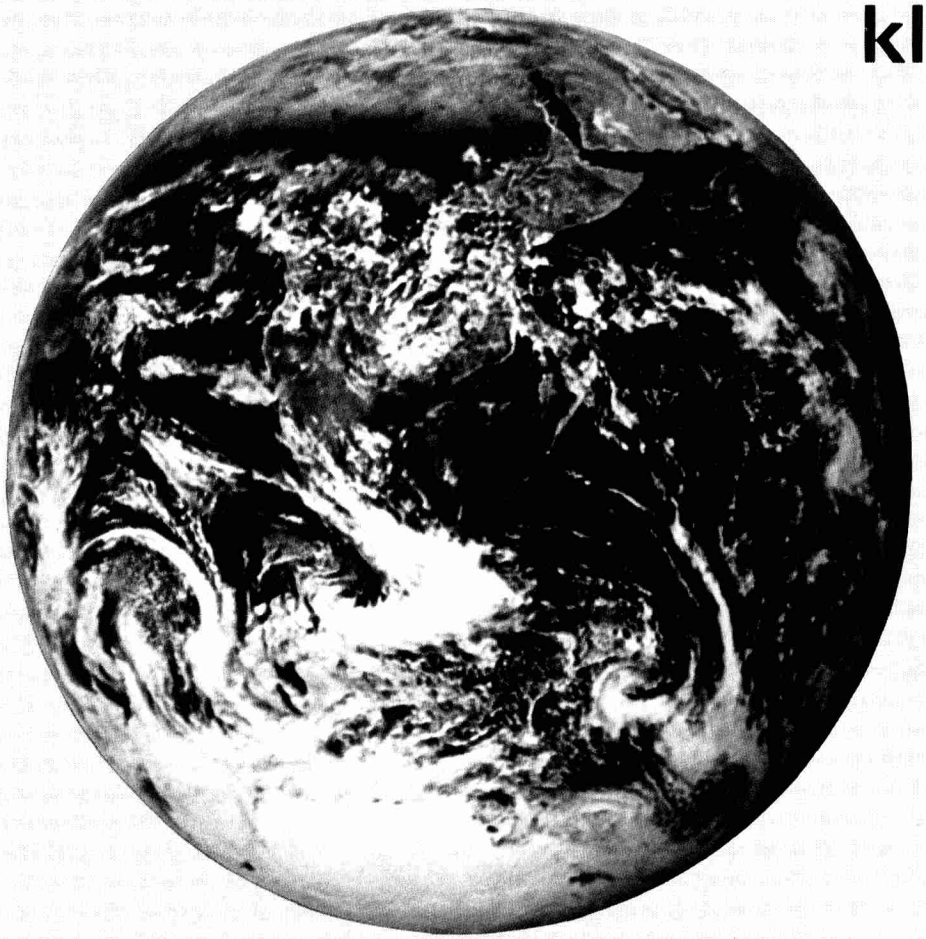
J. OERLEMANS

Experimenten met klimaatmodel



De aarde gefotografeerd tijdens de Apollo 17-reis. De verschillende klimaatzones zijn op deze foto heel duidelijk te onderscheiden. In het zuiden zien we het arktisch of poolklimaat: het geheel met ijs bedekte antarktische continent. Door de grote reflectie van zonlicht (groot albedo) heeft de ijskap een witte kleur. Ten noorden daarvan ligt een zone met een gematigd klimaat; kenmerkend voor dit gebied zijn de depressies (witte, gekromde wolkengebieden). De klimaatzones van Afrika zijn gespiegeld ten opzichte van de evenaar: in het noorden en zuiden van dit continent de woestijngordels met resp. de Sahara- en de Kalahariwoestijn, meer naar de evenaar toe de donkere, op het moment van de foto onbewolkte zone's van steppen en savannen, en in het midden een groene zone met een equatoriaal klimaat. Dit gebied is voor een deel bedekt met grote (witte) stapelwolken.

In de laatste tien jaar is de belangstelling voor het klimaat sterk toegenomen. Hiervoor zijn twee oorzaken aan te geven. In de eerste plaats zijn er in sommige gebieden langdurige afwijkingen van de normale weerstoestand opgetreden, zoals de droogte in de Sahel en de strenge winters in de Verenigde Staten. Hierbij is op schrijnende wijze aangetoond hoe gevoelig onze samenleving is voor fluktuaties in het klimaat. In de tweede plaats is er het groeiende besef dat het heel goed mogelijk is dat de mens het klimaat beïnvloedt, bijv. door de toename van het CO_2-gehalte in de atmosfeer door de verbranding van fossiele brandstoffen, de produktie van stofdeeltjes, en het aantasten van de ozonlaag door freonen: drijfgassen, die (nog?) in spuitbussen worden gebruikt. Gezien deze feiten is het niet verwonderlijk dat er tegenwoordig veel klimaatonderzoek wordt verricht.

