

Naast de veelbeproken opwarming van de aarde bestaat er ook een mogelijkheid dat Europa relatief snel kan afkoelen. Dit komt omdat het warmtetransport door de Atlantische oceaancirculatie gevoelig is voor zoetwaterverstoringen. **Henk Dijkstra** schetst op de NWD de ontwikkelingen in het oceanografisch onderzoek en evalueert de resultaten van de huidige modellen. Dit artikel is eerder verschenen in het *Nieuw Archief van de Wetenschap* (nr.1, maart 2010).

Transitiegedrag van de Atlantische oceaancirculatie

Inleiding

Op 1 december 2005 verschijnt in het tijdschrift *Nature* een artikel dat onmiddellijk veel reacties in de pers veroorzaakt. Het BBC news opent met “Ocean changes will cool Europe” en vat het resultaat als volgt samen: “Researchers say currents derived from the Gulf Stream are weakening, bringing less heat north”.

In het artikel staat een analyse van resultaten van vijf research cruises, over een sectie van Florida naar de Canarische eilanden in de Atlantische Oceaan, uitgevoerd in de periode 1957-2004. De conclusie is dat het transport van warmte door oceaanstromingen in de Noord-Atlantische Oceaan over deze periode met ongeveer 30% is afgenomen. Hoe komt men aan dit resultaat, en hoe betrouwbaar is het?

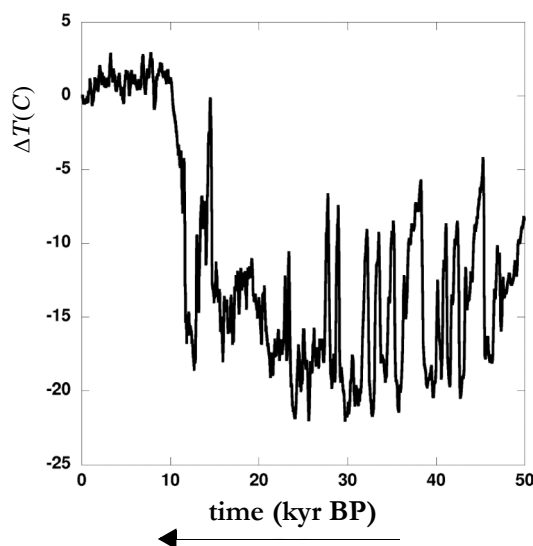


fig. 1 Temperatuurafwijking tegenover het gemiddelde over de laatste 100 jaar op een lokatie in centraal Groenland, zoals gereconstrueerd uit ijskernen (1 kyr = 1000 jaar).

Temperatuurfluctuaties

Één van de grote doorbraken in het klimaatonderzoek van de afgelopen vijftig jaar is de reconstructie van de

temperatuur uit een ver verleden door sedimentkernen (op de oceaانبodem) en ijskernen te bestuderen. Isotopenanalyse van materiaal uit ijskernen op Groenland geeft inzicht in de lokale temperatuur aldaar over de laatste vijftigduizend jaar.

De afwijkingen van de temperatuur ΔT ten opzichte van het gemiddelde van de laatste honderd jaar zijn te zien in figuur 1. Langzame variaties hangen samen met de ontwikkeling van de laatste ijstijd waarvan het maximum ongeveer 25.000 jaar geleden optrad. Fascinerend zijn de relatief snelle transitie (bijvoorbeeld tussen de vijftigduizend en twintigduizend jaar geleden) met een amplitude van wel 10°C . Deze fluctuaties treden ongeveer elke 1500 jaar op en worden de Dansgaard-Oeschger oscillaties genoemd. Wat heeft deze oscillaties veroorzaakt? Wat is de kans dat dit soort transitie in het huidige klimaat kunnen optreden?

Één van de hypothesen is dat de Dansgaard-Oeschger oscillaties worden veroorzaakt door verandering van stromingen in de Atlantische Oceaan. De oceaancirculatie wordt aangedreven door atmosferische winden, bijvoorbeeld door de westelijke winden op gematigde breedten en door passaatwinden nabij de equator. De circulatie wordt tevens beïnvloed door gradiënten in de dichtheid van het oceaanwater die veroorzaakt worden door verschillen in temperatuur en zoutgehalte. Een karikatuur van de circulatie is te zien in figuur 2. De Golfstroom blijft nabij de oostkust van de VS tot ongeveer 40°N en buigt dan scherp af naar het oosten. Met de golfstroom wordt ongeveer 60 Sv (1 Sv(erdrup) = $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) water naar het noorden getransporteerd. Een deel daarvan recirculeert (in donkergrijs aangegeven) en de rest van dit relatief warme en zoute water (in lichtgrijs aangegeven) bereikt de gebieden nabij IJsland en koelt stroomafwaarts af. Heel eenvoudig gezegd wordt het water daarmee zwaarder; uiteindelijk ‘zinkt’ het als het ware naar

