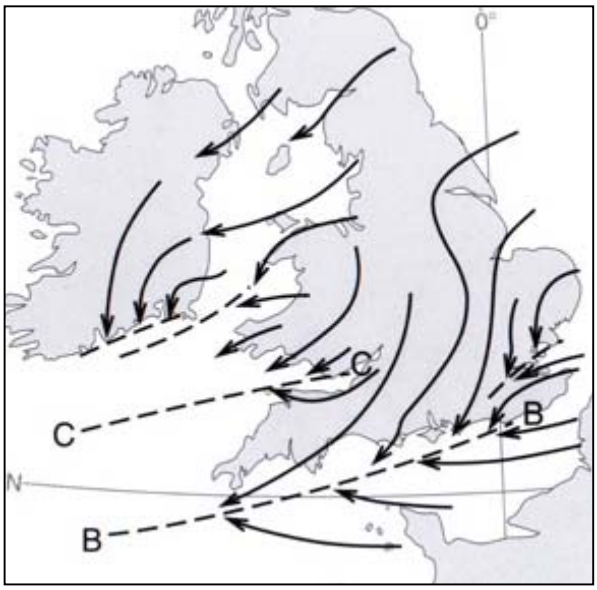


Fig 11: stroomlijnen aan het aardoppervlak die zijn afgeleid uit waarnemingen van 00:00 UTC

Topografie in combinatie met een markante temperatuurgradiënt kan een nadrukkelijk effect hebben op de verdeling van bewolking in polaire luchtstromen. In figuur 10 is het IR-beeld gegeven van 13 januari 1987 03:58 UTC. Zeer koude polaire lucht stroomt vanaf het continent met een ONO-stroming uit over de Atlantische Oceaan. Deze lucht is aanvankelijk droog maar neemt boven het relatief warme zeewater vocht op. Bovendien zorgen de landtongen van het zuidwestelijk deel van Engeland voor zones met convergentie en

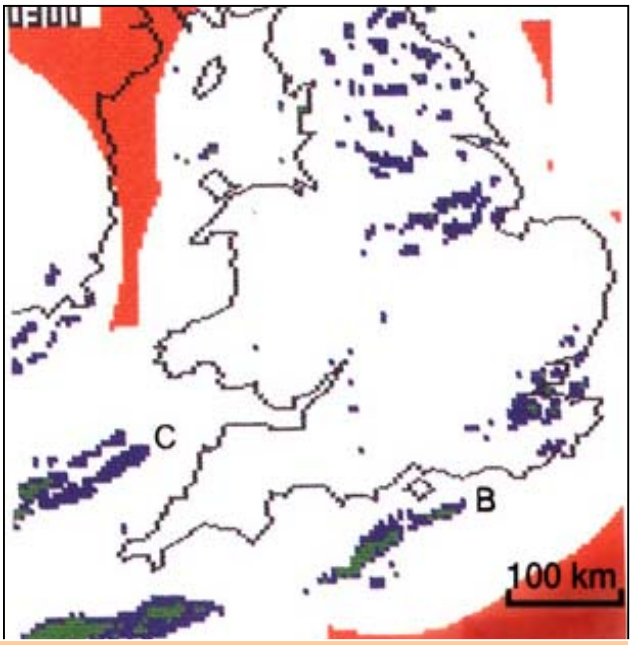


Fig 12: Radarbeeld van 13 januari 1987 03:00 utc

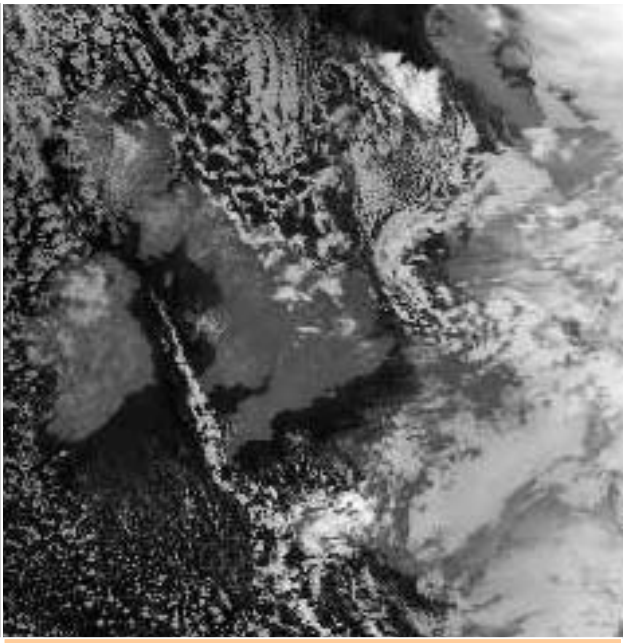


Fig 13: convergentie boven de Ierse Zee.

divergentie. In de convergentiezones AA, BB, CC wordt de convectie dermate versterkt dat er lijnen met buien ontstaan. In figuur 11 worden de stroomlijnen weergegeven die afgeleid zijn van waarnemingen om 00 UTC. De lijnen waar de lucht samenkomt die hieruit afgeleid zijn komen precies overeen met de versterkte convectie bij AA, BB en CC. Uit de buien viel lichte tot matige neerslag. Deze is gegeven in figuur 12.
In figuur 13 is nog een situatie op de Britse eilanden gegeven. Er staat een noordelijke stroming waarbij boven zee convectie ontstaat door de instabiele opbouw van de atmosfeer. Engeland en Ierland zijn grotendeels onbewolkt door het koude landoppervlak. Tussen Engeland en Ierland is boven de Ierse Zee een lijn aanwezig met convectie. Deze treedt op bij de convergentiezone die een gevolg is van het samenkomen van lucht uit Engeland en Ierland die op de grens van zee en land van richting veranderd is.

Convergentie boven land door een combinatie van zeewind en topografie bij zwakke achtergrondstroming :

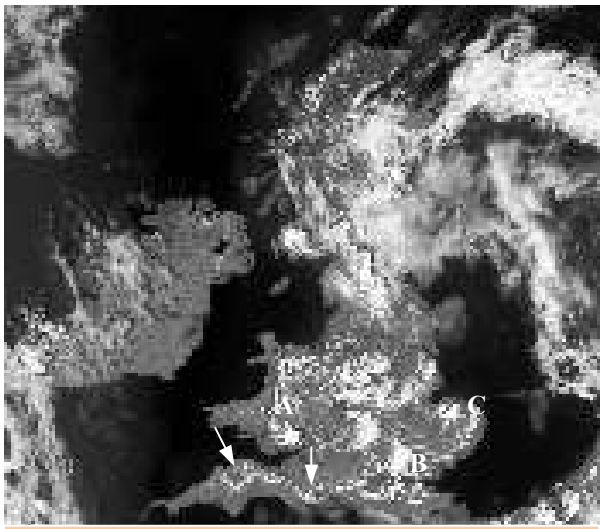


Fig 14: VIS-beeld 7 juli 1983 14:37 UTC: zeewindfronten over Engeland

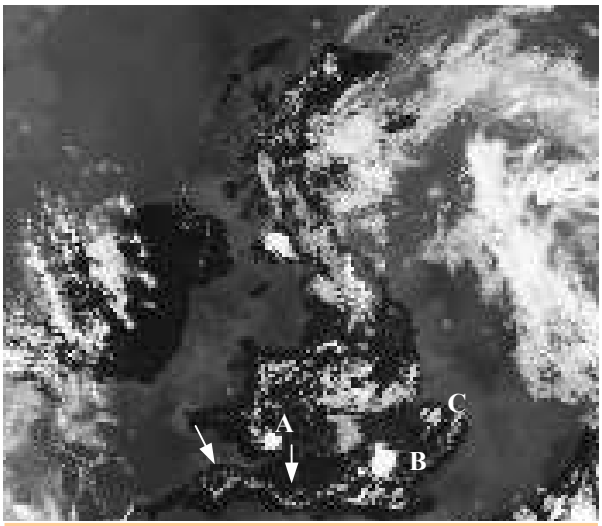


Fig 15: IR-beeld 7 juli 1983 14:37 UTC: zeewindfronten over Engeland

Zeewindfronten ontstaan door differentiële opwarming van het aardoppervlak. Het land wordt vooral in het voorjaar overdag een stuk warmer dan de zee bij zonnig en rustig weer. Hierdoor ontstaat een warme grenslaag. Boven land ontstaat een laagje waardoor er lucht van hoge druk boven zee naar lagere druk boven land gaat waaien. Er is zowel een stijgende tak met convectie boven land als een dalende tak met oplossen van bewolking boven zee. Het front gaat geleidelijk het land op bewegen waarbij lucht wordt gedwongen wordt op te stijgen Op het IR-beeld, figuur 15 is te zien dat de meeste cumuliforme bewolking vrij laag zit bij het zeewindfront (pijlen).
De snelheid waarmee zeewindconvergentiezones het land op bewegen hangt van een aantal factoren af: vorm van de kustlijn, richting en kracht van de wind op lagere niveaus, temperatuurverschil tussen zee en land. Vaak is de diepte van convectie bij zeewindfronten niet diep genoeg om neerslag te produceren. Als de atmosfeer echter voldoende onstabiel is en er ook terugkoppeling is met de bovenlucht dan er diepe convectie op treden met de ontwikkeling van regen- en onweersbuien.
Bij landtongen en bolle kustvormen kunnen zeewindfronten bij elkaar komen waardoor stijgende bewegingen worden versterkt. Hierdoor kan de convectie veel dieper worden en buien genereren. Dit is ook het geval boven Engeland in figuur 14 en 15. Op diverse plekken

