

Praktische Gids voor de Winterliefhebber

Karim Hamid

Een publicatie van de Donderkopsite en de VVW

Praktische Gids voor de Winterliefhebber

Korte inleiding

In het zog van de “Praktische gids voor de Onweerliefhebber” kon deze gids niet uitblijven. Opnieuw is gepoogd om op een eenvoudige manier de meest essentiële zaken omtrent de meteorologische kant van winterweer uit te doeken te doen. Er is een evenwicht gezocht tussen praktijk en theorie. Beiden zijn onlosmakelijk met elkaar verbonden. De moeilijkheidsgraad is opzettelijk niet te hoog gekozen, zodat iedereen, ook de wintergenieter die de pest heeft aan formules en ingewikkelde grafieken, iets aan deze publicatie kan hebben. Niettemin was dit het ultieme moment om op sommige vaak voorkomende meteorologische termen en fenomenen dieper in te gaan, ook op theoretisch vlak. Sommige zaken zijn nu eenmaal niet eenvoudig uit te leggen en eisen wat voorkennis.

Deze gids is een uitgave van de Donderkopsite (<http://users.pandora.be/donderkop/>) en verloopt in samenwerking met de Vlaamse Vereniging voor Weerkunde (<http://www.weerkunde.be>). Het werk moet een antwoord bieden op vaak voorkomende vragen omtrent moeilijke meteorologische begrippen, en moet een hulp bieden voor het interpreteren van thermodynamische diagrammen en weerkaarten, vooral dan gericht op winterfenomenen. Ik ga er wel van uit dat de lezer enige basiskennis bezit omtrent de algemene meteorologie.

Ik heb opzettelijk een groot deel van de ruimte besteed aan praktijkvoorbeelden. Aangezien het tegenwoordig zeer gemakkelijk is geworden professionele weerkaarten te bekomen via het internet, is het handig te weten wat er op die kaarten staat en wat de fysische achtergrond is van al die verschillende kaarten. In onze 3 cases zullen een grote stapel weerkaarten passeren, zodat de theorie aan de praktijk kan worden getoetst. Het is dan aan u om daarna zelf op het internet de weerkaarten te analyseren en te pogen te snappen wat erop staat. Wij geven enkel een duwtje in de rug.

Deze publicatie is ook op het internet te vinden (in kleur) op volgend adres:
<http://www.gv-developments.be/downloads/wintergids.pdf>



<http://users.pandora.be/donderkop/>



Vlaamse Vereniging voor
Weerkunde
<http://www.weerkunde.be>

© 2004 Donderkopsite/VVW

Op al het in deze publicatie gepubliceerde werk, maar ook op de andere uitingen, berust copyright. Niets mag, op welke wijze dan ook, worden overgenomen of vervaelvoudigd zonder de voorafgaande schriftelijke toestemming van de auteur. Alle rechten voorbehouden aan de auteurs. Aan het gepubliceerde in deze publicatie kunnen geen rechten worden ontleend, tenzij anders weergegeven.

Voorbeschouwing

In wat volgt staan we kort stil bij enkele losse zaken die een rol spelen in de sneeuwproblematiek.

Belangrijk voor de analyse van de luchtmassa is het determineren van de diktewaarden binnen zo'n luchtsoort. Om dit te begrijpen beginnen we best bij de beginselen der fysica. We blijven hierbij erg algemeen en beperken ons tot de meest essentiële informatie. Er wordt hier verondersteld dat de lezer kennis heeft van het thermodynamisch diagram. Op het internet is daarover genoeg informatie te vinden.

Het begin

In de atmosfeer komen zowel horizontale als verticale luchtbewegingen voor. De verticale bewegingen vervoeren een bepaalde hoeveelheid lucht naar boven of naar beneden. Aangezien de luchtdruk met de hoogte afneemt zal zo'n portie verplaatste lucht dus een zekere verandering van druk ondervinden. Een hoeveelheid lucht (die we vanaf nu zullen aanduiden als een 'luchtbel') die hoger in de atmosfeer terecht komt, zal bijgevolg een lagere luchtdruk ondervinden en daarom uitzetten. Omdat de hoeveelheid lucht in de door ons beschouwde luchtbel dezelfde blijft, maar het volume wel groter wordt, zullen de aanwezige lichtmoleculen dus meer plaats krijgen. Hierdoor zullen er minder botsingen gebeuren binnen de luchtbel en zal de kinetische energie binnen de luchtbel, voelbaar als thermische warmte, afnemen. Al die onderlinge botsingen zorgen immers voor wrijving waarbij energie vrijkomt. Wanneer een luchtbel naar beneden komt zal de druk die erop wordt uitgeoefend stijgen. Het omgekeerde van hierboven zal plaatsvinden en de gemiddelde temperatuur van de luchtbel zal stijgen.

In het bovenstaande hebben we gesproken van een luchtbel. Dit moet conceptueel ook zo worden opgevat, omdat we ervan uitgaan dat de luchtbel een gesloten systeem is waarbij geen enkele thermische interactie met de buitenkant wordt plaatsvindt. Met andere woorden, de toenemende warmte zal niet aan de omgeving worden afgegeven en ook omgekeerd, de warmte van de omgeving zal geen invloed hebben op de luchtbel. In de praktijk komt een thermosfles vrij dicht bij deze theoretische situatie. We noemen zo'n proces **adiabatisch**. In alles wat volgt wordt uitgegaan van adiabatische processen.

Hierna bespreken we de potentiële temperatuur. De potentiële temperatuur (aangeduid met 'theta' of ' θ ') is de temperatuur die een droge¹ luchtbel zal verkrijgen wanneer we haar, vanaf gelijk welk niveau, naar beneden brengen tot op een hoogte waar de luchtdruk gelijk is aan 1000hPa. Hiermee is de thermische eigenschap van de luchtbel bepaald. Immers, wanneer de luchtbel zich verticaal zou verplaatsen (langs de droogadiabaat aangezien we de luchtbel als droog beschouwen), dan blijft θ constant.

We definiëren ook de natteboltemperatuur: het is de temperatuur tot waar een luchtbel kan afkoelen als al het erin aanwezige vocht zou verdampen. En hier komen we terecht bij de zeer belangrijke eigenschap wat water, die we hier even kort aanhalen. Water heeft de eigenschap om onder drie bestaansvormen (aggregatietoestanden) te kunnen bestaan. Afhankelijk van de temperatuur kan dit ijs (vaste vorm), water (vloeibaar) of waterdamp (gas) zijn. Alle drie de toestanden zijn mogelijk binnen de range van temperaturen die in ons klimaat voorkomen. Om van de één naar de andere toestand te gaan is energie nodig of wordt juist energie afgege-

¹ Met droog wordt hier bedoeld: niet verzadigd (RH < 100%)

ven. Dit is de zogenaamde latente warmte. Het is geen voelbare (thermische) warmte, omdat die energie helemaal wordt gebruikt in de aggregatietransformatie. We noemen deze warmte 'latente warmte'. In de meteorologie is dit een uiterst belangrijk proces.

Zo komt er tijdens het transformeren van waterdamp naar water energie vrij onder de vorm van condensatiewarmte. Het is diezelfde latente warmte die ervoor zorgt dat de nattebolthermometer bij een onverzadigde atmosfeer een lagere waarde zal aanduiden dan een gewone thermometer. Kortom, in de meteorologie komt het erop aan heel goed te snappen welke de rol van die latente warmte is en hoe dit zich vertaalt in de praktijk. In dit werk houden we het hierbij.

Rest ons nog de potentiële natteboltemperatuur (θ_w) en de equivalente potentiële temperatuur (θ_e) te definiëren. ' θ_w ', wordt bekomen door op het gekozen drukniveau de natteboltemperatuur te bepalen, en daarna deze langs de nat-adiabatische kromme naar het niveau van 1000hPa te brengen. Hiermee wordt verondersteld dat men tijdens het naar beneden brengen voortdurend zoveel vocht toevoegt aan de luchtbel, nodig om haar net verzadigd te houden.

De θ_e wordt bekomen door vanaf een bepaald drukniveau de luchtbel naar boven te brengen tot ze verzadigd is, en daarna verder omhoog te brengen via de nat-adiabaat tot wanneer al de latente warmte (condensatiewarmte in dit geval) uit de luchtbel is verdwenen. Helemaal bovenaan (op 200hPa zien we dan ook dat de nat en droge adiabaat samenkomen en een zelfde kromming hebben). Daarna brengen we de luchtbel langs de droogadiabaat (de luchtbel is volledig 'uitgeperst') tot op 1000hPa en daar lezen we θ_e af.

θ_w en θ_e zijn belangrijke parameters in de meteorologie, vooral als het gaat om de analyse van een luchtmassa (stabiliteit, thermodynamische eigenschappen). Dit is voornamelijk omdat wordt rekening gehouden met zowel de thermische als de hygrometrische eigenschappen van de luchtsoort.

De Noordzee: de smelter

Als we het over sneeuw hebben, is de opbouw van de luchtmassa zeer belangrijk. Los van het feit of er al dan niet neerslag zal ontstaan binnen een luchtmassa, dient deze luchtsoort voldoende koud te zijn. In veel situaties is dat ook zo, behalve in de onderste paar honderd meter. Dit is zeer vaak het geval nabij grote wateroppervlakken, waarbij de oppervlaktetemperatuur (SST) enkele graden boven het vriespunt ligt. Voor de Lage Landen in het bijzonder is de boosdoener meestal de Noordzee. De grote meren in Nederland hebben een vergelijkbare invloed, maar dan op veel beperktere en lokale schaal.

Het komt er bij ons op neer dat de Noordzee in zowat 85% van de gevallen een rechtstreekse rol zal spelen bij sneeuwsituaties in de Lage Landen. Wanneer de stroming aanlandig is, dat is dus bij een wind uit sectoren tussen W en NE, komt deze van over het zeewater. De lucht wordt door het relatief warme water in de onderste lagen opgewarmd, waardoor de luchtmassa een deel van haar koude-eigenschappen verliest. De stroming voert vervolgens die opgewarmde lucht het land binnen. Vriest het daar, dan zullen de onderste niveaus terug snel afkoelen en hun oorspronkelijke eigenschappen terugvinden. Maar dan is het voor de gebieden nabij de kust reeds te laat. De invloed van de Noordzee zal zich, afhankelijk van de sterkte van de stroming, verscheidene tientallen kilometer landinwaarts uitspreiden. Komt daarbij dat die gebieden ook nog eens de laagst gelegen zijn. De combinatie van de twee zorgt er dus voor dat een brede kuststreek (tientallen kilometer breed) bij aanlandige sneeuwsituaties heel dikwijls veel minder kans hebben op sneeuw dan verder landinwaarts, en dit terwijl alle pa-

rameters sneeuw garanderen. Het is aan de voorspeller om de invloed van de Noordzee op elk moment goed in te schatten, haar niet te onderschatten en het gezond verstand er steeds bij te houden.

