

Weer en Klimaat



KLAS 4/5 VWO

WEER EN KLIMAAT

Over deze lessenserie

De lessenserie *Weer en Klimaat* voor klas 4/5 vwo gaat over de vraag hoe je vanuit de natuurkunde komt tot begrip van het weer en het klimaat op aarde. Of andersom.

Colofon

Project	Nieuwe Natuurkunde
Auteur	Aart Groenewold (Etty Hillesum Lyceum)
Advies	Peter Siegmund (KNMI)
Vormgeving	Koos Kortland
Redactie	Harrie Eijkelhof, Maarten Pieters, Chris van Weert, Fleur Zeldenrust, Guus Mulder, Koos Kortland
Versie	15-5-2009

Copyright

©Stichting natuurkunde.nl, Enschede 2009

Alle rechten voorbehouden. Geen enkele openbaarmaking of verveelvoudiging is toegestaan, zoals verspreiden, verzenden, opnemen in een ander werk, netwerk of website, tijdelijke of permanente reproductie, vertalen of bewerken of anderszins al of niet commercieel hergebruik. Als uitzondering hierop is openbaarmaking of verveelvoudiging toegestaan

- voor eigen gebruik of voor gebruik in het eigen onderwijs aan leerlingen of studenten,
- als onderdeel van een ander werk, netwerk of website, tijdelijke of permanente reproductie, vertaald en/of bewerkt, voor al of niet commercieel hergebruik,

mits hierbij voldaan is aan de volgende condities:

- schriftelijke toestemming is verkregen van de Stichting natuurkunde.nl, voor dit materiaal vertegenwoordigd door de Universiteit van Amsterdam (via info@nieuwenatuurkunde.nl),
- bij hergebruik of verspreiding dient de gebruiker de bron correct te vermelden, en de licentievoorwaarden van dit werk kenbaar te maken.

Voor zover wij gebruik maken van extern materiaal proberen wij toestemming te verkrijgen van eventuele rechthebbenden. Mocht u desondanks van mening zijn dat u rechten kunt laten gelden op materiaal dat in deze reeks is gebruikt dan verzoeken wij u contact met ons op te nemen: info@nieuwenatuurkunde.nl

De module is met zorg samengesteld en getest. De Stichting natuurkunde.nl, resp. Commissie Vernieuwing Natuurkundeonderwijs havo/vwo, Universiteit van Amsterdam en auteurs aanvaarden geen enkele aansprakelijkheid voor onjuistheden en/of onvolledigheden in de module, noch enige aansprakelijkheid voor enige schade, voortkomend uit het gebruik van deze module.

INHOUDSOPGAVE

	Weer en klimaat	4
1	De atmosfeer – het laagje lucht om de aarde	6
1.1	Een flinterdunne schil	6
1.2	Samenstelling van de atmosfeer	6
1.3	Geschiedenis van de aardse atmosfeer	7
1.4	Verticale indeling van de atmosfeer	8
	Opgaven	9
2	Luchtdruk en hoogte in de atmosfeer	10
2.1	Metten en waarnemen	10
2.2	Luchtdruk en hoogte	11
	Opgaven	13
3	Energie in en uit de atmosfeer	15
3.1	Zonlicht en zonne-energie	15
3.2	Uitstraling door het aardoppervlak	16
3.3	Reflectie, absorptie en uitstraling door de atmosfeer	16
3.4	Stralingsbalans	19
3.5	Warmtetransport door convectorie	19
3.6	Warmtetransport door verdamping en condensatie	21
	Opgaven	24
4	Atmosferische krachten en wind	26
4.1	Gradiëntkracht	26
4.2	Corioliskracht	27
4.3	Geostrophische wind	28
4.4	Cyclonale en anticyclonale luchtstroming	28
4.5	Wrijving in de grenslaag	29
4.6	Opvullen en uitdiepen	30
	Opgaven	31
5	Algemene circulatie	33
5.1	De motor van de grootschalige luchtcirculatie	33
5.2	Luchtsoorten en fronten	35
5.3	Straalstromen en rossbygolven	36
5.4	Storingen, depressies en hogedrukgebieden	37
	Opgaven	39
6	Weersverwachtingen en numerieke modellen	41
6.1	Geschiedenis van de weersverwachting	41
6.2	Numerieke modellen	45
6.3	Meteorologisch onderzoek	47
6.4	Grenzen aan de voorspelbaarheid	47
	Opgave	48

WEER EN KLIMAAT

In deze lessenserie worden de natuurkundige grootheden die een rol spelen bij de beschrijving van weer en klimaat behandeld en wordt uitgelegd wat weersystemen zijn. "Het weer voorspellen" zul je niet leren, maar wel is het de bedoeling dat je na afloop antwoord kunt geven op de volgende centrale vragen:

- Waardoor komt het dat de atmosferische luchtdruk afneemt met de hoogte?
- Waardoor komt het dat de temperatuur in de troposfeer afneemt met de hoogte maar in de stratosfeer weer toeneemt?
- Hoe werkt de "motor" van de "algemene circulatie" waardoor er veel energie uit de tropen getransporteerd wordt naar de gematigde breedtes en verder naar de poolstreken.
- Waardoor komt het dat weersystemen op grote schaal meestal bewegen en in West-Europa meestal vanuit het westen naar ons toe komen?
- Wat is het "broeikaseffect" en welke factoren spelen daarbij een rol?

Omdat meteorologie voornamelijk een natuurkundig vak is, komen er formules en berekeningen in voor. Maar bedenk dat het in deze lessenserie vooral gaat om "inzicht" en niet alleen om het kunnen berekenen van een uitkomst. De bedoeling is dat je na afloop uitgebreid uitleg kunt geven bij bovenstaande centrale vragen en niet alleen maar een kort antwoord.

Let wel dat ook voor weerkunde geldt wat voetballer Johan Crujff al zei: "*Je gaat het pas zien als je het door hebt*".

Veel van wat in deze lessenserie wordt "behandeld", is ook te zien – compleet met figuren, prachtige foto's en animaties – op de volgende website:

<http://www.keesfloor.nl/>

Voorkennis

Je kent:

- De begrippen massa, volume, oppervlakte, druk, (absolute) temperatuur, kracht, opwaartse kracht, gemiddelde snelheid, golflengte, elektromagnetisch spectrum, vermogen, absorptie en reflectie
- De formule voor de dichtheid van een stof: $\rho = m/V$
- De formule voor de druk: $p = F/A$
- De formule voor de zwaartekracht op aarde: $F_z = m \cdot g$
- De wetten van Newton
- De gaswetten (de wetten van Boyle en Gay-Lussac en de daaruit afgeleide algemene gaswet)

Opgaven

De volgende opgaven vormen een eerste kennismaking met weer en klimaat. Het is geen probleem als je het antwoord nog niet of niet zeker weet.

- 1 Welke natuurkundige grootheden spelen een rol in de weer- en klimaatkunde?

- 2** Wat is het verschil tussen *weer* en *klimaat*?
- 3** Waarom worden voorspellingen als "morgenrood water in de sloot" niet tot de meteorologie gerekend?
- 4** Wat is het verschil tussen een voorspelling en een verwachting?

1 De atmosfeer – het laagje lucht om de aarde

Hoofdstukvragen	Waaruit bestaat de atmosfeer en hoe ziet het verticale verloop van de luchtdruk en de temperatuur er uit?
-----------------	---

1.1 Een flinterdunne schil

De **atmosfeer** is het gasvormige omhulsel van de aarde en is door de zwaartekracht aan de aarde gebonden. (De massa van de maan is te klein om een atmosfeer vast te kunnen houden.) Vergeleken met de straal van de aarde (6400 km) is de aardse atmosfeer maar flinterdun: meer dan 75 % van alle lucht bevindt zich in de troposfeer die 10 tot 20 km dik is.



Figuur 1 – De atmosfeer van buitenaf gezien. Deze foto werd in 1992 vlak na zonsondergang gemaakt vanuit de spaceshuttle Atlantis. De dikte van de atmosfeer is duidelijk heel veel keer kleiner dan de (kromte)straal van de aarde.

Leven op aarde zou trouwens ook niet mogelijk zijn zonder het aardmagnetisch veld dat het kosmisch bombardement afbuigt zodat het ons niet treft. Maar het aardmagnetisch veld vindt zijn oorzaak in de bewegingen in de vloeibare metalen aardkern en niet in de atmosfeer, waardoor dit buiten deze lessenserie valt.

De atmosfeer maakt leven op aarde leven mogelijk, doordat ze:

- de schadelijke ultraviolette zonnestraling grotendeels tegenhoudt.
- de infrarode uitstraling van de aarde gedeeltelijk terugstraalt, zodat het op aarde niet te koud wordt.
- samen met oceaanstromen warmte van de tropen naar de gematigde breedten en de poolstreken brengt, waardoor de temperatuurverschillen op aarde binnen de perken blijven.

1.2 Samenstelling van de atmosfeer

De lucht in de atmosfeer is een mengsel van een groot aantal verschillende gassen. De meest voorkomende zijn stikstof (N_2), zuurstof (O_2) en argon



Figuur 2 – Samenstelling van de atmosfeer.

De molecuulmassa van lucht is dus het gewogen gemiddelde van de molecuulmassa's van de verschillende bestanddelen.

De zogenaamde molaire massa van lucht is 29 gram/mol.

(Ar), met respectievelijk ongeveer 78, 21 en 1% van het totale volume.

Verder komen er nog zogenaamde sporengassen voor, zoals de broeikasgassen koolstofdioxide (CO_2), methaan (CH_4) en waterdamp (H_2O). De hoeveelheden zijn (relatief) zo klein dat ze uitgedrukt worden in aantal moleculen per miljoen moleculen lucht. Afgekort: ppm (parts per million).

Voor het weer is water 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. Verdamping en condensatie van water speelt een belangrijke rol bij de energiehuishouding van de atmosfeer. Wolken kunnen zonnestraling reflecteren of absorberen, waardoor maar een gedeelte van de zonnestraling het aardoppervlak bereikt. En wolken kunnen de uitstraling 's nachts absorberen en gedeeltelijk reflecteren, waardoor het aan de grond 's nachts minder afkoelt.

Alle water in de atmosfeer is afkomstig van het aardoppervlak waar het verdamppt uit oceanen, meren, rivieren en gewoon uit de grond of uit de bladeren van planten.

De waterdamp wordt vervolgens met luchtbewegingen mee omhoog gevoerd. Het grootste gedeelte van de waterdamp bevindt zich in het onderste deel van de troposfeer. Naar boven toe neemt de hoeveelheid snel af. Vooral boven de 10 km is de hoeveelheid waterdamp zeer gering.

De **dichtheid** van de lucht is op zeeniveau ongeveer $1,3 \text{ kg/m}^3$, maar varieert een beetje met de temperatuur en de luchtdruk. Naar boven toe neemt de dichtheid van de lucht af. (Boven 6 km is de lucht al te ijl om een helikopter in de lucht te houden: luie bergbeklimmers kunnen niet op de Mount Everest afgezet worden. En ook met parachutisten die boven 8000 m gedropt worden loopt het niet goed af: zonder langdurige acclimatisatie overleef je zulke ijle lucht nog geen uur.)

De **luchtdruk** op zeeniveau is gemiddeld 1013 mbar, maar iets lager in een depressie en iets hoger in een hogedrukgebied. ($1000 \text{ mbar} = 1 \text{ bar} = 1 \cdot 10^5 \text{ Pa} = 1000 \text{ hPa}$ (hectopascal); $1 \text{ Pa} = 1 \text{ pascal} = 1 \text{ N/m}^2$.)

1.3 Geschiedenis van de aardse atmosfeer

De samenstelling van de atmosfeer is in de geologische geschiedenis nogal veranderd. Voordat er leven op aarde was, bestond de atmosfeer voornamelijk uit CO_2 , N_2 en H_2O . Deze gassen werden door de nog afkoelende hete aarde uitgestoten bij vulkaaneruptions. Toen het aardoppervlak en de atmosfeer zo ver waren afgekoeld dat waterdamp ging condenseren tot wolken waaruit het ging regenen, vormden zich meren, rivieren, zeeën en oceanen. Een deel van het CO_2 loste op in het zeewater en zo vormde zich een CO_2 -balans die – afhankelijk van de vulkanische activiteit – nogal varieerde in de loop van de aardse geschiedenis. De hoeveelheid stikstof bleef toenemen en van zuurstof was nauwelijks sprake in de atmosfeer.

Leven op het aardoppervlak of in de lucht was niet mogelijk vanwege de dodelijke ultraviolestraling van de zon, waarvoor de atmosfeer toen nog doorzichtig was.

Zo'n 3 miljard jaar geleden ontwikkelde het eerste leven zich in zee. Door het water beschermd tegen het ultraviolette deel van het zonnespectrum, konden eencellige algen met behulp van energie uit het zonlicht CO_2 omzetten in voedsel, waarbij ook O_2 vrijkwam. De zuurstof in de atmosfeer is dus het product van plantaardige fotosynthese.

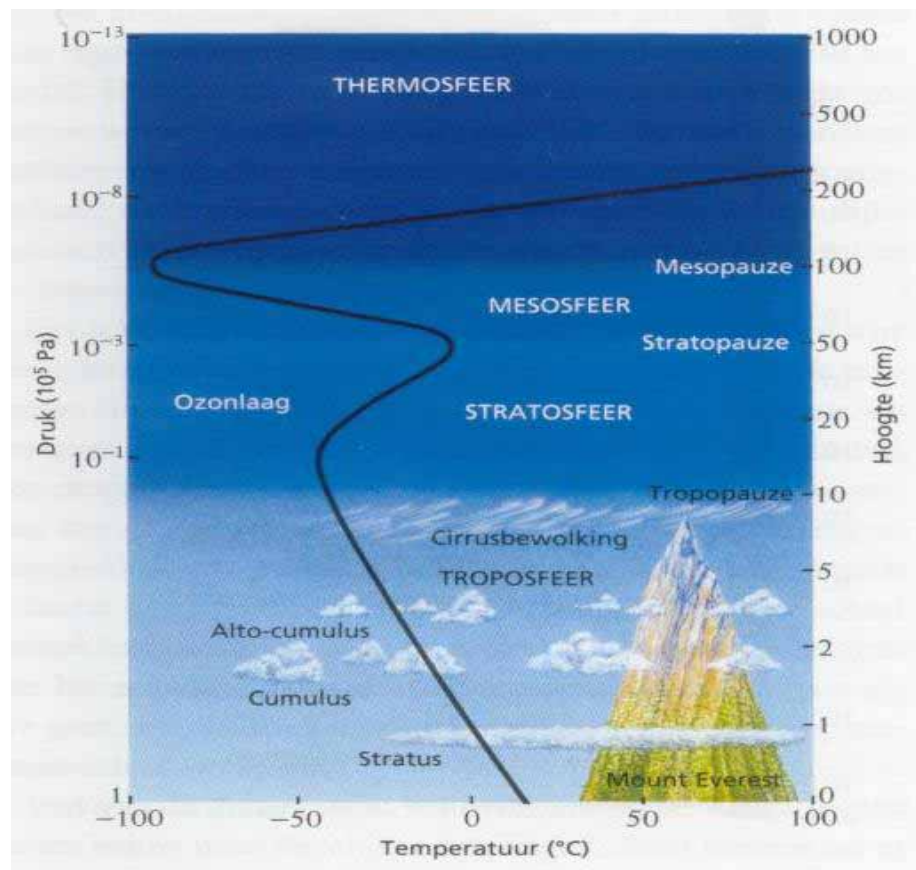
De O_2 kan hoog in de atmosfeer door de kortgolvlige ultraviolestraling gesplitst worden, waarna zich ozon vormt ($\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{O}_3$) dat weer gesplitst kan worden door iets minder kortgolvlige ultraviolestraling. Door deze absorptie van ultraviolestraling hoog in de atmosfeer wordt het onderste deel van de

atmosfeer en het aardoppervlak hiertegen beschermd. Leven op het land kon dus pas ontstaan toen het O_2 -gehalte in de atmosfeer op peil was en daarmee ook het O_3 -gehalte hoog in de atmosfeer.

Deze absorptie van ultravioletstraling hoog in de atmosfeer zorgt er ook voor dat de (ijle) lucht daar een beetje opwarmt. Deze relatief warme laag lucht heet de stratosfeer.

1.4 Verticale indeling van de atmosfeer

De atmosfeer kan op basis van het temperatuurverloop onderverdeeld worden in verschillende lagen. Voor het weer zijn de troposfeer – en in mindere mate de stratosfeer – het belangrijkste. De overgangszones tussen de verschillende lagen heten tropopauze, stratopauze enzovoort. Als een soort algemeen gemiddelde kan figuur 3 worden aangehouden.



Figuur 3 – Het verloop van luchtdruk en temperatuur met de hoogte. De verschillende luchtlaagen zijn weergegeven, met de Mount Everest op schaal. Let op: de hoogteschaal is logaritmisch!

Troposfeer

De **troposfeer** is de laag lucht tussen het aardoppervlak en de tropopauze. Bij de polen is de troposfeer ongeveer 8 km dik, terwijl hij in de tropen (waar de lucht veel warmer is) tot zo'n 16 km reikt.

Bijna al het in de atmosfeer aanwezige H_2O (in de vorm van waterdamp, waterdruppels of ijskristallen) bevindt zich in de troposfeer. De **weersverschijnselen** spelen zich dan ook voornamelijk af in deze laag.

Tropopauze

De **tropopauze** ligt aan de bovenzijde van de troposfeer op het niveau waar de temperatuur niet langer afneemt met de hoogte. Een laag waarin de tem-

peratuur niet of nauwelijks verandert met de hoogte heet een **isotherme** laag. Op gematigde breedtes is de tropopauze ongeveer 5 km dik en er heerst een temperatuur van ongeveer $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$. In de tropen ligt de tropopauze veel hoger en is de temperatuur er veel lager.

Stratosfeer

Boven de tropopauze bevindt zich de **stratosfeer**. Daarin is de invloed van het weer nog merkbaar als de toppen van grote buiencomplexen door de tropopauze heen schieten. In de stratosfeer neemt de temperatuur geleidelijk toe tot zo'n $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Deze toename is het gevolg van het vrijkomen van warmte bij de absorptie van ultravioletstraling door ozon. In de stratosfeer wordt voortdurend ozon aangemaakt en ook weer afgebroken onder invloed van de ultravioletstraling van de zon. Op een hoogte van 25 tot 35 km is het product van de intensiteit van de ultravioletstraling en het aantal zuurstofmoleculen maximaal. Daar is de ozonconcentratie dan ook het grootst. Op grotere hoogte is er bijna geen zuurstof meer en op lagere hoogte is de ultravioletstraling te veel verzwakt om het proces van ozonvorming nog effectief te laten verlopen.

Begrippen

Atmosfeer
Dichtheid van de lucht
Luchtdruk
Troposfeer
Tropopauze
Isotherm
Stratosfeer

Samenvatting

De gemiddelde **samenstelling** van de aardse atmosfeer is zoals getekend in figuur 2.

De gemiddelde verticale verdeling van **druk** en **temperatuur** met de hoogte is zoals geschetst in figuur 3.

Ook de verdeling in **troposfeer** en **stratosfeer** met de **tropopauze** als overgangsgebied is weergegeven in figuur 3.

Opgaven

- 5 Bereken hoe dik (tot welke hoogte) de atmosfeer zou zijn als de dichtheid niet met de hoogte zou afnemen.
- 6 Ga met behulp van figuur 3 na dat in de troposfeer de temperatuur naar boven toe afneemt met ongeveer $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 100 meter.
- 7 Beredeneer dat vochtige lucht (dat wil zeggen: lucht met relatief veel waterdamp) een kleinere dichtheid heeft dan droge lucht.
- 8 Bergbeklimmers die een berg als de Mount Everest beklimmen, moeten vanuit een hooggelegen basiskamp in één dag naar de top en meteen weer terug. Leg uit waardoor ze niet een nachtje kunnen overblijven op de top.
- 9 Leg uit dat ontsnapte gassen die met ozon reageren (zoals CFK's) een toename van het aantal gevallen van huidkanker kunnen veroorzaken.