beneden en stroomt weer terug op diepte naar de equator (de stippellijn). Onder de Golfstroom zit dus een diepe stroming en het leuke is dat het bestaan van deze stroming was voorspeld uit theorie en pas later werd gemeten; helaas is het meestal andersom.

Als we het totale transport van water over elke sectie bekijken, dan stroomt er ongeveer 20 Sv warm water noordwaards over de bovenste 1000 m in de Atlantische Oceaan. Dit volumetransport veroorzaakt een warmtetransport van ongeveer 10^{15} W op 25° N.

Deze warmte wordt op hogere breedtegraden afgegeven aan de atmosfeer en zorgt in Europa voor een mild klimaat (in vergelijking met het klimaat in Alaska). Als we op elke breedtegraad de oceaancirculatie middelen over een west-oostsectie over het Atlantisch bekken, dan vinden we de Meridionale Overturning Circulatie (MOC). De MOC meet het netto noord-zuidvolumetransport op elke breedtegraad en diepte en de sterkte ervan is rechtstreeks gekoppeld aan het noordwaartse warmtetransport.

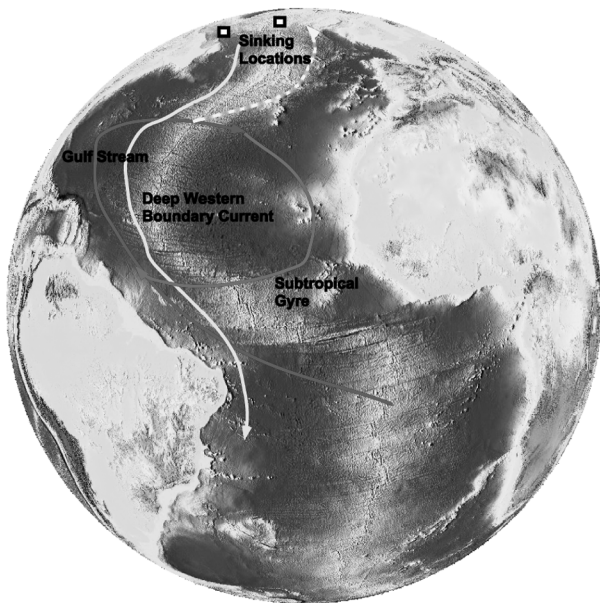


fig. 2 Schets van de circulatie in de Atlantische Oceaan met de Golfstroom en de locaties waar het zware water naar beneden zinkt. De MOC is de circulatie die resulteert door de oceaanstromingen over een west-oostsectie te middelen.

MOC: warmtetransport in de oceaan

In tegenstelling tot de Golfstroom is de MOC een gevoelige schakel in het klimaatsysteem. De Golfstroom is voornamelijk windgedreven en is alleen te stoppen door de rotatie van de aarde naar nul te schroeven of de winden stil te laten vallen. De MOC wordt echter grotendeels bepaald door dichtheidsverschillen en is gevoelig wegens het bestaan van een positieve terugkoppeling (figuur 3): de zout-advectie-

terugkoppeling. Als er een zoetwaterverstoring optreedt (door ijsbergen, afsmelten van ijskappen of extra regenval) in het noorden van de Atlantische Oceaan, dan wordt het water daar minder zwaar. Er zinkt dan minder water en de MOC wordt zwakker en voert dus ook minder zout naar het noorden. Dit laatste veroorzaakt dat de originele zoetwaterverstoring wordt versterkt en de MOC wordt dus nog zwakker, etcetera. Tijdens de laatste ijstijd zijn er perioden geweest waarin grote hoeveelheden ijsbergen de Noord-Atlantische Oceaan in dreven. Door de zout-advectieterugkoppeling nam de MOC, en daarmee het noordwaartse warmtetransport, in relatief korte tijd af met als gevolg dat het op Groenland kouder werd.

