

*De oceaan als thermostaat***Watermassa neutraliseert opwarming van aarde**

***De grote hoeveelheid water op de aarde heeft een sterk stabiliserende invloed op het klimaat. De diepte van de zee, de verdamping van water en het smelten van poolijs spelen daarbij een belangrijke rol. In dit artikel worden de belangrijkste effecten kwantitatief onderzocht. Deze bijdrage geeft de aanpak van een ingenieur weer. Wat we niet precies kunnen berekenen, wordt zo goed mogelijk geschat.***

Dick Thoenes

In de laatste drie miljard jaar is de energiestroom van de zon naar de aarde met 30% toegenomen. Als de aarde een droge bol was geweest, zou de gemiddelde temperatuur met 20 °C zijn gestegen. Dat is niet gebeurd; de temperatuur is wel op en neer gegaan, maar het lange-termijn-gemiddelde is niet belangrijk veranderd. Dat komt doordat de aarde een ‘waterplaneet’ is. Ongeveer 70% van het oppervlak is bedekt met water. Van het landoppervlak bestaat een aanzienlijk deel uit natte aarde, die weer voor een groot deel begroeid is met vegetatie, die meestal vochtig is. De rest is droge grond, maar die beslaat maar een betrekkelijk klein deel van het aardoppervlak. We zien verder dat de invloed van zonnestraling ook op korte tijdschalen veel meer invloed heeft op de temperatuur van de atmosfeer in droge gebieden (woestijnen) dan in natte gebieden. Ook zien we dat in de meeste landen die dichtbij zee liggen, een ‘zeeklimaat’ heerst, een klimaat met betrekkelijk koele zomers en milde winters (hierop bestaan uitzonderingen; zie de paragraaf over de thermostaatwerking van de zee).

**Enige grondslagen van transportverschijnselen**

Er bestaat een grote wisselwerking tussen het oppervlak van het zeewater en de atmosfeer, vanwege de gemiddeld vrij sterke winden die over de zee waaien, en de golven die zij veroorzaken. Deze wisselwerking betreft de overdracht van warmte en van materie. Warmte kan worden overgedragen van de lucht naar het water of in omgekeerde richting. Overdracht van materie (meestal ‘stofoverdracht’ genoemd) betreft hier allereerst de waterdamp, die aan het wateroppervlak wordt gevormd en die wordt meegevoerd door de overwaaiende lucht. In feite wordt ook CO<sub>2</sub> (kooldioxide) van het water naar de lucht overgedragen, of omgekeerd, maar dat speelt in het navolgende betoog geen rol. Waterdamp en CO<sub>2</sub> zijn dus ‘stoffen’ die hier worden overgedragen. De grootte van de warmtestroom die wordt overgedragen van de lucht naar het water (of omgekeerd), wordt bepaald door het temperatuurverschil en de ‘warmte-overdrachtscoëfficiënt’. Dit is een constante waarmee de snelheid van het proces van warmteoverdracht wordt beschreven. Deze kan meestal niet worden voorspeld op basis van theorie, maar moet experimenteel worden bepaald onder vergelijkbare omstandigheden (lucht die over water waait). Hij is sterk afhankelijk van de windsnelheid.

De grootte van de waterdamp-stroom die wordt overgedragen van het wateroppervlak naar de lucht, wordt bepaald door het concentratieverschil van waterdamp bij het oppervlak (bepaald

door de ‘dampspanning’ die afhankelijk is van de temperatuur) en hogerop in de lucht en door de ‘stofoverdrachtscoëfficiënt’. Dit is een constante waarmee de snelheid van het proces van stofoverdracht wordt beschreven. Deze kan ook experimenteel worden bepaald, maar dit gaat wel moeilijker. Ook deze is sterk afhankelijk van de windsnelheid. Bij hogere windsnelheden nemen de warmte- en de stofoverdracht evenredig toe. De processen van warmte- en stofoverdracht zijn in hoge mate analoog, omdat ze bepaald worden door dezelfde stroming van lucht (in dit geval). Er bestaat een in dit vakgebied bekende analogie, geformuleerd in de jaren dertig door de fysici Chilton en Colburn, waarmee men gemakkelijk de ene overdrachtscoëfficiënt in de andere kan omrekenen.

