

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, vorticititeit 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

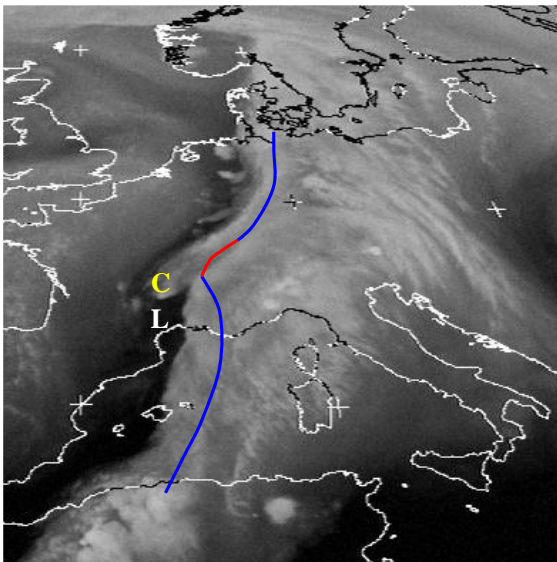


Fig 1: WV 26 augustus 1999 17:30 UTC: ontwikkelende golf boven het zuiden van Frankrijk.

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 grijsinten.

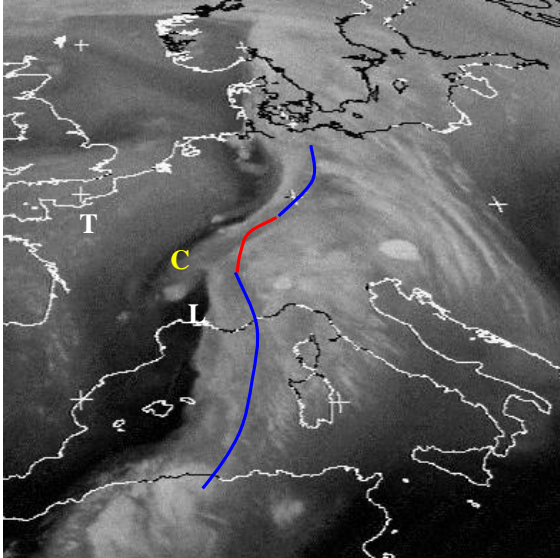


Fig 2: WV 26 augustus 1999 19:00 UTC: frontale golf boven het zuiden van Frankrijk

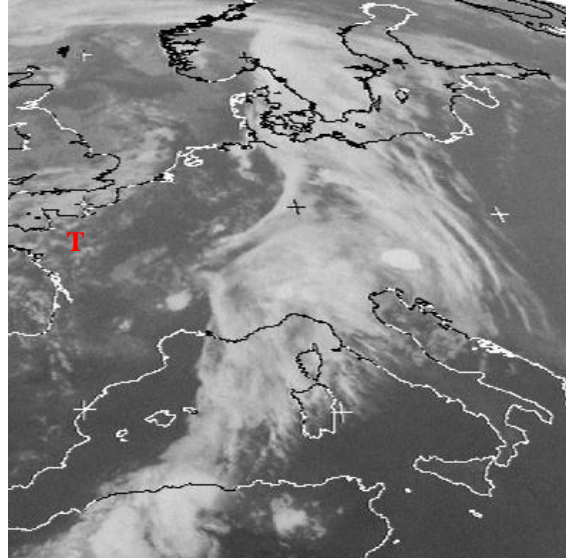


Fig 3: IR 26 augustus 1999 19:00 UTC: frontale golf boven het zuiden van Frankrijk

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.

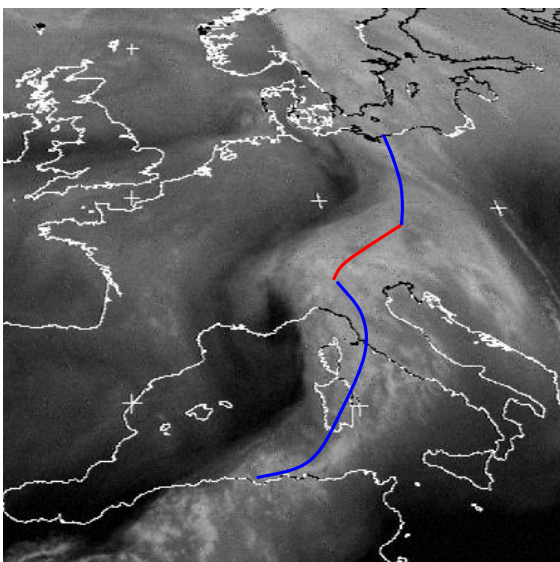


Fig 4: WV 26 augustus 1999 23:30 UTC: frontale golf boven het zuiden van Frankrijk