De Noordzee: de sneeuwbrenger

Nu hoeft niet alles van de Noordzee negatief te zijn. Het is immers zo dat zonder die warme plas de hoeveelheid sneeuw een stuk lager zou uitvallen in ons land. Het is immers net dat relatief warme zeewater die ervoor zorgt dat bij situaties met significante koudeluchtadvection over de Noordzee, de opbouw van de luchtmassa onstabiel wordt. Terwijl het zeewater nog een graad of +5 kan halen in putje winter, kan het kwik op 500hPa (ca. 5.500m hoogte) uitkomen op een koude -35 tot -40 graden. Dit zorgt onvermijdelijk voor buien, die zeer hevig kunnen uitpakken. Eén en ander hangt af van de afstand dat de luchtmassa aflegt over het zeewater, we noemen dit de 'fetch'. Wanneer de dynamische omstandigheden gunstig zijn, kunnen de buien zich groeperen tot georganiseerde systemen (clusters, Comma's) of zelfs Polar Lows. Het is vooral bij deze georganiseerde systemen dat de neerslagintensiteit belangrijk kan zijn.

Bij geïsoleerde sneeuwbuien sneeuw het meestal niet langer dan een minuut of tien. Het mag dan al om een zeer intense bui gaan, ingesneeuwd raak je er niet echt van. Bij clusters is dat anders. Hier kan het verscheidene uren aan een stuk goed doorsneeuwen en op den duur kan dat aanleiding geven tot meer dan 20cm sneeuw. Gezien het convectieve karakter zal de plaatselijke variabiliteit aanzienlijk zijn. De analogie met een MCS is hier snel gemaakt, zowel qua activiteit als qua levensduur. Een dergelijk systeem zal, bij het aan land komen, zeer snel aan activiteit inboeten en als het ware fragmenteren. In dergelijke omstandigheden zal de brede kuststrook net de grootste kans maken op een sneeuwdek. Een sneeuwdek die in dergelijke situaties dikwijls moeite heeft om meer dan een paar uur te blijven liggen.

Niet elke maand gelijk voor de winterwet

Sneeuw kan in het laagland² vallen vanaf midden oktober tot eind april en zelfs begin mei. Echter, de kansen van een sneeuwdek hangen sterk af van de stand van de zon en de voorgeschiedenis van de ondergrond. Bij zeer vroege sneeuwval in de late herfst is de ondergrond meestal maar weinig tot niet bevroren. Bovendien is de instraling van de zon in die periode van het jaar nog aanzienlijk. Als de stroming aanlandig is, komt de luchtmassa ook nog eens van over het dan nog warme Noordzeewater. Deze zaken zorgen ervoor dat de kansen op een sneeuwdek van betekenis (in dikte en levensduur) niet erg groot zijn. In onderstaande afbeelding is een overzicht weergegeven van de zonnestand in functie van de maand voor onze breedtegraad.

Hoe hoger die zon boven de hemel staat, hoe groter de inkomende energie op het eventuele sneeuwdek en hoe groter de kans dat de sneeuw smelt. Dit ondanks zijn zeer hoge reflectiecoëfficiënt. Daarbij moet worden opgemerkt dat, hoe kleiner de hoek tussen de sneeuwlaag en de zonnestraling is, hoe meer energie er zal vrijkomen per oppervlakte-eenheid. Dit wil met andere woorden zeggen dat zuidhellingen van heuvels meer hinder zullen ondervinden dan noordflanken. Meer op zeer lokale schaal zullen alle regio's die grotendeels in de schaduw blijven, een veel grotere kans maken op een persistent sneeuwdek. En schaduw is er dan weer vooral in de maanden met laagste zonnestand.

² Met laagland bedoelen we hier: gebieden onder 300m

Je ziet, een sneeuwdek in december en maart zullen niet beide gelijke kansen krijgen, ondanks het feit misschien dat beide tot stand komen in een zelfde weersituatie en met een zelfde gemiddelde temperatuur. De zon speelt dus een belangrijke rol, en met name in situaties waarbij het kwik rond het vriespunt schommelt. In situaties in putje winter en bij voldoende kou, kan een sneeuwdek verscheidene weken blijven bestaan.

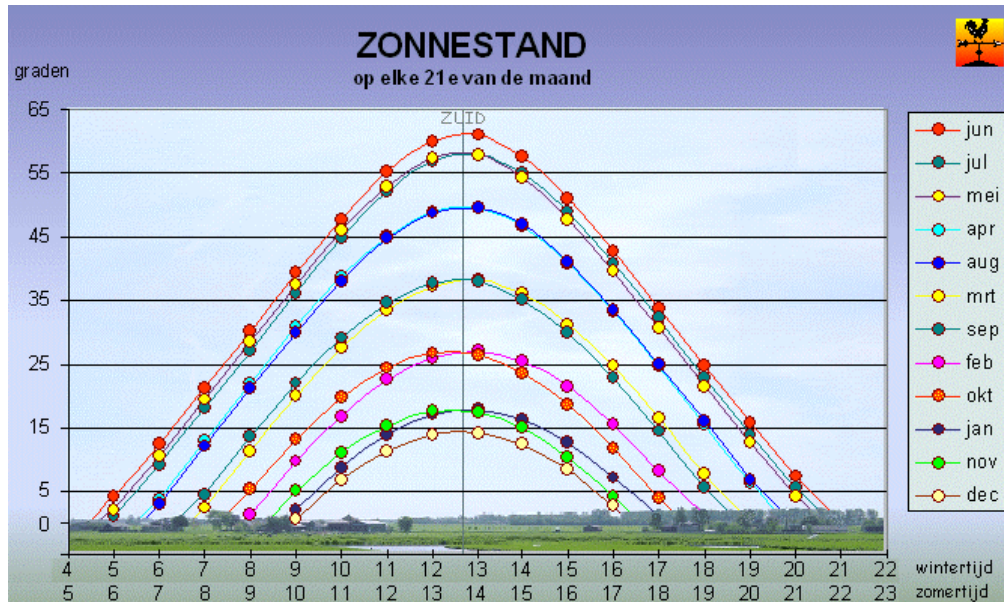


fig. 1 (bron: <http://www.weerstationuithoorn.nl/>)

Niet zo heel lang geleden stelde mij iemand de zeer simpele vraag waarom sneeuw wit is. Wel, het antwoord is gelukkig vrij eenvoudig. Sneeuw bestaat uit ijskristallen. Zo ook sneeuwvlokken. Nu nemen de watermoleculen in het ijs een bijzondere structuur aan, in zoverre dat de onderlinge afstand ongeveer overeen komt met de golflengte van het licht. De ijskristallen waarop het licht valt (licht dat wit is van kleur aangezien het door de zon wordt uitgestraald) zullen de lichtstralen reflecteren. Het licht dat een ijskristal binnenkomt zal onder een hoek terug uittreden. De absorptie van de lichtstralen in sneeuw is zeer klein en voor wat betreft het gereflecteerde licht bestaat geen voorkeur voor een welbepaalde golflengte. Een lichtstraal die dus op een sneeuwlaag valt, zal daar een ijskristal penetreren, waarna het via een bepaalde hoek uittreedt en een ander ijskristal binnendringt waarna nog eens het zelfde gebeurt. Dit gebeurt zo met elk ijskristal op de toplaag van het sneeuwdek. De op die manier miljoenen gereflecteerde zonnestrallen, met daarin een verscheidenheid aan kleuren over gans het kleurenspectrum, bereiken onze ogen. Omdat alle kleuren vertegenwoordigd zijn, ervaren we het gereflecteerde licht als "wit". Wit is namelijk de resulterende kleur als je alle mogelijke kleuren met elkaar optelt.

We willen er nog aan toevoegen dat sneeuw zeer goed lange golven uitstraalt. Met andere woorden, als de omstandigheden gunstig zijn daartoe (weinig tot geen bewolking), dan zal het sneeuwdek sterk afkoelen en met haar de lucht onmiddellijk erboven. Daarom kunnen stralingsnachten met een sneeuwlaag extreem koud worden, vooral als er weinig wind staat.

Een tweede factor die van belang is bij het in standhouden van de sneeuwlaag, is de vochtigheid. Inderdaad, daar is de natteboltemperatuur opnieuw. Wanneer de luchtmassa onderaan (dus vlak boven de sneeuwlaag) vochtig is en het kwik schommelt rond het vriespunt, dan zal de sneeuw het knap moeilijk hebben, ook al schijnt de zon niet. Is nu de lucht boven de sneeuwlaag droog, dan maakt de sneeuwlaag een veel grotere kans bij een zelfde temperatuur. Dit komt opnieuw omdat de droge lucht het toelaat dat er verdamping kan plaatsvinden. Vlak

boven de sneeuwlaag zullen dus voortdurend ijskristallen verdampen (sublimeren om correct te zijn). Dit verdampingsproces vereist de nodige energie, die zowel vanuit de bovenliggende lucht, maar ook vanuit het sneeuwdek zelf wordt onttrokken. De sneeuwlaag moet dus een zekere mate van energie afgeven, wat zich hier concreet vertaalt in een daling van de thermische (voelbare) temperatuur. Was die zelfde lucht verzadigd geweest, dan kon er geen verdamping plaatsvinden en bleef de temperatuur van de sneeuwlaag onveranderd. Het sublimeren van een sneeuwlaag heeft wel tot gevolg dat de dikte gaandeweg krimpt, ook al dooit het niet.

Luchtmassa en diktewaarden

We hebben het er al over gehad, niet elke luchtmassa is geschikt om sneeuw te produceren. De belangrijkste factor daartoe is de gemiddelde temperatuur binnen die luchtsoort. Die gemiddelde temperatuur wordt verkregen door te kijken naar de dikte van de beschouwde luchtlaag. Die luchtlaag wordt genomen tussen twee standaard-drukvlakken. Drukvlakken zijn vlakken in de atmosfeer waar op alle punten op het vlak de luchtdruk dezelfde is. Omdat hier overal de luchtdruk dezelfde is, zal dus het vlak niet mooi effen zijn, maar wel een glooiend vlak zijn. Waar de druk groter is, zal er zich een heuvel vormen op het vlak, en omgekeerd. Dit is volledig naar analogie met een klassieke reliëfkaart. Beschouwen we afbeelding 2, dan zien we hier een gewone luchtdrukkaart onderaan met bijhorende luchtdrukvakken. Daarboven is de verticale toestand van de atmosfeer geschetst met twee druvlakken, dat van 1000hPa en 850hPa (de verhoudingen zijn hierbij overdreven weergegeven ten voordele van de duidelijkheid).

