



Extreme klimaatverandering en waterveiligheid in Nederland

J. Bessembinder (Ed.)



KNMI publicatie 221

De Bilt, 2008

P.O. Box Postbus 201
3732 GK De Bilt
Wilhelminalaan 10
Telephone +31 302206911
Telefax +31 302210407

UDC :

ISSN:

ISBN:





Extreme klimaatverandering en waterveiligheid in Nederland

J. Bessembinder (Ed.)



Inhoudsopgave

Samenvatting *vii*

1. **Introductie** 1
 2. **KNMI'o6 klimaatscenario's en klimaatextremen** 2
 - 2.1 Indeling van de klimaatscenario's 2
 - 2.2 Omgaan met onzekerheden 3
 - 2.3 Wat zit niet in de scenario's? 3
 - 2.4 Is het mogelijk één extreem klimaatscenario te maken? 4
 3. **Extreme zeespiegelstijging** 5
 - 3.1 Inleiding 5
 - 3.2 Het recente verleden en projecties voor de 21^e eeuw 5
 - 3.3 Extreme zeespiegelstijging in het verleden 6
 - 3.4 Potentiële bijdragen aan zeespiegelstijging 6
 - 3.5 Gravitatie effecten op de lokale zeespiegel 7
 - 3.6 Mogelijke extreme zeespiegelstijging op lange termijn 9
 - 3.7 Tempo van zeespiegelstijging 10
 4. **Stilvallen van de Warme Golfstroom** 11
 - 4.1 Introductie 11
 - 4.2 Wat is de Warme Golfstroom? 11
 - 4.3 Veranderingen van de Warme Golfstroom in het verleden 11
 - 4.4 Mogelijke toekomstige veranderingen van de Warme Golfstroom 13
 - 4.5 Invloed stilvallen van de Warme Golfstroom: wereldwijd en Nederland 13
 - 4.6 Vooruitblik 15
 5. **Superstormen** 16
 - 5.1 Introductie: extreme wind en kustverdediging 16
 - 5.2 Extreme wind en wateropzet in het verleden 17
 - 5.3 Detectie van superstormen 18
 - 5.4 Extreme wind en wateropzet in de toekomst 20
 - 5.5 Discussie en consequenties voor Nederland 21
 6. **Extreme zomerneerslag in Nederland** 22
 - 6.1 Introductie: augustus 2006 22
 - 6.2 Analyse van de neerslag in augustus 2006 23
 - 6.3 Waargenomen trends in neerslag en zeevatertemperaturen 25
 - 6.4 Extreme neerslag in de wetenschappelijke literatuur 26
 - 6.5 Consequenties voor de toekomst in Nederland 26
 7. **Extreme rivierafvoeren van Rijn en Maas** 28
 - 7.1 Introductie: klimaatscenario's in het huidige waterbeleid 28
 - 7.2 Gemiddelde rivierafvoeren in het verleden 28
 - 7.3 Gemiddelde rivierafvoeren in de toekomst 29
 - 7.4 Extreme rivierafvoeren in de toekomst 29
 - 7.5 Conclusies 32
- Referenties** 33

Eindredactie: J. Bessembinder

Met medewerking van:

B. Bregman, H. van den Brink (hoofdstuk 5), H. Buiteveld (hoofdstuk 7; Rijkswaterstaat Waterdienst), W. van Deursen (hoofdstuk 7; Carthago Consultancy), S. Drijfhout (hoofdstuk 4), A. Feijt, W. Hazeleger (hoofdstuk 4), B. van den Hurk, C. Katsman (hoofdstuk 3), A. Kattenberg, G. Lenderink (hoofdstuk 6), E. Meijgaard (hoofdstuk 6), P. Siegmund, M. de Wit (hoofdstuk 7; Deltares), H. Verloop.

Samenvatting

Dit document bevat de KNMI-bijdrage aan het project Aandacht Voor Veiligheid (AVV). Het beschrijft wat er op wetenschappelijk vlak bekend is over een aantal mogelijke klimaatextremen, die invloed hebben op de veiligheid tegen overstromen in Nederland. De informatie in dit rapport is nadrukkelijk niet bedoeld als voorspelling of als alternatief voor de KNMI'06 scenario's. Deze getallen dienen slechts gebruikt te worden voor verkenningen van de gevolgen van extreme klimaatverandering.

De in dit rapport behandelde klimaatextremen zijn zeer verschillend van aard. Dit heeft als consequentie dat het samenvoegen van deze klimaatextremen niet leidt tot één intern consistente klimaatprojectie. Bepaalde combinaties sluiten elkaar zelfs uit. Het is dus niet mogelijk om alle in dit rapport genoemde klimaatextremen te combineren tot één extreem klimaatscenario om daarmee het gecombineerde effect op bijvoorbeeld het overstromingsgevaar in Nederland te bepalen. Uiteraard is het wel mogelijk om de effecten van de afzonderlijke klimaatextremen op het overstromingsgevaar in Nederland te bestuderen (hoofdstuk 2).

Extreme zeespiegelstijging (hoofdstuk 3)

Het mogelijk versneld afsmelten en/of afkalven van grote ijskappen kan leiden tot een snellere zeespiegelstijging dan vermeld in de KNMI'06 scenario's, en als gevolg daarvan tot een toename van de kans op overstroming vanuit zee. Reconstructies van het zeeniveau in een historisch tijdperk rond ca 120.000 jaar geleden, het Eemian (wat betreft wereldgemiddelde temperatuur vergelijkbaar met het huidige klimaat), laten zien dat de maximale stijging van de zeespiegel ongeveer 1 tot 1,5 m per eeuw bedroeg.

Voor de toekomst kunnen de grote ijskappen op Groenland en West-Antarctica mogelijk een grotere bijdrage leveren aan de wereldgemiddelde zeespiegelstijging dan de thermische uitzetting van water bij hogere temperaturen. Smeltwater verdeelt zich niet gelijkmatig over de aarde als gevolg van het gravitatie-effect. Door de zwaartekracht wordt zeewater aangetrokken door een op het land liggende ijsmassa. Als deze ijsmassa smelt wordt de aantrekkingskracht geringer. Wat Groenland betreft ligt Nederland in het gebied waar de lokale zeespiegelstijging door het afsmelten van die ijskap minder zal zijn dan de zeespiegelstijging die bij een gelijkmatige verdeling van smeltwater over de aarde zou plaatsvinden. Voor de Antarctische ijskap geldt het omgekeerde.

Wanneer de bijdragen van de verschillende ijsmassa's worden opgeteld en er rekening wordt gehouden met het gravitatie-effect bedraagt de schatting voor de gemiddelde lokale zeespiegelstijging in onze regio in het jaar 3000

gemiddeld 5,5 meter ten opzichte van 2000, met een bandbreedte tussen de ruim 2 en bijna 9 meter. Voor de maximale zeespiegelstijging geeft dit ruwweg dezelfde ordegrrootte als de 1 tot 1,5 m per eeuw die op basis van reconstructies met paleo-proxy data was gevonden. Vanwege het gravitatie-effect geeft afkalving van West-Antarctica potentieel de grootste bijdrage aan de zeespiegelstijging voor de Nederlandse kust.

De KNMI'06 scenario's geven voor de tweede helft van de 21^e eeuw een bovengrens van 50 cm zeespiegelstijging in 50 jaar (ofwel een snelheid van 1 m per eeuw). Verkenningen van de zeespiegelstijging in de 22^e eeuw geven aan dat het tempo in die periode nog kan versnellen tot een bovengrens van ongeveer 1,5 m per eeuw. Schattingen voor deze zichttermijn zijn echter zeer onzeker vanwege het grote gebrek aan kennis over het gedrag van ijskappen op Groenland en Antarctica.

Stilvallen van de Warme Golfstroom (hoofdstuk 4)

Door de aanwezigheid van de Thermo Haline Circulatie (door leken vaak de Warme Golfstroom genoemd) is het huidige klimaat in Nederland ongeveer 3 tot 5 °C warmer dan zonder deze stroming het geval zou zijn. Er wordt vermoed dat in het verleden sterke pulsen van zoet smeltwater uit grote binnenmeren geleid hebben tot een sterke afname van de Warme Golfstroom, met als gevolg een sterke afkoeling op het Noordelijke Halfrond binnen enkele tientallen jaren. Momenteel is de totale omvang van de ijskappen te klein om zo'n sterke zoetwaterpuls kunnen geven.

In projecties met de huidige generatie mondiale klimaatmodellen neemt de Warme Golfstroom gemiddeld met 25% af tot het einde van deze eeuw, en in geen van de modellen valt de Warme Golfstroom volledig stil. Het stilvallen van de Warme Golfstroom in de 21^e eeuw wordt op basis van de huidige modelresultaten niet waarschijnlijk geacht. De kans hierop wordt wel groter geacht bij toenemende wereldwijde opwarming (IPCC, 2007). Mocht de Warme Golfstroom toch stilvallen dan blijkt het netto resultaat van dit stilvallen en de opwarming als gevolg van een toename in de broeikasgasconcentraties voor Nederland rond 2100 een beperkte temperatuurstijging te zijn, maar geen temperatuurdaling. Wanneer de Warme Golfstroom snel stil zou vallen (binnen deze eeuw) kan er tijdelijk wel een geringe temperatuurdaling optreden ten opzichte van het huidige klimaat.

De toename van het zeeniveau in de Noord Atlantische regio bij een volledig stilvallen van de Warme Golfstroom is ongeveer 50 cm (waarvan ongeveer 15 cm nu al is opgenomen in de bovengrens van de zeespiegelstijging in de KNMI'06 scenario's voor 2100).

Superstormen (hoofdstuk 5)

Het ontwerp van de kustverdediging wordt vooral bepaald door het windklimaat, aangezien de wind zorgt voor golven en extra wateropstuwung bij stormen. Voor het ontwerp worden als maatgevende condities gebeurtenissen gebruikt die eens per 10.000 jaar kunnen optreden. Deze maatgevende condities worden nu geschat op basis van ruim 100 jaar aan waarnemingen. De impact van stormen hangt niet alleen af van de windsterkte, maar ook van de windrichting en de snelheid waarmee een storm voorbij ons land trekt.

Sommige klimaatmodellen laten gebieden zien waar de meest extreme windsnelheden, met herhalingstijden van 100 jaar of langer, hoger zijn dan op basis van extrapolatie van minder extreme stormen wordt verwacht. Zulke extreme stormen, waarvan de sterkte en herhalingstijd niet kunnen worden afgeleid op basis van een extrapolatie van waargenomen minder extreme stormen, worden in dit document superstormen genoemd. Als deze stormen ook in de omgeving van Nederland optreden, dan worden de eens per 10.000 jaar windsnelheden en wateropzettingen mogelijk onderschat.

Op dit moment zijn er geen aanwijzingen dat er in het huidige klimaat in het gebied rond Nederland superstormen kunnen voorkomen. De condities met een herhalingstijd van eens in de 10.000 jaar kunnen dus geschat worden uit de waarnemingen, en er is geen reden om te veronderstellen dat hierdoor het overstromingsgevaar vanuit zee wordt onderschat. De mogelijke oorzaken van de extreme windsnelheden in superstormen worden nog niet goed begrepen.

De beschikbare analyses van mondiale klimaatmodellen laten geen veranderingen zien als gevolg van klimaatverandering van de extreme wind uit het noordwesten, die voor de meeste wateropzetting zorgt. De analyses met betrekking tot verandering in wateropzetting langs de Nederlandse kust laten daarom ook relatief kleine effecten zien. De jaar-op-jaar variatie in maximale wind en wateropzetting in het huidige klimaat is groot vergeleken met de mogelijke gevolgen van klimaatverandering op extreme wind en wateropzetting.

Extreme zomerneerslag (hoofdstuk 6)

Augustus 2006 was extreem nat, met name in de kuststrook. Vergeleken met gebieden die verder landinwaarts liggen (meer dan 100 km van de kust) waren de maandsommen en de extreme dagsommen in de kuststrook (minder dan 30 km van de kust) ongeveer 30% hoger. Eenzelfde intensivering in de kuststrook is ook geconstateerd voor de dagelijkse neerslagextremen.

Analyses met een regionaal klimaatmodel laten zien dat 160 mm van de gemiddelde neerslag van 210 mm in augustus 2006 in de kuststrook samenhangt met de specifieke luchtstroming in die maand. De overige 50 mm lijken te zijn veroorzaakt door de hoge watertemperaturen in de Noordzee als gevolg van de voorafgaande warme juli-maand. Voor

augustus 2006 is de toename in neerslag in de kuststrook ongeveer 15 % per graad temperatuur toename van de Noordzee. Een zelfde temperatuursafhankelijkheid is ook gevonden in dagelijkse neerslagwaarnemingen voor soortgelijke circulaties als die in augustus 2006 (Lenderink et al. 2008).

In de afgelopen 55 jaar is de Noordzee temperatuur in de zomer ongeveer 1,2-1,5 °C gestegen. Dit is ongeveer een factor twee meer dan de stijging in de wereldgemiddelde temperatuur. Ook is in dezelfde periode de kuststrook in de (na)zomer en herfst gemiddeld relatief natter geworden ten opzichte van het binnenland. Gezien de bovenstaande resultaten ligt een oorzakelijk verband tussen de stijging van de Noordzee temperatuur en het veranderde neerslag patroon voor de hand. Tevens zouden soortelijke bevindingen ook voor de extremen kunnen gelden. Verder onderzoek is echter nog noodzakelijk om deze hypothesen verder te onderbouwen.

De KNMI'06 scenario's bevatten geen ruimtelijke differentiatie in klimaatverandering tussen de kustregio's en de regio's landinwaarts. Deze differentiatie is achterwege gelaten omdat de gebruikte klimaatmodellen de processen die op deze schalen spelen niet goed representeren. De temperatuurafhankelijkheden voor extreme neerslag in de zomer in de waarnemingen zijn echter consistent met de meegenomen relaties in de G en W scenario's (+12 tot +14 % per °C). De gebruikte temperatuurafhankelijkheden voor extreme zomerneerslag in de G+ en W+ scenario's lijken te laag voor de kustregio's. Daardoor lijkt de kans op wateroverlast in de kustregio's onder de G+ en W+ scenario's onderschat. De waarden voor de G en W scenario's geven een aannemelijke bovenlimiet voor de veranderingen in de G+ en W+ scenario's.

Extreme afvoeren van Rijn en Maas (hoofdstuk 7)

Zowel de WB21 als de KNMI'06 scenario's gaan uit van een toename van de extreme neerslag in de winter, en als gevolg daarvan van een toename van de extreme rivierafvoeren. Dit heeft tot gevolg dat de kans op overstromingen vanuit de rivieren toeneemt bij de huidige inrichting van de overstromingsvlakte. De maatgevende afvoer voor rivierdijken wordt mede bepaald met behulp van de potentiële afvoer die eens per 1250 jaar optreedt (Q_{1250}).

Het onderzoek naar de invloed van klimaatverandering op het afvoerregime van Rijn en Maas dat de afgelopen jaren is uitgevoerd, laat zien dat de extreem hoge winterafvoer toeneemt en dat, vooral voor de Rijn, de laagste afvoeren in de zomer afnemen. De bandbreedte bij de schatting van Q_{1250} in een verre toekomst is groot. Naast onzekerheden in de gebruikte klimaatscenario's en de gebruikte hydrologische modellen kunnen bovenstroomse maatregelen het huidige "fysisch" maximum van ongeveer 15.500 m³/s instroom bij Lobith sterk beïnvloeden.

Deze bovenstroomse maatregelen zijn in de toekomst niet uit te sluiten gezien het grote schadepotentieel in Duitsland.

Op basis van de huidige inzichten is er geen reden om aan te nemen dat de afvoercapaciteit van de Maas bovenstrooms van Borgharen door fysische factoren beperkt wordt.

De verschillen tussen de oude (WB21) en nieuwe (KNMI'06) klimaatscenario's zijn klein ten opzichte van de onzekerheden die er bestaan bij het vaststellen van de Q_{1250} .

Op basis van het WB21 midden scenario voor het einde van deze eeuw is voor de PKB "Ruimte voor de Rivier" een toekomstige maatgevende Rijnafvoer van 18.000 m³/s aangenomen en bij de "Integrale Verkenning Maas" een maatgevende Maasafvoer van 4.600 m³/s voor 2100. Bij de bepaling van toekomstige maatgevende afvoeren is ook rekening gehouden met de maximale afvoercapaciteit van de rivier bovenstrooms van Nederland.

1. Introductie

Dit document is een KNMI-bijdrage aan het project Aandacht Voor Veiligheid (AVV). Het beschrijft wat er op wetenschappelijk vlak bekend is over een aantal extreme situaties, verderop in dit document "klimaatverrassingen" genoemd.

AVV is gericht op de invloed van lange termijnveranderingen zoals klimaatverandering, ruimtegebruik, bestuurlijke veranderingen en sociaal-economische trends op de veiligheid van Nederland ten aanzien van overstromingen. Het project moet een discussie ondersteunend systeem (DOS) leveren dat aan de hand van kaarten en beelden laat zien hoe door middel van ruimtelijke aanpassingen Nederland klimaatbestendiger kan worden voor de lange termijn.

Een belangrijk onderdeel van dit project is klimaatverandering. Eind mei 2006 heeft het KNMI regionale klimaatscenario's voor Nederland en omgeving gepresenteerd. Deze KNMI'06 scenario's zijn bedoeld als een generieke set klimaatscenario's voor een brede groep gebruikers binnen Nederland. Enkele voorbeelden van sectoren waarbinnen men de scenario's kan gebruiken zijn: waterbeheer, natuurbeheer, volksgezondheid en transport. De KNMI'06 scenario's omvatten een groot deel van de mogelijke klimaatverandering in de komende eeuw. Echter, de meest extreme situaties zijn niet opgenomen in deze klimaatscenario's, aangezien volgens de huidige inzichten de kans hierop klein is waardoor ze slechts voor een beperkte groep gebruikers echt relevant zijn. Bovendien is het veel moeilijker om extremen goed te kwantificeren.

Voor waterveiligheid zijn de extreme situaties ook relevant. Waar mogelijk geeft men de gevolgen aan in de vorm van risico's, geformuleerd als kans maal schade (in euro's). De kans op overstromingen is in Nederland klein (hoge normen voor de kustverdediging en voor de dijken langs rivieren), maar de mogelijke schade bij overstromingen is vaak heel groot. Als gevolg hiervan is de weging tussen acceptabel risico en kans van optreden anders. Door economische ontwikkelingen kan de mogelijke schade snel toenemen, en dus ook het risico bij overstromen. Daarom wordt binnen AVV ook gekeken naar de extremere vormen van klimaatverandering, ook die buiten de KNMI'06 scenario's vallen. In de brochure over de KNMI'06 scenario's (KNMI, 2006) is al aangegeven dat voor specifieke gebruikers ook de consequenties in kaart zullen worden gebracht van de eerder genoemde abrupte of extreme veranderingen, die grote gevolgen met zich mee kunnen brengen, bijvoorbeeld het snel afsmelten van ijskappen op de zeespiegelstijging na 2100. Dit rapport levert hieraan een bijdrage.

De vraag is wat de uitwerking van deze extremen op de waterveiligheid in Nederland betekent. De extreme situaties die in dit rapport besproken zullen worden, zijn:

- Extreme zeespiegelstijging als gevolg van het versneld afsmelten/afkalven van Groenland en West Antarctica;
- Stilvallen van de Warme Golfstroom;
- Superstormen;
- Extreme neerslag in de zomer;
- Extreme afvoeren van Rijn en Maas.

Eerst zal in hoofdstuk 2 een korte introductie worden gegeven met betrekking tot de KNMI'06 scenario's: hoe ze zijn gemaakt en wat is er wel en niet in meegenomen. In dit zelfde hoofdstuk zullen we ook ingaan op de vraag of de klimaatextremen die in de volgende hoofdstukken worden beschreven gecombineerd kunnen worden tot één extreem klimaatscenario, m.a.w. er wordt een toelichting gegeven op hoe de informatie uit dit rapport wel en niet gebruikt kan worden. De informatie in dit rapport is nadrukkelijk niet bedoeld als voorspelling of als alternatief voor de KNMI'06 scenario's. Deze getallen dienen slechts gebruikt te worden voor verkenningen van de gevolgen van extreme klimaatverandering. In de hoofdstukken 3 tot en met 7 zal worden ingegaan op een aantal extreme situaties: wat is er in wetenschappelijke literatuur over bekend, is er iets te zeggen over de kans dat deze situaties in de periode tot 2100 optreden, en of deze klimaatextremen leiden tot een toename of afname van de kans op overstromingen.

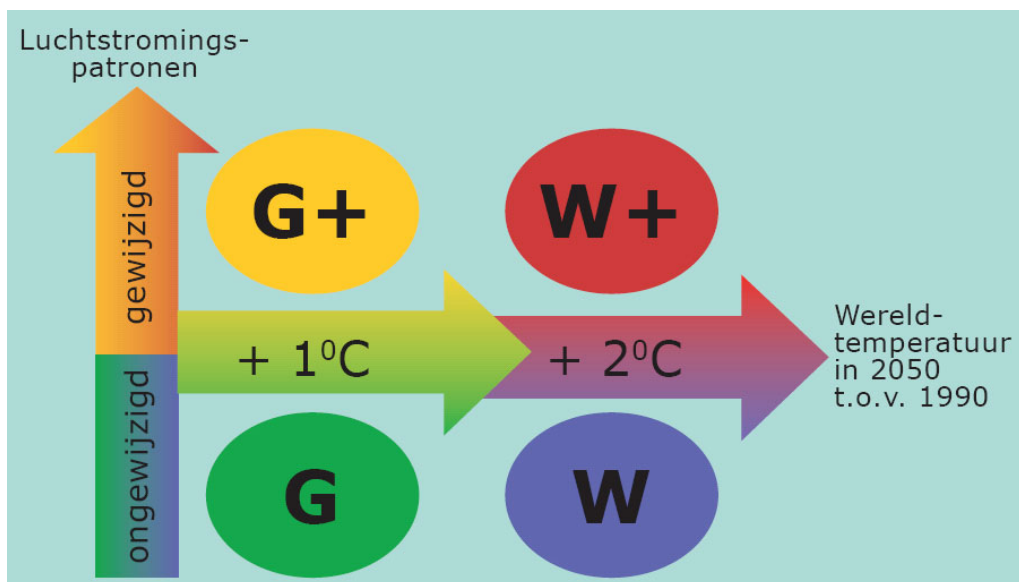
2. KNMI'o6 klimaatscenario's en klimaatextremen

2.1 Indeling van de klimaatscenario's

Eind mei 2006 heeft het KNMI nieuwe regionale klimaatscenario's voor Nederland en omgeving gepresenteerd (zie figuur 2.1 en Tabel 2.1). Hoe het klimaat in Nederland verandert is vooral afhankelijk van de wereldwijde temperatuurstijging en van veranderingen in de stromingspatronen van de lucht in onze omgeving (West Europa), en de daarmee samenhangende veranderingen in de overheersende windrichting. De toekomstige temperatuurverandering op aarde, zoals berekend door de belangrijkste mondiale klimaatmodellen (Global Circulation Models = GCM's), is gebruikt als uitgangspunt bij het maken van de nieuwe klimaatscenario's voor Nederland.

Bovendien is onderzocht hoe volgens die klimaatmodellen de luchtstroming boven West Europa verandert.

Die projecties zijn vertaald naar meer gedetailleerde veranderingen in temperatuur, neerslag, verdamping, wind, en zeespiegel in Nederland. Hiervoor is gebruik gemaakt van een groot aantal regionale klimaatmodellen (Regional Climate Models = RCM's) voor Europa en van historische meetreeksen afkomstig van Nederlandse stations. Vooraf is de kwaliteit van de gebruikte GCM- en RCM-simulaties voor het huidige klimaat onderzocht door vergelijking met waarnemingen. De gevolgde methode is beschreven in Van den Hurk et al. (2006).



Figuur 2.1. Schematisch overzicht van de vier KNMI'o6 klimaatscenario's. Zie onderstaande legenda voor een toelichting.

