



Koninklijk Nederlands
Meteorologisch Instituut
Ministerie van Infrastructuur en Waterstaat

KNMI Klimaatsignaal'21

Hoe het klimaat in
Nederland snel verandert



KNMI Klimaatsignaal'21

De aarde warmt op. Het klimaat verandert sneller dan we eerder dachten. En dat merken we steeds meer, ook in ons eigen land. We hebben vaker te maken met hitte en extreme neerslag en steeds minder vaak met strenge vorst.

Het klimaatpanel van de Verenigde Naties, het IPCC, heeft vastgesteld dat de opwarming van de aarde door de mens is veroorzaakt.

In 2015 is in het Klimaatakkoord van Parijs afgesproken om de wereldwijde temperatuurstijging te beperken tot 2°C, en het liefst tot 1,5°C. Met de huidige uitstoot bevat de atmosfeer over tien jaar al zoveel broeikasgassen dat de 1,5°C-grens waarschijnlijk permanent overschreden wordt.

Hoe staat het ervoor met het klimaat in Nederland?

Zeespiegel

Als we de uitstoot van broeikasgassen niet verminderen kan de zeespiegel voor de Nederlandse kust rond 2100 tot 1,2 meter stijgen ten opzichte van begin deze eeuw. Als delen van de Antarctische IJskap instabiel worden kan de zeespiegel zelfs tot 2 meter stijgen.

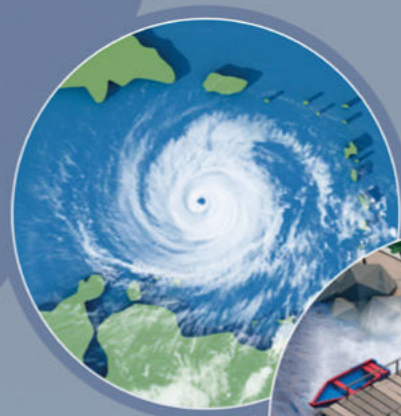


Rivieren

's Zomers neemt de kans op laagwater in de rivieren toe, terwijl in de winter juist de kans op hoogwater toeneemt.

Droogte

Door de hogere temperaturen en door meer zonnestraling stijgt de verdamping. De kans op droogte in het voorjaar en in de zomer wordt daardoor groter.



Arctische invloed op ons weer

De opwarming in het Arctische gebied is sterker dan in de tropen. Dit kan leiden tot een zwakkere straalstroom. Daardoor is de kans op aanhoudende weersituaties zoals langdurige droge, natte, warme of koude periodes, mogelijk groter.

Orkanen / BES

Omdat in een warmer klimaat de zeevatertemperaturen stijgen kunnen de orkanen in de buurt van Bonaire, St. Eustatius en Saba zwaarder worden.

Extreme neerslag

Doordat de lucht in een warmer klimaat meer vocht kan bevatten, ontstaan er extremere buien. Bij de zwaarste buien kunnen ook meer valwinden ontstaan, die gevaarlijk kunnen zijn en veel schade kunnen aanrichten.

Hitte en neerslag in steden

Steden zijn meestal warmer dan de landelijke omgeving door het hitte-eilandeffect. Door de opwarming van de aarde wordt het ook in steden nog warmer. Daarnaast vormen extreme neerslag én droogte een steeds grotere uitdaging voor de stad.



Inhoudsopgave

Voorwoord	5
Introductie	6
1 Klimaatverandering in Nederland	10
2 Klimaatverandering, orkanen en stormvloeden op de BES-eilanden	16
3 IPCC-inzichten	20
4 Zeespiegelstijging	26
5 Arctisch gebied	32
6 Zomerse hoosbuien	38
7 Droogte	44
8 Wind, neerslag en de gevolgen voor waterbeheer	52
9 Stedelijk klimaat	58
Referenties	64
Verklarende woordenlijst	68
Colofon	71



Voorwoord

Het klimaat verandert – ook in Nederland. We merken dat steeds vaker. Zo komen sommige situaties vaker voor (hitte) en andere situaties juist minder vaak (strengere vorst). Extreem weer blijft hangen in ons geheugen. Zo zullen we de indringende beelden van de overstromingen en wateroverlast na de ongekend hevige regenval op 13 en 14 juli 2021 in Nederland, Duitsland, België en Luxemburg niet snel vergeten. Het aantal slachtoffers en de materiële schade waren groot.

Helaas zijn dit soort gebeurtenissen niet meer uniek of zeldzaam. Minder dan een maand voor de overstromingen in de Limburgse grensregio werd met name het midden van het land op 18 juni 2021 getroffen door zware onweersbuien, die hevige stormschade en wateroverlast veroorzaakten. Veel mensen zagen de indringende beelden van onbewoonbare huizen en gaslekken in Leersum, geknakte hoogspanningsmasten in Oldebroek, een omgewaaide kraan in Tiel en compleet ondergelopen straten in Den Haag. Het zijn ervaringen die je niet snel zult vergeten. Extreme buien veroorzaken steeds meer schade; soms loopt die op tot tientallen of zelfs honderden miljoenen euro's.

Dát het klimaat verandert ervaren we allemaal. Het KNMI brengt het Klimaatsignaal'21 uit om antwoord te geven op vragen als: *In welke mate is het klimaat al veranderd? Wat is eigenlijk normaal voor de tijd van het jaar? En waar moeten we in de toekomst rekening mee houden?*

Dit rapport is gericht op iedereen die – professioneel of persoonlijk – op zoek is naar actuele informatie over klimaatverandering in Nederland.

Het Klimaatsignaal'21 is gebaseerd op de grote hoeveelheid kennis over klimaatverandering die in 2021 in het zesde rapport van het IPCC – het internationale klimaatpanel van de Verenigde Naties – is samengebracht. In dit rapport is deze kennis aangevuld met waarnemingen en onderzoek van het KNMI, en – waar nodig – vertaald naar de situatie in Nederland.

Het Klimaatsignaal'21 laat zien hoe het klimaat ervoor staat in Nederland. De gemeten veranderingen zijn in beeld gebracht en worden geduid. Daarnaast wordt een schets gegeven van te verwachten verdere veranderingen van het klimaat. Medio 2023 worden deze veranderingen vertaald naar de meer kwantitatieve KNMI'23-klimaat-scenario's.

Het Klimaatsignaal'21 presenteert de feiten – meetreeksen en op klimaatmodellen gebaseerde analyses – over klimaatverandering in Nederland en kan door beleidsmakers gebruikt worden als onderbouwing voor de verdere ontwikkeling van het klimaatbeleid in ons land.

Met dit rapport geeft het KNMI (opnieuw) het signaal af dat het klimaat in Nederland snel verandert. Ook benadrukt het KNMI dat klimaatverandering in Nederland een steeds grotere impact heeft op onze samenleving. Daarmee wordt eens te meer onderstreept hoe belangrijk het is om – samen met andere landen – de uitstoot van broeikasgassen fors te verminderen. Alleen dan zullen we de gevolgen van klimaatverandering, zoals toenemende hitte, droogte, extreme neerslag en zeespiegelstijging voor Nederland kunnen beperken.

Gerard van der Steenhoven
Hoofddirecteur KNMI

Introductie



De wereld warmt snel op. In Nederland is sinds 1901 de temperatuur ongeveer tweemaal zo snel gestegen als het wereldgemiddelde. De gevolgen van klimaatverandering zijn duidelijk merkbaar: op 25 juli 2019 ging het kwik door de historische grens van 40°C en in de laatste twee decennia nam het aantal dagen met extreme neerslag toe. Ook vielen de droge seizoenen in drie opeenvolgende jaren (2018, 2019 en 2020) op, waarbij de relevante vraag opdoemt of dit in de toekomst vaker en/of intenser gaat voorkomen.

Het *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) concludeert in 2021 [→ 0.1](#) dat de opwarming van het klimaat door de menselijke invloed een vaststaand feit is en dat zich op grote schaal een snelle klimaatverandering heeft voltrokken. Het vorige rapport uit 2013 sprak nog over een 'uiterst waarschijnlijke menselijke invloed' op het klimaat. Wereldwijd is sprake van een versnelling in de zeespiegelstijging, doordat de grote ijskappen in toenemende mate massa verliezen.

Sinds de publicatie van de vorige KNMI-klimaatscenario's (in 2014) [→ 0.2](#) is veel onderzoek verricht, zowel door het KNMI als in (inter)nationale context. Ook op het politieke vlak zijn er ontwikkelingen geweest: in december 2015 is het Klimaatakkoord van Parijs tot stand gekomen, waarin is afgesproken om de wereld niet verder te laten opwarmen dan 2°C ten opzichte van het pre-industriële tijdperk (1850-1900) en te streven naar 1,5°C. Om dit te bereiken zijn wereldwijd vergaande inspanningen nodig voor het snel beperken van de uitstoot van broeikasgassen.

De opwarming van het klimaat door de menselijke invloed is nu een vaststaand feit.

Focus en opzet Klimaatsignaal'21

Dit KNMI Klimaatsignaal'21 informeert u over nieuwe inzichten uit de tot nu toe gepubliceerde IPCC-rapporten in de zesde cyclus en uit KNMI-onderzoek – al dan niet in internationale context verricht. Het is niet bedoeld als opvolger van de KNMI'14-klimaatscenario's voor Nederland. Het vergt tijd om de klimaatmodellen, die gebruikt zijn voor het IPCC rapport, te analyseren en door te vertalen met fijnmazige modellen voor Europa. De nieuwe klimaatscenario's voor Nederland – inclusief scenario-tabel – verschijnen naar verwachting in 2023.

In dit rapport ligt de focus op waargenomen tendensen en veranderingen in inzichten rond een aantal thema's. De onderwerpen zijn beleidsrelevant en tot stand gekomen in samenspraak met beleidsmakers en kennisinstellingen. Hiertoe is een klankbordgroep opgericht, waarvan de leden kenbaar hebben gemaakt wat hun wensen zijn met betrekking tot de keuzes voor zowel het Klimaatsignaal'21 als de KNMI'23-klimaatscenario's voor Nederland. Daarnaast heeft de Advisory Board, bestaande uit internationale wetenschappers met ervaring en/of affiniteit met klimaatscenario's, adviezen gegeven over de inhoud.

IPCC-rapporten

Dit Klimaatsignaal'21 borduurt voort op diverse IPCC-rapporten, die in de afgelopen jaren zijn verschenen. In de eerste fase van de zesde assessmentcyclus heeft het IPCC vier themarapporten uitgebracht. In oktober 2018 verscheen het speciale rapport over 1,5°C mondiale opwarming → [0.3](#). Hiertoe was het IPCC uitgenodigd na de totstandkoming van het Klimaatakkoord van Parijs. In 2019 volgden nog drie rapporten: over de te hanteren methodiek bij de inventarisatie van de uitstoot van broeikasgassen; over klimaatverandering en land(gebruik); en over oceanen en ijskappen in een veranderend klimaat → [0.4](#).

In augustus 2021 is het Werkgroep I-rapport van het zesde assessmentrapport van het IPCC verschenen, nadat de samenvatting voor beleidsmakers was goedgekeurd door landendelegaties van de Verenigde Naties. Het Werkgroep I-rapport behandelt de fysische basis van het klimaatstelsel, een onderwerp dat direct aansluit bij het KNMI-klimaatonderzoek.

In 2022 worden de overige drie delen van het zesde assessmentrapport verwacht: Werkgroep II over de gevolgen van klimaatverandering voor mens en natuur, de kwetsbaarheden en mogelijkheden tot aanpassen; Werkgroep III over de mogelijkheden om de uitstoot van broeikasgassen te beperken; en als laatste het Syntheserapport, waarin thema-overstijgend een samenvatting wordt gegeven voor beleidsmakers. Het vorige IPCC-assessmentrapport van de vijfde cyclus dateert van 2013/2014 → [0.5](#).

Klimaatmodellen en emissiescenario's

In het zesde IPCC-assessmentrapport van Werkgroep I is gebruikgemaakt van de nieuwste generatie klimaatmodellen, die door diverse wetenschappelijke instituten zijn ontwikkeld en zijn samengebracht in het Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6). Deze modellen worden gevoed met scenario's van de concentraties broeikasgassen en aerosolen, die gebaseerd zijn op zogeheten Shared Socioeconomic Pathways (SSP's). Deze SSP's vormen plausible wereldbeelden, die uitgaan van uiteenlopende sociaaleconomische, technologische en demografische ontwikkelingen in de toekomst.

In de vorige generatie klimaatmodellen (CMIP5), gebruikt voor het vijfde IPCC-assessmentrapport, werden de scenario's gebaseerd op de zogeheten Representative Concentration Pathways (RCP's). De bandbreedte van beide groepen scenario's – SSP's en RCP's – is wat betreft concentraties broeikasgassen nagenoeg gelijk. Wel zijn er lagere emissiepaden voor het behalen van de 1,5°C-doelstelling toegevoegd aan de SSP's.



Jannes Wiersema



Jannes Wiersema

Leeswijzer Klimaatsignaal'21

Dit rapport bestaat uit negen hoofdstukken. De thema's zijn gekozen op grond van maatschappelijke relevantie. In het [→ eerste hoofdstuk](#) gaan we in op klimaatverandering in Nederland. Begin 2021 is door het KNMI uit de waarnemingen de nieuwe klimatologie voor Nederland berekend over de periode 1991-2020 (de zogeheten 'normalen'). De focus ligt op de tendensen die de opeenvolgende normalen laten zien. Aangezien Nederland ook overzeese gebieden heeft – namelijk de BES-eilanden in het Caribisch gebied – beschouwen we in [→ hoofdstuk twee](#) de hier waargenomen klimaatverandering. Daarbij besteden we ook aandacht aan tropische orkanen en stormvloed.

In hoofdstuk drie en vier beschouwen we de nieuwe inzichten uit het zesde assessment Werkgroep I-rapport van het IPCC. In [→ hoofdstuk drie](#) bespreken we de algemene inzichten, en ook de klimaatprojecties voor het Europese gebied rondom Nederland en voor het Caribisch gebied. Vanwege de beleidsrelevantie voor Nederland besteden we in [→ hoofdstuk vier](#) apart aandacht aan zeespiegelstijging. De genoemde getallen voor Nederland zijn een voorlopige doorvertaling van de mondiale projecties van het IPCC. De definitieve getallen verschijnen in de KNMI'23-klimaatscenario's.

In [→ hoofdstuk vijf](#) kijken we naar het Arctisch gebied. De opwarming verloopt hier twee tot drie keer zo snel als het wereldgemiddelde, met uitschieters naar 1°C opwarming per decennium op Spitsbergen. Klimaatverandering in het arctische gebied heeft grote gevolgen voor flora en fauna, voor het zeeniveau via massaverlies van de Groenlandse IJskap, en mogelijk ook voor het weer in Nederland.

[→ Hoofdstuk zes](#) gaat over zomerse hoosbuien. [→ Hoofdstuk zeven](#) gaat over droogte. Beide zeer actuele onderwerpen.

Relevant voor het waterbeheer zijn de ontwikkelingen van wind aan de kust en neerslag in het stroomgebied van de Rijn en de Maas. In [→ hoofdstuk acht](#) geven we een overzicht van waargenomen trends en tendensen in de nieuwe generatie klimaatmodellen van deze grootheden. In het laatste hoofdstuk – [→ hoofdstuk negen](#) – beschrijven we de inzichten in het stedelijk klimaat, zowel qua hitte-eilandeffect als qua neerslag.

1 Klimaat- verandering in Nederland



Iedere tien jaar maakt het KNMI een nieuwe klimatologie van Nederland, ook wel klimaatnormalen genoemd. Hiervoor wordt een periode van dertig jaar gehanteerd, zoals aanbevolen door de Wereld Meteorologische Organisatie. In de klimatologie wordt een groot aantal klimaatvariabelen beschouwd, zoals temperatuur, neerslag, windsnelheid, en zonneshijn. Daarbij wordt gekeken naar gemiddelden en naar extremen.

Dit hoofdstuk gaat in op de klimaatverandering tussen de huidige klimatologische periode (1991-2020) en de periode van dertig jaar daarvoor (1961-1990)¹. Daarnaast is voor enkele klimaatvariabelen de ontwikkeling sinds de vorige eeuw grafisch weergegeven. Veranderingen in deze grootheden zijn het gevolg van door de mens veroorzaakte klimaatverandering en van natuurlijke schommelingen in het klimaat.

De resultaten laten zien dat in Nederland in de afgelopen dertig jaar de temperatuur, de zonnestraling, de neerslag, de verdamping en het neerslagtekort zijn toegenomen. De windsnelheid is afgenomen.

¹ De getallen in de tekst en figuren in dit hoofdstuk gelden voor de volgende meetstations: temperatuur: De Bilt; neerslag: gemiddelde van 13 neerslagstations (P13: De Bilt, De Kooy, Groningen, Heerde, Hoofddorp, Hoorn, Kerkwerpe, Oudenbosch, Roermond, Ter Apel, West-Terschelling, Westdorpe en Winterswijk); zonnestraling, verdamping, vochtigheid: gemiddelde van vijf stations: De Bilt, De Kooy, Eelde, Vlissingen, Maastricht; neerslagtekort: P13 neerslag + verdamping in meest nabije KNMI-stations; wind: Schiphol, tenzij anders vermeld.

De afgelopen dertig jaar zijn de temperatuur, de zonnestraling, de neerslag, de verdamping en het neerslagtekort toegenomen.

Klimaatveranderingen tussen 1961-1990 en 1991-2020

Tussen 1961-1990 en 1991-2020 is de jaargemiddelde temperatuur in Nederland toegenomen met 1,1°C. Dat is ruim twee keer zo veel als de toename van de wereldgemiddelde temperatuur in dezelfde periode. De temperatuur is in alle seizoenen toegenomen. De toename is het grootst in de lente², en het kleinst in de herfst. De lente en de zomer zijn mede opgewarmd doordat in die seizoenen de inkomende zonnestraling toenam. Jaargemiddeld nam de zonnestraling toe met 4%. De jaargemiddelde windsnelheid nam daarentegen af, eveneens met 4%.

Gemiddeld over Nederland is de jaarlijkse neerslag toegenomen, met 8%. De toename is het grootst in de winter en de zomer. Hierbij werden de natte dagen natter; het *aantal* natte dagen veranderde niet of nauwelijks. De lente is het enige seizoen waarin de neerslag is afgenomen. Het aantal droge dagen in de lente is sterk toegenomen. De verdamping is in alle seizoenen toegenomen, vooral in de lente. Dit heeft – samen met de afgenomen neerslag in de lente – geleid tot een toename van het maximale neerslagtekort gedurende het groeiseizoen³ (+ 12%) en een toename van het neerslagtekort aan het eind van de lente (+ 22%).

² Winter = december, januari, februari; lente = maart, april, mei; zomer = juni, juli, augustus; herfst = september, oktober, november.

³ Het groeiseizoen loopt van 1 april tot en met 30 september.

Extremen zijn sterk veranderd. Het gemiddeld aantal vorstdagen per jaar – met een minimumtemperatuur onder nul – nam af met bijna twee weken (van 65 naar 53 dagen), en het gemiddeld aantal ijsdagen per jaar – met een maximumtemperatuur onder nul – nam af met 5 dagen (van 11 naar 6 dagen). Het gemiddelde aantal zomerse dagen per jaar – waarop een temperatuur van 25°C of hoger bereikt wordt – nam toe van 19 naar 28; het gemiddelde aantal tropische dagen per jaar – waarop het 30°C of warmer wordt – is ruim verdubbeld: van 2,4 naar 5,0. De hoogste maximumtemperatuur per jaar nam toe met 2,4°C, ruim twee keer zoveel als de toename van de jaargemiddelde temperatuur. Het aantal zeer natte dagen – met in de winter minstens 10 mm neerslag en in de zomer minstens 20 mm – nam met ongeveer een kwart toe: van 4,3 naar 5,3 dagen in de winter en van 1,5 naar 1,9 dagen in de zomer.

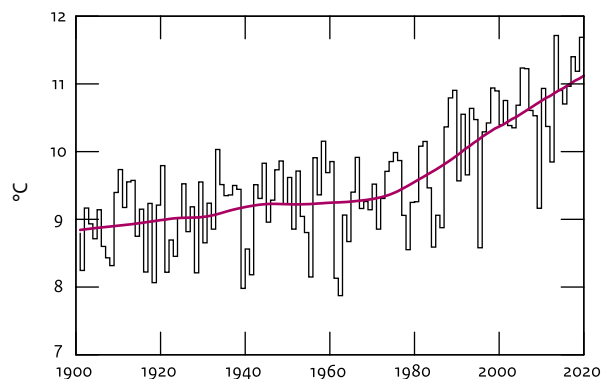
Veranderingen in het klimaat sinds begin vorige eeuw

Temperatuur, neerslag, zonnestraling, neerslagtekort

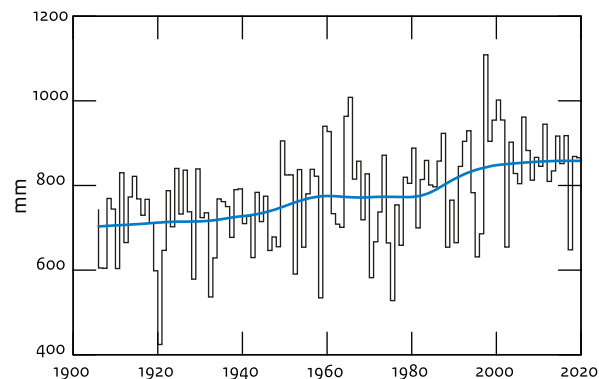
De jaargemiddelde temperatuur in Nederland neemt sinds de jaren 70 toe met ruim 0,4°C per tien jaar [figuur 1.1a](#)⁴. In de periode 1901-2020 is de jaargemiddelde temperatuur met 2,3°C toegenomen. De jaarlijkse neerslag nam in het verleden ook toe, maar is sinds 2000 nauwelijks verder toegenomen [figuur 1.1b](#).

