



Ijskappen in heden, verleden en toekomst

BAS DE BOER &
RODERIK VAN DE WAL
INSTITUUT VOOR MARIEN EN
ATMOSFERISCH ONDERZOEK UTRECHT
(IMAU)
UNIVERSITEIT UTRECHT
B.DEBOER@UU.NL
R.S.W.VANDEWAL@UU.NL

In het huidige klimaat hebben de twee polen van de aarde één heel duidelijke overeenkomst, ze zijn beide voornamelijk wit, d.w.z. het zonlicht wordt in grote mate gereflecteerd. Er zijn echter ook grote verschillen, de Noordpool is bedekt door zee-ijs, terwijl rond de Zuidpool het continent Antarctica is bedekt door een enorme ijskap van ongeveer 25 miljoen km³ ijs. Daarnaast bevindt zich op Groenland ook nog een ijskap met ongeveer 2,9 miljoen km³ ijs. Beide ijskappen zijn potentiële bronnen van grote variaties in zeespiegelstijging of -daling als het klimaat verandert. Deze twee ijskappen en het zee-ijs zijn ook van groot belang voor de stralingsbalans van de Aarde. Een kleiner oppervlak met ijs heeft tot gevolg dat de reflectiviteit (het *albedo*) van de aarde afneemt, waardoor er meer straling wordt geabsorbeerd, en *vice versa*.



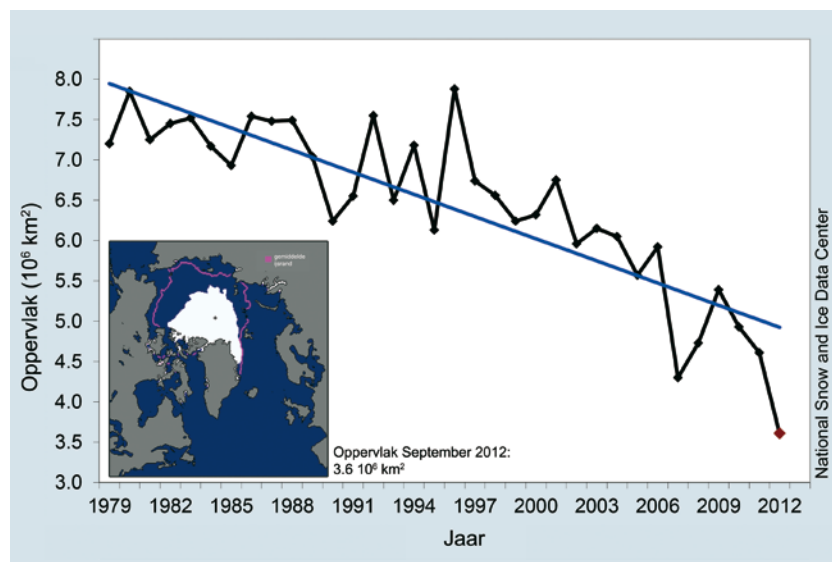
Maar hoe staan we er in de 21e eeuw voor wat betreft de staat van beide ijskappen en wat is de rol van zee-ijs? Zeker in de afgelopen jaren wordt het steeds meer duidelijk dat de aarde opwarmt als gevolg van stijgende concentraties van broeikasgassen in de atmosfeer. Ook is er een daling ingezet in zowel de bedekking van het zee-ijs op het noordelijk halfrond als het ijsvolume van Groenland en Antarctica. In dit artikel plaatsen we de huidige trends in ijsvolume en zee-ijs-veranderingen in geologisch perspectief. We bekijken wat de relatie is met klimaatveranderingen, de huidige zeespiegelstijging en hoe de verwachtingen zijn voor de toekomst met een vooruitblik naar de komende ijstijd.

Recente veranderingen in de cryosfeer

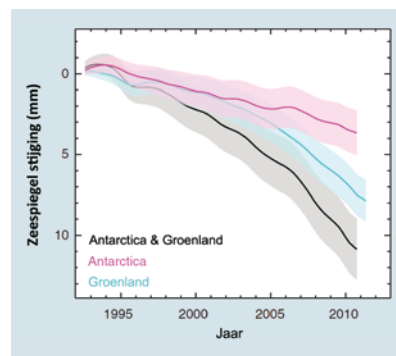
Gedurende de 20^e eeuw zijn er diverse meetcampagnes uitgevoerd om de massaveranderingen van de ijskappen te bepalen. Met name weerstation-data en lokale metingen van massaveranderingen met "staken" in het ijs gaven al een redelijk beeld hoe de afsmelting in Groenland varieerde. Ondiepe ijskernen leverden inzicht in variaties in de hoeveelheid sneeuwval in Antarctica. Sinds het begin van de jaren '90 kwamen hier ook satellietmetingen bij die een veel betere ruimtelijke dekking hebben. Recentelijk is dan ook een overzicht gemaakt van de bijdrage van Groenland en Antarctica aan de zeespiegelstijging over de laatste 20 jaar, waarbij de gangbare technieken gecombineerd zijn.

