

2 De Noord-Atlantische Oscillatie

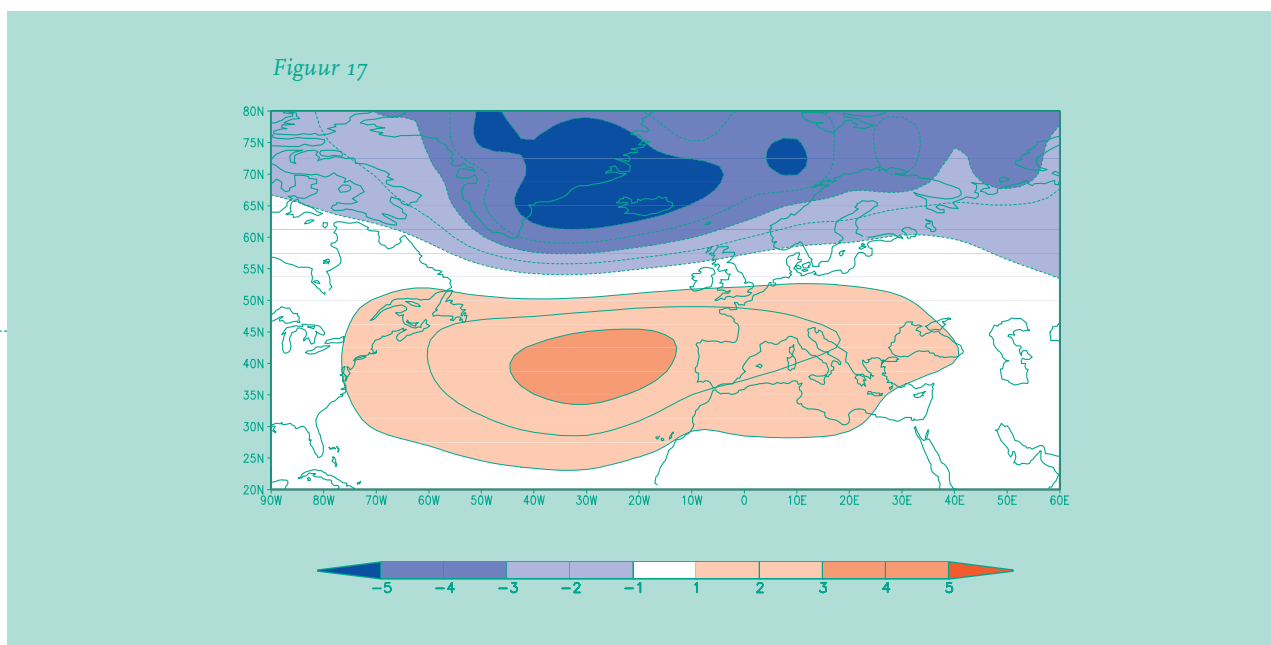
Patronen van klimaatvariaties Vergelijken we de jaar op jaar variaties in de wereldgemiddelde temperatuur, met die in bijvoorbeeld de temperatuurreeks van De Bilt, dan valt het op dat de schommelingen in De Bilt wel tien keer groter zijn. Dit is slechts mogelijk als grote temperatuurschommelingen in De Bilt, door die in andere gebieden worden gecompenseerd. Blijkbaar is de aard van het klimaatsysteem zodanig dat het nooit overal tegelijk te warm of te koud is. Wanneer het in een bepaald gebied warmer is dan normaal, dan zijn er tegelijkertijd gebieden waar het kouder is, waardoor regionale klimaatschommelingen nauwelijks zichtbaar zijn in de mondiaal gemiddelde klimaatvariaties. Een nadere analyse van de ruimtelijke structuur van variaties in weer en klimaat, leert ons dat deze variaties kunnen worden geclassificeerd in een beperkt aantal patronen, met ieder een specifieke druk-, temperatuur- en windverdeling. Deze patronen vormen de bouwstenen van de atmosferische toestand. In de tijd doen de patronen zich in steeds wisselende samenstelling en sterkte voor, zodat de momentane ruimtelijke verdeling van de druk en temperatuur, die de som is van de aanwezige patronen, steeds weer uniek is.

We kunnen de patronen naar hun ruimtelijke afmetingen en levensduur onderverdelen in twee klassen. In de eerste plaats zijn er de patronen die voor het weer van groot belang zijn. Voorbeelden van deze zogenaamde weersystemen zijn depressies, buien en buiencomplexen, tornado's en orkanen. Ze kenmerken zich door relatief kleine horizontale afmetingen (minder dan duizend kilometer) en een korte levensduur. Tijdens hun kortstondige bestaan verplaatsen weersystemen zich vaak over grote afstanden. Zo ontstaan de depressies, waar we in Nederland mee te maken hebben, in het algemeen boven het oostelijke Amerikaanse continent. Ze trek-

ken in ongeveer twee dagen de Atlantische Oceaan over, terwijl ze steeds actiever worden. Eenmaal boven West-Europa aangekomen, beïnvloeden zij bij ons het weer voor één of twee dagen, nemen vervolgens in intensiteit af, om daarna van de weerkaart te verdwijnen. Een ander, tamelijk berucht, voorbeeld van systemen die het weer in Nederland sterk beïnvloeden, zijn de onweersystemen, die op warme zomerdagen boven Spanje of Noord-Afrika ontstaan en met zuidelijke winden naar ons land worden gevoerd, waar ze gedurende enkele uren voor hevig noodweer kunnen zorgen.

Naast de weersystemen kunnen we op de weerkaart drukpatronen onderscheiden met grotere afmetingen en een veel langere levensduur dan bijvoorbeeld depressies. Deze patronen zijn niet zozeer de feitelijke dragers van het weer, maar ze bepalen wel of, en zo ja in welke mate, de hierboven beschreven weersystemen het weer bij ons kunnen beïnvloeden. Aangezien deze drukpatronen lang in dezelfde toestand kunnen blijven ('persistent' zijn), hebben ze een grote invloed op het gemiddelde weer en zijn soms zó persistent dat ze voor perioden van vele jaren weerscondities veroorzaken die sterk afwijken van het normale weerbeeld.