⁴ [Figuur 1](#) toont naast de waarden per jaar ook de trendlijn → [1.1](#). De genoemde veranderingen zijn gebaseerd op de trendlijnen.

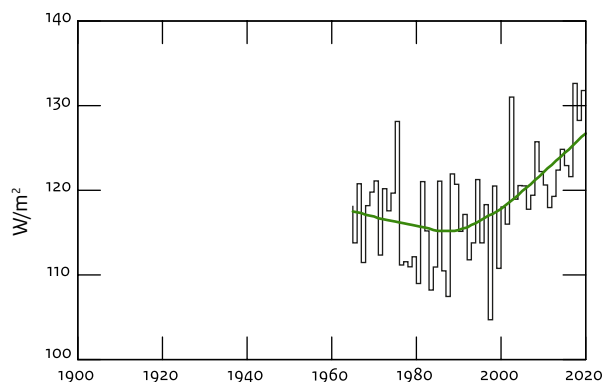
a) Jaargemiddelde temperatuur



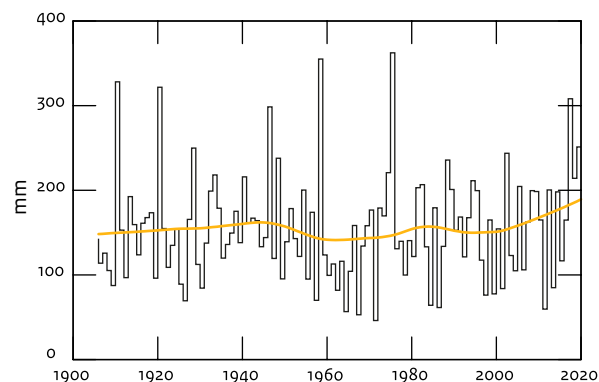
b) Jaarsom neerslag



c) Jaargemiddelde zonnestraling



d) Maximaal neerslagtekort



Figuur 1.1 Jaargemiddelde temperatuur sinds 1901 (a), Jaarsom neerslag sinds 1906 (b), jaargemiddelde zonnestraling sinds 1965 (c), en maximaal neerslagtekort in het groeiseizoen sinds 1906 (d).

Dat komt doordat de neerslag in de lente en de herfst sinds 2000 is afgenomen. De neerslag in de winter en – in mindere mate – in de zomer is sinds 2000 wel verder toegenomen. Door de toename van de temperatuur kan de lucht ook meer waterdamp bevatten en daarmee kan de neerslag toenemen. Daarnaast zijn er natuurlijke variaties in de neerslag door variaties in weerpatronen. In de periode 1906-2020 is de jaarlijkse neerslag met 21% toegenomen.

De jaargemiddelde inkomende zonnestraling neemt toe sinds de jaren 90, met 3% per tien jaar [figuur 1.1c](#). De toename is het grootst in de lente, met ruim 4% per tien jaar. De toename in zonnestraling is vooral het gevolg van een afname in bewolking. De zonnestraling in de lente van 2020 was extreem hoog, mede door de geringe aanwezigheid van vliegtuigstrepen en door verminderde luchtvervuiling als gevolg van maatregelen om het coronavirus te beheersen.

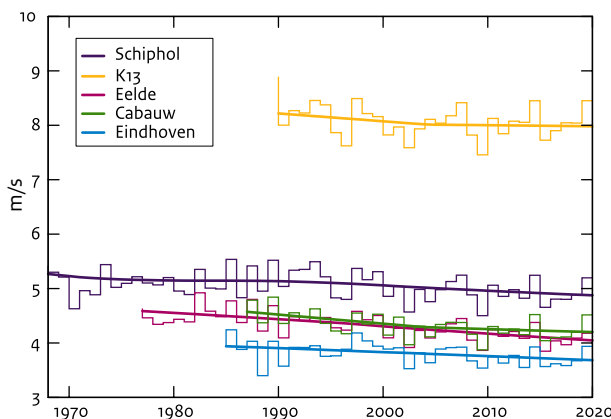
Het maximale neerslagtekort in het groeiseizoen is in de periode 1991-2020 toegenomen met ruim 8% per tien jaar [figuur 1.1d](#). Dit komt vooral doordat de verdamping – en daarmee het neerslagtekort – in de lente is toegenomen, wat deels verklaard wordt door de toegenomen zonnestraling en temperatuur in de lente. In de vorige eeuw was er geen trend in neerslagtekort ([→ hoofdstuk zeven](#)).

Wind

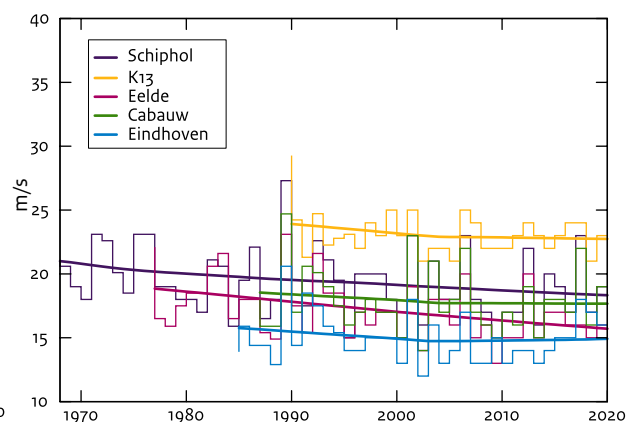
De jaargemiddelde windsnelheid in de vier landstations Schiphol, Eelde, Cabauw en Eindhoven is sinds de jaren 90 afgenomen met gemiddeld 2% per tien jaar [figuur 1.2a](#). Voor het station K13 op de Noordzee (100 km ten westen van Den Helder) zien we geen duidelijke trend. De afname van de windsnelheid is waarschijnlijk deels het gevolg van een toename van de ruwheid van het landoppervlak door toename van de bebouwing [→ 1.2](#).

De hoogste uurgemiddelde windsnelheid per jaar in de vijf stations is sinds de jaren 90 eveneens afgenomen [figuur 1.2b](#). De afname is het sterkst in de stations van Schiphol en Eelde, met gemiddeld 3% per tien jaar. Die afname zien we ook terug in de snelheid van windstoten met uitzondering van die bij zomerse hoosbuien [→ hoofdstuk zes](#). In de windrichting zien we geen duidelijke trend sinds 1950, maar wel langjarige variaties. Zo was het percentage dagen in het zomerhalfjaar met zuidwestenwind in de jaren 50 relatief hoog, in de jaren 80 relatief laag, en in de laatste jaren weer relatief hoog. Het gaat hier waarschijnlijk om natuurlijke variaties.

a) Gemiddelde windsnelheid per jaar



b) Hoogste uurgemiddelde windsnelheid per jaar



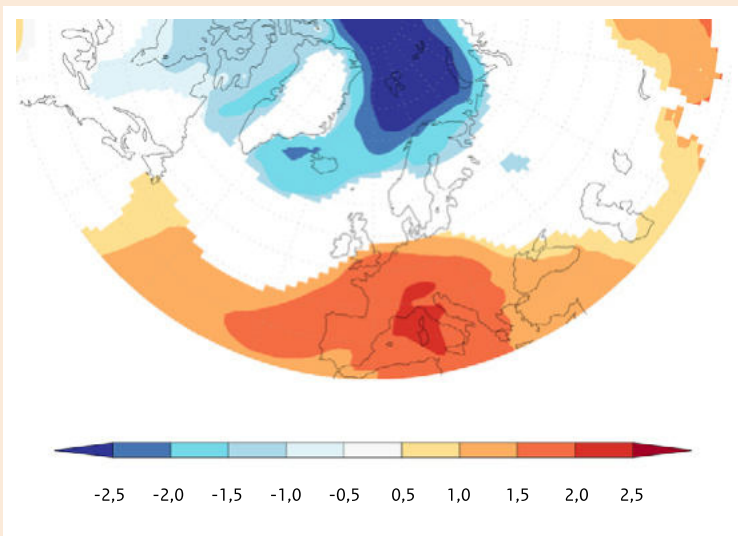
Figuur 1.2 Gemiddelde windsnelheid per jaar (a) en hoogste uurgemiddelde windsnelheid per jaar (b) op vier stations op land en één op de Noordzee (K13).

Oorzaken opwarming Nederland

Trends in het regionale klimaat kunnen direct door het versterkte broeikaseffect worden veroorzaakt of indirect door veranderingen in luchtstromingen. Deze luchtstromingen hangen af van de ligging van hoge- en lagedrukgebieden. Ook dit luchtdrukpatroon kan door het versterkte broeikaseffect veranderen, met als gevolg een verandering van de overheersende richting van waar het weer vandaan komt.

Boven Europa is het luchtdrukpatroon sinds 1881 in de winter veranderd, met toenemende luchtdruk boven het Middellandse Zeegebied en afnemende luchtdruk ten noorden van Scandinavië ([figuur 1.3](#)). Dit heeft in Nederland, net als in de rest van Europa, geleid tot een toename van westenwinden en een afname van oostenwinden in de winters. We zien hierdoor in Europa een toename van het aantal zachte dagen en een afname van het aantal koude dagen.

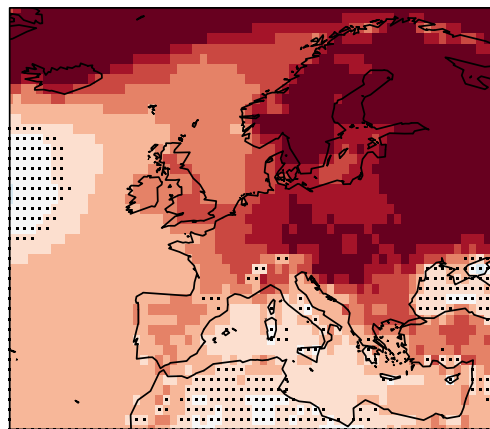
Uit waarnemingen en modeldata blijkt dat in Noordwest-Europa een substantieel deel van de opwarming in de winter over de afgelopen zestig jaar het gevolg is van veranderingen in de luchtstromingen ([figuur 1.4](#)). Voor de zomer geldt dit niet. De natuurlijke variatie in stromingspatronen is echter erg groot. Lopend onderzoek met behulp van klimaatmodellen moet uitwijzen welk deel van de verandering in de stromingen systematisch is en welk deel een gevolg is van langjarige, natuurlijke fluctuaties.



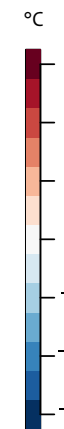
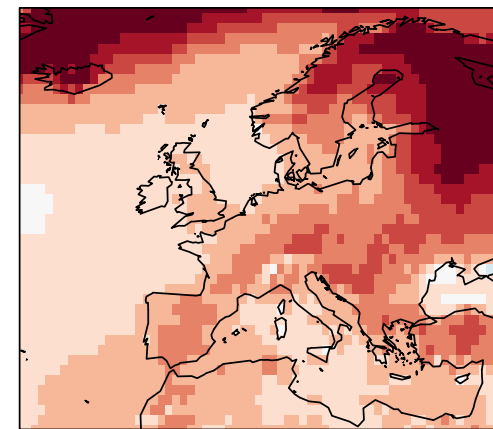
Figuur 1.3 Trend in luchtdruk op zeeniveau (hPa/°C) in het winterhalfjaar oktober-maart over 1881–2020. De trend is gedefinieerd als de verandering in luchtdruk per graad stijging van de wereldgemiddelde temperatuur. Data: luchtdruk: 20th-Century Reanalysis v3 (1961–2015) en ERA5 (2016–2020), temperatuur: GISTEMP.

Figuur 1.4 Trend in de wintertemperatuur (december-februari) per graad mondiale opwarming, bepaald over de periode 1961–2019 (linksboven). De andere panelen tonen de verschillende bijdragen aan de trend. Data: 20th-Century Reanalysis v3 (1961–2015) aangevuld met ERA5 (2016–2019). In de gearceerde gebieden is de trend niet significant.

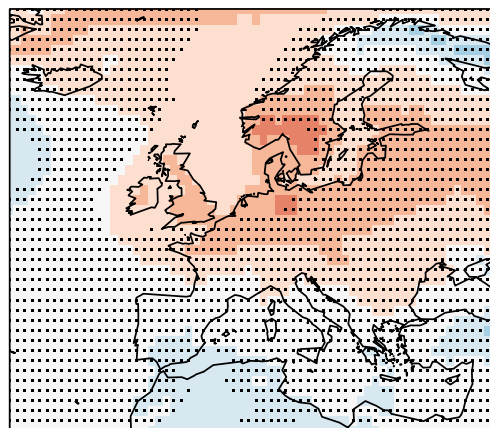
Trend waargenomen wintertemperatuur



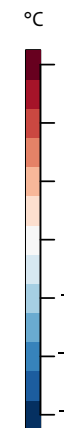
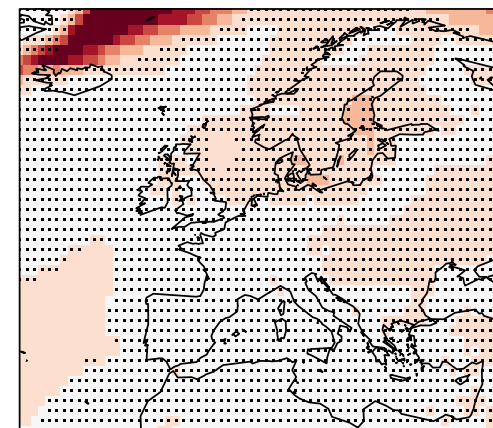
Trendbijdrage: mondiale opwarming (winter)



Trendbijdrage: luchtstromingen (winter)



Trendbijdrage: restant (winter)



Tabel 1 Klimaatnormalen voor Nederland: 1961-1990, 1981-2010 en 1991-2020 ⁵

Seizoen	Variabele	Indicator	Klimaat 1961-1990	Klimaat 1981-2010	Klimaat 1991-2020	
Jaar	Temperatuur	gemiddelde (TG)	9,4 °C	10,1 °C	10,5 °C	
		gemiddelde maximum dagtemperatuur (TX)	13,3 °C	14,1 °C	14,5 °C	
		gemiddelde minimum dagtemperatuur (TN)	5,4 °C	6,0 °C	6,3 °C	
	Neerslag	gemiddelde hoeveelheid	780 mm	838 mm	851 mm	
	Zonnestraling	gemiddelde hoeveelheid	364 kJ/cm ²	368 kJ/cm ²	379 kJ/cm ²	
	Verdamping	potentiële verdamping	564 mm	580 mm	603 mm	
	Vochtigheid	relatieve vochtigheid	82,7 %	83 %	81,8 %	
	Wind	gemiddelde windsnelheid	5,2 m/s	5,1 m/s	5,0 m/s	
		hoogste daggemiddelde per jaar	14,4 m/s	13,8 m/s	13,7 m/s	
		hoogste uurgemiddelde per jaar	20,4 m/s	19,2 m/s	18,9 m/s	
		aantal dagen met windrichting tussen zuid en west	146	150	151	
	Winter	Temperatuur	gemiddelde (TG)	2,7 °C	3,4 °C	3,9 °C
			gemiddelde maximum dagtemperatuur (TX)	5,3 °C	6,1 °C	6,6 °C
			gemiddelde minimum dagtemperatuur (TN)	-0,1 °C	0,5 °C	1,1 °C
		koudste winterdag per jaar (TG)	-7,2 °C	-6,3 °C	-5,6 °C	
		zachtste winterdag per jaar (TG)	10,5 °C	11,3	11,4 °C	
		aantal vorstdagen (TN < 0 °C)	41 dagen	38 dagen	35 dagen	
		aantal ijsdagen (TX < 0 °C)	10 dagen	7,6 dagen	5,9 dagen	
Neerslag		gemiddelde hoeveelheid	190 mm	205 mm	216 mm	
		aantal natte dagen (≥ 0,1 mm)	56 dagen	55 dagen	56 dagen	
		aantal dagen ≥ 10 mm	4,3 dagen	5,0 dagen	5,3 dagen	
Wind		gemiddelde windsnelheid	5,9 m/s	5,9 m/s	5,8 m/s	
Zonnestraling		gemiddelde hoeveelheid	27 kJ/cm ²	26 kJ/cm ²	26 kJ/cm ²	
Verdamping		potentiële verdamping	31,1 mm	30,7 mm	31,7 mm	

Seizoen	Variabele	Indicator	Klimaat 1961-1990	Klimaat 1981-2010	Klimaat 1991-2020	
Lente	Temperatuur	gemiddelde (TG)	8,4 °C	9,5 °C	9,9 °C	
		Neerslag	gemiddelde hoeveelheid	163 mm	167 mm	153 mm
		Wind	gemiddelde windsnelheid	5,5 m/s	5,2 m/s	5,0 m/s
	Zonnestraling	zonnestraling	120 kJ/cm ²	123 kJ/cm ²	128 kJ/cm ²	
	Verdamping	potentiële verdamping	172 mm	182 mm	190 mm	
	Droogte	gemiddeld neerslagtekort aan het einde van de lente	53 mm	57 mm	65 mm	
	Zomer	Temperatuur	gemiddelde (TG)	16,2 °C	17,0 °C	17,5 °C
gemiddelde maximum dagtemperatuur (TX)			21,0 °C	21,9 °C	22,3 °C	
gemiddelde minimum dagtemperatuur (TN)			11,3 °C	11,9 °C	12,1 °C	
koelste zomerdag per jaar (TG)			10,4 °C	11,1 °C	11,5 °C	
warmste zomerdag per jaar (TG)			23,6 °C	24,7 °C	25,5 °C	
aantal zomerse dagen (TX ≥ 25 °C)			15 dagen	21 dagen	22 dagen	
		aantal tropische dagen (TX ≥ 30 °C)	2,4 dagen	3,8 dagen	4,7 dagen	
		aantal tropische nachten (TN ≥ 20 °C)	0,0 dagen	0,1 dagen	0,3 dagen	
Neerslag		gemiddelde hoeveelheid	207 mm	221 mm	235 mm	
		aantal natte dagen (≥ 0,1 mm)	44 dagen	44 dagen	44 dagen	
		aantal dagen (≥ 20 mm)	1,5 dagen	1,7 dagen	1,9 dagen	
Wind		gemiddelde windsnelheid	4,4 m/s	4,3 m/s	4,4 m/s	
Zonnestraling		gemiddelde hoeveelheid	156 kJ/cm ²	160 kJ/cm ²	164 kJ/cm ²	
Verdamping	potentiële verdamping	264 mm	277 mm	286 mm		
Droogte	maximaal neerslagtekort gedurende het groeiseizoen; gemiddelde	143 mm	153 mm	160 mm		
	maximaal neerslagtekort gedurende het groeiseizoen; 5% droogste jaren	228 mm	224 mm	247 mm		
Herfst	Temperatuur	gemiddelde (TG)	10,2 °C	10,6 °C	10,9 °C	
		Neerslag	gemiddelde hoeveelheid	223 mm	246 mm	245 mm
		Wind	gemiddelde windsnelheid	5,0 m/s	4,9 m/s	4,8 m/s
		Zonnestraling	gemiddelde hoeveelheid	59 kJ/cm ²	59 kJ/cm ²	60 kJ/cm ²
		Verdamping	potentiële verdamping	91 mm	92 mm	95 mm

⁵ De getallen in de tabel gelden voor de volgende meetstations: temperatuur: De Bilt; neerslag: gemiddelde van 13 neerslagstations (P13); zonnestraling, verdamping, vochtigheid: gemiddelde van 5 stations: De Bilt, De Kooy, Eelde, Vlissingen, Maastricht; neerslagtekort: P13 neerslagstations + verdamping in meest nabijge KNMI-stations; wind: Schiphol. TX: maximumtemperatuur; TN: minimumtemperatuur; TG: daggemiddelde temperatuur.

2

Klimaat- verandering, orkanen en stormvloeden op de BES-eilanden

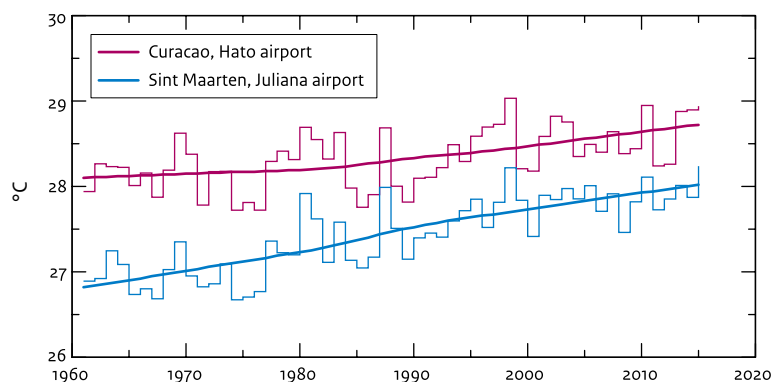


Bonaire, St. Eustatius en Saba, ook wel de BES-eilanden genoemd, zijn bijzondere gemeenten van Nederland. Dit rapport gaat daarom ook in op het klimaat van de BES-eilanden. Vanuit het oogpunt van klimaatverandering kijken we met name naar waargenomen trends in temperatuur en neerslag, en vanuit de impact op de samenleving naar orkanen en de daardoor veroorzaakte stormvloeden. De temperatuur neemt sinds de jaren 80 toe met ongeveer 0,2°C per tien jaar. De neerslag vertoont geen trend. Orkanen van de zwaarste categorie 5 komen op St. Eustatius en Saba ongeveer eens per veertig jaar voor en op Bonaire eens per tachtig jaar.