Twee-reservoirmodel

De zout-advectieterugkoppeling werd al beschreven in 1961 in een artikel van Stommel. Het theoretisch model dat Stommel gebruikte, was dat van twee goed gemengde reservoirs (figuur 4a), een equatoriaal reservoir met volume V_e en een polair reservoir met volume V_p , die met elkaar verbonden zijn aan het oppervlak en in de diepzee. De circulatie wordt aangedreven door het dichtheidsverschil van het water in beide reservoirs. Deze dichtheden worden bepaald door de uitwisseling van warmte en zoetwater tussen de oceaan en de atmosfeer. De sterkte van de MOC is Ψ en voor $\Psi > 0$ is de oppervlaktecirculatie van het equatoriale naar het polaire reservoir (figuur 4a).

In het twee-reservoirmodel kunnen de (dimensieloze) vergelijkingen die de zout- en warmtebalansen representeren in beide reservoirs worden gereduceerd tot

$$\begin{aligned} \frac{dT}{dt} &= \eta_1 - T(1 + f(\Psi)) \\ \frac{dS}{dt} &= \eta_2 - S(\eta_3 + f(\Psi)) \end{aligned} \quad (1)$$

waarbij $T = T_e - T_p$ het dimensieloze verschil is tussen de temperatuur in het equatoriale reservoir en het polaire reservoir. $S = S_e - S_p$ is het zoutverschil tussen beide reservoirs en $\Psi = T - S$; verder is $f(x) = 1/2(1 + \tanh x/\epsilon)$.

Er zijn dus vier parameters: η_1 is een maat voor de sterkte van de warmteforcering, η_2 van de zoetwaterforcering en η_3 is de ratio van de dempingstijdschalen van warmte- en zoetwaterverstoringen door de atmosfeer; daarnaast is ϵ een kleine parameter.

Het bifurcatiediagram in figuur 4b van het tweedimensionale dynamische systeem in (1) laat zien dat er een parameterinterval bestaat waarin twee toestanden stabiel zijn. De ene toestand (TH in figuur 4c) is

temperatuurgedreven en $\Psi > 0$ terwijl voor de andere toestand (met $\Psi < 0$) de MOC zoutgedreven is. De sterkte van de MOC neemt langzaam af als de zoetwaterforcering toeneemt tot een bepaald punt L_2 . Als de zoetwaterforcering vanaf L_2 iets toeneemt, stort de MOC als het ware in en ontstaat een patroon waarbij het zinken van het water in het noorden tot nul is gereduceerd. Deze SH-toestand wordt ook wel de ‘off-state’ genoemd in tegenstelling tot de (TH) ‘on-state’. Het leuke is dat als we vanaf de ‘off-state’ de zoetwaterforcering weer laten afnemen, dat de ‘off-state’ blijft bestaan tot het punt L_1 .

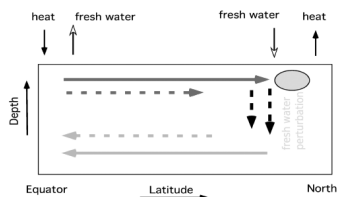


fig. 3 Schets om de zout-advectieterugkoppeling te verduidelijken. Een zoetwaterverstoring in het noorden veroorzaakt een verzwakking van de MOC (doorgetrokken naar onderbroken pijlen). Daardoor wordt er minder zout aangevoerd uit tropische gebieden, hetgeen de zoetwateranomalie in het noorden versterkt.

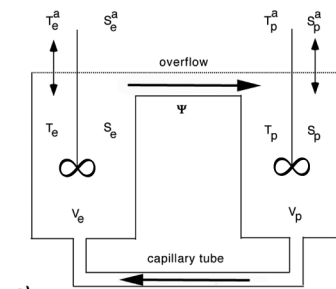
Als dan de forcering iets wordt verkleind, herstelt de MOC zich weer en in een paar honderd jaar is de ‘on-state’ weer bereikt. De punten L_1 en L_2 zijn voorbeelden van zogenaamde zadelknooppunten en er moet dus een instabiele tak van evenwichten bestaan zoals de onderbroken curve in figuur 4b.

Het artikel van Stommel werd lange tijd genegeerd door de oceanografische gemeenschap mede omdat het twee-reservoirmodel zo eenvoudig is. In 1986 waren supercomputers snel genoeg om deze twee MOC-toestanden te vinden in een ‘acceptabel’ oceaanmodel, gebaseerd op de basisvergelijkingen uit de stromingsleer. Het resultaat werd gepubliceerd in *Nature* door de jonge promovendus Frank Bryan die daarmee meteen grote bekendheid kreeg. Ook het artikel van Stommel werd in het juiste perspectief geplaatst en is nu één van de meest geciteerde artikelen in het klimaatonderzoek.

