



Vereniging voor Weer- en Sterrenkunde Zwolle

**THALES**

## **BASISCURSUS WEERKUNDE**

Voorjaar 2016



Samenstelling:  
Jan Kerkhof  
Januari 2016

## Inhouden

-Voorwoord

-Cursusprogramma

-Selectie van hoofdstukken uit "Weerkunde-Meteorologie voor iedereen" van Kees Floor, deze materialen zijn ook te vinden op <http://www.keesfloor.nl/weerkunde/> .

- H 2 Algemene circulatie
- H 3.1 t/m 3.3 De atmosfeer
- H 5.1 t/m 5.4 Luchtdruk en wind
- H 6 Luchtvochtigheid
- H 8.1 t/m 8.4 Dagelijkse gang
- H 9.1 t/m 9.3 Bewolking
- H 10.1 t/m 10.9 Neerslag en buien
- H 11 Weersituaties
- H 12.1 t/m 12.10 Depressies, frontpassages



## Voorwoord

Het bestuur van Thales organiseert ook in 2016 weer een cursus weerkunde, oftewel meteorologie. Zowel onze leden als andere belangstellenden zijn hierbij welkom. De cursus is dit jaar uitgebreider dan in het verleden, en bestaat uit 10 avonden, van 22 maart t/m 31 mei.

De cursus is vooral bedoeld om inzicht te verwerven in het *waarom* van al die weersverschijnselen die wij in het dagelijks leven tegen komen. Wat zit er nu eigenlijk achter het ontstaan van wolken, depressies, hittegolven, fronten, onweer, regenbuien en orkanen? Welke informatie zit er allemaal verscholen in weerkaartjes?

Welk systeem zit er achter al die verschillende soorten wolken die men in een dag voorbij ziet trekken? Theoretische onderwerpen op de cursusavonden worden uiteraard steeds verlucht met beelden, schema's en demonstratieproefjes. Zodoende is deze cursus zowel voor de beginner als voor de gevorderde interessant.

Wat wordt van de cursist zelf verwacht?

De hoofdstukken van de reader voor die avond doornemen. Op maandag en dinsdag af en toe even kijken wat voor soort wolken er in de lucht voorbij trekken. Maandags en dinsdags vanaf week 3 de weersverwachting volgen, bij voorkeur met een weerkaartje erbij, wat we diezelfde avond vaak zullen bespreken.

Als reader is gekozen voor een aantal hoofdstukken uit het boek "Weerkunde - meteorologie voor iedereen" van Kees Floor, dat integraal te vinden is op <http://www.keesfloor.nl/weerkunde/>. Zodoende kan ieder die dat wil nog dieper in de stof duiken, door op internet verder te lezen waar het hoofdstuk in de reader ophoudt.

De cursus wordt voor een belangrijk deel gegeven door Jan Kerkhof, die als stuurman werkzaam is geweest, en daarnaast alpiene ervaring met het weer heeft. Robert Griever en Wim de Ruiters ondersteunen met ICT en kennis van PowerPoint. Verder verzorgen onze natuurkundigen Gert Schooten en Freerk Dijkstra soms een deel van de avond.

En ten slotte, last but zeker not least, oud weerman Ton ten Hove. Hij zal ons niet alleen medelen hoe het leven verloopt van een echte weerman, maar ook alles wat hij in die anderhalve minuut voor de radio niet aan ons kwijt kon.

We hopen dat u veel plezier beleeft aan het volgen van de cursus, en dat uw kennis en begrip van het weer na afloop toegenomen zijn.

Jan Kerkhof,  
Zwolle, maart 2016

<b>WEEK:</b>	<b>ONDERWERPEN:</b>	<b>READER:</b>
<b>Week 1</b> <b>22 maart</b>	Welkom Gert Schooten: Natuurkundige inleiding in het weer Waarom er eigenlijk WEER is Luchtbeweging in het verticale vlak, meetinstrumenten	H 3.1 – 3.3
<b>Week 2</b> <b>29 maart</b>	Wolkenvorming door opstijgende lucht, Gradiënt, nat en droog Adiabatische lijn. Stratiforme en cumuliforme wolken Herkennen van convectieve wolken, Wolkenbasis en dauwpunt	H 6 H 9.1 t/m 9.3
<b>Week 3</b> <b>5 april</b>	Vanaf nu elke week buiten de wolken bekijken Ontstaan van neerslag Opstijging van lucht tegen een vlak: regen vs. regenbui Herkennen van hoge, middelbare en lage wolken Hoge- en lagedrukgebieden, fronten	H 2.4 H 10.1 t/m 10.9 H 12.5 t/m 12.10
<b>Week 4</b> <b>19 april</b>	Freerk Dijkstra: Corioluskracht, wet van Buys Ballot Luchtbeweging in het horizontale vlak Weerkaarten lezen KNMI website	H 5.1 t/m 5.4
<b>Week 5</b> <b>26 april</b>	Weerkaarten van maandag en dinsdag Overige soorten wolken Opdrachten Buys Ballot en het KNMI	
<b>Week 6</b> <b>3 mei</b>	Weerkaarten van maandag en dinsdag Dagelijkse gang, land- en zeewind, bergwind Wim de Ruiter: Weerspreuken Geschiedenis van de weerkunde Orkanen en hozen	H 2.4 H 11 H 8.1 t/m 8.4
<b>Week 7</b> <b>10 mei</b>	Warme en koude massa weer, Soorten mist. Nevel. Heiligheid Weerkaarten van maandag en dinsdag Gert Schooten: Onweer	H 10.9 en 10.10 H 11.5 en 11.6
<b>Week 8</b> <b>17 mei</b>	Fotoquiz Weerkaarten maandag en dinsdag Straalstroom Freerk Dijkstra: Halo verschijnselen, regenbogen	
<b>Week 9</b> <b>24 mei</b>	Gastspreker: weerman Ton ten Hove	
<b>Week 10</b> <b>31 mei</b>	Het Klimaat: hoge en lage drukgebieden in zomer en winter; passaten, moessons, doldrums, orkaangebieden, Zeestromen Principes achter klimaatverandering	H 2

## 2. Algemene circulatie

### 2.1 Inleiding

De atmosfeer is voortdurend in beweging. Op het eerste gezicht lijkt dat bewegingspatroon een totale chaos, maar toch blijkt het te voldoen aan bepaalde regels. Beweging in de atmosfeer is namelijk nauw verbonden met temperatuurverschillen en daarover is heel wat bekend.

Om te beginnen is de temperatuur op aarde sterk afhankelijk van de warmte die de zon levert. De zon geldt als belangrijkste warmtebron voor de aarde en haar atmosfeer, maar verwarmt de aarde niet gelijkmatig. Bij de polen is het het hele jaar door beduidend kouder dan bij de evenaar. Op veel plaatsen op aarde verandert de gemiddelde temperatuur bovendien van maand tot maand, wat leidt tot de verschillende seizoenen. De genoemde temperatuurverschillen en temperatuurveranderingen zijn een gevolg van verschillen in hoeveelheid invallende zonnestraling die kan worden benut.

Een tweede oorzaak van temperatuurverschillen op aarde is de verdeling van land en water. Water heeft een grotere warmtecapaciteit dan land zodat het minder snel opwarmt (bij een gelijke hoeveelheid binnenkomende zonnenergie) en minder snel afkoelt.

Naast de zon speelt ook de aarde zelf een belangrijke rol in de totale warmtehuishouding van aarde en atmosfeer; ze verliest door uitstraling warmte, wat vooral aan het eind van een heldere nacht goed te merken is.

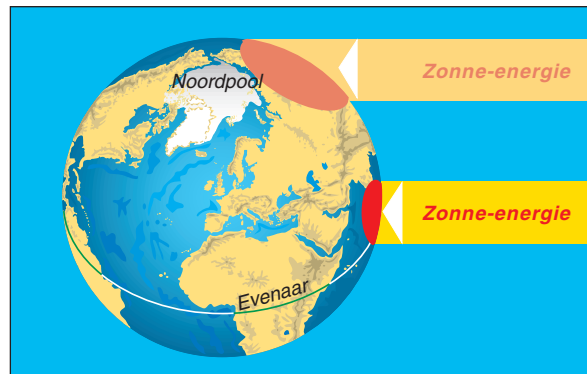
De temperatuurverschillen tussen verschillende gebieden op aarde brengen een transport van lucht op gang dat die temperatuurverschillen ook weer vereffent. We noemen het geheel van luchtstromingen waaruit dit transportsysteem is opgebouwd, de 'algemene circulatie'.



*De atmosfeer is voortdurend in beweging, zoals onder andere satellietbeelden dagelijks tonen.*

## 2.2 Warme evenaar, koude polen

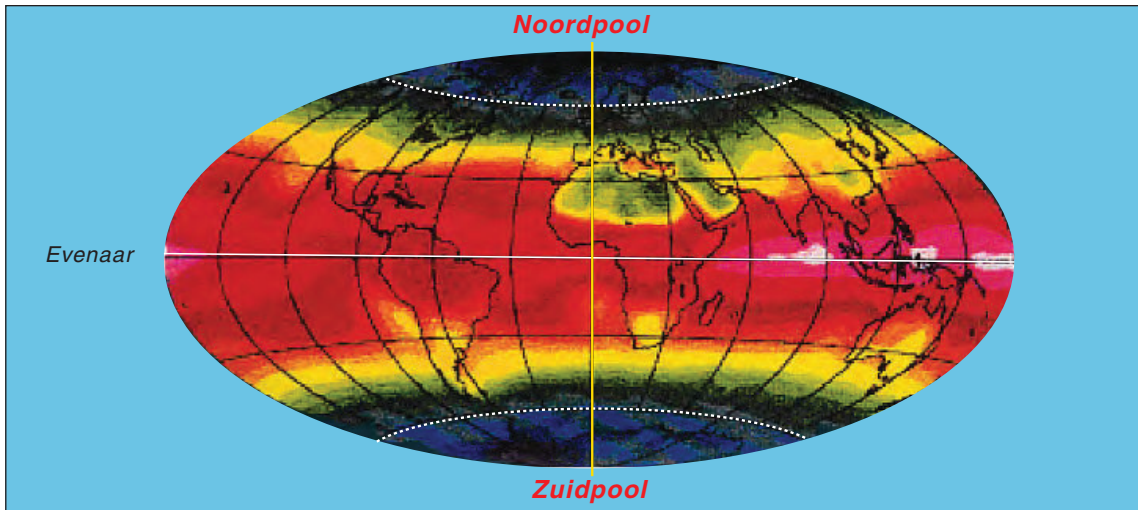
De bolvorm van de aarde bepaalt mede de hoeveelheid zonnestraling die op een deel van het aardoppervlak valt. Waar het aardoppervlak loodrecht staat op de invallende zonnestraling – dat is in de buurt van de evenaar – komt per vierkante meter veel meer zonne-energie binnen dan op plaatsen waar het zonlicht langs het aardoppervlak scheert, zoals in de poolstreken. We kunnen dat begrijpen door uit te gaan van de situatie waarbij de zon loodrecht boven de evenaar staat. Het zonlicht valt dan loodrecht in. Een bundel zonnestraling met een doorsnede van  $1 \text{ m}^2$  komt ten goede aan  $1 \text{ m}^2$  aardoppervlak; de instraling is in dat geval op de evenaar maximaal. Op een andere geografische breedte verwarmt een bundel zonnestralen met dezelfde doorsnede een deel van het aardoppervlak dat veel groter is; per vierkante meter komt er daardoor minder zonnewarmte binnen. Naarmate de breedte toeneemt, wordt het te verwarmen aardoppervlak groter. Aan de polen komt zelfs helemaal geen zonnewarmte binnen.



*Waar het aardoppervlak loodrecht staat op de invallende zonnestraling – dat is in de buurt van de evenaar – komt per vierkante meter veel meer zonne-energie binnen dan op plaatsen waar het zonlicht langs het aardoppervlak scheert, zoals in de poolstreken.*

Afgezien van de warmtewinst door instraling van de zon speelt het warmteverlies door de uitstraling van het aardoppervlak en de atmosfeer een rol bij het uiteindelijk temperatuurverschil dat zich instelt tussen pool en evenaar. Als de zon niet schijnt – 's nachts dus, maar aan de polen ook 'overdag – treedt er door die zogeheten nachtelijke uitstraling afkoeling op. De verschillen tussen evenaar en pool in de aardse straling, zoals de uitstraling vaak genoemd wordt, zijn minder groot dan de verschillen in invallende zonnestraling. Dat komt doordat de aardse straling evenredig is met de vierde macht van de absolute temperatuur, waarvan de waarde in K (Kelvin; de temperatuur in Kelvin = temperatuur in graden C +273) bij een temperatuurverschil van  $30^\circ \text{C}$  slechts ongeveer 10% varieert. In de gebieden die zich ruwweg ten noorden van  $60^\circ \text{NB}$  en ten zuiden van  $60^\circ \text{ZB}$  bevinden, is de dagelijkse uitstraling groter dan de instraling, zodat in de poolstreken de aarde en de lucht erboven

voortdurend verder afkoelen. In het gebied van de tropen is er een stralingsoverschot en dus opwarming.



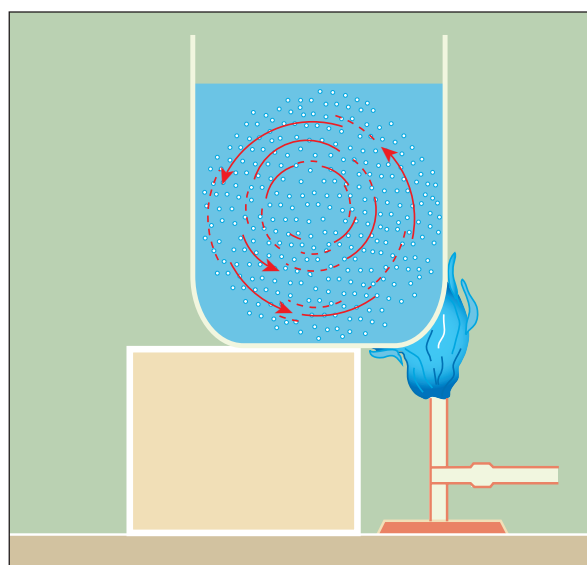
*Verskil tussen binnenkomende zonnestraling en uitgezonden warmtestraling. Oranje, rood en vooral paars duiden op het binnenkomen van meer warmte dan er weggaat; bij groen en blauw komt er minder warmte binnen dan er wordt uitgezonden.*

## 2.3 Een evenwichtssysteem

Om te begrijpen wat de gevolgen zijn van het temperatuurverschil tussen pool en evenaar, bekijken we het proefje van de figuur hieronder.

Een gasvlam verwarmt het rechterdeel van een bak met water, waardoor de temperatuur rechts onderin hoger is dan elders in de bak. Het warme water stijgt op; kouder en daardoor 'zwaarder' water, schuift onder het warmere water en er ontstaat een stroming.

In de praktijk blijkt lucht in de atmosfeer vergelijkbaar gedrag te vertonen; dat komt doordat bij lucht de dichtheid op een zelfde manier van de temperatuur afhangt als bij water. Denk bijvoor-



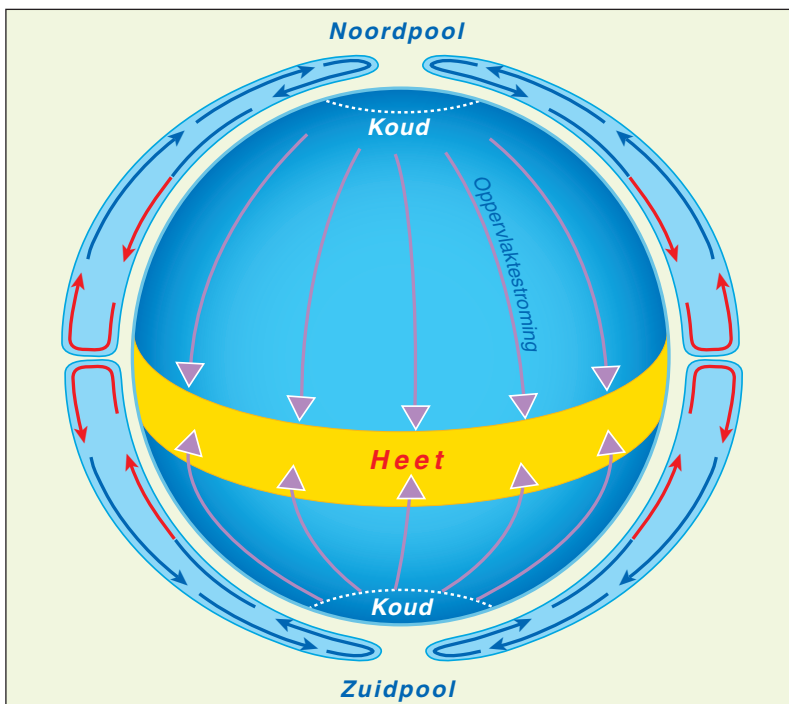
*Stroming in vloeistof door verwarming.*

beeld maar aan de opstijgende warme lucht boven een warme kachel of radiator.

Wanneer we dit doortrekken naar de atmosfeer, dan verwachten we de volgende situatie:

- aan de evenaar opstijgende lucht,
- aan de pool dalende lucht,
- aan het aardoppervlak een luchtstroming rechtstreeks van pool naar evenaar en
- in de bovenlucht een luchtbeweging van evenaar naar pool (zie fig. onder).

In dat geval zouden er op het noordelijk halfrond uitsluitend noordenwinden waaien. Uit onze dagelijkse ervaring weten we dat dit niet het geval is. Door rekening te houden met de draaiing van de aarde kunnen we de werkelijkheid wat beter benaderen.



*Een eencellige circulatie zoals hier afgebeeld, wordt op aarde níet waargenomen.*

## 2.4 De draaiing van de aarde

Zoals bekend draait de aarde in 24 uur eenmaal om haar eigen as. Bij het beschrijven van de luchtstromingen in de vorige paragraaf hebben we daarmee geen rekening gehouden. Terwijl de 'noordenwind' uit de vorige paragraaf van de Noorse westkust onderweg is naar De Bilt, verplaatst De Bilt zich met de van west naar oost draaiende aarde mee naar een plek die eerst nog in Oost-Polen of Wit-Rusland lag. De wind in die gebieden is volgens de redene-



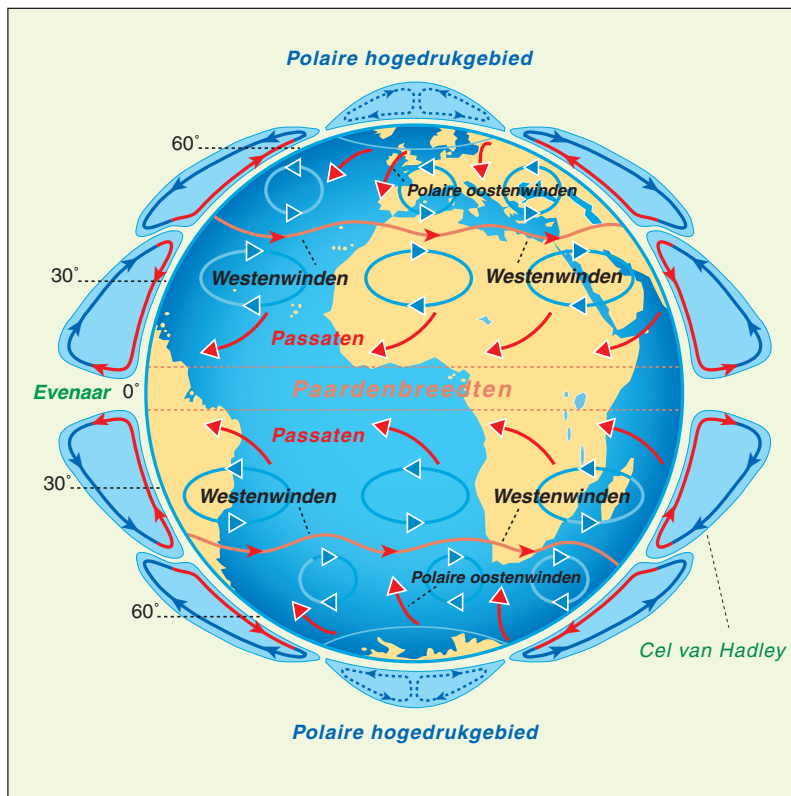
ring uit de vorige paragraaf afkomstig uit Finland, dat ten noordoosten van Nederland ligt. Op het noordelijk halfrond van een draaiende aarde is de wind dus niet noord, maar noordoost; de luchtstroming heeft als het ware een afbuiging ondergaan naar rechts. Het is alsof er een kracht naar rechts aan het werk is; deze zogeheten ‘schijnkracht’ staat bekend als Corioliskracht of afbuigende kracht van de aardrotatie. Een dergelijke eencellige circulatie wordt Hadley-circulatie genoemd. Hadley was de eerste die een ‘model’ maakte van de luchtstromingen in de atmosfeer, rekening houdend met temperatuurverschillen tussen evenaar en pool en de draaiing van de aarde.



*Op het noordelijk halfrond van een draaiende aarde is de wind niet noord, maar noordoost.*

In de praktijk gaat het Hadley-circulatiemodel niet op voor het noordelijk halfrond als geheel. Nederland en andere locaties op gematigde breedten bevinden zich namelijk in een ‘gordel van westenwinden’ (zie de figuur op pagina 29). In de overige gebieden op aarde is de overeenkomst tussen model en werkelijkheid aanzienlijk beter. Met name voor wat betreft de passaatwinden (tussen de subtropen en de evenaar) voldoet het model goed: we hebben dan een temperatuurverschil tussen de tropen en subtropen dat onder invloed van de draaiing van de aarde aanleiding geeft tot een noordoostelijke luchtbeweging: de noordoostpassaat.

De circulatiecel tussen subtropen en evenaar, waarvan de passaatwinden deel uitmaken, wordt nog steeds aangeduid als Hadley-cel. Ook in de buurt van de pool gaat het model op, zodat er twee cellen zijn die vanuit de voorgaande theorie begrepen kunnen worden. De tussenliggende, in de waarnemingen minder duidelijk terug te vinden, cel met overheersend westenwin-



*Op de gematigde breedten bevindt zich een zone met westenwinden. Bij de evenaar vind je de noordoostpassaat (noordelijk halfrond) en de zuidoostpassaat. Aan de poolzijde van de gordels met westenwinden is de wind eveneens oostelijk.*

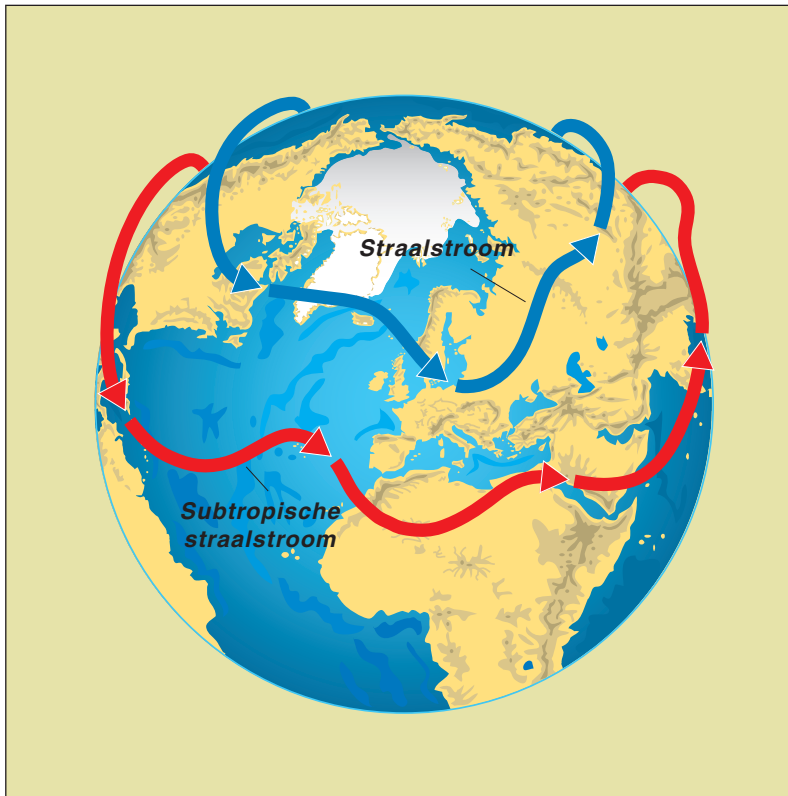
*De algemene circulatie kent per halfrond 3 cellen.*

den gedraagt zich echter anders; hij wordt Ferrel-cel genoemd. William Ferrel beschreef in 1856 als eerste een circulatiemodel voor een draaiende aarde met aan weerszijden van de evenaar drie afzonderlijke cellen, zoals afgebeeld in bijgaande figuren. In de figuren is ook te zien dat aan de evenaar de noordoostpassaat van het noordelijk halfrond en de zuidoostpassaat van het zuidelijk halfrond samenkomen; men spreekt van de intertopische convergentiezone (ITCZ). De samenstromende lucht wordt gedwongen op te stijgen, wat gewoonlijk aanleiding geeft tot talrijke onweersbuien.