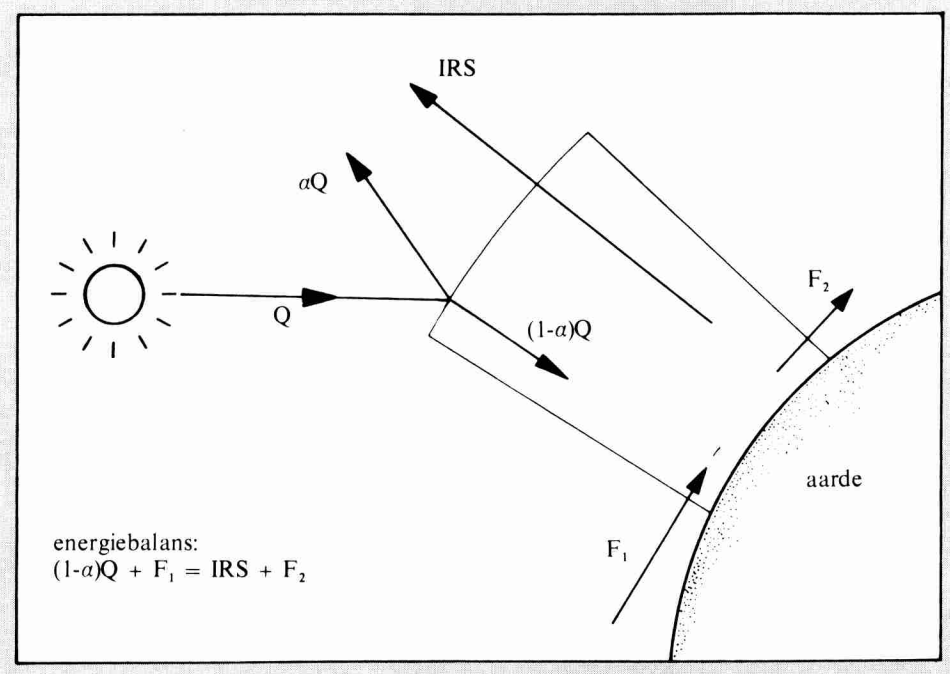
Klimaatonderzoek kan men eigenlijk in twee soorten opsplitsen, te weten: 1. Het samenstellen van lange reeksen van temperatuur, neerslag, atmosferische stromingspatronen e.d. uit direkte waarnemingen, maar ook uit jaarringen van oude bomen en de struktuur van dikke ijskappen; 2. Het ontwikkelen van klimaatmodellen waarmee kan worden bestudeerd hoe het klimaat reageert als er bijvoorbeeld minder zonne-energie op aarde wordt ontvangen, of het CO_2-gehalte van de atmosfeer toeneemt. Ook op het KNMI wordt er op deze terreinen onderzoek gedaan. In dit artikel zullen enkele experimenten met een klimaatmodel worden besproken, die op het KNMI zijn uitgevoerd door H. M. van den Dool en de auteur.

Ingrediënten van het klimaatmodel

Voordat met de konstruktie van een klimaatmodel kan worden begonnen, is het nodig af te spreken wat onder klimaat wordt verstaan. In dit artikel zullen we met het klimaat bedoelen **de temperatuur van de lucht op zeeniveau, gemiddeld over een lange periode (bijvoorbeeld 1000 jaar) en ook gemiddeld langs een breedtecirkel.** We geven dit klimaat aan met $T(\varphi)$; de letter φ duidt aan dat de temperatuur T alléén van de geografische breedte φ afhangt. Dit lijkt een eenvoudige voorstelling van zaken, want normaal gesproken verstaat men onder het klimaat tenminste ook de gemiddelde neerslag en wind. De berekening van $T(\varphi)$ blijkt echter al behoorlijk moeilijk te zijn en men moet nu eenmaal ergens beginnen. Met $T(\varphi)$ kunnen we klimaatfluktuaties zoals die in de inleiding werden genoemd nauwelijks beschrijven, maar wat bijvoorbeeld wèl uit de verf komt zijn verschuivingen van de polaire ijskappen (denk aan de ijstijden).

Vanuit een natuurkundig standpunt bekeken wordt het gebeuren in de atmosfeer

Fig. 1. De energiebalans van een kolom. Aan de top van de atmosfeer wordt een hoeveelheid Q aan straling ontvangen. Door reflektie aan wolken en het aardoppervlak wordt er een fraktie α (albedo) teruggekaatst, zodat er een hoeveelheid (1−α)Q aan de kolom ten goede komt. IRS is de uitgaande infrarood-straling en F_1 en F_2 duiden horizontale energietransporten aan. Als er evenwicht is moet er een energiebalans gelden; deze is in de figuur geschreven.



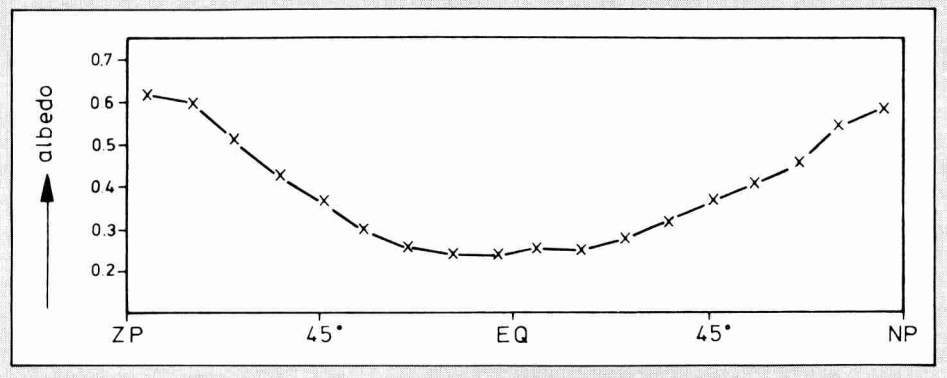
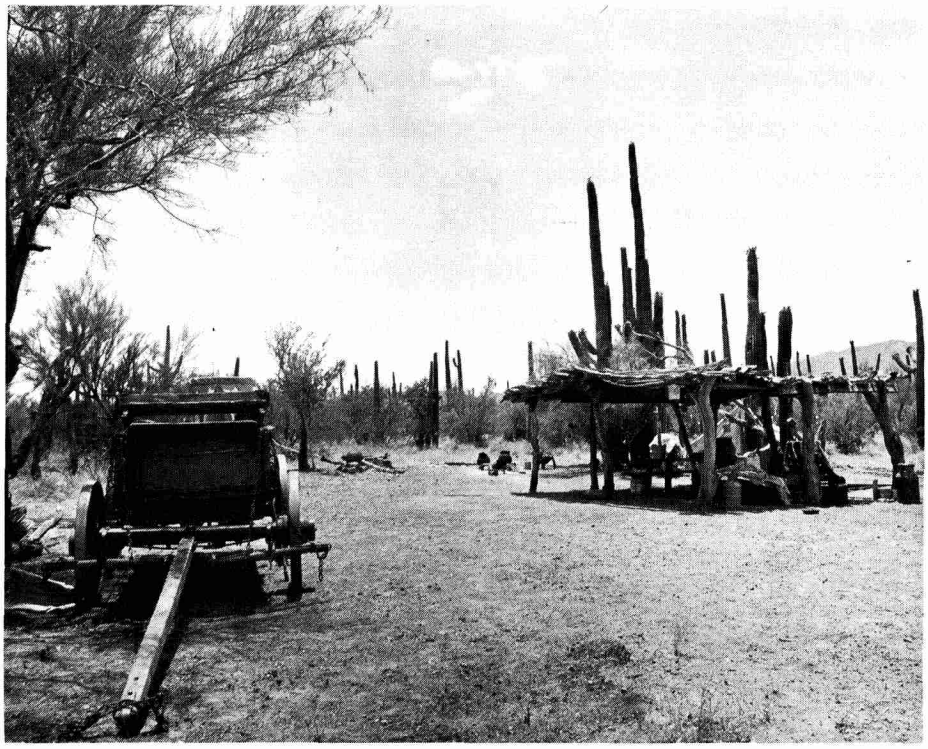


