# Modellen voor het klimaat op aarde

**Een aantal eigenschappen van het klimaat op aarde is redelijk goed te begrijpen met vrij simpele modelvoorstellingen. In dit artikel houden we ons voornamelijk bezig met een stralingsbalansmodel van aarde plus atmosfeer. In zo'n model is goed te begrijpen wat het broeikaseffect is. Ook kunnen we de gevoeligheid van het aardse klimaat voor veranderingen in bijv. de inkomende zonnestraling schatten. Waar mogelijk zullen we ook waarnemingen van andere planeten (Mars en Venus) proberen in te passen in ons beeld van het klimaat op aarde.**

De enige energieuitwisseling van betekenis tussen aarde en de wereldruimte gaat via straling. De aarde moet in evenwichtsomstandigheden even veel straling ontvangen als uitzenden. Weliswaar heerst er nooit volledig evenwicht, maar gemiddeld over een jaar komt de aarde er als geheel zeer dicht bij. We vatten de aarde nu even op als een punt in de wereldruimte en schrijven:

Inkomende straling = Uitgaande straling.

De inkomende straling hangt af van de zonneconstante en van de albedo van de aarde. De zonneconstante is het vermogen van de invallende zonnestraling per oppervlakteeenheid. Nabij de aarde bedraagt de zonneconstante $S = 1365\ \mathrm{W/m^2}$. Is $a$ de straal van de aarde, dan wordt een bundel straling met doorsnede $\pi a^2$ uitgespreid over een bol met een oppervlak van $4\pi a^2$. Het vermogen dat gemiddeld op het aardoppervlak aankomt bedraagt dus $S/4$. Een bepaald deel hiervan wordt weerkaatst, en als $\alpha$ de gemiddelde albedo van de aarde voorstelt, is de inkomende straling gelijk aan $\frac{1}{4}S(1-\alpha)$. De albedo van de aarde bedraagt gemiddeld ongeveer 0,30. De uitgaande straling heeft een vermogen van $\sigma T^4$, waarin $T$ de gemiddelde (stralings-)temperatuur van de aarde is, en $\sigma$ de Stefan-Boltzmann-constante ($5{,}67 \times 10^{-8}\ \mathrm{W/m^2K^4}$). In de praktijk zal de uitgaande straling allemaal onzichtbare infrarode straling zijn.

Voor inkomende straling = uitgaande straling kunnen we dus schrijven:

$$\tfrac{1}{4}S(1-\alpha) = \sigma T^4 \qquad (1)$$

Deze vergelijking is natuurlijk niet nieuw. Maar pas sinds de komst van satellieten kunnen we een zinnige numerieke waarde aan $\alpha$ en $S$ toekennen. Vullen we de genoemde waarden voor $\alpha$, $S$ en $\sigma$ in de vergelijking in, dan vinden we voor de gemiddelde stralingstemperatuur van de aarde: $T = 255$ K. De waargenomen jaargemiddelde temperatuur van de lucht op 1½ meter hoogte bedraagt gemiddeld over de hele aarde $T_s = 288$ K. (De s staat voor *surface*.) Vergelijken we deze twee waarden, dan kunnen we concluderen dat de berekende $T = 255$ K geen slecht resultaat is, gezien het geringe aantal aannames. Een soortgelijke berekening werd door Kater in *Hemel en Dampkring* in 1905 gerapporteerd (lit. 1). Hij vond $T = 300$ K en concludeerde dat de overeenstemming 'geen bloot toeval' kon zijn.

Vgl. (1) kan uiteraard toegepast worden op ieder object in de ruimte. In tabel 1 tonen we de berekende waarde van $T$ voor Venus, de aarde, Mars en Jupiter, er van uitgaande dat we $S$ en $\alpha$ kennen. Ter verificatie is ook de door satellieten in het infrarood bepaalde $T$ vermeld. In de laatste kolom staan de schattingen van Kater uit 1905.

