
Computerondersteund modelleren
Natuurkunde

Klimaatmodellen

Universiteit Utrecht

Cdβ Centrum voor Didactiek van Wiskunde en Natuurwetenschappen

Computerondersteund modelleren
Natuurkunde
Klimaatmodellen
Leerlingenboek

Koos Kortland & Bart Ormel

© 2005 Centrum voor Didactiek van Wiskunde en Natuurwetenschappen (Cd β),
Universiteit Utrecht

Deze publicatie mag in ongewijzigde vorm worden verveelvoudigd en verspreid ten behoeve van niet-commercieel gebruik in het onderwijs, mits met vermelding van deze bepaling en van het bovenstaande copyright. Voor alle andere vormen van openbaarmaking is schriftelijke toestemming van de Universiteit Utrecht vereist.

Inhoud

1	Klimaatmodellen	5
1.1	Oriëntatie	5
1.2	Fysische modellen	7
1.3	Computermodellen	8
1.4	Klimaatverandering	9
1.5	Afsluiting	11
2	Fysische modellen	13
2.1	Energiestromen	13
2.2	Aarde zonder atmosfeer	15
2.3	Aarde met atmosfeer	17
2.4	Klimaatverandering	21
3	Computermodellen	23
3.1	Aarde zonder atmosfeer	23
3.2	Aarde met atmosfeer	27
4	Klimaatverandering	29
4.1	Terugvoorspellen	29
4.2	Toekomstscenario's	33
4.3	Modeluitbreiding – Oceaan	35
4.4	Modeluitbreiding – Sneeuw	41
4.5	Modeluitbreiding – Wolken	47
4.6	Klimaatmodel	51
	Index	55
	Achtergrondinformatie	57

Toelichting

Dit boek is wat anders opgebouwd dan je gewend bent. Het begint met een hoofdstuk over *klimaatmodellen* die vrij kort de grote lijn van *oriëntatie* op tot *afsluiting* van het onderwerp weergeeft. In die hoofdstuk is een aantal opdrachten opgenomen. Een deel van die opdrachten verwijst naar de paragrafen die op volgorde achter de hoofdstuk in dit boek staan. Aan het eind van elk van die paragrafen wordt weer terugverwezen naar de hoofdstuk over klimaatmodellen.

In de *Achtergrondinformatie* zijn enkele artikelen opgenomen waarnaar in de paragrafen wordt verwezen.

1 Klimaatmodellen

1.1 Oriëntatie

Op de planeet Aarde is de temperatuur nu gemiddeld zo'n 14 °C. Dat maakt de Aarde leefbaar. Voor een groot deel hangt deze temperatuur af van de energiestroom vanuit de ruimte: de zonnestraling. Maar ook de atmosfeer van de Aarde speelt daarbij een rol. Zonder atmosfeer zou de gemiddelde temperatuur op Aarde veel lager zijn: -19 °C. Deze invloed van de atmosfeer op de gemiddelde temperatuur op Aarde wordt het *broeikaseffect* genoemd. Het is dus dit (gewenste) broeikaseffect dat voor die temperatuur van zo'n 14 °C en daarmee voor een leefbaar klimaat op Aarde zorgt.



Figuur 1 – Op de Aarde zorgen de Zon en de atmosfeer samen voor een leefbare temperatuur.

Klimaatverandering – Het klimaat op Aarde is niet constant. Er zijn in het verre verleden lange relatief koude perioden geweest met een veel lagere gemiddelde temperatuur: de ijstijden. Tijdens de laatste ijstijd, zo'n tien- tot twintigduizend jaar geleden, lag de temperatuur bijna 10 °C lager dan nu het geval is. En voorafgaand aan die ijstijd was het een periode relatief wat warmer met een temperatuur die zo'n 2,5 °C boven het huidige gemiddelde lag. Er is dus duidelijk sprake van natuurlijke klimaatschommelingen in het verleden.

In de tweede helft van de vorige eeuw is geleidelijk aan duidelijk geworden dat ook menselijke activiteiten het klimaat – de gemiddelde temperatuur op Aarde – zouden kunnen beïnvloeden. Die menselijke activiteiten zouden kunnen leiden tot een *versterking* van het broeikaseffect in de atmosfeer en daarmee tot een stijging van de gemiddelde temperatuur op Aarde. Dat leidt tot soms alarmerende berichten in de media, en tot publieke discussie tussen voorstanders en tegenstanders van 'de broeikastheorie'.



Figuur 2 – Menselijke activiteiten op het gebied van energievoorziening met fossiele brandstoffen, landbouw en veeteelt zorgen voor een toename van de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer zoals koolstofdioxide en methaan.

Klimaatwetenschap – De vraag naar de oorzaken van natuurlijke klimaatschommelingen en de invloed van menselijke activiteiten op het klimaat is het werkterrein van de *klimaatwetenschap*. Het klimaat op Aarde – zelfs als we dat vereenvoudigen tot iets als 'de gemiddelde temperatuur op die Aarde' – is een complex systeem waarin onder andere factoren als de activiteit van de Zon, de vulkanische activiteit op Aarde, de concentratie

broeikasgasen in de atmosfeer, het sneeuw- en ijsoppervlak aan gletsjers en poolkappen, de bewolgingsgraad en de samenstelling van de vegetatie een rol spelen. Factoren die elkaar bovendien ook onderling beïnvloeden. En dan houden we nog geen rekening met het warmtetransport op Aarde door lucht- en oceaanstromingen, die het klimaat regionaal beïnvloeden.

De klimaatwetenschappers proberen greep te krijgen op dit complexe systeem, om zo de eventuele klimaatverandering als gevolg van menselijke activiteiten te kunnen voorspellen. Een voorspelling die belangrijk is voor een antwoord op de vraag of er maatregelen moeten worden genomen, en zo ja welke dat dan zijn.



Figuur 3 – Toename van de concentratie broeikasgasen in de atmosfeer kan leiden tot klimaatverandering met nog onzekere regionale gevolgen: een nieuwe ijstijd of tropenjaren?

Vanwege de complexiteit van het klimaatsysteem op Aarde is het voorspellen van klimaatveranderingen alleen mogelijk met behulp van computermodellen. En dan nog zijn er aanzienlijke vereenvoudigingen van de werkelijkheid nodig. Dat heeft natuurlijk invloed op de modelresultaten. De gemiddelde temperatuur op Aarde zal tegen 2100 zijn gestegen met 1,4 tot 5,8 °C – dat is de belangrijkste conclusie uit een studie van het IPCC (het *International Panel on Climate Change*). Deze studie, waaraan enkele honderden klimaatonderzoekers hebben meegewerkt, baseert zich op verschillende klimaatmodellen van een tiental onderzoeksgroepen, en op verschillende toekomstscenario's voor de emissie van broeikasgasen. Vandaar die grote variatie in resultaten. Maar er zijn in het debat over klimaatverandering ook 'broeikassceptici' die de gemeten 0,6 °C temperatuurstijging sinds 1860 toeschrijven aan natuurlijke oorzaken, zoals de activiteit van de Zon.

Al deze klimaatwetenschappers baseren zich op de uitkomsten van het rekenwerk met hun computermodellen. En die computermodellen zijn gebaseerd op hun kennis over hoe het klimaat in elkaar zit. Kennelijk is daarover discussie mogelijk: *hoe betrouwbaar is die klimaatkennis, en hoe betrouwbaar zijn de daarop gebaseerde computermodellen?* Die vraag is belangrijk, omdat voorspellingen over klimaatverandering een belangrijke rol spelen in de samenleving. Ze hebben bijvoorbeeld geleid tot een voorstel voor wereldwijde afspraken over beperking van de uitstoot van broeikasgasen in het Kyoto-protocol van 1997. Volgens dit protocol moet in 2012 de uitstoot van broeikasgasen in onder andere Nederland 5,2 % onder het niveau van 1990 liggen. Maar over de noodzaak tot naleving van dit protocol bestaat, op z'n zachtst gezegd, verschil van mening. En dat heeft onder andere te maken met vragen over de betrouwbaarheid van klimaatvoorspellingen, en dus de betrouwbaarheid van klimaatmodellen.

Centrale vraag – In deze module gaat het om de vraag hoe klimaatwetenschappers in grote lijnen te werk gaan bij het ontwerpen en testen van hun klimaatmodellen en bij het daarmee voorspellen van klimaatveranderingen. Kennis van deze werkwijze kan leiden tot inzicht in de oorzaken van onzekerheden in de modelresultaten. De *centrale vraag* voor deze module over klimaatmodellen is dan ook:

- Hoe gaat het ontwikkelen van een computermodel van het klimaat op Aarde in zijn werk, en wat kunnen we daaruit leren over de onzekerheid in de klimaatvoorspellingen die zo'n model oplevert?

Om deze centrale vraag te beantwoorden ontwikkelen we zelf een computermodel van het klimaat op Aarde, zodat we zelf ondervinden hoe zo'n modelleerproces in zijn werk gaat en waar die onzekerheden vandaan komen.

Klimaatmodellen – Het klimaat op Aarde is een complex systeem. Een model van zo'n systeem is – net als bij andere modellen – een noodzakelijke *vereenvoudiging* van de werkelijkheid. De eerste stap in het modelleringsproces is dan ook het maken van *inperkingen*: beslissen over de vraag welke factoren en relaties we wel en niet in het model opnemen.

- 1 Inperkingen** – In de oriëntatie op klimaatmodellen is (in de les) een aantal inperkingen gemaakt.
 - Geef een samenvatting van de belangrijkste afgesproken vereenvoudigingen in het te ontwikkelen klimaatmodel.
 - Geef bij elk van die vereenvoudigingen aan waarom dat – in elk geval in eerste instantie – goede inperkingen zijn. Geef zo mogelijk ook aan welke nadelen zo'n vereenvoudiging zou kunnen hebben.

De eerste stap bij het ontwikkelen van een klimaatmodel is inmiddels gezet: het maken van afspraken over de manier waarop we de werkelijkheid (het klimaatsysteem) – in elk geval in eerste instantie – gaan vereenvoudigen. Nu is zo'n klimaatmodel gebaseerd op fysische wetmatigheden, zoals de regels voor het verband tussen energietoevoer of energieafgifte en de temperatuurverandering van een voorwerp. Dit soort regels geldt alleen in geïdealiseerde – of: sterk vereenvoudigde – situaties. De tweede stap in het modelleringsproces is – gegeven de gemaakte inperkingen – het ontwikkelen van een *fysisch model* van het klimaat op Aarde. Daarna kunnen we dat fysisch klimaatmodel 'vertalen' naar een *computermodel*, dat eerst moet worden getest op zijn betrouwbaarheid en dat daarna – als het model 'goed genoeg' lijkt – kan worden gebruikt voor het voorspellen van klimaatveranderingen in verschillende toekomstscenario's.

1.2 Fysische modellen

Na de eerste stap van het maken van afspraken over de manier waarop we het klimaat-systeem vereenvoudigen komt de tweede stap in het modelleringsproces: het ontwikkelen van een *fysisch model* van het klimaat op Aarde.

In het te ontwikkelen fysisch klimaatmodel van de Aarde bereikt de gemiddelde temperatuur aan het aardoppervlak een stabiele waarde als gevolg van absorptie, reflectie en emissie van stralingsenergie. Met andere woorden: er ontstaat een situatie van evenwicht tussen de energiestromen naar en vanuit de Aarde.

Het ontwikkelen van zo'n fysisch klimaatmodel gaat in drie kleinere stappen. Eerst gaan we na hoe de energiestromen naar en vanuit de Aarde kwantitatief te beschrijven zijn. Of, met andere woorden: welke formules er gelden voor de absorptie, reflectie en emissie van stralingsenergie door de Aarde. Met behulp van die formules maken we daarna een kwantitatief fysisch klimaatmodel, eerst van een Aarde zonder atmosfeer en daarna van een Aarde met atmosfeer. Met deze fysische modellen is het mogelijk om te berekenen bij welke temperatuur aan het aardoppervlak zich een evenwicht instelt tussen de instroom en de uitstroom van energie.

Vraagstelling – Hoe ziet een kwantitatief fysisch klimaatmodel van een gemiddelde Aarde zonder en met atmosfeer er uit, en welke evenwichtstemperatuur aan het aardoppervlak levert dat op?

- 2 Energiestromen** – Ga naar paragraaf 2.1. Stel daar met behulp van de opdrachten formules op voor het op het aardoppervlak invallend en het door het aardoppervlak gereflecteerd en uitgestraald vermogen.
- 3 Aarde zonder atmosfeer** – Ga naar paragraaf 2.2. Maak daar met behulp van de opdrachten een eerste kwantitatief fysisch klimaatmodel van een Aarde zonder atmosfeer, waarin rekening wordt gehouden met de absorptie, reflectie en emissie van stralingsenergie door het aardoppervlak. Bereken met dat model de evenwichtstemperatuur aan het aardoppervlak.
- 4 Aarde met atmosfeer** – Ga naar paragraaf 2.3. Maak daar met behulp van de opdrachten een uitbreiding van het eerste kwantitatief fysisch klimaatmodel door er een atmosfeer aan toe te voegen. Bereken met dat nieuwe model de evenwichtstemperatuur,

zowel aan het aardoppervlak als in de atmosfeer.

Het verschil tussen de beide fysische modellen van opdracht 3 en 4 is de atmosfeer die van de Aarde een broeikas maakt. Het toevoegen van een atmosfeer aan het eerste fysische klimaatmodel levert een redelijk reële gemiddelde temperatuur van 287 K (of +14 °C) aan het aardoppervlak. Een belangrijke rol hierbij spelen het *albedo* α van het aardoppervlak en de *absorptiecoëfficiënt* ε van de atmosfeer. Het albedo van het aardoppervlak hangt onder andere af van de vulkanische activiteit en van de hoeveelheid wolken, sneeuw en ijs. De absorptiecoëfficiënt van de atmosfeer hangt onder andere af van de concentratie broeikasgassen zoals CO₂ en CH₄.

De evenwichtssituatie in het kwantitatieve fysisch klimaatmodel van een Aarde zonder atmosfeer is eenvoudig met pen, papier en rekenmachine door te rekenen. Dat lukt ook nog wel – zij het met wat meer moeite – bij het kwantitatieve fysisch klimaatmodel van een Aarde met atmosfeer. En dat moet dus ook lukken als het gaat om het berekenen van klimaatveranderingen: welke invloed heeft een stijging van de broeikasgassenconcentratie in de atmosfeer op de temperatuur aan het aardoppervlak?

- 5 **Klimaatverandering** – Ga naar paragraaf 2.4. Bereken daar met behulp van de opdrachten de gevolgen van een stijging van de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer voor de temperatuur aan het aardoppervlak.
- 6 **Terugblik** – Het ontwikkelen van een klimaatmodel is een proces: een modelleerproces. In dat modelleerproces doorloop je een bepaalde *procedure*: een logische opeenvolging van een aantal stappen.
 - Welke stappen van die procedure heb je tot nu toe doorlopen? Probeer die stappen een naam te geven. Geef voor elk van die stappen een korte beschrijving van het doel en de inhoud. Of, met andere woorden: waarom zet je die stap, en wat doe je daarbij?
 - Wat wordt nu de volgende stap in deze procedure? En waarom juist deze stap?

1.3 Computermodellen

Na de tweede stap van het ontwikkelen van een fysisch model van het klimaat op Aarde komt de derde stap in het modelleerproces: het vertalen van dat fysisch klimaatmodel in een *computermodel*.

Met het fysisch model van een Aarde met atmosfeer zijn veranderingen in de evenwichtssituatie door te rekenen. Bij geleidelijke veranderingen over een lange reeks van jaren is dat echter veel werk. Dat rekenwerk wordt bovendien nogal gecompliceerd als gevolg van de aanwezigheid van positieve en negatieve terugkoppelingsmechanismen in het klimaatmodel. Voor de computer is al dat rekenwerk echter geen probleem. De logische volgende stap in het modelleerproces is dus het ontwikkelen van een computermodel van het klimaat voor een Aarde met atmosfeer. Of, met andere woorden: het ombouwen van het beschikbare fysisch klimaatmodel tot een computermodel.

Vraagstelling – Hoe ziet een computermodel van een gemiddelde Aarde zonder en met atmosfeer er uit, en levert dat dezelfde evenwichtstemperatuur aan het aardoppervlak op als de eerdere fysische modellen?

Het ontwikkelen van een computermodel gaat in het algemeen in drie stappen: *ontwerpen*, *bouwen* en *testen*.

Ontwerpen – In deze eerste stap maak je een *fysisch model* van het verschijnsel waarvan je een computermodel wilt ontwikkelen: welke zijn de grootheden die in het model een plaats moeten krijgen, welke relaties bestaan er tussen die grootheden enzovoort. Voor het te ontwikkelen computermodel van het klimaat op een gemiddelde Aarde is dat fysisch model al beschikbaar in de vorm van schema's en formules.

Bouwen – In deze tweede stap ga je met een modelleerprogramma het fysisch model ombouwen tot een *computermodel*. In deze module gebruik je daarvoor een grafisch modelleerprogramma als *Powersim* of *Coach*. Daarbij komt het computermodel in de vorm van een schema op het scherm van de monitor te staan.

Testen – In deze derde stap ga je het gebouwde computermodel controleren. Dat doe je door de modelresultaten te vergelijken met de resultaten van het fysisch model en/of

meetresultaten. Bovendien ga je na of variaties in bepaalde grootheden leiden tot de te verwachten veranderingen in de modelresultaten. Op deze manier ga je na of er ontwerpfouten in het model zitten.

We noemen deze drie stappen samen de *ontwikkelcyclus*. Vaak is het daarbij verstandig om zo'n cyclus enkele malen opeenvolgend te doorlopen. In de eerste cyclus begin je dan met een relatief eenvoudig model, waaraan je in volgende cycli achtereenvolgens allerlei uitbreidingen toevoegt. Hoewel we inmiddels beschikken over een fysisch klimaatmodel van een Aarde met atmosfeer, gaan we bij het ontwikkelen van een computermodel ook weer van *eenvoudig* naar *complex*. In de eerste ontwikkelcyclus beginnen we dus met een computermodel van een Aarde zonder atmosfeer. Na het testen van dat relatief eenvoudige computermodel maken we het model in de tweede ontwikkelcyclus complexer door er een atmosfeer aan toe te voegen.

- 7 Aarde zonder atmosfeer** – Ga naar paragraaf 3.1. Ontwerp, bouw en test daar met behulp van de opdrachten een computermodel van de energiestromen naar en vanaf een Aarde zonder atmosfeer, afhankelijk van de zonneconstante S_Z en het albedo α van het aardoppervlak. Daarbij leer je bovendien omgaan met het grafische modellerprogramma.
- 8 Aarde met atmosfeer** – Ga naar paragraaf 3.2. Ontwerp, bouw en test daar met behulp van de opdrachten een computermodel voor het klimaat op een Aarde met atmosfeer. Doe dat door het vorige computermodel uit te breiden met een atmosfeer en de bijbehorende energiestromen, afhankelijk van de absorptiecoëfficiënt ε van die atmosfeer.

Het computermodel voor het klimaat op Aarde is in twee stappen – al dan niet opgedeeld in een aantal tussenstappen – ontwikkeld van eenvoudig (zonder atmosfeer) naar complex (met atmosfeer). Het computermodel is bovendien globaal getest: levert het de verwachte evenwichtstemperatuur aan het aardoppervlak, en levert het de verwachte veranderingen in die evenwichtstemperatuur bij veranderende omstandigheden aan het aardoppervlak en in de atmosfeer? Het antwoord daarop is bevestigend. Maar daarmee is het computermodel nog niet af...

- 9 Terugblik** – In opdracht 6 heb je de eerste stappen van de procedure bij het modelleren geïdentificeerd en beschreven.
 - Welke vervolgstap kun je nu aan die procedure toevoegen? Geef deze stap een naam, en geef een korte beschrijving van het doel en de inhoud van deze stap.
 - Wat wordt nu de volgende stap in deze procedure? En waarom juist deze stap?

1.4 Klimaatverandering

Na de derde stap van het ontwikkelen van een computermodel voor het klimaat op Aarde komt de vierde stap in het modellerproces: het testen van het computermodel op zijn betrouwbaarheid en het gebruik ervan voor het voorspellen van klimaatveranderingen in verschillende toekomstscenario's.

Het computermodel van het klimaat op een Aarde met atmosfeer levert bij een albedo van 0,33 en een absorptiecoëfficiënt van 0,78 een redelijke waarde voor de huidige gemiddelde temperatuur op Aarde: 14 °C. Maar dit model is nog niet bruikbaar voor het voorspellen van klimaatveranderingen. In het verleden is de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer geleidelijk toegenomen, waardoor de absorptiecoëfficiënt is toegenomen. En in de toekomst zal die concentratie nog verder stijgen. Volgens het computermodel veroorzaakt dat een toename van de gemiddelde temperatuur op Aarde. Zo'n temperatuurstijging kan via de hoeveelheid sneeuw, ijs en bewolking weer invloed hebben op het albedo van het aardoppervlak. De relaties tussen deze grootheden ontbreken nog in het computermodel.

Bovendien is het computermodel een zogenaamd evenwichtmodel: het berekent, uitgaande van een temperatuur $T = 0$ K, de waarde van de evenwichtstemperatuur bij een gegeven waarde van de zonneconstante, het albedo van het aardoppervlak en de absorptiecoëfficiënt van de atmosfeer. Maar die hele 'aanloop' naar zo'n evenwichtssituatie hebben

we helemaal niet nodig. We willen dat het model veranderingen in die evenwichtssituatie over een periode in de grootte-orde van honderd jaar kan doorrekenen. En we willen controleren of het model dat een beetje redelijk doet door de modelresultaten te vergelijken met het gemeten temperatuurverloop over zo'n periode.

Vraagstelling – Hoe ziet een computermodel voor het doorrekenen van klimaatveranderingen over een periode van enkele honderden jaren op een gemiddelde Aarde er uit, en zijn de modelresultaten redelijk in overeenstemming met de werkelijkheid?

10 Terugvoorspellen – Ga naar paragraaf 4.1. Bouw daar met behulp van de opdrachten het computermodel van een Aarde met atmosfeer om van een evenwichtsmodel tot een model waarmee we klimaatveranderingen over de periode 1800-2000 kunnen doorrekenen. Vergelijk het modelresultaat met het gemeten temperatuurverloop over diezelfde periode.

11 Toekomstscenario's – Ga naar paragraaf 4.2. Voer daar met behulp van de opdrachten een *scenariostudie* uit: laat het computermodel de klimaatverandering over de periode 1800-2200 doorrekenen voor een paar verschillende scenario's voor de toename van de concentratie CO₂ in de atmosfeer vanaf 2000.

Het computermodel kan nu klimaatveranderingen over de periode 1800-2000 doorrekenen op basis van gegevens over het verloop van de concentratie CO₂ in de atmosfeer in deze periode. Het modelresultaat stemt voorlopig redelijk overeen met het gemeten temperatuurverloop, voor zover daarover gegevens bekend zijn. Met het model kan zelfs ook een eenvoudige scenariostudie worden uitgevoerd: voorspellingen van de temperatuurstijging op Aarde over de periode 2000-2200 bij verschillende scenario's voor de toename van de concentratie CO₂ in de atmosfeer. Maar over de periode 1800-2000 lijkt de temperatuurstijging die het model oplevert wat aan de grote kant vergeleken met de beschikbare 'beste schatting' van het werkelijke temperatuurverloop over die periode. Voor het voorspellen van klimaatveranderingen in de toekomst is het computermodel nog steeds niet goed genoeg...

Het computermodel rekt het temperatuurverloop door op basis van een gegeven verloop van de concentratie CO₂ in de atmosfeer. Die concentratie verandert door emissie van CO₂ door menselijke activiteiten, maar er is ook sprake van natuurlijke emissie door bijvoorbeeld vulkanen en van opslag van CO₂ in de oceaan – een opslag die temperatuurafhankelijk is, en dus bij een stijgende gemiddelde temperatuur op Aarde zal veranderen. Verder rekt het model nog steeds met een constante waarde van het albedo van het aardoppervlak. Ook dat is nog wat te simpel: een veranderende gemiddelde temperatuur heeft invloed op de hoeveelheid sneeuw, ijs en bewolking en daarmee op het albedo – en daarmee weer op de gemiddelde temperatuur op Aarde. Voor het doen van klimaatvoorspellingen zullen ook deze relaties eerst in het computermodel moeten worden ondergebracht.

Bij het uitbreiden van het computermodel met al deze relaties maken we een taakverdeling in drie groepen. De eerste groep maakt een deelmodel van de opslag van CO₂ in de oceanen (opdracht 12), de tweede groep maakt een deelmodel van de hoeveelheid sneeuw op het aardoppervlak (opdracht 13), en de derde groep maakt een deelmodel van de bewolking boven het aardoppervlak (opdracht 14). Daarna koppelt elke groep hun deelmodel aan het klimaatmodel van opdracht 10 en presenteert het resultaat (opdracht 15). Ten slotte proberen we de ontwikkelde deelmodellen te combineren tot één klimaatmodel (opdracht 16) en laten we dat model een aantal verschillende toekomstscenario's doorrekenen (opdracht 17).

12 Modeluitbreiding: Oceaan – Ga naar paragraaf 4.3. Ontwerp, bouw en test daar met behulp van de opdrachten een deelmodel van de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan, en koppel dat aan het bestaande klimaatmodel van opdracht 10.

13 Modeluitbreiding: Sneeuw – Ga naar paragraaf 4.4. Ontwerp, bouw en test daar met behulp van de opdrachten een deelmodel van de samenstelling van het aardoppervlak, en koppel dat aan het bestaande klimaatmodel van opdracht 10.

14 Modeluitbreiding: Wolken – Ga naar paragraaf 4.5. Ontwerp, bouw en test daar met

behulp van de opdrachten een deelmodel van de bewolking boven het aardoppervlak, en koppel dat aan het bestaande klimaatmodel van opdracht 10.

15 Presentatie – Presenteer het ontwikkelde deelmodel van de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan, de samenstelling van het aardoppervlak of de bewolking boven het aardoppervlak aan de andere groepen. Ga bij deze presentatie in op de volgende punten.

- Het ontwerp van het deelmodel in grote lijnen (dus: geen details zoals de gebruikte formules in het model), met een korte toelichting op wat het deelmodel berekent.
- Hoe het deelmodel moet worden gekoppeld aan het bestaande klimaatmodel van opdracht 10 voor de periode 1800-2000.
- Welk resultaat die koppeling van deelmodellen levert, vergeleken met het resultaat van het bestaande klimaatmodel van opdracht 10 en vergeleken met het gemeten temperatuurverloop over de periode 1800-2000.
- Hoe gevoelig, betrouwbaar en realistisch dit nieuwe computermodel van het klimaat op (een gemiddelde) Aarde is.
- Welke redenen er zijn voor de verschillende uitspraken van klimaatwetenschappers over de te verwachten toekomstige stijging van de gemiddelde temperatuur op Aarde.
- Welk soort kennis nodig is om een redelijk betrouwbaar klimaatmodel te kunnen ontwikkelen.

16 Klimaatmodel – Ga naar paragraaf 4.6. Combineer daar met behulp van de opdrachten de deelmodellen van de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan, de samenstelling van het aardoppervlak en de bewolking boven het aardoppervlak tot één klimaatmodel. Test het model door het modelresultaat te vergelijken met het gemeten temperatuurverloop over de periode 1800-2000. Voorspel met dit klimaatmodel de temperatuurstijging bij verschillende scenario's voor de uitstoot van CO₂ naar de atmosfeer over de periode 2000-2200, en probeer een schatting te maken van de onzekerheid in de voorspelde temperatuurstijging.

Met het klimaatmodel van opdracht 16 heb je de ontwikkelcyclus een aantal keren doorlopen van nog relatief eenvoudig (met alleen de concentratie CO₂ in de atmosfeer) naar complex (met de opslag van CO₂ in de oceaan en de bedekking van het aardoppervlak door sneeuw en wolken – en het effect daarvan op de absorptiecoëfficiënt van de atmosfeer en het albedo van het aardoppervlak). En nog is het computermodel voor verbetering vatbaar. Maar hier laten we het maar bij...

17 Terugblik – In opdracht 6 en 9 heb je een aantal stappen van de procedure bij het modelleren geïdentificeerd en beschreven.

- Welke vervolgstap(pen) kun je nu aan die procedure toevoegen? Geef deze stap(pen) een naam, en geef een korte beschrijving van het doel en de inhoud van deze stap(pen).

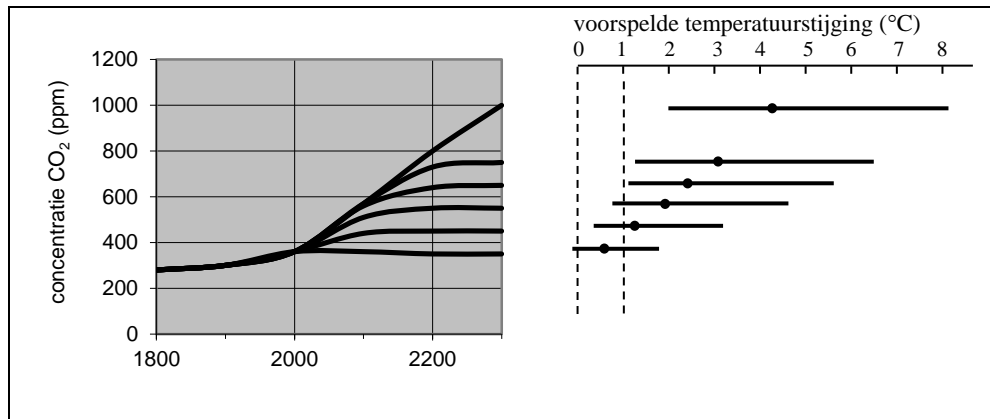
1.5 Afsluiting

Het ontwikkelen van klimaatmodellen voor het voorspellen van klimaatverandering als gevolg van menselijke activiteiten heeft een maatschappelijk belang. Op basis van voorspellingen met dit soort modellen moeten politici en beleidsmakers beslissingen nemen over het wel of niet nemen van maatregelen om de uitstoot van broeikasgassen naar de atmosfeer te beperken. Of, met andere woorden: moeten ze beslissingen nemen over welk toekomstscenario het meest gewenst is. Daarbij spelen natuurlijk veel meer zaken een rol dan alleen de volgens die scenario's voorspelde temperatuurstijging. Lastig is dat daarbij in elk van de scenario's een nogal grote onzekerheid in de voorspelde temperatuurstijging zit.

18 Scenariostudie – In figuur 4 zie je het resultaat van een scenariostudie door het IPCC (het *International Panel on Climate Change*).

- Verklaar de onzekerheid in de temperatuurvoorspellingen bij de verschillende scenario's.
- Verklaar de toename van de onzekerheid in de temperatuurverschillen naarmate het scenario uitgaat van een sterkere stijging van de concentratie CO₂.

- Welke scenario's zouden volgens de norm die het IPCC aan de temperatuurstijging stelt nog 'toelaatbaar' zijn?



Figuur 4 – Het resultaat van een scenariostudie door het IPCC met verschillende klimaatmodellen. De studie levert een voorspelde gemiddelde temperatuurstijging in het jaar 2300 met de bijbehorende onzekerheid bij verschillende scenario's voor de stijging van de concentratie CO₂ in de atmosfeer over de periode 2000-2300. De door het IPCC gestelde veiligheidsmarge voor een wereldwijde temperatuurstijging bedraagt maximaal 1 °C.

19 Voorspellingen beoordelen – Op welke vragen zou je eigenlijk antwoord moeten hebben als er in de krant of op tv sprake is van een groep klimaatwetenschappers die ‘een wereldwijde opwarming van de Aarde met drie tot vier graden in de komende tweehonderd jaar’ voorspellen?

Met het zelf ontwikkelen van een klimaatmodel heb je niet alleen geleerd hoe je een computermodel ontwerpt, bouwt en test. Je hebt ook een beeld gekregen hoe klimaatwetenschappers bij het ontwikkelen van hun modellen te werk gaan of moeten gaan. En dat verklaart het verschil in uitkomsten van de modellen van verschillende groepen klimaatwetenschappers en de onzekerheid in de uitkomsten van elk van die modellen. Met die verklaring heb je ook een beter idee hoe je tegen voorspellingen van wereldwijde temperatuurstijgingen op Aarde kunt aankijken.