2 Luchtdruk en hoogte in de atmosfeer

Hoofdstukvragen	Wat zijn de belangrijkste grootheden om lucht natuurkundig te beschrijven? Hoe hangt de luchtdruk af van de hoogte in de atmosfeer?
-----------------	---

2.1 Meten en waarnemen

De belangrijkste grootheden die we gebruiken om lucht natuurkundig te beschrijven zijn:

- De **temperatuur** T met als eenheid $^{\circ}\text{C}$ of kelvin (afgekort K). De temperatuur wordt gemeten met een thermometer.
- De **luchtdruk** p met als eenheid pascal (afgekort Pa) of mbar ($1\text{ Pa} = 1\text{ N/m}^2$ en $1\text{ mbar} = 100\text{ Pa}$). De druk wordt gemeten met een barometer. Punten met gelijke luchtdruk heten **isobaar** en de lijn die deze punten verbindt wordt ook zo genoemd.
- De **relatieve vochtigheid** r is de hoeveelheid waterdamp in een luchtvolume als fractie van de maximaal mogelijke hoeveelheid waterdamp in dat luchtvolume (bij de heersende temperatuur), uitgedrukt in procenten. Voor normaal gebruik volstaat meting van deze grootheid met een haarhygrometer, maar beter is een dauwpuntsmeting: een voorwerp wordt zó ver afgekoeld tot er condensatie van waterdamp op dat voorwerp optreedt. Met die **dauwpuntstemperatuur** T_d en de echte temperatuur van de lucht wordt in een diagram de relatieve vochtigheid afgelezen (zie paragraaf 3.6).
- De **windsnelheid** w met als eenheid m/s (of soms: windsterkte met als eenheid Beaufort) en de windrichting (in graden ten opzichte van noord). Een windsnelheidsmeter heet een anemometer en een windrichtingmeter een windvaan.
- De **luchtdichtheid** ρ met als eenheid kg/m^3 . De luchtdichtheid wordt niet rechtstreeks gemeten, maar is met de algemene gaswet te berekenen uit de temperatuur en de luchtdruk (zie bijlage 1).



Figuur 4 – Bij het KNMI in De Bilt staat een neerslagradar boven op "de kopspijker". Op de voorgrond zie je een zonneshijnmeter waarmee het aantal uren zonneshijn wordt geregistreerd. Ook bij Den Helder staat op de vliegbasis een neerslagradar. Samen leveren de buienradars neerslagfilmpjes die je op vele websites en vaak in het journaal kunt zien.

Al deze weergrootheden worden sinds jaar en dag op weerstations, op schepen en door vele amateurs gemeten, genoteerd en doorgeseind.

Ook wordt meestal nog gekeken of, hoeveel en wat voor soort bewolking er is, of en hoeveel regen of sneeuw er is gevallen en hoe groot het aantal uren zonneshijn per dag is.

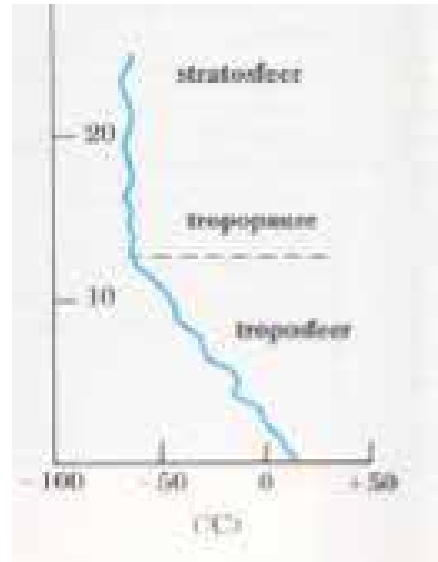
De metingen worden gedaan op afgesproken standaardtijden en standaardhoogtes. De laatste decennia zenden de vele vliegtuigen hun metingen van temperatuur en windsnelheid ook door.

Regendruppels, hagelstenen en sneeuwvlokken reflecteren microgolfstraling en zijn dus "zichtbaar" met radar. Een speciaal hiervoor ontwikkelde radar heet een **buienradar**.

Behalve onderin de atmosfeer, zijn natuurlijk ook de waarden van bovengenoemde grootheden op grotere hoogte van groot belang voor de meteorologen. Bij de meteorologische instituten en op sommige weerstations wordt daarom een paar keer per dag een waterstofballon opgelaten met een meetsonde die de druk, de temperatuur en de relatieve vochtigheid meet en radiografisch naar beneden seint. En door de ballon met de radar te volgen worden tijdens de tocht omhoog ook de windsnelheid en windrichting gemeten.



Figuur 5 – Een radiosonde wordt onder een weerballon gehangen.

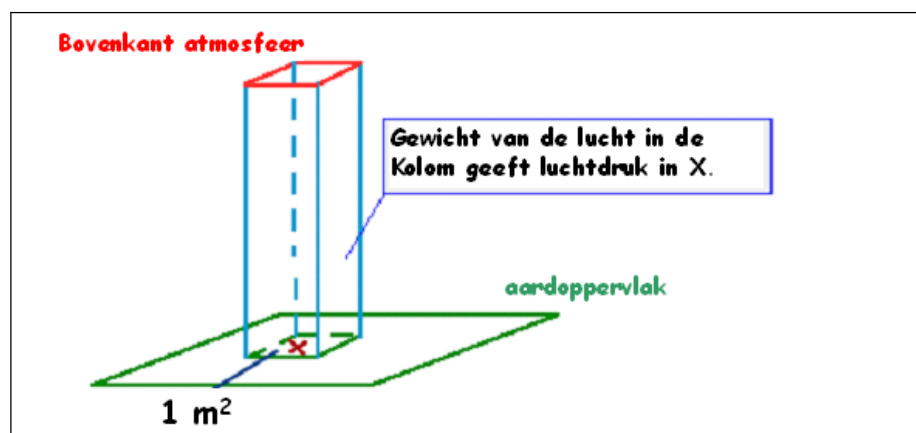


Figuur 6 – Meetresultaat van een weerballonvlucht.

Sinds enkele decennia meten **weersatellieten** continu de straling die ze van beneden opvangen. Uit deze metingen kunnen tegenwoordig ook de temperatuur en de samenstelling van de lucht op verschillende hoogtes berekend worden. En op de satellietfoto's zijn de wolkengebieden te zien.

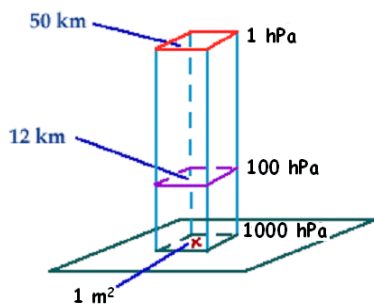
2.2 Luchtdruk en hoogte

De druk in een vloeistof of gas werkt altijd van alle kanten en naar alle kanten. De luchtdruk die we in de open lucht meten, wordt veroorzaakt door het gewicht van alle lucht die boven ons is.



Figuur 7 – Luchtdruk aan de grond.

Als de luchtdruk op zeeniveau 1013 mbar bedraagt, is het gewicht van de kolom lucht boven 1 m² van het aardoppervlak gelijk aan 1,013·10⁵ N. Er

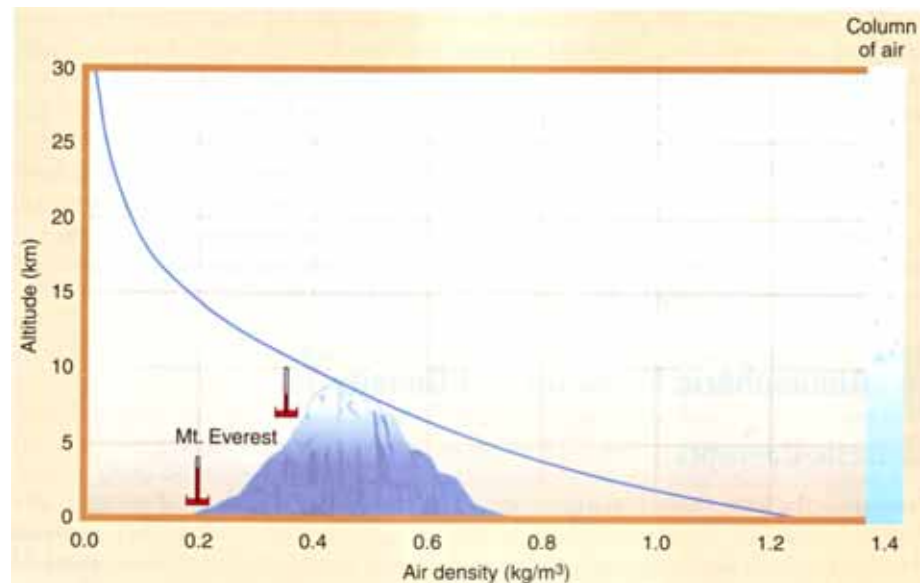


Figuur 8 – Luchtdruk en hoogte.

bevindt zich dan $1,013 \cdot 10^5 / 9,81 = 1,03 \cdot 10^4$ kg lucht boven elke m^2 . Dus ongeveer 10 ton. Dat wij niet in elkaar geperst worden, komt doordat we inwendig ook zo'n druk hebben. Als we in een vacuümkamer zouden gaan, zouden we er nogal opgeblazen uit zien.

Als we in de lucht omhoog gaan, neemt de druk af. Als de luchtdichtheid $1,3 \text{ kg/m}^3$ is, neemt de druk elke meter omhoog af met $0,128 \text{ mbar}$. Want: $1,3 \text{ kg}$ lucht weegt $12,8 \text{ N}$, dus 1 m hoger is de druk $12,8 \text{ Pa}$ minder. Bij 1 mbar drukdaling hoort dus een stijging van $7,8 \text{ m}$.

Dit geldt alleen in de onderste regionen van de atmosfeer. Want: doordat de luchtdruk afneemt met de hoogte, neemt ook de luchtdichtheid af met de hoogte. En dus neemt ook de drukdaling af met de hoogte. Vanuit de wis-kunde weten we dat zoiets een exponentieel verband oplevert (zie het kader over de hydrostatische grondvergelijking).



Figuur 9 – Luchtdichtheid en hoogte.

Extra – Hydrostatische grondvergelijking

Het verband tussen de luchtdruk en de hoogte is op de volgende manier wiskundig af te leiden.

Voor de luchtdruk daling geldt:

$$\Delta p = -\rho_{\text{lucht}} \cdot g \cdot \Delta h$$

En voor de luchtdichtheid geldt:

$$\rho_{\text{lucht}} = \frac{n \cdot M_{\text{lucht}}}{V}$$

In deze formule is n het aantal mol en M_{lucht} de massa van één mol.

Met de algemene gaswet $p \cdot V / T = n \cdot R$ (zie bijlage 1) is de formule voor de luchtdichtheid te schrijven als:

$$\rho_{\text{lucht}} = \frac{p \cdot M_{\text{lucht}}}{R \cdot T}$$

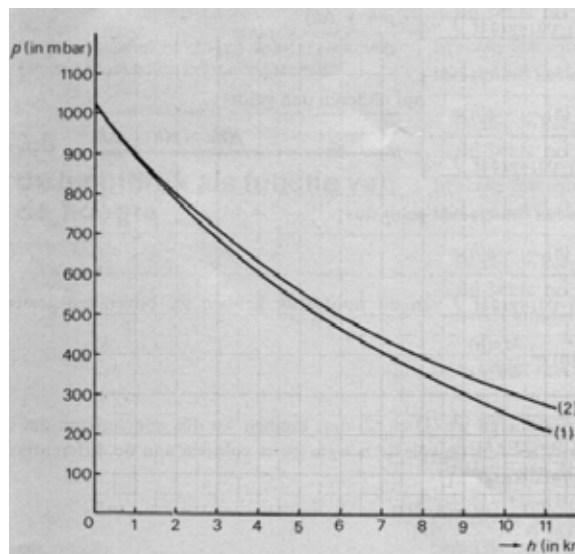
Met deze formule voor de luchtdichtheid is de formule voor de luchtdruk daling te schrijven als:

$$\Delta p = -\frac{p \cdot M_{\text{lucht}}}{R \cdot T} \cdot g \cdot \Delta h \quad \text{of:} \quad \frac{\Delta p}{\Delta h} = -\frac{g \cdot M_{\text{lucht}}}{R \cdot T} \cdot p$$

Dit heet de "hydrostatische grondvergelijking". Als de temperatuur niet verandert met de hoogte (isotherm), is de wiskundige oplossing voor deze vergelijking:

$$p(h) = p_{(h=0)} \cdot e^{-\frac{g \cdot M}{R \cdot T} \cdot h}$$

Doordat de luchttemperatuur wel met de hoogte afneemt, neemt de luchtdruk sneller af dan in het isotherme geval. Het verschil is in de onderste kilometers echter niet groot. In figuur 10 is een soort gemiddelde grafiek – de zogenaamde standaardatmosfeer – getekend, samen met een isotherm.



Figuur 10 – De luchtdruk als functie van de hoogte.

Lijn 2 is de isotherme grafiek vanaf 1013 mbar en 15 °C.

Lijn 1 is een meer reële grafiek van de zogenaamde "standaardatmosfeer", ook vanaf 1013 mbar en 15 °C.

Begrippen

Temperatuur
Luchtdruk
Relatieve vochtigheid
Dauwpuntstemperatuur
Windsnelheid
Luchtdichtheid
Buienradar
Weersatelliet
Hydrostatische grondvergelijking
Standaardatmosfeer

Samenvatting

De belangrijkste grootheden om lucht natuurkundig te beschrijven zijn: temperatuur, luchtdruk, relatieve vochtigheid, windsnelheid, windrichting en luchtdichtheid.

De **luchtdruk** neemt in het isotherme geval exponentieel af met de hoogte. Doordat de luchttemperatuur afneemt met de hoogte, neemt de luchtdruk iets sneller af dan in het isotherme geval.

Opgaven

Paragraaf 2.1

- 10 De neerslagradar op het KNMI (in de witte bol van figuur 4) staat op een hoogte van 44 m. Bereken (met een tekening) hoe ver de radarhorizon is.
- 11 Ga via internet na wat de radars laten zien.
- 12 Ga via internet na hoe ver de neerslagradar kan "kijken".

- 13** Als je op vraag 10 en 12 de juiste antwoorden hebt gevonden, zul je opgemerkt hebben dat er een groot verschil is tussen beide waarden van het bereik van de buienradar. Hoe is dit grote verschil te verklaren?
- 14** Weersatellieten meten elektromagnetische straling. Ze doen dit in verschillende golflengtegebieden en vanuit verschillende richtingen. Ook kunnen satellieten zelf microgolfstraling (radar) naar beneden zenden en de reflecties meten. Er zijn twee soorten weersatellieten (zie bijlage 2).
- a** Beschrijf waarin de twee soorten satellieten verschillen.
 - b** Beschrijf wat de satellieten meten en wat ze ons laten zien.

Paragraaf 2.2

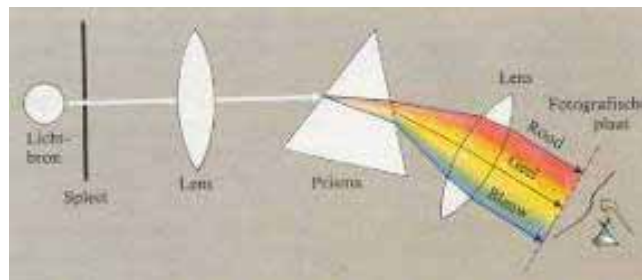
- 15** Bereken hoe groot de luchtdruk op de Mount Everest (8800 m) zou zijn als de atmosfeer niet samendrukbaar was, maar overal een dichtheid zou hebben van $1,3 \text{ kg/m}^3$.
- 16** Bereken hoe groot de luchtdruk is op een hoogte van 3000 m, als de temperatuur 15°C is. Controleer je uitkomst met figuur 10.
- 17** Bereken hoe hoog je moet gaan in een isotherme atmosfeer van 0°C om een druk van 500 mbar te beleven.
- 18** Een goudmijn in Zuid Afrika heeft open liftschachten tot 2000 m diep. Bereken hoe groot de luchtdruk is beneden in die goudmijn.
- 19** De meeste hoogtemeters (in dure fietscomputers en horloges bijvoorbeeld) werken op basis van luchtdrukmeting. Als het goed is, is zo'n apparaat "temperatuurgecorrigeerd".
Ga na hoeveel % een niet temperatuurgecorrigeerde hoogtemeter mis wijst op 3000 m hoogte.
- 20** Leg uit waardoor je heel hoog in de bergen moeilijk kunt ademen.

3 Energie in en uit de atmosfeer

Hoofdstukvragen	Hoe komt de lucht aan zijn energie (warmte) en hoe raakt het zijn energie kwijt?
-----------------	--

3.1 Zonlicht en zonne-energie

Al in 1766 schreef Newton over de kleuren van het zonlicht die hij met een prisma tevoorschijn toverde. Fraunhofer voegde (in 1814) een spleet en lenzen toe en had zo een echte spectroscop gemaakt.

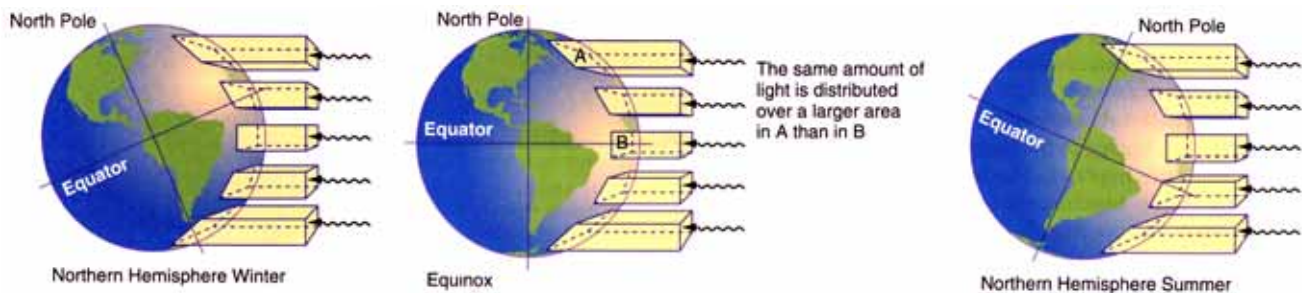


Figuur 11 – Schema van Fraunhofers spectroscop.

Newton dacht nog dat ook alle warmte met het zichtbare licht van de zon naar ons komt. Maar met een moderne spectroscop en een sensor zien we dat de zon ook energie naar de aarde straalt met golflengtes buiten het zichtbare gebied, vooral in het infrarood.

Omdat de zon heel heet is, zendt hij heel veel elektromagnetische straling uit met een piek in het zichtbare deel van het spectrum (0,4 tot 0,7 micrometer). Het **vermogen** van de zonnestraling door een oppervlak van 1 m², op de aardse afstand van de zon en loodrecht op de zonnestraling, is gemiddeld over het jaar 1,4 kW/m². Dit heet de **zonneconstante**.

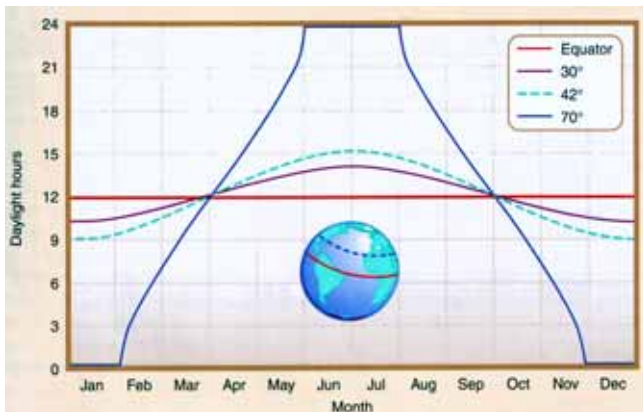
Maar de zonnestraling valt meestal niet loodrecht in op het aardoppervlak (zie figuur 12) en ook wordt natuurlijk niet elk stuk aardoppervlak voortdurend beschenen (zie figuur 13).



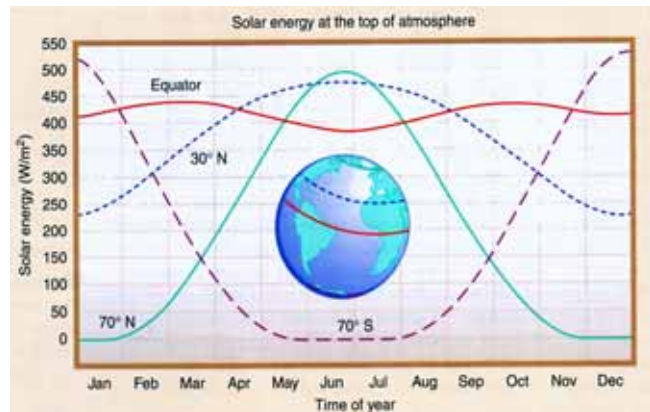
Figuur 12 – De intensiteit van de zonnestraling (het vermogen per m²) neemt af naar de polen toe, doordat daar het aardoppervlak waarover de inkomende zonnestraling wordt verdeeld groter is.

De in figuur 12 en 13 weergegeven effecten leveren samen het effect van fi-

guur 14 op. Het per dag door de zon ingestraalde vermogen is dus niet overal op aarde gelijk.



Figuur 13 – Het dagelijks aantal uren zonneshij en de geografische breedte op het noordelijk halfond.