De overeenstemming tussen de berekende en gemeten $T$ is opmerkelijk goed voor Venus, de aarde en Mars, maar bij Jupiter gaat er iets mis. De reden hiervan is dat Jupiter een zeer forse eigen energiebron heeft die in vgl. (1) werd verwaarloosd. Ook Saturnus heeft een veel hogere stralingstemperatuur dan op grond van de absorptie van zonlicht te verwachten zou zijn. Onze eigen aarde produceert ook wel een beetje eigen energie, maar dat is in dit verband volstrekt te verwaarlozen. Opmerkelijk is in tabel 1 verder dat Venus, die van de beschouwde planeten het dichtst bij de zon staat, niet de hoogste $T$ heeft. Dit komt door reflectie van zonlicht aan het bijna gesloten wolkendek. De aarde is ruwweg half bewolkt, en Mars heeft alleen wat cirruswolken. Zou in al deze gevallen de albedo nul zijn, dan komen we (hoewel niet precies) op de getallen van Kater, d.w.z.: de planeten worden van binnen naar buiten steeds kouder.

## Het broeikaseffect

Op aarde vinden we een stralingstemperatuur $T = 255$ K en een oppervlaktetemperatuur $T_s = 288$ K. Dit verschil van 33 K moeten we toeschrijven aan eigenschappen van de atmosfeer. Men zegt wel dat het een broeikaseffect is waar we de behaaglijke extra 33 K aan te danken hebben (zie lit. 2). De kenmerken van zo'n broeikas zijn de volgende. In de eerste plaats is $T_s > T$. In de tweede plaats moet zonlicht ongehinderd naar binnen kunnen, d.w.z. niet of nauwelijks geabsorbeerd worden door de atmosfeer en in de derde plaats moet de atmosfeer zelf sterk absorberen en emitteren (= uitstralen) in het infrarood. In zo'n situatie zendt de atmosfeer straling naar het aardoppervlak, zodat we behalve van de zichtbare zon ook profiteren (dag én nacht) van een infrarood zonnetje. Om één en ander duidelijk te maken zetten we een eenvoudig modelletje op, waarin de atmosfeer samengeperst is tot één laagje.

In fig. 1 zien we van links naar rechts: (a) inkomend zonlicht dat voor een fractie $(1-\alpha)$ wordt geabsorbeerd door het aardoppervlak; (b) infrarode straling ($\sigma T_s^4$) uitgezonden door het aardoppervlak, die voor een fractie $\gamma$ door de atmosfeer wordt geabsorbeerd, en (c) infrarode straling ($\gamma\ \sigma\ T_a^4$) die zowel naar boven als naar beneden wordt uitgezonden door de atmosfeer. Hierbij is $\gamma$ de atmosferische emissie- en tevens absorptiecoëfficiënt voor infrarode stra-

**H. M. van den Dool**

ling; $T_a$ en $T_s$ zijn de temperaturen van de atmosfeer en het aardoppervlak. In dit model maken we onderscheid tussen zwarte stralers zoals het aardoppervlak en minder efficiënte 'grijze' stralers zoals de atmosfeer. Minder efficiënt betekent dat $\gamma$ kleiner dan 1 is; 'grijs' betekent dat $\gamma$ niet van de golflengte afhangt. In dit zeer simpele beeld zijn de stralingsbalansen voor atmosfeer en aarde als volgt.

$$\left.\begin{aligned} \gamma\ \sigma\ T_s^4 &= 2\ \gamma\ \sigma\ T_a^4 \\ \text{en}\ \tfrac{1}{4}S(1-\alpha) + \gamma\ \sigma\ T_a^4 &= \sigma\ T_s^4 \end{aligned}\right\} \qquad (2)$$

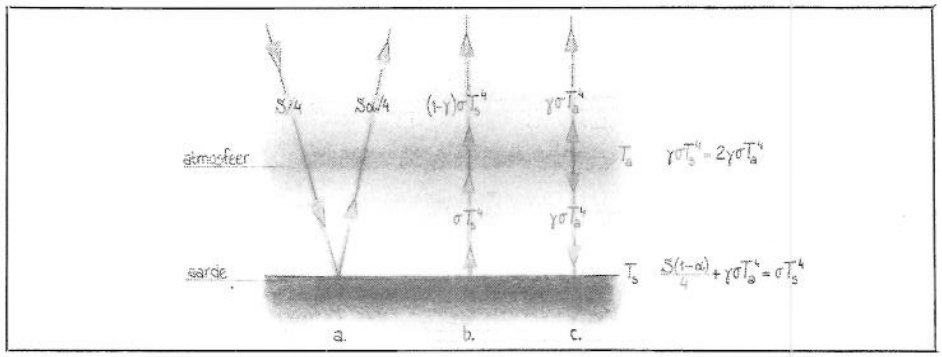
Uitwerking van deze vergelijkingen geeft voor $T_s$ en $T_a$ de volgende waarden:

$$T_s = \sqrt[4]{S(1-\alpha)/4\sigma(1-\tfrac{1}{2}\gamma)}$$
$$\text{en}\ T_a = \sqrt[4]{\tfrac{1}{2}} \times T_s$$

We hoeven slechts $S$, $\alpha$ en $\gamma$ te kennen en $T_s$ kan voor een planeet bepaald worden. Voor het geval $\gamma = 0$ krijgen we op aarde weer de vertrouwde 255 K terug. De aanwezigheid van een atmosfeer blijkt uit een waarde van $\gamma$ tussen 0 en 1. Vullen we bijv. $\gamma = 0{,}8$ in, dan vinden we $T_s = 289$ K.

Ondanks het feit dat de atmosfeer complicerend werkt, kunnen we de infrarode straling aan de top van de atmosfeer nog steeds uitdrukken in alleen $T_s$. Uit fig. 1 blijkt immers: $\mathrm{IR(TOP)} = (1-\gamma)\sigma\ T_s^4 + \gamma\sigma\ T_a^4 = (1-\gamma)\sigma\ T_s^4 + \tfrac{1}{2}\gamma\sigma\ T_s^4 = (1-\tfrac{1}{2}\gamma)\sigma\ T_s^4$. In evenwicht kunnen we dus schrijven:

*Fig. 1. Een stralingsbalansmodel van het aardoppervlak en een eenlagige atmosfeer.*



*Tabel 1. De zonneconstante, de albedo en de berekende en gemeten stralingstemperatuur van een aantal planeten.*

TABEL 1

| planeet | $S$ | $\alpha$ | $T$ berekend | $T$ satelliet-meting | $T$ Kater (1905) |
|---|---|---|---|---|---|
| Venus | 2633W/m² | 0,77 | 227 K | 230 K | 358 K |
| Aarde | 1365 | 0,30 | 255 | 250 | 300 |
| Mars | 591 | 0,15 | 217 | 220 | 243 |
| Jupiter | 50 | 0,58 | 98 | 130 | – |

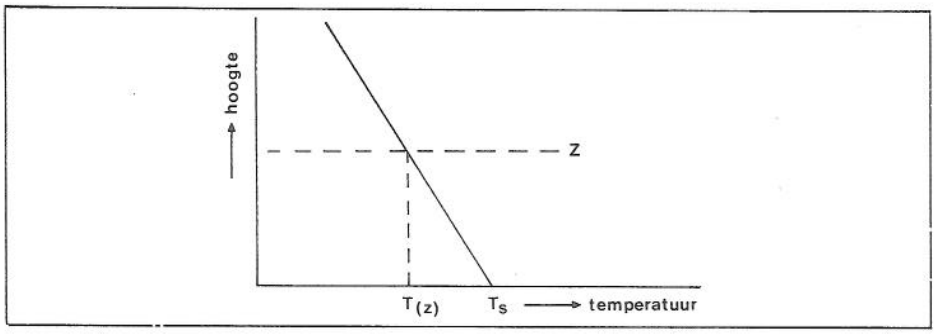



*Fig. 2. Een normale temperatuuropbouw met de hoogte van de aardse atmosfeer met daarin het effectief uitstralend niveau Z.*

$$\tfrac{1}{4}S\,(1-\alpha) = (1-\tfrac{1}{2}\gamma)\sigma\, T_s^4 \approx 0{,}6\,\sigma\, T_s^4 \qquad (3)$$

Deze relatie lijkt sterk op vgl. (1) en staat ons toe een direct verband te leggen tussen de temperatuur aan het oppervlak ($T_s$) en buitenaardse grootheden zoals $S$. Vergelijken we (1) en (3), dan zien we dat een planeet mét atmosfeer niet meer in staat is infrarode straling efficiënt uit te zenden. Het 'rendement' voor het aardse systeem ligt rond 0,6.

