

Computerondersteund modelleren

**Voorspellen is moeilijk,
vooral de toekomst**



Universiteit Utrecht
Centrum voor Didactiek van Wiskunde en Natuurwetenschappen

Inhoud

1	Oriëntatie	3
2	De kern	7
3	Betrouwbaar de toekomst voorspellen	10
4	Specialisatie	13
5	Afsluiting	18

WERKBOEK

1	Begin simpel!	23
2	Noodzakelijke uitbreiding	35
3	Terugvoorspellen	42
4	Toekomstscenario's	46
5	Modeluitbreiding: CO ₂ -opslag	48
6	Modeluitbreiding: sneeuw	58
7	Modeluitbreiding: wolken	69
8	Totaalmodel	80

Gebruikte symbolen	83
---------------------------------	----

Achtergrondartikelen

1	Metingen van de temperatuur in de grond	87
2	Broeikasgassen in de atmosfeer	92

Meer onderwijs over modelleren op: <http://www.cdbeta.uu.nl/model>

Centrum voor Didactiek van Wiskunde en Natuurwetenschappen
Universiteit Utrecht
Postbus 80.000
3508 TA Utrecht

Computerondersteund modelleren, voorspellen is moeilijk

Koos Kortland, Bart Ormel en Elwin Savelsbergh

© 2005 Centrum voor Didactiek van Wiskunde en Natuurwetenschappen, 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.

Powersim en *Powersim Constructor* zijn geregistreerde handelsmerken van Powersim. Constructor Lite versie 2.51 mag kosteloos verspreid worden t.b.v. niet-commercieel schoolgebruik. Powersim levert echter geen technische ondersteuning bij deze versie van de software.

1 Oriëntatie

Op de planeet Aarde heerst een gemiddelde temperatuur van zo'n 14 °C. Als het veel kouder of warmer was, dan zou het leven zoals wij dat kennen onmogelijk zijn. De temperatuur wordt voor een groot deel bepaald door de zon die zorgt voor een constante energiestroom vanuit de ruimte. Maar ook de atmosfeer van de Aarde is van belang: zonder atmosfeer zou de gemiddelde temperatuur op Aarde ongeveer -19 °C zijn. Deze opwarmende invloed van de atmosfeer wordt het *broeikaseneffect* genoemd. Het is dus dit (gewenste) broeikaseneffect dat voor die temperatuur van zo'n 14 °C zorgt, en daarmee voor een leefbaar klimaat op Aarde.



Figuur 1. Op 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 perioden geweest met een veel lagere temperatuur: de ijstijden. Tijdens de laatste ijstijd, die duurde tot zo'n tien- tot twintigduizend jaar geleden, lag de temperatuur bijna 10 °C lager dan nu. Voorafgaand aan die ijstijd was de temperatuur juist een tijd lang zo'n 2,5 °C hoger dan het huidige gemiddelde. Er bestaan dus duidelijk natuurlijke schommelingen in het klimaat.

In de tweede helft van de vorige eeuw is geleidelijk aan duidelijk geworden dat ook menselijke activiteiten het klimaat wereldwijd kunnen beïnvloeden. Eén zo'n gevolg is een *versterking* van het broeikaseneffect in de atmosfeer en daarmee 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 broeikas-theorie'. Zo'n 40 jaar geleden dacht men echter dat er door menselijke invloeden juist een nieuwe ijstijd zou ontstaan. Het goed voorspellen van de toekomst is een moeilijke klus!

Klimaatwetenschap – De vraag naar de oorzaken van klimaatschommelingen en de invloed van menselijke activiteiten op het klimaat is het werkterrein van de *klimaatwetenschap*. Het klimaat op Aarde is een complex systeem waarin allerlei factoren een rol spelen, zoals de activiteit van de zon, vulkanische activiteit op Aarde, broeikasgassen in de atmosfeer, sneeuw en ijs op gletsjers en poolkappen, de bewolkinggraad, en de samenstelling van de vegetatie. Factoren die elkaar bovendien ook onderling beïnvloeden. En dan heb je nog warmtetransport tussen verschillende gebieden door lucht- en oceaanstromingen, en regionale verschillen.

Klimaatwetenschappers proberen dit complexe systeem te begrijpen, om zo de toekomst van het klimaat te kunnen voorspellen. Een voorspelling die onmisbaar is om te kunnen beslissen of er eventueel maatregelen moeten worden genomen, en zo ja welke dat dan zijn.

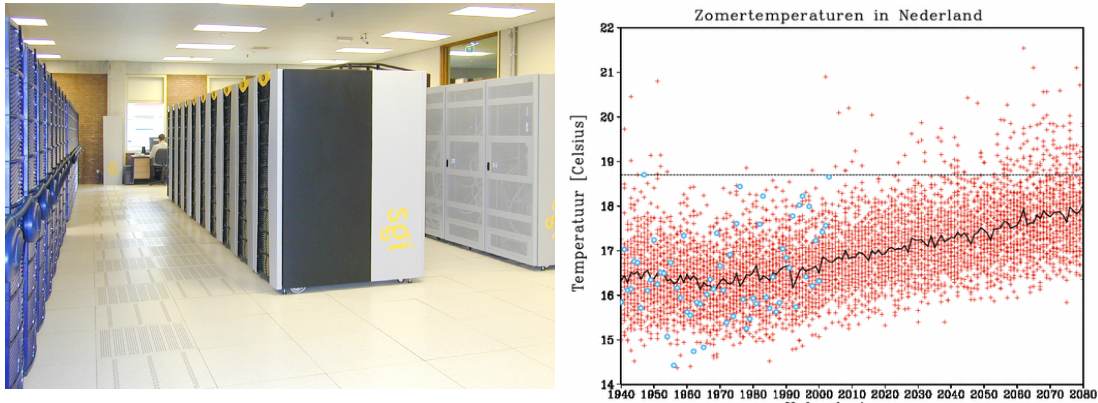


Figuur 2. Toename van de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer kan leiden tot onbekende klimaatverandering. De film “The Day after Tomorrow” haakt hier op in, en voorspelt een ijskap op het gehele noordelijke halfrond (links). De hitte in de zomer van 2003 leidde er in Nederland toe dat deze woonboot op een drooggevallen Waalbedding kwam te liggen (rechts). Leidt klimaatverandering tot een nieuwe ijstijd of tot tropenjaren?

De computer – Vanwege de complexiteit van het klimaatsysteem op Aarde is het voorspellen van klimaatveranderingen alleen mogelijk met behulp van computermodellen. Die computermodellen zijn gebaseerd op de kennis van de wetenschappers over hoe het klimaat in elkaar zit. Om een geavanceerd klimaatmodel door te rekenen hebben zelfs de grootste computers meerdere weken tot maanden nodig. In het video-fragment aan de start kon je zien dat de onderzoekers van het KNMI heel trots waren op het antwoord dat ‘hun’ computer kon uitspugen.

Onzekerheid – Toch zijn de uitkomsten niet eenduidig. De gemiddelde temperatuur op Aarde zal tegen 2100 tussen de 1,4 en 5,8 °C gestegen zijn – dat is de belangrijkste conclusie uit een studie van het IPCC (het *Intergovernmental Panel on Climate Change*). Deze studie, waaraan honderden klimaatonderzoekers hebben meegewerkt, baseert zich op verschillende klimaatmodellen van een tiental onderzoeksgroepen, en op verschillende toekomstscenario’s voor de emissie van broeikasgassen. Vandaar de grote variatie in resultaten. Maar er zijn in het debat over klimaatverandering ook ‘broeikasceptici’ die de gemeten 0,6 °C temperatuurstijging sinds 1860 toeschrijven aan natuurlijke oorzaken, zoals de activiteit van de zon.

Al deze klimaatvoorspellingen zijn gebaseerd op klimaatkennis en de uitkomsten van het rekenwerk met computermodellen. Kennelijk is er 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 wereldwijde afspraken over beperking van de uitstoot van broeikasgassen in het Kyoto-protocol van 1997. Volgens dit protocol moet in 2012 de uitstoot van broeikasgassen in onder andere Nederland 5,2 % onder het niveau van 1990 liggen. Maar over de noodzaak van dit protocol hebben andere landen, op z’n zachtst gezegd, een afwijkende mening. En dat heeft, naast economische belangen, te maken met vragen over de betrouwbaarheid van klimaatvoorspellingen, en dus de betrouwbaarheid van klimaatmodellen.



Figuur 3. De supercomputer Teras in Amsterdam (links). Op deze computer hebben onderzoekers van het KNMI berekend hoe het klimaat in Nederland de komende 80 jaar zal veranderen. De computer heeft 62 keer de ontwikkelingen voor deze 80 jaar berekend, in steeds iets andere omstandigheden. Er is een grote spreiding van uitkomsten (rechts: de berekende temperatuur in de 62 varianten). De zwarte lijn geeft het gemiddelde van de voorspellingen weer. Behalve dat de gemiddelde temperatuur stijgt, zie je ook meer uitschieters: meer extreem hete zomers.

1 Voorspellingen over het toekomstige klimaat worden gedaan op grond van computerberekeningen.

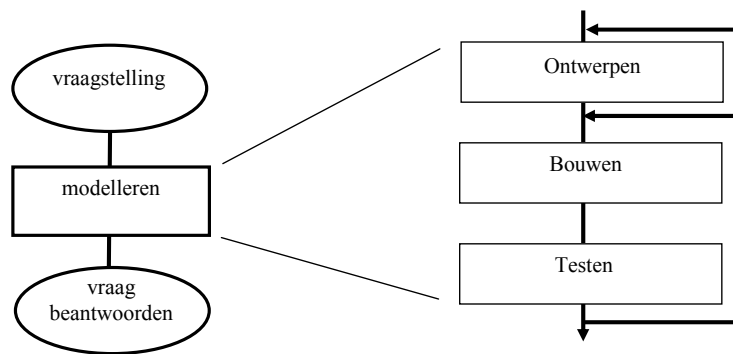
a Leg zo nauwkeurig mogelijk uit hoe zo'n computermodel volgens jou werkt.

b Wat maakt zo'n model meer of minder betrouwbaar?

Leerdoel – In deze module gaat het om de vraag hoe klimaatwetenschappers te werk gaan bij het ontwerpen en testen van klimaatmodellen en bij het voorspellen van klimaatveranderingen. Het *leerdoel* voor deze module over klimaatmodellen is dan ook:

Hoe gaat het ontwikkelen van een (computer)model 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?

Vraagstelling – ‘Het klimaat’ is een verzamelnaam voor allerlei eigenschappen: allereerst natuurlijk de gemiddelde temperatuur, maar ook de jaarlijkse hoeveelheid



Figuur 4. Het modelleren gebeurt aan de hand van een ontwikkelcyclus.

neerslag, de gemiddelde windsterkte, de verdeling van de neerslag over het jaar, enzovoorts. In deze module kiezen we daaruit één variabele: de temperatuur. Voor deze variabele stellen we dezelfde vraag die ook klimaatwetenschappers drijft:

Wat wordt de temperatuur op Aarde?

Om deze vraag te beantwoorden, ontwikkel je zelf een computermodel van de temperatuur op Aarde. Je maakt een analyse, waarin je onder andere bepaalt welke natuurkunde je nodig hebt. Vervolgens stel je de formules op, zodat je er mee kunt rekenen. Voorspellingen die het model doet, moet je vergelijken met je verwachtingen, randvoorwaarden en/of meetresultaten. Ook ontwerpfouten moeten eruit. We onderscheiden in het ontwikkelen van een computermodel daarom drie stappen: *ontwerpen*, *bouwen* en *testen*. We noemen deze drie stappen samen de *ontwikkelcyclus* (Figuur 4).

Bij een heel simpel probleem kun je het gewenste model misschien in één keer opstellen, maar voor ingewikkelde problemen is het nodig zo'n cyclus meerdere malen te doorlopen. In de eerste cyclus begin je dan met een relatief eenvoudig model, dat je in volgende cycli verbetert en uitbreidt totdat het goed genoeg is om een betrouwbaar antwoord te geven op de vraag die je gesteld had.

2 De kern

De temperatuur op Aarde hangt van een groot aantal factoren af. In de les ben je er een aantal tegengekomen. De temperatuur beïnvloedt op haar beurt weer een heleboel processen, waarvan sommige vervolgens weer de temperatuur beïnvloeden. Om deze kluwen van relaties te ontwarren, maken we eerst een model dat ons zo eenvoudig mogelijk moet vertellen hoe we aan onze temperatuur op Aarde komen.

De Aarde warmt op door straling van de zon en de Aarde koelt af doordat er warmte-straling naar het heelal verdwijnt. Deze twee samen leiden tot een bepaalde temperatuur op Aarde. Als de temperatuur op Aarde verandert, komt dat altijd doordat de in-straling of de uitstraling verandert (of allebei). Om de effecten van een veranderde in- of uitstraling op de temperatuur te kunnen berekenen, moet je eerst een goed model hebben van dit fysische kernproces.

We gaan een model bouwen dat de temperatuur op Aarde voorspelt op basis van in- en uitstraling. Hoe kun je nu weten of dit model goed genoeg is? Allereerst moet je natuurlijk zorgen dat je juiste formules in het model stopt. Vervolgens test je of voorspellingen uit het model kloppen met wat we weten over de werkelijkheid:

- Op Aarde anno nu bedraagt de temperatuur gemiddeld 14,5 °C.
- Na een kleine verstoring zal de temperatuur redelijk snel terugkeren naar de gemiddelde temperatuur:
 - Een tijdelijke opwarming van het aardoppervlak, bijvoorbeeld door een vulkaanuitbarsting, leidt niet tot een blijvend hogere temperatuur.
 - Als het aardoppervlak tijdelijk afkoelt, bijvoorbeeld door een zonsverduistering, dan leidt dat niet tot blijvend lagere temperatuur.

Het kernmodel moet dus zowel de juiste *waarde* voor de temperatuur als het juiste *gedrag* laten zien.

Vraagstelling:

Met welk eenvoudig kwantitatief fysisch klimaatmodel kunnen we de temperatuur aan het aardoppervlak voorspellen?

2 Begin simpel! - Ga naar paragraaf 1 in het werkboek. Stel daar met behulp van de opdrachten formules op voor het op het aardoppervlak invallend en het door het aardoppervlak geabsorbeerd en uitgestraald vermogen. Maak met behulp van de opdrachten een eerste kwantitatief klimaatmodel van een Aarde zonder atmosfeer, waarin rekening wordt gehouden met de opname (absorptie), reflectie en uitstraling (emissie) van stralingsenergie door het aardoppervlak. Bereken met dat model de evenwichtstemperatuur aan het aardoppervlak. Beantwoord daarna de volgende vragen, en geef bij elke vraag een toelichting:

a Doet het model wat je ervan verwacht/mag verwachten?

b Is het model goed genoeg?

c Voor welke situaties is het model een goede weergave van de werkelijkheid?

d Wat moet de volgende stap worden?

De temperatuur die je gevonden hebt in het eerste model is aan de lage kant. Uit de inleiding weet je dat het (natuurlijke) broeikaseffect een opwarmende werking heeft. Het lijkt daarom een logische verbetering om het effect van een atmosfeer met broeikasgassen toe te voegen aan het model.

3 Noodzakelijke uitbreiding – Ga naar paragraaf **2** in het werkboek. Maak daar met behulp van de opdrachten een uitbreiding van het eerste model door er een atmosfeer aan toe te voegen. Bereken met dat nieuwe model de temperatuur, zowel aan het aardoppervlak als in de atmosfeer. Beantwoord daarna de volgende vragen, en geef bij elke vraag een toelichting:

a Doet het model wat je ervan verwacht/mag verwachten?

b Is het model goed genoeg?

c Vind je dat dit model een bruikbare weergave van de werkelijkheid van de aarde is?

d Wat moet de volgende stap worden?

4 Terugblik – Het ontwikkelen van een klimaatmodel is een proces: een modelleerproces. In dat modelleerproces volg je een bepaalde *procedure*: een logische opeenvolging van een aantal stappen. Welke stappen van die procedure heb je tot nu toe doorlopen? Geef die stappen een naam. Geef voor elke stap een korte beschrijving van het doel en de inhoud: waarom zet je die stap, en wat doe je daarbij?



Samengevat – De temperatuur is sterk afhankelijk van het *albedo* α van het aardoppervlak en de *absorptiecoëfficiënt* ϵ van de atmosfeer.

Het verschil tussen de modellen van opdracht 1 en 2 is de atmosfeer die van de Aarde een broeikas maakt. Het toevoegen van een atmosfeer aan het eerste model levert een temperatuur van 287 K (of +14 °C) aan het aardoppervlak. Dit komt redelijk overeen met de waarneming. We kunnen dus concluderen dat het model de gemiddelde temperatuur anno nu voorspelt.

3 Betrouwbaar de toekomst voorspellen

We hebben een model waarmee we de huidige temperatuur goed kunnen voorspellen, maar we willen het kunnen gebruiken om de toekomst te voorspellen. Dit roept de vraag op: hoe kun je dan weten of het model goed genoeg is? In de vorige paragraaf testten we of het model onder de *huidige* omstandigheden de temperatuur goed voorspelt. Nu willen we weten of het model ook onder *veranderende* omstandigheden de temperatuur goed voorspelt: namelijk die veranderingen die plaatshebben op Aarde.

We zullen dit onderzoeken aan de hand van de voorspellingen die het model doet wanneer je dit model ‘voedt’ met het (gegeven) verloop van de CO₂-concentratie van de afgelopen 200 jaar. Uit metingen blijkt dat de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer de afgelopen 200 jaar fors is gestegen. Dit heeft tot gevolg dat de absorptiecoëfficiënt ε ook gestegen is. We moeten het model dus zo uitbreiden dat dit het effect van een stijgende CO₂-concentratie kan verwerken.

Vraagstelling:

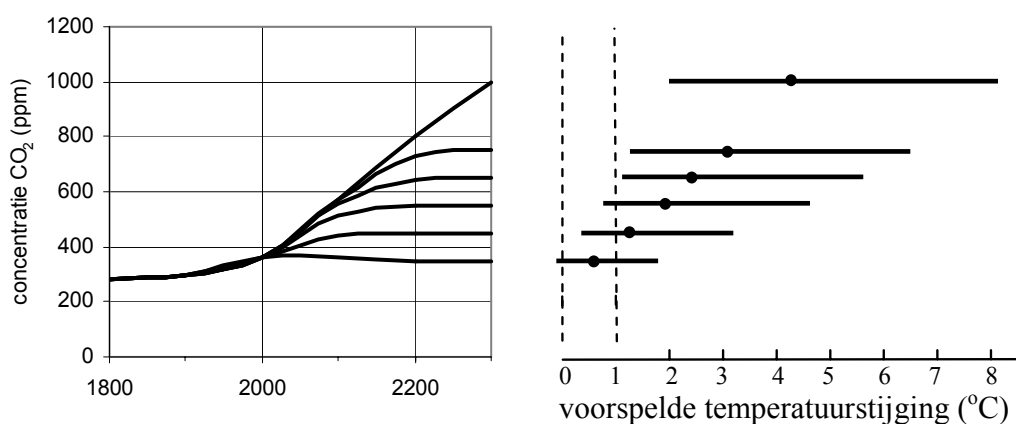
Voorspelt het model het juiste temperatuurverloop wanneer de CO₂-concentratie in de atmosfeer verandert zoals de afgelopen twee eeuwen het geval is geweest?

5 Terugvoorspellen – Ga naar paragraaf 3 in het werkboek. Daar bouw je 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. Beantwoord daarna de volgende vragen:

a Hoe zeker ben je van de relatie tussen ε en de CO₂-concentratie?

b Wat is je conclusie over de betrouwbaarheid van je model?

c 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?



Figuur 5. Het resultaat van een scenariostudie door het IPCC met verschillende klimaatmodellen. De studie levert een voorspelde gemiddelde temperatuurstijging in het jaar 2300 (de punten) met de bijbehorende onzekerheid (de lijnen), bij verschillende scenario's voor de stijging van de CO₂-concentratie in de atmosfeer over de periode 2000-2300. Het IPCC gaat er van uit dat een wereldwijde stijging van meer dan 1 °C dramatische gevolgen kan hebben.

Nu je het model op z'n betrouwbaarheid getoetst hebt, kun je het gebruiken om voorspellingen te doen over de toekomst.

Vraagstelling:

Welk temperatuurverloop voorspelt het model voor de toekomst, in verschillende scenario's?

6 Toekomstscenario's – Ga naar paragraaf 4 in het werkboek. 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. Beantwoord dan de volgende vragen met behulp van Figuur 5.

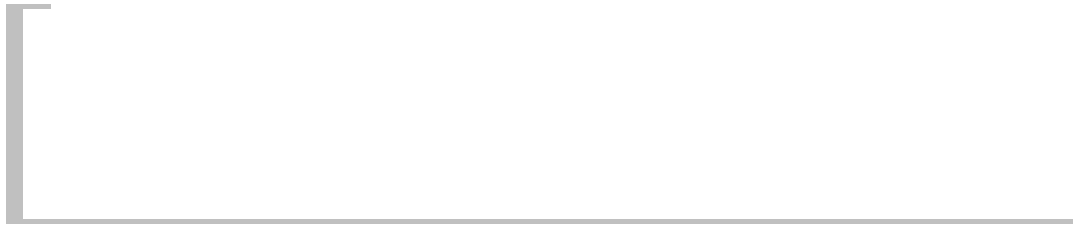
a Valt jouw voorspelling binnen de spreiding van uitkomsten in Figuur 5?

b Welke CO₂-concentratie zou in jouw model nog toelaatbaar zijn, volgens de norm die het IPCC aan de temperatuurstijging stelt?

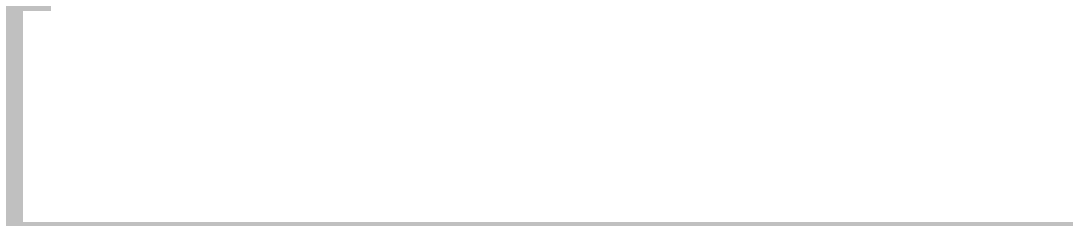
7 De algemene vraagstelling luidt: wat wordt de temperatuur op Aarde?

a In hoeverre kun je deze vraag nu beantwoorden?

b In Figuur 5 zie je niet alleen spreiding tussen de scenario's; ook binnen een scenario is er onzekerheid over de uiteindelijke temperatuur. Geef voor beide minstens één oorzaak.



c Wat wordt nu de volgende stap in het beantwoorden van de vraagstelling? En waarom juist deze stap?