Temperatuur en neerslag: waargenomen trends

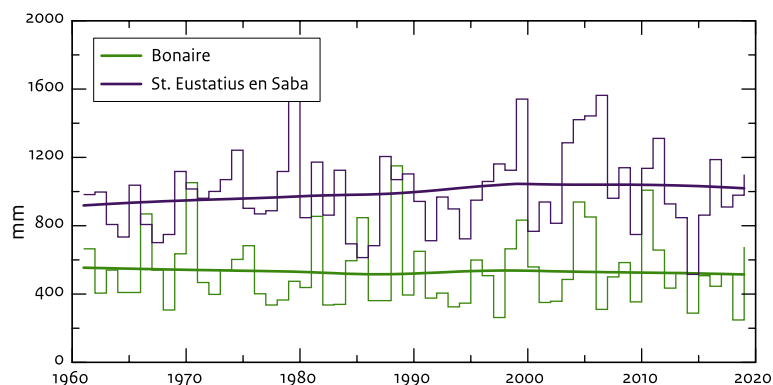
Om trends te bepalen, is het noodzakelijk te beschikken over langjarige reeksen van nauwkeurige metingen van weerstations. Voor de BES-eilanden waren zulke reeksen voor dit rapport niet beschikbaar. Voor de temperatuur gebruiken we de wel beschikbare reeksen van Curaçao – 80 km van Bonaire – en St. Maarten – 50 km van St. Eustatius en Saba. De jaargemiddelde temperatuur op Curaçao en St. Maarten neemt sinds de jaren 80 toe met respectievelijk 0,15°C en 0,23°C per tien jaar [figuur 2.1](#). Voor neerslag gebruiken we metingen met neerslagmeters op land van het Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). De neerslag op zowel Bonaire als St. Eustatius en Saba varieert sterk van jaar tot jaar [figuur 2.2](#). Van een trend in neerslag is in beide gebieden geen sprake.

Jaargemiddelde temperatuur



Figuur 2.1 Jaargemiddelde temperatuur sinds 1961 op Curaçao en Sint Maarten.
Data: GHCN-M v4 gehomogeniseerd.

Jaarsom neerslag



Figuur 2.2 Neerslag per jaar sinds 1961 op Bonaire en St. Eustatius en Saba.
Data: GPCC Full Data Monthly Product Version 2020, 1.0° resolutie.

Orkanen

Waarnemingen van orkanen

De BES-eilanden bevinden zich in het pad dat orkanen kunnen volgen. De hoge windsnelheden, stormvloeden en grote hoeveelheden neerslag die orkanen veroorzaken, maken deze stormen tot de dodelijkste en kostbaarste natuurrampen.

De grootste impact van een orkaan treedt op nabij het centrum van de storm, waar de hoogste windsnelheden plaatsvinden. Maar de effecten zijn soms op meer dan 500 km afstand merkbaar. Bij windsnelheden vanaf 18 m/s is sprake van een tropische storm en begint schade te ontstaan, vanaf 33 m/s is sprake van een orkaan, en vanaf 50 m/s is de schade doorgaans catastrofaal.

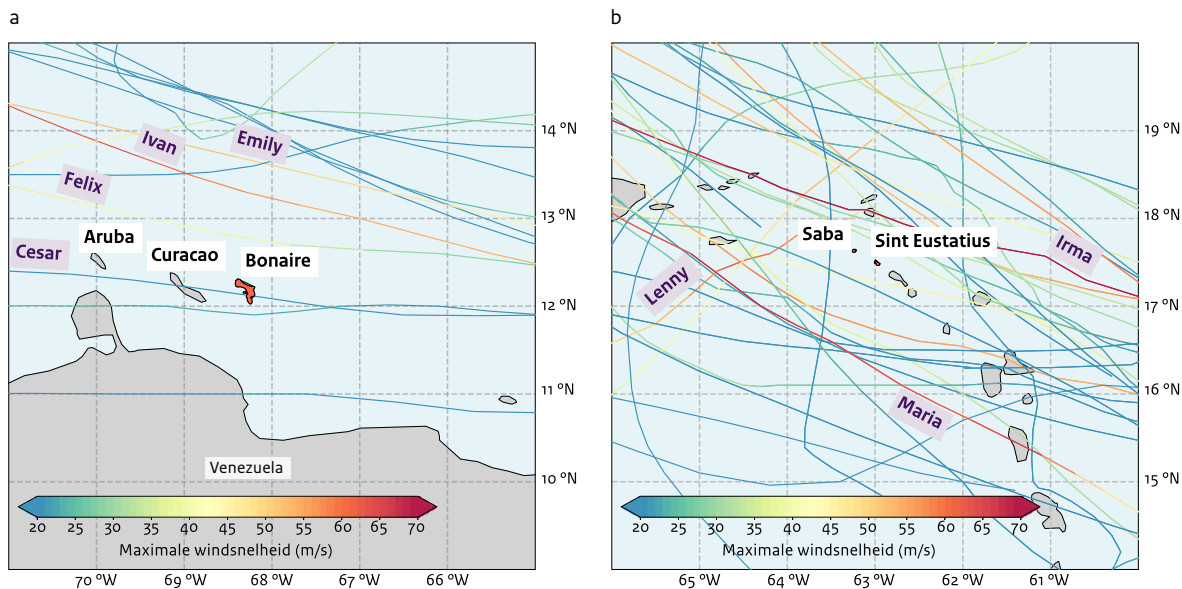
Sinds 1981 zijn er betrouwbare metingen, en zijn er 14 orkanen met maximale windsnelheden van meer dan 18 m/s binnen 250 km van Bonaire gekomen, met als zwaarste drie Felix (2007; 46 m/s, categorie 2), Ivan (2004; 63 m/s, categorie 4) en Emily (2005; 52 m/s, categorie 3) [figuur 2.3a](#). In 1996 is Bonaire direct geraakt door tropische storm Cesar (20 m/s).

Sinds 1981 zijn er 35 orkanen met maximale windsnelheden groter dan 18 m/s binnen 250 km van St. Eustatius en Saba gekomen, met als zwaarste drie Irma (2017; 70 m/s, categorie 5), Maria (2017; 68 m/s, categorie 4) en Lenny (1999; 61 m/s, categorie 4) [figuur 2.3b](#). De eilanden zijn niet direct geraakt door een orkaan, maar leden wel substantiële schade aan de natuur door orkaan Irma [→ 2.1](#).

De kans op orkanen

Om de kans op het voorkomen van een bepaalde categorie orkaan uit te drukken, wordt meestal gebruik gemaakt van de zogenoemde herhalings-tijd. Dit is de tijd die gemiddeld tussen twee gebeurtenissen ligt. Een windsnelheid met een herhalings-tijd van 100 jaar heeft een kans van 1% dat deze (of een hogere) windsnelheid in een jaar voorkomt.

Om uitspraken te kunnen doen over extreme omstandigheden, is het belangrijk om een meetreeks van orkanen te hebben die minstens zo lang is als de herhalings-tijd. De beschikbare reeksen zijn hiervoor te kort. Een oplossing hiervoor is het gebruik van een statistisch model dat 'synthetische' orkanen berekent: orkanen die statistisch gezien mogelijk zijn in het huidige klimaat. Met het model



Figuur 2.3 Orkanen met windsnelheden groter dan 18 m/s binnen 250 km van Bonaire (a) en St. Eustatius en Saba (b), in de periode 1981-2020.

Tabel 2 Herhalingstijden orkanen rond St. Eustatius en Saba

Categorie	1 (33 tot 42 m/s)	2 (42 tot 50 m/s)	3 (50 tot 58 m/s)	4 (58 tot 70 m/s)	5 (70 m/s en meer)
Herhalingstijd (jaar)	2	3	4	7	38

Herhalingstijden van categorie 1-5 orkanen binnen 250 km van St. Eustatius en Saba, zoals berekend met het model STORM. Indeling in categorieën volgens Saffir en Simpson.

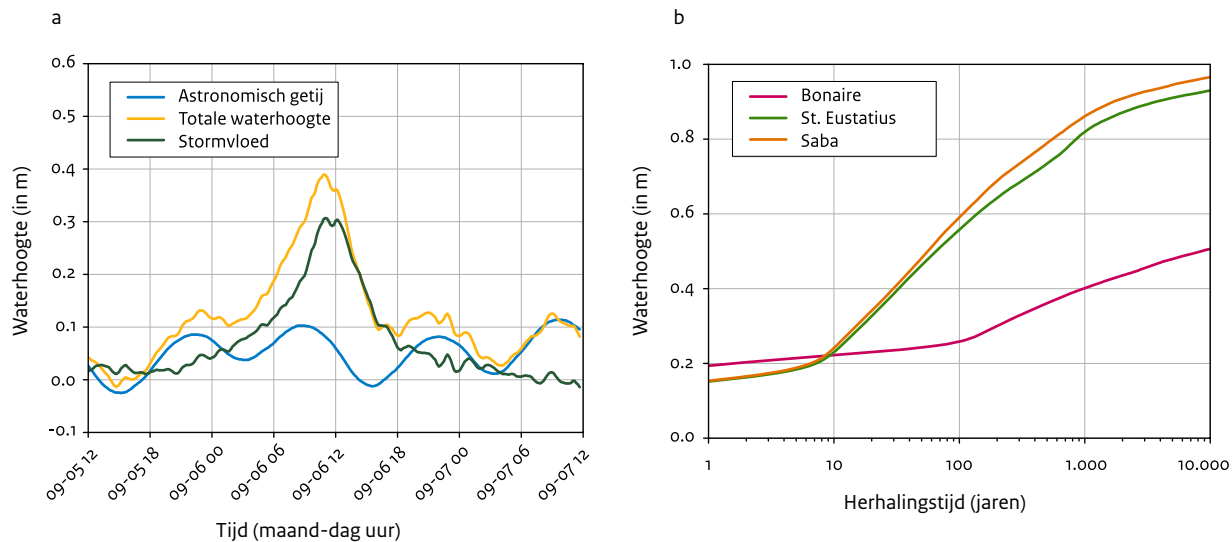
STORM → 2.2, → 2.3 is berekend hoe vaak orkanen voorkomen in 10.000 jaar. Ook de meest extreme orkanen zijn hierin meegenomen. Tabel 2 geeft de herhalingstijden van categorie 1-5 orkanen binnen 250 km van St. Eustatius en Saba. Voor Bonaire zijn de herhalingstijden ongeveer twee keer zo lang. Deze verschillen ontstaan doordat veel orkanen ten noorden van Bonaire overtrekken, terwijl St. Eustatius en Saba vaker in het pad van een orkaan liggen.

Stormvloeden

Een stormvloed is een verhoging boven het astronomisch getij, veroorzaakt door stormwinden die het water opstuwten tot boven het waterniveau van de vloed. figuur 2.4a toont voor een periode van 48 uur de waterhoogte langs de kust van Saba, die verhoogd was door orkaan Irma. De exacte verhoging hangt af van verschillende factoren – zoals de windkracht en windrichting, de luchtdruk, en de diepte van de zee.

Herhalingstijd van extreme waterhoogte

Uit modelsimulaties zijn de herhalingstijden van verschillende waterhoogtes berekend figuur 2.4b. Doordat de kans dat Bonaire door een orkaan getroffen wordt kleiner is dan op Saba en St. Eustatius, is ook de kans op een extreme waterhoogte kleiner. Het knikpunt in de curves geeft weer vanaf welke herhalingstijd orkanen een rol van betekenis spelen. Bij St. Eustatius en Saba is dat vanaf 10 jaar, bij Bonaire vanaf 100 jaar. Bij kleinere herhalingstijden is vooral hoogtij de oorzaak van extreme waterhoogte.



Figuur 2.4 Waterhoogte langs de kust van Saba onder invloed van orkaan Irma (a); herhalingstijd van extreme waterhoogtes (b).

Overstromingsgevoeligheid

Het overstromen van kustgebieden op de BES-eilanden door een stormvloed kan gevaar opleveren voor de bevolking. Ook kan het schade aan natuur, infrastructuur en bebouwing veroorzaken. Grootschalige overstromingen vanuit zee op Saba en St. Eustatius zijn onwaarschijnlijk door het vulkanisch landschap en daarmee de hoogteligging. In de kustzones liggen echter wel elektriciteits- en

drinkwatervoorzieningen en delen van een olieterminal. De haven en het vliegveld van beide eilanden raakten beschadigd door orkaan Irma. Op Bonaire ligt de vitale infrastructuur in het relatief laaggelegen kustgebied; evenals veel bebouwing, waaronder de hoofdstad Kralendijk. Daardoor is van de drie eilanden Bonaire het meest gevoelig voor stormvloeden.



Reinoud Sleeman

3 IPCC- inzichten



Het IPCC, het klimaatpanel van de Verenigde Naties, brengt eens in de 6 à 7 jaar een groot assessment-rapport uit, waarin door enkele honderden auteurs de bevindingen uit de wetenschappelijke literatuur wordt beoordeeld en samengevat. Begin augustus 2021 is het eerste deel van het zesde IPCC-rapport [→ 0.1](#) verschenen. Dit Werkgroep I-rapport gaat over de fysische basis van het klimaatsysteem, een onderwerp dat nauw aansluit bij het KNMI-klimaatonderzoek. Vanuit het KNMI zijn dan ook twee auteurs betrokken bij de totstandkoming van dit rapport.

In dit hoofdstuk worden de belangrijkste bevindingen uit het Werkgroep I-rapport samengevat. De focus ligt hierbij op de waargenomen mondiale klimaatverandering, de stijging van de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer, wetenschappelijke inzichten over de gevoeligheid van het klimaatsysteem en de nieuwe mondiale klimaatscenario's tot 2100. In aansluiting op de waargenomen klimaatontwikkelingen in Nederland en op de BES-eilanden – in respectievelijk [→ hoofdstuk 1](#) en [→ hoofdstuk 2](#) – worden ook de IPCC-klimaatprojecties voor Europa en het Caribisch gebied beschouwd.

In alle IPCC emissiescenario's wordt de 1,5°C-grens over circa tien jaar bereikt, een decennium eerder dan verwacht.

Conclusies IPCC en inzichten mondiaal klimaat

De belangrijkste conclusies van het IPCC zijn dat de opwarming van het klimaat door de menselijke invloed een vaststaand feit is en dat zich op grote schaal een snelle klimaatverandering heeft voltrokken. Het vorige rapport uit 2013 [→ 0.5](#) sprak nog over een 'uiterst waarschijnlijke menselijke invloed op het klimaat'.

De wereldgemiddelde temperatuur (over land en zee) is in de periode 2011-2020 met 1,1°C gestegen ten opzichte van het gemiddelde over de periode 1850-1900. In 2020 is de temperatuurstijging opgelopen tot 1,2°C. Ook de temperatuurstijging op regionaal niveau boven land en de afname van zee-ijs in het Arctische gebied zijn duidelijk groter dan de natuurlijke variaties.

Het is zeker dat de wereldgemiddelde temperatuur in 2050 hoger zal zijn dan nu, ongeacht het emissiescenario dat gevolgd wordt. Dit is een gevolg van de lange verblijftijd van kooldioxide (CO₂) in de atmosfeer en de al opgeslagen warmte in de oceanen door de historische uitstoot. Slechts in de twee laagste emissiescenario's is het mogelijk dat de mondiale temperatuurstijging in 2100 beperkt blijft tot hooguit 1,5 en 2°C ten opzichte van het pre-industriële tijdperk. Die keuze voor het nemen van mitigerende maatregelen om de uitstoot van broeikasgassen te beperken, kan nu nog gemaakt worden. Het resterende koolstofbudget – de hoeveelheid CO₂ die we wereldwijd nog kunnen uitstoten om een bepaalde doelstelling te halen – is beperkt. Met de huidige uitstoot is het resterende koolstofbudget voor de 1,5°C binnen tien jaar op. In alle emissiescenario's wordt de 1,5°C-grens over circa tien jaar bereikt, een decennium eerder dan verwacht. Langzame processen, zoals zeespiegelstijging, zijn niet meer te stoppen; hooguit zijn ze op de lange termijn te beperken. Hoe groter de opwarming, des te hoger de risico's op onomkeerbare klimaatveranderingen in de komende eeuwen.

Broeikasgassen

De stijging van de concentraties broeikasgassen CO₂, methaan en lachgas sinds 1750 zijn onmiskenbaar veroorzaakt door de mens. De huidige CO₂-concentratie (410 ppm⁶ in 2019) is de hoogste in ten minste twee miljoen jaar (inmiddels staat de teller op 412 ppm in 2020). De energiebalans van het klimaatstelsel wordt verstoord door menselijke activiteiten en wordt uitgedrukt in stralingsforcering. Deze is voor 2019 geschat op 2,72 W/m² (1,96-3,48) ten opzichte van 1750 en is hiermee 19% hoger dan in 2011 → 0.5. Ter vergelijking: een verdubbeling van de CO₂-concentratie leidt tot een stralingsforcering van 3,7 W/m², wat een mondiale temperatuurstijging van uiteindelijk 3°C (beste schatting) veroorzaakt. Door de wereldwijde temperatuurtoename is de hydrologische cyclus geïntensiveerd. Dit uit zich in een gemiddeld hoger waterdampgehalte in de atmosfeer (zie → [hoofdstuk zes](#)) en wereldgemiddeld meer neerslag met grote regionale verschillen.

⁶ ppm = parts per million.

Toename warmte-opname en verzuring oceanen

Meer dan 90% van de extra energie in het klimaatstelsel als gevolg van de stijging van broeikasgassen wordt opgeslagen in de oceaan. Ten opzichte van het vijfde rapport van IPCC (2013) is dit nóg beter in kaart gebracht. De opname van energie leidt tot opwarming en uitzetting van het zeewater (warm water neemt meer ruimte in dan koud water). Deze uitzetting is – naast het smelten van gletsjers en ijskappen – een belangrijke oorzaak van zeespiegelstijging. De opname van een deel van de antropogene uitstoot van CO₂ door de oceanen heeft geleid tot verzuring: de huidige oceanische pH-waarde is de laagste in de afgelopen twee miljoen jaar.



Richard Bintanja

Ijsbedekking

Het massaverlies van de ijskappen van Antarctica en Groenland en van gletsjers gaat onverminderd door. Sinds 1993 levert deze component de grootste bijdrage aan de zeespiegelstijging. Verder is een sterke afname van sneeuwbedekking en zee-ijs waargenomen. Veel permafrostgebieden in het Arctische gebied en in gebergten zijn de afgelopen decennia verloren gegaan.

Weersextremen

Veranderingen in extremen zijn wereldwijd waargenomen sinds 1950. Dit betreft het vaker voorkomen van extreem hoge luchttemperatuur en mariene hittegolven (hoge zeewatertemperaturen, die maanden kunnen aanhouden), de intensivering van extreme neerslag en een toename van droogte. Het IPCC-rapport acht het uiterst waarschijnlijk (>95%) dat de mens de grootste factor is in de waargenomen toename van de frequentie en intensiteit van de warme extremen en de afname van koude extremen.

Klimaatgevoeligheid

Sinds het vorige IPCC-rapport (2013) is voortgang geboekt bij het preciezer bepalen van de klimaatgevoeligheid, uitgedrukt in de mondiale temperatuurstijging bij een verdubbeling van het CO₂-gehalte. Dit komt door betere technieken om de klimaatgevoeligheid uit waarnemingen te bepalen. Ook is er meer inzicht in klimaatteerugkoppelingen, zoals de rol van wolken daarin. Deze terugkoppelingen worden vanwege de steeds hogere ruimtelijke resolutie beter gemodelleerd en kunnen dankzij steeds nauwkeurigere satellietwaarnemingen beter getoetst worden. Bovendien is er meer inzicht in de verandering van klimaatgevoeligheid in warmere en koudere perioden in het verre verleden. Dit heeft geleid tot een iets hogere schatting van de klimaatgevoeligheid, dat wil zeggen: bij een verdubbeling van de CO₂-concentraties stijgt de temperatuur nog meer dan we in 2013 dachten. De beste schatting is 3°C met een waarschijnlijke bandbreedte (67%) van 2,5 tot 4°C en een zeer waarschijnlijke range (90%) van 2 tot 5°C. Het is nagenoeg zeker (99%) dat de klimaatgevoeligheid groter is dan 1,5°C.

De mondiale klimaatmodellen die met elkaar zijn vergeleken in het CMIP6-project, vertonen een hogere gemiddelde klimaatgevoeligheid dan de vorige generatie mondiale klimaatmodellen (CMIP5) die zijn gebruikt voor het vijfde IPCC-rapport. In veel van de CMIP6-modellen kan de hogere gevoeligheid worden herleid naar de verandering in de modellering van bewolking – met name buiten de tropen – die nu beter overeenkomt met wolkenwaarnemingen door satellieten. Een aantal modellen geeft een klimaatgevoeligheid van meer dan 5°C. Deze waarden kunnen niet worden uitgesloten, maar de resultaten van een deel van deze modellen zijn minder plausibel omdat ze de recente klimaatveranderingen niet goed kunnen simuleren.

Mondiale klimaatprojecties

De toekomstige mondiale temperatuurstijging is afhankelijk van het emissiescenario. Er zijn verschillende paden gedefinieerd voor de jaarlijkse wereldwijde CO₂-uitstoot, de SSP's (Shared Socioeconomic Pathways). Ten opzichte van pre-industrieel (het gemiddelde over 1850-1900) zijn de berekende temperatuurstoename voor 2081-2100 met de zeer waarschijnlijke breedte (90%) 1,8°C (1,3-2,4) voor SSP1-2.6 (consistent met de maximaal 2°C-doelstelling van het Klimaatakkoord van Parijs), 2,7°C (2,1-3,5) voor SSP2-4.5 en 4,4°C (3,3-5,7) voor SSP5-8.5 (als de uitstoot van broeikasgassen wereldwijd niet beperkt wordt).

Sinds het vijfde IPCC-rapport is er beter inzicht in de processen, die tot massaverlies van gletsjers en ijskappen leiden. Er bestaat wel grote onzekerheid over het instabiel worden van de ijskappen. Het IPCC stelt dat het kantelpunt voor zowel Groenland als Antarctica rond de twee graden mondiale opwarming ligt. De onzekerheid hierover is groot, maar de gevolgen voor zeespiegelstijging zijn enorm als het kantelpunt wordt overschreden. Zowel Arctisch als Antarctisch zee-ijs zal verder afnemen, net als de sneeuwbedekking en het oppervlak aan permafrostgebieden. De verzuring van de oceanen zal toenemen door verdere CO₂-opname. Ook zullen de oceanen steeds meer warmte opnemen, waardoor de oppervlaktetemperatuur van de oceanen en de zeespiegel verder blijft stijgen.