## 2.5 Beperkingen van het model

Er zijn verscheidene oorzaken te bedenken waarom de werkelijkheid toch ingewikkelder is dan het model uit de voorgaande paragrafen suggereert.

1. De aarde heeft geen homogeen oppervlak, maar kent landoppervlakken en wateroppervlakken, die zich heel anders gedragen. Landoppervlakken kunnen bijvoorbeeld bestaan uit bij zonnig weer snel in temperatuur veranderende zand- en rotsbodems of worden gekenmerkt door luchtstromingen afremmende bossen en gebergten. Wateroppervlakken warmen slechts langzaam op en koelen traag af; ze veroorzaken minder wrijving dan het land.

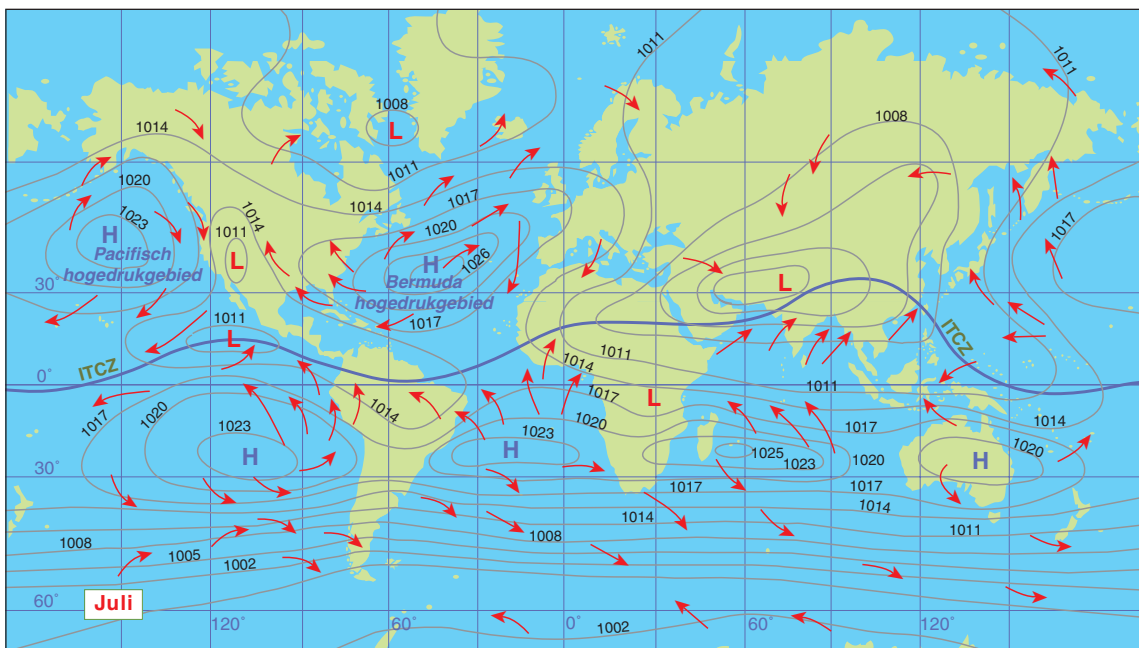
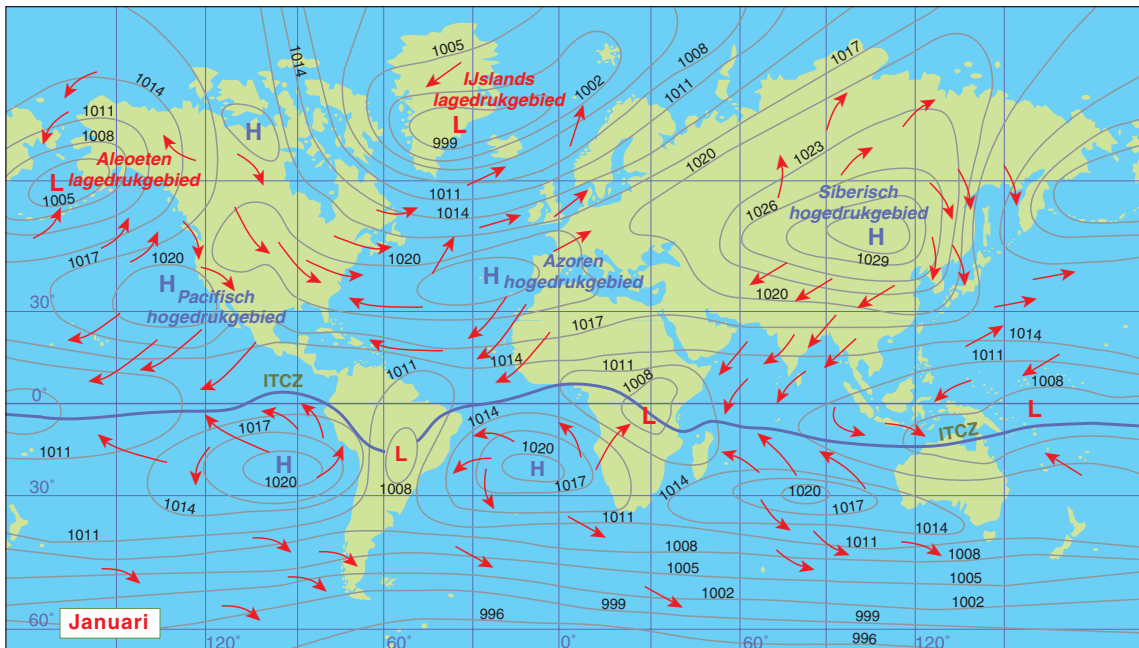


*De straalstromen.*

2. De aardas staat scheef, het equatorvlak van de aarde maakt een hoek van  $23,5^\circ$  met het vlak van draaiing rond de zon, het eclipticavlak. Hierdoor ontstaan de seizoenen, waarbij beurtelings het noordelijk en zuidelijk halfrond meer wordt verwarmd, hetgeen van zeer grote invloed is op de algemene circulatie.
  3. De verticale afmetingen van het gedeelte van de atmosfeer waarin de circulatie plaatsvindt (zeg ongeveer 12 km vanaf het aardoppervlak) zijn te klein ten opzichte van de horizontale afmetingen (ongeveer 10 000 km tussen evenaar en pool) om een 'mooie', eencellige circulatie toe te laten.
  4. De uniforme oostenwinden zouden de draaiing van de aarde steeds verder afremmen; een effect dat in de praktijk niet wordt waargenomen
- We concluderen dat de circulatie, zoals die door ons gemeten kan worden een driecellige circulatie is en dat een groot aantal factoren een rol blijkt te spelen.

## 2.6 De algemene circulatie

In het voorgaande zagen we dat temperatuurverschillen tussen evenaar en pool de lucht in de dampkring op een zodanige manier in beweging brengen dat de temperatuurtegenstellingen afvlakken. Dit systeem van luchtstromingen wordt de algemene circulatie genoemd. Ze omvat de grootschalige lucht-



De algemene circulatie zoals deze in werkelijkheid wordt waargenomen in januari (boven) en juli (onder). Het patroon is grilliger dan in de schema's, maar gelijkmatiger dan in de dagelijkse weerkaarten.

bewegingen, de passaten, de sterke westelijke winden op enige hoogte op gematigde breedten, ook wel bekend als straalstroom, depressies die in de straalstromen worden meegevoerd en allerlei andere weersystemen. De motor achter de algemene circulatie is de zon, die de door ongelijke opwarming van het aardoppervlak alles in gang zet. Zonder algemene circulatie zouden de tegenstellingen tussen polen en evenaar zich verscherpen; het deel van het aardoppervlak dat geschikt is voor menselijke bewoning zou zonder de algemene circulatie veel kleiner zijn.

De diagrammen waarin de algemene circulatie werd weergegeven, zijn uiteraard schematisch. Onderstaande figuren geven maandgemiddelden van de luchtdrukverdeling en het circulatiepatroon voor januari en juni. Het beeld is grilliger dan de eerder getoonde schema's, maar toch al weer gelijkmatiger dan op een dagelijkse weerkaart, zoals we later zullen zien. Voor de dagelijkse weersverwachting werkt men onder andere met een indeling circulatietypen die gebaseerd is op de luchtstroming boven een kleiner gebied, namelijk het Europese vasteland en het aansluitend gedeelte van de Atlantische Oceaan; deze komt aan bod in hoofdstuk 11.

## 3. De atmosfeer

De atmosfeer is het gasvormige omhulsel van de aarde en is door de zwaartekracht aan de aarde gebonden. Zonder atmosfeer zou er op aarde geen leven mogelijk zijn. Zo weten we dat de atmosfeer:

- het zonlicht tempert tegen schadelijke ultraviolette straling
- de energiebalans van de aarde in stand houdt, zodat de aarde niet te warm of te koud wordt.

Het weer zoals wij dat ervaren speelt zich geheel af in de onderste lagen van die atmosfeer; maar hoe is ze opgebouwd en waaruit bestaat dit gasvormige omhulsel van de aarde?

### 3.1 Verticale indeling

De atmosfeer kan op basis van temperatuurverandering met de hoogte onderverdeeld worden in verschillende lagen met namen als troposfeer, stratosfeer etc. De overgangszones tussen de verschillende lagen heten tropopauze, stratopauze enzovoort.

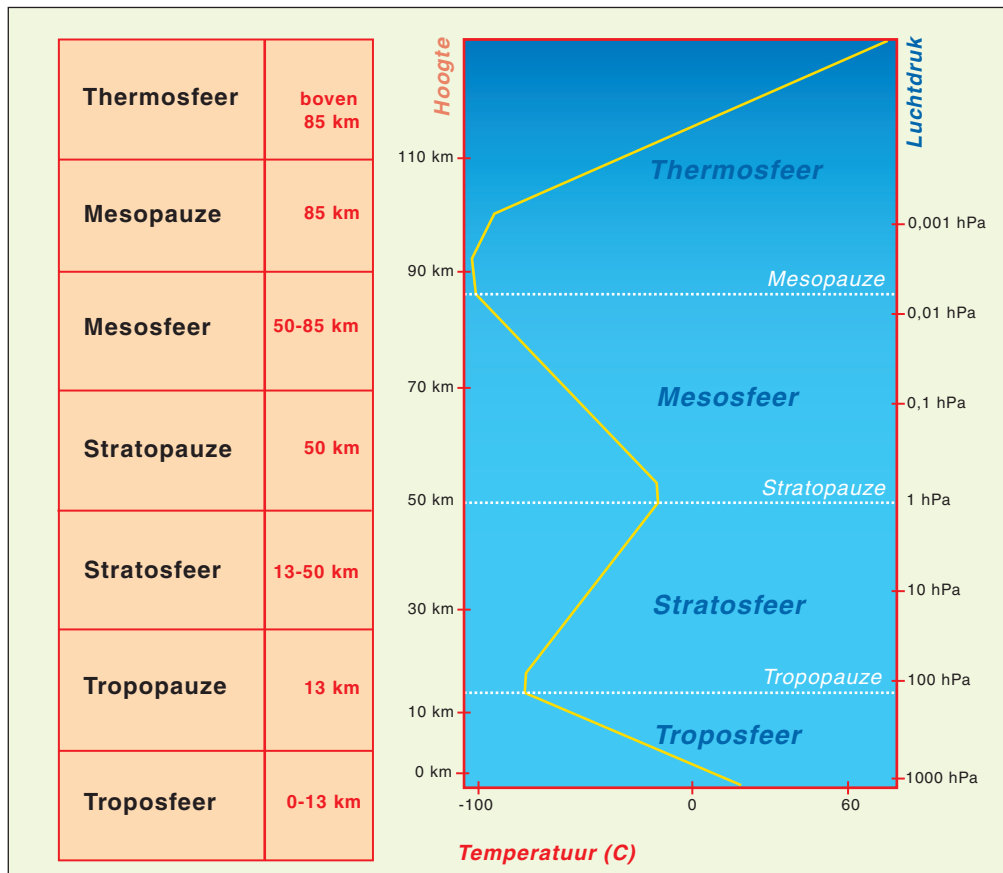
Hoewel de overgangen niet altijd even scherp zijn, kan in het algemeen het volgende worden aangehouden (zie figuur en tabel op pagina 34). Voor het weer zijn de troposfeer – en in mindere mate de stratosfeer – het belangrijkste; daarom gaan we in de volgende paragrafen op die twee lagen wat verder in.

#### 3.1.1 Troposfeer

Dit is de laag tussen het aardoppervlak en gemiddeld 13 km hoogte. Boven de polen is de troposfeer als gevolg van de lagere temperaturen ongeveer 8 km dik, terwijl hij boven de tropen, waar de lucht veel warmer is, tot zo'n 16 km reikt. De troposfeer is met name voor ons van belang omdat zich hierin het weer afspeelt.

In de troposfeer neemt de temperatuur naar boven toe af met ongeveer  $0,65^{\circ}\text{C}$  per 100 m. Verder bevindt bijna al het in de atmosfeer aanwezige water zich in de troposfeer. Het water komt voor in vaste toestand (sneeuw en ijs), in vloeibare (wolkendruppels, regen, mist) én in gasvormige (waterdamp).

Het onderste gedeelte van de troposfeer heet de atmosferische grenslaag. 's Nachts is deze enkele tientallen of hooguit enkele honderden meters dik; overdag bedraagt de grenslaaghoogte enkele km. De hoogte van de grenslaag hangt nauw samen met stabiliteit en windsnelheid.



Verticale indeling van de atmosfeer, gebaseerd op het verloop van de temperatuur met de hoogte.

De tropopauze ligt aan de bovenzijde van de troposfeer op het niveau waar de temperatuur niet langer afneemt met de hoogte. De temperatuur bedraagt er ongeveer  $-56^{\circ}\text{C}$  en verandert daar niet of nauwelijks meer met de hoogte. Een luchtlag waarin de temperatuur niet of nauwelijks verandert met de hoogte heet een isotherme laag.

### 3.1.2 Stratosfeer

Boven de troposfeer bevindt zich de stratosfeer. Daarin is de invloed van het weer nog merkbaar als de toppen van grote buiencomplexen door de tropopauze heen schieten. Boven de isotherme laag van circa 5 km dikte neemt de temperatuur geleidelijk toe tot  $0^{\circ}\text{C}$ . Deze toename van de temperatuur is het gevolg van het vrijkomen van warmte bij de omzetting van zuurstof in ozon. In de stratosfeer wordt voortdurend ozon aangemaakt en afgebroken onder invloed van de ultraviolette zonnestraling. Op een hoogte van 25 tot 35 km is de verhouding tussen de intensiteit van de zonnestraling en het aantal zuurstofmoleculen optimaal; daar treedt dan ook de maximale ozonconcentratie

op. Op grotere hoogte is de zuurstof al verdwenen en omgezet in ozon; op lagere hoogte is de zonnestraling al te veel verzwakt om het proces van ozonvorming nog effectief te laten verlopen.

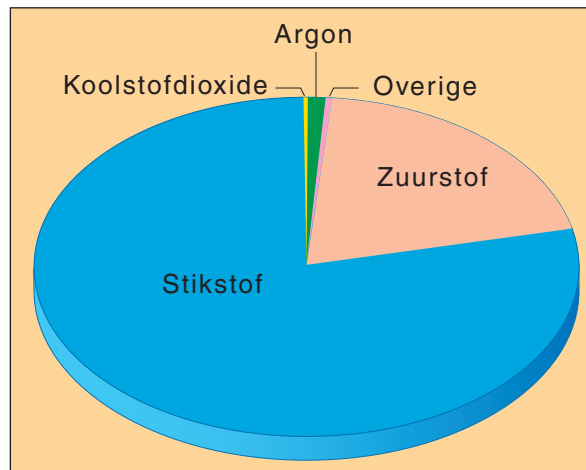
### 3.2 Samenstelling van de lucht

De lucht aan het aardoppervlak is een mengsel van een groot aantal verschillende gassen. De gassen die in de grootste hoeveelheid voorkomen zijn stikstof ( $N_2$ ), zuurstof ( $O_2$ ) en argon (A) met respectievelijk ongeveer 78, 21 en 1% van het totale volume (zie figuur). Verder komen er nog zogenoemde sporengassen voor in zeer kleine hoeveelheden, die worden uitgedrukt in aantal deeltjes per miljoen andere deeltjes (p.p.m.). Gassen als kooldioxide ( $CO_2$ ; bekend van het broeikas effect en van de opwarming van de aarde) en waterdamp ( $H_2O$ ) komen in wisselende concentraties voor.

Water is verreweg de invloedrijkste component in onze atmosfeer. Het komt voor als vloeibaar water, als waterdamp en als ijs en dan ook nog in sterk wisselende hoeveelheden. Verder speelt het een belangrijke rol bij de warmte- en energiehuishouding van de atmosfeer.





Om het belang van water aan te tonen nemen we als voorbeeld bewolking, die zoals bekend uit waterdruppeltjes en/of ijskristallen bestaat. Wolken kunnen zonnestraling absorberen of reflecteren, hierdoor bereikt uiteindelijk maar een gedeelte van de zonnestraling het aardoppervlak.

Alle water in de atmosfeer is afkomstig van het aardoppervlak waar het verdampt uit oceanen, meren en rivieren; het wordt vervolgens met luchtbewegingen omhoog gevoerd. Hierdoor bevindt zich het grootste gedeelte van de aanwezige waterdamp in het onderste deel van de troposfeer. Naar boven toe neemt de hoeveelheid snel af; vooral boven de 10 km is de geringe hoeveelheid waterdamp duidelijk merkbaar. Het belang van waterdamp voor het weer komt in hoofdstuk 6 (Luchtvochtigheid) verder aan bod.



*De lucht aan het aardoppervlak is een mengsel van een groot aantal verschillende gassen. De gassen die in de grootste hoeveelheid voorkomen zijn stikstof (nitrogenium,  $N_2$ ), zuurstof (oxygenium,  $O_2$ ) en argon (A) met respectievelijk ongeveer 78, 21 en 1% van het totale volume.*



<i>De massa van de lucht</i>		
Een gemiddeld persoon		80 kg
Een kubieke meter water (1000 liter)		1000 kg
Een kubieke meter lucht		1,25 kg
Een kubieke meter goud		19320 kg

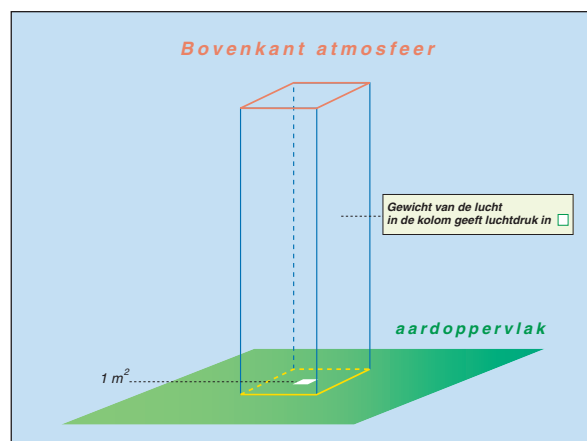
### 3.3 Luchtdruk en luchtdrukpatronen

De luchtdruk is de kracht die het gewicht van een luchtkolom in de atmosfeer op een oppervlak uitoefent (zie figuur onder). In de weerberichten wordt de luchtdruk opgegeven in hectopascal (hPa). Alle gassen die aanwezig zijn in de atmosfeer dragen bij aan de luchtdruk, dus kan gezegd worden dat luchtdruk de som is van alle drukken, die de gassen in de lucht elk afzonderlijk uitoefenen. De luchtdruk is afhankelijk van de dichtheid en de samenstelling van de lucht.

Hoe groter de hoogte boven het aardoppervlak, hoe kleiner het gewicht van de resterende luchtkolom zal zijn, de luchtdruk neemt dus af met toenemende hoogte (zie figuur pagina 37 boven). Hoewel de atmosfeer continu op zoek is naar evenwicht zal er toch geen stroming tot stand komen van de hoge druk naar de lagere druk in de verticaal.

Dit heeft te maken met het feit dat er evenwicht is tussen de opwaartse gerichte kracht (van hoge druk naar lage druk) en de neerwaarts gerichte zwaartekracht. Dit evenwicht van krachten noemen we hydrostatisch evenwicht.

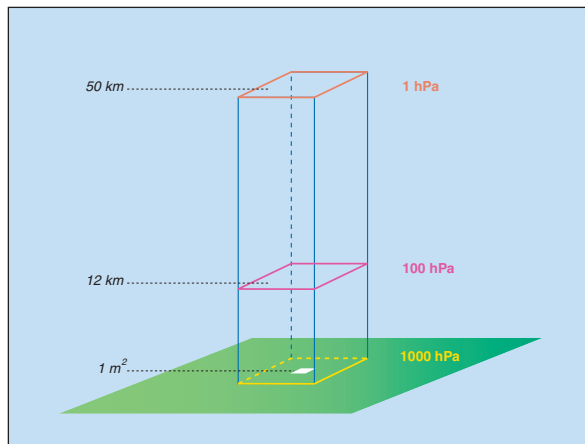
De luchtdruk wordt gemeten met een barometer. Daarop staat de luchtdruk vaak nog aangegeven in millibar. Een millibar is gelijk aan 1 hectopascal. De meeste barome-



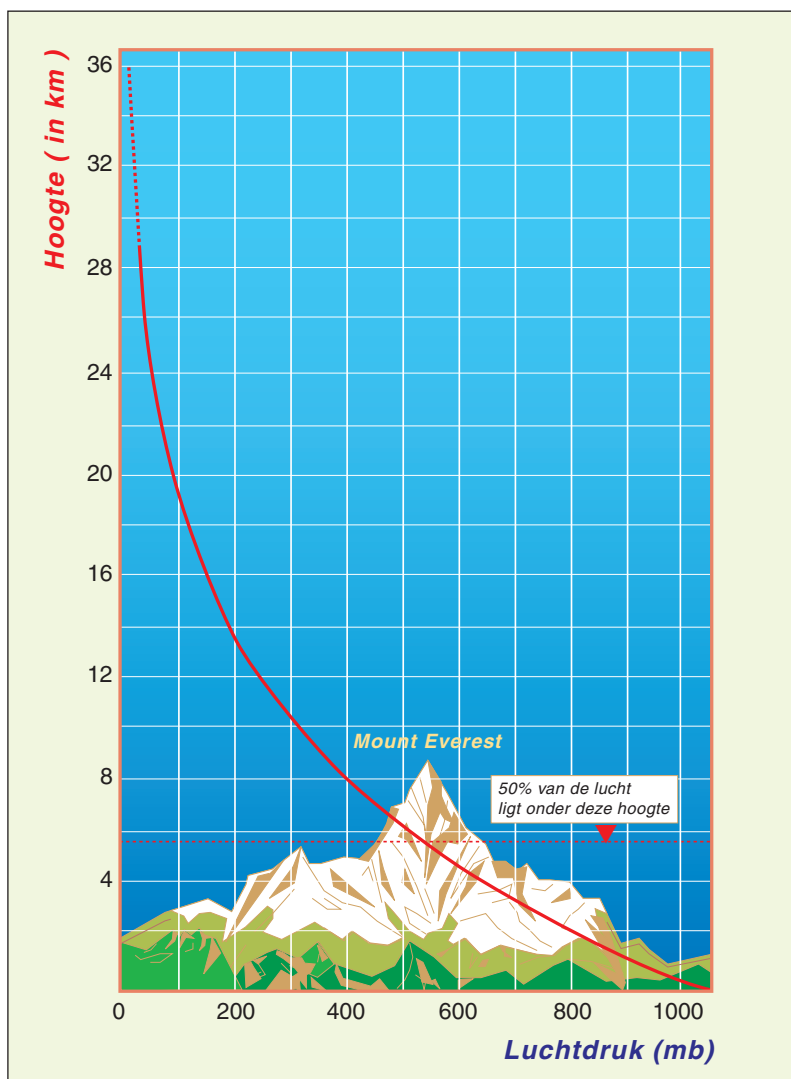
*De luchtdruk is de kracht die het gewicht van een luchtkolom in de atmosfeer op het aardoppervlak uitoefent.*

ters bevatten een luchtledig doosje dat afhankelijk van de drukverandering meer of minder ingedrukt wordt; dat is bijvoorbeeld het geval bij de hiernaast afgebeelde barometer. De beweging wordt overgebracht op een wijzerplaat, waarop de luchtdruk kan worden afgelezen.