In afbeelding 1 (Shepherd *et al.*, 2012) is het resultaat weergegeven van deze studie. Er is een duidelijk neergaande trend waar te nemen voor beide ijskappen die leidt tot een significante bijdrage aan de zeespiegelstijging die nu wordt waargenomen. Ongeveer $\frac{1}{3}$ van de totale zeespiegelstijging wordt nu veroorzaakt door de volumeveranderingen van de ijskappen.

Ook het zee-ijs op het noordelijk halfrond vertoont grote veranderingen. Net als m.b.t. de twee ijskappen op het land, is in de afgelopen 20 jaar een daling in het totale volume waargenomen, met name het oppervlak aan het einde van de zomer is sterk afgenomen. Met satellietmetingen worden de variaties in het zee-ijs-oppervlak nauwlettend in de gaten gehouden. In afbeelding 2 staat de zee-ijs-bedekking in september, het minimum gedurende een jaar, weergegeven vanaf 1979. De neergaande trend is zeer duidelijk te zien en bevat ook twee duidelijke minima in 2007 en 2012. Op het moment van schrijven, 1 september 2013,



AFBEELDING 2. | Het oppervlak van het zee-ijs op het noordelijk halfrond in september, van 1979 tot 2012 wordt weergegeven met de zwarte lijn. De blauwe lijn is de trend, met een gemiddelde afname van 13% per 10 jaar. De kaart laat het zee-ijs-oppervlak in september 2012 zien, met $3,6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. (Figuren overgenomen van het National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado, USA: www.nsidc.org)



AFBEELDING 1. | Cumulatief massaverlies van de ijskappen op Antarctica en Groenland vanaf 1992 (Bron: Shepherd *et al.*, 2012). Het verlies is weergegeven als bijdrage aan de gemiddelde stijging van het zeeniveau in millimeters. Paars: Antarctica; Lichtblauw: Groenland; Zwart: beide ijskappen tezamen.

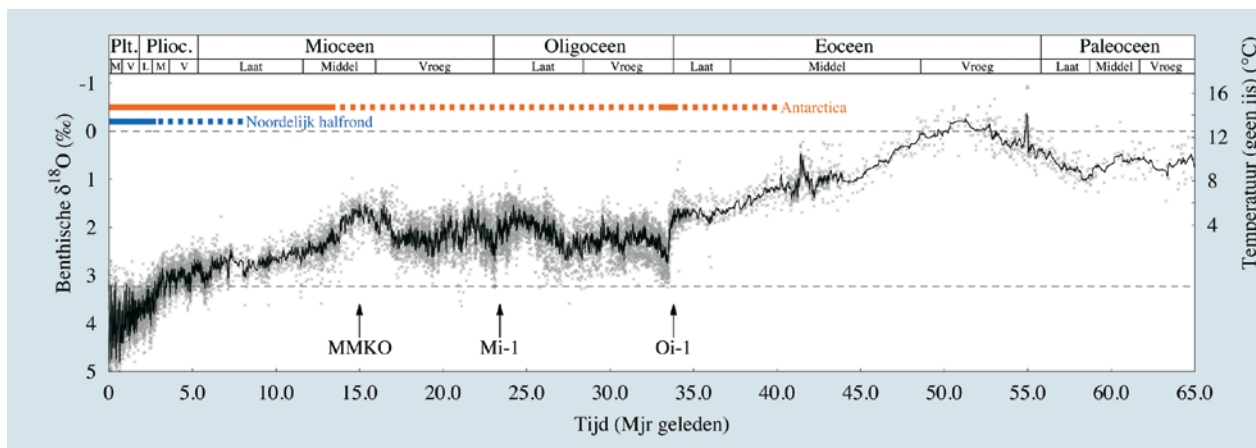
ziet het er naar uit dat het minimum in 2013 rond de $5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ zal uitkomen. Hetgeen weer meer is dan in 2012, en eigenlijk precies op de blauwe trendlijn uitkomt. Daarnaast heeft het zee-ijs op het noordelijk halfrond een grote jaarlijkse periodieke fluctuatie. Ter vergelijking: terwijl het in september 2012 een minimum had van $3,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, was het oppervlak in januari 2013 alweer gegroeid tot $13,8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Echter, bij een steeds lager minimum neemt ook het meerjarige ijs af en smelt het zee-ijs de volgende zomer gemakkelijker weg. Hierdoor neemt de ijsdikte af en daarmee het volume aan zee-ijs.