Fig. 2. De gemiddelde fraktie teruggekaatst zonlicht, albedo genoemd, uitgezet tegen de geografische breedte. De gegevens zijn afkomstig van satellietmetingen. Het albedo aan de polen is meer dan twee keer zo groot als dat in de equatoriale gebieden.

bepaald door drie zogenaamde behoudswetten: het behoud van *energie*, van *massa* en van *beweging*. Het konstrueren van een theoretisch model van de atmosfeer bestaat nu hieruit, dat men deze behoudswetten op een handige manier vertaalt in wiskundige vergelijkingen, die dan met behulp van een computer worden opgelost.
Ons model is louter gebaseerd op de eerste behoudswet, die van energie. Er wordt dus verondersteld dat zonder meer aan de overige behoudswetten is voldaan; we kijken daar verder niet naar om. Dit lijkt misschien een willekeurige aanpak, maar dat is het zeker niet! De luchtstromingen in de atmosfeer en de circulatie in de oceaan worden gedreven door temperatuurverschillen die nauw samenhangen met verschillen in aanwezige energie. Hierbij komt dat de aarde en de atmosfeer wèl energie uitwisselen met de wereldruimte, maar dat dit met massa en beweging nauwelijks het geval is. De Rus Budyko (zie lit. 1) was overigens de eerste, die een klimaatmodel konstrueerde dat louter gebaseerd was op een energiebalans. Zijn resultaten zullen later nog ter sprake komen. Laten we nu eens een kolom beschouwen zoals getekend in fig. 1. Bij deze kolom hoort ook dat deel van de zee of het aardoppervlak, dat een rol speelt bij het tot stand komen van het klimaat. Het voordeel hiervan is, dat we geen vertikale energietransporten van de oceaan of aarde naar de atmosfeer in rekening hoeven te brengen. De energiehuishouding van deze kolom wordt bepaald door de volgende onderdelen:
1. De stralingsenergie afkomstig van de zon. Van de hoeveelheid Q, die op de 'top' van de atmosfeer valt, wordt een fraktie door wolken en het aardoppervlak teruggekaatst. Deze fraktie geven we aan met α, het *albedo*. Er komt dus een hoeveelheid $Q(1-\alpha)$ in de kolom terecht.
2. De energie die door de aarde en de atmosfeer wordt uitgestraald naar de wereldruimte. Dit is infrarood-straling, die aangegeven wordt met IRS.
3. De energiewinst (of het verlies), ontstaan door verschillen in horizontaal energietransport door de randen van de beschouwde kolom. Als we de energietransporten aangeven met F_1 en F_2 (zie fig. 1), is de energiewinst gelijk aan F_1-F_2. Deze energietransporten worden verzorgd door stromingen in de atmosfeer en de oceanen (bijvoorbeeld door de golfstroom).
De wet van behoud van energie zegt nu, dat in een evenwichtssituatie de energiewinst gelijk moet zijn aan het verlies. We kunnen dit als volgt formuleren:

$$Q(1-\alpha) + F_1 - F_2 = IRS \qquad (1)$$

Hiermee is in principe het model gekonstrueerd. Men moet zich goed realiseren dat vergelijking (1) op *elke breedte* moet gelden. Dit houdt echter niet in dat de verschillende onderdelen op elke breedte even groot zijn! In de equatoriale gebieden komt er meer zonne-energie binnen dan dat er infrarood-straling wordt uitgezonden, terwijl in de polaire gebieden het omgekeerde het geval is. Voor een evenwichtstoestand is het dus nodig dat er een energietransport plaatsvindt van de evenaar naar de polen. Het zal de lezer opgevallen zijn, dat ons klimaat $T(\varphi)$ nog niet in vergelijking (1) voorkomt. Om $T(\varphi)$ toch te kunnen berekenen is het nodig de onderdelen van de energiebalans uit te drukken in $T(\varphi)$, d.w.z. we zullen moeten weten hoe het albedo, de uitgaande straling en de energietransporten van de temperatuur afhangen.
Laten we eerst eens naar het albedo kijken. Als het kouder wordt zal er zich meer sneeuw en ijs vormen. Dit heeft tot gevolg dat er meer zonlicht teruggekaatst wordt; het albedo wordt dus groter! We kunnen zeggen dat een lagere T een grotere α tot gevolg heeft. Dit verband tussen α en T wordt nauwkeurig in het model opgenomen. Er wordt rekening gehouden met de hoeveelheid zee en land op elke breedte en met de hoogte van het land (in hogere gebieden is het kouder, zodat daar eerder sneeuw en ijs ontstaat). Dat er verschil moet zijn tussen zee en land is duidelijk, want op zee kan immers pas een sneeuwdek ontstaan als er al ijs is, terwijl dit op het land niet hoeft. De albedo's die horen bij de verschillende toestanden van het aardoppervlak kunnen worden afgeleid uit satellietwaarnemingen; zo is het albedo van onbedekt land 0,31, van ijs 0,56 en van sneeuw 0,61. Het albedo in de oceanische gebieden is sterk afhankelijk van de zonshoogte (en dus van de breedte). Het varieert van ongeveer 0,22 in de tropen tot ongeveer 0,50 op hoge breedten. Om een idee te geven van het huidige albedo is dit in fig. 2 uitgezet tegen de breedte. Het verband tussen α en T komt hierin goed tot uitdrukking. Het is nu ongeveer duidelijk hoe het eerste onderdeel van vergelijking (1), de netto inkomende energie, met T samenhangt en we gaan nu eens naar de andere onderdelen kijken.