G	Gematigd	1°C temperatuurstijging op aarde in 2050 ten opzichte van 1990 geen verandering in luchtstromingspatronen in West Europa
G+	Gematigd +	1°C temperatuurstijging op aarde in 2050 ten opzichte van 1990 + winters zachter en natter door meer westenwind + zomers warmer en droger door meer oostenwind
W	Warm	2°C temperatuurstijging op aarde in 2050 ten opzichte van 1990 geen verandering in luchtstromingspatronen in West Europa
W+	Warm +	2°C temperatuurstijging op aarde in 2050 ten opzichte van 1990 + winters zachter en natter door meer westenwind + zomers warmer en droger door meer oostenwind

Tabel 2.1. Legenda voor de KNMI'o6 klimaatscenario's

2.2. Omgaan met onzekerheden

Doel van de KNMI'06 scenario's was o.a. om de onzekerheid over ons toekomstig klimaat in kaart te brengen. De onzekerheden over ons toekomstig klimaat kunnen worden onderverdeeld in twee grote groepen:

- Onzekerheden over de toekomstige bevolkingsgroei en de economische, technologische en sociale ontwikkelingen, en de daarmee samenhangende uitstoot van broeikasgassen en stofdeeltjes. Deze onzekerheid is meegenomen door simulaties van klimaatmodellen voor verschillende emissie-scenario's in de analyses mee te nemen.
- Onzekerheden veroorzaakt doordat we de complexe processen in het klimaatsysteem nog maar ten dele begrijpen. Zo is de invloed van waterdamp, wolken, sneeuw en ijs op de stralingshuishouding en de temperatuur nog niet goed gekwantificeerd. Sommige processen worden in de modelberekeningen zelfs nog helemaal niet meegenomen. Zo heeft geen van de gebruikte klimaatmodellen een actieve koolstofkringloop. Bovendien zijn er ook fundamentele grenzen aan de voorspelbaarheid van complexe systemen zoals het klimaatsysteem. Deze onzekerheden zijn meegenomen door simulaties van zoveel mogelijk verschillende klimaatmodellen in de analyses mee te nemen.

Om met deze onzekerheden om te gaan, heeft het KNMI vier scenario's geconstrueerd die een evenwichtig beeld geven van

de brede waaier van toekomstberekeningen, dat wil zeggen de scenario's geven een goed beeld van de onzekerheden.

Daarbij is de nadruk gelegd op die variabelen die voor het beleid het meest relevant zijn. Voor die situaties wordt een zo compleet mogelijk beeld geschetst van ons mogelijke toekomstige klimaat. Deze scenario's zijn stuk voor stuk aannemelijk, en samen spannen ze een groot deel van de range op die in de geanalyseerde klimaatmodellen wordt getoond. De scenario's bevatten echter niet de meest extreme situaties die mogelijk kunnen optreden.

Uitgangspunt bij het maken van de KNMI'06 scenario's was dat per klimaatvariabele ongeveer de laagste en de hoogste 10% van de range in klimaatmodellen buiten de klimaatscenario's werd gelaten. De KNMI'06 scenario's zijn combinaties van meerdere klimaatvariabelen. Daarom kan ook niet gezegd worden dat de KNMI'06 scenario's 80% van de mogelijke toekomst opspannen. Ruwweg valt 60-80% van de uitkomsten van de mondiale modellen, die gebruikt zijn voor het vierde Assessment Report van het IPCC (2007), binnen de pluim van de 4 KNMI'06 scenario's (zie bijv. Figuur 1.4 in Lenderink et al. 2007). Dit percentage hangt echter af van de variabele, en is niet altijd objectief vast te stellen (bijv. voor kleinschalige neerslag extremen die niet door de globale modellen worden gesimuleerd). Daarnaast moet men zich realiseren dat het niet bekend is of de gebruikte simulaties van de huidige klimaatmodellen wel de hele mogelijke range aan klimaatverandering opspannen.

Wat zijn klimaatscenario's?

Klimaatscenario's zijn consistente en plausibele beelden van een mogelijk toekomstig klimaat. Ze zijn bedoeld om studies uit te voeren naar de effecten van klimaatverandering en maken het mogelijk hierop te anticiperen (adaptatiebeleid). Klimaatscenario's zijn geen lange termijn weersverwachtingen: ze doen geen uitspraken over het weer op een bepaalde datum, maar alleen over veranderingen in het gemiddelde weer en de kans op extremen in de toekomst ten opzichte van de huidige situatie.

2.3. Wat zit niet in de scenario's?

De in hoofdstuk 1 genoemde extreme situaties zijn niet expliciet opgenomen in de KNMI'06 klimaatscenario's. Een aantal van deze extreme situaties vallen duidelijk buiten de scenario's, andere extreme situaties zijn niet gekwantificeerd.

De KNMI'06 klimaatscenario's beschrijven geen abrupte klimaatveranderingen, bijvoorbeeld ten gevolge van het volledig stilvallen van de Thermo Haline Circulatie (THC, of in leken termen de Warme Golfstroom) of het onverwacht snel afsmelten van grote ijskappen op Groenland en West Antarctica (onder onverwacht snel afsmelten wordt hier verstaan, sneller dan op dit moment wordt meegenomen in de KNMI'06 scenario's). Wel is het zo dat veel van de mondiale klimaatmodellen (GCM's) die voor het meest recente IPCC-rapport zijn gebruikt een afzwakking van de THC laten zien (gemiddeld 25% tot 2100). Het KNMI heeft van dezelfde GCM's gebruik gemaakt voor het samenstellen van de KNMI'06 scenario's, en heeft daarom op indirecte wijze deze afzwakking van de THC meegenomen. Voor de bovengrens van de zeespiegelstijging in de KNMI'06 klimaatscenario's is niet alleen gebruik gemaakt van modelresultaten, maar is ook rekening gehouden met recente metingen met betrekking tot zeespiegelstijging en afsmelten/afkalven van Groenland en

West Antarctica. De scenario's omvatten eveneens geen fenomenen waarvan onzeker is of ze realistisch zijn, zoals superstormen die veel zwaarder zijn dan ooit in Europa voorgekomen. Verder geven de scenario's geen informatie over zeer lange herhalingstijden (minder dan eens per 100 jaar).

Zoals hierboven al gedeeltelijk aangegeven, zijn de in dit rapport behandelde klimaatextremen verschillend van aard. De reden waarom ze niet zijn opgenomen in de KNMI'06 scenario's is dan ook zeer uiteenlopend:

- Superstormen: het is onbekend of deze inderdaad in de buurt van Nederland kunnen voorkomen;
- Extreme zeespiegelstijging als gevolg van versneld afsmelten/afkalven van grote ijskappen en het stilvallen van de Warme Golfstroom: klimaatmodellen vertonen voor deze aspecten nog grote tekortkomingen door onvoldoende wetenschappelijke kennis over deze fenomenen. Bovendien zijn de aanwijzingen voor snelle veranderingen in de waarnemingen erg onzeker. Het is dus bekend dat deze processen kunnen optreden, maar kwantificeren en modelleren is nog moeilijk;

- Extreme zomerneerslag aan de kust: de regionale klimaatmodellen die gebruikt zijn voor de KNMI'06 scenario's hadden een te lage ruimtelijke resolutie om onderscheid te kunnen maken tussen de kustzone en de gebieden meer landinwaarts. Bovendien werd in deze modellen de zeewatertemperatuur niet gemodelleerd maar voorgeschreven, waardoor de invloed van de temperatuur van het Noordzeewater niet goed kon worden gesimuleerd;
- Extreme rivierafvoeren: de herhalingstijden die gebruikt worden als maatgevend bij rivierafvoeren worden niet expliciet genoemd in de KNMI'06 scenario's. De beschikbare hoeveelheid gegevens van klimaatmodellen is niet voldoende om over dergelijke lange herhalingstijden goed onderbouwde uitspraken te doen. Echter, de in dit rapport genoemde rivierafvoeren zijn wel consistent met de KNMI'06 scenario's.

2.4. Is het mogelijk één extreem klimaatscenario te maken?

Bij het KNMI is verscheidene keren het verzoek binnen gekomen om, naast de KNMI'06 scenario's, een extreem klimaatscenario samen te stellen. De achterliggende gedachte hierbij is dat verschillende extremen elkaar mogelijk kunnen versterken. Voor de verkenning van overstromingsrisico's is dit een relevante vraag. Naar aanleiding hiervan rijst de vraag of de verderop in dit rapport beschreven klimaatextremen samengevoegd kunnen worden tot één extreem klimaatscenario.

Voor het beantwoorden van deze vraag is het onder andere van belang om te weten waarom deze klimaatextremen niet in de KNMI'06 scenario's zijn opgenomen. In de vorige paragraaf is al aangegeven dat de redenen hiervoor zeer verschillend van aard zijn. Dit heeft als consequentie dat het samenvoegen van deze klimaatextremen niet leidt tot één intern consistent extreem klimaatscenario. Bij een stilvallen van de Warme Golfstroom in de 21^e eeuw zal de temperatuurstijging in Nederland en omgeving achterblijven bij de stijgingen zoals nu aangegeven in de KNMI'06 scenario's. Het stilvallen van de Warme Golfstroom heeft mogelijk ook een licht vertragend effect op het afsmelten van Groenland.

Naast de vraag of de in dit rapport vermelde klimaatextremen in één extreem klimaatscenario kunnen worden opgenomen, is er ook de vraag of bepaalde klimaatextremen binnen één scenario tegelijkertijd kunnen optreden. De extreme neerslag waarover in hoofdstuk 6 wordt geschreven, treed vooral in het zomerhalfjaar op. Extreem hoge rivierafvoeren (hoofdstuk 7) treden juist in het winterhalfjaar op. Het is dus niet erg waarschijnlijk dat deze in welk scenario ook, tegelijkertijd zullen optreden.

Het is dus niet mogelijk om alle in dit rapport genoemde klimaatextremen te combineren tot één extreem klimaatscenario om daarmee het gecombineerde effect op het overstromingsgevaar in Nederland te bepalen. Uiteraard is het wel mogelijk om de effecten van de afzonderlijke klimaatextremen en sommige combinaties, zoals bijv. versnelde zeespiegelstijging en extreme rivierafvoeren, op het overstromingsgevaar in Nederland te bestuderen.

De informatie in dit rapport is nadrukkelijk niet bedoeld als voorspelling of als alternatief voor de KNMI'06 scenario's. Deze getallen dienen slechts gebruikt te worden voor verkenningen van de gevolgen van extreme klimaatverandering.

In de loop van 2008 zal er een KNMI-publicatie verschijnen waarin aanvullende informatie wordt gegeven op de KNMI'06 scenario's. Deze aanvullende informatie is met name gegenereerd naar aanleiding van vragen van gebruikers van klimaatscenario's. Een aantal van de in dit rapport genoemde onderwerpen zal hierin ook behandeld worden.

3. Extreme zeespiegelstijging

C. Katsman, KNMI, februari 2008

3.1 Inleiding

Versneld afsmelten en/of afkalven van grote ijskappen zal leiden tot een snellere zeespiegelstijging, en als gevolg daarvan tot een toename van de kans op overstroming vanuit zee, als er niet tijdig maatregelen worden genomen. Met versneld afsmelten en/of afkalven wordt hier bedoeld sneller dan op basis van de huidige klimaatmodellen en waarnemingen wordt verwacht en is verwerkt in klimaatscenario's (IPCC, 2007; KNMI, 2006). In dit hoofdstuk wordt geïnventariseerd welke componenten potentieel voor verrassingen kunnen zorgen.

De KNMI'06 klimaatscenario's geven een aannemelijk en zo compleet mogelijk beeld van de zeespiegelstijging, op basis van onze huidige kennis over het klimaatsysteem. Dit sluit niet uit dat de zeespiegel in deze eeuw (en de eeuwen erna) sneller (of langzamer) kan stijgen dan gesteld. De huidige kennis van ons klimaatsysteem is nog onvoldoende om een wetenschappelijk onderbouwde kansberekening voor het voorkomen van extreme zeespiegelstijging te presenteren, zeker wanneer deze het gevolg is van niet-lineaire veranderingen. Het is wel mogelijk te inventariseren welke componenten potentieel voor verrassingen kunnen zorgen en wat de mogelijke bijdragen daarvan aan de zeespiegelstijging kunnen zijn.

Op basis van de gegevens uit het vierde Assessment Report (4AR) van het Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007) en andere recente literatuur heeft het KNMI een ruwe schatting gemaakt van mogelijke extreme zeespiegelstijging voor de lange termijn (zie verderop in dit hoofdstuk). Hoe groot de kans is dat de bovengrens van deze schatting daadwerkelijk gerealiseerd wordt is niet aan te geven, gezien de grote onzekerheden in met name de bijdragen van de ijskappen aan de zeespiegelstijging. Ook is het tijdsverloop van deze mogelijke veranderingen niet in detail in te schatten op basis van onze huidige kennis van het klimaatsysteem.

De schatting is nadrukkelijk niet bedoeld als verwachting of als alternatief voor de KNMI'06 scenario's. Deze getallen dienen slechts gebruikt te worden voor verkenningen van de gevolgen van extreme zeespiegelstijging.

3.2 Het recente verleden en projecties voor de 21^e eeuw

In de 20^e eeuw is de zeespiegel wereldwijd gestegen met ongeveer 17 cm (= 1,7 mm per jaar). Satellietwaarnemingen vanaf 1993 laten een gemiddelde zeespiegelstijging (wereldwijd) van ongeveer 3 mm per jaar zien. Het is nog onduidelijk of deze snelle stijging zal doorzetten of slechts tijdelijk van aard is. Tussen 1993 en 2004 steeg de waterstand in het noordoostelijke deel van de Atlantische Oceaan ook ongeveer met 3 mm per jaar. Voor de 20^e eeuw was de stijging in de Noordzee gemiddeld 2,5 mm per jaar, ofwel 25 cm in de 20^e eeuw.

De KNMI'06 klimaatscenario's voor zeespiegelstijging geven aan dat de zeespiegel in 2050 aan de Nederlandse kust 15 cm tot 35 cm hoger zal zijn dan in 1990 (Van den Hurk et al., 2006). In 2100 wordt de stijging geschat op 35 cm tot 85 cm (= gemiddelde stijging van ongeveer 3 tot 8 mm per jaar tussen 1990 en 2100; Tabel 3.1). De stijging is afhankelijk van de stijging van de atmosfeertemperatuur. In deze klimaatscenario's zijn bijdragen meegenomen van de uitzetting van het zeewater, verandering van oceaanstromingen in de Atlantische Oceaan, het smelten van gletsjers en kleine ijskappen en het slinken van de grote ijskappen op Groenland en Antarctica. Daarnaast moet in Nederland nog rekening worden gehouden met bodemdaling. Deze is niet meegenomen in de getallen voor zeespiegelstijging in de KNMI'06 scenario's.

In het 4AR (IPCC, 2007) wordt gesteld dat de mondiale zeespiegel gedurende de 21^e eeuw wereldwijd met 18 tot 59 cm zal stijgen ten opzichte van het niveau van 1990. Als de recent waargenomen versnelde afkalving aan de randen van de Groenlandse en de West-Antarctische ijskap doorzet in de 21^e eeuw, stijgt de zeespiegel met nog 10 tot 20 centimeter extra, stelt het IPCC. De door het IPCC gepubliceerde cijfers voor zeespiegelstijging zijn consistent met die in de klimaatscenario's van het KNMI, maar wijken af als gevolg van een iets andere aanpak en de focus op regionale effecten. Naar verwachting zal de zeespiegel in het noordoosten van de Atlantische Oceaan ongeveer 0 tot 15 centimeter meer stijgen tot 2100 dan het wereldgemiddelde door de afzwakking van de Warme Golfstroom en de extra opwarming van zeewater op grotere diepte. Daarnaast is in de KNMI'06 scenario's de mogelijk grotere bijdrage door het versneld afkalven van de Groenlandse en de West-Antarctische ijskap wel expliciet opgenomen in de range voor zeespiegelstijging (meer uitleg is te vinden op www.knmi.nl/kenniscentrum/ipcc_2007/zeespiegelstijging).

Oceanen en ijskappen reageren zeer traag op opwarming van het klimaat. Als gevolg daarvan zal de zeespiegelstijging nog lang doorgaan, zelfs als de concentraties van broeikasgassen stabiliseren. De stijging bedraagt bij stabilisatie van de concentratie van broeikasgassen op het huidige niveau in 2300 naar verwachting 1 tot 2,5 meter ten opzichte van 1990 (Van den Hurk et al., 2006).

Rahmstorf (2007) kwam met een schatting voor de zeespiegelstijging op basis van een simpele, semi-empirische relatie tussen temperatuurstijging en zeespiegelstijging. De geobserveerde relatie tussen deze twee grootheden in de 20^e eeuw gebruikte hij voor een projectie voor het jaar 2100. Deze projectie (50 tot 140 cm) is beduidend hoger dan de schatting voor de wereldgemiddelde zeespiegelstijging van het IPCC (2007) op basis van klimaatmodellen. De wetenschappelijke discussie over deze kwestie is nog niet afgerond.

scenario (jaar)	wereldgemiddelde temperatuursverandering	zeespiegelstijging
Gematigd (2100)	+2 °C	35-60 cm
Warm (2100)	+4 °C	40-85 cm

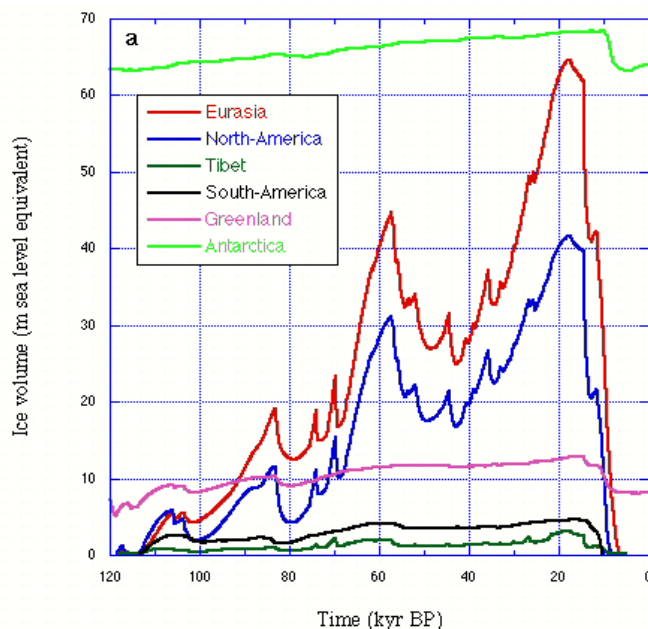
Tabel 3.1. KNMI'06 klimaatscenario's voor zeespiegelstijging voor 2100 ten opzichte van 1990 (Van den Hurk et al, 2006).

3.3. Extreme zeespiegelstijging in het verre verleden

Figuur 3.1 laat berekende variaties in ijsvolume vanaf 120.000 jaar geleden (kyr BP = 1000 years before present) tot nu zien (uit Bintanja et al., 2002). Het verschil in zeespiegel tussen het hoogtepunt van een glaciaal en een interglaciaal is ongeveer 120 m. De grootste variaties deden zich voor ongeveer 10 tot 5 kyr BP, en bedroegen enkele meters per eeuw. Het merendeel daarvan komt echter voor rekening van de ijskappen die destijds over Eurazië (rode lijn) en Noord-Amerika (blauw) lagen.

De ijskappen van Antarctica (groen) en Groenland (roze) zijn stabielier dan de ijskappen op gematigde breedten.

Het Eemian (120.000 jaar geleden) is een tijdperk dat zich beter laat vergelijken met de huidige tijd, wat klimaat en de geografische verdeling van landijs betreft. Reconstructies van het zeeniveau op basis van koraaldata voor dit eindstadium van de vorige ijstijd laten zien dat de maximale stijging van de zeespiegel ongeveer 1 tot 1,5 m per eeuw bedroeg (IPCC, 2007, H10.7.4.4).



Figuur 3.1. Variaties in ijsvolume (= ice volume, verticaal aangegeven) vanaf 120.000 jaar geleden (=120 kyr BP) tot nu, berekend met een dynamisch model van de ijskappen, uitgedrukt in het equivalent van meters wereldwijd zeespiegelniveau: rond 20 kyr BP was het zeeniveau veel lager, omdat er veel meer ijs in Eurazië en Noord-Amerika lag (overgenomen uit Bintanja et al., 2002).

3.4 Potentiële bijdragen aan zeespiegelstijging

Gletsjers en kleine ijskappen buiten Groenland en Antarctica zullen geen extreme zeespiegelstijging kunnen veroorzaken vanwege het geringe ijsvolume. Naar schatting is de totale hoeveelheid water die nu is opgeslagen in dit landijs slechts voldoende om de zeespiegel wereldwijd met 15 tot 40 cm te laten stijgen (IPCC, 2007, Hoofdstuk 4). In de KNMI klimaatscenario's zit voor 2100 hiervoor een bijdrage van 2 tot 15 cm verdisconteerd.

Door uitzetting van het zeewater door opwarming zal het

zeeniveau in 2300 ongeveer 30 tot 80 centimeter hoger zijn dan in de 20^e eeuw, bij stabilisatie van de hoeveelheid broeikasgassen in 2100 (IPCC, 2007). Modelexperimenten voor de lange termijn laten zien dat stabilisatie van CO₂ rond 700 ppm resulteert in een stijging van de atmosfeertemperatuur met 2 tot 4 °C en een zeespiegelstijging door uitzetting van 0,5 tot 2 meter in het jaar 3000 (IPCC 2007, Fig. 10.34; Lenton, 2006). Bij stabilisatie van CO₂ rond 1400 ppm verdubbelt ook de expansie tot 1 tot 4 meter (Lenton, 2006).

De meest onzekere component en ook de component met het meeste potentieel voor extreme zeespiegelstijging is de bijdrage van de ijskappen op Groenland en West Antarctica. De Groenlandse ijskap bevat genoeg ijs om de zeespiegel wereldwijd met ongeveer 7 meter te laten stijgen. Het ijsvolume op Antarctica is voldoende voor ruim 60 meter stijging. Het grootste gedeelte ervan (de Oost-Antarctische ijskap) wordt vanwege zijn geografische ligging zeer stabiel geacht, en men verwacht niet dat dit deel door afkalving in zee zal bijdragen aan toekomstige zeespiegelstijging. De West-Antarctische ijskap is mogelijk minder stabiel doordat de landmassa waarop de ijskap ligt zich onder zeeniveau bevindt. Dit deel van Antarctica zou door afkalven bij kunnen dragen aan zeespiegelstijging. De West-Antarctische ijskap bevat genoeg ijs voor een wereldwijde zeespiegelstijging van ongeveer 4 tot 6 meter (Vaughan, 2008).

Recente satellietwaarnemingen geven aan dat de Groenlandse ijskap momenteel netto massa verliest. Schattingen van de netto verandering in ijsvolume variëren van een verlies van 227 Gigaton per jaar (= miljard ton per jaar = Gt per jaar) tot een groei van 11 Gt per jaar, wat overeenkomt met een wereldwijde zeespiegelstijging van +0,63 tot -0,03 mm per jaar (snelheid van +6,3 tot -0,3 cm per eeuw, Shepherd en Wingham, 2007). Hoewel de onzekerheden groot zijn, lijkt ook Antarctica momenteel netto ijsmassa te verliezen (Shepherd & Wingham, 2007). Boven Oost-Antarctica is de sneeuwval toegenomen, het West-Antarctisch deel is geslonken door versnelling van de uitstroom van gletsjers. De schattingen voor de totale verandering van het ijsvolume in het recente verleden variëren van -139 tot +42 Gt per jaar (snelheid van +0,39 tot -0,12 mm per jaar ofwel 3,9 tot -1,2 cm per eeuw zeespiegelstijging).

Modellen van de ijskappen geven aan dat de Groenlandse ijskap in een warmer klimaat blijft slinken. Bij een gematigde stijging van de temperatuur zal deze ijskap vrijwel geheel verdwijnen in enkele duizenden jaren (Ridley et al., 2005; zie ook IPCC, 2007, 4AR Fig. 10.38). De Antarctische ijskap blijft volgens IPCC klimaatmodelprojecties zó koud dat het oppervlak nauwelijks zal gaan smelten. De modelstudies laten een toename van de sneeuwval over de ijskap zien. Daardoor groeit de Antarctische ijskap de komende eeuwen, geven de modellen aan.