werken zeewindfronten met elkaar samen waarbij Cb's ontstaan (A, B en C). Vooral op het IR-beeld vallen deze erg op door de hoge koude wolkentoppen.
In figuur 16 is schematisch weergegeven wat het effect van de vorm van de kust is op convergentiezones die samenhangen met zeewind.

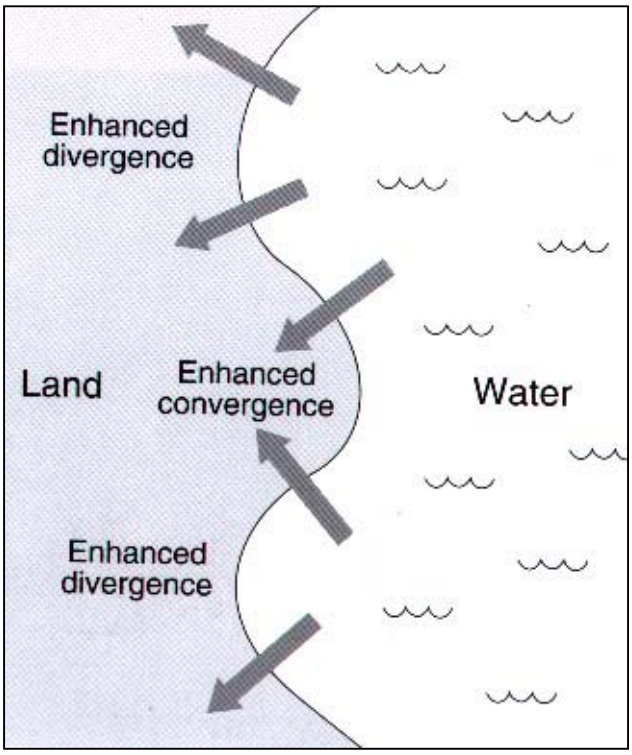


Fig 16: het effect van de vorm van de kust op convergentiezones die samenhangen met zeewind

Convergentie boven land door een combinatie topografie en een matige achtergrondstroming:
Lijnen of banden van bewolking vormen zich vaak over schiereilanden en kunnen dan met de stroming landinwaarts gevoerd worden. Dit komt met name voor bij een matige wind nabij het aardoppervlak die parallel waait aan een schiereiland en bij geringe richtingsschering met de hoogte. Wanneer deze banden zich vormen in een onstabiele luchtmassa kan dit een voorkeursgebied zijn voor het ontstaan van langdurige buien. Naast deze convergentiezones zijn vaak zones te vinden met veel minder bewolking waar divergentie en dalende luchtbewegingen op treden. Figuur 17 is een voorbeeld van het ontstaan en stroomafwaarts bewegen van wolkenband met buien door de invloed van de schiereilanden op de stroming. De convergentiezones zijn aangegeven met **AA** en **BB**. In deze situatie was er sprake van een instabiele zuidwestelijke stroming achter een koufront dat de Britse eilanden reeds gepasseerd is.
In figuur 18 is een stroomlijnanalyse voor Cornwall gemaakt van 14:00 UTC met behulp van grondobservaties. Hieruit blijkt dat de stromingen ten noorden en ten zuiden van Cornwall

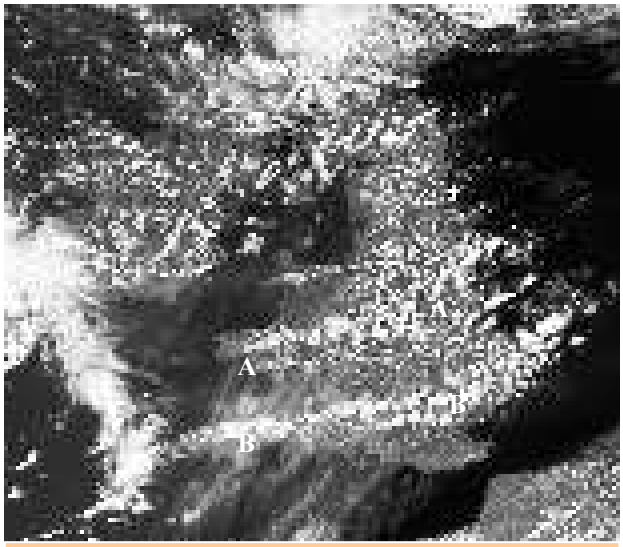


Fig 17: VIS-beeld 13 mei 1986 14:06 UTC: convergentie boven Engeland als gevolg van uitstekende landtongen

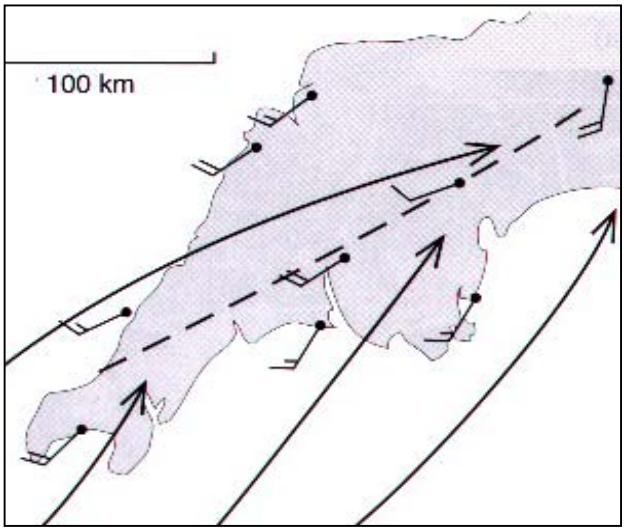


Fig 18: stroomlijnanalyse van grondobservaties op Cornwall van 13 mei 14:00 UTC

een naar het binnenland gerichte component hebben die landinwaarts bij elkaar komen en voor convergentie en stijgende bewegingen zorgen.
In figuur 19 is het radarbeeld gegeven van 14:00 UTC waaruit blijkt dat er in de convergentielijn veelal lichte maar lokaal ook zwaardere regenbuien voorkomen.
Er bestaat ook een conceptueel model voor de ontwikkeling van bewolking op Schiereilanden. De circulatie ontwikkelt zich als gevolg van opwarming van het land. Aan beide zijden treedt zeewind op die voor convergentie van de lucht zorgt. De locatie van de wolkenband hangt af van de vorm van het schiereiland, de sterkte van de achtergrondstroming en de zeewind. Het conceptuele model is weergegeven in figuur 20. De achtergrondstroming staat in de richting van het schiereiland. Door temperatuurverschillen tussen land en zee ontstaat er bovendien een extra zeewind component die het land in gericht is. Waar de zeewindfronten bij elkaar komen treedt convergentie op en kunnen zich buien ontwikkelen die vervolgens landinwaarts worden gevoerd.