Voorbeeld van een woestijnklimaat, hier in een Indianenreservaat in Arizona (foto Arizona State University).

Het horizontale energietransport wordt evenredig verondersteld met het temperatuurverschil, d.w.z. dat er energie van hoge naar lage temperaturen wordt getransporteerd en dat het transport groter is naarmate het temperatuurverschil groter is. Hiermee is F_1-F_2 in termen van $T(\varphi)$ beschreven. Blijft nog over de uitgaande straling. Naarmate een voorwerp warmer is, straalt het meer energie uit. Dit geldt ook voor de aarde en de atmosfeer, dus bij een hogere T hoort een grotere hoeveelheid uitgaande straling (IRS). Het precieze verband kan wederom uit satellietmetingen worden afgeleid.
We zijn nu zover dat we alle onderdelen van de energiebalans in $T(\varphi)$ uitgedrukt hebben. Als we het verband tussen α en T, F_1-F_2 en T, en IRS en T in vergelijking (1) invullen, ontstaat er een nieuwe vergelijking waarin alleen T en de opvallende zonnestraling Q staan. Q hangt alleen van de breedte af en kan zo worden ingevuld. Het oplossen van $T(\varphi)$ is dan een kwestie van wiskundige techniek. We zullen daar niet verder op ingaan, maar ons beperken tot de uitkomsten van het model.

Twee klimaten

De eerste proef die we met het klimaatmodel kunnen doen is het berekenen van $T(\varphi)$ bij de huidige hoeveelheid inkomende zonne-energie. Als alle verbanden tussen de onderdelen van de energiebalans en T goed ingebouwd zijn èn bovendien de behoudswet van energie in hoge mate het klimaat bepaalt, mogen we verwachten dat het klimaat zoals we dat kennen eruit komt rollen. Het resultaat van deze proef is weergegeven in fig. 3. De stippellijn geeft het klimaat aan zoals het uit metingen bekend is. De doorgetrokken lijnen stellen modeluitkomsten voor en hier zien we een interessant verschijnsel optreden: er zijn twee oplossingen mogelijk bij de huidige sterkte van de zon! De eerste is warm en komt overeen met het tegenwoordige klimaat, de tweede is erg koud (ongeveer −35 °C). In dit laatste geval is de aarde volledig met ijs en sneeuw bedekt. Dat deze situatie zich kan voordoen is wel aan te voelen. Als de aarde volledig met ijs bedekt is, wordt het grootste deel van de zonnestraling (ongeveer 60%) teruggekaatst. Hierdoor is er niet genoeg warmte voorhanden om het ijs te laten smelten en de aarde blijft verijsd. Bij de situatie zoals die nù is, wordt een veel kleiner deel van de zonnestraling (ongeveer 30%) gereflekteerd, waardoor het te warm blijft om op uitgebreide schaal ijs te laten ontstaan. We hebben hier te maken met twee zogenaamde stabiele klimaten: het koude klimaat blijft koud en het warme warm.
Fig. 3 laat zien dat de berekende $T(\varphi)$ aardig overeenkomt met de waargenomen $T(\varphi)$ (stippellijn). Blijkbaar wordt ons klimaat voor een belangrijk deel vastgelegd door de energiebalans. Nu we weten dat ons klimaatmodel de tegenwoordige toestand aardig kan weergeven, kunnen we ermee gaan 'spelen'. Hoe zou bijvoorbeeld $T(\varphi)$ eruit ziet als de aarde meer of minder energie van de zon zou ontvangen dan nu het geval is?

Variatie van de instraling

In het volgende zal regelmatig het begrip *zonnekonstante* worden genoemd. Deze konstante geeft aan hoe sterk de aan de top van de atmosfeer aankomende zonnestraling is ten opzichte van de huidige waarde; we noteren dit met S. Op dit moment heeft S de waarde 1,00; S = 1,02 betekent bijvoorbeeld dat er op alle breedten 2% méér zonne-energie wordt ontvangen, bij S = 0,97 is dit 3% minder (zie ook het artikel van C. J. E. Schuurmans in Zenit 1976, p.358).
Het is mogelijk met het klimaatmodel $T(\varphi)$ te berekenen voor elke waarde van S. Dit gebeurt door Q in vergelijking (1) te veranderen en $T(\varphi)$ weer op te lossen. Fig. 4 geeft het resultaat. S is langs de horizontale as uitgezet en de over de hele aarde gemiddelde temperatuur langs de vertikale as. Om de oplossing(en) die horen bij een zekere waarde van S te vinden, moeten we bij die waarde van S een rechte lijn omhoog trekken. De klimaten die mogelijk zijn worden nu gegeven door de snijpunten van deze lijn met de oplossingskrommen. Het tegenwoordige klimaat ligt bij S = 1,00 en een temperatuur van 15 °C en is aangeduid met een cirkeltje op de zogenaamde 'warme tak'. Er is nog een oplossing: de verijsde aarde waarvan we al gesproken hebben. Deze oplossing ligt op de 'koude tak' (zie het kruisje in de figuur).
Neem eens aan dat we een knop hebben waarmee de zonnekonstante naar believen kan worden ingesteld. We beginnen met S = 1,00 en draaien de knop langzaam terug tot S = 0,88. Vervolgens voeren we S op tot 1,16 om tenslotte weer bij 1,00 te eindigen. Wat gebeurt er? In fig. 4 zien we dat de temperatuur aanvankelijk zakt met 1,5 °C per 1% afname van S, maar bij S = 0,91 gebeurt er iets merkwaardigs: *de warme tak verdwijnt en het klimaat springt naar de koude tak.* De ijskappen breiden zich razendsnel over de hele aarde uit! Eenmaal aangekomen op de koude tak, daalt de temperatuur langzaam verder tot ongeveer −39 °C bij S = 0,88. We laten S weer toenemen, zodat het klimaat naar rechts verschuift op de koude tak. Bij S = 0,91 gebeurt er nu niets; het klimaat springt niet terug naar de warme tak. Blijkbaar is er veel zonne-energie nodig om een gat in het ijs te branden. Is dit gat er eenmaal, dan is α daar veel kleiner geworden en wordt er veel meer energie geabsorbeerd: de 'ontijzing' komt op gang. Fig. 4 toont dat dit pas gebeurt bij S = 1,09. Voor nog grotere waarden van S bestaat er géén koude oplossing meer. Als de zonnekonstante 1,16 is geworden, is de gemiddelde temperatuur op aarde opgelopen tot 33 °C en is er nergens meer ijs te bekennen.
Voor het laatste stukje van ons experiment draaien we nu de knop weer terug en we zien dat bij S = 1,09 de oplossing niet naar de koude tak springt maar op de warme blijft. We komen dus weer netjes bij het huidige klimaat terecht! De belangrijkste konklusie die we hieruit kunnen trekken is de volgende: mocht onze aarde ooit geheel verijzen, dan is er voor de terugkeer naar een warmer klimaat een hoeveelheid zonne-energie nodig die aanzienlijk groter is dan we nu ontvangen. De pijltjes in de figuur geven het hierboven beschreven karakter van het klimaat aan: twee hoofdwegen verbonden door twee wegen met éénrichtingsverkeer waar bovendien een stopverbod geldt. Overigens is de afname van S, die nodig is voor totale verijzing (9%), bijzon-