De laatste jaren is bij beide ijskappen echter een toename van de afkalving aan de randen waargenomen (zie IPCC, 2007, H4.6 voor een overzicht). Deze waarnemingen hebben een belangrijke beperking van de huidige ijskapmodellen blootgelegd: de processen die deze toename kunnen veroorzaken ontbreken nog in de modellen waarmee het gedrag van de ijskappen in de toekomst wordt berekend.

Om de bijdrage van de ijskappen alleen te baseren op resultaten van de huidige generatie modellen lijkt daarom niet verstandig. De KNMI'06 scenario's zijn daarom, net als het IPCC, (mede) gebaseerd op extrapolatie van recente waarnemingen. Daarbij moet wel worden opgemerkt dat niet duidelijk is of de geobserveerde trends door zullen zetten in de 21^e eeuw en daarna. De wetenschappelijke ontwikkelingen op dit gebied zullen dan ook nauwlettend gevolgd moeten worden, en indien nodig, zullen de KNMI klimaatscenario's worden aangepast.

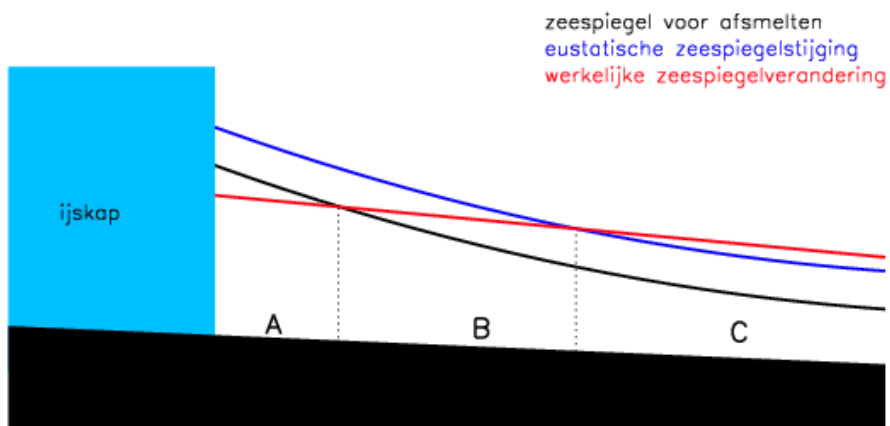
3.5. Gravitatie effecten op de lokale zeespiegel

De zwaartekracht is niet overal op aarde gelijk. Door verschillen in de massaverdeling binnenin de aarde, zijn er ook zwaartekrachtsverschillen aan het oppervlak van de aarde. De geoïde (het vlak op gemiddeld zeeniveau waar dezelfde zwaartekrachtpotentiaal heerst) is dan ook geen bol, maar vertoont heuvels en dalen, die een amplitude tot honderd meter hebben. Wanneer een ijsmassa op het land smelt komt het smeltwater in zee terecht - de wereldgemiddelde (eustatische) zeespiegelstijging die dat veroorzaakt is eenvoudig uit te rekenen aan de hand van de massa en dichtheid van het ijs en de grootte van het oceaanooppervlak. Om de zeespiegel wereldwijd te laten stijgen met 1 millimeter is 360 Gigaton ijs nodig.

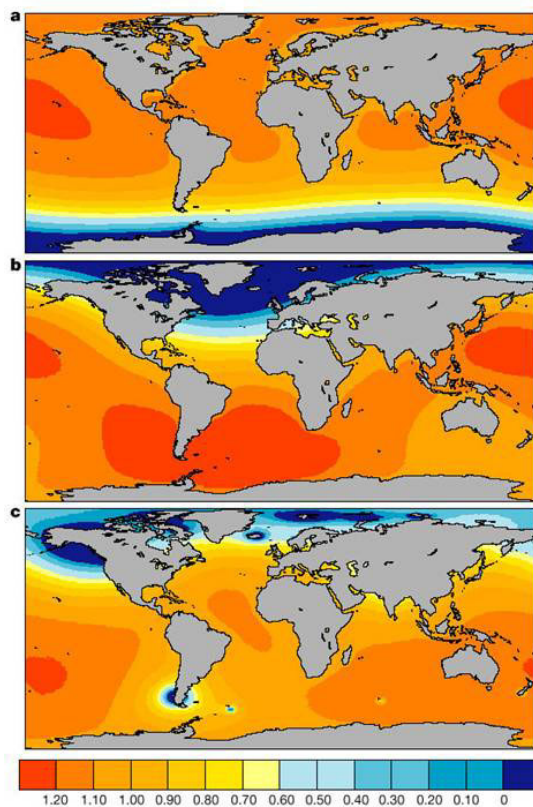
Het smeltwater verdeelt zich echter niet gelijkmatig over de aarde. Door het smelten van ijskappen treden er veranderingen op in het gravitatieveld van de aarde. Zeewater wordt door de zwaartekracht naar een op het land liggende ijsmassa toe getrokken. De geoïde is daardoor relatief hoog in de buurt van een ijskap. Wanneer (een deel van) het landijs smelt, verdwijnt ook (een deel van) de aantrekkende werking ervan op het zeewater, en verandert dus de vorm van de geoïde.

Het netto effect van het smelten van landijs en het bijbehorende gravitatie effect is dat er in een gebied dicht bij de ijskap (gebied A in Fig. 3.2) zeespiegeldaling plaatsvindt. Verder van de ijskap (gebied B) treedt wel zeespiegelstijging op maar deze is minder groot dan de eustatische stijging. Ver van de ijskap (gebied C) is de geoïde verandering zodanig dat een zeespiegelstijging groter dan de eustatische stijging optreedt. De grootte van het gravitatie effect wordt uitgedrukt in de verhouding van de lokaal optredende zeespiegelstijging en de eustatische zeespiegelstijging H , en is afhankelijk van de afstand tot de (slinkende) ijskap (zie Figuur 3.2). Het gravitatie effect zorgt alleen voor een herverdeling van het smeltwater, de wereldgemiddelde stijging is uiteraard gelijk aan de eustatische stijging.

Wat Groenland betreft ligt Nederland in gebied B (de afstand tot de ijskap bedraagt ongeveer 3.500 km oftewel ruim 30°), en dus zal de lokale zeespiegelstijging door het afsmelten van die ijskap minder zijn dan de eustatische stijging. De afstand tot de Antarctische ijskap is ongeveer 145° (bijna 16.000 km). De lokale zeespiegelstijging als gevolg van het slinken van deze ijskap zal dan ook groter zijn dan de eustatische stijging (gebied C). Figuur 3.3 is een weergave van de zelfgravitatie-factor H berekend voor respectievelijk het slinken van (a) de Antarctische ijskap, (b) de Groenlandse ijskap, en (c) van de belangrijkste gletsjers (uit Mitrovica et al., 2001).



Figuur 3.2. Illustratie van het effect van veranderingen in het gravitatieveld op de lokale zeespiegel. Zwarte lijn: oorspronkelijke zeespiegel, blauwe lijn: eustatische zeespiegelstijging als gevolg van het smelten van (een deel van) de ijskap, rode lijn: werkelijke zeespiegelverandering inclusief gravitatie effect. In gebied A treedt zeespiegeldaling op, in B is de zeespiegelstijging kleiner dan de eustatische stijging, en in C is de zeespiegelstijging groter dan de eustatische stijging. Gebied A strekt zich uit tot een afstand van ongeveer 20° van de ijskap (2200 km), gebied B tot een afstand van 60° (6700 km) (© KNMI, met dank aan Bert Vermeersen – TU Delft).



Figuur 3.3. Gravitatie factor H (ratio van de lokaal optredende zeespiegelstijging en de eustatische zeespiegelstijging) berekend voor massaverlies van de ijskap van (a) Antarctica, (b) Groenland en (c) van de belangrijkste gletsjers (overgenomen uit Mitrovica et al., 2001).

3.6. Mogelijke extreme zeespiegelstijging op lange termijn

Uit het voorgaande is duidelijk dat de uitzetting van de oceaan en het slinken van de ijskappen van Groenland en West-Antarctica de grootste bijdragen kunnen leveren aan de zeespiegelstijging op de lange termijn. De modellen waarmee de lange termijn berekeningen voor de uitzetting van de oceaan zijn uitgevoerd hebben nog niet genoeg resolutie om betrouwbare informatie over lokale effecten op te leveren. Daarom is aangenomen dat de lokale uitzetting gelijk is aan de wereldwijde uitzetting.

Een groot manco in de huidige wetenschappelijke kennis is echter het tijdsverloop van de te verwachten veranderingen in de ijskappen. Recente observaties hebben belangrijke tekortkomingen van de huidige ijskapmodellen blootgelegd: processen die een rol blijken te spelen worden nog niet of niet goed genoeg meegenomen. Het is ook onduidelijk of recent gesignaleerde trends door zullen zetten op een termijn van enkele eeuwen. Wel is het mogelijk een grove bandbreedte van de bijdrage van elk van de componenten te bepalen, over een lange periode van enkele eeuwen tot 1000 jaar.

Tabel 3.2 geeft schattingen voor wereldwijde zeespiegelstijging voor de verschillende componenten, en de gebruikte bronnen. Voor Nederland moet – wat de bijdrage van de ijskappen betreft – rekening gehouden worden met het gravitatie effect. Daarom wordt de bijdrage van de ijskappen vermenigvuldigd met $H=0,25$ (Groenland) en $H=1,1$ (West-Antarctica), afgeleid uit Figuur 3.3. Ook deze lokale bijdragen staan in Tabel 3.2.

Opgeteld bedraagt de schatting voor de gemiddelde lokale zeespiegelstijging in onze regio in het jaar 3000 gemiddeld 5,5 meter, met een bandbreedte tussen de ruim 2 en bijna 9 meter (Tabel 3.2). Het totaal is de som van de gemiddelden van de drie bijdragen. De bandbreedte is bepaald door de bandbreedtes voor de drie componenten kwadratisch op te tellen (zie Van den Hurk, 2006, par. 7.8 voor details). Voor de maximale zeespiegelstijging geeft dit ruwweg dezelfde orde grootte als de 1 tot 1,5 m per eeuw die op basis van historische data was gevonden. Vanwege het gravitatie-effect geeft afkalving van West-Antarctica potentieel de grootste bijdrage aan de zeespiegelstijging voor de Nederlandse kust.

WERELDWIJD	min	max	bron	referentie
Uitzetting	0,5 m		modelberekeningen voor 2xCO ₂ stabilisatie	IPCC, 2007, Fig. 10.34; Lenton, 2006
		4,0 m	modelberekeningen voor 4xCO ₂ stabilisatie	Lenton, 2006
Groenland	0,2 m		recente waarnemingen	Shepherd & Wingham, 2007; IPCC, 2007
		3,7 m	modelberekeningen voor 4xCO ₂ stabilisatie	Ridley et al., 2005; IPCC, 2007, Fig. 10.38
West-Antarctica	0,2 m		recente waarnemingen	Shepherd & Wingham, 2007; IPCC, 2007
		5,0 m	schatting maximale snelheid desintegratie	Lenton, 2006

Tabel 3.2. Schatting van de bijdragen aan de wereldgemiddelde zeespiegelstijging op lange termijn (voor een zichttermijn van 1000 jaar vooruit; getallen afgerond op 5 cm)

LOKAAL	min	max	gemiddeld	referentie
Uitzetting	0,5 m	4,0 m	2,25 m	geen regionale informatie
Groenland	0,05 m	0,95 m	0,5 m	$H=0,25$, Mitrovica et al., 2001
West-Antarctica	0,2 m	5,25 m	2,7 m	$H=1,1$, Mitrovica et al., 2001
Som*	2,35 m	8,65 m	5,50 m	

Tabel 3.3. Schatting van de bijdragen aan de lokale zeespiegelstijging voor de Nederlandse kust op lange termijn (voor een zichttermijn van 1000 jaar vooruit; getallen afgerond op 5 cm)

* Lokale som wordt verkregen door kwadratisch optellen (Van den Hurk, 2006, par. 7.8)

3.7. Tempo van zeespiegelstijging

Reconstructies van het zeeniveau voor het eind van de vorige ijstijd laten zien dat de maximale stijging van de zeespiegel ongeveer 1 tot 1,5 m per eeuw bedroeg (zie paragraaf 3.3). Voor de eerste helft van de 21^e eeuw geven de KNMI'06 klimaatscenario's een bovengrens van 35 cm in 60 jaar, ofwel een snelheid van 0,5 m per eeuw. De tweede helft van de 21^e eeuw zal waarschijnlijk een versnelling laten zien tot een bovengrens van 50 cm zeespiegelstijging in 50 jaar (ofwel een snelheid van 1 m per eeuw). Verkenningen van de zeespiegelstijging in de 22^e eeuw geven aan dat het tempo in die periode nog kan versnellen tot een bovengrens van 1,5 m per eeuw (Katsman et al., voortgaand onderzoek). Schattingen voor deze zichttermijn zijn echter zeer onzeker vanwege het gebrek aan kennis over het (mogelijk niet-lineaire) gedrag van ijskappen op Groenland en Antarctica (bijv. Thomas et al., 2004; Velicogna & Wahr, 2006; Vaughan, 2008).

4. Stilvallen van de Warme Golfstroom

W. Hazeleger en S. Drijfhout, KNMI, februari 2008

4.1. Introductie

In het geval dat de Thermo Haline Circulatie (door leken vaak de Warme Golfstroom genoemd) volledig zou stilvallen, dan zou dit op de lange termijn een tempering van de regionale opwarming door het versterkte broeikas effect tot gevolg hebben. Als door het stilvallen van de Warme Golfstroom de temperatuur in Nederland getemperd wordt, dan kan mogelijk ook de toename in intensiteit van hevige buien getemperd worden, en daarmee de toename in de kans op ernstige wateroverlast. Een ander effect van het stilvallen van de Warme Golfstroom is extra regionale zeespiegelstijging (o.a. in de Noordzee). Dit leidt tot een toename van de kans op overstromingen uit zee als er niet tijdig maatregelen worden genomen.

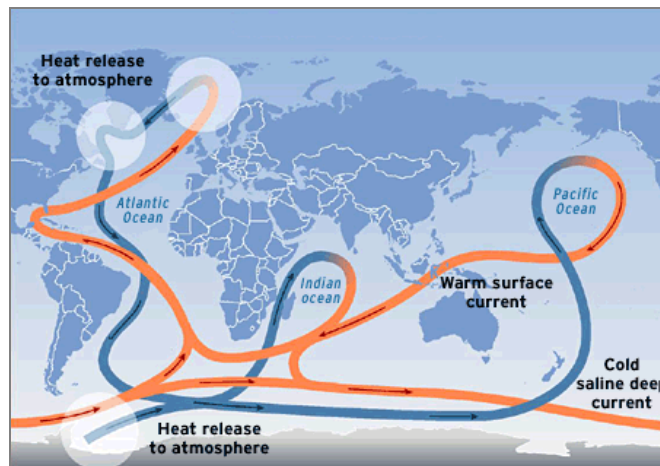
In dit hoofdstuk zal worden ingegaan op de mogelijke effecten van het volledig stilvallen van de Warme Golfstroom op de temperatuur in Nederland en de zeespiegelstijging langs de Nederlandse kust.

4.2. Wat is de Warme Golfstroom?

De Golfstroom, die vanuit de Golf van Mexico de Atlantische Oceaan in stroomt langs de oostkust van Florida, is als transportband van warmte van groot belang voor het klimaat. In het verre verleden hebben zich plotselinge veranderingen in de transportband voorgedaan met gevolgen voor het klimaat in West Europa. Opwarming van het klimaat door toename van concentraties van broeikasgassen zou mogelijk opnieuw kunnen leiden tot een abrupte verandering in de watertransportband die het klimaat in West-Europa beïnvloedt. Het gevolg hiervan is voor de lange termijn een tempering van de regionale opwarming door het versterkte broeikas effect.

De Golfstroom is een onderdeel van de mondiale transportband van water massa's in de oceaan (figuur 4.1). Het grootste deel van het warme water uit de tropen keert terug richting Florida, maar een vertakking buigt af richting Ierland en Noorwegen. Op hoge breedten in de Labrador Zee en in de Groenland-IJsland-Noorwegen Zee (GIN Zee) zakt het warme en zoute water naar beneden door afkoeling. Het water gaat op grote diepte vervolgens weer zuidwaarts en welt langzaam op in de oceanbekkens. Via Drake Passage (Zuid-Amerika) en de Agulhas Stroom (Zuid Afrika) komt het water terug in de Atlantische Oceaan (zie schematische weergave, Figuur 4.1). Dit leidt tot de zogenoemde Meridional Overturning Circulation (vaak ook ThermoHaline Circulatie genoemd, vanwege de aandrijving van de circulatie door verschillen in temperatuur en zoutconcentraties). In het huidige klimaat is de stroming thermisch (door temperatuurverschillen) gedreven. Afkoeling veroorzaakt het zinken van water. Ook verdamping aan het oppervlak in de subtropen, met als gevolg verschillen in dichtheid door veranderende zoutconcentraties, kan leiden tot aandrijving van een zwakke diepe circulatie. Dat is in het huidige klimaat niet het geval.

Opwarming van het klimaat kan zorgen voor minder afkoeling op hoge breedten. Theorie en oceanmodellen laten zien dat de transportband dan plotseling sterk kan afnemen.



Figuur 4.1. Schematische weergave van de mondiale transportband in de oceaan. De rode kleur geeft de circulatie aan het oppervlak aan, de blauwe kleur die op diepte. De witte cirkels geven aan waar water door afkoeling naar beneden zakt (bron: IPCC).

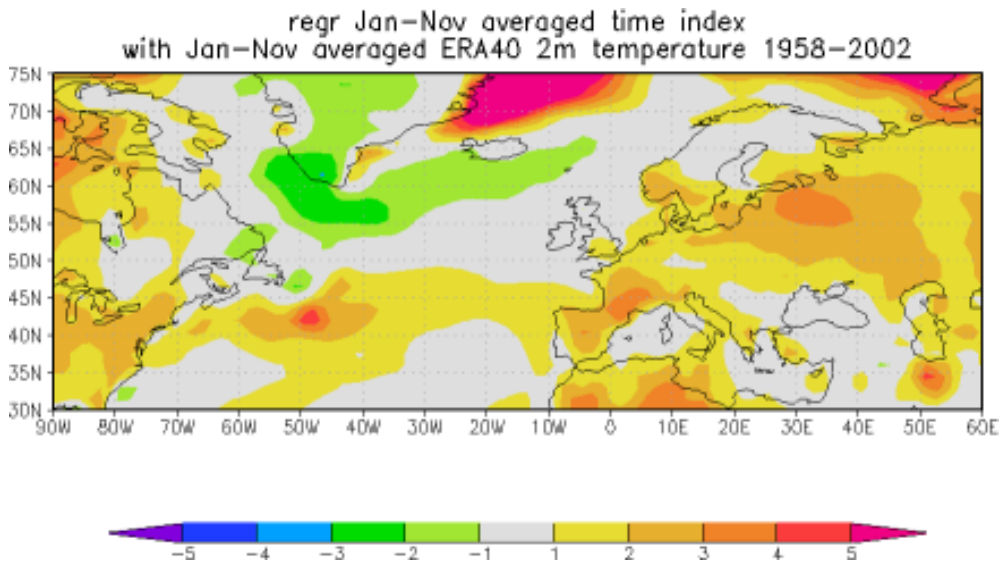
In populaire media wordt dit aangeduid als het stilvallen van de Warme Golfstroom. Strikt genomen is dit onjuist, omdat de Golfstroom in het westen van de Noord Atlantische Oceaan door de draaiing van de aarde, aanwezigheid van het continent en de aandrijving door de wind nooit zal stoppen. Het is de aftakking naar de subpolaire gebieden die mogelijk kan afnemen, met mogelijke gevolgen voor het Europese klimaat. In de rest van dit hoofdstuk wordt naar deze aftakking wel verwezen met de term Warme Golfstroom.

4.3. Veranderingen van de Warme Golfstroom in het verleden

In het verleden hebben zich abrupte veranderingen in het klimaat voorgedaan (bijv. McManus et al., 2004). Een bekende abrupte verandering, waarbij vermoed wordt dat de Warme Golfstroom een grote rol speelde, is de Younger Dryas. In deze periode, ongeveer 12.000 jaar geleden, smolten de ijskappen uit de laatste ijstijd. Sterke pulsen van zoet smeltwater uit grote binnenmeren zouden geleid hebben tot afname van dichtheid van het water in de noordelijke zeeën en tot sterke afname van de Warme Golfstroom, met als gevolg een sterke afkoeling van het klimaat op het Noordelijke Halfrond binnen enkele tientallen jaren. Deze hypothese staat nog wel ter discussie. Na de Younger Dryas begon het relatief stabiele Holoceen, dat nu nog voortduurt. In die periode is er rond 8.200 jaar geleden een kleine afkoeling geweest. Het is nog zeer onduidelijk of in de periode de Warme Golfstroom sterk afnam. Veranderingen in het verleden zijn voornamelijk verbonden met sterke zoetwaterpulsen die samenhangen met afsmelten van de ijskappen. In het huidige klimaat zijn er minder ijskappen die zo'n sterke zoetwaterpuls kunnen geven.

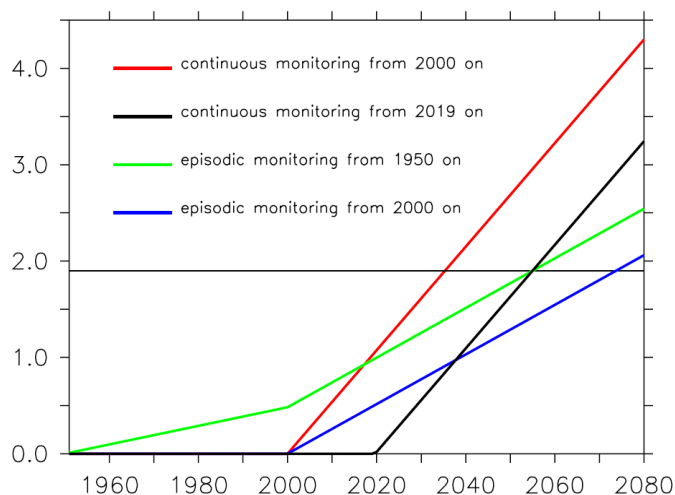
Het versterkte broeikaseffect leidt tot een opwarming van de oceanen en het smelten van ijskappen. Metingen laten zien dat aan het einde van de 20e eeuw de Labrador Zee en de GIN Zee zoeter zijn geworden (Dickson et al., 2002; Curry et al., 2003). Echter, er zijn geen aanwijzingen dat de stromingen over de overflows tussen IJsland en Groenland en IJsland en

Noorwegen (zie figuur 4.1: witte cirkels linksboven) afgenomen zijn. Ook lijkt het erop dat temperatuurveranderingen de zoutveranderingen gecompenseerd hebben, zodat er netto weinig verandering in dichtheid is opgetreden



Figuur 4.2. Geobserveerde stijging van de wintertemperatuur (°C) aan het oppervlak ten opzichte van de wereldgemiddelde temperatuurstijging tussen 1958-2002. De stijging van de temperatuur op het grootste deel van het Noord Atlantische gebied is gelijk aan de stijging van de wereldgemiddelde temperatuur. De sterkere stijging in het noorden komt door het verdwijnen van zeeijs. Ten zuiden van Groenland is er een kleine afkoeling ten opzichte van wereldgemiddelde temperatuurstijging.

Bryden et al. (2005) rapporteerden een afname in de laatste 50 jaar van de Warme Golfstroom-sterkte op basis van hydrografische metingen. Echter, recente en meer directe metingen in het Engels/Amerikaanse RAPID programma laten zien dat de natuurlijke variatie/grilligheid te groot is om op basis van de metingen van Bryden et al. te kunnen concluderen dat er sprake is van een afname (Cunningham et al., 2007). Een sterke afname zoals gerapporteerd door Bryden et al. (2005) had tot afkoeling van de Noord Atlantische oceaan moeten leiden (Latif et al., 2006). Dat is niet gebeurd, het is zelfs warmer geworden, afgezien van een klein gebied rond Groenland (Figuur 4.2). Volgens recente klimaatmodellsimulaties is bij continue monitoring van de Warme Golfstroom een detectie van verandering pas rond 2030 mogelijk (Drijfhout & Hazeleger, 2007, zie Figuur 4.3).