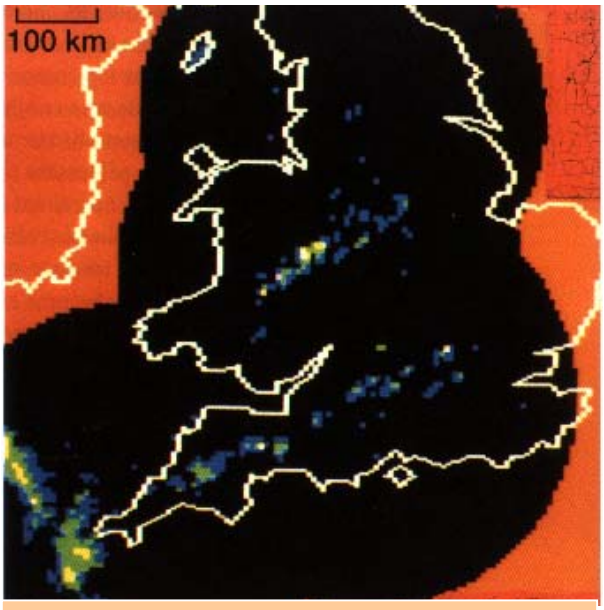


Fig 19: 13 mei 1986 14:00 UTC: ontwikkeling van buien door een combinatie van zeewind en orografie

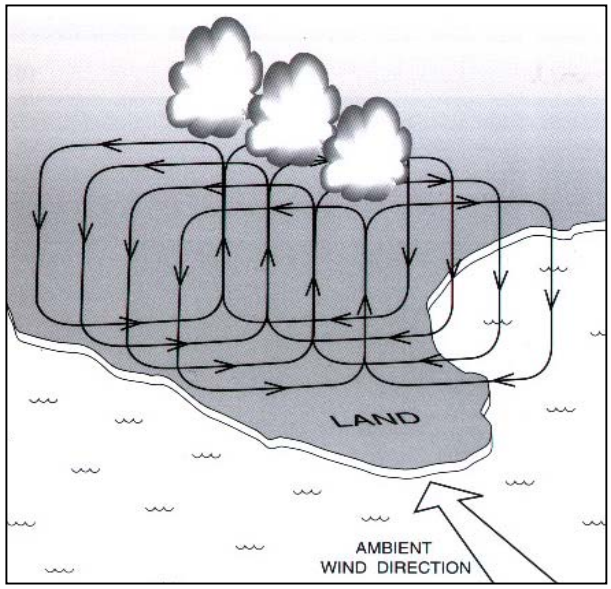


Fig 20: Conceptueel model voor het ontstaan van bewolking en buien door de combinatie van zeewind en orografie

Ontwikkeling van onweersbuien op outflow boundaries van oude cellen:
Een voorkeurslocatie voor de ontwikkeling van nieuwe buiencellen is het gebied waar het gustfront van een groot onweerscomplex samenkomt met een gebied van georganiseerde cumulus bewolking. Wanneer er slechts een zwakke synoptische schaal forcering is dan is de interactie van outflow boundaries met andere mesoschaal structuren in de regio een belangrijke trigger voor het ontstaan van nieuwe onweersbuien. Een outflow boundary zal wanneer deze beweegt geleidelijk in intensiteit afnemen: Het gustfront wordt ondieper en de stijgende bewegingen nemen af. De cumuli die gevormd worden op deze convergentielijn zullen steeds kleiner worden. Het samenspel van outflow boundaries en mesoschaal effecten kan voldoende convergentie en stijgende bewegingen veroorzaken om nieuwe cellen te doen ontstaan ook wanneer de outflow boundary al een deel van zijn kracht verloren heeft.
Het kan ook voorkomen dat outflow boundaries van verschillende cellen samenkomen en nieuwe cellen vormen. Dit is het geval in figuur 21. De outflow boundaries behorende bij verschillende onweerscellen zijn omcirkeld.

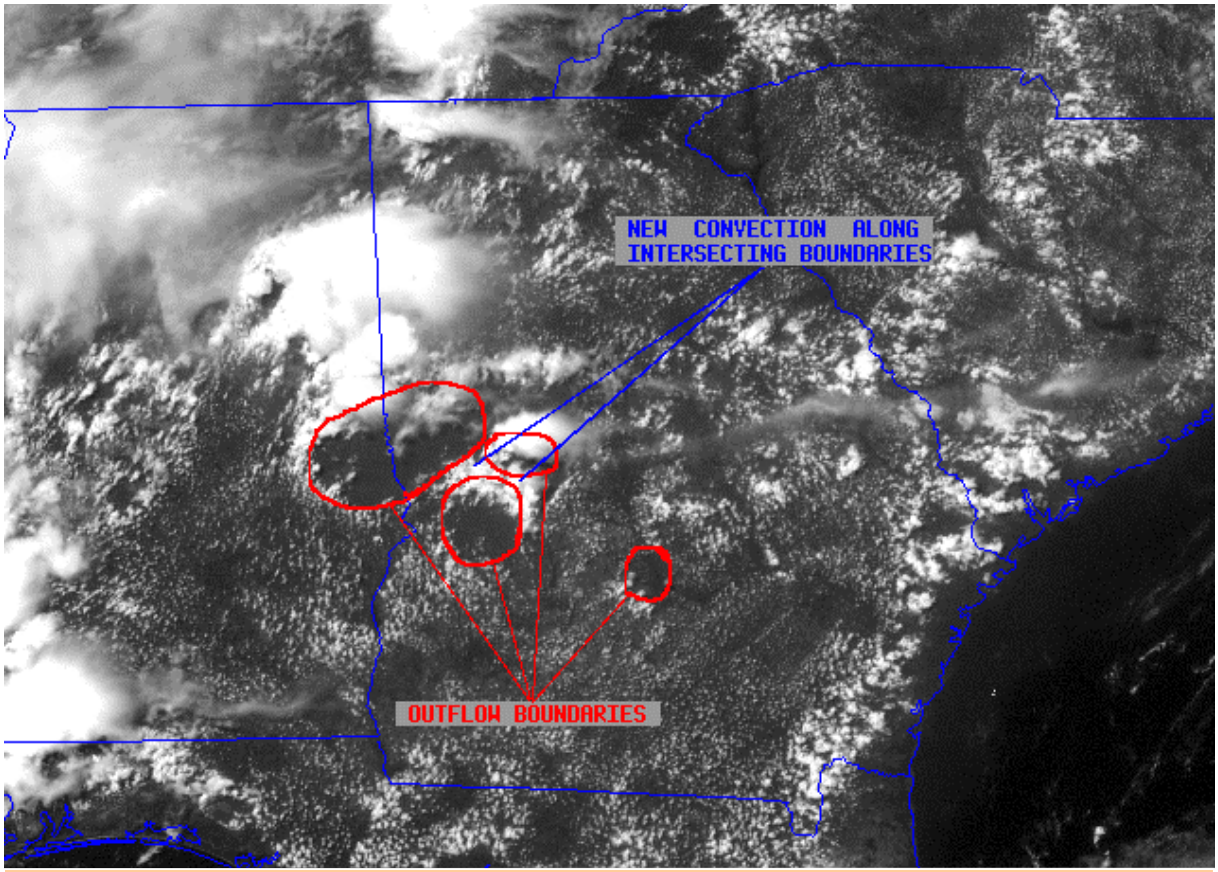


Fig 21: VIS 29 mei 1998 18:59 UTC ontwikkeling van een nieuw onweercomplex waar boundary outflows samenkomen en voor extra stijgende bewegingen zorgen

Het kan ook voorkomen dat een outflow boundary samenkomt met een zeewindfront. Door extra convergentie en stijgende bewegingen kunnen hierdoor nieuwe cellen tot ontwikkeling komen.