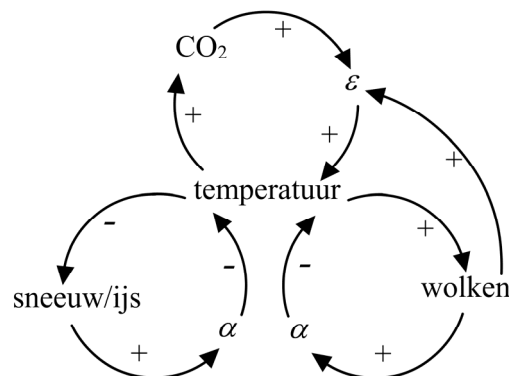
Samengevat – Met het model kunnen we voorspellingen doen over de toekomst. Om te controleren of het model betrouwbaar is, laten we het model eerst terugvoorspellen. Een criterium voor de betrouwbaarheid is: kan het model het verleden goed voorspellen?

4 Specialisatie

Het computermodel berekent nu het temperatuurverloop op basis van een gegeven CO₂-concentratie, onder de aanname dat er verder niets verandert. Dat is niet reëel. Als de temperatuur verandert, veranderen er ook allerlei factoren die zelf ook weer invloed hebben op de temperatuur:

- Er is veel CO₂ opgelost in de oceanen. Bij een stijgende temperatuur wordt de oplosbaarheid minder, zodat er CO₂ vrijkomt die de absorptiecoëfficiënt van de atmosfeer verder verhoogt.
- Sneeuw en ijs weerkaatsen een deel van het invallend zonlicht, terwijl een veranderende temperatuur weer invloed heeft op de hoeveelheid sneeuw en ijs. We weten dat het nu warmer wordt op Aarde. Hierdoor smelten sneeuw- en ijsvlaktes. Het gemiddeld albedo wordt daardoor lager, met een grotere absorptie van zonlicht als gevolg.
- De hoeveelheid wolken hangt ook af van de temperatuur. Bij bewolking heb je nog een extra probleem, want bewolking heeft zowel een opwarmend als een afkoelend effect: afkoelend doordat wolken, net als sneeuw, een deel van het zonlicht weerkaatsen en opwarmend doordat ze, net als CO₂, warmtestraling absorberen. Het hangt van de omstandigheden af welk effect de overhand heeft.

Deze effecten zijn samengevat in Figuur 6.



Figuur 6. Kwalitatieve terugkoppelingsmechanismen bij de temperatuur van de Aarde. De plus- en mintekens staan voor een toename en een afname van de grootte waarnaar de pijl verwijst.

8 Welke andere terugkoppelingen kun je zelf nog bedenken?

Voor het doen van klimaatvoorspellingen zullen deze relaties in het computermodel moeten worden ondergebracht. Dit zou wel eens ingewikkelder kunnen worden dan de relaties die we tot nu toe onderzocht hebben: tot nu toe kon je de te verwachten modeluitkomst op z'n minst kwalitatief redelijk inschatten. Maar als je in Figuur 6 kijkt, zie je allerlei terugkoppelingen die voor een deel zichzelf kunnen versterken en

die bovendien elkaar beïnvloeden. Het is daardoor niet direct in te zien welke kant dit op gaat.

Een manier om hier vat op te krijgen is om deelmodellen te bouwen: als je bezig bent met de ene factor, veronderstel je even dat er aan de andere factoren niets verandert.

De genoemde terugkoppelingen zijn stuk voor stuk ingewikkeld, en ieder van deze verschijnselen vraagt zijn eigen vakkennis. Dat wordt al snel te veel voor een mens, en er zijn dan ook meerdere specialismen ontstaan binnen de klimaatwetenschap. Sommige wetenschappers houden zich bijvoorbeeld alleen met ijs bezig, en binnen dit deelgebied zijn zelfs nog weer verdere specialisaties, zoals bijvoorbeeld alleen de ontwikkeling van het noordpoolijs. Zover zullen we in deze module niet gaan, maar we maken wel een begin met het ontwikkelen van specialisaties. Om uiteindelijk betrouwbare voorspellingen te doen, is de gecombineerde kennis van de specialisten nodig.

Vraagstelling:

Hoe beïnvloeden terugkoppelingen door CO₂-opslag, sneeuwbedekking en wolken het temperatuurverloop?

Om deze vraag te beantwoorden, maken we een taakverdeling in drie groepen. De eerste groep maakt een deelmodel van de opslag van CO₂ in de oceanen (opdracht 9), de tweede groep maakt een deelmodel van de hoeveelheid sneeuw op het aardoppervlak (opdracht 10), en de derde groep maakt een deelmodel van de bewolking boven het aardoppervlak (opdracht 11). Daarna presenteert elke groep het resultaat van zijn deelmodel (opdracht 12). Ten slotte combineren we de ontwikkelde deelmodellen tot één klimaatmodel en laten we dat model een aantal verschillende toekomstscenario's doorrekenen (opdracht 13).

9 Modeluitbreiding: CO₂-opslag – Ga naar paragraaf 5 in het werkboek. 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 6. Geef daarna antwoord op de volgende vragen:

a Vind je het model dat je ontwikkeld hebt betrouwbaar genoeg is voor toekomstvoorspellingen? Beargumenteer je antwoord.



b Vind je dat het model meer of minder betrouwbaar is geworden door het toevoegen van het deelmodel? Waarom?

10 Modeluitbreiding: Sneeuw – Ga naar paragraaf 6 in het werkboek. 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 6. Geef daarna antwoord op de volgende vragen:

a Vind je het model dat je ontwikkeld hebt betrouwbaar genoeg is voor toekomstvoorspellingen? Beargumenteer je antwoord.

b Vind je dat het model meer of minder betrouwbaar is geworden door het toevoegen van het deelmodel? Waarom?

11 Modeluitbreiding: Wolken – Ga naar paragraaf 7 in het werkboek. 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 6. Geef daarna antwoord op de volgende vragen:

a Vind je het model dat je ontwikkeld hebt betrouwbaar genoeg is voor toekomstvoorspellingen? Beargumenteer je antwoord.

b Vind je dat het model meer of minder betrouwbaar is geworden door het toevoegen van het deelmodel? Waarom?

12 Conferentie! – Presenteer het ontwikkelde deelmodel. Houd er rekening mee dat de andere groepen nog niets weten van jouw deelonderwerp. Ga bij deze presentatie in op de volgende punten:

- de vraagstelling die je met het model wilt oplossen
- het ontwerp van het deelmodel (in grote lijnen; dus geen details zoals de gebruikte formules)
- welke opvallende uitkomsten het kernmodel in combinatie met jouw deelmodel levert

Ga ook in op:

- hoe gevoelig, betrouwbaar en realistisch dit nieuwe model van de temperatuur op (een gemiddelde) Aarde is,
- de overeenstemming met het resultaat van het model van opdracht 6, en
- de overeenstemming met het gemeten temperatuurverloop over de periode 1800-2000.

Nu blijft de vraag over, of een betrouwbare voorspelling is te geven voor de gemiddelde temperatuur wanneer we de verschillende terugkoppelingen combineren.

Vraagstelling:

Is het mogelijk om een betrouwbare voorspelling te geven voor de gemiddelde temperatuur over enkele honderden jaren?

13 Klimaatmodel – Ga naar paragraaf 8 in het werkboek. 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.

a De oorspronkelijke vraagstelling was: hoe warm wordt het op Aarde. Wat is nu je antwoord op die vraag?

b Bekijk nog eens Figuur 5. Verklaar de toename van de onzekerheid in de temperatuurverschillen naarmate het scenario uitgaat van een sterkere stijging van de concentratie CO₂.

c Geef minstens drie oorzaken voor de meningsverschillen tussen de klimaatwetenschappers over de te verwachten toekomstige stijging van de temperatuur op Aarde.

d Vind je het model dat je ontwikkeld hebt betrouwbaar genoeg voor toekomstvoorspellingen? Beargumenteer je antwoord.

e Vind je dat het model meer of minder betrouwbaar is geworden door het combineren van de deelmodellen? Waarom?

5 Afsluiting

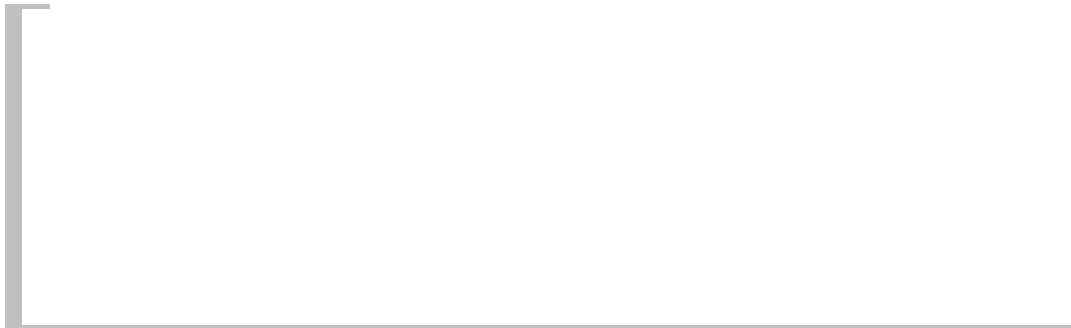
Inmiddels heb je de ontwikkelcyclus een aantal keren doorlopen, van relatief eenvoudig naar complex. En nog is het computermodel voor verbetering vatbaar. Ons doel was echter niet om een perfect klimaatmodel te maken, maar om de vraag te beantwoorden hoe klimaatwetenschappers te werk gaan bij het ontwerpen en testen van klimaatmodellen en bij het voorspellen van klimaatveranderingen.

14 In de Oriëntatie heb je twee vragen beantwoord.

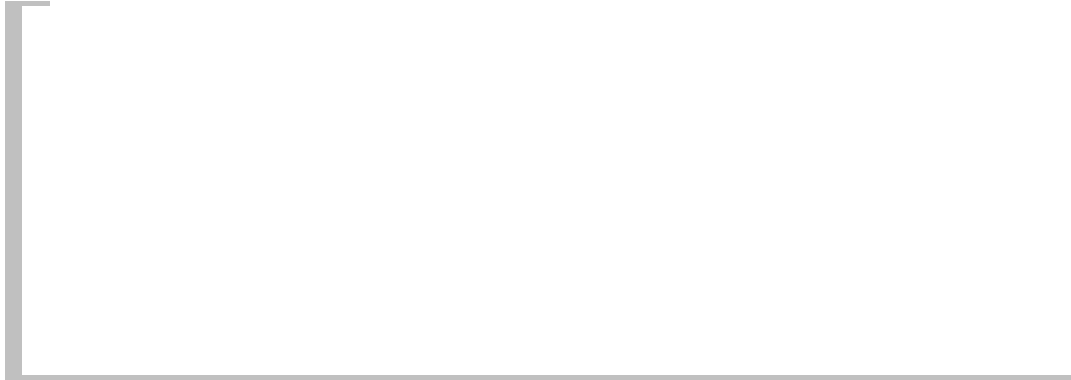
a Vooraf heb je aangegeven hoe een computermodel volgens jou werkt. Hoe zou je die vraag nu beantwoorden?



b Ook heb je aangegeven wat een model meer of minder betrouwbaar maakt. Formuleer nu een aantal voorwaarden waaraan je model zou moeten voldoen om een betrouwbaar antwoord op de vraagstelling te kunnen geven.



- 15 Voorspellingen in het nieuws** – Op welke vragen zou je eigenlijk antwoord moeten hebben als er in de krant of op tv sprake is van een groep klimaatwetenschappers die voorspellen dat het warmer wordt op Aarde? Neem hierbij het journaalfragment in gedachten dat je aan de start van deze module hebt gezien.



Het voorspellen van de temperatuur op Aarde is slechts één voorbeeld van een probleem waarvoor modelleren nodig is. In vervolgoopdrachten zul je in staat moeten zijn zelfstandig een probleem op te lossen door middel van modelleren.

- 16** Beschrijf in algemene termen hoe je zo'n probleem zou aanpakken.



WERKBOEK

1 Begin simpel!

In deze paragraaf onderzoek je wat de gemiddelde temperatuur op aarde is, en hoe deze tot stand komt. Om deze vraag te beantwoorden, ga je een model ontwikkelen. Dit ontwikkelen gebeurt aan de hand van de stappen ‘ontwerpen’, ‘bouwen’ en ‘testen’. Je test op de waarde en op het gedrag van het model. Bij het testen van het model heb je een computer nodig. Daarom leer je in deze paragraaf een programma kennen om computermodellen mee te maken. Nadat je het testen hebt afgerond, ga je terug naar de hoofdtekst.

Het klimaat op Aarde is een complex systeem. Om aan zo’n systeem te kunnen rekenen en om zo voorspellingen te kunnen doen, is het noodzakelijk een *vereenvoudigd* model van de werkelijkheid te maken. De eerste stap in het modellerenproces is dan ook het maken van *inperkingen*: beslissen welke factoren en relaties het belangrijkste zijn en welke we, in eerste instantie, kunnen weglaten voor deze vraagstelling .

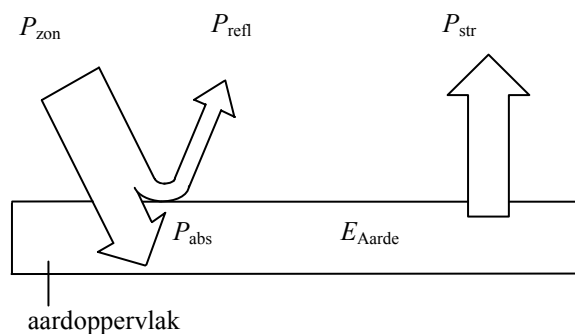
w1 Inperkingen – In de oriëntatie op klimaatmodellen is (in de les) een aantal inperkingen gemaakt.

- a 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 temperatuur op Aarde wordt bepaald door de hoeveelheid (warmte-)energie die aanwezig is. 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.

De eerste stap naar een klimaatmodel is inmiddels gezet: het maken van afspraken over de manier waarop we de werkelijkheid gaan vereenvoudigen. 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 – overal en elke seconde even-

veel: er is sprake van een constant invallend vermogen. Een gedeelte hiervan wordt geabsorbeerd door het oppervlak, de rest wordt gereflecteerd. Door de absorptie van energie zal de temperatuur van een 'koude' Aarde geleidelijk stijgen. Maar elk voorwerp met een temperatuur boven het absolute nulpunt straalt ook energie uit: *warmtestraling*. Het uitgestraalde vermogen hangt af van de temperatuur: hoe hoger de temperatuur is, des te groter is het uitgestraalde vermogen. Daardoor zal de temperatuur van een 'warme' Aarde dus geleidelijk dalen. Zie Figuur 7.



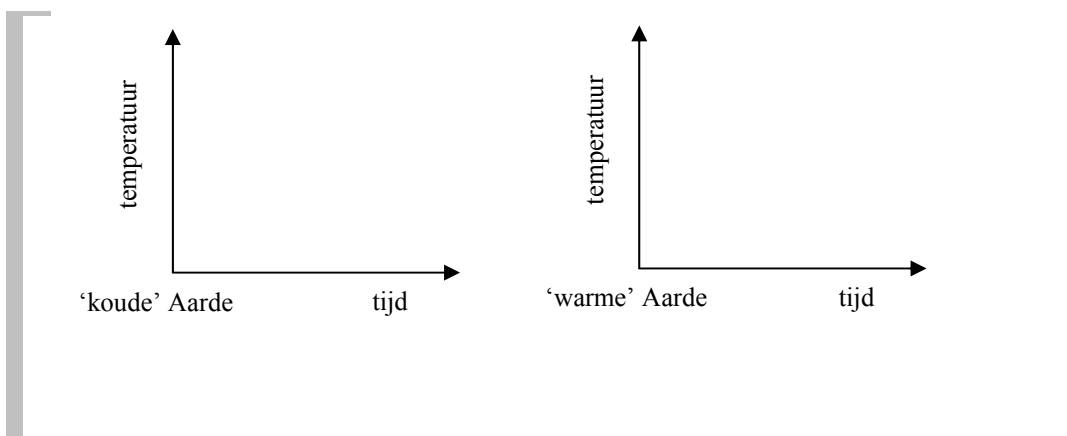
Figuur 7. Overzicht van de energiestromen naar en van het aardoppervlak: een kwalitatief model.

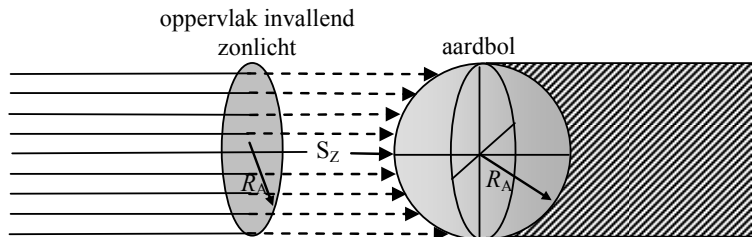
w2 We hebben een constant invallend vermogen en een temperatuurafhankelijk uitgestraald vermogen.

a Leg uit dat dit na verloop van tijd leidt tot een *evenwichtssituatie*: een situatie waarin het invallend en het uitgestraald vermogen aan elkaar gelijk zijn, en de temperatuur aan het aardoppervlak constant is.



b Maak een schets van het temperatuurverloop van een in het begin 'koude' Aarde en van een in het begin 'warme' Aarde, tegen de tijd.





Figuur 8. Het invallende stralingsvermogen van de zon wordt verdeeld over het bolvormige aardoppervlak. De zonneconstante S_Z geeft aan wat er per m^2 binnenkomt, en R_A is de straal van de Aarde. Omdat de afstand zon-Aarde nogal groot is, mag er vanuit gegaan worden dat er een *evenwijdige* bundel stralingsenergie op de Aarde invalt.

w3 Het model moet een waarde voor de temperatuur geven die in de buurt komt van de werkelijkheid. Binnen welke grenzen moet de waarde volgens jou komen te liggen, om te kunnen zeggen dat deze ‘in de buurt komt’?

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

Invallend vermogen – Het vermogen dat van de zon komt, is bekend. Op de afstand van de Aarde tot de zon is dit 1365 W/m^2 . In BINAS vind je deze energiestroom als de *zonneconstante* S_Z in de tabel met gegevens over de zon.

w4 Stel een formule op voor het vermogen dat gemiddeld op Aarde invalt, uitgedrukt in de zonneconstante S_Z en de straal R_A van de Aarde. Je kunt hierbij gebruik maken van Figuur 8. We noemen dit vermogen P_{zon} .

Geabsorbeerd vermogen – Niet al het invallende stralingsvermogen P_{zon} wordt ook door het aardoppervlak geabsorbeerd. Een deel wordt door het oppervlak gereflecteerd en verdwijnt direct weer de ruimte in. De mate van reflectie hangt af van de reflectiecoëfficiënt van het aardoppervlak, of – met een ander woord – het *albedo* α . Dit albedo is een getal tussen 0 en 1. Het albedo is gedefinieerd als het deel van het invallend zonlicht dat gereflecteerd wordt. Alleen het geabsorbeerde deel draagt bij aan de hoeveelheid energie in de Aarde.

- w5 Stel een formule op voor het door de Aarde geabsorbeerd stralingsvermogen P_{abs} , uitgedrukt in het invallend vermogen P_{zon} en het albedo α van het aardoppervlak.

Uitgestraald vermogen – Het aardoppervlak is niet overal hetzelfde, en voor de warmtestraling van het aardoppervlak als geheel bestaat dan ook geen exacte formule. Voor het uitgestraalde vermogen van een vierkante meter volkomen zwart oppervlak bestaat wel een exacte formule: de *stralingswet van Stefan-Boltzmann*. Volgens deze wet bedraagt het uitgestraalde vermogen P :

$$P = \sigma T^4$$

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

- w6 Stel een formule op voor het door de Aarde uitgestraald vermogen P_{str} , door gebruik te maken van de stralingswet van Stefan-Boltzmann.

- w7 Achter het gebruik van deze formule ligt een aanname over het aardoppervlak.

a Welke is dat?

b Deze aanname zal leiden tot een onnauwkeurigheid in de modeluitkomsten. Verwacht je dat bij een gegeven temperatuur de werkelijke uitstraling hoger of lager zal zijn dan de berekende waarde? Waarom?

De energiestromen naar en vanuit de Aarde als geheel zijn nu in formulevorm bekend. De volgende stap is dan om deze formules concreet te maken voor de Aarde.

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.

Welk deel van het inkomend vermogen gereflecteerd wordt, 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 Tabel 1.

Oppervlak:	Albedo:	Oppervlak:	Albedo:
sneeuw	0,6 – 0,8	steen/rots	0,10
besneeuwd bos	0,45	oceaan	0,07 – 0,20
gras	0,23	lage cumuluswolken	0,70
loofbos (zomer)	0,18	altostratus/altocumuluswolken	0,50
steppe/naaldbos (zomer)	0,13	hoge cirruswolken	0,20

Tabel 1. Het albedo van verschillende soorten oppervlak. Let op: deze waarden gelden voor het inkomend vermogen, dus voor straling afkomstig van de zon. Dit is straling met een korte golflengte.

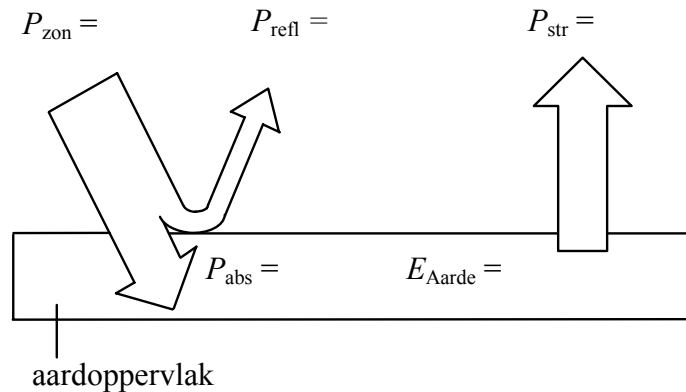
w8 Maak een schatting van het gemiddelde albedo van de Aarde.

w9 Wat is het verband tussen de hoeveelheid warmte-energie in een voorwerp en zijn temperatuur?

a Ga na welke formule hierbij hoort.

b Je hebt de warmtecapaciteit van het aardoppervlak nodig. Daarbij kun je je beperken tot de bovenste laag van de aarde, de warmte-uitwisseling met de diepere aardlagen is voor onze vraagstelling vrijwel verwaarloosbaar. Welke aannames maak je over de dikte en de samenstelling van de aardlaag aan het oppervlak? Voor het schatten van de dikte van de aardlaag kun je je baseren op het achtergrondartikel “Metingen van de temperatuur in de grond”, uit een (oud) natuurkundeboek geschreven door Prof. M. Minnaert.

c Bereken de warmtecapaciteit C .