In de afgelopen decennia speelt zich een duidelijk scenario af dat voor zowel landijs als het zee-ijs op het noordelijk halfrond een neergaande trend laat zien. Dit is met grote zekerheid te koppelen aan de stijging van de temperatuur en aan de stijging van broeikasgassen in de atmosfeer. Maar ook in het verleden tot ca. 34 miljoen jaar geleden toen de ijskap op Antarctica ontstond, hebben zich grote veranderingen voorgedaan in het klimaat. Het is dan ook interessant om te kijken hoe de huidige trend in ijsvolume en temperatuur zich verhoudt tot deze veranderingen in het geologische verleden.

De eerste ijskap op Antarctica

Voor het beantwoorden van deze vraag gaan we eerst terug naar het ontstaan van de ijskappen zoals we die nu kennen. Veranderingen in het klimaat tot





AFBEELDING 3. | Benthische $\delta^{18}\text{O}$ -data gedurende het Cenozoïcum (Zachos *et al.*, 2008) die variaties weergeven in ijsvolume en temperatuur. De horizontale balken geven ijsgroei weer op Antarctica (oranje) en het noordelijk halfrond (blauw); blokjes staan voor gedeeltelijke ijsgroei en een constante lijn voor grootschalige ijsbedekking. De onderste stippellijn geeft de huidige $\delta^{18}\text{O}$ -waarde weer van 3,23 ‰. Oi-1 = Oligoceen interval-1; Mi-1 = Mioceen interval-1, MMKO: Midden-Mioceen Klimaat Optimum. Plioc. = Pliocene; Plt. = Pleistocene; Mjr = miljoen jaar.

miljoenen jaren terug kunnen niet exact gemeten worden. Wel kan dit indirect afgeleid worden uit zogenaamde “proxies”, variabelen die beïnvloed worden door variaties in bijvoorbeeld temperatuur, de zeespiegel of de CO_2 concentratie in de atmosfeer. Met name de ratio van zuurstofisotopen in gefossiliseerde *benthische* foraminiferen (de $\delta^{18}\text{O}$ -waarde) wordt veel gebruikt en is een proxy voor de veranderingen van diepzeetemperatuur en ijsvolume (Zachos *et al.*, 2001; Lisiecki & Raymo, 2005). In afbeelding 3 zijn deze gegevens afgebeeld over het gehele Cenozoïcum (Zachos *et al.*, 2008). Op de rechter y-as is de diepzeetemperatuur weergegeven voor de periode dat er nog geen ijsgroei plaatsvond. Op de linker y-as is de $\delta^{18}\text{O}$ -waarde weergegeven waarbij positieve waarden naar beneden toe een kouder klimaat weergeven. De afbeelding laat zien dat het klimaat langzaam afkoelde over de laatste 65 miljoen jaar, met daarop diverse fluctuaties gesuperponeerd.

Er is een duidelijke daling te zien in de temperatuur van het Vroeg- tot Laat-Eoceen, die voornamelijk wordt toegeschreven aan de afname van CO_2 concentraties in de atmosfeer (Bijl *et al.*, 2010; Pagani *et al.*, 2011). Tijdens de transitie van het Eoceen naar het Oligoceen, ca. 34 miljoen jaar geleden, vond een sterke toename plaats van ijsvolume en daling van de temperatuur. Het passeren van een bepaalde grens van de CO_2 concentraties wordt tegenwoordig gezien als de primaire

oorzaak van deze sterkte en snelle toename van ijs op Antarctica (bv. DeConto & Pollard, 2003; Lefebvre *et al.*, 2012). Daarnaast vindt er gedurende deze periode een duidelijk verandering plaats in de oceaancirculatie als gevolg van de ligging van de continenten (zie ook het artikel van Troelstra “Ijs in de geologische tijd” in dit nummer op pagina 138). Het openen van de “zeestraat” tussen Australië en Antarctica tijdens de Eoceen/Oligoceen-transitie kan ook zeker een rol gespeeld hebben in de groei naar een ijskap die het gehele Antarctische continent bedekt.