Regionale klimaatprojecties

De temperatuurstijging bij een bepaalde toename van broeikasgassen in de atmosfeer is niet overal op aarde gelijk, maar vertoont een robuust geografische patroon in alle scenario's. De opwarming gaat sneller boven land dan boven oceanen en in het Arctisch gebied vindt de sterkste temperatuurstijging plaats. Veranderingen in luchtstromingen geven veranderingen in regionale neerslagpatronen en worden zeer waarschijnlijk gedreven door de regionale verschillen in opwarming. Zomertemperaturen en extreme hitte op de gematigde breedten stijgen substantieel sneller dan de mondiale opwarming.

De toekomstige regionale veranderingen in de gemiddelde en extreme temperaturen boven land zijn zeer waarschijnlijk evenredig met de mondiale opwarming, maar de evenredigheids-factor is van plaats tot plaats verschillend. Warmte-extremen zullen vaker voorkomen; koude extremen minder vaak. Extreme neerslag zal in de meeste gebieden boven land vaker voorkomen, maar daarnaast zullen we ook vaker met droogte te maken krijgen.

Het IPCC-rapport maakt de regionale klimaatveranderingen inzichtelijk in de zogeheten Atlas, waarin de wereld onderverdeeld is in regio's. Zo bestaat Europa uit vier regio's: Noord-, Oost- en Centraal-Europa en het Middellandse Zeegebied [figuur 3.1](#). Hieronder geven we de IPCC-inzichten weer voor Europa en het Caribisch gebied voor 2081-2100 voor een laag (SSP1-2.6) en het hoogste emissiescenario (SSP5-8.5).

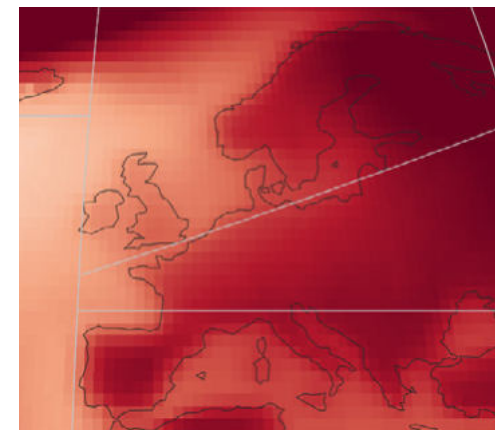
Europa

De waargenomen sterke opwarming in de winter in Noord-Europa en in de zomer in Zuid-Europa zet zeer waarschijnlijk door. In Noord-Europa neemt de jaargemiddelde neerslag toe, terwijl in Zuid-Europa de neerslag juist afneemt. Dit patroon geldt bij alle emissiescenario's. Voor Noord- en Centraal-Europa – Nederland ligt op het grensvlak – is zowel de winter- als de zomergemiddelde neerslagverandering schaalbaar met de temperatuuroptoe: circa 6% per graad in de winter en circa +1% tot -3% per graad in de zomer voor respectievelijk Noord-Europa en Centraal-Europa. Dit illustreert de onzekerheid in toekomstige zomerse neerslagveranderingen in Nederland (zie [→ hoofdstuk zeven](#)).

a) Temperatuurverandering



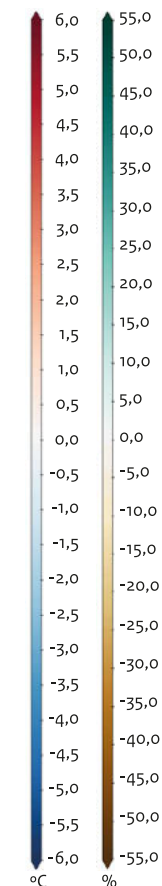
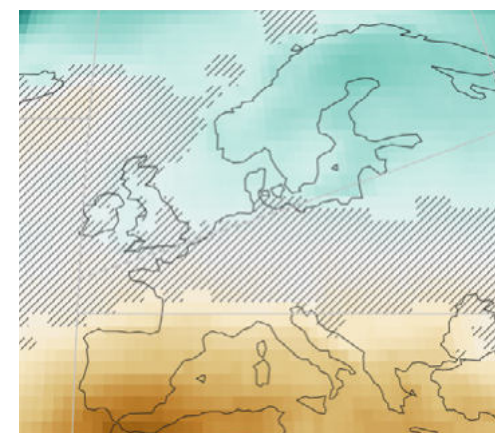
b) Temperatuurverandering



c) Neerslagverandering



d) Neerslagverandering



Figuur 3.1 Klimaatprojecties voor 2081-2100 ten opzichte van 1995-2014 voor twee scenario's, SSP1-2.6 (a en c) en SSP5-8.5 (b en d), voor temperatuurverandering in °C (a en b) en neerslagverandering in % (c en d). Arcering geeft aan dat minder dan 80% van de gebruikte klimaatmodellen overeenstemt.

De verschillen tussen de vorige generatie mondiale klimaatmodellen (CMIP5) en de huidige (CMIP6) met betrekking tot de verwachte temperatuur- en neerslagveranderingen, zijn klein: het contrast tussen de verdroging in het mediterrane gebied en vernatting in Noord-Scandinavië lijkt iets toe te nemen. Wat de effecten hiervan zijn op de klimaatscenario's voor Nederland, moet worden onderzocht met gedetailleerde regionale modellen. De uitkomsten zullen worden gepresenteerd in de KNMI'23-klimaatscenario's voor Nederland.

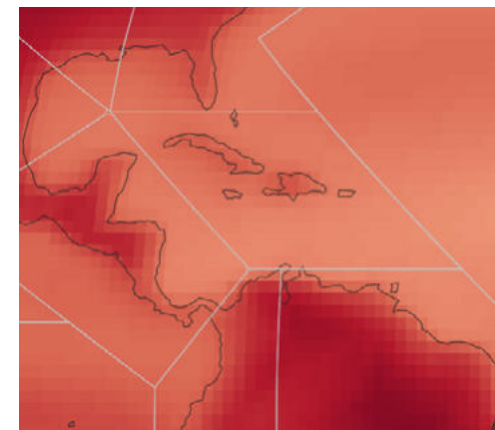
Caribisch gebied

De temperatuur in het Caribisch gebied stijgt. Voor de BES-eilanden is de temperatuurstijging kleiner dan gemiddeld het geval is in de gehele Caribische regio. De jaarlijkse neerslag neemt waarschijnlijk af. Deze afname schaal in het gehele Caribische gebied met de temperatuuroename, circa -4% per graad. Ook voor het Caribisch gebied lijken de verschillen in temperatuur- en neerslagprojecties tussen CMIP5 en CMIP6, de huidige generatie klimaatmodellen, klein [figuur 3.2](#). Tropische orkanen nemen in kracht toe met gemiddeld meer neerslag.

a) Temperatuurverandering



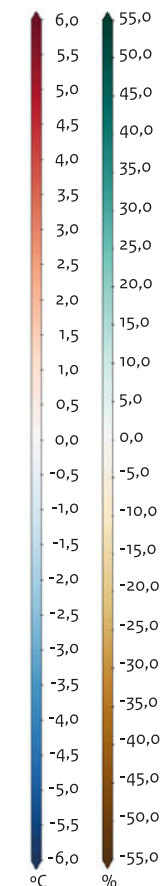
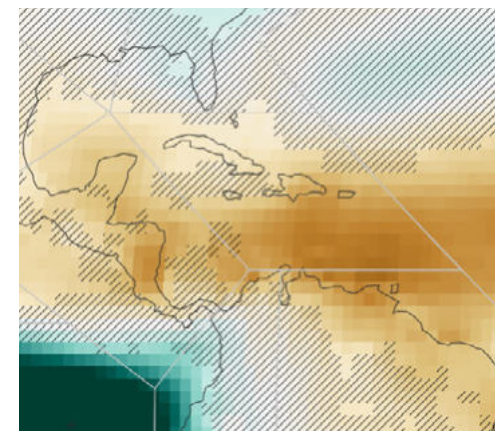
b) Temperatuurverandering



c) Neerslagverandering



d) Neerslagverandering



Figuur 3.2 Klimaatprojecties voor 2081-2100 ten opzichte van 1995-2014 voor twee scenario's, SSP1-2.6 (a en c) en SSP8.5 (b en d), voor temperatuurverandering in °C (a en b) en neerslagverandering in % (c en d). Arcering geeft aan dat minder dan 80% van de gebruikte klimaatmodellen overeenstemt.

4 Zeespiegel- stijging



In het zesde IPCC-rapport zijn de laatste inzichten over mondiale zeespiegelstijging op een rij gezet, zowel wat betreft waarnemingen als wat betreft projecties. In dit hoofdstuk wordt een samenvatting gegeven, aangevuld met een analyse van de zeespiegelstijging voor de Nederlandse kust.

De zeespiegel is wereldgemiddeld van 1901 tot 2018 met ongeveer 20 centimeter gestegen. Deze stijging gaat steeds sneller; tussen 2006 en 2018 met 3,7 mm per jaar. De wereldwijde versnelling van de afgelopen jaren zien we aan de Nederlandse kust nog niet. Voor kleine gebieden – zoals de Noordzee – is een langere periode nodig om veranderingen in de trend vast te stellen vanwege lokale effecten zoals fluctuaties in wind en in zeestromen.

De Noordzee in directe verbinding met de oceanen

De zeespiegel zal als gevolg van klimaatverandering de komende honderden jaren onvermijdelijk blijven stijgen, maar de snelheid waarmee hangt af van de hoeveelheid broeikasgassen die de wereld blijft uitstoten. Als we de uitstoot sterk weten te verminderen (SSP1-2.6), zal de wereldgemiddelde zeespiegelstijging waarschijnlijk⁷ tussen 2150 en 2350 de 1 meter overschrijden. Als de uitstoot onverminderd doorgaat (SSP5-8.5), zal dat waarschijnlijk al tussen 2090 en 2140 gebeuren.

⁷ Met waarschijnlijk wordt hier een bandbreedte van 67% bedoeld.

De zeespiegel zal de komende honderden jaren onvermijdelijk blijven stijgen.

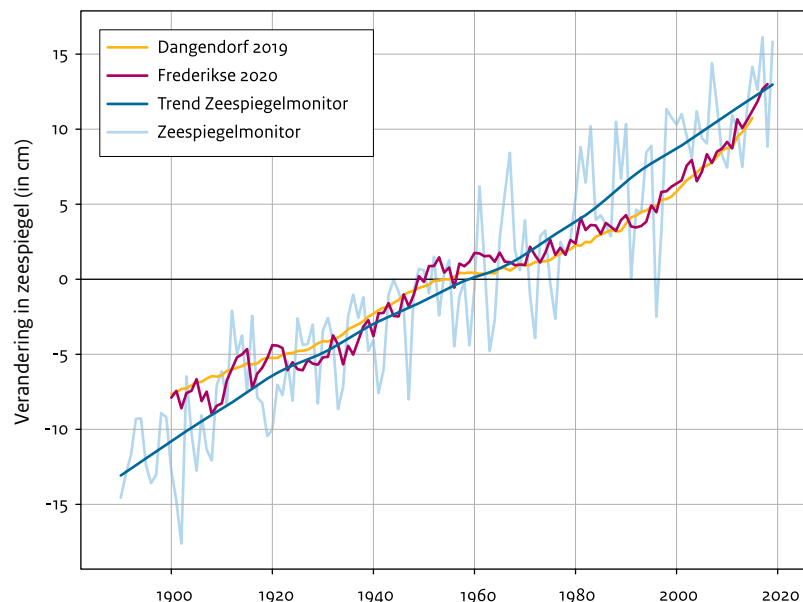
Ook al gaat de zeespiegelstijging de afgelopen jaren in Nederland iets langzamer dan wereldwijd gemiddeld, zeker is dat Nederland niet uit de pas blijft lopen met het wereldgemiddelde. De Noordzee staat immers in directe verbinding met de oceanen. De zeespiegel zal ook in Nederland steeds sneller gaan stijgen. Als delen van de Antarctische IJskap instabiel worden, dan kan die versnelling na 2050 flink toenemen.

De indicatieve getallen voor zeespiegelstijging aan de Nederlandse kust zijn dan ook ten opzichte van de KNMI'14-klimaatscenario's naar boven toe bijgesteld [tabel 4](#).

Waargenomen trends mondiaal en in Nederland

De zeespiegel is wereldgemiddeld tussen 1901 en 2018 met ongeveer 20 cm gestegen, met een zeer waarschijnlijke⁸ bandbreedte van 15 tot 25 cm [figuur 4.1](#). Met een gemiddelde stijgsnelheid van 1,7 mm/jaar is dit de snelste stijging over een periode van honderd jaar of meer in de laatste drieduizend jaar. Sinds eind jaren 60 is een duidelijke wereldwijde versnelling zichtbaar. De stijgsnelheid van ongeveer 2,3 (1,6–3,1) mm/jaar in de periode 1971 tot 2018 nam toe tot 3,7 (3,2–4,2)⁸ mm/jaar in de periode 2006 tot 2018. In de laatste 25 jaar zien we de stijgsnelheid iedere tien jaar

⁸ Met zeer waarschijnlijk wordt hier een bandbreedte van 90% bedoeld.



Figuur 4.1 Zeespiegelstijging voor de Nederlandse kust (blauw gebaseerd op zes getijdstations) versus twee reconstructies van de wereldgemiddelde zeespiegelstijging. Zeespiegelmonitor [→ 4.1](#)
Dangendorf 2019 [→ 4.2](#)
Frederikse 2020 [→ 4.3](#)

Tabel 4 Indicatieve zeespiegelscenario's voor de Nederlandse kust

Jaar	2050	2050	2050	2100	2100	2100
Uitstoot-scenario	SSP1-2.6	SSP2-4.5	SSP5-8.5	SSP1-2.6	SSP2-4.5	SSP5-8.5
Zeespiegelstijging in cm	14-38 cm	15-41 cm	16-47 cm	30-81 cm	39-94 cm	54-121 cm
Stijgsnelheid in mm/jaar	2,8-8,7 mm/jaar	5,2-10,6 mm/jaar	5,8-12,1 mm/jaar	2,9-9,1 mm/jaar	4,4-10,5 mm/jaar	7,2-16,9 mm/jaar

Indicatieve zeespiegelscenario's voor de Nederlandse kust onder verschillende emissiescenario's, rond 2050 (2046-2055) en rond 2100 (2096-2105), ten opzichte van 1995-2014, met zeer waarschijnlijke bandbreedte (90%). Hierbij is de bodemdaling inbegrepen. De definitieve KNMI'23-zeespiegelscenario's kunnen hiervan afwijken, omdat voor KNMI'23 een bredere groep CMIP6-modellen beschikbaar zal zijn.

Erratum: Deze digitale tabel 4 verschilt in details met tabel 4 in de gedrukte versie. Deze digitale tabel is de geldende versie.



met ongeveer 1 mm/jaar toenemen. De laatste paar jaar schommelt de stijgsnelheid tussen de 4 en 5 mm/jaar.

Sinds 1901 was de totale zeespiegelstijging voor de Nederlandse kust ongeveer gelijk aan de mondiale zeespiegelstijging, namelijk ongeveer 22 cm. Dit komt overeen met een stijgsnelheid van ruim 1,8 mm/jaar [figuur 4.1](#). Hierbij is echter de bodemdaling inbegrepen. Volgens een recente schatting zou die ongeveer een kwart van de gemeten zeespiegelstijging verklaren [→ 4.1](#). Een versnelling van de zeespiegelstijging voor de Nederlandse kust is nog niet detecteerbaar door de grote jaar-tot-jaar-variëaties in de hoeveelheid stormen, die een sterke invloed hebben op het zeeniveau. Dit geeft een standaardafwijking van de jaarlijks gemiddelde zeespiegel van 6 cm.

Regionale verschillen in zeespiegelstijging

De zeespiegel – en dus ook de zeespiegelstijging – kan om verschillende redenen regionaal afwijken van wereldgemiddelde waarden. Door de draaiing van de aarde en ruimtelijke verschillen in zeewatertemperatuur en zoutgehalte, kunnen veranderingen in zeeniveau ontstaan die gekoppeld zijn aan zeestromingen. Die verschillen variëren van jaar tot jaar, net zoals de luchtdruk niet op iedere plek op aarde altijd gelijk is. Ook verandert het zwaartekrachtveld van de aarde enigszins door het smelten van gletsjers en ijskappen. Een grote ijsmassa zoals Groenland trekt de zeespiegel lokaal omhoog, het zelf-gravitatie effect. Gevolg hiervan

is dat smeltwater van ijskappen niet gelijkmatig wordt verdeeld over de oceanen: lokaal daalt de zeespiegel (minder zelf-gravitatie), terwijl die op grote afstand van de smeltende ijskap juist extra stijgt.

Zeespiegelprojecties voor Nederland

In de berekening van de zeespiegelstijging aan de Nederlandse kust is met veel factoren rekening gehouden, waaronder het uitzetten van de oceanen door opwarming, zelf-gravitatie, de veranderingen in zoutgehalte, en het massaverlies van gletsjers en ijskappen op Groenland en Antarctica. Omdat het smelten van de Groenlandse Ijskap nauwelijks bijdraagt aan de zeespiegelstijging voor de Nederlandse kust, verwachten we dat de stijging hier iets zal achterblijven bij het wereldgemiddelde. In de scenario's is een bodemdaling aangenomen van 0,5 mm/jaar. Voor de zeespiegelstijging aan de Nederlandse kust geeft elk scenario zowel een onder- als een bovenwaarde, overeenkomstig de zeer waarschijnlijke bandbreedte van 90% [figuur 4.2](#).

Verschil tussen waarnemingen en scenario's voor 2020

De stijgsnelheid van de zeespiegel voor de Nederlands kust is in onze scenario's 4,9 (2,3–7,6)⁹ mm/jaar in 2020. Dit is ruim 2 mm/jaar meer dan de waargenomen trend, over de periode sinds 1993 2,8 (1,2–4,2)⁹ mm/jaar (de trend sinds 1993 is wel hoger maar niet significant verschillend van de 1,8 mm/jaar sinds 1901).

⁹ Met zeer waarschijnlijk wordt hier een bandbreedte van 90% bedoeld.

Het verschil tussen waarneming en projectie voor 2020 is goed te verklaren door verschillen in weer, oceaanstromingen, regionale opwarming en zoutgehalte van de oceaan.

Het opstuwen van water voor de Nederlandse kust door stormen is de afgelopen dertig jaar afgenomen ten opzichte van de jaren daarvoor. Hierdoor is de zeespiegelstijging voor de Nederlandse kust de laatste 30 jaar getemperd. De projecties voor zeespiegelstijging nemen dit effect niet mee, omdat klimaatmodellen geen systematische verandering in winden boven de Noordzee laten zien. Daardoor komen de projecties die in 2005 zijn gestart voor de periode tot 2020 op een hogere zeespiegelstijging uit dan de waarnemingen.

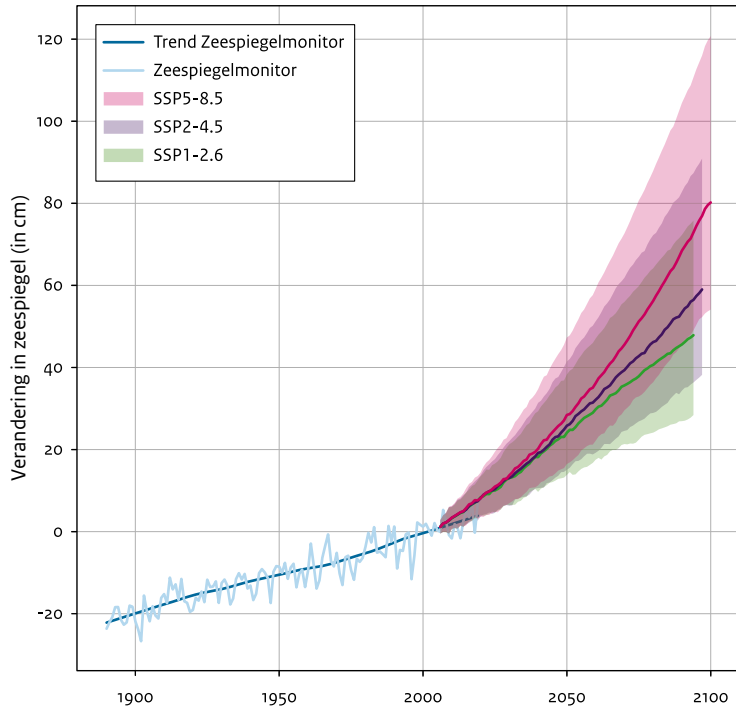
Bovendien is het noordoostelijk deel van de Atlantische Oceaan in de afgelopen tien tot twintig jaar minder opgewarmd dan het mondiaal gemiddelde, en zouter geworden. Zowel achterblijvende lokale opwarming als veranderingen in het zoutgehalte resulteren momenteel in een negatieve bijdrage aan de zeespiegelstijging vergeleken met de afgelopen veertig jaar.

Bovengenoemde natuurlijke fluctuaties verklaren waarom de waargenomen stijgsnelheid voor de Nederlandse kust een stuk kleiner is dan de geprojecteerde stijgsnelheid voor dezelfde periode. In projecties voor de toekomst worden dit soort fluctuaties niet meegenomen, omdat ze alleen een uitspraak doen over de trend en de fluctuaties op de lange termijn uitmiddelen.