Figuur 9. Kwantitatief fysisch klimaatmodel van de Aarde. De energie in de aardlaag wordt bepaald door de waargenomen temperatuur en de warmtecapaciteit die je berekend hebt.

w10 Bereken de hoeveelheid energie die het aardoppervlak bevat bij de huidige gemiddelde temperatuur.



w11 Vul nu Figuur 9 zo volledig mogelijk in. Dit is ons eerste kwantitatieve fysisch klimaatmodel.

testen

Evenwichtstemperatuur – We hebben te maken met een constante energie-instroom en een temperatuurafhankelijke uitstroom. Je hebt bij opgave w2 uitgelegd dat dit leidt tot een evenwicht: een situatie waarin het in- en het uitgaand vermogen aan elkaar gelijk zijn, en de energie in het aardoppervlak dus constant is. Als je die energie weet, kun je de bijbehorende temperatuur uitrekenen.

w12 We hebben nu alle benodigde gegevens.

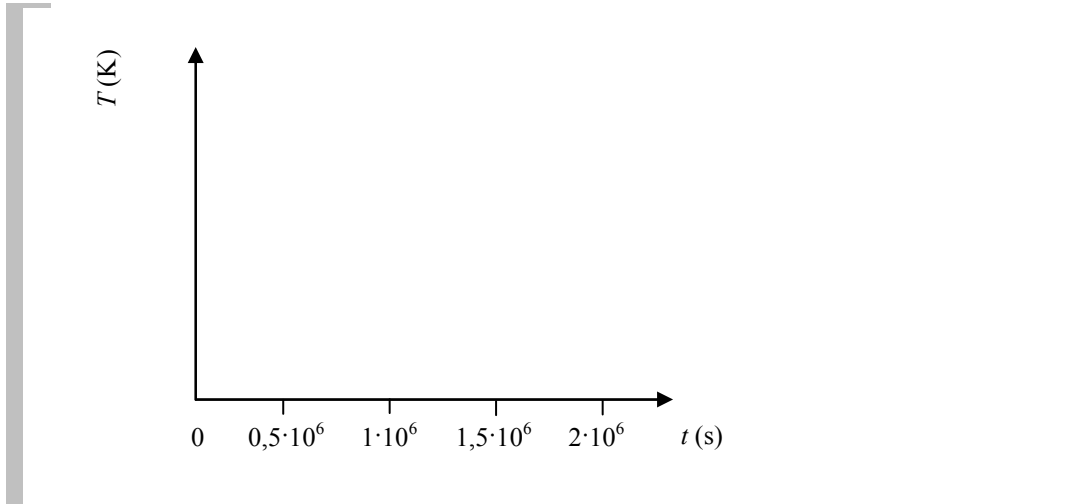
a Leg uit of het model in evenwicht is, opwarmt, of afkoelt.



b We willen weten wat de energie in het aardoppervlak wordt wanneer zich een evenwicht heeft ingesteld. Daarvoor moeten we de energie als functie van de tijd bepalen. Deze energie kunnen we uitdrukken in de starthoeveelheid, en wat er in deze tijd bijgekomen en uitgegaan is. Stel op basis hiervan de formule op voor de energie op een bepaald tijdstip t .

$$E_{\text{Aarde}}(t) =$$

- c Bereken met de formule de temperatuur op de tijdstippen $t=500.000$, $t=1.000.000$, $t=1.500.000$ en $t=2.000.000$. (We kiezen voor zulke grote getallen omdat de verandering per seconde verwaarloosbaar klein is.) Zet je antwoorden in een grafiek.



- d Vergelijk de grafiek met die van de ‘warme’ Aarde, in opgave w2. Hoe komt het dat de grafiek die je net getekend hebt, anders verloopt dan je in opgave w2 hebt voorspeld?

- e Op $t=500.000$ is de Aarde al een eind afgekoeld. Wanneer je verdere afkoeling tot $t=1.000.000$ wilt berekenen, moet je in de formule eigenlijk een kleinere P_{uit} gebruiken. We kunnen dit doen door in stappen te rekenen: voor het tijdsinterval van 0 tot 500.000 gebruiken we de P_{uit} die hoort bij $t=0$; voor het interval van 500.000 tot 1.000.000 gebruiken we de P_{uit} die hoort bij $t= 500.000$; enzovoorts. Doe dit, en vul onderstaande tabel in:

Op tijdstip $t =$ (in seconden)	$E_{\text{Aarde}} =$ (in J)	$T_{\text{Aarde}} =$ (in K)	$P_{\text{uit}} =$ (in J/s)
0			
500.000			
1.000.000			
1.500.000			
2.000.000			


f Zoals je ziet, neemt P_{uit} nu af. Er kan dus evenwicht ontstaan. Deze rekenmethode levert een betere schatting voor de energie (en daarmee de temperatuur) op een zeker tijdstip. Toch is er nog steeds een afwijking in elke rekenstap, zolang er afkoeling plaatsvindt. Leg uit hoe deze afwijkingen ontstaan.

g Wat kun je doen om een nog nauwkeuriger resultaat te vinden?


Dit rekenen in stapjes wordt ook gebruikt in de echte klimaatmodellen. En deze rekenmethode moet in de klimaatmodellen ook nog eens toegepast worden voor veel meer factoren en voor elke plaats op Aarde afzonderlijk. In het filmpje dat je in de introductie zag, vertelde de verslaggever dat de daar gebruikte computer 250 miljard berekeningen per seconde maakte!

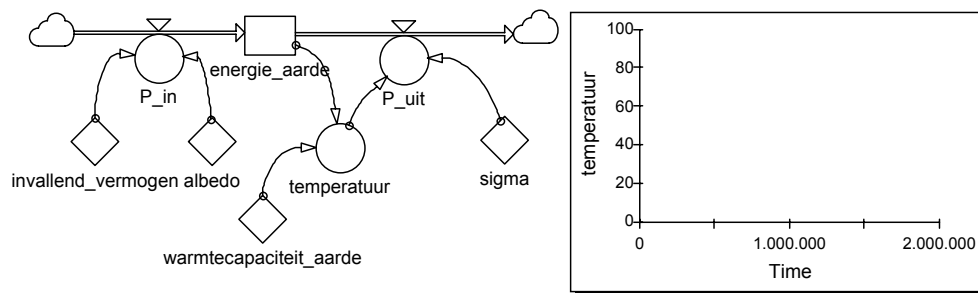
We weten al dat ons model niet de gemiddelde temperatuur gaat opleveren die we nu op Aarde hebben. In principe zijn we staat om de waarde en het gedrag van het model te bepalen. Dit moet echter op een tijdrovende manier, en we kunnen wel voorspellen dat deze rekenmethode niet geschikt is om voor een complex model zelf uit te voeren. Een computer kan het rekenwerk echter overnemen. Om de *waarde* en het *gedrag* van het model te onderzoeken, ga je nu leren hoe je een computermodel maakt. Met het computermodel kun je het onderdeel ‘testen van het model’ afmaken. Nadat je het model getest hebt, pakken we de draad weer op. Het programma waarmee je leert werken, heet *Powersim*.

Powersim


Voor het bouwen van een computermodel met Powersim is een basishandleiding beschikbaar. Gebruik deze basishandleiding waar nodig voor het openen van Powersim, het ophalen van gegeven modellen, het plaatsen van symbolen, het definiëren van grootheden en relaties, het toevoegen van diagrammen en tabellen enzovoort. We verwijzen naar deze handleiding met het symbooltje .

w13 In Figuur 10 zie je een computermodel in Powersim. Dit model beschrijft de natuurkunde voor de hoeveelheid energie die in en uit het aardoppervlak stroomt. Je gaat nu dit model zelf opbouwen. Je begint met het tekenwerk, daarna vul je de formules in. In dit model is het oppervlak van de Aarde verwerkt in de formules.

a Centraal in ons model staat de hoeveelheid warmte-energie die opgeslagen is in het aardoppervlak. Begin daarom met het plaatsen van de grootheid ‘energie_aarde’. Je gebruikt hiervoor een *voorraadgrootheid*. (Zie  p. 5 “de betekenis van de symbolen”.) Deze vind je links onderin de werkbalk.



Figuur 10. Powersim-model van de Aarde.

- b** Voeg vervolgens de instroom van energie toe. Hiervoor teken je een *stroompijl*. (Zie  p. 17 “stroompijl plaatsen”.) Het bolletje aan de instroompijl noem je P_in.
- c** Nu de afname: hoeveel energie er per seconde uit de energievoorraad verdwijnt. Trek een stroompijl, en geef hem de naam P_uit.
- d** Het geabsorbeerde vermogen P_in kunnen we uitdrukken in het invallend vermogen en het albedo. Voor beide gebruik je een *constante*-symbool. Trek *relatiepijlen* van deze constanten naar P_in.
- e** P_uit hangt af van de temperatuur. Om de temperatuur uit te rekenen, gebruik je de energie en de warmtecapaciteit. Gebruik voor de temperatuur een *reken-grootheid*.
- f** Voeg ook de constanten ‘warmtecapaciteit_aarde’ en ‘sigma’ toe. Teken de laatste relatiepijlen.

De modelschets is nu af. Powersim weet nu wat waarvan afhangt, maar nog niet op welke manier. Er zijn alleen maar relaties getekend, nog geen formules ingevoerd. In alle vakjes met een vraagteken moet nog iets ingevuld worden.

- g** Dubbelklik op energie_aarde. Vul in het vak *Definition* de beginwaarde voor deze voorraadgrootheid in. Je hoeft geen eenheid op te geven. Klik op ‘OK’, en het vraagteken is verdwenen.
- h** Vul ook de waarden voor het albedo, de warmtecapaciteit van de hele Aarde en de constante van Stefan-Boltzman in. Let op bij het invoeren van deze laatste waarde: $5,67 \cdot 10^{-8}$ kun je invoeren als $5.67e-8$. Je gebruikt in het *Definition*-vak dus punten in plaats van komma’s, en e voor een macht van tien. Voor andere machten gebruik je ^: x^2 wordt x^2 .
- i** Klik P_in open, en voer in het *Definition*-vak in:


$$\text{invallend_vermogen} * (1 - \text{albedo})$$

Je hoeft de namen niet zelf in te typen. De benodigde variabelen staan ook in het vakje *Linked variables*. Dubbelklik hier op de variabele die je nodig hebt. Voor het invallend vermogen gebruik je de formule:

$$\text{pi} * (6.378e6)^2 * 1365$$


j Definieer ook P_{uit} en de temperatuur. Gebruik hiervoor

$$4 \cdot \pi \cdot (6.378e6)^2 \cdot \sigma \cdot \text{temperatuur}^4, \text{ en} \\ \text{energie_aarde/warmtecapaciteit_aarde}$$

k Voeg nu de grafiek in, en sleep de grootheid ‘temperatuur’ naar de grafiek zodat deze op de y-as komt te staan. (Zie  p. 12 “grafiek invoegen”).

l Ga naar *Simulate* > *Simulation Setup*. Vul voor *Stoptime* 2.000.000 in (de invoer typ je zonder de punten), en zet *Time step* op 500.000 (ook zonder punt invoeren). Je kunt nu het model laten lopen: druk op ► in de werkbalk.

w14 Met je model kun je nu het testen afronden.

a Onderzoek welke evenwichtstemperatuur het model oplevert. Hiervoor moet je het model voldoende lang laten doorlopen. Om de temperatuur nauwkeurig af te lezen, kun je een tabel maken van de temperatuur (zie  p. 12).

b Hoe kleiner de tijdstap, hoe nauwkeuriger het afkoelen berekend wordt. Maar ook: hoe meer tijd het kost om het model door te rekenen. Onderzoek bij welke stapgrootte de grafiek niet zichtbaar meer verandert, en die een acceptabele rekkentijd kost.

c Onderzoek of het model het juiste gedrag vertoont voor wanneer we een ‘koude’ of een ‘warme’ Aarde modelleren door een te lage of juist te hoge startwaarde voor de energie te kiezen. (De ‘warme’ hebben we eigenlijk al gezien!)

d Onderzoek de invloed van de warmtecapaciteit op de temperatuur. Is dit wat je verwacht? Geef een verklaring voor het effect van de warmtecapaciteit.

- e Onderzoek de invloed van het albedo op de temperatuur. Dit kun je systematisch doen, door een tabel te maken waarin je invult hoeveel de temperatuur verandert met een verandering in α . Om goed te kunnen vergelijken, kun je bijvoorbeeld aangeven met hoeveel *procent* de temperatuur verandert, wanneer je α 1 of 5% groter of kleiner maakt.

- f Breid je tabel uit met een kolom waarin staat met hoeveel procent de zonneconstante S_Z zou moeten veranderen, om dezelfde verandering in de temperatuur te krijgen. Je laat dan het albedo constant.

Sla je model nu op. Je kunt het model een naam geven van maximaal 8 karakters. Neem bijvoorbeeld (een deel van) je voornaam, en sluit af met een 1. Elke paragraaf sluit je dan af met een model dat het nummer van die paragraaf draagt. Na het opslaan kun je in het venster *Properties* een langere titel en een beschrijving toevoegen.

- w15** We kunnen geen formule opstellen waarmee we $E_{Aarde}(t)$ op elk moment kunnen berekenen. Wel kunnen we een formule opstellen voor de berekening van E_{Aarde} voor elke tijdstap.

- a Wat is deze formule?

- b Ga in je model naar *View > Equations*, en vergelijk je formule met wat je hier ziet staan voor de energie in de aardlaag. Leg nu uit wat het verschil is tussen de stroompijlen en de relatiepijlen in Powersim.



Figuur 11. Twee basisstructuren in Powersim. De linker heeft de energie van een aardlaag als voorraadgrootte, de rechter de temperatuur. Waarom kiezen we ervoor om met energie te werken?

w16 In Figuur 11 zie je twee basisstructuren getekend in Powersim. In de een is de energie de voorraadgrootte, in de ander de temperatuur. Leg uit waarom we het model bouwen op basis van het linkerplaatje (met energie), en niet met het rechter (met temperatuur).

extra

w17 Wanneer P_{in} en P_{uit} gelijk zijn, kun je de evenwichtstemperatuur ook eenvoudig met de hand uitrekenen.

a Stel de vergelijking op met $P_{in} = P_{uit}$.

b Los hieruit T op.

< Hoofdstekst < opgave 2: Begin simpel!

2 Noodzakelijke uitbreiding

We hebben onze vraagstelling nog niet goed beantwoord: met welk eenvoudig model kunnen we zowel een waarde vinden voor de temperatuur op Aarde die in de buurt ligt van het huidige gemiddelde, als die het juiste gedrag vertoont? Ons vorige model gedraagt zich wel zoals we willen, maar voorspelt nog niet de goede temperatuur. In deze paragraaf ga je het effect onderzoeken van de atmosfeer op de temperatuur van de Aarde.

De broeikas – Het aardoppervlak straalt warmte uit. De atmosfeer absorbeert een deel van dit uitgestraald vermogen. Dit in tegenstelling tot de straling van de zon: deze kan bijna ongehinderd door de atmosfeer. In het achtergrondartikel ‘Broeikasgassen in de atmosfeer’ kun je hier meer informatie over vinden. Door het absorberen van de warmtestraling van de Aarde, zal de temperatuur van een ‘koude’ atmosfeer geleidelijk stijgen. Maar de verwarmde atmosfeer straalt, net als het aardoppervlak, óók energie uit. Een stukje atmosfeer straalt vermogen uit in alle richtingen: de helft gaat naar boven en de andere helft naar beneden. Het omhoog uitgestraalde deel verdwijnt naar het heelal en het omlaag uitgestraalde deel komt terug op het aardoppervlak.

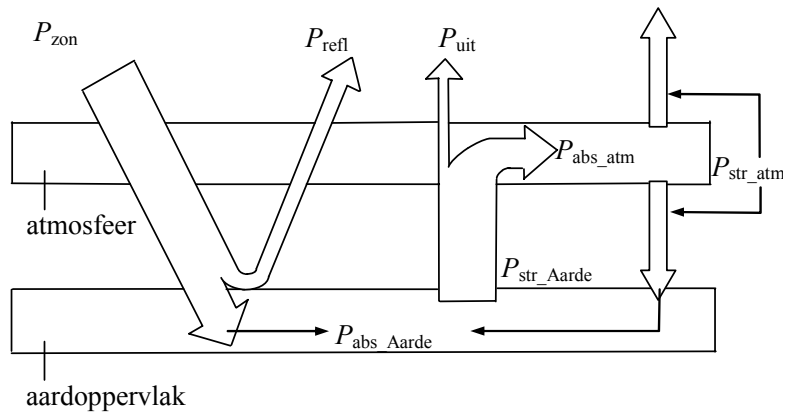
Om het nog wat ingewikkelder te maken is de temperatuur van de atmosfeer hoogteafhankelijk. De atmosfeer vormt een dikke gaslaag over de Aarde die op grotere hoogte steeds ijler wordt. Door dit ijler worden, veranderen eigenschappen van de atmosfeer ook met de hoogte.

De vraag is dus hoe je deze ingewikkelde situatie zodanig kunt vereenvoudigen dat je er aan kunt rekenen. Een eerste vereenvoudiging van de werkelijkheid is dat we ons de atmosfeer voorstellen als een deken op enige afstand boven het aardoppervlak. We kiezen de eigenschappen van die deken zodanig dat de absorptie van warmtestraling overeenkomt met die van de totale atmosfeer. Voor de temperatuur nemen we, net als bij de aarde, aan dat de hele atmosfeer één temperatuur heeft. Dit model staat bekend als het twee-lagen model: één laag is het aardoppervlak en daarboven ligt één atmosfeerlaag. Zie Figuur 12.

w18 Het is in dit geval niet gelijk in te zien of ook nu een evenwichtssituatie zal ontstaan met een constante temperatuur en zo ja, welke temperatuur de Aarde krijgt en welke temperatuur de atmosfeer.

a Moet je van het te ontwikkelen model eisen dat er een evenwichtstemperatuur bereikt wordt? Leg uit.

b Moet de atmosfeer kouder of warmer zijn dan de aarde? Leg uit.



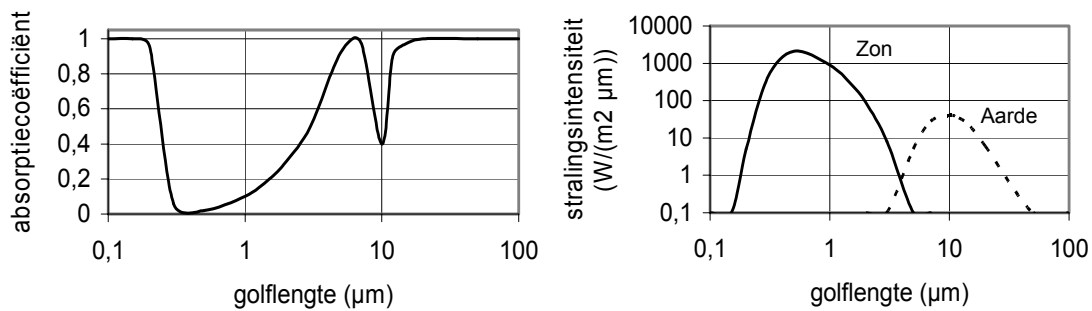
Figuur 12. Kwalitatief fysisch model van de energiestromen naar en van de Aarde en naar en van de atmosfeerlaag erboven.

c Wat, denk je, wordt de formule voor het vermogen dat de atmosfeer uitstraalt?

w19 Weer hebben we een aantal inperkingen gemaakt.

a Eén van de aannames is dat de atmosfeer de invallende en de gereflecteerde kortgolvlige zonnestraling niet absorbeert. De vraag is of dat een redelijke aanname is. Geef antwoord op deze vraag met behulp van Figuur 13.

b Beredeneer met behulp van dat de atmosfeer wél de warmtestraling absorbeert die door het aardoppervlak wordt uitgezonden (de langgolvlige infraroodstraling warmtestraling).



Figuur 13. Grafiek links: de absorptiecoëfficiënt ε van de atmosfeer, weergegeven als functie van de golflengte λ van de invallende straling. Grafiek rechts: het spectrum van de zonnestraling (getrokken lijn) en het spectrum van de warmtetraling uitgezonden door de Aarde (stippellijn). Op de y-as staat een stralingsintensiteit per golflengtegebied: $W/(m^2 \mu m)$. Je ziet dat het zonnenspectrum kortgolvig is, terwijl de warmtetraling van de Aarde langgolvig is: het spectrum van de Aarde ligt in het infraroodgebied. De oppervlakte onder de grafiek van de zon is de intensiteit van de zon: $342 W/m^2$. Dit is een kwart van S_z : het ontvangend (bol)oppervlak is vier keer zo groot als het beschenen (cirkel)oppervlak. Voor de Aarde is het uitgestraald vermogen $235 W/m^2$. Let op: de golflengte en de stralingsintensiteit hebben een logaritmische schaal.

- c Zet ook de overige vereenvoudigingen op een rij, en geef van elk 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.

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.

Instroom – Aan het op het aardoppervlak invallend vermogen P_{zon} verandert in vergelijking met het vorige model van een Aarde zonder atmosfeer niets. Aan het door het aardoppervlak gereflecteerd vermogen P_{refl} verandert door het toevoegen van een atmosfeer ook niets.

In Figuur 12 is te zien dat er voor het aardoppervlak wel een instroom bij komt: een deel van het door de atmosfeer uitgestraald vermogen. De atmosfeer straalt warmte uit, zowel aan de bovenkant van de 'deken' als aan de onderkant (richting de aarde). Het totale uitgestraald vermogen is in beide richtingen even groot.

- w20 Stel de formule op voor het totale geabsorbeerde vermogen in het aardoppervlak, P_{abs_Aarde} .