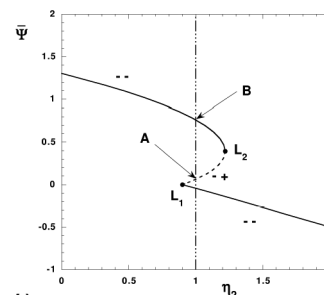
Voorspellen en meten

In een hiërarchie van oceaan- en klimaatmodellen worden de parameterregimes waar de meervoudige evenwichten optreden relatief snel gevonden (Dijkstra, 2005). Alleen in de meest geavanceerde klimaatmodellen (die gebruikt zijn in het vierde assessment report van het Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC) blijkt het moeilijk om ‘off-states’ te vinden. Wel is het mogelijk om de ‘on-state’ van de MOC zwakker te maken door een grote hoeveelheid zoetwater neer te leggen onder Groenland. In het

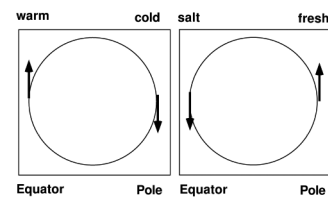
ESSENCE-project zijn deze simulaties gedaan met het zogenaamde ECHAM5-OM1 model (van het Max Planck Institute voor Meteorologie in Hamburg) in een vijftal klimaatsimulaties over de periode 2001–2100. De zoetwateranomalie is 1 Sv (ongeveer het volumetransport van alle rivieren op aarde) en de MOC neemt sterk af over een periode van dertig jaar. In figuur 5 is de afwijking van de oppervlaktetemperatuur na vijftientig jaar ten opzichte van 2000 te zien en het blijkt dat het inderdaad tien graden kouder wordt in een groot deel van het Noord-Atlantisch gebied.



a)



b)



c)

fig. 4 (a) Schets van het twee-reservoirmodel. (b) Bifurcatiediagram (Ψ versus η_2) van het model (1) voor $\eta_1 = 3.0$, $\eta_3 = 0.3$ en $\varepsilon = 10^{-3}$. De \pm geven het teken aan van de eigenwaarden van de Jacobiaan voor elke stationaire toestand; een doorgetrokken respectievelijk onderbroken lijn representeert stabiele (respectievelijk instabiele) stationaire toestanden. (c) Schets van de patronen van de temperatuur- (TH, links) en zoutgedreven (SA, rechts) toestanden van de MOC in het twee-reservoirmodel.

Hoewel dit niet de transitie van de ‘onstate’ naar de ‘off-state’ is omdat er in de resulterende MOC nog steeds noordwaarts transport van warmte plaatsvindt, geeft het toch een indicatie van het effect van het afzwakken van de MOC.

Vooraf het grote potentiële effect van het afzwakken van de MOC op het klimaat in het Verenigd Koninkrijk

heeft geleid tot een groot project om de sterkte van de MOC op 26°N (ter hoogte van Florida) continu te meten. Deze RAPID array van meetinstrumenten geeft sinds 2004 resultaten en heeft meteen een ander beeld van de MOC opgeleverd. Het blijkt dat de MOC sterke variaties vertoont (figuur 6) met veranderingen van maar liefst 20 Sv over enkele maanden (Cuningham et al., 2007). Deze grote variaties komen vermoedelijk door de aanwezigheid van 10-50-km wervels (de hoge en lage drukgebieden van de oceaan) die overal in de oceaan aanwezig zijn en die nog niet in de IPCC-klimaatmodellen worden gerepresenteerd.

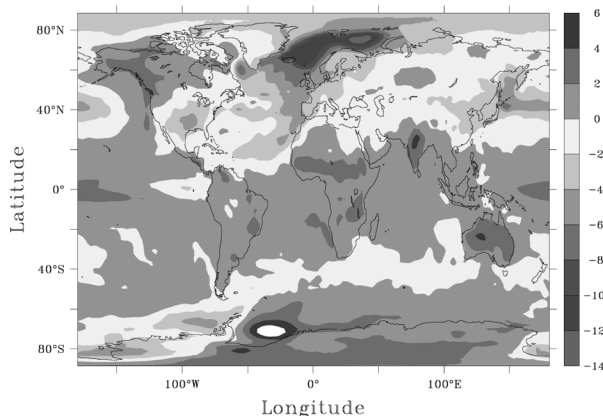


fig. 5 Het verschil van de jaargemiddelde oppervlaktetemperatuur (C) tussen de jaren 2025 en 2000 in één van de simulaties van het ECHAM-OM1 model (Sterl et al., 2005). In deze 25 jaar is de MOC afgenomen van 20 Sv (in 2000) naar 5 Sv (in 2025).