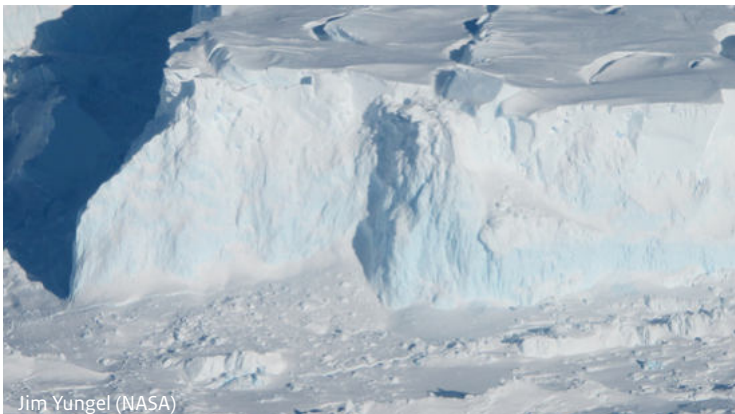
Nieuwe inzichten in mondiale zeespiegelscenario's

Het krimpen van de Groenlandse en Antarctische Ijskappen versnelt op dit moment. Vergeleken met de periode 1992-2001 was het massaverlies van de Groenlandse ijskap tussen 2009 en 2018 zeven keer zo groot en van de Antarctische Ijskap meer dan vier keer zo groot. Sinds 2018 zijn beide ijskappen verder gesmolten en het massaverlies zal zich deze eeuw voortzetten, zelfs bij het scenario waarbij de uitstoot van broeikasgassen sterk wordt vermindert en na 2050 nul is. Het verdwijnen van ijs op Groenland zal steeds meer gedomineerd worden door smelten aan het oppervlak, terwijl bij Antarctica afkalving en smelten van onderaf door contact met relatief warm oceaانwater het belangrijkste zijn. Bij een wereldgemiddelde opwarming van tussen de 2 en 3°C ten opzichte van pre-industrieel wordt de toekomst van Antarctica erg onzeker, door mogelijk grote veranderingen in ijsstromen en het instabiel raken van delen van de Antarctische Ijskap (SSPS5-8.5 H++) [figuur 4.4](#). De drijvende ijsplaten die het landijs van Antarctica omringen, kunnen dan deze eeuw al in stukken breken, waarna het landijs veel sneller begint af te kalven.

Op Groenland zou het smelten aan het oppervlak nog meer kunnen versnellen als in de zomer de straalstroom boven de Atlantische Oceaan sterker gaat meanderen, zodat 's zomers vaker hogedrukgebieden ontstaan die voor extreme temperaturen en extra veel zonnestraling op Groenland zorgen. De laatste jaren gebeurt dit steeds vaker – het meest opvallend in 2019 – maar het is nog onduidelijk of dit een gevolg is van de mondiale opwarming of van een tijdelijke klimaatfluctuatie. Na het verdwijnen van de drijvende ijsplaten rond Antarctica zouden ijskliffen kunnen ontstaan die onder hun eigen gewicht instorten. Hierdoor zou de afkalving van Antarctica extreem kunnen versnellen, maar deze theorie is nog omstreden. Als de theorie klopt, zouden we dit fenomeen over twintig tot dertig jaar als eerste kunnen waarnemen bij de zich op dit moment snel terugtrekkende Thwaites Gletsjer die uitmondt in de Amundsen Zee [figuur 4.3](#).



Figuur 4.2 Zeespiegel aan de Nederlandse kust zoals waargenomen en volgens de nieuwe, indicatieve zeespiegelprojecties. De getrokken lijnen in groen, paars, rood geven de mediaan aan van die projecties, het gekleurde gebied de 90%-bandbreedte. Het nulpunt van de mediaanlijnen ligt bij het jaar 2005; de bandbreedte in 2005 komt overeen met de natuurlijke variabiliteit.



Figuur 4.3
De Thwaites gletsjer.

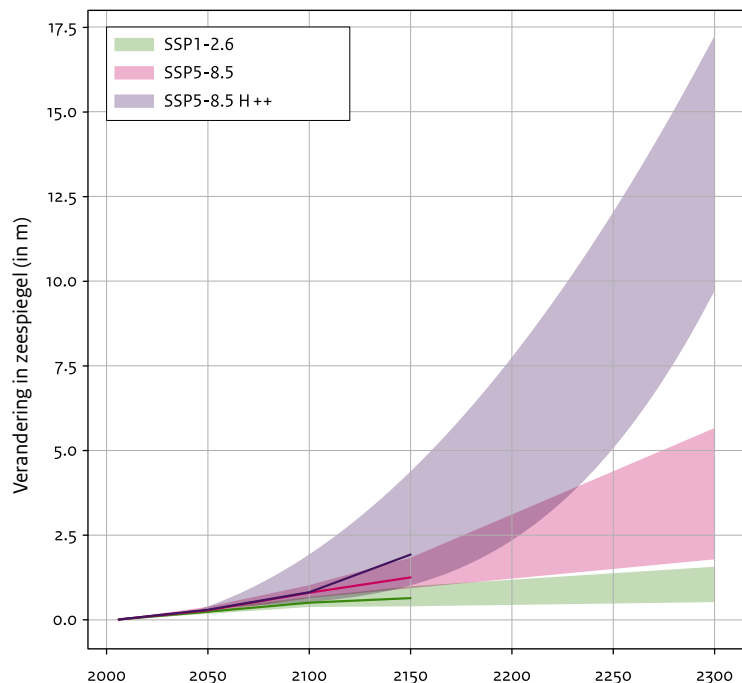
Doorkijk naar 2150 en verder vooruit

Tijdpad voor 1 en 2 meter zeespiegelstijging

Het moment waarop de mondiale zeespiegelstijging (en dus ook de zeespiegelstijging voor de Nederlandse kust) de 1 en 2 meter overschrijdt, hangt met name af van de uitstoot van broeikasgassen en een mogelijk versneld massaverlies van de Antarctische IJskap. Gezien de onzekerheid in de timing van het moment van overschrijden heeft het geen zin hierbij onderscheid te maken tussen wereldgemiddelde zeespiegelstijging en zeespiegelstijging voor de Nederlands kust, die immers nauw aan elkaar gekoppeld zijn. In beide gevallen zal de zeespiegelstijging bij een hoog uitstootscenario (SSP5-8.5) de 1 meter waarschijnlijk tussen 2090 en 2140 (bandbreedte van 67%) overschrijden. Maar als we processen die we nu nog niet goed kunnen kwantificeren (zoals het instorten van ijskliffen) ook meenemen, kan de 1 meter rond 2070 overschreden worden en de 2 meter rond 2090 (SSP5-8.5 H++ scenario in [figuur 4.4](#)). Zie de paragraaf “De Noordzee in directe verbinding met de oceanen” voor het overschrijden van 1 meter zeespiegelstijging in reguliere scenario’s.

Doorkijk naar 2300 en 10.000 jaar vooruit

[Figuur 4.4](#) toont de zeespiegelstijging voor de Nederlands kust tot 2300 voor een aantal scenario’s. De zeespiegel zal bij alle uitstootscenario’s verder blijven stijgen; zelfs als de wereldwijde afspraken die in 2015 in Parijs zijn gemaakt worden nageleefd en de mondiale temperatuurstijging tot maximaal 2°C wordt beperkt.



Figuur 4.4 Zeespiegelscenario's voor de Nederlands kust tot 2300 voor de SSP1-2.6 en SSP5-8.5 scenario's en SSP5-8.5 met het meenemen van onzekere ijskap-processen zoals het instorten van ijskliffen aan de rand van Antarctica (SSP5-8.5 H++). De mediaanlijnen van die drie scenario's kunnen slechts tot 2150 worden berekend. De aangegeven bandbreedte in kleur komt overeen met de waarschijnlijke bandbreedte van 67%.

De redenen hiervoor zijn de trage reactie van de (diepe) oceanen op de opwarming die tot nu toe heeft plaatsgevonden en het massaverlies van de ijskappen. Al deze processen kennen een lange reactietijd, waardoor een eenmaal ingezette verandering niet zomaar kan worden gestopt. Als gevolg hiervan zal de zeespiegel ook na 2100 blijven stijgen. Rond 2300 zal de zeespiegel wereldgemiddeld in het lage uitstoot-scenario (SSP1-2.6) tussen de 0,3 en 3 meter zijn gestegen en 1,5-7 meter in een scenario waarin de uitstoot

onverminderd doorgaat (SSP5-8.5). Als we processen meenemen die we nog niet goed kunnen kwantificeren, kan dat zelfs 16 meter wereldgemiddeld en voor Nederland 17 meter worden. De verwachting is dat over 10.000 jaar de zeespiegel in evenwicht is met het klimaat en 6-7 meter zal zijn gestegen als de mondiale opwarming piekt bij 2°C; 10-24 meter bij een piek van 3°C; en 28-37 meter bij een piek van 5 °C.



Theo Bos

5

Arctisch gebied



In het Arctische gebied stijgt de temperatuur twee tot drie keer zo snel als het mondiale gemiddelde. Hiermee samenhangend neemt het zee-ijs in oppervlak en dikte snel af, met ingrijpende gevolgen voor bijvoorbeeld de lokale ecologie en mogelijk zelfs voor het weer in Nederland. De neerslag in het Arctische gebied neemt sterk toe, en zal steeds vaker in de vorm van regen vallen → [5.1](#).

Het Arctische gebied, bestaande uit de deels met zee-ijs bedekte Arctische Oceaan en de aanpalende landmassa's van Alaska, Canada, Groenland en Siberië, bevat ijs in allerlei vormen (zee-ijs, landijs, permafrost). Het Arctische gebied zal in de (nabije) toekomst verder opwarmen. Het smelten van landijs (de Groenlandse IJskap alsmede vele gletsjers) draagt bij aan zeespiegelstijging, terwijl ook zee-ijs en permafrost versneld zullen wegsmelten.

Dit heeft grote gevolgen voor lokale flora en fauna en voor sociaal-economische ontwikkelingen in het arctische gebied. Bovendien zijn er aanwijzingen dat Arctische opwarming het Nederlandse weer kan beïnvloeden. Dit hoofdstuk geeft een overzicht van de nieuwste inzichten over het opwarmende Arctische klimaat en de mogelijke gevolgen voor Nederland.

Er zijn aanwijzingen dat Arctische opwarming het Nederlandse weer kan beïnvloeden.

Waarnemingen

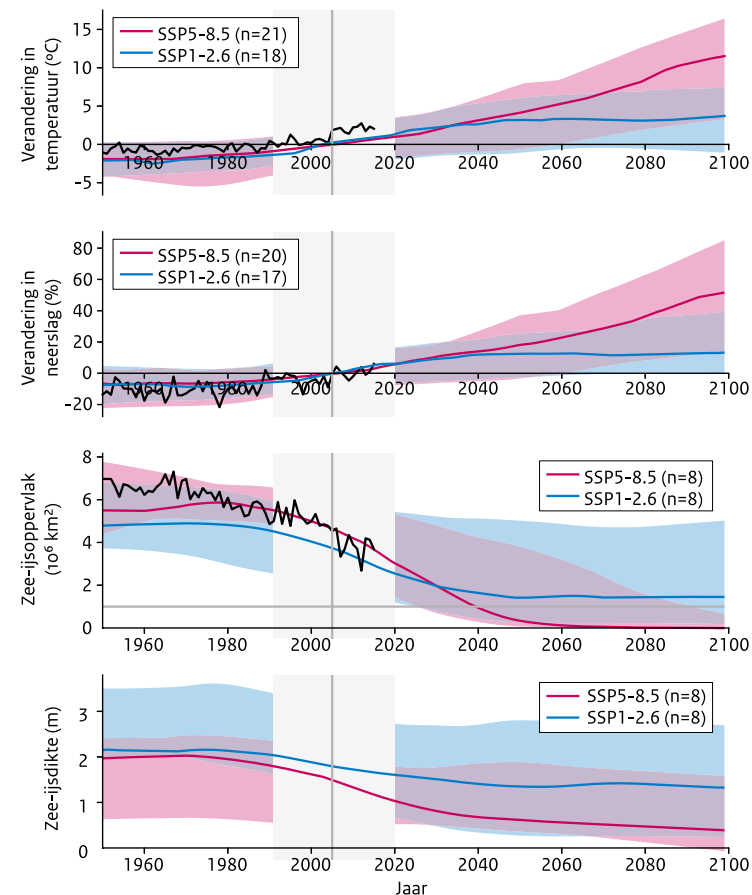
Het Arctische gebied is de laatste 40 jaar gemiddeld 2°C opgewarmd, met regionale uitschieters naar 6°C (Spitsbergen). Tegelijkertijd is de zee-ijs-bedekking in de nazomer sinds het begin van de satellietwaarnemingen in 1979 met ongeveer 40% afgenomen [figuur 5.1](#). Toch is zee-ijsvolume (dikte keer oppervlak) een relevantere maat; het volumeverlies wordt namelijk voor een belangrijk deel (60-65%) veroorzaakt door de snelle afname van zee-ijsdikte [figuur 5.1](#) en minder door het terugtrekken van zee-ijs (oppervlak-afname).

Ijs weerkaatst meer zonlicht dan de open oceaan. Door het terugtrekkende zee-ijs absorbeert de oceaan meer zonlicht (de ijs-albedo-terugkoppeling → [5.2](#)). In de winter wordt de extra oceaanzwarte door het open water weer aan de koude atmosfeer afgegeven. Hierdoor worden met name de winters in het Arctische gebied zeer sterk op [figuur 5.2](#).

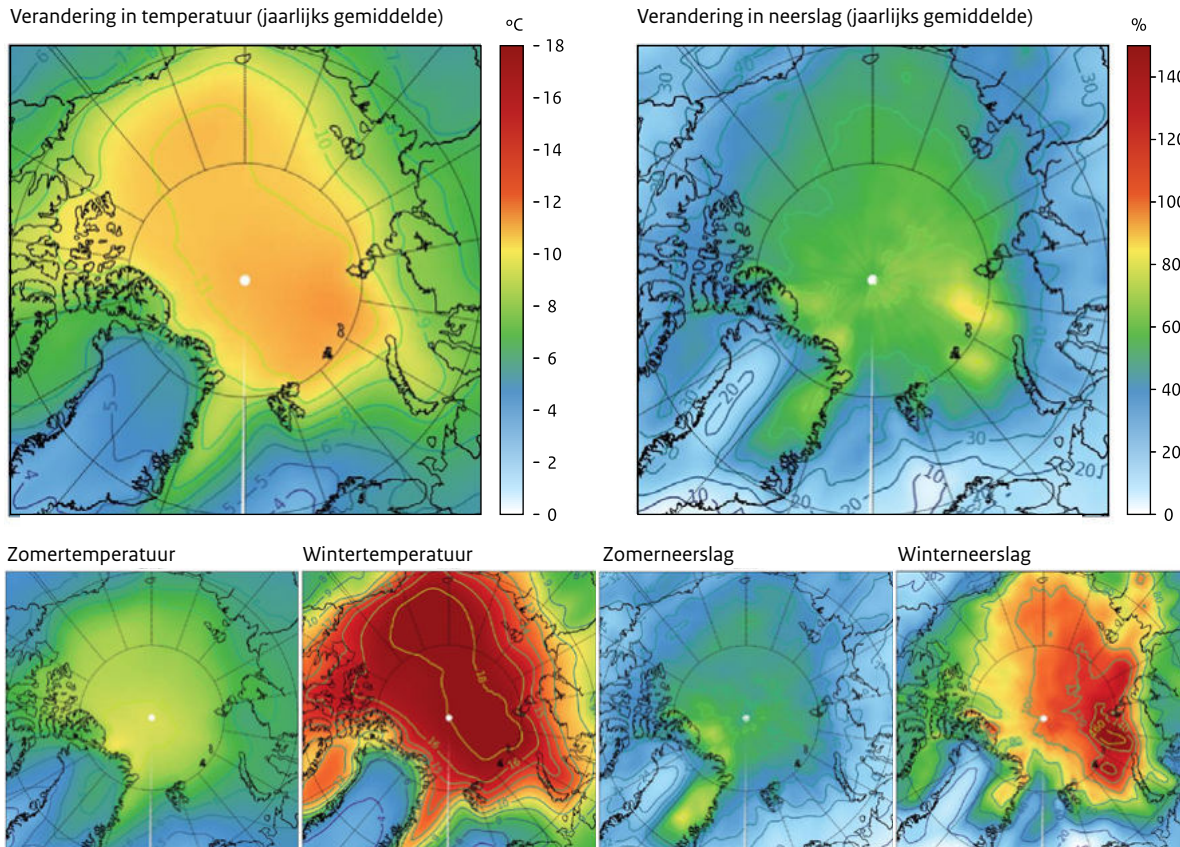
In het sterk opwarmende klimaat van het Arctische gebied bestaat neerslag in toenemende mate uit regenval, zelfs in de winter → [5.1](#). Regenval versnelt het smelten van sneeuw en zee-ijs, wat de Arctische opwarming versterkt, en het kan zelfs aardverschuivingen veroorzaken.

Toekomst

Volgens de recentste klimaatmodelberekeningen – zoals samengevat in het zesde IPCC-rapport (2021) – zal in het lage scenario (SSP1-2.6) het Arctische gebied in 2100 jaargemiddeld met zo'n 3,5°C opwarmen ten opzichte van het huidige klimaat, en in de winter zelfs met 5,0°C. In het hoge scenario (SSP5-8.5) gaat het om een toename van respectievelijk 12°C en 16°C. Ten opzichte van eerdere schattingen is dit een iets sterkere opwarming. Vanwege smeltend zee-ijs blijft de zomeropwarming van de Arctische Oceaan beperkt. Diezelfde modellen laten zien dat zee-ijs in de zomer rond het midden van deze eeuw grotendeels zal verdwijnen [figuur 5.1](#). Omdat Arctische winters vooralsnog wél koud genoeg blijven voor zee-ijs (hoewel in afnemende mate), ondergaat het Arctische klimaat in de komende decennia een transitie naar een situatie met relatief dun seizoensgebonden zee-ijs.



Figuur 5.1 Gemiddelde temperatuur, neerslag, zee-ijsoppervlak en zee-ijsdikte voor het Arctisch gebied (70-90N) op basis van de meest actuele klimaatmodellen (CMIP6) voor het lage (SSP1-2.6 in blauw) en het hoogste scenario (SSP5-8.5 in rood). De doorgetrokken lijnen geven de mediaan voor alle modellen (n= aantal gebruikte modellen), en de modelonzekerheid is weergegeven door de lichtgekleurde vlakken (90% bandbreedte). Voor temperatuur en neerslag zijn jaargemiddelde waarden weergegeven, terwijl zee-ijsoppervlak en zee-ijsdikte de waarden voor september representeren. De zwarte lijnen zijn de waarnemingen.



Figuur 5.2 Verandering tussen 1981-2010 en 2071-2100 in jaargemiddelde temperatuur (linksboven) en neerslag (rechtsboven) voor CMIP6-modellen (het gemiddelde van 20 modellen) voor het hoogste scenario (SSP5-8.5). Verandering temperatuur (linksonder) en neerslag (rechtsonder) voor de zomer en de winter.

Een belangrijk gevolg van het terugtrekken van zee-ijs is een sterke toename van Arctische neerslag (gemiddeld 40-60% in het hoogste scenario), vooral in de winter. Dit komt doordat een warmere atmosfeer meer vocht naar het Arctische gebied kan transporteren, en doordat meer open water in de Arctische Oceaan een sterke toename in verdamping veroorzaakt. In 2100 is de Arctische atmosfeer bovendien zo sterk opgewarmd, dat regen de dominante vorm van neerslag zal worden, met name in het zomerseizoen → 5.1.

Bovenop veranderingen in het gemiddelde klimaat zijn trends in natuurlijke variaties van groot belang, omdat deze extreem warme of natte jaren veroorzaken. Hoewel de onzekerheden relatief groot zijn, laten klimaatmodellen een eenduidig beeld van de trend zien: de jaar-tot-jaar-variaties in Arctische temperatuur nemen af (vanwege de dempende werking van meer open water), maar nemen voor Arctische neerslag juist sterk toe (vanwege het toenemende polaire vochttransport → 5.3).

Arctische bijdrage aan zeespiegelstijging

Het Arctische gebied herbergt vele gletsjers, alsmede de Groenlandse Ijskap – een van de twee grote ijskappen op aarde. Als de Groenlandse Ijskap volledig wegsmelt, dan zou de mondiale zeespiegel met zo'n 7 meter stijgen. Het Arctische klimaat warmde de afgelopen decennia snel op, waardoor het landijs in het Arctische gebied in een versneld tempo wegsmolt. In totaal droeg het smelten van Arctisch landijs in de periode 1971-2017 ongeveer 2 cm bij aan de wereldwijde zeespiegelstijging; ongeveer 20% van de totale zeespiegelstijging. In de komende eeuw wordt verwacht dat het smelten van de Groenlandse Ijskap zal leiden tot 7-13 cm zeespiegelstijging (afhankelijk van het scenario) op basis van geavanceerde fysische modellen. Omdat Groenland relatief dicht bij Nederland ligt, draagt smelten ervan niet veel bij aan de zeespiegelstijging voor onze kust (zie ook [→ hoofdstuk 4](#)). Dit komt doordat de aantrekkingskracht van de kleiner wordende ijskap op het omliggende oceaانwater afneemt, wat het effect van het smelten grotendeels compenseert. Het smelten van Arctische gletsjers en kleine ijskappen draagt volgens modelberekeningen ongeveer 5-10 cm bij aan de mondiale zeespiegelstijging rond 2100, afhankelijk van de mate van opwarming.



Richard Bintanja

Gevolgen voor weer en klimaat in Nederland

De sterke opwarming van het Arctische gebied beïnvloedt de polaire straalstroom – de slingerende band met zeer hoge windsnelheden op ongeveer 10 kilometer hoogte – die vaak het weer in Nederland bepaalt. De sterkte, ligging en mate van slingering van de straalstroom worden deels beïnvloed door het afnemende temperatuurverschil tussen pool en tropen. Het mogelijke gevolg – een zwakkere straalstroom die sterker zal meanderen – vergroot de kans op aanhoudende weersituaties. Dit kan leiden tot langduriger perioden van hitte, droogte, kou of veel neerslag in Nederland → 5.5.