Er is nu ook een instroom in de atmosfeerlaag. Dat deze laag de kortgolvlige zonne-straling niet absorbeert, lijkt een redelijke aanname te zijn. Maar voor de door het aardoppervlak uitgezonden langgolvlige infraroodstraling geldt deze aanname 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. Ook dit is een getal tussen 0 en 1.

w21 Stel een formule op voor de instroom van energie in de atmosfeer, $P_{\text{abs_atm}}$. Gebruik in je formule het uitgestraald vermogen van de Aarde en de absorptiecoëfficiënt.

Uitstroom – Aan het door het aardoppervlak uitgestraald vermogen $P_{\text{str_Aarde}}$ 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. Het door de atmosfeer geabsorbeerde vermogen zorgt voor een hoeveelheid energie in de atmosfeer. Bij deze energiehoeveelheid hoort een temperatuur, zodat ook de atmosfeer warmtestraling uitzendt. Maar dit gebeurt in twee richtingen: naar het heelal, en terug naar het aardoppervlak.

w22 Laat zien dat het uitgestraald vermogen van de atmosfeer naar de Aarde (en ook naar het heelal) gegeven wordt door:

$$P_{\text{str_atm}} = 2 \cdot A \cdot \varepsilon \sigma (T_{\text{atm}})^4$$

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_{atm} 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 een extra instroom voor het aardoppervlak.

Instroom – De instroom van energie in de aardlaag wordt gegeven door $P_{\text{abs_Aarde}} + P_{\text{str_atm}}$. De instroom van energie in de atmosfeerlaag wordt gegeven door $P_{\text{abs_atm}}$.

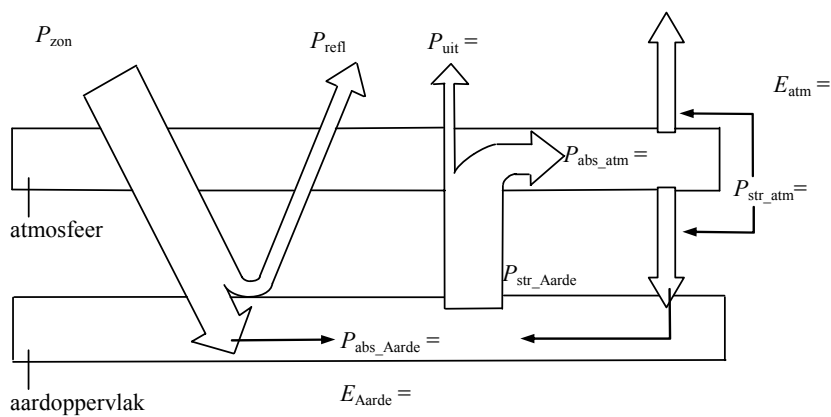
Uitstroom – De energie-uitstroom vanaf de Aarde wordt gegeven door $P_{\text{str_Aarde}}$. De uitstroom vanuit de atmosfeer is $P_{\text{str_atm}}$.

w23 Als we aannemen dat de atmosfeer dezelfde gemiddelde temperatuur heeft als het aardoppervlak, wat is dan de hoeveelheid energie in de atmosfeerlaag?

a Maak een schatting van de warmtecapaciteit van de atmosfeerlaag.

b Bereken de hoeveelheid energie die de atmosfeerlaag moet bevatten om, net als de Aarde nu, een gemiddelde temperatuur van 14 °C te hebben

w24 Vul nu Figuur 14 zo volledig en concreet mogelijk in.



Figuur 14. Kwantitatief fysisch model van de Aarde met atmosfeer.

testen

w25 Ga na of het model in evenwicht is. Licht je antwoord toe.

Ook nu zullen we Powersim nodig hebben om het model te testen.

ontwerpen

w26 Schets een Powersimmodel van de atmosfeerlaag. Je kunt hiervoor dezelfde structuur gebruiken als in Figuur 10 van de vorige paragraaf, maar een andere opzet is ook mogelijk.



bouwen

w27 Open je 1-laagsmodel. Voeg hieraan de atmosfeerlaag toe volgens je ontwerp, en sla het op. Gebruik bij je naamgeving van het Powersimmodel een '2' om te verwijzen naar deze paragraaf.

testen

w28 Test het model op de waarde voor de evenwichtstemperatuur en het gedrag van een 'koude' en een 'warme' atmosfeer. Welk albedo geeft een goede waarde voor de evenwichtstemperatuur?



w29 Hoe groot is nu de invloed van het albedo?

a Beredeneer welke invloed een verandering van albedo (bijvoorbeeld door meer of minder bewolking) volgens dit model heeft op de temperatuur T aan het aardoppervlak.



b Onderzoek in je model of het model meer gevoelig is voor veranderingen in het albedo dan in het 1-laags model (zie opgave w14 in §1), of juist minder.



c Vergelijk deze veranderingen weer met de verandering in de zonneconstante die je zou moeten aanbrengen, om hetzelfde effect te krijgen.

w30 Hoe groot is nu de invloed van de absorptiecoëfficiënt?

a Beredeneer welke invloed een verandering van de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer volgens dit model heeft op de temperatuur T aan het aardoppervlak.

b Onderzoek in je model hoe gevoelig de temperatuur is voor veranderingen in ε .

c Vergelijk ook deze veranderingen met de verandering in de zonneconstante die je zou moeten aanbrengen om hetzelfde effect te krijgen.

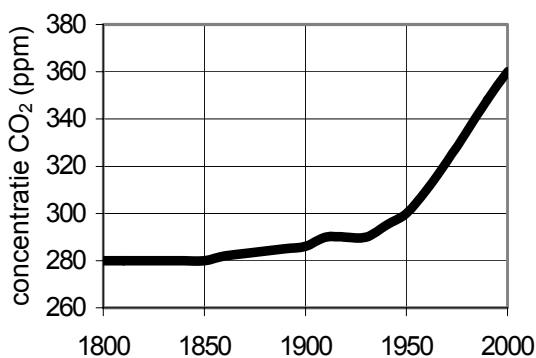
< Hoofdstekst < opgave 3: noodzakelijke uitbreiding

3 Terugvoorspellen

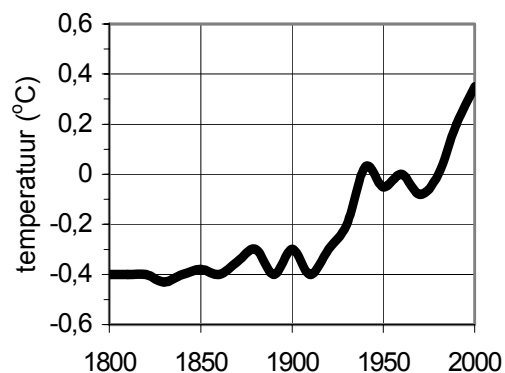
In deze paragraaf toets je de betrouwbaarheid van de modelvoorspellingen bij veranderende CO₂-concentraties. Dit doe je door het (gegeven) verloop van de CO₂-concentratie van de afgelopen 200 jaar op te nemen in je model. Welke temperatuur wordt er dan door je model voorspeld?

ontwerpen

In Figuur 15 is het verloop van de CO₂-concentratie weergegeven voor de periode 1800-2000. Figuur 16 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 het begin van deze periode en met verschillen in meetmethode op verschillende plaatsen op Aarde.



Figuur 15. Het verloop van de concentratie CO₂ in de atmosfeer in de periode 1800-2000 als gevolg van menselijke activiteiten en natuurlijke processen.



Figuur 16. 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.

We baseren ons op de gemeten concentraties CO₂ in de atmosfeer in het heden en verleden. Uit luchtbelletjes in ijskernen is namelijk het verloop van de concentratie CO₂ en de temperatuur tot ver in het verleden te reconstrueren. Ijskernen zijn bijvoorbeeld afkomstig van boringen in het noord- en zuidpoolgebied (Figuur 17). 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. Dat gaan we toevoegen aan ons model.

In de atmosfeer komen verschillende broeikasgassen voor: waterdamp (H₂O), koolstofdioxide (CO₂), methaan (CH₄), distikstofoxide (N₂O), zuurstof (O₂), ozon (O₃), enzovoort. Ook nu weer moeten we de werkelijkheid eerst vereenvoudigen. In deze paragraaf houden we alleen rekening met de invloed van CO₂.



Figuur 17. Wetenschappers boren ijskernen uit de poolkappen. Deze ijskernen bevatten informatie over het klimaat van vele duizenden jaar oud.

w31 Geef zeker twee redenen waarom dit een goede eerste aanname is. Je kunt hierbij gebruik maken van het achtergrondartikel “Broeikasgassen in de atmosfeer”.

De relatie tussen de CO_2 -concentratie en de absorptiecoëfficiënt ε kan in het computermodel worden ondergebracht in de vorm van een formule. Maar dat is hier een probleem. We kennen geen precieze relatie tussen de concentratie CO_2 en de absorptiecoëfficiënt. Daarom proberen we deze relatie te bepalen op basis van historische gegevens. In de tabel hieronder (Tabel 2) 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. In de tabel is ook de absorptiecoëfficiënt ε met een waarde van 0,78 opgenomen bij de huidige CO_2 -concentratie van 360 ppm (parts per million: mol CO_2 per miljoen mol lucht).

w32 Als we voor de drie meetpunten in Tabel 2 de absorptiecoëfficiënt ε zouden weten, dan konden we een schatting maken van de relatie tussen de CO_2 -concentratie en de absorptiecoëfficiënt. Met het ontwikkelde klimaatmodel kunnen we deze ontbrekende waarden van de absorptiecoëfficiënt vinden.

a Open je model van paragraaf 2. Controleer eerst of het model bij een absorptiecoëfficiënt van 0,78 een temperatuur van 14 °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.

Jaar	± 30000 BC	1800 AC	2000 AC
CO ₂ -concentratie (ppm)	200	280	360
Gemiddelde temperatuur (°C)	10,9	12,8	14
Absorptiecoëfficiënt			0.78

Tabel 2. Uit metingen weten we welke gemiddelde temperatuur er heerste bij welke CO_2 -concentratie. Voor de Aarde anno nu weten we ook de waarde van ε .

b 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 lijnen lopen. In Figuur 18 zijn hiervoor vier mogelijkheden weergegeven. De lijnen in deze figuur worden beschreven door de volgende vier vergelijkingen:

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

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

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

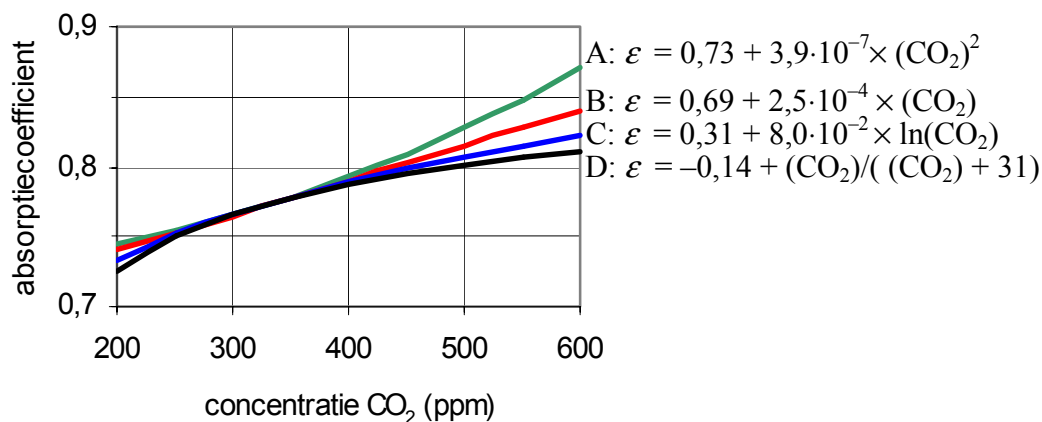
$$\varepsilon = -0,14 + (\text{CO}_2) / ((\text{CO}_2) + 31)$$

In deze formules is (CO_2) de concentratie CO_2 in de atmosfeer in 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 (CO_2) en ε in de (aangevulde) tabel.



c Welke twee van deze vier relaties lijken je het meest aannemelijk? Geef argumenten voor je keuze.



Figuur 18. 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.

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 CO₂-concentratie? Een antwoord op deze vraag is te vinden door het computermodel over een periode uit het verleden het verloop van de temperatuur te laten berekenen. We starten daarbij in 1800, het jaar waarin de industriële revolutie goed op gang begon te komen – en daarmee de emissie van CO₂. De uitkomsten kunnen we vergelijken met de gemeten temperatuur over diezelfde periode. Als er redelijke overeenstemming is, kunnen we vertrouwen op de ingevoerde relatie tussen ε en (CO₂). De klimaatwetenschappers hebben een naam voor deze manier om iets over de kwaliteit van het model te kunnen zeggen: *terugvoorspellen*.

bouwen

w33 Voorspel met je model de gemiddelde temperatuur voor de periode 1800-2000.

- a** Stel in het model ε en de startwaarden van de energieën zo in dat het model de evenwichtssituatie rond 1800 weergeeft.
- b** Het model rekent 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. Daarom veranderen we de tijdschaal van het model van seconden in jaren. Vermenigvuldig hiertoe de grootheden met s^{-1} in de eenheid – de zonneconstante S_Z en de constante van Stefan-Boltzmann σ – met het aantal seconden in een jaar.
- c** Zet de looptijd van het model op 200 (dus: op een periode van 200 jaar) en kies een verstandige waarde van de tijdstap.
- d** Nu moet het model worden voorzien van gegevens over het verloop van de concentratie CO₂ in deze periode, en het model heeft een formule nodig om op basis van deze gegevens ε te berekenen. Voeg een rekengrootheid CO₂_concentratie toe, en voer het verloop van de CO₂-concentratie in met de functie *Graph* (📖 p. 22). Trek een relatiepijl naar ε en voer hier de meest waarschijnlijke relatie in. Sla het model op onder een nieuwe naam.
- e** Laat nu het temperatuurverloop over de periode 1800-2000 doorrekenen. Doe dit ook voor de andere relatie die je gekozen had.
- f** Vergelijk de modelresultaten met de ‘beste schatting’ van het temperatuurverloop over de periode 1800-2000 (Figuur 16).

testen

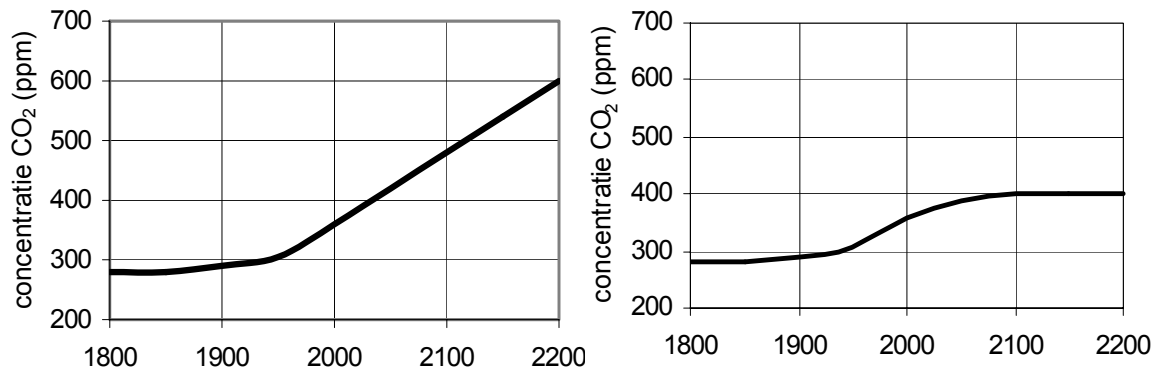


4 Toekomstscenario's

Het vorige model hebben we gevoed met de CO₂-concentratie. Deze konden we meten. Om voorspellingen te doen over de toekomst, moeten we ook iets zeggen over de broeikasgasconcentratie in de toekomst. Hoewel we hier natuurlijk niets met zekerheid kunnen zeggen, zijn er wel verwachtingen te geven. Vergelijk het met het verloop van een verhaal: vanaf een bepaald punt kan een schrijver verschillende *scenario's* uitwerken. De scenario's over de CO₂-uitstoot zijn gebaseerd op mogelijke economische, politieke en sociale ontwikkelingen. Klimaatwetenschappers gebruiken scenario's als invoer voor hun modellen, en kijken hoe het klimaat zich in de verschillende scenario's zal gaan ontwikkelen.

ontwerpen

In Figuur 19 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 19. Twee scenario's voor het verloop van de concentratie CO₂ in de atmosfeer voor de periode 2000-2200.

w34 Welke ontwikkelingen in de maatschappij kunnen leiden tot scenario 1, en welke tot scenario 2? Bedenk zelf nog een derde scenario, met een beschrijving van de bijbehorende ontwikkelingen.



w35 Gebruik het model dat je in de vorige paragraaf getest hebt om na te gaan welke klimaatveranderingen dit model voorspelt bij de verschillende scenario's. Laat het model het temperatuurverloop over de periode 1800-2200 doorrekenen voor elk van de twee toekomstscenario's uit Figuur 19 en voor je eigen toekomstscenario. Doe dat met minstens twee van de vier relaties tussen de concentratie CO_2 en de absorptiecoëfficiënt ε (zie vorige paragraaf). Geef de gevonden eindtemperaturen weer in de vorm van een tabel. Geef commentaar op de verschillen in modelresultaten bij deze scenariostudie.



< Hoofdstuk < opgave 6: toekomstscenario's

5 Modeluitbreiding: CO₂-opslag

De concentratie broeikasgassen in de atmosfeer bepaalt de absorptiecoëfficiënt ε van de atmosfeer. Eén van die broeikasgassen is koolstofdioxide. Deze neemt toe door menselijke activiteit. Daartegenover wordt er ook CO₂ opgenomen en in de een of andere vorm opgeslagen, bijvoorbeeld in vegetatie als C₆H₁₂O₆ (glucose) of in de oceanen als HCO₃⁻ (bicarbonaat). CO₂ als zodanig verdwijnt, maar de totale hoeveelheid koolstof blijft gelijk. Voortdurend worden grote hoeveelheden koolstof ‘rondgepompt’. Alleen als de opname en de uitstoot even groot zijn, zal de CO₂-concentratie in de atmosfeer constant blijven.

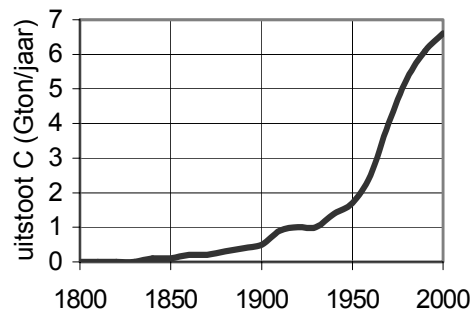
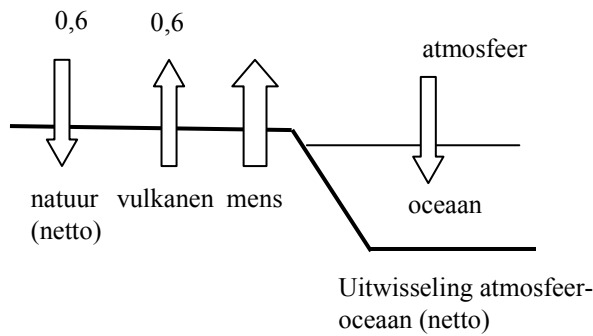
Koolstofkringloop – Verschillende mechanismen in deze kringloop zijn temperatuurafhankelijk. Het warmer worden van de Aarde heeft dus gevolgen voor de wijze waarop de kringloop werkt, en heeft daarmee ook weer invloed op de CO₂-concentratie in de atmosfeer. Om de toekomstige CO₂-concentratie te kunnen voorspellen moeten we dus de ‘boekhouden’: dat wil zeggen, we moeten van alle stromen van en naar de atmosfeer de grootte weten, zodat we het netto-effect kunnen berekenen. Vervolgens moeten we ook weten hoe deze stromen zullen veranderen onder invloed van een veranderende temperatuur. Het antwoord op deze beide vragen levert een deelmodel waarmee je de toekomstige ontwikkeling van de CO₂-concentratie kunt voorspellen.

w36 We noemen de genoemde kringloop de koolstofkringloop en niet de CO₂-kringloop. Verklaar dit.

De koolstofkringloop is sterk vereenvoudigd weergegeven in Figuur 20. Zoals je ziet, is er voor de bijdrage van vulkanen een waarde bekend. Ook het netto-effect van de levende natuur (foto-synthese, ademhaling etc.) is ongeveer bekend. Deze twee bijdragen vallen dus tegen elkaar weg.

De bijdrage van de mens is nog niet ingevuld omdat die in de loop van de tijd nogal veranderd is. De huidige uitstoot is zo'n 6 Gton koolstof (6.000.000.000.000 kg) per jaar. De toekomstige uitstoot is nog onzeker, zoals je gezien hebt in de scenariostudies. De uitstoot in de afgelopen 200 jaar is wel redelijk te schatten, door gebruik te maken van oude bedrijfsadministraties waarin de aankoop van brandstof vermeld staat, (historische) cijfers over de groei van de industrie, het leefpatroon van mensen door de eeuwen heen, enzovoort. In Figuur 21 zie je gegevens over de uitstoot van koolstof door verbranding van fossiele brandstoffen, van 1800-2000.

Tenslotte is ook de bijdrage van de oceaan nog niet ingevuld: in dit hoofdstuk wordt je belangrijkste taak om deze bijdrage goed te modelleren.



Figuur 20. Vereenvoudigd schema van de koolstofkringloop op Aarde. Voor vulkanische en biologische activiteit zijn de koolstofstromen gegeven in Gton per jaar.

Figuur 21. Uitstoot van koolstof (C) naar de atmosfeer door menselijke activiteiten in de periode 1800-2000.

w37 Waarom de oceaan? – In deze opgave krijg je een indruk van de invloed van de oceanen.

a Maak op basis van *Figuur 21* een schatting van de totale uitstoot van koolstof door de mens, in de afgelopen 200 jaar.

b Bepaal op basis van deze uitstoot met hoeveel ppm de CO₂-concentratie gestegen zou zijn sinds 1800. (Hint: reken de hoeveelheid koolstof eerst om naar mol. De atmosfeer bestaat uit zo'n $1,8 \cdot 10^{20}$ mol lucht.)

c Vergelijk dit met de werkelijke toename (*Figuur 15*, §3). Hoe groot is het verschil?

d Hoeveel Gton koolstof ontbreekt er? Blijkbaar is er nog een onbekende uitstroom uit de atmosfeer (eenheid: Gton/jaar). Maak een schatting van deze netto-stroom.