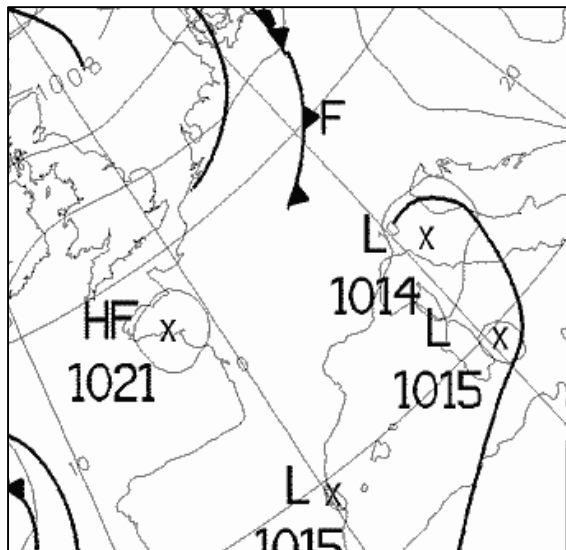


Fig 5: Bracknell-analyse 27 augustus 06:00 UTC

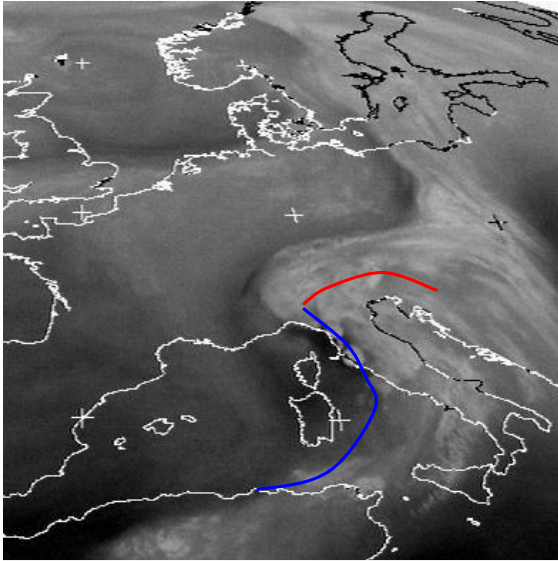


Fig 6: WV 27 augustus 05:30 UTC: volgroeide golf boven het noorden van Italië

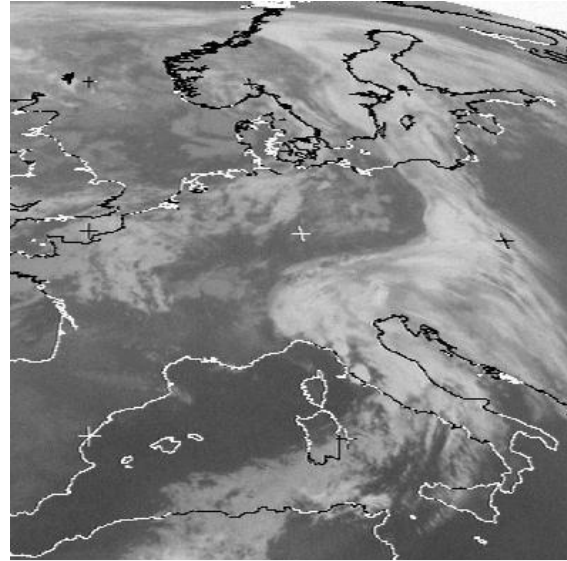


Fig 7: IR 27 augustus 05:30 UTC: volgroeide golf boven het noorden van Italië

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.

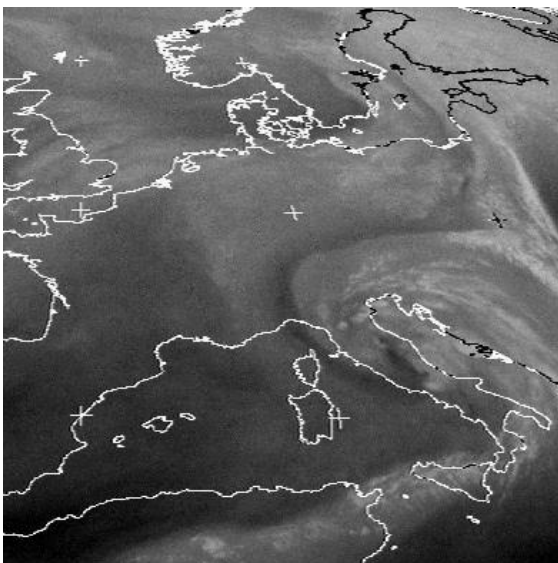


Fig 8: WV 27 augustus 1999 11:30 UTC: frontale golf in opvullingsfase

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 opvullingsfase terechtgekomen. Er vindt geen verdere uitdieping meer plaats en de droge tong achter het koufront krijgt een diffuser karakter. 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 grijs tinten. Aan de cyclonale noordzijde van de jet is droge en ook dalende lucht aanwezig 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