Langjarige afwijkingen van de normale condities worden klimaatschommelingen genoemd.



Figuur 17

Karakteristieke anomalie in het drukpatroon dat behoort bij een positieve fase van de NAO.

De luchtdruk is lager dan normaal bij IJsland en relatief hoog bij de Azoren. Eenheden zijn in mbar. Het patroon komt overeen met een waarde van de NAO index van één.

Het patroon is berekend door de regressie te bepalen tussen de NAO index en de luchtdruk op zeeniveau in de winter (december-maart) voor de periode 1873-1995.

Indien klimaatschommelingen een zeer grote tijdschaal hebben (bijvoorbeeld de tijdschaal van honderdduizend jaar die karakteristiek is voor de afwisseling van glaciële en interglaciële perioden) of een externe oorzaak hebben (bijvoorbeeld het gevolg zijn van een toename in de hoeveelheid kooldioxide door het gebruik van fossiele brandstoffen) spreken we ook wel van klimaatverandering. Het onderscheid tussen klimaatschommeling en klimaatverandering is niet eenduidig gedefinieerd en is dus voornamelijk kwalitatief. In de praktijk leidt het door elkaar gebruiken van de twee begrippen nogal eens voor verwarring.

De NAO Een duidelijk herkenbaar patroon dat voor het klimaat van West-Europa van groot belang is, bestaat uit een groot lagedrukgebied met centrum in de buurt van IJsland, dat vergezeld gaat van een groot hogedrukgebied met centrum in de buurt van de Azoren. Tussen beide drukcentra wordt een westelijke stroming in stand gehouden, waarin depressies worden gevormd, die in de winter relatief zachte en vochtige oceaanolucht naar Europa voeren. De sterkte van dit noord-zuid georiënteerde (dipool)patroon in de druk varieert. De fluctuaties, die gepaard gaan met anomalieën in de gemiddelde weerscondi-

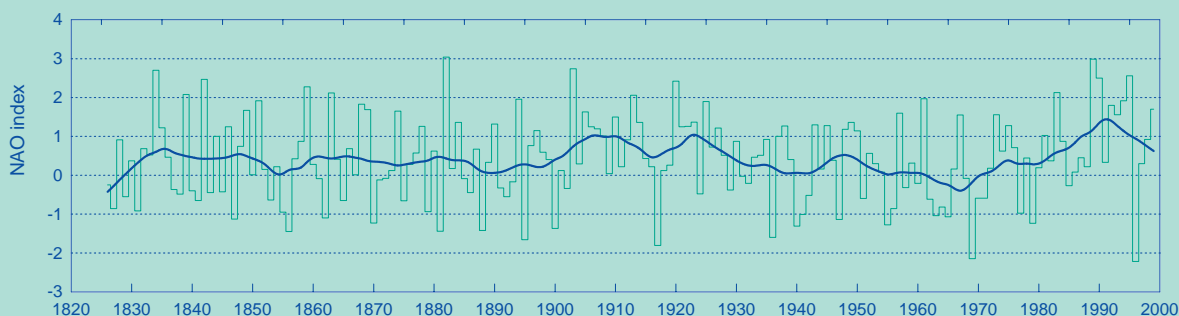
ties in heel West-Europa, doen zich voor op een tijdschaal die varieert van een week tot vele jaren. Klimaatschommelingen in Europa worden voor een belangrijk deel door de waargenomen langjarige afwijkingen in de sterkte van dit drukpatroon veroorzaakt. De Noord-Atlantische Oscillatie (NAO) is de naam van dit, afwijkend van normale, drukpatroon. In [figuur 17](#) is het voor de NAO karakteristieke anomale drukpatroon weergegeven.

Figuur 18

Het verloop in de tijd van de wintergemiddelde waarden (december-maart) van de NAO index sinds 1826. De gladde lijn volgt een voortschrijdend 15-jaar gemiddelde. In deze figuur is de NAO index berekend uit het luchtdrukverschil tussen Gibraltar en Reykjavik, omdat deze reeks 40 jaar verder teruggaat dan de in de overige figuren gehanteerde reeks. De verschillen tussen de verschillende in omloop zijnde indices zijn marginaal.

Een eenvoudige maat voor de sterkte van de NAO is de NAO index. Hoewel de NAO index niet eenduidig is gedefinieerd, zijn alle in omloop zijnde definities wel ongeveer gelijkwaardig. We gebruiken als maat voor de sterkte van de NAO het van normaal afwijkende luchtdrukverschil tussen Ponta Delgada op de Azoren en Reykjavik in IJsland. De index wordt bepaald op basis van de wintergemiddelde waarden van de druk in deze stations. Is de index positief (negatief) dan zijn het IJsland lagedrukgebied en het Azoren hogedrukgebied, alsmede de tussen deze drukgebieden in stand gehouden westelijke stroming, sterker (zwakker) dan normaal. [Figuur 18](#) toont het verloop in de tijd van de wintergemiddelde waarde van de NAO index, sinds 1826. Het grillige verloop laat zien dat de index op zowel korte als lange tijdschalen varieert. In de glad verlopende kromme zijn de variaties op korte tijdschalen verwijderd. De meest opvallende kenmerken van deze gladgestreken kromme zijn het overwegend

