

## De afkoeling van de aarde

Johannes Oerlemans, IMAU, Universiteit Utrecht

Samenvatting van een lezing voor de Verenigde Vergadering van de KNAW, 8 mei 2006, mede gebaseerd op: J. Oerlemans (2004): De afkoeling van de aarde. *Nederlands Tijdschrift voor Natuurkunde* **70** (6), 230-234

**Zo'n 50 miljoen jaar geleden was de temperatuur op aarde veel hoger dan nu, vooral in de poolstreken. Daarna zette een afkoeling in, die 35 miljoen jaar geleden resulteerde in de vorming van de Antarctische ijskap. De eerste tekenen van ijskappen van behoorlijke omvang op het noordelijk halfrond dateren van ~8 miljoen jaar geleden. De afkoeling en de bijbehorende vergletsjering is doorgegaan, en heeft uiteindelijk geleid tot een situatie, waarin met grote regelmaat ijskappen gevormd worden in Noord-Amerika en Noord-Europa (de klassieke "ijstijden").**

**Over de oorzaken van deze ontwikkeling wordt veel gespeculeerd. Gebergtevorming, continentale drift, veranderende oceaanstromingen, en grote schommelingen van de CO<sub>2</sub>-concentratie in de atmosfeer worden het meest genoemd. In de lezing zullen deze processen de revue passeren.**

**Wat kunnen we hieruit leren voor de toekomst? Is het te verwachten dat het (door de mens veroorzaakte) *versterkte* broeikaseffect een significant effect zal hebben op de trend van gestage afkoeling? Of zal dit slechts een rimpeltje blijken te zijn in de klimatologische ontwikkeling van onze planeet?**

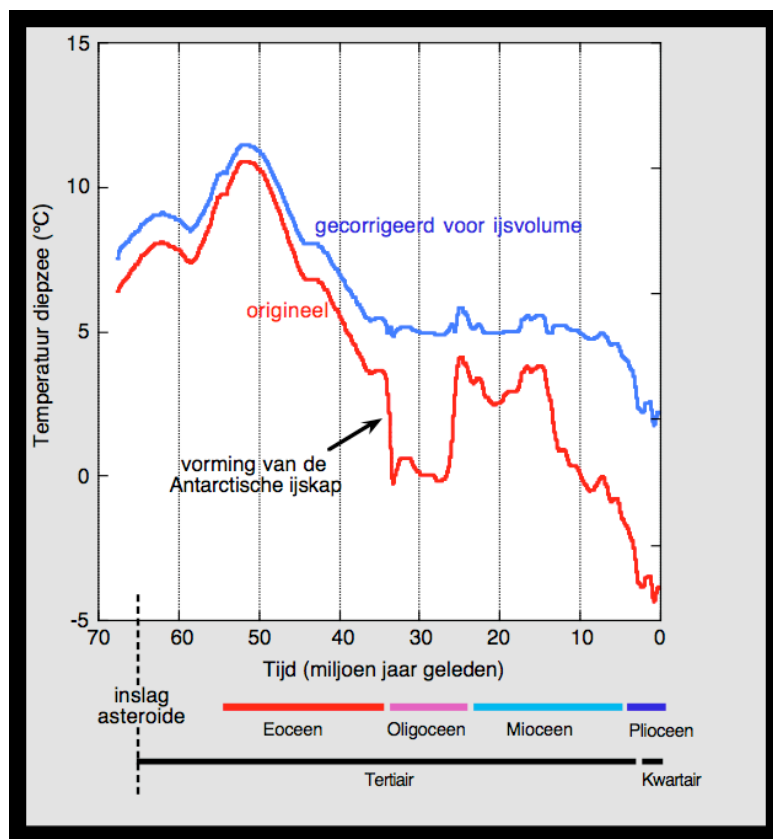
### Zuurstofisotopen

De sedimentpakketten op de oceanbodem bevatten een schat aan informatie over het klimaat in het verleden. De opbouw ervan gaat langzaam: een karakteristieke waarde voor de sedimentatiesnelheid is 1 cm per 1000 jaar. Een groot deel van het bezinksel bestaat uit skeletjes van zogenaamde foraminiferen (kortweg forams). Bij de vorming van het kalkskelet treedt fractionering van isotopen op. Vooral zuurstofisotopen worden veel gebruikt in het palaeoklimatologisch onderzoek. De <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O-verhouding in het kalkskelet van forams hangt af van de temperatuur waarbij het carbonaat uit water en koolzuurgas gevormd is. De zogenaamde δ<sup>18</sup>O-waarde, gedefinieerd als de <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O-verhouding ten opzichte van een standaard en gedeeld door 1000, varieert met ongeveer 1 per mil per 4 graden temperatuurverandering. Er zijn honderden kernen uit de oceanbodem geboord waarvan de δ<sup>18</sup>O-waarden systematisch bepaald zijn. Als men geïnteresseerd is in de klimaatontwikkeling op langere tijdschalen (tientallen miljoenen jaren) moet men verschillende δ<sup>18</sup>O-curves combineren. Een bekende curve is die van Zachos en medewerkers [1], die opgebouwd is uit gegevens van 40 kernen. In dit geval gaat het om benthische foraminiferen, die vrij diep in zee leven (Figuur 1). De temperatuur heeft dan ook betrekking op het diepere water. De curve is gefilterd in de tijd, en het resulterend oplossend vermogen is ongeveer 0.1 Ma (1 Ma = 10<sup>6</sup> jaar).