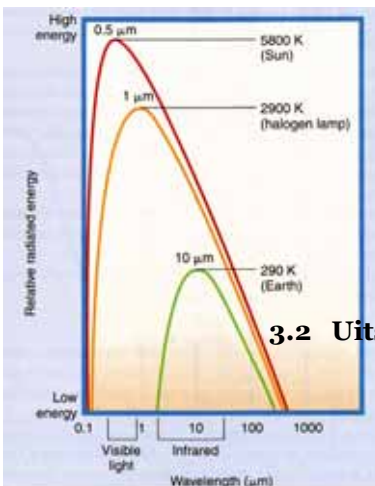


Figuur 14 – De dagelijks gemiddelde ingestraalde intensiteit in de atmosfeer van de aarde.

Lang niet alle zonnestraling die op de bovenkant van de atmosfeer invalt, wordt door het aardoppervlak geabsorbeerd. De atmosfeer absorbeert een deel, wolken weerkaatsen een deel en ook het aardoppervlak weerkaatst een deel. De reflectie van de zonnestraling hangt af van het soort oppervlak waarop de straling invalt. Het percentage van de straling dat wordt gereflecteerd wordt het **albedo** van het betreffende oppervlak genoemd.

Soort oppervlak	Albedo
Verse sneeuw (5 dagen oud)	90% (60 %)
Dikke bewolking	90 %
Dunne bewolking	30 %
Zandgrond	30 %
Oceaan	8 %
Dennenbos	10 %

Figuur 15 – Het albedo van verschillende soorten oppervlak.



Figuur 16 – De intensiteit van de elektromagnetische straling als functie van de golflengte (let op de logaritmische schaalverdeling), uitgezonden door de zon, een gloeilamp en de aarde.

3.2 Uitstraling door het aardoppervlak

De aarde ontvangt elektromagnetische straling van de zon (zichtbaar licht en infraroodstraling), maar zendt zelf ook straling uit. Doordat het aardoppervlak lang niet zo heet is als het oppervlak van de zon, straalt de aarde geen zichtbaar licht uit, maar wel infraroodstraling.

Gemiddeld (per dag) is de stralingsenergie van de zon die de aarde onderschept even groot als de stralingsenergie die de aarde zelf uitzendt, want de warmte die vanuit het binnenste van de aarde naar buiten komt is hierbij vergeleken verwaarloosbaar klein.

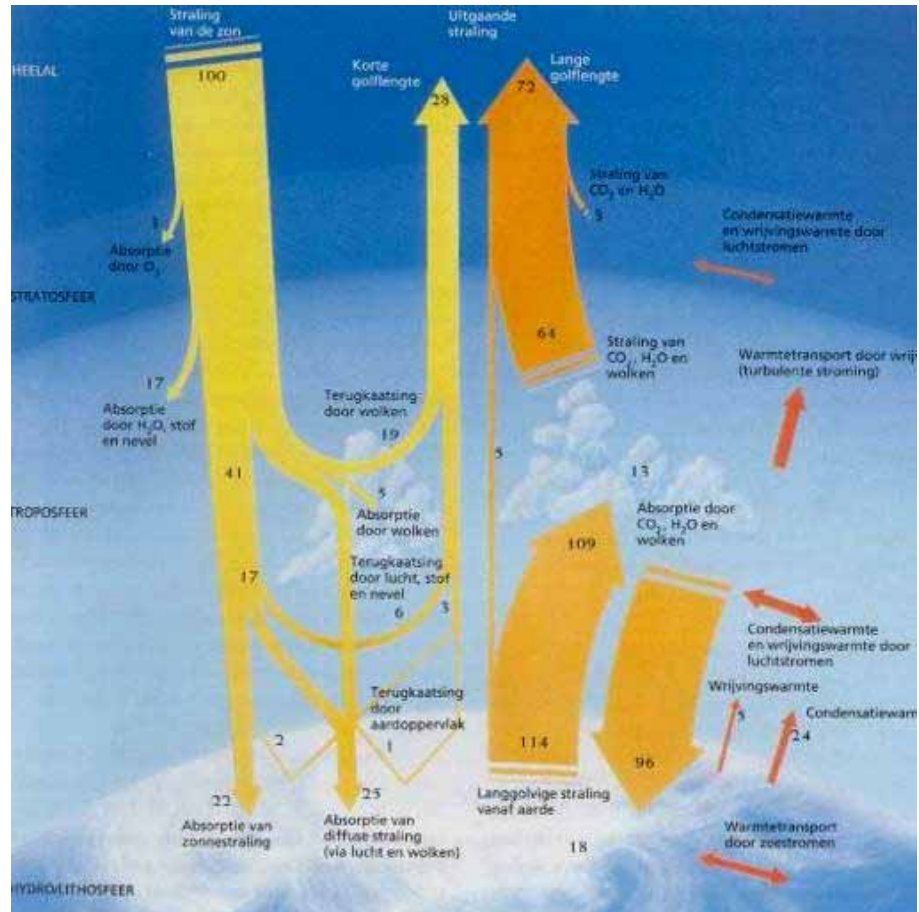
3.3 Reflectie, absorptie en uitstraling door de atmosfeer

Zoals in figuur 17 is te zien, wordt een deel van de zonnestraling door wolken teruggekaatst (gemiddeld zo'n 24 %) en een deel (gemiddeld zo'n 6 %) door het aardoppervlak (sneeuw bijvoorbeeld). Een deel wordt verstrooid in de atmosfeer en verdwijnt weer in de ruimte (gemiddeld zo'n 6 %). Ook wordt zonnestraling hoog in de atmosfeer door ozon geabsorbeerd (gemiddeld zo'n

3 %) en door waterdamp en wolken (gemiddeld zo'n 14 %).

Uiteindelijk neemt het aardoppervlak nog niet de helft van de zonnestraling op en komt nog geen kwart van de invallende zonnestraling rechtstreeks ten goede aan de lucht. De lucht wordt maar in geringe mate rechtstreeks door de zon verwarmd.

Figuur 17 – De energiestromen (in procenten) naar en van het aardoppervlak en naar, door en vanuit de atmosfeer (volgens Nobelprijswinnaar Crutzen).



De absorptie van zonnestraling in de atmosfeer is afhankelijk van de golflengte. Voor zichtbaar licht en het nabije infrarood is de (wolkenloze) atmosfeer transparant, maar ultravioletstraling wordt geabsorbeerd door ozon en straling van langere golflengten kan door broeikasgassen worden geabsorbeerd (zie figuur 18).

Ozon

Hoog in de atmosfeer worden zuurstofmoleculen gesplitst door ultravioletstraling van de zon. Dit kortgolvig ultraviolet (ook wel “harde” uv-straling genoemd) wordt daar geabsorbeerd en dringt gelukkig niet door tot het aardoppervlak. Bij de absorptie van uv-straling splitst een zuurstofmolecuul zich in twee losse zuurstofatomen: $O_2 + uv \rightarrow 2 O$. Daarna hechten de losse zuurstofatomen (zogenoemde radicalen) aan zuurstofmoleculen en vormen ozon: $O + O_2 \rightarrow O_3$.

Deze ozonmoleculen kunnen ook uv-straling absorberen, waardoor opwarming optreedt. Op hun beurt kunnen de ozonmoleculen weer gesplitst worden door iets minder kortgolvlige uv-straling van de zon (de “zachte” uv-straling): $O_3 + uv \rightarrow O + O_2$. En ook deze losse zuurstofatomen hechten dan weer aan moleculaire zuurstof tot ozon: $O + O_2 \rightarrow O_3$.

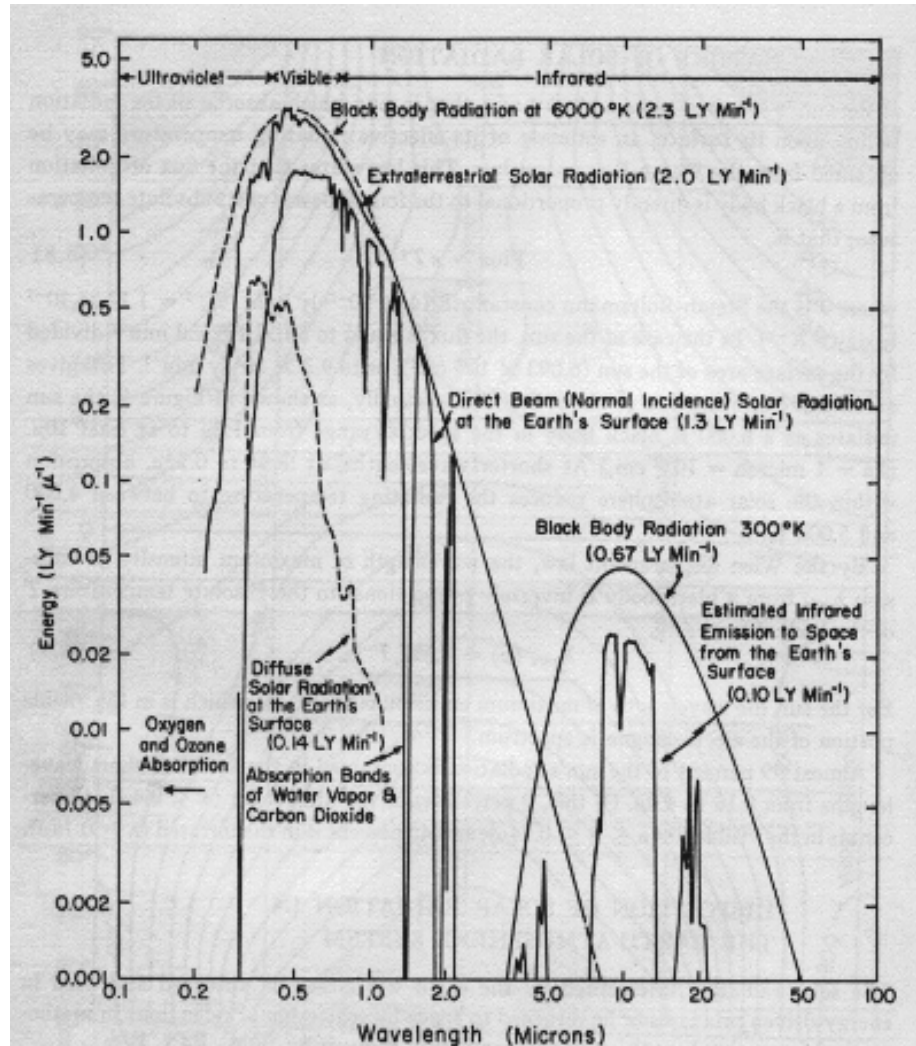
Ozon houdt dus de meeste ultravioletstraling van de zon tegen. De uitstoot van nauwelijks afbreekbare CFK's heeft in het recente verleden de ozonconcentratie in de stratosfeer aangetast. Dit effect is het sterkst boven Antarcti-

ca. Men spreekt daar wel van een “ozongat”. Sinds het verbod op het gebruik van CFK's (onder andere in koelkasten) neemt de hoeveelheid CFK's in de lucht gelukkig weer af en men verwacht dat de ozonlaag zich langzaam zal herstellen.

Figuur 18 – De spectrale verdeling van de intensiteit van de elektromagnetische straling na absorptie door de atmosfeer (in Amerikaanse energie-eenheden).

De linker gladde bult geldt bij de temperatuur van de buitenkant van de zon.
De rechter gladde bult geldt bij de gemiddelde temperatuur van het aardoppervlak.

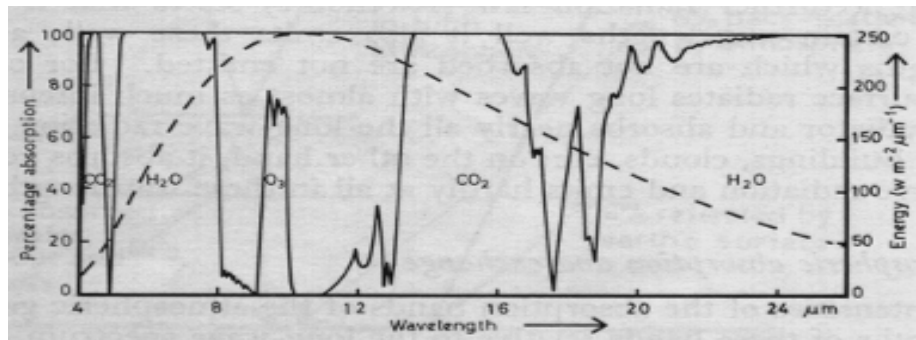
De getrokken lijnen die op en neer gaan geven links de intensiteit van de zonnestraling op de grond en rechts de intensiteit van aardse uitstraling na absorptie door de atmosfeer.



Broeikaseffect

De atmosfeer laat het zichtbare zonlicht goed door, zoals in figuur 18 is te zien. In dit spectrale gebied (tussen 0,4 en 0,7 μm) is de intensiteit van de zonnestraling het grootst.

Figuur 19 – De atmosferische absorptie van langgolvlige uitstraling van het aardoppervlak. Water, waterdamp en CO_2 zijn de belangrijkste broeikasgassen.



Maar de uitstraling van het aardoppervlak in het langgolvlige gebied gaat beslist niet ongehinderd door de atmosfeer heen naar buiten (zie figuur 19 en

ook figuur 17 aan de rechterkant). De broeikasgassen “onderscheppen” als het ware een (spectraal) deel van de aardse uitstraling. Maar ze zenden vervolgens die energie ook weer uit, zowel naar boven als naar beneden, waardoor het aardoppervlak een deel van zijn uitgestraalde energie terugkrijgt.

Door deze terugstraling wordt het aardoppervlak warmer en gaat meer uitstralen, tot er evenwicht is met de (dagelijkse) instraling.

Ook stralen de broeikasgassen energie uit (en dus ook naar beneden) die ze door botsingen van andere luchtmoleculen gekregen hebben of die vrijgekomen is bij de condensatie van waterdamp.

Het broeikaseffect is sterk afhankelijk van de hoeveelheid water en waterdamp in de atmosfeer. Ook de hoogte waarop het water zich in de atmosfeer bevindt speelt een rol. Hogere wolken zijn kouder, stralen dus minder en dragen daardoor minder bij aan het broeikaseffect dan lagere wolken. Dat maakt het zo moeilijk om goede rekenmodellen te maken.

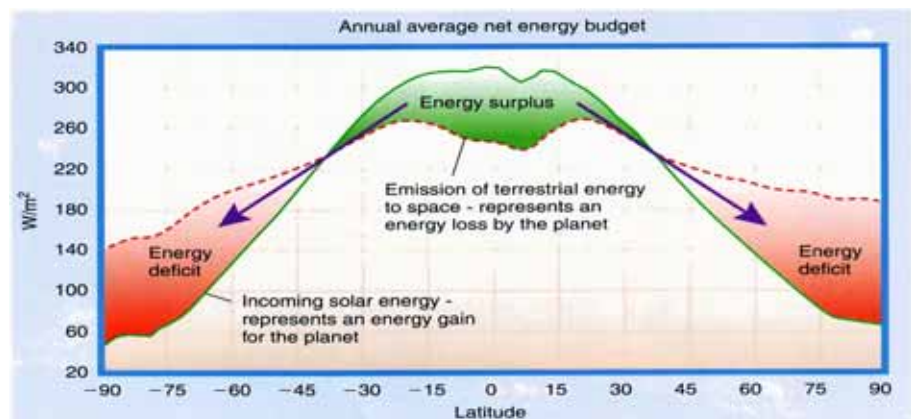
3.4 Stralingsbalans

Voor de gehele aarde en de atmosfeer samen is er stralingsevenwicht: de totale hoeveelheid zonne-energie die de aarde plus atmosfeer absorbeert, is even groot als de hoeveelheid energie die aarde plus atmosfeer uitstraalt (zie bovenin figuur 17).

Maar netto ontvangt het hele aardoppervlak meer stralingsenergie dan het zelf uitstraalt (zie onderin figuur 17) en de atmosfeer als geheel straalt meer uit dan het ontvangt (zie rechts in figuur 17). Dit verschil aan energie wordt dus door het aardoppervlak aan de atmosfeer gegeven op een andere manier dan door straling (zie paragraaf 3.5 en 3.6).

Het netto stralingsevenwicht geldt voor de aarde plus atmosfeer als geheel, maar niet voor elk deel van het aardoppervlak plus atmosfeer. Tussen ongeveer 40° zuider- en 40° noorderbreedte is er meer instraling dan uitstraling. Ten noorden van 40° noorderbreedte en ten zuiden van 40° zuiderbreedte is het net andersom (zie figuur 20).

Figuur 20 – De planetaire energiebalans. De netto "winst" aan stralingsenergie in de tropen compenseert het stralingsverlies in de poolstreken. Het transport wordt verzorgd door zee- en luchtstromingen.



De energiewinst in de tropen en het energieverlies in de poolstreken zetten de hele atmosfeer (en oceanen) in gang waardoor er op het noordelijk halfrond grootschalig energietransport naar het noorden is en op het zuidelijk halfrond naar het zuiden (zie de paarse pijlen in figuur 20).

Deze grootschalige luchtbewegingen noemt men de **algemene circulatie** (zie hoofdstuk 5).

3.5 Warmtetransport door convectie

Naast straling is er een tweede vorm van energietransport van het aardoppervlak naar de atmosfeer: **convectie**.

Convectie

Als de lucht bij het aardoppervlak kouder is dan het aardoppervlak zelf, wordt energie overgedragen van het aardoppervlak naar de lucht. Deze energie heet **voelbare warmte** (kinetische energie van de luchtmoleculen).

Zo wordt alleen het alleronderste laagje lucht verwarmd. Deze lucht zet daardoor een beetje uit, waardoor de dichtheid kleiner wordt dan die van de lucht erboven. Daardoor zakt die koelere lucht door het opgewarmde onderste laagje en tilt dat op. Vervolgens wordt die koelere lucht verwarmd in contact met het aardoppervlak enzovoort.

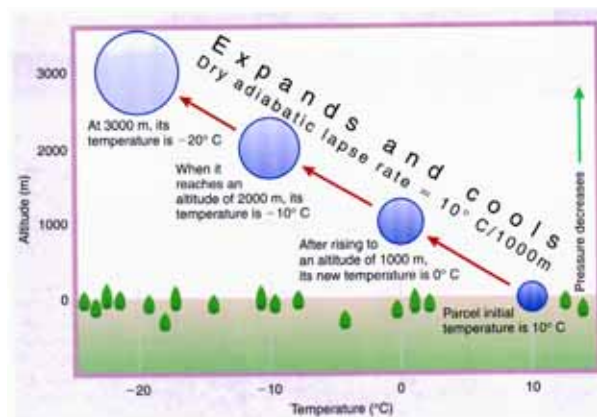
Dit proces van optilling van verwarmde lucht door de koelere omgeving heet **convectie** (zie ook bijlage 3).

In het omgekeerde geval dat het aardoppervlak kouder is geworden dan de lucht er vlak boven, verliest de lucht warmte aan de grond en koelt af. Nu vindt er geen convectie plaats en blijft de koude luchtlaag beneden hangen. Op een windstille vroege ochtend na een heldere nacht in het voor- of najaar hangt er soms een mistdeken over de weilanden. Dan is het weiland 's nachts door uitstraling flink koud geworden en is de onderste luchtlaag zo ver afgekoeld dat er mist in is ontstaan. Deze mist wordt wel grondmist genoemd.

Adiabatische expansie

Als je lucht samenperst wordt die lucht warmer, doordat je er arbeid op verricht. Als je dat snel doet, kan de warmte niet door geleiding aan de omgeving afgegeven worden. Dit proces heet **adiabatische compressie**. Dat wil zeggen: compressie en opwarming zonder warmteoverdracht.

Als je lucht laat uitzetten, gebeurt het omgekeerde: die lucht koelt af, doordat het arbeid verricht. Als dit snel gebeurt of in de vrije atmosfeer plaats vindt, kan er geen voelbare warmte uit de omgeving opgenomen worden. Zo'n proces heet **adiabatische expansie**.



Figuur 21 – Een opstijgende luchtbel koelt af.

Nu is het verticale verloop van de temperatuur in de atmosfeer (zie figuur 3) te begrijpen: gemiddeld verliest de atmosfeer energie door straling en wint het aardoppervlak energie door straling. Het aardoppervlak verwarmt de lucht van onderop. In figuur 21 volgen we een luchtbel. Door verwarming en uitzetting gaat die luchtbel stijgen. Bij het stijgen neemt de luchtdruk van de omringende lucht af, waardoor de luchtbel verder uitzet en afkoelt. Het stijgen gaat door tot de temperatuur van de stijgende luchtbel gelijk geworden is aan de omgevingstemperatuur.

Boven de tropopauze neemt de temperatuur naar boven weer toe (zie figuur 3). Dit komt doordat het daar aanwezige ozon ultravioletstraling van de zon absorbeert en de warmte vervolgens door botsingen deelt met de andere luchtmoleculen.