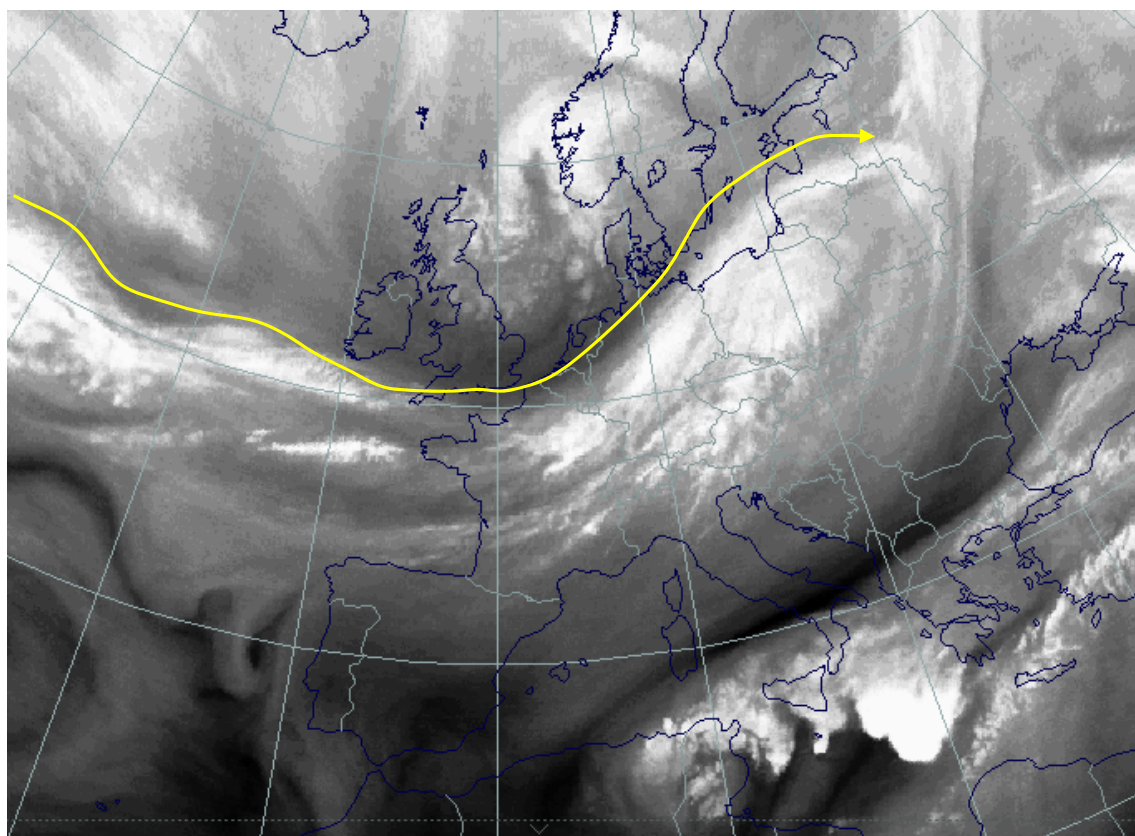


Fig 9: WV 27 september 1995 13:00 UTC: De lijn geeft de locatie van de jet-as weer

5.3.2 Praktijksituatie

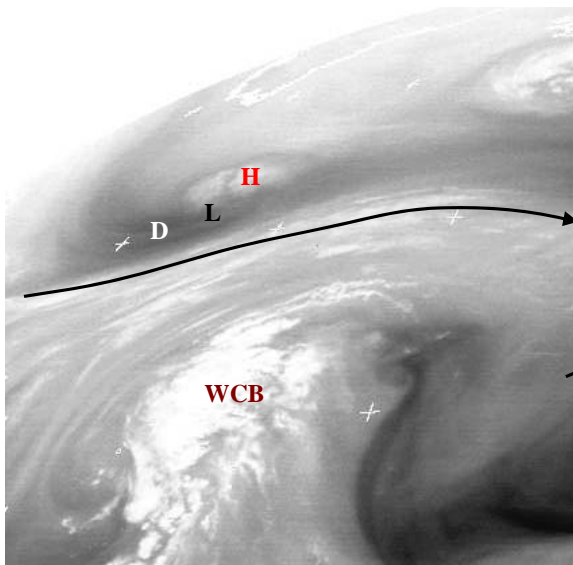


Fig 10: 7 september 1999 06:00 UTC: straalstroompositie bij een snelle cyclogenese op de Atlantische Oceaan

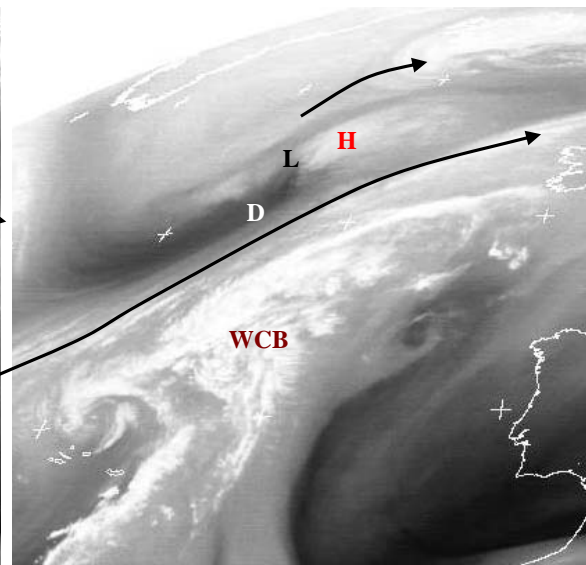


Fig 11: 7 september 1999 18:00 UTC

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 ongevoerd 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 tropopauze plaats met een lage tropopauze 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

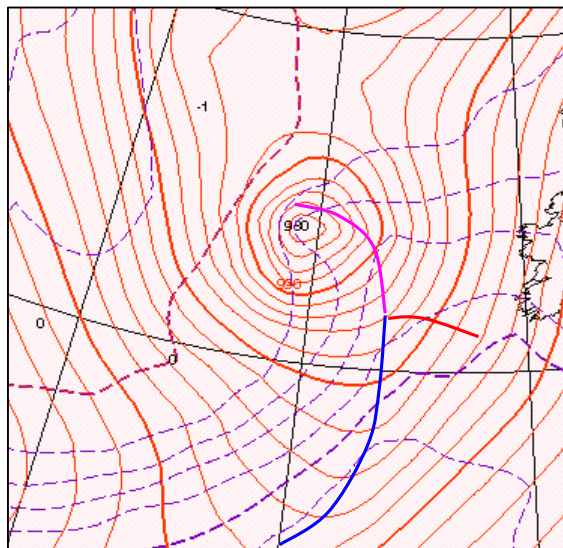


Fig 12: ECMWF +12 voor 8 september 1999 00:00 UTC: isobaren, en temperatuur 850 hPa (onderbroken lijnen)