De curve van Zachos suggereert dat er zo'n 50 Ma geleden sprake was van een maximum in de diepzeetemperatuur, waarna een gestage afkoeling begon. Ongeveer 34 Ma geleden is er een plotselinge sterke daling in de temperatuurcurve te zien van ongeveer 4 K. Zo'n 15 Ma geleden gebeurt dit ook, en aan het begin van het Plioceen nog een keer. Al na de eerste analyse van diepzeekernen, vele decennia geleden, begreep men al wel dat het hier waarschijnlijk niet om echte temperatuurveranderingen gaat. Vele verklaringen zijn er gegeven voor het optreden van de sprongen in de δ<sup>18</sup>O-curves. In recente jaren is duidelijk geworden dat de vorming van ijskappen hier een belangrijke rol speelt.

Als water uit de oceaan verdampt treedt er ook fractionering op. De waterdamp is armer aan H<sub>2</sub><sup>18</sup>O, en het oceaanwater wordt bij verdamping dus aangerijkt met <sup>18</sup>O (de δ<sup>18</sup>O-waarde neemt toe). Ten gevolge van dit proces zijn ijskappen 'isotopisch licht'. Het huidige volume van de Antarctische ijskap, zo'n 26 miljoen km<sup>3</sup>, komt overeen met een verandering van 1 per mil in de δ<sup>18</sup>O-waarde van het zeewater. We kunnen dan ook concluderen, dat de oorspronkelijke curve van Zachos in Figuur 1 geen temperatuur-curve is, maar een

gemengde temperatuur-ijsvolume curve. De vraag rijst of de bijdragen van diepzeetemperatuur en ijsvolume gescheiden kunnen worden. Dit is van groot belang om het temperatuurverloop tijdens het Tertiair zo goed mogelijk in kaart te brengen. Voor dat we hier op ingaan is het noodzakelijk om te weten, welke processen verantwoordelijk zijn voor het ontstaan van een grote ijskap.



**Figuur 1.** Gemiddelde temperatuur van de diepzee zoals afgeleid uit de zuurstofisotopencurve van Zachos [1]. De bovenste curve is gecorrigeerd voor ijsvolume [3], en kan beschouwd worden als een optimale schatting van de ontwikkeling van het klimaat gedurende de laatste 70 Ma. Het tijdstip waarop de asteroïde insloeg (Yucatan-krater), die waarschijnlijk leidde tot het uitsterven van de sauriërs, is aangegeven met een stippellijn.

## IJskappen

Omdat de temperatuur in de aardse atmosfeer sterk afneemt met de hoogte, begint de verijzing van een continent altijd met de vorming van gletsjers in de hogere gebieden. Naarmate het klimaat kouder wordt, kan zich een grote aaneengesloten ijskap vormen. Twee processen zorgen ervoor, dat kleine veranderingen in het globale klimaat grote gevolgen kunnen hebben voor de uitbreiding van gletsjers. In de eerste plaats de zogenaamde albedo-terugkoppeling: naarmate gletsjers zich uitbreiden wordt er meer zonlicht gereflecteerd, waardoor de temperatuur daalt en gletsjers verder kunnen groeien. In de tweede plaats de hoogte-massabalansensterugkoppeling: een groeiende gletsjer wordt steeds dikker, waardoor het oppervlak hoger komt te liggen en de afsmelting in de zomer steeds minder wordt. Zonder dit laatste proces zouden er geen grote ijskappen kunnen ontstaan.

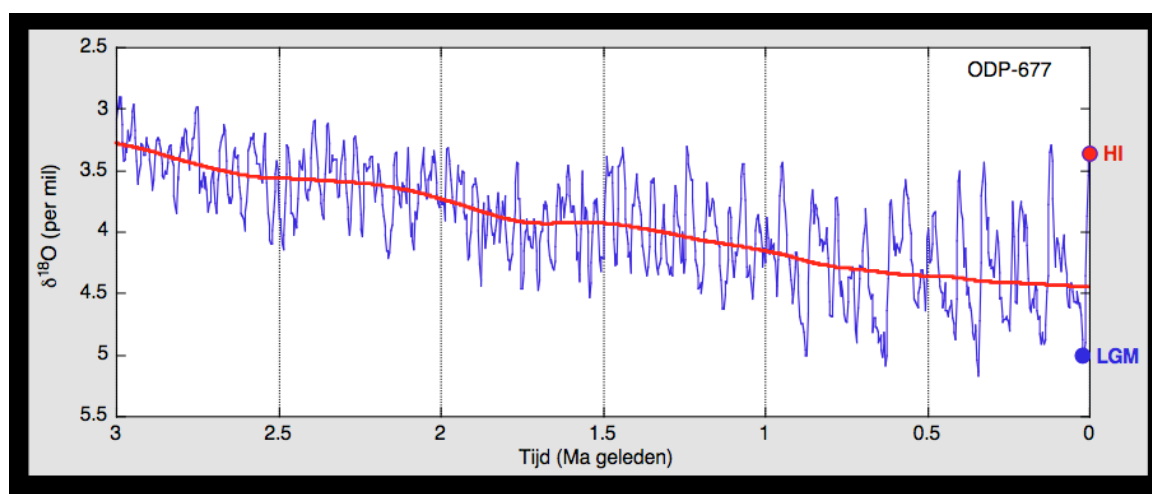
Met een ijskapmodel is het mogelijk om een verband te leggen tussen de jaargemiddelde temperatuur van het Antarctisch continent ( $T_A$ ) en het volume van de Antarctische ijskap [2, 3]. De huidige waarde van  $T_A$  is  $-18^\circ\text{C}$  ( $T_A$  is gereduceerd naar zeeniveau, de gemiddelde temperatuur aan het oppervlak van de ijskap is 20 graden lager!). Voor waarden van  $T_A$  boven  $5^\circ\text{C}$  voorspelt het model dat er weinig ijs op Antarctica te vinden zal zijn. Bij waarden van rond de  $-5^\circ\text{C}$  (dit is altijd nog 13 graden warmer dan nu!), zijn de hogere gebieden vergletsjerd, maar er is nog geen sprake van een samenhangende ijskap op continentale schaal. Het model suggereert verder dat de Antarctische ijskap het grootst zal zijn bij een temperatuur, die ongeveer 3 graden boven de huidige temperatuur ligt. Bij een verdere daling van de temperatuur wordt de ijskap iets