Om de luchtdruk van verschillende plaatsen te kunnen vergelijken, wordt de gemeten luchtdruk herleid naar zeeniveau. Op weerkaar-



*Hoe groter de hoogte boven het aardoppervlak, hoe kleiner het gewicht van de resterende luchtkolom zal zijn, de luchtdruk neemt dus af met toenemende hoogte.*



*Afname van de luchtdruk met de hoogte.*



*Barometer.*

ten worden lijnen getrokken van plaatsen met gelijke luchtdruk; dergelijke lijnen noemt men isobaren. Hierdoor is het mogelijk om luchtdrukpatronen op de weerkaart waar te nemen.

We onderscheiden:

- Hogedrukgebieden, waar de weerkaart gesloten isobaren laat zien rond een gebied met relatief hoge luchtdruk.
- Lagedrukgebieden, met gesloten isobaren rond een gebied met relatief lage luchtdruk.
- Troggen, uitlopers van lagedrukgebieden.
- Ruggen, uitlopers van hogedrukgebieden.
- Zadelgebieden; deze liggen tussen twee gebieden van lage druk en twee van hoge druk in.

### 3.4 Gaswet

We hebben al gezien dat de luchtdruk afneemt met toenemende hoogte, maar deze afname is niet constant. Dit heeft te maken met het feit dat de atmosfeer is opgebouwd uit gassen. Een van de eigenschappen van gassen is dat ze zijn samen te drukken. Hierdoor wordt vooral de lucht nabij het aardoppervlak sterk samengedrukt onder het gewicht van de bovenliggende luchtkolom. Bekijken we nu een kg lucht aan het aardoppervlak en vergelijken we die met dezelfde hoeveelheid op bijvoorbeeld 5500 m dan blijkt dat de luchtdichtheid op die hoogte ongeveer de helft is van hetgeen we op zeeniveau meten. Maar op 16 km is dit nog maar een tiende van hetgeen we onder-

## 5. Luchtdruk en wind

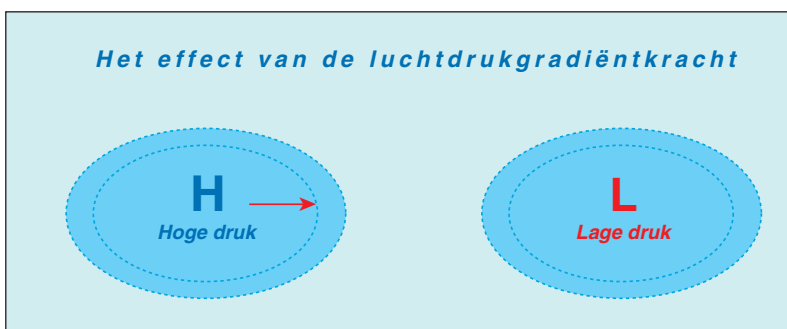
### 5.1 Verband tussen luchtdruk en wind

De wind is van grote invloed op het weer. Enerzijds voert hij van grote afstand bijvoorbeeld warme of koude lucht naar onze omgeving, wat direct doorwerkt in de hier gemeten temperatuur. Anderzijds drukt hij zijn stempel op de weersomstandigheden op lokale schaal. Zo gaat bijvoorbeeld een stevige wind de nachtelijke afkoeling tegen; ook kan de wind in de zomer heel wat stof en in de winter heel wat sneeuw doen opwaaien. In dit hoofdstuk wordt de rol van de wind besproken.

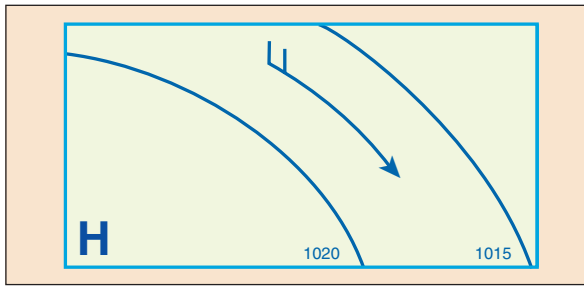
Wind is niets anders dan de stroming van de lucht. Wind ontstaat doordat de lucht beweegt van plaatsen met hogere luchtdruk naar plaatsen met een lagere luchtdruk; die luchtdrukverschillen zijn op hun beurt weer een gevolg van verschillen in opwarming van het aardoppervlak, bijvoorbeeld tussen tropen en gematigde breedten of poolstreken of tussen land en zee of oceaan.

De functie van de wind is om die luchtdrukverschillen ongedaan te maken. Vindt de verplaatsing van de lucht over heel grote afstanden plaats, dan gaat ook nog de draaiing van de aarde een rol spelen, zoals we in het hoofdstuk over de algemene circulatie reeds hebben gezien.

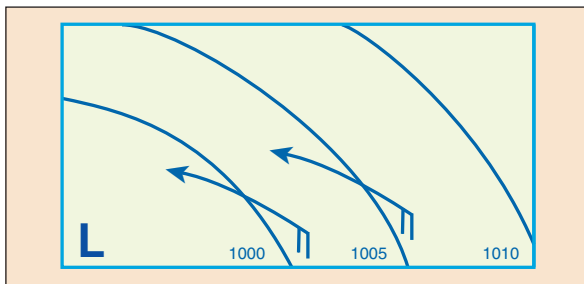
Het effect van die draaiing is dat de lucht die grote afstanden aflegt, zich op het noordelijk halfrond rond een lagedrukgebied tegen de wijzers van de klok in verplaatst en rond een hogedrukgebied met de wijzers van de klok mee; op het zuidelijk halfrond is dit net andersom. De luchtstroming is ongeveer evenwijdig aan de isobaren of maakt daar een kleine hoek mee. Daardoor stroomt de lucht niet langer rechtstreeks van hoog naar laag en wordt de vereffening van de luchtdrukverschillen bemoeilijkt.



*De invloed van de luchtdrukgradiëntkracht.*

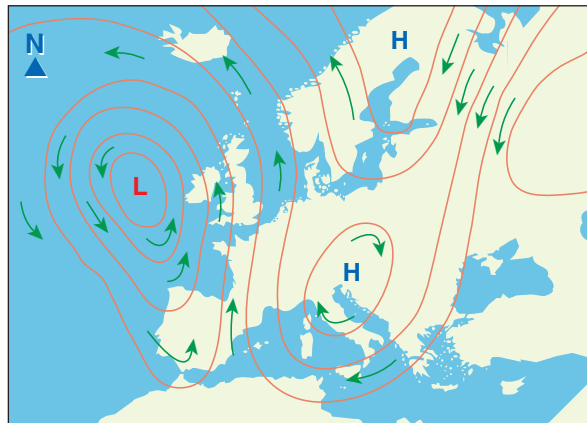


*Isobaren en richting van de luchtstroming. De luchtstroming is ongeveer evenwijdig aan de isobaren. De wind waait rond een hogedrukgebied met de wijzers van de klok mee.*



*Isobaren en richting van de luchtstroming. Door wrijving met het aardoppervlak volgt de wind de isobaren niet exact, maar maakt er een kleine hoek mee. De wind waait rond een lagedrukgebied tegen de wijzers van de klok in.*

In het weerkaartje is dit duidelijk te zien. In de figuur zijn lijnen van gelijke luchtdruk (isobaren) weergegeven. Het kaartje toont een weersituatie met een hoge- en een lagedrukgebied. De pijlen geven de stromingsrichting en dus de richting waar de wind heen waait. De windrichting volgt min of meer de richting van de isobaren; zonder het effect van de draaiing van de aarde zou de wind loodrecht op de isobaren staan.



Als de lucht van de ene plaats naar de andere stroomt, wordt hij daarin bij het aardoppervlak gehinderd door de ruwheid van het oppervlak; deze veroorzaakt wrijving, die de luchtstroming afremt en doet afbuigen. Het gevolg is dat de lucht niet precies evenwijdig aan de isobaren stroomt, maar enigszins naar de lage druk toe. De windrichting maakt een hoek met de richting van de isobaren. In de figuur hiernaast geven de pijlen de werkelijke luchtstroming vlak bij het aardoppervlak weer. Door de wrijving is de wind nu toch enigszins van hoge naar lage druk gericht. In de figuur is dat met pijlen aangegeven.

In de volgende paragraaf gaan we wat dieper in op het verschijnsel wind; we gebruiken daarbij onderwerpen uit de natuurkunde.

## 5.2 Wind, een krachtenspel

Wind is bewegende lucht; de beweging wordt bepaald door luchtdrukverschillen, draaiing van de aarde en eventuele wrijving met het aardoppervlak. Uit de natuurkunde is bekend dat er op voorwerpen die van richting of snelheid veranderen, een of meer krachten moeten werken; bij stilstand of constante snelheid werken er geen krachten of heffen de werkzame krachten elkaar op. Twee krachten kunnen elkaar bijvoorbeeld opheffen als ze even groot zijn, maar precies tegengestelde kanten opwijzen.

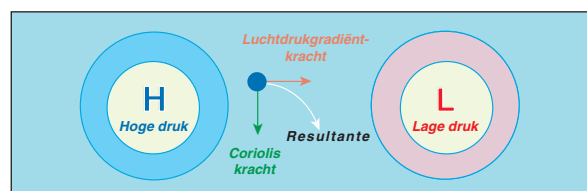
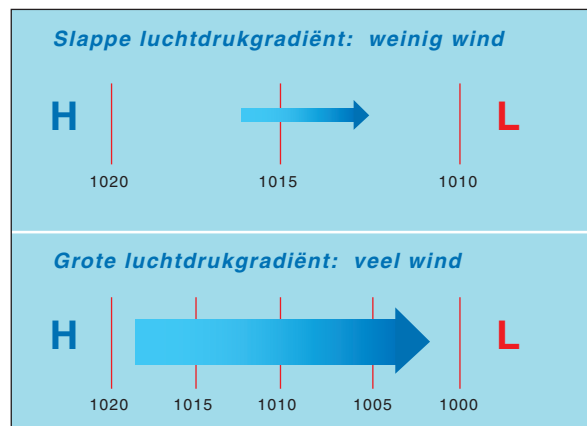
Voor lucht geldt hetzelfde als voor alle andere ‘krachten uit de natuurkunde’. In dit geval zijn de volgende krachten van belang: de luchtdrukgradiëntkracht, de corioliskracht en de wrijvingskracht. Als de lucht zich niet in een strakke, rechtlijnige stroming bevindt, maar wordt meegevoerd in een slingerend stromingspatroon, is er ook nog sprake van een middelpuntzoekende kracht.

### • De luchtdrukgradiëntkracht

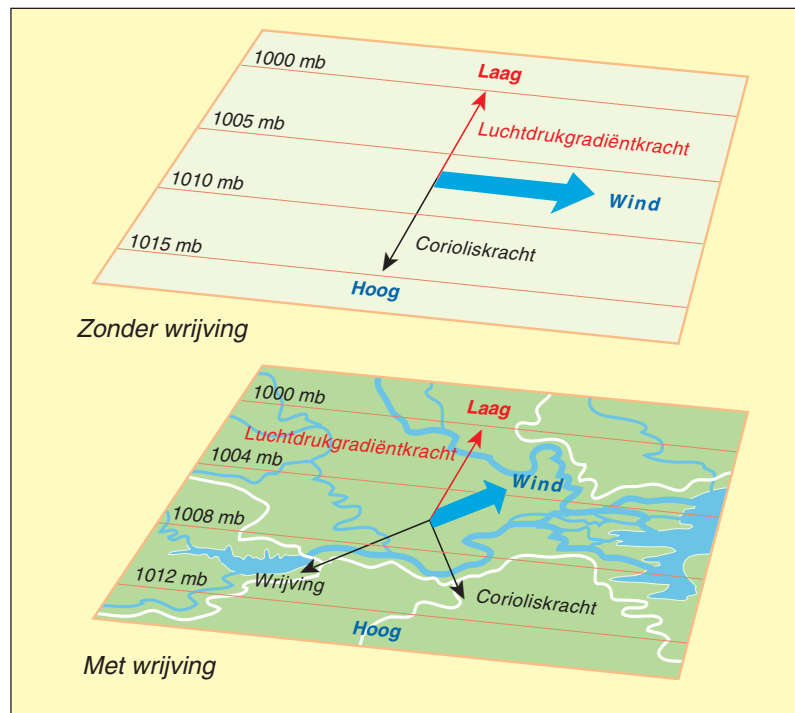
Wanneer er over een bepaald gebied luchtdrukverschillen optreden, spreekt men gewoonlijk van een luchtdrukgradiënt; de luchtdrukverschillen veroorzaken een kracht die luchtdrukgradiëntkracht wordt genoemd. De luchtdrukgradiëntkracht wijst van hoge druk naar lage druk. De luchtdrukgradiëntkracht brengt een luchtmasa in beweging; de bewegingsrichting is in de richting van die kracht en dus gericht naar de lagere druk.

Als alleen de gradiëntkracht op een luchtmasa werkzaam zou zijn dan

zouden alle aanwezige horizontale luchtdrukverschillen snel verdwijnen. Dit is echter niet het geval doordat er nog een tweede kracht werkzaam is:



Luchtdrukgradiëntkracht met (onder) en zonder wrijving (boven).



#### • De corioliskracht of afwijkende kracht van de aardrotatie

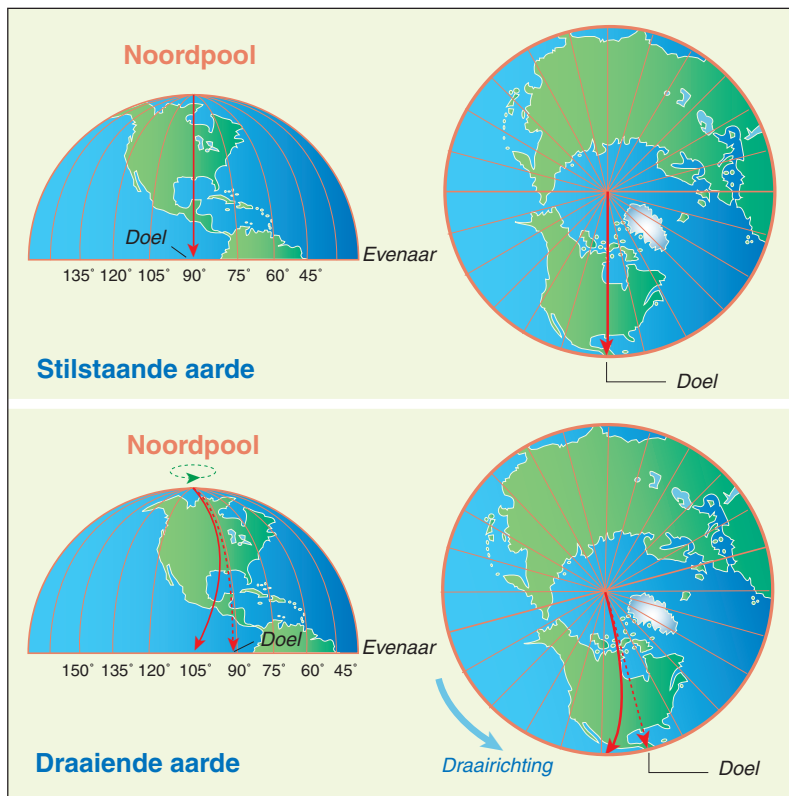
Deze kracht wordt veroorzaakt door de draaiing van de aarde. Door de corioliskracht krijgt de stroming een afbuiging, afhankelijk van de plaats op aarde en van de windsnelheid: op het noordelijk halfrond is er een afbuiging naar rechts (kijkend met de wind mee), die groter is naarmate de plaats waar men zich bevindt verder van de evenaar verwijderd is. Verder geldt dat naarmate de windsnelheid hoger is, de lucht sterker afbuigt.

In eerste, overigens zeer goede, benadering stelt zich een evenwicht in tussen de luchtdrukgradiëntkracht, die naar het lagedrukcentrum is gericht, en de corioliskracht, die precies de tegenovergestelde kant op wijst. De wind die dan waait noemen we geostrofische wind.

De luchtdrukgradiëntkracht en de corioliskracht zijn er altijd, ongeacht de hoogte waarop de lucht beweegt. Voor een luchtstroming dicht bij het aardoppervlak moeten we nog rekening houden met een derde kracht:

#### • De wrijvingskracht

Nabij het aardoppervlak wordt de luchtstroming afgeremd door wrijving; deze is afhankelijk van de ruwheid van het oppervlak. Een open vlakte of een polderlandschap is niet zo ruw, een bosachtig of verstedelijkt gebied is zeer ruw. Door de wrijvingskracht neemt de windsnelheid af; tegelijkertijd wordt daardoor de afbuiging als gevolg van de corioliskracht minder en beweegt de



stroming weer meer in de richting van het lagedrukcentrum. Een factor die ook van invloed is op de wrijvingskracht – en dus op de windrichting en de windsnelheid – is de mate van stabiliteit van de atmosfeer: in een stabiele atmosfeer is de wrijving het grootst.

#### • De middelpuntzoekende kracht

De luchtdrukgradiëntkracht en de corioliskracht zijn er altijd, ongeacht het stromingspatroon. Volgt de lucht een gekromde baan dan is er nog een andere kracht in het spel: de middelpuntzoekende kracht. Deze kracht doet de lucht afwijken van zijn rechtlijnig pad en dwingt hem in een gekromde baan. Ook nu geldt dat er zich in eerste instantie een evenwicht instelt. De middelpuntzoekende kracht wijst steeds in de richting van het middelpunt van de cirkelbaan die wordt gevolgd.

In de figuur op pag. 59 (rechts) is dat middelpunt de kern van het lagedrukgebied; middelpuntzoekende kracht en gradiëntkracht wijzen in dezelfde richting, namelijk naar de lagedrukkern. De luchtdrukgradiëntkracht levert dus de middelpuntzoekende kracht, al kan deze door ‘tegenwerking’ van de corioliskracht niet volledig worden benut.

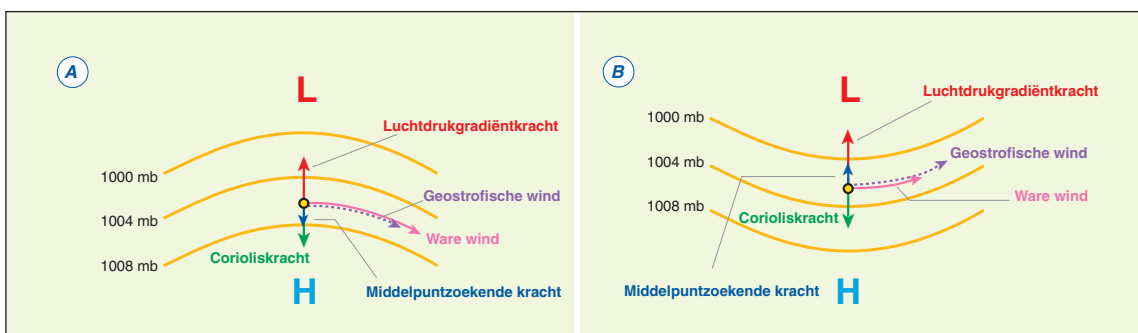
In de figuur op bladzijde 59 (links) is het centrum van het hogedrukgebied het middelpunt van de cirkelbaan; middelpuntzoekende kracht en corioliskracht



wijzen in dezelfde richting, namelijk van de hogedrukkern af. Daardoor levert in dit geval de corioliskracht de voor een cirkelbeweging noodzakelijke middelpuntzoekende kracht, al kan deze ditmaal door ‘tegenwerking’ van de gradiëntkracht niet volledig worden benut.

Waait het rond een lagedrukgebied nu meer of minder dan rond een hogedrukgebied als de luchtdrukgradiëntkracht, en dus de afstand tussen de isobaren, in beide gevallen dezelfde is? Het antwoord is: ‘minder’; rond een hogedrukgebied moet de corioliskracht namelijk de middelpuntzoekende kracht leveren, ondanks tegenwerking van de luchtdrukgradiëntkracht; de corioliskracht is dan dus groter dan de luchtdrukgradiëntkracht. Rond een lagedrukgebied is de corioliskracht juist kleiner dan de luchtdrukgradiëntkracht. Gegeven was dat de luchtdrukgradiëntkracht in beide gevallen dezelfde is, zodat bij de hogedruksituatie de grootste corioliskracht hoort. Reeds eerder hebben we gezien dat een grotere corioliskracht zich alleen kan voordoen bij een grotere windsnelheid, dus rond het hogedrukgebied staat bij gelijke isobarenafstand de meeste wind.

Desondanks koppelen we situaties met storm en veel wind gewoonlijk aan lagedrukgebieden. Dat is terecht, want bij lagedrukgebieden kunnen zich veel grotere luchtdrukgradiënten voordoen, zodat het daar tóch veel harder kan waaien.