In bepaalde gevallen treden warmte- en stofoverdracht gelijktijdig en gekoppeld op. Wanneer er bijvoorbeeld nat wasgoed aan een waslijn hangt, dat droogt in de wind zonder dat de zon erop schijnt, dan koelt het wasgoed af tot onder de luchttemperatuur. Er is immers voor de verdamping warmte nodig. De lucht voert warmte aan en voert de gevormde waterdamp af. Het wasgoed krijgt dan een temperatuur waarbij de warmteoverdracht van de lucht naar het wasgoed precies voldoende is om de verdamping van water bij die temperatuur te onderhouden. Hoe droger de lucht is, hoe sneller de verdamping, hoe meer warmte er nodig is en hoe lager de temperatuur van het wasgoed wordt. Men spreekt in dit verband van de ‘natte-bol-temperatuur’. Deze term verwijst naar een meetmethode van de luchtvochtigheid. Men hangt daartoe twee thermometers op, in de schaduw en in de wind, waarvan er bij één het kwikreservoir omgeven is met een kousje dat wordt nat gehouden. Uit de beide temperaturen kan de vochtigheidsgraad van de lucht worden berekend.

Van ditzelfde principe werd in de oudheid al gebruik gemaakt om water te koelen. Een poreuze (niet geglazuurde) kruik, gevuld met water, werd opgehangen aan een boomtak, in de schaduw en in de wind. Het water in de kruik verdampte via de poreuze wand. Bij voldoende droge woestijnwinden kan het water in de kruik wel tot tien graden onder de luchttemperatuur worden afgekoeld.

**De thermostaatwerking van de zee.**

De zonne-energiestroom die het aardoppervlak bereikt, bedraagt gemiddeld over het aardoppervlak, en gemiddeld over dag en nacht en over het gehele jaar, ongeveer 160 W/m<sup>2</sup> (Watt per vierkante meter). Overdag in de tropen kan de zonne-energiestroom

**BOX: berekening oppervlaktetemperaturen van zeewater**

De warmtebalans voor het oppervlak van het zeewater kan worden geschreven als:

$$Q = r k (C^* - C_0) + h (T^* - T_0) + H (T^* - T_d)$$

(instraling = verdampingswarmte + warmteoverdracht naar lucht + warmteoverdracht naar de diepte)

We veronderstellen een stationaire toestand, want we beschouwen gemiddelden.

We kiezen een luchttemperatuur van 15 °C, ongeveer het wereldgemiddelde.

Verklaring van symbolen:

$Q$  = energiedichtheid instraling zonnewarmte  $W/m^2$  (variabel)

$r$  = verdampingawarmte van water,  $r = 2.47 \cdot 10^6$  J/kg

(deze en volgende constanten gelden voor omstreeks 15 °C)

$k$  = stofoverdrachtscoëfficiënt (m/s) tussen lucht en water

$C^*$  = waterdampspanning, uitgedrukt als dampconcentratie ( $kg/m^3$ ) bij temperatuur  $T^*$

$C_0$  = waterdampconcentratie ( $kg/m^3$ ) in de overwaaiende lucht

De dampspanningscurve wordt gelineariseerd voor het korte temperatuurtraject 10-20 °C:

$C^* = a T^*$ , en  $C_0 = \eta a T_0$ , waarin  $a = 0.85 \cdot 10^{-3} kg/m^3 \cdot ^\circ C$ .

