

IN DE WOLKEN

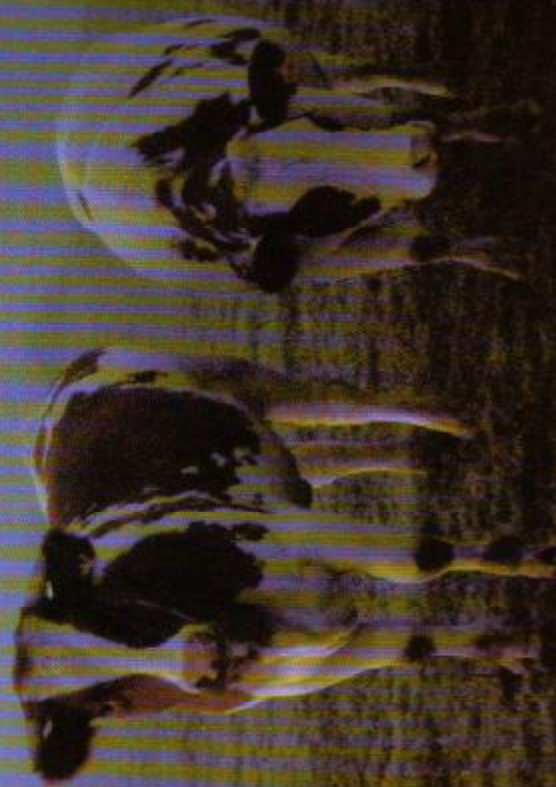
Water in de atmosfeer

De dampkring, die de aarde omgeeft, bestaat grotendeels uit gassen. Stikstof en zuurstof vormen de hoofdmoed. Het meest opmerkelijke en veranderlijke gas dat in de dampkring voorkomt is echter waterdamp, de enige stof die in de atmosfeer zowel als gas, vloeistof en vaste stof voorkomt. Bij de overgang van waterdamp

naar de vloeibare of vaste fase, waarbij warmte aan de lucht wordt afgegeven, ontstaat mist of bewolking. Gemiddeld genomen is de helft van het aardoppervlak bewolkt. Processen rond de fase-wisselingen van waterdamp bepalen voor een belangrijk deel het dagelijkse weer. We laten ze hier de revue passeren.

Bij helder weer koelt de lucht na zonsopgang snel af door uitstraling. De waterdamp condenseert dan en er ontstaan mistvelden. Vooral in het oosten van Nederland staan ze ook bekend als de "witte wieden".

C. Floor
K/M/1
De Bilt



Lucht bevat sterk wisselende hoeveelheden waterdamp. Wanneer de relatieve luchtvochtigheid niet te hoog is, blijft de waterdamp onopgemerkt. In vochtige lucht gaat de waterdamp echter *condenseren*: er ontstaan kleine druppeltjes.

In afgesloten ruimtes, zoals laboratoria en leslokalen, maar ook in huiskamers, treedt druppeltjesvorming op bij een relatieve vochtigheid van 100%. De condensatie vindt meestal alleen plaats aan de koudste delen van de wanden; in de huiskamer zijn dat vaak de ramen. Een uit de koelkast afkomstige fles frisdrank beslaat soms ook met vochtdeltes uit de lucht. In de vrije atmosfeer zijn geen koude wanden en flessen. Experimenteel blijkt dat druppelvorming dan pas optreedt bij aanwezigheid van een oververzadiging (relatieve vochtigheid van meer dan 100%) en als aan een tweede voorwaarde is voldaan: er moeten 'vreemde' deeltjes aanwezig zijn, zogeheten *condensatiekernen*. In dat geval is een oververzadiging van 0,1% reeds voldoende om waterdruppeltjes te doen ontstaan. Zonder condensatiekernen, in echt zuivere lucht, begint de druppelvorming pas bij een relatieve vochtigheid van 400%! De lucht in de dampkring is in dit opzicht overigens niet erg zuiver; ze bevat talloze condensatiekernen, zodat onder 'meteorologische' omstandigheden de druppelvor-