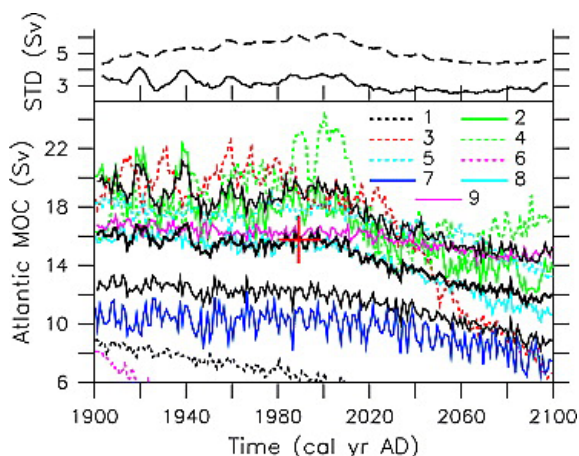


Figuur 4.3. Signaal-ruis-verhouding van langjarige verandering in de Warme Golfstroom sterkte (y-as). Bij een optimale observatiestrategie zoals sinds enkele jaren met het Rapid Array ("continuous monitoring from 2000 on") zal in 2030 een verandering gedetecteerd kunnen worden (95% betrouwbaarheid bij de horizontale lijn voor een signaal-ruisverhouding van 1,95). Als de Rapid Array niet verder gefinancierd wordt zal dat pas vanaf 2050 mogelijk zijn (naar Drijfhout & Hazeleger, 2007).

4.4. Mogelijke toekomstige veranderingen van de Warme Golfstroom?

Door de toename van de concentraties broeikasgassen in de atmosfeer warmt het klimaat op. De oceanen nemen een gedeelte van de warmte op. Ook smelten de ijskappen waardoor de oceanen kunnen verzoeten. Beide effecten kunnen leiden tot een afname van de waterdichtheid in de Labrador Zee en de GIN Zee. Klimaatmodellen laten zien dat vooral opwarming van het klimaat de dichtheid van het oppervlaktewater doet dalen (Gregory et al., 2005). Dit leidt tot een afzwakking van de Warme Golfstroom, doordat de convectie in de oceanen minder sterk wordt (Manabe et al., 1991).

In de huidige generatie klimaatmodellen, die voor het 4^e assessment rapport van het IPCC gebruikt zijn, neemt de Warme Golfstroom gemiddeld 25% af tot het eind van deze eeuw (Schmittner et al., 2005; Figuur 4.4). Er is een grote variatie tussen de modellen (gemiddeld -4 Sv (=10⁶ m³/s) afname +/- 3 Sv, ten opzichte van een huidige sterkte van 16 Sv). Geen van de modellen, die het klimaat voor de 20e eeuw redelijk simuleren, laat een volledige stilvallen van de Warme Golfstroom zien voor de komende eeuw. Echter, het is onduidelijk of de modellen gevoelig genoeg zijn voor variaties in opwarming en verzoeting (Van der Swaluw et al., submitted), met andere woorden, mogelijk onderschatten de modellen de gevolgen van de toename van broeikasgassen op de Warme Golfstroom.



Figuur 4.4. Verandering van de sterkte van de Warme Golfstroom (beter: de maximale Meridional Overturning Circulation = Atlantic MOC; y-as) in de Noord Atlantische Oceaan onder het SRES A1B scenario van IPCC in IPCC 4AR modellen. De zwarte lijn is het ensemble gemiddelde. Ook de standaard deviatie (STD) staat aangegeven: de onderbroken lijn geeft de STD van de modellen, de doorgetrokken lijn geeft een gewogen gemiddelde (Schmittner et al., 2005). Modellen 1 en 6 simuleren de huidige situatie niet goed.

4.5. Invloed stilvallen van de Warme Golfstroom: wereldwijd en in Nederland

Op basis van de simulaties voor het 4^e assessment rapport (4AR) van het IPCC wordt verwacht dat de Warme Golfstroom de komende eeuw zwakker zal worden. Deze afname, zoals die in Figuur 4.4 te zien is, is verdisconteerd in de KNMI'06 scenario's. De afname is te gering om de opwarming als gevolg van de toename van broeikasgassen op de lange termijn in West Europa te compenseren. In de rest van dit hoofdstuk zal ingegaan worden op de effecten van een volledig stilvallen van de Warme Golfstroom. De huidige klimaatmodellen geven dit scenario niet aan, maar zoals

eerder vermeld is onduidelijk of de klimaatmodellen de juiste gevoeligheid hebben. Als de huidige klimaatmodellen de invloed van de toename van de broeikasgassen op de Warme Golfstroom onderschatten, heeft dat niet zozeer invloed op de grootte van het effect van het stilvallen, maar wordt de kans groter dat zoiets kan gebeuren. Het is echter wel zeker dat de Warme Golfstroom niet zeer gevoelig is, omdat in de afgelopen 10.000 jaar de Warme Golfstroom niet volledig stilgevallen is.

De invloed van een sterke afname van de oceaancirculatie in de Atlantische Oceaan is substantieel, maar minder sterk dan veel populaire literatuur en media-uitingen doen geloven.

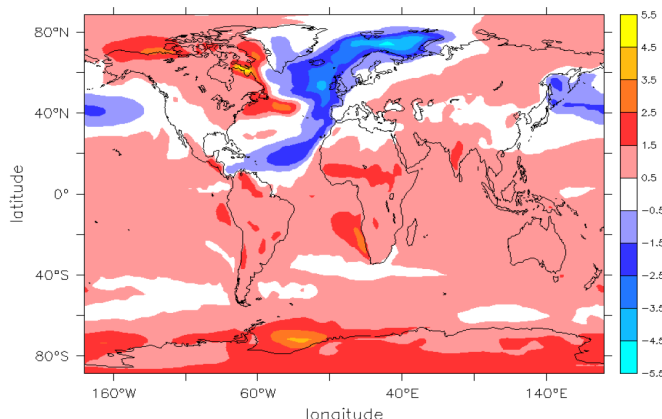
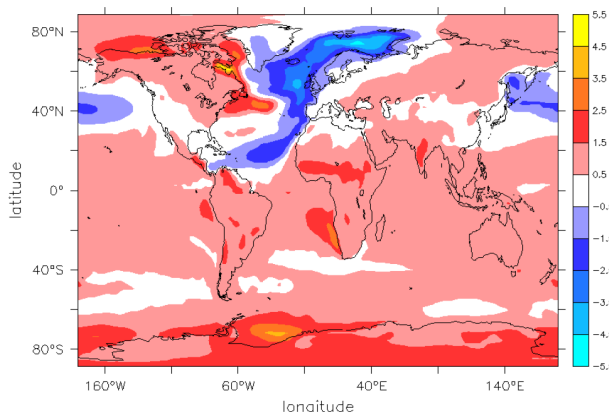
De milde West Europese winters worden voornamelijk bepaald door afgifte van warmte van oceaanwater dat in de zomer opgewarmd is. Door westenwinden op het noordelijk halfrond geeft dit een bijdrage aan de relatief milde winters op het continent. Dit effect is ook zonder Warme Golfstroom aanwezig. Een ander effect dat zorgt voor milde winters is puur atmosferisch en wordt bepaald door het golfachtige karakter van de atmosferische stromingen. Hierdoor is de overheersende windrichting in Nederland zuidwestelijk er wordt er relatief warme lucht vanaf de zuidwestkant van de Noord-Atlantische Oceaan richting Nederland getransporteerd. Een derde effect is de oceaancirculatie, voornamelijk de Warme Golfstroom. De Golfstroom zelf kan niet stilvallen (zie paragraaf 4.2), omdat die aangedreven wordt door de wind. De aftakking naar het noorden, die we in dit hoofdstuk aanduiden met Warme Golfstroom, kan wel sterk verzwakken. In de huidige klimaatmodellen kan kunstmatig deze Warme Golfstroom snel afgezwakt worden door veel zoetwater in de Noord Atlantische Oceaan te laten stromen. In dat geval neemt de temperatuur in de Noord Atlantische Oceaan sterk af. In Nederland is de afkoeling ongeveer 3 tot 5 °C (Vellinga & Wood, 1999). Dit komt overeen met resultaten uit het hieronder beschreven ESSENCE project.

In het ESSENCE project, uitgevoerd door het Centrum voor Klimaatonderzoek, is zo'n experiment gedaan met het ECHAM5/OM klimaatmodel dat ook voor het 4^e Assessment rapport van het IPCC is gebruikt. Het worst case scenario is dat de Warme Golfstroom nu al aan het stilvallen is, maar dat zullen we, zoals hiervoor aangegeven, door interne klimaatvariaties pas over zo'n 20 jaar kunnen detecteren. In een experiment is kunstmatig een grote zoetwaterpuls aangelegd in de Noord Atlantische Oceaan vanaf het jaar 2000 (Figuur 4.5). Dat geeft een sterke daling van de sterkte van de Warme Golfstroom. In het experiment duurt het ongeveer 50 jaar voordat de Warme Golfstroom is stilgevallen. In het model nemen ondertussen de concentraties broeikasgassen toe (volgens SRES A1b; wereldgemiddelde temperatuurstijging rond 2100 t.o.v. 1990 in dit klimaatmodel is ongeveer 3,5 °C). In deze simulatie neemt in Nederland in de eerste 20 jaar de temperatuur af en daarna langzaam weer toe (Figuur 4.6). Het netto effect in Nederland in dit experiment is dat in het jaar 2100 de koeling door het stilvallen van de Warme Golfstroom de opwarming door broeikasgassen compenseert. Op andere plaatsen op aarde is het effect zeer verschillend. De opwarming zet door, alleen in de Noord Atlantische Oceaan vindt lokaal afkoeling plaats (zie figuur 4.5). Hierdoor wordt mogelijk het afsmelten van Groenland iets vertraagd: het duurt dan rond de 100 jaar langer voordat Groenland geheel is afgesmolten.

Bij een geringe uitstoot van broeikasgassen en een geringe klimaatgevoeligheid, zou het netto resultaat van het stilvallen van de Warme Golfstroom ook een geringe daling van de

temperatuur in Nederland kunnen betekenen rond 2100. Echter, het gebruikte ECHAM klimaatmodel heeft een

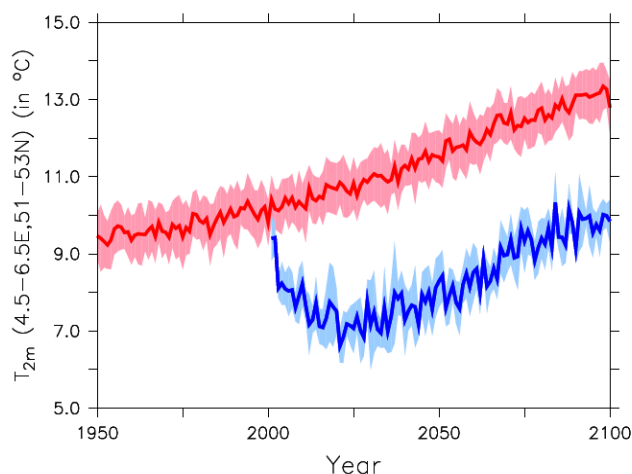
gemiddelde gevoeligheid voor toename van broeikasgassen en daardoor een gemiddelde temperatuurstijging.



Figuur 4.5. Links: Temperatuurverandering in 2050 ten opzichte van 2000-2010 als gevolg van de toename van broeikasgassen (SRES A1b) en het snel afzwakken van de Warme Golfstroom (tussen 2000 en 2050).

Rechts: idem, maar dan in 2100. Data uit het ESSENCE project.

In het ESSENCE project, uitgevoerd door het Centrum voor Klimaatonderzoek, is zo'n experiment gedaan met het ECHAM5/OM klimaatmodel dat ook voor het 4^e Assessment rapport van het IPCC is gebruikt. Het worst case scenario is dat de Warme Golfstroom nu al aan het stilvallen is, maar dat zullen we, zoals hiervoor aangegeven, door interne klimaatvariaties pas over zo'n 20 jaar kunnen detecteren. In een experiment is kunstmatig een grote zoetwaterpuls aangelegd in de Noord Atlantische Oceaan vanaf het jaar 2000 (Figuur 4.5). Dat geeft een sterke daling van de sterkte van de Warme Golfstroom. In het experiment duurt het ongeveer 50 jaar voordat de Warme Golfstroom is stilgevallen. In het model nemen ondertussen de concentraties broeikasgassen toe (volgens SRES A1b; wereldgemiddelde temperatuurstijging rond 2100 t.o.v. 1990 in dit klimaatmodel is ongeveer 3,5 °C). In deze simulatie neemt in Nederland in de eerste 20 jaar de temperatuur af en daarna langzaam weer toe (Figuur 4.6). Het netto effect in Nederland in dit experiment is dat in het jaar 2100 de koeling door het stilvallen van de Warme Golfstroom de opwarming door broeikasgassen compenseert. Op andere plaatsen op aarde is het effect zeer verschillend. De opwarming zet door, alleen in de Noord Atlantische Oceaan vindt lokaal afkoeling plaats (zie figuur 4.5). Hierdoor wordt mogelijk het afsmelten van Groenland iets vertraagd: het duurt dan rond de 100 jaar langer voordat Groenland geheel is afgesmolten.



Figuur 4.6. Temperatuur in Nederland (T_{2m}) in een ensemble van klimaatmodelberekeningen van 1950 tot 2100. De geobserveerde broeikasgas concentraties zijn gebruikt tot 2000, daarna is het SRESA1b scenario gevolgd (rood). De dikke rode lijn is het ensemble gemiddelde, de band geeft de spreiding aan door interne klimaatvariaties. De blauwe lijn geeft hetzelfde experiment aan, maar dan met een snel afzwakkende Warme Golfstroom vanaf het jaar 2000 (zie tekst). Initieel geeft dat een afkoeling en uiteindelijk wordt het versterkte broeikaseffect gecompenseerd. Op langere termijn zet de opwarming door.

Bij een geringe uitstoot van broeikasgassen en een geringe klimaatgevoeligheid, zou het netto resultaat van het stilvallen van de Warme Golfstroom ook een geringe daling van de temperatuur in Nederland kunnen betekenen rond 2100. Echter, het gebruikte ECHAM klimaatmodel heeft een gemiddelde gevoeligheid voor toename van broeikasgassen en daardoor een gemiddelde temperatuurstijging.

Een additioneel effect van afname van de Warme Golfstroom is de toename van de zeespiegelstijging in de omgeving van Nederland, maar het heeft geen invloed op de wereldgemiddelde zeespiegel. De zeespiegel stijgt door uitzetting van zeewater, door afsmelten van ijskappen en gletsjers en door verandering in oceaancirculatie. In de KNMI'06 scenario's is rekening gehouden met een geringe verandering in oceaancirculatie (ongeveer 25% afname van de Warme Golfstroom aan het eind van deze eeuw). Dit geeft een geringe bijdrage van iets minder dan 15 cm zeespiegelstijging in de Noord Atlantische regio voor het hoogste KNMI'06 scenario. Als de Warme Golfstroom volledig stilvalt, is de toename van het zeeniveau in de Noord Atlantische regio ruim 50 cm (Levermann et al., 2006).

Het stilvallen van de Warme Golfstroom in de 21^e eeuw wordt op basis van de huidige modelresultaten niet waarschijnlijk geacht. De kans hierop wordt wel groter geacht bij toenemende wereldwijde opwarming (IPCC, 2007).

4.6. Vooruitblik

Monitoring

Op basis van de huidige metingen kan niet waargenomen worden of de Warme Golfstroom sterk afneemt. Er zijn wel indicaties van verzoeting van de Noord Atlantische Oceaan, maar nog niet van afname van de Warme Golfstroom. De detectie van een langzame afname zoals in IPCC modellen zal pas op z'n vroegst rond 2030 plaats kunnen vinden, omdat dat de Warme Golfstroom zelf sterke interne variabiliteit kent. Continue monitoring is nodig, zoals met het US/UK RAPID array van boeien langs 26.5N wordt gedaan. Mogelijk zal de financiering hiervan stoppen. Op basis van modelschattingen zal de detectie van mogelijke verandering dan pas tientallen jaren later kunnen plaatsvinden. Een volledig stilvallen van de Warme Golfstroom zal wel sneller herkend worden door veranderingen in zeeniveau en van temperatuur.

Abrupte klimaatscenario's

KNMI'06 scenario's gaan uit van de generieke 4AR scenario's (IPCC, 2007). In geen van de IPCC modellen valt de Warme Golfstroom volledig stil. Omdat dat gevoeligheid van de Warme Golfstroom voor opwarming en verzoeting niet goed bekend is, is in het ESSENCE project kunstmatig de Warme Golfstroom afgezwakt vanaf het jaar 2000. De resultaten zijn hierboven kort beschreven. KNMI zal resultaten uit deze berekeningen gebruiken voor downscaling met het regionale model RACMO om in detail de invloed daarvan op West-Europa te onderzoeken.

Acknowledgement

Het ESSENCE project, geleid door Wilco Hazeleger (KNMI) en Henk Dijkstra (UU/IMAU) is uitgevoerd met steun van DEISA, HLRS, SARA en NCF (via NCF projecten NRG-2006.06, CAVE-06-023 en SG-06-267). Wij danken het DEISA consortium (gesponsord door de EU, FP6 508830/031513) voor steun in het DEISA Extreme Computing Initiative (www.deisa.org). De auteurs bedanken Andreas Sterl (KNMI), Camiel Severijns (KNMI), en HLRS en SARA staf voor technische ondersteuning.

5. Superstormen

H.W. van den Brink, KNMI, februari 2008

5.1. Introductie: extreme wind en kustverdediging

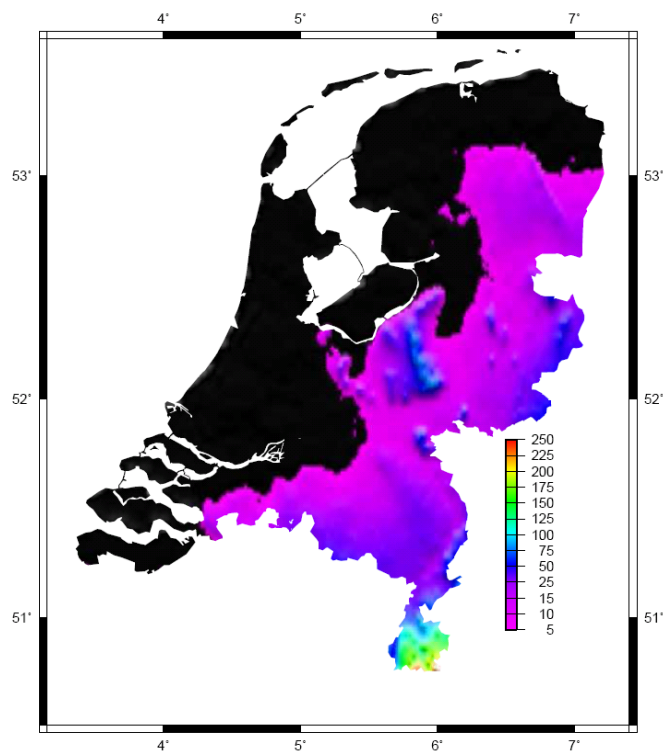
Ongeveer 40% van Nederland ligt beneden zeeniveau en miljoenen mensen wonen in dit gebied (figuur 5.1). Dit deel van Nederland wordt beschermd tegen overstromingen vanuit zee m.b.v. duinen en dijken. Het zeeniveau verschilt in de tijd en wordt voornamelijk bepaald door getijden en door wateropstuwing door wind. De benodigde hoogte van de zeedijken is vooral afhankelijk van het windklimaat, aangezien de wind zorgt voor golven en extra wateropstuwing bij stormen. De windsterkte maar ook de windrichting zijn bepalend voor de mate van opstuwing. De hoogste wateropstuwing wordt meestal behaald bij extreme wind vanuit het Noordwesten. Vanwege de grote maatschappelijke effecten van overstromingen zijn de normen voor zeedijken zeer streng: voor een groot deel van de zeedijken langs de Nederlandse kust is bij wet vastgelegd dat ze een extreme situatie die eens per 10.000 jaar voorkomt moet kunnen weerstaan. Om aan deze norm te kunnen voldoen is kennis nodig van het (statistische) gedrag van zulke extreme situaties, en daarom ook van zulke zeldzame stormen.

Getijden zijn deterministisch, maar dat geldt niet voor wateropzet door wind. Dit betekent dat wateropzet door storm op een statistische manier geanalyseerd moet worden,

en dat alleen uitspraken zijn te doen over herhalingstijden (dat wil zeggen, de gemiddelde tijd tussen twee situaties waarbij een bepaald niveau van wateropzet wordt overschreden). De beschikbare tijdreeksen met waarnemingen zijn echter vrij kort (ongeveer 100 jaar). Daarom gebruiken we klimaatmodellen om extra "synthetische waarnemingen" te genereren. De gegevens over wind worden vervolgens omgezet in gegevens over wateropzet (voor methode zie Van den Brink et al., 2004b).

De sterkte van de stormen die eens in de 10.000 jaar voorkomen wordt nu geschat op basis van extrapolatie van echte waarnemingen. Als de wind die eens in de 10.000 jaar voor komt, onderschat wordt, betekent dit dat de overstromingskans vanuit zee eveneens wordt onderschat.

In dit hoofdstuk wordt met name ingegaan op de vraag of er aanwijzingen zijn dat de condities die eens in de 10.000 jaar voorkomen in het huidige klimaat niet geschat kunnen worden op basis van extrapolatie van de waarnemingen. Als hier sprake van is, wordt er in dit hoofdstuk gesproken over superstormen. Ook wordt even ingegaan op de projecties voor de toekomst.



Figuur 5.1. Kaart van Nederland, met daarop in zwart aangegeven het deel dat kan overstromen bij een zeeniveau van 5 m boven NAP.

5.2. Extreme wind en wateropzet in het verleden

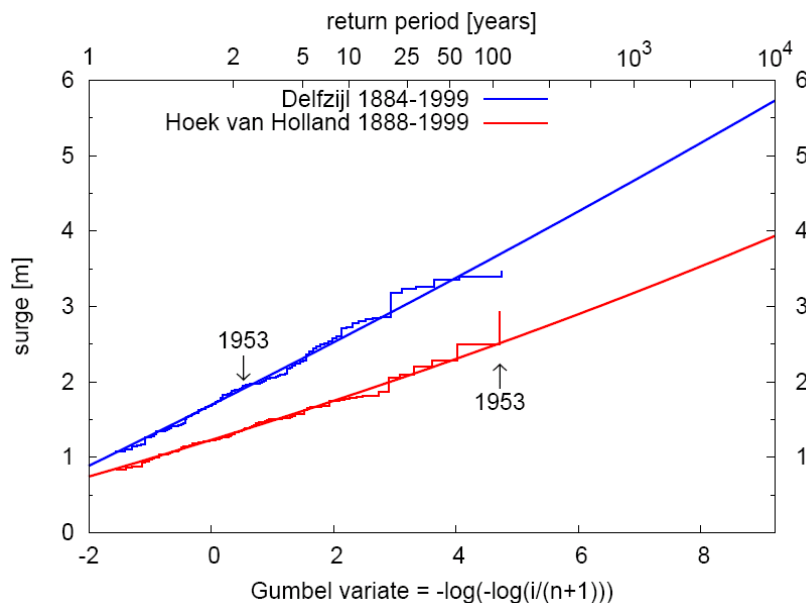
Ongeveer 100 jaar met waarnemingen over wateropzet door wind zijn beschikbaar. De jaarmaxima worden gebruikt bij analyses naar extremen. Er wordt verondersteld dat deze extremen de Generalized Extreme Value (GEV) verdeling volgen (Jenkinson, 1955). Als de vormparameter van deze functie 0 is, geeft dit een rechte lijn en wordt de verdeling een Gumbel-verdeling genoemd.