$\eta$  = relatieve vochtigheid van de lucht

$h$  = warmteoverdrachtscoëfficiënt tussen water en lucht ( $W/m^2 \cdot ^\circ C$ )

$T^*$  = temperatuur wateroppervlak (afhankelijk veranderlijke)

$T_0$  = temperatuur overwaaiende lucht = 15 °C

$H$  = warmteoverdrachtscoëfficiënt tussen wateroppervlak en diepe zee (onbekend, zie tekst)

$T_d$  = temperatuur diepe zee = 4 °C

We maken gebruik van de zogenaamde "volledige analogie tussen warmte- en stofoverdracht", zo dat de volgende benadering geldt:

$$k/h = D/\lambda$$

$D$  = diffusiecoëfficiënt van waterdamp in lucht =  $2.43 \cdot 10^{-5} m^2/s$

$\lambda$  = warmtegeleidingscoëfficiënt van lucht =  $2.54 \cdot 10^{-2} W/m \cdot ^\circ C$

Bij niet te lage windsnelheden neemt  $k$  evenredig toe met  $h$ , zo dat hun quotiënt constant is.

We substitueren  $\beta = r k a / h = 2.01$  (dimensieloos).

We verwaarlozen in eerste instantie de warmteoverdracht naar de diepe zee (zie tekst)

De warmtebalans kan dan worden vereenvoudigd tot:

$$T^* = Q / h (\beta + 1) + T_0 (\beta \eta + 1) / (\beta + 1)$$

Voor windsnelheden van 4 en 8 m/s werd voor de warmteoverdrachtscoëfficiënt  $h$  experimenteel gevonden, respectievelijk, 18 en 31  $W/m^2 \cdot ^\circ C$  (Ferguson, J., Australian J. of Sc. Res., 5. (1952), 315-330).

De resultaten van de berekeningen zijn weergegeven in de tabellen 1 en 2.

plaatselijk wel zesmaal zo hoog zijn. De watt (W) is een eenheid van energiestroom, dus een hoeveelheid energie per tijdseenheid (1 watt = 1 joule per seconde). Wanneer we kijken naar de zee, dan zien we dat deze zonne-energiestroom wordt gebruikt voor verwarming van de oppervlaktelaag en verder voor verdamping van water. Ik heb hiervan een vereenvoudigd rekenmodel gemaakt, waarmee men voor gegeven luchttemperatuur en -vochtigheid en voor gegeven instraling van zonne-energie, de oppervlaktetemperatuur van het zeewater en de verdampingsstroom kan berekenen (zie box en literatuur)<sup>1</sup>. Dit model is afgeleid voor de verdamping van water in de indampvijvers van zeezoutbedrijven. We vinden dit soort bedrijven in warme droge kustgebieden, bijvoorbeeld in Zuidoost Spanje, in Baja California (Mexico), in Noordoost Brazilië, in Noordwest Australië, langs de kust van enkele Arabische landen, en ook op Bonaire.

Dit model is gebaseerd op de volgende gedachten. In het algemeen is het water in de zee niet in evenwicht met de lucht die er overheen waait; dat wil zeggen: de lucht is wel vochtig, maar kan nog meer waterdamp opnemen. De lucht heeft meestal een relatieve vochtigheid onder de 100%, zodat er voortdurend water verdamppt. Daardoor koelt het wateroppervlak af. Als nu bovendien de zon schijnt, wordt er een zekere hoeveelheid stralingsenergie aan het wateroppervlak toegevoerd. Vanwege de troebelheid van het zeewater wordt de meeste energie in een dun oppervlaktelaagje geabsorbeerd. Een deel van deze energie wordt gebruikt om het oppervlaktelaagje op te warmen, maar een groter deel wordt gebruikt om water te verdampen. De indampvijvers van zeezoutbedrijven zijn ondiep, ongeveer een halve meter, waardoor ze snel door en door worden opgewarmd. Zo blijft in deze speciale situatie vrijwel alle zonne-energie over voor verdamping.