De sterkte van het broeikaseffect hangt samen met de concentratie van bepaalde gassen zoals kooldioxide ($CO_2$), waterdamp ($H_2O$), ozon($O_3$), ammoniak ($NH_3$) etc. Het zijn deze gassen die infrarode straling absorberen en emitteren. Het veelbesproken $CO_2$-effect komt er in essentie op neer dat de waarde van $\gamma$ in vgl. (3) wordt verhoogd en dat, bij gelijkblijvende $S$ en $\alpha$, $T_s$ omhoog moet om evenwicht te behouden.

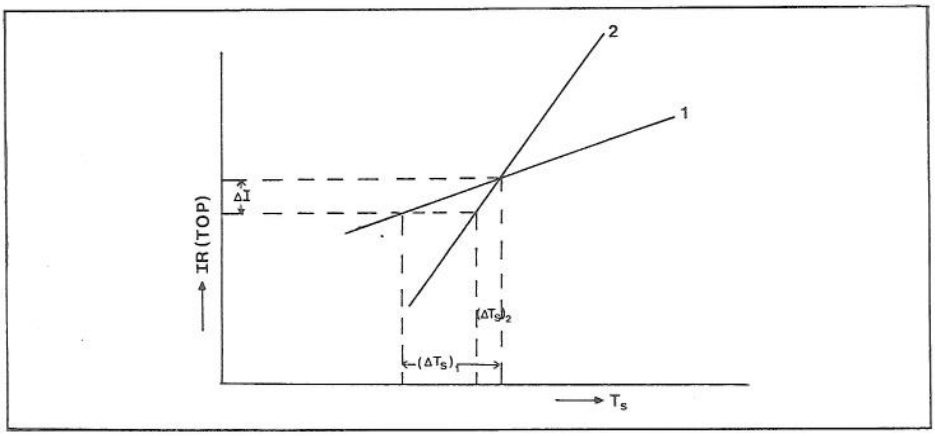
Het feit dat IR(TOP) uit te drukken is in $T_s$ wil niet zeggen dat alle infrarode straling die aan de top van de atmosfeer naar buiten treedt ook werkelijk van het aardoppervlak afkomstig is. Voor sommige golflengten is dat wel zo (het atmosferisch venster), maar over grote delen van het spectrum komt IR(TOP) uit de hogere delen van de atmosfeer. Gemiddeld over alle golflengten komt de effectief naar buiten tredende infrarode straling van een hoogte $Z$ van ongeveer 4 km (zie fig. 2). Hoe meer absorberende gassen er zijn, hoe hoger het niveau $Z$ komt te liggen waarvoor geldt:

$$\tfrac{1}{4}S\,(1-\alpha) = \sigma\, T^4\,(Z) \qquad (4)$$

In tabel 2 geven we de gemeten stralingstemperatuur en de gemeten oppervlaktetemperatuur voor Venus, de aarde en Mars.

We zien dat de aarde en Mars een redelijk broeikaseffect hebben. Bij Mars is dat vreemd, omdat de atmosfeer zo vliesdun is (gronddruk 7 mbar). Het zou een koud kunstje zijn om voor Mars een waarde voor $\gamma$ te bepalen die de temperatuur van 217 K naar 240 K verhoogt. Daarentegen is het broeikaseffect op Venus werkelijk ongehoord; zelfs met $\gamma = 1$ komen we lang niet aan 750 K. De reden hiervan is dat ons model slechts een eenlagige atmosfeer heeft. Nemen we meer lagen, elk met een grote waarde voor $\gamma$, dan hebben we er enkele honderden nodig om de broeikas op Venus te simuleren! (Zie ook lit. 6).