Fig. 3. De temperatuur op zeeniveau uitgezet tegen de geografische breedte. De stippellijn is gebaseerd op waarnemingen en stelt dus het huidige klimaat voor. De doorgetrokken lijnen zijn modeluitkomsten: een warm klimaat dat goed overeenkomt met het tegenwoordige en een koud klimaat waarbij de hele aarde met sneeuw en ijs bedekt is.

der groot. In dit opzicht hoeven we ons niet zo ongerust te maken.

Kunnen we het begrijpen?

Uitgaande van een wiskundige formulering van de energiebalans hebben we enkele interessante eigenschappen van het klimaat ontdekt. Vooral de sprong naar de totaal verijsde aarde is een opvallend verschijnsel. Als we de uitgangspunten van het model accepteren, kunnen we de resultaten rustig vertrouwen, maar begrijpen we ze ook? Laten we eens proberen ons inzicht wat te verdiepen door een fysische redenering.

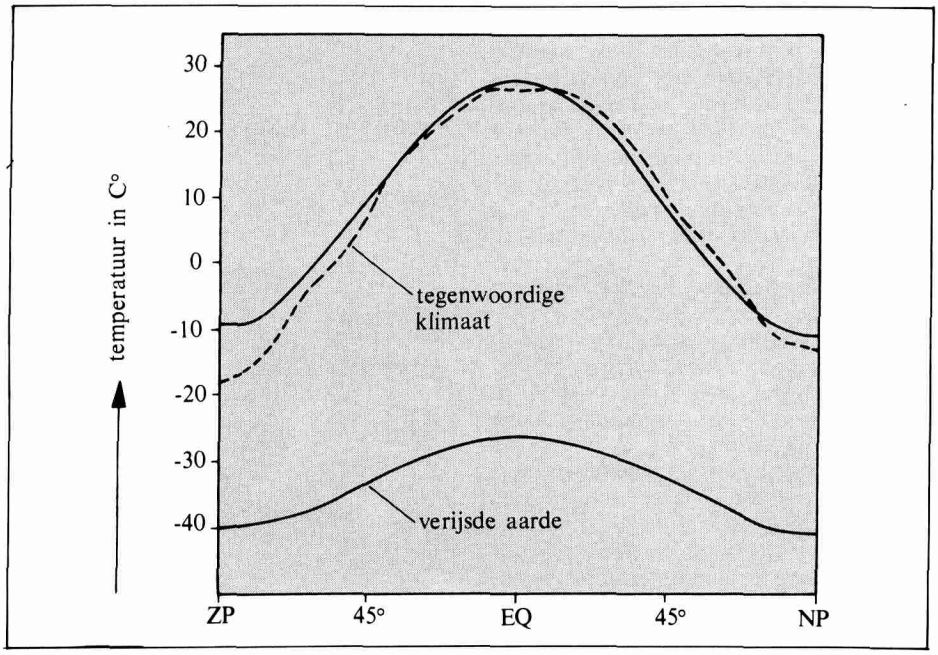
Hiertoe bekijken we eerst een vereenvoudigde situatie: stel dat het albedo altijd *konstant* blijft. We veranderen de zonnekonstante zó dat er een hoeveelheid x minder straling op de atmosfeer valt. Om de energiebalans weer nul te maken, moet er dus ook een hoeveelheid x minder uitgestraald worden. Dit kan alleen door een daling van de temperatuur. Gemakshalve kiezen we x zó, dat er een temperatuurdaling van 1 °C bij hoort. We kunnen de instraling ook met 2x verminderen; er is dan een temperatuurdaling van 2 °C nodig om de energiebalans te herstellen. Evenzo heeft een toename van de instraling met 2x een temperatuurstijging van 2 °C tot gevolg. Er bestaat dus een eenvoudig verband tussen de zonnekonstante en de temperatuur en er is geen reden voor het optreden van sprongen.

We gaan nu terug naar ons model waarin het albedo *niet konstant* is, maar toeneemt met afnemende temperatuur. Als de instraling nu met x afneemt, zal in eerste instantie de temperatuur weer 1 °C dalen, waardoor de energiebalans weer nul wordt. Hiermee is de kous echter niet af. Door de temperatuurdaling neemt het albedo toe (er wordt dus meer gereflekteerd), zodat de inkomende straling nog minder wordt: zeg $^1/_2$x. Om de energiebalans in orde te maken, daalt de temperatuur nu $^1/_2$ °C. Het albedo neemt weer toe en er komt nog minder energie binnen; de afname is nu $^1/_4$x. De temperatuur moet nu $^1/_4$ °C dalen, enz. Dit proces gaat door en we vinden uiteindelijk voor de totale temperatuurdaling:

$1 + {}^1/_2 + {}^1/_4 + {}^1/_8 + {}^1/_{16} + \ldots = 2$ °C.