2 Fysische modellen

2.1 Energiestromen

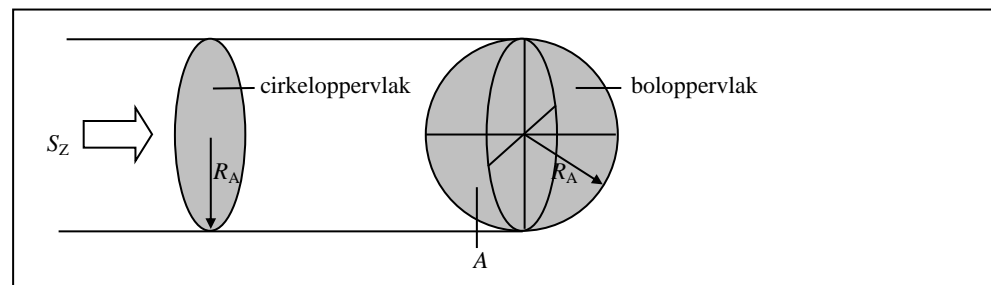
Een eerste vereenvoudiging bij het maken van een fysisch klimaatmodel is dat we uitgaan van een *gemiddelde Aarde*. Of, wat nauwkeuriger: een aardoppervlak dat overal hetzelfde is. Op dat aardoppervlak valt stralingsenergie van de Zon in – elke seconde evenveel. Of, met andere woorden: er is sprake van een constant invallend vermogen. Door volledige of gedeeltelijke absorptie van dit invallend vermogen zal de temperatuur van een ‘koude’ Aarde geleidelijk stijgen. Maar elk voorwerp met een temperatuur boven het absolute nulpunt straalt ook energie uit: infraroodstraling of warmtestraling. En dat geldt dus ook voor het aardoppervlak. Het uitgestraalde vermogen hangt af van de temperatuur: hoe hoger de temperatuur is, des te groter is het uitgestraald vermogen.

- 1 Leg uit dat een constant invallend vermogen en een temperatuurafhankelijk uitgestraald vermogen na verloop van tijd leiden tot een *evenwichtssituatie*. Of, met andere woorden: een situatie waarin het invallend en het uitgestraald vermogen aan elkaar gelijk zijn, en de temperatuur aan het aardoppervlak constant is.

We gaan nu achtereenvolgens na door welke formules het invallend, gereflecteerd en uitgestraald vermogen worden gegeven. Deze formules zijn nodig voor het ontwikkelen van een kwantitatief fysisch klimaatmodel voor de gemiddelde temperatuur op Aarde.

Invallend vermogen – De energiestroom S_Z van de Zon naar de Aarde is bekend: $S_Z = 1,40 \cdot 10^3 \text{ W/m}^2$. In BINAS vind je deze energiestroom als de *zonneconstante* in de tabel met gegevens over de Zon. Deze zonneconstante volgt uit het door de Zon uitgestraald vermogen en de afstand van de Aarde tot de Zon.

De zonneconstante geeft het stralingsvermogen van de Zon per m^2 loodrecht op de invallende zonnestraling ter plaatse van de Aarde. Maar hoe groot is nu het op de Aarde als geheel invallende stralingsvermogen? Omdat de afstand Zon-Aarde nogal groot is, mag worden uitgegaan van een op de Aarde invallende *evenwijdige* bundel stralingsenergie, zoals weergegeven in figuur 5.



Figuur 5 – Het op het bolvormige aardoppervlak A invallende stralingsvermogen van de Zon wordt bepaald door de zonneconstante S_Z en de straal R_A van de Aarde.

- 2 Stel een formule op voor het op de Aarde invallend stralingsvermogen P_{zon} , uitgedrukt in de zonneconstante S_Z en de oppervlakte A van de Aarde.

Gereflecteerd vermogen – Het invallend stralingsvermogen P_{zon} zal gedeeltelijk door het aardoppervlak worden gereflecteerd. De mate van reflectie hangt af van de zogenaamde reflectiecoëfficiënt α van het aardoppervlak, of – met een ander woord – het *albedo*. Dit albedo is gedefinieerd als de verhouding tussen het gereflecteerd en het invallend stralingsvermogen.

- 3 Stel een formule op voor het door de Aarde gereflecteerd stralingsvermogen P_{refl} , uitgedrukt in het invallend vermogen P_{zon} en het albedo α van het aardoppervlak.

Uitgestraald vermogen – Het niet-gereflecteerde deel van het invallend stralingsvermogen

wordt door de Aarde geabsorbeerd. Het gevolg van deze absorptie van stralingsenergie is dat de temperatuur van een 'koude' Aarde stijgt, waardoor het aardoppervlak energie gaat uitstralen. Het door het aardoppervlak naar het heelal uitgestraald vermogen is te bepalen met behulp van de *stralingswet van Stefan-Boltzmann*. Volgens deze wet zendt een volkomen zwart oppervlak per m^2 warmtestraling uit met een vermogen P dat wordt gegeven door de volgende formule:

$$P = \sigma \cdot T^4$$

In deze formule is T de absolute temperatuur van het voorwerp, en is σ de zogenaamde constante van Stefan-Boltzmann met een waarde van $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2\text{K}^4)$.

- 4 Stel een formule op voor het door de Aarde uitgestraald vermogen P_{str} , uitgedrukt in de absolute temperatuur T en de oppervlakte A van de Aarde.
- 5 Welke aanname over het fysisch karakter van de Aarde ligt achter deze formule voor het uitgestraald vermogen? Is deze aanname acceptabel? Waarom wel of niet?

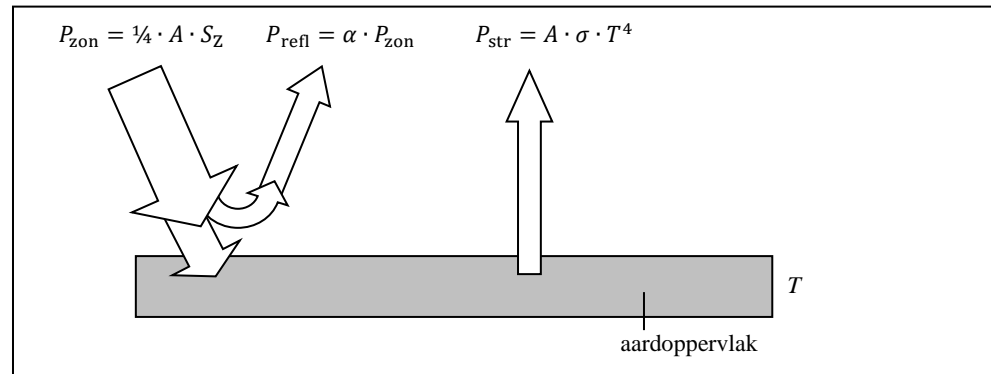
De energiestromen naar en vanuit de Aarde als geheel zijn nu in formulevorm bekend. De volgende stap is dan het gebruik van deze formules voor het ontwikkelen van een kwantitatief fysisch klimaatmodel voor de gemiddelde temperatuur op Aarde.

◀ [Klimaatmodellen | Fysische modellen](#)

2 Fysische modellen

2.2 Aarde zonder atmosfeer

In het eerste kwantitatieve fysisch klimaatmodel van de Aarde houden we nog geen rekening met de aanwezigheid van een atmosfeer. Voor deze vereenvoudigde situatie zijn de invallende, gereflecteerde en uitgestraalde energiestromen P_{zon} , P_{refl} en P_{str} weergegeven in figuur 6. De vraag is welke evenwichtstemperatuur T aan het aardoppervlak dat model oplevert, en of dat een acceptabele waarde is. Zo ja, dan is dit eerste fysisch klimaatmodel in elk geval een stap in de goede richting.



Figuur 6 – Kwantitatief fysisch klimaatmodel van een Aarde zonder atmosfeer.

- 1 Ga na of de formules voor P_{zon} , P_{refl} en P_{str} in figuur 6 overeenkomen met de formules voor deze grootheden die je zelf al eerder in paragraaf 2.1 hebt opgesteld.

We gaan nu achtereenvolgens na hoe groot de *instroom* van energie op het aardoppervlak is, hoe groot de *uitstroom* van energie vanaf het aardoppervlak is, en welke *evenwichtstemperatuur* dat oplevert.

Instroom – Van de energiestroom van de Zon naar de Aarde wordt een deel gereflecteerd en dus niet door het aardoppervlak geabsorbeerd. De instroom van energie op het aardoppervlak bestaat dus uit het verschil tussen het invallend vermogen P_{zon} en het gereflecteerd vermogen P_{refl} .

Het gereflecteerd vermogen hangt onder andere af van het albedo α van het aardoppervlak. Het albedo van een ‘gemiddelde Aarde’ hangt af van de samenstelling van het aardoppervlak, zoals blijkt uit de tabel van figuur 7.

oppervlak	Albedo	oppervlak	albedo
sneeuw	0,80	steen/rots	0,10
besneeuwd bos	0,45	oceaan	0,07 – 0,20
gras	0,23	cumuluswolken	0,70
loofbos (zomer)	0,18	altostratus/altocumuluswolken	0,50
steppe/naaldbos (zomer)	0,13	hoge cirruswolken	0,20

Figuur 7 – Het albedo van verschillende soorten aardoppervlak.

Voor een ‘gemiddelde Aarde’ is een albedo van 0,33 een redelijke aanname. Hiervan komt ongeveer een vijfde deel (0,07) voor rekening van het aardoppervlak, de rest (0,26) voor rekening van de wolken. Als er geen bewolking zou zijn, is het gemiddelde albedo van de Aarde ruwweg 0,12.

Uitstroom – De uitstroom van energie vanaf het aardoppervlak naar het heelal bestaat uit het uitgestraald vermogen P_{str} .

Evenwichtstemperatuur – In deze situatie van een Aarde zonder atmosfeer is sprake van een constant invallend en gereflecteerd vermogen, en een temperatuurafhankelijk uitgestraald vermogen. Dat zal na verloop van tijd leiden tot een evenwicht tussen in- en uitstroom: een situatie waarin het in- en uitgaand vermogen aan elkaar gelijk zijn, en de temperatuur aan het aardoppervlak constant is.

- 2 Stel een vergelijking op voor het in- en uitgaand vermogen bij het aardoppervlak, waarin de evenwichtstemperatuur T van het aardoppervlak als onbekende voorkomt.
- 3 Je antwoord bij opdracht 2 bestaat uit één vergelijking met één onbekende: T . Los deze vergelijking op. Met andere woorden: bereken de waarde van de temperatuur T aan het aardoppervlak. Bedenk daarbij welke waarde van het albedo een acceptabele aanname is voor een Aarde zonder atmosfeer.
Ga na of het resultaat van deze berekening een acceptabele waarde voor de temperatuur aan het aardoppervlak is.
- 4 Met welke factoren is geen rekening gehouden bij het berekenen van deze evenwichtstemperatuur aan het aardoppervlak?
- 5 Beredeneer welke invloed een verandering van de zonneactiviteit volgens dit model heeft op de temperatuur T aan het aardoppervlak.
- 6 Beredeneer welke invloed een verandering van de samenstelling van het aardoppervlak volgens dit model heeft op de temperatuur T aan het aardoppervlak.

◀ **Klimaatmodellen | Fysische modellen**

2 Fysische modellen

2.3 Aarde met atmosfeer

In het eerste fysische klimaatmodel van de Aarde is (onder andere) geen rekening gehouden met de aanwezigheid van een atmosfeer. Een logische volgende stap is dan het toevoegen van zo'n atmosfeer aan het eerste klimaatmodel. Een eerste vereenvoudiging van de werkelijkheid daarbij is dat we ons die atmosfeer voorstellen als een duidelijk begrensde homogene luchtlaag op enige afstand boven het aardoppervlak. Tot nu toe heb je gewerkt met een één-laag model: alleen het aardoppervlak. Nu breiden we dat model uit tot een twee-lagen model: het aardoppervlak met daarboven een atmosfeerlaag.

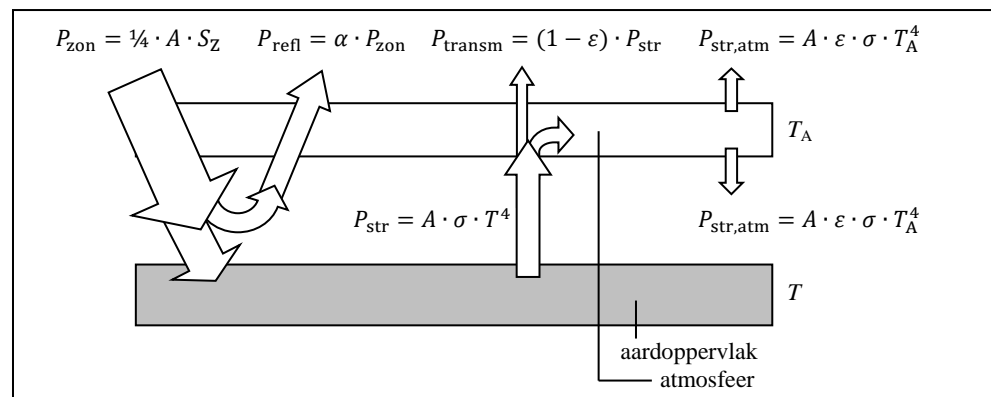
De atmosfeer absorbeert een deel van het door het aardoppervlak uitgestraald vermogen. Daardoor zal de temperatuur van een 'koude' atmosfeer geleidelijk stijgen. Maar daardoor zal de atmosfeer ook energie uitstralen (infraroodstraling of warmtestraling). Het door de atmosfeer uitgestraald vermogen hangt – net als bij het aardoppervlak – af van de temperatuur. In dit geval: de temperatuur van de atmosfeer. De atmosfeer straalt dit vermogen uit in twee richtingen: een deel naar het heelal en een deel terug naar het aardoppervlak.

Het is in dit geval lastig te beredeneren dat ook nu uiteindelijk een evenwichtssituatie zal ontstaan met een constante temperatuur, zowel aan het aardoppervlak als in de atmosfeer. Maar op grond van de analogie tussen de energiestromen bij een Aarde zonder en met atmosfeer mogen we dat wel verwachten.

- 1 Het fysisch klimaatmodel van een Aarde zonder atmosfeer levert – zoals al eerder berekend in paragraaf 2.2 – bij een gemiddeld albedo van 0,12 een evenwichtstemperatuur van 271 K (of $-2\text{ }^\circ\text{C}$) op – en bij een hogere waarde van het albedo komt die evenwichtstemperatuur op een nog lagere waarde uit. Beredeneer welke invloed het toevoegen van een atmosfeer aan dit model zal hebben op de evenwichtstemperatuur aan het aardoppervlak.

We gaan nu weer achtereenvolgens na hoe groot de *instroom* van energie op het aardoppervlak is, hoe groot de *uitstroom* van energie vanaf het aardoppervlak is, en welke *evenwichtstemperatuur* dat oplevert. Maar daarbij spelen nu ook de in- en uitstroom van energie en de evenwichtstemperatuur van de atmosfeer een rol.

Het fysisch klimaatmodel van een Aarde met atmosfeer is in de vorm van in- en uitgaande energiestromen voor zowel het aardoppervlak als de atmosfeer weergegeven in figuur 8.



Figuur 8 – Kwantitatief fysisch klimaatmodel van de Aarde met atmosfeer.

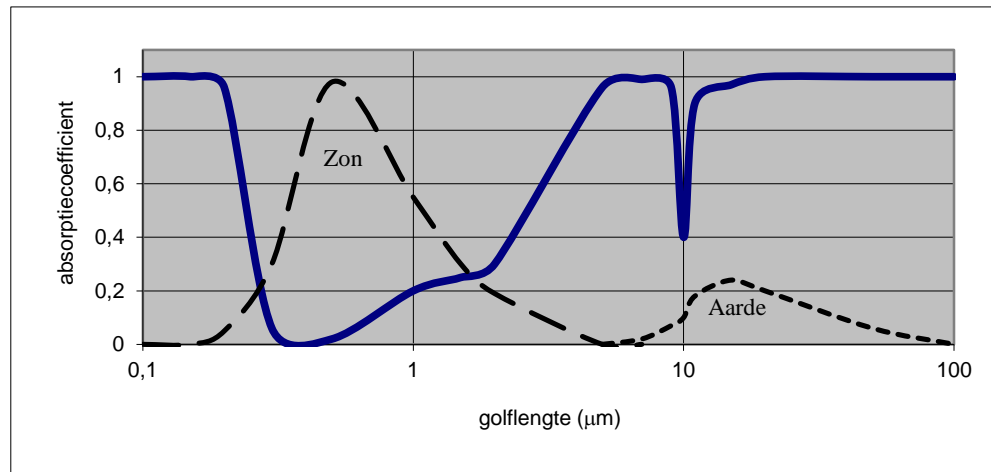
Instroom – Aan het op het aardoppervlak invallend vermogen P_{zon} verandert in vergelijking met het vorige fysisch model van een Aarde zonder atmosfeer niets. De aanname is dus dat de atmosfeer het invallend vermogen ongehinderd doorlaat. Met andere woorden: we nemen aan dat de atmosfeer de kortgolvlige zonnestraling niet absorbeert.

Aan het door het aardoppervlak gereflecteerd vermogen P_{refl} verandert door het

toevoegen van een atmosfeer ook niets. We moeten nu echter wel rekening houden met de mogelijkheid van wolkenvorming, waardoor het albedo van de Aarde een andere waarde kan krijgen.

In figuur 8 is echter wel te zien dat er voor het aardoppervlak een instroom bij komt: een deel van het door de atmosfeer uitgestraald vermogen. Daarop komen we later terug.

- 2 De aanname is dat de atmosfeer de invallende, en dus ook de gereflecteerde kortgolvlige zonnestraling niet absorbeert. De vraag is of dat een redelijke aanname is. Geef antwoord op deze vraag met behulp van het diagram van figuur 9. In dit diagram is de absorptiecoëfficiënt ε van de huidige atmosfeer van de Aarde schematisch weergegeven als functie van de golflengte van de invallende straling. In diezelfde figuur zijn twee spectra weergegeven (met uiteraard een andere betekenis van de verticale schaal): het spectrum van de zonnestraling en het spectrum van de door het aardoppervlak uitgezonden infraroodstraling of warmtestraling.
- 3 Beredeneer met behulp van het diagram van figuur 9 dat een dergelijke afwezigheid van absorptie door de atmosfeer niet geldt voor de door het aardoppervlak uitgezonden langgolvlige infraroodstraling of warmtestraling.



Figuur 9 – De absorptiecoëfficiënt ε van de huidige atmosfeer van de Aarde als functie van de golflengte λ van de invallende straling. De streeplijn en de stippellijn in het diagram geven de stralingsintensiteit I in de spectra van de invallende zonnestraling en de door het aardoppervlak uitgezonden infraroodstraling weer.

Uitstroom – Aan het door het aardoppervlak uitgestraald vermogen P_{str} verandert in vergelijking met het vorige fysisch model van een Aarde zonder atmosfeer niets. Maar daarna begint de aan het model toegevoegde atmosfeer een rol te spelen. De afwezigheid van absorptie van de kortgolvlige zonnestraling door de atmosfeer mag dan een redelijke aanname zijn, maar voor de door het aardoppervlak uitgezonden langgolvlige infraroodstraling geldt een dergelijke afwezigheid van absorptie zeker niet. Het door het aardoppervlak uitgestraald vermogen P_{str} wordt voor een deel door de atmosfeer geabsorbeerd. De mate van absorptie wordt bepaald door de absorptiecoëfficiënt ε van de atmosfeer in het betreffende golflengtegebied. Het door de atmosfeer geabsorbeerde vermogen is dan $\varepsilon P_{\text{str}}$, zodat het door de atmosfeer doorgelaten vermogen P_{transm} gegeven wordt door:

$$P_{\text{transm}} = (1 - \varepsilon) \cdot P_{\text{str}}$$

Het door de atmosfeer geabsorbeerde vermogen zorgt voor een temperatuurstijging van de atmosfeer, zodat ook deze infraroodstraling gaat uitzenden. Maar dit gebeurt in twee richtingen: naar het heelal, en terug naar het aardoppervlak. In beide gevallen wordt dit door de atmosfeer uitgestraald vermogen $P_{\text{str,atm}}$ op grond van de stralingswet van Stefan-Boltzmann gegeven door:

$$P_{\text{str,atm}} = A \cdot \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_A^4$$

In deze formule is A het oppervlak van de atmosfeer (ruwweg gelijk aan het aardoppervlak), ε de emissiecoëfficiënt (in grootte gelijk aan de absorptiecoëfficiënt) en T_A de temperatuur van de atmosfeer. De absorptie-/emissiecoëfficiënt ε van de atmosfeer hangt

af van de concentratie broeikasgassen (zoals H_2O , CO_2 en CH_4). Voor de huidige atmosfeer van de Aarde heeft ε de waarde 0,78.

Het door de atmosfeer in de richting van de Aarde uitgestraald vermogen $P_{\text{str,atm}}$ vormt nu – in vergelijking met het vorige model van een Aarde zonder atmosfeer – een extra instroom voor het aardoppervlak.

Evenwichtstemperatuur – Ook in deze situatie van een Aarde met atmosfeer zou na verloop van tijd een evenwicht moeten ontstaan tussen het invallend, gereflecteerd en uitgestraald vermogen bij een constante temperatuur – zowel voor het aardoppervlak als voor de atmosfeer. Die evenwichtstemperatuur zal echter voor het aardoppervlak en de atmosfeer een verschillende waarde hebben.

- 4 Stel een vergelijking op voor het in- en uitgaand vermogen bij het aardoppervlak, waarin de evenwichtstemperaturen T en T_A van respectievelijk het aardoppervlak en de atmosfeer als onbekenden voorkomen. Doe hetzelfde voor het in- en uitgaand vermogen bij de atmosfeer.
- 5 Je antwoord bij opdracht 4 bestaat uit twee vergelijkingen met twee onbekenden: T en T_A . Los dit stelsel vergelijkingen op. Met andere woorden: bereken de waarden van de temperatuur T aan het aardoppervlak en de temperatuur T_A in de atmosfeer. Bedenk daarbij welke waarde van het albedo een acceptabele aanname is voor een Aarde met atmosfeer.
Ga na of het resultaat van deze berekening in overeenstemming is met je antwoord bij opdracht 1. En ga na of het resultaat van deze berekening een acceptabele waarde voor de temperatuur aan het aardoppervlak en in de atmosfeer is.
- 6 Met welke factoren is geen rekening gehouden bij het berekenen van deze evenwichtstemperaturen aan het aardoppervlak en in de atmosfeer?
- 7 Beredeneer welke invloed een verandering van de samenstelling van het aardoppervlak (bijvoorbeeld door meer of minder bewolking) volgens dit model heeft op de temperatuur T aan het aardoppervlak.
- 8 Beredeneer welke invloed een verandering van de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer volgens dit model heeft op de temperatuur T aan het aardoppervlak.

◀ **Klimaatmodellen | Fysische modellen**

2 Fysische modellen

2.4 Klimaatverandering

Met het fysisch klimaatmodel van een Aarde met atmosfeer is zowel kwalitatief als kwantitatief na te gaan welke gevolgen bijvoorbeeld een stijging van de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer heeft voor de temperatuur aan het aardoppervlak.

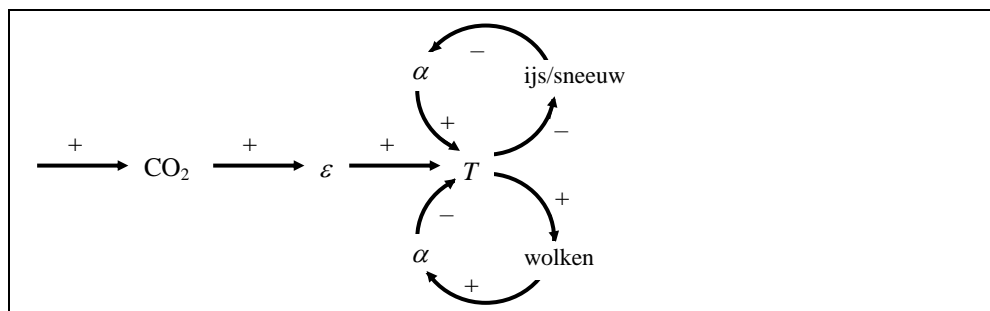
- 1 Ga ervan uit dat als gevolg van menselijke activiteiten de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer toeneemt.
 - Hoe verandert de absorptiecoëfficiënt van de atmosfeer bij een stijging van de concentratie broeikasgassen? Welk effect heeft dit volgens het klimaatmodel op de gemiddelde temperatuur aan het aardoppervlak?
 - Leg uit welke effecten een stijging van de gemiddelde temperatuur aan het aardoppervlak zou kunnen hebben op het albedo. Welk effect heeft zo'n verandering van het albedo dan volgens het klimaatmodel op de gemiddelde temperatuur aan het aardoppervlak?

Bronnen

Achtergrondinformatie over de relatie tussen de gemiddelde temperatuur op Aarde en het albedo van het aardoppervlak is zo nodig te vinden in:

- Okken, P.A. (1988), Is het broeikaseffect te vermijden? *Natuur & Techniek* 56 (3), 210-219.
- Barron, E.J. (1990), Ongewisse opwarming – Onvoorspelbare gevolgen van het broeikaseffect. *Natuur & Techniek* 58 (2), 94-105.

Er bestaat een relatie tussen de concentratie broeikasgassen en de absorptiecoëfficiënt van de atmosfeer. Een stijging van de concentratie broeikasgassen veroorzaakt een toename van de absorptiecoëfficiënt ε , en daarmee een stijging van de temperatuur T aan het aardoppervlak. Een hogere temperatuur aan het aardoppervlak veroorzaakt onder andere een afsmelten van gletsjers en ijskappen, waardoor het albedo α van het aardoppervlak afneemt. Een lagere waarde van het albedo leidt op zijn beurt tot een verdere toename van de temperatuur T aan het aardoppervlak. Maar een hogere temperatuur aan het aardoppervlak kan ook een ander effect hebben: een toename van de bewolking, waardoor het albedo juist toeneemt en de temperatuur aan het aardoppervlak weer daalt. Er is, met andere woorden, sprake van *terugkoppeling*. Deze terugkoppeling kan *positief* of *negatief* zijn: een temperatuurstijging leidt tot een verdere temperatuurstijging of tot een temperatuurdaling (of op zijn minst een afzwakking van die verdere temperatuurstijging). In figuur 10 zijn deze kwalitatieve terugkoppelingsmechanismen schematisch weergegeven.



Figuur 10 – Kwalitatieve terugkoppelingsmechanismen in het fysisch klimaatmodel van de Aarde. De plus- en mintekens staan voor een toename en een afname van de grootte waarnaar de pijl verwijst.

Met het fysisch klimaatmodel van een Aarde met atmosfeer is nu de veranderende temperatuur aan het aardoppervlak door te rekenen – als de relatie tussen de concentratie broeikasgassen en de absorptiecoëfficiënt van de atmosfeer bekend is, en als de relatie tussen de temperatuur en het albedo bekend is. Deze relaties zijn nu nog niet bekend –

daarop komen we later in deze module terug. Hieronder beperken we ons tot een voorbeeld van de manier van rekenen. En in dat voorbeeld nemen we alleen de wisselwerking tussen temperatuur, ijs/sneeuw en albedo mee.

- 2 Het fysisch klimaatmodel van een Aarde met atmosfeer levert – zoals al eerder berekend in paragraaf 2.3 – een evenwichtstemperatuur T van 287 K (of +14 °C) bij een absorptiecoëfficiënt ε van 0,78 voor de atmosfeer en een albedo α van 0,33 voor het aardoppervlak.
 - Neem aan dat door een toename van de concentratie broeikasgassen over een bepaalde periode de absorptiecoëfficiënt van de atmosfeer 5 % toeneemt. Bereken (bij voorlopig gelijkblijvend albedo) de nieuwe waarde van de evenwichtstemperatuur. Welke temperatuurverandering heeft de toename van de concentratie broeikasgassen tot gevolg?
 - Als gevolg van die hogere temperatuur zal het oppervlak van ijskappen en gletsjers afnemen. Neem aan dat het albedo van het aardoppervlak daardoor 1 % afneemt. Bereken de nieuwe waarde van de evenwichtstemperatuur. Welke extra temperatuurverandering heeft de toename van de concentratie broeikasgassen tot gevolg?
- 3 Bij het doorrekenen van de veranderende temperatuur aan het aardoppervlak kan een computermodel handig zijn. Geef daarvoor minstens twee redenen.

◀ **Klimaatmodellen | Fysische modellen**

3 Computermodellen

3.1 Aarde zonder atmosfeer

Het eerste computermodel van het klimaat op Aarde is dat van een Aarde zonder atmosfeer. Dit eerste computermodel is dus een vertaling van het eerste fysisch model van de Aarde dat slechts uit één laag bestaat: het aardoppervlak. In dat model heb je te maken met een *instroom* en een *uitstroom* van energie, als gevolg waarvan er energie in dat aardoppervlak ligt opgeslagen. Deze opgeslagen energie kun je de *energie-inhoud* noemen. Die energie-inhoud bepaalt de *temperatuur* van het aardoppervlak. Het te ontwikkelen computermodel gaat deze temperatuur T als functie van de tijd t berekenen. Daarbij deelt zo'n computermodel de tijd op in een aantal opeenvolgende tijdstappen. Zo'n tijdstap zullen we weergeven met het symbool Δt .

We gaan nu eerst achtereenvolgens na hoe we grootheden als in- en uitstroom van energie, energie-inhoud en temperatuur in zo'n computermodel kunnen verwerken.

Energie-instroom – In een tijdstap Δt wordt een hoeveelheid energie ΔE_{in} aan het aardoppervlak toegevoerd. Voor deze toegevoerde energie geldt: $\Delta E_{\text{in}} = P_{\text{in}} \cdot \Delta t = (P_{\text{zon}} - P_{\text{refl}}) \cdot \Delta t$. Hierin zijn P_{zon} en P_{refl} het op de Aarde invallend vermogen (afkomstig van de Zon) en het door de Aarde gereflecteerd vermogen.

Energie-uitstroom – In een tijdstap Δt wordt een hoeveelheid energie ΔE_{uit} door het aardoppervlak afgegeven. Voor deze afgegeven energie geldt: $\Delta E_{\text{uit}} = P_{\text{uit}} \cdot \Delta t = P_{\text{str}} \cdot \Delta t$. Hierin is P_{str} het door het aardoppervlak uitgestraald vermogen (naar het heelal).

Energie-inhoud – Na een tijdstap Δt is de energie-inhoud van het aardoppervlak veranderd als gevolg van de energie-instroom en/of energie-uitstroom. Aan het eind van de tijdstap wordt de energie-inhoud $E_{\text{inh,e}}$ gegeven door: $E_{\text{inh,e}} = E_{\text{inh,b}} + \Delta E_{\text{in}} - \Delta E_{\text{uit}}$. Hierin is $E_{\text{inh,b}}$ de energie-inhoud aan het begin van de tijdstap.

Temperatuur – We beperken ons nu tot een situatie waarin de instroom en/of uitstroom van energie alleen een *temperatuurverandering* van het aardoppervlak tot gevolg heeft. Er is dus geen sprake van bijvoorbeeld faseovergangen. Als het alleen om temperatuurveranderingen gaat, is de afspraak dat de energie-inhoud van het aardoppervlak bij een temperatuur van 0 K (het absolute nulpunt) nul is: $E_{\text{inh}} = 0$ J bij $T = 0$ K. Een instroom en/of uitstroom van energie verandert de energie-inhoud van het aardoppervlak. Daardoor verandert ook de absolute temperatuur T van het aardoppervlak. Welke waarde deze absolute temperatuur krijgt, hangt af van de energie-inhoud E_{inh} en van de warmtecapaciteit C van het aardoppervlak: *temperatuur = energie-inhoud/warmtecapaciteit*. Of, in de vorm van een formule: $T = E_{\text{inh}}/C$.

- 1 Laat zien dat deze 'rekenregels' voor het te ontwikkelen computermodel in overeenstemming zijn met de bekende definitie van en relaties tussen grootheden als energie, vermogen, tijdsduur, warmtecapaciteit en temperatuurstijging.
- 2 Voor het berekenen van de temperatuur van het aardoppervlak heeft het computermodel een waarde van de warmtecapaciteit van het aardoppervlak nodig. Om een redelijke schatting van deze warmtecapaciteit te maken zijn enkele aannames nodig over de dikte en de samenstelling van de aardlaag aan het oppervlak. Wat betreft de samenstelling gaan we weer uit van een gemiddelde Aarde: twee-derde water en een-derde land (bijvoorbeeld droog zand). Wat betreft de dikte nemen we aan dat de absorptie van het invallend vermogen beperkt is tot een diepte d van 1 m – veel dieper dan dat zal de stralingsenergie van de Zon niet in het aardoppervlak doordringen. Laat nu met een berekening zien dat uit deze gegevens een warmtecapaciteit C van $3,2 \cdot 10^6 \cdot A$ J/K volgt. Hierin is A de oppervlakte van de Aarde.