Van variabele naar permanente ijskap

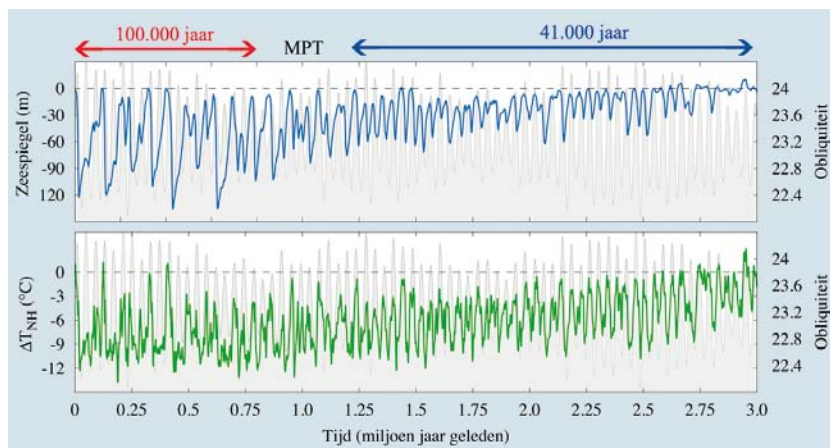
Zoals te zien is in afbeelding 3, zijn er grote variaties te zien in de isotopengegevens gedurende het Oligoceen tot Midden-Mioceen. Hierin bevinden zich een paar duidelijk pieken die een sterkte toename weergeven van het ijsvolume op Antarctica. Met name gedurende Mi-1, de overgang van Oligoceen naar Mioceen, treedt een snelle daling op van de $\delta^{18}\text{O}$ -waarde. Deze grote veranderingen worden vooral gezien als het groeien en terugtrekken van de ijskap op Antarctica. Deze variaties worden vaak gerelateerd aan de variaties van de ontvangen instraling van de zon (zie bijgaand kader) (Pälike *et al.*, 2006; Liebrand *et al.*, 2011). Een voor ijsgroei gunstige orbitale configuratie van de

MILANKOVIĆ KLIMAAT VARIATIES

Er zijn een drietal astronomische parameters, ofwel baanelementen, die leiden tot variaties in de door de aarde ontvangen straling van de zon.

1. De *excentriciteit* geeft de vorm van de aardbaan weer (van ellips tot bijna-cirkel) met een voornaamste periodiciteit van 100.000 jaar en beïnvloedt de totaal ontvangen instraling van de aarde gemiddeld over een jaar.
2. De *obliquiteit* (scheefstand) geeft de hoek van de rotatie-as van de aarde weer t.o.v. het vlak van de aardbaan om de zon (= de *ecliptica*), met een huidige stand van $23,45^\circ$ (t.o.v. de loodrechte lijn op het vlak). Obliquiteit heeft een voornaamste periode van 41.000 jaar en beïnvloedt de verhouding in de ontvangen straling op hoge en lage breedtegraad.
3. De *precessie* geeft de rotatie weer van de aardas t.o.v. een loodrechte lijn op het vlak van de aardbaan. Door deze rotatie verschuift het begintijdstip van de seizoenen. Precessie wordt “gemoduleerd” door de excentriciteit: als de aardbaan vrijwel een cirkel is en de excentriciteit dus minimaal, heeft precessie geen invloed op de instraling. De voornaamste periodes zijn 19.000 en 23.000 jaar. De precessie bepaalt de afstand van de zon tot de aarde in de verschillende seizoenen. Momenteel is deze afstand het kleinste in de noordelijk-halfrond-zomer. De effecten van precessie zijn altijd tegengesteld op het noordelijk en zuidelijk halfrond.





AFBEELDING 4. | Een reconstructie van het zeespiegelniveau, berekend uit het ijsvolume van een 3D ijskap-model (blauw) en de corresponderende temperatuur-anomalie op het noordelijk halfrond in groen (De Boer *et al.*, 2012). Beide zijn weergegeven t.o.v. het huidige klimaat. Variaties in de obliquiteit van de aardbaan zijn weergegeven door de zwarte lijn met het grijze vlak met de rechter y -as. De variaties in ijsvolume en temperatuur vertonen een overgang van de 41.000-jaar-cycli (tot ca. 1 miljoen jaar geleden) naar de 100.000-jaar glaciale cycli in de periode daaropvolgend. MPT: Midden-Pleistocene Transitie. In beide grafieken is de obliquiteit (rechter y -as) weergegeven in graden; de 0-lijn is in beide grafieken het huidige niveau;

aarde, d.w.z. minder ontvangen instraling op hogere breedtegraden, kan zorgen voor de groei van de ijskap en vice versa. De isotopenmetingen tonen verder een zeer warme periode aan rond 15 miljoen jaar geleden, het Midden-Mioceen Klimaat Optimum (MMKO), met een sterk gereduceerde ijskap op Antarctica. Na het MMKO neemt de temperatuur snel af en gedurende het Laat-Mioceen ontstaat er een permanente ijskap op Antarctica (doorgetrokken oranje lijn) van continentale omvang. Voor het noordelijk halfrond duurt het nog tot in het Plioceen voordat er significante ijsgroei plaatsvindt op Groenland en het Euraziatische en Noord-Amerikaanse continent.