9.4.4 Sleutelparameters

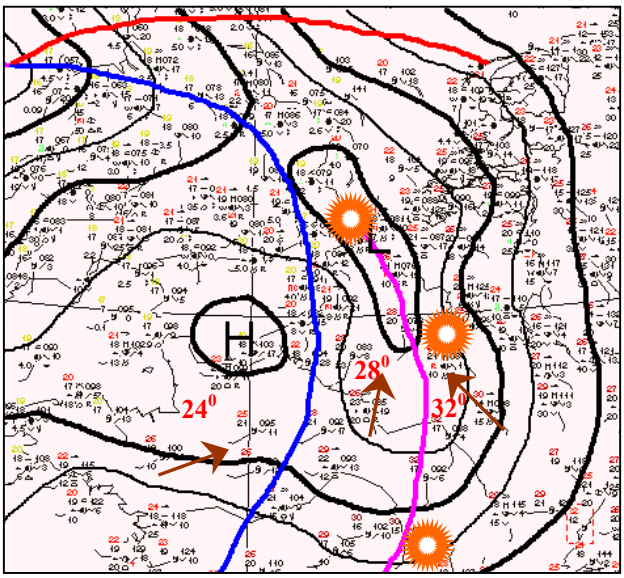


Fig 22: observaties 25 augustus 1999 18:00 UTC: convergentielijn over het midden van Frankrijk

Fig 23: IR-beeld 25 augustus 1995 18:00 UTC: convergentielijn over het midden van Frankrijk

Grondobservaties: Een convergentielijn die ontstaan is door forcering aan het aardoppervlak wordt gekenmerkt door een trog op zeeniveau, zie figuur 22. Soms kan er zelfs een klein lagedrukgebied ontstaan dat mede tot stand komt door het vrijkomen van latente en sensibele warmte. Voor de trog uit zijn dalingen en daarachter stijgt de druk weer. Bij passage van een trog vindt ruiming van de wind plaats (pijlen). In dit geval was de wind voor de trog uit zuidoostelijk en ruimde na de passage naar zuid tot zuidwest. Omdat de luchtmassa voor en achter de convergentielijn dezelfde is hoeft er geen markante temperatuurdaling op te treden. Zowel voor en achter de convergentielijn schommelt de temperatuur rond de 30 graden. Waar er onweersbuien (sterren) zijn is de temperatuur wel aanzienlijk gedaald.

Temps:

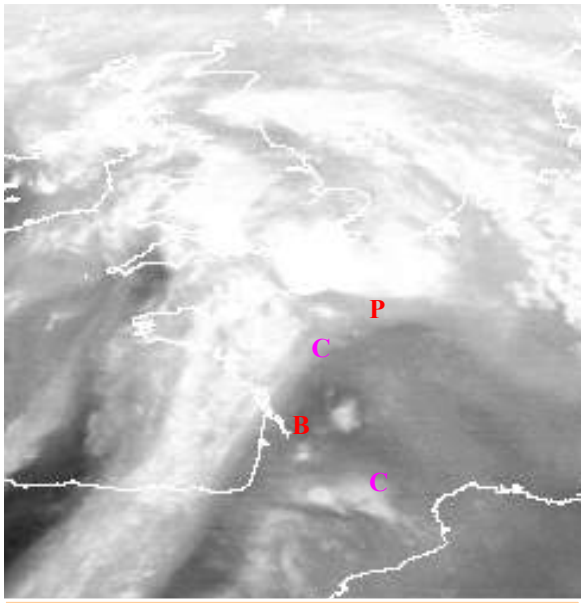


Fig 24: WV-beeld 25 augustus 1999 12:00 UTC: locatie van de convergentielijn en de positie van Parijs en Bordeaux

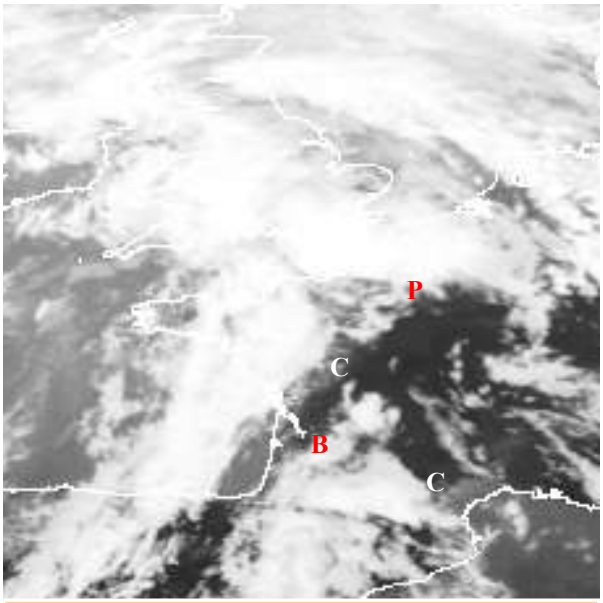


Fig 25: IR-beeld 25 augustus 1999 12:00 UTC: locatie van de convergentielijn en de positie van Parijs en Bordeaux

Op 25 augustus 12 UTC, figuur 26, is de convergentie- zone N-Z georiënteerd over Frankrijk (**CC**). De lijn ligt op dit tijdstip nog veel verder verwijderd van het koufront ten westen van Frankrijk. Bij Bordeaux (B) en Parijs zijn (P) zijn ballonen opgelaten die de verticale structuur tonen van de temperatuur en vocht in de troposfeer. De temps liggen aan de voorzijde en achterzijde van de convergentielijn en kunnen verschillen in opbouw van de atmosfeer aan de voorzijde en achterzijde van de lijn zichtbaar maken. Uit het IR-beeld kan opgemaakt worden dat Bordeaux tussen het koufront en de convergentielijn in ligt. Dit is aan de westrand van een uitgestrekt gebied met middelbare Ac en hoge Ci-bewolking.

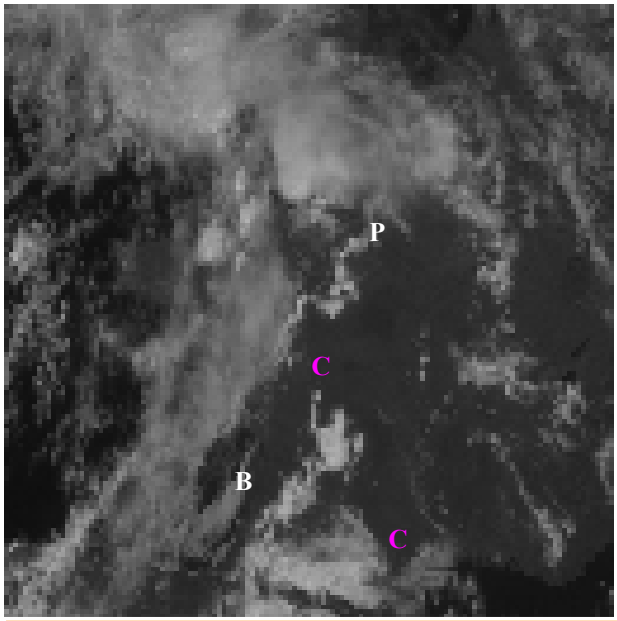


Fig 26: VIS-beeld 25 augustus 1999 12:00 UTC: locatie van de convergentielijn en de positie van Parijs en Bordeaux

Wanneer we naar Bordeaux kijken dan blijkt uit het IR en WV-beeld dat er in de middelbare en hogere niveaus van de troposfeer veel vocht aanwezig is. Dit moet op de temp van 12:00 UTC, figuur 27, terug te vinden zijn als een zone met hoge relatieve vochtigheid. Tussen 420 en 500 hPa bevindt zich inderdaad een vochtige laag. In Parijs zijn de hogere niveaus van de troposfeer ook vochtig. Het WV-beeld toont heldere grijstinten en op het IR-beeld is hoge bewolking zichtbaar. Als we de wind voor de twee temps met elkaar vergelijken zien we dat boven beide stations een zuidwestelijke stroming staat. Bij Bordeaux neemt deze toe tot 80 knopen rond de tropopauze. De krachtige bovenluchtstroming is een indicatie voor de aanwezigheid van de jet. In Parijs, figuur 28, is de wind hoger in de atmosfeer minder krachtig dan in Bordeaux. Aan de grond is de wind gekrompen naar het zuidoosten. Uit het WV-beeld blijkt dat de jet over de golf van Biskaje NNO naar Normandië is georiënteerd.