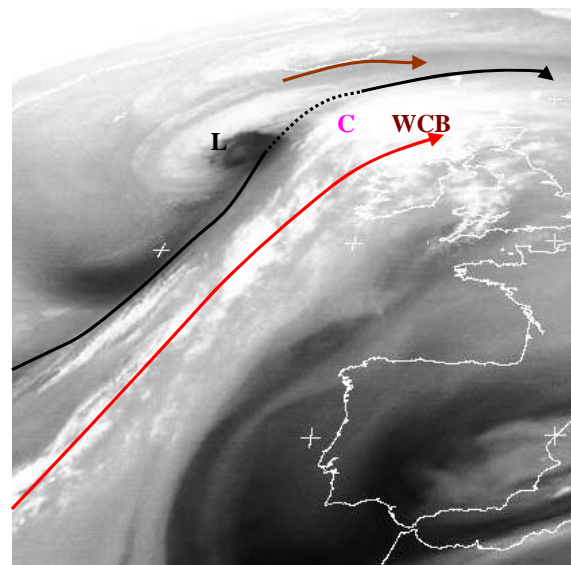


Fig 13: WV 8 september 1999 06:00 UTC

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 langgerechter. 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.

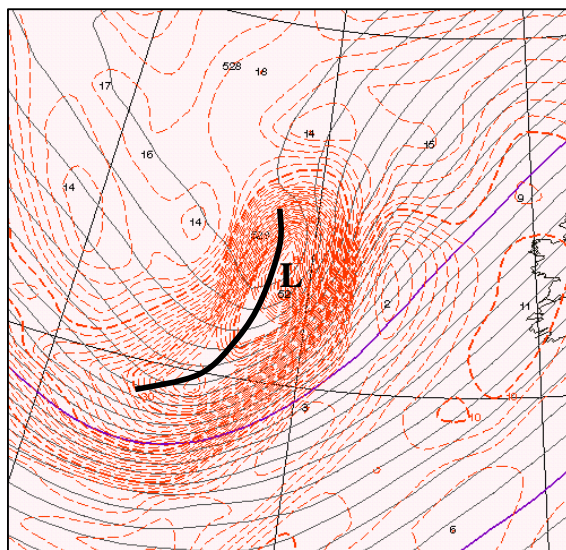


Fig 14: ECMWF +12 voor 8 september 1999 00:00 UTC: absolute vorticeit (onderbroken lijnen) en hoogte 500 hPa.

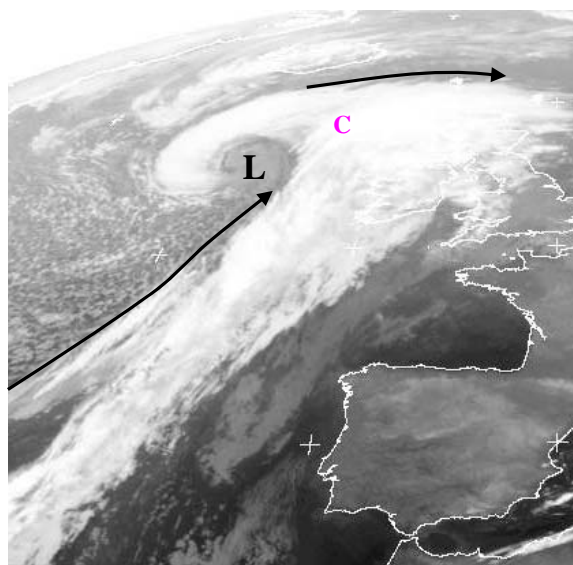


Fig 15: IR-beeld 8 september 1999 06:00 UTC

In figuur 14 is het hoogte- en vorticeitsveld gegeven rondom het lagedrukgebied. De depressie ligt net stroomafwaarts van een intense trog (zwarte lijn) waarop sterke PVA plaatsvindt. Dit is een voornamelijk 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 Potentiele Vorticeit

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 tropopauze aan. Vlak bij deze overgang in het donkere gebied is de grootste gradiëntverandering van de PV-waarden te vinden, zie figuur 16.