TABEL 1 Samenstelling van de atmosfeer

Verbinding	Gehalte (in volumeprocenten van droge lucht)
Stikstof (N ₂)	78,09
Zuurstof (O ₂)	20,95
Argon (Ar)	0,93
Koolstofdioxide (CO ₂)	0,03
Neon (Ne)	0,0018
Helium (He)	0,00052
Methaan (CH ₄)	0,0002
Krypton (Kr)	0,0001
Waterstof (H ₂)	0,00005
Distikstofdioxide (N ₂ O)	0,00005
Xenon (Xe)	0,000008
Ozon (O ₃)	0,000001

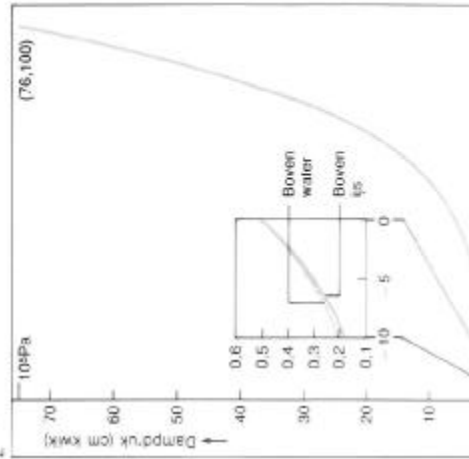
ming in verzadigde lucht vrij snel inzet en een geringe oververzadiging voldoende is.

De condensatiekernen hebben afmetingen van 0,05 tot 1,0 µm; het aantal deeltjes per cm³ lucht varieert van 50 in zeer schone lucht tot 1000 of meer in lucht die vervuild is door menselijke activiteiten of door bosbranden. De kernen bestaan voornamelijk uit zeezout en andere zouten, en verder uit rookdeeltjes en

1. Bij helder weer koelt het aardoppervlak af door uitstraling. Op deze infraroodopname vanuit een satelliet, gemaakt in een koude februarinacht, zijn warme oppervlakken donker- en koude lichtgekleurd. Een bewolkingszone trok hier noordwaarts over Nederland. Bijzonder over de smalle donkere strook waar de bewolking net weg is, daar is het land nog warm, maar het koelt er snel af.



2



kleine klei-, zand- of stofdeeltjes, afkomstig van de bodem. Over het algemeen zijn zoutkernen het meest effectief als condensatiekern, omdat zout hygroscopisch is en de groei van een wolkeendruppeltje daardoor al kan beginnen bij een relatieve vochtigheid van 70%, dus ruim voordat de lucht verzadigd is.

Uitstraling en menging

Condensatie, en dus de vorming van wolkeendruppels, treedt op wanneer lucht afkoelt. Koude lucht kan namelijk minder waterdamp bevatten dan warmere lucht. Het verband tussen de hoeveelheid waterdamp die in met waterdamp verzadigde lucht zit, en de temperatuur van de lucht, wordt gegeven door de zogeheten *dampspanningskromme* (afb. 2). De kromme geldt voor vocht in lucht boven een horizontaal oppervlak van zuiver water. Boven ijs en boven water met (chemische) verontreinigen is de verzadigingsdampspanning lager; bij kleine druppeltjes, dus bij een bol oppervlak, is de verzadigingsdampspanning juist groter.

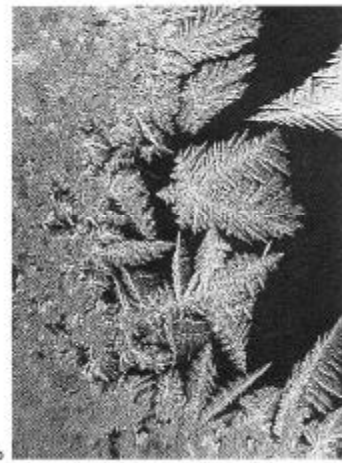
Afkoeling van lucht met waterdamp kan verschillende oorzaken hebben. Zo condenseert de waterdamp in warme vochtige lucht die over koud zeewater uitstroomt. Dat komt soms voor in de lente en de zomer boven de

Noordzee. Er vormt zich dan mist, die zich tot enkele honderden meters landinwaarts kan handhaven en die zeer onaangenaam is voor badgasten op het strand. De mist of nevel die we na een dooi-ival zien: boven smeltende sneeuw of boven meren met ijs, ontstaat op vergelijkbare wijze.