*Fig. 3. Twee theoretische verbanden tussen de infrarode uitstraling aan de top van de atmosfeer en de temperatuur aan het aardoppervlak.*




## De gevoeligheid van het klimaat

Een van de belangrijkste vragen is hoe gevoelig het klimaat is voor veranderingen in externe factoren zoals de zonneconstante. Stel dat we de zonneconstante met 1% verlagen. Hoe ver gaat de oppervlaktetemperatuur van de aarde dan omlaag? Als we voor de zonneconstante de waarde $S$ = 1365 W/m² nemen, dan kunnen we in de vergelijking $\tfrac{1}{4}S(1-\alpha) = 0{,}6\,\gamma\, T^4$ een keer 0,995 $S$ en een keer 1,005 $S$ invullen ($\alpha$ blijft onveranderd). We vinden dan de zgn. gevoeligheidsparameter $\beta$; $\beta = \Delta T_s/\Delta S(1\%) = 0{,}65$ K. Met andere woorden: een verandering van 1% in de zonneconstante betekent een verandering van 0,65 K in de gemiddelde oppervlaktetemperatuur van de aarde. Dit is maar een kleine gevoeligheid, temeer daar er geen gemeten variaties in de zonneconstante in de orde van een procent vastgesteld zijn. We vermoeden dat $\beta$ in werkelijkheid wel wat groter zal zijn want de aarde heeft vrij aanzienlijke klimaatvariaties ondergaan. Het verschil in oppervlaktetemperatuur tussen de laatste ijstijd en nu is bijvoorbeeld 4 à 8 K, terwijl de instraling van de zon niet veel minder was. (Het is meer de verdeling van het zonlicht over de aarde die verschilde).

Hoe komt het eigenlijk dat de gevoeligheidsparameter maar 0,65 K bedraagt, en zijn er processen te bedenken die deze waarde kunnen vergroten, d.w.z. zijn er terugkoppelingsmechanismen? Dat de gevoeligheidsparameter maar zo klein is heeft te maken met de steilheid waarmee de infrarode uitstraling aan de top van de atmosfeer afhangt van de oppervlaktetemperatuur. Als we in de vgl. $\tfrac{1}{4}S(1-\alpha)$ = IR(TOP) de waarde van $S$ gaan verlagen, dan weten we hoeveel IR(TOP) omlaag moet om een nieuw evenwicht te bereiken: dat bedrag noemen we $\Delta I$. In fig. 3 zien we twee (verzonnen) relaties tussen IR(TOP) en $T_s$. De temperatuurverlaging $\Delta T_s$ die nodig is om dezelfde $\Delta I$ op te leveren is zeer verschillend. Hoe steiler IR(TOP) van $T_s$ afhangt, hoe kleiner $\beta$ zal zijn. Kennelijk is die steilheid in ons model nogal groot, en vinden we een kleine waarde voor $\beta$ (0,65 K). De infrarode uitstraling is de grote demper van het klimaatsysteem, de negatieve 'terugkoppelaar' die interne veranderingen in de oppervlaktetemperatuur als antwoord op externe veranderingen in de zonneconstante binnen de perken houdt.

Een van de belangrijkste positieve terugkoppelingen (dus $\beta$-vergrotende factor) is het verschijnsel dat de sterkte van het broeikaseffect van de temperatuur afhangt. Dat komt doordat de hoeveelheid waterdamp die in de atmosfeer aanwezig is sterk afhangt van de atmosferische temperatuur. Dit betekent onder meer dat $\gamma$ van de temperatuur moet afhangen, iets wat we tot op heden in dit artikel verwaarloosd hebben. Ter verduidelijking is in fig. 4 de tempera-