**Tabel 1: Verdamping van zeewater in indampvijvers van zeezoutbedrijven**

Getallen in de kolommen geven de oppervlaktetemperatuur van het water aan, tengevolge van zonnestraling en verdamping, bij een luchttemperatuur van 15 °C.  
 Q = ingestraalde zonne-energiestroom (in W/m<sup>2</sup>).  
 h = warmteoverdrachtscoëfficiënt lucht/water (in W/m<sup>2</sup> °C) voor twee windsnelheden, resp. 4 en 8 m/s (de hoogste waarde is de meest realistische).  
 η = relatieve vochtigheid van de lucht.

Q (W/m <sup>2</sup> )	0	100	160	200	300
<b>h = 18 W/m<sup>2</sup> °C</b>					
η = 0,6	11,0	12,9	14,0	14,7	16,6
η = 0,7	12,0	13,9	15,0	15,7	17,6
η = 0,8	13,0	14,9	16,0	16,7	18,6
<b>h = 31 W/m<sup>2</sup> °C</b>					
η = 0,6	11,0	12,1	12,8	13,2	14,3
η = 0,7	12,0	13,1	13,8	14,2	15,3
η = 0,8	13,0	14,1	14,8	15,2	16,3

De grootte van de warmteoverdrachtscoëfficiënt tussen lucht en open water kunnen we vinden in de literatuur. Deze is empirisch bepaald onder vergelijkbare omstandigheden, voor verschillende windsnelheden. Verder moeten we de stofoverdrachtscoëfficiënt berekenen voor het verdampingsproces. Dat kunnen we doen door uit te gaan van de warmteoverdrachtscoëfficiënt en gebruik te maken van de analogie tussen warmte- en stofoverdracht van Chilton en Colburn. Zo kunnen we een vergelijking opstellen om de oppervlaktetemperatuur te berekenen, als de grootte van de zonne-instraling, de windsnelheid, de luchttemperatuur en de luchtvochtigheid gegeven zijn. Uit de oppervlaktetemperatuur en de overige omstandigheden volgt de verdampingssnelheid (zie box). Warmtestraling van de zee naar de atmosfeer (of omgekeerd) en warmtestroming naar dieper water zijn in dit model in eerste instantie verwaarloosd (zie hierna).

De resultaten van enkele berekeningen zijn samengevat in tabel 1. Bij de berekeningen is een luchttemperatuur van 15 °C aangenomen (dit is het gemiddelde over de hele aarde).

Wij kunnen uit de tabel de volgende kwalitatieve conclusies trekken:

- Als de zonne-instraling toeneemt, wordt de oppervlaktetemperatuur hoger.
- Als de windsnelheid toeneemt, neemt de oppervlaktetemperatuur af.
- Als de luchtvochtigheid toeneemt, neemt de oppervlaktetemperatuur toe. Bij een hogere oppervlaktetemperatuur neemt de snelheid van verdamping toe.

Laten we een paar resultaten van de berekening nader bekijken, voor een waarde van de warmteoverdrachtscoëfficiënt van 31 W/m<sup>2</sup> °C (ongeveer de normale waarde):

- Als de zon niet schijnt (Q = 0), en de luchtvochtigheid is bijvoorbeeld 80% (0,8), dan ligt de oppervlaktetemperatuur van het water ongeveer 2 °C onder die van de lucht (linker kolom, laatste regel). De lucht draagt warmte over aan de zee die geheel gebruikt wordt voor verdamping. Dit is hetzelfde als het eerder genoemde principe van de ‘natte-bol-thermometer’.
- Als de zon schijnt met een kracht van 160 W/m<sup>2</sup> (gemiddelde waarde voor de hele wereld), bij een luchtvochtigheid van 80%, ligt de oppervlaktetemperatuur 0,2 °C onder de

luchttemperatuur. Het zeewater wordt dus nauwelijks opgewarmd door de lucht.