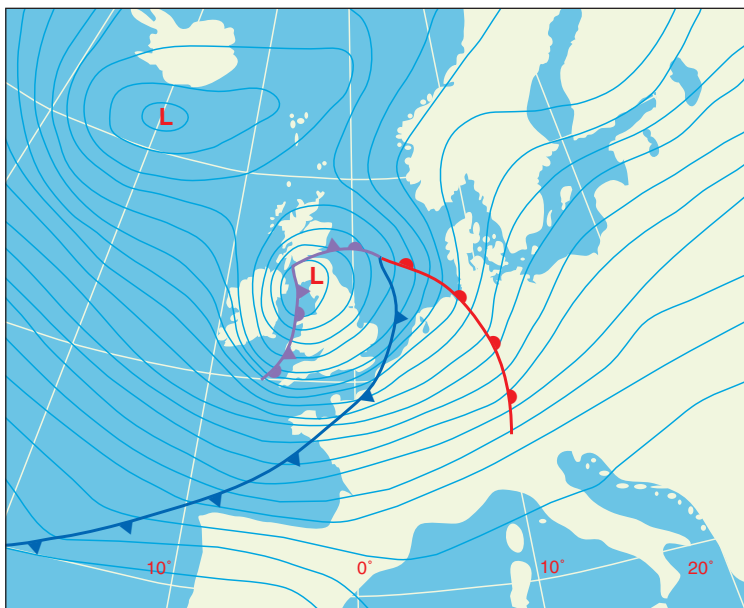
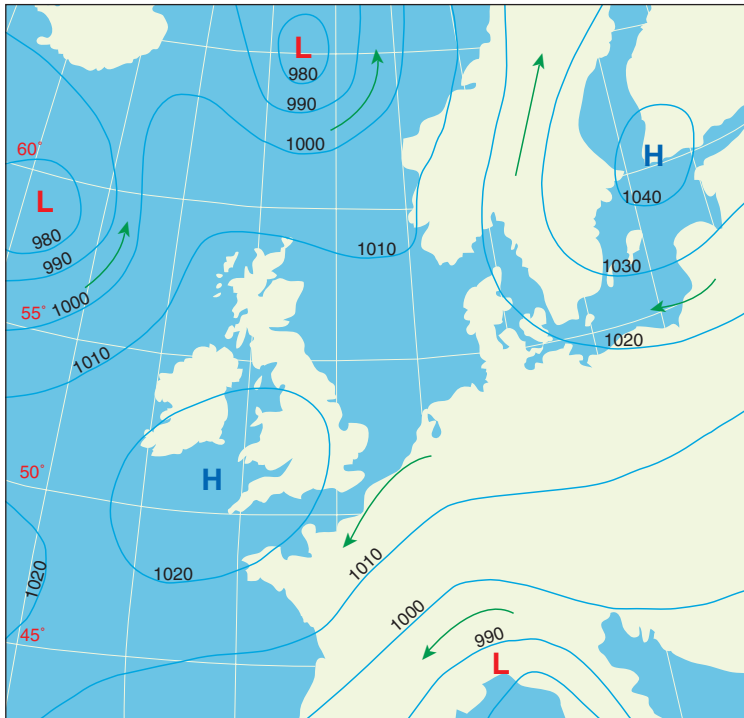


A. De gradiëntwind rond een hogedrukgebied (reële wind) is groter dan de geostrofische wind bij de gegeven isobarenafstand.

B. De gradiëntwind rond een lagedrukgebied (reële wind) is kleiner dan de geostrofische wind bij de gegeven isobarenafstand.

### 5.3 Samenhang weer en luchtdrukpatronen

In het voorgaande hebben we gezien dat wind wordt veroorzaakt door verschillen in luchtdruk. Deze luchtdrukverschillen manifesteren zich vooral in de grote hoge- en lagedrukgebieden die het weerpatroon in Europa – en daar-



mee het weer in Nederland – bepalen. Het verband tussen wind en luchtdrukpatroon is duidelijk te zien als we naar een weerkaart kijken: Hierop zien we Europa en het aangrenzend deel van de Atlantische Oceaan; tevens zijn er om de 5 hPa isobaren ingetekend. We kunnen op zo’n weerkaart gebieden aanwijzen waar de luchtdruk relatief hoog is, terwijl boven andere gebieden de luchtdruk juist lager is. Op het kaartje (bovenaan) zien we onder

andere een hogedrukgebied boven Scandinavië; het veroorzaakt in onze omgeving noordoostelijke winden; de lucht stroomt namelijk met de wijzers van de klok mee rond het hogedrukgebied. Een noordoostelijke stroming transporteert 's winters koude, zogeheten continentale polaire lucht (zie het hoofdstuk over weersituaties) uit Siberië naar Nederland. Gevolg: koud weer en vorst. In de zomer mogen we in dit soort gevallen juist op zonnig en warm weer rekenen.

Ook een weerkaart als hiernaast (pag. 60 onderaan) kun je het hele jaar door tegenkomen, hoewel de lagedrukgebieden in de zomer gewoonlijk minder diep zijn. Boven Schotland ligt in dit geval een diepe depressie. De hogedrukgebieden liggen meer naar het zuiden ter hoogte van de Middellandse Zee en de Azoren. Boven West-Europa staat dan een zuidwestelijke stroming, waarmee vochtige, 's zomers koele en 's winters zachte lucht wordt aangevoerd.

Het is dus belangrijk om te weten waar de hoge- en lagedrukgebieden zich bevinden, omdat hieruit te verwachten is wat de wind gaat doen en wat voor lucht hij zal aanvoeren.

## 5.4 Structuur van de wind

De meeste mensen zijn vooral geïnteresseerd in de wind vlak bij het aardoppervlak en op een bepaalde plaats. Het gaat daarbij om de onderste tientallen meters van de atmosfeer. In deze laag wordt de wind sterk beïnvloed door de terreinomstandigheden en door kleinschalige meteorologische processen. Daardoor vertoont de wind een grillig patroon. We hebben allemaal wel eens gemerkt dat de wind in buien sterk van snelheid en richting kan wisselen en dat ook de aanwezigheid van bijvoorbeeld gebouwen of bomen de wind lokaal sterk beïnvloedt. In de figuur is een registratie van de wind weergegeven; onder is de windsnelheid afgebeeld, boven de windrichting. Voor alle duidelijkheid: de windrichting is de richting van waaruit de wind waait; bij noordenwind beweegt de lucht dan ook van noord naar zuid. We zien dat de windsnelheid snelle variaties vertoont, met fluctuaties in de orde van seconden tot minuten. Daarnaast vertonen windrichting en windsnelheid ook een dagelijkse gang; zie hiervoor verder paragraaf 8.6.

## 5.5 Turbulentie

De wind gedraagt zich vrijwel altijd grillig: de luchtstroming is turbulent. Soms zijn de fluctuaties sterk, dan weer zwak. Wervelingen met verschillende afmetingen geven de wind een grillige karakter. De grootte van deze wervelin-

## 6. Luchtvochtigheid

### 6.1 inleiding

Vocht heeft een grote invloed op het 'weer' zoals wij dat ervaren. Zaken als zicht, luchtvochtigheid, bewolking en neerslag worden er direct door bepaald. Afkoeling kan leiden tot mist of dauw. In dit hoofdstuk wordt de rol van het vocht in de dampkring besproken.

### 6.2 Aggregatietoestanden

Water speelt een belangrijke rol bij het weer; toch bevat de atmosfeer maar heel weinig water. Slechts ongeveer 0.25% van de totale massa van de atmosfeer bestaat

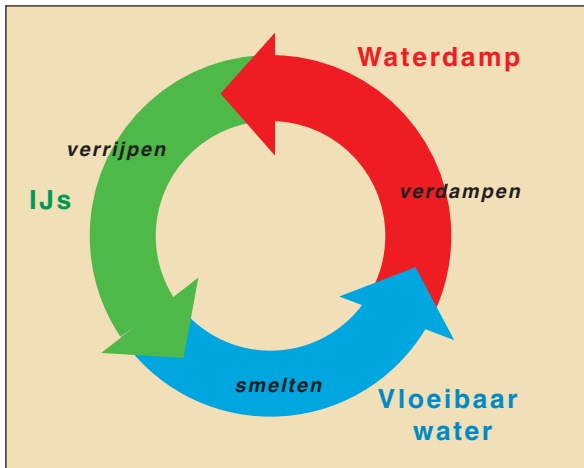


uit water; dat is niet meer dan 0.0005 % van totale hoeveelheid water die op aarde aanwezig is. Als al het water in de atmosfeer zou uitregenen, dan vormt het een laagje van 2 cm dikte over de aarde. Gemiddeld over de aarde draagt de hoeveelheid neerslag ongeveer 100 cm per jaar. We zien dus dat de totale hoeveelheid water in de atmosfeer gemiddeld zo'n 50 keer per jaar ververst wordt, ofwel één keer per week.

Water komt in de dampkring voor in:

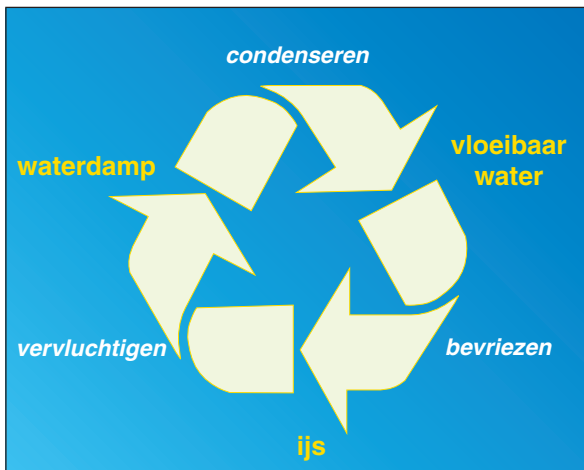
- gasvormige toestand: als waterdamp,
- vloeibare vorm: als waterdruppeltjes in wolken, neerslag, dauw, nevel en mist,
- vaste vorm: als ijskristallen in wolken, als sneeuw, hagel, ijs of rijp.

Men noemt dit de drie fasen of de drie aggregatietoestanden van water. Bij de overgang van de gasvormige naar de vloeibare (condenseren) of vaste fase (sublimeren) komt warmte vrij; dat is eveneens het geval bij de overgang van de vloeibare naar de vaste fase (bevriezen). Voor de overgangen in omgekeerde richting, smelten en verdampen, is warmte nodig. Voor smelten is evenveel



warmte nodig als er vrijkomt bij bevriezen; voor verdampen is evenveel warmte nodig als er vrijkomt bij condenseren. In de figuur zijn de fase-overgangen, samen met de officiële benamingen, weergegeven.

### 6.3 Dampspanning of dampdruk

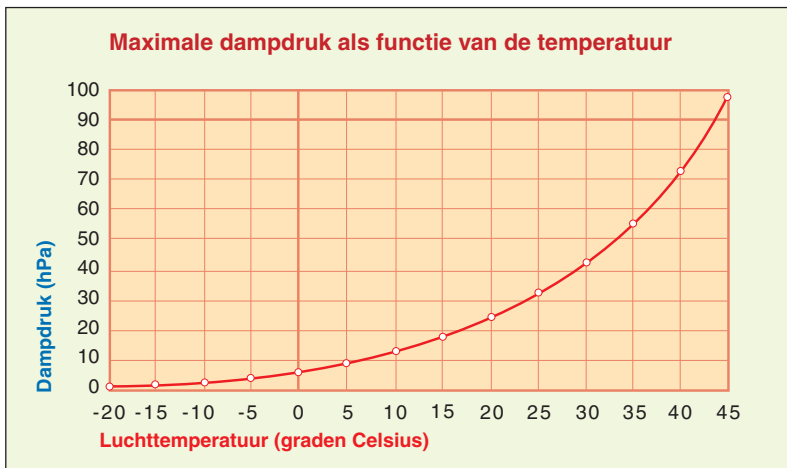


Water is in de atmosfeer meest als waterdamp aanwezig. Waterdamp kunnen we niet direct zien, maar we merken het wel aan bijvoorbeeld de behaaglijkheid; ook het zicht hangt sterk af van de hoeveelheid waterdamp in de lucht. Doordat de luchtvochtigheid zo'n invloedrijke factor is, zijn er enkele belangrijke grootheden om aan te geven hoeveel vocht er in de lucht zit. Het meest gebruikt is de relatieve vochtigheid, maar daarnaast zijn

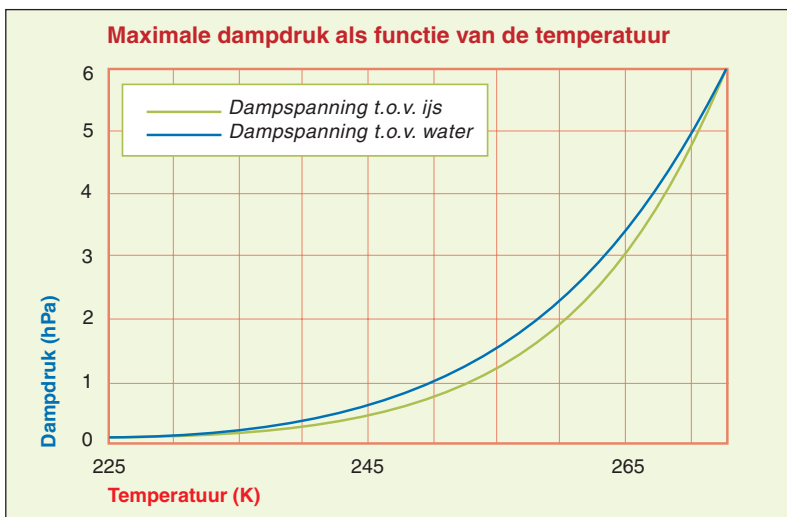
ook het dauwpunt en de dampdruk belangrijke vochtigheidsindicatoren.

Om met deze laatste te beginnen: de dampdruk (aangeduid met de letter  $e$ ) is de kracht die door de waterdampmoleculen in de lucht wordt uitgeoefend op  $1 \text{ m}^2$ . De eenheid waarin we de dampdruk uitdrukken, is de Pascal (Pa). Ook de luchtdruk wordt gegeven in Pascal, al werkt men daar gewoonlijk met hectoPascal (hPa), waarbij één hPa gelijk is aan 100 Pa. De dampdruk is veel lager dan de luchtdruk en het maximum hangt af van de temperatuur, de zogenoemde verzadigingsdampspanning. Als de verzadigingsdampspanning wordt overschreden, gaat het teveel aan waterdamp condenseren en wordt zichtbaar als waterdruppeltjes.

In de figuren op pagina 72 is het verloop van de verzadigingsdampspanning van waterdamp met de temperatuur weergegeven. De grootte van verzadigingsdampspanning is afhankelijk van de temperatuur, maar ook druppelgrootte, verontreinigingen en of we te maken hebben met water of ijs spelen een rol.



Verzadigingsdampspanning als functie van de temperatuur t.o.v. water (rood) [links] en t.o.v. water (blauw) en ijs (geel) [onder].

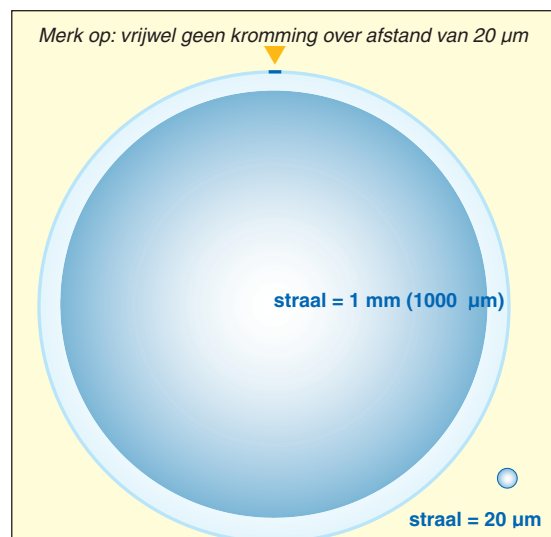
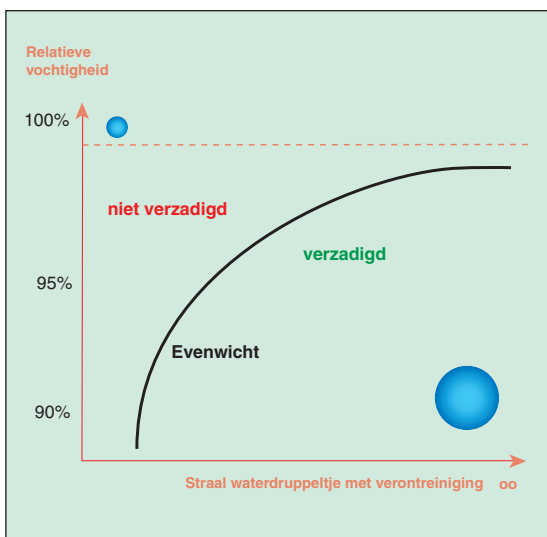
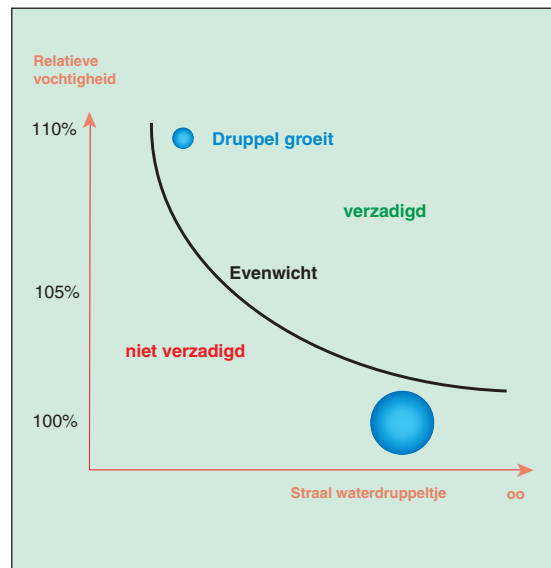


### • De temperatuur

Hoe hoger de temperatuur, des te groter de verzadigingsdampspanning. Een gevolg hiervan is bijvoorbeeld dat wolken in de zomer meer vocht tot hun beschikking hebben dan in de winter; de buien zijn 's zomers daardoor zwaarder en kunnen veel meer neerslag produceren.

### • De druppelgrootte

Hoe kleiner het druppeltje en dus hoe krommer het oppervlak, des te groter de verzadigingsdampspanning. Boven een vlak oppervlak treedt condensatie op bij een relatieve vochtigheid van 100%; om een begin van een wolkendruppeltje te krijgen, zijn veel hogere relatieve vochtigheden nodig, bijvoorbeeld 800%!



### • Water of ijs

De dampspanning boven ijs is lager dan boven water; in de figuur boven rechts zijn dan ook twee lijnen te zien bij temperaturen onder nul; de een geldt voor vloeibaar (onderkoeld) water (blauw), de andere voor ijs (geel). Als gevolg hiervan kunnen in wolken met waterdruppeltjes en ijsdeeltjes de ijsdeeltjes gemakkelijk groeien ten koste van de waterdruppeltjes.

### • De aanwezigheid van al dan niet opgeloste vreemde stoffen in het water

Deze verontreiniging heeft dampdrukverlaging tot gevolg. Het effect is soms zo sterk dat sommige vervuilde waterdruppeltjes al groeien bij een relatieve vochtigheid van minder dan 100%.

## 6.4 Andere vochtigheidsmaten

### 6.4.1 Relatieve vochtigheid

De verhouding tussen de heersende waterdampspanningen en de verzadigingsdampspanning voor de heersende temperatuur wordt relatieve vochtigheid genoemd. Ze wordt uitgedrukt in een percentage. De kromme die de verzadigingsdampspanning aangeeft in de figuren, kan ook opgevat worden als de lijn waarvoor geldt dat de relatieve vochtigheid 100% bedraagt.

Een voorbeeld: De dampspanning bedraagt op een gegeven moment 11 hPa; de temperatuur is 22 graden. Bij die temperatuur van 22 graden is de verzadigingsdampspanning 22 hPa. De relatieve vochtigheid bedraagt dan  $11/22 \times 100 = 50\%$

### 6.4.2 Dauwpuntstemperatuur of dauwpunt (Td)

Het dauwpunt  $T_d$  is die temperatuur waarbij waterdamp begint te condenseren door afkoeling van de lucht zonder dat er vocht wordt toegevoerd of afgevoerd. Bij het bereiken van de dauwpuntstemperatuur is de lucht juist verzadigd met waterdamp; de relatieve vochtigheid is dan net 100%. Denk maar aan het beslaan van brillenglazen als iemand van buiten in een warme vochtige ruimte komt. De temperatuur van de bril is dan eerst nog lager dan het dauwpunt van de lucht rond de bril, waardoor condensatie optreedt tegen de brillenglazen. De kromme die de verzadigingsdampspanning aangeeft kan ook opgevat worden als de lijn waarvoor geldt dat temperatuur en dauwpunt gelijk zijn.

### 6.4.3 Natteboltemperatuur

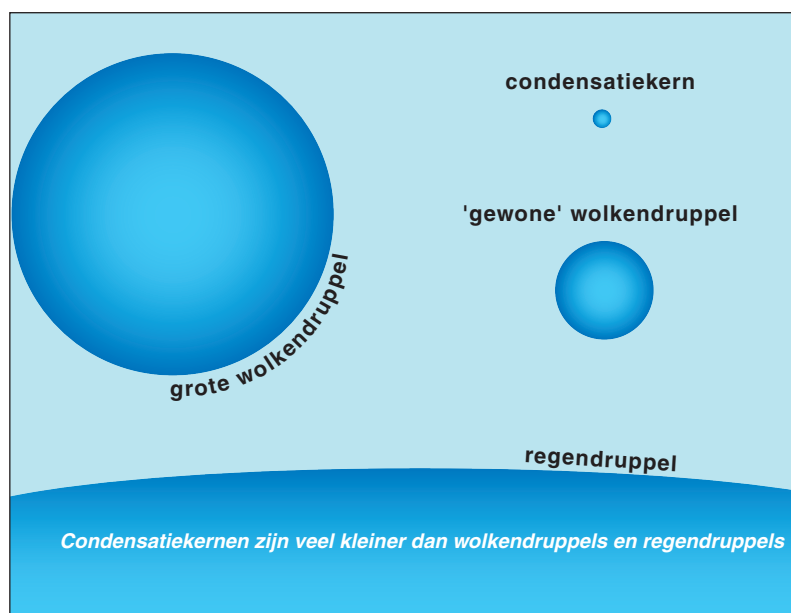
In de vorige paragraaf hebben we gezien dat verzadiging van lucht kan optreden door afkoeling tot de dauwpuntstemperatuur; daarbij wordt geen vocht aan de lucht toegevoerd. Een tweede manier om lucht verzadigd te krijgen is door water aan de lucht toe te voeren. Dat water verdampt, waardoor de vochtigheid toeneemt. Dat verdampen kost warmte. De warmte wordt aan de lucht onttrokken; deze koelt daardoor af. Na verloop van tijd raakt de lucht verzadigd; er treedt dan condensatie op. De temperatuur waarbij dat gebeurt is de zogeheten natteboltemperatuur; deze is altijd hoger dan de dauwpuntstemperatuur. Condensatie volgens dit proces treedt in de badkamer op tijdens het douchen. Het hete water van de douche verdampt, waardoor de lucht vochtiger wordt en er tegelijkertijd afkoeling optreedt. Vrij snel wordt verzadiging bereikt. Het vocht slaat direct neer op koude voorwerpen: spiegels en ramen beslaan.



## 6.5 Condensatiekernen en vrieskernen

Om de waterdamp in de lucht te laten condenseren en druppelvorming te krijgen, is het niet voldoende dat de lucht verzadigd is. Er zijn tevens zogeheten condensatiekernen nodig, die het proces van druppelvorming op gang brengen. Zonder dergelijke condensatiekernen is een oververzadiging mogelijk van maar liefst 400%. Iets vergelijkbaars geldt bij bevriezing: zonder de aanwezigheid van zogeheten vrieskernen, kunnen waterdruppeltjes tot uiterlijk  $-40^{\circ}$  onderkoeld zijn. Door de natuur geproduceerde condensatiekernen zijn bijvoorbeeld zeezoutkristallen, klei- en zandstof, deeltjes afkomstig van bosbranden of vulkaanuitbarstingen en gecondenseerde deeltjes van door planten geproduceerde gassen. Condensatiekernen afkomstig van menselijke activiteiten, voornamelijk industrie en verkeer, zijn bijvoorbeeld ammoniumsulfaat en druppeltjes zuren, zoals zwavelzuur en salpeterzuur. Hoge concentraties daarvan veroorzaken de milieuvernielende zure regen.

Vrieskernen zijn relatief vrij grote kernen met afmetingen van 5 tot 50 micrometer, die aanzienlijk minder talrijk zijn dan condensatiekernen. Vrieskernen zijn uiterst kleine splinters, afkomstig van rotsen en mineralen. Bijna alle soorten natuurlijke vrieskernen zijn het meest effectief bij temperaturen rond  $-12^{\circ}$  Celcius.