De ontbrekende hoeveelheid koolstof die je berekend hebt, is in die twee eeuwen aan de atmosfeer onttrokken door de oceanen. Veel mensen weten dat de biosfeer (planten

en dieren) CO₂ uit de atmosfeer haalt. Minder bekend is het feit dat de opslag van CO₂ in de oceanen van veel grotere betekenis is. De bijdrage van de oceanen is, net als de bijdrage van de levende natuur, een *netto-effect*: er wordt door de oceaan voortdurend CO₂ geabsorbeerd, maar er gaat tegelijkertijd ook voortdurend CO₂ in de omgekeerde richting. De grootte van de netto-stroom is afhankelijk van het concentratieverschil en van de temperatuur, en wordt dus beïnvloed door een eventuele temperatuurstijging op Aarde als gevolg van de (menselijke) uitstoot van CO₂ naar de atmosfeer. Deze terugkoppeling ga je in een model verwerken. Daarmee kun je onderzoeken hoe verdere uitstoot van CO₂ (denk aan je scenario's!) de netto-stroom beïnvloedt.

Vraagstelling:

Hoe beïnvloedt de terugkoppeling door CO₂-opslag het temperatuurverloop?

Bouw eerst een deelmodel van de koolstofkringloop, en koppel het deelmodel pas aan het kernmodel (het 2-lagen model) wanneer je het getest hebt. Voordat we het model kunnen gebruiken voor toekomstvoorspellingen, moet het op dezelfde wijze getest worden als het kernmodel: achtereenvolgens voor een bekende situatie, en voor een bekende verandering.

w38 Formuleer nu eerst de eisen waarmee je je deelmodel kunt gaan testen.

a Leg uit dat we als bekende situatie in plaats van 'het nu' beter de situatie van 1800 kunnen nemen.

b Formuleer de uitkomsten (waarde en gedrag) die het model moet geven voor de situatie van 1800.

Waarde voor de CO₂-concentratie in de atmosfeer:

Gedrag:

c Hoe test je of het model veranderingen goed weergeeft?

Onze voorstelling van zaken is nu dat er twee voorraden koolstof zijn: een deel van de koolstof bevindt zich in de atmosfeer, en de rest is opgeslagen in de oceanen. Tussen die twee voorraden treedt uitwisseling op: er gaat koolstof (in de vorm van CO₂) van de atmosfeer naar de oceaan, en omgekeerd. Deze uitwisseling is afhankelijk van de

concentraties in de atmosfeer en de oceaan. Daarnaast veroorzaakt de mens een extra instroom van CO₂ in de atmosfeer. Door de verhoogde CO₂-concentratie in de atmosfeer ontstaat een netto-stroom naar de oceaan.

w39 Welke inperkingen hebben we in deze voorstelling van zaken gemaakt?

w40 Schets de basisstructuur die het deelmodel moet gaan krijgen in Powersim. (Hint: gebruik alleen de netto-stromen, en geen uitwisselingsstromen.)

We moeten nu de grootte weten van de voorraden en de grootte van de stromen. Omdat we het model willen gaan testen met 1800 als startdatum, zoeken we de grootte van de voorraden in 1800. De CO₂-concentratie in de atmosfeer is bekend voor 1800.

w41 Bereken daarmee de voorraad koolstof in de atmosfeer in 1800.

Koolstofvoorraad – De CO₂-concentratie in de oceaan is nog niet bekend. Om die te vinden, maken we gebruik van het feit dat de koolstofkringloop in 1800 in evenwicht was. Want in een evenwicht is, bij een gegeven temperatuur, de verhouding bekend tussen [CO₂]_{oc}, de concentratie opgeloste CO₂, en (CO₂)_{atm}, de concentratie CO₂ in de atmosfeer:

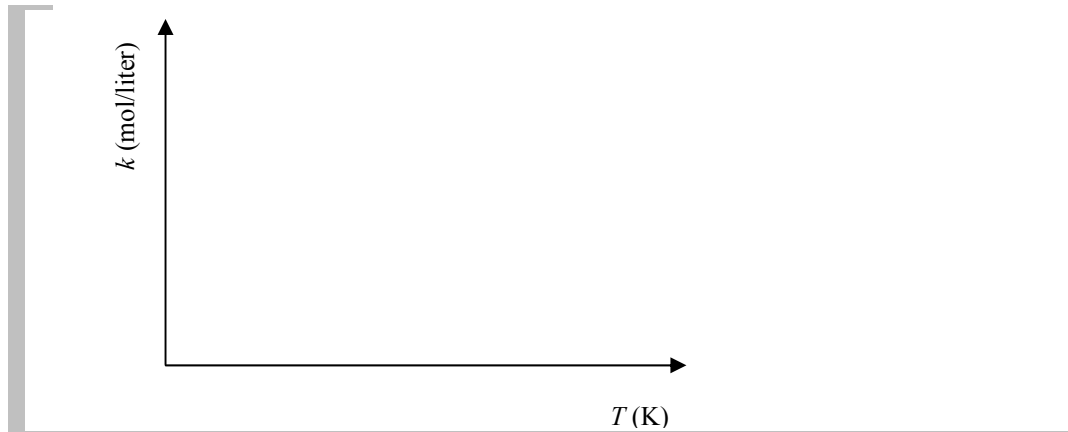
$$[\text{CO}_2]_{\text{oc}} / (\text{CO}_2)_{\text{atm}} = k$$

[CO₂]_{oc} geven we weer in mol/liter, (CO₂)_{atm} is zonder eenheid (of mol per mol, als je wilt) en de evenwichtsconstante k is ook in mol/liter. We noemen k de oplosbaarheid-coëfficiënt. Waarden voor k bij verschillende temperaturen staan in Tabel 3.

T (K)	273	283	293	298	303	313	323	333
k (10^{-3} mol/liter)	73,3	53,1	38,8	33,5	29,5	23,2	19,2	15,6

Tabel 3. Oplosbaarheidcoëfficiënt van CO_2 in water bij verschillende temperaturen. BINAS, tabel 44

w42 Teken een grafiek van k uitgezet tegen de temperatuur.



Van de hoeveelheid koolstof in de oceaan is slechts 0,515% aanwezig in de vorm van (opgeloste) CO_2 . De rest is omgezet in HCO_3^- en CO_3^{2-} . De uitwisseling van CO_2 met de atmosfeer wordt bepaald door het concentratieverschil in CO_2 tussen de atmosfeer en de oceaan. Voor de oceaan hoef je dus *alleen* rekening te houden met koolstof in de vorm van CO_2 ; de rest doet verder niet mee aan dat proces. Dit verklaart overigens waarom de oceaan dienst kan doen als opslagreservoir voor een zeer grote hoeveelheid koolstof: 99,5% van de CO_2 die de oceaan inkomt, wordt wat anders.

w43 Bereken met deze gegevens de voorraad koolstof in de oceaan in 1800.

a Bereken de CO_2 -concentratie van de oceaan in 1800.

b Maak een schatting van de hoeveelheid water in de oceanen.

c Wat is de voorraad koolstof in de oceanen in 1800?

Koolstofstroom – Nu moeten we de stroom nog bepalen. Wanneer we een hoeveelheid CO_2 in de atmosfeer brengen, en laten de Aarde even met rust, dan stelt zich een nieuw evenwicht in waarbij zowel de concentratie in de atmosfeer als die in de oceaan hoger is, maar volgens dezelfde verhouding k . Ten minste, wanneer de temperatuur constant blijft.

w44 Controleer met bovenstaande informatie of je in opgave w38^b het correcte gedrag eist van het model.

Gedrag:

Voor een evenwicht kunnen we de formule voor de verhouding in concentraties ook schrijven als:

$$(\text{CO}_2)_{\text{atm}} - [\text{CO}_2]_{\text{oc}}/k = 0$$

De huidige situatie is zo dat $(\text{CO}_2)_{\text{atm}}$ veranderd is, maar de Aarde nog niet de tijd gegeven om een nieuw evenwicht in te stellen. De vergelijking is dus niet 0. Er ontstaat dan een stroom CO_2 . Hoe verder de vergelijking van 0 is, hoe groter de stroom. Uitwisseling tussen atmosfeer en oceaan verloopt natuurlijk alleen via het oppervlak. Hoe groter het oppervlak, hoe sneller de uitwisseling verloopt. Voor 1 m^2 oceaanooppervlak wordt de uitwisselingsnelheid S_C gegeven door:

$$S_C = u \cdot ((\text{CO}_2)_{\text{atm}} - [\text{CO}_2]_{\text{oc}}/k)$$

u is een uitwisselingsconstante. S_C en u hebben beide de eenheid $\text{kg}/(\text{jaar m}^2)$.

Om de totale netto-stroom te berekenen, moeten we S_C vermenigvuldigen met het oceaanooppervlak.

Klimaatwetenschappers doen veel moeite om de uitwisselingsconstante u te bepalen. Dit is echter erg lastig. De beste schattingen voor dit moment resulteren in een netto-stroom van ongeveer 1-3 Gton/jaar. In het model dat je gaat bouwen kun je zelf op zoek naar een waarde voor u die resulteert in het gewenste gedrag.

w45 Kun je bedenken wat de uitwisselingsconstante qua orde van grootte moet zijn?

w46 Zet de informatie over de koolstofuitwisseling in het model, en sla je model van de koolstofkringloop op.

w47 Het model kan getest worden.

a Controleer of het model de juiste waarde voor de CO_2 -concentratie in de atmosfeer geeft, en in evenwicht is. De menselijke uitstoot laten we nog even buiten beschouwing. Stel eventueel de startwaarden zodanig bij dat je hier tevreden over bent. (We noemen dit het *tunen* van je model).

b Vergroot de voorraadgrootte koolstof_atmosfeer. Laat het model het juiste gedrag zien?

c Stel het model weer in op evenwicht. Laat nu de temperatuur veranderen volgens het historisch verloop. Hoe verandert $(\text{CO}_2)_{\text{atm}}$?

d Stel de temperatuur weer constant. Voeg nu de menselijke uitstoot van koolstof toe. Hoe verandert $(\text{CO}_2)_{\text{atm}}$?

e Laat nu de temperatuur veranderen volgens het historisch verloop, samen met de menselijke uitstoot. Hoe verandert $(\text{CO}_2)_{\text{atm}}$? Vergelijk de uitkomst met die waarbij de temperatuur constant bleef.

f Onderzoek met het model 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. (Hint: breid je model iets uit met een voorraadgrootte die als instroom de jaarlijkse uitstoot door menselijke activiteiten heeft.)

w48 Je gaat nu het deelmodel van de koolstofuitwisseling koppelen aan het eerder ontwikkelde 2-lagen model voor de periode 1800-2000. Daarmee kun je onderzoeken welke invloed het toevoegen van het deelmodel heeft op de resultaten van het kernmodel. Sla dit gekoppelde model onder een andere naam op.

a Koppel het ontwikkelde deelmodel van de koolstofuitwisseling aan het klimaatmodel uit paragraaf 3. Bedenk daarbij eerst via welke grootheden de twee modellen met elkaar verbonden moeten worden. Gebruik weer de relaties tussen de concentratie CO_2 in de atmosfeer en de absorptiecoëfficiënt ε (relatie A, B, C of D uit paragraaf 3), die je ook in §4 gebruikt hebt bij je scenariostudie.

- b** 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 evenwichts-situatie start. *Tune* het model zo nodig op een concentratie van 360 ppm CO₂ in de atmosfeer in 2000.
- c** Onderzoek, door vergelijking van de modelresultaten met die van §3, welk effect het toevoegen van het deelmodel van de koolstofuitwisseling aan het klimaatmodel heeft op de berekende temperatuurstijging over de periode 1800-2000. Verklaar het resultaat.

- d** Waarom is het toevoegen van dit deelmodel nodig is als we het klimaatmodel gaan gebruiken voor het voorspellen van klimaatverandering?

- e** En wat zijn de resultaten voor de verschillende scenario's uit §4?

- f** Onderzoek ook hoe lang het duurt voordat er weer evenwicht is (de 'remweg'), vanaf het moment dat de CO₂-uitstoot weer naar 0 is gegaan (wat voor scenario zou daarbij kunnen horen?).

w49 Hoe beantwoord je nu de vraagstelling voor deze paragraaf?

extra

w50 Voer met het uitgebreide model 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 1% of 5% groter of kleiner) zou zijn? Probeer zo'n gevoeligheidsstudie zo systematisch mogelijk aan te pakken. Geef de resultaten zo overzichtelijk mogelijk weer. Welke grootheden hebben veel invloed op het modelresultaat, en welke weinig?

In de oceaan is de uitwisseling van CO_2 in feite beperkt tot een oppervlaktelaag van zo'n 100 meter diep. De concentratie in deze laag bepaalt hoe groot de netto-stroom is. Het water in de oppervlaktelaag zal langzaam mengen met het water uit de diepe oceaan: koud water zinkt vanuit de oppervlaktelaag naar beneden en warm water welt vanuit de diepe oceaan op. Welke invloed heeft deze menging tussen ondiepe en diepe oceaan op de concentratie CO_2 in de atmosfeer? Dat is te onderzoeken met een uitbreiding van het model van de koolstofuitwisseling. Vul dit model aan met deze koolstofuitwisseling tussen ondiepe en diepe oceaan. Ga daarbij uit van de volgende gegevens:

- Door menging verdwijnt zo'n $7 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ water per jaar vanuit de oppervlaktelaag naar de diepe oceaan. En in diezelfde periode komt eenzelfde hoeveelheid water –

maar met een andere concentratie koolstof – vanuit die diepe oceaan omhoog naar de oppervlaktelaag. Hoewel deze hoeveelheid ‘zinkend’ en ‘opwellend’ water afhangt van de gemiddelde temperatuur op Aarde, de hoeveelheid afgesmolten ijs enzovoort, nemen we aan dat deze constant is.

- De hoeveelheid koolstof in de oppervlaktelaag van de oceaan en het volume van deze oppervlaktelaag zijn te berekenen met de gegevens in de paragraaf (zie opgave 8).
- De hoeveelheid koolstof in de diepe oceaan wordt geschat op $38 \cdot 10^3$ Gton.

w51 Geef met het aangevulde model van de koolstofuitwisseling een antwoord op de volgende twee vragen:

a Is de invloed van koolstofuitwisseling tussen ondiepe en diepe oceaan op de concentratie CO_2 in de atmosfeer wel of niet verwaarloosbaar?

b Welk percentage van de naar de atmosfeer uitgestoten hoeveelheid koolstof blijft daar achter, wanneer de uitstoot teruggaat naar 0? Ter vergelijking: de ‘grote klimaatmodellen’ schatten dat er uiteindelijk zo’n 15% in de atmosfeer achter blijft.

< Hoofdstekst < opgave 9: modeluitbreiding CO_2 -opslag

6 Modeluitbreiding: sneeuw

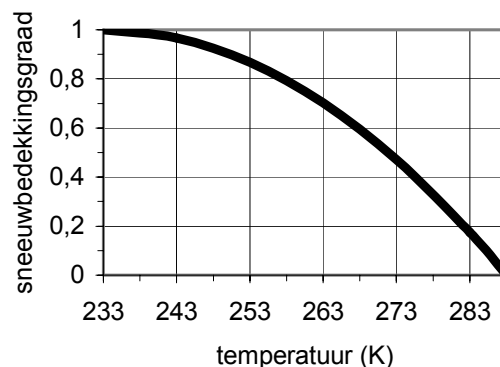
In deze paragraaf verwerk je informatie over de sneeuwbedekking op Aarde. De mate van sneeuwbedekking is afhankelijk van de gemiddelde temperatuur, maar beïnvloedt deze ook. Je bouwt deze terugkoppeling in je model. Met je model ben je in staat om te onderzoeken hoe versterkende terugkoppeling grote gevolgen kan hebben bij kleine veranderingen.

De hoeveelheid sneeuw en ijs op het aardoppervlak draagt bij aan het albedo α van de Aarde. In de poolstreken is het land grote delen van het jaar bedekt met sneeuw en ijs. Het albedo van deze sneeuwvelden is relatief groot: $\alpha_{sn} = 0,6 - 0,8$. Zie Figuur 22. De hoeveelheid sneeuw in onze streken is verwaarloosbaar klein: slechts enkele dagen per jaar. 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 in het kernmodel de vaste waarde van het albedo temperatuurafhankelijk te maken.

Uit metingen blijkt dat er een verband is tussen de plaatselijke gemiddelde temperatuur en de *sneeuwbedekkingsgraad*. Deze grootte is gedefinieerd als het aantal dagen per jaar met sneeuwbedekking gedeeld door het aantal dagen in een jaar. Dit verband is weergegeven in Figuur 23.



Figuur 22. De sneeuwbedekkingsgraad bepaalt het plaatselijke gemiddelde albedo van het aardoppervlak: 0,8 bij een sneeuwbedekkingsgraad 1.



Figuur 23. De sneeuwbedekkingsgraad als functie van de plaatselijke gemiddelde temperatuur tussen de 233 en 288 K .

Volgens dit diagram zijn er geen dagen met sneeuw meer als de plaatselijke gemiddelde temperatuur boven de 288 K ligt. In dat geval heeft de sneeuwbedekkingsgraad de waarde 0. Bij een plaatselijke gemiddelde temperatuur onder de 233 K ligt er altijd sneeuw, en heeft de sneeuwbedekkingsgraad de waarde 1. Deze sneeuwbedekkingsgraad bepaalt het plaatselijke gemiddelde albedo van het aardoppervlak.

Eerst onderzoek je hoe het model eigenlijk reageert op zo'n terugkoppeling: is dat een belangrijke invloed?


Vraagstelling:

Hoe beïnvloedt de terugkoppeling door sneeuw het temperatuurverloop?

Het verband dat in Figuur 23 in de grafiek staat, wordt gegeven door de volgende formule tussen de sneeuwbedekkingsgraad B_s en de temperatuur T :

$$B_s = 1 - 0,00033 \times (T - 233)^2 \quad \text{voor } 233 \text{ K} < T < 288 \text{ K}$$

waarin de bedekkingsgraad een getal is tussen 0 en 1, en de temperatuur in K.

In Powersim moet je rekening houden met de grenzen aan de temperatuur voor deze formule. Dat bereik je met het commando *if* (zie  p. 26). Dit geeft bij een voorwaarde 2 opties: de eerste geldt als aan de voorwaarde voldaan is, de tweede als er niet aan voldaan is.

Om het hele temperatuurgebied te kunnen gebruiken, kun je het volgende commando gebruiken:

```
if (T < 233, 1, if (T > 288, ..., ...))
```

Je leest dit commando als volgt: op de voorwaarde dat $T < 233$ volgt $B_s=1$ wanneer de voorwaarde waar is. Wanneer de voorwaarde niet waar is, geldt voor B_s de tweede optie: een nieuw *if*-commando. Deze begint ook weer met een voorwaarde.

w52 Gevoel voor effect – In deze opgave leer je de invloed van terugkoppeling kennen. Pak daarvoor het 2-lagen model van §2 erbij.

- a** Verander S_z en σ om het model per jaar te laten rekenen.
- b** Breid je model uit met een rekengrootheid ‘sneeuwbedekking’, en teken relatiepijlen van de temperatuur naar de sneeuwbedekking, en van de sneeuwbedekking naar het albedo.
- c** Gebruik de formule voor de sneeuwbedekkingsgraad om de relatie in je Powersimmodel vast te leggen.
- d** Geef zelf een definitie voor het gemiddelde albedo van de Aarde. (Hint: het deel van het aardoppervlak waar geen sneeuw ligt, is $1-B_s$.) Sla je model op.


- e** Wat gebeurt er als je het model laat lopen? Geef een verklaring.

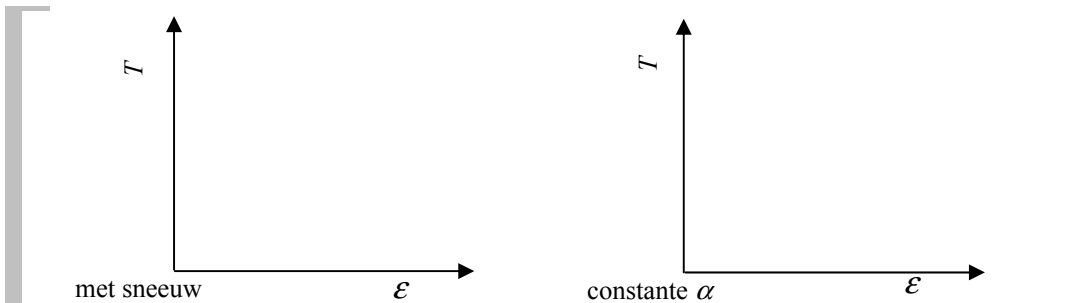
In de vorige opgave bereikte jouw model als snel een eindtemperatuur. Je kon in dat model nog niet goed zien hoe de sneeuw veranderingen beïnvloedt. Om dat te onderzoeken gaan we de temperatuur langzaam laten veranderen. Zo krijgen we een idee van het effect van sneeuw op de temperatuursverandering. Om zo'n verandering te

krijgen, variëren we de absorptiecoëfficiënt. Hoe je deze varieert, hangt af van het resultaat dat je net had. Kreeg je een sneeuwwereld, dan laat je ε stijgen; als je een einduitkomst kreeg met een sneeuwvrije wereld dan ben je geïnteresseerd in het effect van een dalende absorptiecoëfficiënt.

f Laat ε elke 100 jaar 0.1 kleiner of groter worden. Dit kun je bereiken met het commando `time` in het *Definition*-vak van epsilon. `Time` is de teller in het model. Voor ε geven we nu een formule; bijvoorbeeld

$$0.78 - 0.001 * \text{time}$$

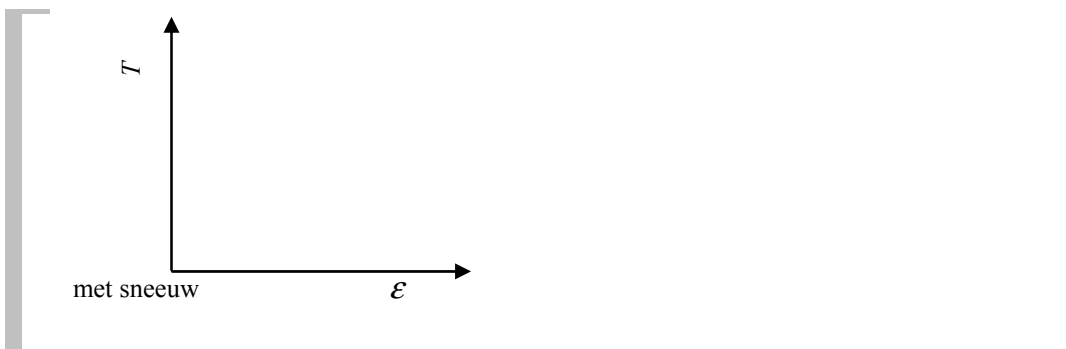
laat ε kleiner worden met een afname van 0.001 per jaar. Laat het model lang genoeg lopen om een verandering van de sneeuwbedekkingsgraad te zien. Doe ter vergelijking dezelfde test nog eens met de albedo als constante (dus zonder B_s). Om de temperatuur uit te zetten tegen ε kun je dit grafieksymbool gebruiken van de werkbalk: 



g Wat is je verklaring voor het verschil?

h Bij welke waarde voor ε ligt het omslagpunt?

i Test of het model in omgekeerde richting (van sneeuw naar sneeuwvrij, of van sneeuwvrij naar sneeuw) hetzelfde gedrag vertoont.