Figuur 18



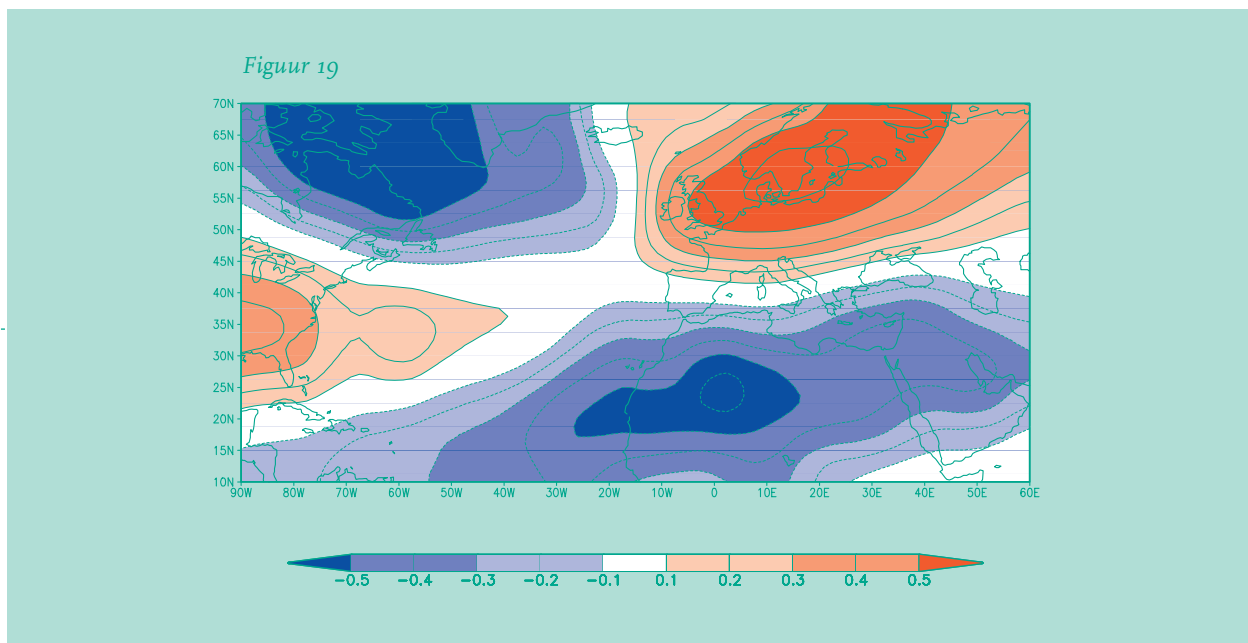
positieve karakter van de index sinds het begin van de jaren tachtig en de min of meer regelmatige schommelingen op een tijdschaal van ongeveer tien jaar gedurende de afgelopen decennia.

De invloed van NAO op ons klimaat

Vooral in de winter heeft de NAO grote invloed op het klimaat in West-Europa. Een positieve NAO index is geassocieerd met een sterker dan normale westelijke stroming. Dit betekent dat de invloed van depressies en de in depressies aangevoerde vochtige oceaanlucht op het klimaat van Noordwest-Europa groter wordt. Wanneer de index negatief is wordt de westelijke stroming zwakker en de in deze stroming aanwezige depressies minder actief. Ze volgen een wat zuidelijker koers en hebben dan meer invloed op het weer in Zuid-Europa. Dus wanneer de index langdurig overwegend positief (negatief) is heeft het klimaat in Noordwest-Europa een meer maritiem (continentaal) karakter.

Figuur 19 toont de correlatie tussen de NAO index en de temperatuur in de winter (december-maart) voor het Atlantisch-Europese gebied. In de gebieden met positieve waarde van de correlatie is het warmer (kouder) dan normaal wanneer de index positief (negatief) is. In de gebieden met negatieve correlatie is de relatie tussen de index en de temperatuur precies omgekeerd. De figuur geeft weer dat bij een positieve NAO index vrijwel heel Europa warmer is dan normaal, terwijl de temperaturen boven een groot deel van de Atlantische Oceaan lager zijn dan normaal. Dit reflecteert de, met een positieve index samenhangende, grotere invloed van de oceaandepressies op het klimaat van de continenten van het noordelijk halfrond. In de sterker dan normale westelijke stroming heeft de aanvoer van relatief warme en vochtige oceaanaanlucht een temperende werking op de wintertemperaturen van het Europese continent, terwijl de aanvoer van de, van het Noord-Amerikaanse continent afkomstige, koude continentale lucht, boven het noordwestelijk deel van de Atlantische Oceaan voor extra afkoeling zorgt.

In Nederland is de temperatuur gemiddeld over alle winters met een positieve NAO index ongeveer 1.5 graden hoger dan het gemiddelde over alle winters met een negatieve waarde van de index, maar in Siberië is de invloed uiteraard zwakker. Een goed beeld van de invloed van de NAO op het klimaat ontstaat pas als we naar de extremen kijken. Vergelijken we de



gemiddelde wintertemperatuur van de vijf winters met de grootste positieve NAO index met die voor de vijf winters met de grootste negatieve index dan is het verschil ongeveer vijf graden, het verschil tussen een zeer zachte en een strenge winter. (Het maximale temperatuurverschil tussen winters is ongeveer acht graden). Omgekeerd kunnen we er zeker van zijn dat een zeer zachte (strenge) winter altijd gepaard gaat met een positieve (negatieve) waarde van de index. Hieruit blijkt hoezeer het karakter van de extreme winters door de waarde van de NAO index wordt bepaald. De correlatiecoëfficiënt tussen de wintertemperatuur in De Bilt en de wintergemiddelde NAO index bedraagt ongeveer 0.6. In de zomer is de correlatie minder dan 0.1, hetgeen duidelijk maakt dat in de zomer de NAO een zwak patroon van variabiliteit is. Dit blijkt ook uit de vergelijking van de gemiddelde temperatuur voor de vijf zomers met grootste positieve en negatieve waarden van de index. Het verschil is minder dan een graad. Het zomerklimaat wordt gedomineerd door ruimtelijk kleinschaliger drukpatronen, waarvan de zogenoemde atmosferische blokkade het meest dominante patroon is. Hoewel blokkades bij ons eveneens een tamelijk noord-zuid georiënteerde dipoolstructuur bezitten, is de ligging van hoge- en lage drukcentra in een blokkade meestal oostwaarts verschoven ten opzichte van het