Een tweede proces dat aanleiding geeft tot afkoeling van lucht bij de grond — en in een groot aantal gevallen tevens tot mist — is nachtelijke uitstraling. Nog voordat de zon onder is begint de temperatuur van de lucht al te zakken en deze daling duurt voort tot na zonsopkomst. Hoc minder bewolking, des te sterker is de afkoeling. In gevallen waarin op deze manier tijdens een aanvankelijk heldere nacht mist ontstaat, spreekt men van stralingsmist.

De stralingsmist vormt zich alleen als er niet te veel wind staat. Wind veroorzaakt namelijk menging van de lucht aan de grond met de lucht op enige hoogte boven het aardoppervlak. Daardoor verloopt de afkoeling minder snel. De menging is sterker naarmate het harder waait en naarmate het aardoppervlak ruwer is. Deze ruwheid van het aardoppervlak wordt bepaald door begroeiing, bebouwing en door door accidentering van het terrein. Merging leidt onderin de atmosfeer niet alleen tot een wat hogere luchttemperatuur, maar doet

3



2. Het verband tussen temperatuur en dampspanning, gemeten boven zuiver water. Voor 0 tot 100°C, dat ontstaan ijs.

3. Op koude oppervlakken condenseert waterdamp. In het oppervlak bereiken 0°C, dat ontstaan ijs.

evens de vochtigheid afnemen. Vocht, afkomstig van wateroppervlakken of natte bodems, wordt bij wind over een dikkere laag gemengd. Deze menglaag is gewoonlijk enkele honderden meters dik. Hij leidt een eigen leven: er is geen uitwisseling met de rest van de atmosfeer boven de menglaag. De hogere luchttemperatuur en de geringere luchtvochtigheid die onder windiger omstandigheden aan de grond ontstaan, moeten elders in de menglaag worden gecompenseerd. Boven in de menglaag veroorzaakt de turbulente menging dan ook lagere temperaturen en grotere hoeveelheden waterdamp. De luchtvochtigheid neemt daar dus toe en er kunnen zich wolken vormen. De ondergrens van de bewolking wordt bepaald door de windsnelheid, de temperatuuropbouw van de laag en de beschikbare hoeveelheid vocht. De top van de wolken reikt tot aan de bovenkant van de menglaag.

Het type bewolking dat op deze manier ontstaat wordt aangeduid als *stratusbewolking* of *laaghangende bewolking*. Wanneer het oppervlak koud is en bovendien vocht kan leveren, zijn de omstandigheden voor de vorming van stratusbewolking extra gunstig. Het zijn dezelfde condities die ook bij bepaalde typen mist reeds werden genoemd. De mist en laaghangende bewolking die zo ontstaan zijn dan ook nauw verwant. Men hoort ze vaak in één en dezelfde verwachting voorspeld.

Stijgende luchtbewegingen

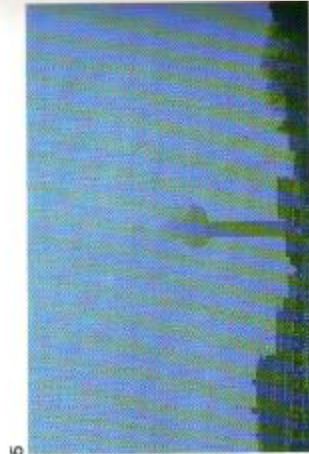
Naastraling en menging is er nog een ander proces in de dampkring dat leidt tot afkoeling van lucht en daardoor tot oververzadiging en druppelvorming. Die temperatuurdaling hangt samen met de afname van de luchtdruk op grotere hoogte. Opstijgende lucht zet uit als gevolg van de afnemende luchtdruk. De energie die nodig is om deze volumevergroting te bewerkstelligen wordt aan de lucht zelf onttrokken; deze daalt daardoor in temperatuur. Opstijgende lucht daalt per 100 m stijging 1 °C in temperatuur. Deze waarde geldt voor lucht zonder wolke druppeltjes; met druppels is de temperatuurafname circa 0,6 °C per 100 m stijging. Dat de temperatuurdaling voor lucht met wolke druppeltjes kleiner is dan voor droge lucht, wordt veroorzaakt door het vrijkomen van condensatiewarmte in het geval van natte, verzadigde lucht.