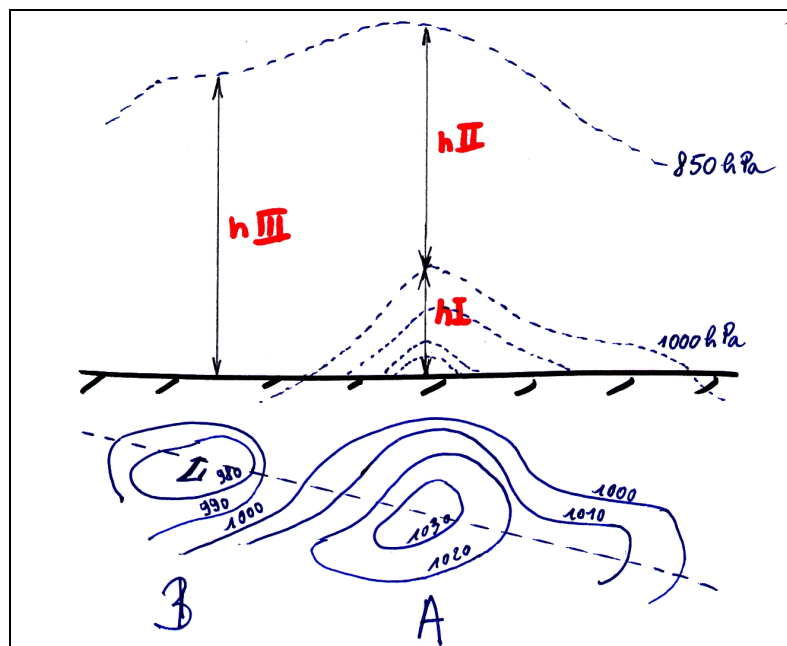


fig. 2

De zwarte horizontale lijn vertegenwoordigt de grond en bevindt zich op een hoogte van 0m (msl³). Stel een waarnemer in punt A. Zijn barometer zal iets boven 1030hPa aanduiden, hoge druk dus. De luchtdruk neemt af met toenemende hoogte, en dit ongeveer met een snelheid van ca. 0.9hPa/10m. Hierdoor zal het punt boven de waarnemer waar de luchtdruk is gedaald tot 1000hPa zich bevinden op een hoogte van ca. 330m (hI). Die hoogte zal links en rechts van de waarnemer dalen tot op het moment waar aan de grond een luchtdruk heerst van 1000hPa (de 1000hPa-isobaar op de grondkaart). Op die plaats duikt het 1000-hPa-drukvlak

³ 'Msl' staat voor 'mean sea level' of gemiddeld zeeniveau.

dus de grond). Dit principe is even goed van toepassing op andere drukvlakken, zoals hier het 850hPa-drukvlak (hI+hII & hIII).

Wanneer we die drukvlakken in kaart willen brengen, zullen we gelijkaardig te werk gaan als bij gewone grondkaarten (die de luchtdrukwaarde geven op zeeniveau), doch in plaats van drukwaarden, zullen we hier uiteraard hoogtewaarden moeten intekenen. Alle punten waar de luchtdruk van 850hPa op een hoogte van 1350m heerst, worden met elkaar verbonden, en dat voor nog een hele reeks afgeronde waarden voor de hoogte. Op die manier verkrijgen we een hoogtekaart en de lijnen die punten met gelijke hoogte verbinden noemen we dan isohypsen of hoogtelijnen. Voor elke kaart is dus één constante vastgelegd, nl. de luchtdruk. Zo kunnen we dus hoogtekaarten opstellen voor 850hPa, 890hPa, 570hPa, enz...

Om geen tientallen kaarten te moeten tekenen heeft men enkele standaard-drukvlakken vastgelegd. Enkel voor die drukvlakken wordt in de praktijk dan een kaart opgesteld en die drukvlakken zijn over gans de wereld dezelfde. De belangrijkste zijn 1000, 925, 850, 700, 500, 300 en 250hPa. In afbeelding 3 is een voorbeeld opgenomen van zo'n hoogtekaart voor het 500hPa-vlak. De hoogte op dergelijke kaarten wordt aangeduid in decameter (dam) waarbij 1 dam = 10 meter. Dus 570dam komt overeen met een hoogte van 5700 meter. Theoretisch wordt gesproken van een geopotentiële hoogte, maar de achterliggende reden daarvoor laten we hier links liggen.

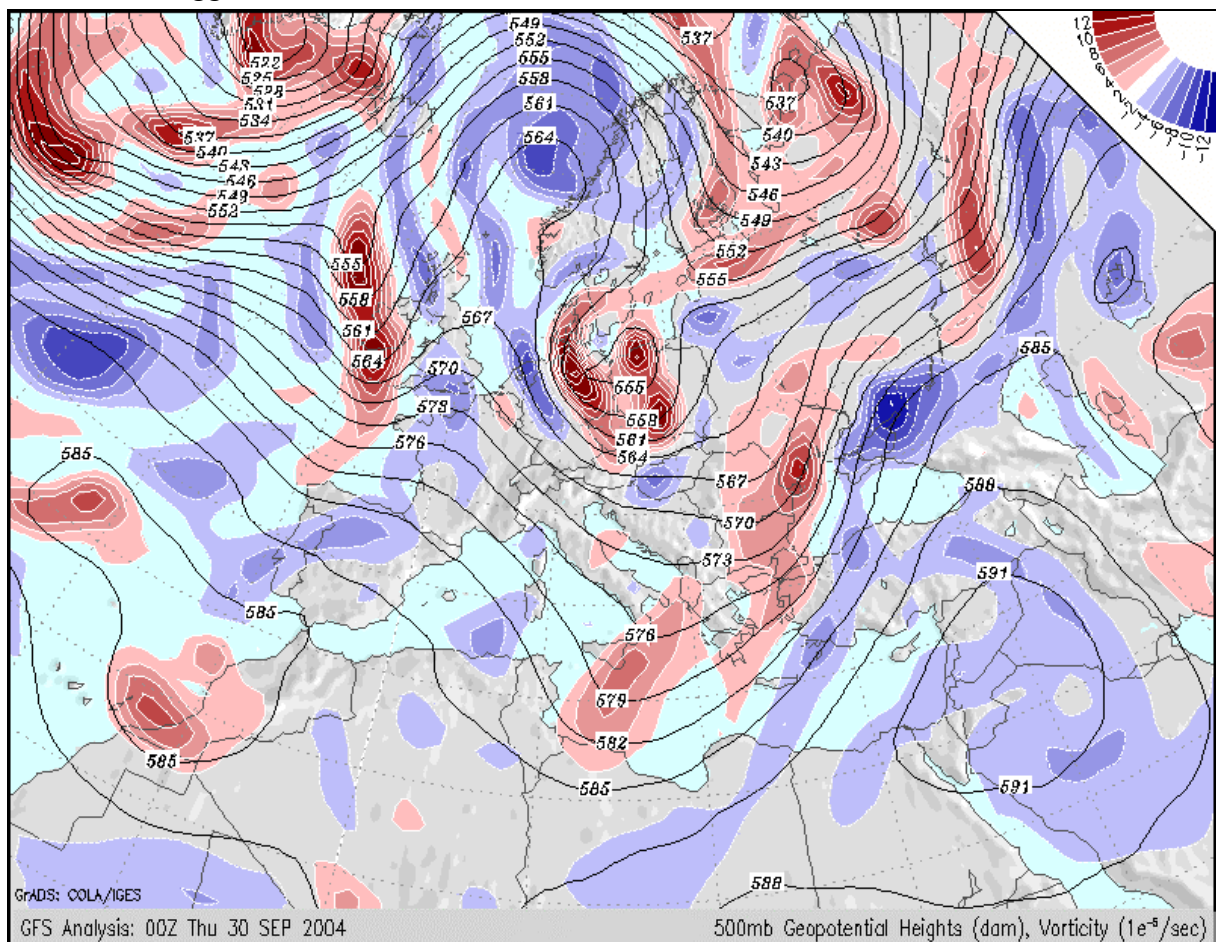


fig. 3 (<http://www.iges.org/pix/euro.00hr.html>)

Drukvlakken worden in de meteorologie zeer vaak gebruikt, in die mate dat veelal geen hoogtes worden opgegeven maar drukniveaus. Zo spreekt men van een temperatuur op 500hPa ipv op 5500m. Volgens de standaardatmosfeer is vastgelegd met welke hoogte elke drukwaarde overeenkomt in een gemiddelde atmosfeer. Die tabellen zijn o.a op internet te vinden.

Waar wij willen op uitkomen is het gebruik van diktewaarden. Om de gemiddelde temperatuur van een luchtlaag te kennen, kan je op basis van verschillende temperatuurwaarden binnen bv. 850hPa en 500hPa een gemiddelde berekenen. Echter, door te kijken hoe dik de luchtlaag tussen deze drukvlakken is, kan je ook te weten komen hoe koud of warm die luchtlaag gemiddeld is. Er bestaat immers een rechtstreeks verband tussen de dikte van zo'n luchtlaag en de temperatuur ervan. Om dit te begrijpen moeten we even terugkeren naar de grondbeginselen der fysica.

We nemen er de hydrostatische vergelijking even bij, die stelt dat:

$$-dp/dz = pg/RT$$

waarbij:

dp het verschil in luchtdruk tussen twee drukvlakken

dz het hoogteverschil tussen beide drukvlakken

g the gravitatiekracht

R specifieke gasconstante voor droge lucht

T de gemiddelde temperatuur binnen de beschouwde luchtlaag (strikt genomen de gemiddelde virtuele temperatuur)

Men kan snel afleiden dat, indien de gemiddelde temperatuur daalt, $-dp/dz$ zal moeten toenemen. Met andere woorden, hoe lager T, hoe sneller de druk zal afnemen in verticale zin. We kunnen de lijn doortrekken en stellen dat hoe lager T is, hoe kleiner het hoogteverschil zal zijn tussen drukvlak1 en drukvlak2. En dus met andere woorden, de diktewaarde tussen beide drukvlakken neemt af bij afnemende gemiddelde temperatuur. En dat is waar we wilden toe komen.

Maar wat is hiervan nu de fysische reden? Daartoe doen we even een virtuele proef. Neem een kubieke meter lucht, afgesloten door een rooster (de lucht kan er dus in en uit), en tel daarin de aanwezige moleculen. Koel daarna die kubieke meter lucht aanzienlijk af en tel vervolgens opnieuw het aantal moleculen. Je zal vaststellen dat er moleculen zijn bijgekomen. Dit komt omdat in warme lucht de moleculen meer beweeglijk zijn en zo meer plaats innemen. Per inhoudeenheid kunnen er dus minder moleculen aanwezig zijn, daar is geen plaats toe. Bij koelere lucht zijn diezelfde moleculen een stuk minder beweeglijk en daarom nemen ze minder plaats in. De moleculen zitten dichter bij elkaar. Daardoor kunnen er in hetzelfde volume meer moleculen aanwezig zijn. De massa van die koudere lucht neemt daardoor toe, en dat is de reden waarom koude lucht 'zwaarder' is dan warmere lucht. Aangezien die lucht meer massa bezit zal ze ook meer druk uitoefenen op de grond. Een ander gevolg is dat de drukafname in de koelere lucht sneller zal gaan dan in de warmere lucht, zoals we eerder langs wiskundige weg reeds uitkwamen.