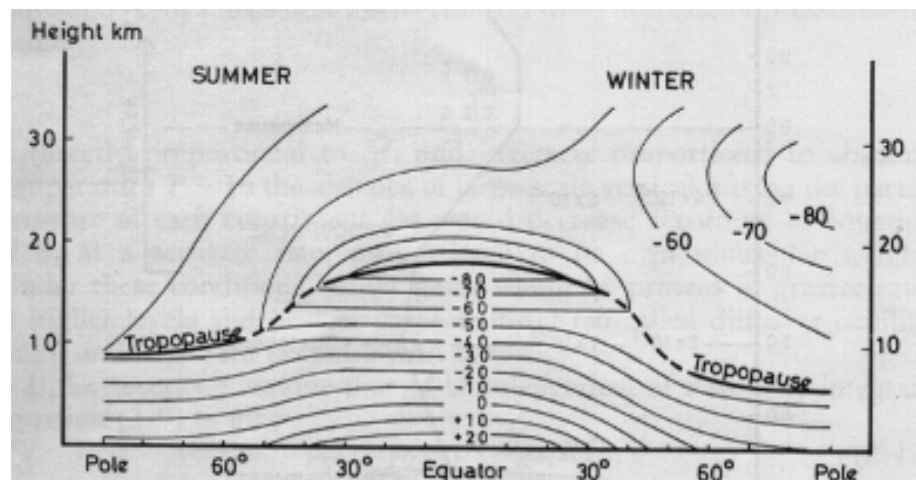
Deze omkering van de temperatuurgradiënt bij de tropopauze heet een temperatuurinversie. Een luchtbel in de troposfeer zal niet door convectie door de tropopauze heen stijgen. De stijgende luchtbel koelt immers af door ex-

pansie, terwijl de omgevingstemperatuur daar bij stijging minder is.

Hierdoor vindt er nauwelijks menging van lucht met de stratosfeer plaats. Er komen ook geen echte wolken voor in de stratosfeer, alleen dunne nevelslierten. Gassen en fijne stofdeeltjes, die bij bijvoorbeeld een vulkaanuitbarsting in de stratosfeer terecht zijn gekomen, kunnen daar heel lang blijven rondzweven: ze regenen niet uit.

De temperatuur van de lucht bij het aardoppervlak is in de tropen hoger dan in de poolstreken, waardoor in de tropen de dichtheid minder sterk afneemt met de hoogte. En daardoor neemt de luchtdruk in de tropen minder snel af met de hoogte.

Je kunt ook zeggen dat de tropopauze in de tropen hoger ligt dan in de poolstreken. Of dat de troposfeer in de tropen dikker is dan in de poolstreken (zie figuur 22).



Figuur 22 – Temperatuurverdeling tegen hoogte en breedtegraad. De temperatuur is gemiddeld over het jaar en over een lengtegraad, en is vervolgens “gladgestreken”.

3.6 Warmtetransport door verdamping en condensatie

Een derde vorm van energietransport van het aardoppervlak naar de atmosfeer, naast straling en convectie, is in de vorm van **latente warmte**. Dat heeft alles te maken met verdamping van water naar de atmosfeer en condensatie van waterdamp in de atmosfeer.

Verdamping en condensatie

Watermoleculen kleven een heel klein beetje aan elkaar, maar bewegen toch vrij gemakkelijk door de vloeistof. Waterdampmoleculen bewegen vrij van elkaar en bezitten zo meer bewegingsenergie dan in de vloeistoffase.

Verdampen van water kost dus energie, en bij condensatie van water komt energie vrij. Bij condensatie staan de waterdampmoleculen deze energie af aan de andere vloeistofmoleculen: de vloeistof warmt op. Bij condensatie in de atmosfeer verwarmen deze waterdruppeltjes en ijskristalletjes op hun beurt de lucht.

Waterdamp kan dus warmte *gaan* afstaan aan de lucht. We noemen deze potentiële energie van de waterdamp **latente warmte**.

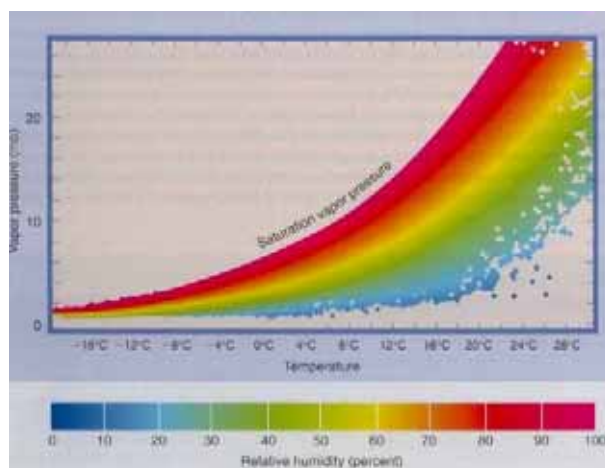
Globaal verdampt water vooral uit (tropische) oceanen en zeeën en tropisch regenwoud. Daar geeft het aardoppervlak dus latente warmte aan de atmosfeer. Als die waterdamp ergens anders op aarde (bijvoorbeeld in Nederland) weer condenseert, komt die latente warmte vrij en verwarmt zo de lucht.

Tropische orkanen halen hun energie voor de enorme stormen uit de condensatie van waterdamp, die uit het warme oceaanwater is verdampt. Boven

land nemen orkanen dan ook snel in kracht af.

Als er bij een wateroppervlak evenveel water verdampt als er condenseert, spreken we van evenwicht. De damp bij die vloeistof heet dan verzadigd.

De druk die (alleen) de waterdampmoleculen uitoefenen wordt wel de partiële dampdruk genoemd. Deze dampdruk is niet afhankelijk van de overige luchtdruk. De partiële dampdruk in de evenwichtssituatie is de zogenaamde **verzadigde dampspanning**. De verzadigde dampspanning is sterk afhankelijk van de temperatuur (zie figuur 23). Want: als de temperatuur toeneemt, neemt de verdamping en daardoor de dichtheid van de waterdampmoleculen toe en neemt bovendien de gemiddelde snelheid van de waterdampmoleculen toe. De botsingen van de waterdampmoleculen (met bijvoorbeeld een druksensor) nemen zowel in aantal (per seconde) toe als in kracht.



Figuur 23 – De waterdampspanning in mbar en de relatieve vochtigheid in procenten (in kleuren) als functie van de temperatuur. Let op: de luchtdruk speelt geen rol.

De **relatieve vochtigheid** r is de hoeveelheid waterdamp in een luchtvolume als fractie van de maximaal mogelijke hoeveelheid waterdamp in dat luchtvolume (bij de heersende temperatuur), gewoonlijk uitgedrukt in procenten.

Voor serieuze metingen wordt vaak een dauwpuntmeting gedaan: een glimmend metaal voorwerp wordt zó ver afgekoeld tot er condensatie van waterdamp op dat voorwerp optreedt. Met die **dauwpunttemperatuur** T_d en de echte temperatuur van de lucht wordt in een diagram zoals dat van figuur 23 de relatieve vochtigheid afgelezen.

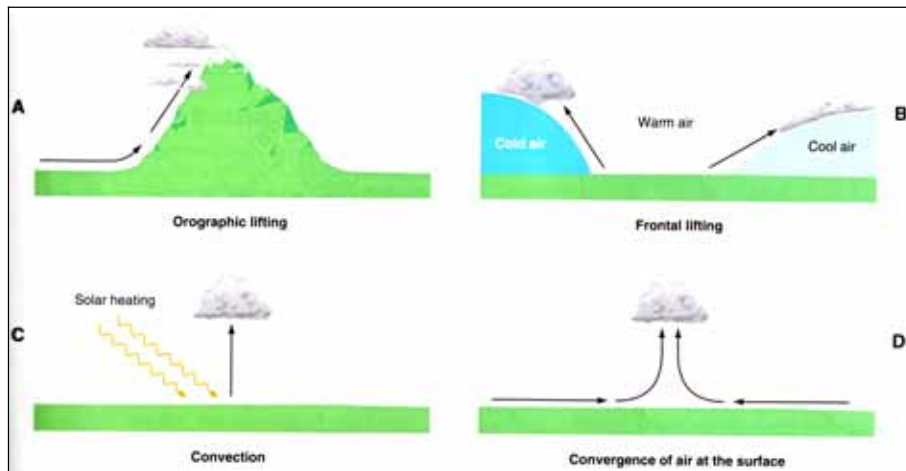
Verticale stabiliteit

Onverzadigde lucht koelt $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 100 m stijging af, en een met waterdamp verzadigde luchtbel koelt $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 100 m stijging af. Een luchtbel die aan het aardoppervlak verwarmd is, stijgt door tot zijn temperatuur gelijk geworden is aan de lokale temperatuur op die hoogte. Voor droge lucht is er dus verticale stabiliteit als de temperatuur minder dan $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 100 m stijging afneemt. Voor natte lucht is dit het geval als de temperatuur minder dan $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 100 m afneemt.

Wolken

Als lucht verzadigd is met waterdamp en er condensatiekernen aanwezig zijn (bijvoorbeeld zoutkristallen uit verdampte druppels oceaanwater), vindt wolkenvorming plaats. Er vormen zich minuscule waterdruppels of ijskristallen die kunnen aangroeien.

Meestal vindt wolkenvorming plaats doordat bijna verzadigde lucht omhoog beweegt, daardoor (adiabatisch) afkoelt en zo verzadigd raakt (zie figuur 24).



Figuur 24 – Vier manieren van wolken-vorming door opstijging:

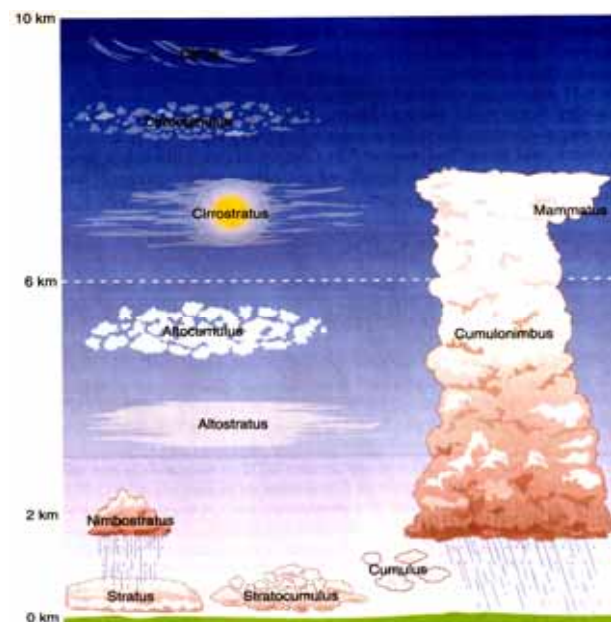
A door gedwongen opstijging van de lucht bij een berg(kam)

B doordat bij een warmtefront warme lucht over koelere lucht omhoog glijdt of doordat bij een koudefront warme lucht opgetild wordt

C door convectie van vochtige lucht boven een heet stuk aardoppervlak

D door opstijgende lucht in een depressie (zie hoofdstuk 4).

Figuur 25 – Wolkensoorten. Meteorologen kunnen heel wat afleiden uit een goede wolkenwaarneming. Vandaar dat deze gegevens heel belangrijk waren voordat er satellietfoto's beschikbaar waren. En ook voor de lokale weersverwachting op korte termijn is het belangrijk wolken te kunnen "lezen".



Begrippen

Elektromagnetisch spectrum
Ultravioletstraling
Infraroodstraling
Zonneconstante
Albedo
Broeikaseffect
Stralingsbalans
Planetaire energiebalans
Algemene circulatie
Convectie
Verdamping/condensatie
Wolkenvorming

Samenvatting

De zon zendt straling uit met een piek in het zichtbare deel van het **elektromagnetisch spectrum**. Daarnaast bestaat zonnestraling uit **infraroodstraling** en (harde en zachte) **ultravioletstraling**.

Het jaarlijks gemiddelde vermogen van de zonnestraling door een oppervlak van 1 m² loodrecht op de straling is de **zonneconstante**.

Een deel van de invallende zonnestraling wordt door de atmosfeer geabsorbeerd. Een ander deel wordt door wolken en het aardoppervlak gereflecteerd. Het percentage van de straling die wordt gereflecteerd is het **albedo**.

Het aardoppervlak absorbeert (een deel van) de invallende zonnestraling, maar zendt zelf ook straling uit: infraroodstraling. De broeikasgassen in de atmosfeer absorberen deze infraroodstraling en zenden een deel van deze straling weer terug naar het aardoppervlak. Dit is het **broeikaseffect**.

Voor de aarde en de atmosfeer samen zijn de geabsorbeerde en uitgezonden stralingsenergie in evenwicht. Er is sprake van een **stralingsbalans**. De **planetaire energiebalans** (zie figuur 20) laat zien dat er energietransport is van de tropen naar de polen. Dit gebeurt door grootschalige zee- en luchtstromingen: de **algemene circulatie**.

Naast straling zijn er twee andere vormen van energietransport van het

aardoppervlak naar de atmosfeer: convectie en verdampen/condenseren van water. Het proces van optillen van verwarmde lucht door de koelere omgeving heet **convectie**. Voor **verdamping** van water is warmte nodig. Bij **condensatie** van de waterdamp komt die warmte weer vrij, en verwarmt zo de lucht.

De relatieve vochtigheid is een maat voor de hoeveelheid waterdamp in de lucht, en is te meten door bepaling van de dauwpuntstemperatuur. Als lucht verzadigd is met waterdamp en er condensatiekernen aanwezig zijn, vindt **wolkenvorming** plaats. Meestal gebeurt dat doordat bijna verzadigde lucht omhoog beweegt, daardoor (adiabatisch) afkoelt en zo verzadigd raakt.

Opgaven

Paragraaf 3.1

- 21** Zonnestraling bestaat uit zichtbaar licht, infraroodstraling en ultravioletstraling.
 - a** Maak een berekende schatting van het aandeel (in %) dat het zichtbare licht levert aan de energiestroom van het zonlicht. (Zie ook Binas.)
 - b** Hoeveel draagt het ultraviolet bij?
- 22** Bereken met behulp van de zonneconstante het totale vermogen van de zonnestraling die de aarde (aan de bovenkant van de atmosfeer) bereikt.
- 23** Hoe lang duurt de poolnacht op 70° noorderbreedte? (Zie figuur 14.)
- 24** Leg uit dat de poolnacht op een pool een half jaar duurt en dat het er een half jaar licht is.

Paragraaf 3.2

- 25** Zonnestraling wordt door de atmosfeer en de aarde geabsorbeerd en gereflecteerd.
 - a** Hoeveel procent van de zonnestraling wordt in totaal weerkaatst? (Zie figuur 17.)
 - b** Hoeveel procent van de zonnestraling wordt door de atmosfeer geabsorbeerd?
 - c** Hoeveel procent van de zonnestraling wordt door de aarde zelf geabsorbeerd?
 - d** Leg uit of de wet van behoud van energie hier klopt.
- 26** Leg met behulp van figuur 16 uit hoe een satelliet de temperatuur van het aardoppervlak kan meten.
- 27** De aarde en de atmosfeer absorberen niet alleen straling, maar zenden zelf ook straling uit.
 - a** Hoeveel procent van de aardse uitstraling wordt teruggekaatst? (Zie figuur 17.)
 - b** Hoeveel procent van de aardse uitstraling wordt door de atmosfeer geabsorbeerd?
 - c** Hoeveel procent van de aardse uitstraling bereikt rechtstreeks het heelal?
 - d** Leg uit of de wet van behoud van energie hier klopt.

Paragraaf 3.3

- 28** Leg uit dat de ozonlaag weinig te maken heeft met de opwarming van de aarde, maar wel te maken heeft met onze gezondheid.
- 29** Leg uit dat de toename van de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer veel te maken heeft met de opwarming van de aarde.
- 30** Methaan komt niet zo veel voor in de atmosfeer, maar is wel een "sterk" broeikasgas. Zoek op waarom het voor het klimaat beter zou zijn om kangoeroes te houden dan runderen of schapen.

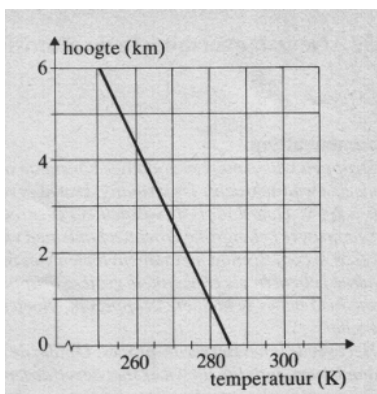
Paragraaf 3.4

- 31** In figuur 20 lijkt het alsof er geen stralingsevenwicht is voor de aarde plus atmosfeer als geheel. Toch is dat wel zo. Leg uit dat de schijn hier bedriegt door de schaalverdeling.
- 32** Maak een berekende schatting van de hoeveelheid energie die gemiddeld dagelijks op 40° noorderbreedte passeert.

Paragraaf 3.5

- 33** Leg uit waardoor er bij afkoeling van lucht van onderaf niet vanzelf verticale menging optreedt en bij verwarming wel.
- 34** Als een petfles-waterraket is afgeschoten, "rookt" hij nog na, zoals het pistool van Lucky Luke – zelfs nog als de raket al weer op de grond ligt. Leg uit waaruit die "rook" bestaat en waardoor die ontstaat.

Paragraaf 3.6



Figuur 26

- 35** Bepaal met behulp van figuur 23 het dauwpunt van een volume lucht van 20 °C met een relatieve vochtigheid van 70 %.
- 36** Bepaal met behulp van figuur 23 de relatieve vochtigheid van een volume lucht van 16 °C met een dauwpunt van 10 °C.
- 37** Op een morgen heeft de atmosfeer boven een eiland het verticale temperatuurprofiel van figuur 26. Het oppervlak van het eiland bestaat uit zand dat 's morgens lekker warm wordt. Op een gegeven moment is een luchtbel aan de grond 8 °C opgewarmd en gaat stijgen.
- a** Bepaal tot welke hoogte deze luchtbel stijgt, als de relatieve vochtigheid 30 % bedraagt.
- b** Bepaal ook tot welke hoogte deze luchtbel stijgt, als de relatieve vochtigheid 80 % bedraagt.

4 Atmosferische krachten en wind

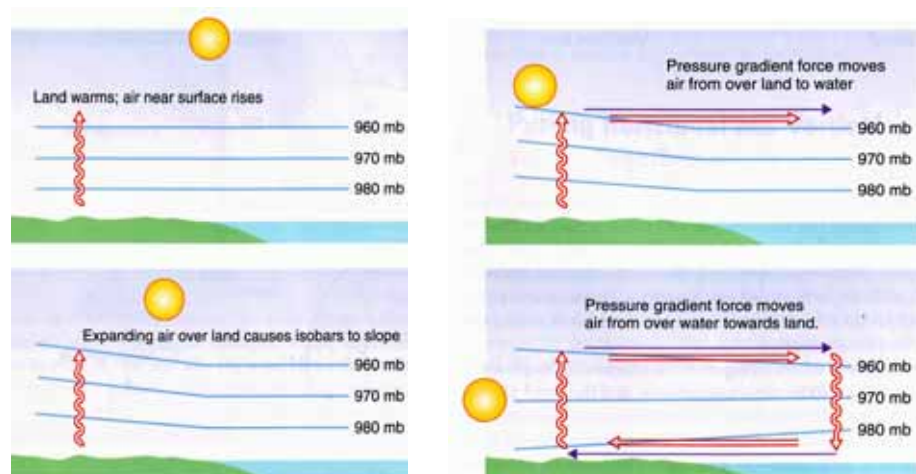
Hoofdstukvraag	Waardoor blijft de wind waaien en in welke richting?
----------------	--

4.1 Gradiëntkracht

Wind is bewegende lucht en wordt veroorzaakt en in stand gehouden door verschillen in luchtdruk. Doordat de horizontale afmetingen van de troposfeer zo veel groter zijn dan de verticale, zijn de horizontale windsnelheden van de grootschalige wervels vele malen groter dan de verticale. We kijken in dit hoofdstuk dan ook vooral naar horizontale drukverschillen in de atmosfeer, die de drijvende kracht zijn achter de wind.

Als er een resulterende kracht (of nettokracht) op een voorwerp werkt, versnelt dat voorwerp. Dit geldt ook voor een kubieke meter lucht. Maar meestal zal de resulterende kracht nul zijn doordat de stuwkracht gebalanceerd wordt door wrijving of door een (schijn)kracht. Stuwkracht wordt geleverd door drukverschil. Een mooi voorbeeld van het ontstaan van wind is het zeebriesje (zie figuur 27).