Een voorbeeld van zo'n Gumbel-plot wordt gegeven in figuur 5.2, waar de jaarmaxima voor wateropzet bij Hoek van Holland en Delfzijl worden gegeven. De figuur laat zien dat de waarnemingen goed beschreven kunnen worden met een rechte lijn, met ander woorden de extreme wateropzet kan goed beschreven worden met een Gumbel verdeling. Op basis van een extrapolatie van de waarnemingen, wordt de wateropzet die bij Hoek van Holland eens in de 10.000 jaar voorkomt dan geschat op ongeveer 4 m, en bij Delfzijl op ruim 5,5 m.

In de huidige benadering wordt de wateropzet die eens in de 10.000 jaar voorkomt, geschat op basis van een extrapolatie van 100 jaar met waarnemingen (Van den Brink, 2005), zoals hierboven beschreven. Deze benadering gaat er vanuit dat de extremen die eens in de 10.000 jaar voorkomen, worden veroorzaakt door dezelfde typen processen als de minder extreme situaties. De cruciale vraag is of de extreme stormen die deze extreme wateropzet veroorzaken langs de

Nederlandse kust beschreven kunnen worden als "opgeschaalde" versies van de waargenomen en minder extreme wateropzetten, of dat deze zeer zeldzame situaties zo verschillen van de waargenomen stormen dat de sterkte en herhalingstijd niet afgeleid kunnen worden uit de waarnemingen. Recent zijn er enkele studies verschenen (Van den Brink et al. 2004a; Van den Brink 2005) die mogelijk aanwijzingen bevatten voor het bestaan van het tweede type stormen in specifieke gebieden (bijv. boven de Noord-Atlantische Oceaan).

Zulke extreme stormen, waarvan de sterkte en herhalingstijd niet kunnen worden afgeleid op basis van een extrapolatie van waargenomen minder extreme stormen, worden in dit hoofdstuk superstormen genoemd. In de praktijk worden er ook andere definities van superstormen gebruikt. Zo worden de stormen die eens in de 10.000 jaar kunnen voorkomen, afgeleid op basis van een extrapolatie van de waarnemingen ook wel superstormen genoemd. Ook extreme stormen met herhalingstijden van veel minder dan eens in de 10.000 jaar worden in de media wel eens superstormen genoemd. De definitie die hier wordt gebruikt verwijst niet naar de absolute sterkte van bepaalde stormen, maar naar het feit dat ze sterker zijn dan op basis van extrapolatie van waargenomen (en minder sterke) stormen wordt verwacht.



Figuur 5.2. Gumbel-plot voor de jaarlijkse maximale wateropzet ("surge") door wind bij Hoek van Holland en Delfzijl. De bovenste horizontale as geeft de bijbehorende herhalingstijden ("return period") in jaren.

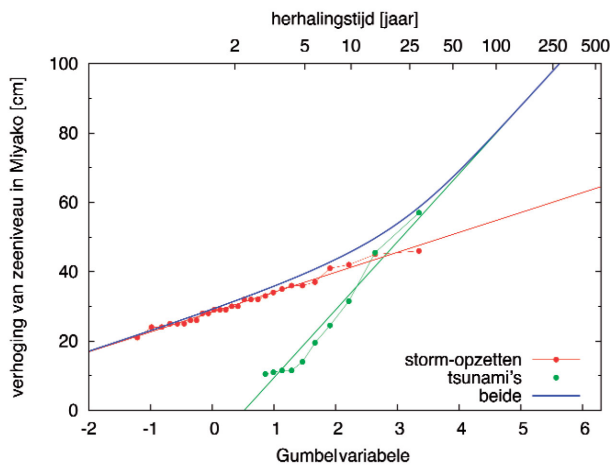
5.3. Detectie van superstormen

Jaarlijkse maxima voor wind en wateropzet kunnen alleen beschreven worden met een GEV-verdeling als alle maxima veroorzaakt worden door hetzelfde type meteorologische processen. Een duidelijk voorbeeld van verschillende processen die voor hoge wateropzet kunnen zorgen betreffen de oceaankusten, waar de jaarmaxima voor wateropzet meestal veroorzaakt worden door wind, maar ook af en toe door tsunami's. In figuur 5.3 is te zien dat op basis van de waarnemingen van tsunami's men tot veel hogere schattingen komt dan op basis van de waarnemingen aan stormen. Andere voorbeelden van dergelijke "dubbele populaties", waarbij verschillende processen kunnen zorgen voor jaarmaxima, zijn harde wind door tropische cyclonen of door tropische depressies (in jaren dat er geen zware tropische cyclonen optreden), en hoge rivierafvoeren door het smelten van sneeuw of door hevige regenval.

Er is niet voldoende informatie beschikbaar om op een directe manier te bepalen of de jaarmaxima in wind en wateropzet langs de Nederlandse kust worden veroorzaakt door verschillende processen. Met andere woorden, we kunnen de waarnemingen niet splitsen op basis van onderliggende mechanismen die extreme wind veroorzaken. Daarom wordt in dit hoofdstuk een omgekeerde benadering gebruikt: als de jaarmaxima voor wind niet beschreven kunnen worden met één enkele GEV-verdeling (zoals in figuur 5.3), dan wordt er verondersteld dat er nog een ander weinig voorkomend mechanisme is dat extreme wind kan veroorzaken.

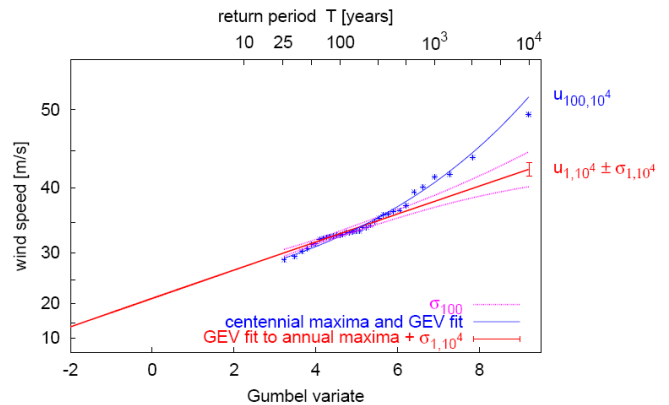
Om te achterhalen of er mogelijk superstormen voorkomen in een bepaald gebied wordt de volgende analyse uitgevoerd: de eens in de 10.000 jaar wind wordt geschat op basis van een extrapolatie van jaarmaxima voor wind ($u_{1,10^4}$) en op basis van eeuw-maxima voor wind ($u_{100,10^4}$), en deze worden onderling vergeleken met behulp van de volgende formule, SN of wel de signaal-ruisverhouding:

$$SN \equiv \frac{u_{100,10^4} - u_{1,10^4}}{\sqrt{\sigma_{100,10^4}^2 + \sigma_{1,10^4}^2}} > 2$$



Figuur 5.3. Gumbelplot van de jaarmaxima van verhoging van de zeespiegel in Miyako aan de oostkust van Noord-Japan. De waarnemingen lopen van 1978 tot 2005. Onderscheid is gemaakt tussen verhoging door stormen (rode lijn) en door tsunami's (groene lijn). De lijnen snijden elkaar bij een herhalingsstijd van 16 jaar; daar voorbij domineren de tsunami's de verhogingen. De blauwe lijn is de geleidelijke overgang van de ene in de andere verdeling van de jaarmaxima (Bron: Können & Van den Brink, 2008).

Als het verschil tussen deze twee schattingen groter is dan twee maal de onzekerheid ($\sigma_{1,10^4}$ en $\sigma_{100,10^4}$) in deze schattingen, dan wordt er verondersteld dat er meerdere mechanismen optreden die tot extreme wind leiden. De achterliggende gedachte is dat de jaarextremen worden gedomineerd door het ene mechanisme, en dat de eeuw-extremen worden gedomineerd door het tweede mechanisme. Als mechanisme twee sterkere wind geeft zal de signaal-ruisverhouding SN hoog zijn. Voor het maken van zo'n analyse hebben we niet genoeg aan alleen de waarnemingen. Daarom wordt gebruik gemaakt van extra "synthetische waarnemingen" (verderop in de tekst toegelicht). De bovenstaande formule wordt gevisualiseerd in figuur 5.4.

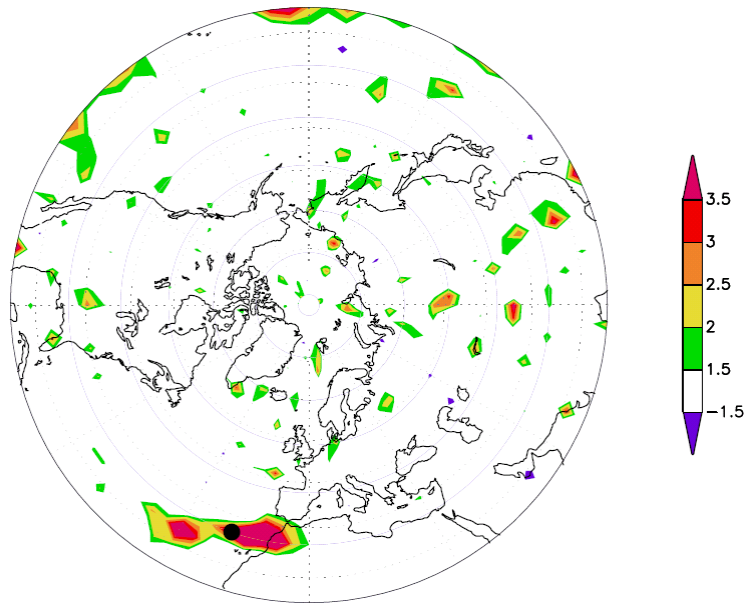


Figuur 5.4. Visualisatie van het criterium SN om te detecteren of er meerdere processen spelen bij het ontstaan van extreme wind (y-as: "wind speed" = windsterkte; x-as: "return period (years)" = herhalingsstijd (jaren)). $u_{1,10^4}$ is de schatting van de eens in de 10.000-jaar wind als alle jaarmaxima worden gebruikt voor het bepalen van de GEV-verdeling (rode lijn). Hierdoor krijgen de meest extreme waarden minder gewicht. $u_{100,10^4}$ is de schatting van de eens in de 10.000-jaar wind als alleen eeuwmaxima worden gebruikt voor het bepalen van de GEV-verdeling (blauwe lijn). Hierbij krijgen de meest extreme waarden meer gewicht. Bij de vergelijking van beide schatting van de eens in de 10.000 jaar wind, wordt rekening gehouden met de onzekerheden in deze schattingen ($\sigma_{1,10^4}$ en $\sigma_{100,10^4}$; roze lijnen).

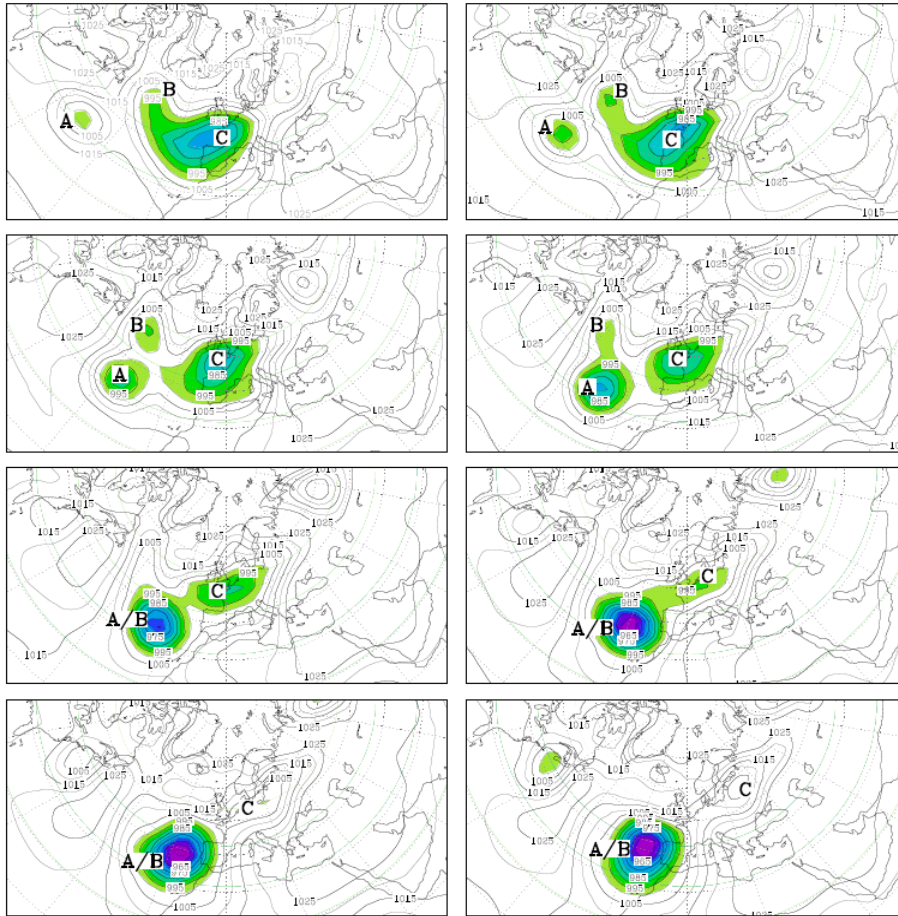
Statistische detectie van superstormen met het hierboven genoemde criterium SN is alleen mogelijk als men ten minste 1000 jaar met gegevens heeft. Er zijn maar enkele studies waarin een dergelijk groot aantal jaren met gegevens beschikbaar is. In het Challenge project (<http://www.knmi.nl/onderzk/CKO/Challenge/>) is er een ensemble van 62 simulaties voor de periode 1940-2080 gecreëerd, met in totaal 8618 jaar met data (voor de toekomst is het A1b emissiescenario gebruikt). Deze data set is gebruikt om het criterium SN (zie formule) voor het Noordelijk Halfrond te bepalen. Figuur 5.5 laat op sommige plaatsen een hoge waarde voor SN zien. Nadere bestudering van het gebied ten zuidwesten van Spanje (aangegeven met de zwarte stip in figuur 5.5), laat zien dat de meest extreme situaties daar gekarakteriseerd worden door

drie condities: 1. het samensmelten van twee stormen tot één depressie; 2. extreme neerslag, en 3. een intense jet stream. Het proces van samensmelten van twee stormen wordt getoond in figuur 5.6.

Het gebied met de hoge SN-waarden in het Challenge model, zoals hier getoond, is vergelijkbaar met dat van ECBilt-Clio en ESSENCE (<http://www.knmi.nl/publications/showAbstract.php?id=4045>). In beide projecten is een groot aantal simulaties uitgevoerd met hetzelfde model. In het ESSENCE-project is dat gebeurd met het ECHAM5 model. Dit model simuleert de luchtstroming boven Noordwest Europa goed, en is ook gebruikt voor de KNMI'06 scenario's.



Figuur 5.5. Signaal-ruis verhouding (SN) voor extreme wind in Challenge project. Waarden groter dan twee wijzen op het bestaan van superstormen. Het grootste gebied met een hoge signaal-ruis verhouding ligt ten zuidwesten van Spanje en is gemarkeerd met een zwarte stip.



Figuur 5.6. Ontwikkeling van drukpatronen op zeeniveau van een storm die leidt tot extreme windsnelheden in de Challenge dataset (februari 2021/nummer 24) op positie 19°W, 31°N. De tijdsstap tussen de opeenvolgende beelden is 9 uur. Een druk van 1000 hPa of lager is aangegeven in kleur.

Voor de Nederlandse kustverdediging is het relevant om te weten of er boven de Noordzee en Nederland superstormen kunnen optreden. De resultaten van de analyses van het Challenge project en het ESSENCE-project geven hiervoor geen aanwijzingen voor het huidige en toekomstige klimaat.

5.4. Extreme wind en wateropzet in de toekomst

In de KNMI'06 scenario's is niets opgenomen over extreme wind met lange herhalingsstijden. Er wordt alleen aangegeven hoe de jaarlijkse maximale daggemiddelde wind kan veranderen. De beschikbare modelgegevens (meestal 30 jaar voor het verleden en 30 jaar voor de toekomst) zijn te beperkt om iets te kunnen zeggen over zeer lange herhalingsstijden. Klimaatmodellen zijn niet consistent met betrekking tot het effect van het versterkte broeikaseffect op de extreme wind in de omgeving van Nederland. Sommige modellen laten beperkte veranderingen zien, andere niet. De uitkomsten van de geanalyseerde mondiale klimaatmodellen (GCM's) voor de KNMI'06 scenario's laten geen grote veranderingen zien in extreme wind voor het gebied rond Nederland (Van den Hurk et al., 2006, figuren 6.5 en 6.6). In de KNMI'06 scenario's is het grootste deel van de range in deze GCM's meegenomen (10% en 90% kwantiel, de laagste en hoogste 10% zijn weggelaten). Deze veranderingen zijn klein als ze worden vergeleken met de jaar-op-jaar variatie in het huidige klimaat (ongeveer +/- 10%).

In het kader van het opstellen van de KNMI'06 klimaatscenario's is ook gekeken wat de mogelijke verandering in wind zou kunnen betekenen voor de wateropzet langs de Nederlandse kust (Van den Hurk et al., 2006, figuur 6.10). Behalve veranderingen in windsnelheden is voor de wateropzet ook de windrichting van belang. Extreme wind vanuit het Noordwesten zorgt voor de meeste wateropzet. Het water kan dan over een lange afstand over de Noordzee opgestuwd worden (bijvoorbeeld tijdens de storm van 9 november 2007, waarbij alle waterkeringen dicht moesten. Deze storm was niet extreem hard, maar omdat deze vanuit het noordwesten kwam had deze storm wel veel wateropzet tot gevolg). Analyses van de GCM's die gebruikt zijn voor de KNMI'06 scenario's (en die de huidige luchtstromingspatronen het beste weergeven) laten geen verandering van de extreme windsnelheden uit het noordwesten zien (Van den Hurk et al., 2006, figuur 6.8).

De verandering in de wateropzet die eens in de 50 jaar voorkomt als gevolg van veranderingen in extreme wind in deze GCM's verandert gemiddeld niet (bij een wereldgemiddelde temperatuurstijging van 2°C). Voorlopige analyses van de resultaten uit het ESSENCE-project laten voor het eind van deze eeuw nauwelijks veranderingen zien in extreme wind en gemiddeld geen veranderingen in extreme wateropzet. De jaar-op-jaar variatie in maximale wind en

wateropzet in het huidige klimaat is groot vergeleken met de mogelijke gevolgen van klimaatverandering op extreme wind en wateropzet.

5.5. Discussie en consequenties voor Nederland

Sommige klimaatmodellen laten gebieden zien waar de meest extreme windsnelheden, met herhalingscycli van 100 jaar of langer, hoger zijn dan op basis van extrapolatie van minder extreme stormen wordt verwacht (alle geanalyseerde modellen laten dit zien voor bepaalde gebieden in de Noord-Atlantische oceaan). Ten zuidwesten van Spanje worden deze superstormen gekarakteriseerd door het samensmelten van twee depressies tot een zeer extreme depressie. De oorzaak van de extreme windsnelheden in superstormen wordt echter nog niet goed begrepen. Dit is onderwerp van verder onderzoek op het KNMI. Als bekend is wat het mechanisme (of de mechanismen) achter superstormen kan zijn, dan kunnen de waarnemingen gescheiden worden op de verschillende mechanismen die leiden tot extreme windsnelheden.

Met behulp van analyses van waarnemingen en modelsimulaties hebben we in dit hoofdstuk laten zien dat er op dit moment geen aanwijzingen zijn dat er in het gebied rond Nederland superstormen kunnen voorkomen, ofwel dat de meest extreme stormen worden veroorzaakt door andere processen dan die de minder extreme stormen veroorzaken. De gebruikte modellen laten zien dat het gebied waar nu superstormen voorkomen vrij zuidelijk ligt. Als deze zuidelijke positie inherent is aan het achterliggende mechanisme, dan verwachten we in de toekomst geen superstormen op onze breedtegraad.

6. Extreme zomerneerslag in Nederland

G. Lenderink en E. van Meijgaard, KNMI, februari 2008

6.1. Introductie: augustus 2006

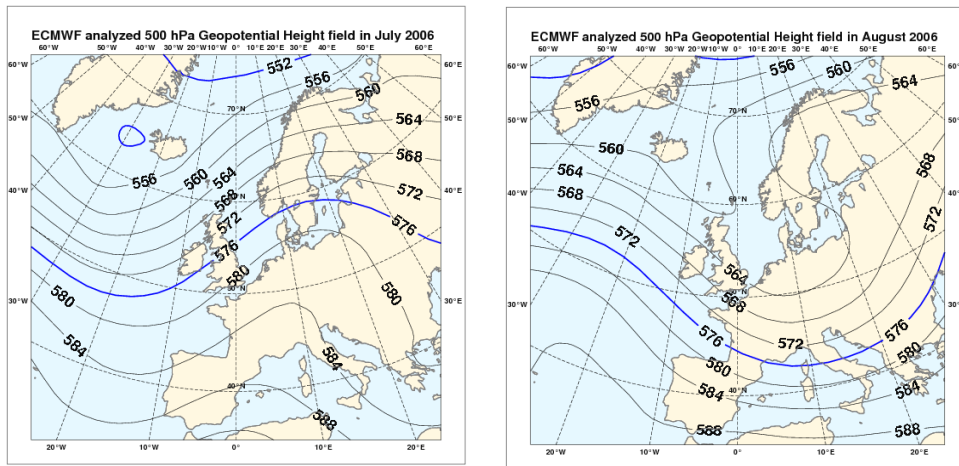
Augustus 2006 werd gekarakteriseerd door extreme neerslaghoeveelheden in Nederland. Langs de kust en rond het IJsselmeer was de gemiddelde neerslag 210 mm (figuur 6.3), met op sommige locaties maxima van rond de 300 mm. Meer landinwaarts was de gemiddelde neerslag 150-180 mm. Het klimatologisch gemiddelde (1971-2000) voor augustus is 62 mm in de kustgebieden en 60 mm landinwaarts. Gemiddeld over Nederland viel er 150-200 mm. Dit is ongeveer 300% meer dan het klimatologisch gemiddelde voor augustus (KNMI, 2002). Naast deze hoge maandsommen, waren er ook een aantal dagen met uitzonderlijk hoge neerslag. Het aantal dagen met zware regen waarbij op tenminste één KNMI-station ≥ 50 mm werd afgetapt, bedroeg in augustus 2006 11 tegen een langjarig gemiddelde van twee. Sinds 1951 is dit aantal dagen nog niet zo hoog geweest.

Naar aanleiding van de extreme neerslag in augustus 2006 is vaak de vraag gesteld of de neerslag in deze maand nu een voorproefje was van wat we in de toekomst kunnen verwachten als gevolg van het versterkte broeikas effect. De KNMI'06 scenario's laten geen sterke toename zien van de neerslag in de zomer, en twee scenario's laten zelfs een duidelijke afname zien. Dat betekent dat in de toekomst zo'n grote hoeveelheid neerslag als in augustus 2006 ook nog steeds uitzonderlijk zal zijn. Alle KNMI'06 scenario's laten wel een toename van de hevigheid van extreme buien zien. Met andere woorden de hevigheid van de neerslag, zoals we

die in augustus 2006 hebben gezien, zal in de toekomst minder uitzonderlijk worden (maar ook niet meteen heel gewoon!).

De belangrijkste oorzaak van deze extreme neerslag was de luchtstroming (zie figuur 6.1). Een uitzonderlijk sterke noordwestelijke stroming zorgde voor een instabiele atmosfeer en voor een hoge buienactiviteit. Augustus 2006 werd voorafgegaan door een record warme juli-maand, die leidde tot hoge zeevatertemperaturen (SST) in de Noordzee, vooral in de kustzone en aan het eind van de maand juli. Deze hoge zeevatertemperaturen kunnen ook aan de hoge neerslaghoeveelheden hebben bijgedragen door het destabiliseren van de atmosfeer en door het bevorderen van de verdamping vanaf het zeeoppervlak.