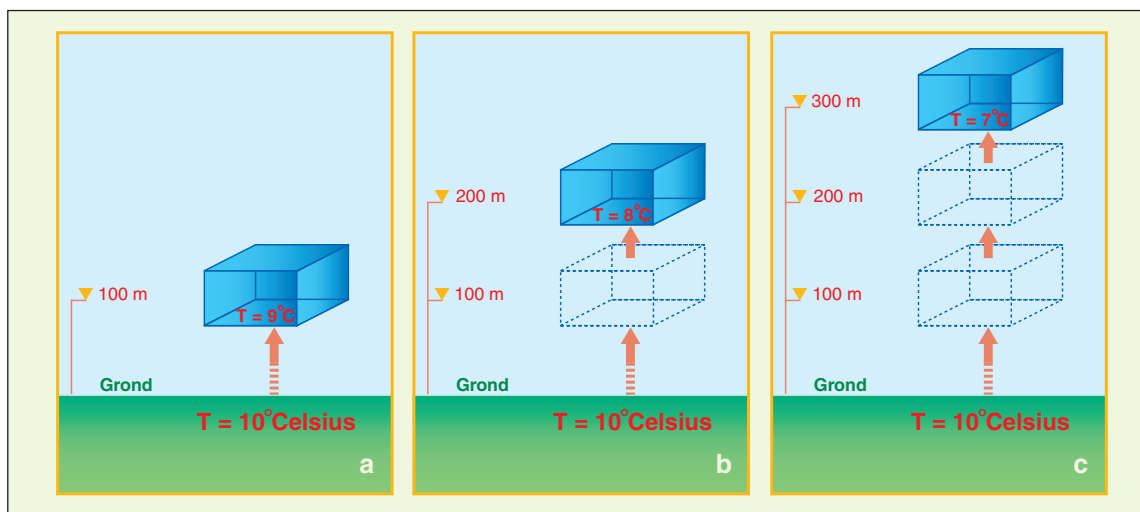


## 6.6 Afkoelingsprocessen in de atmosfeer

Wolkenvorming begint in het algemeen door condensatieprocessen in de atmosfeer. Daarvoor is het noodzakelijk dat lucht in voldoende mate afkoelt. De afkoeling van de lucht, zodanig dat condensatie en dus wolkenvorming optreedt, kan op de volgende manieren gebeuren:

- Door opstijging van lucht, waardoor de temperatuur van de lucht afneemt.
- Door afgifte van warmte, als gevolg van uitstraling of door contact met een koud oppervlak.
- Door menging van warme en koude lucht, waardoor de warme lucht afkoelt en er condensatie op kan treden.

De twee laatste processen leiden in het algemeen tot mistvorming en soms tot wolkenvorming; zie ook het hoofdstuk over mist. Het proces van het opstijgen van lucht leidt tot wolkenvorming en in een later stadium mogelijk tot neerslag.

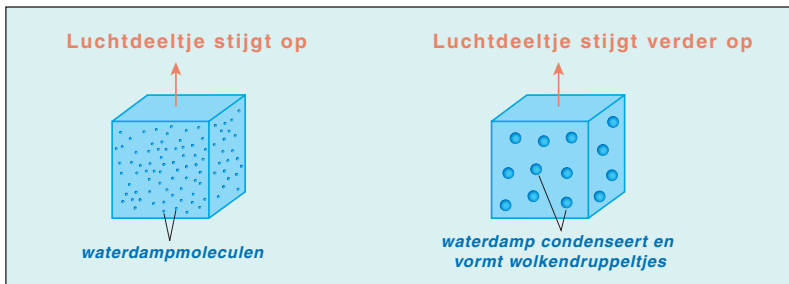


*Opstijgende lucht koelt af.*

## 6.7 Afkoeling door opstijging

In de atmosfeer neemt de druk met de hoogte af. Aan het aardoppervlak is de luchtdruk ongeveer 1000 hPa. Op ongeveer 5 km hoogte is dat nog maar de helft, namelijk 500 hPa en op 10 km hoogte is de luchtdruk ongeveer 100 hPa. Als een bel lucht opstijgt in de atmosfeer, komt ze dus op een niveau waar de luchtdruk lager is. De bel lucht zet uit, net zolang totdat de luchtdruk in de bel gelijk is aan de luchtdruk van de omgeving. Het uitzetten van de luchtbel kost

echter energie; die moet ergens vandaan komen. Er vindt in eerste benadering geen uitwisseling van warmte met de omgeving plaats, dus de benodigde energie moet uit de luchtbel zelf komen. De energie wordt in de vorm van warmte aan de luchtbel onttrokken, dus de bel koelt af. Naarmate de luchtbel verder opstijgt en hoger komt, koelt ze verder af.

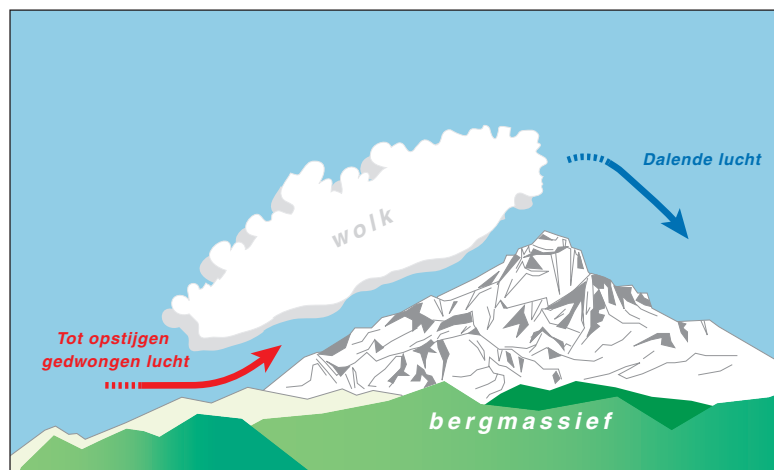


*Als de lucht door opstijging voldoende is afgekoeld, raakt hij oververzadigd en treedt druppelvorming of condensatie op.*

Stijgende luchtbewegingen kunnen twee oorzaken hebben:

#### • Gedwongen opstijging

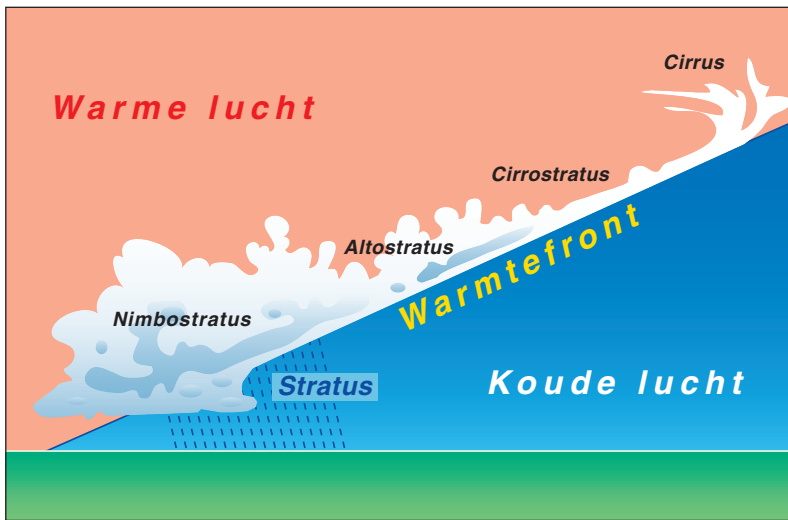
Dit gebeurt bijvoorbeeld als lucht over een gebergte heen moet. Het kan ook zijn dat twee verschillende luchtmassa's op elkaars weg komen en dat het grootschalige stromingspatroon de ene luchtsoort dwingt tegen de andere op te glijden. Dit proces



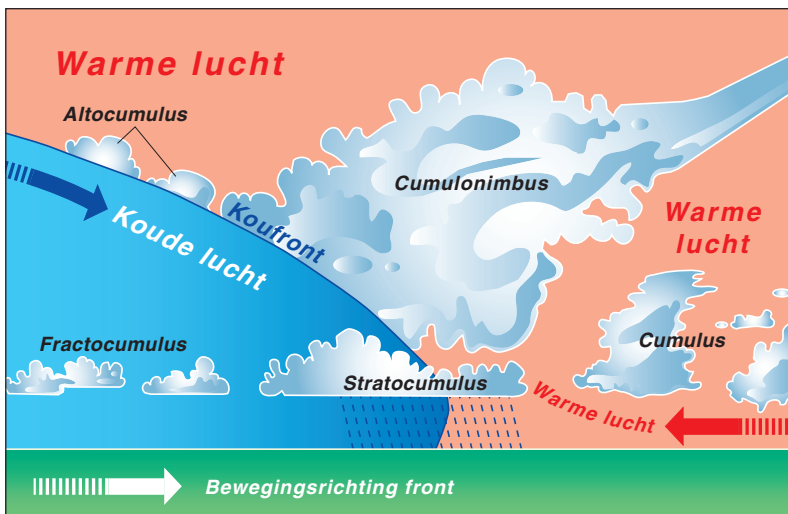
gaat in het algemeen vrij langzaam en leidt hoofdzakelijk tot gelaagde bewolking en mogelijk neerslag; zie hierover verder het hoofdstuk over neerslagproducerende weersystemen en weersituaties.

#### • Spontane opstijging

Dit is het geval als een luchtbel warmer is dan zijn omgeving. Door de hogere temperatuur is de dichtheid lager en dus weegt de bel wat minder dan de lucht eromheen. Er is dan een resulterende opwaartse beweging die de bel omhoog doet gaan. Dat gaat net zolang door totdat de temperatuur van de luchtbel weer gelijk is aan de temperatuur van de omgeving of lager. Door de



Warme lucht (oranje) wordt gedwongen op te stijgen tegen koudere lucht (blauw) bij een warmtefront. Daarbij vormt zich bewolking.



Warme en vochtige lucht (oranje) wordt gedwongen op te stijgen tegen koudere lucht (blauw) bij een koufront. Daarbij vormt zich bewolking, soms ook buien en onweer.

afkoeling kan oververzadiging optreden, zodat er waterdamp condenseert. Wolken die zo ontstaan kunnen een verticale uitgestrektheid hebben van honderden meters tot enkele kilometers. De snelheid waarmee luchtballen bij dit proces opstijgen, kan variëren van enkele centimeters tot enkele meters per seconde. Krijgen de zo ontstane wolken voldoende verticale afmetingen, dan zal er neerslag uit de wolk kunnen vallen. In het hoofdstuk over neerslag wordt dat nader besproken.

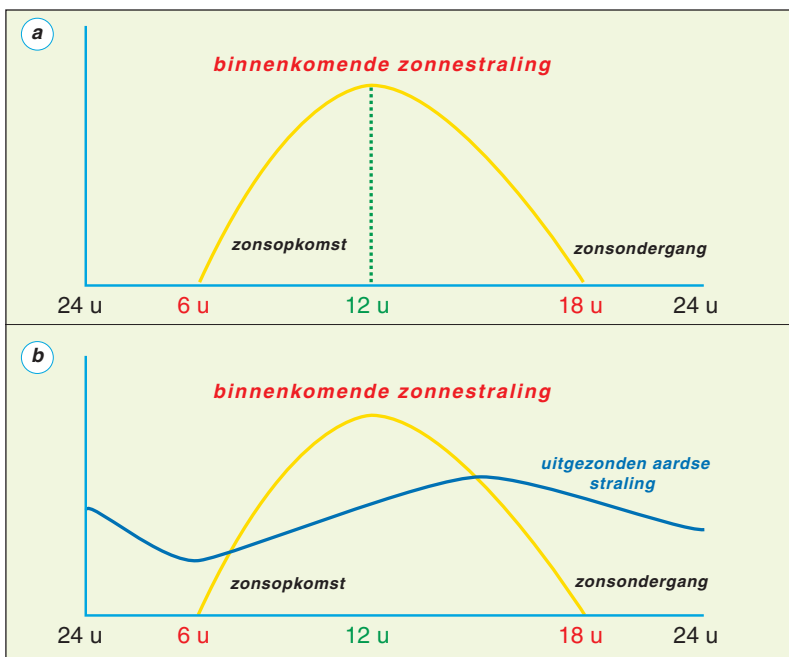
## 8. Dagelijkse gang

### 8.1 Inleiding

Evenals eb en vloed een dagelijks ritme vertonen, veranderen ook temperatuur, wind en bewolking volgens een dagelijks patroon. Deze veranderingen van de verschillende grootheden hangen onderling samen. In dit hoofdstuk wordt het dagelijkse ritme van die weerelementen behandeld.

### 8.2 Gang van de zonnestraling en de aardse straling

In het hoofdstuk over warmte, straling en temperatuur is aan de orde geweest dat zowel de zonnestraling als de aardse straling een belangrijke invloed heeft op het weerverloop van elke dag. Naarmate de zon hoger aan de hemel staat, wordt meer zonnestraling ontvangen. Dus vanaf zonsopkomst neemt de hoeveelheid zonnestraling toe, bereikt haar maximum rond het middaguur om vervolgens weer af te nemen als de zon geleidelijk lager komt te staan. Gedurende de nachtelijke uren, als het donker is en de zon onder is, wordt geen directe zonnestraling ontvangen. In de winter staat de zon in Nederland laag aan de hemel, zodat veel minder straling binnenkomt dan in de zomer. Verder is de daglengte veel korter: ongeveer 8 uur tegen 's zomers zo'n 16 uur; ook



*Dagelijkse gang van de inkomende zonnestraling (geel).*

*Dagelijkse gang van de inkomende zonnestraling (geel) en van de door de aarde uitgezonden straling (blauw).*

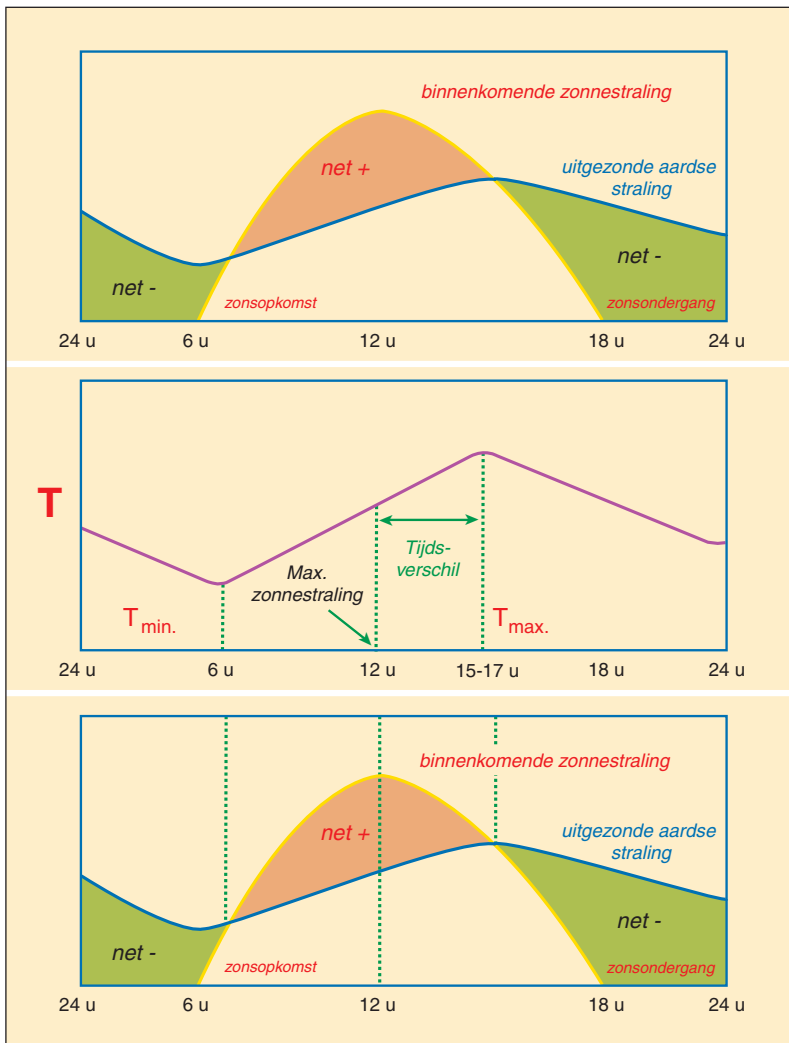
daardoor wordt er veel minder straling ontvangen. In de figuren is het dagelijkse verloop van de hoeveelheden zonnestraling die het aardoppervlak bereiken op een heldere dag weergegeven; tevens is de dagelijkse gang van de door de aarde uitgezonden warmtestraling aangegeven.

### 8.3 Uitstraling door de aarde

Het aardoppervlak krijgt niet alleen warmtestraling van de zon, maar straalt zelf ook warmte uit; die uitstraling vindt zowel overdag plaats als 's nachts. De hoeveelheid uitstraling hangt af van de temperatuur; de temperatuur wordt daarbij uitgedrukt in K (Kelvin; de temperatuur in Kelvin = temperatuur in graden C +273). Men noemt een temperatuur uitgedrukt in K de absolute temperatuur; we zijn dit begrip ook al tegengekomen in hoofdstuk 2. Hoewel naar onze ervaring de temperatuur in de loop van de dag sterk verandert, zijn die veranderingen ten opzichte van de waarde van de absolute temperatuur maar klein. Daarom verandert de door het aardoppervlak uitgestraalde warmte in de loop van de dag en nacht weinig; ook van seizoen tot seizoen zijn de veranderingen niet groot.

### 8.4 Dagelijkse gang van de temperatuur

In het hoofdstuk over warmte, straling en temperatuur werden verscheidene temperaturen onderscheiden, zoals die van de lucht op de standaardwaarneemhoogte van 1.5 m boven de grond, de luchttemperatuur dicht bij de grond (grasminimumtemperatuur) en de wegdektemperatuur. Tevens kwam de invloed van de wind en bewolking op het temperatuurverloop aan bod. Gemakshalve wordt ervan uitgegaan dat de wind en de bewolking gegeven grootheden zijn. In werkelijkheid heeft de temperatuur echter een grote invloed op de veranderingen van de wind in de loop van de dag; de veranderingen in bewolking en luchtvochtigheid gedurende dag en nacht hangen eveneens af van het temperatuurverloop. Er is dus een ingewikkelde wisselwerking tussen de verschillende grootheden. Om te begrijpen hoe die wisselwerking plaatsvindt, moeten we onderscheid maken tussen warme massa en koude massa. We spreken van koude massa als de temperatuur van de lucht op 1,5 m hoogte lager is dan die van het aardoppervlak; is het omgekeerde het geval dan hebben we te maken met warme massa.



Dagelijkse gang van de temperatuur (rood), de inkomende zonnestraling (geel) en van de door de aarde uitgezonden straling (blauw). Doordat er ook na het middaguur nog meer straling binnenkomt dan er verdwijnt, duurt de opwarming de eerste helft van de middag gewoon voort, ook al staat de zon niet meer op het hoogste punt.

## 8.5 Invloed op massakarakter

Eigenlijk is het massakarakter een eigenschap van de luchtsoort; de temperatuur van de lucht is in een bepaalde luchtsoort namelijk een tamelijk vast gegeven. De temperatuur van het aardoppervlak is dat echter niet; daardoor kan het aardoppervlak het karakter van een luchtsoort veranderen. Juist de zonnestraling en de aardse straling hebben een grote invloed op de temperatuur van het aardoppervlak en daarmee ook op het massakarakter van de lucht. Op dagen met veel bewolking wordt zowel de instraling van de zon als de uitstraling door de het aardoppervlak getemperd. Op die dagen verandert er dan ook niet zoveel in het massakarakter van de lucht. Op wolkenloze dagen of dagen met weinig bewolking hebben de zonnestraling en aardse straling daarentegen een grote invloed op het massakarakter van de lucht; vaak verandert het karakter in de loop van de dag: overdag is de temperatuur van het aardoppervlak hoger dan de temperatuur van de lucht en is er sprake

## 9. Bewolking

### 9.1 Inleiding

De hemel toont vrijwel elk moment weer een andere aanblik. De bewolking is voortdurend aan verandering onderhevig. Wolken komen dan ook voor in talrijke, verschillende vormen. Ze vormen een afspiegeling van luchtstromingen in de atmosfeer en van natuurkundige processen die daarin plaatsvinden. Zo is bijvoorbeeld direct uit het aanzien van een wolk af te leiden of hij vloeibaar water bevat of ijskristallen.

We kunnen verschillende wolkentypen onderscheiden door te letten op hun kenmerken. Zo zijn er wolken die in de hoogte (verticaal) lijken te groeien terwijl andere juist meer horizontaal uitgespreid zijn. Ook valt er uit sommige wolken neerslag, terwijl dit bij andere wolken juist niet het geval is. In alle gevallen is de stabiliteit van de atmosfeer van belang op de hoogte waar de bewolking voorkomt of ontstaat.

Willen we bewolking gaan herkennen dan is het belangrijk om allereerst naar het aanzien van de wolk te kijken. Dit aanzien is afhankelijk van een aantal factoren:

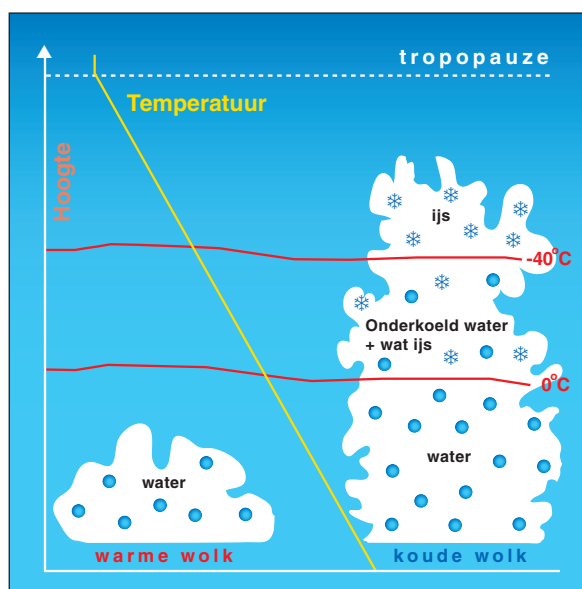
- De samenstelling: water of ijs; zie 9.2.
- De horizontale en verticale afmetingen van de wolk.
- De sterkte en de kleur van het licht dat op de wolk valt. Schijnt het zonlicht tegen de zijkant, bovenkant of onderkant van de wolk.
- De plaats van waaruit naar de wolk gekeken wordt. Zien we de wolk vanaf de zijkant of staan we direct onder de wolk.

Voor het weerbeeld spelen wolken een belangrijke rol of zijn ze zelfs bepalend. Zo brengen sommige wolken langdurige neerslag terwijl bij andere wolken de zon nog goed zichtbaar is. Wolken beïnvloeden ook de hoeveelheid zonnestraling die op het aardoppervlak valt en de aardse uitstraling. Zo kan bewolking in winterse nachten een sterke afkoeling van het aardoppervlak voorkomen en de kans op mist en/of gladheid verkleinen.



## 9.2 Samenstelling van wolken

Een wolk bestaat uit een verzameling van uiterst kleine waterdruppels, ijskristallen of – bij wolken met een grote verticale ontwikkeling – een mengsel daarvan. Onder in zogeheten gemengde wolken komen dan voornamelijk waterdruppeltjes voor, gevolgd door een laag met onderkoelde druppeltjes, vervolgens een gemengde laag met zowel onderkoelde druppeltjes als ijskristallen en ten slotte daarboven een laag met uitsluitend ijskristallen (zie figuur verdeling deeltjes in wolk). Juist dit verschil in samenstelling van de wolk geeft een heel ander uiterlijk aan de bewolking. Kijken we naar de temperatuurverdeling waarbij deze samenstelling voorkomt, dan kan in het algemeen gezegd worden dat in het gedeelte van de wolk waar de temperatuur boven 0° Celsius is waterdruppels voorkomen. Bij temperaturen tussen 0 en -12° Celsius bestaat de wolk uit onderkoelde waterdruppeltjes. Bij een temperatuur lager dan -12° neemt het aantal ijskristallen in de wolk toe. In de laag tussen -12 en -23° komen dan ook zowel onderkoelde waterdruppels alsook ijskristallen voor. Hoe lager de temperatuur, des te groter is het percentage ijskristallen. Is de temperatuur beneden de -40°, dan bestaat de wolk uitsluitend uit ijskristallen.