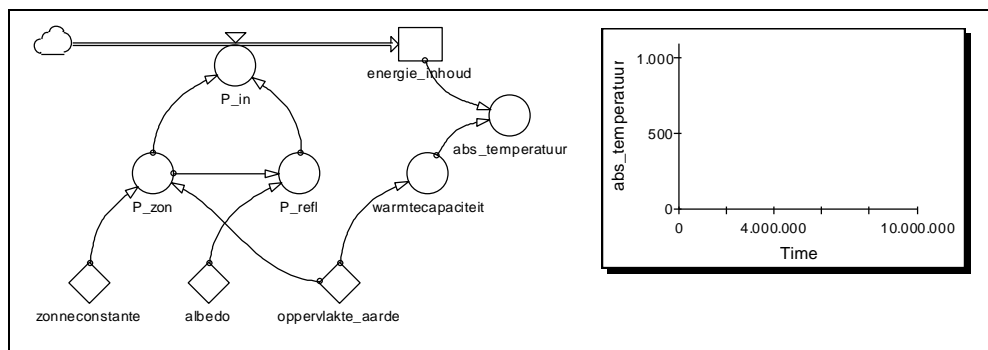
Het ontwikkelen van een computermodel voor een Aarde zonder atmosfeer gaat nu in twee stappen: eerst een model voor de instroom van energie, daarna een uitbreiding daarvan met

de uitstroom van energie.

Modelleersoftware

Voor het bouwen van een computermodel met de modelleersoftware *Powersim* of *Coach* is een basishandleiding beschikbaar. Gebruik deze basishandleiding waar nodig voor het openen van het programma, het ophalen van gegeven modellen, het plaatsen van symbolen, het definiëren van grootheden en relaties, het toevoegen van diagrammen en tabellen enzovoort.

- 3 In figuur 11 zie je een computermodel van een Aarde met alleen een instroom van energie. Het model geeft dus het *opwarmen* van het aardoppervlak weer door het invallend vermogen aan zonnestraling.
- Bestudeer de bouwtekening van dit computermodel (figuur 11). Probeer te beschrijven wat het model laat zien en hoe het werkt. Bedenk hoe de modelgrootheden P_{in} , P_{zon} , P_{refl} , $abs_temperatuur$, $zonneconstante$, $albedo$, $oppervlakte_aarde$ en $warmtecapaciteit$ moeten worden gedefinieerd in de vorm van formules of getalwaarden (zie paragraaf 2.1). Daarnaast moet voor de modelgrootheid $energie_inhoud$ een startwaarde worden ingevoerd. Kies daarvoor de waarde 0. Dat betekent dat het computermodel het temperatuurverloop gaat doorrekenen met 0 K als begintemperatuur.
 - Voorspel hoe de grootheid $abs_temperatuur$ (de temperatuur van het aardoppervlak) in de loop van de tijd zal veranderen bij een constante waarde van de grootheid P_{zon} (het op de Aarde invallend vermogen aan zonnestraling).
 - Start het programma en bouw het model vanaf de bouwtekening na op het beeldscherm. Laat het computermodel het temperatuurverloop doorrekenen. Controleer daarmee je voorspelling van het temperatuurverloop.
 - Voorspel en controleer met het computermodel hoe het temperatuurverloop verandert bij een grotere en/of kleinere waarde van de zonneconstante en/of de warmtecapaciteit.
 - Sla het model op onder de naam *klimaat_31*.



Figuur 11 – Computermodel van een Aarde zonder atmosfeer met alleen een instroom van energie.

In het computermodel van figuur 11 komen verschillende symbolen voor: een rechthoek, een instroompijl, een cirkel en een ruit. Elk van deze symbolen staat voor een bepaald soort grootheid. Voor het ontwikkelen van computermodellen is het onderscheid tussen deze vier grootheden van belang.

Voorraadgrootheid – De grootheid $energie_inhoud$ in het model is een voorbeeld van een voorraadgrootheid (tekensymbool: rechthoek). In deze voorraadgrootheid zit in dit geval een ‘voorraad energie’ E . De grootte van die voorraad energie in het begin noemen we de *startwaarde*. Bij een energie-instroom zal die voorraad in elke tijdstap wat toenemen. In het model is dat zichtbaar als een instroompijl. Het ‘wolkje’ aan het begin van zo’n instroompijl geeft aan dat die energie-instroom ‘ergens’ vandaan komt, maar heeft verder geen enkele betekenis. In dit geval zou je je bij het wolkje iets als ‘de Zon’ kunnen voorstellen.

Instroomgrootheid – De grootheid P_{in} is een onderdeel van de instroompijl in het model. We noemen deze grootheid dan ook een *instroomgrootheid* (tekensymbool: cirkel aan instroompijl). Bij zo’n instroompijl gaat het model als volgt te werk. Om het verloop van de

de voorraadgrootheid E in de loop van de tijd te berekenen deelt het model de tijd op in tijdstappen. Voor zo'n tijdstap gebruiken we het symbool Δt . De energietoename ΔE tijdens zo'n tijdstap Δt volgt uit de definitie van het vermogen P : $P = \Delta E / \Delta t \rightarrow \Delta E = P \cdot \Delta t$. Bij elke tijdstap rekent het model zo de energietoename uit. Daarvoor hoeft het model alleen maar het ingaand vermogen P_{in} te weten. Het vermenigvuldigen van P_{in} met Δt doet het model 'uit zichzelf' – dat zit in het computerprogramma 'ingebakken'. Daarna telt het model de berekende energietoename ΔE op bij de waarde van de voorraadgrootheid E , en berekent zo de nieuwe waarde van deze grootheid voor de volgende tijdstap. En dat herhaalt zich bij alle volgende tijdstappen. Het enige wat het model daarbij nu nog moet weten is de waarde van de grootheid P_{in} .

Rekengrootheid – De instroomgrootheid P_{in} is in het model tegelijkertijd een *rekengrootheid* (tekensymbool: cirkel), die via een relatiepijl in het model wordt bepaald door de rekengrootheden P_{zon} en P_{refl} . Voor het verband tussen deze drie rekengrootheden geldt: $P_{in} = P_{zon} - P_{refl}$. Deze laatste twee rekengrootheden worden op hun beurt via relatiepijlen in het model bepaald door de grootheden *zonneconstante*, *oppervlakte_aarde* en *albedo*. Voor het verband tussen deze grootheden geldt: $P_{zon} = \frac{1}{4} \cdot S_Z \cdot A$ en $P_{refl} = (1 - \alpha) \cdot P_{zon}$. Hierin is S_Z de zonneconstante, A de oppervlakte van de Aarde en α het albedo van het aardoppervlak.

Constante grootheid – De grootheden *zonneconstante*, *oppervlakte_aarde* en *albedo* zijn voorbeelden van een *constante grootheid* (tekensymbool: ruit): grootheden met een bepaalde vaste waarde.

- 4 Het nagebouwde computermodel van figuur 11 moet nu worden uitgebreid met een energiestroom vanaf de Aarde naar het heelal. Daarbij heb je te maken met een uitgaand vermogen P_{uit} dat bestaat uit het uitgestraald vermogen P_{str} .
 - Maak een bouwtekening van dit nieuwe model. Beschrijf wat het model laat zien en hoe het werkt. Bedenk hoe de toegevoegde modelgrootheden moeten worden gedefinieerd in de vorm van formules of getalwaarden (zie paragraaf 2.1 en 2.2).
 - Voorspel hoe de grootheid *abs_temperatuur* (de temperatuur van het aardoppervlak) in de loop van de tijd zal veranderen bij een constante waarde van de grootheid P_{zon} (het op de Aarde invallend vermogen aan zonnestraling).
 - Open je eigen model *klimaat_31*. Vul dit model aan op grond van de bouwtekening die je net hebt gemaakt. Laat het nieuwe computermodel het temperatuurverloop doorrekenen. Controleer daarmee je voorspelling van het temperatuurverloop.
 - Voorspel en controleer met het computermodel hoe het temperatuurverloop verandert bij een grotere en/of kleinere waarde van de warmtecapaciteit.
 - Voorspel en controleer met het computermodel hoe het temperatuurverloop verandert als de startwaarde van de modelgrootheid *energie_inhoud* niet op 0 wordt ingesteld.
 - Sla het model op onder de naam *klimaat_31*.

In het nieuwe computermodel van de energiestroom naar en vanaf de Aarde komt – als het goed is – een nieuw symbool voor: de uitstroompijl. Want: er is in dit nieuwe model sprake van een energie-uitstroom P_{uit} (het door de Aarde uitgestraald vermogen).

Uitstroomgrootheid – De grootheid P_{uit} is een onderdeel van de uitstroompijl in het model. We noemen deze grootheid dan ook een *uitstroomgrootheid* (tekensymbool: cirkel aan uitstroompijl). Bij zo'n uitstroompijl gaat het model op dezelfde manier te werk als bij een instroompijl, alleen is nu in elke tijdstap sprake van een afname van de voorraadgrootheid E met $\Delta E = P_{uit} \cdot \Delta t$. Het vermenigvuldigen van P_{uit} met Δt doet het model weer 'uit zichzelf'. Het 'wolkje' aan het uiteinde van zo'n uitstroompijl geeft aan dat de energie-uitstroom 'ergens' naar toe gaat, maar heeft ook hier verder geen betekenis. In dit geval zou je bij het wolkje iets als 'het heelal' kunnen voorstellen.

Terugkoppeling – Het uitgaand vermogen P_{uit} hangt onder andere af van de temperatuur T van het aardoppervlak, en die hangt weer af van de energie-inhoud E_{inh} van het aardoppervlak. In het nieuwe computermodel lopen dan ook relatiepijlen van de voorraadgrootheid *energie_inhoud* via *abs_temperatuur* en P_{str} naar P_{uit} . Mag dat zomaar? Die energie-

inhoud is toch het eindresultaat van al dat rekenwerk door het model? En mag je dat eindresultaat dan zomaar ‘aftappen’ en ergens anders in het model voor tussenberekeningen gaan gebruiken? Ja, dat mag – dat is zelfs één van de sterke punten van een computermodel. Laten we maar eens kijken hoe het model rekt. Bij elke tijdstap kijkt het model eerst naar de waarde van de voorraadgrootte E , daarmee berekent het achtereenvolgens de temperatuur T , het uitgestraald vermogen P_{str} , het uitgaand vermogen P_{uit} en de energieafname ΔE , en ten slotte berekent het daarmee de nieuwe waarde van de voorraadgrootte E . Dan begint de volgende tijdstap met een lagere waarde van E , en dus een lagere waarde van T enzovoort. Er zit nu een soort lus in het model: de waarde van de voorraadgrootte E bepaalt langs een omweg via T , P_{str} en P_{uit} de nieuwe waarde van E in de volgende tijdstap. Zo’n lus noemen we een *terugkoppeling*.

De mogelijkheid om zo’n terugkoppeling aan te brengen is één van de redenen voor het gebruik van computermodellen: als je zelf op deze manier elke tijdstap moet gaan doorrekenen ben je een paar dagen bezig, ook als je onderweg geen rekenfouten maakt. De computer voert dit ‘rekenen in een lus’ razendsnel uit.

- 5 Het nieuwe computermodel van een Aarde zonder atmosfeer met zowel een energieinstroom als een energie-uitstroom moet nu alleen nog worden gecontroleerd op haar kwantitatieve resultaten.
 - Open je eigen model *klimaat_31*. Laat het model het temperatuurverloop doorrekenen. Bepaal zo nauwkeurig mogelijk de evenwichtstemperatuur die het model oplevert. Gebruik hiervoor de mogelijkheid van het programma om de rekenresultaten in tabelvorm weer te geven. Ga na of deze waarde in overeenstemming is met je eerdere berekeningen uit paragraaf 2.2.
 - Voorspel hoe deze evenwichtstemperatuur zou moeten veranderen als gevolg van een variatie in invallend vermogen (zonneactiviteit) en als gevolg van veranderende omstandigheden aan het aardoppervlak. In dit model kan het daarbij alleen gaan om veranderingen in het albedo van het aardoppervlak, want er is nog geen sprake van een atmosfeer. Onderzoek met het model of je voorspellingen juist zijn.
 - Voeg aan het model de grootte *temperatuur* toe: de temperatuur van het aardoppervlak in de eenheid °C. Sla dan het model definitief op onder de naam *klimaat_31*.
- 6 Wat is nu de volgende stap bij het ontwikkelen van een computermodel van het klimaatstelsel?

◀ [Klimaatmodellen | Computermodellen](#)

3 Computermodellen

3.2 Aarde met atmosfeer

Het eerste computermodel van het klimaat op Aarde is nog weinig realistisch: de atmosfeer van de Aarde ontbreekt. Een meer realistisch model bestaat uit twee lagen: een aardoppervlak en daarboven een laag atmosfeer.

- 1 Het zelfgebouwde computermodel van een Aarde zonder atmosfeer uit paragraaf 3.1 is goed bruikbaar als start voor het maken van een computermodel van een Aarde met atmosfeer. Er moeten nu twee dingen gebeuren: het toevoegen van een atmosfeer aan dit model, en het koppelen van deze atmosfeer aan het aardoppervlak.
 - Bedenk eerst hoe je een atmosfeer aan het model toevoegt. Gebruik daarbij zo nodig de volgende aanwijzing: net als het aardoppervlak heeft de atmosfeer een energie-inhoud die afhangt van een energie-instroom en een energie-uitstroom. Maak daarbij een redelijke schatting van de warmtecapaciteit van de atmosfeer – een luchtschil van zo'n 10 km dikte rond de Aarde. Bedenk daarna hoe je een dergelijke atmosfeer koppelt aan het aardoppervlak: welke energiestromen gaan vanuit het aardoppervlak naar de atmosfeer, en welke energiestromen gaan vanuit de atmosfeer naar het aardoppervlak?
 - Maak een bouwtekening van dit nieuwe model. Beschrijf wat het model laat zien en hoe het werkt. Bedenk hoe de toegevoegde modelgrootheden moeten worden gedefinieerd in de vorm van formules of getalwaarden (zie paragraaf 2.3).
 - Open je eigen model *klimaat_31*. Vul dit model aan op grond van de bouwtekening die je net hebt gemaakt. Voorspel en controleer het temperatuurverloop. Bepaal de evenwichtstemperatuur die het model oplevert en ga na of dit in overeenstemming is met je eerdere berekeningen in paragraaf 2.3.
 - Voorspel hoe deze evenwichtstemperatuur zou moeten veranderen als gevolg van een variatie in invallend vermogen (zonneactiviteit) en als gevolg van veranderende omstandigheden aan het aardoppervlak en in de atmosfeer. In dit model kan het daarbij gaan om veranderingen in het albedo van het aardoppervlak (zoals meer of minder vegetatie, sneeuw en ijs of bewolking), of om veranderingen in de absorptiecoëfficiënt van de atmosfeer (meer of minder broeikasgassen). Onderzoek met het model of je voorspellingen juist zijn.
 - Sla het model op onder de naam *klimaat_32*.
- 2 Is dit tweede computermodel van het klimaat op (een gemiddelde) Aarde naar jouw idee voorlopig voldoende betrouwbaar? Geef argumenten voor je standpunt.

4 Klimaatverandering

4.1 Terugvoorspellen

De concentratie broeikasgassen in de atmosfeer bepaalt de absorptiecoëfficiënt ε van de atmosfeer. De relatie tussen deze twee grootheden ontbreekt nog in het model, evenals het verloop van die concentratie in de loop van de tijd.

Ook nu weer moeten we de werkelijkheid eerst vereenvoudigen. In de atmosfeer komen verschillende broeikasgassen voor: waterdamp (H_2O), koolstofdioxide (CO_2), methaan (CH_4), distikstofoxide (N_2O), zuurstof (O_2), ozon (O_3) enzovoort. In dat rijtje zijn waterdamp en koolstofdioxide de twee belangrijkste. De hoeveelheid waterdamp in de atmosfeer wordt grotendeels bepaald door natuurlijke invloeden. Bij de hoeveelheid koolstofdioxide in de atmosfeer ligt dat anders: een deel daarvan is afkomstig van menselijke activiteiten zoals de verbranding van fossiele brandstoffen. We beperken ons voorlopig tot het broeikasgas koolstofdioxide.

Bronnen

Achtergrondinformatie over broeikasgassen in de atmosfeer en hun bijdrage aan absorptie van infraroodstraling is zo nodig te vinden in:

- Kortland, J. & B.J.B. Ormel (2004), Broeikasgassen in de atmosfeer.

- 1 De relatie tussen de concentratie CO_2 in de atmosfeer en de absorptiecoëfficiënt ε kan in het computermodel worden ondergebracht in de vorm van een formule. Maar de vraag is: welke formule? We baseren ons daarbij op de gemeten concentraties CO_2 in de atmosfeer in het heden en verleden. Uit luchtbelletjes in ijskernen afkomstig van boringen in het noord- en zuidpoolgebied is namelijk het verloop van de concentratie CO_2 en de temperatuur tot ver in het verleden te reconstrueren. Daarbij moet natuurlijk wel bedacht worden dat de concentratie CO_2 niet de enige factor is die invloed heeft op de gemiddelde temperatuur op Aarde. In de tabel hieronder staat de ‘beste schatting’ van het verband tussen de concentratie CO_2 en de gemiddelde temperatuur op Aarde als we ervan uitgaan dat alle andere omstandigheden constant blijven.

concentratie CO_2 (ppm)	200	280	360
gemiddelde temperatuur ($^\circ\text{C}$)	10,9	12,6	13,8
absorptiecoëfficiënt			0,78

In de tabel is ook de absorptiecoëfficiënt ε met een waarde van 0,78 opgenomen bij de huidige concentratie CO_2 in de atmosfeer van 360 ppm (parts per million).

Om de relatie tussen de concentratie CO_2 in de atmosfeer en de absorptiecoëfficiënt ε te kunnen vaststellen, moeten we eerst de ontbrekende waarden van de absorptiecoëfficiënt in de tabel bepalen. Dat kan met het ontwikkelde klimaatmodel en de temperatuurgegevens in de tabel.

- Open je eigen model *klimaat_32*. Controleer eerst of het model bij een absorptiecoëfficiënt 0,78 een temperatuur van 13,8 $^\circ\text{C}$ levert. Bedenk daarna een manier om met het model de ontbrekende waarden van de absorptiecoëfficiënt in de tabel te vinden. Vul de ontbrekende waarden in de tabel in.

- Voor het vaststellen van de relatie tussen de concentratie CO_2 in de atmosfeer en de absorptiecoëfficiënt ε hebben we nu drie punten beschikbaar. Maar door drie punten kunnen verschillende krommes lopen. In figuur 12 zijn hiervoor vier mogelijkheden weergegeven. De krommes in deze figuur worden beschreven door de volgende vier vergelijkingen:

A $\varepsilon = 0,73 + 3,9 \cdot 10^{-7} \cdot [\text{CO}_2]^2$

B $\varepsilon = 0,69 + 2,5 \cdot 10^{-4} \cdot [\text{CO}_2]$

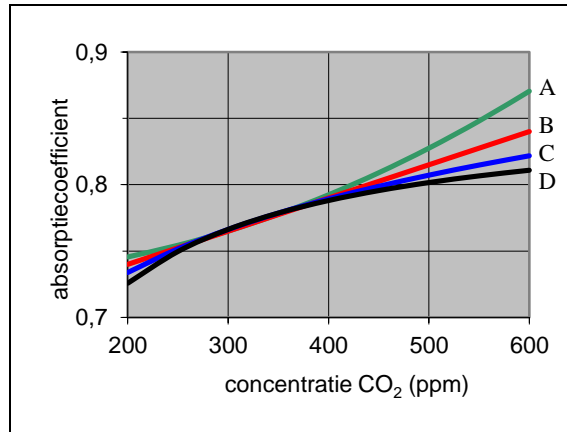
C $\varepsilon = 0,31 + 8,0 \cdot 10^{-2} \cdot \ln[\text{CO}_2]$

D $\varepsilon = -0,14 + [\text{CO}_2]/([\text{CO}_2] + 31)$

- In deze formules is $[\text{CO}_2]$ de concentratie CO_2 in de atmosfeer in de eenheid ppm (parts per million). De getalwaarden in de formules zijn empirisch bepaald: bij een keuze van deze waarden lijken de formules een redelijke beschrijving te geven van wat

er aan metingen beschikbaar is.

- Controleer of de vier formules in overeenstemming zijn met de waarden van $[\text{CO}_2]$ en ε in de (aangevulde) tabel.
- Welke twee van deze vier relaties lijken je het meest aannemelijk? Geef argumenten voor je keuze.



Figuur 12 – Vier mogelijke relaties tussen de concentratie CO_2 (in ppm) en de absorptiecoëfficiënt ε van de atmosfeer op basis van ‘beste schattingen’ uit het verleden.

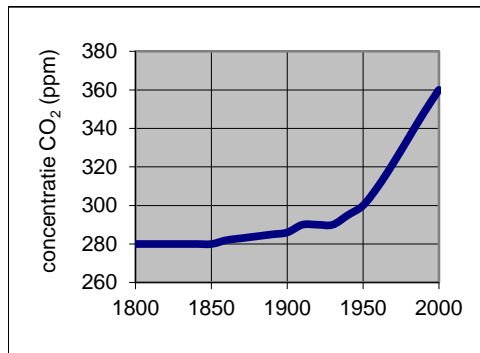
We hebben nu – op basis van ‘beste schattingen’ uit het verleden – enkele mogelijke relaties tussen de concentratie CO_2 en de absorptiecoëfficiënt ε in de vorm van formules. De vraag is nu wat er gebeurt als we deze formules in het computermodel invoeren: levert het model dan een redelijke beschrijving van het temperatuurverloop bij een veranderende concentratie CO_2 in de atmosfeer? Een antwoord op deze vraag is te vinden door het computermodel over een periode van tweehonderd jaar het verloop van de gemiddelde temperatuur op Aarde te laten berekenen. We starten daarbij in het jaar 1800, het jaar waarin de industriële revolutie – en daarmee de emissie van CO_2 naar de atmosfeer – goed op gang begon te komen. Het modelresultaat kunnen we vergelijken met het gemeten verloop van de temperatuur over diezelfde periode. Als het modelresultaat daarmee redelijk overeenstemt, is ook de ingevoerde relatie tussen ε en $[\text{CO}_2]$ redelijk. De klimaatwetenschappers hebben een naam voor deze manier om iets over de kwaliteit van het model te kunnen zeggen: *terugvoorspellen*.

Om dat terugvoorspellen een beetje handig te laten verlopen, moeten we eerst het computermodel van een gemiddelde Aarde met atmosfeer ombouwen. We zijn namelijk niet geïnteresseerd in de hele aanloop (vanaf een temperatuur $T = 0$ K) die het model nodig heeft om een evenwichtstemperatuur te berekenen. We willen het model laten starten in het jaar 1800 bij de dan heersende temperatuur, waarna het model over een periode van tweehonderd jaar het temperatuurverloop gaat berekenen – afhankelijk van het verloop van de concentratie CO_2 in de atmosfeer in die periode.

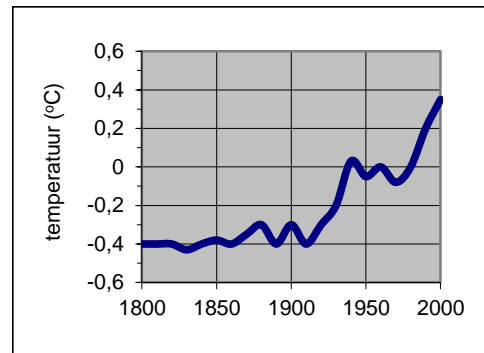
- 2 Bedenk wat er moet gebeuren om het computermodel *klimaat_32* om te bouwen van een evenwichtsmodel naar een model dat klimaatveranderingen kan doorrekenen over de periode 1800-2000. Bedenk ook welke gegevens je daarvoor nodig hebt.
- 3 De eerste stap in het ombouwen van het computermodel van een evenwichtsmodel naar een model dat klimaatveranderingen kan doorrekenen is het bepalen van de startsituatie in 1800.
 - In het jaar 1800 was de concentratie CO_2 in de atmosfeer 280 ppm. Wat is dan de bijbehorende waarde van de absorptiecoëfficiënt ε ?
 - Open je eigen model *klimaat_32*. Voer de waarde van de absorptiecoëfficiënt ε in, en bepaal met dit model de waarden van de energie-inhoud van de Aarde en de energie-inhoud van de atmosfeer bij een situatie van evenwicht, en de bijbehorende waarde van de evenwichtstemperatuur. Voer de waarden van de energie-inhoud nu in het model in als startwaarden van deze grootheden. Laat het model het temperatuurverloop doorrekenen. Stel de temperatuur-as van het temperatuur,tijd-diagram in het model op een zodanig bereik in dat het temperatuurverloop goed te volgen is. Verklaar de modelresultaten: is het temperatuurverloop in de tijd in overeenstemming met je verwachting? Kijk daarbij vooral goed naar de temperatuur die het model levert voor 1800.

- Sla het model op onder de naam *klimaat_41*.
- 4 De tweede stap bij het ombouwen van het computermodel is het veranderen van de tijdschaal van het model van seconden in jaren. Het model rekt nu nog in seconden. Dat is op zich geen probleem, maar bij het doorrekenen van het temperatuurverloop over een periode van tweehonderd jaar zijn in dat geval de getallen bij de tijd-as lastig te interpreteren.
- Voeg aan het model *klimaat_41* een grootheid ‘tijdfactor’ toe met een waarde van $3,1536 \cdot 10^7$. Dit is het aantal seconden in een jaar. Vermenigvuldig de volgende drie grootheden in het model met deze factor: P_{zon} , P_{str} en $P_{str,atm}$. Deze drie grootheden hebben nu de betekenis gekregen van een energietoevoer/-afvoer per jaar. Ga na dat hierdoor ook alle andere vermogens in het model (P_{refl} , P_{transm} enzovoort) de betekenis van een energietoevoer/-afvoer per jaar hebben gekregen.
 - Opmerking: Ga na dat je hetzelfde effect kunt bereiken door in het model de enige twee constante grootheden met s^{-1} in de eenheid – de zonneconstante S_Z en de constante van Stefan-Boltzmann σ – te vermenigvuldigen met de genoemde tijdfactor.
 - Zet de looptijd van het model op 200 (dus: op een periode van 200 jaar) en kies een verstandige waarde van de tijdstap. Laat het model het temperatuurverloop doorrekenen. Verklaar het modelresultaat: is het temperatuurverloop in de tijd in overeenstemming met je verwachting?
 - Sla het model op onder de naam *klimaat_41*.

Het computermodel is nu omgebouwd van een evenwichtsmodel naar een model dat klimaatveranderingen kan doorrekenen in de periode 1800-2000. Om dat te doen moet het model worden voorzien van gegevens over het verloop van de concentratie CO_2 in deze periode. En daarnaast moet een formule voor de relatie tussen ε en $[CO_2]$ in het model worden ondergebracht.



Figuur 13 – Het verloop van de concentratie CO_2 in de atmosfeer in de periode 1800-2000 als gevolg van menselijke activiteiten en natuurlijke processen.



Figuur 14 – Het verloop van de gemiddelde temperatuur op Aarde in de periode 1800-2000, weergegeven als afwijking ten opzichte van het gemiddelde in de periode 1960-1990.

- 5 In het diagram van figuur 13 is het verloop van de concentratie CO_2 in de atmosfeer weergegeven voor de periode 1800-2000. Figuur 14 geeft voor dezelfde periode het gemeten verloop van de gemiddelde temperatuur op Aarde, althans een ‘beste schatting’ daarvan. Dat we moeten werken met een ‘beste schatting’ heeft te maken met een gebrek aan temperatuurgegevens over met name het begin van deze periode en met verschillen in meetmethode op verschillende plaatsen op Aarde.
- Open je eigen model *klimaat_41*. Bedenk hoe je een relatie tussen de absorptiecoëfficiënt ε en de concentratie CO_2 in de atmosfeer en het verloop van deze concentratie in de periode 1800-2000 in het model onderbrengt, en vul daarmee het model aan. Laat het model voor de twee meest aannemelijke relaties tussen de concentratie CO_2 en de absorptiecoëfficiënt (zie opdracht 1) het temperatuurverloop over de periode 1800-2000 doorrekenen. Vergelijk de temperaturen die het model levert voor 1800 en voor 2000 met wat je op grond van de tabel in opdracht 1 zou mogen verwachten.
 - Vergelijk de modelresultaten met de ‘beste schatting’ van het temperatuurverloop

over de periode 1800-2000. Trek op grond van deze vergelijking een conclusie over de kwaliteit van het model.

- Sla het model definitief op onder de naam *klimaat_41*.

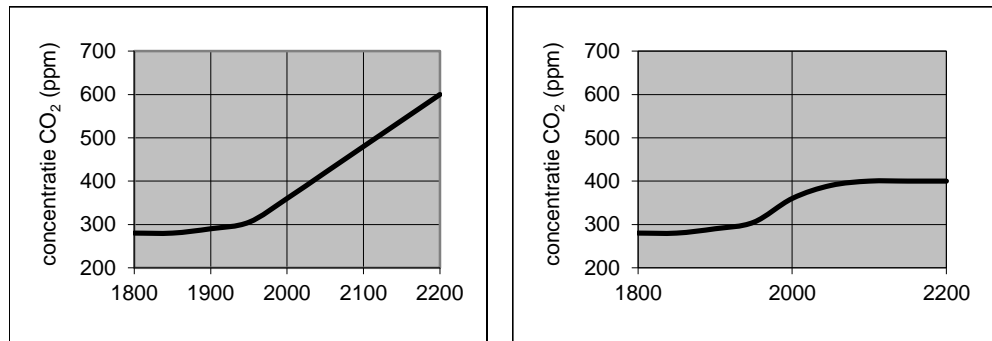
- 6 Het model levert over de periode 1800-2000 een stijging van de gemiddelde temperatuur op Aarde die wat te groot is, vergeleken met de ‘beste schatting’ van het temperatuurverloop. In het model is nu echter alleen nog maar de invloed van de concentratie CO₂ in de atmosfeer over de periode 1800-2000 opgenomen. Bedenk wat je nog meer in het model zou willen opnemen om de klimaatverandering over deze periode beter en/of vollediger te beschrijven. En geef aan welke invloed dat zou moeten hebben op het modelresultaat: wordt de stijging van de gemiddelde temperatuur op Aarde over de periode 1800-2000 volgens het model daardoor groter of kleiner?

◀ [Klimaatmodellen](#) | [Klimaatverandering](#)

4 Klimaatverandering

4.2 Toekomstscenario's

Klimaatmodellen worden gebruikt voor het doen van voorspellingen over toekomstige klimaatveranderingen. Dat gebeurt aan de hand van scenario's voor de toename van de concentratie CO₂ in de atmosfeer. In figuur 15 zijn twee van die scenario's weergegeven voor de periode 2000-2200. Het eerste scenario gaat uit van een doorgaande stijging van de concentratie CO₂ tot 600 ppm in 2200. In het tweede scenario is sprake van een afvlakking van die stijging tot een constante concentratie CO₂ van 400 ppm.



Figuur 15 – Twee scenario's voor het verloop van de concentratie CO₂ in de atmosfeer voor de periode 2000-2200.

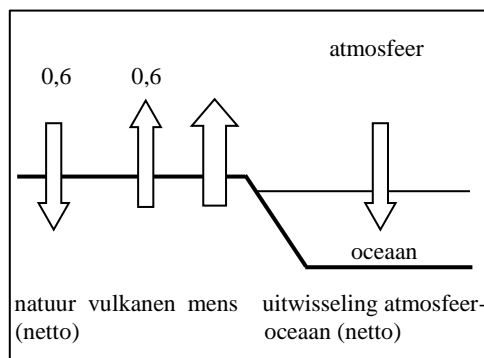
- 1 Hoewel het computermodel voor klimaatverandering in de periode 1800-2000 nog niet helemaal goed lijkt te zijn, kunnen we alvast eens nagaan welke klimaatveranderingen dit model voorspelt bij de verschillende scenario's.
 - Bedenk eerst zelf nog een derde scenario voor de toename van de concentratie CO₂ in de atmosfeer.
 - Open je eigen model *klimaat_41*. Bedenk hoe je een toekomstscenario voor het verloop van de concentratie CO₂ in de atmosfeer voor de periode 2000-2200 in het model onderbrengt, en vul daarmee het model aan. Laat het model het temperatuurverloop over de periode 1800-2200 doorrekenen voor elk van de twee toekomstscenario's uit figuur 15 en voor je eigen toekomstscenario. Doe dat met minstens twee van de vier relaties tussen de concentratie CO₂ en de absorptiecoëfficiënt ε (zie paragraaf 4.1). Geef de modelresultaten zo overzichtelijk mogelijk weer in de vorm van een tabel. Geef commentaar op de verschillen in modelresultaten bij deze scenario-studie.
 - Sla het model op onder de naam *klimaat_42*.
- 2 Uitspraken van klimaatwetenschappers over de te verwachten toekomstige stijging van de gemiddelde temperatuur op Aarde kunnen behoorlijk van elkaar verschillen. Geef daarvoor nu minstens twee redenen.