4

In de atmosfeer zijn stijgende luchtbewegingen bepaald niet zeldzaam. De meest voor de hand liggende oorzaak van opwaartse bewegingen is de aanwezigheid van bergen, waar de toestromende lucht overheen moet. Wanneer de lucht voldoende vochtig is en het gebergte hoog genoeg, vindt de wolkenvorming al plaats aan de loefzijde van de bergen, voordat de lucht de top bereikt. Bij een luchtstroming uit noord tot noordwest vindt men dergelijke bewolking door opstuwning van lucht vaak aan de noordzijde van de Alpen. Uit deze bewolking kunnen de zogenaamde stijregens vallen die vaak voor flinke hoeveelheden neerslag zorgen. In drogere lucht of bij lagere hindernissen vindt wolkenvorming soms plaats ter hoogte van de top of juist daarboven. De lucht die dan met een bergketen is gepasseerd en in een golfbeweging terugslingerd naar een evenwichtsniveau levert een ribbelig wolkenpatroon op met bewolking in het stijgende deel van de slingerbeweging en opklaringen in het dalende deel daarvan.

Stijgbewegingen in de atmosfeer vinden ook zonder bergen plaats. Een hoeveelheid koude lucht, die bijvoorbeeld met noordenwinden



5

1. Stratuswolken ontstaan wanneer lucht boven opgewarmde grond opsligt en daarbij zover afkoelt dat de waterdamp condenseert.

5, 6 en 7. Mist en laaghangende bewolking, van het type stratus, zijn weersgesteldheden die dezelfde oorzaak hebben: lucht met relatief veel waterdamp koelt af, waarvoor wolke druppeltjes ontstaan. Is er wind, dan ontstaan vaak flauwe laaghangende bewolking, die soms prachtige talorolen opleveren. Op afbeelding 7 is bijvoorbeeld de schaduw van de klokken op de wolk te zien.



6



7

aan de westzijde van een lagedrukgebied naar zuidelijker breedten is gevoerd, kan eveneens als 'berg' fungeren. Warme oceaanlucht, die zich in de richting van zo'n koude luchtberg verplaatst, wordt gedwongen tot opstijgen. Dit is de situatie die we tegenkomen aan de voorzijde van oceaanstoringen, langs het zogeheten *warmtefront*. Daar vinden dan ook stijgende luchtbewegingen plaats, die aanleiding geven tot wolkenvorming. Eerst zit de bewolking alleen op 5 à 10 km hoogte, maar geleidelijk zakt haar basis en wordt ze dikker.

Ook aan de achterzijde van de tong met warme lucht wordt de lucht gedwongen tot opstijgen. Ditmaal is de oorzaak dat de koude, zwaardere lucht zich onder de warme lucht

werkt. Men spreekt dan van een *koufront*; het wordt net als een warmtefront gemarkerd door bewolking.