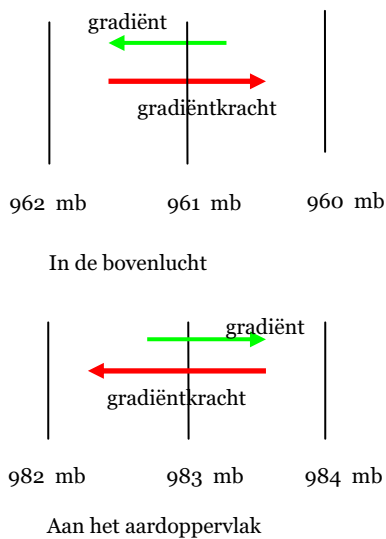
Figuur 27 – Het ontstaan van een zeebriesje. Het land warmt 's morgens vroeg meer op dan het water, waardoor de lucht boven land warmer wordt en uitzet (linksboven). Het 960 mb-vlak, bijvoorbeeld, wordt opgetild, waardoor op die hoogte de luchtdruk groter wordt dan op dezelfde hoogte boven het water (linksonder). Hoger in de lucht gaat het dus waaien richting zee (rechtsboven). Daardoor komt er meer lucht boven het water en neemt onderin de atmosfeer de druk daar toe. Boven land neemt de luchthoeveelheid af en de druk aan het aardoppervlak dus ook. Door dit drukverschil aan het aardoppervlak ontstaat de zeebries (rechtsonder). Deze circulatie blijft in stand zolang het land warmer is dan het water.



De luchtdrukverandering per meter heet de **luchtdrukgradiënt** $\Delta p / \Delta x$. De netto-luchtdrukkracht is tegengesteld gericht aan de gradiënt en wordt de **gradiëntkracht** genoemd (zie figuur 28).

De grootte van de gradiëntkracht op een bel lucht is het verschil in luchtdrukkracht aan de ene kant en aan de andere kant tegen de bel.

De formule voor de gradiëntkracht is af te leiden uit de situatie van figuur 29. Als daarin p_1 groter is dan p_2 , is de drukgradiënt positief in de negatieve y-



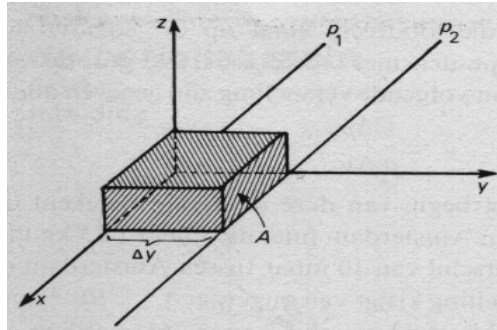
Figuur 28 – Bovenaanzicht van isobaren, gradiënt en gradiëntkracht op twee hoogtes (in de bovenlucht en aan het aardoppervlak) in figuur 27 rechts-onder.

richting. De luchtkracht op het voorvlak is $p_2 \cdot A$, en de luchtkracht op het achtervlak is $p_1 \cdot A$. Voor de netto-luchtdrukkraft in de y -richting geldt dus:

$$p_1 \cdot A - p_2 \cdot A = -A \cdot \Delta p = -A \cdot \Delta y \cdot \Delta p / \Delta y = -V \cdot \Delta p / \Delta y$$

Voor de gradiëntkracht op 1 m³ lucht geldt dus:

$$F_{\text{gradiënt}} = -\Delta p / \Delta y$$



Figuur 29 – De positie van een rechthoekig blok lucht ten opzichte van een assenstelsel dat zo gekozen is dat de luchtdruk in de y -richting verandert. Het voor- en achtervlak van het blok ligt dus evenwijdig aan de rechtlijnige isobaren.

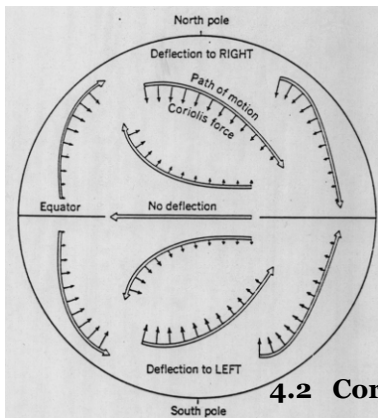
Gradiëntkracht

De gradiëntkracht op een hoeveelheid lucht is het gevolg van een drukgradiënt, en wordt gegeven door:

$$F_{\text{gradiënt}} = -\frac{\Delta p}{\Delta y}$$

Symbolen: In deze formule is $F_{\text{gradiënt}}$ de gradiëntkracht (in N), Δp het drukverschil (in Pa) tussen twee plaatsen en Δy de afstand (in m) tussen die twee plaatsen.

Geldigheid: De formule geldt voor 1 m³ lucht.



4.2 Corioliskracht

Figuur 30 – Het Corioliseffect. Om dit effect te beschrijven is een schijnkracht ingevoerd: de corioliskracht. De corioliskracht is naar rechts gericht op het noordelijk halfrond en naar links op het zuidelijk halfrond. De corioliskracht is nul bij de evenaar en maximaal bij de polen.

Als er alleen een gradiëntkracht op een bel lucht werkt, versnelt die bel lucht tot andere krachten evenwicht maken met de gradiëntkracht en de snelheid constant blijft. In het geval van het zeebriesje van figuur 27 is dat de wrijvingskracht met het aardoppervlak.

Voor luchtbewegingen op grotere schaal en ook voor zeestromingen speelt de draaiing van de aarde om zijn eigen as een cruciale rol. Als de aarde heel langzaam zou draaien, hadden we in Nederland nauwelijks wind (en trouwens ook een totaal ander klimaat).

De (schijn)kracht die het gevolg is van de draaiing van de aarde heet de corioliskracht.

Toen men door de technologische vooruitgang eenmaal kanonnen kon maken die projectielen over grote afstanden konden wegschieten, ontdekte men dat zo'n projectiel altijd een afwijking naar rechts kreeg, ongeacht de richting waarin het afgeschoten werd. De Franse ingenieur Coriolis beredeneerde dat dit komt door de draaiing van de aarde.

Later bleek dat dit zogenaamde Corioliseffect een essentiële rol speelt bij lucht- en oceaanstromingen (zie figuur 30).

Totdat Coriolis zijn effect ontdekte, golden de wetten van Newton. En daarna natuurlijk ook nog. De tweede wet van Newton is echter alleen eenvoudig te formuleren in een coördinatenstelsel dat niet versnelt. Maar *elk stuk aardoppervlak versnelt* wel door de draaiing van de aarde.

Daardoor is de tweede wet van Newton ($F = m \cdot a$) in een assenstelsel dat met

de aarde mee draait (en voor ons schijnbaar stil staat) wiskundig ingewikkelder. Om dat te omzeilen, voeren we een schijnkracht in. Die schijnkracht noemen we de **corioliskracht**.

Corioliskracht

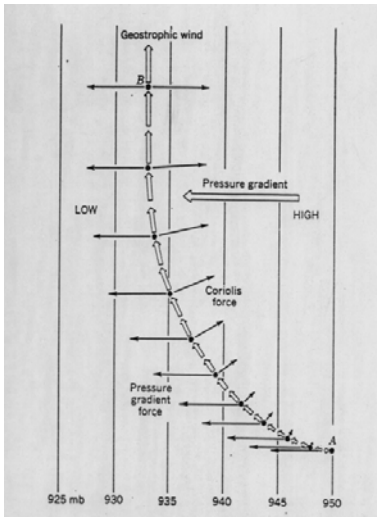
Uit de afleiding in bijlage 5 volgt dat de corioliskracht gegeven wordt door:

$$F_{\text{coriolis}} = \rho \cdot f \cdot v$$

Symbolen: In deze formule is F_{coriolis} de corioliskracht (in N), ρ de dichtheid van de lucht (in kg/m³) en v de snelheid (in m/s).

De zogenaamde coriolisparameter f wordt gegeven door: $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \varphi$. Hierin is Ω de hoeksnelheid (in s⁻¹) van de aarde en φ de breedtegraad waarop het voorwerp beweegt.

4.3 Geostrophische wind



Figuur 31 – Geostrophische wind op het noordelijk halfrond. Neem in gedachten 1 m³ lucht die je loslaat in punt A. De gradiëntkracht doet deze lucht versnellen naar de lagere luchtdruk. Met toenemende snelheid van deze lucht neemt de afbuigende corioliskracht toe, waardoor de snelheid steeds meer langs de isobaren gericht wordt – tot er evenwicht is bij B. Zo zal onze m³ lucht blijven bewegen.

Als de luchtdruk op eenzelfde hoogte (bijvoorbeeld 500 m) varieert zoals aangegeven in figuur 31, zal de wind waaien langs de isobaren.

De wind die waait als er alleen gradiëntkracht en corioliskracht zijn – twee krachten die al snel evenwicht maken – heet de **geostrophische wind** (letterlijk: door de draaiing van de geo veroorzaakt).

Bij dit krachtenevenwicht zijn de gradiëntkracht en de corioliskracht even groot:

$$F_{\text{gradiënt}} = -F_{\text{coriolis}} \rightarrow -\Delta p / \Delta y = -\rho \cdot f \cdot v$$

Hieruit volgt een formule voor de grootte van de geostrophische windsnelheid.

Geostrophische windsnelheid

Als de isobaren recht zijn, waait de wind boven de grenslaag evenwijdig aan de isobaren met een snelheid die volgt uit het evenwicht tussen de gradiëntkracht en de corioliskracht:

$$v = \frac{1}{\rho \cdot f} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta y}$$

Symbolen: In deze formule is v de geostrophische windsnelheid (in m/s), ρ de dichtheid van de lucht (in kg/m³), f de coriolisparameter (zie de formule voor de corioliskracht) en $\Delta p / \Delta y$ de drukgradiënt (in Pa/m of N/m³).

4.4 Cyclonale en anticyclonale luchtstroming

Als de isobaren niet recht zijn, maar gekromd, maken de gradiëntkracht en de corioliskracht geen evenwicht. Samen zorgen ze voor de benodigde kracht om de bocht door te komen.

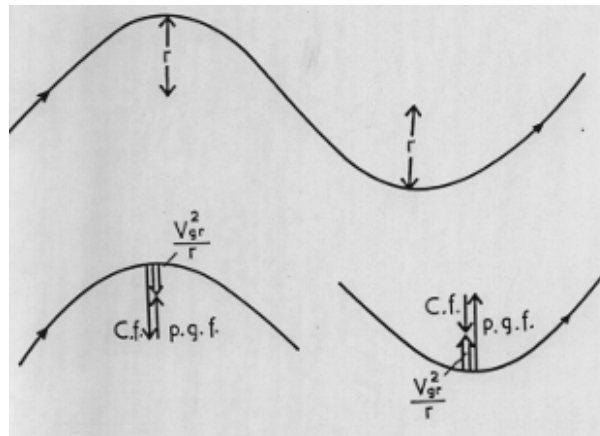
In de bijlagen wordt afgeleid dat er voor het maken van een bocht met een straal r bij een snelheid v een kracht van $\rho \cdot v^2 / r$ nodig is.

Een bocht naar links is een antikloksgewijze draaiing. Dit heet **cyclonaal**.

Een bocht naar rechts betekent een kloksgewijze draaiing. In de meteorologie heet dit **anti-cyclonaal**.

In het geval van een cyclonale stroming is de gradiëntkracht groter dan de corioliskracht. Deze wind wordt de *cyclonale gradiëntwind* genoemd.

In het geval van een anticyclonale stroming is de corioliskracht groter dan de gradiëntkracht. Deze wind wordt de *anticyclonale gradiëntwind* genoemd.



Figuur 32 – Wind in de bocht.

$C.f$ = Coriolis force = corioliskracht

$p.g.f$ = pressure gradient force = gradiëntkracht

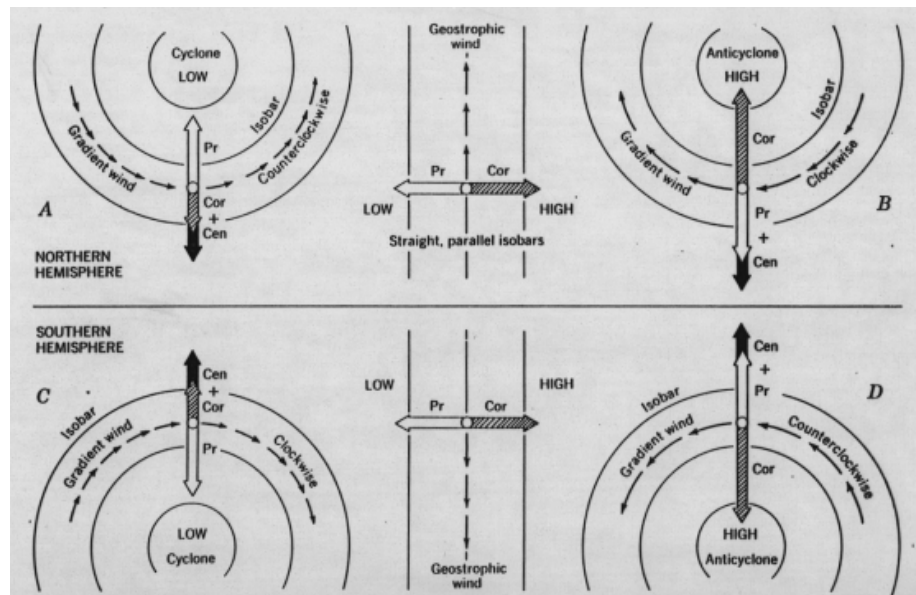
v_{gr} = gradiëntwind

v^2/r = benodigde kracht voor het nemen van de bocht (per m^3)

Bij gelijke afstand tussen de isobaren, waait het in een bocht naar rechts op het noordelijk halfrond dus harder dan in een bocht naar links.

Figuur 33 – Een overzicht van de verschillende situaties.

Cen staat hier voor centripetale kracht. Dat is de benodigde kracht om de bocht door te komen.



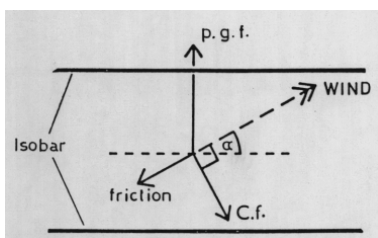
4.5 Wrijving in de grenslaag

Tot nu toe deed de wrijvingskracht niet mee. Vanaf een paar honderd meter boven de grond is dat ook correct. Maar in de onderste laag van de atmosfeer speelt de wrijving met het aardoppervlak wel een rol. Deze laag heet de **grenslaag**.

Dicht bij het aardoppervlak speelt de wrijving een grote rol en naar boven toe neemt de wrijving af. Hoe ruwer het oppervlak (gebouwen, bomen enzovoort) is, des te dikker is de grenslaag.

De **wrijvingskracht** is altijd tegenwerkend, dus recht achteruit ten opzichte van de wind.

Versnellingen duren altijd maar heel kort in de atmosfeer. De krachten zijn dus meestal met elkaar in evenwicht. De gradiëntkracht is loodrecht op de isobaren, de corioliskracht is loodrecht op de windrichting naar rechts gericht en de wrijvingskracht is recht achteruit. In de grenslaag waait de wind



Figuur 34 – Boveenaanzicht van het krachtenevenwicht en van de wind in de grenslaag (noordelijk halfrond).

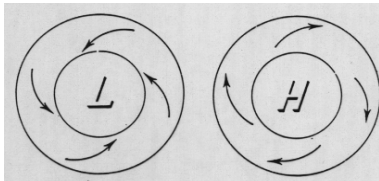
dus niet evenwijdig aan de isobaren (zie figuur 34).

Naar boven toe neemt de wrijving in de grenslaag af en draait dus de windrichting (kloksgewijs).

Bij een lagedrukgebied stroomt in de grenslaag lucht over de isobaren heen naar binnen: er vindt **convergentie** plaats, waardoor de lage luchtdruk hoger wordt. (Convergentie: samenkomen.)

Bij een hogedrukgebied stroomt in de grenslaag lucht over de isobaren heen naar buiten: er treedt **divergentie** op, waardoor de hoge luchtdruk lager wordt. (Divergentie: uit elkaar gaan.)

4.6 Opvullen en uitdiepen



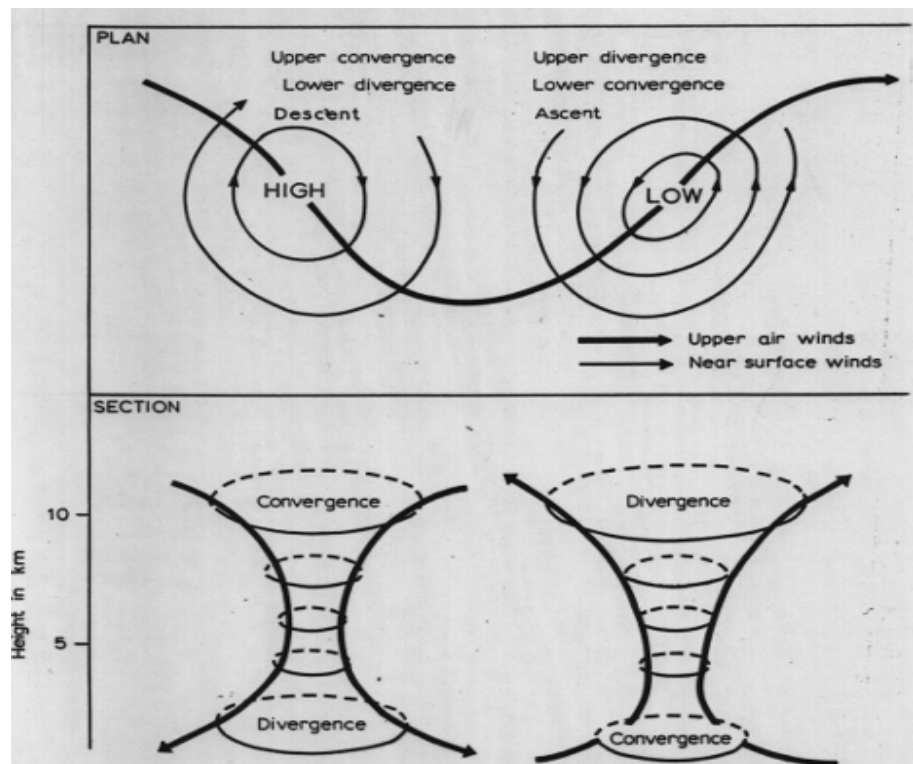
Figuur 35 – Convergentie (links) en divergentie (rechts) in de grenslaag.

Zoals in figuur 35 is te zien, stroomt er in de grenslaag lucht naar een lagedrukgebied toe. Er vindt daar dan dus convergentie plaats. Daardoor neemt de luchtdruk aan de grond toe (want er komt meer lucht boven elke m^2). Als er hoger in de atmosfeer geen divergentie zou zijn, zou een depressie dus snel opvullen.

Als de divergentie in de bovenlucht sterker is dan de convergentie in de grenslaag, wordt de luchtdruk in de grenslaag nog lager: de depressie diept uit.

Een **depressie** ontstaat dan ook in de *bovenlucht* en niet in de grenslaag of aan het aardoppervlak.

Figuur 36 – Een grootschalige zuidwaartse slinger in de stroming in de bovenlucht betekent convergentie in de bovenlucht. Daaronder is er dan divergentie en een anticyclonale stroming lager in de atmosfeer.



Een divergentie in de bovenluchtstroming kan een gevolg zijn van een slinger in het isobarenpatroon en de bijbehorende gradiëntwind. Als de isobarenafstand gelijk blijft in de slinger (en dus de gradiëntkracht overal gelijk is), is de windsnelheid in een bocht naar rechts immers groter dan op het rechte stuk en in een bocht naar links juist kleiner.

In het gebied van de zuidwaarts gerichte tak van de slinger in de westelijke stroming van figuur 36 stroomt dan per seconde meer lucht toe dan er uitstroomt. Er is daar convergentie.

Begrippen

Isobaar
Drukgradiënt
Gradiëntkracht
Corioliskracht
Coriolisparameter
Geostrophische wind
Cyclonaal en anticyclonaal
Gradiëntwind
Grenslaag
Depressie
Hogedrukgebied
Convergentie
Divergentie

In het noordwaarts gerichte deel van de slinger is het precies andersom: daar is de uitstroomsnelheid groter dan de instroomsnelheid en dus divergentie.

Samenvatting

Lucht komt horizontaal in beweging door een horizontale drukgradiënt.

Boven de grenslaag is er bij rechtlijnige isobaren al snel evenwicht tussen de **gradiëntkracht** $F_{\text{gradiënt}} = -\Delta p / \Delta y$ en de **corioliskracht** $F_{\text{coriolis}} = \rho \cdot f \cdot v$.

Voor de snelheid van deze **geostrophische wind** geldt dus:

$$v = \frac{1}{\rho \cdot f} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta y}$$

Bij kromlijnige isobaren is de snelheid van de **cyclonale** gradiëntwind kleiner dan de geostrophische windsnelheid, en is de snelheid van de **anticyclonale** gradiëntwind groter dan de geostrophische windsnelheid.