Je hebt nu wat gevoel gekregen voor hoe het model kan reageren op terugkoppeling. Vanwege het versterkende effect noemen we dit positieve terugkoppeling. Er lijkt geen stabiel evenwicht mogelijk tussen de twee uitersten: een sneeuwwereld, of een sneeuw-vrije planeet. Toch hebben we ook op onze Aarde sneeuw, zonder dat we in een van de beide uitersten zitten. Dit model is dus duidelijk niet realistisch. Daar was het ook niet voor bedoeld, het diende alleen als eerste verkenning. Het model vertoont enkele opmerkelijke gedragingen. Als dit soort verschijnselen ook in de werkelijkheid optreedt, dan wordt voorspellen een heikele aangelegenheid. Om het werkelijkheidsgehalte van dit soort verschijnselen beter in te kunnen schatten, kunnen we onderzoeken of deze in een realistischer model ook optreden.

w53 Welke opmerkelijke gedragingen heb je gevonden die verder op hun realiteitsgehalte onderzocht moeten worden?

De vraagstelling voor het vervolg wordt nu: treden de gedragingen die je bij opgave 2 benoemd hebt ook op in een realistischer model? Daarvoor moet je dus eerst dat realistischer model ontwerpen, bouwen en testen.

ontwerpen

w54 Formuleer nu eerst de eisen waarmee je gaat testen of je model voldoende realistisch is.

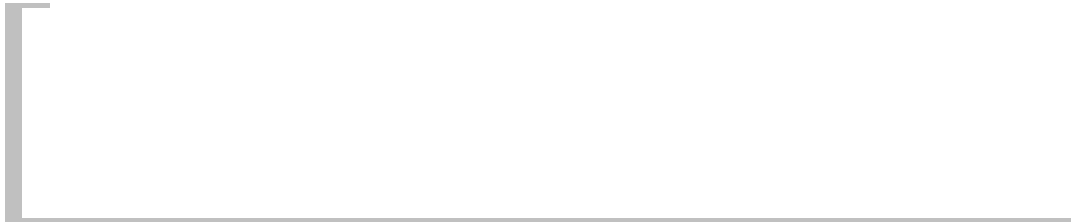
a Leg uit dat we als bekende situatie in plaats van ‘het nu’ beter de situatie van 1800 kunnen nemen.

b Formuleer de uitkomsten die het model moet geven voor de situatie van 1800.

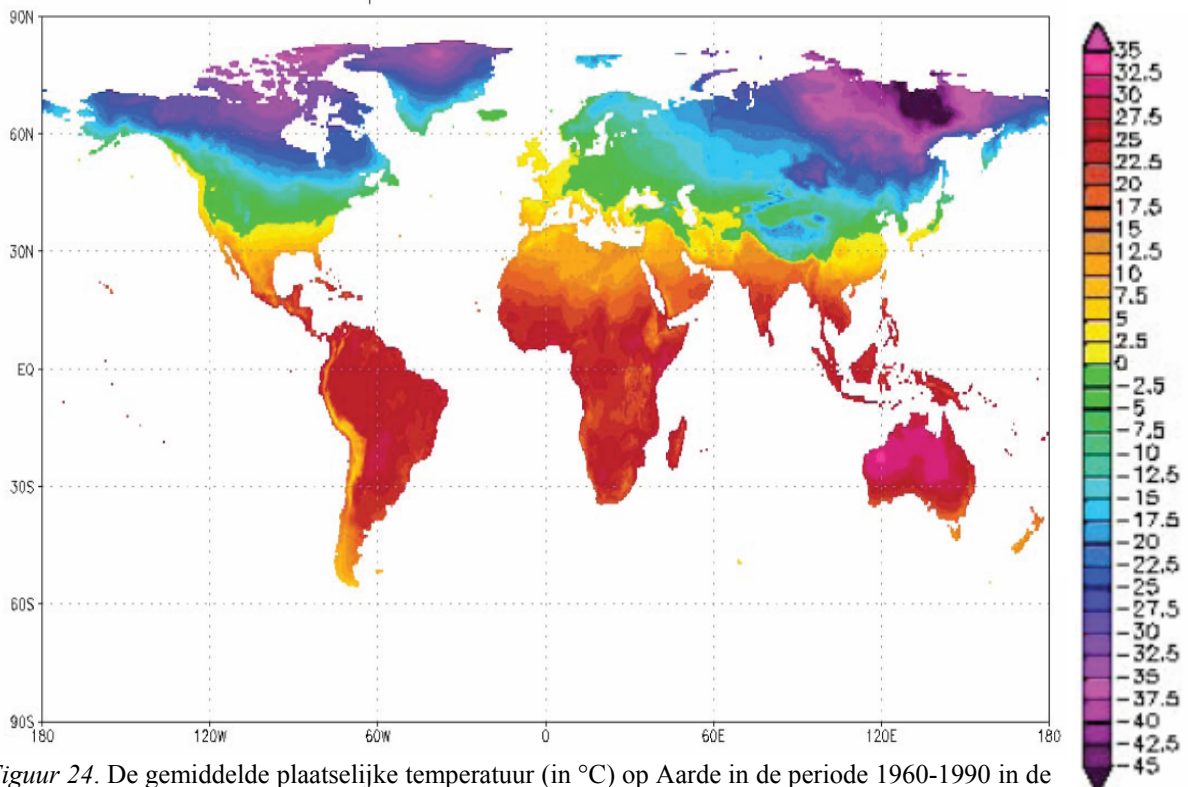
c Hoe test je of het model veranderingen goed weergeeft?

Bij de huidige gemiddelde temperatuur op Aarde van zo'n 14 °C zitten we volgens Figuur 23 dicht tegen de grens van 15 °C (288 K) waarboven het hele jaar door geen sprake meer is van sneeuwbedekking. Toch komt op Aarde nog aardig wat sneeuw voor.

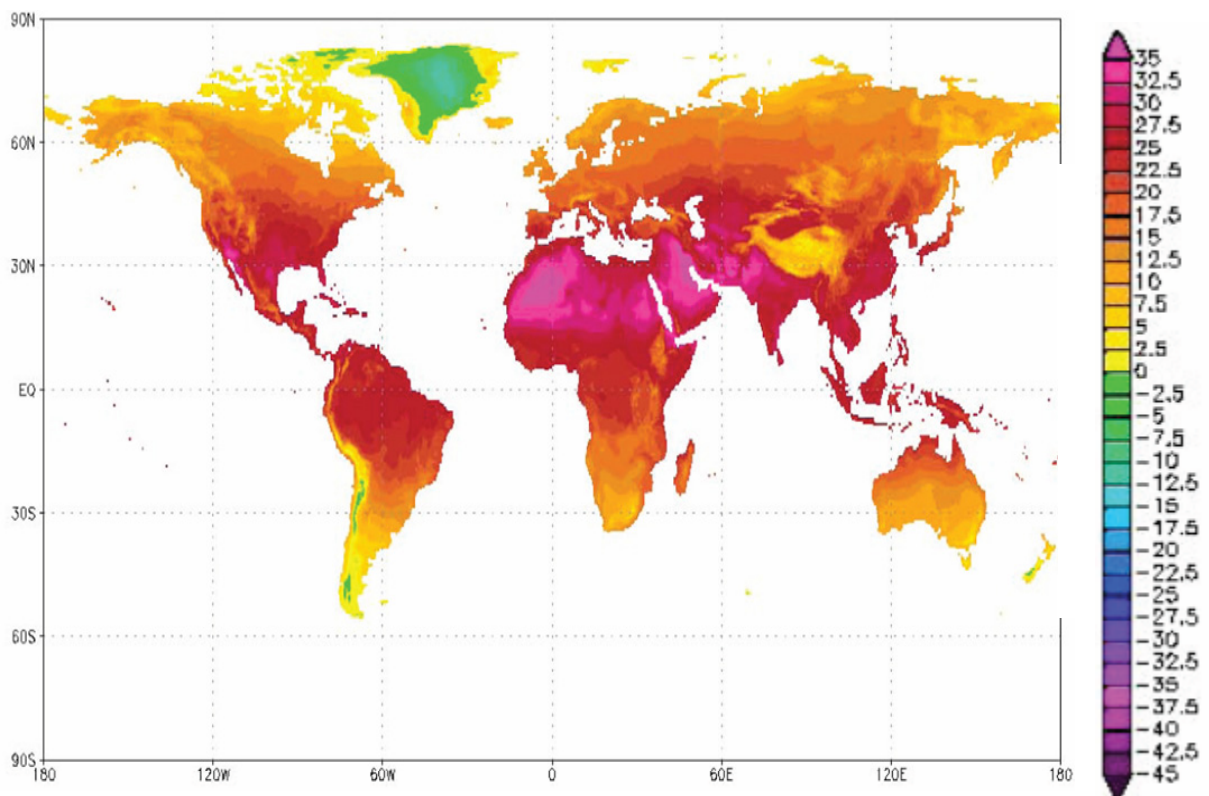
w55 Voor het ontwerpen van een deelmodel van het aardoppervlak met sneeuwbedekking kunnen we niet meer uitgaan van een gemiddelde Aarde. Leg uit waarom niet.



Om de sneeuwbedekkingsgraad realistischer in het klimaatmodel te verwerken, zullen we onderscheid 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. We gaan ervan uit dat de sneeuwbedekkingsgraad en daarmee het plaatselijke albedo van het aardoppervlak afhangt van de gemiddelde temperatuur in elk van die klimaatzones.



Figuur 24. De gemiddelde plaatselijke temperatuur (in °C) op Aarde in de periode 1960-1990 in de maand januari.



Figuur 25. De gemiddelde plaatselijke temperatuur (in °C) op Aarde in de periode 1960-1990 in de maand juli.

w56 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 24 en Figuur 25, waarin de plaatselijke gemiddelde temperatuur voor de winter en de zomer is weergegeven met een kleurcode. De temperatuur in elke klimaatzone is het resultaat van complexe processen die warmte over de Aarde transporteren. Wat wij gaan doen, is het *resultaat* van deze processen in rekening brengen: hoe hangt de gemiddelde temperatuur in elke zone af van het wereldgemiddelde?

- a** 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.

- b** 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.

$$T_{\text{polen}} =$$

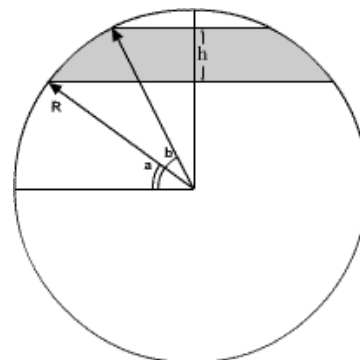
$$T_{\text{gematigd}} =$$

$$T_{\text{tropen}} =$$

- c** Maak een schets van het deelmodel voor de temperatuursafhankelijke sneeuwbedekking.

- w57** Controleer of de gemiddelde temperaturen in alle klimaatzones samen weer de gemiddelde temperatuur op Aarde geven.

Oppervlakte – De 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 $60-90^\circ$ is aanmerkelijk kleiner dan het oppervlak van de tropenzone tussen $0-30^\circ$. 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 26. Het oppervlak van een klimaatzone op een bol tussen de breedtegraden a en b .

w58 Het oppervlak A op een bol met een straal R tussen de hoeken a en b zoals weer-gegeven in Figuur 26 wordt gegeven door de volgende formule:

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

a Bereken hiermee het oppervlak van de drie klimaatzones als percentage van het totale aardoppervlak.

b Ga na dat de drie temperatuurformules, rekening houdend met deze oppervlakte-percentages voor de verschillende klimaatzones, samen ruwweg de juiste *gewogen gemiddelde* temperatuur T_A op Aarde opleveren.

Albedo – De sneeuwbedekkingsgraad B_s is voor elke klimaatzone te berekenen, en daarmee het albedo α van een klimaatzone. Voor het berekenen van het gemiddelde albedo α van het aardoppervlak kunnen we nu, rekening houdend met de oppervlakte-percentages van de verschillende klimaatzones, werken met een *gewogen gemiddelde* van de drie klimaatzone-albedo's.

Voor het met sneeuw bedekte deel van een klimaatzone kunnen we uitgaan van een albedo van 0,6 - 0,8. Voor de onbedekte rest van het oppervlak zal een redelijke waarde voor het albedo afhangen van je aannames. Je kunt er voor kiezen om in je model al dan niet rekening te houden met het feit dat er in de oceaan geen sneeuw ligt. Vat je de relatie tussen B_s en T op voor alleen sneeuw, of interpreteer je de relatie ook als 'zee-ijs'?

w59 Vervang in het model dat je in opgave 1 hebt gebouwd, de daar gedefinieerde sneeuwbedekkingsgraad door een deelmodel met verschillende klimaatzones.

w60 Het model kan getest worden.

a Controleer of het model de juiste waarde voor het albedo geeft, en in evenwicht is. Stel eventueel de startwaarden zodanig bij dat je tevreden bent over de uitkomsten. (We noemen dit het *tunen* van je model.)

b Laat het model het juiste gedrag zien voor een 'koude' en een 'warme' Aarde?

c Stel het model weer in op het evenwicht van 1800. Laat nu de absorptiecoëfficiënt veranderen volgens het historisch verloop; gebruik hiervoor de uitkomsten van §3 en §4. Hoe verandert het albedo van de Aarde, in vergelijking met de uitkomsten waarin α constant bleef?

d Als je de sneeuwbedekkingsgraad interpreteert als het aantal dagen winter, wat kun je dan zeggen over het aanbreken van lente en herfst? Of, met andere woorden: hoeveel dagen eerder of later beginnen deze seizoenen nu vergeleken met de situatie in 1800?

e Waarom is het toevoegen van dit deelmodel nodig is als we het klimaatmodel gaan gebruiken voor het voorspellen van klimaatverandering?

f En wat zijn de resultaten voor de verschillende scenario's uit §4?

g Onderzoek of in dit model dezelfde effecten optreden, die je ook in opgave w53 benoemd hebt.

w61 Hoe beantwoord je nu de vraagstelling voor deze paragraaf?

extra

w62 Voer met het uitgebreide model 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?

In het ontwikkelde deelmodel hebben we klimaatzones aangebracht door gelijke hoeken te kiezen. Hierdoor verschillen de oppervlaktes van elke gordel. Een andere mogelijkheid om te komen tot een realistisch deelmodel, is door klimaatzones te definiëren met gelijke oppervlaktes.

w63 Voer het onderzoek van opgaven 6 t/m 9 nogmaals uit, maar nu voor klimaatzones van gelijke oppervlakte. Wat zijn de verschillen? Kun je die verklaren?

Bij een verdeling van de Aarde in verschillende klimaatzones moeten we eigenlijk ook rekening houden met een verschil in zonne-instraling. In de tropen valt de zonneinstraling vrijwel loodrecht in op het aardoppervlak, in de poolzone vrijwel evenwijdig aan het aardoppervlak. Je zou kunnen zeggen dat het albedo in de tropenzone veel effectiever is dan aan de polen. Welke invloed heeft dit verschil in effectiviteit op het albedo van het aardoppervlak? Dat is te onderzoeken met een uitbreiding van het model. Vul dit model aan met deze albedo-effectiviteit van de verschillende klimaatzones. Ga daarbij uit van de volgende gegevens:

- De effectiviteit van het albedo is een functie van de breedtegraad. De klimaatwetenschappers gebruiken voor deze effectiviteit e de volgende (vereenvoudigde) formule:

$$e \approx 1,25 - 0,75 \cdot (\sin \varphi)^2$$

In deze formule is φ de breedtegraad: 0° voor de evenaar en 90° voor de noord- en zuidpool. Het wereldgemiddelde van deze effectiviteit komt uit op een waarde 1.

w64 Geef met het aangevulde model van het aardoppervlak een antwoord op de vraag of de invloed van de effectiviteit van het albedo in de verschillende klimaatzones wel of niet verwaarloosbaar is.

< Hoofdstekst < opgave 10: sneeuw

7 Modeluitbreiding: wolken

Wolken bedekken bijna de helft van het aardoppervlak (Figuur 27). Ze dragen bij aan het albedo van de Aarde. Maar ook dragen ze bij aan de absorptiecoëfficiënt.

Vraagstelling:

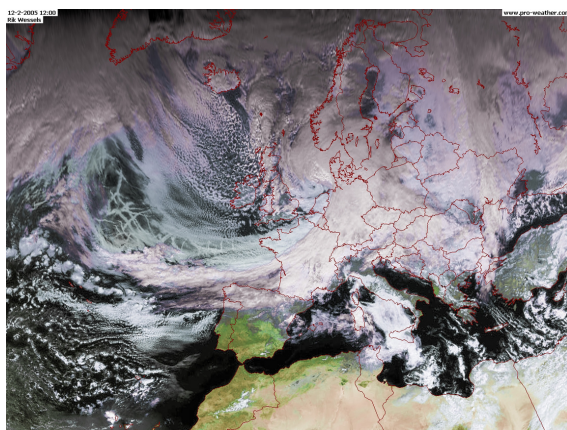
Hoe beïnvloedt de terugkoppeling door wolken het temperatuurverloop?

ontwerpen

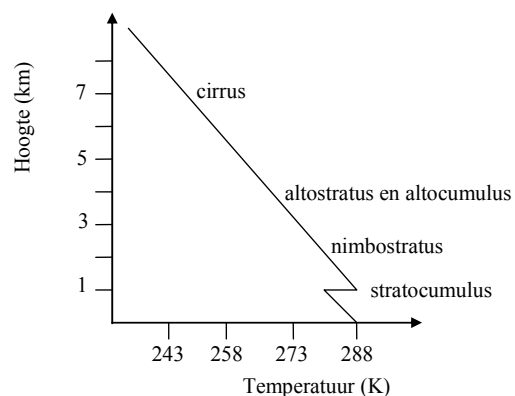
Hoe groot de effecten van bewolking op het albedo en de absorptie zijn, hangt af van de wolkensoort. Het opwarmende effect van wolken treedt vooral op bij hooghangende bewolking. Net als de atmosfeerlaag uit je twee laags-model absorbeert bewolking de warmtestraling van de Aarde. Een deel van die warmte wordt weer uitgestraald naar boven. Omdat de top van de wolken koud is is deze uitstraling gering. Laaghangende wolken zijn ongeveer even warm als het aardoppervlak en stralen dus ongeveer evenveel warmtestraling naar boven uit. Laaghangende bewolking houdt wel effectief het invallende zonlicht tegen, daardoor overheerst het koelende effect.

Variëteit – De bewolking varieert niet alleen in de hoogte (zie Figuur 28), maar ook in de horizontale richtingen. Daarbij kan bijvoorbeeld een berg, een kustlijn of een ander plaatselijke invloed tot variaties in het wolkenpatroon leiden. Dit soort effecten is erg ingewikkeld. Voor een eerste model lijkt het een verstandige keus om ver uit de buurt te blijven van alle mogelijke verstoringen, dus bijvoorbeeld ergens op zee, voldoende ver uit de kust. Dat is ook een redelijke keus omdat tweederde van het aardoppervlak zee is.

Je kunt niet, zoals bij CO_2 , alle bijdragen van de wolken bij voorbaat bij elkaar optellen in één vereenvoudigd model, zonder te letten op plaats en hoogte. Meteorologen onderscheiden wel zo'n tien verschillende soorten wolk. In plaats daarvan begin je met één type wolk in iets meer detail te modelleren. Het is dan het handigste een veel voorkomend type wolk te nemen. We zullen daarvoor de laaghangende (strato)cumulusbewolking nemen, die je in Figuur 29 ziet. Dit type bewolking is het overheersende type in gematigde zones (zoals de onze) en maakt in zijn eentje zo'n 60-80% procent uit van de wereldwijde bewolking.



Figuur 27. Ruwweg de helft van het totale aardoppervlak is bedekt met wolken.



Figuur 28. De temperatuur neemt af met de hoogte, met ongeveer 6 K per kilometer. Op verschillende hoogten komen verschillende typen bewolking voor.

w65 Zet de gemaakte inperkingen op een rij.

Het albedo van wolken hangt af van twee grootheden: de hoeveelheid (vloeibaar) 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.

Eerst gaan we kijken hoe we de hoeveelheid water in stratocumulusbewolking kunnen bepalen. Daarvoor leer je eerst hoe deze vorm van bewolking ontstaat.

Ontstaan – In de eerste luchtlaag boven het aardoppervlak is er veel turbulentie: door luchtstromingen wordt de lucht in de eerste honderden meters van de atmosfeer erg goed gemengd. Door de sterke menging zijn water en vervuilende stoffen steeds homogeen door de hele luchtlaag zijn vermengd.

In Figuur 28 kun je zien dat de temperatuur op ongeveer een kilometer hoogte opeens toeneemt, in plaats van verder daalt. Dat is althans een situatie die op de gematigde breedten veel voorkomt. Deze omkering van de temperatuur heet een *temperatuurinversie*, en ontstaat door de dynamiek van koude- en warmtefronten. In onze streken hebben we die veel! De warme laag boven de eerste kilometer houdt zo alle waterdamp en vervuilende stoffen tegen, als een deksel: opstijgende warme lucht zal niet verder stijgen zodra deze inversie bereikt is. Deze onderste luchtlaag is door deze temperatuurinversie relatief geïsoleerd van de atmosfeer daarboven. Deze onderste luchtlaag noemen we de grenslaag, de luchtlaag daarboven de vrije atmosfeer.