Toenemende Arctische neerslag en het versnelde smelten van sneeuw en landijs zorgen ervoor dat de Arctische Oceaan steeds minder zout wordt. Als dit relatief zoete poolwater naar het noordelijk deel van de Atlantische Oceaan uitstroomt, verzwakt het de grootschalige oceaancirculatie. Dit leidt tot een afremming van de Warme Golfstroom, waardoor de temperatuurstijging in Nederland mogelijk wordt getemperd.

Tot slot vormt het Arctische gebied een belangrijke spil in de mondiale koolstofcyclus (bijvoorbeeld via opname van CO₂ door de Arctische Oceaan en het vrijkomen van methaan uit permafrost) die mede de versterking van het broeikaseffect bepaalt. Het Arctische gebied zal in de toekomst waarschijnlijk een netto bron van atmosferisch koolstof (CO₂ en CH₄) worden en zodoende het broeikaseffect versterken.

Ecologische en sociaal-economische gevolgen

Het Arctische gebied herbergt een unieke biologische rijkdom, maar het ecosysteem is zeer klimaatgevoelig. Veranderingen in marien plankton werken door in de gehele Arctische voedselketen, en beïnvloeden de opname van koolstof door de oceaan. De toendra wordt natter en vergroent, en sneeuw smelt in de lente eerder weg. Hierdoor verandert de habitat van vele planten- en diersoorten, die noordwaarts zullen moeten trekken of verdwijnen. Ook staan migratiepatronen en broedgedrag van bijvoorbeeld Arctische trekvogels onder druk → 5.6.

Anderzijds schept het terugtrekkende zee-ijs ruimte voor sociaal-economische ontwikkelingen. Zo zal de scheepvaart via de Arctische Oceaan toenemen omdat de Europa-Azië route via de noordoostpassage zo'n 40% korter is dan de conventionele route via het Suezkanaal; dit is van belang voor bijvoorbeeld de Rotterdamse haven → 5.6. Verder nemen de mogelijkheden voor toerisme (cruiseschepen), visserij en grondstoffenwinning (olie, gas) toe. Helaas kunnen intensiverende economische activiteiten ook nadelig uitpakken: extra uitstoot van broeikasgassen en van andere afvalstoffen (olie, plastic) en toenemende territoriale spanningen.



Permafrost

De bodem van grote delen van Canada, Siberië en Groenland is permanent bevroren (permafrost). Wereldwijd bestaat 15-20% van de landmassa uit permafrost. Vanwege de opwarming bevriest een steeds kleiner gedeelte in de winter. In de zomer ontdooit juist meer, zodat de actieve laag (de laag die 's winters bevriest en 's zomers ontdooit) steeds grotere dieptes in de bodem bereikt.

Schattingen geven aan dat het permafrost-oppervlak in de afgelopen eeuw met ongeveer 15% is afgenomen. Afhankelijk van de sterkte van de toekomstige opwarming zal volgens klimaatmodellen uiteindelijk nog eens 40-75% verdwijnen. Bij het ontdooien van permafrost komen – door afbraakprocessen – broeikasgassen als kooldioxide (CO_2) en methaan (CH_4) vrij → 5.4. De totale hoeveelheid koolstof opgeslagen in permafrost bedraagt ongeveer 5000 gigaton CO_2 , honderd keer de huidige jaarlijkse uitstoot van broeikasgassen door de mens. Het ontdooien van permafrost zal het broeikas effect dus versterken en zodoende bijdragen aan de mondiale (en Arctische) opwarming. Een ander nadelig effect is schade aan infrastructuur. Bijvoorbeeld: de schade aan olie- en aardgasleidingen wordt voor veertig procent toegeschreven aan verdwijnend permafrost, waarbij ontsnappend aardgas (methaan) bijdraagt aan het broeikas effect. Ontdooiende en uitdrogende permafrostgebieden vergroten de kans op bosbranden en extra luchtvervuiling. Tot slot is aangetoond dat door terugtrekkend permafrost oeroude infectieziekten kunnen vrijkomen, met risico's voor de volksgezondheid als gevolg.

Michael Robinson Chavez/The Washington Post

6

Zomerse hoosbuien



Zomerse buien zijn doorgaans intens en kortdurend. Plotseling optredende extreme zomerbuien kunnen een grote impact hebben op de maatschappij. Ze gaan samen met sterke stijg- en daalbewegingen in de lucht, gevoed door hoge temperaturen aan het aardoppervlak en warmte die vrijkomt bij condensatie in de wolk. Extreme buien gaan daarom niet alleen gepaard met wateroverlast, maar meestal ook met onweer, hagel en windstoten. Soms leidt dit tot veel schade aan bijvoorbeeld kassen, gebouwen en voertuigen. In dit hoofdstuk beschrijven we de huidige trend in zomerse hoosbuien en blikken we naar de toekomst – met de kanttekening dat het internationale wetenschappelijk onderzoek naar deze kleinschalige buien nog volop in ontwikkeling is, zowel qua modellen als qua methodiek.

Waarnemingen

Extreme neerslag en vocht

De toename van de absolute hoeveelheid vocht in de atmosfeer bij opwarming is de belangrijkste reden dat neerslagextremen toenemen. In Nederland zien we een opgaande trend in vocht in de atmosfeer. In het zomerhalfjaar (april tot en met september) bedraagt de toename bij het oppervlak ongeveer 8% in de periode 1951 tot 2020; dit is echter wel lager dan de 14% die op grond van de temperatuurstijging van ongeveer 2°C verwacht wordt bij gelijkblijvende relatieve vochtigheid. Het aantal dagen met zeer vochtige condities is ook toegenomen: ongeveer een verdubbeling van het aantal dagen met een dauwpunt boven de 18°C.

De toename van de absolute hoeveelheid vocht in de atmosfeer bij opwarming is de belangrijkste reden dat neerslagextremen toenemen.

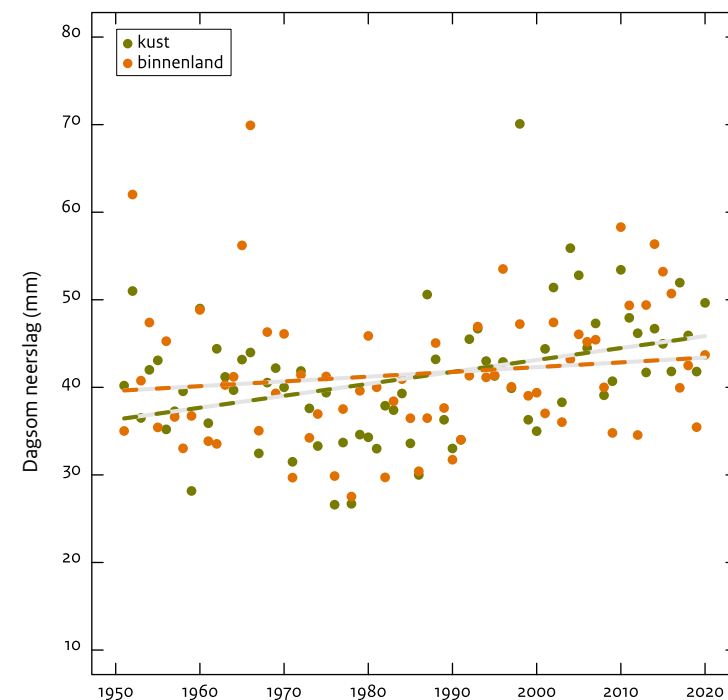
Het dauwpunt is de temperatuur waarbij de lucht verzadigd raakt en is een maat voor het vochtgehalte. De trend van toename van atmosferisch vocht lijkt de laatste jaren af te zwakken, wat mogelijk samenhangt met een toenemende verdroging van het land (→ zie hoofdstuk 7).

Omdat toeval een grote rol speelt in waar zware buien optreden, kan een eventuele trend in neerslagextremen alleen bepaald worden door meerdere stations tegelijkertijd bij de analyse te betrekken. Extremen in de dagelijkse neerslag in het zomerhalfjaar zijn sinds 1951 in een brede strook aan de kust met ongeveer 20% toegenomen [figuur 6.1](#). Dit percentage is hoger dan de gemiddelde toename van vocht in de atmosfeer boven Nederland. Mogelijk houdt dit verband met de opwarming van de Noordzee, die ongeveer gelijke tred houdt met die van het land. Daardoor kan er relatief veel verdamping boven zee plaatsvinden. Ook veranderingen in specifieke stromingen van de Noordzee of lokale atmosferische processen kunnen een rol spelen. Op dit moment ontbreken gegevens en modellen om dit goed te kwantificeren. In het binnenland wordt een kleinere toename van neerslagextremen van circa 10% geconstateerd.

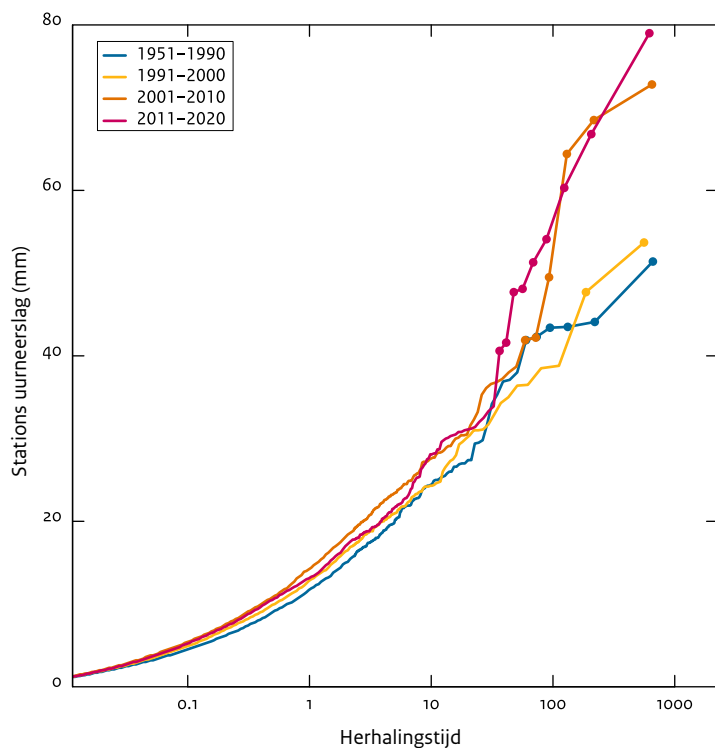
Deze stijging loopt in de pas met de 8% toename van het vochtgehalte, maar komt ook overeen met de grootte van de natuurlijke schommelingen, zodat toeval niet uitgesloten kan worden.

De neerslagextremen in een korter tijdsbestek (minder dan een dag) zijn ook toegenomen. Deze trend is echter lastiger vast te stellen omdat er veel minder lokaties zijn waar dit gemeten wordt. In de loop van de tijd is het aantal stations met uurlijkse neerslagmetingen toegenomen: van vijf in 1951 tot ruim dertig vanaf 1990. De periode 1951-1990 bevat ongeveer evenveel waarnemingen als elke periode van tien jaar na 1990. In de laatste dertig jaar is er een toename van ongeveer 10-15% in neerslaghoeveelheid per uur bij de extremen die ongeveer eens per tien jaar of minder vaak voorkomen per locatie [figuur 6.2](#).

Opvallend is de grote toename na 2000 van zeer zware extremen, met neerslaghoeveelheden boven de 40-50 mm per uur. Per definitie gaat het om een beperkt aantal gebeurtenissen. Aangezien buien doorgaans kleinschalig zijn, kan de lagere dichtheid van het meetnetwerk voor 1990 ook effect hebben op deze constatering. De dagen waarop de zware extremen zijn opgetreden, worden gekenmerkt door een zeer hoge luchtvochtigheid. Bij een dauw-



[Figuur 6.1](#) Dagelijkse neerslagextremen (herhalingstijd eens per vijf jaar, 8-8 uur dagelijkse neerslagsommen) geaggregeerd over stations in een kustzone van ongeveer 50 km breed, en die in het binnenland, voor het zomerhalfjaar (april tot en met september). De lijnen geven het resultaat van een trendanalyse over de hele periode. Extremen aan de kust nemen sneller toe dan die in het binnenland.



Figuur 6.2 Urneerslag in het zomerhalfjaar, april tot en met september, voor de laatste perioden van tien jaar, en de periode 1951-1990, als functie van herhalingstijd. Deze herhalingstijd is benaderd op basis van de frequentie van voorkomen, en kan licht afwijken van officiële neerslagstatistieken, met name voor de extremen. Iedere waarneming boven de 40 mm per uur is weergegeven door een stip.

punt van 18°C of hoger hebben buien sterker de neiging om uit te groeien tot grotere complexen → 6.1, → 6.2, → 6.3. Het aantal dagen met deze zeer vochtige condities is toegenomen sinds 1951.

Onweer

In ons land onweert het gemiddeld ongeveer 25 dagen per jaar, het meest in het binnenland: 30 dagen of meer. Bepaalde delen van ons land hebben soms dagen achtereen onweersbuien. Voor grotere gebieden (over afstanden van honderd kilometer) kunnen over een langere termijn lokale verschillen aangegeven worden. Zo heeft de kust op ongeveer 20 dagen per jaar onweer, terwijl een strook van Antwerpen naar het Gooi circa 30 onweersdagen telt.

In de zomer neemt op enige afstand van de kust de onweersactiviteit sterk toe. Dit komt doordat bij het binnendringen van minder warme lucht de buienvorming vaak pas landinwaarts goed op gang komt. In het najaar en in de winter ligt de piek juist aan zee: het relatief warme zeewater is dan een belangrijke voedingsbron voor onweer. Door de zachte winters van de laatste jaren is de onweersactiviteit in dit jaargetijde toegenomen; voor de zomerperiode is geen duidelijke trend zichtbaar.

Hagel

Het KNMI en de Vrije Universiteit Amsterdam hebben recentelijk de ruimtelijke verdeling van hagel onderzocht, aan de hand van radarbeelden. In totaal zijn in deze studie 328 dagen met hagel beschouwd. Hoewel in het hele land hagel voorkomt, blijkt dat de hoogste concentratie van gebeurtenissen met grote hagelstenen wordt waargenomen in zuidoostelijke delen van Nederland, met name in Noord-Brabant, Limburg en Gelderland. Trends in hagel zijn vanwege beperkte en te inhomogene datasets niet goed vast te stellen.

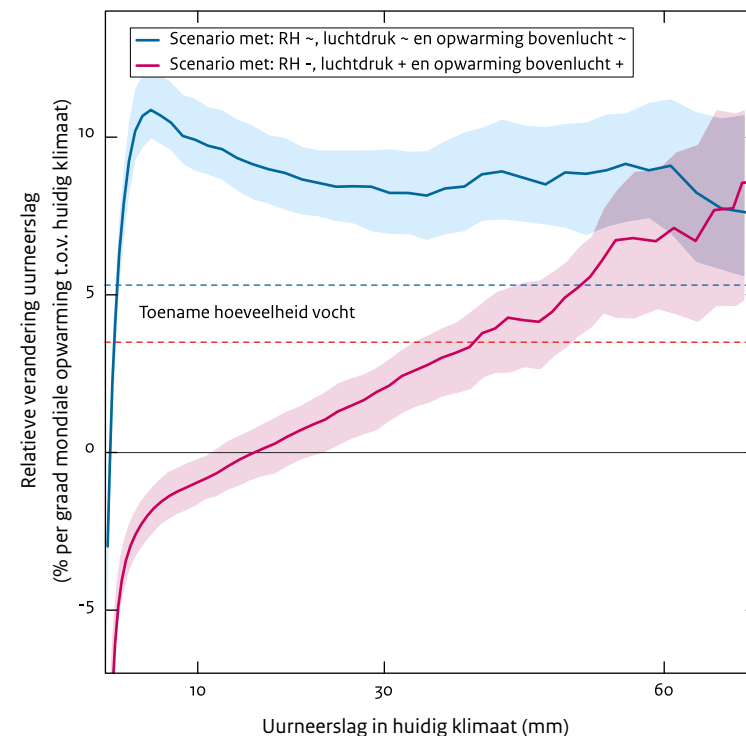
Toekomst

Extreme neerslag en vocht

Extreme hoeveelheden neerslag nemen toe met de stijging van de absolute vochtigheid. Dit geldt voor alle typen neerslagextremen: van grootschalige meerdaagse neerslag in de winter, tot relatief kleinschalige en kortdurende neerslag in zomerbuien. Voor grootschalige neerslag en voor de gematigde breedten is deze benadering vrij precies. In Nederland neemt de vochtigheid in de zomer toe met ongeveer 3-7 % per graad wereldgemiddelde opwarming [figuur 6.3](#). Dit geeft ook een eerste schatting van de veranderingen in neerslagextremen in de zomer. Door een aantal processen zijn er echter aanzienlijke afwijkingen mogelijk.

In de zomer neemt de relatieve vochtigheid af en deze trend zet zich waarschijnlijk in de toekomst voort. Een afname van relatieve vochtigheid leidt tot minder buien en ook tot meer verdamping van neerslag voordat die het aardoppervlak bereikt [→ 6.4](#). Maar juist dit proces van verdamping versterkt het optreden van koude valwinden, waardoor de buienorganisatie bevordert wordt en buien mogelijk sneller kunnen aangroeien tot grotere complexen [→ 6.5](#).

Voor de ontwikkeling van zomerbuien zijn ook veranderingen in de verticale temperatuuropbouw van de atmosfeer van belang. Zomerbuien ontstaan wanneer het oppervlak relatief warm is, en de bovenlucht koud. Dat zorgt voor sterke stijgsnelheden met intensieve neerslag. Klimaatmodellen geven voor de toekomst aan dat de bovenlucht in het algemeen sterker opwarmt dan het aardoppervlak. Hiermee worden de stijgsnelheden geremd. Echter: meer vocht in de atmosfeer leidt ook tot meer condensatiewarmte, waardoor stijgsnelheden kunnen toenemen. Het netto-effect van die twee compenserende veranderingen op de sterkte van de stijgbewegingen is relatief klein en nog onzeker, maar waarschijnlijk wel positief voor de zwaarste buien. Hoe sterker de toekomstige toename van stijgsnelheden, des te groter de toename van buienintensiteit.



Figuur 6.3 Verandering in extremen van de uurneerslag per graad mondiale opwarming voor twee toekomstscenario's: in blauw waarbij er weinig verandering is in luchtstroming en relatieve vochtigheid (RH) en waarbij de bovenlucht relatief weinig opwarmt (lijkend op KNMI'14), en in rood waarbij er een relatief grote afname is in relatieve vochtigheid, er een sterkere invloed is van hogedrukgebieden en waarbij de bovenlucht relatief sterk opwarmt. In het tweede scenario treden buien minder vaak op, neemt de hoeveelheid vocht minder sterk toe en neemt de neerslagintensiteit vooral bij de zwaarste buien (met neerslag boven de 50 mm in een uur) toe. De data zijn afgeleid van simulaties met het nieuwe klimaatmodel. De onderbroken horizontale lijnen geven de procentuele toenames van de hoeveelheid vocht weer, behorend bij de twee scenario's.



Chris Biesheuvel

Met een nieuwe generatie regionale klimaatmodellen met zeer hoge resolutie (van 2-3 km) kunnen we sinds kort de verticale stijgbewegingen goed modelleren. Deze modellen zijn veel realistischer in het simuleren van buien dan de tot nu toe gebruikte klimaatmodellen → 6.4. Nadeel is dat deze modellen zeer rekenintensief zijn, waardoor slechts relatief korte perioden van tien tot dertig jaar kunnen worden doorgerekend. Eerste uitkomsten van deze modellen wijzen erop dat de toename van extreme uurlijkse neerslag in zomerbuien in het algemeen minder sterk is dan de bovengrens in de KNMI'14-scenario's [figuur 6.3](#). Deze bovengrens is mede gebaseerd op de relatie tussen dauwpunt en buienintensiteit, afgeleid voor het huidige klimaat. Nieuw onderzoek heeft echter aangetoond dat deze relatie tot een overschatting leidt als gevolg van de systematische opwarming van de hogere luchtlagen.

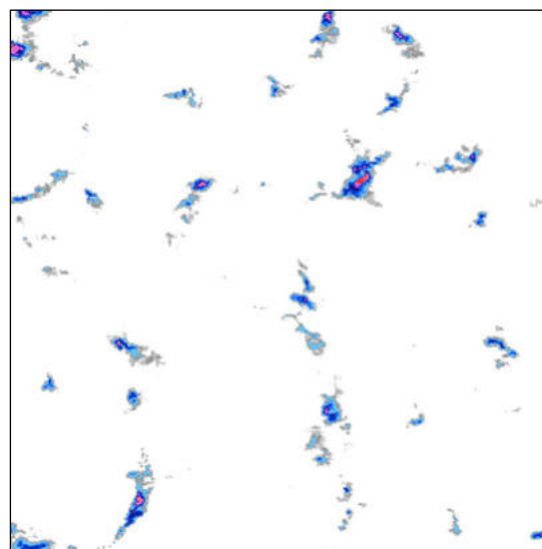
Niet alle buien nemen even sterk toe in intensiteit. De neerslag in relatief lichte buien (tot 10 mm per uur) zou zelfs kunnen afnemen door de afname van relatieve vochtigheid en een sterkere invloed van hogedrukgebieden. In de nieuwste modelsimulaties zien we echter vaak dat de zwaarste buien (met een typische neerslag boven de 50 mm in een uur) het meest verhevigen [figuur 6.3](#). Deze veranderingen in de extreme buien zijn mogelijk zo groot als de bovengrens in de KNMI'14-scenario's.

In het huidige klimaat van Nederland zien we dat warmere en vochtigere condities leiden tot grotere buiencomplexen. Simulaties met zeer gedetailleerde modellen laten dit effect ook zien [figuur 6.4](#). Er zijn beperkte aanwijzingen dat een toename van buiengrootte of buienclustering in de toekomst zal doorzetten; dit geldt mogelijk alleen voor de zwaarste buien. De groei van buien hangt mede samen met processen nabij het oppervlak die zeer kleinschalig zijn, zoals de interacties tussen de koude luchtstromingen veroorzaakt door de valwinden die optreden bij zware buien.