Als we dit vergelijken met het voorgaande geval (α = konstant), dan zien we dat bij dezelfde afname van de zonnekonstante de daling van de temperatuur *twee maal* zo groot is. Kortom: *de koppeling tussen α en T versterkt de gevoeligheid van het klimaat voor veranderingen in S.*

We zetten de interpretatie nog even voort. Een temperatuurdaling heeft twee gevolgen: een afname van de uitgaande straling en een afname van de netto inkomende straling door een vergroot albedo. We hebben verondersteld dat het laatste half zo sterk was als het eerste, maar dit zou ook best anders kunnen zijn. Laten we het eens omdraaien en aannemen dat het laatste gevolg dubbel zo sterk is als het eerste. De instraling wordt weer met een hoeveelheid x verminderd, de temperatuur neemt 1 °C af, het albedo neemt toe en er komt nu 2x minder straling binnen. Hierdoor daalt de temperatuur 2 °C, het albedo neemt sterker toe, er wordt 4x minder straling ingevangen, de temperatuur zakt 4 °C, enz. Het klimaat slaat op hol, want de daling van de temperatuur wordt steeds groter: 1+2+4+8+16 . . . Dit proces wordt natuurlijk een halt toegeroepen als het albedo niet verder toeneemt. Dat is het geval als de aarde geheel met sneeuw en ijs bedekt is, d.w.z. *als we op de koude tak zijn aangeland!* Blijkbaar hebben we nu het geval waarbij de sprong naar de verijsde aarde optreedt en we zien ook hoe dit in zijn werk gaat. We zijn er nu bijna. Bepalend voor het gedrag van het klimaat is het effekt dat domineert: de afname van de uitgaande straling of de afname van de netto inkomende straling (bij een bepaalde temperatuurdaling). Als het laatste effekt groter wordt, gaat het ijs zich snel uitbreiden en er blijft eigenlijk slechts één vraag over: waarom gebeurt dit pas als S met 9% wordt verminderd? Met behulp van fig. 4 kunnen we de vraag ook zó stellen: waarom gebeurt dit



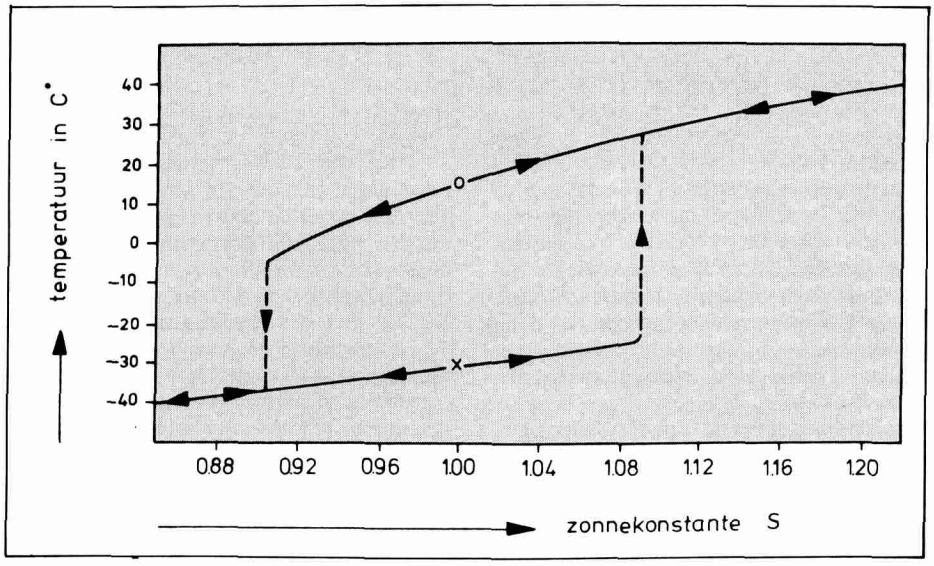


Fig. 4. Het verband tussen de zonnekonstante S en de gemiddelde temperatuur op aarde. In de huidige situatie (S = 1,00) zijn er twee klimaten mogelijk: een warm klimaat dat overeenkomt met het tegenwoordige (aangegeven met een cirkeltje) en een koud klimaat waarbij de hele aarde met ijs bedekt is (aangegeven met een kruisje). De pijltjes geven aan hoe het klimaat zich over de oplossingskrommen kan bewegen als S verandert. Als S kleiner wordt dan 0,91 verdwijnt de 'warme tak' en als S groter wordt dan 1,09 verdwijnt de 'koude tak'.