Vertalen we dit nu naar onze luchtmassa, dan zien we gemakkelijk in dat hier hetzelfde van toepassing is. Bekijk onderstaande afbeelding 4. We zien twee waarnemers: in A bevindt deze zich in koele lucht, in B in aanzienlijk warmere lucht. Bij beide heerst een gronddruk van 1000hPa. Wanneer waarnemer A met een ballon naar boven zou varen, dan zal hij naarmate hij stijgt, de druk sneller zien afnemen dan moest waarnemer B hetzelfde doen. De massadichtheid in A is immers groter dan in B. Met andere woorden, ballon A zal sneller een hoogte bereiken waar de druk gelijk is aan 500hPa, en die hoogte zal aanzienlijk lager liggen dan in punt B. De dikte van de luchtlaag tussen 1000hPa en 500hPa zal in A gelijk zijn aan bv. 520dam, terwijl dit in B terzelfder tijd 560dam is. In ons achterhoofd moeten we steeds weten dat dit in feite slaat op de gemiddelde temperatuur van die luchtlaag. Die gemiddelde temperatuur is gemakkelijk na te rekenen.

Uit de hydrostatische vergelijking leiden we af dat:

$$Z_2 - Z_1 = (RT/g) * \ln(p_1/p_2)$$

We vervangen hierbij p_1 en p_2 door 1000hPa en 500hPa en vinden voor $\ln(2) = 0.69$

Verder geldt:

R is de universele gasconstante en bedraagt voor droge lucht $2.87 * 10^2 \text{ kgK}$

$g = 9.81 \text{ ms}^{-2}$

T = gemiddelde temperatuur in Kelvin

Z_1, Z_2 = de hoogtes van de twee drukvlakken in meter

Vullen we de constanten in, dan bekomen we een eenvoudige formule:

$$T = (\text{diktewaarde}/20.3) - 273$$

Dus voor een diktewaarde van 5640m bekomen we $+5^\circ\text{C}$.

Voor 5460m is die waarde reeds gezakt tot -4°C en bij een diktewaarde van 5280m hoort een gemiddelde temperatuur van -13°C . Ziehier dus het belang van de diktewaarde en zijn fysische betekenis!

Uit de bovenstaande berekeningen kan worden afgeleid dat de gemiddelde temperatuur van een luchtlaag (tussen 1000 en 500hPa) zal afnemen met 0.5°C per dam (dus per 10m).

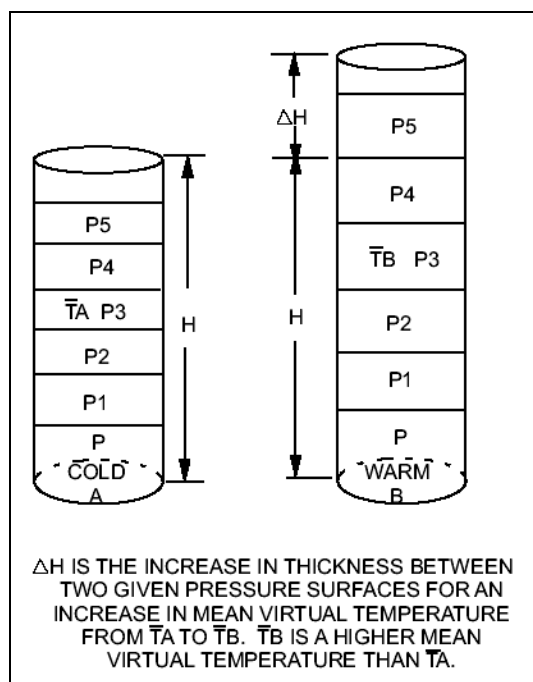


fig. 4 (http://www.gvc.gu.se/ngeo/deliang/14312_ch3.pdf)

Zo, ik hoop dat hiermee duidelijk is wat het nut is van diktewaarden in de meteorologie, en dan vooral als het gaat om sneeuwchansen. In de praktijk maakt men gebruik van verschillende diktewaarden, nl. 1000/500, 1000/850, 1000/700 en enkele tussenliggende lagen zoals 850/500 en 850/700. In de praktijk zal het echter voornamelijk gaan om de eerste drie en dan nog voornamelijk de eerste. De ervaring heeft geleerd dat niet bij elke diktewaarde er sneeuw zal vallen. Zo heeft elke bovengenoemde luchtlaag een range waarin de kans groot is dat de

neerslag als sneeuw zal vallen, of belangrijker nog, een range waarbuiten de neerslag zo goed als zeker 'niet' als sneeuw zal vallen. Dit geeft de voorspeller een eerste idee en leert hem of de luchtmassa eerst en vooral koud genoeg is om de neerslag als sneeuw de grond te laten bereiken. Maar hier schuilt een dikke adder onder het gras: de diktewaarde geeft een idee van de **gemiddelde** temperatuur van de luchtlaag. Het is dus met andere woorden perfect mogelijk dat er zich binnen deze luchtlaag dunnere laagjes bevinden die veel warmer zijn dan aanvankelijk zou worden verwacht. Die trekken de dikte van de luchtlaag maar een klein beetje naar beneden en vallen dus niet op wanneer enkel de diktewaarde wordt bekeken. Juist dat zorgt ervoor dat de diktewaarden nooit blindelings mogen worden gevolgd.

In veel gevallen is de diktewaarde representatief voor gans de luchtmassa, maar soms en in bepaalde gevallen is dit helemaal niet het geval. Eén zo'n geval is ons allen zeer bekend en hebben we reeds naar voor geschoven. Wanneer immers een luchtmassa (die voldoende koud is) over een relatief warm gebied trekt (laat het ons maar luidop vermelden: de Noordzee in de meeste gevallen), dan zullen de onderste lagen van de luchtmassa flink gaan afwijken van het patroon dat geldt voor de ganse luchtlaag. In dergelijke gevallen zal het sneeuwen tot aan het niveau waar de luchtmassa zogenaamd is 'gemodificeerd'. Het is een veel voorkomende situatie in maritieme streken waartoe tot nader orde de Lage Landen grotendeels toe behoren.

Isohypsens ≠ diktelijnen

Een fout die soms wordt gemaakt is dat men hoogtewaarden verwisselt met diktewaarden. Beiden zijn nochtans duidelijk twee verschillende parameters. Bekijk maar even onderstaande kaart (afbeelding 5). Op deze gecombineerde kaart staan zowel de hoogtelijnen voor 500hPa (500hPa geopotentials) als de 1000/500-diktewaarden (relative topographie 500-1000). De hoogtelijnen zijn de zwarte dikke lijnen, de diktewaarden zijn ingekleurd. Meteen is te zien

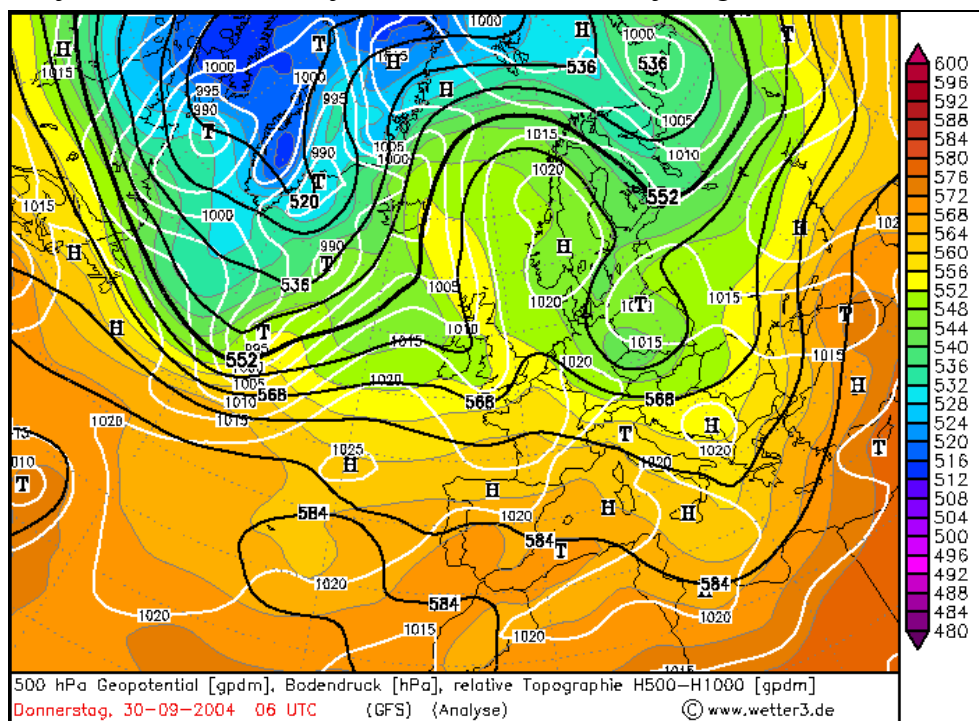


fig. 5

dat beide verschillend zijn van elkaar. Boven het midden van Nederland bevindt de 500hPa-isohyps zich op 568dam. De 1000/500-diktewaarde boven datzelfde gebied bedraagt ca. 552dam. In feite is zowel de diktewaarde als de hoogte van het 500hPa-niveau afhankelijk van de gemiddelde temperatuur in de luchtmassa. Vanwaar dan het verschil?

Wel, herinner u dat we de 1000/500-dikte gedefinieerd hebben tussen het 500hPa-vlak en het 1000hPa-vlak. Het 1000hPa-vlak is hier van belang. De hoogte van het 500hPa-vlak (de dikke zwarte lijnen op de kaart dus) is gerefereerd aan het zeeniveau. En op dat zeeniveau hoeft de luchtdruk niet perse 1000hPa te bedragen. Dit valt ook af te leiden als we kijken naar de druk op zeeniveau. Deze druk staat ook op de kaart vermeld (dikke witte lijnen).

Hieruit valt af te leiden dat de luchtdruk op zeeniveau in het midden van Nederland gelijk was aan 1020hPa. Het 1000hPa-vlak (dat we nodig hebben om de dikte te berekenen) zal dus hogerop moeten worden gezocht (de luchtdruk neemt af met de hoogte). Op welk niveau het vlak zich zal bevinden zal onder meer afhangen van de gemiddelde temperatuur, maar volgens de standaardatmosfeer neemt deze af met een waarde van ca 0.8 tot 0.9hPa/10m (in de onderste lagen ca 1.3hPa/10m). We kunnen nu gemakkelijk berekenen op welke hoogte de druk zal afgenomen zijn van 1020hPa naar 1000hPa: $(20\text{hPa} \cdot 0.8\text{hPa}) \cdot 10\text{m} = 160\text{m}$. En zie, laat dit nou net het verschil zijn tussen onze gevonden diktewaarde en hoogtewaarde op de kaart (nl. 5680m – 5520m = 160m).