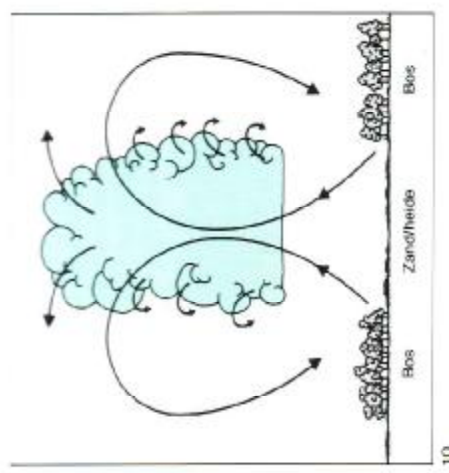
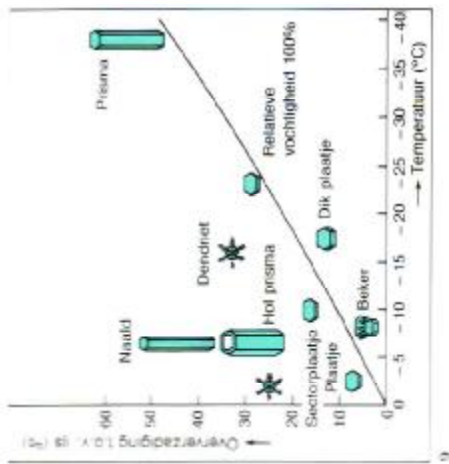
Stijgende luchtbewegingen treft men ook aan in koude lucht, die over relatief warm zee- of land stroomt. Boven land treedt die situatie vooral op als de zon het aardoppervlak kan verwarmen. De lucht wordt van onderaf opgewarmd; warme lucht is lichter dan de omringende lucht en stijgt op. Vooral als op enkele kilometers hoogte de temperaturen laag zijn, resulteren er flinke stijgingen, die vrijwel zeker aanleiding geven tot wolkenvorming. De wolken die zo ontstaan zijn *stapelwolken* of *buienwolken*, terwijl de bewolking bij fronten overwegend gelaagd is.

8 en 11. De bergen van Schotland, Engeland en Wales kunnen in sommige omstandigheden wolkenribbels veroorzaken, die op de satellietfoto zichtbaar zijn. Het ontstaansmechanisme is met een boven- en zijaanzicht toegelicht in afbeelding 11.

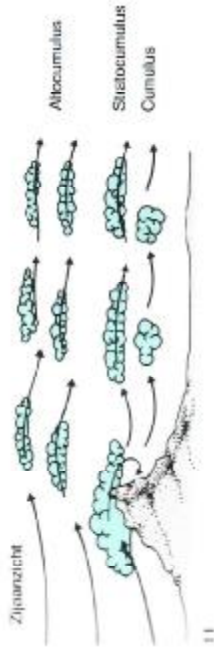
9. De vorm van ijskristallen wordt bepaald door de mate van oververzadiging met waterdamp van de lucht waarin ze ontstaan en door de temperatuur van de lucht. Vooral de vormen van de sterfvormige zeshoekige kristallen zijn bekend.

10. Open terreinen warmen sneller op dan bos. Er ontstaan plaatselijk opstijgende luchtstromingen, die aanleiding kunnen zijn tot wolkenvorming. Zweetvliegens noemen het verschijnsel thermiek en maken er dankbaar gebruik van.

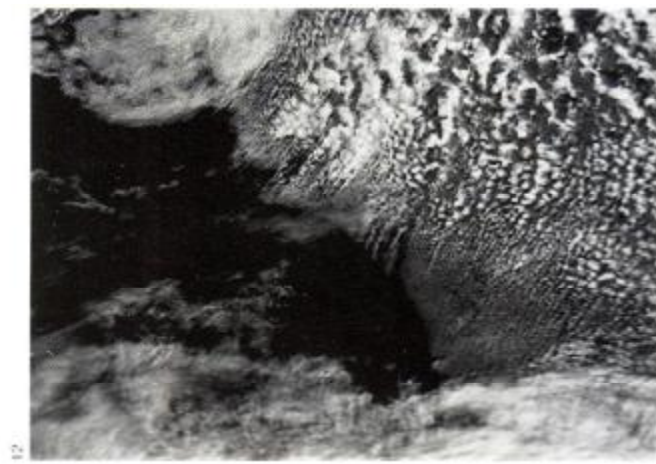
12. In het voorjaar, bij aanvoer van lucht over zee, ontstaan boven door de zon opgewarmd land dikke wils stapelwolken. Hoe verder landinwaarts, hoe groter de kans dat deze bewolking het buienstadium bereikt. De foto toont zo'n situatie.