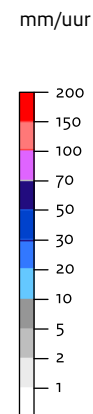
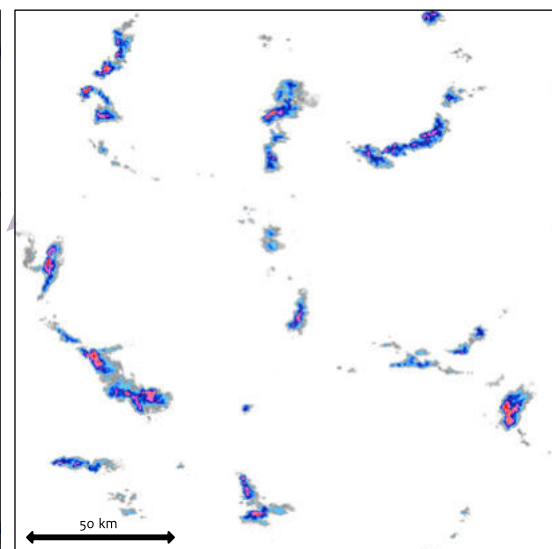
Hagel, onweer en windstoten

De toename van temperatuur en vocht leidt ertoe dat in de toekomst zware buien potentieel sneller kunnen uitgroeien tot complexen die gepaard gaan met onweer, hagel en windstoten. Relaties voor deze fenomenen afgeleid vanuit het huidige klimaat – zoals gebruikt in eerdere generaties klimaatscenario's – blijken volgens recent onderzoek echter minder goed te werken voor de toekomst. Hierbij spelen diverse factoren een belangrijke rol: systematische veranderingen in de opwarming van de bovenlucht, relatieve vochtigheid, en de kleinschalige processen van belang bij de vorming van wolkendruppels en ijs. Dit maakt dat de toename in onweer en hagel waarschijnlijk minder groot is dan eerder gedacht. Mogelijk vormen – net zoals bij de neerslag – de zwaarste buien hierop wel een uitzondering. Nader onderzoek met de nieuwste modellen en gegevens zal dat moeten uitwijzen.

Een buiige situatie in het klimaat van nu



Eenzelfde situatie in een 4 graden warmer klimaat



[Figuur 6.4](#) Neerslagintensiteit (mm/uur) uit een zeer gedetailleerd model (200 m resolutie) van typische buien voor Nederlandse omstandigheden. Voor warmere dagen in het huidige klimaat groeien buien sneller aan tot grotere complexen en is de intensiteit van neerslag hoger. De groei naar grotere buiencomplexen onder warmere omstandigheden hangt sterk samen met de botsingen tussen de verschillende koude luchtmassa's en valwinden die ontstaan door verdamping van neerslag → [6.2](#), → [6.5](#)

7 Droogte



Ook in een waterrijk land als Nederland kan droogte optreden en kan droogte problemen opleveren voor bijvoorbeeld landbouw, binnenvaart, woonomgeving, waterkwaliteit en natuur. De zeer droge zomers van 2018 en 2019 en het uitzonderlijk droge voorjaar van 2020 hebben dit onderwerp dan ook maatschappelijk op de kaart gezet. In dit hoofdstuk worden deze zomers nader bekeken, in een historisch perspectief gezet, en kijken we vooruit. De centrale vragen daarbij zijn: veranderen de processen die tot droogte leiden door klimaatverandering? En verandert daardoor de kans op droogte?

Wat is droogte?

We spreken van droogte wanneer er minder water beschikbaar is dan normaal; er kan dan een watertekort ontstaan. Er bestaan diverse indicatoren om droogte te kwantificeren. Het KNMI gebruikt van oudsher het doorlopend potentieel neerslagtekort, gedefinieerd als de cumulatieve som van de potentiële verdamping minus de neerslag vanaf 1 april, waarbij tussentijdse negatieve waarden op nul gezet worden. Potentiële verdamping¹⁰ is de verdamping die zou optreden wanneer planten optimaal van water en nutriënten zijn voorzien. In de zomermaanden is de werkelijke mate van verdamping vaak kleiner dan de potentiële verdamping, bijvoorbeeld wanneer er slechts een beperkte voorraad water in de bodem beschikbaar is.

¹⁰ Potentiële verdamping wordt berekend met de formule van Makkink.

De zeer droge zomers van 2018 en 2019 en het uitzonderlijk droge voorjaar van 2020 hebben dit onderwerp maatschappelijk op de kaart gezet.

Het startpunt van 1 april – gekozen als de traditionele start van het groeiseizoen – beperkt de analyse van voorjaarsdroogte, vanwege de aanname dat er op 1 april geen tekort aan bodemvocht is.

Om die reden analyseren we in dit hoofdstuk ook de SPI¹¹, een internationale droogtemaat gebaseerd op neerslag, en de SPEI¹², waarin ook de potentiële verdamping wordt meegenomen. Met de SPI en de SPEI kunnen we de effecten van droogte op verschillende tijdschalen bekijken. Bijvoorbeeld: voor de SPEI-6 wordt voor elke periode van zes maanden beoordeeld hoe het verschil tussen neerslag en potentiële verdamping afwijkt van het klimatologisch gemiddelde. Deze droogtematen zijn gedurende het hele jaar bruikbaar.

Naast deze meteorologische maten van droogte bestaan er ook indicatoren die de doorwerking van meteorologische droogte op – bijvoorbeeld – de hoeveelheid bodemvocht en het water in de grote rivieren beschrijven. We beperken ons hier echter tot het beschrijven van trends in voor droogte relevante meteorologische grootheden.

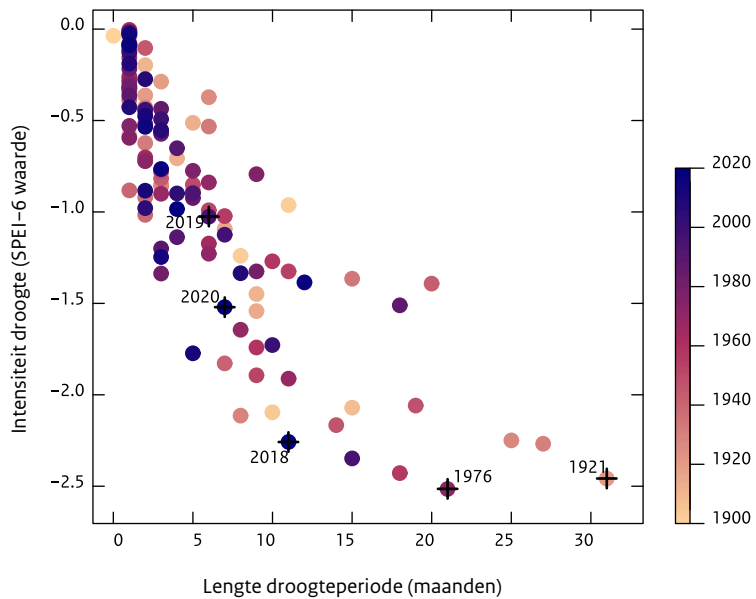
¹¹ Standardized Precipitation Index

¹² Standardized Precipitation Evapotranspiration Index

Zomerdroogte in historisch perspectief

De droogte in de zomers van 2018, 2019 en 2020 ligt nog vers in ons geheugen. Maar hoe verhouden deze zomers zich tot droge zomers in het verleden? Het antwoord op deze vraag is enigszins afhankelijk van de maat die gebruikt wordt voor het kwantificeren van droogte. In termen van het maximale neerslagtekort staat de zomer van 2020 op de 7^e plaats, achter 2018 en 1921 (5^e en 4^e plaats) en 1976, het jaar dat deze lijst aanvoert. 2019 had enkele hele hete dagen, maar dat jaar valt buiten de top-10 van droogste jaren. Al deze droge zomers werden gekarakteriseerd door een blokkade, een persistent hogedrukgebied over ons deel van Europa, dat stabiel zonnig, droog en warm weer gaf.

Met de SPEI-6, de internationale droogtemaat op basis van neerslag en potentiële verdamping, is de lengte en de intensiteit van historische droogteperioden te vergelijken (figuur 7.1). De meeste jaren hebben slechts korte droge perioden waarbij de droogte niet intens is (linkerbovenhoek in figuur 7.1). Vergeleken met de andere jaren met een lange droge periode valt op dat 2018 ook in dit perspectief erg droog is geweest, maar niet tot de allerdroogste jaren behoort (middenonder in figuur 7.1).



Figuur 7.1 Waargenomen droogteperiodes in historisch perspectief, landelijk gemiddeld op basis van 13 stations. De droogteperiodes worden gekarakteriseerd door de lengte van de droogte (aantal maanden met de SPEI-6 aaneengesloten onder 0, ofwel lager dan gemiddeld) en de intensiteit (minimale waarde van de SPEI-6 gedurende de droogte, waarbij 0 gemiddeld is en -2,5 extreem droog). De SPEI-6 waarde 0 correspondeert met het gemiddelde over de periode 1906-2020. De kleurcodering relateert aan het jaar waarin de droogte plaatsvond.

Waarnemingen

Zowel de neerslag als de potentiële verdamping is de afgelopen eeuw toegenomen. De mate waarin – en de invloed ervan op droogte – verschilt per seizoen. In de herfst en de winter is de neerslaghoeveelheid groter dan de potentiële verdamping; daardoor is er sprake van een neerslagoverschot. In deze seizoenen zijn beide variabelen toegenomen gedurende de afgelopen eeuw. In de zomer is er meer potentiële verdamping dan neerslag, waardoor een neerslagtekort ontstaat. Daarnaast laten potentiële verdamping en neerslag ook in de zomer een oplopende trend zien. De toename in potentiële verdamping wordt veroorzaakt door hogere temperaturen en een toename van de zonnestraling. Er is een grote natuurlijke variabiliteit in neerslag, van jaar-op-jaar,

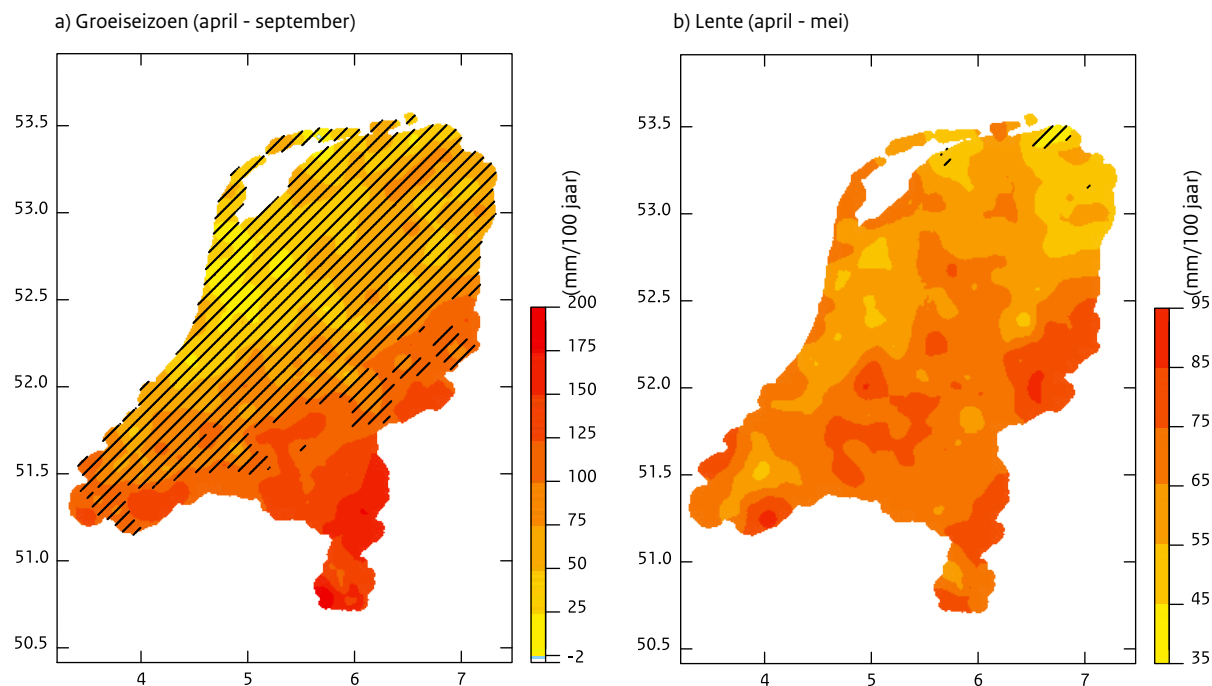


Marc Schols

op langere tijdschalen en ruimtelijk binnen Nederland. Dit geeft onzekerheden in de bepaling van trends. Wanneer we vanaf 1965 kijken, is de neerslag in de lente en zomer in het kustgebied meer toegenomen dan in het binnenland (zie ook → [hoofdstuk 6](#)); daarentegen is de potentiële verdamping meer toegenomen in het binnenland.

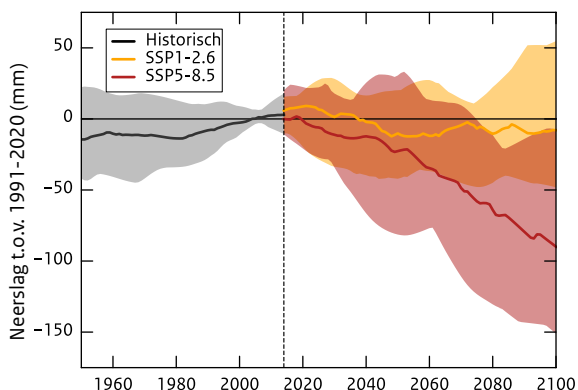
Deze veranderingen in neerslag en potentiële verdamping beïnvloeden het ontstaan van droogte. Het maximale neerslagtekort in het groeiseizoen lijkt iets toe te nemen ([figuur 7.2a](#), zie ook [figuur 1.1d](#) in → [hoofdstuk 1](#)), echter deze trend overstijgt nog niet overal de natuurlijke variatie van jaar-op-jaar. De maanden april en mei laten sinds 1965 in vrijwel het gehele land een significante trend naar hogere waarden van het maximale neerslagtekort zien ([figuur 7.2b](#)). Vergelijkbare trendberekeningen op basis van de SPI en de SPEI zijn consistent met deze toename in voorjaarsdroogte, waarbij het signaal sterker is in de SPEI dan in de SPI, omdat daarin ook de trend in potentiële verdamping wordt meegenomen → [7.1](#).

De waargenomen trends kunnen niet zonder meer toegeschreven worden aan klimaatverandering. Met behulp van attributieonderzoek wordt bekeken welke factoren een rol spelen; klimaatverandering is dan één van de mogelijke factoren. Als een trend goed wordt gereproduceerd door klimaatmodelexperimenten met oplopende concentraties broeikasgassen, en er geen trend is zonder broeikasgasstijging, kan deze met grote waarschijnlijkheid worden toegeschreven aan klimaatverandering. Voor het Nederlandse

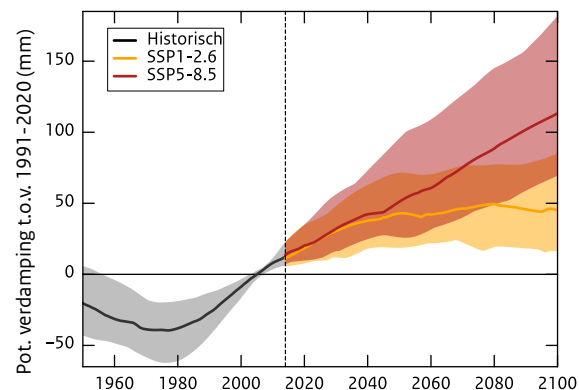


Figuur 7.2 Lineaire trend in de maximale waarde van het neerslagtekort (mm/100 jaar) in het (a) groeiseizoen en (b) in de lente, berekend over de periode 1965-2020. Gebieden waar de trend kleiner is dan de natuurlijke variatie (niet statistisch significant) zijn gearceerd.

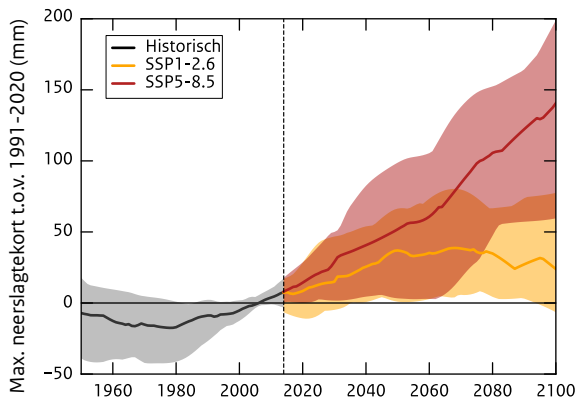
a) Neerslag



b) Potentiële verdamping



c) Maximaal neerslagtekort



Figuur 7.3 Projecties voor veranderingen in (a) neerslag in het groeiseizoen (mm), (b) potentiële verdamping (berekend met de formule van Makkink) in het groeiseizoen (mm), en (c) maximaal neerslagtekort in het groeiseizoen (mm) in de stroomgebieden van de Rijn en Maas, inclusief Nederland, op basis van CMIP6-modellsimulaties (25, 25, en 19 modellen respectievelijk in panelen (a), (b) en (c)). Er worden historische simulaties (grijs) en twee verschillende projecties getoond, het lage emissiescenario (SSP1-2.6, gele lijn) en het hoge emissiescenario (SSP5-8.5, rode lijn). Lijnen tonen de mediaan, de gekleurde banden tonen de zeer waarschijnlijke range (90%). Veranderingen worden getoond ten opzichte van de periode 1991-2020.

binnenland is aangetoond dat de toegenomen potentiële verdamping inderdaad kan worden toegeschreven aan klimaatverandering, met als oorzaken een oplopende gemiddelde temperatuur en toegenomen zonneshijns. Zonder een duidelijke trend in neerslag lijkt de kans op droogte in het binnenland dus toe te nemen vanwege klimaatverandering → 7.2.

In het kustgebied kunnen we de waargenomen trends nog niet zonder meer toeschrijven aan klimaatverandering. Dit komt doordat de huidige generatie klimaatmodellen de trend naar meer zomerneerslag daar niet reproduceert → 7.2. Verschillen in trend tussen waarnemingen en modellen kunnen meerdere oorzaken hebben, waaronder bijvoorbeeld lokale effecten van de Noordzee die nog niet goed in de modellen gesimuleerd worden.

De hoeveelheid water die door de bodem wordt opgenomen, en daarna beschikbaar is voor bijvoorbeeld de landbouw of natuur, hangt zowel af van de absolute hoeveelheid neerslag als van de intensiteit van de neerslag. Een enkele stortbui is in de bestrijding van droogte minder effectief dan een langere periode met motregen. → Hoofdstuk 6 beschrijft de laatste inzichten over veranderingen in extreme neerslag. Tot slot is – naast de lokale waterbeschikbaarheid – ook het water dat via de Rijn en de Maas ons land binnenstroomt van belang tijdens perioden van droogte. Meer informatie hierover is te vinden in → hoofdstuk 8 over wind, neerslag en de gevolgen voor waterbeheer.

Toekomst

De nieuwe generatie mondiale klimaatmodellen (CMIP6) laat voor alle emissiescenario's een kleine toename van de zomerneerslag in Noord-Europa (Scandinavië) zien en een sterke afname in het Middellandse Zeegebied. Voor Nederland en de stroomgebieden van de Rijn en Maas, die in het tussengebied liggen, geven de modellen voor de lage emissiescenario's geen significante verandering en voor de hoge emissiescenario's een afname van zomerneerslag (figuur 7.3a). De potentiële verdamping neemt in beide scenario's toe (figuur 7.3b), hoofdzakelijk veroorzaakt door hogere temperaturen. De potentiële verdamping wordt verder versterkt door een geprojecteerde afname van bewolking en de daarmee samenhangende toename van de zonnestraling. De kans op droogte, bijvoorbeeld gepresenteerd door een hoog neerslagtekort (figuur 7.3c), neemt toe wanneer het verschil tussen potentiële verdamping en neerslag groter wordt. Deze kans neemt het sterkst toe onder het hoge emissiescenario.

Neerslag en potentiële verdamping worden in sterke mate bepaald door grootschalige luchtstromingen; atmosferische circulatie. Westenwinden brengen vochtige lucht naar Nederland, met als gevolg meer neerslag; terwijl lucht uit het oosten meestal droog is, met als gevolg weinig wolken, veel zonnestraling en in de zomer veel potentiële verdamping. Klimaatmodellen geven geen eenduidig antwoord op de vraag of de circulatie – en daarmee de windrichtingen – in de toekomst veranderen. In de KNMI-klimaatscenario's van 2014 is deze onzekerheid ondervangen

door scenario's met veel en weinig circulatieveranderingen (respectievelijk de H- en L-varianten) op te stellen. Recente analyses laten zien dat deze eventuele veranderingen naar meer oostenwinden in de zomer het gevolg kunnen zijn van twee processen. Allereerst vertraagt door klimaatverandering de Golfstroom en warmt de Noord-Atlantische Oceaan minder snel op dan de omringende gebieden. Dit heeft tot gevolg dat er vaker een hogedrukgebied boven de Britse eilanden ontstaat. Verder leidt de sterke opwarming in het Middellandse Zeegebied tot een laagedrukgebied aldaar. Door beide veranderingen in de luchtdruk zou de aanvoer van de lucht boven Nederland in de zomer vaker oostelijk kunnen zijn. → 7.3, → 7.4.

Bij grote klimatologische veranderingen kunnen terugkoppelingen optreden die de kans op zomerdroogte sterk doen toenemen. Dit geldt bijvoorbeeld voor veranderingen in luchtstromingen in het voorjaar. Droogte in deze periode leidt via allerlei koppelingen tussen land en atmosfeer tot een grotere kans op droogte in de zomer. Modellen met een hogere ruimtelijke resolutie, die deze koppelingen beter beschrijven, voorzien een grotere toename van de kans op droogte in de zomer → 7.5. Daarnaast speelt de persistentie van weersystemen – met name die van hogedrukgebieden – een rol bij de ontwikkeling van droogteperioden. Er zijn aanwijzingen dat door veranderingen in de straalstroom de persistentie van hogedrukgebieden in de zomer toeneemt, wat de duur van warme en droge perioden zou kunnen verlengen → 7.6 (zie ook → hoofdstuk 5).