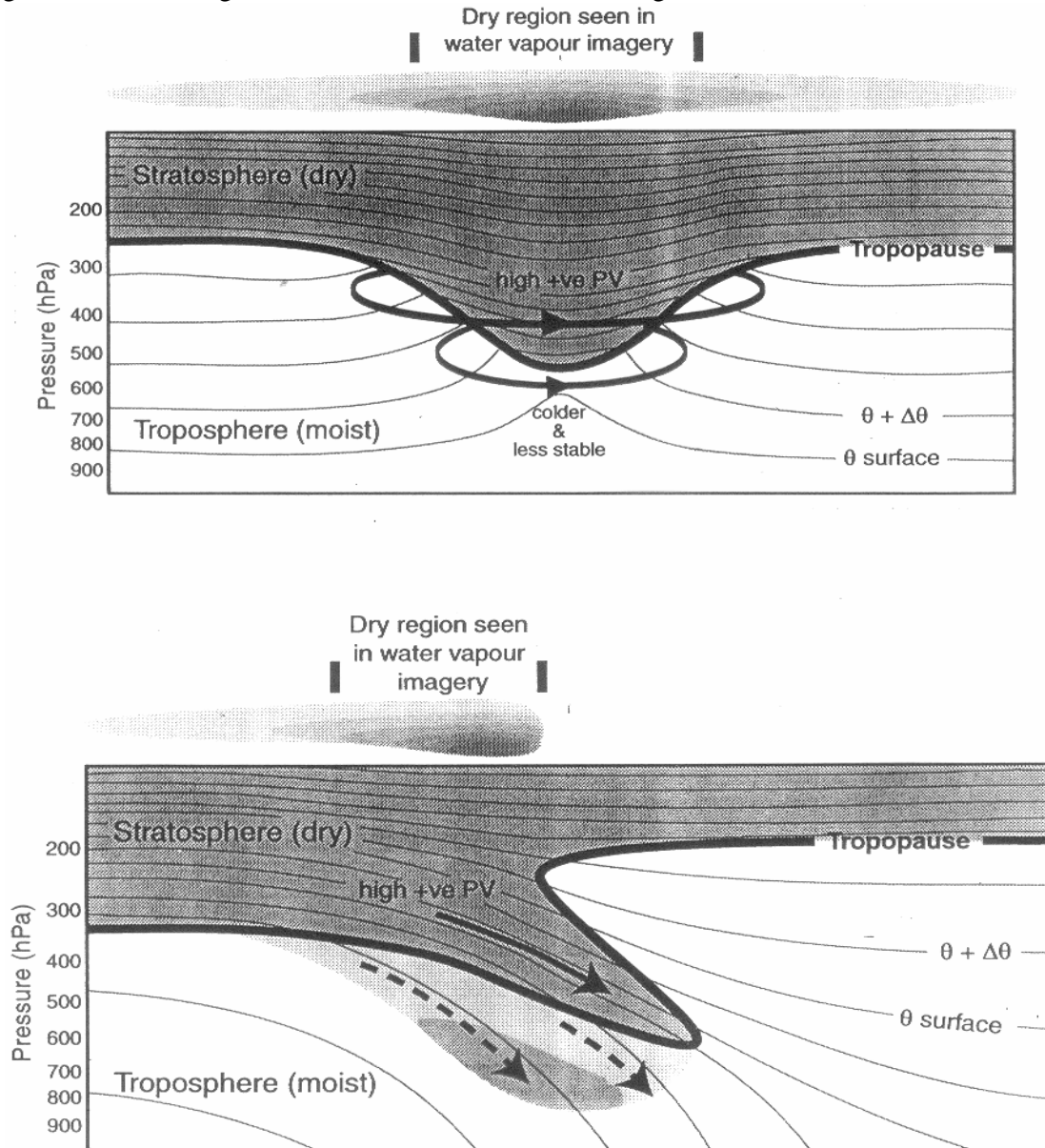


Fig 16: Dwarsdoorsneden met een schematische voorstelling van de wijze waarop tropopauze Verlaging optreedt en stratosferische lucht met hoge PV-waarden en lage relatieve vochtigheid tot in de troposfeer dringt.

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 tropopauze dan geeft dat een goede indicatie voor de hoeveelheid vortciteit 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 tropopauze beschouwd. Sterk verandering van de tropopauzehoogte vindt 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.

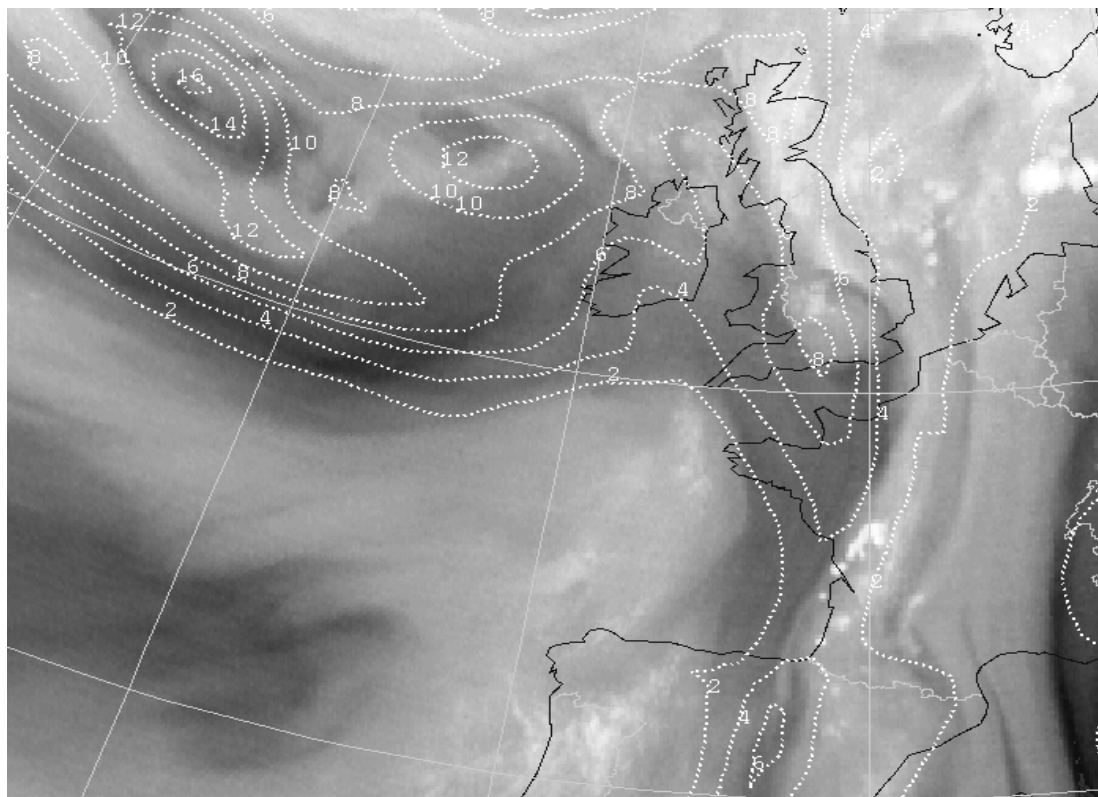


Fig 17: WV-beeld van 21 juni 2000 00utc gecombineerd met het PV veld op het 333 kelvin vlak van de analyse van het Hirlam model. De overgang naar de sterke gradiënten in het PV veld komen vrij goed over een met de overgang van vochtige naar droge lucht in het WV-beeld .