*'Warme wolken' bestaan uit uitsluitend vloeibaar water; in koude wolken komen daarnaast ook onderkoeld water en ijs voor.*

## 9.3 Wolkenclassificatie



*Luke Howard.*

Iedereen heeft wel eens naar de hemel gekeken en de bewolking bestudeerd. Dit is niets nieuws want al vele eeuwen kijken mensen geboeid naar het aanzien van de hemel. Bekend is dat zeelieden en boeren de wolken gebruiken voor het voorspellen van het (lokale) weer. Minder bekend is dat de Engelse natuurkundige Luke Howard zich al in de 18e eeuw bezighield met wolken. Ook hij keek naar de lucht en zag dat de wolken voortdurend aan veranderingen onderhevig waren. Gefasci-

neerd door wat hij waarnam, onderzocht hij of er een bepaalde structuur in te onderkennen was. Dat bleek inderdaad het geval.

Allereerst ontdekte hij drie verschillen typen wolken:

- Gelaagde bewolking op een en hetzelfde niveau,
- opbollende bewolking of stapelwolken die zich meer in de hoogte leken te ontwikkelen, en
- bewolking met een meer vezelachtige structuur.

Ook combinaties van deze verschillende wolkentypen waren volgens hem mogelijk. Maar nog kon hij niet alle wolken die hij waarnam, indelen. De stap naar wolkenclassificatie maakte hij door de genoemde wolkentypen te combineren met het aanzien, de samenstelling en hoogte van deze wolken. De zo ontwikkelde classificatie leverde uiteindelijk 10 wolkengeslachten op. Deze indeling wordt nog steeds wereldwijd gebruikt door de meteorologische diensten. De naamgeving van de wolkengeslachten is in het Latijn omdat dit in de tijd van Howard de voertaal was voor wetenschappelijke publicaties. We zullen deze wolkengeslachten achtereenvolgens beschrijven. Allereerst wordt bij de indeling onderscheid gemaakt tussen ‘gelaagde’ bewolking en ‘stapelwolken’.

Gelaagde bewolking wordt ook wel ‘stratiform’ genoemd vanwege de vaak grote horizontale uitgestrektheid van de wolk en gaat in de naamgeving vergezeld van de term ‘stratus’. Voorbeelden hiervan zijn *Cirrostratus*, *Altostratus*, *Nimbostratus* en *Stratus*; deze bewolkingstypen zijn in het algemeen achtereenvolgens zichtbaar tijdens de passage van een warmtefront.

Stapelwolken daarentegen worden wel ‘cumuliforme’ bewolking genoemd omdat dit type bewolking zich hoofdzakelijk in verticale richting uitstrekt; in de naamgeving is dit terug te vinden in de term ‘cumulus’ (ophoping). Wolkennamen met cumulus erin zijn bijvoorbeeld: *Cumulus*, *Cumulonimbus*, *Altocumulus* en *Cirrocumulus*.



*Schets van een Cumulonimbuswolk door Luke Howard.*

# 10. Neerslag en buien

## 10.1 Inleiding

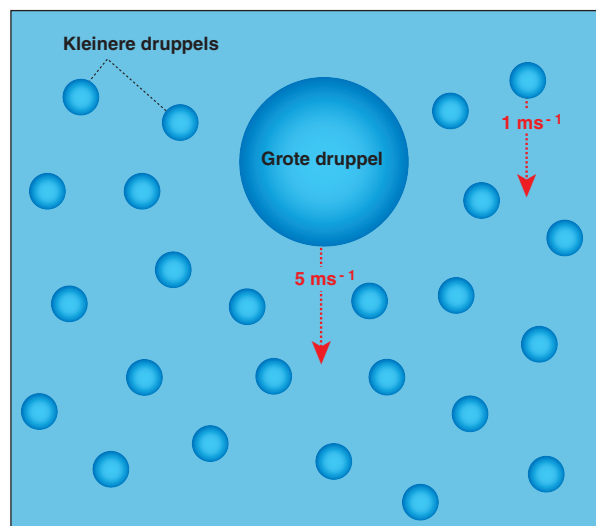
In dit hoofdstuk wordt besproken hoe neerslag gevormd wordt en onder welke omstandigheden de verschillende typen neerslag ontstaan. Ook gaan we in op het gebruik van radar voor het verkrijgen van een gedetailleerd beeld van de neerslag. Ten slotte komt zichtbelemmering door neerslag aan de orde.

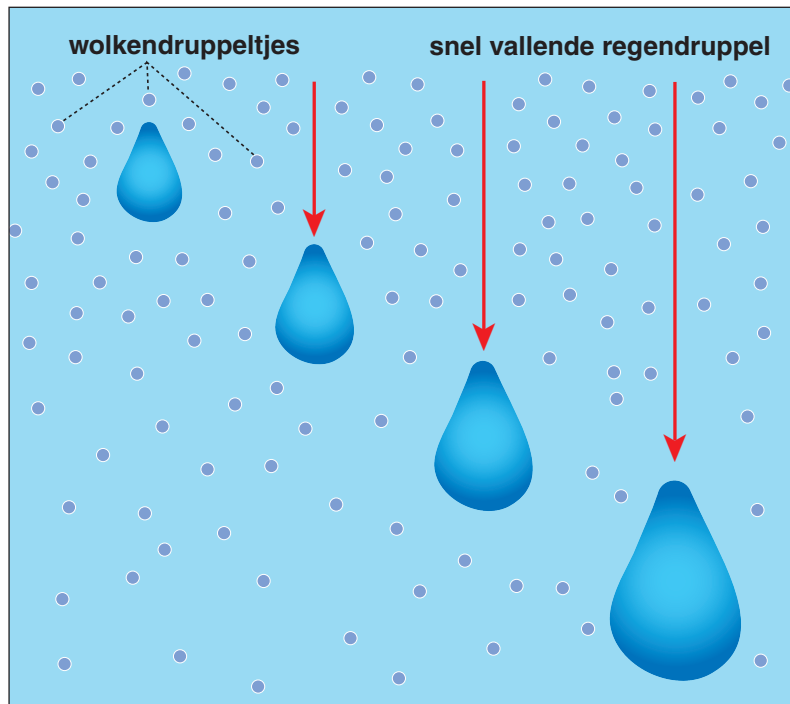
## 10.2 Ontstaan van neerslag

In het hoofdstuk over wolken is besproken dat wolken bestaan uit waterdruppeltjes, onderkoelde waterdruppeltjes, ijskristallen of combinaties daarvan. Van neerslag is pas sprake als deze wolkelementen groot genoeg groeien om naar beneden te kunnen vallen en het aardoppervlak te bereiken. Er zijn twee processen die in de wolk de groei van wolkelement naar neerslagdeeltje kunnen veroorzaken: het coalescentieproces en het Wegener-Bergeron-proces.

### • Het coalescentieproces

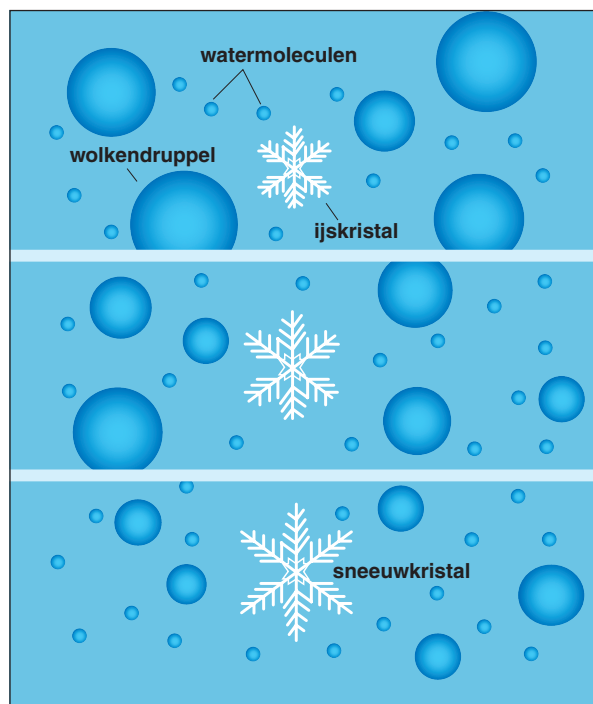
In horizontaal uitgestrekte, gelaagde bewolking (stratus, stratocumulus en altocumulus; zie hoofdstuk 9) vallen wolkelementen aanvankelijk nauwelijks naar beneden. Doordat wolkendruppeltjes niet alle even groot zijn, vallen ze bovendien niet alle even snel; de grotere druppels kunnen de kleinere inhalen en invangen, waardoor ze geleidelijk groeien. Uiteindelijk gaan ze zo sneller vallen en mogelijk vallen ze na herhaald samensmelten als regen- of motregendruppeltje uit de wolk. Dit proces heet het 'coalescentieproces'.





### • Het Wegener-Bergeronproces

Een tweede proces om wolkelementen om te vormen tot neerslag is het Wegener-Bergeronproces, genoemd naar de ontdekkers. Hierbij speelt het verschil in dampspanning tussen water en ijs een rol. In de temperatuurzone tussen  $-10$  en  $-23^{\circ}$  (zie het hoofdstuk over wolkenvorming), komen zowel onderkoelde waterdruppels als ijskristallen voor. De dampspanning is boven ijs lager dan boven water. Het verschil in dampspanning brengt een waterdamptransport op gang van de waterdruppeltjes (hoge dampdruk) naar de ijskristallen (lage dampdruk). Met andere woorden: de waterdruppeltjes verdampen en de ijskristallen groeien aan ten koste van de waterdruppeltjes. De ijs-



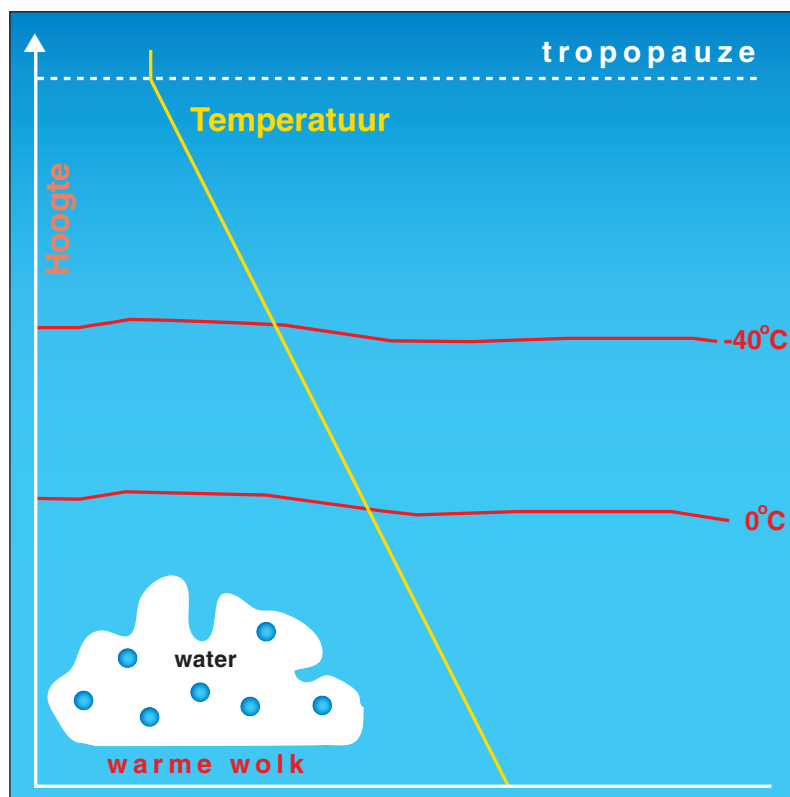
*Het Wegener-Bergeronproces: ijskristallen groeien aan tot sneeuw kristallen ten koste van (onderkoelde) wolkendruppeltjes.*

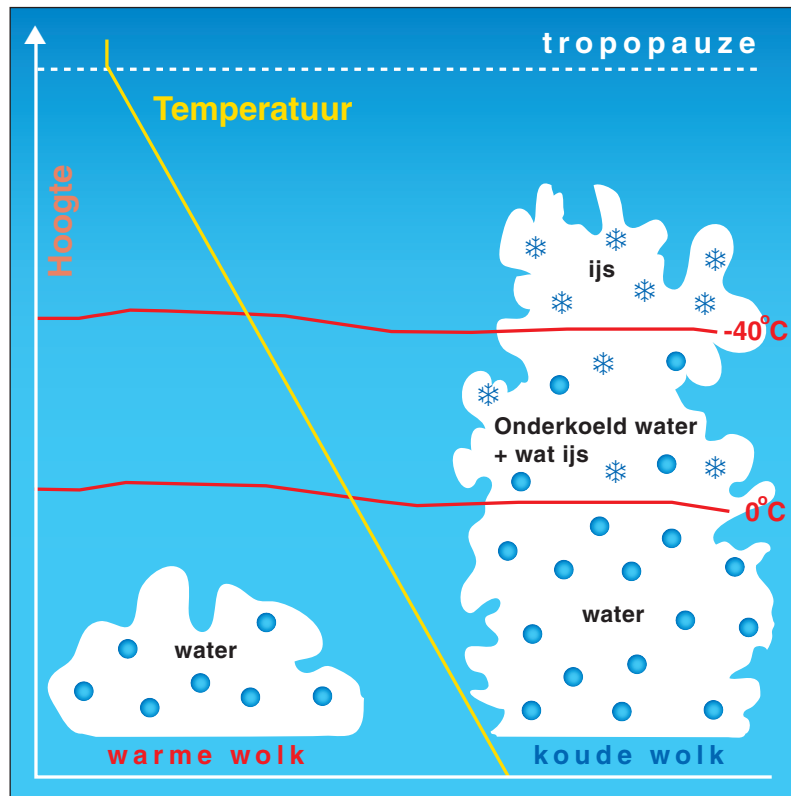
kristallen worden groter en zwaarder en vallen als sneeuw of motsneeuw naar beneden.

Het Wegener-Bergeronproces is voor de neerslag die in Nederland en in andere gebieden op gematigde breedten valt, verreweg het belangrijkste. De meeste neerslag in Nederland is dan ook begonnen als sneeuw; dit geldt ook voor de zomer! Doordat de temperatuur van de lucht aan het aardoppervlak en in een dikke laag daarboven gewoonlijk boven nul is, heeft de sneeuw voldoende gelegenheid te smelten en als regen op de grond terecht te komen.

Soms is de lucht tussen wolk en aardoppervlak zo droog, dat alle neerslag verdamt voor ze de grond kan bereiken. Desondanks geeft de radar in zulke gevallen echo's en wekt het radarbeeld de indruk dat er ook op de grond regen valt.

Afhankelijk van de temperatuur en van eventuele op- en neerwaartse bewegingen in en onder een wolk ontstaan verschillende neerslagvormen. Vooral bij temperaturen rond nul graden is er een grote variëteit. De verschillende neerslagsoorten worden besproken in de volgende paragrafen van dit hoofdstuk.



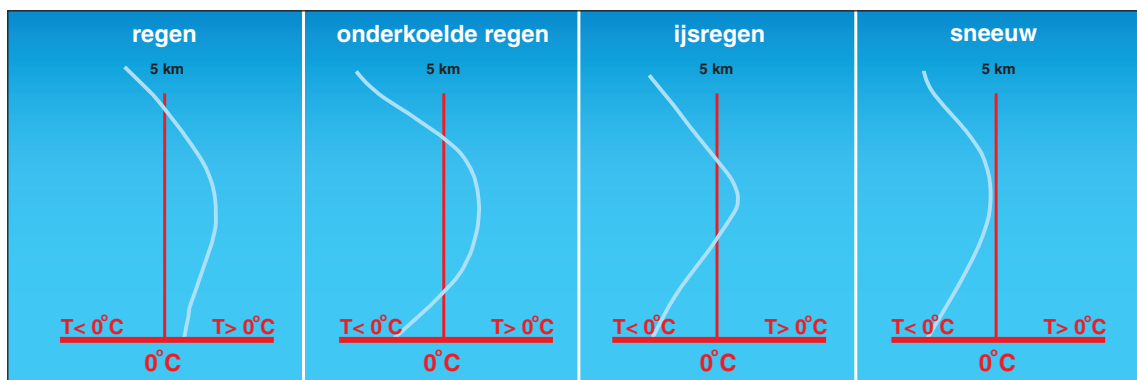


### 10.3 Regen en motregen

Als de temperatuur van de wolk en van de lucht daaronder boven nul is, bestaat de wolk geheel uit water. Indien de wolk dik genoeg is, doet het coalescentieproces de waterdruppeltjes in horizontaal uitgestrekte bewolking aangroeien tot ze groot en zwaar genoeg zijn om uit de wolk naar beneden te vallen. De bewolking is gewoonlijk niet dik genoeg om grote regen­druppels te kunnen opleveren; daardoor valt de neerslag met geringe intensiteit en de druppeltjes zijn klein: motregen. Soms toont het radarbeeld in dit soort gevallen zelfs helemaal geen neerslag. De diameter van motregen­druppeltjes is kleiner dan 0.5 mm, de neerslagintensiteit bedraagt minder dan 1 mm per uur. Zijn de waterdruppeltjes groter, dan valt er lichte regen met geringe intensiteit.

Anders wordt het, als de wolk grotere verticale afmetingen heeft en een belangrijk deel van de wolk zich op de hoogte in de atmosfeer bevindt waar de temperatuur onder nul is. Er komen dan hoger in de wolk, waar het meer dan 10 graden vriest, naast onderkoelde waterdruppeltjes ook ijskristallen voor. Nu kan het Wegener-Bergeronproces zijn werk doen en de ijskristallen laten aangroeien ten koste van de wolkendruppeltjes. De neerslagelementen worden zo voldoende groot en talrijk om grotere neerslagintensiteiten mogelijk te

maken, zodat de buien doorgaans pittiger zijn en het harder sneeuwt of regent. Regen doet zich voor als de neerslag volledig smelt tijdens de val naar het aardoppervlak; anders valt er (natte) sneeuw (vergelijk figuur).



## 10.4 Onderkoelde regen en ijsregen

In de winter is de temperatuur van de lucht in de onderste laag van de dampkring bij het aardoppervlak soms onder nul, terwijl tegelijkertijd daarboven een warmere laag zit met een luchttemperatuur boven nul waarin de als sneeuw ontstane neerslagelementen smelten tot regen- of motregendruppels. Valt de regen of motregen daarna door de onderste koude laag, dan daalt de temperatuur van de druppels tot onder nul. Als de regen het aardoppervlak bereikt voor er bevriezing is opgetreden, valt er onderkoelde regen. Indien de vallende neerslag lang genoeg onderkoeld is geweest, bevriest ze geheel of gedeeltelijk. De regen en motregen gaan dan over in ijsdeeltjes; deze vallen als ijsregen op de grond en vormen daar direct een laagje ijs, wat leidt tot gladheid. Als de temperatuur van de grond boven het vriespunt is, dan zullen de ijsdeeltjes aanvankelijk smelten. Het smeltproces kost echter veel energie, die door de bodem geleverd moet worden. De temperatuur ervan daalt dan ook snel tot het vriespunt of zelfs daaronder. De ijsregen blijft als ijzel op de grond, op auto's en op andere voorwerpen achter.

## 10.5 IJzel

IJzel ontstaat wanneer regen, motregen of gedeeltelijk uit vloeibaar water bestaande ijsregen op een weg valt waarvan de temperatuur onder nul is. De regen of motregen, die soms onderkoeld is, bevriest dan zodra hij in aanraking komt met de grond of met voorwerpen die kouder zijn dan nul graden; de ijsregen vriest erop vast. IJzel treedt veelal op aan het einde van een vorst-

periode, dus als de vorst nog in de grond zit. De regen van een overtrekkend warmtefront bevriest op het wegdek. Veel regen hoeft er niet te vallen: een beetje motregen is zelfs al voldoende om de weg spekglad te maken. Meestal duurt een ijzelperiode niet langer dan enkele uren, want na het passeren van een warmtefront loopt de temperatuur gewoonlijk flink op tot enkele graden boven nul en daardoor smelt het ijs. Soms echter trekt zo'n warmtefront tergend langzaam over of stagneert het zelfs, waardoor een ijzelperiode veel langer kan duren. Ook kan het voorkomen dat de koude lucht zich niet laat verdrijven; koude lucht is namelijk zwaarder dan warme lucht en wanneer continentale zuidoostenwinden koude lucht blijven aanvoeren kan de warme lucht alleen op enige hoogte verder oprukken. Door het gedwongen opstijgen van de zachte lucht wordt bovendien het ontstaan van neerslag verder in de hand gewerkt.

## 10.6 Sneeuw

De meeste neerslag die in Nederland valt, ontstaat als sneeuw, zoals onder het kopje Wegener-Bergeronproces reeds ter sprake is gekomen. Neerslag die ontstaat volgens het coalescentieproces kan bij lage temperaturen weliswaar in vaste vorm naar beneden komen, maar de sneeuwvlokken zijn dan niet





groot en de neerslagintensiteit blijft klein. Er valt dan zogeheten motsneeuw. Vaak is er op het radarbeeld niets te zien. Motsneeuw bestaat uit zachte, ondoorzichtige, witte, langwerpige korrels met een kleinste diameter van hooguit 2 mm. Op de grond gevallen, springen ze niet op.

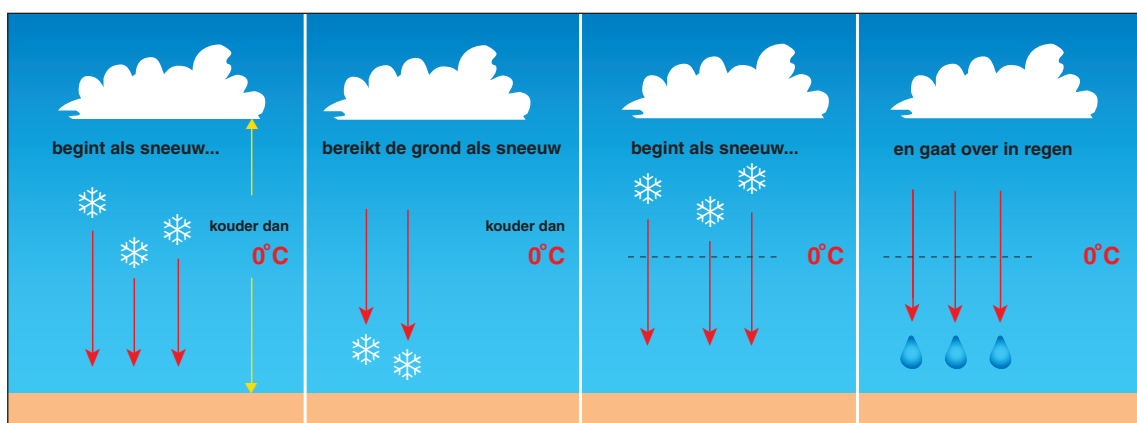
Gewone sneeuw bestaat uit sterk vertakte ijskristallen die samengeklonterd zijn tot vlokken; om grote sneeuwvlokken te krijgen mag het niet meer dan vijf graden vriezen. Bij strenge vorst treedt nauwelijks samenklontering op van sneeuwvlokken en resteert er slechts poedersneeuw.