4 Klimaatverandering

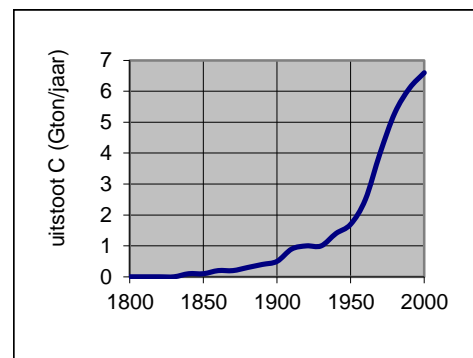
4.3 Modeluitbreiding – Oceaan

De concentratie broeikasgassen in de atmosfeer bepaalt de absorptiecoëfficiënt ε van de atmosfeer. Eén van die broeikasgassen is koolstofdioxide. De concentratie van dit broeikasgas in de atmosfeer wordt bepaald door de koolstofkringloop. Deze kringloop is in sterk vereenvoudigde vorm weergegeven in figuur 16.

Er is sprake van een stroom van CO_2 naar de atmosfeer door verbranding van fossiele brandstoffen door de mens (in het verkeer, de industrie, woningen enzovoort) en door vulkanisme. Daarnaast wordt CO_2 aan de atmosfeer onttrokken door biologische activiteit in de natuur (de combinatie van fotosynthese, ademhaling en sterven van planten en dieren) en door opslag in de oceanen. Vanuit de oceanen gaat echter ook een stroom van CO_2 in de omgekeerde richting. Dus: vanuit de oceanen naar de atmosfeer. Deze stroom is temperatuurafhankelijk, en wordt dus beïnvloed door een eventuele temperatuurstijging op Aarde als gevolg van de voortdurende uitstoot van CO_2 naar de atmosfeer. De concentratie CO_2 in de atmosfeer en daarmee de absorptiecoëfficiënt ε hangt daardoor niet alleen af van de uitstoot van CO_2 , maar ook van de daardoor veroorzaakte stijging van de gemiddelde temperatuur op Aarde. Ook deze terugkoppeling zal in een klimaatmodel verwerkt moeten worden. Dat kan door er een model van de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan aan toe te voegen.



Figuur 16 – Vereenvoudigd schema van de koolstofkringloop op Aarde. Voor vulkanische en biologische activiteit zijn de koolstofstromen gegeven in Gton/jaar.



Figuur 17 – Uitstoot van koolstof (C) in de vorm van koolstofdioxide (CO_2) naar de atmosfeer door menselijke activiteiten in de periode 1800-2000.

Het computermodel *klimaat_41* werkt met een gegeven verloop van de concentratie CO_2 in de atmosfeer over de periode 1800-2000. Maar deze concentratie wordt bepaald door de koolstofkringloop, waarin sprake is van een temperatuurafhankelijke CO_2 -opslag in de oceanen. Je gaat nu (in opdracht 7 en 8) het gegeven verloop van de concentratie CO_2 in het model *klimaat_41* vervangen door een deelmodel van de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan. Je ontwerpt, bouwt en test dat deelmodel met behulp van de informatie en de vragen over de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan hieronder. De vragen helpen je bij het maken van een eerste ruwe schatting van de startwaarden voor het model, zodanig dat het in 1800 begint in een situatie van evenwicht bij de juiste evenwichtstemperatuur van 285,8 K (12,6 °C). Daarbij zetten we in eerste instantie de koolstofuitstoot naar de atmosfeer door menselijke activiteiten op nul. Uit figuur 16 volgt bovendien dat ook de netto koolstofstroom door vulkanisme en biologische activiteit op nul gesteld kan worden.

Koolstofuitwisseling

Zowel in de atmosfeer als in de oceanen ligt een hoeveelheid koolstof in de vorm van CO_2 opgeslagen. Wat betreft de oceanen kunnen we ons beperken tot een oppervlaktelaag van zo'n 100 m diepte, omdat alleen die laag belangrijk is voor de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan.

Er is dus sprake van twee reservoirs met koolstof. Tussen die twee reservoirs treedt uitwisseling op: er gaat koolstof in de vorm van CO_2 van de atmosfeer naar de oceaan en omgekeerd. We mogen ervan uitgaan dat deze twee stromen een netto koolstofstroom van de atmosfeer naar de oceaan opleveren: de oceaan doet dienst als opslagreservoir voor koolstof.

- 1 We gaan nu eerst na dat er inderdaad sprake is van een netto koolstofstroom van de atmosfeer naar de oceaan. Daarbij maken we gebruik van de volgende gegevens: de concentratie CO_2 in de atmosfeer was 280 ppm (parts per million) in 1800 en 360 ppm in 2000. Een concentratie CO_2 van 1 ppm betekent de aanwezigheid van 1 mol CO_2 en dus ook 1 mol C (koolstof) op 10^6 mol lucht. Voor de atmosfeer van de Aarde als geheel kunnen we uitgaan van $1,8 \cdot 10^{20}$ mol lucht.
 - Bereken de massa koolstof in de atmosfeer in 1800 en in 2000 bij de gegeven concentraties.
 - Figuur 17 geeft de jaarlijkse uitstoot van koolstof naar de atmosfeer. Toon met behulp van deze figuur aan dat een ruwe schatting van de totale uitstoot van koolstof naar de atmosfeer over de periode 1800-2000 uitkomt op zo'n 300 Gton.
 - Bereken welk deel van de totale uitstoot van koolstof naar de atmosfeer over de periode 1800-2000 in 2000 nog in de atmosfeer aanwezig is. Welke conclusie trek je daaruit?

De netto-uitwisseling van koolstof in de vorm van CO_2 tussen atmosfeer en oceaan hangt af van het concentratieverschil tussen deze beide reservoirs. We moeten dus op zoek naar $[\text{CO}_2]_{\text{atm}}$ en $[\text{CO}_2]_{\text{oc}}$: de concentraties CO_2 in de atmosfeer en in de oceaan.

Atmosfeer – Er is een verband tussen de concentratie CO_2 en de massa van het koolstof in de atmosfeer. Hiervoor kan de volgende formule worden gebruikt:

$$[\text{CO}_2]_{\text{atm}} = 0,463 \cdot 10^{-6} \cdot m_C$$

In deze formule is $[\text{CO}_2]_{\text{atm}}$ de concentratie CO_2 (zonder eenheid) en m_C de massa van het koolstof in de atmosfeer in Gton ($1 \text{ Gton} = 10^{12} \text{ kg}$). De concentratie CO_2 in deze formule is gedefinieerd als het aantal mol C (koolstof) per mol lucht.

- 2 Toon aan dat deze formule juist is. Gebruik daarbij het gegeven dat we voor de atmosfeer van de Aarde als geheel kunnen uitgaan van $1,8 \cdot 10^{20}$ mol lucht.
- 3 Laat zien dat we als startwaarde voor de in 1800 opgeslagen hoeveelheid koolstof in de atmosfeer kunnen uitgaan van 605 Gton. Gebruik daarbij de volgende definitie van de eenheid ppm (parts per million): een concentratie van 1 ppm CO_2 in de atmosfeer betekent de aanwezigheid van 1 mol C (koolstof) op 10^6 mol lucht.

Oceaan – Het vaststellen van het verband tussen de concentratie CO_2 in de oppervlaktelaag en de massa van het koolstof in de oceaan is lastiger. Je moet daarbij rekening houden met de volgende twee punten:

- Van de hoeveelheid koolstof in de oppervlaktelaag van de oceaan is slechts 0,515 % aanwezig in de vorm van CO_2 in opgeloste vorm. De rest is omgezet in H_2CO_3 , HCO_3^- en CO_3^{2-} en doet in deze vorm verder niet mee aan het proces van koolstofuitwisseling. Ook van de hoeveelheid koolstof die de oceaan 'instroomt' zal slechts 0,515 % aanwezig blijven in de vorm van CO_2 in opgeloste vorm. Dit kleine percentage betekent overigens dat de oceaan dienst doet als opslagreservoir voor een zeer grote hoeveelheid koolstof.
- De concentratie CO_2 in de oceaan wordt bepaald door de massa koolstof in de vorm van opgeloste CO_2 en het volume van de oppervlaktelaag van de oceaan. Hiervoor kan de volgende formule worden gebruikt:

$$[\text{CO}_2]_{\text{oc}} = 2,31 \cdot 10^{-6} \cdot m_{\text{Co}}$$

In deze formule is $[\text{CO}_2]_{\text{oc}}$ de concentratie in mol/L en m_{Co} de massa van het koolstof in de oceaan in de vorm van opgelost CO_2 in Gton.

- 4 Toon aan dat deze formule juist is. Laat daarbij zien dat een beredeneerde schatting van het volume van de oppervlaktelaag van de oceaan uitkomt op $3,6 \cdot 10^{19} \text{ L}$.

Voor het bepalen van de startwaarde van de hoeveelheid koolstof in de oppervlaktelaag van

de oceaan gaan we uit van een situatie van evenwicht in 1800. In zo'n evenwichtssituatie is er sprake van een evenwicht tussen $[\text{CO}_2]_{\text{atm}}$ en $[\text{CO}_2]_{\text{oc}}$ dat wordt bepaald door de zogenaamde 'constante van Henry':

$$[\text{CO}_2]_{\text{oc}}/[\text{CO}_2]_{\text{atm}} = K_H$$

Deze constante van Henry K_H is temperatuurafhankelijk. Bij een temperatuur van 298 K (25 °C) heeft deze een waarde van $10^{-1,47}$ mol/L. Voor andere waarden van de absolute temperatuur T wordt de constante van Henry dan gegeven door de volgende formule:

$$K_H(T) = 10^{-1,47} \cdot e^{2400 \cdot (1/T - 1/298)}$$

- 5 Laat zien dat de constante van Henry in 1800 bij de toen heersende gemiddelde temperatuur op Aarde 0,048 mol/L moet zijn geweest.
- 6 Laat zien dat we als startwaarde voor de in 1800 opgeslagen hoeveelheid koolstof in de oppervlaktelaag van de oceaan kunnen uitgaan van 1132 Gton. Bedenk daarbij dat slechts 0,515% van het koolstof in de oppervlaktelaag van de oceaan aanwezig is als CO_2 in opgeloste vorm.

Uitwisseling – Voor de netto-uitwisseling van koolstof tussen atmosfeer en oceaan zijn nu de formules voor de concentraties bekend. De hoeveelheid koolstof die van de atmosfeer naar de oceaan gaat zou nu te berekenen zijn uit het concentratieverschil met een formule van de volgende vorm:

$$\Delta m_C = c \cdot ([\text{CO}_2]_{\text{atm}} - [\text{CO}_2]_{\text{oc}})$$

In deze formule is Δm_C de hoeveelheid koolstof die van de atmosfeer naar de oceaan gaat in Gton/jaar, $[\text{CO}_2]_{\text{atm}}$ en $[\text{CO}_2]_{\text{oc}}$ zijn de concentraties CO_2 in de atmosfeer en de oceaan en c is op te vatten als een soort uitwisselingssnelheid.

In deze formule is echter nog geen rekening gehouden met de oplosbaarheid p van CO_2 in water. Naarmate de oplosbaarheid p groter is, zal de hoeveelheid koolstof die van de oceaan naar de atmosfeer gaat bij een gegeven concentratie CO_2 in de oceaan kleiner zijn – en zal de netto koolstofstroom van de atmosfeer naar de oceaan groter zijn. We kunnen dit op de volgende manier in de formule verwerken:

$$\Delta m_C = c \cdot ([\text{CO}_2]_{\text{atm}} - [\text{CO}_2]_{\text{oc}}/p)$$

In deze formule is de grootte $[\text{CO}_2]_{\text{oc}}/p$ (zonder eenheid) een soort van 'gecorrigeerde concentratie': naarmate de oplosbaarheid p groter is, is de voor de netto-uitwisseling gecorrigeerde concentratie CO_2 in de oceaan kleiner – en is de netto-uitwisseling groter. De waarde van de constante c is in dit geval voorlopig bepaald op $61 \cdot 10^3$.

De oplosbaarheid p van CO_2 in water is afhankelijk van de temperatuur: naarmate de temperatuur T hoger is, is de oplosbaarheid p kleiner. Deze temperatuurafhankelijkheid van de oplosbaarheid is weergegeven in de tabel hieronder.

T (K)	273	283	293	303	313	323	333
p (10^{-3} mol/L)	76,3	53,1	38,8	29,5	23,2	19,2	15,6

Met de bovenstaande informatie over de startsituatie in 1800 en het proces van netto-uitwisseling is een computermodel te ontwerpen van de temperatuurafhankelijke uitwisseling van CO_2 tussen atmosfeer en oceaan.

- 7 Het model *klimaat_41* werkt met een gegeven verloop van de concentratie CO_2 in de atmosfeer over de periode 1800-2000. Maar deze concentratie wordt bepaald door de koolstofkringloop, waarin sprake is van een temperatuurafhankelijke CO_2 -opslag in de oceanen. Je gaat nu het gegeven verloop van de concentratie CO_2 in het model *klimaat_41* vervangen door een deelmodel van de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan.
 - Ontwerp, bouw en test zo'n deelmodel met de behulp van de informatie en de vragen 1 t/m 6 over de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan. De antwoorden op die vragen helpen je bij het maken van een eerste ruwe schatting van de startwaarden voor het model, zodanig dat het in 1800 begint in een situatie van evenwicht bij de juiste evenwichtstemperatuur van 285,8 K (12,6 °C). Zet in eerste instantie de koolstofuitstoot naar de atmosfeer door menselijke activiteiten op nul. Uit figuur 16 volgt bovendien dat ook de netto koolstofstroom door vulkanisme en biologische activiteit op nul gesteld kan worden.

- Sla het deelmodel van de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan tussen-tijds op onder de naam *klimaat_ob*.
 - Laat het model voor een periode van 200 jaar de concentratie CO₂ in de atmosfeer doorrekenen. Waaruit blijkt dat het model met de ruwe schatting van de startwaarden in 1800 niet in evenwicht is?
 - Je gaat nu eerst het model *afstemmen* op evenwicht in 1800. Doe dat door in het model de startwaarde van de hoeveelheid koolstof in de oceaan te variëren tot er wel evenwicht is. Zoek met behulp van het model uit welke startwaarde deze grootheid moet krijgen.
 - Sla het deelmodel van de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan tussen-tijds op als *klimaat_ob*.
 - Neem de koolstofuitstoot naar de atmosfeer door menselijke activiteit volgens figuur 17 over de periode 1800-2000 in het model op. Neem verder aan dat de andere koolstofstromen (door vulkanisme en biologische activiteit) over deze periode constant zijn.
 - Laat het model voor de periode 1800-2000 de concentraties CO₂ in de atmosfeer doorrekenen. Controleer of de concentratie CO₂ in de atmosfeer in 2000 ongeveer 360 ppm is. Leg uit waarom het in dit model nog niet nodig is dat deze concentratie precies deze waarde heeft. Stem het model zo nodig af op een concentratie van ongeveer 360 ppm CO₂ in de atmosfeer in 2000. Bedenk daarvoor eerst welke modelgrootheid je moet variëren.
 - Sla het deelmodel van de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan definitief op als *klimaat_ob*.
 - Onderzoek met het model *klimaat_ob* de invloed van de temperatuur op het verloop van de concentratie CO₂ in de atmosfeer.
 - Onderzoek met het model *klimaat_ob* hoeveel koolstof er in de periode 1800-2000 door menselijke activiteiten naar de atmosfeer is uitgestoten, welk deel daarvan in 2000 nog in de atmosfeer zit en welk deel in de oceaan is opgeslagen. Je moet daarvoor het model iets uitbreiden met een voorraadgrootheid voor de naar de atmosfeer uitgestoten hoeveelheid koolstof, met de jaarlijkse koolstofuitstoot door menselijke activiteiten als instroomgrootheid.
- 8 Je gaat nu het deelmodel van de koolstofuitwisseling koppelen aan het eerder ontwikkelde klimaatmodel voor de periode 1800-2000. Daarmee kun je onderzoeken welke invloed het toevoegen van het deelmodel heeft op de resultaten van het klimaatmodel.
- Koppel het ontwikkelde deelmodel *klimaat_ob* van de koolstofuitwisseling aan het klimaatmodel *klimaat_41*. Bedenk daarbij eerst via welke grootheden de twee modellen met elkaar verbonden moeten worden. En maak een beargumenteerde keuze voor de relatie tussen de concentratie CO₂ in de atmosfeer en de absorptiecoëfficiënt ε (relatie A, B, C of D uit paragraaf 4.1).
 - Laat het model voor de periode 1800-2000 de concentratie CO₂ in de atmosfeer doorrekenen. Controleer of het model nog steeds in 1800 vanuit een evenwichtssituatie start. Stem het model zo nodig af op een concentratie van 360 ppm CO₂ in de atmosfeer in 2000. Bedenk daarvoor eerst welke modelgrootheid je moet variëren. En leg uit waarom het in dit model nodig is dat deze concentratie deze waarde heeft.
 - Sla dit nieuwe klimaatmodel op onder de naam *klimaat_43*.
 - Onderzoek door vergelijking van de modelresultaten van de modellen *klimaat_41* en *klimaat_43* welk effect het toevoegen van het deelmodel van de koolstofuitwisseling aan het klimaatmodel heeft op de berekende temperatuurstijging over de periode 1800-2000. Leg uit waarom het toevoegen van dit deelmodel nauwelijks invloed heeft op de met beide modellen berekende temperatuurstijging over die periode. Bedenk daarna ook waarom het toevoegen van dit deelmodel toch nodig is als we het klimaatmodel gaan gebruiken voor het voorspellen van klimaatverandering.
 - Vergelijk het modelresultaat van model *klimaat_43* ook met het gemeten temperatuurverloop over deze periode.
- 9 Is dit nieuwe computermodel van het klimaat op (een gemiddelde) Aarde naar jouw idee voorlopig voldoende betrouwbaar? Geef argumenten voor je standpunt.

- 10** Voer met het model *klimaat_43* een zogenaamde *gevoeligheidsstudie* uit. Bij zo'n studie zoek je een antwoord op de vraag in welke mate de modelresultaten (in dit geval: de temperatuurstijging in 2000 uitgaande van de situatie in 1800) gevoelig zijn voor kleine veranderingen in de relaties waarmee het computermodel rekt. Het gaat hierbij bijvoorbeeld om de formule voor het verband tussen de absorptiecoëfficiënt ε en de concentratie CO_2 in de atmosfeer, en om de formule voor het berekenen van de netto uitwisseling van koolstof tussen atmosfeer en oceaan. In die formules komen grootheden voor die het resultaat zijn van 'beste schattingen'. Maar hoe reageert het computermodel als de waarde van die grootheden een klein beetje anders (bijvoorbeeld 5% groter of kleiner) zou zijn? Probeer zo'n gevoeligheidsstudie zo systematisch mogelijk aan te pakken. En probeer de resultaten daarvan zo overzichtelijk mogelijk weer te geven. Trek een conclusie: welke grootheden hebben bij een dergelijke variatie veel invloed op het modelresultaat, en welke weinig?
- 11** In paragraaf 4.2 heb je twee redenen gegeven voor de verschillende uitspraken van klimaatwetenschappers over de te verwachten toekomstige stijging van de gemiddelde temperatuur op Aarde.
- Geef nu nog minstens twee andere redenen.
 - Geef puntsgewijs aan welke soort kennis nodig is om een redelijk betrouwbaar klimaatmodel te kunnen ontwikkelen.

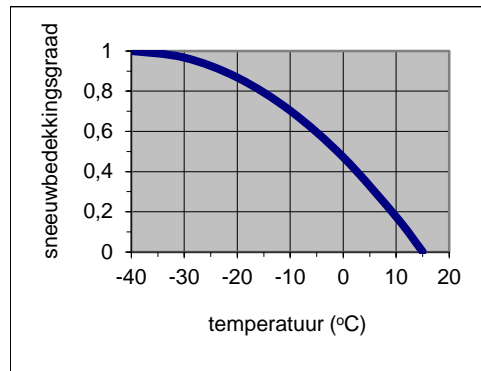
◀ [Klimaatmodellen](#) | [Klimaatverandering](#)

4 Klimaatverandering

4.4 Modeluitbreiding – Sneeuw

De hoeveelheid sneeuw en ijs op het aardoppervlak bepaalt voor een deel het albedo α van de Aarde. Hoe groot het oppervlak aan sneeuw en ijs is, hangt af van de gemiddelde temperatuur. Een stijging van die gemiddelde temperatuur veroorzaakt een afsmelten van sneeuw en ijs. Daardoor neemt het gemiddelde albedo van het aardoppervlak af. En dat heeft een versterkend effect op de temperatuurstijging. Ook deze terugkoppeling zal in een klimaatmodel verwerkt moeten worden. Dat kan door er een model van de samenstelling van het aardoppervlak aan toe te voegen.

In de poolstreken is het land grote delen van het jaar bedekt met sneeuw en ijs. Het albedo van deze sneeuwvelden is relatief groot: $\alpha_{sn} = 0,8$. De hoeveelheid sneeuw in onze streken is verwaarloosbaar klein: slechts enkele dagen per jaar. Uit metingen blijkt dat er een verband is tussen de plaatselijke gemiddelde temperatuur en de *sneeuwbedekkingsgraad*. Deze grootheid is gedefinieerd als het aantal dagen per jaar met sneeuwbedekking gedeeld door het aantal dagen in een jaar. Dit verband is weergegeven in figuur 18.



Figuur 18 – De sneeuwbedekkingsgraad als functie van de plaatselijke gemiddelde temperatuur tussen de -40 en $+15$ °C.



Figuur 19 – De sneeuwbedekkingsgraad bepaalt het plaatselijke gemiddelde albedo van het aardoppervlak: 0,8 bij een sneeuwbedekkingsgraad 1.

Volgens dit diagram zijn er geen dagen met sneeuw meer als de plaatselijke gemiddelde temperatuur boven de 15 °C ligt. In dat geval heeft de sneeuwbedekkingsgraad de waarde 0. Bij een plaatselijke gemiddelde temperatuur onder de -40 °C ligt er altijd sneeuw, en heeft de sneeuwbedekkingsgraad de waarde 1. Deze sneeuwbedekkingsgraad bepaalt het plaatselijke gemiddelde albedo van het aardoppervlak.

Het model *klimaat_41* werkt met een gegeven verloop van de concentratie CO_2 in de atmosfeer over de periode 1800-2000 bij een vaste waarde van het albedo van het aardoppervlak. Maar dit albedo wordt – via onder andere de sneeuwbedekkingsgraad – bepaald door de gemiddelde temperatuur op Aarde. En die temperatuur stijgt over de genoemde periode als gevolg van de toenemende concentratie CO_2 in de atmosfeer. Je gaat nu (in opdracht 6 en 7) de vaste waarde van het albedo in het model *klimaat_41* vervangen door een deelmodel van de samenstelling van het aardoppervlak. Je ontwerpt, bouwt en test dat deelmodel met behulp van de informatie en vragen over de sneeuwbedekkingsgraad hieronder. De vragen helpen je bij het bepalen van de relaties en grootheden in het model, zodanig dat het in 1800 begint in een situatie van evenwicht bij de juiste evenwichtstemperatuur van $285,8$ K ($12,6$ °C).

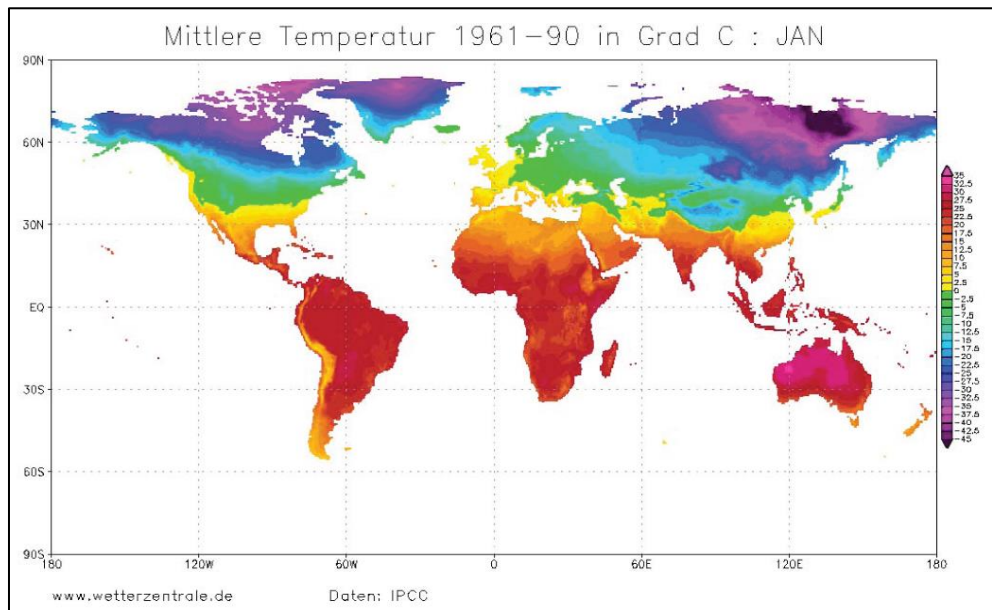
Sneeuwbedekkingsgraad

Bij de huidige gemiddelde temperatuur op Aarde van zo'n 14 °C zitten we volgens figuur 18 dicht tegen de grens van 15 °C waarboven het hele jaar door geen sprake meer is van sneeuwbedekking. Toch komt op de huidige Aarde nog aardig wat sneeuw voor.

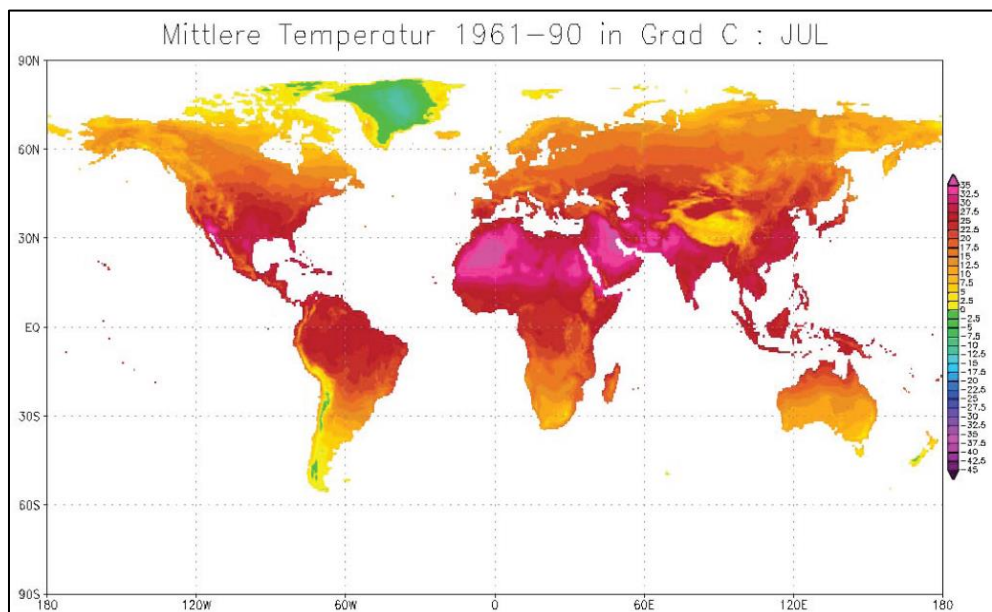
- 1 Voor het ontwerpen van een deelmodel van het aardoppervlak met sneeuwbedekking kunnen we niet meer uitgaan van een gemiddelde Aarde. Leg uit waarom niet.

Om de sneeuwbedekkingsgraad in het klimaatmodel te verwerken, zullen we onderscheid moeten maken tussen verschillende klimaatzones op Aarde. We delen de Aarde daarbij op in verschillende klimaatzones: van 0-30° (de tropenzone), van 30-60° (de gematigde zone) en van 60-90° (de poolzone), zowel noordelijk als zuidelijk. En we gaan ervan uit dat de sneeuwbedekkingsgraad en daarmee het plaatselijke albedo van het aardoppervlak afhangt af van de gemiddelde temperatuur in elk van die klimaatzones.

Temperatuur – Om te weten wat de sneeuwbedekking is in de gekozen klimaatzones, moeten we eerst schatten wat de gemiddelde temperatuur daar is. Dat kan aan de hand van de temperatuurkaarten in figuur 20 en 21, waarin de plaatselijke gemiddelde temperatuur voor de winter en de zomer is weergegeven met een kleurcode.



Figuur 20 – De gemiddelde plaatselijke temperatuur (in °C) op Aarde in de periode 1960-1990 in de maand januari.



Figuur 21 – De gemiddelde plaatselijke temperatuur (in °C) op Aarde in de periode 1960-1990 in de maand juli.

- 2 Maak een schatting van de gemiddelde temperatuur in januari en in juli in elk van de drie klimaatzones voor zowel het noordelijk als het zuidelijk halfrond. Maak daarmee een schatting van de jaargemiddelde temperatuur in de drie klimaatzones. Daarbij middel je dus zowel de zomer- en wintertemperatuur als de temperatuur in de overeenkomstige klimaatzones op het noordelijk en zuidelijk halfrond.
- 3 Stel voor elk van de drie klimaatzones een formule op die ongeveer de gemiddelde temperatuur in de zone weergeeft ten opzichte van de gemiddelde temperatuur T_A op Aarde. Ga daarbij uit van je schattingen in opdracht 2. Vergelijk je resultaten met de temperatuurformules in de tekst hieronder.

Op grond van de temperatuurkaarten van figuur 20 en 21 kunnen voor de gemiddelde temperatuur T_p , T_g en T_t in de drie klimaatzones de volgende formules worden opgesteld:

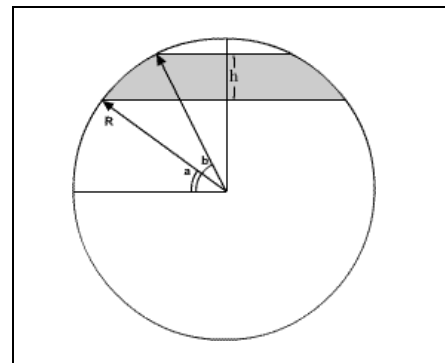
Poolzone: $T_p = T_A - 25$

Gematigde zone: $T_g = T_A$

Tropenzone: $T_t = T_A + 10$

In deze formules is T_A de gemiddelde temperatuur op Aarde.

Oppervlakte – Deze temperatuurformules lijken niet te kloppen: samen leveren ze niet de gemiddelde temperatuur T_A op aarde. Daarbij moeten we echter bedenken dat de drie klimaatzones niet even groot zijn: het oppervlak van de poolzone tussen 60-90° is aanmerkelijk kleiner dan het oppervlak van de tropenzone tussen 0-30°. De relatief lage gemiddelde temperatuur in de poolzone heeft dus minder invloed op de gemiddelde temperatuur T_A op Aarde dan de hogere temperatuur in de tropenzone. Om hiervoor te corrigeren moet de grootte van het oppervlak van de verschillende klimaatzones worden bepaald.



Figuur 22 – Oppervlak van een klimaatzone op een bol tussen de breedtegraden a en b .

- 4 Het oppervlak A op een bol met een straal R tussen de hoeken a en b zoals weergegeven in figuur 22 wordt gegeven door de volgende formule:

$$A = 2 \cdot \pi \cdot R^2 \cdot (\sin b - \sin a)$$

- Bereken hiermee het oppervlak van de drie klimaatzones als percentage van het totale aardoppervlak.
- Ga na dat de drie temperatuurformules, rekening houdend met deze oppervlaktepercentages voor de verschillende klimaatzones, samen ruwweg een *gewogen gemiddelde* temperatuur T_A op Aarde opleveren.

Sneeuwbedekkingsgraad – Met de drie temperatuurformules is, uitgaande van de gemiddelde temperatuur T_A op Aarde, te berekenen wat de gemiddelde temperatuur T in elk van de drie klimaatzones is. De bijbehorende waarde van de sneeuwbedekkingsgraad σ is dan te berekenen met de volgende formule:

$$\begin{aligned} \sigma &= 1 && \text{als } T \leq -40 \text{ }^\circ\text{C} \\ \sigma &= 1 - 0,00033 \cdot (T + 40)^2 && \text{als } -40 \text{ }^\circ\text{C} < T \leq +15 \text{ }^\circ\text{C} \\ \sigma &= 0 && \text{als } T > +15 \text{ }^\circ\text{C} \end{aligned}$$

Deze formule beschrijft het verband tussen de sneeuwbedekkingsgraad en de plaatselijke gemiddelde temperatuur zoals weergegeven in figuur 18.

- 5 Bedenk hoe je in het modelleerprogramma bij het definiëren van de grootte sneeuwbedekkingsgraad deze nogal complexe formule kunt invoeren.