kleiner. Dit is een gevolg van het feit, dat de neerslag in een extreem koud klimaat beperkt wordt door de hoeveelheid vocht, die de lucht kan bevatten. Deze hoeveelheid neemt uiteraard sterk af met afnemende temperatuur.

Het model van de Antarctische ijskap kan gebruikt worden om de  $\delta^{18}\text{O}$ -curve uit Figuur 1 te corrigeren voor het Antarctische ijsvolume. Hiervoor is het wel nodig om een verband aan te nemen tussen de diepzeetemperatuur en de Antarctische temperatuur. Hier wordt nu niet verder op ingegaan, maar het is duidelijk dat de diepzeetemperatuur en het ijsvolume 'gekoppeld' opgelost moeten worden uit de informatie, die de  $\delta^{18}\text{O}$ -curve bevat [3]. De tweede curve in Fig. 1 laat het resultaat zien. De oorspronkelijke  $\delta^{18}\text{O}$ -curve drijft het ijskapmodel aan en wordt vervolgens 'gecorrigeerd' voor het berekende ijsvolume. Het verschil tussen de twee curves weerspiegelt nu het berekende ijsvolume.

De gecorrigeerde curve laat zien dat de periode van 53 tot 35 Ma geleden er één is geweest van gestage afkoeling. De diepzeetemperatuur daalde zo'n 6 à 7 graden. Daarna volgde een periode met betrekkelijk constante temperaturen, tot ongeveer 12 Ma geleden. Er zet dan een nieuwe temperatuurdaling in, die uiteindelijk uitmondt in de ijstijden van het Pleistoceen (de laatste paar miljoen jaar). De diepzeetemperatuur is dan inmiddels 10 graden lager dan tijdens het klimaatoptimum van 50 Ma geleden. In dit scenario is de Antarctische ijskap zo'n 40 Ma geleden ontstaan (vergletsjering van de hogere gebieden) en 34 Ma geleden uitgegroeid tot een ijskap die het hele continent bedekte.

De  $\delta^{18}\text{O}$ -curve van Figuur 1 heeft een oplossend vermogen in de tijd van ongeveer 0.1 Ma. Veel diepzeekernen reiken niet zo ver terug, maar hebben wel een groot oplossend vermogen. Figuur 2 laat een  $\delta^{18}\text{O}$ -curve zien van een veel geciteerde diepzeekern (no. ODP-677). Nu zijn er grote schommelingen in de  $\delta^{18}\text{O}$ -waarde te zien met een tijdschaal van enkele tienduizenden jaren. Gedurende de laatste miljoen jaar neemt de amplitude en de tijdschaal toe: er ontstaan glaciële cycli die gemiddeld zo'n 0.1 Ma duren. De variaties in de  $\delta^{18}\text{O}$ -waarde weerspiegelen nu vooral veranderingen in het totale ijsvolume, waarbij de ijskappen op het noordelijk halfrond de grootste rol spelen. Tijdens het laatste glaciële maximum van ongeveer 18 duizend jaar geleden was de totale hoeveelheid ijs op aarde 2.5 keer zo groot als nu. Er lagen toen grote ijskappen in Noord-Amerika en in Scandinavië. Gedurende het Pleistoceen bereikte de Scandinavische ijskap waarschijnlijk slechts één keer Nederland, en wel tijdens de zogenaamde Riss-ijstijd (140 duizend jaar geleden).



**Figuur 2.** Zuurstofisotopencurve van een diepzeekern met een hoog oplossend vermogen in de tijd. Het signaal is een gemengd temperatuur-ijsvolume signaal, waarbij de snelle veranderingen vooral een gevolg zijn van de opbouw en afbraak van ijskappen op het noordelijk halfrond. HI: huidige interglaciaal. LGM: laatste glaciële maximum (18000 jaar geleden).

### Oorzaken van klimaatverandering

De 'recente' geschiedenis van het klimaat op aarde wordt dus gekenmerkt door een afwisseling van ijstijden en interglacialen. Tegen de achtergrond van het karakteristieke klimaat van het hele Tertiair zijn de ijstijden extreem, en vertegenwoordigen ze de koudste perioden van de laatste 100 miljoen jaar! Toch zijn er veel langer geleden perioden geweest, waarin het klimaat naar alle waarschijnlijkheid nog kouder was.