Koude & warme anticyclonen??

Het is duidelijk dat druksystemen niet alleen op grondniveau kunnen worden ingetekend. Voor kaarten boven zeeniveau gaan we dan wel over op hoogtelijnen, maar daarop zijn in eerste instantie de druksystemen nog goed herkenbaar.

Op de hoogtekarten kan worden afgeleid hoe hoog een druksysteem is opgebouwd. Hoe hoger dat is, hoe standvastiger de configuratie is. Zeker wanneer ook op grote hoogte nog sprake is van een gesloten circulatiesysteem rondom de kern is er sprake van een goed uitgebouwd druksysteem. Druksystemen op lage hoogte worden immers ‘gestuurd’ door de stroming erboven. Ze verplaatsen zich dan mee met de hoogtestroming. Zijn deze druksystemen echter ook op grote hoogte nog aanwezig, dan maken zij zelf deel uit van die hoogtestroming waardoor ze die stuurstroom als het ware om zich heen leggen waardoor zij min of meer ter plaatse kunnen blijven. Blokkades en koudeputten zijn mooie voorbeelden van goed uitgebouwde druksystemen.

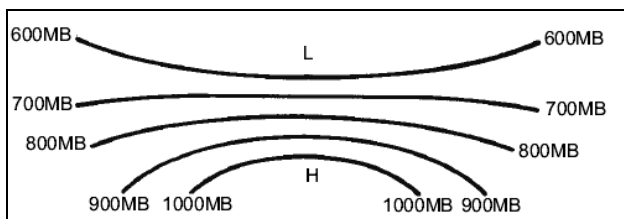


fig. 6 'koude' anticycloon

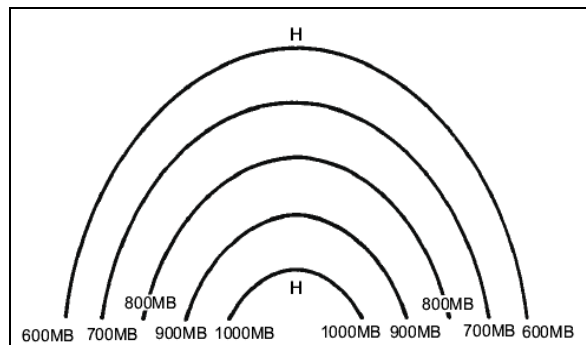


fig. 7 'warme' anticycloon

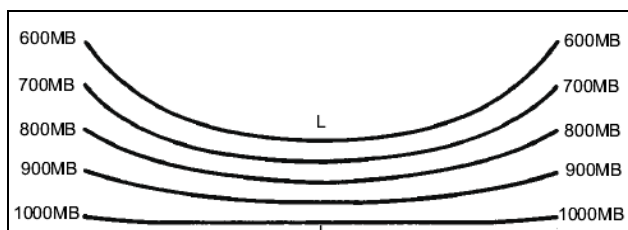


fig. 8 'koude' lagedrukgebied

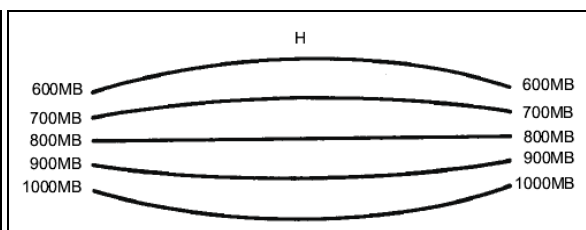


fig. 9 'warm' (thermisch) lagedrukgebied

Druksystemen die helemaal niet in de hoogte zijn ontwikkeld zijn bv. het thermische lage- en hogedrukgebied. Vooral over die laatste bestaat soms verwarring. Er moet dus blijkbaar onderscheid gemaakt worden tussen enerzijds dynamische en anderzijds thermische druksystemen. Combinaties van beide komen in de praktijk ook dikwijls voor. Het is niet zo moeilijk het onderscheid tussen beide te snappen. Een dynamisch hogedrukgebied bijv. zal zich eventueel kunnen ontwikkelen in de rechter uitgang of linker ingang van een jetstreak. Ook bij warmeluchtadvectie in de hoogte kan gemakkelijk een hogedrukgebied aan de grond ontstaan (stabilisering atmosfeer). Tenslotte zij er natuurlijk ook nog de semi-permanente anticyclonen die deel uitmaken van de algemene circulatie, waarvan het Azorenhog (in Amerika spreekt men van het Bermudahog) bij ons de meest bekende is.

Thermische anticyclonen hebben weinig te zien met de hoogtestroming. Ze zijn in de hoogte ook nauwelijks ontwikkeld en je zal er op een hoogtekaart dus vrijwel steeds tevergeefs naar zoeken. Om in te zien hoe één en ander in elkaar zit moeten we terugkeren naar de basisweerkunde en opsommen wat gunstig is voor een hogedrukgebied. Wanneer we de dynamische factoren buiten beschouwing laten, is een hogedrukgebied zowel gediend met koude lucht in de onderste luchtlagen, en warme lucht bovenaan. Dit maakt de opbouw immers zeer stabiel en zorgt voor dalende luchtbewegingen, die inherent zijn aan een anticyclon. Wanneer ongunstige dynamische factoren afwezig zijn, zal zich met andere woorden gemakkelijk een hogedrukgebied opbouwen boven koude streken. Koude streken, dan moeten we al meteen aangeven dat dit in de winter vooral het geval zal zijn boven land en veel minder tot niet boven zee. Ten tweede maken besneeuwde oppervlakken de situatie nog gunstiger, ten gevolge van hun goede stralingseigenschappen (waardoor de grondkou goed wordt overgebracht (via straling) naar de bovenliggende luchtlagen). Tenslotte moeten de koude oppervlakken groot genoeg zijn.

Een bekend voorbeeld van een thermisch hogedrukgebied in de wintermaanden is het 'Groenlandhoog'. Groenland is tegenwoordig bedekt met een permanent zeer dik ijs- en sneeuwdek, behalve langs de kustlijn. Het land bevindt zich voor het overgrote deel benoorden de poolcirkel. Geografisch gezien kan je Groenland zien als een uitsteeksel van het noordpoolgebied, maar in tegenstelling tot dat laatste, bestaat Groenland wel degelijk uit land onder het dik ijs-tapijt. Bovendien bevinden grote delen van het binnenland zich hoog boven de zeespiegel. Het maakt dat Groenland een zeer koud klimaat kent landinwaarts, kouder soms dan op de Noordpool zelf. Het is dan ook niet zo vreemd dat we vooral hier het thermische hogedrukgebied moeten zoeken. De luchtdruk op zeeniveau kan er stijgen tot wel 1070hPa, maar die druk kan de dag erna tientallen hPa zijn afgenomen.

Afbeeldingen 6 t.e.m 9 geven schematisch de vier verschillende druksoorten weer. Meteen is hierin duidelijk dat de thermische opbouw van een druksysteem meteen gevolgen heeft voor de verticale opbouw. Het is in de praktijk dus zeer goed mogelijk dat er boven een koud hogedrukgebied een cyclonaal regime heerst (in de eerste figuur overigens aangeduid door de 'L' in de hoogte. Thermische lagedrukgebieden (bijv. in een zomerperiode boven Frankrijk) aan de grond bevinden zich vaak onder een anticyclonaal regime of zelfs midden in een rug van hoge druk (in de laatste figuur aangeduid door een 'H'. Dit wil zeggen dat deze twee soorten op de hoogtekaart niet meer zullen terug te vinden zijn. Een warm hogedrukgebied en koud lagedrukgebied (dynamische oorsprong) hebben zowel onderaan als bovenin een zelfde drukregime, en zullen dus op de hoogtekaarten ook terug te vinden zijn, zij het wat verschoven en in een andere (afgevlakte) vorm.

Om het verschil aan te tonen tussen thermische en dynamische hogedrukcellen is in de afbeeldingen 11 t.e.m 18 een vergelijk gemaakt uit de praktijk⁴. De kaarten A, B, C en D tonen een situatie met een duidelijk thermische hogedrukgebied boven Groenland. De kaartjes E, F, G en H geven een dynamisch hogedrukgebied weer ten zuiden van en deels boven Groenland. Op de grondkaarten (A, E) is weinig verschil te zien. Let intussen wel op de zeer koude luchtmassa boven Groenland, aangegeven door de extreem lage θ_w -waarden op 850hPa. Dit is natuurlijk sterk bevorderend voor de ontwikkeling van hogedruk aangezien die zeer koude luchtmassa boven het sneeuwtapijt zorgden voor temperaturen onder -50 graden.

Belangrijker hier zijn de hoogtekaarten, beginnende met de situatie op 850hPa (B,F). Kijken we naar ons thermisch hoog, dan zien we op een hoogte van 850hPa temperaturen tot -30 graden. Op diezelfde hoogte vriest het boven ons dynamisch hogedrukgebied slechts -5 graden boven Groenland en in de kern zelf schommelt het kwik rond het vriespunt op die hoogte. We spreken in de eerste situatie van een 'koud hogedrukgebied' en in de tweede situatie van een 'warm hogedrukgebied'. Dit volledig verwijzend naar de temperatuur op enige hoogte (richthoogte 850hPa) en de θ_w -waarden op diezelfde hoogte.

Het moge duidelijk zijn dat, wanneer zo'n hogedrukcel op de wandel gaat, hij in vele gevallen zijn oorspronkelijke karakteristieken deels verliest. Dit is goed in te zien. Stel dat ons thermisch hogedrukgebied plots afzakt naar West-Europa. Ten eerste zal zijn overtocht over het relatief warme zeewater reeds zorgen voor een aanzienlijke mindering van zijn koudeluchteigenschappen. Ten tweede zal hij ook boven ons continent aangetast worden, omdat onderaan de lucht warmer is dan boven zijn 'brongebied'. Niettemin kan zo'n uitgestrekt en sterk hogedrukgebied vrij lang 'koud' blijven.