In dit hoofdstuk wordt onderzocht of het klopt dat de hoge zeevatertemperaturen duidelijk bij hebben gedragen aan de extreme neerslaghoeveelheden, en hoever landinwaarts het effect van deze hoge zeevatertemperaturen doorwerkt. In de KNMI'06 scenario's is binnen Nederland geen regionale differentiatie aangebracht met betrekking tot klimaatverandering. Er wordt dus vanuit gegaan dat overal in Nederland de klimaatverandering (procentueel of absoluut) hetzelfde is. Mocht het zo zijn dat als gevolg van klimaatverandering de extreme neerslag in een deel van Nederland sterker toeneemt dan in de KNMI'06 scenario's, dan zal dit leiden tot een grotere kans op extreme wateroverlast in dit deel (onder andere ondergelopen straten omdat rioleringen het niet aankunnen).



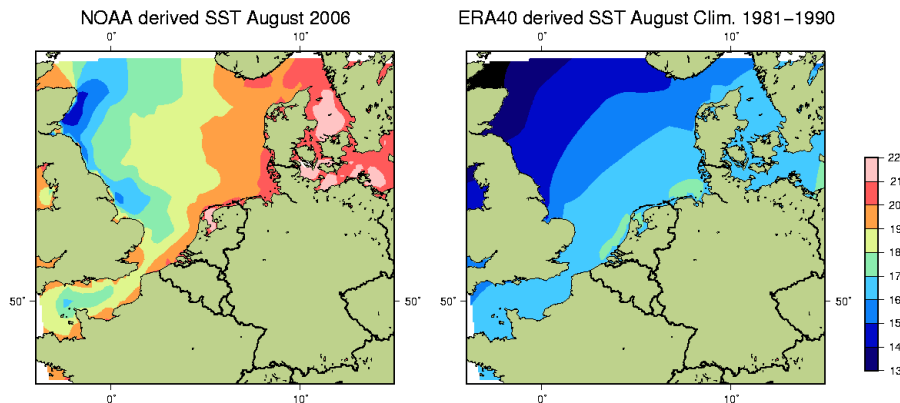
Figuur 6.1. Luchtstromingspatronen gedurende de maand juli (links) en augustus 2006 (rechts). Getoond wordt de 500 hPa hoogte, die de luchtstroming op een hoogte van 5 km representeert. Wind stroomt langs de isolijnen van het westen naar het oosten. De blauwe lijn (576) geeft grofweg de grens tussen koude (en onstabiele) lucht ten noorden en warme lucht ten zuiden.

6.2. Analyse van de neerslag in augustus 2006

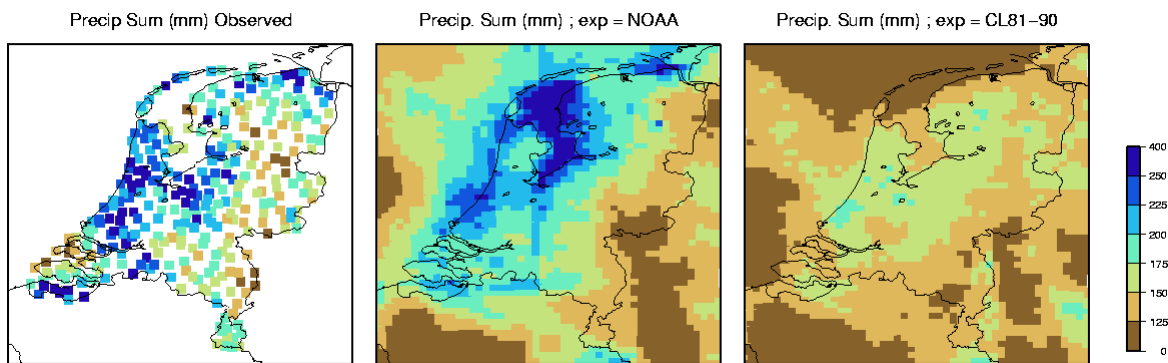
Om de invloed van de zeevatertemperatuur (SST=sea surface temperature) in de Noordzee op de neerslag in augustus 2006 te analyseren is een aantal simulaties uitgevoerd met RACMO2, het regionale klimaatmodel van het KNMI (Lenderink et al., 2003). Voor deze experimenten is een gebied van ongeveer 1000 x 1000 km² gesimuleerd met een horizontale resolutie van 6x6 km². Het model is aan de randen aangedreven met de waargenomen luchtstroming gedurende augustus 2006, en in het binnengebied heeft het model zelf de neerslag gesimuleerd.

Tijdens de simulaties met RACMO2 zijn verschillende zeevatertemperaturen gebruikt. In de referentierun (NOAA) werden de waargenomen zeevatertemperaturen gebaseerd op NOAA satellietmetingen gedurende augustus 2006 gebruikt (figuur 6.2a). Daarnaast zijn vier simulaties met lagere temperaturen gebruikt, waarbij telkens de gemiddelde zeevatertemperatuur in augustus in een 10-jarige periode is gebruikt (aangegeven met CLj-j, waarbij j-j telkens de 10-

jarige periode aangeeft). Deze 10-jarige gemiddelden zijn gebaseerd op de ERA40 re-analyse (www.ecmwf.int/research/era/) en hebben geen sterke temperatuurgradiënten bij de kust, zoals waargenomen in augustus 2006 (ERA40 data worden gezien als het beste alternatief in geval er geen echte waarnemingen aanwezig zijn). Een deel van deze gradiënt kan veroorzaakt zijn door de warme maand juli, maar vanwege het gebrek aan een voldoende lange dataset met waarnemingen van zeevatertemperaturen op de schaal die hier nodig is, kan dit niet met zekerheid worden vastgesteld. Omdat we niet zeker weten of er in jaren met lagere temperaturen ook een dergelijke scherpe gradiënt in de zeevatertemperaturen vlak voor de kust voorkomen, is er een extra simulatie (NOAAM2) uitgevoerd waarbij de waargenomen temperaturen met de NOAA satelliet, met de scherpe temperatuur gradiënt, met 2 oC zijn verlaagd (de zeevatertemperatuur was in augustus 2006 ongeveer 2 tot 3 °C hoger dan in de periode 1961-2000).



Figuur 6.2. Waargenomen zeevatertemperaturen, afgeleid van NOAA satellietmetingen voor augustus 2006 (links), en gemiddelde zeevatertemperaturen voor augustus voor de periode 1981-1990 gebaseerd op ERA40 (rechts). De temperatuurgradiënt voor de Nederlandse kust is in de linker figuur sterker.



Figuur 6.3. Waargenomen neerslaghoeveelheden (in mm) in augustus 2006 (links), en gemodelleerde neerslaghoeveelheden in het experiment met waargenomen zeevatertemperaturen (NOAA, midden), en met lage zeevatertemperaturen (CL81-90; rechts).

Figuur 6.3 laat de gesimuleerde neerslaghoeveelheden zien in de experimenten NOAA en CL81-90. In het experiment met de waargenomen zeevatertemperaturen (NOAA) reproduceert het klimaatmodel de hoge neerslaghoeveelheden langs de kust en de lagere hoeveelheden landinwaarts. Ondanks deze

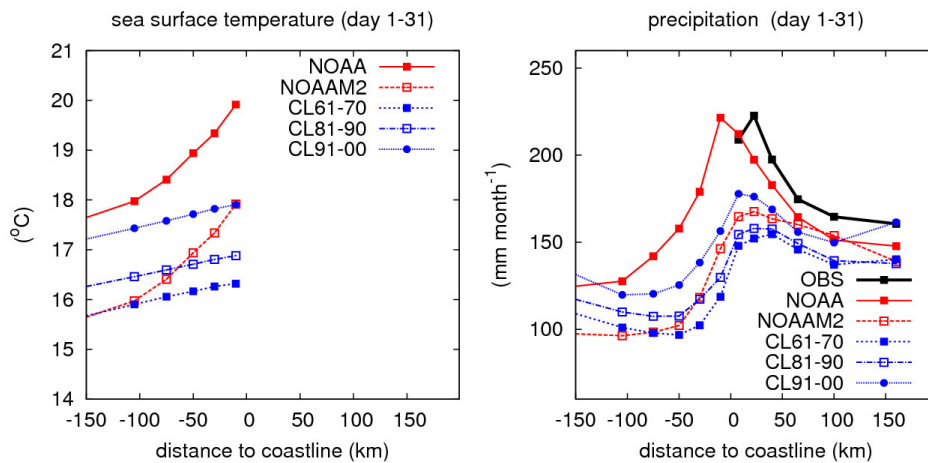
overeenkomsten, komen de gesimuleerde maxima niet altijd overeen met de waarnemingen (op KNMI-meetstations). Vooral boven het IJsselmeer geeft het model irrealistisch hoge neerslaghoeveelheden. Analyse van radarwaarnemingen geeft ook geen aanwijzingen dat er boven het IJsselmeer dergelijke

grote hoeveelheden neerslag in augustus 2006 zijn gevallen. De simulatie met de gemiddelde (en lagere) zeevatertemperaturen in de periode 1981-1990 (CL81-90) laat geen of nauwelijks intensivering van de neerslag in de kustgebieden zien. De neerslaghoeveelheden meer landinwaarts zijn wel vergelijkbaar met de hoeveelheden uit de simulatie met de waargenomen zeevatertemperaturen. De resultaten van de andere simulaties zijn vergelijkbaar met die van experiment CL81-90 met (zeer) lichte intensivering van de neerslag in de kustgebieden.

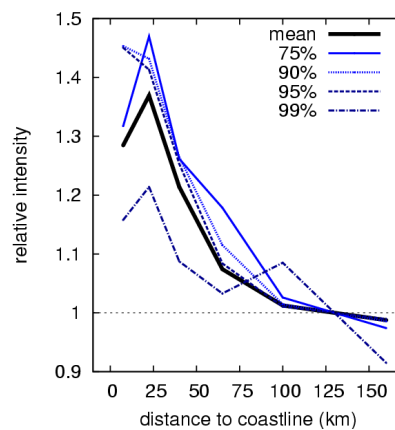
Vervolgens is de neerslag als functie van de afstand tot de kust geanalyseerd. Voor dit doel is Nederland opgedeeld in verschillende regio's gebaseerd op de afstand tot de kustlijn, waarbij de rand van het IJsselmeer ook als kustlijn is aangemerkt. In figuur 6.4 zijn de gemiddelde zeevatertemperaturen en de neerslaghoeveelheden per regio geplot. Er is een significante trend in de zeevatertemperaturen: in de periode 1991-2000 is de temperatuur ongeveer 1,5 °C hoger dan in de periode 1961-1970.

De neerslaghoeveelheden boven land in de NOAA simulatie volgen de waargenomen neerslag vrij goed, maar de piekneerslag ligt ongeveer 20 km meer naar de kust en de neerslag is wat lager dan in de waarnemingen. Alle andere gevoeligheidsexperimenten laten in de kustzone een 30-70 mm lagere neerslag op maandbasis zien. Meer landinwaarts zijn de verschillen tussen deze simulaties en die met de waargenomen zeevatertemperaturen (NOAA) 20 mm of minder op maandbasis. Een verdere analyse van de data laat zien dat het grootste deel van de verschillen met de NOAA simulatie worden veroorzaakt in het begin van augustus 2006. In het begin van deze maand waren de zeevatertemperaturen erg hoog langs de kust, maar in de loop van de maand koelde het zeewater snel af.

Hieruit kan geconcludeerd worden dat (gemiddeld) 160 mm van de gemiddelde neerslag van 210 mm in de kuststrook verklaard kan worden met de specifieke luchtstroming in die maand. De overige 50 mm lijken veroorzaakt door de hoge temperaturen in de Noordzee als gevolg van de voorafgaande warme maand juli.



Figuur 6.4. Zeevatertemperaturen ("sea surface temperature", in °C, links) en neerslag per maand ("precipitation", in mm, rechts) als een functie van de afstand van de kustlijn ("distance to coastline"; zwarte lijn: waargenomen neerslag gebaseerd op waarnemingen van 324 KNMI stations).



Figuur 6.5. Waargenomen gemiddelde ("mean") en extreme (75%-99% percentielen) neerslaghoeveelheden in augustus 2006 als een functie van de afstand tot de kust (distance to coastline). Getoond worden de relatieve verschillen ("relative intensity"; fractie) met de neerslag landinwaarts (landinwaarts is hier gedefinieerd als het gemiddelde voor de zone tussen 100 en 160 km uit de kust). De extremen zijn gebaseerd op de gezamenlijke stationsdata per zone.

In figuur 6.5 is de waargenomen neerslag in het kustgebied vergeleken met de neerslag landinwaarts voor zowel de gemiddelde als extreme neerslag in augustus 2006. De extreme neerslagen zijn berekend door de data van alle stations binnen één regio samen te voegen (de extremen vertegenwoordigen dus de extremen op stationsniveau). Afgezien van de meest extreme neerslag (99-percentiel), zijn de neerslagextremen in de kustzone ongeveer 30-40% hoger dan landinwaarts. Voor de meest extreme neerslag is dit verschil kleiner, tussen de 10 en 20%. Deels komt dit door statistische onzekerheid: met gemiddeld 30-50 stations per zone, zijn er voor het 99-percentiel slechts 9-15 gebeurtenissen. Deels kan dit verschil ook verklaard worden door de langere levensduur van de sterkste en grootste buiencomplexen, waardoor deze verder landinwaarts komen. Samengevat kan gesteld worden dat de intensivering van de neerslag langs de kust zowel te zien is in de gemiddelde neerslag als in de extremen.

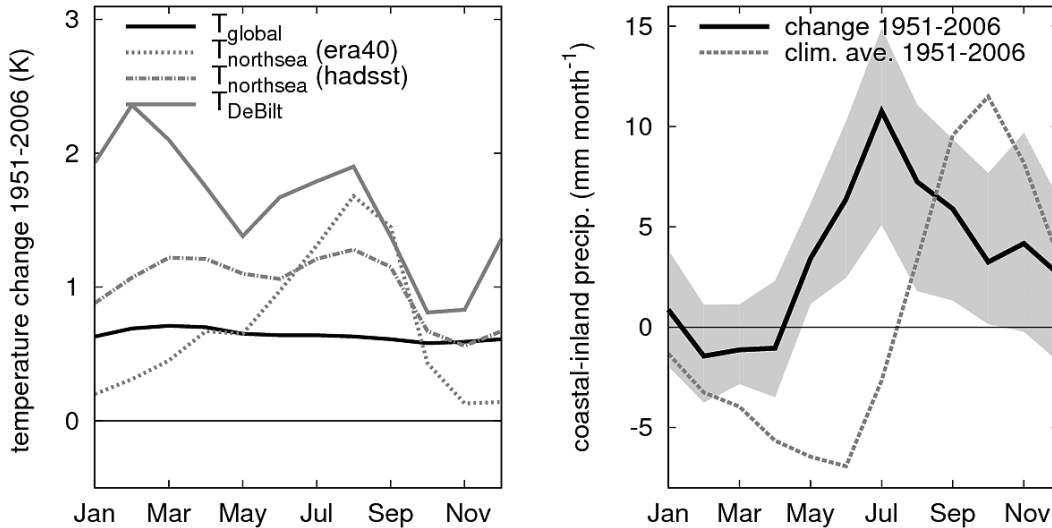
6.3. Waargenomen trends in neerslag en zeewatertemperaturen

Figuur 6.6 laat de trend in zeewatertemperaturen vanaf 1951 tot en met 2006 zien voor het zuidelijke deel van de Noordzee, gebaseerd op ERA-40 data (alleen data voor 1957-2006 beschikbaar) en op basis van de HadSST2 dataset (Rayner et al., 2006, gemiddelde voor de punten op 2.5 E, 52.5 N en 2.5E, 57.5N). De HadSST2 dataset heeft een grove resolutie, maar het voordeel van deze dataset is dat er beter is gecorrigeerd voor schijnbare trends als gevolg van veranderingen in meetcondities in de tijd. Tegelijkertijd met

de trends in zeewatertemperaturen worden ook de veranderingen in mondiale atmosferetemperaturen en in De Bilt getoond.

In beide datasets is de stijging van de Noordzeewatertemperatuur in de (na)zomer over de periode 1951-2000 1,2-1,5 °C. Dat is een factor 2 of meer dan de wereldgemiddelde temperatuurstijging. In de winter geeft de HadSST2 dataset aan dat de zeewatertemperaturen ook sneller stijgen dan de wereldgemiddelde temperatuur, maar de ERA40 dataset geeft het omgekeerde aan. Aangezien we vooral in zomerneerslag geïnteresseerd zijn, is deze discrepantie niet verder onderzocht.

In de RACMO simulaties hierboven is aangetoond dat er een relatie bestaat tussen de neerslag en de zeewatertemperatuur. Daarom lijkt het waarschijnlijk dat de stijging van de zeewatertemperatuur invloed heeft op de neerslag. Figuur 6.6 laat het verschil in neerslag zien tussen de kuststrook (minder dan 50 km van de kust) en het binnenland en de verandering daarin. Het klimatologisch gemiddelde over de periode 1951-2006 laat een jaarlijkse cyclus zien met in de kuststrook relatief droge condities gedurende de lente en relatief natte condities gedurende de herfst. De kustzone is relatief natter geworden ten opzichte van het binnenland in de periode 1951 tot 2006. Ook de jaarlijkse cyclus is veranderd in die periode: nu is het in de kustregio's eerder in de zomer relatief natter. Het gaat in de zomermaanden om een verandering van 5-10 mm per maand tussen begin '50 jaren en nu. Met een klimatologisch gemiddelde neerslag van 60 mm per maand zijn deze veranderingen substantieel.



Figuur 6.6. Links: Veranderingen in temperatuur in de periode 1951-2006 (“temperature change”). Getoond wordt de verandering in de mondiaal gemiddelde atmosferische temperatuur (T_{global}), de temperatuur in De Bilt, de temperatuur van het zeewateroppervlak in de Noordzee op basis van ERA40 ($T_{northsea}$ (era40)) en op basis van HadSST ($T_{northsea}$ (hadsst)).

Rechts: Verschil in neerslag tussen de kust en landinwaarts (“coastal-inland precip”) als een functie van de maand. Getoond wordt de klimatologie voor de periode 1951-2006 (onderbroken lijn, “clim.ave.”) en de verandering gedurende deze periode (verandering in mm per maand per 55 jaar, “change”) (dikke lijn, de grijze band geeft de 10-90% onzekerheidsmarge).

6.4. Extreme neerslag in de wetenschappelijke literatuur

Veel van de huidige mondiale klimaatmodellen (IPCC, 2007) geven aan dat het zomerklimaat in centraal-west Europa (Nederland, België, Duitsland, Noord Frankrijk) droger zal worden, maar niet allemaal. De KNMI'06 scenario's (Lenderink et al., 2007; Van den Hurk et al., 2006) vertalen deze onzekerheid expliciet in twee groepen scenario's: 1. de G+/W+ scenario's met verandering in luchtstromingspatronen die zorgen voor een afname van de gemiddelde neerslag in de zomer van -10 % per °C wereldgemiddelde temperatuurstijging, en 2. de G/W scenario's met niet of nauwelijks verandering in luchtstroming, waardoor de zomerneerslag toeneemt met +3 % per °C wereldgemiddelde temperatuurstijging. Deze resultaten vallen binnen de range die ook in mondiale klimaatmodellen (GCM's) wordt gevonden (Trenberth et al., 2003; Allen & Ingram, 2002; Lenderink et al. 2007). Vergeleken met de huidige gemiddelde neerslag in augustus (1971-2000) en de te verwachten gemiddelde neerslag in het W scenario rond 2050, was en blijft de neerslag in augustus 2006 extreem hoog.

Zoals al in de introductie vermeld, waren de luchtstromingspatronen in Augustus 2006 uitzonderlijk. Daarom lijkt het voor de hand te liggen om augustus 2006 te bezien in de context van projecties met betrekking tot veranderingen in neerslagextremen. Het is algemeen geaccepteerd dat in de toekomst de neerslagextremen zullen toenemen als gevolg van het feit dat een warme(re) atmosfeer meer waterdamp kan bevatten. De relatie tussen de atmosferische temperatuur en de maximale hoeveelheid waterdamp wordt gegeven door de Clausius-Clapeyron relatie (CC-relatie: ongeveer +7% toename per °C). Een toename van de neerslagextremen op dagbasis zijn gevonden in waarnemingen (bijv. Groisman et al., 2005) en in veel modelstudies (bijv. Christensen & Christensen, 2003; Räisänen et al., 2004). In mondiale klimaatmodellen volgen de dagelijkse extremen vrij nauw de CC relatie, wanneer deze extremen over een (sub)continentale schaal gemiddeld worden (Allen & Ingram, 20002; Pall et al., 2007). Op lokale schaal kunnen neerslagintensiteiten in convectieve buien (enigszins) sterker toenemen dan de CC-relatie, aangezien de sterkte van de opstijgende bewegingen in convectieve wolken kan toenemen. Tijdens de vorming van neerslag komt er condensatie (latente) warmte vrij. Deze warmte veroorzaakt een sterkere opwaartse beweging in de wolk, en dit leidt weer tot meer neerslag (en het vrijkomen van meer latente warmte, etc.; Trenberth et al., 2003).

6.5. Consequenties voor de toekomst in Nederland

De KNMI'06 klimaatscenario's (Van den Hurk et al., 2006) voor Nederland zijn gebaseerd op de informatie uit vele mondiale en regionale klimaatmodellen. Voor de regionale klimaatmodellering zijn gegevens gebruikt uit het PRUDENCE-project (Christensen & et al., 2007). Met de resultaten van dit hoofdstuk in gedachten zijn er twee punten die genoemd moeten worden:

- De regionale klimaatmodellen (RCM's) hebben een relatief grove resolutie van 50 bij 50 km, wat tot voor kort state-of-the-art was. Het is duidelijk dat deze resolutie niet voldoende is om de kusteffecten, zoals beschreven in dit hoofdstuk, goed te beschrijven;
- Geen van de RCM's simuleerde de temperatuur in de Noordzee. De zeewatertemperaturen werden voorgeschreven, gebaseerd op de waarden in het mondiale klimaatmodel dat ook voor de randen van

het RCM werd gebruikt. Mondiale klimaatmodellen beschrijven de Noordzee niet goed, en het is aannemelijk dat te lage zeewatertemperaturen (meer vergelijkbaar met de Atlantische oceaan) gebruikt zijn. Zelfs als de resolutie van de RCM's voldoende hoog zou zijn geweest, dan nog zou de neerslagintensivering in de kustregio's daarom waarschijnlijk sterk onderschat zijn in deze simulaties.

Gezien het feit dat de gebruikte methoden en modellen bij het produceren van de KNMI'06 scenario's niet de neerslagintensivering in de kust weergeven, komt de vraag naar boven of de KNMI'06 scenario's aangepast moeten worden.

Voor de constructie van de KNMI'06 scenario's zijn voor de meeste klimaatvariabelen schalingsrelaties met de wereldgemiddelde temperatuurstijging bepaald (zie Lenderink et al. 2007). Voor neerslagextremen in de zomer in de G en W scenario's is een toename van +12% tot +14 % per °C mondiale temperatuurstijging gevonden op basis van regionale model simulaties. Gegeven de CC relatie (+7 % per °C) is dit al een hoge waarde. Hoewel algemeen wordt aangenomen dat op lokaal niveau de CC relatie kan worden overschreden, is er tot op heden weinig bewijs dat waarden van (veel) meer dan twee maal de CC relatie behaald kunnen worden. Een complicerende factor is dat neerslag fysisch gerelateerd is aan de lokale (of regionale) temperatuur terwijl voor de scenario's relaties met de globaal gemiddelde temperatuur zijn gebruikt. In de G/W scenario's is de lokale temperatuurstijging ongeveer gelijk aan de mondiale temperatuurstijging. Echter, onderschatting van de Noordzeetemperatuur in de RCM's, heeft mogelijk ook gezorgd voor een onderschatting van de temperatuurstijging in Nederland. Als gevolg daarvan kan ook de verandering in extreme neerslag onderschat zijn. Daarbij moet opgemerkt worden dat dit nog een hypothese is die erg onzeker is en meer onderzoek vergt. Tenslotte, het verschil in neerslag in de RACMO2 simulatie met waargenomen zeewatertemperatuur (NOAA) en met de waargenomen zeewatertemperatuur min 2 °C (NOAAM2) is ongeveer 30 % in de kustregio. Dit komt overeen met 15 % per °C, en dat is vrij goed in overeenstemming met de gebruikte schalingsrelatie in de G/W scenario's. Voor de G en W scenario's kunnen we dus concluderen dat er geen aanwijzingen zijn dat de veranderingen in extreme neerslag in deze scenario's naar boven moeten worden bijgesteld.