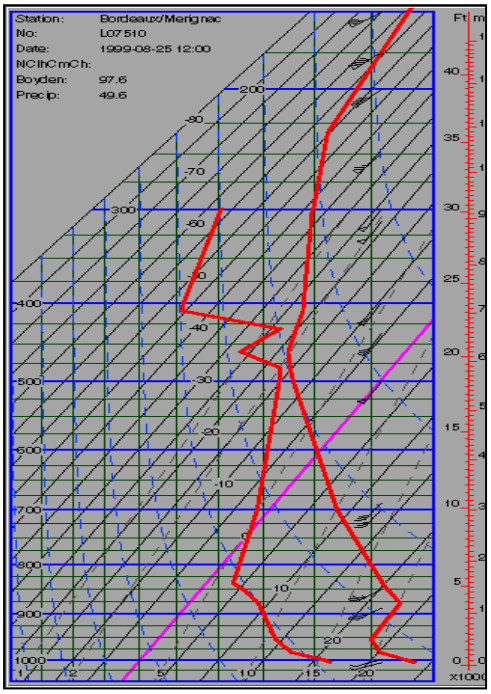


Fig 27: 25 augustus 1999 12:00 UTC: temp van Bordeaux

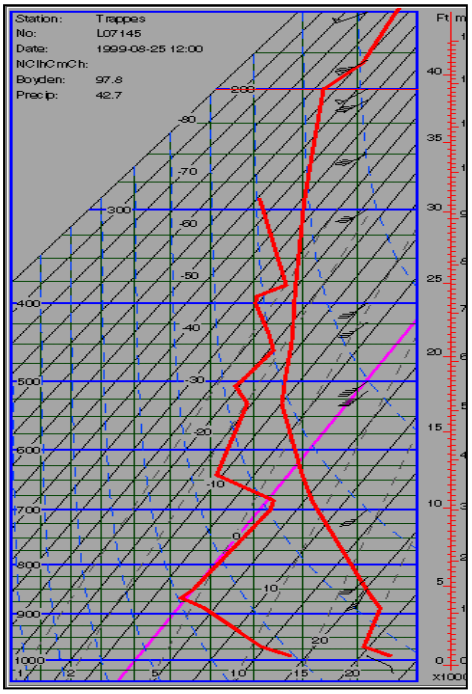


Fig 28: 25 augustus 1999 12:00 UTC: temp van Parijs

Absolute topografie en PVA op 500 hPa:

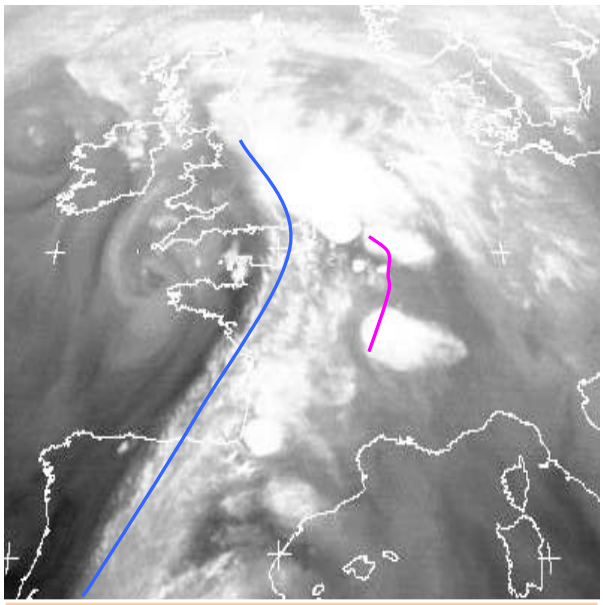


Fig 29: WV Beeld 25 augustus 1999 18:00 UTC: ontwikkeling van MCS's op convergentielijn(paars)

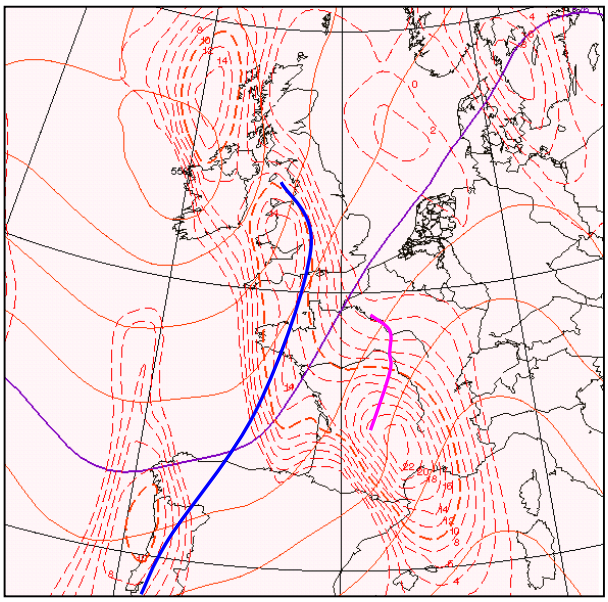


Fig 30: 25 augustus 1999 18:00 UTC: PVA (onderbroken) en absolute topografie 500 hPa

Een convergentielijn die samenhangt met een zeewindfront is normaal gesproken niet tot diep in de atmosfeer ontwikkeld. Zo zal er op 500 hPa geen sprake zijn van een verstoring die veroorzaakt wordt door het zeewindfront. De jet-as loopt ZZW-NNO van Portugal naar Wales en wordt veroorzaakt door de grote temperatuurgradiënt tussen het verhitte continent en de relatief koele oceaan. Er is op dit moment ook geen interactie tussen de straalstroom en de convergentielijn. Als we kijken naar VA op 500 hPa (figuur 30) zien we dat er veel PVA aanwezig is met name boven het zuiden van Frankrijk. Dit heeft te maken met een hoogtetrog. Deze trog zorgt voor een positieve forcering voor stijgende bewegingen bij de convergentielijn.

Absolute topografie van 700 hPa en relatieve topografie 1000/700 hPa:

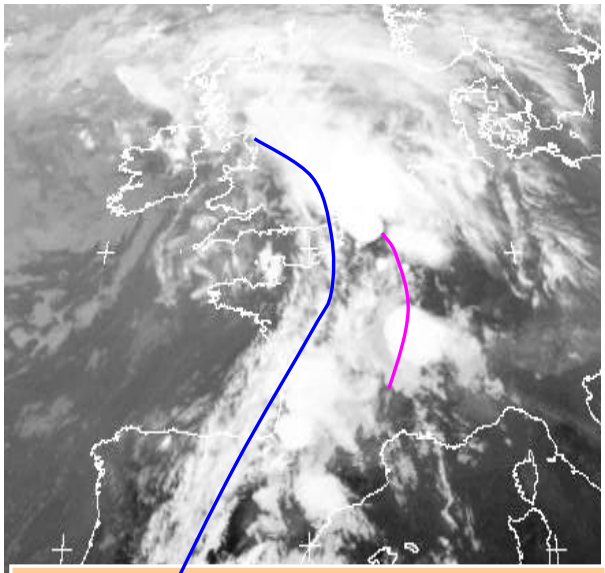


Fig 31: IR-beeld 25 augustus 1999 18:00 UTC: convergentiezone over Frankrijk

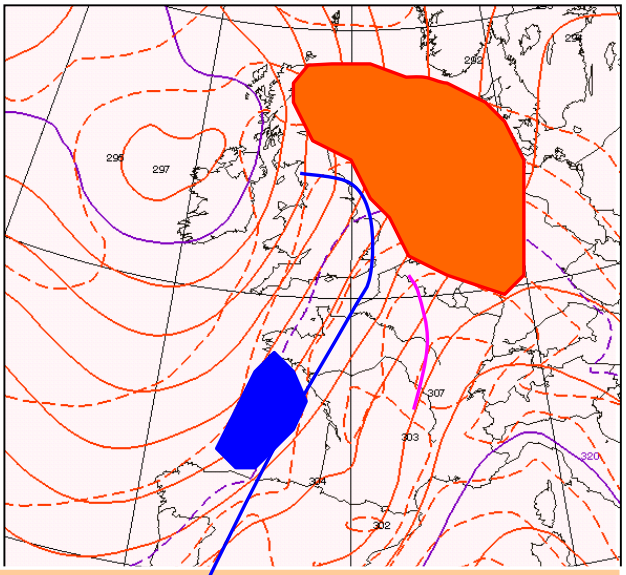


Fig 32: ECMWF +42 geldig voor 25 augustus 1999 18:00 UTC: abs. top. 700 hPa en rel. top. 700/1000 hPa

Op figuur 31 is op het IR-beeld van 25 augustus 18:00 UTC het koufront (blauw) en de convergentielijn (paars) aangegeven. In figuur 31 is het hoogteveld van 700 hPa en de relatieve topografie 700/1000 hPa gegeven. Hieruit kunnen gebieden met temperatuur-advectie bepaald worden. Rond de Noordzee treedt sterke WA op vanuit het ZZW. Deze forcering zorgt in belangrijke mate voor de bewolking die aanwezig is boven het zuidelijk deel van de Noordzee. Boven de Golf van Biscaje treedt koude advectie achte en op het koufront op. De WA voor het koufront stelt weinig voor en geeft geen dynamische stijgende bewegingen. De convergentielijn ligt in de dikterug. Hier is de laag van 700 tot 1000 hPa dus het warmst.