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-

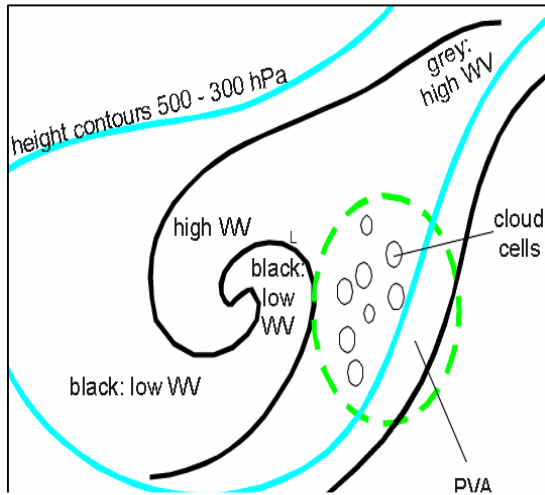


Fig 19: schematische weergave van hoogte 300, 500 hPa, PVA en WV-beeld bij een waterdampwervel

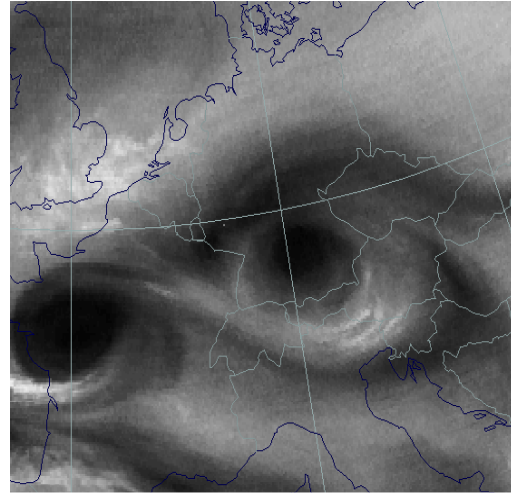


Fig 20: WV 22 september 1998 06:00 UTC: waterdampwervels boven het noordwesten van Frankrijk en het zuiden van Duitsland

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

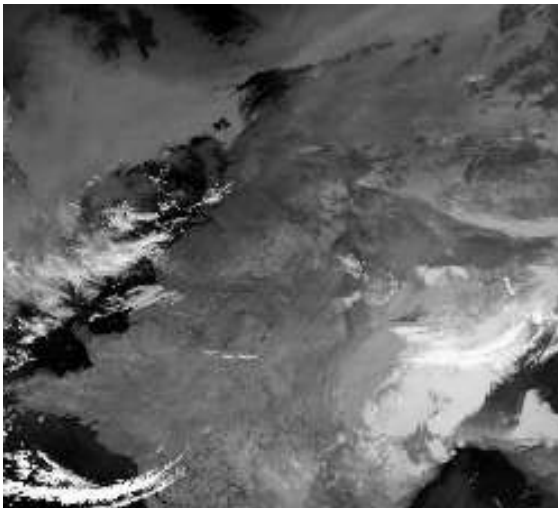


Fig 21: IR 23 september 1998 6:38 UTC: WV-wervel

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 wolkenlierten 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.

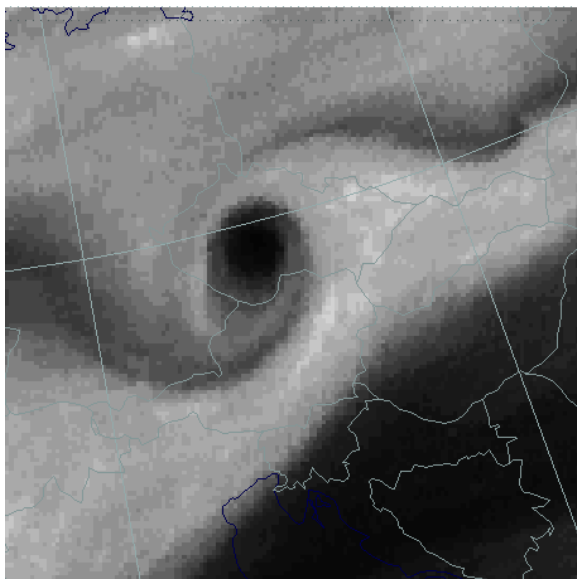


Fig 22: WV 19 oktober 1995 00:30 UTC: waterdampoog

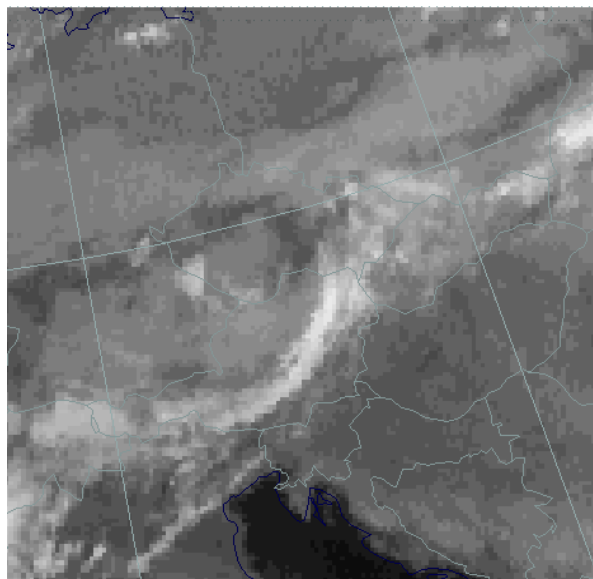


Fig 23: IR 19 oktober 1995 00:30 UTC: waterdampoog

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.