Albedo – Met de berekende sneeuwbedekkingsgraad σ is het albedo α van een klimaatzone te berekenen. Die sneeuwbedekkingsgraad geeft als het ware het deel van het oppervlak dat bedekt is met sneeuw. Voor het met sneeuw bedekte deel van een klimaatzone kunnen we uitgaan van een albedo van 0,8. Voor de onbedekte rest van het oppervlak lijkt een albedo van 0,1 een redelijke aanname (zie paragraaf 2.2). Voor het berekenen van het gemiddelde

albedo α van het aardoppervlak kunnen we nu, rekening houdend met de oppervlaktepercentages van de verschillende klimaatzones, werken met een *gewogen gemiddelde* van de drie klimaatzone-albedo's.

Voor het ontwikkelen van een model van het aardoppervlak moeten we echter ook rekening houden met het feit dat er in de oceaan geen sneeuw ligt. En dat er sprake is van bewolking boven een deel van het aardoppervlak. Het gewogen gemiddelde van de drie klimaatzone-albedo's geldt dus voor slechts eenderde (dus: 33%) van het aardoppervlak. Want: de rest (dus: 67%) is oceaan met een albedo van 0,085. En daarnaast ligt er boven een deel van het aardoppervlak bewolking met een albedo van 0,7. Voor de fractie van het door wolken bedekte aardoppervlak (of: de wolkenbedekkingsgraad) kunnen we in eerste instantie uitgaan van ruwweg 40%.

- 6 Het model *klimaat_41* werkt met een gegeven verloop van de concentratie CO₂ in de atmosfeer over de periode 1800-2000 bij een vaste waarde van het albedo van het aardoppervlak. Maar dit albedo wordt – via onder andere de sneeuwbedekkingsgraad – bepaald door de gemiddelde temperatuur op Aarde. En die temperatuur stijgt over de genoemde periode als gevolg van de toenemende concentratie CO₂ in de atmosfeer. Je gaat nu de vaste waarde van het albedo in het model *klimaat_41* vervangen door een deelmodel van de samenstelling van het aardoppervlak.
 - Ontwerp, bouw en test zo'n deelmodel met behulp van de informatie en vragen 1 t/m 5 over de sneeuwbedekkingsgraad. De antwoorden op die vragen helpen je bij het bepalen van de relaties en grootheden in het model, zodanig dat het in 1800 begint in een situatie van evenwicht bij de juiste evenwichtstemperatuur van 285,8 K (12,6 °C).
 - Sla het deelmodel van het aardoppervlak op onder de naam *klimaat_sb*.
 - Onderzoek met het model *klimaat_sb* het verband tussen de gemiddelde temperatuur op Aarde en het albedo van het aardoppervlak. Ga na of dit verband in overeenstemming is met je verwachtingen.
 - Je gaat nu het deelmodel *afstemmen* op evenwicht in 1800. Welke waarde moet het albedo hebben bij de dan heersende temperatuur? Controleer of dat het geval is. Zo niet, varieer dan de wolkenbedekkingsgraad tot het model precies de juiste waarde van het albedo levert. Leg uit waarom het in dit model nodig is dat het albedo precies deze waarde heeft.
 - Sla het deelmodel van het aardoppervlak definitief op als *klimaat_sb*.
- 7 Je gaat nu het deelmodel van het aardoppervlak koppelen aan het eerder ontwikkelde klimaatmodel voor de periode 1800-2000. Daarmee kun je onderzoeken welke invloed het toevoegen van het deelmodel van het aardoppervlak heeft op de resultaten van het klimaatmodel.
 - Koppel het ontwikkelde deelmodel *klimaat_sb* van het aardoppervlak aan het klimaatmodel *klimaat_41*. Bedenk daarbij eerst via welke grootheden de twee modellen met elkaar verbonden moeten worden. En maak een beargumenteerde keuze voor de relatie tussen de concentratie CO₂ in de atmosfeer en de absorptiecoëfficiënt ε (relatie A, B, C of D uit paragraaf 4.1).
 - Laat het model voor de periode 1800-2000 het albedo van het aardoppervlak doorrekenen. Controleer of het model nog steeds in 1800 vanuit een evenwichtssituatie start.
 - Sla dit nieuwe klimaatmodel op onder de naam *klimaat_44*.
 - Onderzoek door vergelijking van de modelresultaten van de modellen *klimaat_41* en *klimaat_44* welk effect het toevoegen van het deelmodel van het aardoppervlak aan het klimaatmodel heeft op de berekende temperatuurstijging over de periode 1800-2000. Leg uit waarom het toevoegen van dit deelmodel een duidelijke invloed heeft op de met beide modellen berekende temperatuurstijging over die periode.
 - Vergelijk het modelresultaat van model *klimaat_44* ook met het gemeten temperatuurverloop over deze periode.
- 8 Is dit nieuwe computermodel van het klimaat op (een gemiddelde) Aarde naar jouw idee voorlopig voldoende betrouwbaar? Geef argumenten voor je standpunt.
- 9 Voer met het model *klimaat_44* een zogenaamde *gevoeligheidsstudie* uit. Bij zo'n studie zoek je een antwoord op de vraag in welke mate de modelresultaten (in dit geval: de temperatuurstijging in 2000 uitgaande van de situatie in 1800) gevoelig zijn voor

kleine veranderingen in de relaties waarmee het computermodel rekt. Het gaat hierbij bijvoorbeeld om de formule voor het verband tussen de absorptiecoëfficiënt ε en de concentratie CO_2 in de atmosfeer, en om de formules voor het berekenen van het albedo uit de gemiddelde temperatuur op Aarde. In die formules komen grootheden voor die het resultaat zijn van 'beste schattingen'. Maar hoe reageert het computermodel als de waarde van die grootheden een klein beetje anders (bijvoorbeeld 5% groter of kleiner) zou zijn?

Probeer zo'n gevoeligheidsstudie zo systematisch mogelijk aan te pakken. En probeer de resultaten daarvan zo overzichtelijk mogelijk weer te geven. Trek een conclusie: welke grootheden hebben bij een dergelijke variatie veel invloed op het modelresultaat, en welke weinig?

- 10** In paragraaf 4.2 heb je twee redenen gegeven voor de verschillende uitspraken van klimaatwetenschappers over de te verwachten toekomstige stijging van de gemiddelde temperatuur op Aarde.
- Geef nu nog minstens twee andere redenen.
 - Geef puntsgewijs aan welke soort kennis nodig is om een redelijk betrouwbaar klimaatmodel te kunnen ontwikkelen.

◀ [Klimaatmodellen | Klimaatverandering](#)

4 Klimaatverandering

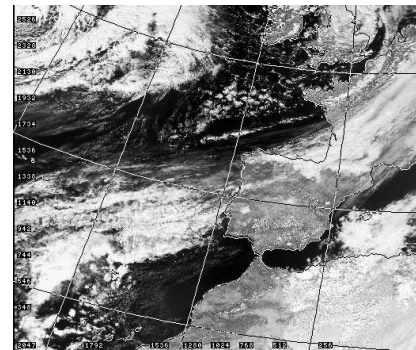
4.5 Modeluitbreiding – Wolken

De hoeveelheid wolken boven het aardoppervlak bepaalt voor een deel het albedo α van de Aarde. Hoe groot het effect van bewolking op het albedo is, hangt af van de gemiddelde temperatuur. Een stijging van de gemiddelde temperatuur veroorzaakt een toename van de verdamping van water. Daardoor neemt de bewolking toe. Het gevolg is een toename van het albedo van de Aarde, met een remmend effect op de temperatuurstijging. Ook deze terugkoppeling zal in een klimaatmodel verwerkt moeten worden. Dat kan door er een model van de bewolking boven het aardoppervlak aan toe te voegen.

Bewolking ontstaat door het opwarmen van vochtige lucht aan het aardoppervlak. Deze warme vochtige lucht stijgt op. Omdat de temperatuur daalt met de hoogte, zal tijdens het opstijgen op een bepaalde hoogte waterdamp condenseren tot water. Er ontstaan dus waterdruppels: een wolk. Meteorologen onderscheiden zo'n tien verschillende soorten wolk, en al die wolken samen bedekken wat minder dan de helft van het aardoppervlak. We beperken ons hier tot laaghangende cumulus- en stratocumulusbewolking. Dit is het overheersende soort bewolking in de gematigde klimaatzones (zoals de onze), en maakt zo'n 60 tot 80% uit van de wereldwijde bewolking. Bergen en kustlijnen kunnen leiden tot plaatselijke variaties in het wolkenpatroon die lastig in een model zijn te verwerken. Voor een model van de bewolking boven het aardoppervlak nemen we dan ook een plaats op zee, voldoende ver uit de kust. Dat lijkt een redelijke keuze, omdat twee-derde van het aardoppervlak uit oceaan bestaat.



Figuur 23 – Laaghangende stratocumulusbewolking op een hoogte van ongeveer 1 km.



Figuur 24 – Ruwweg de helft van het aardoppervlak is bedekt met wolken.

Om de bewolking in het klimaatmodel te verwerken gaan we dus uit van laaghangende stratocumuluswolken boven zee, en nemen daarbij aan dat alle bewolking uit dit type bestaat en 40% van het aardoppervlak bedekt.

Het model *klimaat_41* werkt met een gegeven verloop van de concentratie CO_2 in de atmosfeer over de periode 1800-2000 bij een vaste waarde van het albedo van het aardoppervlak. Maar dit albedo wordt – via onder andere de bewolkingsgraad – bepaald door de gemiddelde temperatuur op Aarde. En die temperatuur stijgt over de genoemde periode als gevolg van de toenemende concentratie CO_2 . Je gaat nu (in opdracht 4 en 5) de vaste waarde van het albedo in het model *klimaat_41* vervangen door een deelmodel van de bewolking boven het aardoppervlak. Je ontwerpt, bouwt en test dat deelmodel met behulp van de informatie en vragen over de wolkenvorming hieronder. De vragen helpen je bij het bepalen van de relaties en grootheden in het model, zodanig dat het in 1800 begint in een situatie van evenwicht bij de juiste evenwichtstemperatuur van 285,8 K (12,6 °C).

Wolkenvorming

Het albedo van wolken hangt af van twee grootheden: de hoeveelheid water in een wolk en de grootte van de waterdruppels. Hoe groter de hoeveelheid water in een wolk is en hoe kleiner de waterdruppels in die wolk zijn, des te groter is het albedo van de wolk. Beide grootheden zijn te berekenen uit het proces van wolkenvorming.

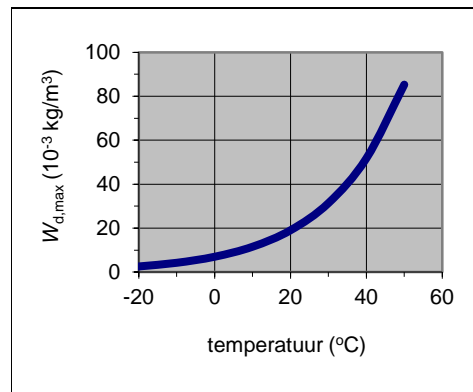
Het aardoppervlak warmt op door de invallende zonnestraling. De lucht boven het aardoppervlak warmt ook op en stijgt tot een hoogte van ongeveer 1 km. In deze onderste kilometer van de atmosfeer is sprake van zoveel turbulentie dat bijvoorbeeld waterdamp en vervuilende stoffen steeds homogeen door de hele luchtlaag zijn vermengd. De temperatuur in deze luchtlaag neemt lineair af met de hoogte: per 100 m hoogtetoename neemt de temperatuur met 0,6 °C af.

Deze onderste luchtlaag is relatief geïsoleerd van de atmosfeer daarboven, doordat er direct boven deze luchtlaag sprake is van een zogenaamde *temperatuurinversie*. Daar neemt de temperatuur plaatselijk juist toe met de hoogte. Opstijgende warme lucht zal niet verder stijgen zodra deze inversie bereikt is. Deze onderste luchtlaag noemen we de grenslaag, de luchtlaag daarboven de vrije atmosfeer.

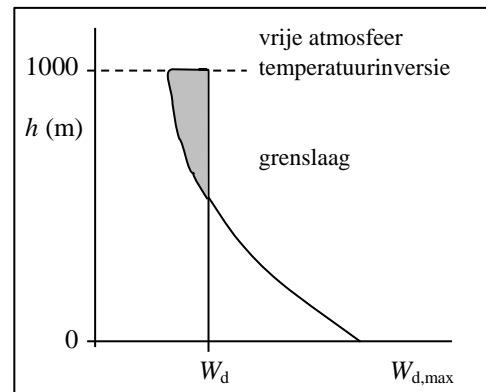
In opstijgende warme lucht kan condensatie van waterdamp – en dus wolkenvorming – optreden. De hoeveelheid waterdamp die maximaal in 1 m³ lucht kan zitten hangt namelijk van de temperatuur, zoals weergegeven in figuur 25. Het in figuur 25 weergegeven verband is ook te schrijven als formule:

$$W_{d,max} = 7 \cdot 10^{-3} \cdot e^{0,05 \cdot T}$$

In deze formule is $W_{d,max}$ de maximale hoeveelheid waterdamp in lucht (in kg/m³) en T de temperatuur (in °C).



Figuur 25 – De maximale hoeveelheid waterdamp (in kg) in 1 m³ lucht als functie van de temperatuur.



Figuur 26 – De maximale hoeveelheid waterdamp per m³ lucht (Q_{max}) als functie van de hoogte h .

Aan het aardoppervlak (of zeeoppervlak) verdampt voortdurend water. Op enkele meters boven het oppervlak heerst een luchtvochtigheid van gemiddeld zo'n 80%. Of, met andere woorden: de hoeveelheid waterdamp per m³ lucht is 80% van de maximale hoeveelheid waterdamp per m³ lucht bij de heersende temperatuur:

$$W_d = 0,8 \cdot 7 \cdot 10^{-3} \cdot e^{0,05 \cdot T}$$

In deze formule is W_d de aanwezige hoeveelheid waterdamp in de lucht (in kg/m³) en T de temperatuur aan het aardoppervlak (in °C).

Door de goede menging in de grenslaag is deze waarde over de hele hoogte van de laag constant, zoals weergegeven in figuur 26. In diezelfde figuur is ook aangegeven hoe de maximale hoeveelheid waterdamp in de lucht afhangt van de hoogte. Omdat de temperatuur afneemt met 0,6 °C per 100 m hoogtetoename, neemt ook de maximale hoeveelheid waterdamp per m³ lucht af met de hoogte. Als we dit in de eerdere formule voor $W_{d,max}$ verwerken, krijgen we:

$$W_{d,max} = 7 \cdot 10^{-3} \cdot e^{0,05 \cdot (T - 0,006 \cdot h)}$$

In deze formule is $W_{d,max}$ de maximale hoeveelheid waterdamp in de lucht (in kg/m³), T de temperatuur aan het aardoppervlak (in °C) en h de hoogte boven het aardoppervlak (in m).

In figuur 26 is nu te zien dat er boven een bepaalde hoogte 'teveel' waterdamp in de lucht zit. Dit overschot condenseert en vormt daarmee een wolk.

- 1 Het condensatieproces begint op een hoogte waarvoor geldt: $W_d = W_{d,max}$. Laat zien dat de hoogte waarop de wolk begint te ontstaan (de zogenaamde wolkgrens) op zo'n 744 m ligt.

Hoeveelheid water – Het grijze oppervlak in figuur 26 is een maat voor de hoeveelheid

water in de ontstane wolk bij doorstijgen van de lucht vanaf de wolkgrens tot aan de temperatuurinversie. Met de gegeven formules voor W_d en $W_{d,max}$ en de ligging van de wolkgrens en de temperatuurinversie is nu voor de hoeveelheid water in een 'kolom wolk' met een grondoppervlak van 1 m^2 een formule af te leiden:

$$W_w = 54 \cdot 10^{-3} \cdot e^{0,05 \cdot T}$$

In deze formule is W_w de hoeveelheid water in de kolom wolk (in kg/m^2) en T de temperatuur aan het aardoppervlak (in $^\circ\text{C}$).

Deze formule is het resultaat van het bepalen van het grijze oppervlak in figuur 26 door de grootheid $W_d - W_{d,max}$ te integreren vanaf de hoogte van de wolkgrens tot aan de hoogte van de temperatuurinversie.

Druppelgrootte – Niet alleen de hoeveelheid water, maar ook de druppelgrootte in een wolk heeft invloed op het albedo. Bij eenzelfde hoeveelheid water in de wolk heeft een wolk met grote druppels een kleiner albedo dan een wolk met kleine druppels. De druppelgrootte in een wolk is te berekenen uit de hoeveelheid water in de wolk en het aantal druppels. Een redelijke waarde voor het druppelaantal boven zee is zo'n 100 druppels per cm^3 . Boven land is dit aantal een factor vijf tot tien groter. De oorzaak daarvan is luchtvervuiling met aerosolen. Daardoor is het aantal condensatiekernen, en daarmee het aantal druppels per cm^3 boven land groter dan boven zee. En hoe groter het aantal druppels per cm^3 is, des te kleiner zijn de druppels.

- 2 De druppelgrootte in een wolk is te berekenen uit de hoeveelheid water in de wolk en het aantal druppels per cm^3 .
 - Bereken de hoeveelheid water (in kg/m^2) in een wolk bij een temperatuur van $14 \text{ }^\circ\text{C}$ aan het aardoppervlak.
 - Laat met een berekening zien dat de waterdruppels in een wolk boven zee een straal van zo'n $10 \text{ }\mu\text{m}$ hebben.

Albedo – Het albedo α_w van een wolk is nu met de volgende op metingen gebaseerde formule te berekenen:

$$\alpha_w = W_w / (W_w + 4,47 \cdot 10^3 \cdot r)$$

In deze formule is W_w de hoeveelheid water in de kolom wolk (in kg/m^2) en r de straal van de waterdruppels in de wolk (in m).

Het albedo van een wolk is volgens deze formule dus groter naarmate de hoeveelheid water in de wolk groter is en naarmate de waterdruppels in die wolk kleiner zijn.

- 3 In opdracht 2 heb je de hoeveelheid water in een wolk en de straal van de waterdruppels in die wolk berekend. Welke waarde heeft het albedo van deze wolk?

Voor het berekenen van het gemiddelde albedo α van het aardoppervlak kunnen we nu, in eerste instantie rekening houdend met een wolkenbedekkingsgraad van 40%, werken met een *gewogen gemiddelde* van het wolken-albedo en een albedo van 0,12 voor het niet door wolken bedekte aardoppervlak (zie paragraaf 2.2).

- 4 Het model *klimaat_41* werkt met een gegeven verloop van de concentratie CO_2 in de atmosfeer over de periode 1800-2000 bij een vaste waarde van het albedo van het aardoppervlak. Maar dit albedo wordt – via onder andere de bewolking – bepaald door de gemiddelde temperatuur op Aarde. En die temperatuur stijgt over de genoemde periode als gevolg van de toenemende concentratie CO_2 . Je gaat nu de vaste waarde van het albedo in het model *klimaat_41* vervangen door een deelmodel van de bewolking boven het aardoppervlak.
 - Ontwerp, bouw en test zo'n deelmodel met behulp van de informatie en de vragen 1 t/m 3 over wolkenvorming. De antwoorden op die vragen helpen je bij het bepalen van de relaties en grootheden in het model, zodanig dat het in 1800 begint in een situatie van evenwicht bij de juiste evenwichtstemperatuur van $285,8 \text{ K}$ ($12,6 \text{ }^\circ\text{C}$).
 - Sla het deelmodel van de bewolking boven het aardoppervlak tussentijds op onder de naam *klimaat_wb*.
 - Onderzoek met het model *klimaat_wb* het verband tussen de gemiddelde temperatuur op Aarde en het albedo van het aardoppervlak. Ga na of dit verband in overeenstemming is met je verwachtingen.

- Je gaat nu het deelmodel *afstemmen* op evenwicht in 1800. Welke waarde moet het albedo hebben bij de dan heersende temperatuur? Controleer of dat het geval is. Zo niet, varieer dan de wolkenbedekkingsgraad tot het model precies de juiste waarde van het albedo levert. Leg uit waarom het in dit model nodig is dat het albedo precies deze waarde heeft. En leg uit waarom we de grootte van de wolkenbedekkingsgraad kiezen om het model af te stemmen op evenwicht.
 - Sla het deelmodel van de bewolking boven het aardoppervlak definitief op als *klimaat_wb*.
- 5 Je gaat nu het deelmodel van de bewolking boven het aardoppervlak koppelen aan het eerder ontwikkelde klimaatmodel voor de periode 1800-2000. Daarmee kun je onderzoeken welke invloed het toevoegen van het deelmodel heeft op de resultaten van het klimaatmodel.
- Koppel het ontwikkelde deelmodel *klimaat_wb* van de bewolking boven het aardoppervlak aan het klimaatmodel *klimaat_41*. Bedenk daarbij eerst via welke grootheden de twee modellen met elkaar verbonden moeten worden. En maak een beargumenteerde keuze voor de relatie tussen de concentratie CO₂ in de atmosfeer en de absorptiecoëfficiënt ε (relatie A, B, C of D uit paragraaf 4.1).
 - Laat het model voor de periode 1800-2000 het albedo van het aardoppervlak doorrekenen. Controleer of het model nog steeds in 1800 vanuit een evenwichtssituatie start.
 - Sla dit nieuwe klimaatmodel definitief op als *klimaat_45*.
 - Onderzoek door vergelijking van de modelresultaten van de modellen *klimaat_41* en *klimaat_45* welk effect het toevoegen van het deelmodel van de bewolking boven het aardoppervlak aan het klimaatmodel heeft op de berekende temperatuurstijging over de periode 1800-2000. Leg uit waarom het toevoegen van dit deelmodel een duidelijke invloed heeft op de met beide modellen berekende temperatuurstijging over die periode.
 - Vergelijk het modelresultaat van model *klimaat_45* ook met het gemeten temperatuurverloop over deze periode.
- 6 Is dit nieuwe computermodel van het klimaat op (een gemiddelde) Aarde naar jouw idee voorlopig voldoende betrouwbaar? Geef argumenten voor je standpunt.
- 7 Voer met het model *klimaat_45* een zogenaamde *gevoeligheidsstudie* uit. Bij zo'n studie zoek je een antwoord op de vraag in welke mate de modelresultaten (in dit geval: de temperatuurstijging in 2000 uitgaande van de situatie in 1800) gevoelig zijn voor kleine veranderingen in de relaties waarmee het computermodel rekt. Het gaat hierbij bijvoorbeeld om de formule voor het verband tussen de absorptiecoëfficiënt ε en de concentratie CO₂ in de atmosfeer, en om de formules voor het berekenen van het albedo uit de gemiddelde temperatuur op Aarde. In die formules komen grootheden voor die het resultaat zijn van 'beste schattingen'. Maar hoe reageert het computermodel als de waarde van die grootheden een klein beetje anders (bijvoorbeeld 5% groter of kleiner) zou zijn?
 Probeer zo'n gevoeligheidsstudie zo systematisch mogelijk aan te pakken. En probeer de resultaten daarvan zo overzichtelijk mogelijk weer te geven. Trek een conclusie: welke grootheden hebben bij een dergelijke variatie veel invloed op het modelresultaat, en welke weinig?
- 8 In paragraaf 4.2 heb je twee redenen gegeven voor de verschillende uitspraken van klimaatwetenschappers over de te verwachten toekomstige stijging van de gemiddelde temperatuur op Aarde.
- Geef nu nog minstens twee andere redenen.
 - Geef puntsgewijs aan welke soort kennis nodig is om een redelijk betrouwbaar klimaatmodel te kunnen ontwikkelen.

◀ [Klimaatmodellen | Klimaatverandering](#)

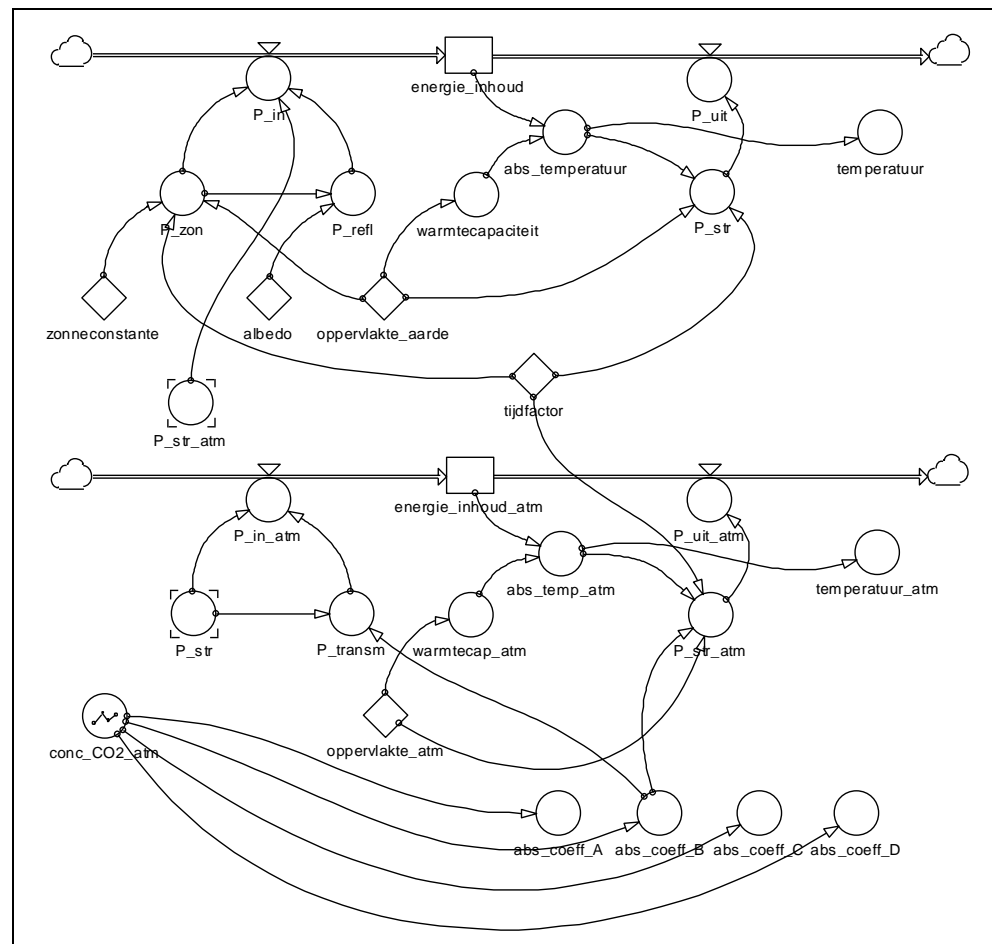
4 Klimaatverandering

4.6 Klimaatmodel

Het klimaatmodel van paragraaf 4.1 werkt met een gegeven verloop van de concentratie CO₂ in de atmosfeer over de periode 1800-2000. Als uitbreiding van dit klimaatmodel zijn inmiddels drie deelmodellen beschikbaar:

- een model van de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan dat rekening houdt met de temperatuurafhankelijke opslag van CO₂ in de oceaan (paragraaf 4.3) – met zijn effect op de absorptiecoëfficiënt ε van de atmosfeer,
- een model van de samenstelling van het aardoppervlak dat rekening houdt met de temperatuurafhankelijke hoeveelheid sneeuw (paragraaf 4.4) – met zijn effect op het albedo α van het aardoppervlak,
- een model van de temperatuurafhankelijke bewolking boven het aardoppervlak (paragraaf 4.5) – met zijn effect op het albedo α van het aardoppervlak.

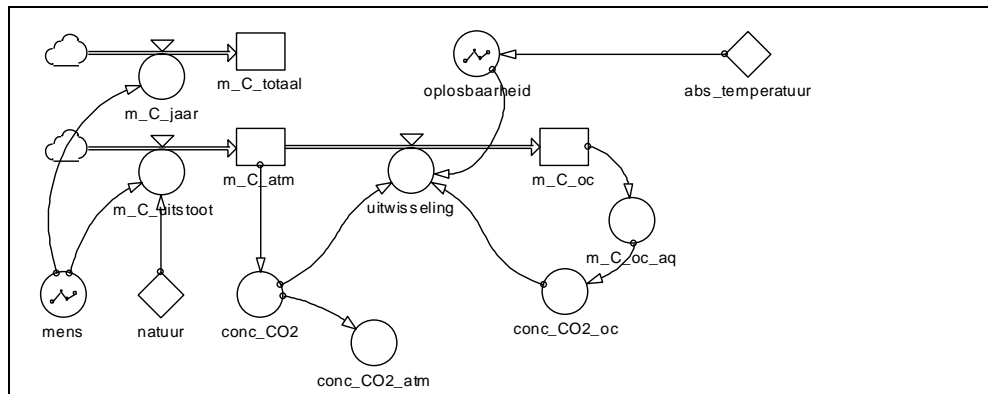
Het klimaatmodel voor de periode 1800-2000 en de drie deelmodellen zijn weergegeven in figuur 27 t/m 30. De vraag is nu hoe de drie deelmodellen aan het eerste klimaatmodel te koppelen zijn tot één groot klimaatmodel.



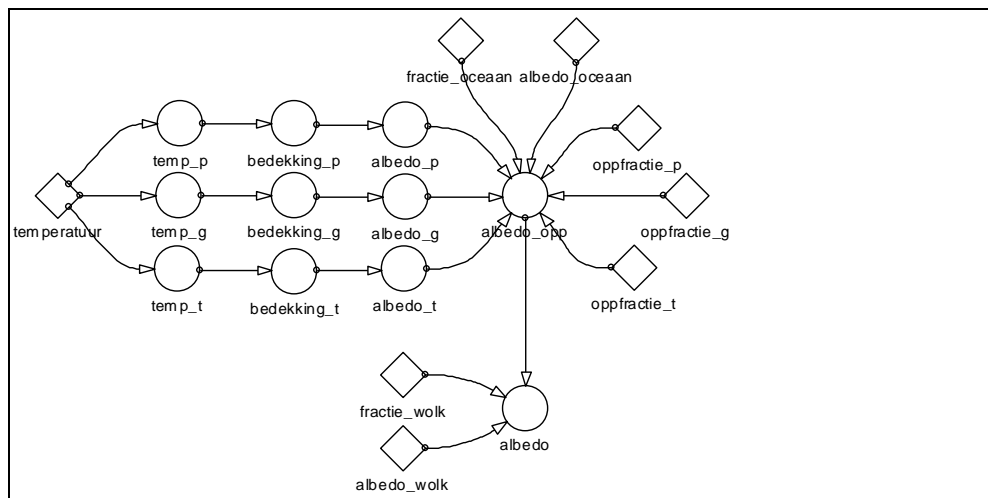
Figuur 27 – Het model *klimaat_41* voor de periode 1800-2000 met een gegeven verloop van de concentratie CO₂ in de atmosfeer.

- 1 Je gaat nu de drie deelmodellen koppelen aan het eerste klimaatmodel *klimaat_41* tot één groot klimaatmodel.
 - Open de vier gegeven modellen *klimaat_41*, *klimaat_ob*, *klimaat_sb* en *klimaat_wb*. Ga eerst na in hoeverre het door jou ontwikkelde deelmodel (uit paragraaf 4.3, 4.4 of

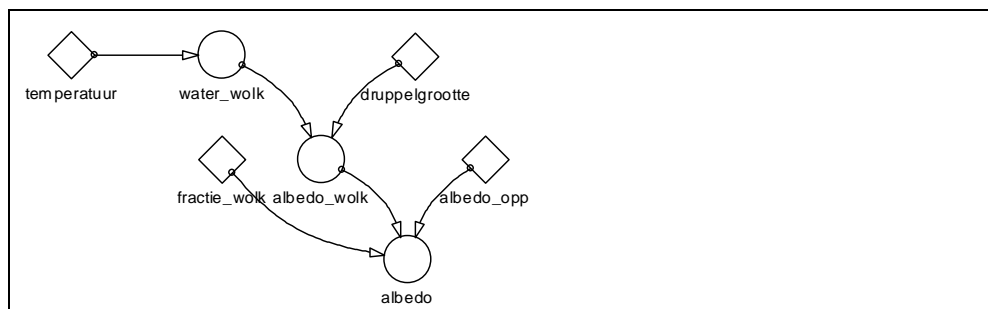
4.5) overeenstemt met het overeenkomstige gegeven deelmodel.



Figuur 28 – Het deelmodel *klimaat_ob* van de koolstofuitwisseling tussen atmosfeer en oceaan.



Figuur 29 – Het deelmodel *klimaat_sb* voor de samenstelling van het aardoppervlak.



Figuur 30 – Het deelmodel *klimaat_wb* voor de bewolking boven het aardoppervlak.