9.4.5 Weersverschijnselen

Omdat met convergentielijnen een groot scala van structuren wordt gedekt die sterk kunnen verschillen in intensiteit, omvang en levensduur is het niet mogelijk om een algemene regel op te stellen voor het weer dat optreedt op convergentielijnen.
Zeewindfronten afkomstig vanaf de Noordzee komen in Nederland gedurende het voorjaar en zomerseizoen diverse malen voor. Vaak bestaan de veranderingen die optreden uit een windruiming, abrupte afkoeling en tijdelijke toename van cumuliforme bewolking. Wanneer de temperatuurverschillen over het front groot zijn en er sterke convergentie optreedt kunnen er zich op het front buien ontwikkelen die soms gepaard gaan met onweer. Zo nu en dan bereikt een zeewindfront uit de Golf van Biskaje Nederland. Hierop treden in principe dezelfde weersverschijnselen op. Wanneer een zeewindfront samen valt met een forcering in de bovenlucht zoals een jet-uitgang of trog kunnen verticale bewegingen gestimuleerd worden en zwaardere buien ontstaan. Ook bij zeer sterke verhitting van het land in combinatie met hoge dauwpunten kunnen op dit type convergentielijn heftige weersverschijnselen optreden.
Zeewindfronten kunnen in samenhang met de orografie en een gegeven windsterkte en richting aanleiding geven voor de voorkeurspositie voor de ontwikkeling van convectie boven land. Convergentie treedt ook op boven zee. Dit uit zich met name gedurende het winterseizoen in cumuliforme bewolking en de ontwikkeling van buien omdat de atmosfeer boven het relatief warme zeewater onstabiel van opbouw is.
Outflow boundaries van MCS's blijven zelfs na het oplossen van de MCs nog enige tijd bestaan. Wanneer de mesoschaal situatie gunstig is kunnen op deze convergentielijn nieuwe onweersbuien tot ontwikkeling komen. In bijzondere gevallen werken een zeewindfront en een outflow boundary samen bij het tot stand komen van versterkte convectie en de ontwikkeling van buiencellen.

Fig 31: Cb ontstaan op zeewindfront

9.5 Warm conveyer belt bewolking

9.5.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Op satellietbeelden kan warm conveyer belt bewolking worden teruggevonden als een anti-cyclonaal gekromde wolkenband. Deze ligt gewoonlijk stroomafwaarts van een wolkenband behorende bij een koufront. De bewolking is echter wel gescheiden van het koufront. Op IR en WV-beelden variëren de grijstinten tussen grijs en wit. Vaak heeft de bewolking een pluizerig veerachtig karakter maar er kunnen ook grote gebieden voorkomen waarin de cirrusbewolking over-heerst hetgeen een egaal uiterlijk heeft op IR-beelden. Doordat de warm conveyer opstijgt worden de pixelwaarden op het IR-beeld naar het noordoosten toe steeds hoger doordat de wolkentoppen hoger komen te liggen. Vervolgens draait de WCB naar het zuidoosten en begint weer te dalen. Hierbij worden de kleuren in het IR-beeld weer grijzer. Zie figuur 1 voor een overzicht van de tinten in het WV en IR-kanaal.

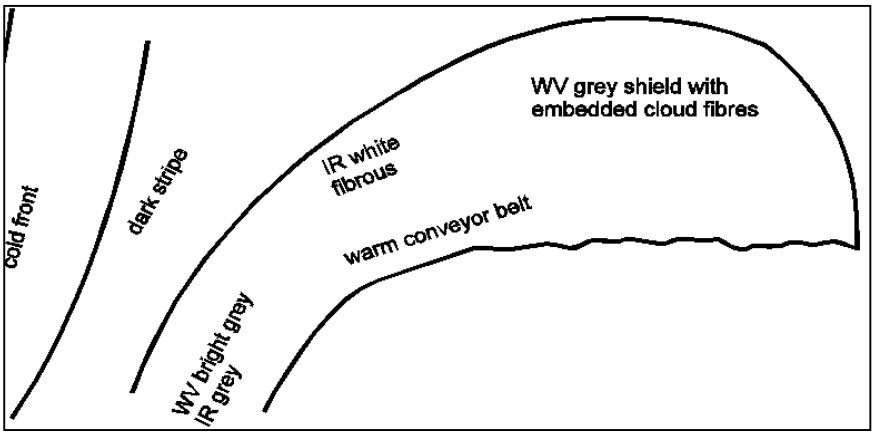


Fig 1: schematische weergave van de pixelwaarden bij het IR en WV-kanaal

In het VIS-beeld is vaak veel minder bewolking waar te nemen. Deze bestaat dan uit geïsoleerde cellen

Gedurende de levenscyclus van de WCB kunnen er interacties plaatsvinden met het stroomopwaarts gelegen koufront. Zie hiervoor ook figuur 2. Hogere cellen kunnen zich ontwikkelen aan de achterzijde van de WCB die het dichtst bij het naderende koufront liggen. Tevens kan de achterzijde van de WCB kan gaan samensmelten met de frontale bewolking behorende bij het koufront. Soms aan de zuidelijke begrenzing van het koufront plekken met hoge wolkenvelden worden waargenomen.

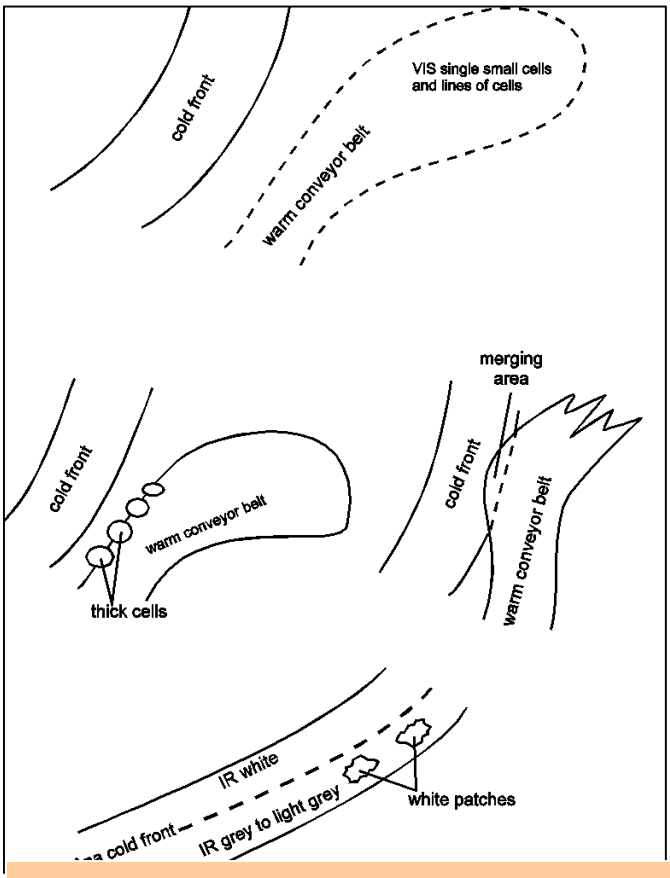


Fig 2 (helemaal boven): VIS- beeld van WCB, (rechts) interacties van de WCB met het koufont

9.5.2 praktijksituatie 19 april 1996 12UTC

Op het IR en WV-beeld, figuur 3 en 4, zien we een anti-cyclonaal gekromde bewolkingsband behorende bij de warm conveyerbelt. Deze strekt zich uit van de westkust van Portugal, Spanje over de golf van Biskaje tot zuidwest Engeland. In het noordelijk deel smelt de WCB samen met het stroomopwaarts gelegen koufront. Op het IR-beeld zijn grote witte vlekkerige gebieden zichtbaar. De wolkentoppen bevinden zich in de hogere niveaus van de troposfeer. Op het WV-beeld is te zien dat de WCB-bewolking zich over een groot gebied uitstrekt getuige de hoge pixelwaarden. Er komen zowel verticaal ontwikkelde cellen als geïsoleerde cellen op hogere niveaus voor. Op het VIS-beeld is veel minder bewolking zichtbaar. Dit komt omdat de meeste bewolking dun is. Alleen de dikkere delen van de bewolking zijn op het VIS-beeld, figuur 5, terug te herkennen.