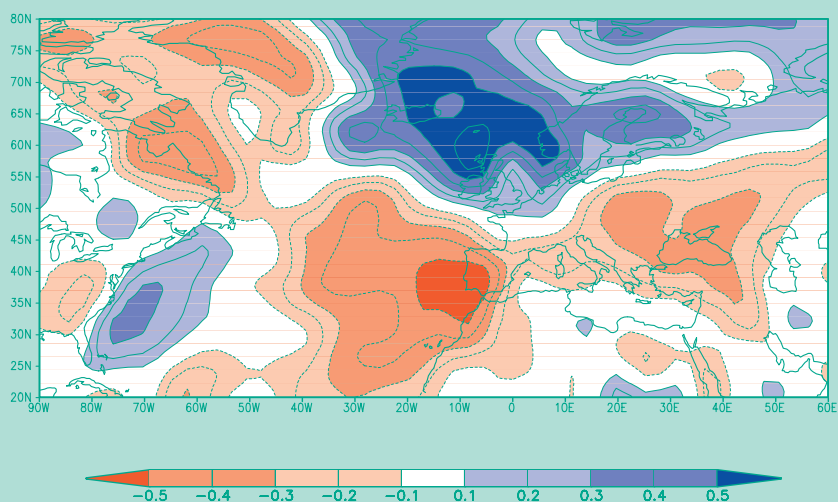
Figuur 19
De correlatie tussen de NAO index en de temperatuur in de winter (december-maart) voor het Atlantisch-Europese gebied en voor de periode 1865-1994. In de gebieden met positieve waarde van de correlatie is het warmer dan normaal wanneer de index positief is.



NAO drukpatroon, zodat de NAO index in het algemeen geen goede indicatie voor de sterkte van de blokkade oplevert. Een verdere bespreking van atmosferische blokkades valt buiten de context van dit hoofdstuk.

De invloed van de NAO op de neerslag in het Atlantisch-Europese gebied is weergegeven in [Figuur 20](#). Gemiddeld valt er tijdens een winter met een positieve NAO index meer neerslag dan normaal in IJsland, de Britse Eilanden en Scandinavië en minder dan normaal in Zuid-Europa. Ook hier geldt dat wanneer de index negatief is, het patroon zich omkeert: meer neerslag in het zuiden en minder in het noorden. Nederland ligt hierbij min of meer op het kantelpunt, waardoor er voor Nederland slechts een relatief zwak verband overblijft tussen de sterkte van de NAO en de hoeveelheid neerslag. Desalniettemin viel er in Nederland over de afgelopen 90 jaar in winters met een positieve NAO index gemiddeld 17% meer neerslag dan in winters met een negatieve NAO index. Dit komt overeen met ongeveer 30 millimeter neerslag per winter. Het verschil tussen de vijf extreme positieve en negatieve winters is ongeveer 60%, toch nog een tamelijk dramatisch verschil. In Noord- en Zuid-Europa zijn deze verschillen uiteraard nog veel groter. De correlatiecoëfficiënt tussen de wintergemiddelde neerslag in Nederland en de wintergemiddelde waarde van de NAO index is ongeveer 0.3. Dit is

Figuur 20



aanzienlijk lager dan de correlatie met de wintertemperaturen en uiteraard een gevolg van het feit dat Nederland ongeveer op de scheiding ligt, waar het effect van de NAO op de neerslag van teken omkeert. In de zomer is de correlatie kleiner dan 0.1, een bevestiging van het, al genoemde, geringe effect dat de NAO heeft op het zomerklimaat.

Zoals we gezien hebben heeft de sterkte van de NAO een grote invloed op de intensiteit van depressies en de koers die depressies volgen. Het met depressies samenhangende windveld is in het algemeen krachtig en het is dus niet verbazend dat er een sterk verband is waargenomen tussen de NAO index en de gemiddelde windsterkte, waarbij een positieve NAO index voor Nederland resulteert in een hogere gemiddelde windsnelheid. In Nederland is de windsnelheid gemiddeld over alle winters met een positieve NAO index ongeveer 15% hoger dan het gemiddelde over alle winters met een negatieve index. De correlatiecoëfficiënt tussen de wintergemiddelde windsnelheid in Nederland en de NAO index is 0.55. In de zomer is de correlatie opnieuw verwaarloosbaar klein.

Figuur 20

De correlatie tussen de NAO index en de neerslag (minus de verdamping) in de winter (december-maart) voor het Atlantisch-Europese gebied en voor de periode 1979-1993. In de gebieden met positieve waarde van de correlatie is het natter dan normaal wanneer de index positief is.



In de periode sinds 1988 kenmerkten alle winters, met 1996 als prominente uitzondering, zich door een positieve NAO. In overeenstemming met het hierboven geschetste beeld tonen de figuren 2 en 11 dat de winters van die periode gemiddeld zacht en neerslagrijk waren, terwijl de winter van 1996 juist koud en droog was.

Onderzoek naar de variabiliteit in de NAO index Zoals gezegd varieert de NAO index op een tijdschaal van een week tot vele tientallen jaren. Met name de sterke toename in de index gedurende de laatste twintig jaar, alsmede de in het oog springende tamelijk regelmatige schommelingen op een tijdschaal van ongeveer tien jaar, hebben recent de aandacht van klimaatdeskundigen getrokken. Het is natuurlijk verleidelijk om de recente sterke toename meteen in verband te brengen met de waargenomen toename in de concentratie van broeikasgassen in de atmosfeer, maar zo eenvoudig ligt het niet. Voordat zo'n conclusie met enige stelligheid kan worden getrokken moeten de mechanismen achter de NAO eerst goed begrepen zijn.