Start van ijsgroei op het noordelijk halfrond

Het komen en gaan van grote ijskappen op de aarde wordt tijdens het Plioceen en Pleistoceen vooral gekenmerkt door ijskappen op de continenten van het noordelijk halfrond. Zowel op Eurazië als op Noord-Amerika groeiden gedurende de afgelopen ijsstijden grote ijskappen die gezamenlijk de gemiddelde zeespiegel deden dalen tot ruim 120 meter onder het niveau van vandaag. Dit is ongeveer twee keer zoveel ijs als zich nu bevindt op Antarctica. Tijdens de ijsstijden in het Plioceen waren de variaties op Antarctica ongeveer een orde van grootte kleiner: ijsgroei op Antarctica was verantwoordelijk voor een daling van het gemiddelde zeeniveau van ongeveer 10 meter.

De start van significante ijsgroei op het noordelijk halfrond, ca. 3 miljoen jaar geleden, wordt grotendeels toegeschreven aan een interactie tussen daling in CO_2 concentraties in de atmosfeer en veranderingen in oceaanstromingen en temperaturen (bv. Lunt *et al.*, 2008; Vizcaino *et al.*, 2010; Bartoli *et al.*, 2011). Ook in deze periode geldt dat ijskappen pas gaan groeien als de stralingscondities voor ijskapgroei gunstig zijn (zie het kader). In afbeelding 4 is een reconstructie weergegeven over de afgelopen drie miljoen jaar van het zeespiegelniveau (afgeleid uit ijsvolume) en de temperatuur (De Boer *et al.*, 2012). De temperatuur, die hier wordt weergegeven, is de temperatuursverandering op het noordelijk halfrond over de continenten. Deze reconstructie is gemaakt met behulp van driedimensionale ijskapmodellen, waarbij de benthische $\delta^{18}\text{O}$ -data (Lisiecki & Raymo, 2005) de invoer zijn die de variaties van het klimaat weerspiegelen. De variaties in obliquiteit worden in de afbeelding weergegeven door de zwarte lijn met het grijze vlak. Tot ongeveer 1 miljoen jaar geleden vertoonden de ijsstijden een variatie met een periode van 41.000 jaar, overeenkomend met de

periodiciteit van de obliquiteit, terwijl de afgelopen ca. 6 glaciale cycli een sterkere 100.000-jaar-cyclus vertonen. Deze overgang wordt de Midden-Pleistocene Transitie (MPT) genoemd. In de wetenschappelijke literatuur is er nog geen eenduidige hypothese die deze transitie verklaart. Hoewel excentriciteit ook deze 100.000-jaar-cyclus heeft, wordt dit niet gezien als een directe verklaring, aangezien de variatie (amplitude) van de excentriciteit juist afnam in de afgelopen 1 miljoen jaar (Imbrie *et al.*, 1993). Een mogelijke verklaring is dat vanaf 1 miljoen jaar geleden het klimaat op aarde zó koud was dat gedurende een ijsstijd de twee ijskappen die zich in Noord-Amerika vormden (één over de Rocky Mountains, de ander ijskap in oost Canada) tegen elkaar aanstroonden. Door een tweetal feedbackmechanismen ontstond er toen een snellere groei van de ijskap, die sterker was dan de ongunstiger wordende condities, als gevolg van de veranderende instraling, zouden doen vermoeden. Op deze wijze werden er als het ware één of twee interglacialen (warme periodes) overgeslagen (Bintanja & Van de Wal, 2008).