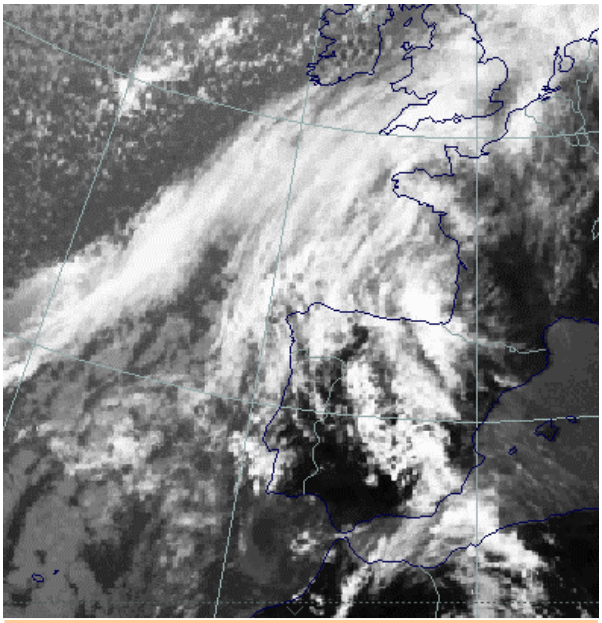


Fig 3: IR-beeld 19 april 1996 12 UTC: WCB

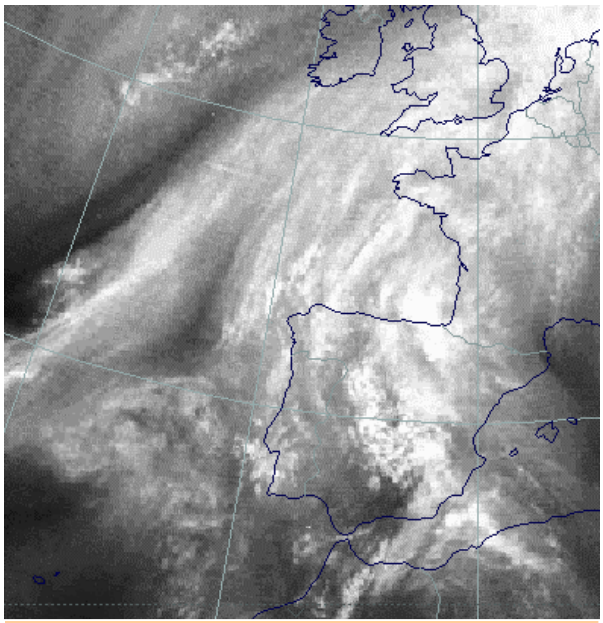


Fig 4: WV-beeld 19 april 1996 12:00 UTC: WCB

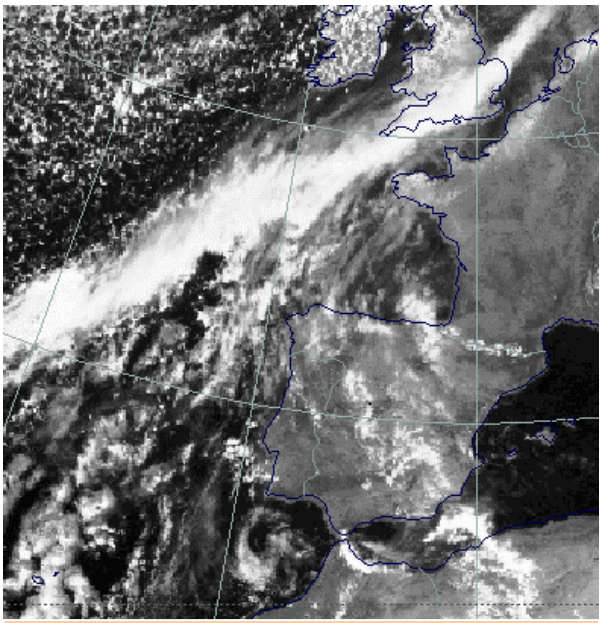


Fig 5: VIS-beeld 19 april 1996 12:00 UTC: WCB

9.5.3 Meteorologisch fysische achtergrond

De warm conveyer belt is een luchtlaag die zich voor het koufront uit bevindt. Met relatieve stromingen (het koufront wordt als referentiepunt genomen) kan worden afgeleid dat de WCB afkomstig is uit het zuidoosten. Vervolgens beweegt de WCB in noordoostelijke richting waarbij deze opstijgt en er condensatie plaatsvindt van vochtige lucht. Uiteindelijke buigt de stroming weer af naar zuidoostelijke richting waarbij de lucht begint te dalen. Hierbij gaat de bewolking weer oplossen.

Zoals we al bij de bespreking van warmte- en koufronten hebben gezien is de WCB betrokken bij frontale processen Hierbij treedt een deel van de bewolking op onder invloed van de stijgende WCB. Het kan echter ook voorkomen dat de WCB niet verbonden is met een koufront maar meer stroomafwaarts voorkomt schijnbaar onafhankelijk van het koufront.

Er kunnen nu twee gevallen onderscheiden worden in de atmosfeer. In de eerste plaats kan het voorkomen dat het koufront bestaat uit twee relatieve stromingen: de upper relative stream en WCB die beide een deel van de wolkenproductie voor hun rekening nemen. Hierbij kan de WCB tot achter het grondfront waarneembaar zijn. In het tweede geval bevindt de WCB zich voor het koufront uit. De upper relative stream veroorzaakt nu alle bewolking in het koufont en passeert zelfs het grondfront.

We bespreken nu een geval op 15 april 1996 om de locatie van de relatieve stromingen wat duidelijker voor ogen te hebben. Figuur 6 en 7 geven de relatieve stromingen weer op respectievelijk het θ_E 308 en 318 Kelvin niveau.

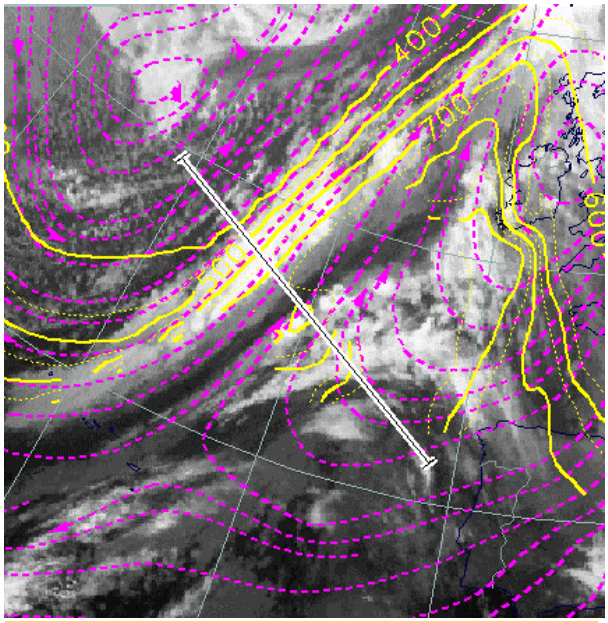


Fig 6: relatieve stromingen op het isentropen vlak θ_E = 308 K. Drukvlakken(geel)

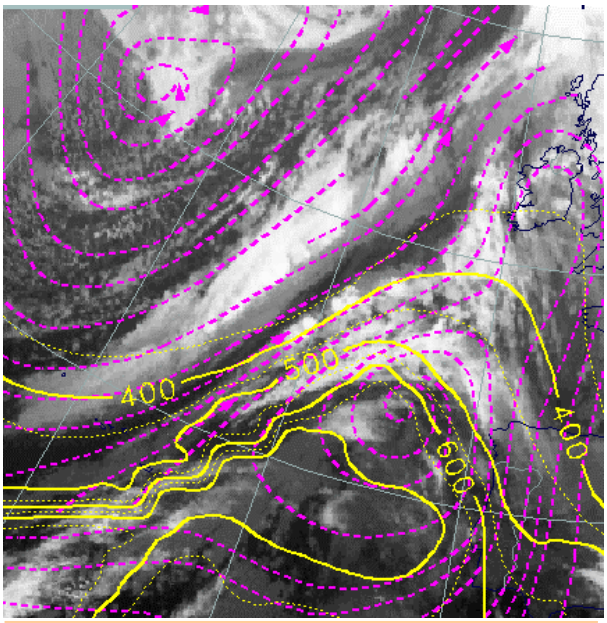


Fig 7: relatieve stromingen op het isentropen vlak θ_E = 318 K. Drukvlakken(geel)

Op figuur 6 zien we dat op het laagste niveau de gehele frontale bewolking onder invloed staat van de upper relative stream die van achter het koufront afkomstig is De limiterende stroomlijn bevindt zich in het wolkenarme deel tussen het koufront en de WCB. De bewolking hiervoor uit die onder meer bestaat uit ingebedde cellen wordt veroorzaakt door de WCB.