In de **grenslaag** is er wrijving met een krachtenevenwicht zoals in figuur 34.

In de grenslaag is er **convergentie** (netto instroming) bij een lagedrukgebied en **divergentie** (netto uitstroming) bij een hogedrukgebied.

Een lage druk beneden in de atmosfeer wordt veroorzaakt door divergentie in de bovenlucht. In een lagedrukgebied is er daardoor opstijging en kan er condensatie optreden.

Een hoge druk beneden in de atmosfeer wordt veroorzaakt door convergentie in de bovenlucht. In een hogedrukgebied is er daardoor daling van lucht (en dus opwarming), waardoor water kan verdampen.

Opgaven

Paragraaf 4.2

- 38** Bereken de grootte van de corioliskracht die jij ondervindt als je hard (36 km/h) fietst. En vergelijk die met de andere krachten die op je werken.

Paragraaf 4.3

- 39** Bereken de geostrophische windsnelheid in Overijssel als het isobarenpatroon er uit ziet als in figuur 31 en als de onderlinge afstand tussen de getekende isobaren 200 km bedraagt.

Figuur 37



- 40** Bereken de geostrophische windsnelheid in Stockholm op de dag van de weerkaart van figuur 37. (Om de schaal van figuur 37 te bepalen kun je

het beste een noord-zuid afstand in de atlas opzoeken: die is niet vervormd door kaartprojectie.)

Paragraaf 4.4

- 41 Verklaar de “wet van Buys Ballot”: *Met de wind in de rug, heb je lage druk links.* (Buys Ballot was de oprichter van het KNMI.)
- 42 Zoek op en leg uit hoe tropische orkanen (ook wel tropische cyclonen genoemd) ontstaan en waar ze kunnen optreden.

Paragraaf 4.5

- 43 Leg uit dat grote windmolens bij voorkeur op zee worden geïnstalleerd (en niet alleen ter voorkoming van horizonvervuiling op het land).
- 44 Leg uit dat de piloot van een heteluchtballon alleen kan sturen door hoger of lager te gaan "vliegen" (zweven eigenlijk). Leg ook uit hoe hij dat sturen dan doet. Wat moet hij bijvoorbeeld doen om rechtsaf te gaan?

Paragraaf 4.6

- 45 In figuur 36 is een grootschalige slinger in een westelijke stroming boven de Atlantische Oceaan weergegeven. De isobaren lopen evenwijdig aan de dikke lijn die de grote stroming aangeeft (de zogenaamde straalstroom van paragraaf 5.3).
 - a Teken in (een kopie van) figuur 36 op vijf verschillende punten van de straalstroom: de snelheid v , de corioliskracht F_{coriolis} en de gradiëntkracht $F_{\text{gradiënt}}$.
 - b Leg uit waardoor het lagedrukgebied uitdiept en het hogedrukgebied in stand blijft.

5 Algemene circulatie

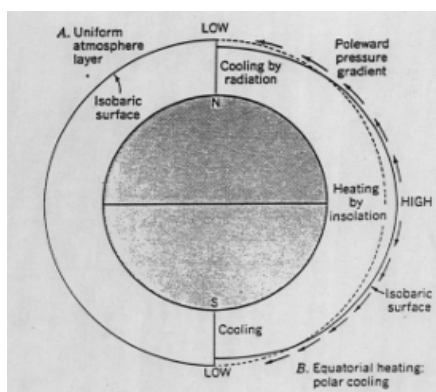
Hoofdstukvraag	Wat zijn wereldwijde circulatiepatronen en hoe beïnvloeden die het weer?
----------------	--

5.1 De motor van de grootschalige luchtcirculatie

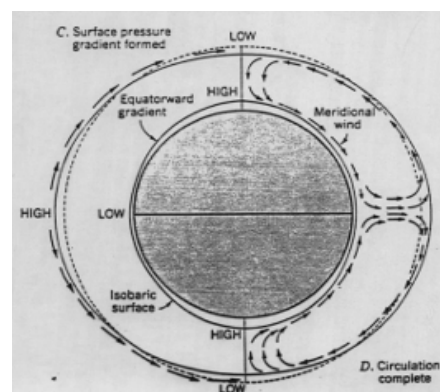
Dat er op aarde grootschalige luchtbewegingen zijn, komt door de ongelijke verdeling van de temperatuur en het vochtgehalte van de lucht, waardoor de dichtheid verschilt.

In de tropen is de atmosfeer warmer dan in de poolstreken, waardoor de "dikte" van de atmosfeer van de tropen afneemt naar de polen. Hierdoor bewegen lucht en water en die beweging zorgt voor de energiestromen van de tropen richting de gematigde breedtes en verder naar de poolstreken (zie ook figuur 22 en figuur 38).

Als de aarde niet zou draaien, zou er in de bovenlucht een poolwaartse stroming zijn en aan het aardoppervlak een stroming richting evenaar, zoals in figuur 39 (net als bij de zeebries van figuur 27).



Figuur 38 – Dikte van de atmosfeer (overdreven getekend).



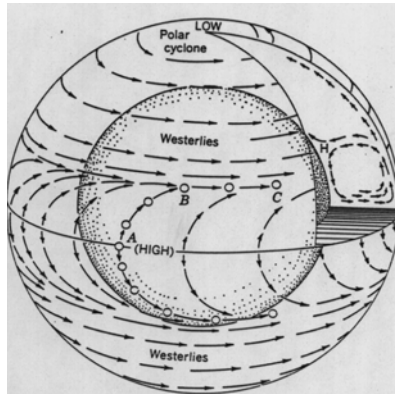
Figuur 39 – Globale circulatie op een stilstaande aarde.

Maar de aarde draait wel en dus buigt de corioliskracht de luchtstroom op het noordelijk halfrond af naar rechts, zodat er westenwinden gaan waaien in de bovenlucht (zie figuur 40).

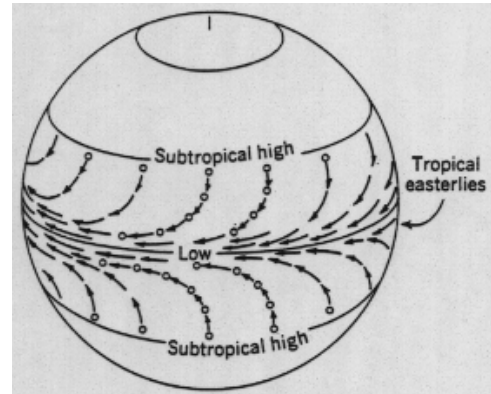
In de tropen is de corioliskracht nog klein, waardoor er toch een netto noordwaartse luchtverplaatsing is in de bovenlucht. Daardoor ontstaat er een gordel van hoge druk aan het aardoppervlak in de subtropen en is er op lagere breedtes op het noordelijk halfrond lager in de atmosfeer een zuidwaartse luchtstroming die naar rechts afbuigt: passaatwinden uit het noordoosten (zie figuur 41).

Op deze manier stroomt er wel warme lucht vanuit de tropen naar de subtropen in de bovenlucht en koelere lucht vanuit de subtropen naar de tropen in lagere luchtlagen. Maar verder poolwaarts klopt dit simpele model helemaal niet: er vindt daar volgens dit model geen netto energietransport

plaats. Er zou pas een dynamisch evenwicht ontstaan als het in de tropen veel heter en in de poolstreken veel kouder zou zijn. De westenwinden zouden dan continu orkaanachtig zijn.



Figuur 40 – Een (te) simpel model van de globale circulatie in de bovenlucht.



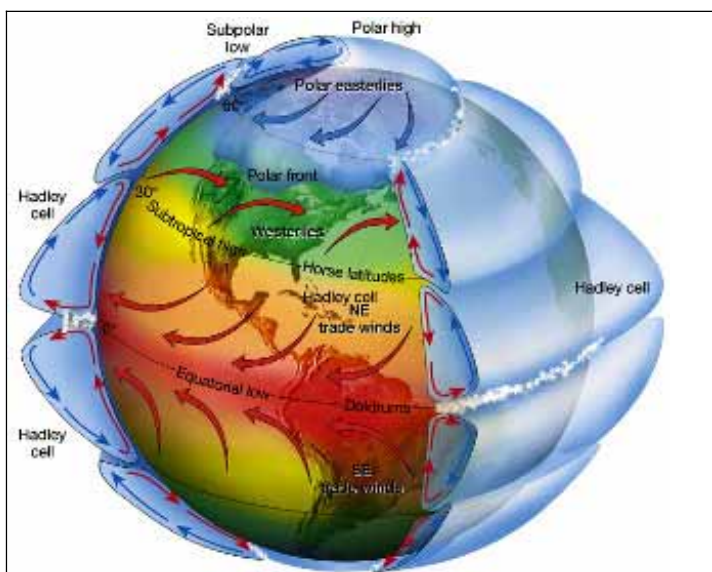
Figuur 41 – Passaatwinden aan het aardoppervlak.

Maar de west-oost stroming op het noordelijk halfrond vertoont meestal grote slingers, waardoor er gebieden zijn waar in de bovenlucht koudere lucht naar het zuiden beweegt en andere gebieden waar warmere lucht naar het noorden beweegt.

Bovendien wordt een globale stroming vanaf de evenaar naar noord of zuid steeds smaller doordat de aarde een bol is. Een homogene stroming breekt dan op in verschillende driedimensionale zogenaamde **hadleycellen**. Op deze manier is er wel netto energietransport richting de polen.

Let op: een stromingspatroon geeft de stroming ter plaatse weer en niet de trajecten van individuele delen lucht.

Dit globale patroon is niet erg stabiel, maar veranderlijk wat betreft vorm, grootte, intensiteit, plaats en duur van de grootschalige slingers en wervels. Door het enorme verschil in horizontale en verticale afmetingen van de wervels lijken ze 2-dimensionaal, maar ze zijn essentieel 3-dimensionaal. Numerieke modellen van de atmosfeer werken daarom ook met veel "lagen".



Figuur 42 – Gemiddelde globale circulatie.



Figuur 43 – Satellietfoto.

Figuur 42 geeft een gemiddelde globale verdeling van de stromingen in de atmosfeer, die al minder simplistisch is dan in figuur 40. In werkelijkheid is

het patroon, ook in oost-west richting, complexer door de verschillen tussen sneeuw, water, bossen, woestijnen enzovoort. Dat is ook te zien op de satellietfoto van figuur 43.

Figuur 42 maakt ook duidelijk dat er rond de evenaar een gebied is waar in de bovenlucht divergentie is en dus convergentie in de onderste lagen van de atmosfeer. Dit gebied heet de tropische convergentiezone. Dit is een zone met opstijgende lucht waarin wolkenvorming en neerslag optreedt (zie ook figuur 43). Bij die condensatie komt heel veel warmte in de atmosfeer. Deze strook van de aarde heet daarom ook wel de tropische "firebox". Hier vind je op verschillende continenten de tropische regenwouden.

5.2 Luchtsoorten en fronten

De motor van de algemene circulatie is dus dat de atmosfeer en het zeewater in de tropen warmer zijn dan op gematigde breedtes en in de poolstreken juist kouder.

Maar de temperatuur neemt niet gelijkmatig af van de evenaar naar de pool. En de temperatuurgradiënt is ook niet nul langs een breedtecirkel.

Maar de luchttemperatuur blijkt meestal wel over tamelijk grote afstanden redelijk constant te zijn. We spreken dan van een homogene **luchtmasse**.

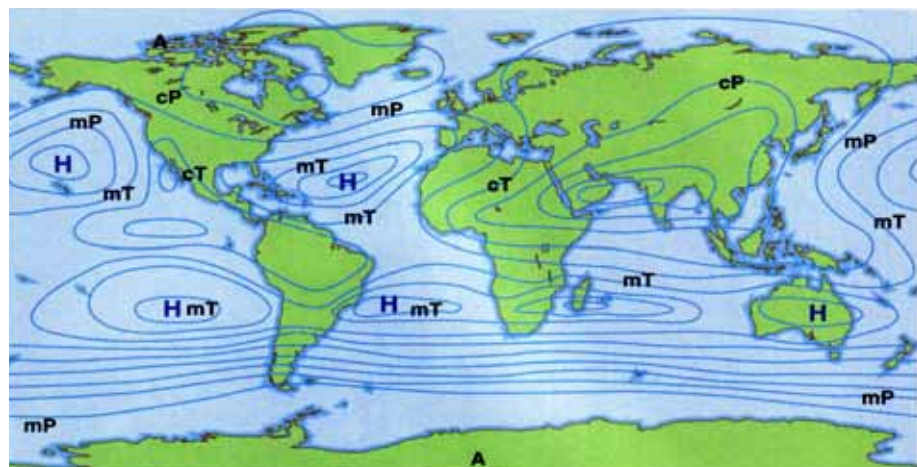
Waar verschillende luchtmasse's aan elkaar grenzen, kan de temperatuurgradiënt groot zijn. Het overgangsgebied tussen luchtmasse's noemen we een **front**. Eigenlijk is het een **frontvlak** dat schuin oploopt, waarbij de warme lucht zich boven het frontvlak bevindt en de koude lucht er onder.

Op weerkaarten zie je het front ingetekend als de snijlijn van het frontvlak met het aardoppervlak (zie de dikke zwarte lijnen in figuur 37).

Boven een groot wateroppervlak is de totale luchtmasse tamelijk homogeen. Zo'n luchtsoort heet **maritiem**. De luchtsoort die boven een heel groot landoppervlak tamelijk homogeen is, heet **continentaal**.

Air Mass	Winter Characteristics	Summer Characteristics
Continental polar (cP)	Very cold and dry	Cool and dry
Maritime polar (mP)	Cool and humid	Mild and humid
Continental tropical (cT)	Cool and dry	Very hot and dry
Maritime tropical (mT)	Warm and humid	Warm and humid
Arctic (A)	Bitter cold and dry	—

Figuur 44 – Luchtsoorten met de bijbehorende eigenschappen.



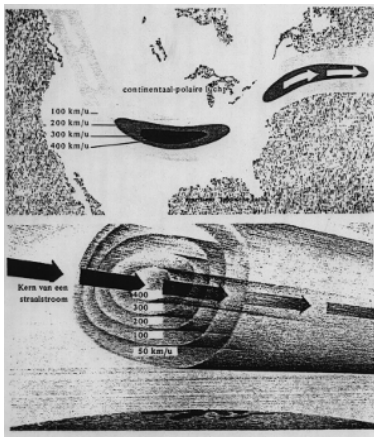
Figuur 45 – Brongebieden van de verschillende luchtsoorten.

Het was Vilhelm Bjerknes die in het begin van de twintigste eeuw het belang van de luchtsoorten en vooral van de frontgebieden tussen de luchtsoorten

ontdekte. In het Noorse Bergen had hij een nieuw meteorologisch instituut ingericht en een groot aantal waarnemers langs de hele kust ingeschakeld.

In 1919 schreef Bjerknes in zijn rapport: "Door de atmosfeer bewegen zich steeds opnieuw scheidingsvlakken, die luchtmassa's met een verschillende snelheid en verschillende fysieke eigenschappen van elkaar scheiden. Bijna elke verandering van het weer is het gevolg van het voorbijtrekken van zo'n scheidingsvlak."

5.3 Straalstromen en rossbygolven



Figuur 46 – Straalstroom boven de VS. De ligging van deze straalstroom is verder naar het oosten van grote invloed op het weer in West-Europa.

Figuur 47 – Straalstroom, rossbygolven, insnoeringen, depressies en hogedrukgebieden.

Let op: dit is een stromingspatroon. Het zijn niet de gevolgde banen van individuele luchtdeeltjes of bijvoorbeeld luchtballonnen.

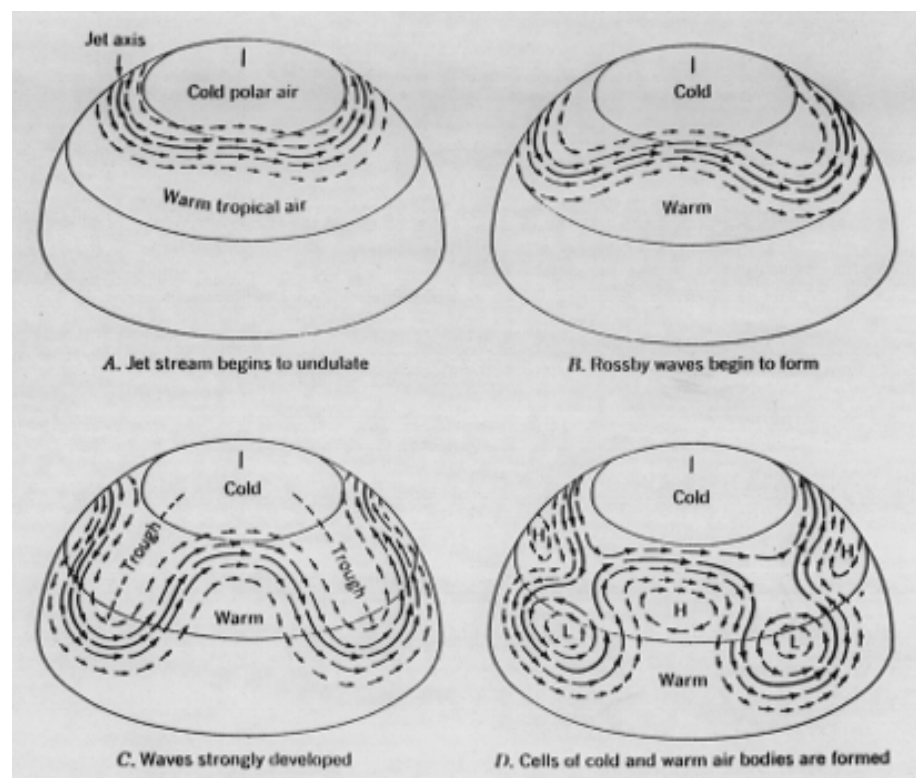
Waar twee luchtsoorten aan elkaar grenzen, is een frontvlak (eigenlijk een gebied). Loodrecht op dat frontvlak is de drukgradiënt in dat gebied groot.

In de bovenlucht is de drukgradiënt soms zelfs zeer groot. Dat komt doordat er beneden een bepaalde (grote) hoogte in de koude sector meer lucht is dan beneden dezelfde hoogte in de warme sector. Op die (grote) hoogte is de druk in de warme sector dus (veel) hoger dan in de koude sector. Daar is dan een gebied waar de windsnelheid heel groot is.

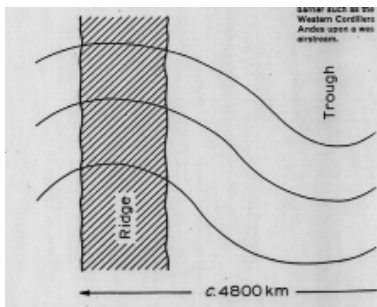
Zo'n gebied met hoge windsnelheden wordt een **straalstroom** (jetstream) genoemd.

De straalstroom op het noordelijk halfrond geeft het patroon van de overheersende stroming. Als die puur west-oost is, is er geen netto transport van energie noordwaarts. Die situatie is dus instabiel. Als er slingeringen in deze circumpolaire stroming zijn, stroomt er wel netto warmere lucht noordwaarts en koudere lucht zuidwaarts.

Zulke slingeringen worden **rossbygolven** genoemd en kunnen ontaarden in grootschalige wervels: **depressies** en **hogedrukgebieden**.



Een rossbygolf kan ontstaan (of in stand gehouden worden) doordat de lucht over een groot kouder oppervlak (bijvoorbeeld Siberië in de winter) stroomt en afkoelt. Daardoor krimpt de atmosfeer en de druk in de bovenlucht wordt lager: de straalstroom verschuift naar het zuiden. Of andersom: als de lucht

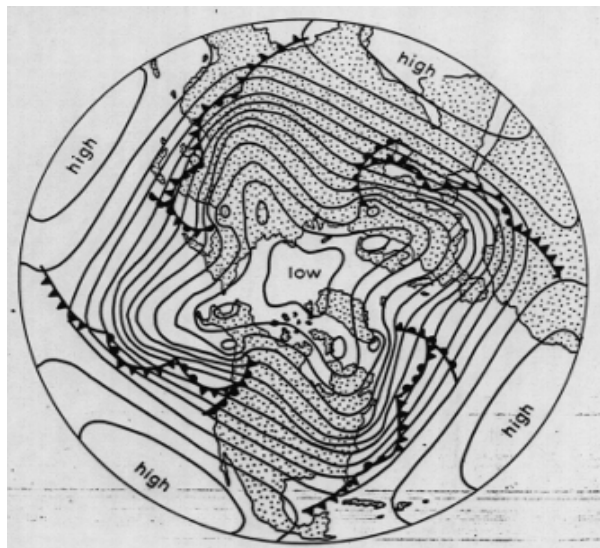


Figuur 48 – Ontstaan van een rossby-golf in een stroming over een bergketen. (Zie opgave 53.)

over een groot warmer oppervlak stroomt (bijvoorbeeld de Atlantische Oceaan in de winter) en opwarmt. Daardoor zet de atmosfeer uit en de druk in de bovenlucht wordt hoger: de straalstroom verschuift naar het noorden.