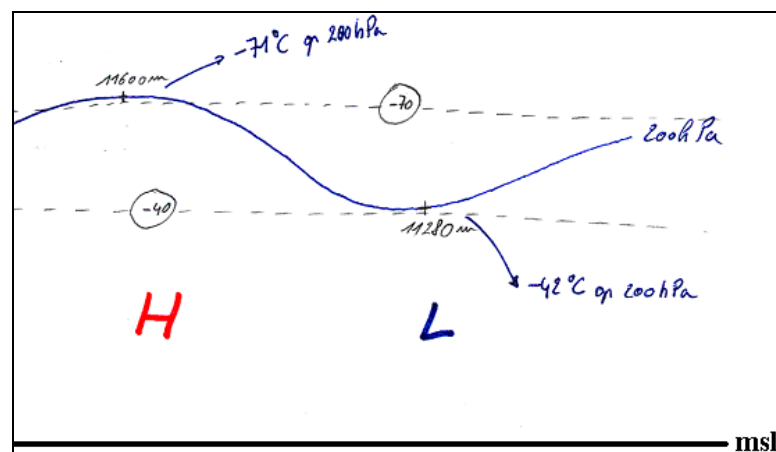


fig.10 Wanneer we het verloop van het 200hPa-vlak van opzij zouden bekijken, zien we een vlak dat niet helemaal vlak is, maar op en neer beweegt onder invloed van (thermo-)dynamische factoren. Hierdoor bevindt het vlak zich nu eens hoog, dan eens op wat lagere hoogte. Boven het hogedrukgebied op deze afbeelding bv. komt het niveau dat overeenkomt met 200hPa op 11.600m hoogte (1160dam), waar het zo'n 71 graden vriest. Boven het lagedrukgebied komt het 200hPa-gebied voor op een hoogte van slechts 1128dam, waar het slechts 42 graden vriest.

Dikwijls komt bij ons eerder de combinatie voor van een thermisch en dynamisch hogedrukgebied, waarbij beiden elkaar onderling steunen. Zo kan een dynamisch hogedrukgebied, aangekomen boven een besneeuwde landschap, van warm naar koud transformeren. Dit is wat regelmatig boven Scandinavië gebeurt. Door de hogere temperatuur in de hoogte (tgv sterke subsidentie en bijhorende luchtcompressie) is er in F sprake van een temperatuursinversie. De kaarten C en G geven de situatie op 500hPa. Meteen is duidelijk dat ons thermisch hogedruk-

⁴ <http://www2.wetter3.de/Archiv/>

gebied op dit drukvlak niet meer is te zien. Op die hoogte is dus helemaal geen sprake meer van een hogedruksituatie. Het dynamische hogedrukgebied is op die hoogte echter nog heel uitdrukkelijk aanwezig en er is zelfs nog sprake van een gesloten kern ten zuiden van Groenland. Ook de temperatuur is nog relatief hoog t.o.v de omringende lucht. In G is er tussen haakjes sprake van een omegablokkade.

Minder hangbaar is het drukniveau op 200hPa (D en H). Niettemin kunnen we hier goed zien welke systemen goed of slecht zijn ontwikkeld. In goed ontwikkeld hogedrukgebieden vormt het drukvlak (hoogtevlak) immers nog een heuvel, bij een trog of depressie is dit net een dal. Dit maakt dat boven dergelijk hogedrukgebied het drukvlak op grotere hoogte uitkomt en daar is het natuurlijk kouder (afbeelding 10). Daardoor zal de neus van die heuvel of berg zich dus bevinden in de koudste lucht en we zien dan ook op de 200hPa-kaart dat goed ontwikkelde hogedrukgebieden of 'ruggen' samengaan met de koudste lucht op de kaart. In H is dit zeer mooi te zien. Op diezelfde kaart is overigens goed te zien dat de troggen en lagedrukcellen net warmer zijn op hetzelfde drukvlak. En wat met ons thermisch Groenlandhoog? Wel, je ziet het zelf (D), daar is geen sprake van een hogedrukgebied en de temperaturen op het 200hPa-vlak is net iets aan de hoge kant, waardoor sprake is van een cyclonaal stromingspatroon boven Groenland (onderdeel van het sturend cyclonaal systeem tussen Groenland en Scandinavië. Merk op dat hier wel sprake is van een dynamisch hogedrukgebied (waarschijnlijk ook deels thermisch) boven Rusland.

Ik hoop dat ik hiermee duidelijk heb gemaakt dat druksystemen op een klassieke grondkaart niet alles zeggen. Vooral het belang, de levensduur en de mobiliteit van dergelijke systemen moeten opgemeten worden aan de hand van de hoogtekaarten. En zo komt men snel tot de conclusie of men wel of niet rekening moet houden met de hoge druk op Groenland. Want ermee rekening houden moet men wel degelijk in sommige gevallen. Vooral wanneer door dynamische factoren de druk er hoog wordt. Dan wordt die anticyclonogenese nog versterkt door het thermische effect waardoor het systeem nog krachtiger wordt. In een gustige configuratie kan het Groenlandhoog dan aansluiting vinden met het Siberisch hogedrukgebied (dat daar in de winter semi-permanent aanwezig is boven de uitgestrekte sneeuwlaag).

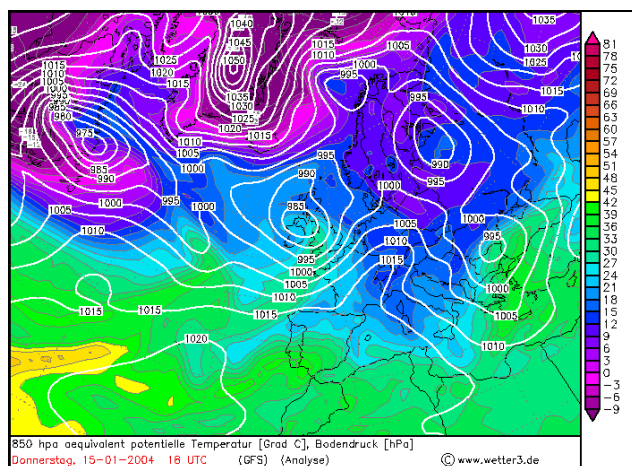


fig.11 A

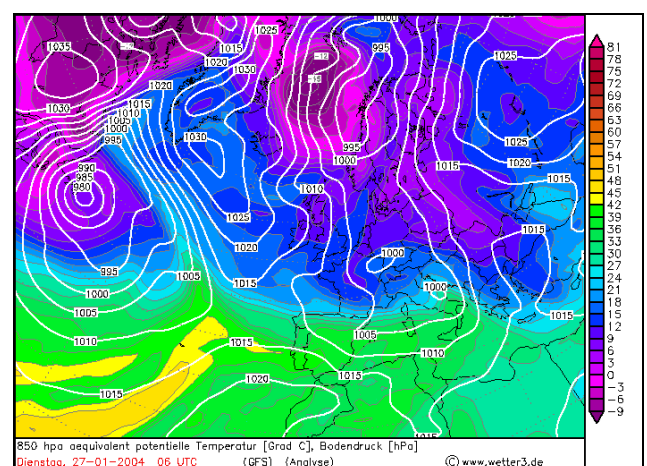


fig.12 E

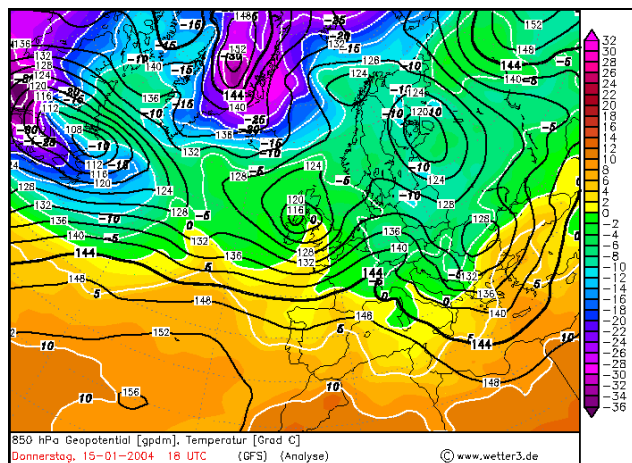


fig.13 B

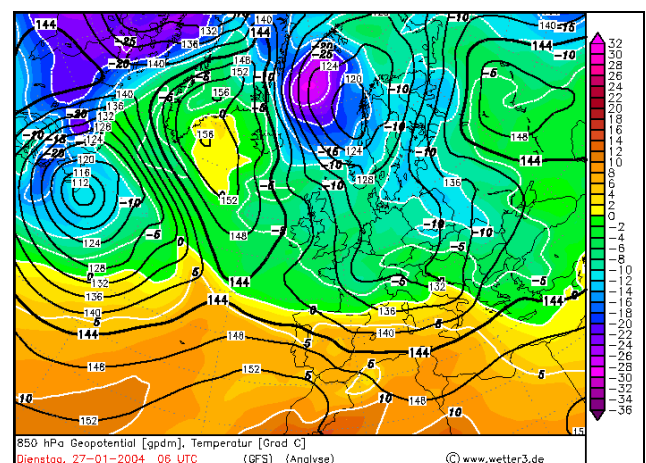


fig.14 F

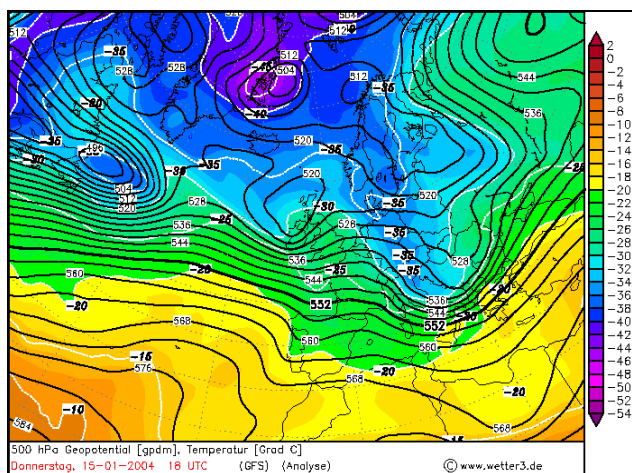
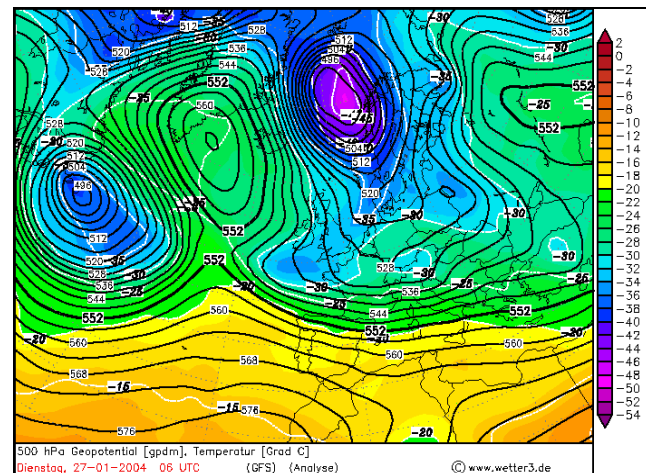


fig.15 C



Actie/reactie temperatuursadvectie

Wat we weten: warmelucht-advectie (WAA) in de hoogte stimuleert hogedrukgebieden (ruggen) in de hoogte. Koudelucht-advectie (CAA) daarentegen is gunstig voor de ontwikkeling van lagedruk (trog/ULL) in de hoogte. In afbeelding 19 is WAA te zien nabij de Newfoundland-eilanden en op de Oceaan. CAA is zichtbaar vanuit IJsland. De zwarte lijn stelt de 552dam-isohyps voor op het 500hPa-vlak en komt min of meer overeen met de positie van het polaire front en de polaire straalstroom (PJ). Wat we in de tweede afbeelding zien is wat we net hebben verteld: door de aanhoudende WAA bouwt de zwakke rug uit de eerste figuur verder uit naar het noorden. Als reactie daarop ruimt de stroming ten oosten van de opbouwende rug meer naar het noorden en neemt ook toe. Door de toenemende CAA die daarmee gepaard gaat diept nu ook de trog verder uit en we zien dat de stroming in toenemende mate meridionaliseert. In de laatste figuur zijn zowel de rug als de trog volledig tot ontwikkeling gekomen. De temperatuursadvectie is afgenomen maar heeft zijn resultaat bereikt.