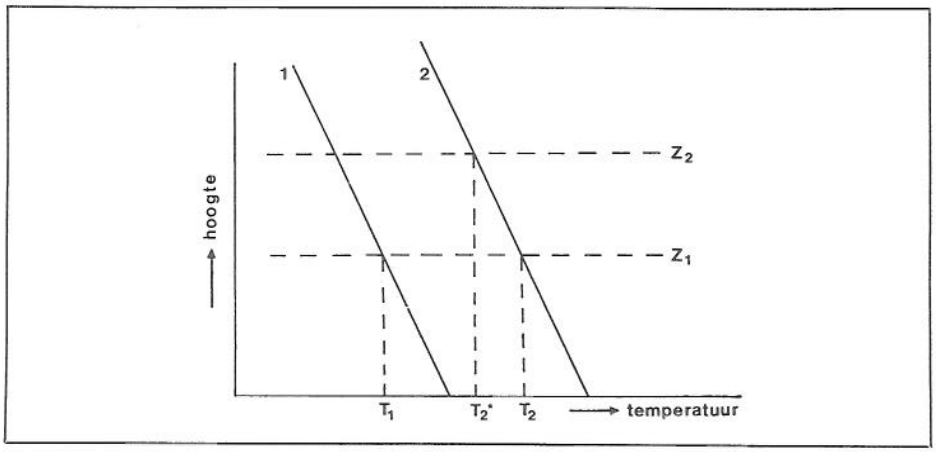
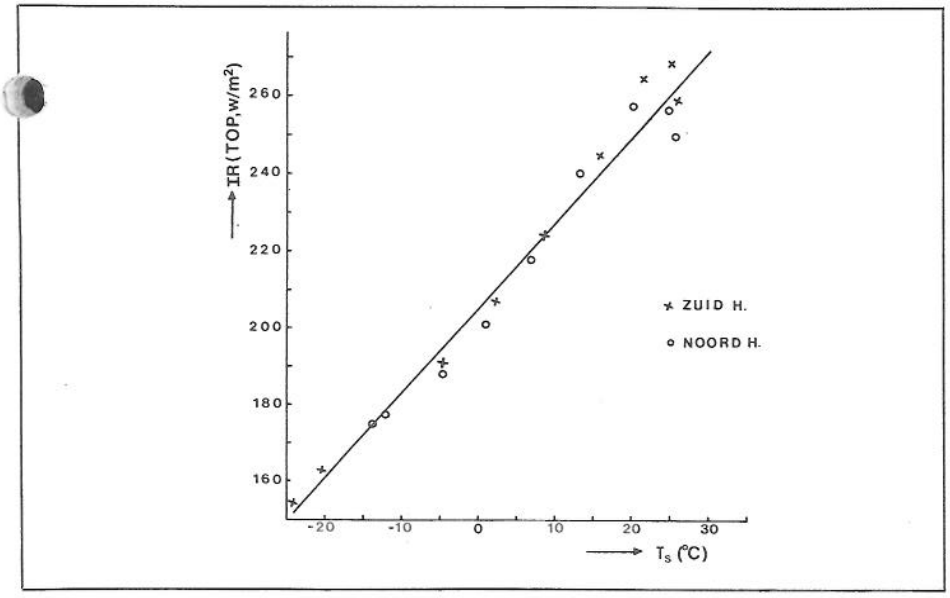



*Fig. 4. De temperatuuropbouw met de hoogte in de huidige atmosfeer en in een warmere atmosfeer, samen met de effectief uitstralende niveaus.*

*Fig. 5. De jaargemiddelde infrarode emissie gemeten door satellieten als functie van de oppervlaktetemperatuur op de betreffende breedte. Cirkeltjes stellen waarnemingen van het noordelijk halfrond voor, kruisjes van het zuidelijk halfrond.*




tuuropbouw van de huidige atmosfeer (1) en van een iets verwarmde atmosfeer (2) weergegeven. Bij de huidige temperatuuropbouw ligt het effectief uitstralend niveau op hoogte $Z_1$ met stralingstemperatuur $T_1$. In een warmere atmosfeer verwacht je in eerste instantie dat de stralingstemperatuur van $T_1$ naar $T_2$ oploopt. Maar omdat het waterdampgehalte van de atmosfeer intussen toeneemt, gaat ook het effectief uitstralend niveau omhoog ($Z_2$) en dat betekent dat niet met $T_2$ wordt uitgestraald, maar met de lagere waarde $T_2$*. Kortom, de infrarode uitstraling hangt minder sterk van de temperatuur af dan de wet van Stefan-Boltzmann suggereert. En dat is net wat we nodig hebben om de gevoeligheidsparameter $\beta$ te vergroten.