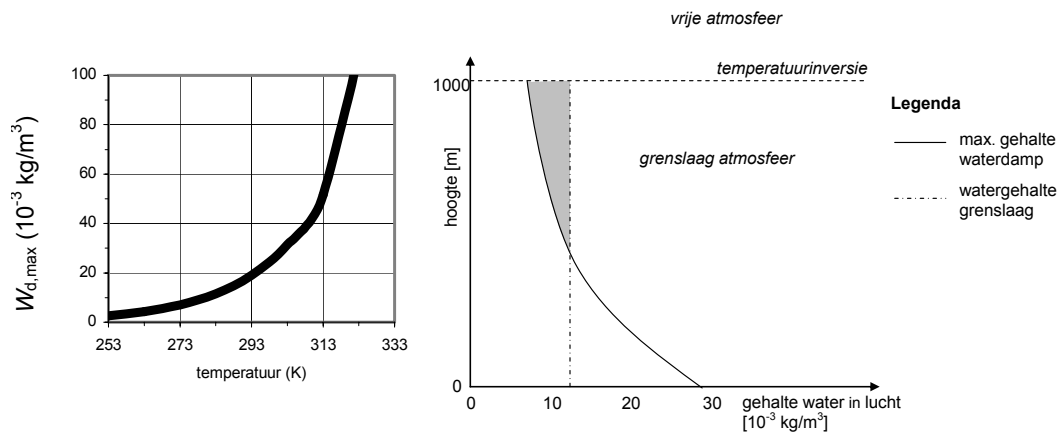
De hoogte van deze inversie varieert op een dag van slechts een paar honderd meter wanneer de Aarde koud is, tot 2 á 3 kilometer als de lucht flink opgewarmd is. We houden ons hier maar aan gemiddelde hoogte van een kilometer.

De temperatuur in de onderste luchtlaag neemt lineair af met de hoogte: met elke 100 meter neemt de temperatuur 0,6 K af. De hoeveelheid waterdamp die maximaal in 1 m³ lucht kan zitten hangt af van de temperatuur, zoals weergegeven in Figuur 30. Het in deze figuur weergegeven verband is ook te schrijven als formule:

$$W_{d,\max} = 8,26 \cdot 10^{-9} \times e^{0,05 \cdot T}$$



Figuur 29. Laaghangende stratocumulusbewolking, op een hoogte van ongeveer 1 km.



Figuur 30. De maximale hoeveelheid waterdamp (in kg) in 1 m^3 lucht, als functie van de temperatuur.

Figuur 31. De maximale hoeveelheid waterdamp per m^3 lucht ($W_{d,max}$) als functie van de hoogte h . In het grijs gearceerde gebied bevat de lucht in de grenslaag teveel waterdamp, en daar ontstaat wolk. Voor welke temperatuur geldt dit plaatje?

In deze formule is $W_{d,max}$ de maximale hoeveelheid waterdamp in lucht (in kg/m^3) en T de temperatuur (in K).

Aan het aardoppervlak (of zeeoppervlak) verdampt voortdurend water. Op enkele meters boven het oppervlak heerst een luchtvochtigheid van gemiddeld zo'n 80%. Met andere woorden: het watergehalte per m^3 lucht is 80% van $W_{d,max}$:

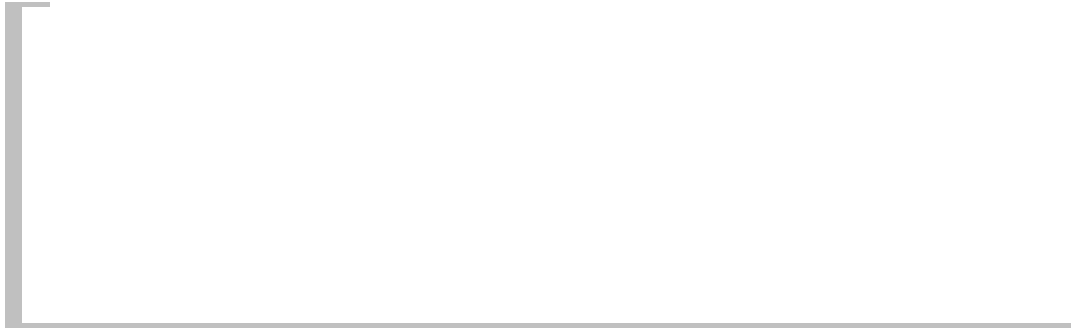
$$W = 0,8 \times 8,26 \cdot 10^{-9} \times e^{0,05 \cdot T_0}$$

In deze formule is W het watergehalte van de lucht (in kg/m^3) en T_0 de temperatuur aan het aardoppervlak (in K). Door de goede menging in de grenslaag is deze waarde over de hele hoogte van de laag constant, zoals weergegeven in Figuur 31. 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 K per 100 meter hoogte-toename, neemt ook de maximale hoeveelheid waterdamp per m^3 lucht af met de hoogte. Het watergehalte is dus overal in de grenslaag gelijk, maar vanaf een bepaalde hoogte kan dit water niet meer als damp voorkomen en condenseert het tot vloeibaar water. Dit zie je in Figuur 31.

w66 Vanaf welke hoogte ontstaan er via dit proces wolken?

a Schrijf $W_{d,max}$ als een functie van de hoogte h (in m) en de temperatuur aan het oppervlak (in K).

- b** Het condensatieproces begint vanaf de hoogte waarvoor geldt: $W > W_{d,max}$ (de zogenaamde wolkrens). Bereken deze hoogte.



Het grijze oppervlak in Figuur 31 is een maat voor de hoeveelheid water in de ontstane wolk. Met de gegeven formules voor W en $W_{d,max}$ en de hoogte van de wolkrens en van de temperatuurinversie is nu een formule af te leiden voor de hoeveelheid water in een ‘kolom wolk’, boven een grondoppervlak van 1 m^2 . Dit doe je door de hoeveelheid vloeibaar water per m^3 (dit is $W - W_{d,max}$) te integreren, vanaf de hoogte van de wolkrens tot aan de hoogte van de temperatuurinversie.

- w67** De formule voor de hoeveelheid vloeibaar water in een ‘kolom’ wolk is:

$$W_v = 6,4 \cdot 10^{-8} \times e^{0,05 \cdot T_0}$$

met W_v in kg/m^2 .

- a** Als je al hebt leren integreren, leid dan zelf deze formule af.



- b** Hoeveel water zit er in een kolom stratocumuluswolk (met een oppervlakte van 1 m^2), bij de huidige gemiddelde temperatuur?



- c** En in 1800?



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 en het aantal druppels in de wolk. 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. Deze fungeren als condensatiekernen. Door vervuiling is het aantal condensatiekernen, en daarmee het aantal druppels, boven land groter dan boven zee. En hoe groter het aantal druppels per cm^3 is, des te kleiner zijn de druppels.

w68 Laat met een berekening zien dat bij een gemiddelde temperatuur van 287 K de waterdruppels in een wolk boven zee een straal van zo'n 10 μm hebben.

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

$$\alpha_w = \frac{W_v}{W_v + 4,47 \cdot 10^3 \times r}$$

In deze formule is W_v de hoeveelheid vloeibaar 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.

w69 Hoe zijn de wolken boven land in dit model veranderd gedurende de laatste eeuwen?

a Wat is het albedo van 1 m^2 gemiddelde stratocumuluswolk, anno nu?

b En in 1800?

c In opgave w65 heb je de inperkingen en aannames voor dit model op een rij gezet. Hoe beïnvloeden deze de uitkomsten bij a en b?

bouwen

w70 Met een eenvoudig Powersimmodel kun je op basis van de oppervlaktetemperatuur en druppelgrootte steeds bepalen wat het albedo voor zo'n wolk is.

a Bouw zo'n model. Je hebt geen voorraadgrootte nodig.

b Breid het model uit tot een model dat het gemiddelde albedo α van het aardoppervlak berekent, als functie van de wolkenbedekkingsgraad, het wolken-albedo en een albedo voor het niet door wolken bedekte aardoppervlak. Sla je model op.

testen

Voordat we het model kunnen gebruiken voor toekomstvoorspellingen, moet het getest worden. Voor het kernmodel ging dit achtereenvolgens voor een bekende situatie, en voor een bekende verandering.

w71 Welke eisen kun je bedenken waaraan dit model moet voldoen? Welke informatie heb je daarvoor nodig, en is deze beschikbaar?

w72 Voer het volgende onderzoek uit met je model.

a Varieer in het model de temperatuur, zoals dit historisch gelopen is. Hoe verandert het albedo?

b Vóór de industriële revolutie was de vervuiling verwaarloosbaar. Laat het aantal druppels per cm^3 oplopen in dezelfde vorm als de CO_2 in §3, van 100 (schone lucht) tot bijvoorbeeld 700 (vervuilde lucht). Hoe verandert het albedo?

c Onderzoek ook de invloed van de temperatuurstijging en de vervuiling samen.

w73 Je gaat nu het deelmodel van de bewolking koppelen aan het eerder ontwikkelde klimaatmodel voor de periode 1800-2000 (§3). Daarmee kun je onderzoeken welke invloed het toevoegen van het deelmodel heeft op de resultaten van het klimaatmodel.

a Koppel het ontwikkelde deelmodel van de koolstofuitwisseling aan het klimaatmodel uit paragraaf 3. Bedenk daarbij eerst via welke grootheden de twee modellen met elkaar verbonden moeten worden. Gebruik weer de relaties tussen de concentratie CO_2 in de atmosfeer en de absorptiecoëfficiënt ε (relatie A, B, C of D uit paragraaf 3), die je ook in §4 gebruikt hebt bij je scenariostudie.

b Controleer of het model in 1800 met een acceptabele waarde voor het albedo start, en vanuit evenwicht. Stel eventueel je model zodanig bij dat dit het geval is. (We noemen dit het *tunen* van het model.)

c Onderzoek, door vergelijking van de modelresultaten met die van §3, welk effect het toevoegen van het deelmodel heeft op de berekende temperatuurstijging over de periode 1800-2000, bij het gegeven CO_2 -verloop.

d Laat nu ook de waarde voor de druppelgrootte variëren met het CO_2 -verloop. Wat is het resultaat?

e Waarom is het toevoegen van dit deelmodel nodig is als we het klimaatmodel gaan gebruiken voor het voorspellen van klimaatverandering?

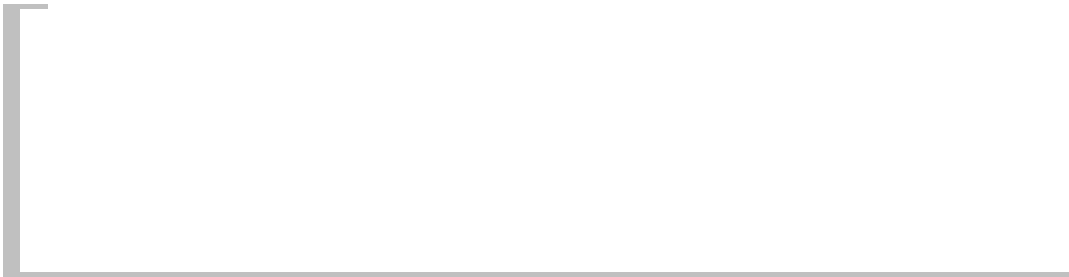
f Wat zijn de resultaten voor de verschillende scenario's uit §4? Schrijf zelf een scenario voor de vervuiling. Je kunt hierbij gebruik maken van het verloop van de CO₂-concentratie, maar ook denken aan schonere technieken, etc.

w74 Hoe beantwoord je nu de vraagstelling voor deze paragraaf?

extra

w75 Voer met het uitgebreide model 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?




In het model hebben we de hoeveelheid waterdamp W_d per m^3 lucht in de grenslaag vastgezet op een waarde die overeenkomt met een luchtvochtigheid van 80% aan het aardoppervlak. In werkelijkheid is deze hoeveelheid waterdamp afhankelijk van verschillende processen. Uitwisseling van waterdamp tussen het aardoppervlak en de grenslaag door verdamping en neerslag, en uitwisseling van waterdamp tussen de grenslaag en de vrije atmosfeer. Dit laatste betekent dat het ‘deksel’ van de temperatuurinversie op de grenslaag niet perfect afsluit. Het is mogelijk om deze processen in een deelmodel onder te brengen. Met dat deelmodel is dan na te gaan hoe de hoeveelheid waterdamp in de vrije atmosfeer afhangt van grootheden als de temperatuur aan het aardoppervlak en andere klimaatfactoren. Deze waterdamp in de vrije atmosfeer werkt daar als broeikasgas, en heeft dus invloed op de absorptiecoëfficiënt van de atmosfeer. Koppelen van dit deelmodel aan het eerdere klimaatmodel wordt te ingewikkeld, maar met het deelmodel is wel kwalitatief onderzoek mogelijk naar het effect van een temperatuurverandering aan het aardoppervlak.

Ga bij het ontwikkelen van een deelmodel van de uitwisseling van waterdamp tussen het aardoppervlak, de grenslaag en de vrije atmosfeer uit van de volgende gegevens:

- De hoeveelheid waterdamp in een kolom lucht in de grenslaag (eenheid: kg/m^2) neemt toe door *verdamping*, en neemt af door *neerslag* en door *diffusie* van waterdamp naar de vrije atmosfeer. De diffusie van waterdamp vanuit de grenslaag veroorzaakt een afname van de hoeveelheid waterdamp in de grenslaag, ten gunste van de vrije atmosfeer. Dit geeft de hoofdstructuur van het deelmodel.

w76 Schets de structuur die je aan dit model geeft in Powersim.

- 
- Een redelijke startwaarde voor de hoeveelheid waterdamp in een kolom van de grenslaag is 80% van de concentratie waterdamp aan het oppervlak (zie hieronder bij verdamping) vermenigvuldigd met de dikte van de grenslaag.
 - De *verdamping* (eenheid: kg/s) hangt af van de windsnelheid en van het verschil in concentratie waterdamp aan het oppervlak en in de rest van de grenslaag. In een for-

mule: verdamping = $50 \cdot |v_w| \cdot (W_{d,max} - W_d)$. Hierin is v_w de windsnelheid (in m/s), W_d de concentratie waterdamp in de grenslaag en $W_{d,max}$ de concentratie waterdamp aan het oppervlak (in kg/m^3). Deze laatste wordt gegeven door de al eerder gebruikte formule voor de maximale concentratie waterdamp: $W_{d,max} = 8,26 \cdot 10^{-9} \times e^{0,05 \cdot T}$. De waarde 50 is empirisch bepaald.

- De *neerslag* (eenheid: kg/s) wordt bepaald door de valsnelheid van de regendruppels. Deze valsnelheid hangt af van de druppelgrootte volgens de tabel hieronder. In de praktijk zou je pas spreken van druppels wanneer de diameter $> 0,5$ mm. Is de diameter kleiner, dan heb je het over nevel. Deze vorm van neerslag is verwaarloosbaar.

Diameter (mm)	0,01	0,1	1	2	3	4	5
Valsnelheid (m/s)	0,003	0,26	4,0	6,5	8,1	8,8	9,1

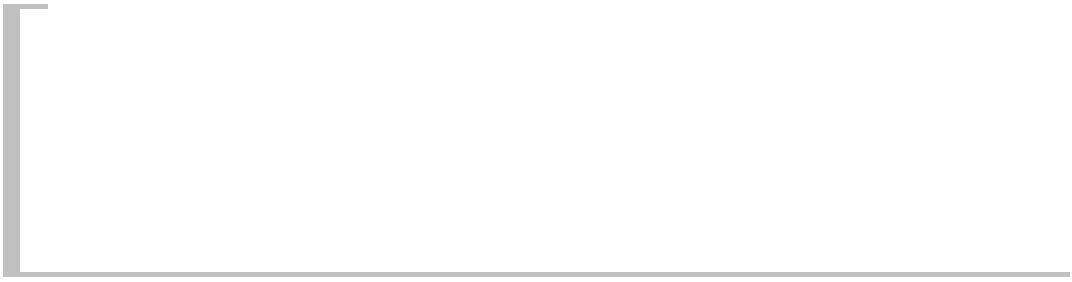
Er is sprake van een forse regenbui wanneer er 12 mm neerslag per uur is. De totale neerslag per jaar op Aarde is $5,18 \cdot 10^{14} \text{ m}^3$. Met deze gegevens ben je zelf in staat om de neerslag in je model te zetten.

- De *diffusie* (eenheid: kg/s) van waterdamp vanuit de grenslaag naar de vrije atmosfeer hangt af van de mengsnelheid en van het verschil in concentratie waterdamp in de grenslaag en in de vrije atmosfeer. In een formule: $\text{diffusie} = v_m \cdot (W_d - W_{d,atm})$. Hierin is v_m de mengsnelheid (in m/s), W_d de concentratie waterdamp in de grenslaag en $W_{d,atm}$ de concentratie waterdamp in de vrije atmosfeer (in kg/m^3). Een kenmerkende waarde voor de mengsnelheid is 0,01 tot 0,1 m/s. De hoeveelheid waterdamp in de kolom van de vrije atmosfeer bepaalt samen met de dikte van de vrije atmosfeer de concentratie waterdamp $W_{d,atm}$ (eenheid: kg/m^3) in de vrije atmosfeer. Voor de dikte van de vrije atmosfeer lijkt 10 km een redelijke aanname. Een redelijke startwaarde voor de hoeveelheid waterdamp in de kolom van de vrije atmosfeer is met behulp van het model zelf te bepalen.

w77 Geef met het ontwikkelde model van de uitwisseling van waterdamp een antwoord op de volgende twee vragen:

- a** Welke invloed heeft de temperatuur aan het aardoppervlak op de hoeveelheid waterdamp in de vrije atmosfeer – en daarmee op de sterkte van het broeikas-effect?

- b** Bij een verandering van de gemiddelde temperatuur aan het aardoppervlak kunnen ook grootheden als windsnelheid en mengsnelheid op een nog onbekende manier veranderen. Welke invloed hebben veranderingen in deze grootheden op de hoeveelheid waterdamp in de vrije atmosfeer?



< Hoofdstekst < opgave 11: uitbreiding wolk

8 Totaalmodel

Het klimaatmodel van paragraaf 3 werkt met een gegeven verloop van de concentratie CO_2 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 CO_2 in de oceaan (paragraaf 5) – 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 6) – met zijn effect op het albedo α van het aardoppervlak
- een model van de temperatuurafhankelijke bewolking boven het aardoppervlak (paragraaf 7) – met zijn effect op het albedo α van het aardoppervlak.

Vraagstelling:

hoe zijn de drie deelmodellen aan het eerste klimaatmodel te koppelen zijn tot één groot klimaatmodel, en wat levert dat op?

Je gaat nu de drie deelmodellen koppelen aan het model van §3, om te komen tot één groot klimaatmodel.

w78 Open de vier gegeven modellen van de paragrafen 3, 5, 6 en 7.

- a** Ga eerst na in hoeverre het door jouw ontwikkelde deelmodel (uit paragraaf 5, 6 of 7) overeenstemt met het overeenkomstige gegeven deelmodel.

- b** Koppel de drie gegeven deelmodellen aan model3 tot één nieuw klimaatmodel. Gebruik voor de relatie tussen de concentratie CO_2 in de atmosfeer en de absorptiecoëfficiënt ε (relatie A, B, C of D uit paragrafen 3 en 4) dezelfde relatie die je ook voor je scenariostudies hebt gebruikt. 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. Sla het totaalmodel op.
- c** 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 286 K (12,8 °C).
- d** Vergelijk de modelresultaten van het totaalmodel met de modelresultaten van de modellen uit §3 en de specialisaties, 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.



w79 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.



w80 Zijn er opvallende verschillen tussen de resultaten van de deelmodellen afzonderlijk, en die van het totaalmodel?