Een rossbygolf kan ook ontstaan als de stroming over een bergketen gaat (bijvoorbeeld de Rocky Mountains).

In figuur 49 is een Noordpoolaanzicht van een algemeen circulatiepatroon weergegeven. De fronten zijn als dikke lijnen aangegeven. Een warmtefront is aangegeven met bolletjes: de warme lucht schuift aan de kant van de bolletjes tegen de koelere lucht op en dringt deze terug. Een koufront wordt weergegeven met driehoekjes. Daar schuift koude lucht onder warmere lucht en dringt die terug.

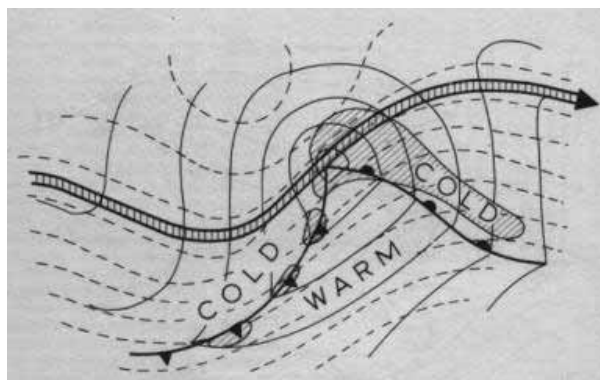


Figuur 49 – Isobarenpatroon op het noordelijk halfrond met vier rossbygolven en bijbehorende fronten.

Op het zuidelijk halfrond is de straalstroom rondom de aarde op gematigde breedte ook westelijk, doordat de zuidelijke stroming in de bovenlucht daar naar links afbuigt. De stroming is daar meestal boven zee, waardoor er minder snel rossbygolven ontstaan. De wind is daar dan ook meestal stormachtig. En berucht bij zeezeilers (of geliefd bij stoere jongens).

5.4 Storingen, depressies en hogedrukgebieden

In het frontale gebied tussen de polaire koude lucht en de subtropische warmere lucht op het noordelijk halfrond is er in de bovenlucht dus een sterke westelijke stroming: de straalstroom.



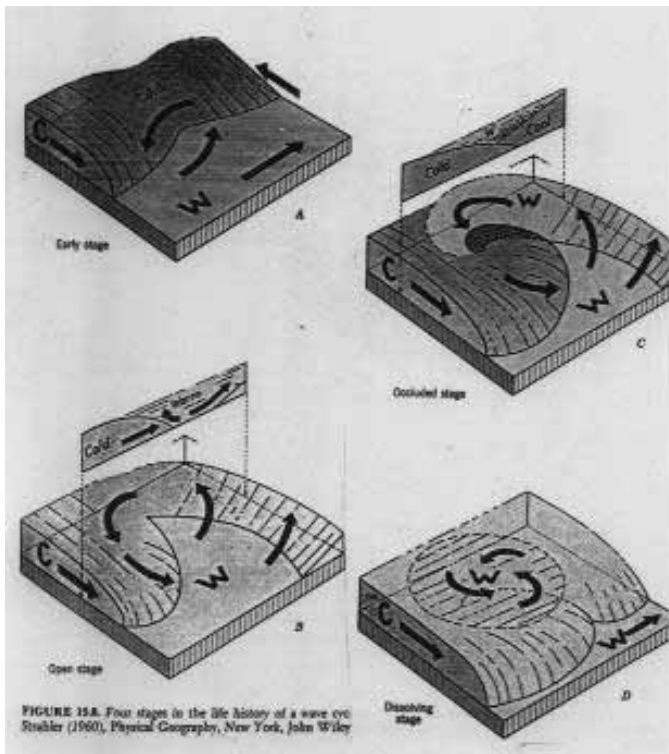
Figuur 50 – Bovenaanzicht van de straalstroom, de fronten en de neerslaggebieden bij een depressie.

Als deze stroming verstoord wordt, kan het proces van figuur 36 ontstaan:

divergentie in de bovenlucht betekent drukverlaging daaronder. Daardoor vindt er spiraalsgewijze convergentie plaats in de grenslaag en een opwaartse beweging. Door de opwaartse beweging koelt de lucht af en kan er condensatie optreden. Vooral als de lucht een eind over zeewater is gegaan kan er zo bewolking ontstaan.

Bij het **warmtefront** stroomt warmere lucht schuin omhoog over koudere lucht. De bewolking begint al voor de frontlijn zoals die op de weerkaart getekend is. Neerslag kan zo ook aan de frontpassage vooraf gaan.

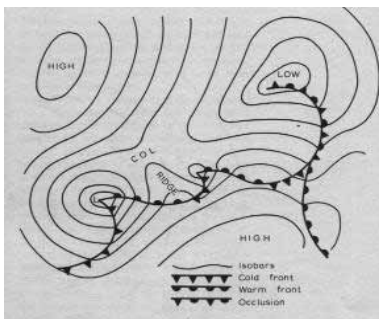
Bij het **koufront** dringt de koudere lucht onder de warmere en tilt die op. Het koufront is steiler, waardoor de neerslag minder aan het front vooraf gaat.



Figuur 51 – Als een koufront het warmtefront heeft ingehaald, spreken we van een geoccludeerd front. In de weerkaart wordt dit aangegeven met een dikke lijn met zowel bolletjes als driehoekjes. De warme sector raakt dan de grond niet meer. Zie ook de depressie ten westen van IJsland in figuur 37.



Figuur 52 – Een grote volgroeide depressie tussen IJsland en Ierland (31 augustus 2001).



Figuur 53 – Een rijtje depressies langs het polaire front. Zie ook figuur 49.

Vaak is het niet één depressie die op ons afkoerst, maar een hele reeks. Het zijn vooral de depressies die met de westelijke bovenstroom mee naar Nederland komen en ons bewolking, wind en neerslag brengen. Als de straaltroom noordwaarts gedrongen wordt door een hogedrukgebied boven (oost) Europa, gaan de depressies Nederland voorbij aan de noordkant, maar kunnen we wel een tijdje noordwesten wind over de Noordzee op ons af krijgen. Met alle vochtigheid van dien. De precieze baan van de depressies is soms moeilijk te berekenen en daardoor wordt de weersverwachting dan ook minder nauwkeurig.

Samenvatting

Het weer in west Europa wordt in hoge mate beïnvloed door de **algemene circulatie** op het noordelijk halfrond: een deel van de netto stralingswinst

Begrippen

Algemene circulatie
Passaatwind
Hadleycel
Luchtsoort
Luchtmasse
Front
Straalstroom
Rossbygolf
Depressie
Hogedrukgebied
Storing
Warmtefront
Koufront

in de tropen wordt door lucht en waterdamp naar noordelijker streken getransporteerd (het andere deel wordt via oceaanstromingen vervoerd).

De noordwaartse luchtstromingen worden door het Corioliseffect oostwaarts afgebogen, waardoor er boven de noordelijke Atlantische Oceaan een overheersend westelijke stroming in de bovenlucht is.

In het grensgebied van polaire lucht en subtropische lucht (het polaire front) is er op gematigde breedtes in de bovenlucht een zeer sterke luchtstroming: de **straalstroom**.

Bij verstoring van het instabiele evenwicht langs het polaire front kan divergentie in de bovenluchtstroom optreden, waardoor er een **depressie** kan ontstaan met bijbehorend **warmtefront**, **koufront**, **wolken** en **neerslag** door optilling van warme lucht.

Opgaven

Paragraaf 5.1

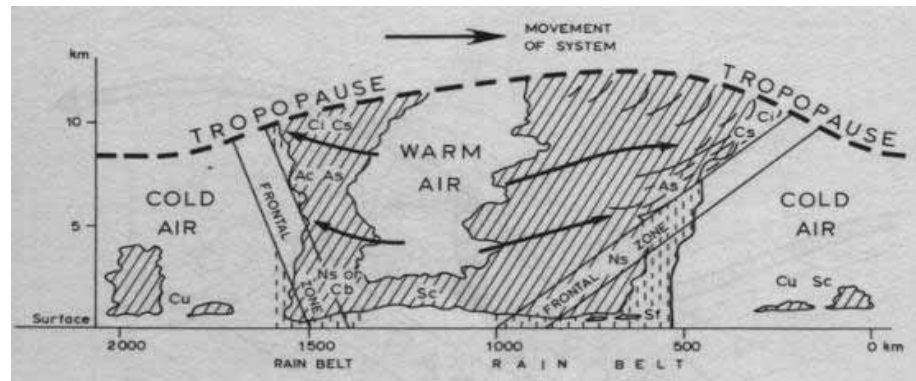
46 Leg uit waardoor woestijnen zich niet rond de evenaar bevinden maar meer noordelijk en zuidelijk (zie figuur 42, figuur 43 en je atlas). Verwerk in je uitleg de volgende termen: convectie, condensatiewarmte, gradiëntkracht, corioliskracht, coriolisparameter, convergentie, hogedrukgebied, relatieve vochtigheid.

47 Verklaar de richting van de passaatwinden van figuur 42.

Paragraaf 5.2

48 Bepaal de hoek die het vlak van het warmtefront in de situatie van figuur 54 maakt met de horizon.

Figuur 54 – Een “trekkend” warmtefront en daarachter een koufront.



49 Leg uit waardoor het warmtefront zo vlak ligt en niet recht omhoog loopt. (Zie je antwoord op opgave 48.)

50 Bij de passage van een koufront gaat temperatuurdaling meestal samen met neerslag, terwijl bij de passage van een warmtefront er meestal eerst regen valt voordat het iets warmer wordt. Verklaar dit verschil. (Zie ook figuur 54.)

Paragraaf 5.3

51 Leg uit waardoor vliegtuigen die van Noord Amerika naar Europa vlie-

gen soms veel eerder aan de andere kant van de oceaan zijn dan andersom.

52 Leg uit waardoor windsnelheden van 400 km/h wel voorkomen op de hoogte van de straalstroom maar niet op zeeniveau.

53 Bij figuur 48 hoort het volgende bijschrift:

Ontstaan van een rossbygolf in een oostelijke stroming over een bergketen. De atmosfeer wordt verticaal ingedrukt en de snelheid dus groter. Daardoor buigt de stroming af naar rechts (corioliskracht naar rechts is groter bij grotere snelheid). Na de bergketen wordt de snelheid weer kleiner en eveneens de corioliskracht, waardoor de stroming weer rechtuit gaat, maar in zuidelijker richting. Als het een grootschalige rossbygolf betreft en de stroming ver naar het zuiden door gaat, neemt de coriolisparameter genoeg af om de stroming weer noordwaarts te buigen: de corioliskracht is zuidelijker kleiner geworden maar de gradiëntkracht niet, aannemende dat de afstand tussen de isobaren gelijk blijft.

- a** Beschrijf en verklaar dat zo'n rossbygolf oostwaarts nog meer noord-zuid slingers kan vertonen (vervolg bovenstaande redenering).
- b** Beschrijf en verklaar dat zo'n rossbygolf (dynamisch) stabiel kan zijn. (Gebruik de term netto energietransport.)

Paragraaf 5.4

54 Leg uit waarom de Friezen (of beter: de Elfstedenfriezen) 's winters graag een uitgebreid hogedrukgebied boven west Europa willen.

55 Leg uit dat de depressie van figuur 50 zich juist onder de noordwaartse tak van de straalstroom heeft ontwikkeld. (Zie ook paragraaf 4.6.)

6 Weersverwachtingen en numerieke modellen

Hoofdstukvraag	Hoe heeft de weersverwachting zich in de loop van de tijd ontwikkeld?
----------------	---

6.1 Geschiedenis van de weersverwachting



Figuur 55 – De Griekse god van de wind Aeolus laat een vernietigende wind los uit de voorraad stormen in de lange dunne zak die hij om heeft. In het mythologische verhaal van de Odyssee gaf Aeolus net zo'n zak aan Odysseus, met wie het bijna slecht afliep toen de vreselijke winden ontsnapten en zijn schip uit de koers joegen.

In oude tijden dachten veel mensen dat natuurverschijnselen door goddelijke machten bestuurd werden. Nare toestanden als droogte, stormen, overstromingen, onweer en dergelijke kon je dan ook maar beter afweren door die goddelijke machten te behagen met prevelementen of offers. En als je op voorhand wilde weten wat er komen ging, raadpleegde je een ziener. Zo iemand kon bepaalde voortekenen "lezen" en daarin zien wat de goden in petto hadden. Het "spellen" van de "voortekenen" (uit bijvoorbeeld de ingewanden van een geofferd dier) is dus misschien wel de oorsprong geweest van het begrip weer-voor-spelling.

Volgens veel wetenschapshistorici ligt de oorsprong van onze westerse wetenschap in het oude Hellas, toen verstandige mensen hun medemensen probeerden af te houden van onzinnige offers. De Griekse filosofen zochten naar verklaringen voor (natuur)verschijnselen die aannemelijk maakten dat het brengen van offers geen invloed had op ongewenste gebeurtenissen. Je kunt er immers op wachten dat er na regen zonneshijn komt.

Een weersverwachting is dan ook gebaseerd op kennis van natuur(kundige) processen.

Extra – Weersverwachting berekenen

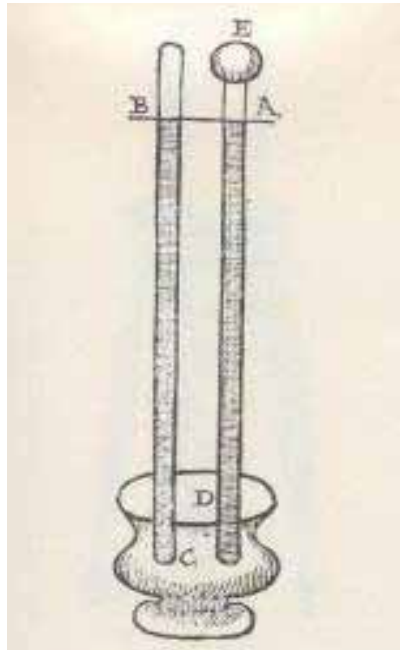
Zeker is dat de wiskunde als kunde zijn wortels heeft in voor-Indië. De machthebbers daar geloofden dat in de sterren de voortekenen te lezen waren voor verstandig of profijtelijk regeren. De wiskundigen moesten die voortekenen in de sterren "lezen". Dat ze dat konden, bewezen ze door de bewegingen van de sterren vooruit te berekenen en sterrenkundige kalenders op te stellen. Ze maakten toen gebruik van het 60-tallig stelsel. Vandaar onze 60 seconden in een minuut, 60 minuten in een uur en 360 graden in een cirkel. De oorsprong van de wiskunde ligt dus in de sterrenkunde die destijds voor meer dan 90% astrologie was. Men werkte toen nog niet met wiskundige symbolen, maar bijvoorbeeld al wel met het begrip sinus. Het wiskunde-onderwijs bestond er toen uit dat de leerlingen de berekeningen in woorden moesten leren. Om het makkelijker te kunnen onthouden, zongen ze de formuleringen.

Weersverwachtingen op basis van berekeningen zijn nog geen eeuw oud. Het benodigde rekenwerk voor een weersverwachting die beter is dan een verwachting zonder berekeningen, is zo omvangrijk dat alleen computers dat aankunnen.

Van inzicht en verklaring naar verwachting

De natuurwetenschap zoals wij die nu kennen, is grotendeels geboren in Toscane in de zeventiende eeuw. Torricelli, leerling en opvolger van Gallileï aan het hof van Florence, toonde met een soort kwikbarometer aan dat de atmosferische lucht druk uitoefent.

Heel lang heeft men vervolgens gedacht dat storm gepaard gaat met lage luchtdruk en dus ook omgekeerd: een snel zakkende barometer kondigt storm aan.



Figuur 56 – De eerste barometer, die in 1644 door Evangelista Torricelli werd uitgevonden, bestond uit twee glazen buizen die met kwik werden gevuld en in een bak met kwik werden ondergedompeld. Torricelli schreef dat de lucht waarop het kwik in de buis steunde afkomstig was van "tachtig kilometer lucht", die druk uitoefende op het oppervlak van de vloeistof in de bak. Torricelli's uitvinding kon gebruikt worden om luchtdrukveranderingen te meten en al snel ontdekte men dat er verband bestond met veranderingen in het weer. Het peil van het kwik daalde heel sterk als er storm op komst was.

Ook een bruikbare thermometer en een primitieve hygrometer werden daarna aan het hof van Florence uitgevonden, nadat Gallileï al omstreeks 1600 had laten zien dat lucht uitzet als het verwarmd wordt.



Figuur 57 – Duitse militairen uit de Eerste Wereldoorlog hangen ballast aan een met waterstof gevulde ballon voor ze hem laten opstijgen bij een weerstation aan het westelijk front. Uit de stijgingsrichting, die met behulp van een theodoliet (links) werd bepaald, bleek de snelheid en de richting van de wind.

Pas toen waarnemingen van de snelheid en de richting van de wind over een groter gebied in kaart gebracht konden worden, werd duidelijk dat er bij storm grootschalige patronen voorkomen in de wind: de cyclonen en anticyclonen. En dat die cyclonen zich verplaatsen.

Om stormwaarschuwingen te kunnen geven was het dus nodig dat veel waarnemingen van wind en luchtdruk(verandering) uit een groot gebied snel verzameld en in kaart gebracht werden. Toen dan ook de telegraaf in 1844 door Samuel Morse sterk verbeterd was, werden in Amerika en Europa in veel landen netwerken tot stand gebracht waarlangs waarnemingen verzameld en waarschuwingen verspreid werden. De theorie achter deze waarschuwingen was echter nog gebrekkig en meteorologie was vooral een kwestie van ervaring en intuïtie.

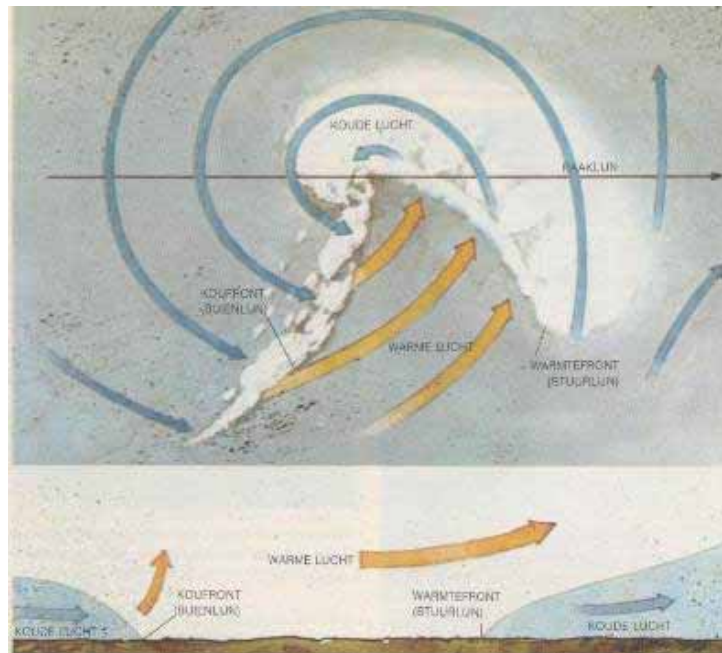
Het is vooral aan Vilhelm Bjerknes (en zijn zoon Jacob) uit Noorwegen te danken dat in het begin van de twintigste eeuw het inzicht ontstond dat de verschillende (tamelijk homogene) luchtsoorten zo'n grote rol spelen in ons weer. En vooral het botsen van zulke verschillende luchtsoorten: de fronten.

Omdat de Bjerknessen hun hoofdkwartier in Bergen in Noorwegen hadden, wordt deze theorie ook wel de "frontentheorie" of de "Bergense school" genoemd.

Saillant detail hierbij is dat Vilhelm Bjerknes voor zijn onderzoek aanvankelijk onvoldoende financiële ondersteuning kreeg in Noorwegen en daarom in 1912 naar Duitsland ging, een land dat voor zijn verbindingen met de koloniën en vooral voor de oorlogsvoorbereidingen veel belang had bij betrouwbare windverwachtingen. Pas in 1917 keerde hij terug naar het neutrale Noorwegen waar toen een hongersnood dreigde en er daarom wel middelen beschikbaar kwamen om een meteorologisch netwerk op te zetten om de landbouw van dienst te kunnen zijn.

Vilhelm Bjerknes was dus de vader van de moderne meteorologie wat betreft inzicht in de grootschalige processen die zich in de atmosfeer afspelen.