- Als de zon schijnt met een kracht van 300 W/m<sup>2</sup>, ligt de oppervlaktetemperatuur bij hoge luchtvochtigheid boven de luchttemperatuur, zodat een deel van de ingestraalde zonne-energie wordt gebruikt om de lucht op te warmen. Bij zwakke wind is dit effect nog veel groter.

Op basis van bovenstaande getallen kunnen we ook de verdampingssnelheid uitrekenen en de hoeveelheid warmte die daarvoor nodig is (uitgedrukt in W/m<sup>2</sup>). Voor de omstandigheden in de onderste regel van tabel 1 zijn die weergegeven in tabel 2.

Wat gebeurt er nu als er een extra (door de mens veroorzaakt) broeikas effect zou optreden, dat bijvoorbeeld zorgt voor een extra energiestroom naar het zeewateroppervlak?

Uit tabel 1, laatste regel, blijkt dat 100 W/m<sup>2</sup> extra energietoevoer de oppervlaktetemperatuur met 1,1 °C zal verhogen. Een extra energiestroom van 1 W/m<sup>2</sup> zal de oppervlaktetemperatuur dus met 0,011 °C verhogen. Uit tabel 2, tweede regel, blijkt dat een extra warmtestroom van 1 W/m<sup>2</sup> de verdamping (uitgedrukt in de benodigde warmtestroom) met 0,7 W/m<sup>2</sup> zal verhogen. Het effect van extra energie-instraling wordt dus grotendeels gecompenseerd door extra verdamping. Natuurlijk komt die extra warmtestroom weer vrij bij condensatie en wolkenvorming, maar deze warmte gaat grotendeels verloren door uitstraling naar het heelal. Dit gaat overigens niet ‘zomaar’. Om die extra uitstraling van warmte mogelijk te maken moet er één van de volgende twee dingen gebeuren:

- de temperatuur van de bovenkant van het wolkendek moet ongeveer 0,3 °C stijgen,
- de oppervlakte van het wolkendek moet ongeveer 2% groter worden.

In het eerste geval zal de temperatuurstijging doorgegeven worden naar lagere luchtlagen en uiteindelijk bij het oppervlak terecht komen. Dit veroorzaakt weer extra verdamping. Dit betekent dus een positieve terugkoppeling.

In het tweede geval zal de instraling van de zon naar het aardoppervlak ongeveer 4% minder worden, wat een negatieve terugkoppeling inhoudt. Dit effect is groter.

Waarschijnlijk treden beide effecten samen op. Voor zover ik weet, is het niet bekend welk van deze twee mechanismen overheerst. Het is waarschijnlijk dat ze elkaar grotendeels compenseren. In dit vereenvoudigde model zijn warmtestraling van het wateroppervlak naar de atmosfeer en warmteoverdracht naar dieper water verwaarloosd. De eerste verwaarlozing heeft maar een gering effect, omdat bij de relatief hoge vochtigheden van de lucht boven zee de meeste warmtestraling op vrij lage hoogte

**Tabel 2: Samenhang tussen warmte-instraling, verdamping en warmteoverdracht**

Omstandigheden: T(lucht) = 15 °C, warmteoverdrachtscoëfficiënt h = 31 W/m<sup>2</sup> °C, relatieve vochtigheid van de lucht η = 0.8. Alle warmtestromen in W/m<sup>2</sup>.

Q instraling	0	100	160	200	300
Q verdamping	62	130	162	198	260
Q warmteoverdracht	-62	-30	-2	+2	+40

(een negatief getal in de laatste regel betekent warmtetransport van lucht naar water, een positief getal warmtetransport van water naar lucht).