Wat we hier hebben geschetst is dat, doordat op de ene plaats belangrijke advectie plaatsvindt in hoofdzakelijk N-S-zin, enige afstand verderop, tegengestelde advectie zal optreden. In dit geval heeft de WAA op de oceaan het verder uitzakken van de trog boven Europa tot gevolg. Omgekeerd geldt eveneens: wanneer zich boven de oceaan op uitgebreide schaal zuidwaartse CAA zal manifesteren, zal zich ten oosten ervan een rug opbouwen. Beiden spelen min of meer als een weegschaal. Het gedrag van druksystemen en temperatuursadvectie in een voor ons in eerste instantie onbelangrijk gebied, heeft dus vaak iets later zijn gevolg voor ons weer.

Vooraf belangrijke uitbraken van warme/koude lucht in noordelijke/zuidelijke richting hebben hun onmiddellijke weerslag op de druksystemen en bijhorende hoogtestroming. Let wel, we hebben het hier over de situatie in de hoogte, waarbij het 500hPa als referentievlak voor advectieprocessen in de hoogte wordt genomen.

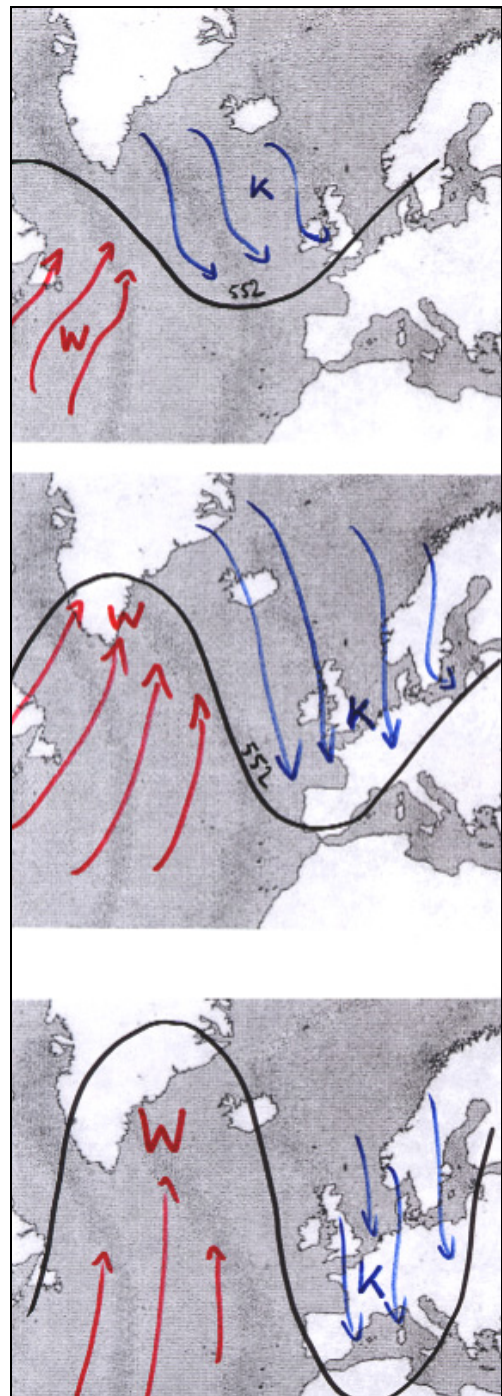


fig. 19

De schaduw van Engeland

De schaduw van Engeland vooral is een Belgische aangelegenheid. Tot voor enkele jaren werd dit fenomeen minder besproken en het is pas sinds kort dat er regelmatig wordt op gewezen in weerberichten in de media. De SVE is vooral van belang tijdens polaire uitbraken, waarbij luchtmassa's over het relatief warme Noordzeewater trekken vanuit noordelijke streken en zo potentieel onstabiele worden van opbouw. Boven zee ontstaan dan op uitgestrekte schaal buien. Hoe kouder de luchtmassa in de hoogte (ref-niveau: 500hPa) is, hoe feller de buien zijn want hoe hoger de buientoppen kunnen worden. Er is dan sprake van diepe onstabiele. Alles gaat goed, zolang de polaire luchtmassa over het Noordzeewater trekt. De aanvoer van voldoende vocht en warmte is dan verzekerd en de buien blijven ontstaan. Maar als die aanvoer tijdens hun traject een zekere duur wordt afgesloten, dan zal die buienvorming daarna maar moeizaam opnieuw op gang komen. En zo krijgen we al snel een beeld zoals in afbeelding 20 wordt weergegeven. De afstand dat de stroming over het water kan afleggen wordt ook wel de 'fetch' genoemd.

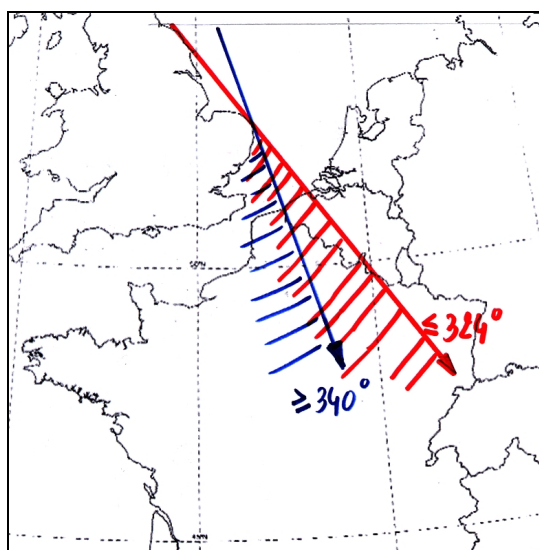


fig. 20

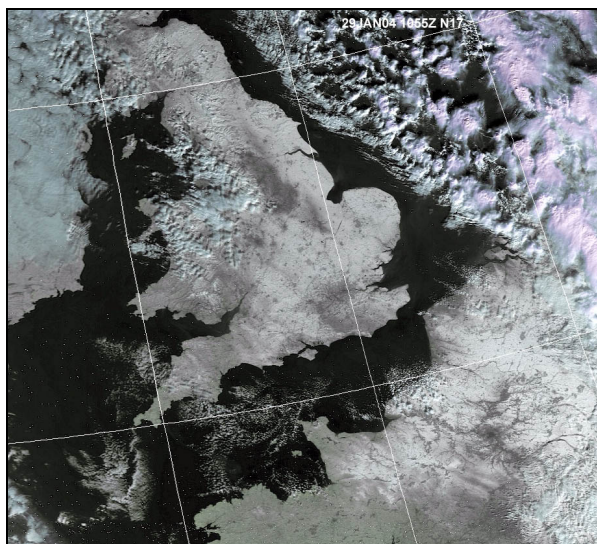


fig. 21 NOAA 29-01-04 10.55z België in de schaduw

Door de geografische ligging van Engeland, treedt het schaduweffect pas een rol bij een windrichting lager dan ca. 324° . Bij een meer noordelijke richting wordt de schaduw snel kleiner. Zo zien we dat bij de minimale hoek (324°) de schaduwlijn ontstaat van Knokke-Gent-Brussel-Givet. Bij een hoek groter dan 340 graden komt gans het land uit de schaduw te liggen. Natuurlijk moet die lijn in de praktijk vrij breed worden geïnterpreteerd, maar door de hand kunnen we toch een vrij scherpe grens trekken tussen de zone met buien en zonder buien (afbeelding 21). Wanneer dat de schaduw zijn volle werk doet, is te zien dat de Kuststreek (die reeds benadeeld is op thermisch vlak) in dergelijke omstandigheden weinig tot geen buien zal ontvangen, in tegenstelling met de rest van het land benoorden de schaduwgrens. Uit de afbeelding kan ook mooi worden afgeleid dat Nederland geen last heeft van het schaduweffect.

Hellmann

Om aan te duiden hoe koud een winter was, is een zogenaamd 'koudegetal' of Hellmann-getal in het leven geroepen. Dit getal bekomt men door de som te maken van alle etmaalgemiddelden beneden het vriespunt over de periode van 1 november tot en met 31 maart. Voor Nederland en België is een getal boven 300^5 uiterst zeldzaam. Volgens de Nederlandse statistieken

⁵ <http://www.knmi.nl/voorl/nader/koudegetallenindetwintigste eeuw.htm>

is een getal tussen 40 en 100 normaal te noemen. Een overzicht voor De Bilt is te vinden op <http://www.knmi.nl/voorl/kd/brochures/hellmann.pdf>. Voor de winter 2003-2004 bedroeg het hellmann-getal 16.3.

Polar low

Een polar low is een buiengebied dat een cyclonale rotatie vertoont boven zee en nauwelijks enkele 100den kilometer groot is. Het is een synoptisch (veelal zelfs mesoscale) systeem dat op onze breedten maar zelden voorkomt. Dit heeft alles te maken met de ontstaansvoorwaarden, die bij ons maar zelden worden bereikt. Eerst en vooral moet de luchtmasa zeer koud van opbouw zijn, en wel zo koud dat de temperaturen op 500hPa minstens onder -40 graden ligt (in de voorwinter minstens onder -35 graden). Ten tweede moet de opbouw zeer onstabiel zijn, wat enkel kan worden verkregen boven zeewater. Ten derde moet er een trigger opduiken die de boel in gang zet. Dit kan een groot thermisch contrast zijn op de grens van een ijs- en wateroppervlak, of een oud occlusiefront zijn (barokliene zone). Tenslotte moet de dynamiek in de hoogte ook meezitten, meestal onder de vorm van een hoogtetrog (met daarvoor de nodige PVA).

In de praktijk zal dit alles betekenen dat een polar low zowat uitsluitend zal voorkomen in een arctische luchtsoort, ver ten noorden van het polaire front. En dat is meteen ook een belangrijk verschil met een klassiek lagedrukgebied, die bij voorkeur ontstaat op dat polaire front, tgv de daar heersende barokliniteit. Dit betekent meteen ook dat je vruchteloos zal zoeken naar fronten bij het polar low, met uitzondering van het arctische front. Het PL zelf is niet voorzien van fronten! Ook dit is een fundamenteel verschil met een traditionele extratropische depressie, die per definitie vrijwel altijd voorzien is van fronten. Behoudens kleinschalige barokliene zones (bijv. op de eerder genoemde grens tussen ijs en water) ontstaat het polar low in een barotrope omgeving.