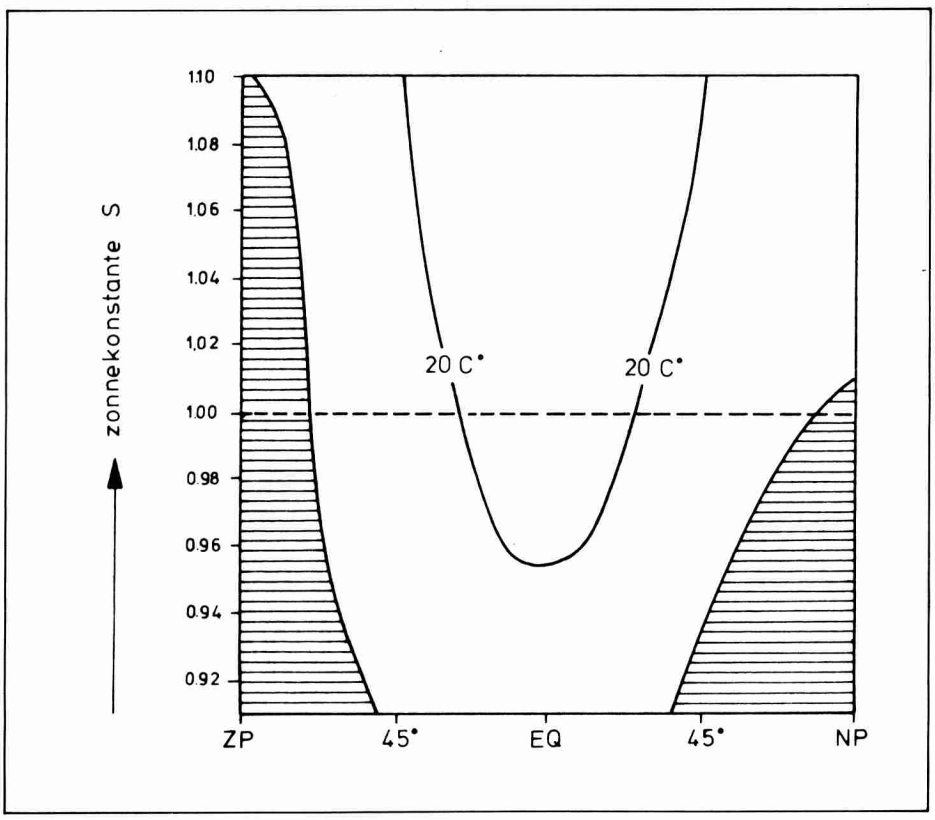


Fig. 5. De positie van de ijskappen en de 20 °C-isotherm voor verschillende waarden van de zonnekonstante. Het gearceerde gebied stelt ijs voor. De ijskappen op het noordelijk en zuidelijk halfrond vertonen een tamelijk verschillend gedrag. Dit komt omdat het zuidpoolgebied uit land en het noordpoolgebied uit zee bestaat. De stippellijn geeft het tegenwoordige klimaat aan.

pas als de temperatuur al tot –6 °C is gedaald? Het antwoord is niet zo moeilijk. De grootste veranderingen in het albedo treden op aan de randen van de ijskappen. Het effekt van deze veranderingen op de globale energiebalans hangt uiteraard af van de grootte van het oppervlak dat erbij betrokken is. Naarmate de temperatuur lager wordt, komen de randen van de ijskappen dichter bij de evenaar te liggen, zodat een steeds groter oppervlak mee gaat doen bij de verandering van α. Globaal bezien betekent dit, dat het 'albedo-effekt' sterker wordt als de temperatuur afneemt. Bij een gemiddelde temperatuur van –6 °C gaat de vermindering van de inkomende straling door het albedo-effekt het winnen van de vermindering van de uitgaande straling. De temperatuurdaling wordt steeds groter en het klimaat springt naar de koude tak.

We kunnen onze bevindingen nu als volgt samenvatten: De gevoeligheid van het klimaat wordt sterk vergroot doordat het albedo van de temperatuur afhangt. De mate waarin dit gebeurt hangt af van de omvang van de ijskappen: als deze groter zijn wordt de gevoeligheid ook groter. Bij een kritische waarde van de gemiddelde temperatuur (–6 °C) is er géén houden meer aan en de aarde raakt volledig met sneeuw en ijs bedekt.

Nog een paar opmerkingen zijn hier op hun plaats. We hebben niet meer gesproken over de horizontale energietransporten, maar alleen over de uitgaande en inkomende straling. De reden hiervoor is, dat deze energietransporten de energie steeds over de aarde proberen te verdelen zonder direkt invloed te hebben op de energiebalans van de hele aarde. Immers, wat er op de ene plaats wordt weggevoerd, komt er op een andere weer bij. Uit experimenten met het model bleek dan ook dat het energietransport wèl nodig is voor het bereiken van een evenwichtstoestand, maar dat het slechts een kleine invloed heeft op het gedrag van het klimaat als we S veranderen. Ook moet nog even worden opgemerkt dat de sprong van de koude naar de warme tak bij S = 1,09 op volkomen analoge wijze kan worden verklaard. Dit is slechts een kwestie van het konsekwent verwisselen van de begrippen afnemend en toenemend.

De omvang van de ijskappen

Tot nu toe hebben we de uitkomsten van het klimaatmodel besproken in termen van de over de hele aarde gemiddelde temperatuur. Ons klimaat was echter gedefinieerd als $T(\varphi)$ en dat is ook wat berekend wordt. We kennen dus op elke breedte de temperatuur bij iedere zonnekonstante. In fig. 5 klusie dat een daling van 1,6% al fataal zou zijn, een resultaat dat enige opschudding veroorzaakte! Hierna zijn er nog andere studies uitgevoerd, die aangaven dat de kritische afname van S 2 tot 5% bedraagt. Dat we met ons model een veel grotere waarde vinden (9%) is niet zozeer een gevolg van onze iets andere variant van het zogenaamde energiebalansmodel, dan wel van de set recente satellietwaarnemingen, die we ter beschikking hadden. Hiermee was het mogelijk de verschillende processen die een rol spelen in het model te 'ijken'. De konklusie is dan ook dat satellietmetingen aan het licht hebben gebracht dat ons klimaat stabieler is dan men tot nu toe heeft gedacht.

Variatie van de zonnekonstante is steeds gebruikt als een externe faktor waardoor het klimaat wordt bepaald. In de praktijk hoeft echter de sterkte van de zon niet te veranderen. S kan variëren door de afstand tussen de aarde en de zon, maar óók door veranderingen in de hoeveelheid stofdeeltjes in de hogere delen van de atmosfeer. Als er bijvoorbeeld een langdurige periode optreedt van hoge vulkanische aktiviteit, kan deze hoeveelheid behoorlijk toenemen, zodat een gedeelte van de opvallende straling onderschept wordt. Zo'n situatie kan met het model worden gesimuleerd door S met de juiste hoeveelheid te verlagen. Ook het effekt van de CO_2-toename in de atmosfeer kan met het model worden berekend, d.w.z. als bekend is hoe het verband tussen IRS en T van het CO_2-gehalte afhangt. Dit vormt echter al een probleem op zichzelf.

Tegenover deze toepassingsmogelijkheden staat het nadeel dat met het model steeds een evenwichtstoestand wordt uitgerekend. Door de trage reaktie van de ijskappen is dit enigszins vereenvoudigd weergegeven. De gearceerde gebieden zijn de ijskappen en we zien dat deze zich uitbreiden als de zonnekonstante afneemt. Bij een afname van ruim 5% bereikt de rand van het ijs onze breedte. Op het zuidelijk halfrond gaat de uitbreiding van het ijs minder snel; dit is een gevolg van het feit, dat daar op gematigde breedten vrijwel het hele aardoppervlak uit water bestaat. Op het noordelijk halfrond is dit anders: op onze breedten treffen we juist de grootste landmassa's aan.

Een toename van de zonnekonstante met ruim 1% is voldoende om de ijskap op het noordelijk halfrond te doen verdwijnen; die op het zuidelijk halfrond is echter heel wat taaier! Een verhoging van S met 11% is nodig om deze laatste op te ruimen. De reden hiervoor is dat een groot deel van Antarctica ver boven de zeespiegel ligt, wat de vorming van ijs sterk bevordert (de temperatuur neemt immers af met de hoogte).