wordt geabsorbeerd door waterdamp, bij een temperatuur die nauwelijks lager is dan die van het wateroppervlak. Het netto warmtetransport door straling zal daardoor relatief gering zijn<sup>2</sup>. Het warmtetransport door convectie in het water, naar kouder water op grotere diepte, is veel moeilijker te schatten. We hebben echter nog een gegeven: de regenval op aarde is gemiddeld 1000 mm/jaar en deze is gelijk aan de totale verdampingstroom. Dit komt overeen met een gemiddelde enthalpiestroom (= warmtestroom gebruikt voor verdamping) van ongeveer 80 W/m<sup>2</sup>. Het meeste water verdampt boven zee, zodat daar de gemiddelde warmtestroom die gebruikt wordt voor verdamping, hoger moet zijn en geschat kan worden op ongeveer 100 W/m<sup>2</sup>. Dit betekent dat gemiddeld ongeveer 100/160 ofwel tweederde van de ingestraalde zonnearmte wordt gebruikt voor verdamping. Blijkbaar vloeit de rest van de warmte weg naar grotere diepte. De invloed van een extra warmtetoevoer op de oppervlaktetemperatuur kan dan geschat worden op tweederde van de boven aangegeven getallen, dus ongeveer 0,007 °C voor 1 W/m<sup>2</sup> extra warmte. Dit geldt bijvoorbeeld bij sterkere zonneshijn, zoals in het algemeen overdag optreedt en met name in de tropen.

Uit de bovenstaande cijfers volgt namelijk ook dat een extra broeikas-effect boven zee van geen betekenis kan zijn. Het effect is immers daarop gebaseerd dat een belangrijk deel van de ingestraalde zonnearmte door uitstraling naar de atmosfeer gaat, en daar voor een deel wordt teruggestraald. De warmte-uitstraling boven zee bedraagt echter slechts enkele procenten van de instraling, zodat een extra broeikas-effect boven zee (70% van het aardoppervlak) verwaarloosbaar klein moet zijn. Alleen al op deze gronden komt de gebruikelijke broeikas-theorie naar mijn mening op losse schroeven te staan. De hier gegeven berekeningen zijn ook toepasbaar voor natte gronden (wetlands). Omdat hier geen warmtetransport naar de diepte kan plaatsvinden, zijn hiervoor de berekeningen voor de zeezoutbedrijven vrij exact toepasbaar. Ook hier kan nauwelijks een extra broeikas-effect optreden.

### De invloed van oppervlakte- en diepzeestromingen

Er zijn twee soorten zeestromingen: die aan de oppervlakte en die op grote diepte. De oppervlaktestromingen zorgen allereerst voor een meer gelijkmatige verdeling van ingestraalde zonnearmte over het aardoppervlak. Zo wordt West Europa opgewarmd door de Golfstroom, afkomstig uit de Golf van Mexico. Het afgekoelde zeewater stroomt weer terug naar de tropen. In alle oceanen circuleren oppervlaktestromingen van de tropen in de richting van de polen en terug. De omlooptijd wordt geschat op ongeveer een half jaar.

Het belang van de diepe zee, in verband met het klimaat, wordt veelal onderschat. De gemiddelde diepte van de oceanen is ongeveer 3000 m. De onderste laag van ongeveer 1500-2000 meter dikte, die zich maar zeer langzaam vermengt met de hogere lagen, heeft een gemiddelde temperatuur van ongeveer 4 °C. Dat is heel merkwaardig, want de aarde zelf heeft op die diepte een temperatuur van zo'n graad of 40. De hogere lagen hebben een temperatuur die oploopt van 4 tot gemiddeld ongeveer 13 °C aan het oppervlak (bij de polen ongeveer -2 °C en in de tropen ongeveer 26 °C). Waarom wordt dat diepzeewater niet opgewarmd? Dat gebeurt natuurlijk ook, maar dat gaat erg langzaam. Onder-tussen wordt de diepzee voortdurend gevoed met smeltwater van de polen, dat vanwege zijn zwaarte naar de diepte zakt, nadat het zich enigszins heeft vermengd met warmer oppervlaktewater. Water heeft bij 4 °C zijn grootste dichtheid en water van die temperatuur zakt dus het diepst. Er bestaat een diepzeestroming van water dat in de poolzones naar de bodem zakt, op grote diepte

in de richting van de evenaar stroomt en daar weer boven komt. Dit komt door het lagere zoutgehalte en de inmiddels wat opgelopen temperatuur. De circulatietijd wordt geschat op ongeveer duizend jaar.