De afkoeling gedurende de laatste 50 Ma vraagt om een verklaring. De luminositeit van de zon verandert weinig op deze tijdschaal, en neemt bovendien langzaam toe. Er zijn echter nogal wat aanwijzingen, dat het CO<sub>2</sub>-gehalte in de atmosfeer 50 Ma geleden veel hoger was dan nu (een factor 5 tot 10 meer) [4]. Een groot deel van de hoge temperatuur aan het begin van het Eoceen kan hiermee verklaard worden. De hoge CO<sub>2</sub>-concentratie wordt toegeschreven aan hoge emissies uit de aardkorst, samenhangend met een zeer actieve periode van continentale drift en vorming van jonge korst bij de mid-oceanische ruggen, en het daarmee samenhangende vulkanisme. Later werd de erosie van silicaten en vorming van kalkgesteenten belangrijker, waardoor veel CO<sub>2</sub> gebonden werd en de concentratie in de atmosfeer daalde tot ongeveer 250 ppm. Sinds 25 Ma geleden is het CO<sub>2</sub> gehalte, afgezien van schommelingen op een kleinere tijdschaal, vrij constant gebleven. Toch is de afkoeling doorgegaan.

Ook de ligging van de continenten kan een factor van betekenis zijn, vooral omdat dit in sterke mate de configuratie van oceaanstromingen bepaalt. Deze stromingen zijn in staat grote hoeveelheden energie te transporteren en te herverdelen over de aarde. Als de continenten zó liggen dat oceaanstromingen in een noord-zuid richting gedwongen worden, betekent dit dat er veel energie naar de poolgebieden getransporteerd kan worden. Dit is nú op het noordelijk halfrond het geval, maar niet op het zuidelijk halfrond, waar de circum-antarctische stroming de noord-zuid gerichte takken lang Zuid-Amerika, Afrika en Australië onderbreekt. Dit was niet altijd zo. Zo'n 100 Ma geleden lag het Antarctisch continent wel op de zuidpool, maar Zuid-Amerika zat er nog aan vast en de andere platen (Africa, Indie, Australië) waren nog maar net ontkoppeld! Een andere markante ontwikkeling was het dichtgaan van de Straat van Panama, waardoor de uitwisseling van water tussen de tropische delen van de Grote en Atlantische Oceaan tot stilstand kwam.

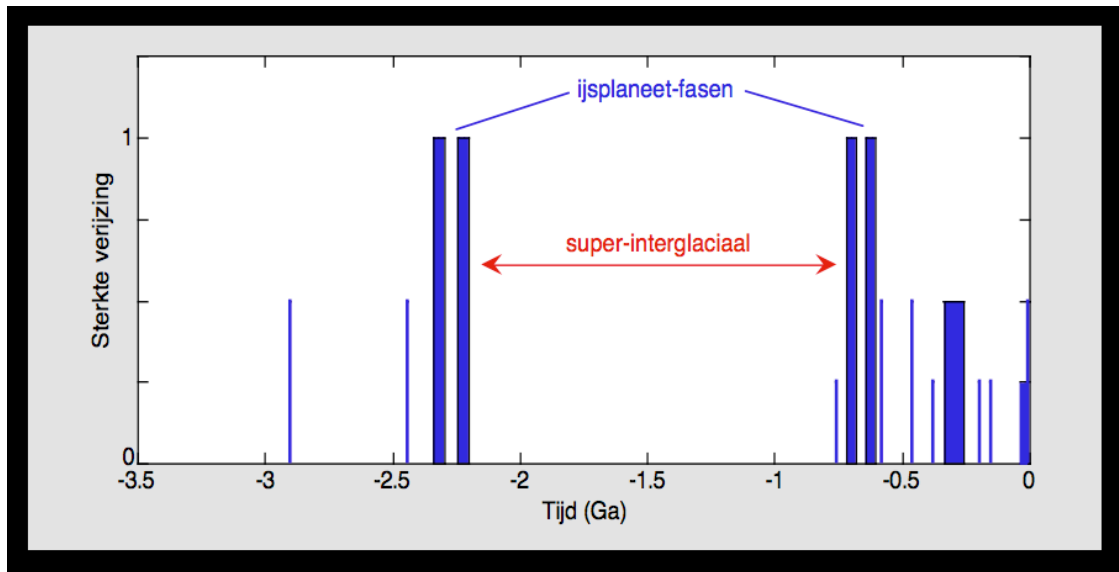
De vorming van ijskappen wordt sterk beïnvloedt door tektonische bewegingen. Omdat de temperatuur in de atmosfeer daalt met de hoogte, maakt het nogal wat uit of een gebied, waar zich een ijskap zou kunnen vormen, stijgt of daalt. Als de centrale delen van Scandinavië 500 m hoger zouden zij, zou zich daar nu waarschijnlijk een grote, min of meer permanente, ijskap vormen.