Samenspel

Het mag duidelijk zijn dat klimaatvariëaties over lange tijdschalen worden veroorzaakt door een samenspel van verschillende processen in het klimaatstelsel. Terugkoppelingen van het ijs naar de atmosfeer (interactie met windcirculatie) en de oceaan (smeltwatertoevoer en smelt door warmer oceaanoever) zorgen voor een versterking of verzwakking van de ijsgroei. Dit soort terugkoppelingen is ook van belang voor de koolstofcyclus, die in het “natuurlijke klimaat” zonder de antropogene uitstoot van broeikasgassen erg goed overeenkomt met de variaties in temperatuur (zie Afb. 5). Uit ijskernen over de afgelopen 800.000 jaar blijkt dat de temperatuur en CO_2 -variëaties (en methaan: CH_4) elkaar goed volgen. Een belangrijke rol hierin speelt de veranderende opnamecapaciteit van de oceanen voor CO_2 . De precieze “fasering” van CO_2 -gehalte en temperatuur staat echter nog steeds ter discussie, m.a.w. het is niet eenduidig of de CO_2 -variëaties nu direct vóórlopen op de temperatuur of niet. Sterker nog, gedurende een aantal



deglaciaties, d.w.z. gedurende de sterke stijging van temperatuur en CO_2 , loopt temperatuur zelfs vóór op CO_2 .

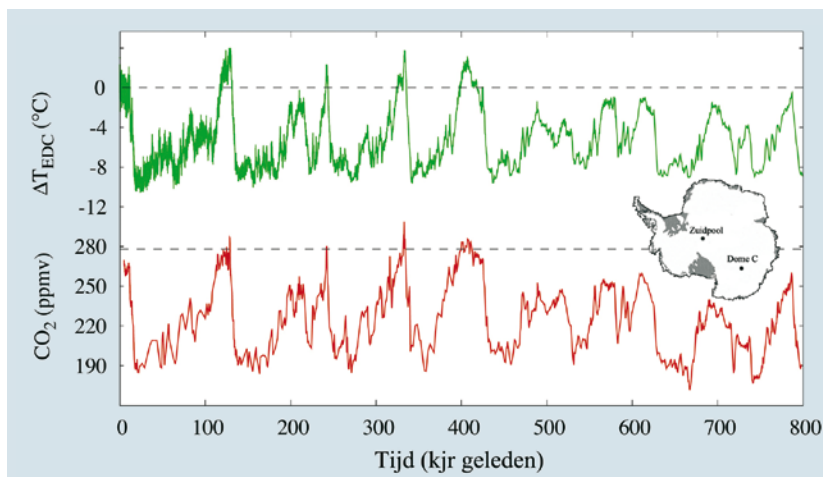
Op deze manier ontstaat een totaalbeeld waarbij de belangrijke veranderingen in het klimaat in het recente geologische verleden vooral lijken te worden veroorzaakt door het samenspel van de concentraties van broeikasgassen in de atmosfeer en een (voor ijsvorming) gunstige orbitale configuratie. Het groeien van een significante ijskap op zowel Antarctica als op het noordelijk halfrond wordt door velen toegeschreven aan het passeren van een drempelwaarde van CO_2 in combinatie met orbitale condities. Voor de Eoceen/Oligoceen-transitie is dit ongeveer 750 ppmv (*parts per million by volume*), voor de start van ijsgroei op het noordelijk halfrond rond de 260 ppmv (DeConto *et al.*, 2008). Daarnaast hangt de transitie van de 41.000-jaar naar de 100.000-jaar glaciële cycli ook samen met een neerwaartse trend in CO_2 , waarbij vermoedelijk interne terugkoppelingen in de relatie tussen ijsvolume en klimaat ook een belangrijke rol speelt.

De volgende ijstijd

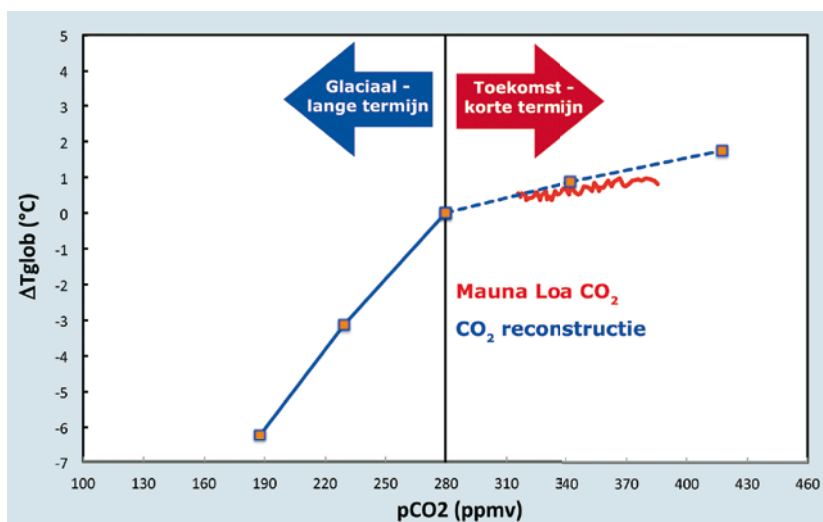
Wat kunnen we nu leren uit het geologische verleden met betrekking tot wat van belang is voor de toekomstige ontwikkeling in het klimaat? Uit de reconstructies van temperatuur, zee-niveau en CO_2 weten we vrij goed hoe de relatie is tussen temperatuur en zeeniveau gedurende de recente ijstijden. Dit wordt weergegeven in de linkerhelft van afbeelding 6.