Het klimaatstelsel is echter geen laboratorium, waarin reproduceerbare experimenten kunnen worden gedaan. Om inzicht te verwerven in de aard van het stelsel zijn daarom computermodellen van het klimaatstelsel ontwikkeld. Deze zogenaamde klimaatmodellen zijn gebaseerd op de natuurkundige wetmatigheden zoals die ten grondslag liggen aan het klimaat. Deze wetmatigheden kunnen worden geformuleerd in complexe wiskundige vergelijkingen, die de ontwikkeling in de tijd van het klimaat beschrijven. Met behulp van een computer en na het aanbrengen van talloze vereenvoudigingen kunnen deze vergelijkingen worden opgelost. Een computersimulatie van het klimaat is voor de klimaatwetenschappers wat een laboratoriumexperiment is voor de natuurkundige. In een computersimulatie kunnen geïdealiseerde condities worden gecreëerd, die zich in werkelijkheid niet voordoen, maar wel tot inzicht leiden in de aard van het stelsel. Veel van wat we nu menen te begrijpen van het klimaatstelsel is gebaseerd op simulaties met klimaatmodellen. Deze simulaties worden ook wel numerieke experimenten genoemd.

Er zijn inmiddels vele numerieke experimenten gedaan om de oorzaken van de waargenomen variabiliteit in de NAO index te achterhalen. Hierbij is het natuurlijk steeds van groot belang dat de resultaten van die modellen kloppen met de waarnemingen. Helaas is het aantal vastgelegde waarnemingen waarover we beschikken meestal onvoldoende om een goed beeld te verschaffen van wat zich precies afspeelt. Met name de variabiliteit in de oceanen kan volstrekt ontoereikend in kaart worden gebracht met het waarnemingsbestand dat thans beschikbaar is, terwijl de rol van de oceanen in het klimaatstelsel waarschijnlijk belangrijk is. Satellietwaarnemingen kunnen deze leemte slechts gedeeltelijk opvullen. Metingen die ter plekke worden gedaan blijven daarom van cruciaal belang, maar zijn erg duur en moeilijk te coördineren. Hiervoor is samenwerking in internationale meetprogramma's absoluut noodzakelijk.

Een bijkomend probleem is dat de meetreeksen waarover we beschikken vaak veel te kort zijn, maximaal enkele honderden jaren maar meestal slechts enkele tientallen jaren, om statistisch betrouwbare uitspraken te kunnen doen over de aard van klimaatvariabiliteit op tijdschalen langer dan tien jaar. De enige manier om dit op te lossen is gebruik te maken van indirecte informatie over de toestand van het klimaatstelsel in het verleden, zoals die afgeleid kan worden uit gegevens van boomringen, pollen, sedimentafzettingen en boorkernen uit de continentale ijskappen. Het is verheugend dat historische klimaatreconstructie met behulp van deze zogenaamde 'paleogegevens' thans met grote voortvarendheid overal in de wereld wordt aangepakt. In Nederland wordt op diverse instituten een bijdrage geleverd aan de reconstructie van aspecten van het historische klimaat met behulp van paleogegevens. Gehoopt mag worden dat met behulp van de informatie die uit paleogegevens kan worden afgeleid, de langzame en grootschalige patronen van klimaatvariabiliteit, zoals die zich in het verleden hebben voorgedaan, met enige nauwkeurigheid kunnen worden gereconstrueerd.

Uit het begrip van de NAO, dat we tot nu toe hebben verkregen uit numerieke experimenten en waarnemingen, rijst een tamelijk gevarieerd beeld aan mogelijke oorzaken van de waargenomen NAO-variabiliteit op.

Natuurlijke variabiliteit van de atmosfeer Allereerst blijkt NAO-variabiliteit voort te komen uit de intrinsieke eigenschappen van de atmosfeer als een dynamisch systeem en wordt veroorzaakt door het grillige ofwel instabiele karakter van de atmosferische circulatie, waar het onregelmatig voorkomen van weersystemen een afspiegeling van is. Deze grilligheid speelt zich in principe af op een tijdschaal van een dag tot een week, maar leidt uiteindelijk ook tot klimaatschommelingen op tijdschalen van jaren tot decennia. De invloed van deze z.g. natuurlijke variaties (ook wel 'klimaatruis' genoemd) op de variabiliteit van de NAO is o.a. onderzocht op het KNMI. Een eerste, tamelijk globale, beschouwing van de waargenomen variaties in de NAO index laat zien dat deze variaties van dezelfde orde van grootte zijn als de variaties zoals die worden gesimuleerd met een klimaatmodel, dat uitsluitend bestaat uit een atmosferische component en waarin bovendien alle mogelijke externe oorzaken zijn geëlimineerd. Het kan dus niet worden uitgesloten dat waargenomen variaties, zelfs de uitschieters van de laatste tien jaar, voor een niet onaanzienlijk deel moeten worden toegeschreven aan natuurlijke atmosferische fluctuaties. Dit betekent niet dat nu al de conclusie kan worden getrokken dat andere invloeden, zoals de rol van de oceanen, verwaarloosbaar klein zijn. Echter om invloeden te kunnen vaststellen die extern zijn met betrekking tot de atmosfeer, is het nodig dat het effect van die invloeden zó groot is, dat het met statistische analysemethoden kan worden onderscheiden van de atmosferische ruis en dat is met de relatief korte meetreeksen waarover we beschikken nog niet het geval.

Versterken de oceanen de NAO? De oceanen hebben grote invloed op het klimaatstelsel. In de zomer nemen ze warmte op van de atmosfeer, die ze in de winter weer afgeven. Zo hebben ze dus door de capaciteit om grote hoeveelheden warmte tijdelijk op te slaan, in zomer en winter een temperende werking op de mondiale temperatuur in de atmosfeer. Ook de klimatologisch gemiddelde drukverdeling en de met de drukcentra geassocieerde neerslagzones worden mede bepaald door de oceanen. Het lijkt dus voor de hand te liggen dat de oceanen een significante invloed hebben op de patronen van klimaatvariabiliteit, zoals de NAO.