- Koppel de drie gegeven deelmodellen aan het model *klimaat_41* tot één nieuw klimaatmodel. Maak daarbij eerst een beargumenteerde keuze voor de relatie tussen de concentratie CO₂ in de atmosfeer en de absorptiecoëfficiënt ϵ (relatie A, B, C of D uit paragraaf 4.1). Bedenk daarna via welke grootheden de vier modellen verbonden moeten worden. En bedenk ten slotte een aanvaardbare oplossing voor het probleem dat er twee deelmodellen zijn die het albedo α van het aardoppervlak leveren.
- Laat het model het temperatuurverloop over de periode 1800-2000 doorrekenen. Controleer of het model nog steeds in 1800 vanuit een evenwichtssituatie start. Stem het model zo nodig af op evenwicht in 1800 bij de dan heersende temperatuur van 285,8 K (12,6 °C).
- Sla dit nieuwe klimaatmodel op onder de naam *klimaat_46*.
- Vergelijk de modelresultaten van het model *klimaat_46* met de modelresultaten van

de modellen *klimaat_41*, *klimaat_43*, *klimaat_44* en *klimaat_45* en met het gemeten temperatuurverloop over de periode 1800-2000. Geef de kenmerken van de verschillende modellen, de daarmee berekende temperatuurstijging en de gemeten temperatuurstijging over deze periode zo overzichtelijk mogelijk weer in een tabel. Geef commentaar op de verschillen in modelresultaten.

- 2 Is dit nieuwe computermodel van het klimaat op (een gemiddelde) Aarde naar jouw idee voldoende betrouwbaar? Geef argumenten voor je standpunt.
- 3 Voer met het nieuwe computermodel van het klimaat op een gemiddelde Aarde een *scenariostudie* uit. Definieer zelf enkele toekomstscenario's voor de jaarlijkse uitstoot van CO₂ naar de atmosfeer voor de periode 2000-2200. Eén van die scenario's zou bijvoorbeeld gebaseerd kunnen zijn op de verwachting van klimaatwetenschappers dat over 40 jaar de uitstoot van CO₂ naar de atmosfeer met 30% zal zijn toegenomen door de economische groei van landen als India en China. Ga na welke temperatuurstijging het model voorspelt bij de verschillende toekomstscenario's. En probeer een indruk te krijgen van de onzekerheid in die voorspelde temperatuurstijging.

Bronnen

Achtergrondinformatie over het 'systeem Aarde' en over een scenariostudie van het IPCC is zo nodig te vinden in:

- Schulze, E-D. (2001), De milieuramp 'mens – Biogeochemie brengt invloed mens op aarde in kaart. *Natuur & Techniek* 69 (1), 50-55.

◀ [Klimaatmodellen](#) | [Klimaatverandering](#)

Index

A bsorptiecoëfficiënt	18, 19, 21, 29
albedo	13, 15, 21
B edekkingsgraad	
sneeuw-	41, 43
wolken-	44, 49, 50
bewolking	21, 47
broeikasgassen	21, 29
C oncentratie	29
constante van Stefan-Boltzmann	14
E nergie	
-inhoud	23
-instroom	23
-uitstroom	23
evenwichtstemperatuur	16, 19
G evoeligheidsstudie	39, 44, 50
I jskappen	21, 41
K limaatzone	42
koolstofkringloop	35
M odelgrootheid	
voorraad-	24
instroom-	24
reken-	25
constante -	25
uitstroom-	25
S cenariostudie	33, 55
stralingswet van Stefan-Boltzmann	14, 18
T emperatuur	23
terugkoppeling	21, 25, 26
terugvoorspellen	30
V ermogen	
doorgelaten -	18
gereflecteerd -	13, 17
invallend -	13, 17
uitgestraald -	13, 14, 18, 19
W armtecapaciteit	23
Z onneconstante	13

IS HET BROEIKASEFFECT TE VERMIJDEN?

Achtergrondinformatie

1 Is het broeikaseffect te vermijden?

P.A. Okken

Natuur & Techniek 56 (3), 210-219.

P.A. Okken
Energie Studie Centrum
Petten

Smog in Los Angeles. Als onder een glasplaat ligt de vervuilde lucht over het dal waar de stad is gebouwd. Een glasplaat is voldoende om in een broeikas de warmte vast te houden. Koolstofdioxide en andere gassen kunnen, als waren zij een glasplaat, de warmte in de atmosfeer vasthouden, het broeikaseffect.

Door verbranding van fossiele brandstoffen en de toenemende ontbossing, vooral in de tropen, neemt het CO₂-gehalte van de atmosfeer toe. Omdat CO₂ ertoe bijdraagt dat meer zonne-energie in de atmosfeer

wordt vastgehouden, zal de temperatuur op aarde toenemen. Men spreekt van het broeikaseffect. Hoe warm het zal worden en hoever, als gevolg daarvan, de zeespiegel zal stijgen; wat de gevolgen voor het klimaat en de landbouw zijn, is nog onduidelijk. Het gevaar bestaat echter dat we het broeikaseffect pas zullen erkennen als het onontkoombaar is geworden.

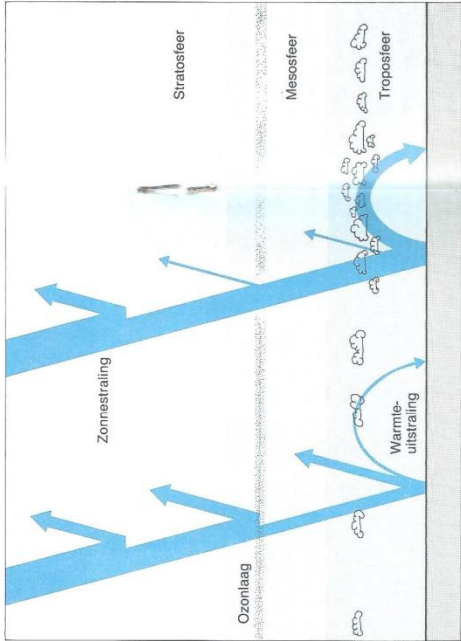
De zon verwarmt de aarde. De energie die zo onze planeet bereikt wordt gedeeltelijk gereflecteerd door de atmosfeer, gedeeltelijk erdoor geabsorbeerd en gedeeltelijk doorgelaten tot op het aardoppervlak. De energie die het oppervlak bereikt wordt er voor het grootste deel geabsorbeerd om na enige tijd uitgestraald te worden. De uitgestraalde energie wordt voor de helft door de troposfeer weer teruggekaatst naar het oppervlak.

Uit dit globale overzicht zal duidelijk zijn dat de atmosfeer een belangrijke rol speelt in het 'vasthouden' van zonnewarmte. Men heeft uitgerekend dat de temperatuur op de aarde zonder atmosfeer gemiddeld -19°C zou zijn.

Sommige gasen in de atmosfeer laten zonnestraaling onbelemmerd door, maar absorberen een deel van de van het aardoppervlak terugkomende warmte. Een van die gasen is koolstofdioxide (CO_2). Bij toename van het CO_2 -gehalte in de atmosfeer zal het dus warmer worden, men spreekt van het *broeikas-effect*. Het werd al vorige eeuw voorspeld door de Zweedse geleerde Arrhenius.

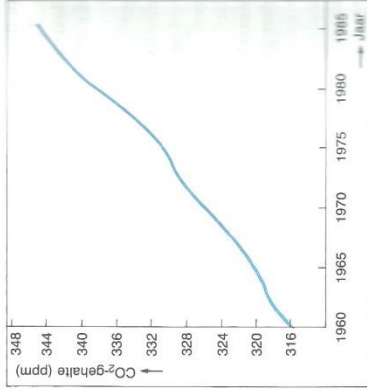
CO_2 werkt als een soort glasplaat om de aarde, die uitgaande warmte voor een deel tegenhoudt. Zou er tweemaal zoveel CO_2 in de atmosfeer zijn, dan zou het op aarde, volgens de hierboven aangehaalde berekening $1,3^{\circ}\text{C}$ warmer worden. Onderzoekers van het Broeikas-effect verwachten echter dat de temperatuurstijging groter zal zijn, bijvoorbeeld $1,4$ of zelfs 4°C , doordat er met de temperatuurstijging nog andere veranderingen in de stralingsbalans tussen aarde en zon optreden. Zo zou bijvoorbeeld meer sneeuw en ijs smelten, waardoor minder zonlicht wordt teruggekaatst en meer wordt geabsorbeerd. Gevolg is dat de atmosfeer extra wordt verwarmd. Ook zal er meer water verdampen, wat een extra broeikas-effect geeft omdat ook waterdamp infrarode warmtestraling absorbeert. Daar staat echter tegenover dat extra verdamping ook tot meer wolkenvorming leidt en wolken kunnen, zoals bekend, zonlicht direct terugkaatsen, wat weer een verkoelend effect heeft.

Om de temperatuurstijging en de gevolgen daarvan voor het klimaat te kunnen voorspellen, gebruikt men geofysische computermodellen op wereldschaal. Eigenlijk zijn dat een soort opgeblazen weersvoorspellingsmodellen. De uitkomsten van de modelberekeningen zijn nog niet erg betrouwbaar, maar dat geldt ook



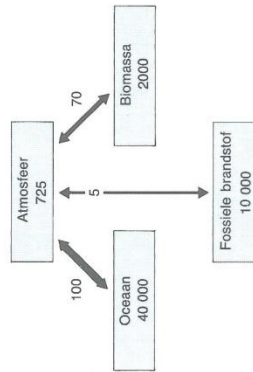
1. De zonne-energie die de aarde bereikt wordt voor een belangrijk deel teruggekaatst door atmosferische laag. De mate waarin dat gebeurt hangt af van de golfenlengte van het licht. De ultraviolette straling bijvoorbeeld wordt grotendeels tegengehouden door de ozonlaag. CO_2 en andere 'broeikasgasen' zorgen ervoor dat een groter deel van de warmtestraling (infrarood) wordt vastgehouden in de onderste lagen van de atmosfeer. Links is de 'natuurlijke' situatie getekend, rechts de situatie zoals die dreigt te ontstaan door de milieureffecten.

2. De stijging van het CO_2 -gehalte in de atmosfeer is de laatste jaren nauwkeurig bijgehouden in een meetstation in Mauna Loa op Hawaï, ver van de grootste bronnen van luchtverontreiniging.



De koolstofkringloop

Het CO_2 in de atmosfeer is onderdeel van de koolstofkringloop op aarde. Inzicht in deze kringloop is nodig om het toekomstige CO_2 -gehalte van de atmosfeer te kunnen voorspellen. Een versimpelde weergave van de koolstofkringloop is hier afgebeeld. In de atmosfeer bevindt zich 725 GtC ($725 \cdot 10^{12} \text{ gC}$) in de vorm van CO_2 . Uit metingen van het CO_2 -gehalte van de atmosfeer blijkt dat daar jaarlijks 3 GtC bij komt. De thans bekende voorraad fossiele brandstof in de aardkorst (steenkool, olie, gas) is 10 000 GtC . Jaarlijks wordt hiervan 5 GtC gewonnen en bij verbranding voor energie als CO_2 in de atmosfeer gebracht. In levende planten is rond 700 GtC opgeslagen (en daarnaast een dubbele hoeveelheid in de bodem in de vorm van humus e.d.). Bij groei neemt de plant via fotosynthese CO_2 op uit de atmosfeer. Bij afsterven, verbranden of bij consumptie door dieren komt weer CO_2 vrij. Jaarlijks wordt 70 GtC vastgelegd in plantaardig materiaal. Door ontbossing komt momenteel meer vrij dan er wordt vastgelegd. Veel onderzoekers denken dat het verschil in de buurt van 1 GtC per jaar ligt. Probleem is dat zo'n klein ver-



schil van 1 GtC nauwelijks meetbaar is vergeleken met de jaarlijkse uitwisseling van 70 GtC en het reservoir van 700 GtC . Een complicerende factor is dat een hoger CO_2 -gehalte in de atmosfeer planten ook weer beter doet groeien.

In de oceaan is een enorme hoeveelheid van 40 000 GtC opgelost in de vorm van carbonaat.

1. Een sterk vereenvoudigde weergave van de koolstofkringloop laat zien hoe de vastgelegde hoeveelheden koolstof momenteel over de aarde verdeeld zijn en tussen de voorraden uitgewisseld worden.

De jaarlijkse uitwisseling met de atmosfeer is ongeveer 100 GtC . Een belangrijk proces is het oplossen van CO_2 uit de atmosfeer aan het oceanoppervlak. In koud water lost meer CO_2 op dan in warm water. In koude delen van de oceaan wordt dus CO_2 uit de atmosfeer opgenomen, dat in warme delen van de oceaan weer CO_2 vrijkomt. Daarbij is van belang dat bij de Noordpool en bij Antarctica koud oceanwater naar beneden stroomt dat pas eeuwen later in de tropen weer aan de oppervlakte komt. Doordat er nu meer CO_2 in de atmosfeer is dan enkele eeuwen geleden neemt de oceaan momenteel niet neerwaartse stromingen meer CO_2 op dan ze via opwaartse stromingen weer afstaat. In de oceaan vinden daarnaast nog biologische processen plaats, waardoor CO_2 wordt opgenomen via algen, plankton en levend koraal. Een complicerende factor is dat deze bioproductieve toename door lozing van meststoffen en eutrofiëring. Veel onderzoekers denken dat de oceaan momenteel jaarlijks 3 GtC meer CO_2 uit de atmosfeer opneemt dan dat ze afstoot. Ook hier is het probleem dat zo'n klein verschil van 3 GtC nauwelijks meetbaar is vergeleken met de jaarlijkse uitwisseling van 100 GtC en het reservoir van 40 000 GtC .

voor de meerdaagse weersvoorspellingen. Wat het broeikas-effect betreft is verbetering van de modellen vooral nodig waar het gaat om wolkvorming, zeesstromingen en veranderingen in de vegetatie.

Toch zijn er al conclusies te trekken. Eén daarvan is dat het broeikas-effect niet evenredig over de aarde verdeeld zal zijn. Aan de polen en in de koudere klimaatzones zal de temperatuurstijging groter zijn; in de tropen gemiddeld kleiner.

Zoals gezegd is CO₂ niet het enige broeikasgas. Andere voorbeelden zijn methaan (CH₄), lachgas (N₂O), ozon (O₃) en chloorfluorkoolwaterstoffen (freons). De concentraties van deze gassen in de atmosfeer nemen toe als gevolg van menselijk handelen en op den duur kunnen ze gezamenlijk een even groot broeikas-effect teweegbrengen als CO₂. Freons en N₂O tasten bovendien de ozonlaag in de stratosfeer aan, waardoor de hoeveelheid schadelijke ultraviolette straling kan toenemen en een extra broeikas-effect optreedt.

Oorzaken

Wanneer we ons beperken tot koolstofdioxide, is de verbranding van *fossiele brandstoffen* (steenkool, aardolie, aardgas) één van de belangrijkste oorzaken. De hoeveelheid CO₂ die daarbij ontstaat is afhankelijk van de aard van de brandstof, vooral van de verhouding koolstof/waterstof. Steenkool bevat vrijwel alleen koolstof; aardgas bestaat voor een groot gedeelte uit methaan en bevat relatief veel waterstof. Per eenheid van energie komt bij de verbranding van steenkool tweemaal zoveel CO₂ vrij dan wanneer aardgas verbrand wordt. Aardolieproducten zitten tussen beide in.

Er wordt in de wereld steeds meer energie verbruikt. De jaarlijkse hoeveelheid koolstofdioxide die bij de verbranding van fossiele brandstoffen in de atmosfeer terecht komt, is sinds de Tweede Wereldoorlog vijfmaal zo groot geworden. Er zijn ook vormen van energie waarbij geen CO₂ ontstaat, zoals kernenergie en duurzame bronnen als waterkracht, zon en wind. Deze voorzien thans in 15% van de wereld-energiebehoefte.

Een andere belangrijke factor is de *ontbossing*. In tropische landen verdwijnt momenteel ieder jaar een stuk bos met een oppervlak zo groot als Nederland en België samen. De gevel-

de bomen zijn niet meer in staat om in de fotosynthese koolstofdioxide uit de lucht te binden. Bovendien wordt het grootste deel van dit hout verbrand, waardoor weer extra CO₂ in de atmosfeer komt.

De ontbossing en behoefte aan energie zorgen dus voor extra CO₂, maar niet alle koolstofdioxide blijft in de atmosfeer. Er bestaat een *mondiale koolstofkringloop*, waarin naast planten ook de oceanen een belangrijke rol spelen (zie Intermezzo I). Uit metingen blijkt dat het CO₂-gehalte van de atmosfeer is toegenomen van 280 ppm (parts per million; deeltjes per miljoen) in het jaar 1750, via 316 ppm in 1960 tot 345 ppm thans. Dit duidt erop dat van de CO₂ die de afgelopen eeuwen door de mens is geproduceerd, bijna de helft in de atmosfeer is gebleven. De andere helft is opgenomen in de koolstofkringloop. Omdat ons energieverbruik nog aldoor groeit en de ontbossing doorgaat, ziet het er naar uit dat het gehalte in de atmosfeer voorlopig zal blijven toenemen.

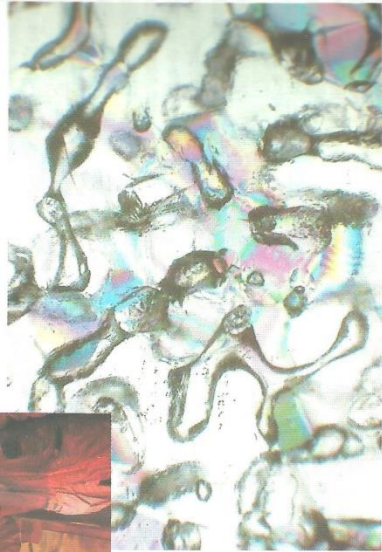
3



3. Ontbossing, met name in tropische landen, is een van de belangrijkste oorzaken van de stijging van het CO₂-gehalte in de atmosfeer. Gevelde bomen nemen geen CO₂ meer op en hun verbranding zorgt voor een extra toevoer.

4. Dat het CO₂-gehalte van de atmosfeer al eeuwen lang aan het stijgen is, blijkt onder andere uit het onderzoek van luchtballen die eeuwen geleden diep in het poolijs opgesloten raakten.

4



Gevolgen

Het broeikas-effect zal allerlei positieve en negatieve gevolgen hebben. Wanneer het warmer wordt zullen de mensen die in koude klimaatzones wonen dat misschien prettig vinden, maar bewoners van de tropen waarschijnlijk niet. Er zal ook minder energie nodig zijn voor verwarming, maar meer voor koeling. Regionaal zal het weerpatroon veranderen, maar hoe precies is nog moeilijk te voorspellen. Het zou kunnen dat in Europa de zomers langer en droger worden, en de winters milder en natter. Het zeewater zal uitzetten door de temperatuurstijging en door smelten van landijs kan meer water in zee komen. Daardoor zal de zeespiegel rijzen (zie Intermezzo I). Klimaat-groei en groeigrenzen zullen poolwaarts verschuiven. Daardoor wordt landbouw mogelijk op hogere breedtegraden, zoals de Sahel, kan in droge warme gebieden, maar de landbouw verder in de problemen komen. Belangrijk voor de landbouw is ook dat planten beter groeien en meer weerstand hebben tegen droogte, kou, plagen en ziektes wanneer er meer CO₂ in de lucht is. In de tuinbouw maakt men hier gebruik van door bij CO₂-

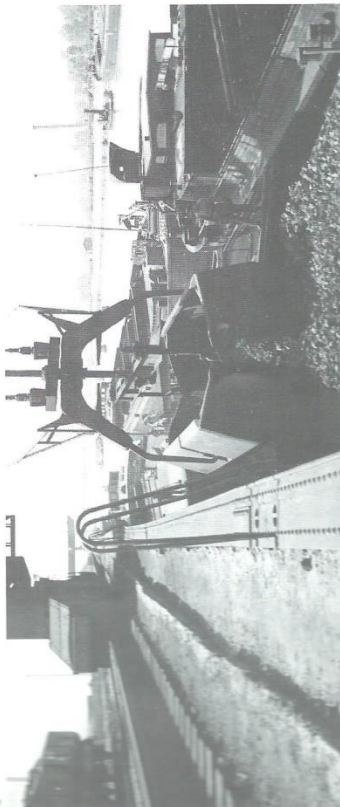
De zeespiegel

Door uitzetting van zeewater, smelten van landijs en uiteenvallen van ijskappen kan de zeespiegel gaan stijgen. Voor de lage landen aan de zee, zoals Nederland en België, is dit bijzonder belangrijk. Wanneer het 1°C warmer wordt komt de zeespiegel door het uitzetten van water ongeveer 5 cm omhoog. Dat is niet zo'n ramp. Een grotere stijging treedt op wanneer landijs gaat smelten zodat er meer water in de zee komt. Er is op de wereld 33-106 km³ landijs. Zou dit allemaal smelten dan wordt de zeespiegel 70 meter hoger. Het meeste landijs ligt in een 3 km dikke laag op Antarctica (91,1%) en op Groenland (8,4%). Slechts 0,5% van het landijs wordt gevormd door de gletsjers in hooggebirgen en op de andere eilanden bij de noordpool. Glaciologen verwachten dat door het broeikas effect veel hooggebergte-gletsjers en een deel van het ijs op Groenland zullen afsmelten. Op Antarctica kan daarentegen ijs accumuleren omdat de sneeuw-

val toeneemt. Wanneer het enige graden warmer wordt zal de zeespiegel waarschijnlijk toch niet enige decimeters stijgen.

Sommige glaciologen zijn daarnaast bang dat op lange termijn een verdere stijging mogelijk is wanneer de ijskap op West-Antarctica uiteen valt. Deze ijskap wordt op z'n plaats gehouden door twee ijsplaten (shelvs) die honderden kilometers de oceaan insteken. Ze liggen verankerd op eilanden en oneffenheden op de oceanbodembodem. Op West-Antarctica valt sneeuw waarvoor de ijskap aangroeit. Dit wordt gecompenseerd doordat regelmatig een stukje van de ijsplaten afbrokkelt (zo ontstaan de bekende tafel-ijsbergen). Wanneer door het broeikas-effect het oceaanwater warmer wordt zouden de ijsplaten kunnen verdwijnen. De ijskap raakt dan uit z'n evenwicht en zou uit elkaar kunnen vallen. Of dit allemaal gaat gebeuren is nog niet bewezen. Maar wanneer het gebeurt zal in 500 jaar tijds de zeespiegel 5 meter stijgen. Een grote ramp.

6



6. Het al dan niet schadelijk zijn van het broeikas effect hangt sterk af van het toekomstige gebruik van fossiele brandstoffen, zoals steenkool, aardolie en -gas.

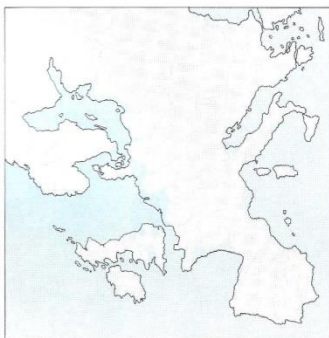
6. Een schema van de beleidsmogelijkheden en hun gevolgen. Per categorie is aangegeven de te verwachten temperatuurstijging, zeespiegelstijging en toename van de landbouwproductie.

Beperkend beleid	Wetenschap	
	Optimisme	Pessimisme
Politiiek	0,1°C 1 cm 2%	2,0°C 50 cm 2%
	2,0°C 10 cm 40%	9,5°C 150 cm 7
Ongereemde groei		

voudiger mogelijkheid is het tegengaan van ontbossing, zodat minder CO₂ in de atmosfeer komt, en het bevorderen van herbebossing, zodat planten weer CO₂ uit de atmosfeer gaan verwijderen. Verder kunnen we natuurlijk ook de andere broeikasgassen tegengaan door onnodig freongebruik te verbieden, freonrecycling, verbeteren van bemestingsmethoden en toepassing van biogas in de landbouw en door bestrijding van luchtvervuiling. Dit soort beperkend energie- en milieubeleid komt niet vanzelf tot stand. Wanneer het achterwege blijft is er sprake van ongeremde groei en zou het broeikas effect in de volgende eeuw ernstige gevolgen kunnen hebben. Maar voor we tot actie overgaan zullen we het eerst eens moeten worden over de vraag hoe ernstig die gevolgen zijn. Een dilemma van politiek en wetenschap.

Laten we eens een aantal realistische voorspellingen maken van het broeikas effect zoals zich dat aan het eind van de volgende eeuw, over 100 jaar, aan ons voor kan doen. Dat hangt dus af van de politiek: van de keuze voor een beperkend beleid of ongeremde groei. Het hangt ook af van de wetenschap: de huidige stand van kennis laat nog geen eenduidige uitspraak over de gevolgen toe, omdat er nog zoveel onbekend is over het geofysisch systeem. Misschien valt het mee, misschien valt het tegen: optimisme of pessimisme. Zo ontstaat een vierluik van *broeikas-scenario's*, afhankelijk van politiek en wetenschap. Deze vier scenario's zijn samengevat in de tabel, waarbij per scenario de verwachte temperatuurstijging, de zeespiegelstijging en de toename van de landbouwproductie is weergegeven.

Bij *beperkend beleid* is er een rigoreus energiebesparingsprogramma en komt een energiehuishouding met weinig CO₂-uitstoot tot stand. Daardoor vermindert de CO₂-emissie vanuit fossiele brandstoffen tot 2 GtC per jaar, dus ver beneden het huidige niveau van 5 GtC. (1 GtC = 1 Gigaton = 10¹⁵ gram koolstof.) Verder is de emissie van andere broeikasgassen drastisch beperkt en is de ontbossing tot stilstand gebracht. Wanneer dan bovendien het broeikas effect mee blijkt te vallen – *optimisme* – dan is de temperatuurstijging slechts 0,1°C, de zeespiegelstijging 1 cm en neemt de landbouwproductie met 2% toe. Blijkt het broeikas effect juist tegen te vallen – *pessimisme* – dan zal de temperatuurstijging veel groter uitpakken, namelijk 2°C. De gevol-

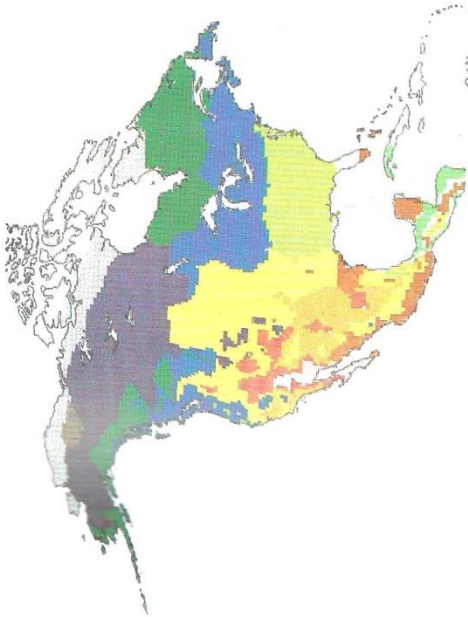


II. Een langdurig doorzetende stijging van de zeespiegel betekent ongetwijfeld een bedreiging voor laaggelegen kustgebieden en rivierdelta's. In deze figuur is aangegeven welke gebieden onderlopen bij een stijging van circa vijf meter.

bestemming de verbrandingsgassen in de kas te houden. Het effect verschilt van plant tot plant. Bij proeven onder normale omstandigheden levert verdubbeling van de hoeveelheid CO₂ in de atmosfeer een oogsttoename op van 10% (bij maïs) tot 100% (bij katriënd). Ook in natuurlijke ecosystemen zijn veranderingen te verwachten. Langzamerhand zal een verschuiving tussen plantesoorten optreden, omdat de één sterker reageert op CO₂ en temperatuur dan de ander.

Beleid voor de toekomst

Het is duidelijk dat het broeikas effect zowel geld kost als baten oplevert. Wanneer we de kosten te hoog vinden moeten we proberen het broeikas effect tegen te gaan. Dat kan op verschillende manieren. Energiebesparing en meer inzet van duurzame energiebronnen en kernenergie kan de CO₂-hoeveelheid verminderen. Technisch is het zelfs ook mogelijk om CO₂ uit het rookgas van grote kolencentrales te verwijderen en ergens op te bergen buiten de koolstofkringloop, bijvoorbeeld in troggen in de diepzee of onder de grond. Een andere, een-



7

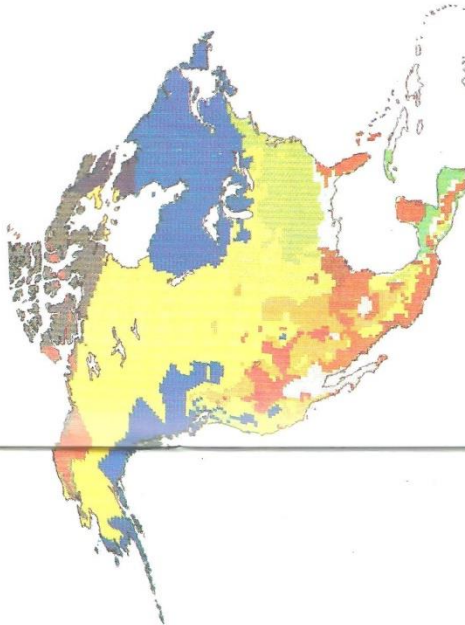
gen daarvan zijn ook ernstiger, de zeespiegel zal maar liefst een halve meter stijgen, waardoor in Nederland en België dijkverzwaring nodig is. Hoewel er veel CO₂ in de atmosfeer is gebleven zal de toename van de landbouwproductie nu tegenvallen, slechts 2%.

Bij *ongevemde groei* komt geen beperkend beleid van de grond. De CO₂-emissie vanuit fossiele brandstoffen neemt toe tot 20 GtC per jaar, dus ver boven het huidige niveau van 5 GtC. Ook emissies van andere broeikasgassen groeien onbelemmerd en de ontbossing gaat door tot bijna al het tropisch oerwoud is verdwenen. Zou het broeikas effect meevallen – *optimisme* – dan is de temperatuurstijging toch 2°C. De gevolgen zijn echter niet zo ernstig, de zeespiegelrijzing bijvoorbeeld blijft beperkt tot 10 cm en een voordeel is dat door al die CO₂ in de atmosfeer de landbouwproductie met 40% toeneemt. Blijkt het broeikas effect tegen te vallen – *pessimisme* – dan is bij ongevemde groei de temperatuurstijging zeer groot, bijna 10°C. De gevolgen daarvan zijn desastreus. Het klimaat raakt helemaal in de war en grote gebieden worden onbewoonbaar en ongeschikt voor landbouw. De zeespiegel rijst 150 cm en kan nog verder stijgen, waardoor laaggelegen kustgebieden in grote proble-

kust van Nederland en België is een natuurlijke zeespiegelrijzing te verwachten met 10 à 20 cm gedurende de komende 100 jaar als nawee van de vorige grote ijstijd. Scandinavië was toen met een dikke laag ijs bedekt, maar is nu vrij, waardoor het langzaam, met 50 à 100 cm per eeuw omhoog komt. Gevolg is dat de bodem van Nederland en België iets daalt.

De landbouwproductie tenslotte kan door geheel andere oorzaken veranderen. In de meeste landen is door verbetering van landbouwmethoden en bemesting een toename niet meer dan 100% mogelijk.

Al met al is het temperatuurverloop de beste en eerste indicator van het broeikas effect. De zeespiegelstijging zal aanvankelijk klein zijn en door geologische oorzaken toch al optreden, de landbouw is van te veel andere factoren afhankelijk. Misschien wordt het effect van CO₂ binnenkort duidelijk zichtbaar in de temperatuurstatistieken. Het broeikas effect is dan onherroepelijk en onontkoombaar.



men komen. Geen prettig vooruitzicht. De vraag welke van deze scenario's werkelijkheid wordt, kan nu nog niet worden beantwoord. Het zal wel ergens in het midden liggen.

Detectie

Willen we het broeikas effect detecteren, dan moeten we eerst de vier scenario's vergelijken met de veranderingen van temperatuur, zeespiegel en landbouw, die van nature zouden optreden in een periode van 100 jaar.

De temperatuur zal veranderen. Klimatologen denken dat er op aarde korte en lange cycli zijn van ijstijden en warmere periodes. De vorige grote ijstijd eindigde 15 000 jaar geleden, toen was het in Europa 15°C kouder dan thans. Gedurende de Middeleeuwen was het warmer dan thans, maar 300 jaar geleden was er een kleine ijstijd, toen was het in Europa 1°C kouder. Uit temperatuurstatistieken blijkt dat het deze eeuw op de wereld gemiddeld rond 0,5°C warmer is geworden. Nog niet duidelijk is in hoeverre dat door het CO₂-broeikas effect komt of dat het een normale temperatuurfuctuatie is.