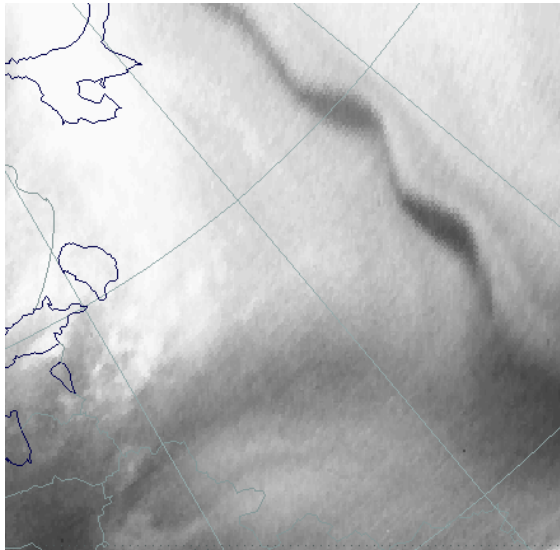


Fig 24: WV 11 mei 1998 03:00 UTC: beginstadium van WV-oogjes

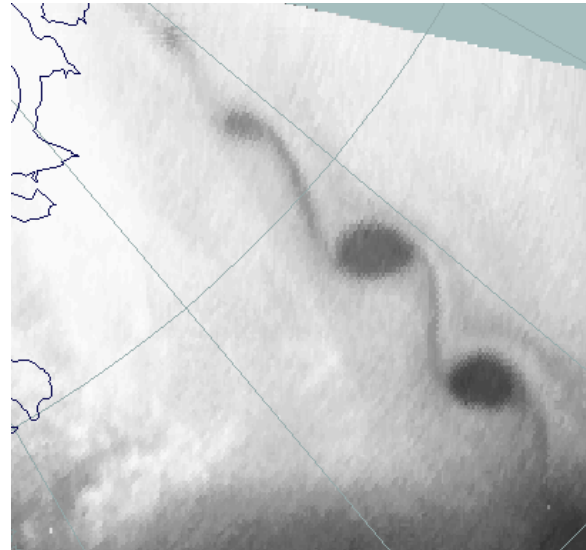


Fig 25: WV 11 mei 1998 06:00 UTC: ontwikkelings stadium van WV-oogjes

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 vorticeits- 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.

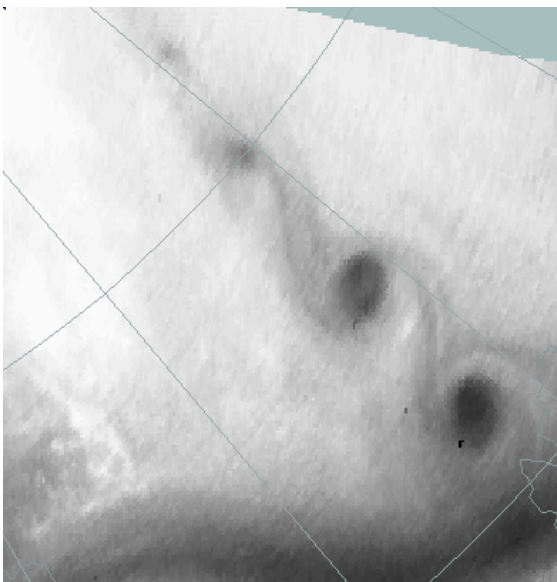


Fig 26 : WV 11 mei 1998 09:00 UTC: volwassen stadium van WV-oogjes

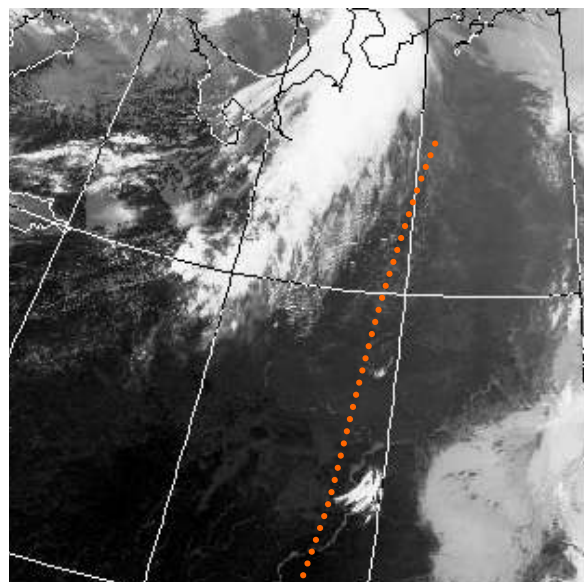


Fig 27: IR 11 mei 1998 11:27 UTC: vrijwel onbewolkte lucht op de positie van de WV-oogjes