Recent onderzoek heeft aangetoond dat de waargenomen variabiliteit van het atmosferisch NAO patroon, op de tijdschalen van ongeveer tien jaar, in de winter samengaat met een karakteristiek patroon van temperatuur-anomalieën in het oppervlaktewater van de noordelijke Atlantische Oceaan. Deze samenhang is recent het onderwerp van talloze onderzoeken geweest. In de winter wordt het oppervlaktewater van het westelijk deel van de Atlantische Oceaan sterk afgekoeld door het transport van koude continentale lucht dat afkomstig is van het Noord-Amerikaanse continent. De mate waarin dit in een bepaalde winter gebeurt blijkt sterk afhankelijk te zijn van het teken en de sterkte van de NAO. De NAO veroorzaakt dus anomalieën in de oppervlaktetemperatuur van de oceaan. Als de NAO index positief (negatief) is, is dit transport van continentale lucht groter (kleiner) dan normaal, resulterend in meer (minder) afkoeling van het oceaanwater.

De anomalieën in de oceaantemperatuur die op deze manier aan de oostkant van het Noord-Amerikaanse continent ontstaan, worden in de Golfstroom voor een deel naar het noorden getransporteerd en tien jaar later teruggevonden in de Noorse Zee. Een klein deel recirculeert waarschijnlijk in de grote subtropische oceaanwervel en keert na ongeveer tien jaar terug op de oorspronkelijke positie. De oceaan gedraagt zich hier dus als een reservoir van informatie, die op een eerder tijdstip vanuit de atmosfeer er in is opgeslagen.

Dat de samenhang tussen de NAO en de oceaantemperaturen alleen in de winter wordt waargenomen heeft te maken met het feit dat het NAO patroon in de zomer zwak is, maar ook met de eigenschappen van het water in de bovenste paar honderd meter (de 'menglaag') van de oceaan. In de winter is deze laag instabiel, doordat de koude atmosferische lucht het water aan het oppervlak afkoelt en wordt zodoende goed gemengd over een diepte van enkele honderden meters. Dit betekent dat, door de atmosfeer veroorzaakte, temperatuur-anomalieën aan het oppervlak van de oceaan, in de winter over een tamelijk dikke laag worden gemengd. De hiermee samenhangende hoeveelheid warmte die in de oceaan kan worden opgeslagen is tamelijk

groot en zorgt er ook voor dat de anomalieën zo lang kunnen overleven. In de zomer wordt de menglaag stabiel. Verticale menging van water in de menglaag wordt onderdrukt en de oppervlaktetemperatuur in de oceaan neemt ongeveer de gemiddelde waarde van de lucht er direct boven aan. De temperatuur-anomalie die in de winter was gevormd bestaat nog steeds in de laag eronder, maar manifesteert zich niet meer aan het oppervlak en kan zodoende ook geen invloed meer uitoefenen op de atmosferische circulatie. Deze anomalie is nu afgeschermd van atmosferische invloeden en wordt met de oceaanstroming in noordoostelijke richting getransporteerd. In de herfst begint het oppervlak weer af te koelen, neemt de verticale menging van water weer toe en kan de nog steeds bestaande temperatuur-anomalie zich weer manifesteren aan het oppervlak.

De atmosferische NAO heeft dus grote invloed op de oppervlaktetemperatuur van de oceaan. Omgekeerd is het effect dat de anomale oceaantemperaturen hebben op de atmosferische patronen van variabiliteit veel minder duidelijk. In dit verband rijst de vraag op of de temperatuur-anomalieën in de oceaan die in een bepaalde winter door de NAO worden opgewekt, er voor zorgen dat het NAO patroon zich kan handhaven en eventueel zelfs versterken. Een andere relevante vraag is of de gerecirculeerde (zwakke) temperatuur-anomalieën van het oppervlaktewater die na iets meer dan tien jaar op de oorspronkelijke positie terugkeren een zodanige invloed op de atmosfeer kunnen uitoefenen, dat de NAO opnieuw wordt aangeslagen, waardoor de gerecirculeerde temperatuur-anomalieën in de oceaan kunnen worden versterkt en het proces zich kan herhalen. Als dit het geval is spreken we van instabiele atmosfeer-oceaan interactie en moet de invloed van de oceaan op de NAO en dus op de variabiliteit van het Europese klimaat cruciaal zijn. De waarnemingen, alsmede de numerieke experimenten met klimaatmodellen geven op dit punt nog geen uitsluitsel. De resultaten van deze numerieke experimenten zijn verwarrend en spreken elkaar zelfs gedeeltelijk tegen. De meeste numerieke experimenten, waarbij de invloed van de temperatuur van de oceaan op de NAO index is onderzocht, geven geen duidelijke of een zwakke invloed. Echter in een recent numeriek experiment met het atmosferische klimaatmodel van het Hadley Centre in Engeland, werden de in het verleden waargenomen fluctuaties van de NAO index op de tijdschalen van ongeveer tien jaar in redelijke benadering gereproduceerd, wanneer het model werd gevoed met de in het verleden waargenomen temperatuurverdeling in de Atlantische Oceaan. Hier moet aan worden toegevoegd dat dit resultaat niet kon worden gereproduceerd met iets andere versies van hetzelfde klimaatmodel. Het is denkbaar dat het effect van de oceaan op de atmosfeer afhankelijk is van subtiele details in de toestand van het klimaatsysteem op een bepaald moment. De voorlopige conclusie, die thans op basis van de beschikbare informatie kan worden getrokken, is, dat voor de verklaring van de waargenomen variaties in de NAO index op tijdschalen korter dan ongeveer tien jaar, de oceaan geen cruciale rol speelt, ofschoon het die variabiliteit wel iets lijkt te versterken. Dit betekent dat de, wellicht enigszins voorspelbare evolutie van de temperatuur-anomalieën in de oceaan over perioden van ongeveer tien jaar, waarschijnlijk toch maar weinig perspectief biedt op de mogelijkheden voor een verwachting van de gemiddelde weerscondities voor enkele jaren vooruit voor de West-Europese regio. Deze conclusie is zeer voorlopig en heeft slechts betrekking op de waargenomen tienjarige fluctuaties. Op de langere tijdschalen kan de diepere oceaancirculatie nog steeds een rol spelen. Hierover is nog heel weinig bekend, mede omdat we, zoals gezegd, niet over de waarnemingen beschikken om de resultaten van numerieke experimenten met klimaatmodellen aan te toetsen.