Op de tijdschaal van de Pleistocene ijstijden speelt continentale drift en tektoniek een ondergeschikte rol. Hier zijn het vooral de instralingsvariaties, samenhangend met kleine periodieke veranderingen in de baan van de aarde, die klimaatveranderingen genereren. Deze instralingsvariaties zijn er echter altijd geweest, en blijkbaar hangt het van andere factoren af of ze effectief zijn in het genereren van grote klimaatveranderingen. Eén zo'n factor is dan toch weer de ligging van de continenten.... Het ligt voor de hand, dat de continenten op het noordelijk halfrond een voldoende noordelijke positie moeten hebben om grote ijskappen te kunnen laten ontstaan als de instraling in de zomer een minimum bereikt.

### De ijsplaneet

Samenvattend kan gesteld worden dat de Pleistocene ijstijden zeer markante klimaatschommelingen vormen, die gesuperponeerd zijn op een gestage afkoeling. Het gebruik van fossiele brandstoffen zal er toe leiden, dat het klimaat gedurende enkele eeuwen wat warmer zal zijn. Dit zal echter weinig invloed hebben op de klimatologische ontwikkeling op de geologische tijdschaal. Gezien de trend van de laatste miljoenen jaren is de kans op verdere afkoeling groot, en de vraag is waar dit eindigt.

Gedurende de laatste 25 jaar zijn er vele aanwijzingen verzameld, die suggereren dat de aarde meerdere malen vrijwel geheel vergletsjerd is geweest [5]. Op alle continenten zijn glaciële afzettingen gevonden, die enkele miljarden jaren oud zijn. Uit palaeomagnetisch onderzoek is vastgesteld, dat vergletsjering meestal optrad als de continenten in een tropische of subtropische positie lagen. Op grond hiervan, en op grond van een totaal veranderende chemie van de oceaan (zoals bijvoorbeeld blijkt uit het wel of niet optreden van ijzerhoudende afzettingen), kan men concluderen dat de aarde soms een ijsplaneet is geweest (Figuur 3). Tijdens zo'n ijsplaneet-gebeurtenis zijn de continenten volledig vergletsjerd en is de oceaan vrijwel overal met een dikke laag ijs bedekt. Het primitieve leven komt tot stilstand, maar sterft niet uit.



**Figuur 3.** Een geschematiseerde geschiedenis van glaciële gebeurtenissen op aarde, gemodificeerd naar [5]. De mate van verijzing is weergegeven met een getal dat 1 is voor een ijsplaneet. De ijstijden van het Pleistoceen scoren 0.5.

De energiehuishouding van het klimaatsysteem is onderworpen aan wetten, en de vraag rijst of een ijsplaneet eigenlijk wel mogelijk is. Voor het juiste perspectief is het leerzaam om de energiebalans van de aarde als geheel te beschouwen:

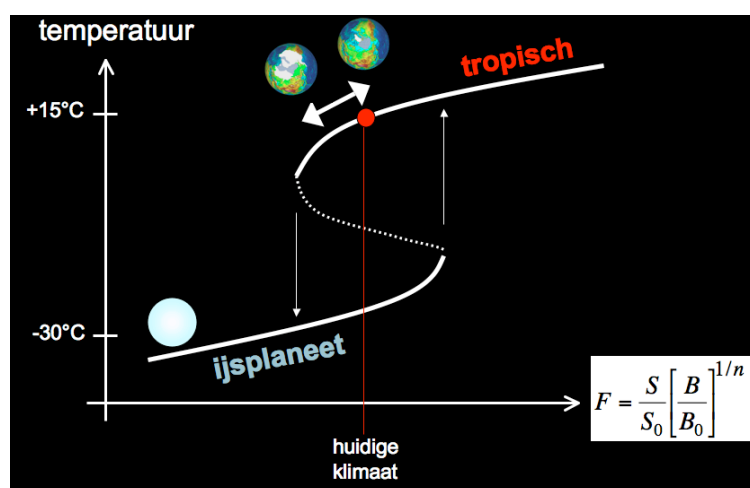
$$\frac{S}{4}(1 - \alpha) = \sigma T^4 \quad (1)$$

Aan de linkerkant van deze vergelijking staat de hoeveelheid zonnestraling, die per oppervlakte-eenheid door de aarde geabsorbeerd wordt.  $S$  is de zonneconstante ( $1365 \text{ W m}^{-2}$ ) en  $\alpha$  de planetaire albedo.  $S$  wordt door 4 gedeeld omdat het oppervlak van de aarde vier maal de doorsnede is (de doorsnede bepaalt hoeveel zonnestraling er onderschept wordt). Aan de rechterkant staat de door de aarde uitgestraalde hoeveelheid energie;  $\sigma$  is de Stefan-Boltzmann constante,  $T$  de oppervlaktetemperatuur en  $\tau$  een effectieve emissiviteit. Deze emissiviteit zou 1 zijn als de aarde een zwarte straler was. De huidige planetaire albedo is 0.3, en men kan snel berekenen dat dit een waarde voor  $T$  geeft van ongeveer  $-18 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Maar de aarde heeft een atmosfeer, die de door het oppervlak uitgezonden straling grotendeels absorbeert en bij lagere temperatuur weer uitzendt. De reductie van de emissiviteit van onze planeet is vooral het gevolg van waterdamp, wolken en sporengassen zoals kooldioxide en methaan. Voor de huidige omstandigheden blijkt dat  $\tau = 0.61$ , en de bijbehorende waarde voor  $T$  is ongeveer  $15 \text{ }^\circ\text{C}$ . Dus al met al zorgt de atmosfeer

ervoor dat de temperatuur aan het oppervlak 33 K hoger is dan op een aarde zonder atmosfeer. Het gebruik van een constante waarde van  $\tau$  bij het bepalen van de gevoeligheid van het klimaat (bijvoorbeeld voor veranderingen van de zonneconstante  $S$ ) is echter onrealistisch. Bij een dalende/stijgende temperatuur zal de hoeveelheid waterdamp sterk afnemen/toenemen, wat tot een grotere gevoeligheid van het klimaatstelsel leidt.