Wanneer het oppervlaktewater van de aarde opwarmt, gaat een deel van die warmte naar de diepte. De massa van het water in de oceanen is ongeveer 300 maal zo groot als de massa van de lucht in de atmosfeer. De soortelijke warmte van water is ongeveer 4 maal zo groot als die van de lucht<sup>3</sup>. Dat betekent dat de warmte-capaciteit van de oceanen ongeveer 1200 keer zo groot is als die van de atmosfeer. De oceaan kan dus enorm veel warmte opnemen zonder dat men aan het oppervlak er iets van merkt. Het is een bijna bodemloze 'put' (in het Engels: sink) voor warmte.

Een gedachte-experiment als voorbeeld: als alle zonnearmte die op het oppervlak komt (gemiddeld 160 W/m<sup>2</sup>), zou doordringen tot de diepe zee, zonder dat er water zou verdampen en zonder dat er smeltwater bijkomt, zou de oceaan gemiddeld slechts ongeveer 0,05 °C per eeuw opwarmen. Het afsmelten van poolijs vindt voornamelijk plaats doordat er warm zeewater onder het drijfs doorstroomt. Dit gebeurt vooral in de zomer. Wanneer er, zoals af en toe gebeurt, meer warm water naar de polen stroomt en meer poolijs smelt, wordt de aarde gemiddeld kouder. Voor het smelten van ijs is immers warmte nodig, die onttrokken wordt aan het oceaanwater. Door het mengen met warmer water en het meesleuren daarvan naar grotere diepte wordt de bovenste laag van de zee gemiddeld ook weer kouder. Zo draagt niet alleen de verdamping aan het oppervlak van de zee bij aan de thermostaatwerking van de oceanen, maar ook het smelten van poolijs.

Wanneer we zeggen dat 'de aarde' opwarmt, bedoelen we meestal dat de atmosfeer opwarmt, wat inderdaad af en toe gebeurt. Soms wordt stilzwijgend aangenomen dat als de atmosfeer x graden in temperatuur zou stijgen, het oceaanwater ook x graden warmer zou worden. Dit is dus niet juist, althans niet binnen afzienbare tijd. Door de enorme warmtecapaciteit van de oceanen zal het duizenden jaren kunnen duren voordat een blijvende temperatuurverandering van de atmosfeer tot een merkbare temperatuurverandering van het oceaanwater zal leiden.

### Conclusie

De aanwezigheid van grote hoeveelheden water speelt een belangrijke rol in het klimaat van de aarde. Het water zorgt voor verspreiding van de warmte over het aardoppervlak maar het zorgt ook voor een grote thermische stabiliteit. Veranderingen in de intensiteit van de zonnestraling, of een eventuele temperatuurveranderingen in de atmosfeer, worden door de aanwezigheid van water verregaand gedempt. Overigens is een eventueel extra broeikas-effect boven zee verwaarloosbaar.

### Noten

- <sup>1</sup> Arthur Rösch, Dick Thoënes en Florens de Wit, Klimaatverandering op een waterplaneet (Diemen, Veen Magazines, 2005), pp. 46-48
- <sup>2</sup> Uit de formule van Stefan-Boltzmann voor warmtestraling volgt dat het warmtetransport door straling vanaf het wateroppervlak klein is ten opzichte van de hier gevonden waarden voor het warmtetransport door verdamping (omstreeks 5% daarvan). Het bedraagt dan hoogstens 3% van de ingestraalde zonne-energie.
- <sup>3</sup> De hoeveelheid warmte die nodig is om 1 kilogram van een stof 1 graad Celsius op te warmen.

---

*Dr ir D. Thoënes is emeritus-hoogleraar procestechnologie aan de Technische Universiteit Eindhoven.*