NAO en El Niño Ofschoon de temperatuur-anomalieën in de oceanen van de gematigde breedten een tamelijk kleine invloed lijken te hebben op de wereldwijde atmosferische circulatie, blijkt de invloed van de tropische oceanen, met name de tropische Stille Oceaan, wel groot. In de tropen treedt instabiele oceaan-atmosfeer interactie op en hieraan dankt o.a. het El Niño verschijnsel zijn bestaan. El Niño wordt in hoofdstuk 3 behandeld. Hier kunnen we ons de vraag stellen wat de invloed is van El Niño op de variabiliteit in het NAO patroon. Statistische analyses van waarnemingen en experimenten met klimaatmodellen laten zien dat El Niño het klimaat in grote delen van de wereld beïnvloedt voor perioden van

één tot enkele jaren. Op de gematigde breedten van het noordelijk halfrond is deze invloed groot op het Noord-Amerikaanse continent, maar bij ons tamelijk gering.

Het directe effect van El Niño op de NAO is klein. Toch heeft de tropische Stille Oceaan wel enige invloed. De resultaten van een recente data analyse op het KNMI laten zien dat er een statistisch verband bestaat tussen de neerslag op gematigde breedte in West-Europa en de oppervlaktetemperaturen in het westelijk deel van de tropische Stille Oceaan, ter hoogte van Indonesië (zie hoofdstuk 3). Dit verband is om nog onduidelijke redenen het sterkst in het voorjaar. Het hangt samen met een wereldwijd drukpatroon dat in het westelijk deel van de tropische Stille Oceaan begint en boven de Atlantische Oceaan, hoewel daar zeer zwak, een gelijksoortig noord-zuid dipoolpatroon oplevert als de NAO. De waargenomen centra van hoge en lage druk blijken oostelijker te liggen dan de drukcentra van de NAO en lijken meer overeenkomst te vertonen met atmosferische blokkades. Resultaten van numerieke experimenten met atmosferische modellen laten echter zien dat anomalieën in het tropische oceaanwater ter hoogte van Indonesië wel degelijk invloed op de NAO zouden kunnen uitoefenen. Deze modelresultaten blijken sterk afhankelijk van de precieze locatie van het warme oceaanwater. Het is intrigerend dat de atmosfeer uiterst gevoelig zou kunnen reageren op relatief kleine verstoringen in een beperkt aantal geografisch gefixeerde locaties. Indien reëel, dan kan deze eigenschap ook een nieuw licht werpen op de effecten van toenemende broeikasgasconcentraties op het klimaat, omdat de resultaten suggereren dat verstoringen in de stralingsforcering als gevolg van het toenemende broeikaseffect, vooral vanuit deze ‘gevoelige’ gebieden het klimaat over grote gebieden kunnen beïnvloeden.

NAO en het broeikaseffect Dit brengt ons bij de laatste sectie van dit hoofdstuk over klimaatvariabiliteit die samenhangt met het voor Europa zo belangrijke NAO patroon. Hier stellen we de vraag aan de orde hoe de patronen van klimaatvariabiliteit gaan veranderen in een toekomstig klimaat met een versterkt broeikaseffect. We zullen ons hierbij opnieuw beperken tot de NAO. Echter veel van wat hierover wordt gezegd geldt mogelijk ook voor de andere belangrijke atmosferische patronen van variabiliteit.

Het effect van een toename in de concentratie van broeikasgassen op het klimaat kan zich op verschillende manieren manifesteren. Allereerst is er een direct effect op het stralingsevenwicht. Hierdoor zal het in eerste instantie overal op aarde wat warmer worden. Wel is de sterkte van de stijging afhankelijk van lokale omstandigheden en zal waarschijnlijk bij de polen het sterkst zijn. Een onzekere factor wordt gevormd door de in de atmosfeer aanwezige bewolking. Bewolking heeft een groot effect op de stralingsbalans. Het is echter niet bekend hoe bewolking zal veranderen bij een toename in de concentratie van broeikasgassen in de atmosfeer. Dit is een uiterst complex probleem dat nog lang niet is opgelost. Voorlopig wordt er in de modellen vanuit gegaan dat het netto effect van veranderingen in bewolking op de temperatuur gering is. Het valt buiten de context van dit hoofdstuk om hier verder op in te gaan.

Veranderingen in de stralingshuishouding van de aarde kunnen ook een effect hebben op de atmosferische luchtstroming. Dit wordt primair veroorzaakt doordat het temperatuurverschil tussen de polen en de evenaar iets zal veranderen. Het is dit temperatuurverschil dat de brandstof levert voor de atmosferische luchtstromingen. Een tweede oorzaak van veranderingen wordt gevormd door het feit dat de atmosfeer vooral lijkt te reageren op stralingsverstoringen in de, hierboven genoemde, ‘gevoelige’ gebieden. Deze lokale gebieden kunnen als bron gaan fungeren van waaruit de patronen van variabiliteit op enigerlei wijze worden beïnvloed. Als de vorm en/of de intensiteit van de dominante patronen van variabiliteit verandert heeft dit een groot effect op de lokale klimaten in grote delen van de wereld. Het effect op de mondiaal gemiddelde temperatuur kan echter nog steeds tamelijk klein zijn, zoals aan het begin van dit hoofdstuk is besproken.