Extrapoleren van deze gegevens naar een warmere toekomst is echter te simpel. We zouden dan de temperatuurstijging ernstig overschatten. Dit komt doordat het huidige klimaat minder gevoelig is voor veranderingen in CO_2 dan een kouder klimaat.

Als het warmer wordt op aarde kan weliswaar het Groenlandse ijs smelten en het zee-ijs in de zomer op het noordelijk halfrond flink afnemen, maar om Antarctica te smelten moet het zeker 10 tot 15 graden warmer worden. Dat betekent dat de verandering van de hoeveelheid ijsoppervlak veel geringer zal zijn in een iets warmer klimaat dan de afname van het ijs van het laatste glaciaal naar het huidige interglaciaal. Een gevolg hiervan is dat de terugkoppeling in



AFBEELDING 5. | Waarnemingen uit de ijskernen vanaf “Dome C” op het centrale plateau van Antarctica (zie kaart rechts). De groene lijn geeft de temperatuur weer die is bepaald uit veranderingen in de ratio van waterstof isotopen in het ijs (ΔT_{EDC} -waarde; Jouzel *et al.*, 2007). De rode lijn is de gemeten CO_2 concentratie in luchtbelletjes ingesloten in het ijs (Lüthi *et al.*, 2008). De horizontaal gestreepte lijnen geven de referentiewaarden aan; voor CO_2 is dit de pre-industriële waarde van 278 ppmv (*parts per million by volume*). kjr = duizend jaar.



AFBEELDING 6. | De relatie tussen temperatuur en CO_2 -veranderingen. De doorgetrokken blauwe lijn geeft de temperatuurveranderingen weer inclusief snelle en trage terugkoppeling in het klimaat (Van de Wal *et al.*, 2011). De blauwe stippellijn geeft het verloop zonder invloed van de trage processen. De rode lijn geeft de waarnemingen van CO_2 weer op Mauna Loa als functie van de wereldgemiddelde temperatuur over de afgelopen 50 jaar. Ppmv = *parts per million by volume*; $\Delta T_{\text{glob}}(^{\circ}\text{C})$ = wereldwijde temperatuurverandering.

het klimaatsysteem, veroorzaakt door het verdwijnen van ijs en het tevoorschijn komen van land dat meer straling absorbeert, veel zwakker zal zijn. Als we voor dit effect corrigeren, zien we dan ook dat er een sterke “knik” optreedt in de relatie tussen temperatuur en CO_2 zoals weergegeven in de rechterhelft van afbeelding 6. Dat betekent dat de temperatuur zal blijven stijgen zolang de CO_2 -concentratie zal stijgen als gevolg van de verbranding van fossiele brandstoffen, maar niet zo snel als uit het verband tussen CO_2 en temperatuur gedurende ijstijden zou volgen.

Fossiele brandstoffen zullen echter op enig moment uitgeput raken. Zodra dit het geval is, zal de natuurlijke koolstofcyclus er toe leiden dat de inmiddels verhoogde



CO₂-concentratie in de atmosfeer zal gaan afnemen. Uiteindelijk wordt CO₂ opgenomen in de oceaan, eerst in de vorm van calciumcarbonaat in de schelpen en skeletjes van in de oceaan levende dieren en uiteindelijk in de sedimenten van de diepe oceaan. Dit duurt echter erg lang, vermoedelijk zal het 20 tot 50.000 jaar duren voordat de CO₂-concentratie in de atmosfeer weer zó laag is (± 260 ppmv) dat zich onder gunstige orbitale condities weer ijs op het noordelijk halfrond kan vormen. Het lijkt er dus op dat de komende ijstijd, die zich op grond van Milanković over 20-30 duizend jaar zou moeten voordoen, wellicht wat uitgesteld wordt door de verandering die we nu als mensheid aanbrengen in de koolstofcyclus. Vóór het zover is zal met name de ijskap op Groenland echter nog

wel wat kleiner worden, met als gevolg een stijging van het gemiddelde zeeniveau.