Onmiddellijk werden de resultaten van het *Nature*-artikel (2005) niet meer zo serieus genomen: dat waren maar vijf metingen van de MOC over een periode van 50 jaar en ook nog eens op verschillende tijden in het jaar. Aanwijzingen voor een afname van de huidige MOC vanuit observaties zijn er dus absoluut (nog) niet!

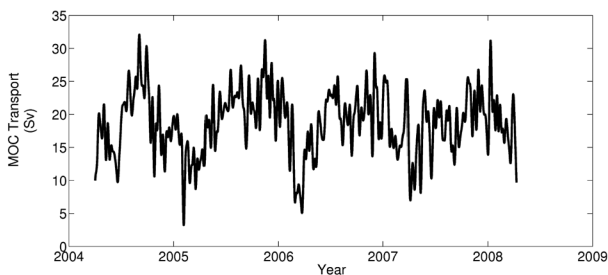


fig. 6 Resultaten van de RAPID-metingen (Cuningham et al., 2007) van de sterkte van de MOC (in Sv) op een breedtegraad van 26°N over de periode april 2004 tot maart 2008.

Wervels modelleren

De RAPID-metingen bieden een ideale gelegenheid voor model-observatieconfrontatie mits er met oceanmodellen gerekend wordt die de wervels representeren. De huidige supercomputer Huygens in Amsterdam (SARA) heeft ongeveer 3000 processoren met een kloksnelheid van 4,5 GHz. Deze computer

kan ongeveer 60000 miljard berekeningen per seconde doen (60 Tflo/s). In samenwerking met de Climate Simulation groep op het Los Alamos National Laboratory (waar op dit moment één van de snelste computers ter wereld staat) doen we op dit moment simulaties op Huygens met een oceaanmodel dat een horizontaal oplossend vermogen heeft van 10 km, zodat de wervels worden gerepresenteerd.

Het duurt 1 dag om het oceaanmodel 1 jaar te laten simuleren op ongeveer 1/4 van de capaciteit van Huygens (700 processoren). Op dit moment berekenen we de ontwikkeling van de MOC als gevolg van zoetwaterverstoringen ten zuiden van Groenland die het effect van afsmelten van de ijskap aldaar representeren.

Aan de hand van dit onderzoek willen we uiteindelijk een schatting maken van de kans dat er een sterke afname van de MOC zal optreden voor het jaar 2100. De resultaten van IPCC-modellen wijzen op een kleine kans, maar niemand weet nog hoe dat gaat veranderen als oceanwervels meegenomen worden. Onlangs is het RAPID-programma verlengd: de meetinstrumenten op 26°N blijven zeker tot 2014 in het water liggen. Misschien kunnen we straks online zien hoe de MOC instort; dat zou spectaculair zijn. Maar ook als er niets schokkends gebeurt, zullen de RAPID-observaties een prachtige dataset vormen om, samen met modelresultaten, de fysica van de oceanocirculatie te doorgronden.

Henk Dijkstra
Universiteit Utrecht, IMAU

Literatuur

- Bryan, F.O. (1986). High-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulations, *Nature*, 323, 301-304.
- Bryden, H. L., Longworth, H. R., & Cuningham, S. A. (2005). Slowing down of the Atlantic meridional overturning circulation at 25° N, *Nature*, 438, 655-657.
- Cuningham, S. A. et al. (2007). Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5° N., *Science*, 317, 934-938.
- Dijkstra, H. A. (2005). *Nonlinear Physical Oceanography: A Dynamical Systems Approach to the Large Scale Ocean Circulation and El Niño*, 2nd Revised and Enlarged edition. New York: Springer.
- Sterl, A., Severijns, C., Dijkstra, H. A., Hazeleger, W., Oldenborgh, G. J. Van, Broeke, M. Van den, Burgers, G., Hurk, B. Van den, Leeuwen, P. J. Van, & Velthoven, P. Van (2008). When can we expect extremely high surface temperatures? *Geophys. Res. Letters*, 35, L14703, doi:10.1029/2008GL034071.
- Stommel, H. (1961). Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus*, 2, 244-230.