Bij temperaturen rond het vriespunt valt er uit winterse buien soms korrel-sneeuw. Korrelsneeuw bestaat uit ronde, ondoorzichtige korrels van 2-5 mm diameter, die opspringen en op een harde ondergrond kunnen breken.

Als het sneeuwt bij een luchttemperatuur boven nul, dan koelt de doorvallende sneeuw de lucht af. Ook tijdens regen koelt de lucht af, zodat regen over kan gaan in natte sneeuw en later in sneeuw.

Vaak komt het voor dat de sneeuw door een luchtlaag valt met een temperatuur boven nul graden. In dat geval zal de sneeuw gedeeltelijk smelten. Op de grond komt dan een mengsel van regen en sneeuw terecht, dat wel 'natte sneeuw' genoemd wordt. Ook hier geldt weer dat het smelten van de sneeuw veel energie kost, die aan de lucht onttrokken wordt. De luchtlaag koelt daardoor snel af tot nul graden, waarna het blijft sneeuwen, wat tot gladheid kan leiden.

Het begrip natte sneeuw kan zowel slaan op sneeuw die in gedeeltelijk gesmolten toestand valt als op smeltende sneeuw op de grond. Als in weersverwachtingen over natte sneeuw gesproken wordt, dan is dat steeds in de eerste betekenis: vallende sneeuw die deels is gesmolten. Het Engels maakt een duidelijk onderscheid tussen vallende en liggende natte sneeuw: sleet en slush. Op wegen of startbanen met natte sneeuw (slush) ontstaan soms ijsplakken die verraderlijke gladheid kunnen veroorzaken.



## 10.7 Buien en onweer

Als cumulusbewolking, bij voortdurende aanvoer van warme, vochtige lucht onder in de wolken, kan doorgroeien tot ver boven het 0° C-niveau, begint er een verijzingsproces van de wolkendruppeltjes.

Er ontstaan dan zogeheten gemengde wolken, dat wil zeggen cumuli waarin naast vloeibare ook bevroren wolkenelementen voorkomen.

Het Wegener-Bergeron-Findeisenproces kan in deze bewolking de neerslagelementen laten groeien. Naarmate de wolk hoger komt, zullen door afkoeling steeds meer, inmiddels onderkoelde, waterdruppels tot bevroering overgaan. Dit gebeurt het meest frequent rond -12° C, waar het verschil tussen de maximale dampspanning ten opzichte van water en die ten opzichte van ijs het grootst is (ijskiemniveau). (Het begrip dampspanning werd geïntroduceerd in hoofdstuk 6, Luchtvochtigheid).



Boven het -20° C niveau is al een zeer groot deel van de druppeltjes bevroren; boven het -30° C niveau komen er nog nauwelijks onderkoelde druppeltjes voor en boven het -40° C niveau helemaal niet meer.

Soms komen er boven het  $-20^{\circ}\text{C}$  niveau abnormaal veel onderkoelde waterdruppeltjes voor. Het is gebleken, dat bij die bewolking dikwijls onweer en hagel voorkomt.

## 10.8 Ontwikkeling van buien

Als de bovenkant van een sterk opbollende stapelwolk (cumulus) gaat verrijzen, wordt de omtrek van de bewolking minder scherp omlijnd. De top krijgt een diffuus en gestreept aanzien.

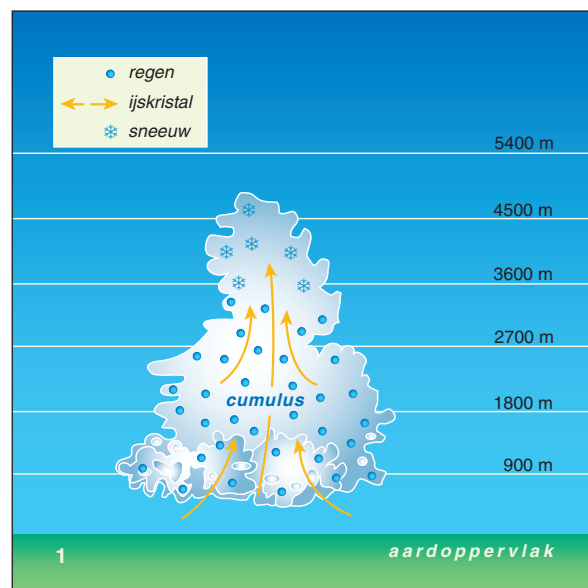
Volwassen cumulonimbus kunnen in onze zomer op gematigde breedten een hoogte bereiken van 9 tot 12 km, ruwweg tot vlak onder de tropopauze. In de tropen en subtropen kunnen de toppen doorgroeien tot soms boven 18 km hoogte. In de winterperiode komen de buienwolken bij ons meestal niet hoger dan 4 tot 6 km.

De verijsde toppen van de buienwolk waaien dikwijls uit door de aanwezigheid van krachtige winden op die hoogte; ze krijgen daardoor een aambeelachtige uitstulping.

Zomerbuien hebben een veel grotere horizontale uitgestrektheid en tonen meer complexvorming dan winterbuien, die meer geïsoleerd zijn en waarin complexvorming niet of nauwelijks plaatsvindt.

## 10.9 Levenscyclus van een onweersbui

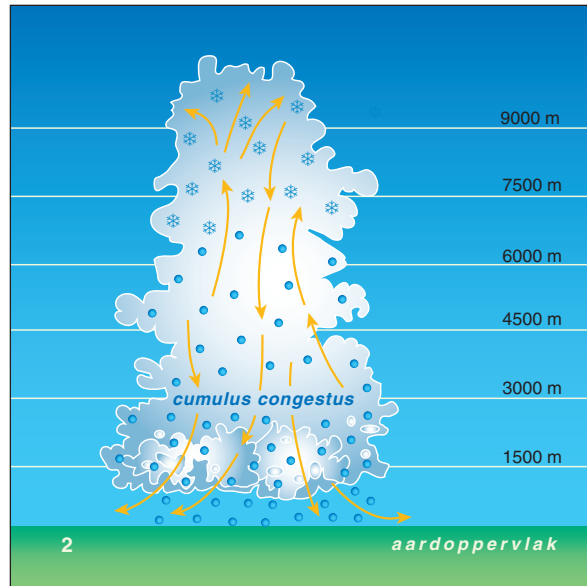
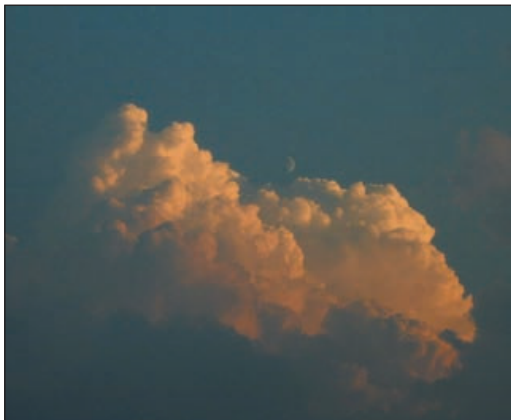
We hebben reeds gezien, dat men diverse stadia in het bestaan van een cumulus, die tot een cumulonimbus uitgroeit, kan onderscheiden. Een normaal ontwikkelde cumulonimbus bestaat uit één enkele 'kleine' cel. De neerslag is het



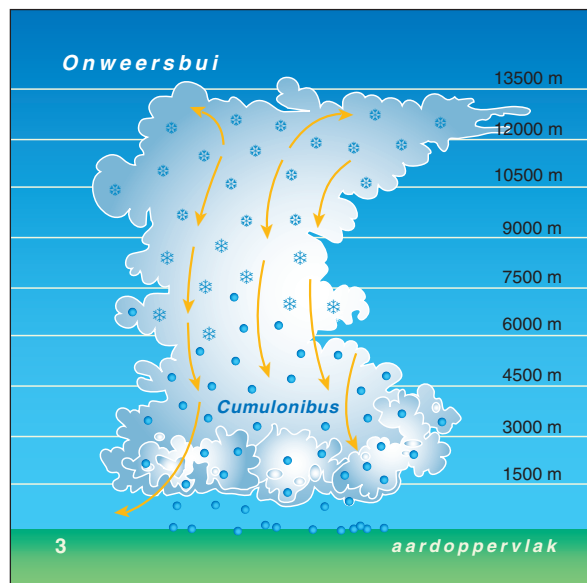
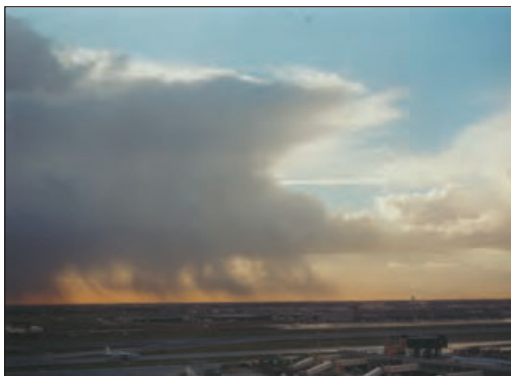
Levenscyclus van een onweersbui (1): cumulus.

meest intensief bij overgang van het bevroeringsstadium naar het eerste regenstadium.

De grote hoeveelheid vallende neerslag maakt een einde aan de stijging van de opwaarts bewegende vochtige warme lucht, waarmee de wolk 'gevoed' wordt en veroorzaakt een krachtige dalende luchtstroming, die downdraught genoemd wordt. Nabij het aardoppervlak spreidt de lucht horizontaal uit, wat gepaard gaat met windstoten. Doordat er nu koude lucht onder en rond het buienlichaam is uitgevloeid, wordt de benodigde aanvoer van warme lucht – de voedingsstroom voor de buienwolk – afgesneden.



Levenscyclus van een onweersbui (2): cumulus congestus.



Levenscyclus van een onweersbui (3): cumulonimbus.

# 11. Weersituaties

## 11.1 Inleiding

Het weer wordt voor een belangrijk deel bepaald door de eigenschappen van de lucht die wordt aangevoerd. Nu eens zitten we in lucht die boven zee flink wat vocht heeft opgepikt; dan weer stroomt lucht over Nederland uit die boven de ijsmassa's van de noordpool of de besneeuwde Russische bodem ijsig koud geworden. En in de zomer voeren zuidenwinden warme lucht aan vanuit de Sahara. De waarden van de temperatuur, de vochtigheid en vooral van het dauwpunt zijn karakteristiek voor een bepaalde luchtsoort. Lucht krijgt zijn kenmerkende eigenschappen als hij lange tijd ergens vertoeft. Grote hogedrukgebieden maken het mogelijk dat uitgestrekte hoeveelheden lucht lange tijd op een bepaalde plaats verblijven; ze maken, samen met de lagedrukgebieden, op een later tijdstip overigens ook dat de luchtmassa's zich op zeker moment verplaatsen en naar Nederland stromen. In dit hoofdstuk wordt besproken hoe grootschalige weersystemen de verschillende luchtsoorten 'vormen', aanvoeren en afvoeren.

## 11.2 Weertype

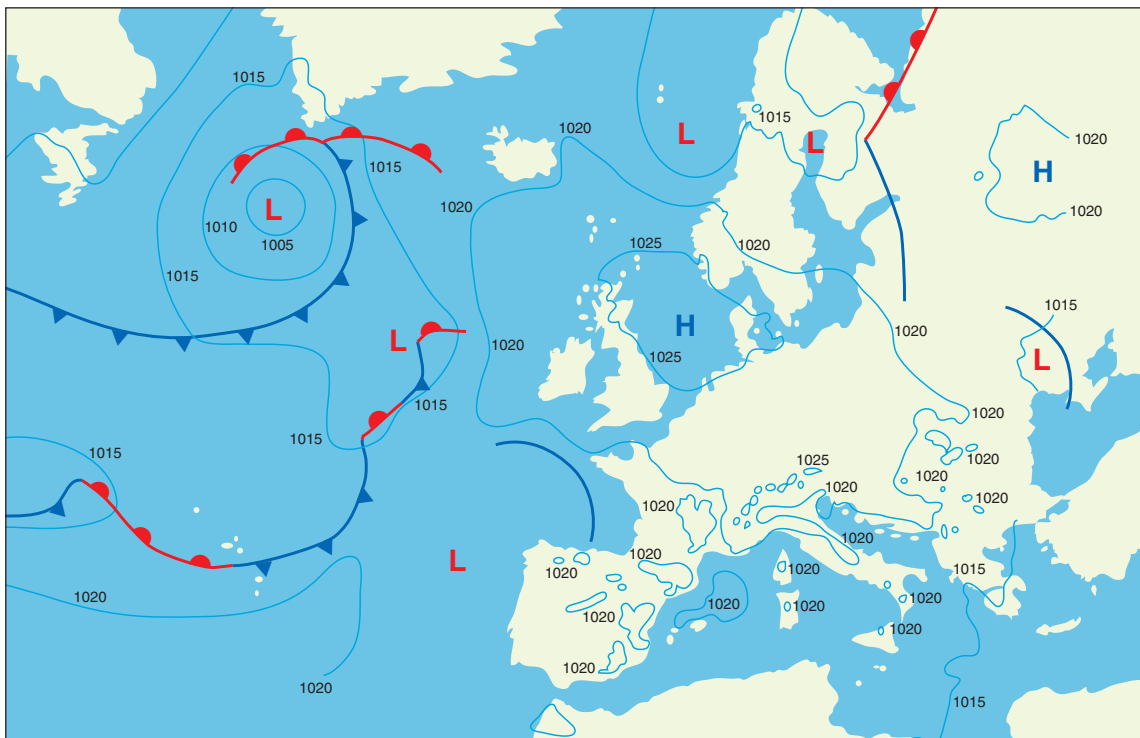
Het weer is een boeiend en levendig samenspel van de verschillende weerelementen zoals temperatuur, luchtvochtigheid, wind, zicht, bewolking of zonneschijn en neerslag. Bepaalde combinaties van die weerelementen geven ons een bepaalde gevoelswaarde omtrent het weer. Zo noemen we het 'schraal' als het stevig waait en de lucht tegelijkertijd koud en droog is. Als het warm is en tevens erg vochtig, vinden we het 'broeierig' of 'benauwd'. 'Guur' duidt op koud en winderig weer met regen of buien. Op deze wijze vatten we meerdere weerelementen in één begrip samen.

Bij het tot stand komen van een bepaald weertype in Nederland speelt een aantal factoren een rol. Op de eerste plaats zijn er de hoge- en lagedrukgebieden; dit zijn grootschalige weersystemen met afmetingen van honderden tot enkele duizenden kilometers. De ligging van de hoge- en lagedrukgebieden bepaalt wat voor lucht met wat voor eigenschappen naar Nederland stroomt. Als de lucht onderweg is of gedurende langere tijd boven een bepaald gebied verblijft, bepaalt de wisselwerking tussen het aardoppervlak en de lucht welke eigenschappen de lucht krijgt. Zo zal lucht die lange tijd boven zee verblijft,

makkelijk veel vocht opnemen; lucht die uit een winters Siberië komt, zal in het algemeen erg koud zijn en lucht in de zomer uit de Sahara erg warm. Het weer bij ons wordt voor een groot gedeelte bepaald door de eigenschappen van de lucht die naar Nederland gestroomd is. Daarbij spelen verder meteorologische processen op kleinere schaal een rol, zoals straling en wolkenvorming. Ook andere, niet meteorologische factoren zijn van belang; denk aan het tijdstip van de dag en aan terreinomstandigheden, zoals hoogte boven zeeniveau, begroeiing, ligging ten opzichte van water en dergelijke. Uiteindelijk is het weer op een plek die onze belangstelling heeft, het gevolg van de wisselwerking tussen de grootschalige weersystemen, kleinschalige meteorologische processen en niet-meteorologische factoren.

### 11.3 Grootschalige weersystemen

Bepalend voor het weer van dag tot dag over gebieden ter grootte van bijvoorbeeld een continent als Europa zijn de grote hoge- en lagedrukgebieden; ze hebben een doorsnee van ten minste enkele honderden kilometers en kunnen een omvang hebben tot een paar duizend kilometer. Deze weersystemen regelen het transport over grotere afstanden van lucht met bepaalde eigen-



*Weerkaart met in de winter een typische vorstsituatie voor Nederland en in de zomer zonnig en warm weer.*

schappen; ze halen nu eens warme, vochtige lucht van zuidelijke breedte naar Nederland en voeren dan weer koude heldere lucht aan van noordelijke breedten. Ook bepalen de hoge- en lagedrukgebieden de snelheid waarmee de luchtaanvoer plaatsvindt; de belangrijke factor daarbij is het luchtdrukverschil dat optreedt over een bepaalde afstand. Om deze redenen is het voor meteorologen zo belangrijk om na te gaan waar de grote hoge- en lagedrukgebieden liggen en hoe ze zich verplaatsen. Dat kan aan de hand van weerkaarten. De ligging van de weersystemen bepaalt ook de luchtstroming op grote schaal en dus van de gemiddelde windrichting en windsnelheid (zie het hoofdstuk over Wind). Daarmee ligt dan tevens vast waar de lucht vandaan komt die Nederland over enige tijd bereikt. Uit weerkaarten is de gemiddelde windrichting gemakkelijk te bepalen. De lucht stroomt namelijk rond een lagedrukgebied tegen de wijzers van de klok in en rond een hogedrukgebied met de wijzers van de klok mee. In de figuur is dat schematisch weergegeven.

In de figuur is een voorbeeld van een weerkaartje van West-Europa weergegeven. Een krachtig hogedrukgebied boven Scandinavië houdt een noordoostelijke stroming in stand, waarmee 's winters koude en droge lucht naar Nederland zou komen zetten: er komt dan ook vorst. In de zomer voert de noordoostenwind eveneens droge lucht aan, die in dat jaargetijde juist warm is; de zelfde weerkaart staat dan garant voor een periode met fraai zomerweer.

## 11.4 Luchtsoorten

Het is niet alleen van belang waar de lucht vandaan komt; ook de eigenschappen van de lucht die over Nederland uitstroomt, zijn belangrijk. Gaat het bijvoorbeeld om warme of koude lucht, is de lucht vochtig of droog, komt er bewolking in voor waar regen of sneeuw uit kan gaan vallen, enzovoort.

Als de lucht over een gebied met een omvang van minstens enkele honderden kilometers overal ongeveer dezelfde eigenschappen heeft, dan spreken we van een bepaalde luchtsoort of luchtmassa. Er mogen natuurlijk wel plaatselijke verschillen zijn, maar die moeten betrekkelijk klein zijn. Nu blijkt dat met name de temperatuur en de vochtigheid kenmerkend zijn voor een bepaalde luchtsoort. Het gebied waar een luchtsoort zich vormt, heet het brongebied. De eigenschappen van het brongebied drukken een stempel op de aard van de luchtsoort die ontstaat. Het is duidelijk dat zo'n brongebied tamelijk homogene ondergrond moet bieden, met overal vrijwel dezelfde temperatuur en vochtigheid. Verder moet de lucht er lang genoeg kunnen verblijven om de eigenschappen aan te nemen: ze moet in zo'n brongebied dan ook stagneren

of vrijwel stilstaan. Het best wordt aan deze eisen voldaan in hogedrukgebieden boven zee, boven uitgestrekte sneeuwvelden (Siberië), boven woestijnen (Sahara) en boven gelijkmatig begroeide gebieden als bossen en steppen. We kunnen de luchtsoorten indelen naar de geografische positie van de brongebieden. Van belang voor de eigenschappen van de lucht, met name voor de vochtigheid, is ook nog of het brongebied boven zee ligt of boven land. We spreken van maritieme lucht als het brongebied boven zee ligt. We spreken van continentale lucht als het brongebied boven land ligt. Als een luchtsoort in het brongebied ontstaan is, komt er een moment dat de lucht zich gaat verplaatsen naar andere gebieden. In die andere gebieden wijken de omstandigheden af van die in de 'geboortestreek'. Dat heeft tot gevolg dat de luchtsoort langzamerhand andere eigenschappen gaat krijgen. We zeggen dat de luchtsoort transformeert. De eigenschappen van een luchtmassa bij aankomst in Nederland hangen af van:

- Het brongebied (bijvoorbeeld Siberië).
- De weg die de lucht heeft afgelegd (via Rusland of over de Oostzee).



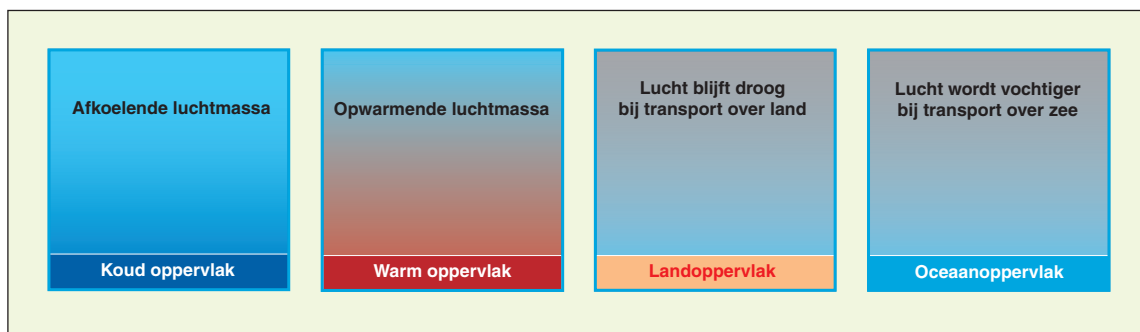
*Brongebieden van luchtsoorten en hun meest voorkomende baan naar Nederland.*



- De tijd die de lucht onderweg is (is hij langzamerhand wat opgewarmd of afgekoeld of ging de aanvoer daarvoor te snel).

Verandering van eigenschappen van luchtmassa's door (van links af):

- Verplaatsing over zee.
- Verplaatsing over land.
- Verplaatsing over warm oppervlak.
- Verplaatsing over koud oppervlak.



## 11.5 Luchtsoortclassificatie

De volgende luchtsoorten worden onderscheiden, aangeduid met twee (hoofd)letters, voorafgegaan door een m voor het geval de lucht van maritieme oorsprong is en door een c in het geval de lucht van continentale oorsprong is. In de figuur zijn de brongebieden van deze luchtsoorten weergegeven en hun baan naar Nederland.

### • Arctische Lucht (AL)

Hiervan ligt het brongebied boven de poolstreken (Groenland), die gewoonlijk bedekt zijn met ijs. Als deze lucht naar Nederland stroomt, begint hij koud en droog; onderweg warmt de lucht enigszins op en hij neemt boven zee en oceaan wat vocht op. Deze luchtsoort speelt in het winterseizoen een belangrijke rol. Winterse buien, die sneeuw en hagel brengen, worden afgewisseld door felle opklaringen. Vooral landinwaarts is er 's nachts weinig wind, is het helder en daalt de temperatuur vaak tot onder nul.

### • Polaire Lucht (PL)

Het brongebied van deze luchtsoort ligt op de gematigde breedten, ruwweg tussen de 40e breedtegraad en de poolcirkel. De continentaal polaire lucht (cPL) is afkomstig uit Rusland en Siberië. In de winter is deze droge lucht koud

en komt er vorst, meestal zonder gladheid. In de zomer is de continentaal polaire lucht daarentegen warm.

Maritiem polaire lucht (mPL) bereikt Nederland vanaf de Atlantische Oceaan. Als de lucht afkomstig is van noordelijke breedten dan is de temperatuur in deze vochtige lucht min of meer normaal. Komt de lucht zuidelijker van de oceaan, bijvoorbeeld uit de omgeving van de Azoren, dan is het vrij zacht.