Fig. 5 laat ook zien hoe de 20 °C-isotherm varieert met S. Bij S = 1,10 heeft meer dan de helft van de aarde een gemiddelde temperatuur die hoger is dan 20 °C. Als S met 5% daalt, zakt de temperatuur overal op aarde tot onder 20 °C.

De waarde van het model

We hebben nu een aantal resultaten van het klimaatmodel besproken en zo langzamerhand komt de vraag op wat ermee gedaan kan worden. We zullen hier nog even op ingaan.

Het belangrijkste resultaat is wel dat de sprong naar de totaal verijsde aarde pas optreedt als S met 9% vermindert. Dit is in tegenspraak met eerdere onderzoekingen. Budyko (lit. 1) kwam in 1969 tot de kon-

Schade als gevolg van een tornado in Missouri in 1975. In bepaalde klimaatgebieden zal men altijd met zulke natuurverschijnselen blijven kampen (foto NCAR).

kan het wel 1000 jaar duren voordat zo'n toestand wordt bereikt. Het is dus moeilijk dit klimaatmodel te gebruiken om bijvoorbeeld een nauwkeurige schatting te maken van $T(\varphi)$ na vijf jaar als het CO_2-gehalte snel met 10% toeneemt. In ieder geval mogen we wel stellen dat het eenvoudige klimaatmodel dat we besproken hebben, een behoorlijk inzicht verschaft in de manier waarop de energiehuishouding de meest grove vorm van het klimaat, $T(\varphi)$, vastlegt.
Tenslotte zij vermeld dat degenen die in meer details geïnteresseerd zijn deze kunnen vinden in lit. 2.

Literatuur

1. M. I. Budyko, 1969: *The effect of solar radiation variations on the climate of the earth.* Tellus, vol. 21, 611-619.
2. J. Oerlemans and H. M. van den Dool, 1978: *Energy balance climate models: stability experiments with a refined albedo and updated coefficients for infrared emission.* Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 35, 371-381.

Albedo tijdens sombere zomer 1977 boven W.-Europa extra hoog

Het sombere weer van de zomer van 1977 in Nederland en omgeving is ook vanuit de ruimte niet onopgemerkt gebleven. Winston van het Amerikaanse Satellite Laboratory (Washington) liet op de 'International Conference on the Meteorology of Semi-Arid Zones' beelden zien van de verschillende componenten van de stralingsbalans per seizoen, zoals die uit stralingsmetingen van de operationele NOAA-satellieten sinds juni 1974 zijn bepaald. Hieruit bleek dat het verschil tussen de zomer van 1977 en die van 1976 voor de West-Europese landen rond Nederland meer dan 50 W/m² bedroeg in de geabsorbeerde hoeveelheid zonnestraling, en ongeveer 25 W/m² in de netto straling. Het oplossend vermogen in het gebied van de stralingsmetingen bedraagt 2,5 bij 2,5 graad. Vergeleken met andere plaatsen op aarde was dit verschil tussen twee opeenvolgende zomers erg groot. Absoluut gesproken was de geabsorbeerde zonnestraling door het systeem aarde+atmosfeer boven Nederland en omgeving in de zomer van 1977 minder dan 250 W/m². De hoge albedo als gevolg van de vele bewolking was hiervan de oorzaak. Dit mag als een algemene conclusie gelden uit het materiaal van Winston: de veranderingen van jaar op jaar in de netto straling zijn voornamelijk het gevolg van opmerkelijke veranderingen in de geabsorbeerde zonnestraling (dus in de albedo, bij aangenomen vaste waarde van de zonne-'constante') en niet zozeer het gevolg van veranderingen in de uitgaande langgolvige straling.

(CS/Int. Conf. Met. Semi-Arid Zones, Tel Aviv, 1977)

Uitbreiding poolijs beïnvloedt neerslag in aride gebieden

H. Flohn (Universiteit van Bonn) heeft verbanden onderzocht tussen neerslag in de aride gebieden van het noordelijk halfrond en ijsuitbreiding in de Arctische gebieden. Zulke statistische verbanden zijn er: vochtige condities in de Sahara na de laatste ijstijd gingen steeds samen met minima in de uitbreiding van het poolijs. Maar in de recente geschiedenis (onder andere in de afgelopen zestiger jaren) ging de vele regen in Noord-Afrika gepaard met een extreem zuidelijk gelegen ijsgrens. Dit resultaat wijst, indien het betrouwbaar is, op totaal verschillende algemene circulatie-omstandigheden. In het onderzoek van Flohn komt ook de zuidelijke schommeling (een tweejarige schommeling van de wind in de stratosfeer op het zuidelijk halfrond) weer ter sprake. Velen blijken hier plotseling weer iets in te zien. Schommelingen van twee tot drie jaar in circulatie en weer blijken zich op diverse plaatsen in de wereld voor te doen, bijvoorbeeld in het optreden van de West-Afrikaanse moesson.

(CS/Int. Conf. Met. Semi-Arid Zones, Tel Aviv, 1977)

Zeewatertemperatuur en klimatologische extremen

Over de anomalieën (afwijking van het langjarig gemiddelde) in de zeewatertemperatuur en de invloed hiervan op de circulatie in de atmosfeer op tijdschalen van seizoenen tot jaren bestaat veel literatuur. J. Namias (Scripps Institution of Oceanografy) heeft in dit verband onder meer onderzocht de zomer van 1976 (extreme droogte in West-Europa) en de winter van 1976-77 in Noord-Amerika (extreme droogte in het westen, strenge kou in het oosten). Op NCAR (Boulder, V.S.) heeft men met een model voor de algemene circulatie geprobeerd de invloed van een anomalie in de oppervlaktetemperatuur van de oceaan op de luchtstroming te simuleren. Het resultaat was niet hoopvol: er treedt pas enig effect op als de anomalie vele malen sterker wordt gemaakt dan hij in werkelijkheid is.

(CS/Int. Conf. Met. Semi. Arid Zones, Tel Aviv, 1977)