Een deel van dit artikel is gebaseerd op de introductie van het proefschrift van Bas de Boer (Universiteit Utrecht, 2012) getiteld "A reconstruction of temperature, ice volume and atmospheric CO₂ over the past 40 million years".

LITERATUUR

Bartoli, G., Hönisch, B. & Zeebe, R. E., 2011.

Atmospheric CO₂ decline during the Pliocene intensification of Northern Hemisphere glaciations. *Paleoceanography*, 26: PA4213.

Berg, W. J. van de, Broeke, M. van den, Ettema, J., Meijgaard, E. van & Kaspar, F., 2011.

Significant contribution of insolation to Eemian melting of the Greenland ice sheet. *Nature Geoscience*, 4: pp. 679-683.

Bijl, P. K., Houben, A. J. P., Schouten, S., Bohaty, S. M., Sluijs, A., Reichert, G.-J., Sinninghe Damste, J. S. & Brinkhuis, H., 2010.

Transient middle Eocene atmospheric CO₂ and temperature variations. *Science*, 330: pp. 819-821.

Boer, B. de, Wal, R. S. W. van de, Lourens, L. J., Bintanja, R. & Reerink, T. J., 2012.

A continuous simulation of global ice volume over the past 1 million years with 3-D ice-sheet models. *Climate Dynamics*: pp. 20, doi: 10.1007/s00382-012-1562-2.

DeConto, R. M. & Pollard, D., 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica; triggered by declining atmospheric CO₂. *Nature*, 421: pp. 245-249.

DeConto, R.M., Pollard, D., Wilson, P. A., Pälike, H., Lear, C. H. & Pagani, M., 2008.

Threshold for Cenozoic bipolar glaciations. *Nature*, 455: pp. 652-656.

Imbrie, J., et al., 1993.

On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8: pp. 699-735.

Jouzel, J., et al., 2007.

Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317: pp. 793-796.

Liebrand, D., Lourens, L. J., Hodell, D. A., Boer, B. de, Wal, R. S. W. van de & Pälike, H., 2011.

Antarctic ice sheet and oceanographic response to eccentricity forcing during the early Miocene. *Climate of the Past*, 7: pp. 869-880.

Lisiecki, L. & Raymo, M.E., 2005.

A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20: PA1003.

Lefebvre, V., Donnadieu, Y., Sepulchre, P., Swingedouw, D. & Zhang, Z.-S., 2012.

Deciphering the role of southern gateways and carbon dioxide on the onset of the Antarctic Circumpolar Current. *Paleoceanography*, 27: PA4201

Lunt, D. J., Valdes, P. J., Haywood, A. & Rutt, I. C., 2008.

Closure of the Panama Seaway during the Pliocene: implications for climate and Northern Hemisphere glaciations. *Climate Dynamics*, 30: pp. 1-18.

Lüthi, D., Le Flock, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K. & Stocker, T.F., 2008.

High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature*, 453: pp. 379-382.

Pagani, M., Huber, M., Liu, Z., Bohaty, S. M., Henderiks, J., Sijp, W., Krishnan, S. & DeConto, R. M., 2011.

The Role of carbon dioxide during the onset of Antarctic glaciation. *Science*, 334: pp. 1261-1264.

Pälike, H., Norris, R. D., Herrle, J. O., Wilson, P. A., Coxall, H. K., Lear, C. H., Shackleton, N. J., Tripathi, A. K. & Wade, B. S., 2006.

The heartbeat of the Oligocene climate system. *Science*, 314: pp. 1894-1898.

Shepherd, A., et al., 2012.

A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science*, 338: pp. 1183-1189.

Wal, R. S. W. van de, de Boer, B. de, Lourens, L. J., Köhler, P. & Bintanja, R., 2011.

Reconstruction of a continuous high-resolution CO₂ record over the past 20 million years. *Climate of the Past*, 7: pp. 1459-1469.

Vizcaino, M., Rupper, S. & Chiang, J. C. H., 2010.

Permanent El Niño and the onset of Northern Hemisphere glaciations: Mechanism and comparison with other hypotheses. *Paleoceanography*, 25: PA2205

Zachos, J. C., Shackleton, N. J., Revenaugh, J. S., Pälike, H. & Flower, Benjamin P., 2001.

Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*, 292: pp. 74-78.

Zachos, J., Dickens, G. R. & Zeebe, R. E., 2008.

An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451: pp. 279-283.