*Tabel 2. Een vergelijking van het broeikaseffect op Venus, de aarde en Mars.*

TABEL 2

| planeet | $T$ | $T_s$ | reden broeikas |
|---|---|---|---|
| Venus | 227 K | 750 K | 90% $CO_2$, ook veel $H_2O$ |
| Aarde | 255 | 289 | spoortjes $CO_2$ en $H_2O$ |
| Mars | 217 | 240 | > 80% $CO_2$ |

We roepen nu de empirie te hulp om te bepalen hoe IR(TOP) in de aardse atmosfeer nu wèl precies van $T_s$ afhangt. Dat doen we m.b.v. satellieten die de infrarode uitstraling gedurende een aantal jaren als functie van de breedte hebben gemeten. We vatten de verschillen die men (gaande van equator naar pool) tegenkomt op als klimaatvariaties die ook de bol in zijn geheel zou kunnen ondergaan. In fig. 5 zijn de metingen van IR(TOP) uitgezet tegen de waarde van $T_s$ op de betreffende breedte.

Deze grafiek suggereert een lineair verband, waaraan beide halfronden goed voldoen: IR (TOP) = $-404 + 2{,}2\ T_s$ (voor 240 K < $T_s$ < 300 K). De stralingsbalans voor onze planeet luidt nu: $\frac{1}{4}S\,(1-\alpha) = -404 + 2{,}2\ T_s$. Vullen we nu opnieuw 0,995 $S$ en 1,005 $S$ in, dan vinden we: $\beta$ = 1,1 K.

De variabele waterinhoud verdubbelt kennelijk de gevoeligheid van ons aards klimaat voor externe invloeden. (Trouwens ook voor interne invloeden, zoals wijzigingen in albedo door kappen van bossen en door landbouw of $\gamma$ door meer $CO_2$ en freonen).

Als de positieve terugkoppeling op het broeikaseffect via de variabele waterinhoud het enige mechanisme was, dan zou de temperatuur op aarde alsmaar oplopen totdat we, boven het kookpunt gekomen, door de voorraad vloeibaar water heen zouden zijn. Dat is één manier om de vreselijke broeikas van Venus te begrijpen; daar is alle water naar de atmosfeer overgegaan. Bovendien gaat bij zeer hoge temperaturen (> 100 °C) een enorme voorraad $CO_2$, die op aarde in gesteenten gebonden is, de lucht in. Ondanks het feit dat de gehele voorraad potentieel oceaanwater op Venus in de atmosfeer rondzweeft, is het toch voor 90% een $CO_2$-atmosfeer. Door deze twee 'runaway'-verschijnselen heeft de planeet Venus, die iets lichter is dan de aarde, een atmosfeer die 90 maal de massa van de aardatmosfeer heeft. Op aarde is ons deze gang van zaken bespaard gebleven omdat de negatieve terugkoppelingen sterk genoeg zijn.

Het lijstje van positieve terugkoppelingen op aarde kan gemakkelijk uitgebreid worden. De beroemde ijs-sneeuw-albedo-feedback is eerder in *Zenit* door Oerlemans behandeld, evenals de fascinerende dynamica van ijskappen (lit. 3, 4, 5). Dan is er een eindeloze lijst van mechanismen die potentieel terugkoppelen maar waarvan we niet weten of ze mee of tegen koppelen. Het bekendste voorbeeld hiervan is bewolking. Op een warmere aarde kan de bewolkingsgraad toe- of afgenomen zijn, wat op zijn beurt de temperatuur weer beïnvloedt, etc. etc.

Dit soort moeilijke terugkoppelingen kan niet volledig begrepen worden in simpele modellen. Er zijn twee of driedimensionale modellen vereist, waarin de gehele algemene circulatie wordt behandeld. Desondanks zijn de meest essentiële processen in de stralingshuishouding op onze aarde, minstens kwalitatief, in het voorgaande weergegeven.

**Literatuur**

1. J. Kater, 1905, Stralingsenergie in de wereldruimte. *Hemel en Dampkring* **3**, p. 99-104 en 113-116.
2. B. Zwart, 1980, Broeikaseffect of atmosfeereffect? *Zenit* **7**, p. 339.
3. J. Oerlemans, 1978, Experimenten met klimaatmodellen. *Zenit* **5**, p. 250.
4. J. Oerlemans, 1979, IJskappen en klimaat. *Zenit* **6**, p. 362.
5. J. Oerlemans, 1980, IJstijden en hun mogelijke oorzaken. *Zenit* **7**, p. 424.
6. W. v. Tend, 1981, De 'broeikaswerking' van de dampkring van planeten, *Zenit* **8**, p. 54.