Figuur 58 – Dit sikkelvormige model van een depressie, dat in 1918 door de Bergense meteorologen werd geconstrueerd, betekende een belangrijke doorbraak in de meteorologie. De depressie ontstaat wanneer warme lucht doordringt in de koude lucht en tegen de wijzers van de klok in om een centrum van lage luchtdruk gaat circuleren. Wanneer de vochtige warme lucht boven de koude lucht opstijgt, ontstaat neerslag langs de beide frontale zones. De depressie (onderin de figuur afgebeeld) verplaatst zich in zijn volle omvang langs de raaklijn aan het warmtefront in het centrum van de depressie.



De Zweed Carl-Gustav Rossby breidde de Bergense frontentheorie uit met de "rossbygolven" in de wereldomspannende straalstroom (zie paragraaf 5.4).

Het was de Engelsman Lewis Fry Richardson die als eerste numerieke methoden probeerde te gebruiken bij het opstellen van een weersverwachting. Hoewel hij zich er van bewust was dat een berekende verwachting "achter de feiten aan zou lopen", doordat de berekeningen meer tijd zouden kosten dan de natuur nodig had om de werkelijke verandering tot stand te brengen, experimenteerde hij toch met een numeriek model om inzicht te krijgen in de vergelijkingen en de rekenmethoden. In 1910 voerde hij berekeningen uit voor temperatuur en luchtdruk op een paar plaatsen in Europa op basis van 25 meetpunten. Het kostte hem zes weken om de verwachting voor zes uur later uit te rekenen. Helaas klopte er niets van de uitkomst: zijn berekende verwachting was een drukverandering van 145 mbar, in plaats van de werkelijk opgetreden 1 mbar. Zijn numerieke model was niet slecht maar de hele exercitie was een vroeg voorbeeld van "garbage in, garbage out". Hij had veel te weinig beginwaarden, waardoor de startwaarden in zijn "roosterpunten" veel te onnauwkeurig waren. Bovendien had hij veel te weinig roosterpunten. Het zou nog een halve eeuw duren voordat de computers het vele rekenwerk aankonden dat nodig is om betrouwbare weersverwachtingen te kunnen maken en voordat er voldoende betrouwbare waarnemingen gebruikt konden worden.

Saillant detail is dat Richardson, toen hij in de gaten kreeg dat zijn onderzoek naar turbulentie in de atmosfeer van belang bleek te zijn voor de militairen die onderzoek deden naar de verspreiding van gifgas, de meteorologie de rug toekeerde. Later probeerde hij zijn meteorologische vergelijkingen toe te passen op het gedrag van mensen en staten, waar het gaat om oorlog en vrede. Zo orakelde hij dat de koude oorlog met een sisser zou aflopen.

Ook was Richardson de grondlegger van de "fractale geometrie" die door Mandelbrot verder uitgewerkt is.

Meteorologie en de Tweede Wereldoorlog

Dat Hitler zijn Waterloo vond voor Stalingrad, was te danken aan de felle Russische weerstand en de ijzige kou waar de Duitsers niet op gerekend had-

den. Dat laatste was meer een militaire blunder dan een meteorologische: Hitler dacht Rusland snel even voor de winter te veroveren.

Aan het succes van D-day heeft de meteorologie wel bijgedragen. In het voorjaar van 1944 lagen in zuid Engeland bijna 3 miljoen soldaten en bijna 500 schepen te wachten op de geplande invasie in Normandië. Opperbevelhebber Eisenhower had de beste meteorologen uit Amerika en Groot Brittannië verzameld om hem te adviseren.

De meteorologen gebruikten in die tijd verschillende verwachtingstechnieken:

- **Trend** – Bij een trendverwachting wordt gekeken hoe het weersysteem met zijn windrichting, windsnelheid en neerslag zich verplaatst. Die verplaatsing wordt geëxtrapoleerd naar de nabije toekomst. De aanname is dat het stromingspatroon (bijvoorbeeld een depressie) zelf niet verandert.
- **Analogie** – Bij deze techniek wordt de laatste weerkaart vergeleken met alle weerkaarten uit het verleden. De analoge weersituaties uit het verleden worden geselecteerd. Vervolgens wordt gekeken naar de voorafgaande weerkaarten en wordt verder geselecteerd. Zo kiest men de best passende analoge weersituatie uit het verleden en neemt dan het vervolg van toen als verwachting voor het heden. Om het vergelijken van weersituaties te vergemakkelijken werd gebruik gemaakt van de classificatie in weertypen. (Weermannen en -vrouwen van tegenwoordig gebruiken ook nog wel zulke termen als bijvoorbeeld “een blokkade boven oost Europa”.) Deze methode blijkt echter meestal maar voor een beperkte tijd te werken: hooguit enkele dagen. Er wordt wel gezegd dat de atmosfeer op gematigde breedtes een geheugen van hooguit een week heeft.
- **Ervaring en intuïtie** – Ervaren meteorologen volgens de Bergense school hadden heel veel weersituaties en het verloop ervan meegemaakt en hadden die kennis in hun hoofd zitten.

De oversteek voor de invasie in Normandië kon klimatologisch gezien het beste in mei of nog beter in juli plaatsvinden. Over een lange reeks van jaren was het in juni minstens tweemaal zo vaak slecht weer in het Kanaal als in mei en driemaal zo vaak als in juli. Maar in mei zouden de voorbereidingen voor de invasie nog niet gereed zijn, en wachten tot juli achtte men slecht voor het moreel en voor de geheimhouding. D-day was daardoor gepland op 5 juni. Het volgende geschikte laagwater bij zonsopgang was pas twee weken later.

Eind mei en begin juni veranderde rustig weer in stormachtig weer in heel Europa. Boven de Atlantische oceaan ontwikkelde zich een reeks depressies die uitdiepten en een winters patroon te zien gaven zoals in geen veertig jaar in juni was voorgekomen. Elke dag trokken er fronten over het Kanaal.

Omdat de meeste meteorologen meer slecht weer verwachtten, besloot Eisenhower op 4 juni 's ochtends vroeg om D-day uit te stellen. En inderdaad bleek 5 juni het weer zo slecht te zijn dat een oversteek waarschijnlijk rampzalig geweest zou zijn.

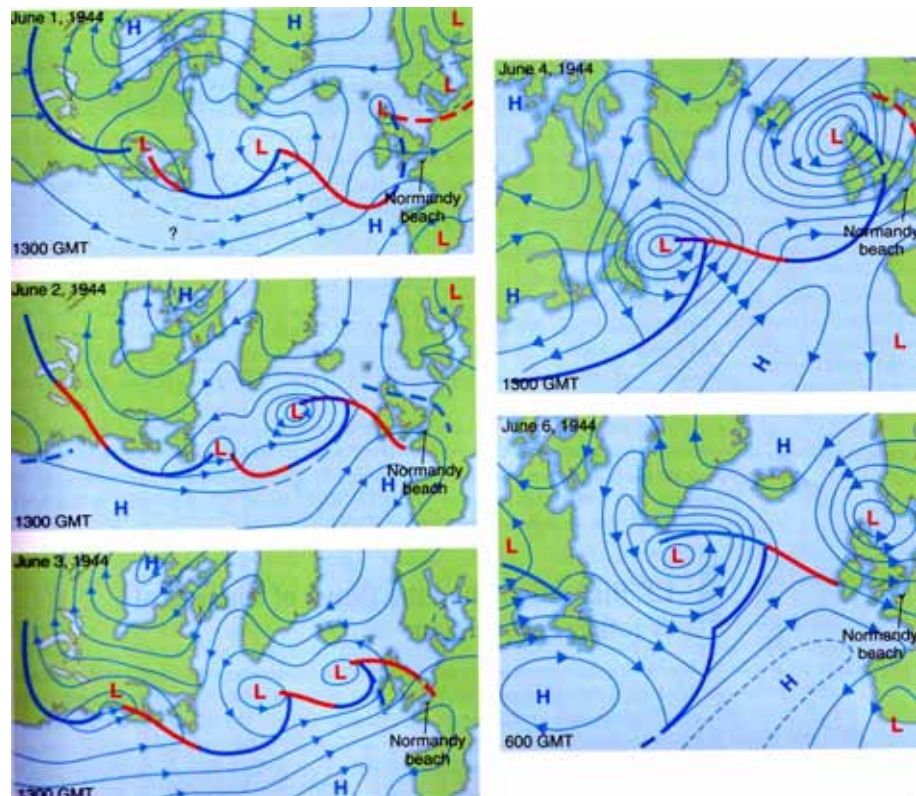
In de loop van 5 juni klaarde het op en er kwamen berichten uit Ierland binnen dat er een koufront voorbijgetrokken was en dat de reeks depressies richting het Kanaal vertraagde. Misschien zou er een goed-weer-pauze zijn in de reeks overtrekkende depressies. De meteorologen waren het er over eens dat het marginaal acceptabele weer net lang genoeg zou aanhouden. Eisenhower vertrouwde daarop en gaf het startsein voor de invasie, terwijl regen en storm om zijn hoofdkwartier in zuid Engeland joegen.

De Duitse meteorologen hadden de verandering ten gunste van een invasie inmiddels ook opgemerkt, maar hun waarschuwingen bereikten de Duitse hoofdkwartieren niet meer. Daardoor kwam de geallieerde invasie in Normandië op 6 juni als een verrassing.

De zee was wel ruw, maar toch slaagde de overtocht zoals voorzien en was de invasie een feit.

De meteorologie had zo een belangrijk aandeel geleverd in de start van de

geallieerde overwinning. Maar twee weken later sloegen ze de plank mis toen een drie dagen durend noodweer niet voorzien was en veel bevoorradings-schepen verloren gingen en manschappen omkwamen.



Figuur 59 – Weerkaarten van de Atlantische Oceaan op D-day en de dagen ervoor.

6.2 Numerieke Modellen

Om te kunnen rekenen aan de atmosferische grootheden, wordt de atmosfeer verdeeld in blokken lucht. Een rekenrooster bevat heel veel punten die elk zo'n blok lucht voorstellen (zie figuur 60). Per land of per regio worden ook wel rekenroosters gebruikt met kleinere afstanden tussen de roosterpunten.

Als er gerekend wordt aan het weer of het klimaat gaat dat als volgt. Elk roosterpunt krijgt voor de verschillende grootheden luchtdruk, windsnelheid, windrichting, temperatuur en relatieve vochtigheid een meetwaarde die geldt voor het hele blok lucht. Uit de waarden van de luchtdruk, windsnelheid en windrichting in omliggende roosterpunten wordt de convergentie of divergentie van de lucht in het roosterpunt (een grote doos dus eigenlijk) berekend. Divergentie betekent dat er netto lucht uit de doos verdwijnt, waardoor de luchtdruk in het onderliggende roosterpunt afneemt.

Deze berekening wordt door de computer uitgevoerd volgens zogenaamde modelregels. Zulke modelregels zijn de rekenregels die gebruik maken van de natuurkundige wetmatigheden. In dit geval bijvoorbeeld:

- lucht(massa) kan niet ontstaan of verdwijnen
- de hoeveelheid beweging en draaiing van een m^3 lucht verandert niet als je meebeweegt (in de meteorologie heet deze grootheid de vorticeiteit).

Dit laatste geldt echter niet voor de onderste roosterpunten in de atmosfeer, want in de grenslaag is er wrijving met het aardoppervlak. Voor die roosterpunten gelden dus andere modelregels.

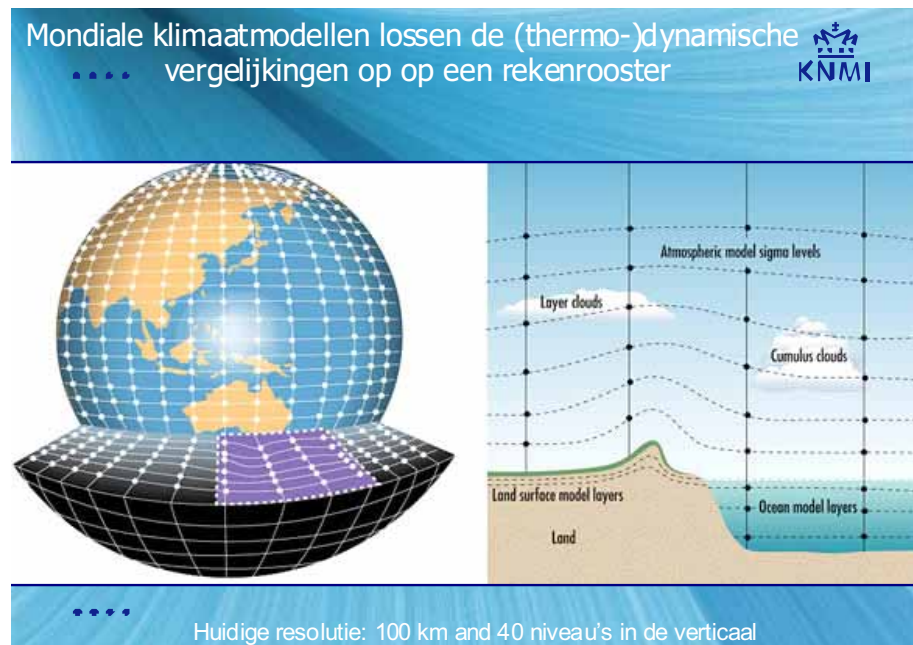
Met de drukveranderingen in de roosterpunten kunnen de waarden van de luchtdruk in die roosterpunten een tijdje later worden berekend. De tijd

tussen twee berekeningen van een grootheid in een roosterpunt heet de tijdstap.

Ook de andere grootheden worden met soortgelijke vergelijkingen uitgerekend, waarbij die vergelijkingen bijvoorbeeld de natuurkundige behoudswet van energie weergeven, of de omzetting van latente warmte in voelbare warmte bij condensatie, of de stralingsbalans.

Voor de grenslaag moeten de vergelijkingen ook de input van waterdamp en warmte vanuit het aardoppervlak bevatten. Daarom worden in recente modellen bijvoorbeeld ook roosterpunten op en onder het wateroppervlak meegenomen.

Hoewel de **numerieke modelberekeningen** steeds beter de toekomstige weersituatie op de korte termijn weergeven, blijven het hulpmiddelen die voor het opstellen van de weersverwachting aangevuld worden met meteorologische ervaringskennis.



Figuur 60 – Mondiaal rekenrooster dat wordt gebruikt voor numerieke klimaatmodellen.

Enkele belangrijke obstakels voor correcte numerieke weersverwachtingen zijn:

- Voor lang niet alle roosterpunten zijn **meetwaarden** beschikbaar om de berekening mee te starten. Bijvoorbeeld boven oceanen zijn heel weinig meetwaarden beschikbaar en satellieten kunnen dat lang niet helemaal opvangen. Zo kan een beginnende storing of zelfs een beginnende depressie aan de aandacht ontsnappen.
- Als de **tijdstap** te groot wordt genomen, kunnen de berekeningen doorschieten en daardoor totaal uit de hand lopen.
- De berekeningen gaan er van uit dat de lucht homogeen is in een blok om een roosterpunt en dat de processen in zo'n blok lucht overal hetzelfde zijn (bijvoorbeeld opstijging en wolkenvorming door condensatie of verdamping vanaf het aardoppervlak). Maar als de roosterpunten tientallen kilometers uit elkaar liggen, klopt die aanname niet voor kleinschalige processen, bijvoorbeeld door een bos of stad, fabrieken, een meer enzovoort.
- Meer roosterpunten en kleinere tijdstappen zijn beter, maar vergen ook snellere computers. De meteorologen staan dus altijd vooraan als er nieuwe snellere computers beschikbaar komen.

In Reading bij Londen werkt Europa samen om met supercomputers model-

len te ontwikkelen voor de middellange termijn (een paar weken) en voor berekeningen met klimaatmodellen.

6.3 Meteorologisch onderzoek

Veel meteorologisch onderzoek is gericht op het verbeteren van weersverwachtingen die numerieke modellen leveren. Daartoe houden meteorologen zich onder andere met het volgende bezig:

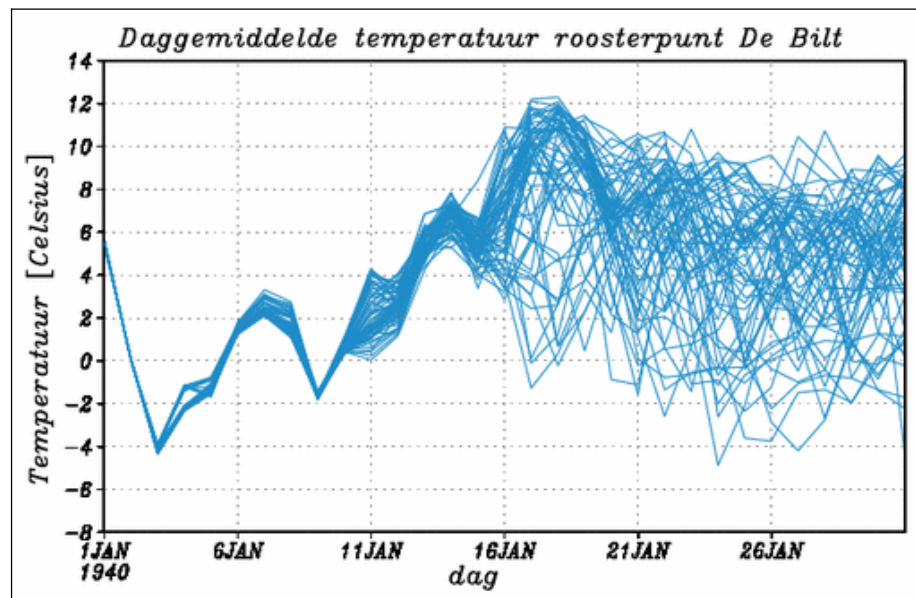
- Meer inzicht krijgen in kleinschalige processen zoals turbulent transport van waterdamp in de grenslaag.
- Grootschalige processen als El Nino (in de Pacific) meten, begrijpen en modelleren. Want tegenwoordig houdt ook de meteorologie er rekening mee dat vaak alles met alles samenhangt en dat droogte in de Sahel kan samenhangen met veranderingen in de diepzee van de Pacific.
- Nieuwe rekenmethoden gebruiken in de modellen. Ook wordt tegenwoordig gebruik gemaakt van ensemble-verwachtingen. Dat wil zeggen dat de hele berekening een aantal keren wordt uitgevoerd en dat de uitkomsten worden gemiddeld.
- Nog snellere of grotere computers ter beschikking zien te krijgen. Of netwerken van heel veel computers organiseren.

6.4 Grenzen aan de voorspelbaarheid

Als we heel veel nauwkeurige meetwaarden zouden hebben, heel grote en snelle computers en heel goede numerieke modellen, zouden we dan niet heel nauwkeurig kunnen uitrekenen hoe de temperatuur, wind, bewolking en neerslag over een maand verdeeld is over bijvoorbeeld Nederland?

Nee, zegt de natuur: dat kan niet. Er zijn grenzen aan de voorspelbaarheid.

Figuur 61 – Voorbeeld van een berekening van de temperatuur in De Bilt. Met dezelfde beginwaarden is de berekening een groot aantal keren op dezelfde manier uitgevoerd. De temperatuur loopt niet uit de hand in de zin dat hij onwaarschijnlijk extreem wordt, maar de verwachtingswaarde wordt onbruikbaar.



Het was de Amerikaanse meteoroloog Lorentz die dit op het spoor kwam. In het begin van het computertijdperk had hij een numeriek model gemaakt en was daarmee aan het rekenen. Omdat hij er niet zeker van was dat 's nachts de computer aan zou blijven, schreef hij de laatste berekende waarden op een papier. Compleet met alle cijfers achter de komma. De volgende dag bleek de computer de gegevens nog gewoon in zijn geheugen te hebben. Lorentz ging verder met rekenen waar hij de vorige dag gebleven was. Maar hij liet de computer de berekeningen ook nog een keer doen met de beginwaarden die

hij nauwgezet op papier had overgenomen. Aanvankelijk leverde dat geen verschillen in de uitkomsten, maar allengs traden er verschillen op. En hoe meer berekeningen de computer had gedaan, hoe groter de verschillen werden. De verwachte waarden na een aantal dagen weken zelfs totaal af in beide runs. De oorzaak zocht Lorentz in de cijfers achter de komma die de computer niet had laten zien maar wel in zijn geheugen had gehouden. Een heel kleine afwijking in een beginwaarde kan tijdens de berekeningen uitgroeien tot een totaal andere uitkomst. Zo kan een heel kleine oorzaak een heel groot gevolg hebben. Vandaar “de vlinder van Lorenz”: “de vleugelslag van een vlinder in Mexico kan een storm in Europa tot gevolg hebben”.

Opgave

- 56** Bereken hoeveel roosterpunten het rekenrooster van het mondiale klimaatmodel bevat.