In de G+ en W+ scenario's is voor extreme neerslag in de zomer een toename van +6% per °C mondiale temperatuurstijging gebruikt. Als we corrigeren voor het feit dat de lokale temperaturen in Noordwest Europa 40 % sneller stijgen dan de wereldgemiddelde temperatuur in deze scenario's, dan daalt deze stijging van extreme neerslag naar +4 % per °C lokale temperatuurstijging. Dit is een nogal lage waarde vergeleken met de CC relatie. Eén van de aannames voor de G+ en W+ scenario's is dat de toenemende uitdroging van de bodem (zie bijv. Seneviratne et al., 2002) de vorming van neerslag gaat beperken, zelfs voor de neerslagextremen (deze aanname is deel van de selectieprocedure gebruikt bij de regionale klimaatmodellen gebruikt voor de "+" scenario's; zie Lenderink et al. 2007). Hoewel deze aanname geldig kan zijn voor het gebied landinwaarts, is deze zeker niet geldig voor de kustregio's in het geval van luchtstromingspatronen vergelijkbaar met die in augustus 2006. Bovendien, de kusteffecten in de "+" scenario's zijn waarschijnlijk sterker dan in de G/W scenario's, aangezien de zeewatertemperaturen sneller stijgen vanwege de dominantie

van warme luchtstromingen. Deze resultaten suggereren dat de waarden voor veranderingen in extreme zomerneerslag in de G+ en W+ scenario's aangepast moeten worden voor de kustregio's. Met andere woorden ze geven aan dat de kans op wateroverlast in de kustregio's in deze G+ en W+ scenario's mogelijk wordt onderschat.

Het is moeilijk om precies vast te stellen hoeveel de waarden voor verandering in extreme zomerneerslag precies moeten worden bijgesteld om het kusteffect mee te nemen. Allereerst, de relatie tussen neerslag in de kustregio's en de zeewatertemperatuur is sterk afhankelijk van de luchtstromingspatronen. Het sterkste effect treed op bij koude cyclonale westelijke stroming. Neerslagextremen treden niet uitsluitend op onder deze condities. Dit betekent dat slechts een fractie van de extremen werkelijk door de warme zeewatertemperaturen beïnvloed zal worden. Een snelle analyse van de waarnemingen leert dat het om een fractie van 25-50 % van de extreme gevallen in de zomer gaat. Deze fractie kan in de toekomst afnemen in de "+" scenario's als het in de zomer vaker uit het oosten gaat waaien. Ook de variabiliteit in het jaar speelt een belangrijke rol. Tenslotte moeten we beter begrijpen waarom de verandering in temperatuur van de Noordzee in de zomer zo groot is en of deze veranderingen in de toekomst zullen doorzetten. Om dit te onderzoeken is een geschikt model voor het simuleren van de Noordzee nodig en een hogere resolutie in regionale klimaatmodellen, maar ook lange simulaties om de natuurlijke variabiliteit binnen en tussen jaren te kwantificeren. Dit vergt een aanzienlijke inspanning en resultaten worden dan ook niet verwacht voor 2010. Ondertussen kan voor de veranderingen in extreme neerslag in de G+ en W+ scenario's in de kustregio's de verandering in de G/W scenario's als bovengrens worden genomen.

De resultaten van deze studie zijn onlangs verschenen in *Climate Dynamics* (Lenderink et al. 2008)

Acknowledgments

Met dank aan Hans Roozkrans en Frank Selten voor het verstrekken van de NAOO satelliet metingen, aan Rudmer Jilderda (Klimaatdata en -advies) voor de neerslaggegevens.

7. Extreme rivierafvoeren van Rijn en Maas

Marcel de Wit^{1,3}, Hendrik Buiteveld¹, Willem van Deursen², februari 2008
¹Rijkswaterstaat Waterdienst, ²Carthago Consultancy, Rotterdam, ³Deltares
 (gebaseerd op RIZA memo: WRR/2007-006)

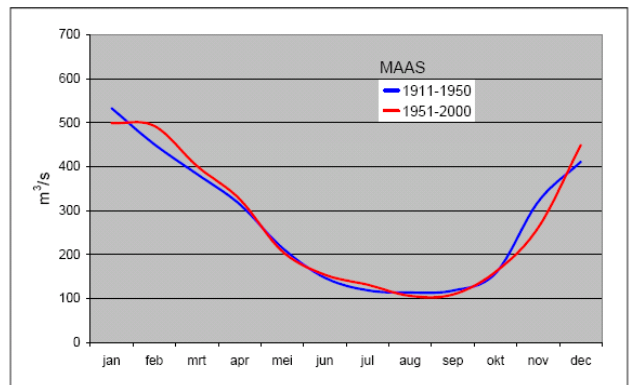
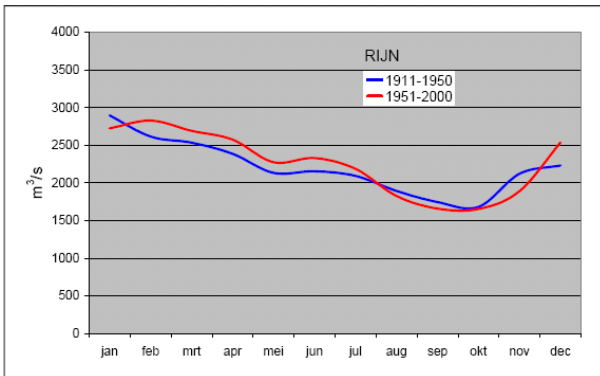
7.1. Introductie: klimaatscenario's in het huidige waterbeleid

In het Nationaal Bestuursakkoord Water (NBW) zijn afspraken gemaakt tussen rijk, provincies, waterschappen en gemeenten om het watersysteem in 2015 op orde te hebben en te houden bij de verwachte klimaatverandering, zeespiegelstijging, bodemdaling en verstedelijking. Zowel de WB21 als de KNMI'06 scenario's gaan uit van een toename van de extreme neerslag in de winter, en als gevolg daarvan van een toename van de extreme rivierafvoeren. Dit heeft tot gevolg dat de kans op overstromingen vanuit de rivieren toeneemt bij inrichting van de overstromingsvlakte. Momenteel vormen de WB21 klimaatscenario's uit 2000, opgesteld in het kader van Waterbeheer 21^e eeuw (WB21), het uitgangspunt voor het toekomstig waterbeheer. Hierin wordt een laag, midden en hoog scenario onderscheiden. Waterbeheerders gebruiken vanuit praktische overwegingen meestal het middenscenario.

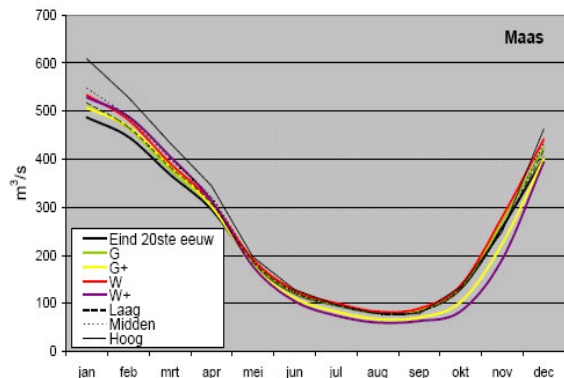
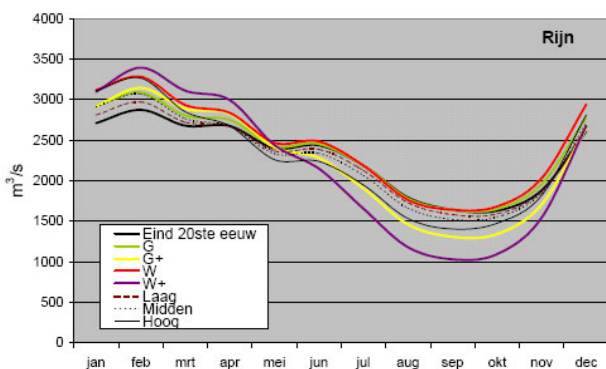
Bij de inrichting van het gebied langs de rivieren (overstromingsvlakte) gaat men uit van een bepaalde maatgevende afvoer. Voor een groot deel van de rivierdijken geldt een rivierafvoer die eens per 1250 jaar optreedt (Q_{1250}) als maatgevend. De bepaling van de maatgevende afvoer is gebaseerd op honderd jaar metingen. In dit hoofdstuk wordt o.a. ingegaan op de onzekerheden die met de bepaling van deze maatgevende afvoer gepaard gaan.

7.2. Gemiddelde rivierafvoeren in het verleden

Voor de Rijn bij Lobith zijn dagelijkse afvoermetingen vanaf 1901 aanwezig, en voor de Maas bij Borgharen vanaf 1911. In Figuur 7.1 geeft het gemiddelde afvoerregime in de eerste en tweede helft van de 20e eeuw. In beide rivieren lijkt de afvoer in het voorjaar wat te zijn toegenomen en in het najaar wat te zijn afgenomen.



Figuur 7.1. Verandering in het gemiddelde afvoerregime van Rijn (Lobith) en Maas (Borgharen). Eerste helft 20^e eeuw (1911-1950) versus tweede helft 20^e eeuw (1951-2000). Voor de Maas is de meetreeks gecorrigeerd voor de onttrekkingen door de kanalen tussen Luik en Borgharen.



Figuur 7.2. Verandering in het afvoerregime van Rijn (Lobith) en Maas (Borgharen) berekend met de modellen Rhineflow en Meuseflow: vergelijking tussen eind 20^e eeuw (Rijn 1961-1995 en Maas 1968-1998) en 2050 onder verschillende klimaatscenario's

7.3. Gemiddelde rivierafvoeren in de toekomst

De klimaatveranderingen voor de WB21- en KNMI'06 scenario's zijn door het KNMI omgezet in gemiddelde veranderingen per decade voor temperatuur, neerslag en verdamping. Deze veranderingen zijn gebruikt om gemeten temperatuur-, neerslag- en verdampingreeksen om te zetten in mogelijke tijdreeksen voor de toekomst. Met behulp van een hydrologisch model zijn vervolgens voor het Rijn- en Maasstroomgebied gemiddelde rivierafvoeren berekend.

Figuur 7.2 geeft het huidige gemiddelde afvoerregime van de Rijn (1961-1995) en de Maas (1968-1998) en de mogelijke veranderingen daarin onder de verschillende klimaatscenario's. Onder alle klimaatscenario's, zowel de WB21 als de KNMI'06 scenario's, nemen de gemiddelde afvoeren in de winter toe. Voor de zomer is het beeld minder eenduidig.

Voor de Rijn komen voor de winterperiode de G en W scenario's ongeveer overeen met respectievelijk het WB21-midden en het WB21-hoog scenario. Voor de Maas komen voor de winterperiode de G en W scenario's ongeveer overeen met respectievelijk het WB21-laag en het WB21-midden scenario. In de zomer geven G+ en W+ een sterke daling van de afvoeren, sterker dan in de WB21-scenario's.

Figuur 7.2 is gebaseerd op een simulatie met Rhineflow en Meuseflow (Van Deursen, 2006) voor 2050. Dezelfde exercitie is ook uitgevoerd met een ander hydrologisch model: HBV. Dit levert vergelijkbare uitkomsten op (Te Linde, 2007). De waargenomen veranderingen binnen de 20^e eeuw (figuur 7.1) zijn kleiner dan de mogelijke veranderingen rond 2050 in het W+ scenario. Voor de Rijn zijn de mogelijke veranderingen groter dan voor de Maas.

7.4. Extreme rivierafvoeren in de toekomst

Wetenschappelijke inzichten

Er zijn de afgelopen jaren veel wetenschappelijke studies gewijd aan het simuleren van de gevolgen van klimaatveranderingen voor het optreden van hoogwater en laagwater in stroomgebieden in Noordwest Europa. Bij deze studies gebruikt men de oorspronkelijke uitkomsten van klimaatmodellen en niet de hieruit afgeleide overzichtsscenario's van WB21 en KNMI'06.

Gellens & Roulin (1998) simuleren voor acht verschillende stroomgebieden in België voor zes verschillende klimaatscenario's de gevolgen voor het afvoerregime. Deze simulaties wijzen over het algemeen op een toename van de overstromingsfrequentie in de winter, met name in de stroomgebieden waar een groot deel van het water oppervlakkig afstroomt (de Ardennen). In een gemeenschappelijke Belgische studie simuleren Smits et al. (2002) voor drie verschillende klimaatscenario's de gevolgen voor het afvoerregime van de Ourthe en Jeker. Zij concluderen dat klimaatverandering een significante invloed kan hebben op het afvoerregime van Belgische rivieren. De verschillen tussen de klimaatscenario's zijn echter groot en variëren van een toename tot een afname van de gemiddelde winterafvoer. Booij (2005) modelleert het neerslag/afvoerproces in het Maasstroomgebied met en zonder klimaatverandering en voorziet een toename van de kans op extreem hoge afvoeren in de Maas.

De verandering van het afvoerregime van de Rijn is de afgelopen jaren onder andere beschreven in Kwadijk (1993), Grabs et al. (1997), Middelkoop et al. (2001), Shabalova et al. (2003) en Lenderink et al. (2007a). Het algemene beeld dat uit al deze studies rolt is dat de extreme hoge Rijnafvoer in de

winter zal toenemen en de lage Rijnafvoer in de zomer zal afnemen. De mate waarin hangt vooral sterk af van de klimaatscenario's (of modellen) die worden gebruikt. Vergelijkbare resultaten als hierboven beschreven voor Rijn- en Maasstroomgebied worden gerapporteerd voor Duitsland (Müller-Wohlfeil et al., 2000; Menzel et al., 2002), Saone en Seine (Tanguy, 2005) en Groot-Brittannië (Sefton & Boorman, 1996; Pilling & Jones, 1999).

In een aantal van de hierboven vermelde studies is de zogenaamde "delta methode" toegepast. De gemiddelde verandering tussen huidig en toekomstig klimaat wordt rechtstreeks toegepast op gemeten reeksen van neerslag, temperatuur en verdamping. Nadeel van deze methode is dat mogelijke veranderingen in de variabiliteit van bijvoorbeeld de neerslag niet worden meegenomen. Voordeel is dat het een robuuste methode is, die niet hoeft te corrigeren voor afwijkingen tussen het gemeten en het gemodelleerde huidige klimaat. Alternatief is de zogenaamde "directe methode". Hierbij berekent men zowel voor het huidige als het toekomstige klimaat de afvoeren op basis van de oorspronkelijke resultaten van een klimaatmodel. Lenderink et al. (2007a) laat zien dat het nogal uitmaakt welk van de twee methoden men kiest, vooral wanneer men in extreem hoge afvoeren geïnteresseerd is. Zo berekenen zij dat een Rijnafvoer met een terugkeertijd van eens in de 100 jaar in de 21^e eeuw volgens de directe methode met 10% zal toenemen en volgens de delta methode met 40%. Dit komt doordat extreme afvoeren gevoelig zijn voor veranderingen in de variabiliteit van de winterneerslag. Het is echter zeer onzeker in hoeverre de variabiliteit in de toekomst zal veranderen. De klimaatmodellen geven hierover geen eenduidig antwoord. Wat de toepassing van de directe methode betreft laten twee recente studies voor de Maas (Leander & Buishand, 2007; Leander et al., 2008) zien dat het belangrijk is de resultaten van de klimaatmodellen te corrigeren voor zowel systematische fouten in de gemiddelde neerslag als die in de variabiliteit van de neerslag.

Hogere temperaturen zullen er toe leiden dat de sneeuw in de Alpen eerder in het jaar smelt. Dat heeft tot gevolg dat de afvoeren op de Rijn in winter en vroege voorjaar zullen toenemen en in zomer en vroege najaar zal afnemen. Bovendien zal door hogere temperaturen de sneeuwgrens opschuiven, waardoor er mogelijk ook minder buffering van neerslag in de vorm van sneeuw plaatsvindt. Tijdens droge perioden in de zomer is de bijdrage van sneeuwsmelt in de Alpen aan de afvoer bij Lobith groot. In zomers met een lage afvoer bestaat de afvoer van de Rijn bij Lobith voor meer dan 80% uit water dat uit Zwitserland afkomstig is. Het leidt dan ook weinig twijfel dat de toename van de wereldgemiddelde temperatuur tot een toename van de kans op zomerlaagwater in de Rijn leidt. De invloed van een mogelijke klimaatverandering op het voorkomen van extreem lage afvoeren in de Maas is minder eenduidig. Enerzijds zal een afname van de zomerneerslag (G+ en W+ scenario's) en een toename van de verdamping tot een afname van de zomerafvoer leiden. Anderzijds leidt een toename van de winterneerslag tot een aanvulling van het grondwater en daarmee tot een verhoging van de basisafvoer (De Wit et al., 2007). Het is onduidelijk wat het verwachte gezamenlijke effect van deze beide veranderingen zal zijn.

Uit bovenstaande studies blijkt ook dat er nog veel onzekerheden zijn, zowel in de klimaatscenario's die worden gebruikt als in de hydrologische modellen. Die onzekerheden gelden vooral voor extreme condities. Het teken van de verandering in extreme afvoeren aan het eind van de 21^e eeuw is wel vrij duidelijk: toename van de kans op hoge

winterafvoeren en, met name voor de Rijn, een toename van de kans op lage afvoeren in de zomer.

Extreme rivierafvoeren onder de WB2.1 scenario's

Op basis van de huidige wetenschappelijke inzichten wordt een toename verwacht van de afvoer van Rijn en Maas die eens in de 1250 (Q_{1250}) kan optreden. De bepaling van de afvoer met deze herhalingsperiode is met grote onzekerheden omgeven.

De Q_{1250} voor de Rijn onder de verschillende WB2.1 scenario's zijn gebaseerd op een studie van Middelkoop (2000). Voor deze studie zijn de resultaten van het zogeheten UKHI-experiment van het Engelse Hadley Centre gebruikt. Dit experiment is uitgevoerd met het emissiescenario IS92a zonder het effect van aerosolen, geprojecteerd op het jaar 2100. De stijging van de gemiddelde jaartemperatuur in het Rijnstroomgebied tussen 1990 en 2100 is volgens dit UKHI scenario ongeveer 4°C. Veranderingen in het klimaat horend bij gemiddelde temperatuurstijging van +1°C en +2°C in het Rijngebied zijn verkregen door middel van lineaire interpolatie. Vervolgens is voor de Rijn met het model RHINEFLOW de verandering van de afvoer bepaald bij de verschillende temperatuurstijgingen (Kwadijk, 1993; Van

Deursen, 1999a; Van Deursen, 1999b; Van Deursen, 2003). Met behulp van een zogenaamde statistische downscaling is vervolgens de decadegemiddelde uitvoer van RHINEFLOW naar dagwaarden geconverteerd en is de Q_{1250} voor de klimaatscenario's geschat (Middelkoop, 2000). Uit deze berekeningen volgde dat de toename van de Q_{1250} ongeveer vijf procent per graad temperatuurstijging bedroeg. Eerder is in een studie van de CHR (Grabs et al., 1997) een toename van extreme afvoeren tussen de 5 en 8% gevonden bij 1°C temperatuurstijging, en een toename van 10% bij 2°C temperatuurstijging. Uiteindelijk is voor WB2.1 voor de Rijn een toename van 5% per graad temperatuurstijging gehanteerd voor de Q_{1250} (Kors et al. 1999).

WL (1994) berekent een toename van 13% van de Q_{1250} van de Maas bij een toename van de extreme winterneerslag in het Maasstroomgebied met 10%. Parmet & Burgdorffer (1995) berekenen een toename van 17% in de piekafvoeren voor de Maas voor een scenario waarbij de extreme winterneerslag met 20% toeneemt. Op basis van deze studies is de volgende vuistregel gekozen; de procentuele toename van het jaarlijks maximum van de 10-daagse winter neerslagsom in het Maasstroomgebied leidt tot een zelfde toename van het door de Maas af te voeren volume tijdens maatgevend hoogwater. In tabel 7.2 zijn de (afgeronde) getallen voor de Q_{1250} van Rijn en Maas voor de WB2.1 scenario's weergegeven.

Scenario		Rijn (Lobith)	Maas (Borgharen)
2001		16.000	3.800
2050	WB21 Laag	16.400	4.000
	WB21 Midden	16.800	4.200
	WB21 Hoog	17.600	4.550
2100	WB21 Laag	16.800	4.200
	WB21 Midden	17.600	4.550
	WB21 Hoog	19.200	5.300

Tabel 7.2. Schatting van "eens in de 1250 jaar" afvoer (Q_{1250} ; in m^3/s) van Rijn (Lobith) en Maas (Borgharen) op basis van WB2.1 scenario's (Kors et al., 1999).

De schatting van de verandering van de Q_{1250} voor Rijn en Maas in tabel 7.2 is een grove benadering. Klimaatverandering is maar één van de onzekere factoren is bij de bepaling van de potentiële (toekomstige) Q_{1250} voor Rijn en Maas. De gemeten afvoerreeks voor beide rivieren is ongeveer honderd jaar lang en dat is te kort om een nauwkeurige schatting te maken van de Q_{1250} . Diermanse (2004a; 2004b) laat zien dat de onzekerheid bij de bepaling van de Q_{1250} voor zowel de Rijn als de Maas groot is. Met name voor de Maas kan men zien dat er de afgelopen 25 jaar aanzienlijk vaker hoogwater is geweest dan in de periode 1911-1980 (Tu et al., 2005). De huidige Q_{1250} is gebaseerd op de reeks van 1911 tot het heden. Zou men alleen de laatste 25 jaar van de meetreeks gebruiken dan komt men op een veel hogere Q_{1250} uit.

Het wel of niet overstromen van bedijkte gebieden in Duitsland heeft ook een grote invloed op de kans van optreden van bepaalde extreme afvoeren bij Lobith (Lammersen, 2004). Toekomstige maatregelen in Duitsland zijn dus mede bepalend voor de toekomstige maatgevende afvoer van de Rijn in Nederland. In de Niederrhein studie (Lammersen, 2004) is

vastgesteld dat het "fysisch" maximum dat ons land nu via de Rijn bij Lobith kan binnen komen op dit moment rond de 15.500 m^3/s bedraagt. Bovenstroomse maatregelen zijn in de toekomst niet uit te sluiten aangezien het schadepotentieel in Duitsland groot is. Er bestaat een reële kans dat de afvoercapaciteit van de Rijn bovenstrooms van Nederland zal toenemen (hetzij door rivierverruiming hetzij door dijkverhoging), waardoor ook het "fysisch" maximum dat ons land kan bereiken zal toenemen. Door Silva (2003) is onderbouwd dat een afvoer van 18.000 m^3/s mogelijk is, overeenkomstig de maatgevende afvoer die voor de PKB Ruimte voor de Rivier wordt gehanteerd voor de lange termijn. Op basis van de huidige inzichten is er geen reden om aan te nemen dat de afvoercapaciteit van de Maas bovenstrooms van Borgharen door fysische factoren beperkt wordt, zoals bij de Rijn (De Wit, 2004). Weliswaar zal er bij een extreem hoogwater op de Maas veel overlast ontstaan in Frankrijk en België, maar het water zal uiteindelijk toch afstromen en via de Maas bij Borgharen ons land bereiken. Bovendien is het een logische veronderstelling dat bepaalde kwetsbare gebieden in België, met noodmaatregelen of structurele maatregelen te allen tijde beschermd zullen worden.

Voor de lange termijn hanteert het kabinet voor beleidsmaatregelen het zogeheten voorzorgsprincipe en gaat het er vooralsnog van uit dat een afvoer van 18.000 m³/s bij Lobith en 4.600 m³/s bij Borgharen rond 2100 (WB21 middenscenario) tot de mogelijkheden behoren.