De zeespiegel rijst en daalt voortdurend, gezien op een geologische tijdschaal. Langs de

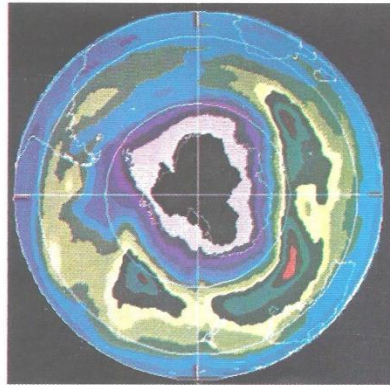
Literatuur

Dickinson RE. In: Sustainable development of the biosphere. Laxenburg: IIASA, 1986.
 Loon AJ van. De komende ijstijd. Natuur en Techniek 1987; 55; 1: 14-23.
 Nefel A e.a. Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO₂ in the past two centuries. Nature 1985; 315: 45-47.
 Oerlemans J. CO₂-probleem en zeeniveau. Lucht en Omgeving 1985; 2: 5-8.
 Okken PA. Energie en het broeikas effect. Petten: ECN, 1987.
 Veen CJ van der. Ice sheets, atmospheric CO₂ and sea level. Utrecht: proefschrift RUU, 1986.

Bronvermelding illustraties

Joe Doherty/ABC-press Amsterdam: pag 210-211.
 Mary en Dieter Plagen/Bruce Coleman Ltd. (Abridge) 3
 H. Oeschger, Universität Bern: 4
 DSM, Heerlen: 5
 E. Emanuel, Argonne National Laboratory, Argonne, Tenn: 7
 NASA Goddard Space Flight Centre: 8

8



7. Onderzoekers in de Verenigde Staten hebben een hypothetisch model opgesteld van wat er op hun continent zou gebeuren als de hoeveelheid CO₂ in de atmosfeer verdubbelt (rechts). Vergelijking met de bestaande toestand (links) leert dat twee typen arctisch woud (paars en donkergroen) bijna verdwijnen en dat er een steppenlandschap (geel) verschijnt.

8. Het gat in de ozonlaag boven Antarctica treedt het duidelijk op in oktober, wanneer het daar lente is. De dikte van de laag wordt uitgedrukt in Dobson-eenheden. De zwarte vlek duidt op een gebied waar de laag minder dan 125 eenheden dik is. De grootste dikte (450 eenheden) is in het rode gebied.

De voorspellingen over de opwarming van de Aarde – een verschromelde planeet – klinken apocalyptisch. Volgens meteorologen over de hele wereld, zal halverwege de volgende eeuw een dikke deken van vervuilde lucht de hemel hebben bedekt. De isolerende werking van de atmosfeer, die van nature al werkt als een broeikas, zal hierdoor nog worden versterkt. Onderzoekers vermoeden dat de gassen die als gevolg van menselijke activiteit in de lucht terechtkomen, de Aarde enkele graden zullen opwarmen. Dat zal leiden tot een klimaatverandering die even ingrijpend is als die tijdens de laatste ijstijd. Alleen zal de Aarde deze keer niet op een ijskast maar meer op een droogstoot lijken.

ONVOORSPELBARE GEVOLGEN VAN HET BROEIKASEFFECT

Dat de Aarde opwarmt door de zich in de atmosfeer ophopende broeikasgassen blijkt ondermeer uit de lengte van de winters. Sinds 1955 rukken de dattelaars in de Alpen steeds minder diep hun dalen in, wat aangetuut dat er minder sneeuw valt en er meer in smelt. In hoeverre het klimaat verandert ten gevolge van de opwarming is voor de klimatologen echter nog niet duidelijk.

ONGEWISSE OPWARMING

Achtergrondinformatie

2 Ongewisse opwarming

E.J. Barron

Natuur & Techniek 58 (2), 94-105.

Eric J. Barron
Earth System Sciences Centre
Pennsylvania State University, University Park, PA

wanneer die eenmaal begonnen is, alle andere aspecten van het klimaat zal beïnvloeden. En evenmin is dat mogelijk op grond van de beschikbare meteorologische gegevens. Wordt een deel van de extra warmte misschien geabsorbeerd door de oceanen? Leiden hogere temperaturen tot een dichtere wolkendek die de planeet zou kunnen afkoelen? Totdat we dergelijke vragen kunnen beantwoorden moeten we aanvaarden dat we niet zeker weten hoe het klimaat er in de toekomst uit zal zien.

Broei door atmosferische molekulen

De motor van het weer op Aarde is de Zon. Afhankelijk van veranderingen in de schijnbare stand van de as van de Aarde en haar positie tijdens de verschillende seizoenen, raken de stralen van de Zon de verschillende delen van de Aarde onder verschillende hoeken. Tropische streken krijgen in het algemeen het zonlicht meer van boven dan de beide polen, die



1 en 2. Svante Arrhenius ontdekte dat koolstofdioxide en water de door de Aarde uitgestraalde warmte vasthouden en zo de temperatuur op onze planeet kunnen handhaven. Op basis van dit principe fotografeert de weersatelliet Meteosat dagelijks de watermantel rond de Aarde (2). De satelliet registreert de warmtestraling afkomstig uit de middelste- en bovenste lagen van de troposfeer waar waterdampmolekulen de meeste warmte absorberen. De donkere gebieden op de foto duiden op een relatief sterke warmtestraling en dus op een lage vochtigheidsgraad. Omgekeerd corresponderen de lichte gebieden met vochtige luchtlagen.

Om aan te geven hoe de toekomst eruit zal zien, verwijzen veel onderzoekers naar de zomer van 1988 in Noord-Amerika: drie maanden van brandende droogte en recordtemperaturen. In de Great Plains verdroogden de graslanden en vielen meren droog, terwijl de drinkwatervoorraden in de steden tot een zorgwekkend laag niveau slonken. Onderzoekers aan het instituut voor klimaatonderzoek in het Britse Norwich wezen erop, dat 1988 niet het eerste jaar van dit decennium was waarin ongekend hoge temperaturen voorkwamen: ook 1980, 1981, 1983, 1986 en 1987 behoren tot de warmste jaren van de eeuw.

Anderen waren op grond van wetenschappelijk onderzoek een heel andere mening toegedaan en betoogden dat, hoewel de jaren tachtig inderdaad ongekend warm waren geweest, het meteorologische heden en verleden niet onomstotelijk bewijzen dat de hogere temperaturen te wijten zijn aan een versterking van het broeikas effect door de mens. Volgens hen valt het schijnbaar abnormale weer van de laatste maatschappelingen — zoals de hittegolf in de jaren dertig of de betrekkelijk koude zomers in de jaren veertig. Het meest betreutenswaardige van dit gekkebis was, dat het punt waar de meeste klimatologen het over eens zijn, erdoor op de achtergrond raakte: de opwarming van de Aarde door de toenemende invloed van de mens op de atmosfeer is absoluut een feit. Men is het er alleen niet over eens wanneer, hoeveel en waar het klimaat zal veranderen en wat het effect daarvan zal zijn op het leven op Aarde.

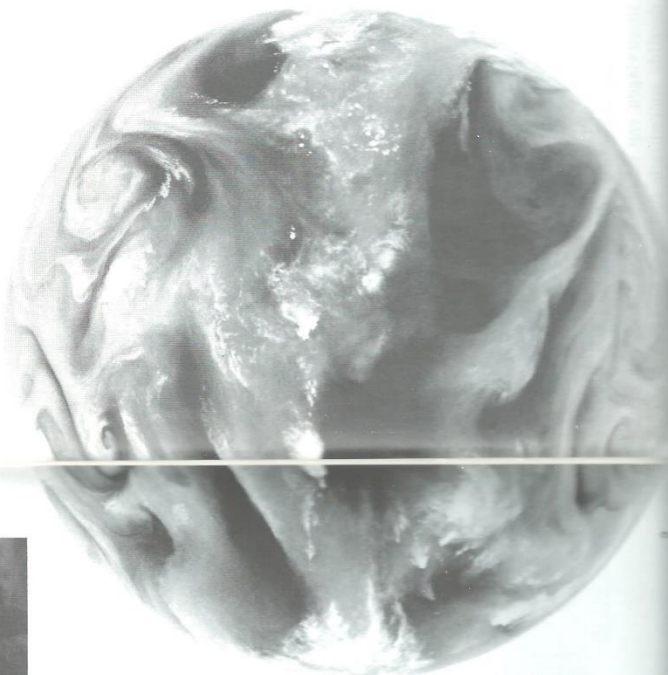
Er is maar één groot probleem bij het voorspellen van het weer in de toekomst en dat is de complexiteit van het klimaat. Zelfs in de meest doorwrochte computermodellen kan men onmogelijk rekening houden met alle elementen — oceanen, landmassa's, vegetatie, vervuulende stoffen — die het weer op een bepaald tijdstip en op een bepaalde plaats op Aarde bepalen. Bovendien is het moeilijk om alleen op grond van modellen onderscheid te maken tussen tendenzen in het wereldklimaat die het gevolg zijn van natuurlijke activiteit, en de grootschalige natuurlijke cycli, waarover weinig bekend is. Met de wiskundige vergelijkingen waarop de computermodellen gebaseerd zijn, valt onmogelijk met zekerheid te voorspellen hoe de opwarming van de Aarde,

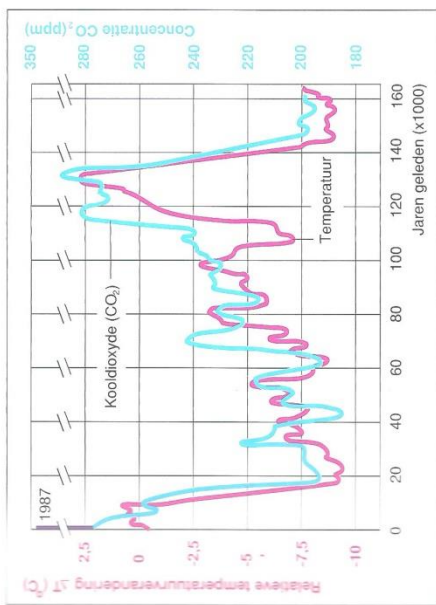
zo schreef worden beschreven dat zich daar massieve ijsskappen hebben gevormd. Tijdens de dagelijkse omwenteling van de Aarde, wordt de Zon de lucht en het water op, waardoor wind en oceanenstromingen ontstaan. Ook verdampert er voortdurend water waaruit zich wolken vormen die het land beschermen tegen al te felle zonnestraling.

Door de hoge temperatuur aan het oppervlak van de Zon (ongeveer 4000°C) wordt daar kortgolovige energie opgewekt, voor het merendeel in de vorm van zichtbaar licht en ultraviolette straling. Beide soorten straling dringen gemakkelijk door de gasvormige laag die de atmosfeer van de Aarde vormt. Wanneer deze kortgolovige straling het aardoppervlak bereikt, wordt de energie geabsorbeerd door stenen, bodem en water. Bij afkoeling daarvan komt deze energie weer vrij in de vorm van infrarode straling ofwel warmtestraling. De gassen in de atmosfeer kunnen de energie van deze straling, waarvan de golflengte veel groter is dan van het zichtbare licht, echter goed absorberen. De gassen zenden vervolgens de geabsorbeerde energie in alle richtingen uit — voor een groot deel terug naar het aardoppervlak. De atmosfeer houdt dus, net als een broeikas, de temperatuur op Aarde min of meer constant door te voorkomen dat er te veel warmte ontsnapt naar de ruimte.

In de 19de eeuw ontwikkelden onderzoekers de opvatting dat de opvallende eigenschap van de Aarde om zonnearmte vast te houden wordt bepaald door de samenstelling van haar atmosfeer. De atmosfeer bestaat echter voor driekwart uit stikstof en voor een vijfde uit zuurstof en geen van beide absorberen erg veel warmte. Later, omstreeks de eeuwwisseling, onderzocht de Zweedse chemicus en Nobelprijswinnaar Svante Arrhenius zowel de warmte-absorptie van de Aarde als de energieproductie van de Zon en hij ontdekte dat kleine hoeveelheden van twee andere gassen, koolstofdioxide en waterdamp, voldoende warmte konden vasthouden om de temperatuur van de Aarde op peil te houden.

Hij begreep dat het geheim van de atmosferische deken school in zijn moleculaire samenstelling. Atomen van verschillende gassen trillen en wervelen op een verschillend energieniveau wanneer zij worden gebombardeed door de warmtestraling die het aardoppervlak uitzendt. Zo is de hoeveelheid koolstofdioxide





3, 4 en 5. Op basis van metingen aan luchtbellen (5) in ijsmonsters afkomstig van het Russische station Vostok in Antarctica (4) zijn zowel het verloop van de temperatuur (rood) als kooldioxydegehalte (blauw) van de atmosfeer gereconstrueerd (3). Hogere CO₂-gehalten gaan gepaard met hogere temperaturen. De laatste jaren neemt de hoeveelheid CO₂ zeer sterk toe bijlens metingen op Hawaii (paars).

cijfers laten zien dat de concentratie kooldioxyde in de atmosfeer alleen al in de laatste honderd jaar met 25% is gestegen. Afgaand op de hele reeks metingen en ervan uitgaand dat de industrie over de hele wereld even snel zal blijven groeien, voorspellen de meeste chemici die zich bezighouden met de atmosfeer, dat de hoeveelheid kooldioxyde halverwege de volgende eeuw ongeveer verdubbeld zal zijn en 600 ppm zal bedragen.

Methaan en CFK's

Kooldioxyde is niet de enige vorm van luchtvervuiling die de temperatuurhuishouding van de Aarde dreigt te veranderen. Even onheilspellend is de onlangs ontdekte ophoping van methaan, een gas dat per molekuul twintig keer zoveel warmte absorbeert als kooldioxyde. Methaan komt van nature vrij in moerassen en velen tijdens de afbraak van organisch materiaal door bacteriën. Ook bacteriën in de maag van herkauwers zoals runderen en schapen, produceren methaan – tot ongeveer 200 gram per dag per dier – tijdens de vertering van cellulose.

De laatste tijd steekt de mens de natuurlijke produktie echter naar de kroon, zoals is ont-

dekt na metingen van methaanconcentraties, waar men in de tweede helft van de jaren zeventig mee begon. Uit dit onderzoek blijkt dat de atmosferische concentratie van dit gas ieder jaar met één procent toeneemt.

Gegevens uit ijsmonsters tonen bovendien aan, dat de methaanconcentratie driehonderd procent hoger is dan twee eeuwen geleden. Een deel van deze toename kan geweten worden aan het in cultuur brengen, vooral in Oost-Azië en India, van meer dan 1500000 vierkante kilometer rijstvelden, waarop dikwijls twee oogsten per jaar worden binnengehaald in gebieden waar voorheen slechts een oogst mogelijk was. Behalve uit de drassige sawa's, ontwijkt er methaan naar de atmosfeer uit de groeiende rijstplanten. Dit komt doordat methaan uit de bodem via de wortels van rijstplanten naar hun luchtkanalen diffundeert en daarlangs ontsnapt. Het fokken van grote kuddes vee (boeren over de hele wereld houden er nu zo'n 1,5 miljard stuks vee op nu) heeft ook bijgedragen aan de methaanvervuiling. Volgens recente schattingen zou de wereldproduktie aan methaan maar liefst 600 miljoen ton per jaar bedragen, genoeg om de concentratie van dat gas in de atmosfeer in de komende 100 jaar te verdubbelen. En men is



verantwoordelijk voor het verschil tussen de gloeiende temperatuur op Venus, die door een dikke laag van dit gas wordt omringd, en het bevroren oppervlak van Mars, waar vrijwel geen kooldioxyde voorkomt. Een handvol andere gassen – methaan, CFK's (chloorfluorkoolwaterstoffen), en stikstofoxyden – houden eveneens veel warmte vast en dragen dus bij aan het broeikas effect, hoewel ze, net als kooldioxyde, in minuscule hoeveelheden in de atmosfeer voorkomen.

Kooldioxyde

Arrhenius was een van de eersten die inzag dat er als gevolg van menselijke activiteit aanzienlijke hoeveelheden kooldioxyde de atmosfeer werden ingeblazen. De eerste belangrijke bron van kooldioxyde was de steenkoololie vormde. Tegenwoordig stoten op olie en benzine draaiende fabrieken, locomotieven, vrachtwagens, auto's en elektriciteitscentrales samen meer dan vijf miljard ton kooldioxyde per jaar uit. De inwoners van de geïndustrialiseerde wereld zijn verantwoordelijk voor meer dan de helft van de menselijke produktie aan kooldioxyde; minder ontwikkelde landen zoals China zijn eveneens begonnen grote hoeveelheden kooldioxyde te produceren. En behalve de uitstoot, afkomstig

uit de steden, komt er nog ongeveer een miljard ton kooldioxyde vrij in de atmosfeer door het afbranden van tropisch regenwoud dat met een snelheid van ongeveer 100000 vierkante kilometer per jaar wordt vernietigd: hout is net als kolen en gas een rijke kooldioxydebron.

De wetenschappelijke wereld hield zich niet bezig met het kooldioxyde-probleem tot dat zij geconfronteerd werd met nauwkeurige metingen van de concentratie van dit gas in de atmosfeer. In 1958 richtte de chemicus Charles D. Keeling een meetstation in op de helling van de Mauna Loa, een vulkaan op het ongeriep eiland Hawaï in de Stille Oceaan. Hier konden de gegevens niet worden beïnvloed door lokale luchtverontreiniging. In de dertig jaar waarin hij meetgegevens verzamelde, steeg de concentratie van kooldioxyde in de atmosfeer van 315 tot 348 ppm (parts per million).

Klimatologen hebben Keelings gegevens gebruikt voor extrapolaties naar het verleden en schatten op grond daarvan dat de concentratie van kooldioxyde in het pre-industriële tijdperk slechts 280 ppm bedroeg. Dat cijfer is bevestigd door onderzoek van ijsmonsters, afkomstig uit gletsjers op Groenland en Antarctica, waar oude luchtbellen, bevroren onder sneeuwlagen van duizenden jaren oud, exact dezelfde concentratie bleken te bevatten. De

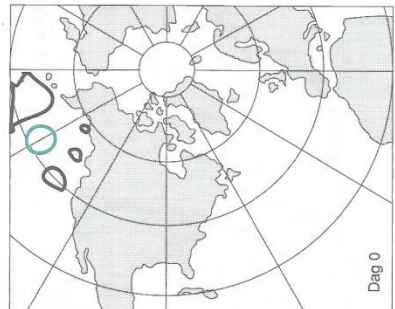
nog maar pas begonnen met uitzoeken hoeveel methaan er vrij zou komen na de eerste golf van de opwarming van de Aarde, als het organische materiaal in de arctische toendra's ontdooit en wordt afgebroken.

Als of koolstofdioxide en methaan al niet genoeg zijn om de warmtebalans van de Aarde te verstoren, heeft de mens ook nog CFK's geproduceerd, een groep verbindingen die op grote schaal wordt gebruikt in plastics, industriële processen, koelkasten en luchtverversingsinstallaties. Pas sinds kort zijn CFK's in spuitbussen verboden. Ieder CFK-molekuul kan tien- tot twintigduizend keer meer warmte absorberen dan een molekuul koolstofdioxide, en de concentratie CFK's in de atmosfeer neemt jaarlijks met elf procent toe. Over deze

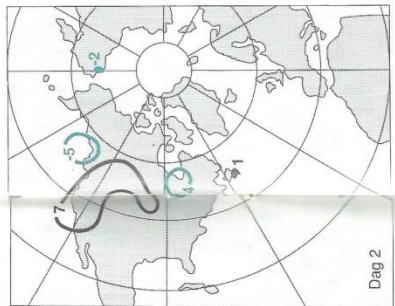
6. Koeien dragen in hun maag bacteriën die methaan produceren. Door dit brandbare biogas als energiebron aan te wenden bespaart de boer niet alleen op zijn eigen stookkosten, maar werkt hij tegelijkertijd mee de uitstoot van dit broeikasgas te verminderen.

7. De moeilijkheid om een klimaatverandering als de ruwte in te schatten blijkt wel uit het groenende verschil tussen het voorspelde en het werkelijke weer wanneer de voorspelling steelt op licht afwijkende gegevens. Als kenmerk dient de hoogte waar een luchtdruk van 300 millibar

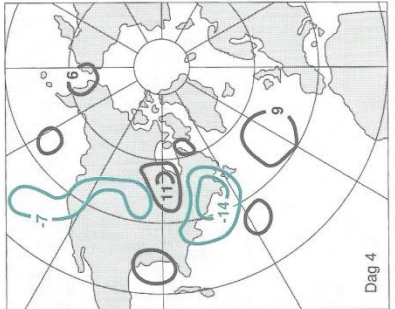
heerst. Gekleurde omraken markeren de gebieden waar de luchtdruk zich op geringere hoogten voordoet dan voorspeld, zwartte waar die luchtlaag in feite hoger ligt. De getallen geven het hoogteverschil in meters weer.



Dag 0



Dag 2



Dag 4



Dag 6

rampzalige ontwikkeling zijn de onderzoekers die het broeikas effect bestuderen, het eens, evenals over de stijgende concentraties van koolstofdioxide en methaan. De vraag is alleen, welke gevolgen het broeikas effect precies zal hebben.

Klimaatmodellen

Het klimaat op Aarde is van nature heel variabel en die wisselvalligheid kan gemakkelijk worden verward met veranderingen die het gevolg zijn van menselijke activiteit. Temperatuur, vochtigheid en alle andere facetten van het weer veranderen voortdurend als gevolg van schijnbaar verwaarloosbaar kleine verschuivingen in de baan en de schuine stand van de Aarde. Andere fluctuaties zijn het gevolg van verschillende geologische processen: grote wolken vulkanische as kunnen de Zon afschermen; door oprijzende bergketens kunnen heesende winden wegvallen en ijsmassa's kunnen zonlicht weerkaatsen, waardoor de planeet afkoelt. Zoals uit fossielen van temperatuurgevoelige micro-organismen blijkt, kunnen zulke cycli duizenden jaren, maar evengoed miljoenen jaren duren. Het blijkt buitengewoon moeilijk om onderscheid te maken tussen natuurlijke fluctuaties en door de mens veroorzaakte schommelingen.

Zelfs bij schattingen van de veranderingen in het klimaat van de laatste honderd jaar, waarvoor men een schat aan weersgege-

vens beschikt, moeten onderzoekers een behoorlijke mate van onduidelijkheid op de koop toemen, omdat deze gegevens voor het merendeel niet exact genoeg zijn om lange-termijn klimaatveranderingen te voorspellen. Voor het onderzoek naar het broeikas effect, waarbij een verandering van enkele graden per eeuw als bewijs voor een mondiale tendens wordt beschouwd, is de nauwkeurigheid van metingen van het allergevoelste belang, maar niet alle metingen zijn met wetenschappelijke precisie uitgevoerd.

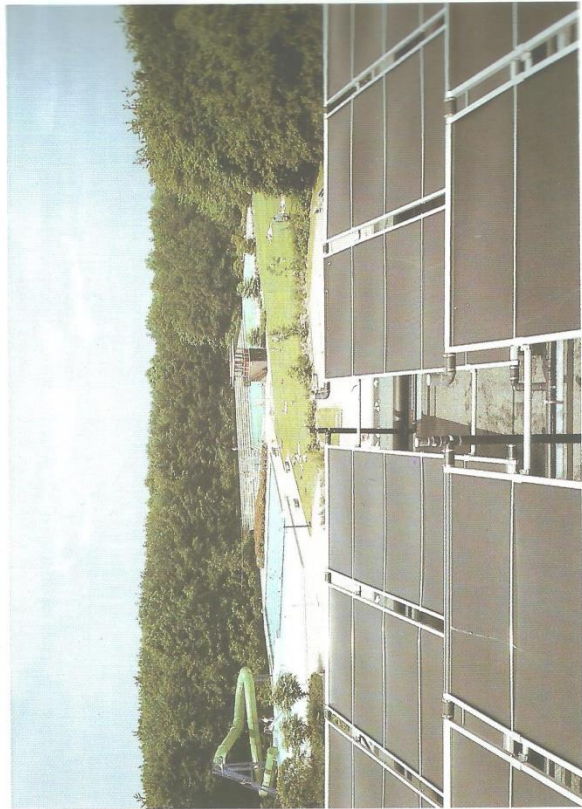
Als gevolg van het onvolledige karakter van de gegevens uit het verleden, kan men niet bepalen in hoeverre opwarming precies is toe te schrijven aan het verhoogde koolstofdioxidgehalte in de atmosfeer. In plaats daarvan hebben onderzoekers geprobeerd om het klimaat te voorspellen op grond van elementaire wetmatigheden – met computermodellen waarvan de vergelijkingen gebaseerd zijn op natuurkundige wetten die oceaen- en luchtstromingen reguleren. In tegenstelling tot weersmodellen, die van duizenden feiten afhankelijk zijn, maar alleen voor een beperkt gebied – en dan nog slechts enkele dagen vooruit – iets kunnen voorspellen, maken klimaatmodellen gebruik van een paar feiten die het klimaat bepalen (zoals de concentratie van koolstofdioxide, of de hoek van de Zon) om voorspellingen

de mondiale ontwikkelingen voor de eerstvolgende decennia te voorspellen.

Met behulp van vijf klimaatmodellen, waaronder dat van het National Centre for Atmospheric Research, heeft men geprobeerd om te voorspellen wat er zal gebeuren als, zoals men verwacht, de hoeveelheid koolstofdioxide in de atmosfeer van de Aarde tegen het jaar 2050 verdubbeld zal zijn. Volgens alle vijf de modellen zullen de temperaturen twee tot zes graden Celsius stijgen. De tendens tot opwarming zal niet overal op Aarde even groot zijn; de grootste verandering zal naar verwachting optreden op de hogere breedtegraden, waar de toegenomen warmte de bovenste lagen van de ijskap zal doen smelten. Wanneer die eenmaal begonnen te onttdoien, zou de zeespiegel

enigszins stijgen, voldoende om ervoor te zorgen dat de west-Antarctische ijskap losraakt. Als die reusachtige gletsjer verder onttdoet en het oceanwater uitzet (bij hogere temperaturen neemt de dichtheid af) zou de zeespiegel in enkele tientallen jaren zo'n 4,5 meter of meer kunnen stijgen. Belangrijke kuststeden als New York, Los Angeles, Londen, Venetië, Shanghai, Antwerpen en Rotterdam zouden tenslotte onder water kunnen verdwijnen.

De modellen laten zien dat de waterkringloop, de voortdurende verdamping en neerslag van water, waarschijnlijk bijzonder gevoelig is voor mondiale opwarming. Men verwacht dat er zeven tot vijftien procent meer sneeuw en regen zal vallen en tegelijk met de hoeveelheid neerslag ook de verdeling ervan zal verande-



ren. De grootste toename vindt waarschijnlijk in de tropen plaats, in het bijzonder boven de oceanen rond de evenaar en aan de naar de polen gekeerde kant van de huidige regenzones op gemiddelde geografische breedte. Canada en Siberië zouden ongekend warm en vochtig, het Amerikaanse midden-westen waarschijnlijk droger worden. Zelfs klimatologen die de opvattingen van de Amerikaanse natuurkundige J. Hansen over het optreden van de mondiale opwarming bestrijden, zijn het erover eens dat de zomer van 1988 op zijn minst een generale repetitie vormde. Hansen bestudeerde als medewerker van de NASA de CO₂-rijke atmosfeer van Venus en is een fanatiek aanhanger van de theorie dat de toename van koolstofdioxide in de atmosfeer een bedreiging voor de mensheid vormt.

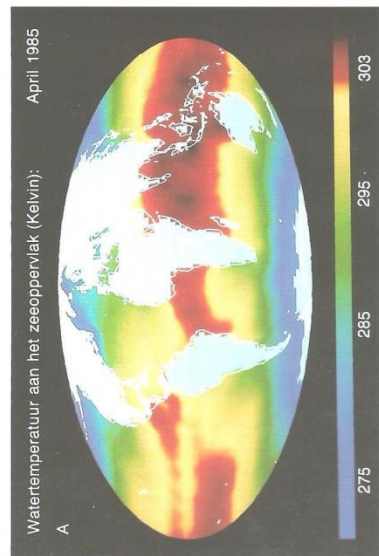
Terugg koppeling

Toch moeten we bij het beschouwen van deze dramatische scenario's voorzichtig zijn: de modellen zijn niet volledig betrouwbaar. Een probleem is dat het systeem Aarde in zijn tota-

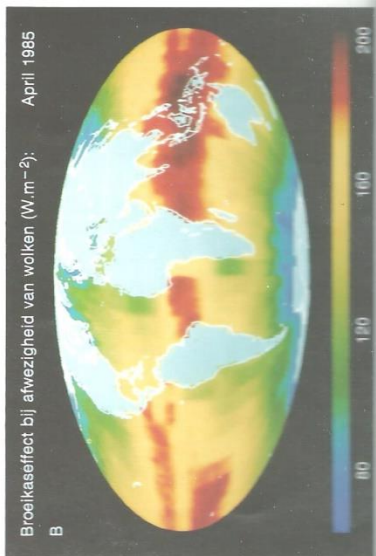
liteit te complex is om gereduceerd te worden tot een paar wiskundige vergelijkingen, hoe zorgvuldig die ook zijn opgesteld. Hoewel iedere wolk, bergketen, fabriek en luchtstro- ming het weer kan beïnvloeden, kunnen de meeste van zulke factoren niet verwerkt worden in een model en nog veel minder door een computer met een beperkt vermogen worden berekend. Elk van de ongeveer 2000 sectoren waarin klimatologen de wereld hebben verdeeld is ongeveer vijf keer zo groot als Nederland, maar wordt desondanks door een klein aantal variabelen – temperatuur, vochtigheid, atmosferische druk en dergelijke – weergegeven. De modellen weerspiegelen dus niet de werkelijke, lokale weersgesteldheid.

Het lijkt al een te zware opgave om in de modellen de vele aspecten van het huidige klimaat, die het weer in de voor ons liggende jaren kunnen beïnvloeden, te verdisconteren. Maar zelfs als dit zou lukken dan zou het nog steeds moeilijk zijn om rekening te houden met de teruggkoppelingseffecten van de klimaatveranderingen zelf, dat wil zeggen met de manier waarop afzonderlijke facetten van

8. Onderzoekers van de universiteit van Chicago slaagden erin om het broeikas effect, dat wil zeggen de warmteabsorptie door de atmosfeer, daadwerkelijk zichtbaar te maken. Uit metingen van de temperatuur aan het zeeoppervlak (a) berekendende ze de hoeveelheid uitgestraalde warmte. Door deze te vergelijken met de naar de ruimte ontsnappende langgolvlige straling die door de ERBE-satelliet is geregistreerd, konden ze het verschil en daarmee het broeikas effect bepalen (b). Dit bleek nauw samen te hangen met de oppervlaktetemperatuur. In April 1985 was het broeikas effect bij aanwezigheid van wolken boven zee gemiddeld 146,3 Wm⁻². Wolken zorgden in die maand voor een extra bijdrage van 32,1 Wm⁻².



9. De bijdrage van de uitstoot van koolstofdioxide is volgens velen noodzakelijk. Zonne-energie, zoals hier gebruikt ter verwarming van zwembadwater, vormt een alternatief voor olie en aardgas.



Achtergrondinformatie

3 Broeikasgassen in de atmosfeer

J. Kortland & B.J.B. Ormel

Het evenwichtsmodel van een Aarde met atmosfeer berust op een paar aannames. We gaan er van uit dat de zonnestraling ongehinderd door de atmosfeer gaat, en dat het niet-gereflecteerde deel volledig wordt geabsorbeerd door het aardoppervlak. Verder gaan we er van uit dat de door het aardoppervlak uitgezonden warmtestraling voor een groot deel (namelijk: 78%) wel wordt geabsorbeerd door de atmosfeer. Beide verschijnselen hebben te maken met de golflengte van de straling die wordt uitgezonden door de Zon en door de Aarde.

Emissie

Elk voorwerp met een temperatuur hoger dan 0 K zendt straling uit. De golflengte van die uitgezonden straling hangt af van de temperatuur T van de stralingsbron. Denk daarbij maar aan de kleur van het licht dat ijzer uitzendt als het steeds verder wordt verhit: eerst is het roodgloeiend, dan geeloranje en uiteindelijk witheet. Bij deze temperaturen ligt de uitgezonden straling in het zichtbare deel van het spectrum. Daarbij geldt de volgende regel: hoe hoger de temperatuur van het voorwerp is, des te kleiner is de golflengte van de uitgezonden straling. En omgekeerd: hoe lager de temperatuur van het voorwerp is, des te groter is de golflengte van de uitgezonden straling. Deze regel beperkt zich niet tot de uitgezonden straling in het zichtbare deel van het spectrum. De uitgezonden straling kan – bij hogere temperatuur – ook in het gebied met kleinere golflengtes liggen: ultravioletstraling. Of – bij lagere temperatuur – in het gebied met grotere golflengtes: infraroodstraling.