5.5 Onweersbuien en MCS's

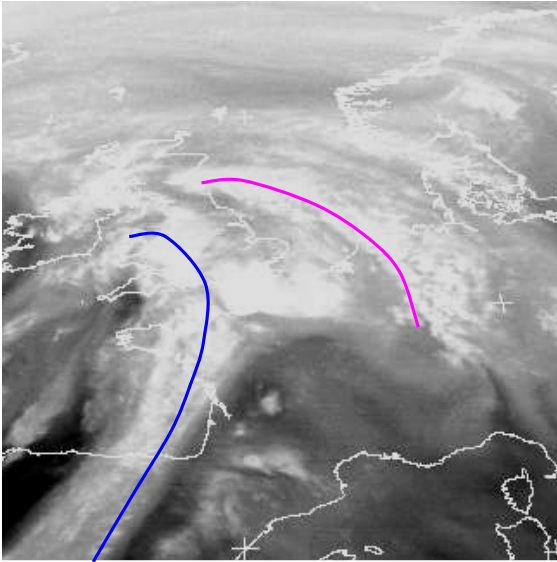


Fig 28: WV 25 augustus 1999 12:00 UTC: MCS boven het Kanaal

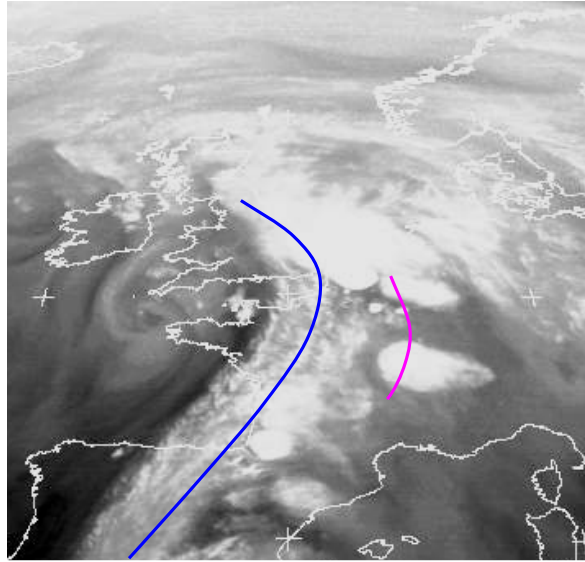


Fig 29: WV 25 augustus 1999 18:00 UTC: ontwikkeling van diverse MCS's boven het Europese continent

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 onstabieleit kan vrijkomen wanneer er een extra forcering aanwezig is zoals: dagelijkse opwarming een convergentielijn of een 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 die zeer snel uit waardoor in een uur tijd een witte scherp omljnde 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 tropopouse. Wanneer er sterke bovenluchtwinden aanwezig zijn wordt de cirrus vervolgens stroomafwaarts afgevoerd. Hierdoor lijkt het of een MCS zich sneller

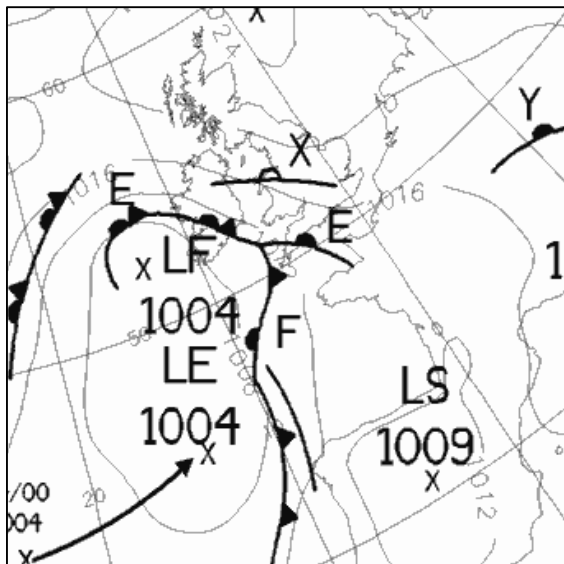


Fig 30: Bracknell analyse 25 augustus 1999 06:00 UTC: Ondiepe depressie ten zuidwesten van de Britse eilanden en een golvend koufront

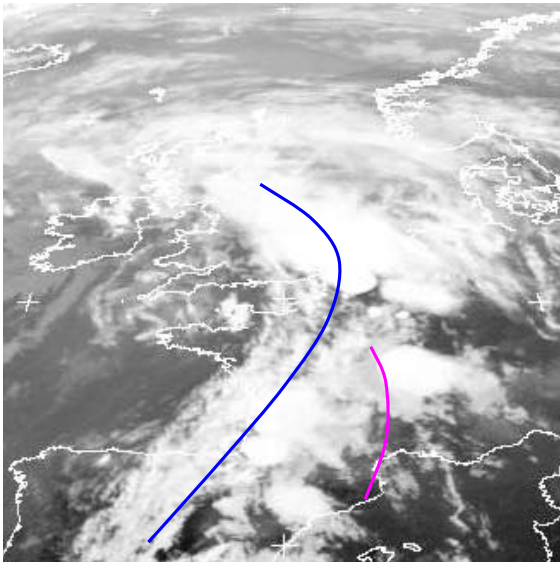


Fig 31 : IR 25 augustus 1999 18:00 UTC

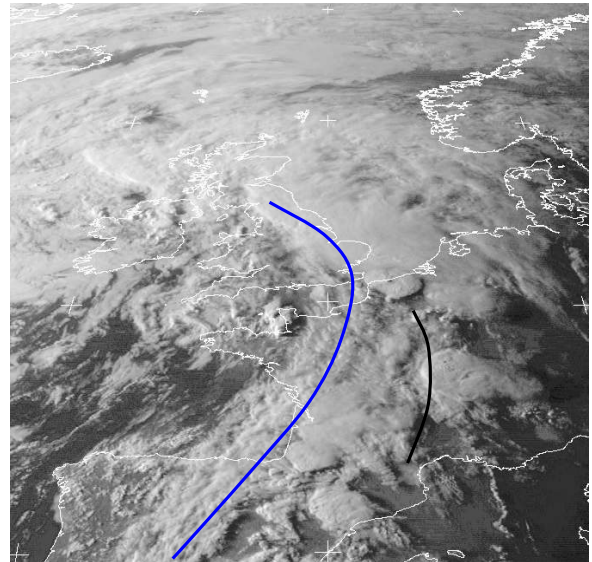


Fig 32: VIS 25 augustus 1999 18:00 UTC

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.