- **Tropische Lucht (TL)**

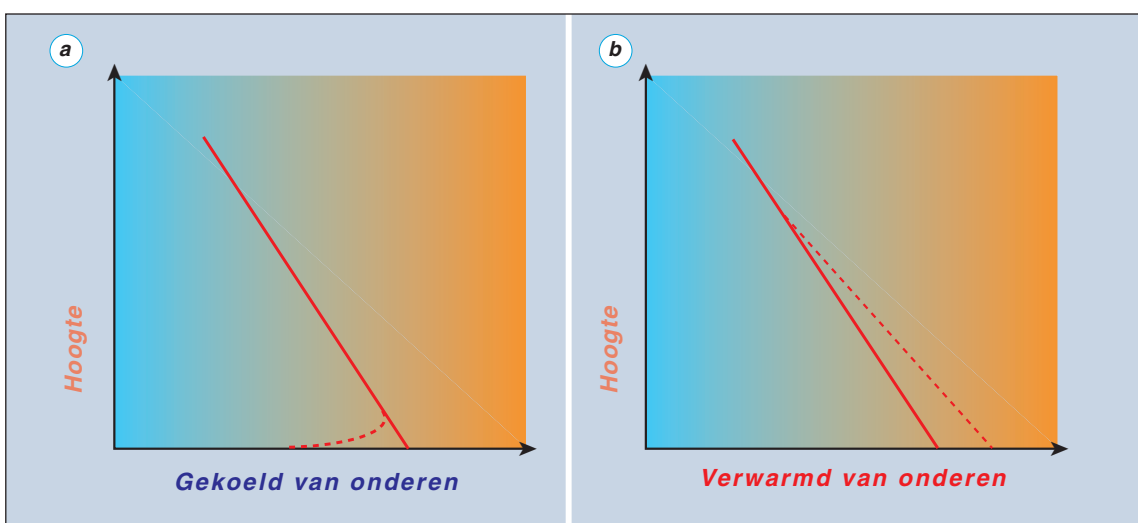
Deze neemt zijn karakteristieke eigenschappen aan in brongebieden in de subtropen. De lucht bereikt Nederland het hele jaar door met relatief hoge temperaturen. Maritiem tropische lucht (mTL) is altijd erg vochtig. De droge continentaal tropische lucht (cTL) komt uit de Sahara.

- **Equatoriale Lucht (EL)**

Deze lucht ontstaat in de equatoriale lagedrukzone, is warm en vochtig, maar bereikt Nederland vrijwel nooit.

## 11.6 Koude en warme massa

De in de vorige paragraaf beschreven indeling van luchtsoorten ging uit van de geografische oorsprong van de lucht. Een ander veel gebruikt criterium voor het indelen van luchtmassa's is het verschil in temperatuur van de lucht en het onderliggende aardoppervlak. We spreken van koude massa als de temperatuur van de lucht op 1,5 m hoogte lager is dan die van het aardoppervlak.



*Temperatuurverloop in warme massa (links, afkoeling aan de onderzijde) en koude massa (rechts, aanwarming aan de onderzijde).*

vlak; is het omgekeerde het geval dan hebben we te maken met warme massa. Warme massa wordt in de onderste laag dus door het aardoppervlak afgekoeld en koude massa opgewarmd. Zoals we in de hoofdstukken over neerslagproducerende systemen nog zullen zien, verschillen de weerverschijnselen in de koude massa daardoor heel sterk van die in warme massa. Deze massa-eigenschappen kunnen veranderen door het dagelijkse bewegingsverloop van de temperatuur van het aardoppervlak of doordat de lucht over een ander type ondergrond stroomt. Zo kan een luchtsoort zich in hetzelfde gebied nu eens voordoen als warme massa en dan weer als koude massa. Door het afkoelen van het aardoppervlak wordt de lucht 's nachts warme massa; overdag gaat zij door aanwarming van de bodem weer over in koude massa.

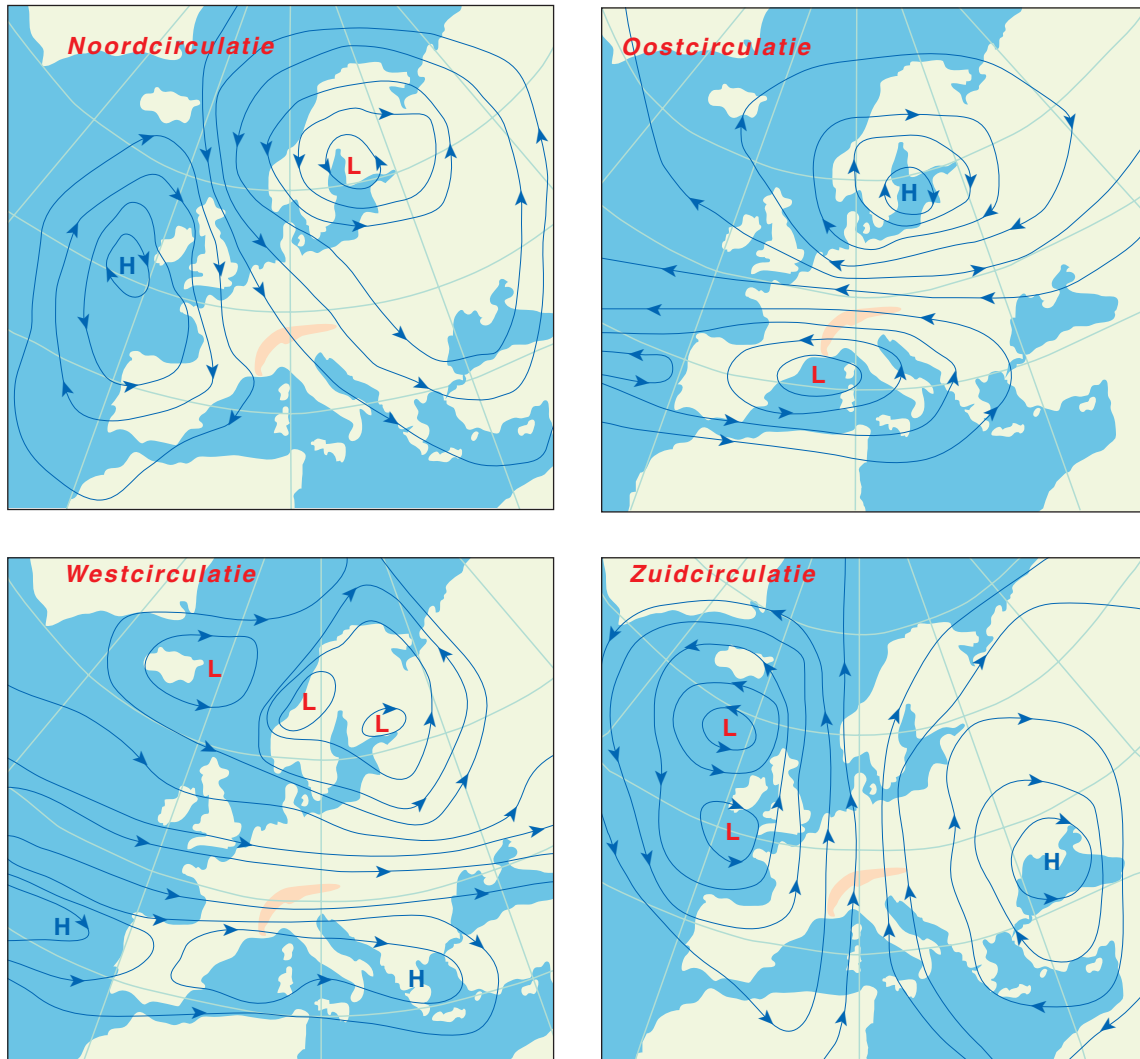
## 11.7 Fronten en weeromslagen

Waar twee luchtsoorten aan elkaar grenzen, veranderen de eigenschappen van de lucht, zoals temperatuur en vochtigheid, vaak sterk over korte afstand. De overgangszone tussen twee verschillende luchtsoorten is meestal namelijk smal, ongeveer enkele tientallen kilometers breed. Zo'n overgangszone heet een front. De verschillen tussen twee luchtsoorten zijn niet alleen aan het aardoppervlak merkbaar; ook op grotere hoogte vind je ze terug. Een front staat niet loodrecht op het aardoppervlak, maar helt naar voren of naar achteren. Trekt er een front voorbij, dan komen we van de ene luchtsoort in de andere terecht. Met andere woorden: het weer slaat om. Een weeromslag gaat meestal gepaard met onder andere regen of sneeuw en een draaiende en enige tijd toenemende wind. Zo wordt bijvoorbeeld na een vorstperiode continentaal polaire lucht verdreven door maritiem polaire lucht met een temperatuur boven nul. De frontpassage die de overgang markeert, gaat vergezeld van regen, vaak voorafgegaan door sneeuwval, ijsregen, ijzel of combinaties daarvan. In het hoofdstuk over neerslagproducerende systemen wordt hierop nader ingegaan.

## 11.8 Stromingspatronen

Aan de hand van de ligging van de grote hoge- en lagedrukgebieden kan bepaald worden wat de grootschalige luchtstroming is. Er zijn een aantal basispatronen, die erg kunnen helpen bij de beeldvorming over het weer voor de komende 1 tot 2 dagen. De meteoroloog spreekt niet van stromingspatroon of stromingstype, maar van circulatietype. In de figuur zijn de voor-

naamste stromingspatronen schematisch weergegeven. Gebieden met hoge luchtdruk zijn gestippeld weergegeven. Het verloop van de grootschalige luchtstroming is met pijlen aangegeven.



*De belangrijkste circulatietypen voor Nederland.*

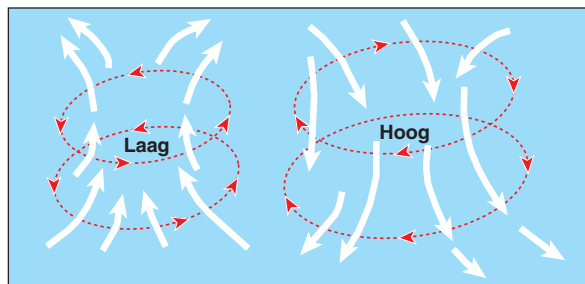
# 12. Depressies, fronten en andere neerslagproducerende weersystemen

## 12.1 Inleiding

In hoofdstuk 10 (Neerslag en buien) is de samenhang besproken tussen neerslag en bewolking; ook zagen we hoe de neerslagsoort afhangt van de omstandigheden. Weersystemen die de neerslagwolken creëren komen in dit hoofdstuk aan de orde.

## 12.2 Weersystemen en weer

Om bewolking te krijgen, zijn opwaartse luchtbewegingen nodig; de opstijgende lucht koelt af en raakt oververzadigd, zodat condensatie optreedt. Zo ontstaan wolken waaruit neerslag kan vallen. In de hoofdstukken over vocht (6) en over neerslag en buien (10) zijn we hier uitvoeriger op ingegaan.



Stijgende luchtbewegingen komen onder andere voor in lagedrukgebieden. Neerslagwolken worden dus vooral aangetroffen in en rond lagedrukgebieden. Bij zo'n lagedrukgebied kunnen nog specifieke systemen onderkend worden die neerslag produceren, namelijk fronten en buienzones.

In hogedrukgebieden treden dalende luchtbewegingen op. Deze doen eventueel aanwezige bewolking oplossen en geven in het algemeen aanleiding tot fraai weer.

## 12.3 Frontale zones en weer

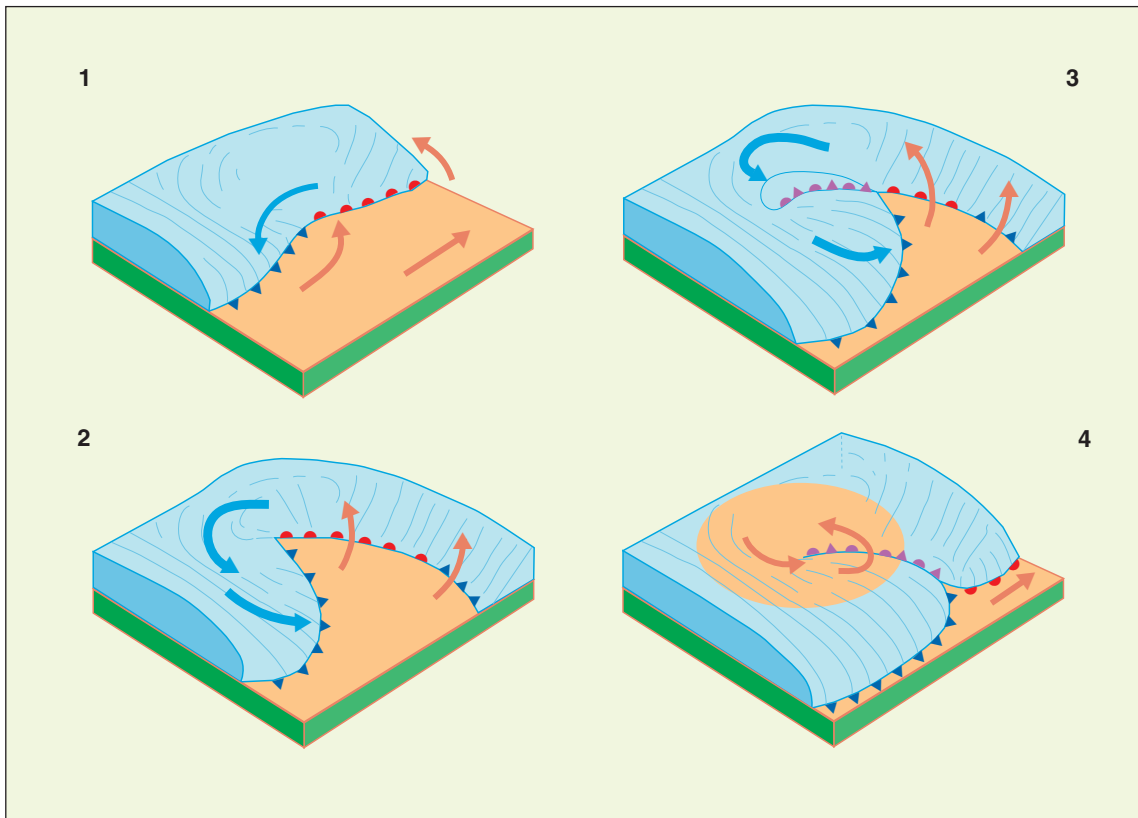
Boven verschillende delen van Europa en de Atlantische Oceaan toont de lucht gewoonlijk uiteenlopende eigenschappen: er zijn verschillende luchtsoorten aanwezig. De overgangszones tussen twee luchtsoorten zijn tamelijk

en 4). Het ontstaan van deze golvingen hangt nauw samen met stromingen op 5 tot 10 km hoogte in de atmosfeer, waar zich de zogeheten straalstroom bevindt. Een zich ontwikkelende golf gaat gepaard met dalingen van de luchtdruk aan het aardoppervlak en versterkte stijgende luchtbewegingen, uiteindelijk resulterend in een lagedrukgebied met afmetingen van honderden kilometers. Gezien het stromingspatroon rond een lagedrukgebied (tegen de wijzers van de klok in), beweegt de koudste lucht aan de achterkant van de depressie naar het zuiden (figuur pagina 148 boven, 2 en 3) en de warme lucht aan de voorkant naar het noorden. De voorste begrenzing van de koude lucht, het koufront (blauwe lijnen met driehoekjes), verplaatst zich sneller dan de voorste begrenzing van de warme lucht (warmtefront, rode lijnen met halve bolletjes). Waar de warme lucht de koude lucht heeft ingehaald, of beter opgetild, ligt het occlusiefront; dat is in de tekeningen in paars weergegeven.

Doordat er eerst een uitstulping van warme lucht in de koude lucht is geweest, bevindt zich helemaal aan de voorkant van de depressie ook koude lucht, die door een vorig lagedrukgebied daar terecht is gekomen. Trekt een depressie voorbij, dan zitten we dus eerst in koude lucht. Vervolgens passeert een warmtefront en komen we in warme lucht. Na enige tijd passeert een koufront en komen we weer in koude lucht. Meestal is deze koude lucht nog een stuk kouder dan de koude lucht aan de voorkant van de depressie.

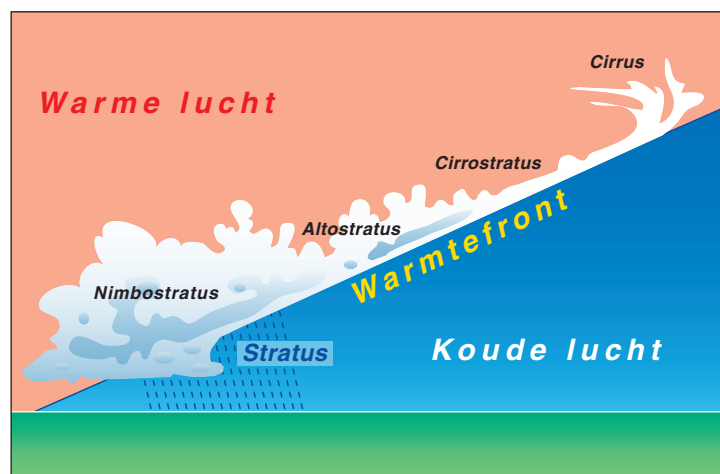
## 12.5 Passage van een warmtefront

De helling van een warmtefront is maar klein, zodat het proces langzaam en geleidelijk verloopt. De snelheid waarmee de lucht stijgt, ligt in de orde van enkele honderden meters per uur. Merk op dat stijgsnelheden liggen in de orde van centimeters per seconde, terwijl horizontale windsnelheden in de orde van meters per seconde liggen. Ver voor het front uit, dus op honderden kilometers afstand, nemen we de warme lucht al waar in de hogere luchtlagen, dat is op zo'n 8 tot 10 km hoogte. Hier is de temperatuur laag, en er komen meest ijskristallen voor. We zien de bewolking in de vorm van windveren: cirrusbewolking. In de onderste luchtlagen is de lucht nog koud; er kan zich daar wat cumulusbewolking hebben gevormd. In dat stadium is er nog weinig bewolking en overdag dus veel zon. De bewolking in de hogere luchtlagen wordt, naarmate het warmtefront dichterbij komt, dichter en komt ook op lagere niveaus. Ten slotte is de bewolking via cirrostratus, en altostratus in een dik pak nimbostratus overgegaan waaruit neerslag valt. De wind krimpt en trekt aan; een krimpende wind draait tegen de wijzers van de klok in. De



In de figuren hierboven is de ligging van de luchtmassa's ten opzichte van het lagedrukgebied geschetst, waarbij ook het warmtefront en koufront getekend zijn. Tevens is de bewegingsrichting van het geheel weergegeven.

luchtdruk daalt, eerst langzaam, dan sneller. De situatie bij een warmtefront is in de figuur hieronder weergegeven. Uit zo'n dik pak bewolking valt langdurig regen, in de winter ook sneeuw of ijsregen vallen.

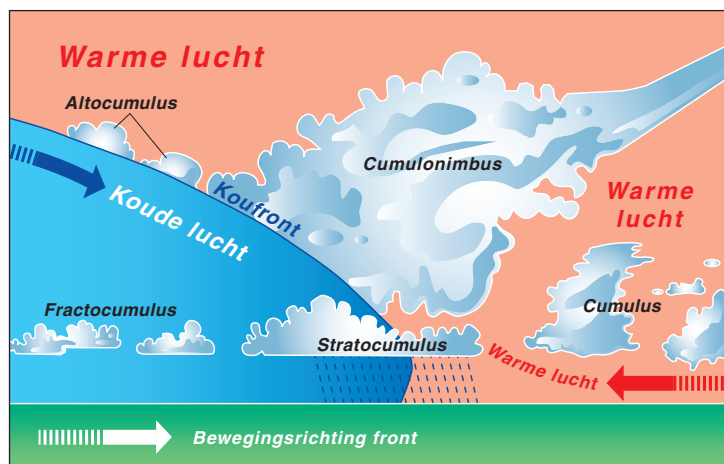


## 12.6 Warme sector

Na het passeren van het warmtefront zijn we terechtgekomen in het gebied tussen het warmtefront en het koufront, de zogeheten warme sector. De wind ruimt, dat wil zeggen draait met de wijzers van de klok mee; hij neemt veelal echter nauwelijks in kracht af. De luchtdruk daalt niet verder, maar stijgt ook niet. Soms klaart het in de warme sector op en blijft het droog. Vaak is het echter egaal bewolkt, bestaat de bewolking uit stratus, altostratus en stratocumulus en valt er wat motregen. De luchttemperatuur ligt hoger dan voor de warmtefrontpassage.

## 12.7 Passage van een koufront

Na enige tijd neemt de bewolking in de warme sector op de nadering van het koufront weer toe; ook neemt ze grote verticale afmetingen aan. De koude lucht dringt vaak met geweld onder de warme lucht, waardoor deze gedwongen wordt snel op te stijgen. De stijgsnelheid bedraagt soms enkele

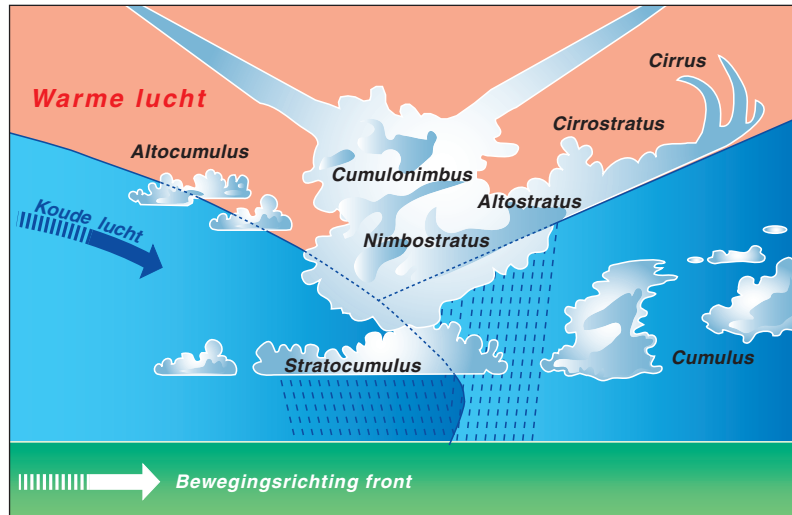


m/s, dezelfde orde van grootte dus als de horizontale snelheid. Vlak voor het koufront ontstaan door deze ontwikkelingen soms heftige regen- of onweersbuien. De wind krimpt tijdelijk, draait dus tegen de wijzers van de klok in, en neemt sterk in kracht toe. In de buien voor het front komen windstoten voor. De luchtdruk daalt onafgebroken. Op het moment dat het koufront passeert, ruimt de wind sterk en bereikt zijn grootste kracht, terwijl de luchtdruk op z'n laagst is. Na de koufrontpassage stijgt de luchtdruk weer, zelfs tot boven de waarde aan de voorzijde van het front. In de figuur is schematisch de passage van een koufront weergegeven.



## 12.8 Passage van een occlusie

Een occlusiepassage vertoont de kenmerken van zowel een koufrontpassage als een warmfrontpassage. De warme sector ontbreekt.



## 12.9 Luchtmassabuien

Achter het koufront stroomt er koude lucht binnen. Die lucht heeft het karakter van koude massa; er ontwikkelen zich gemakkelijk de typische cumuluswolken, die uit kunnen groeien tot buien. Men spreekt dan van luchtmassabuien, omdat ze kenmerkend zijn voor de luchtmassa.

## 12.10 Buienlijnen en troggen

Soms zijn de buien min of meer langs een lijn georganiseerd. Die buien zijn dan zwaar en gaan vergezeld van heftige windstoten. Zo'n lijn waarlangs de buien gerangschikt zijn heet wel een squall-line. Soms komt er achter een koufront een zone voor waarin de buienactiviteit sterk toeneemt en waar het ook harder waait. In dat geval spreekt men van een trog. Soms zijn de weersverschijnselen in zo'n trog heftiger dan tijdens de passage van het koufront. Buienlijnen en troggen zijn op radarbeelden goed te volgen. De neerslagintensiteit is vaak erg hoog.