De tijdreeks van de NAO index laat een vrijwel onafgebroken stijgende trend zien vanaf het begin van de jaren zestig. Sinds het begin van de waarnemingen in 1826, is er niet eerder een periode geweest met zo sterk positieve waarden als in de afgelopen twee decennia. Niettemin

kan op basis van deze waarnemingen alleen de stijging niet met enige zekerheid worden toegeschreven aan de temperatuurstijging van de 20^e eeuw dan wel aan het broeikaseffect. Op dit moment ontbreekt een plausibel mechanisme om verband te leggen tussen de zeer hoge indexwaarden en de toch maar geringe klimaatverandering van de 20^e eeuw. Ofschoon de mogelijkheid open blijft dat het broeikaseffect voor een klein deel heeft bijgedragen tot de recente hoge indexwaarden, moet volgens de huidige inzichten het verschijnsel primair worden beschouwd als een gevolg van een natuurlijke fluctuatie.

Wat suggereren de voorspelexperimenten die met de klimaatmodellen zijn gedaan? Het in 1996 verschenen tweede IPCC rapport geeft een overzicht van de resultaten van acht modellen. Met ieder van de modellen is een identieke simulatie gedaan, waarbij de CO₂ hoeveelheid met 1% per jaar toenam tot een verdubbeling van de huidige concentratie werd bereikt na ongeveer 70 jaar. Hoewel de modellen voor de effecten op de mondiaal gemiddelde temperatuur ongeveer dezelfde resultaten geven, lopen die voor de effecten op de grote continentale klimaatzones tamelijk sterk uiteen. Voor Noord-Europa bijvoorbeeld wordt een toename in de temperatuur voorspeld die kan variëren van één tot vijf graden, terwijl de toename in de neerslaghoeveelheid varieert van nul procent tot ongeveer 20 procent. In andere delen van de wereld lopen de resultaten zelfs nog verder uiteen. Het IPCC heeft niet direct naar de NAO index gekeken. Recente experimenten met twee klimaatmodellen van het Max-Planck Instituut (MPI) voor Meteorologie in Hamburg geven aan dat de index positiever zal worden. Anderzijds laat een analyse van modelresultaten van het Hadley Centre in Engeland een afnemende NAO index zien.

In een recente publicatie is enig licht geworpen op de aard van regionale klimaatverandering. In dit artikel wordt de hypothese verdedigd dat de toenemende broeikasgasconcentraties in de atmosfeer de structuur van de dominante patronen van variabiliteit, zoals de NAO, niet wezenlijk zal beïnvloeden. Wel zal de sterkte en de persistentie van de verschillende patronen onderling veranderen. De mate waarin dit in de modellen gebeurt lijkt gevoelig afhankelijk te zijn van subtiele details, waarbij ook kleine model-onnauwkeurigheden het resultaat kunnen beïnvloeden. Zodoende is het moeilijk om een nauwkeurige schatting te maken van de veranderingen in het voorkomen van de patronen en dus van de lokale klimaatveranderingen die het gevolg zijn van toenemende concentraties broeikasgassen in de atmosfeer.

Wat is de rol van de oceanen in een, door het broeikaseffect, veranderend klimaat? Hierover is nog vrijwel niets met enige zekerheid bekend. Recente simulaties met klimaatmodellen laten zien dat de zogeheten thermohaliene circulatie en de er mee geassocieerde Golfstroom in de Atlantische Oceaan substantieel zouden kunnen verzwakken. Deze Golfstroom speelt een belangrijke rol in de energiehuishouding van het klimaatsysteem en verzorgt een groot deel van het warmtetransport van de evenaar naar de polen. Dit modelresultaat is nog onzeker, mede ook omdat het niet aan waarnemingen kan worden getoetst. Ook is niet bekend wat het eventuele effect op de NAO zal zijn. Wel is zeker dat een zwakker wordende Golfstroom, de voorspelde toename in de temperatuur van West-Europa zal tegenwerken en zelfs tijdelijk kan resulteren in netto afkoeling.

Wat staat ons te wachten? Wat kunnen we met betrekking tot de NAO index de komende tien jaar verwachten? Hoewel het niet onmogelijk is dat de huidige hoge waarden van de index voor een klein deel zijn veroorzaakt door het CO₂ effect, laat dit het overgrote deel van het verschijnsel onverklaard. Het meest aannemelijke is om de afwijkende waarden van de afgelopen twee decennia primair te beschouwen als een gevolg van een natuurlijke klimaatfluctuatie. Hiervan uitgaande mag worden verwacht dat de index op termijn weer lager zal worden, en dat daarmee de wintertemperaturen naar een lager peil dalen dan dat van de laatste twee decennia. Wat er daarna zal gebeuren is onduidelijk. De modelexperimenten van het Max-Planck Instituut, die aangeven dat er een invloed van het broeikaseffect op de NAO bestaat, berekenen dat het CO₂ effect op de NAO pas voorbij het jaar 2010 sterk genoeg zal zijn om het te kunnen onderscheiden van de natuurlijke variabiliteit. Hoe de NAO index dan zal veranderen is ook onduidelijk. Verschillende modellen laten tegengestelde resultaten zien.

Mocht het Duitse model gelijk hebben en aangenomen dat er zich geen dramatische ontwikkelingen zullen voordoen in de Golfstroom, dan zou de NAO index in de loop van de 21^e eeuw een positieve trend laten zien. Indien dit gebeurt zal het effect op het winterklimaat van West-Europa substantieel zijn door een toename van het maritieme karakter, d.w.z. een toename in aantal van zachte en tamelijk natte winters.

J.D. Opsteegh en J.J. Beersma