In het voorgaande werd verondersteld dat de planetaire albedo  $\alpha$  niet verandert. Dit is niet terecht, want een uitbreiding van de ijs- en sneeuwbedekking impliceert een grotere reflectie van zonlicht. Voor kleine veranderingen in de instraling leidt dit tot een verdubbeling van de gevoeligheid van het klimaat. Voor grote veranderingen kunnen de gevolgen nog veel dramatischer zijn. In de zestiger en zeventiger jaren werden er eenvoudige klimaatmodellen geformuleerd, waarmee de stabiliteit van het klimaat op aarde onderzocht werd [6]. Hieruit bleek dat bij een bepaalde kritische waarde van de zonneconstante ( $S_{\text{crit}}$ ) de koppeling tussen albedo en temperatuur inderdaad kan leiden tot een 'runaway icehouse', waarbij de aarde geheel met ijs en sneeuw bedekt raakt. De waarde van  $S_{\text{crit}}$  hangt af van de precieze keuze van andere modelparameters, maar ligt in het bereik van 92 tot 98 % van de huidige waarde. Latere experimenten met geavanceerde klimaatmodellen hebben het beeld bevestigd.



**Figuur 4.** De gemiddelde temperatuur op aarde als functie van een controleparameter  $F$ , die toeneemt met een groter wordende zonneconstante en met een toenemende concentratie van kooldioxide en methaan in de atmosfeer. De structuur van dit diagram is die van een cusp-catastrofe, waarbij er, voor een gegeven waarde van  $F$ , één of drie oplossingen zijn (waarvan de middelste onstabiel is - weergegeven met een stippellijn). De witte pijl geeft de variatie aan tijdens het Pleistoceen. Hierbij moet bedacht worden dat de  $\text{CO}_2$ -concentratie tijdens de laatste glaciële maxima slechts 200 ppm was (ter vergelijking: eind 19e eeuw was dit 280 ppm; nu 370 ppm).

Figuur 4 vat één en ander samen. De gemiddelde temperatuur is uitgezet als een functie van een (schematische) dimensieloze parameter  $F$ , gedefinieerd als

$$F = \frac{S}{S_0} \left[ \frac{B}{B_0} \right]^{1/n} \quad (2)$$

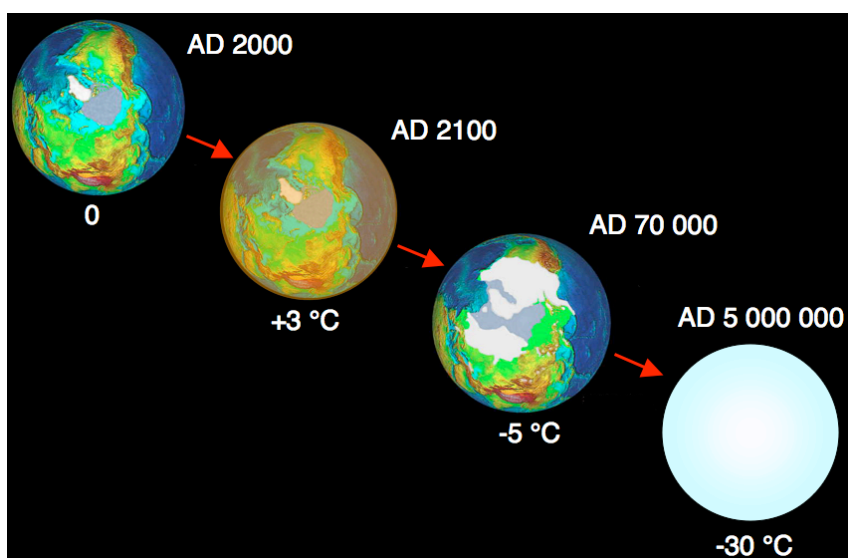
In deze vergelijking is  $B$  een maat voor de hoeveelheid kooldioxide en methaan in de atmosfeer.  $S_0$  en  $B_0$  definiëren een referentietoestand. De effecten van zonneconstante en broeikasgassen worden dus op een hoop geveegd in één controleparameter. Als de concentratie van broeikasgassen erg groot wordt, is er sprake van verzadiging in de absorptiebanden;  $n$  heeft dan ook een vrij grote waarde (bijvoorbeeld 5). De structuur van het oplossingsdiagram ( $T$  als functie van  $F$ ) is die van de elementaire cusp-catastrofe. Voor kleine waarden van  $F$  is er slechts één oplossing mogelijk: de ijsplaneet. Voor grote waarden van  $F$  is het klimaat op aarde warm. Daartussen zit een gebied waarbij zowel de ijsplaneet als de tropische planeet stabiel kunnen

zijn. Het huidige klimaat zit in dit gebied, op de warme tak. Maar hoe groot is nu de afstand tot het kritische punt, waarbij de overgang naar een ijsplaneet onvermijdelijk wordt? Of nog wat scherper geformuleerd: hoe groot is die afstand tijdens een glaciaal maximum (Fig. 4)? Een betrouwbaar antwoord op deze vraag is niet te geven, maar het loont wel de moeite om nog eens stil te staan bij eerdere ijsplaneet-fasen.