Extreme rivierafvoeren onder de KNMI'06 scenario's

In de voorafgaande paragrafen is uiteengezet welke onzekerheden gemoeid zijn met de bepaling van de kans van voorkomen op extreme afvoeren in een verre toekomst. De bandbreedte bij de schatting van de maatgevende rivierafvoer in een verre toekomst is groot. Daarmee vergeleken is het verschil dat ontstaat door uit te gaan van oude klimaatscenario's (WB21) dan wel de nieuwste klimaatscenario's (KNMI'06) klein (zie onder andere <http://www.knmi.nl/klimaatscenarios/knmi06/samenvatting/>).

Voor de vertaalslag van de KNMI'06 scenario's naar de toekomstige Q₁₂₅₀ van Rijn en Maas zou men idealiter hydrologische simulaties uitvoeren met behulp van data uit de klimaatmodellen die ten grondslag liggen aan de KNMI'06 scenario's. Dat is in feite wat gedaan is in de eerder vermelde studies van bijvoorbeeld Lenderink et al. (2007a) en Leander et al. (2008). Zij geven meer inzicht in de onzekerheden die gemoeid zijn met de aannames en de keuzes die gemaakt moeten worden bij een dergelijke exercitie.

Een alternatief voor het schatten van de Q₁₂₅₀ onder de KNMI'06 scenario's is het hanteren van dezelfde vuistregels die ook voor de doorrekening van de WB21 scenario's zijn gebruikt. Voor de Maas is verondersteld dat de toename van de Q₁₂₅₀ evenredig is aan de toename van de 10-daagse

neerslagsom in het winterseizoen. Kanttekening hierbij is dat de WB21 scenario's refereren aan de "extreme 10-daagse neerslagsom" terwijl de KNMI'06 scenario's refereren aan de "10-daagse neerslagsom die eens in de 10 jaar wordt overschreden". Die twee grootheden zijn niet precies hetzelfde. Zou men deze verschillen negeren en de vuistregel toch toepassen op de KNMI'06 scenario's dan resulteert dat in de getallen die in tabel 7.3 A staan.

Een andere manier om de KNMI'06 scenario's te vertalen naar toekomstige Q₁₂₅₀ Rijn en Maas is door figuur 7.2 met de verandering van het gemiddelde afvoerregime nog eens goed onder de loep te nemen. Voor de Rijn levert de vergelijking van de gemiddelde winterafvoeren onder de KNMI'06 en WB21 scenario's het volgende beeld op: WB21 midden scenario komt ongeveer overeen met G en G+, en het WB21 hoge scenario komt ongeveer overeen met W en W+. Merk hierbij op dat wel of geen verandering in luchtstromingspatronen sterker doorwerkt op de zomerafvoer dan op de winterafvoer. Doorredenerend zou men dan de volgende vuistregel kunnen gebruiken: de verandering van de maatgevende afvoer van de Rijn volgens G en G+ scenario zal ongeveer gelijk zijn aan de verandering in WB21 midden scenario en de verandering van de maatgevende afvoer van de Rijn volgens W en W+ scenario zal ongeveer gelijk zijn aan de verandering in WB21 hoog scenario. Voor de Maas levert de vergelijking van de gemiddelde winterafvoeren een ander beeld op: het WB21 lage scenario komt ongeveer overeen met G en G+, en het WB21 midden scenario komt ongeveer overeen met W en W+. Zou men deze vuistregels toepassen op de KNMI'06 scenario's dan resulteert dat in de getallen die in tabel 7.3 B staan.

Scenario	A		B	
	Rijn (Lobith)	Maas (Borgharen)	Rijn (Lobith)	Maas (Borgharen)
2001	16.000	3.800	16.000	3.800
2050	G	16.640	16.800	4.000
	W	17.280	17.600	4.200
	G+	16.960	16.800	4.000
	W+	17.920	17.600	4.200
2100	G	17.280	17.600	4.200
	W	18.560	19.200	4.550
	G+	17.920	17.600	4.200
	W+	19.840	19.200	4.550

Tabel 7.3. Schatting van de Q₁₂₅₀ (afvoer eens per 1250 jaar; in m³/s) voor Rijn (Lobith) en Maas (Borgharen) op basis van KNMI'06 scenario. A: Op basis van de vuistregel: toename van de maatgevende afvoer is evenredig aan de toename van de 10-daagse neerslagsom in het winterseizoen; B: Op basis van vergelijking tussen verandering afvoerregime WB21 en KNMI'06 scenario's

Het verschil tussen beide schattingen is niet erg groot, gezien de onzekerheden die er bestaan. Ten opzichte van de schattingen gebaseerd op WB21 (tabel 7.2) zijn de getallen voor de Rijn iets omhoog gegaan (WB21 laag buiten beeld) en voor de Maas iets omlaag gegaan (WB21 hoog buiten beeld). De beperkte waarde van deze constatering blijkt uit het gegeven dat de afvoer van de Maas met een terugkeertijd van 1250 jaar in het huidige klimaat onlangs is herberekend op 4.000 m³/s (Diermanse, 2004b). Dit is gelijk aan het G scenario voor 2050. In 2002 en 2003 zijn er een aantal hoogwaters geweest op de Maas, die tot deze bijstelling hebben geleid. Deze observatie is eerder een aanleiding om de schattingen voor de Maas naar boven bij te stellen.

De bandbreedte bij de schatting van de Q_{1250} in een verre toekomst is groot. Daarmee vergeleken is het verschil dat ontstaat door uit te gaan van oude klimaatscenario's (WB21) dan wel de nieuwste scenario's (KNMI'06) klein. Gezien de bovenstaande gegevens is er geen directe aanleiding om de op WB21 gebaseerde verkennende rivierstudies opnieuw te gaan doen. In het onlangs verschenen rapport "Ontwerpbelastingen voor het rivierengebied" zijn scenario's aanbevolen voor de maatgevende afvoeren van Rijn en Maas voor respectievelijk 2050 en 2100. Hierbij zijn de hierboven vermelde inzichten in beschouwing genomen. De in dit rapport aanbevolen getallen staan in tabel 7.4.

In een lopend onderzoeksproject onderzoeken KNMI, Rijkswaterstaat en Deltares een nieuwe methode voor de bepaling van maatgevende afvoeren op Rijn en Maas (De Wit & Buishand, 2007). Deze methode heet GRADE wat staat voor Generator of Rainfall And Discharge Extremes. In plaats van extrapolatie van kansverdelingen op basis van betrekkelijk korte afvoerreeksen worden in GRADE eerst lange (duizenden jaren) neerslag- en temperatuurreksen gegenereerd met behulp van een resampling techniek. Deze gegenereerde reksen dienen vervolgens als invoer voor een hydrologisch/hydraulisch model. Inmiddels is GRADE

toegepast op Rijn en Maas. Momenteel wordt de nauwkeurigheid van GRADE in beeld gebracht.

7.5. Conclusies

Het onderzoek dat de afgelopen jaren is uitgevoerd naar de invloed van klimaatverandering op het afvoerregime van Rijn en Maas laat zien dat de extreem hoge winterafvoer toeneemt en dat, vooral voor de Rijn, de extreem lage afvoeren in de zomer afnemen. De bandbreedte bij de schatting van de Q_{1250} in een verre toekomst is groot. De verschillen tussen de oude (WB21) en nieuwe (KNMI'06) klimaatscenario's zijn klein ten opzichte van de onzekerheden die er bestaan bij het vaststellen van de Q_{1250} . Op basis van het WB21 midden scenario voor het einde van deze eeuw is voor de PKB "Ruimte voor de Rivier" een toekomstige maatgevende Rijnafvoer van 18.000 m³/s aangenomen en bij de "Integrale Verkenning Maas" een maatgevende Maasafvoer van 4.600 m³/s voor 2100. Bij de bepaling van toekomstige maatgevende afvoeren is ook rekening gehouden met de maximale afvoercapaciteit van de rivier bovenstrooms van Nederland. Het onderzoek dat de afgelopen jaren is uitgevoerd naar de invloed van klimaatverandering op het afvoerregime van Rijn en Maas laat zien dat de extreem hoge winterafvoer toeneemt en dat, vooral voor de Rijn, de extreem lage afvoeren in de zomer afnemen. De bandbreedte bij de schatting van de Q_{1250} in een verre toekomst is groot. De verschillen tussen de oude (WB21) en nieuwe (KNMI'06) klimaatscenario's zijn klein ten opzichte van de onzekerheden die er bestaan bij het vaststellen van de Q_{1250} . Op basis van het WB21 midden scenario voor het einde van deze eeuw is voor de PKB "Ruimte voor de Rivier" een toekomstige maatgevende Rijnafvoer van 18.000 m³/s aangenomen en bij de "Integrale Verkenning Maas" een maatgevende Maasafvoer van 4.600 m³/s voor 2100. Bij de bepaling van toekomstige maatgevende afvoeren is ook rekening gehouden met de maximale afvoercapaciteit van de rivier bovenstrooms van Nederland.

	Rijn (Lobith)	Maas (Borgharen)
2050	17.000	4.200
2100	18.000	4.600

Tabel 7.4. Aanbevolen maatgevende afvoer (in m³/s) Rijn (Lobith) en Maas (Borgharen) in het technisch rapport ontwerpbelastingen voor het rivierengebied (VenW, 2007).

Referenties

- Allen, M.R., & W.J. Ingram, 2002. Constraints on the future changes in climate and the hydrological cycle. *Nature* 419, 224-232.
- Bintanja, R., R.S.W. Van de Wal, & J. Oerlemans, 2002. Global ice volume variations through the last glacial cycle simulated by a 3-D ice-dynamical model. *Quaternary international* 95-96, 11-23.
- Booij, M.J., 2005. Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial model resolutions. *Journal of Hydrology* 303, 176-198.
- Bryden H.L. et al. 2005. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25° N. *Nature* 438, 655-657.
- Christensen, J.H. & O.B. Christensen, 2003. Climate modelling: Severe summertime flooding in Europe. *Nature* 421, 805-806.
- Christensen, J.H., T.R. Carter, M. Rummukainen & G. Amanatidis, 2007. Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project. *Climatic Change* 81, 1-6. [10.1007/s10584-006-9211-6](https://doi.org/10.1007/s10584-006-9211-6)
- Cunningham, S.A., T. Kanzow, D. Rayner, M.O. Baringer, W.E. Johns, J. Marotzke, H.R. Longworth, E.M. Grant, J.-J.M. Hirschi, L.M. Beal, C.S. Meinen & H.L. Bryden, 2007. Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N. *Science* 317, 935-938. doi:10.1126/science.1141304
- Curry et al., 2003. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature* 426, 826-829.
- De Wit, M.J.M., 2004. Hoeveel (hoog-)water kan ons land binnen komen via de Maas, nu en in de toekomst? Arnhem: Rijksinstituut voor Integraal Zoetwaterbeheer en Afvalwaterbehandeling (RIZA). Report no. 2004.151x.
- De Wit, M.J.M., B. Van den Hurk, P.M.M. Warmerdam, P.J.J.F. Torfs, E. Roulin & W.P.A. Van Deursen, 2007. Impact of climate change on low-flows in the river Meuse. *Climatic Change* 82, 351-372. DOI 10.1007/s10584-006-9195-2.
- De Wit, M.J.M., T.A. Buishand, 2007. Generator of Rainfall and Discharge Extremes (GRADE) for the Rhine and Meuse basins. RIZA report 2007.027/KNMI Publication 218. Rijkswaterstaat RIZA, Lelystad.
- Dickson et al., 2002. Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature* 416, 832-837
- Diermanse, F.L.M., 2004a. HR2006-herberekening werklign Rijn. WL|Delft Hydraulics, Project nr. Q3623. Delft, Nederland.
- Diermanse, F.L.M., 2004b. HR2006-herberekening werklign Maas. WL|Delft Hydraulics, Project nr. Q3623. Delft, Nederland.
- Drijfhout, S.S. & W. Hazeleger, 2007. Detecting Atlantic MOC changes in an ensemble of climate change simulations. *J. Climate* 20 (8), 1571-1582.
- Gellens, D. & E. Roulin, 1998. Streamflow Response of Belgian Catchments to IPCC Climate Change Scenarios. *Journal of Hydrology* 210, 242-258.
- Grabs, W. (Ed.), 1997. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. CHR report no I-16. Lelystad, Nederland.
- Gregory, J.M. et al., 2005. A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO₂ concentration. *Geoph. Res. Lett.* 32, L12703, doi:10.1029/2005GL023209
- Groisman, P. Ya., R.W. Knight, D.R. Easterling, T.R. Karl, G.C. Hegerl & V.N. Razuvaev, 2005. Trends in intense precipitation in the climate record. *Journal of Climate* 18, 1326-1350.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007 - The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC.
- Jenkinson, A.F., 1955. The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society* 81, 158-171.
- Kleinn, J., C. Frei, J. Gurtz, D. Lüthi, P.L. Vidale & C. Schär, 2005. Hydrological simulations in the Rhine basin driven by a regional climate model. *Journal of Geophysical Research* 110, doi:10.1029/2004JD005143, 2005
- KNMI, 2006. KNMI Climate Change Scenarios 2006 for the Netherlands. KNMI Scientific report WR 2006-01. KNMI, De Bilt, Nederland.
- Können, G.P. & H.W. Van den Brink, 2008. Extreme stormen en superstormen. *Zenit*, januari 2008, p. 26-31.
- Kors, A., F.A.M. Claessen & J.W. Wesseling, 1999. Scenario's extreme krachten t.b.v. WB21. RIZA en WL|Delft Hydraulics, Nederland.
- Kwadijk, J., 1993. The impact of climate change on the discharge of the River Rhine. KNAG/NGS publicatie 171. PhD thesis Universiteit Utrecht, vakgroep Fysische Geografie, Nederland.

- Lammersen, R., 2004. Grensoverschrijdende effecten van extreem hoogwater op de Niederrhein. Gezamenlijke uitgave van: Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen, Provincie Gelderland, Ministerie van Verkeer en Waterstaat. Rijkswaterstaat Directie Oost-Nederland.
- Latif, M., et al., 2006. Is the thermohaline circulation changing? *Journal of Climate* 19, 4631-4637.
- Leander, R. & T.A. Buishand, 2007. Resampling of regional climate model output for the simulation of extreme river flows. *Journal of Hydrology* 332, 487-496
- Leander, R., T.A. Buishand, B. Van den Hurk & M.J.M. De Wit, 2008. Estimated changes in flood quantiles of the river Meuse from resampling of regional climate model output. *Journal of Hydrology* 351, 331-343.
- Lenderink, G., T.A. Buishand & W.P.A. Van Deursen, 2007a. Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. *Hydrology and Earth System Sciences* 11, 1145-1159.
- Lenderink, G., B. Van den Hurk, E. Van Meijgaard, A. Van Ulden & H. Cuijpers, 2003. Simulation of present-day climate in RACMO2: first results and model developments. KNMI technical report TR-252. KNMI, De bilt, Nederland
- Lenderink, G., A. Van Ulden, B. Van den Hurk & F. Keller, 2007. A study on combining global and regional climate model results for generating climate scenarios of temperature and precipitation for the Netherlands. *Clim. Dyn.*, 2007, doi:10.1007/s00382-007-0227-z
- Lenderink, G., E. Van Meijgaard, & F. Selten, 2008. Intense coastal rainfall in the Netherlands in response to high sea surface temperatures: analysis of the event of August 2006 from the perspective of a changing climate. *Clim. Dyn.* doi: 10.1007/s00382-008-0366-x
- Lenton, T.M., 2006. Climate Change to the End of the Millennium, *Climatic Change* 76, 7-29, DOI 10.1007/s10584-005-9022-1
- Levermann, A., A. Griesel, M. Hoffmann, M. Montoya, & S. Rahmstorf, 2005. Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation. *Climate Dynamics* 24, 347-354.
- Manabe, S. et al., 1991. Transient response of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I: Annual mean response. *Journal of Climate* 4, 785-818.
- McManus, J.F., R. Francois, J.-M. Gherardi, L. D. Keigwin & S. Brown-Leger, 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834-837, doi:10.1038/nature02494;
- Menzel, L., D. Niehoff, G. Bürger & A. Bronstert, 2002. Climate Change Impacts on River Flooding: A modelling Study of Three Meso-Scale Catchments. *Advances Global Climate Research* 10, 249-269
- Middelkoop, H. (Ed.), 2000. The impact of climate change on the river Rhine and the implications for water management in the Netherlands. RIZA, RIZA rapport 2000.010, Arnhem, Nederland.
- Middelkoop, H., K. Daamen, D. Gellens, W. Grabs, J. Kwadijk, H. Lang, B. Parmet, B. Schädler, J. Schulla & K. Wilke, 2001. Impact of Climate Change on Hydrological Regimes and Water Resources Management in the Rhine basin. *Climate Change* 49, 105-128.
- Mitrovica, J.X., M.E. Tamisiea, J.L. Davis, and G.A. Milne, 2001. Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea level change, *Nature* 409, 1026-1029
- Müller-Wohlfeil, D.-I., G. Bürger & W. Lahmer, 2000. Response of a river catchment to Climate Change: Application of Expanded Downscaling to Northern Germany. *Climate Change* 47, 61-89.
- Pall, P., M.R. Allen & D.A. Stone, 2007. Testing the Clausius-Capeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO₂ warming. *Clim Dyn* 28, 351-363, doi: 10.1007/s00382-006-0180-2.
- Parmet, B. & M. Burgdorffer, 1995. Extreme Discharges of the Meuse in the Netherlands: 1993, 1995 and 2100. Operational Forecasting and Long term expectations. *Phys. Chem. Earth* 20 (5-6), 485-489.
- Pilling, C. & Jones, J.A.A., 1999. High resolution climate change scenarios: implications for British runoff. *Hydrological Processes* 13, 2877-2895.
- Räisänen, J., U. Hansson, A. Ullerstig, R. Döscher, L. Graham, C. Jones, H. Meier, P. Samuelsson & U. Willén, 2004. European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Journal of Climate* 22, 13-31.
- Rahmstorf, S., 2007. A semi-empirical approach to projecting future sea level rise, *Science* 315, 368 - 370, doi:10.1126/science.1135456.
- Rayner, N.A., P. Brohan, D.E. Parker, C.K. Folland, J.J. Kennedy, M. Vanicek, T. Ansell & S.F.B. Tett, 2006. Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 data set. *Journal of Climate* 19 (3), 446-469.
- Ridley, J.K., P. Huybrechts, J.M. Gregory & J.A. Lowe, 2005. Elimination of the Greenland ice sheet in a high CO₂ climate, *Journal of Climate* 18, 3409-3427.
- Schmittner, A., M. Latif & B. Schneider, 2005. Model Projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21st century assessed by observations, *Geophys. Res. Letters* 32, L23710, doi:10.1029/2005GL024368
- Sefton, C.E.M. & D.B. Boorman, 1996. A regional investigation of climate change impacts on UK streamflows. *Journal of Hydrology* 195, 26-44.
- Seneviratne, S.I., J.S. Pal, E.A.B. Eltahir & C. Schär, 2002. Summer dryness in a warmer climate: A process study with a regional climate model. *Climate Dyn.* 20, 69-85.
- Silva, 2003, Hoeveel (hoog)water kan ons land binnenkomen via de Rijn bij Lobith, nu en in de toekomst. RIZA-Rapport 2003.015 Lelystad (ISBN 9036954940), Nederland..

- Shabalova, M.V., W.P.A. Van Deursen & T.A. Buishand, 2003. Assessing future discharge of the river Rhine using regional climate model integrations and a hydrological model. *Climate Research* 23, 233-246.
- Shepherd A. & D. Wingham, 2007. Recent Sea-Level Contributions of the Antarctic and Greenland Ice Sheets, *Science* 16, 315. no. 5818, pp. 1529 – 1532, DOI: 10.1126/science.1136776
- Smitz, J.S., S. Dautrebande, J. Feyen, G.R. Démaree, A. Monjoie & A. Dassargues, 2002. Integrated modelling of the hydrological cycle in relation to global climate change. In: *Global Change and Sustainable Development, Scientific Support Plan for a Sustainable Development Policy Final Reports Summaries*, Edited by Federal Science Policy Office, Brussels, 181-195.
- Tanguy, J., 2005. Le Changement climatique affectera-t-il nos hydrosystèmes. Le cas des bassins du Rhône et de la Seine. Schapi. Toulouse, France.
- Te Linde, A., 2007. Effect of climate change on the rivers Rhine and Meuse. Applying the KNMI 2006 scenarios using the HBV model. WL|Delft Hydraulics. Rapportage aan RIZA Project nr. Q4286. Delft, Nederland.
- Thomas, R., E. Rignot, G. Casassa, P. Kanagaratnam, C. Acona, T. Akins, H. Brecher, E. Frederick, P. Gogineni, W. Krabil, S. Manizade, H. Ramamoorthy, A. Rivera, R. Russell, J. Sonntag, R. Swift, J. Yungel & J. Zwally, 2004. Accelerated sea level rise from West Antarctica. *Science* 306, p. 255-258. DOI: 10.1126/science.1099650.
- Trenberth, K.E., A. Dai, R.M. Rasmussen & D.B. Parsons, 2003. The changing character of precipitation. *Bull Am Met Soc*, 1205-1217.
- Tu, M., P.J.M. De Laat, M.J. Hall & M.J.M. De Wit, 2005. Precipitation variability in the Meuse basin in relation to atmospheric circulation. *Water Science and Technology* 51 (5), 5-14.
- Van den Brink, H.W., 2005. Extreme winds and waves in climate models, Masters thesis, Rijksuniversiteit Utrecht, Nederland.
- Van den Brink, H.W., G.P. Können & J.D. Opsteegh, 2004a. Statistics of extreme synoptic-scale wind speeds in ensemble simulations of current and future climate, *Journal of Climate*, 17, 4564-4574.
- Van den Brink, H.W., G.P. Können & J.D. Opsteegh, 2004b. Uncertainties in extreme surge level estimates from observational records, *Philos. trans. - Royal Soc., Math. phys. eng. sci.* 363, 1377-1386, doi:10.1098/rsta.2005.1573.
- Van den Hurk, B.J.J.M., A.M.G. Klein Tank, G. Lenderink, A.P. Van Ulden, G.J. Van Oldenborgh, C.A. Katsman, H.W. Van den Brink, F. Keller, J.J.E. Bessembinder, G. Burgers, G.J. Komen, W. Hazeleger & S.S. Drijfhout, 2006. KNMI Climate Change Scenarios 2006 for the Netherlands. KNMI-publication: WR-2006-01, pp. 82.
- Van der Swaluw, E., S.S. Drijfhout & S.L. Weber, 2008. Global warming changes the stability of the Atlantic meridional overturning circulation. To be submitted.
- Van Deursen W.P.A., 1999a. Impact of climate change on the river Rhine discharge regime. Scenario runs using RHINEFLOW-2. Report of NRP project 952210.
- Van Deursen W.P.A., 1999b. RHINEFLOW-2. Development, calibration and application. Report of NRP project 952210.
- Van Deursen, W.P.A., 2003. Klimaatveranderingen in de stroomgebieden van Rijn van en Maas: modelstudies met Rhineflow-3 en Meuseflow-2. Carthago Consultancy, Rotterdam.
- Van Deursen W.P.A., 2006. Rapportage Rhineflow / Meuseflow. Nieuwe KNMI scenario's mei 2006. Carthago Consultancy, Rotterdam.
- Vaughan, D. G., 2008. West Antarctic Ice Sheet collapse – the fall and rise of a paradigm, *Climatic Change* (in press), available from <http://nora.nerc.ac.uk/769/>
- Velicogna, I. & J. Wahr, 2006. Acceleration of the Greenland mass loss in spring 2004. *Nature* 443, p. 329-331. DOI: 10.1038/nature05168.
- Vellinga, M. & R.A. Wood, 2002. Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. *Climatic Change* 54, 251-267.
- VenW, 2007. Technisch Rapport Ontwerpbelastingen voor het rivierengebied. Ministerie van Verkeer en Waterstaat.
- WL, 1994. Onderzoek Watersnood Maas. Deelrapport 4: Hydrologische Aspecten. Waterloopkundig Laboratorium, Delft.