Op figuur 7 zien we een stijgende WCB die de bewolking veroorzaakt ten zuidwesten van Ierland. De WCB splits zich vervolgens in twee stromingen. De zuidelijke tak van de WCB beweegt eerst in noordoostelijke richting en buigt vervolgens af naar het zuidoosten. Deze tak vormt de bewolking boven de noordkust van Spanje. De noordelijke tak beweegt in een

noordelijke richting en veroorzaakt de bewolking boven de Atlantische Oceaan ten westen van Ierland.
De limiterende stroomlijn tussen de WCB en de upper relative stream bevindt zich bij de convectieve cellen. In de onderste lagen van de troposfeer is hier de warme en vochtige lucht aanwezig van de WCB. Daarboven stroomt koudere, drogere lucht van de upper relative stream. Dit is een typische situatie voor instabiliteit en de ontwikkeling van convectieve cellen.

9.5.4 Sleutelparameters

Temperatuur advectie: In de bewolking behorende bij de WCB treedt vaak zwakke WA op. Daarachter vindt CA plaats in het koufront.
Equivalente dikte (500/850 hPa): De gradiëntzone van de dikte bevindt zich in de stroomopwaarts gelegen bewolkingsband behorende bij het koufront.
Thermische frontparameter (500/850 hPa): Het maximum van de TFP bevindt zich in de bewolkingsband behorende bij het koufront.

9.5.5 Weersverschijnselen

Gewoonlijk komt er in de WCB alleen middelbare en hoge bewolking voor. Er kan neerslag optreden wanneer er witte cellen zichtbaar zijn op het VIS en IR-beeld. Heftige weersverschijnselen kunnen voorkomen aan de achterzijde van de WCB wanneer er interactie met het koufront stroomafwaarts optreedt. Hier stroomt koudere lucht behorende bij de upper relative stream uit over de WCB. Dit veroorzaakt instabiliteit in de atmosfeer waarbij lijnen van Cb's kunnen optreden.

Fig 8: Vaak gaat WCB enkel gepaard met hoge en middelbare bewolking, zoals altocumulus.

Literatuur

- BADER M. J., FORBES G. S., GRANT J. R., LILLEY R. B. E. and WATERS A. J. (1995): Images in weather forecasting - A practical guide for interpreting satellite and radar imagery; Cambridge University Press
- BENNETTS D. A., MCCALLUM E. and GRANT J. R. (1986): Cumulonimbus clouds: an introductory review; Met. Mag., Vol. 115, p. 242 - 256
- BENNETS A., MCCALLUM E., NICHOLLS S. and GRANT J.R (1986): Stratocumulus. An introductory account; Met. Mag., Vol. 115, p. 65 - 76
- BENNETTS D. A., GRANT J. R. and MCCALLUM E. (1988): An introductory review of fronts. Part I: Theory and observations; Met. Mag., Vol. 117, p. 357 - 370
- BENNETTS D. A., GRANT J. R. and MCCALLUM E. (1989): An introductory review of fronts, Part II: A case study; Met. Mag., Vol. 118, p. 8 - 12
- BENNETTS D. A., MCCALLUM E. and GRANT J. R. (1986): Cumulonimbus clouds: an introductory review; Met. Mag., Vol. 115, p. 242 - 256
- BLUESTEIN H.B. Synoptic Dynamic Meteorology in Midlatitudes - Volume I Principles of Kinematics and Dynamics; Oxford University Press.
- BLUESTEIN H.B. Synoptic Dynamic Meteorology in Midlatitudes - Volume Obeservations and Theory of Weather Systems; Oxford University Press.
- BROWNING K. A. and MONK G. A. (1982): A simple model for the synoptic Analysis of cold fronts; Quart. J. R. Meteor. Soc., Vol. 108, p. 435 - 452
- BROWNING K. A. (1985): Conceptual models of precipitation systems; Quart. J. R. Meteor. Soc., Vol. 114, p. 293 - 319
- BROWNING K. A. (1986): Conceptual models of precipitaion systems; Weather&Forecasting, Vol. 1, p. 23 - 41
- BROWNING K. A. and REYNOLDS R. (1993): Diagnostic study of a narrow cold frontal rainband and severe winds associated with a stratospheric intrusion; JCMM - internal report 7
- BROWNING K. A. (1994): On the nature of convective circulations at a kata-cold front; JCMM - internal report 35
- BROWNING K. A. and GOLDING B. W. (1994): Mesoscale effects of a dry intrusion within a vigorous cyclone; JCMM - internal report 29
- CARLSON T. N. (1980): Airflow through mid-latitude cyclones and the comma cloud pattern; Mon. Wea. Rev., Vol. 108, p. 1498 - 1509
- CARLSON T. N. (1987): Cloud configuration in relation to relative isentropic motion; in: Satellite and radar imagery interpretation, preprints for a workshop on satellite and radar imagery interpretation - Meteorological Office College, Shinfield Park, Reading, Berkshire, England, 20 - 24 July 1987, p. 43 - 61
- CONWAY B. J., GERARD L., LABROUSSE J., LILJAS E., SENESI S., SUNDE J. and ZWATZ-MEISE V. (1996): COST78 Meteorology - Nowcasting, a survey of current knowledge, techniques and practice - Phase 1 report; Office for official publications of the European Communities
- DELDEN A. van (1997): The synoptic setting of a thundery low and associated prefrontal squall line in western Europe, Meteorol. Atmos. Phys. 65, 113-131 (1998)
- DUYNKERE P. G. and DRIEDONKS A. G. M. (1987): A model for Turbulent Structure of the Stratocumulus-topped atmospheric Boundary Layer; J. Atmos. Sci., Vol. 44, p. 43 - 64 KARLSSON, K.- G. (1997): Remote Sensing in Meteorology. Swedish Meteorological and Hydrological Institute
- HOSKINS B. J., Mc INTYRE M. E., ROBERTSON A. W. (1985) On the use and significance of isentropic potential vorticity maps . Quart. Journal R.M.S. 111, 877-946, also: 113, 402-404.
- GREEN J. S. A., LUDLAM F. H. and MCILVEEN J. F. R. (1966): Isentropic relative-flow analysis and the parcel theory; Quart. J. R. Meteor. Soc., Vol. 92, p. 210 - 219
- KURZ M. (1998): Synoptic Meteorology – Second, completely revised edition. Deutcher Wetterdienst Offenbach am Main
- LOCATELLI J. D. and HOBBS P. V. (1987): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in mid-latitude cyclones. Part XIII: Structure of a warm front; J. Atmos. Sci., Vol. 44, p. 2990 - 2309

- SCOFIELD R. A. (1990): The "Water Vapour Imagery/Theta E Connection" with Heavy Convective Rainfall; in: EUMETSAT Proceedings of the Workshop on the Use of Satellite Data in Nowcasting and Very Short Range Forecasting; Reading, U. K., 16 - 20 July 1990, p. 173 - 178
- VERKLEY W. (1995): Potentiële Vorticiteit. Meteorologica 3- 95.
- WALACE J.M. and HOBBS P.V. (1977): Atmosferic Science. Academis Press New York, San Francisco, London.
- WINKLER R. (1995): Auftreten von Multi-Cell Storms südlich des Alpenhauptkammes nach Kaltfrontdurchgang; Diploma thesis, University of Vienna
- ZWATZ-MEISE V. (1987): Satellitenmeteorologie; Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - London - Paris - Tokyo
- ZWATZ-MEISE V. (1990): Satellite synoptic of warm fronts; Proceedings of 8th Meteosat Scientific Users' meeting, Norrköping, Sweden, 28 - 31 August 1990, p. 151 - 160

Internet

Meteocal: http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/meteocal/latest/www/english/courses/msgcrs/
SatRep Homepage: http://www.knmi.nl/satrep/

Intranet KNMI

MO Homepage: http://info.knmi.nl/wa-mo/
Euromet Training: http://info.knmi.nl/wa-mo/Euromet/courses/english/navig/begins.htm