De eerste ijsplaneet-fasen traden op in een tijd dat de zonneconstante ongeveer 5% kleiner was (Fig. 3). De condities voor het optreden van totale verijzing waren in die tijd dus gunstiger dan nu. Er is echter een intrinsiek mechanisme dat de duur van de ijsplaneet-fase beperkt. Als de aarde geheel met sneeuw en ijs bedekt raakt zal de consumptie van CO<sub>2</sub> door fotosynthese minimaal worden. Bovendien komt de chemische verwerking van silicaten en de vorming van kalksteen bijna tot stilstand, waardoor er weinig CO<sub>2</sub> aan de atmosfeer wordt onttrokken. Omdat de uitstoot van CO<sub>2</sub> door vulkanen door gaat, zal de CO<sub>2</sub> concentratie in de atmosfeer gestaag stijgen ( $F$  neemt toe) en uiteindelijk een niveau bereiken waarbij de ijsplaneet ontdooit (opwaartse pijl in Fig. 4). Fotosynthese en verwerking komen dan weer op gang, zodat de CO<sub>2</sub>-concentratie daalt tot een waarde van tussen de 200 en 2000 ppm.

Behalve een kleine zonneconstante zijn er andere factoren, die de aarde kunnen prepareren voor verijzing. De ligging van de continenten is reeds eerder genoemd. Een continent heeft een hoger albedo dan een oceaan, en er zal dus meer zonnestraling gereflecteerd worden als de continenten op lage breedte liggen. Aan de andere kant lijkt de kans, dat een grote ijskap zich vormt, groter als een continent op hogere breedte ligt. Hier duikt dus een fundamentele vraag op: Waar zou men de continenten moeten plaatsen om de aarde zo koud mogelijk te maken? Het antwoord hierop is nog niet gegeven. Wellicht dat de ijsplaneet-fasen van 700 Ma geleden het gevolg zijn van een specifieke ligging van de continenten.

Al met al is de vraag, of de aarde weer afstevent op totale verijzing, niet te beantwoorden. Als de gestage afkoeling gedurende de laatste 50 miljoen jaar doorzet, zal het vermoedelijk op een termijn van enkele tientallen miljoenen jaren gebeuren. Figuur 5 laat een mogelijk scenario zien. Op grond van de goed bekende instralingsvariaties, die samenhangen met veranderingen in de baan van de aarde, moet men verwachten dat het huidige interglaciaal relatief lang zal duren. Echter, over 50 000 jaar komt er een instralingsminimum op het noordelijk halfrond dat de groei van de ijskappen in gang zal zetten. Het is waarschijnlijk, dat er over 70 000 jaar grote ijskappen zullen liggen in het noorden van Amerika en Europa.



**Figuur 5.** Een mogelijk scenario voor de ontwikkeling van het klimaat op aarde.

### En dan de mens

Menselijke activiteiten beïnvloeden het klimaat op vele manieren. Voor Paul Crutzen was dat de aanleiding om het huidige tijdvak het Anthropoceen te noemen. Maar stelt dat iets voor in het licht van het hierboven beschreven klimaatgeweld op geologische tijdschalen? Als we de mens als een soort beschouwen, die het gewoon met z'n omgeving moet doen, niet natuurlijk. Maar voor de alledaagse praktijk is de geologische tijdschaal niet zo relevant. Het valt moeilijk te ontkennen dat de zeespiegel langs de Nederlandse kust stijgt, en een antwoord op de vraag waardoor dat komt, en hoe het verder zal gaan in de komende 100 jaar, is wel erg gewenst. Zó gewenst, dat de antwoorden van alle kanten toestromen.

Er heerst onder klimatologen en klimaatbeleidsmakers een groot geloof in de voorspelbaarheid van het klimaat en de voorspelkracht van meteorologische modellen. Voor velen is het klimaatprobleem afdoende geïdentificeerd en bestudeerd, zijn de te nemen maatregelen duidelijk, en moet je het nu gewoon toevertrouwen aan het spel van politici en economen, die de marktwerking zó in stelling zullen brengen dat het allemaal goed komt.

Er zijn ook wetenschappers, die veel weten van het klimaatsysteem en geschoold zijn in de theorie van dynamische systemen, en die beseffen dat de voorspelbaarheid van het klimaat beperkt is. Het klimaatsysteem is extreem niet-lineair en ook nog moeilijk door te meten. De consequenties hiervan zijn theoretisch uitgewerkt door eminente geleerden zoals Edward Lorenz (Figuur 6) en Klaus Hasselmann, maar hun relativerende woorden zijn door veel klimaatonderzoekers vergeten.



**Figuur 6.** Professor Edward N. Lorenz (MIT) toont de Buys Ballot-medaille tijdens zijn bezoek aan de Universiteit Utrecht in december 2005. De medaille is de oudste prijs op het gebied van de meteorologie, en wordt één keer per 10 jaar toegekend door de KNAW. Prof. Lorenz kreeg de medaille voor zijn fundamentele werk op het terrein van de voorspelbaarheid van het weer en het klimaat. Hij is één van de grondleggers van de chaostheorie.