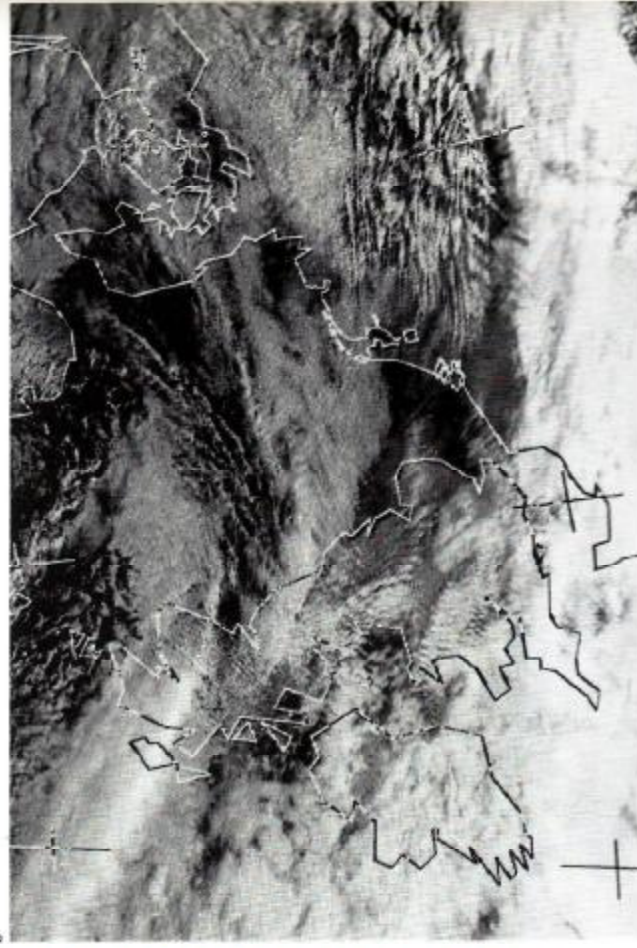
10



11



12



8

Ijswolken

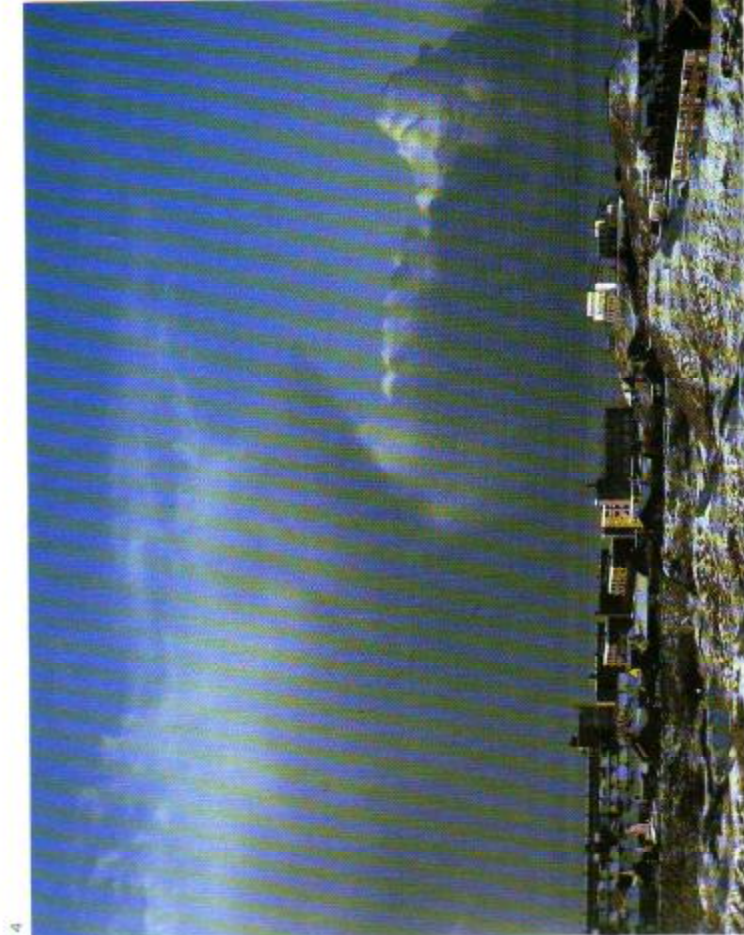
Bewolking in de atmosfeer bestaat veelal uit kleine, ronde waterdruppeltjes, maar daarnaast bevatten sommige wolken ook ijs. Hoge sluitbewolking bestaat zelfs uitsluitend uit kleine ijskristallen; hetzelfde geldt voor de zogeheten *melkacht*, waarin de aanwezigheid van ijskristallen zich verradert door *haloverschijnselen*. De aanwezigheid van ijs in hogere bewolking duidt erop dat de temperatuur op die hoogte in ieder geval onder het vriespunt ligt. Afkoeling van vochtige lucht tot onder nul is echter niet voldoende om de vorming van ijskristallen mogelijk te maken. Net als bij de druppelvorming moet er aan een extra voorwaarde zijn voldaan: de lucht moet *vriescernen* bevatten, waarop het vriesproces kan beginnen. Zonder vriescernen gaat pas bij een temperatuur van -40°C alle water over in ijs. Om een effectieve werking te hebben, moeten de kernen een vorm hebben, die wat lijkt op de zeshoekige kristalvorm van ijs. Vriescernen zijn ook groter dan condensatiekernen, met