Gebruikte symbolen

T	temperatuur	standaard eenheid: K
T_o	temperatuur aan de grond	eenheid: K
R_A	straal van de Aarde	$6,378 \cdot 10^6$ m
A	oppervlak van de Aarde	$4 \pi R_A^2$, dit is $5,11 \cdot 10^{14}$ m ²
α	albedo	mate van reflectie van zonlicht op een oppervlak (0: geen reflectie; 1: volledige reflectie)
ε	absorptiecoëfficiënt	mate van absorptie (en uitstraling) van warmtestraling door de atmosfeer (0: geen absorptie; 1: volledige absorptie)
σ	constante van Stefan-Boltzmann	$5,67 \cdot 10^{-8}$ W/(m ² K ⁴)
S_Z	zonneconstante	vermogen dat de zon elke m ² levert, op de huidige afstand van de Aarde tot de zon: 1365 W/m ²
C	warmtecapaciteit	materiaaleigenschap die aangeeft hoeveel energie 1 kg van het materiaal nodig heeft om 1 K in temperatuur te stijgen
$(CO_2)_{atm}$	CO ₂ -concentratie in de atmosfeer	mol CO ₂ per mol lucht
$[CO_2]_{oc}$	CO ₂ -concentratie in de oceaan	mol CO ₂ per liter water
k	oplosbaarheidcoëfficiënt	verhouding tussen een opgelost gas en het gas in de lucht boven de oplossing, in mol/liter
S_C	uitwisselingssnelheid	hoeveelheid CO ₂ die per jaar en per m ² contactoppervlak netto van de atmosfeer naar de oceaan gaat, of andersom
u	uitwisselingsconstante	maat voor de snelheid waarmee een CO ₂ -stroom tussen oceaan en atmosfeer een verstoring opheft in het evenwicht tussen opgelost CO ₂ en de CO ₂ -concentratie in de lucht boven de oplossing
B_s	sneeuwbedekkingsgraad	deel van het jaar waarin een oppervlak bedekt is met sneeuw (0: nooit sneeuw; 1: altijd sneeuw)
e	effectiviteit van zoninstraling	1 m ² aan de tropen ontvangt meer zonlicht dan 1 m ² aan de polen; de effectiviteit is een functie van de breedtegraad φ : $1,25 - 0,75 \cdot (\sin \varphi)^2$

$W_{d, \max}$	maximale hoeveelheid waterdamp	de maximale hoeveelheid water die in 1 m^3 lucht als damp kan voorkomen (voordat er condensatie optreedt), in kg/m^3
W	hoeveelheid water	de hoeveelheid water in 1 m^3 lucht, in kg/m^3
W_v	hoeveelheid vloeibaar water	hoeveelheid vloeibaar water die zich in een kolom lucht bevindt boven 1 m^2 oppervlak, in kg/m^2
r	druppelstraal	straal van een ronde wolke druppel in m
v_w	windsnelheid	snelheid in m/s

Achtergrondartikelen

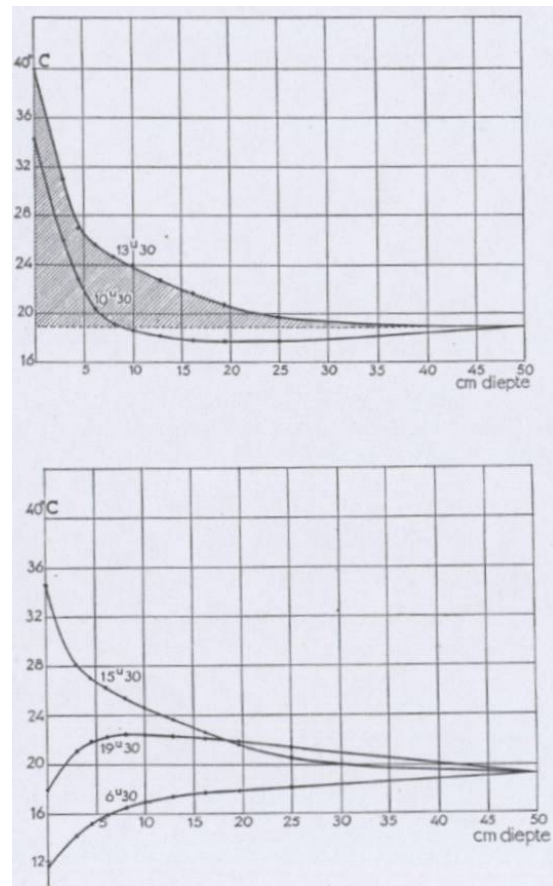
1 Metingen van de temperatuur in de grond

Uit: De natuurkunde van 't vrije veld, deel 2: geluid, warmte, elektriciteit; Prof. Dr. M. Minneart, 3e druk, 1970, p. 93-102

73. Het verzamelen en weer afstaan van de warmte door de grond

Om te onderzoeken, wat er in de grond gebeurt met de warmte die hij van de zon heeft gekregen, gaan we temperaturen meten op allerlei diepten gedurende een etmaal. Mag ik u vertellen, hoe ik er op uit trok om deze metingen uit te voeren op de ochtend van 6 september 1941? Ik had geen andere hulpmiddelen meegenomen dan mijn eenvoudige staafthermometer, die van -10° tot $+110^{\circ}$ C aanwijst; hij werd in zijn huls geschoven, en de huls veiligheidshalve nog in een stukje kartonnen koker zoals men voor het verzenden van tekeningen gebruikt. Fietsende door de hei bij Bilthoven vond ik een geschikt, hoog zandterreintje met geheel vrij uitzicht, omgeven door bosjes denne- en berkebomen, een heerlijk plekje om rustig aan het werk te gaan. De lucht stralend blauw en gouden zonneshijn.

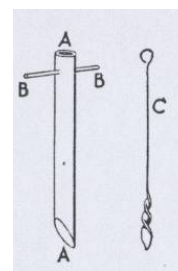
– De thermometer werd vooreerst op het zandoppervlak gelegd, en afgelezen als de temperatuur niet meer steeg; dan verschoven naar enige naburige punten, telkens zorgend dat het kwikcylindertje onderaan bijna geheel met zand bedekt was. De hoogste temperatuur werd beschouwd als die van het oppervlak. – Nu werd de thermometer vertikaal in het zand gezet, 3 cm diep (het zandoppervlak kwam toevallig overeen met schaaldeel 0°); binnen de 2 min was de temperatuur die het instrument aanwees voldoende constant geworden en kon opgetekend worden. Dan bij 4,5 cm (oppervlak overeenkomend met schaaldeel $+10^{\circ}$). Dan bij 6 cm. Nu deed zich het bezwaar voor, dat de thermometer te diep kwam en dat de temperatuur niet meer afgelezen kon worden; door echter het zand bij het oppervlak wat weg te halen, kon hieraan tegemoet gekomen worden; hierdoor werd tevens bereikt, dat de thermometer gemakkelijk naar de volgende stand bij 7,5 cm gedrukt kon worden. Ik groef dus een kuiltje om de thermometer, dat telkens wat dieper werd, zodat de thermometer nooit meer dan een 5-tal cm in het zand zat, en dat alle gevaar van breken bij voorzichtig dieper duwen vermeden was. Om bij het



Figuur 26. Temperatuur van zandgrond op verschillende diepten gedurende een etmaal (Bilthoven, 6-9-'41).

Op diepte 5 cm. ziet men een zwakke knik, overeenkomend met de overgang van droog tot vochtig zand. Gearceerd: warmte-inhoud van de grond te 13u30.

aflezen niet te schuin op de thermometerbuis te moeten kijken, werd aan de ene zijde van het kuiltje nog een helling uitgegraven. Beneden 10 cm schoof ik telkens 3 cm dieper (in plaats van 1,5 cm), daar de temperatuur daar zoveel langzamer verandert. Bij 25 cm zat de thermometer over zijn gehele lengte in de grond. De gehele reeks metingen had ongeveer een kwartier geduurd. Tenslotte werd de gemaakte proefkuil weer met zand gevuld.



Figuur 28. Eenvoudige grondboor

Het was nu slechts zaak, op bepaalde tijdstippen van de dag een dergelijke reeks metingen te herhalen. Natuurlijk werd telkens een ander punt voor het graven gekozen, op een afstand van wel 1 meter van de vorige; dank zij de slechte warmtegeleiding in de grond hoeven we dan voor onderlinge storingen zeker niet te vrezen.

De simpele, hierboven beschreven meettechniek werkte voortreffelijk; en noch de spanning noch de romantiek ontbraken! De spanning namelijk, of het weder konstant helder en zonnig zou blijven – het lukte, het was 24 uur lang mooi, op enkele cirrus-sluiers na en een weinig wind af en toe. En de romantiek, bij het uitvoeren van de nachtelijke aflezingen, in het licht van een zaklantaarn, terwijl de maan zo vol en schoon over de heide scheen; of bij de ochtendwaarneming, even na zonsopgang.

Niet alleen verkreeg ik een prachtige reeks metingen, maar ik bewaar ook een onvergetelijke herinnering aan deze vier-en-twintig uur open lucht, aan de heide bij alle wisselende belichtingen en stemmingen van dag en acht.

We beginnen met onze metingen grafisch voor te stellen: de temperatuur als functie van de diepte, één kurve voor elk ogenblik van waarneming (enkele daarvan zijn in fig. 26 weergegeven). Onmiddellijk treft ons, dat bij dag het temperatuursverval en dus ook de warmtestroom van buiten naar binnen zijn gericht, bij nacht omgekeerd. De grond bereikt zijn hoogste temperatuur slechts geruime tijd na de zonnemiddag. Op 25 cm diepte is er nog enige temperatuursvariatie om een gemiddelde van 19°C , maar die is zeer gering en zou op 50 cm diepte wel geheel verdwenen zijn. Alles speelt zich eigenlijk af in de bovenste 10 of 20 cm.

Het wetenschappelijk onderzoek van de grondtemperatuur gebeurt enigszins anders. Men neemt verscheidene thermometers, waarvan elk op een zeer bepaalde diepte geplaatst wordt. Wij kunnen ook op die wijze werken; ook goedkope thermometers zijn daartoe voldoende, *mits we ze eerst onderling hebben vergeleken*. Voor de thermometers die het diepst zitten boren we gaten in de grond met een grondboor (fig. 28), een schuin afgezaagd stuk gasbuis, waaruit we de aarde telkens met het ijzertje *c* verwijderen; we plaatsen hier onze traagste thermometers, en halen die voor elke aflezing met behulp van een touwtje *snel* omhoog.

Zet nu eens de temperaturen uit tegen de tijd (fig. 29): ditmaal krijgen we voor elke diepte een kromme, die min of meer sinusvormig is. we kunnen nu prachtig bestuderen hoe de warmte door de grond wordt voortgeleid. Naarmate we dieper komen wordt de *amplitude* der temperatuurschommeling verrassend snel geringer en verschuift de *fase*. In zandgrond is op 7 cm diepte de amplitude al tot de helft gedaald! Daar ligt de zgn. “halveringslaag”. Op 40 cm diepte komen de maxima en minima al bijna een half etmaal te laat! Blijkbaar is er beneden 50 cm niet veel meer te merken van “de dagelijkse golf”. We zien dus dat deze golf ongeveer 40 cm in 12 uur heeft

afgelegd, haar voortplantingssnelheid is ongeveer 4 cm/uur. Inderdaad is de warmtegeleiding van zand en aarde slechts zeer gering.

Door statistisch werk over lange termijn kan men aantonen dat de jaarlijkse golf van zomerwarmte en winterkoude zich wel wat dieper voortplant dan de dagelijkse golf (tot 10 m), maar nog veel langzamer loopt (5 cm per dag).

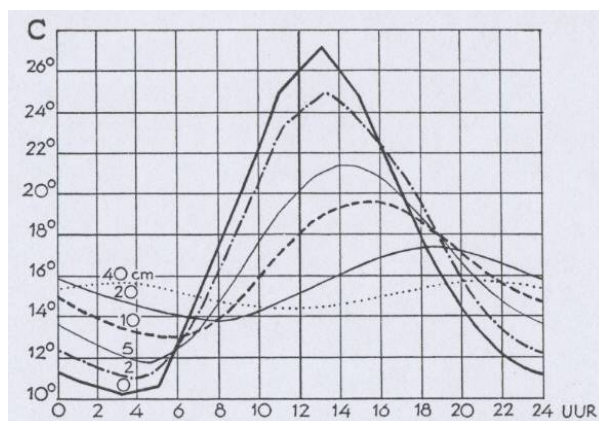
74. Het doordringen van de warmte in vijvers en plassen

Met onze eenvoudige thermometer kunnen we alleen de bovenste lagen

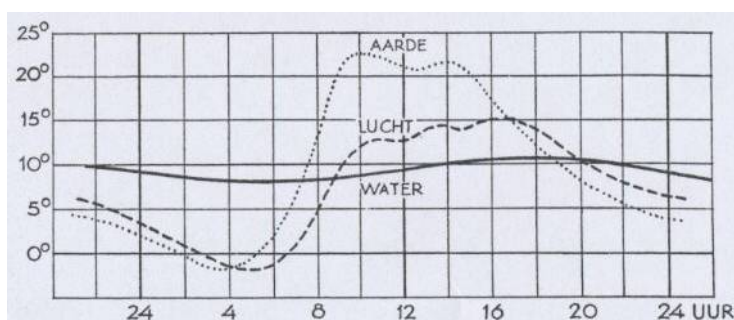
onderzoeken. Op een zomernamiddag meten we de temperaturen op verschillende diepten onder het oppervlak, telkens de thermometer 2 cm dieper in het water stekend en het water zo weinig mogelijk dooreenroerend. Nu stellen we onze metingen grafisch voor. We vinden dat het warme water bovendrijft, en dat de temperatuur dikwijls bij een zekere *spronglaag* vrij plotseling lager wordt. Bij volstrekte windstilte ligt die spronglaag dikwijls maar 5 cm diep, zodra de wind toeneemt komt ze dieper te liggen. Waar zoetwaterwieren drijven en veel waterplanten de stromingen in het water belemmeren, is het verval nog steiler. Uit deze waarnemingen is het dus duidelijk dat het water het eerst nabij het oppervlak warmer wordt, dat water een slechte geleider van de warmte is, en dat de voortplanting der warmte in diepere lagen vooral berust op de talloze wervelingen en onregelmatige stromingen die de wind veroorzaakt als hij over het oppervlak strijkt. We zeggen, dat er *uitwisseling* plaats grijpt tussen de warme en de koude waterlagen, en dat die uitwisseling het gevolg is van *turbulentie*. De spronglaag geeft aan, hoe diep de werking van de wind zich doet gevoelen.

Het is belangwekkend de temperatuur van het oppervlak gedurende een geheel etmaal zo goed mogelijk te volgen (nauwkeurig aflezen!), terwijl terzelfdertijd die van het onbeschaduwde aardoppervlak gemeten wordt (fig. 30). Neem die proef liefst op ene heldere late zomerdag met

sterke temperatuurschommeling. De schommeling is veel groter voor de aarde dan voor het water; het temperatuursmaximum voor de aarde valt duidelijk na de zonnemiddag, maar dat van het water is nog veel meer vertraagd. Deze verschillen zijn vooral te wijten aan de grote beweeglijkheid van het water, waardoor de opgeslorpte



Figuur 29. De temperatuur op verschillende diepten in de grond gedurende een etmaal; helder, zonnig weer. (Naar van Gulik en Van Everdingen, Leerboek der Meteorologie).



Figuur 30. De temperatuur van aardoppervlak, lucht en water, gedurende een etmaal; zonnige voorjaarsdag, Bilthoven.

warmte over een laag van aanzienlijke dikte verdeeld wordt, terwijl bij de aarde bijna alleen het oppervlakte-laagje de temperatuurswisselingen ondergaat.

Een alleraardigst onderzoekje werd eerder uitgevoerd aan een simpel plasje van 12 m³ oppervlak, dat nergens dieper dan 0.40 m was; een dichte begroeiing met paardestaarten belemmerde de roering bijna volkomen. Men bepaalde met een ietwat trage thermometer de temperatuur op verschillende diepten, door het instrument snel omhoog te halen en onmiddellijk af te lezen. De dagelijkse temperatuursschommeling in dit plasje was enorm, van dezelfde orde als in de vaste grond en als de *jaarlijkse* schommeling in een meer! Zeer duidelijk was de invloed van de bodem, die merkbaar door de zon verwarmd wordt en maakt dat de diepste water een hogere temperatuur vertoont. Het is verrassend, hoe snel de temperatuur veranderde.

75. De temperatuur in de diepte van kanalen, rivieren, meren

Met een zeer eenvoudige kunstgreep kunnen we onze thermometer zó wijzigen, dat hij de temperatuur van het water op willekeurige diepte aangeeft! – Wikkel om de bol van de thermometer een flink prop vetvrije watten, en bind die stevig vast met garen; de prop moet ongeveer 4 cm hoog zijn en 2 cm dik. Als u nu de thermometer op een gegeven diepte laat hangen, wordt de prop watten weldra met water van die laag gedrenkt, en neemt zijn temperatuur aan; trek nu snel de thermometer op, dan kun u hem aflezen vóór zijn aanwijzing merkbaar veranderd is.

Vóórproef: neem een waskom met warm water en een waskom met koud water; dompel de thermometer met zijn watteprop eerst in de ene, dan in de andere, dan weer in de ene, en teken telkens op hoe de temperatuur zich instelt. Gaat het te snel, dan moet er watten bij; gaat het te langzaam, watten af; men bereikt b.v. gemakkelijk, dat de thermometer in de eerste minuut niet merkbaar verloopt, en dat hij na 5 minuten al praktisch de nieuwe temperatuur aanwijst.

Met het aldus voorbereide toestel kunnen we nu in 't vrije veld gaan meten. Aan het oog van de thermometer komt een dun touw, en een of ander metalen voorwerp om hem te bezwaren. Zo bleek b.v., dat in het Merwede-kanaal de temperatuur op een zonnige herfstmiddag slechts 0,2° warmer was aan het oppervlak dan nabij de 3 m diepe bodem. De menging door de drukke scheepvaart was dus wel zeer volkomen.

De temperatuursschommeling van onze grote rivieren in de loop van een etmaal bedraagt niet meer dan 1°; een meting omstreeks 11 uur geeft voldoende nauwkeurig hun gemiddelde dagtemperatuur. Vergelijkt men die gedurende een niet te gering aantal dagen met de gemiddelde luchttemperatuur, te 8 uur, die ook een goed denkbeeld van het daggemiddelde geeft, dan vindt men in ons vlakke land meestal, dat de temperatuur der rivieren een paar graden hoger ligt: in de lente is dit temperatuuroverschot geringer, daar het ijs der rivier slechts langzaam smelt en een koudereserve vormt.

De temperatuur van bronnen, zoals die welke men in Zuid-Limburg soms direkt uit de grond ziet opborrelen, is ongeveer dezelfde als de temperatuur der diepe grondlagen, dus tevens de gemiddelde jaartemperatuur van de lucht.

76. Temperatuur van de zee

Aan boord van een schip bepaalt men dagelijks de temperatuur van het zeewater, door met een emmer aan een touw water te scheppen, en een thermometer daarin te dompelen. Men stelt zich op het voorschip, aan de lijzijde, en *gooit* het emmertje, nadat het

touw in kringen gelegd is. in de loop van een dag bedraagt de schommeling meestal niet meer dan 0°C! Deze opvallende tegenstelling met het temperatuursverloop in de vaste grond is vrijwel geheel een gevolg van de grote roering, die het verwarmde water met het onverwarmde vermengt en tot uitwisseling brengt. Het zeewater dicht langs ons strand ondervindt natuurlijk iets meer invloed van de temperatuurswisselingen der aarde. Doe waarnemingen gedurende een zomerverblijf aan zee; neem een thermometer mee als u gaat baden, liefst op een rustige, zonnige dag. Meet de temperatuur op verschillende diepten, vooral vlak onder het oppervlak, en herhaal dit op enkele verschillende ogenblikken van dag en nacht. – Het is verwonderlijk dat de temperatuur van de zeer ondiepe, uiterste zoom, die aan onze voeten zo lauw lijkt, nog geen graad hoger is dan die van de 2 m diepe zee! Vrij grote verschillen vinden we echter wel tussen de zee en de strandplasje.

2 Broeikasgassen in de atmosfeer

J. Kortland en 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 weergegeven: 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.

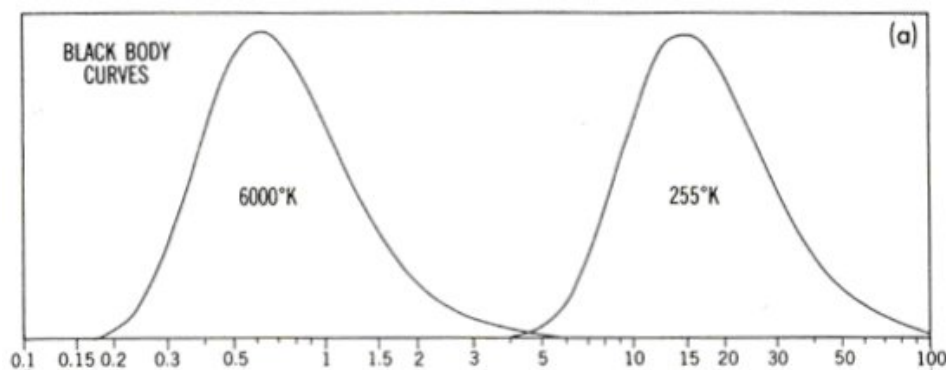
Absorptie

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

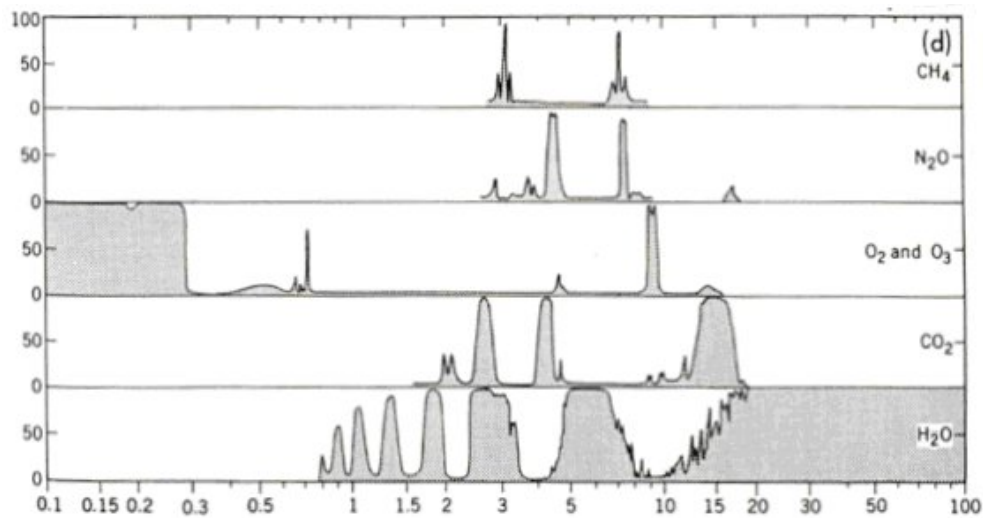
van de verschillende gassen in de atmosfeer bij elkaar worden opgeteld, ontstaat het absorptiepatroon van figuur 3.

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.

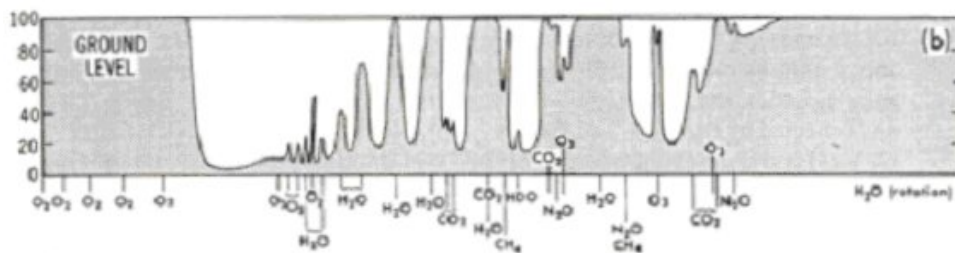
Uit figuur 2 wordt duidelijk dat water (H_2O) in de atmosfeer eigenlijk het belangrijkste broeikasgas is. Maar de hoeveelheid water in de atmosfeer wordt grotendeels bepaald door natuurlijke factoren. Daarom hebben menselijke activiteiten nauwelijks invloed op de hoeveelheid water in de atmosfeer, en 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 (CO_2). 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 W/m^2), 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/m^2) 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 (CH_4), distikstofoxide (N_2O), zuurstof en ozon (O_2 en O_3), koolstofdioxide (CO_2) en water (H_2O). 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 CO_2 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 CO_2 in de atmosfeer. Deze absorptie-/emissiecoëfficiënt wordt voor een groot deel bepaald door het H_2O in de atmosfeer, en voor een kleiner deel door het CO_2 en de andere broeikasgassen. Daarom zal bijvoorbeeld een verdubbeling van de concentratie CO_2 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.