Foto: E. Landré.

Moeten we dan alles maar op z'n beloop laten? Zeker niet. De mens beïnvloedt de samenstelling van de atmosfeer in een dramatisch tempo (Figuur 7). Juist omdat we zo weinig van het systeem weten, en het erg niet-lineair is, is het verstandig om rustig aan te doen en chemische cycli in atmosfeer en oceaan zo weinig mogelijk te verstoren. De kans is groot dat de gemiddelde temperatuur op aarde enkele graden zal stijgen. En

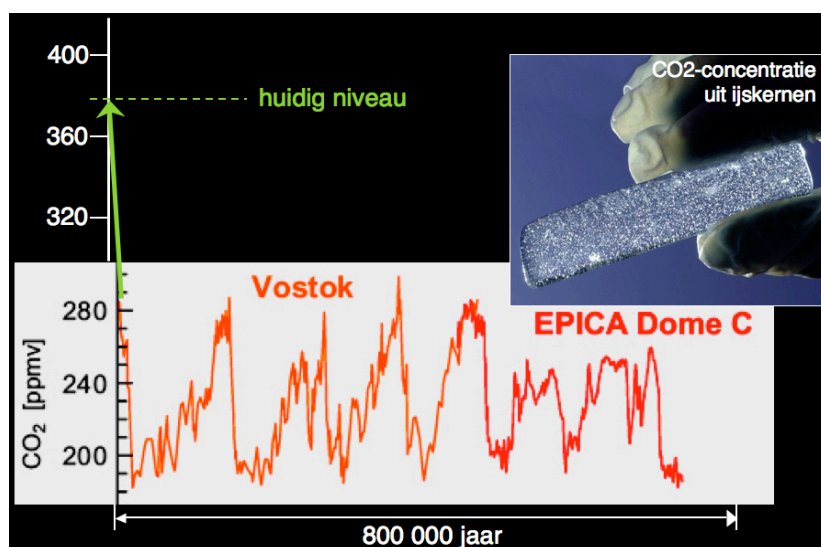


dat de stijging wat groter zal zijn in het Arctisch gebied is aannemelijk te maken. Maar regionale klimaatverwachtingen, die nu dienen als startpunt voor honderden dure impactstudies waar softe onderzoeksinstituten en adviesbureaus vet van worden, zijn volstrekt onbetrouwbaar. De balans in het klimaatonderzoek is zoek: *aan de fundamentele vragen wordt veel te weinig gewerkt*. De klimaatmodellen, die nu gebruikt worden, zijn eigenlijk al oud. Er wordt wel voortdurend aan gesleuteld om ze beter af te regelen, maar echt vernieuwend onderzoek, dat zou moeten leiden tot een nieuwe generatie modellen, wordt weinig gedaan. Op de niet al te lange duur zal dit de basis voor een klimaatbeleid uithollen.

Er zijn fundamentele vragen waarop we het antwoord niet weten. De meest prangende is *wat er met het klimaat zou gebeuren zonder invloed van de mens*. Het is onwaarschijnlijk dat het klimaatsysteem in evenwicht is. Het moet zo zijn dat de ijskappen, maar ook de tragere geochemische cycli in de oceaan, nog reageren op de laatste glaciaal-interglaciaal overgang, die van 18 000 tot 11 000 jaar geleden plaatsvond. Met name de ijskappen van Groenland en Antarctica vormen nog een grote onzekere factor. We weten niet of het ijsvolume nu toe- of afneemt. Meer meten en rekenen is hier het devies.

Tegen deze achtergrond wil ik mijn betoog afsluiten met een stelling, en die luidt:

### HET KLIMAATBELEID HEEFT EEN BETER FUNDAMENT NODIG !



**Figuur 7.** Ontwikkeling van de CO<sub>2</sub>-concentratie in de atmosfeer gedurende de laatste 800 000 jaar, zoals gemeten in de luchtbelletjes van ijskernen [7]. Het huidige niveau is ongeveer 375 ppmv (part per million by volume). Tijdens het Pleistoceen schommelde de concentratie tussen ~200 ppmv (ijstijd) en ~280 ppmv (interglaciaal).

#### Referenties

- [1] J. Zachos, M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, K. Billups, 'Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present', *Science* **292** (2001), 686-693.
- [2] J. Oerlemans, 'A quasi-analytical ice-sheet model for climate studies', *Nonlinear Processes in Geophysics* **10** (2003), 1-12.
- [3] J. Oerlemans, 'Correcting the Cenozoic deep-sea temperature record for Antarctic ice volume', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **208** (2004), 191-201.
- [4] P. N. Pearson en M. R. Palmer, 'Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years', *Nature* **406** (2000), 695-699.
- [5] P. F. Hoffman en D. P. Schrag, 'The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change', *Terra Nova* **14** (2002), 129-155.
- [6] J. Oerlemans en H. M. van den Dool, 'Energy-balance climate models: stability experiments with a refined albedo and updated coefficients for infrared emission', *Journal of Atmospheric Sciences* **35** (1978), 371-381.
- [7] U. Siegenthaler and 10 others, 'Stable Carbon Cycle-Climate Relationship During the Late Pleistocene', *Science* **310** (2005), 1285-1287