In figuur 1 is het spectrum van de uitgezonden straling van twee stralingsbronnen weer gegeven: een stralingsbron met een temperatuur van 6000 K (vergelijkbaar met de Zon) en een stralingsbron met een temperatuur van 255 K (vergelijkbaar met een Aarde zonder atmosfeer). Uit dit diagram is af te leiden dat de door de Zon uitgezonden straling voor een deel in het zichtbare gebied van het spectrum ligt, terwijl de door de Aarde uitgezonden straling volledig in het gebied van de infraroodstraling ligt. De ligging van de top van deze ‘stralingskrommen’ hangt af van de temperatuur volgens de zogenaamde *verschuivingswet van Wien*:

$$\lambda_{\max} \cdot T = k_W$$

In deze formule is λ_{\max} de golflengte (in m) waarbij de stralingsintensiteit maximaal is, en T de absolute temperatuur (in K) van de stralingsbron. De constante k_W wordt de constante van Wien genoemd: $k_W = 2,8978 \cdot 10^{-3}$ mK.

Uit figuur 1 blijkt dat het golflengtegebied waarin de Zon en de Aarde straling uitzenden duidelijk verschillend is. Dat heeft gevolgen voor de absorptie van deze straling door de atmosfeer van de Aarde.

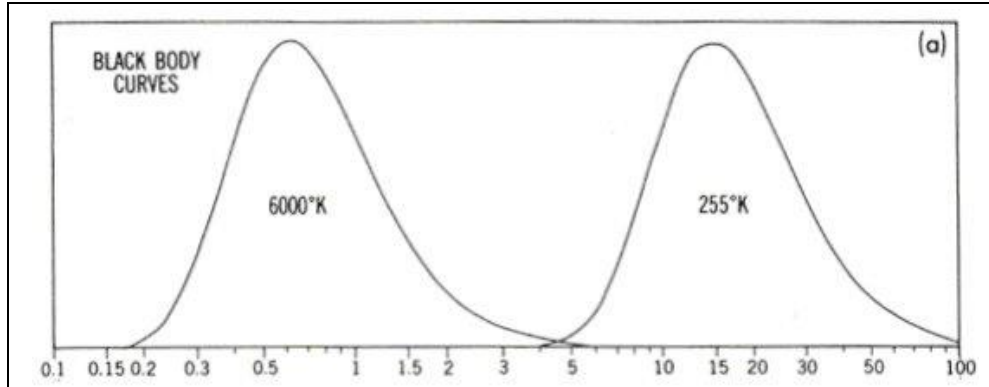
Absorptie

De moleculen en atomen van gassen in de atmosfeer absorberen alleen straling bij bepaalde golflengten. Welke golflengten dat zijn hangt af van de bouw van het molecuul of atoom, en is dus per stof verschillend. In figuur 2 is dit ‘absorptiepatroon’ voor een aantal gassen in de atmosfeer van de Aarde weergegeven. Als alle bijdragen van de verschillende gassen in de atmosfeer bij elkaar worden opgeteld, ontstaat het absorptiepatroon van figuur 3.

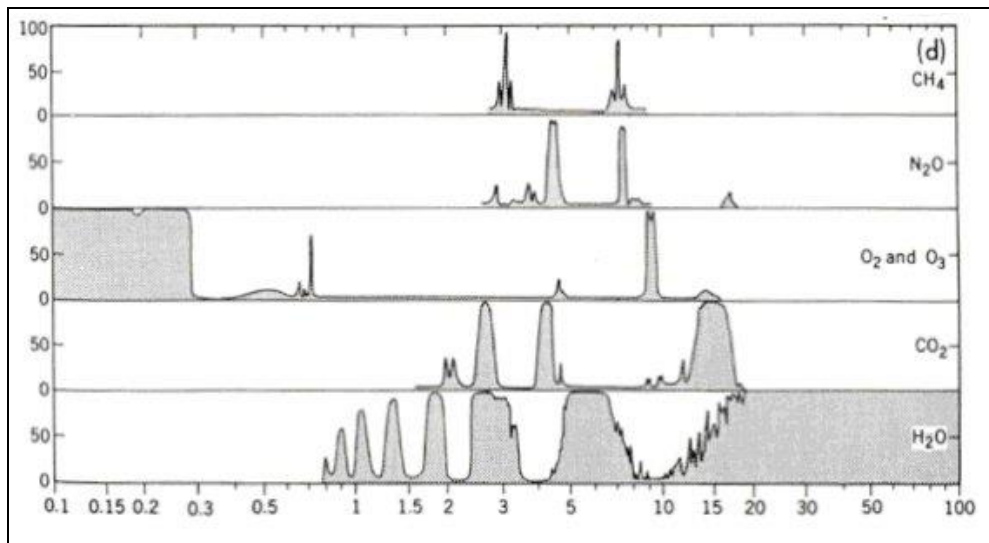
Uit een vergelijking van figuur 1 en 3 blijkt dat een groot deel van de door de Zon uitgezonden straling ligt in het golflengtegebied waarin de absorptie vrij klein is, zodat we in het evenwichtsmodel mogen aannemen dat deze straling ongehinderd door de atmosfeer gaat. De volgens figuur 1 door de Aarde uitgezonden straling ligt daarentegen in het golflengtegebied waarin de absorptie volgens figuur 3 veel groter is. In het evenwichtsmodel moeten we dan uitgaan van de absorptie van een groot deel van deze straling door de atmosfeer.

Uit figuur 2 wordt duidelijk dat water (H_2O) in de atmosfeer eigenlijk het belangrijkste broeikasgas is. Maar de hoeveelheid water in de atmosfeer wordt grotendeels bepaald door

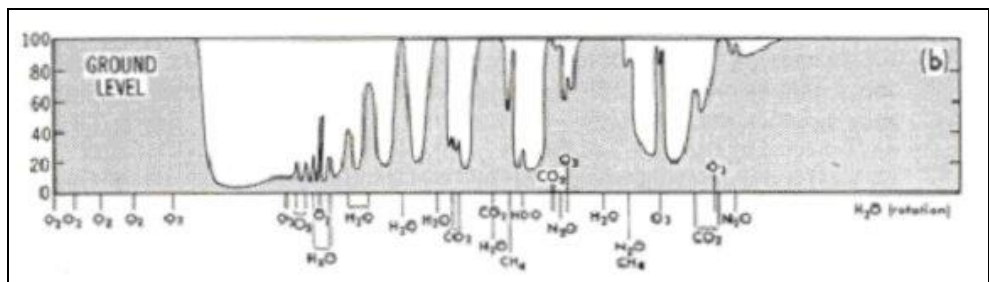
natuurlijke factoren. Daarom hebben menselijke activiteiten nauwelijks invloed op de hoeveelheid water in de atmosfeer, en blijft water vaak buiten beschouwing als er sprake is van broeikasgassen. Het belangrijkste gas dat wel direct in verband staat met menselijke activiteiten is koolstofdioxide (CO₂). Dit gas absorbeert vooral straling in het golflengtegebied van 10 tot 20 μm – juist het golflengtegebied waarin de Aarde een groot deel van zijn energie uitstraalt.



Figuur 1 – Het emissiespectrum van een stralingsbron bij een temperatuur T van 6000 en 255 K. Langs de verticale as staat de stralingsintensiteit (in %), langs de horizontale as de golflengte λ (in μm). De beide stralingskrommen hebben hun maximum duidelijk bij verschillende waarden van de golflengte. Overigens moet worden opgemerkt dat het in totaal over het hele golflengtegebied uitgestraalde vermogen (in W/m²) bij een stralingsbron met een temperatuur van 255 K veel kleiner is dan bij een stralingsbron met een temperatuur van 6000 K. Dat uitgestraalde vermogen is namelijk volgens de wet van Stefan-Boltzmann evenredig met T^4 .

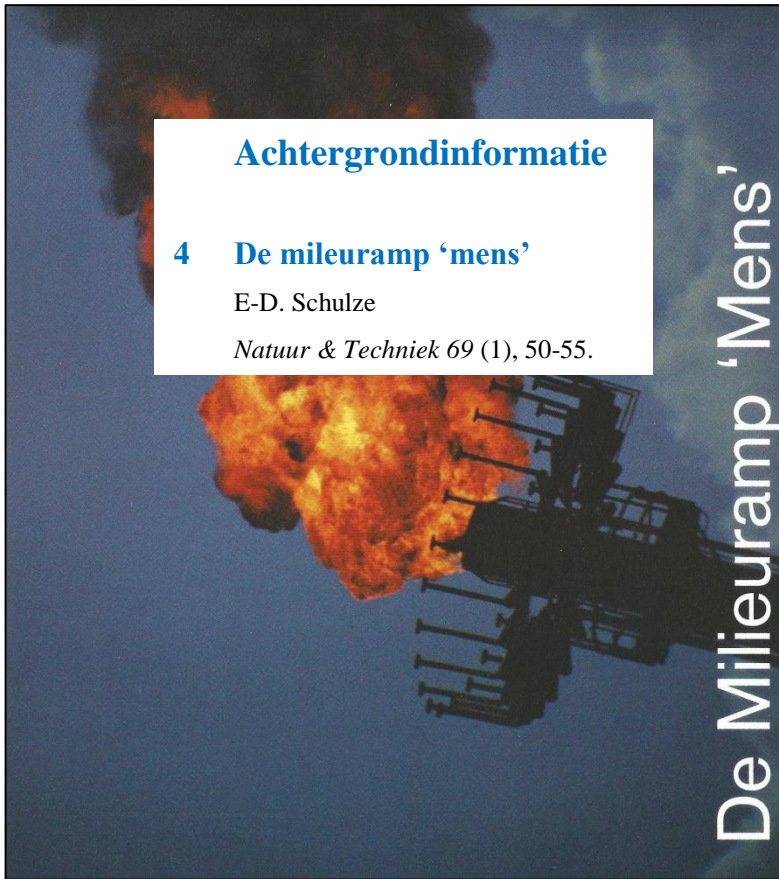


Figuur 2 – Het absorptiepatroon van methaan (CH₄), distikstofoxide (N₂O), zuurstof en ozon (O₂ en O₃), koolstofdioxide (CO₂) en water (H₂O). Langs de verticale as staat de mate van absorptie (in %), langs de horizontale as weer de golflengte λ (in μm).



Figuur 3 – Het absorptiepatroon van de atmosfeer van de Aarde. De horizontale as in dit diagram is dezelfde als in figuur 1 en 2.

Een toename van de hoeveelheid CO₂ in de atmosfeer door de uitstoot van dit gas bij de verbranding van fossiele brandstoffen (steenkool, aardolie en aardgas) zal leiden tot een toename van de absorptie van de door de Aarde uitgezonden straling. Of, met andere woorden: de absorptie-/emissiecoëfficiënt hangt af van de concentratie CO₂ in de atmosfeer. Deze absorptie-/emissiecoëfficiënt wordt voor een groot deel bepaald door het H₂O in de atmosfeer, en voor een kleiner deel door het CO₂ en de andere broeikasgassen. Daarom zal bijvoorbeeld een verdubbeling van de concentratie CO₂ in de atmosfeer slechts leiden tot een kleine toename van de absorptie-/emissiecoëfficiënt. Een toename die echter groot genoeg is om waarneembaar te zijn in de vorm van een stijging van de gemiddelde temperatuur aan het aardoppervlak.



Achtergrondinformatie

4 De mileuramp ‘mens’
 E-D. Schulze
Natuur & Techniek 69 (1), 50-55.

De Mileuramp ‘Mens’

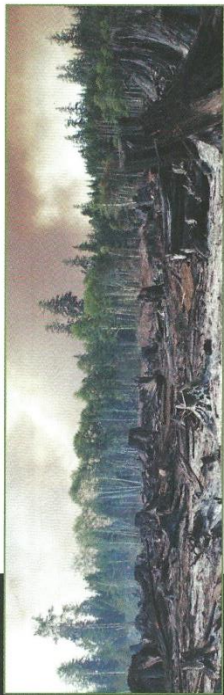
Biogeochemie brengt invloed mens op aarde in kaart

Ernst-Detlef Schulze
 Max Planck-instituut voor biogeochemie, Jena (Duitsland)

Er is geen enkele plek meer op het ijsvrije aardoppervlak, die de mens niet voor zijn eigen doeleinden gebruikt.

Land, lucht en water: de mensheid beïnvloedt ze alle drie in steeds sterkere mate. Dat heeft verstrekkende gevolgen voor het klimaat, het leven op aarde en voor de biodiversiteit. En uiteindelijk ook voor onszelf.

Prof dr Ernst-Detlef Schulze is directeur van het Max Planck-instituut voor biogeochemie te Jena. Zijn onderzoek richt zich vooral op de complexe interacties tussen de natuurlijke kringlopen in relatie tot de hedendaagse, wereldwijde milieuproblematiek.



in de atmosfeer nam door ons gebruik van fossiele brandstoffen met meer dan dertig procent toe. We gebruiken de helft van alle zoetwaterstromen. En ons industriële stikstofgebruik is inmiddels net zo groot als de wereldwijde natuurlijke stikstoffixatie.

Dit doen we met zijn allen, zonder op de hoogte te zijn van de precieze gevolgen voor klimaat of biodiversiteit. We kunnen het ons daarom niet meer veroorloven, om vanuit de wetenschap geen aandacht te besteden aan deze ingrijpende beïnvloeding door de mens op zijn leefwereld, de planeet aarde.

De biogeochemie, een nog relatief jonge wetenschapsdiscipline, probeert antwoorden te geven op vragen over onze invloed op 'het systeem aarde'. Door de interdisciplinaire aanpak, waarbij zij onder meer principes uit de biologie, scheikunde, natuurkunde, aardwetenschappen, economie en sociologie gebruikt, probeert deze wetenschap een beeld te vormen van de complexe wereldwijde processen die van belang zijn voor het aardse klimaat en haar natuurlijke kringlopen. De biogeochemie bestudeert hierbij zowel land, lucht als water op wereldschaal.

Regenweekends

En voorbeeld van de gevolgen die ons moderne leven kan veroorzaken, vinden we bij de waterkringloop. De belangrijkste schakel in deze kringloop is het reusachtige waterreservoir in de oceanen. In verhouding daarmee, en met de wateruitwisseling tussen land en oceaan, stelt de hoeveelheid waterdamp in de atmosfeer niet veel voor. Toch is de watercirculatie over het land van groot belang. De regen die dicht bij de kust op het land valt, verdampst daar af-

hankelijk van de plaatselijke vegetatie voor een groot deel weer. Dat bepaalt hoeveel regen verder in het binnenland valt. Een toegenomen landgebruik bij de kust kan zo de watercirculatie op het vasteland beïnvloeden.

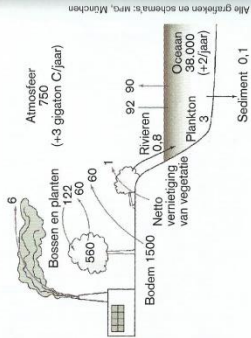
In verhouding tot de grote hoeveelheden natuurlijke waterdamp, is de menselijke bijdrage haast verwaarloosbaar klein. Niettemin beïnvloedt de mens wel degelijk de waterkringloop. Door de industriële uitstoot van aerosolen (hele fijne stofdeeltjes) vormen zich meer condensatiekernen in de atmosfeer. Als gevolg daarvan neemt de gemiddelde druppelgrootte af. Dit heeft versnakkende gevolgen voor de regenvorming.

De statistiek maakt zichtbaar hoe de industrie keer op keer het weekend laat verregenen. In het industriële, oostelijke deel van de Verenigde Staten bereiken de concentraties ozon (O₃) en koolstofdioxide (CO₂) op maandag een minimum en een hoogtepunt op woensdag. Dit proces veroorzaakt het natuurlijke neerslagpatroon. Op zaterdag, zo blijkt uit de statistiek, valt de meeste neerslag en op maandag de minste, met verregende weekenden als gevolg. Een kortere werkweek, van vier in plaats van vijf dagen, verplaatst het regenmaximum precies naar het weekend. Een verlenging van de werkweek naar zes dagen leidt volgens de statistiek tot een twintig procent hogere waarschijnlijkheid dat de zondag daadwerkelijk zonnig is.

Mount Mauna Loa

Een andere biogeochemisch proces waarop de mens een enorme invloed uitoefent is de koolstofkringloop. Ook voor deze kringloop vormt de oceaan de grootste opslagplaats. De bodem op

Koolstofkringloop
OOK voor de koolstofkringloop vormen de oceanen de belangrijkste opslagplek. De hoeveelheden zijn weergegeven in gigaton koolstof (Gt).



het vasteland is op ruime afstand het tweede koolstofreservoir. De hoeveelheid koolstof in de atmosfeer komt ongeveer overeen met de hoeveelheid koolstof opgeslagen in de biomassa van planten. De koolstofkringloop wordt gekenmerkt door zeer grootschalige opname- en afgifteprocessen, die onder natuurlijke omstandigheden ongeveer gelijk aan elkaar zijn. Door het verbruik van fossiele brandstoffen en de landbouw verstoren we het evenwicht van de koolstofkringloop, waardoor er elk jaar steeds meer koolstof vrijkomt.

Wanneer we deze koolstofuitstoot willen indammen, moeten we vooral naar de geografische uitstootverdeling kijken. De hoofdschuldigen voor de CO₂ emissie bevinden zich namelijk vooral in het oosten van de Verenigde Staten, Midden-Europa en Oost-Azië. Slechts een paar van de 189 landen in de Verenigde Naties zorgt voor het leeuwendeel van de menselijk invloed op de koolstofkringloop.

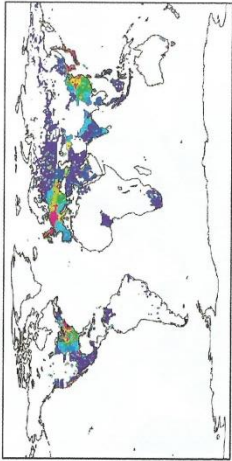
Voordat we normen kunnen stellen voor de beperking van de CO₂-uitstoot, is het belangrijk om precies te weten hoe groot de CO₂-stijging op dit moment is. Een belangrijk hulpmiddel dat de trend van de CO₂-stijging van de laatste veertig jaar aangeeft, vormt de reeks metingen die een onafhankelijk instituut op Hawaï uitvoert. Sinds 1959 registreren onderzoekers op Mount Mauna Loa de CO₂-concentraties in de atmosfeer. Omdat de Mauna-Loa-metingen over langere tijd lopen, zijn deze gegevens erg waardevol. Geowetenschappers en ecologen zijn in hoge mate afhankelijk van dit soort empirische metingen. Zelf experimenteren is op een dergelijk grote schaal namelijk niet mogelijk.

Uit de Hawaï-metingen blijkt dat de CO₂-concentratie thans jaarlijks met een half procent toeneemt. Daarnaast vonden de onderzoekers dat de CO₂-concentratie tijdens de groei van de planten in de wintermaanden een hoogtepunt bereikt en tijdens de groeiperiode van de planten in de zomermaanden een minimum. Paralleel aan de CO₂-stijging zagen de onderzoekers de zuurstofconcentratie in de atmosfeer dalen. Deze combinatie bewijst dat de toenemende CO₂-concentratie een direct gevolg is van de menselijke verbrandingsprocessen en niet van vrijkomen van CO₂ uit bijvoorbeeld oceanen.

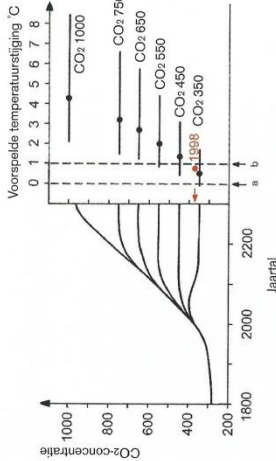
Niet al het door mensen geproduceerde CO₂ blijft in de atmosfeer achter. De koolstofkringloop neemt een gedeelte weer op. We weten echter niet hoe snel de koolstofkringloop dit door mensen geproduceerde CO₂ omzet. Martin Heimann van het Max Planck Instituut vond samen met Amerikaanse wetenschappers het antwoord op deze vraag. Op dit moment verblijft ongeveer de helft van de CO₂ uit fossiele brandstoffen in de atmosfeer, oceanen nemen ongeveer een derde deel op en planten zetten een vijfde deel om.

Het wereldverbruik van fossiele brandstoffen is bekend. Daarmee konden de onderzoekers berekenen hoeveel zuurstof nodig is voor de verbranding daarvan en hoeveel CO₂ daarbij vrijkomt. De atmosfeer bevat echter veel minder 'menselijk' CO₂ dan de berekening aangeeft. Dit verschil is toe te schrijven aan planten. Bij de fotosynthese nemen ze CO₂ op en geven ze zuurstof (O₂) af. Daarnaast lost CO₂ in water beter op dan in lucht. Daardoor wisselen oceanen aan hun oppervlakte veel CO₂ uit met de atmosfeer.

Jaarlijkse CO₂-uitstoot



Gram koolstof per vierkante meter



Scenario's

De door het IPCC gestelde veiligheidsmarge voor een wereldwijde temperatuurstijging bedraagt maximaal 1 graad Celsius. De gemiddelde temperatuurstijging van 0,75 graden Celsius in 1998 zit al gevaarlijk dicht tegen deze grens.

(ppm's), houden warmtestraling tegen. Het stralingsevenwicht is echter niet alleen van de uitgaande straling afhankelijk, maar ook van de inkomende zonnestraling. Hierop zijn vooral aerosolen (hele kleine stofdeeltjes) door hun invloed op de wolkenvorming van belang zijn. Wolken houden immers instralend zonlicht tegen. Dit effect heeft een temperende invloed op het broeikaseffect. Ook vulkaanuitbarstingen blazen veel stof in de atmosfeer, dat instralend zonlicht tegenhoudt. Na de uitbarsting van de vulkaan Pinatubo op de Filipijnen in 1991 koelde het klimaat wereldwijd af.

Na langdurig beraad met wetenschappers uit een groot aantal disciplines ontwikkelde het IPCC (Intergovernmental Panel of Climate Change, opgericht door de Verenigde Naties) in 1996

diverse scenario's die de gevolgen van de stijgende CO₂-concentratie beschrijven. Bij een kortdurende verhoging van CO₂-concentratie tot vierhonderd ppm (parts per million) met daarna een daling tot 350 ppm, loopt volgens zo'n scenario de gemiddelde wereldtemperatuur ten opzichte van de afgelopen duizend jaar met ongeveer een halve graad Celsius op.

Als veiligheidsmarge voor de temperatuurstijging nam het IPCC een maximum van één graad Celsius. Bij meer dan 450 ppm CO₂ wordt deze grens volgens de rekenmodellen overschreden. In het jaar 1998 bedroeg de CO₂-concentratie 370 ppm. De temperatuurstijging bevond zich met 0,75 graden Celsius gevaarlijk dicht bij de kritische grens. Inmiddels gaan de scenario-schrijvers zelfs af uit van een verdubbe-

Ongelijke verdeling

Geografisch gezien vindt de grootste uitstoot van koolstofdioxide plaats in het westen van de VS, Midden-Europa en het Oost-Azië.

Watertransportband

Een heleboel onzekerheden plagen dergelijke modelmatige toekomstscenario's. Niet alleen de luchtstromen, maar ook de waterstromen in de oceanen. Van groot belang voor Europa is de oceanische transportband (Engels: conveyorbelt), de verzameling golfstromen die de verschillende wereldoceanen met elkaar verbindt. Hierbij stroomt warm water in de Atlantische Oceaan als oppervlaktige golfstroom van het zuiden naar het noorden. Verdamping en de toestroom van zoutrijk water uit de Middellandse Zee maken deze waterstroom steeds

Meer wetenschapsnieuws op www.natuurtech.nl

Het overtreft de hoogste waarden van de laatste duizend jaar

zouter. Hierdoor bevriest dit water niet wanneer het in contact komt met het koude poolwater voor Groenland. Het zoutrijke water koelt slechts af, wordt zwaarder, zinkt naar de diepte van de Noord-Atlantische Oceaan en stroomt als diepe, koude, zoutrijke onderstroom weer zuidwaarts.

Deze oceanisch transportband is van levensbelang voor Europa. De warmte die vrijkomt bij het afkoelen en het zinken van de oppervlaktestroom, zorgt voor het milde gematigde klimaat in ons werelddeel. Het feit dat er graanbouw mogelijk is in Scandinavië, op dezelfde geografische breedtegraad als het eeuwige ijs van Groenland, hebben we te danken aan deze oceanstroming.

Het zoutgehalte van het water bepaalt deze oceanstroming in sterke mate. Zoutarm water zinkt niet naar de diepte

Zoutarm water zinkt niet naar de diepte van de Noord-Atlantische Oceaan. Daardoor zou minder warmte vrijkomen en zou Europa afkoelen. Dit gebeurde na de laatste grote ijstijd, toen de grote binnenzee van Noord-Amerika, die door afsmeltend ijs was gevormd, in de Noord-Atlantische Oceaan stroomde. Het zoutgehalte van de oceaan daalde en in Europa heerste daarop de jongere Dryas-ijstijd. Als het ijs van de poolkappen nu gaat smelten of de wateraanvoer uit Siberie stopt, heeft dat hetzelfde effect. Zelfs door een vermindering van de golfstroom kan Europa al afkoelen. Omdat het koelere water minder CO₂ kan bevatten, komen dan bovendien enorme hoeveelheden tot dan toe in het oceaanwater opgeslagen antropogeen CO₂ vrij. Dat veroorzaakt vervolgens weer meer warming.

En ander belangrijk wereldwijd weersbepalend fenomeen is de oceanstroming 'El Niño'. Mens in de zoveel

tijd ontstaat er een sterke opwarming van het oppervlaktewater in het oostelijke deel van Stille Oceaan. Dat blokkeert de regelmatige golfstrooming van oost naar west. De afgelopen keren dat dit gebeurd, had dat een enorme uitwerking op het weerbeeld. In Zuid-Amerika viel catastrofaal veel regen; in Australië en een deel van Indonesië ontstond een enorme droogte. Zelfs de oogst in Zuid-Afrika mislukte erdoor.

Misooogsten

Deze opwarming van de Stille Oceaan zorgt voor een verandering van de neerslagverdeling en een grote hoeveelheid extra vrijkomend CO₂ op de omliggende continenten. De gevolgen van deze gebeurtenissen in de Stille Oceaan merken we zelfs in Europa, al is het een jaar later.

Lange tijd ontmoette de IPCC-stelling, dat de mensheid een wereldwijde temperatuurstijging kan veroorzaken, veel scepsis. De wisselwerkingen tussen oceanen en de weersbepalende oerregelmogelijkheden in de oceanenstromingen zijn dermate ingewikkeld, dat velen twijfelden aan het voorgestelde verband. In 1998 week de gemiddelde temperatuur duidelijk af van de trend van de laatste duizend jaar. De temperatuurstijging van 0,75 graden Celsius overtreft zelfs de hoogste waarden van de laatste duizend jaar.

Tijdens de afgelopen duizend jaar daalde de gemiddelde wereldtemperatuur lichtjes maar aanhoudend. De vraag is of mensen deze zwakke trend en de geringe natuurlijke schommelingen überhaupt kunnen waarmaken. Er zijn echter genoeg historische gebeurtenissen die met temperatuurminima

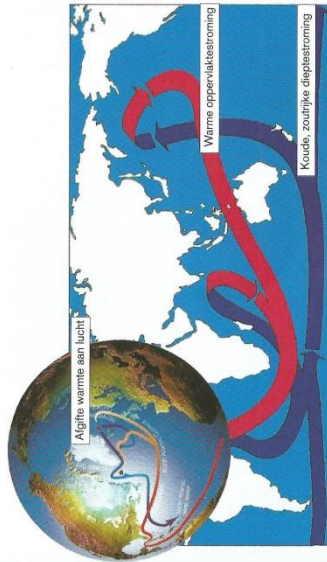
overeen komen. Zo begon rond 1200 de laatste grote ontginningsperiode in Europa. In de tweede helft van de 19e eeuw vonden na rampzalige misoogsten de grote volksovertuizingen van Europa naar Amerika plaats. Na de uitbarsting van de vulkaan Krakatau in 1883 volgde het temperatuurminimum van die eeuwwisseling. Steeds opnieuw bereidde de mens zijn leefruimte uit, nadat de temperatuur daalde.

Risicoanalyse

In 1996 concludeerde het IPCC dat er sprake is van "een onmiskenbare invloed van de mensheid op het wereldwijde klimaat". Daarom moeten we met behulp van de biogeochemie de veranderingen in de natuurlijke kringlopen en het klimaat in kaart brengen om tot een wetenschappelijk verantwoorde risicoanalyse te komen.

Wanneer we de diverse risico's uitzetten op schaal van waarschijnlijkheid van optreden en mate van schadelijkheid, dan ontstaan er verschillende risicocusters. In de eerste plaats is er de groep van alledaagse risico's, waarmee we als mensheid moeten leren leven, zoals vuilnisbelten. Daarna komen we bij een groep van risico's die bijzondere aandacht vergen, maar die we technisch wel kunnen beheersen, zoals de opslag van gevaarlijke afvalstoffen. Tot slot bestaat er een groep van onacceptabele risico's, die we onder alle omstandigheden moeten vermijden. Een voorbeeld hiervan is het verstoren van de watercultuur in de oceanen, door een verandering in temperatuur of zoutgehalte.

Modelberekeningen tonen overduidelijk aan dat bij een verdergaande wereldwijde opwarming de golfstroom zal afzakken.

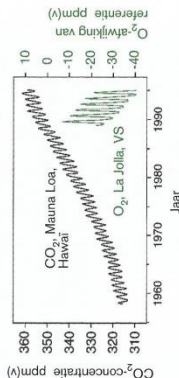
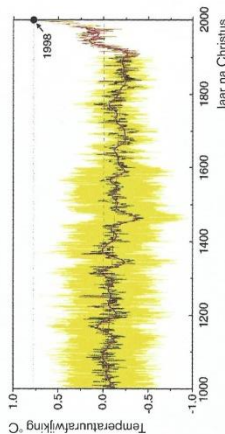


Transportband

Zonder de oceanische transportband zou het klimaat in Noord-Europa een stuk kouder zijn. Wanneer de mens deze transportbandfunctie verstoort, zou dezelfde situatie kunnen ontstaan die de Dryas-ijstijd in Europa veroorzaakte.

Trendbreuk

In 1998 bereikte de gemiddelde wereldtemperatuur de hoogste waarde in de afgelopen duizend jaar. Deze temperatuurstijging is een duidelijke afwijking van de licht dalende trend.



Hawaiï-metingen

Sinds 1959 meten onderzoekers op Mount Mauna Loa op Hawaiï de stijging van de koolstofdioxideconcentratie in de atmosfeer. Volgens metingen in het Amerikaanse La Jolla neemt tegelijkertijd de zuurstofconcentratie af. Dit vormt het bewijs dat de mens de CO₂-stijging veroorzaakt.

Langs de vangaal van deze grote risico's bevindt zich een hele rij risicante situaties, zoals bijvoorbeeld de sluimende klimaatverandering, het toenemende broeikas effect en de afname van de biodiversiteit. We kunnen nog abnormaal niet inschatten vanaf welk punt deze effecten ons onthelppen en op geen enkele wijze meer beheersbaar zijn.

Ook al zijn we als mensen technisch in staat om zelf bij veel hogere of lagere temperaturen te overleven, dat wil niet zeggen dat de organismen om ons heen, waarvan wij uiteindelijk afhankelijk zijn, dat ook kunnen. Een milieubevaste vorming van onze ingenieurs zou een mooi begin van een verantwoorde omgang met onze natuurlijke omgeving zijn. We staan op de drempel van een nieuwe tijd waarin de mens actief gestalte geeft aan de wereldwijde natuurlijke kringlopen. Daarom moeten we teruggevoerd ontwikkelen die zorgt voor een verantwoorde omgang met onze wereldwijde gemeenschapsovereenkomsten. Ook al zijn we als mensen technisch in staat om zelf bij veel hogere of lagere temperaturen te overleven, dat wil niet zeggen dat de organismen om ons heen, waarvan wij uiteindelijk afhankelijk zijn, dat ook kunnen. Een milieubevaste vorming van onze ingenieurs zou een mooi

Informatie

Literatuur

Regel: klimaat het CO₂-gehalte?, *Natuur & Techniek* 88, 3 (2000).

Paul J. Cruzen en Thomas E. Graedel. *Weer en klimaat - Atmosfeer in verandering*. Beek: *Natuur & Techniek*. Wetenschappelijke bibliotheek deel 44, 1995.

Internet

De gevolgen van de klimaatveranderingen www.klimaatrapportage.nl/
 MPI voor biogeochemie www.bgc-jena.mpg.de
 Intergovernmental Panel on Climate Change www.ipcc.ch