Een polar low kent drie stadia, gaande van ontwikkeling- volwassen- en afstervestadium. Kenmerkend is dat het polar low vaak snel overgaat naar een volgend stadium. Het is zelfs zo dat een polar low doorgaans niet veel langer dan 24 uur actief is. Dit sluit niet uit dat een bepaald percentage verschillende dagen actief blijft. Tenminste, als het systeem niet aan land gaat want dan zal het polar low zeer snel uit elkaar vallen. Een volwassen polar low wordt gematerialiseerd door een reeks buienlijnen omheen de kern. De buien bestaan hoofdzakelijk uit sneeuw en de onstabieleit is doorgaans diep genoeg om onweer te genereren. De buien kunnen erg zwaar zijn en komen dikwijls geclusterd voor.

Menig lezers zullen in bovenstaande enige analogie terugvinden met tropische stormen. Er zijn dan ook veel gelijkenissen, zoals de cyclonale rotatie, de convectieve activiteit rondom een welbepaalde kern. Er is soms zelfs sprake van een 'oog' op de satellietbeelden, naar analogie met de tropische stormen. Beide systemen worden gevoed vanaf de grond met vochtige en 'relatief' zachte lucht. Beiden sterven snel af wanneer ze aan land gaan. Bovendien kunnen nabij de kern van een polar low zeer zware windstoren voorkomen en is er een enkele keer zelfs sprake van orkaankracht.

Voor ons van belang zijn de polar low's die zich ontwikkelen boven de Noordse Zee en soms boven de Noordzee zelf. Wanneer de stroming voldoende noordelijk en sterk genoeg is, kunnen deze systemen samen met de arctische lucht tot bij ons komen. Het spreekt voor zich dat dit maar zelden het geval is, er moeten namelijk een pak zaken gunstig liggen voordat het eens wil lukken. Op onderstaande beelden zijn enkele polar low's afgebeeld bij ons in de

buurt. Vooral de situatie van 29 januari 2004 zal iedereen zich wel nog herinneren. Een polar low kwam dan ‘aan land’ boven het Noorden van Nederland en zorgde in Nederland en België voor een aanzienlijk sneeuwtapijt.

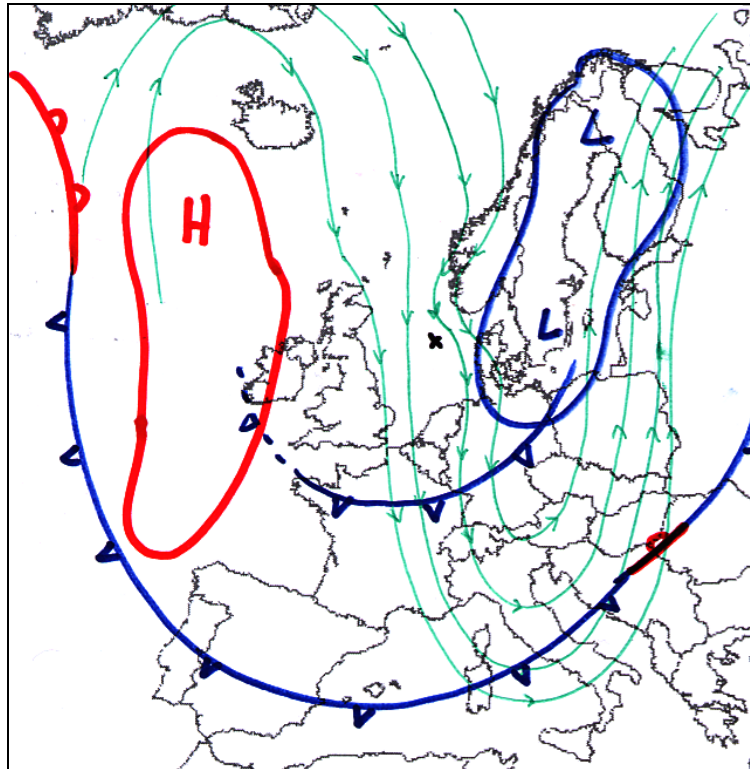


fig. 22 Gunstige synoptische situatie ter ontwikkeling van een polar low op de Noordzee. Groene lijnen: 500-hPa-isohypsen.

In bovenstaande afbeelding is een schets weergegeven van een voor ons gunstige situatie voor polar lows. We zien dat het polaire front zich ver ten zuiden bevindt. Met een noordelijke aanvoer wordt rechtstreeks polaire lucht aangevoerd en het arctische koufront is net over de Benelux getrokken. Boven Scandinavië is de luchtdruk laag en over gans de Noordzee heerst een cyclonaal regime. Bovendien wordt met de noordelijke stroming op 500hPa over de Noordzee een trogje meegetrokken. Door PVA aan de voorzijde van deze trog kan een polar low ontstaan (zwart kruisje) die met de noordelijke hoogtestroming naar de Lage Landen wordt gestuurd. Deze situatieschets is gebaseerd op de situatie van 29 januari 2004.

Verderop in de publicatie bekijken we deze situatie van een Polar Low in de Lage Landen van nabij. Meer achtergrondinfo over het polar low kan je verder ook nog vinden op onderstaande links:

http://meted.ucar.edu/norlat/snow/polarlows/1.3_devofpolarlow.htm#131
<http://www.zamg.ac.at/docu/Manual/SatManu/CMs/PL/>

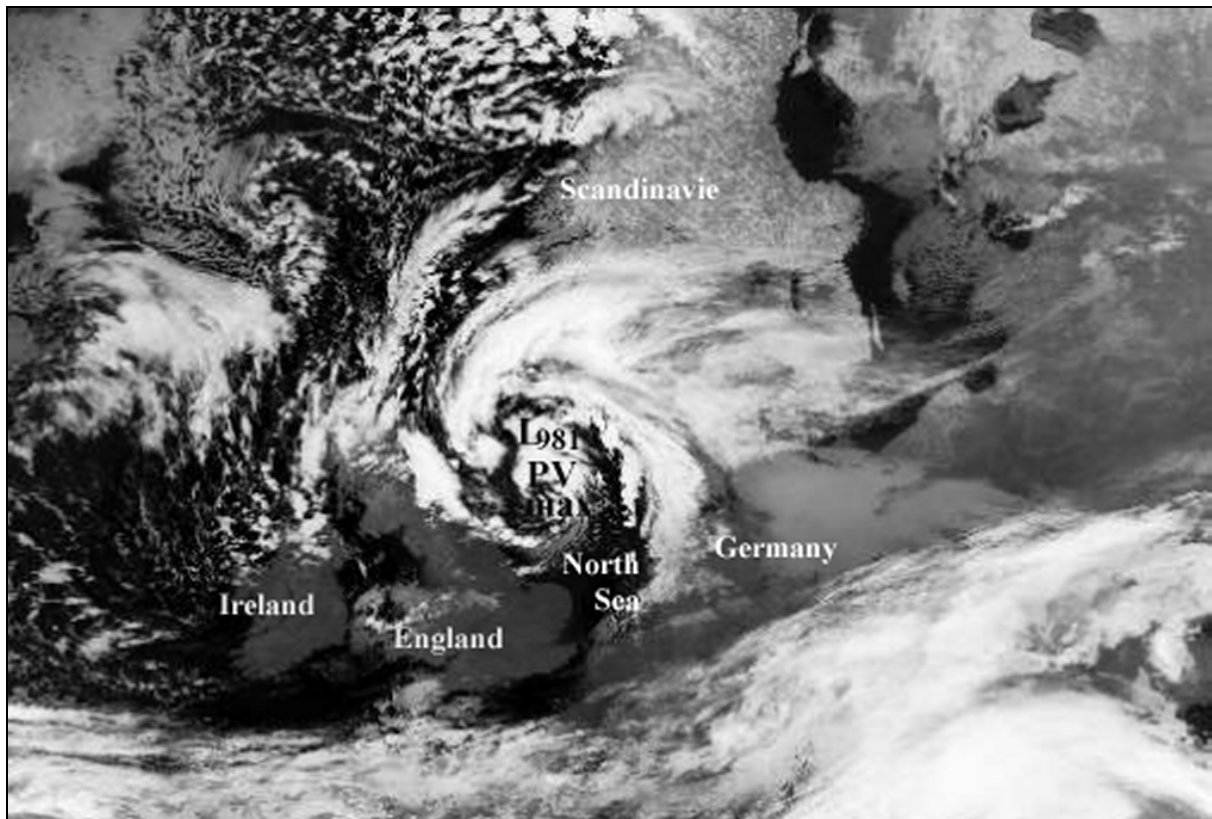


fig. 23 25 december 1995 (Bron: KNMI)

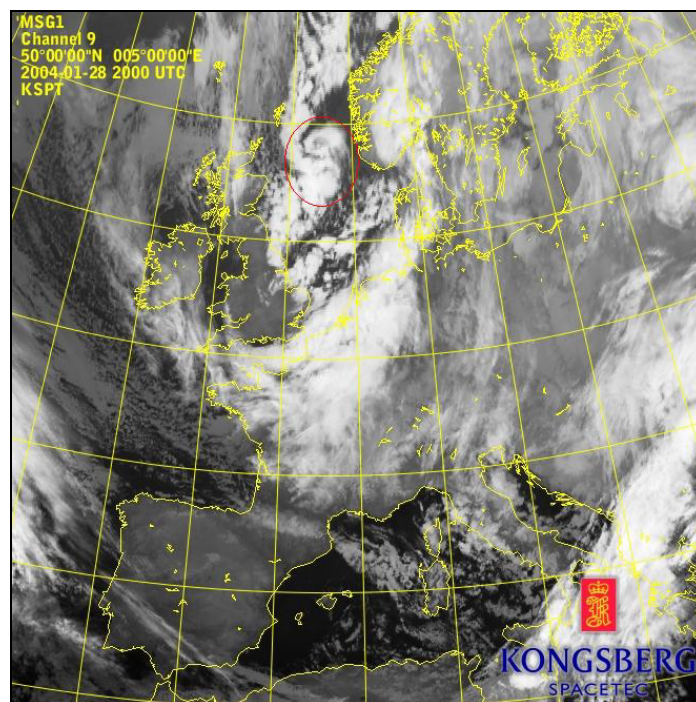


fig. 24 Nog een voorbeeld van een recent polar low

Bronnen:

Opmerkingen:

- De analyses op de weerkaarten zijn afkomstig uit de reeks “Meteorologische Abhandlungen” van de Vrije Universiteit van Berlijn.
- De Soundings zijn afkomstig van <http://weather.uwyo.edu>

<http://homepage.ntlworld.com/booty.weather/tthkfaq.htm>

http://www.gvc.gu.se/ngeo/deliang/14312_ch3.pdf