13. Ijskristallen in een luchtblaas onder een jukage op een doot.

14. Een winters bult boven de Noordzee bij Egmooed.

15, 16, 17 en 18. Het weer in Nederland staat dikwijls onder invloed van fronten uit het zuidwesten. Bij een frontpassage verschijnen eerst hoog in de lucht wendvaten (15). Deze cirruswolven verdichten tot een hoge staanbouding, waar de zon als door matglas doorheen schijnt (16). Ijskristalletjes in de wolk veroorzaken een halo (kring om de zon, water in

die trof) Dan volgt de regen, soms urenlang, vaak met harde wind (17). Na passage resteren wolkenflarden die steeds dunner worden (18) en tenakolle zon oocobalen.



14

15

16

17



Neerslag

De wolkendrupsels en de ijskristallen, die hiervoor zijn beschreven vormen geen bedreiging voor droog weer. Ze zijn zo klein (zie tabel 2), dat ze zweven op het niveau waar ze ontstaan. Een wolkendrupseltje met een straal van 10 µm valt 1 cm per seconde, ofwel ongeveer 35 m in een uur. De opwaartse snelheid van de lucht, waarin zich de bewolking vormt, is meestal veel groter, zodat een wolkendrupseltje, dat zich op enige hoogte in de atmosfeer vormt, geen enkele kans maakt om het aardoppervlak te bereiken. Het valt pas wanneer het groeit tot een omvang, die we kennen uit eigen waarnemingen tijdens regen. Condensatie van waterdamp op reeds bestaande

afmetingen van 5 tot 50 µm, en komen voor in concentraties van 0,1 tot 10 per dm³ lucht. Ze zijn daarmee veel zeldzamer dan condensatiekernen. De meest actieve natuurlijke vrieskernen zijn werkzaam vanaf -10° of -12°C; andere geven pas aanleiding tot bevroering van wolkendrupseltjes die onderkoeld zijn tot -20°C of zelfs nog verder.

De precieze vorm die ijskristallen aannemen hangt af van de temperatuur en van de mate van oververzadiging van de lucht op het moment van de kristalvorming. In afbeelding 9 is een aantal vormen aangegeven, met bijbehorende ontstaanscondities. De figuur laat zien dat ijs veel meer vormvariaties kent dan vloeibaar water, dat zich uitsluitend als bolvormige wolken- of regendruppel manifesteert.

13



TABEL 2 Grootte van neerslagdeeltjes

Deeltje	Diameter (mm)	Volume L.o.v. wolkendrupsel
Condensatiekern	0,00012	1/1000000
Wolkendrupsel	0,012 - 0,1	1 - 580
Nevel	0,5	72300
Mbregendruppel	1,2	1 000 000
Regendruppel	3,0	15 600 000
Regen in zware bui	5,0	125 000 000

15

16