Flip Franssen



Een droogte als 2018 in een warmer klimaat

Hoe zou een droge zomer als die van 2018 eruit kunnen zien in een warmer klimaat? Met behulp van zogeheten 'future weather'-experimenten kan hiervan een kwalitatief beeld geschetst worden → 7.7, → 7.8. Met een regionaal klimaatmodel is de droogte van 2018 gesimuleerd in het huidige klimaat en in een klimaat dat 2°C warmer is, waarbij de grootschalige weerpatronen gelijk zijn gehouden → 7.7.

In deze mogelijk toekomstige zomer zijn de zomermaanden consequent droger dan ze in 2018 waren. Hogere temperaturen leiden tot meer potentiële verdamping en in de 2°C warmere simulatie valt nog minder neerslag. Hierdoor wordt het neerslagtekort groter (figuur 7.4). Geografisch breidt de droogte zich in alle richtingen uit en bestrijkt deze een groter gebied.

In de lentemaanden is het effect van klimaatverandering op de droogte van 2018 minder eenduidig. De warmere simulaties geven een toename van buien in april en mei, waardoor bijvoorbeeld de uitdroging van de bodem iets later in het seizoen begint. Dit illustreert de vele toevalligheden die in het weer zitten, deze blijven ook met klimaatverandering bestaan.

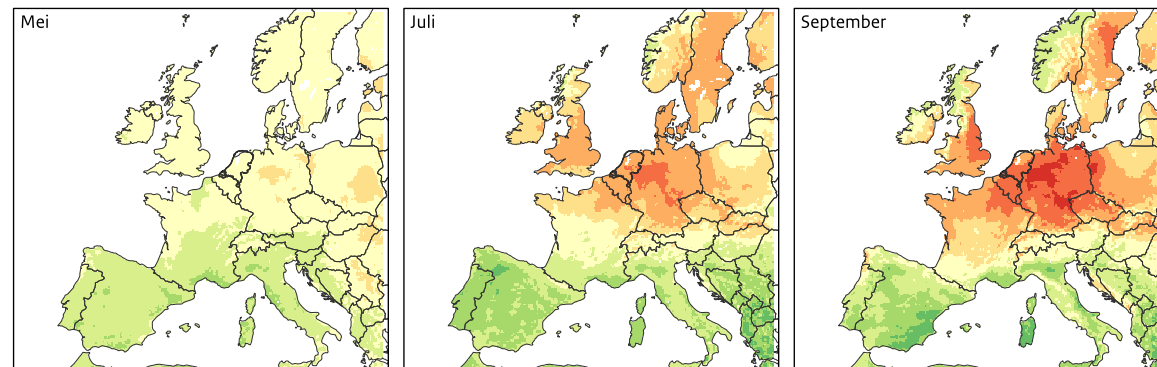
De droogte van 2018 had grote impact op de landbouw, scheepvaart en natuur. In samenwerking met kennisinstituut Deltares zijn de resultaten van het experiment doorgerekend met het Landelijk Hydrologisch Model → 7.9. Aan de hand hiervan kan een illustratief beeld worden gegeven van de mogelijke impact van deze toekomstige droogte bij ongewijzigd waterbeleid.



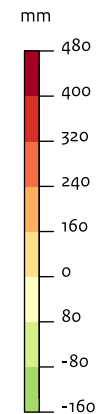
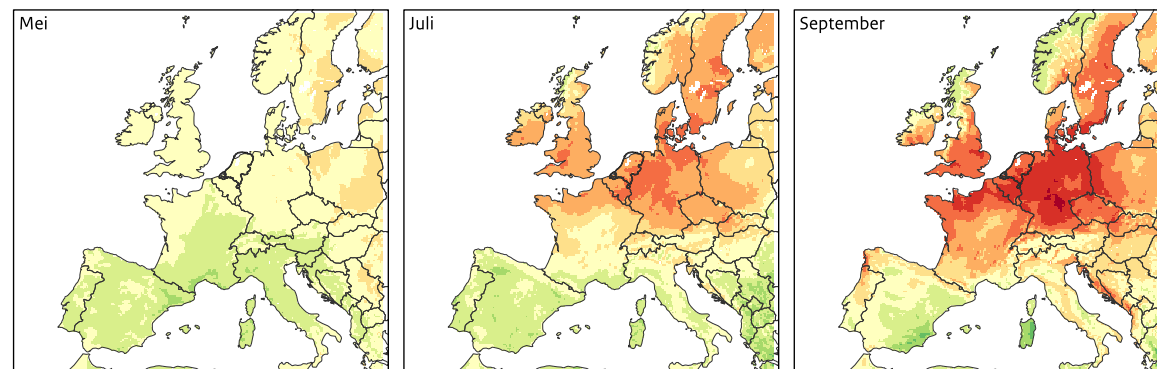
Bij een toenemend neerslagtekort dalen de grondwaterstanden meer en droogt de bodem verder uit. Hogere temperaturen en minder neerslag leiden tot een grotere watervraag aan het oppervlaktewatersysteem (voor peilbeheer, beregening en doorspoeling). Wanneer er geen groter aanbod van water is, leidt dit tot een toenemend watertekort.

Deze hydrologische veranderingen werken door in allerlei sectoren. Riviertransport werd in 2018 al aanzienlijk bemoeilijkt, en verdere verlagingen van waterstanden zullen leiden tot een aanzienlijke toename van kosten voor de scheepvaart. Ook de landbouw ondervond in 2018 flink schade door de droogte. Het is te verwachten dat bij een groter neerslagtekort de landbouwschade nog verder toeneemt.

a) Situatie 2018 in het huidige klimaat



b) 2°C warmer klimaat



Figuur 7.4 Gesimuleerde afwijking van het neerslagtekort in het future weather-experiment met (a) 2018 in het huidige klimaat, en (b) 2018 in een 2°C opgewarmd klimaat. Afwijking ten opzichte van de klimatologie 1991-2020, kaartjes laten de waarde op de laatste dag van de maand zien.

8

Wind, neerslag en de gevolgen voor waterbeheer



De bescherming tegen hoogwater is van vitaal belang voor Nederland. Het gaat hierbij om hoge waterstanden langs de kust door windopstuwung (stormvloed), en om hoge waterstanden van de rivieren door hoge afvoeren.

Veranderingen in de waterstand langs de kust hangen af van veranderingen in de windsnelheid en -richting op de Noordzee en van de zeespiegelstijging. In dit hoofdstuk worden veranderingen in de wind en het effect ervan op de waterstand beschreven. De zeespiegelstijging is in [hoofdstuk 4](#) behandeld. De afvoer van een rivier wordt bepaald door regenval, het smelten van sneeuw en verdamping in haar stroomgebied. We concentreren ons hier op de trends in neerslag in de stroomgebieden van de Rijn en de Maas, omdat dit indicatoren zijn voor trends in de afvoeren van deze rivieren. Naast (extreem) hoge rivierafvoeren zijn ook (extreem) lage afvoeren een probleem, met name voor de zoetwatervoorziening en de scheepvaart.

De klimaatprojecties laten geen toename van de windsterkte op de Noordzee en de daarmee gepaard gaande stormvloed zien. De neerslaghoeveelheid in de stroomgebieden van Rijn en Maas zal in de winter toe- en in de zomer afnemen, met hogere rivierafvoeren in de winter en lagere rivierafvoeren in de zomer tot gevolg.

Wind en stormvloed

De wateropzet tijdens stormvloed langs de kust wordt door de windsterkte en -richting op de Noordzee bepaald. Omdat stormen en stormvloed voornamelijk een winterfenomeen zijn, beperken we de analyse tot dit seizoen.

Wind

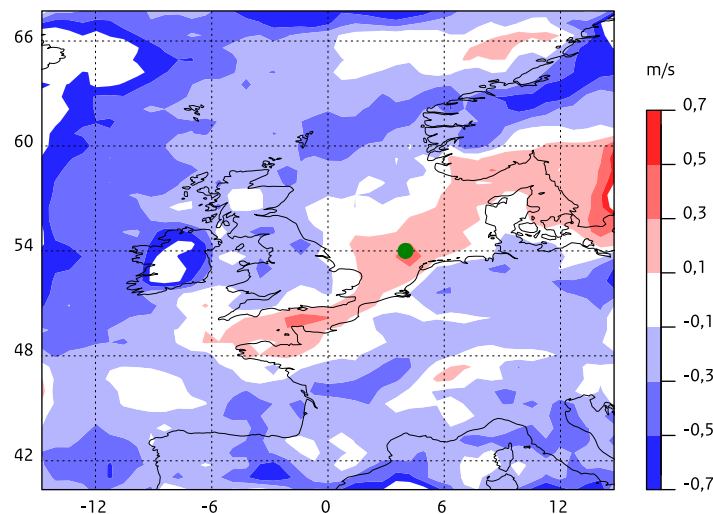
Over de periode 1950-2020 werd het windklimaat in Nederland en op de Noordzee gekenmerkt door een grote jaar-op-jaar-variabiliteit en sinds de jaren 90 door een kleine afname van de gemiddelde windsterkte ([hoofdstuk 1](#)). Ook de projecties uit de nieuwste generatie klimaatmodellen (CMIP6) laten voor West-Europa maar kleine veranderingen in het windklimaat zien. Over de zuidelijke Noordzee, Denemarken en Zuid-Zweden ligt een gebied waar de maximale windsterkte toeneemt [figuur 8.1](#), terwijl de rest van het gebied een afname laat zien. Het gebied met de grootste toename ligt dicht bij de Nederlandse kust (groene punt in [figuur 8.1](#)). Het verschil in maximale windsterkte tussen 1991-2020 en 2071-2100 bedraagt hier 0,35 m/s, of 2% van het gemiddelde jaarmaximum. Deze verandering is niet significant.

Figuur 8.2 laat voor de locatie met de grootste toename (groene stip in figuur 8.1) de bandbreedte van de trends van de windsnelheden in alle modellen en hun mediaan zien. De toename komt voor rekening van wind uit zuidwestelijke richting **figuur 8.3**. Voor de wateropzet langs de Nederlandse kust is die minder relevant dan wind uit noordelijke richtingen. De figuren 8.1- 8.3 gelden voor het emissiescenario met de grootste klimaatverandering aan het einde van de 21^e eeuw (SSP5-8.5). De andere scenario's leveren vergelijkbare figuren op, maar met duidelijk kleinere veranderingen.

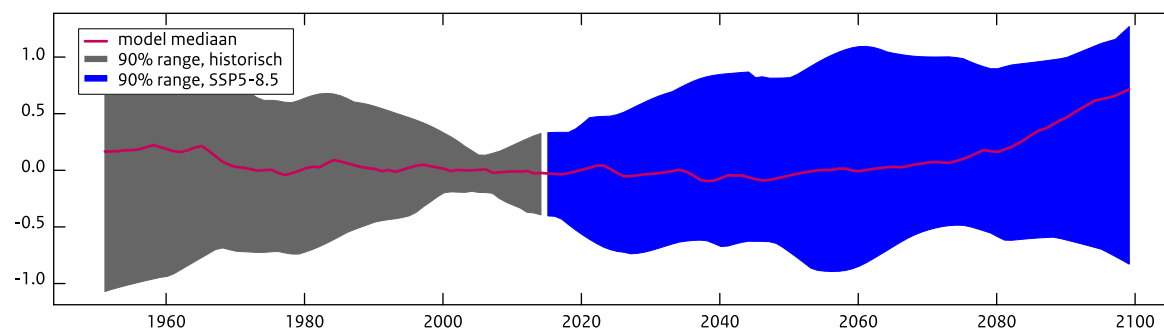
Wateropzet

Een eerste indruk van de gevolgen van veranderingen in wind voor de wateropzet is verkregen met een vereenvoudigd waterstandsmodel [→ 8.1](#), [→ 8.2](#), dat aangedreven is door de winden uit de klimaatprojecties.

Figuur 8.4 laat de verandering van de gemodelleerde eens-per-jaar-wateropzet in Hoek van Holland zien. De mediaan van de klimaatmodellen over de historische periode toont een afname, maar gezien de grote range is die niet significant. Hetzelfde geldt voor de projecties. De belangrijkste conclusie van **figuur 8.4** is dat de bovengrens van de 90%- band in de projecties niet uitkomt boven die van de historische periode. Maar ondanks dat er geen effect van de wind is op de hoogste waterstanden, nemen de hoogste waterstanden in de toekomst wel toe doordat de gemiddelde zeespiegel stijgt [→ hoofdstuk 4](#).

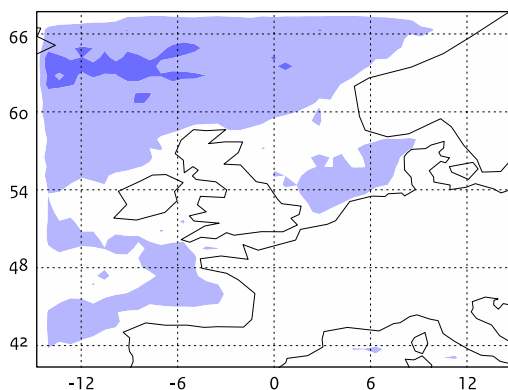


Figuur 8.1 Verandering van de jaarmaxima van de windsnelheid (m/s) in de winter (december -februari) in West-Europa tussen 1991-2020 en 2071-2100 op basis van een hoog emissie-scenario (SSP5-8.5). Toename in rood, afname in blauw. Getoond is de mediaan van 26 CMIP6-modellen. De groene stip geeft de positie aan van de grootste toename van de mediaan. **Figuur 8.2** toont de ontwikkeling in de tijd op deze locatie.

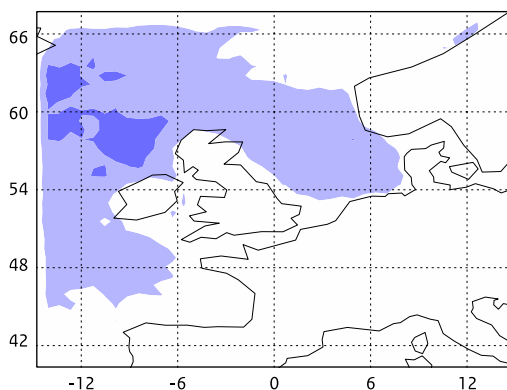


Figuur 8.2 Ontwikkeling van de maximale windsnelheid op de locatie van de groene stip in figuur 8.1 in de winter (december-februari) voor het hoge emissiescenario (SSP5-8.5) op basis van CMIP6-modellsimulaties (26 modellen). Getoond zijn de afwijkingen ten opzichte van het gemiddelde in de referentieperiode 1991-2020. De gekleurde banden geven de zeer waarschijnlijke range (90%) van de 26 klimaatmodellen weer, en de rode lijn hun mediaan.

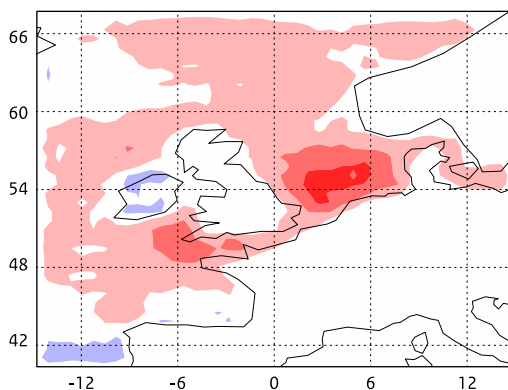
Noordoost



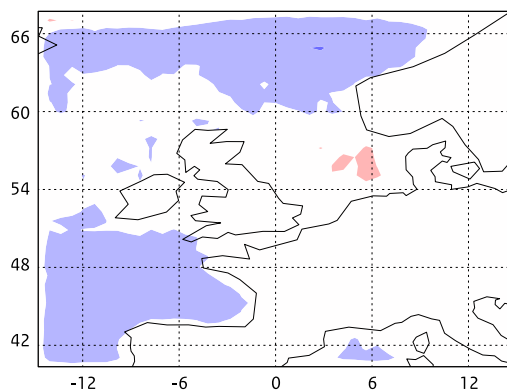
Zuidoost



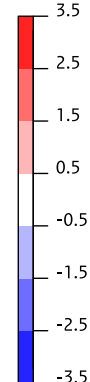
Zuidwest



Noordwest



dagen/jaar



Figuur 8.3 Verandering tussen 1991-2020 en 2071-2100 van het aantal dagen per winter (december-februari) met een daggemiddelde windsnelheid van meer dan 11 m/s (40 km/uur, windkracht 6) en windrichting noordoost, zuidoost, zuidwest, en noordwest in het hoge emissiescenario (SSP5-8.5). Alleen winden uit zuidwestelijke richtingen laten een toename zien. Getoond is de mediaan van 26 klimaatmodellen.

Neerslag in de stroomgebieden van Rijn en Maas

Neerslagveranderingen sinds 1950

Toenames in het voorkomen van laagwater (meestal in de zomer) en van hoogwater¹³ (meestal in de winter) in het Rijn-Maas-stroomgebied hebben potentieel een grote impact. Hoog- en laagwater worden door verschillende neerslagkarakteristieken bepaald. Voor hoogwater is de maximale 10-daagse¹⁴ gebiedsneerslag in het winterhalfjaar (oktober-maart) een veelgebruikte indicator, en voor laagwater de minimale 90-daagse gebiedsneerslag in het zomerhalfjaar (april-september). Deze worden verder aangeduid met respectievelijk hoogwater- en laagwater-indicator.

De laagwater-indicator (figuur 8.5, zwarte lijnen) laat sinds 1950 een gestage – en gemiddeld over de gehele periode significante – afname van -2,7 % per tien jaar zien. Deze afname is iets sterker dan de -2,1 % per tien jaar in de gemiddelde neerslag in het zomerhalfjaar in het Rijnstroomgebied tussen 1950 en 2018 → 8.3. De trend in de hoogwater-indicator (rode lijnen) is minder eenduidig. Over de gehele periode is de relatieve afname gemiddeld per jaar ongeveer half zo groot (-1,4 % per 10 jaar) als voor de laagwater-indicator en

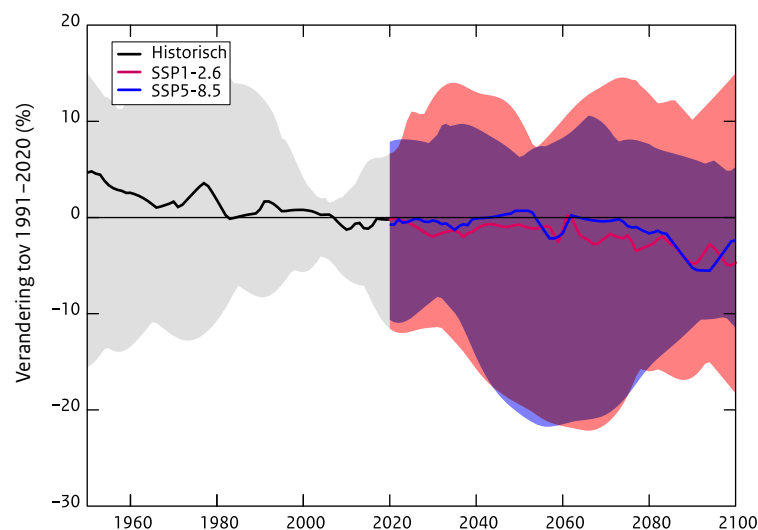
¹³ Met hoog- en laagwater worden hier respectievelijk hoge en lage waterstanden in de rivieren bedoeld, niet te verwarren met hoog-/laagwater aan de kust (hoge en lage wateropzet / waterstanden van de zeespiegel).

¹⁴ Het is niet per definitie een neerslagduur van precies 10 dagen die relevant is, in werkelijkheid betreft het uren tussen de 4 en 20 dagen, mede afhankelijk van de voorgeschiedenis. 10 dagen is een praktisch gekozen duur die in het midden ligt.

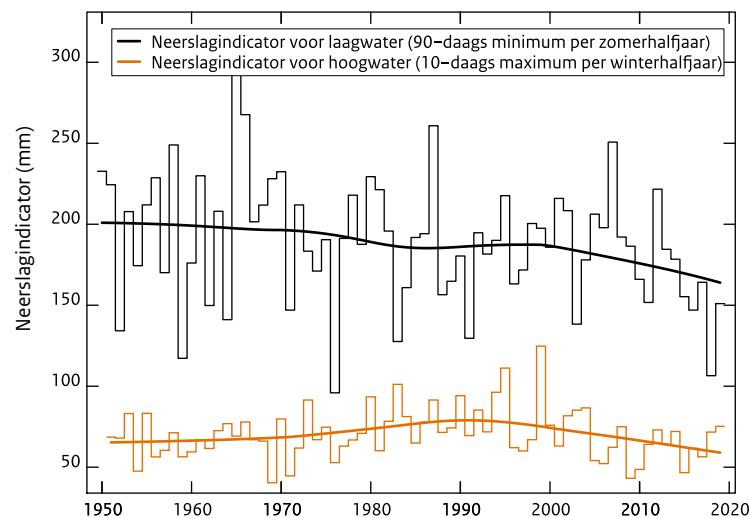
niet significant. In lijn hiermee – en met een (net niet significante) afname van de gemiddelde afvoer in het zomerhalfjaar bij Lobith in de periode 1950-2018 → 8.3 – is de kans op laagwater (in de zomer) in de stroomgebieden van de Rijn en de Maas waarschijnlijk geleidelijk toegenomen. Er is geen aanleiding om te veronderstellen dat de kans op hoogwater (in de winter) in het Rijn-Maas stroomgebied is veranderd in het verleden. Significante trends werden ook niet gevonden in een eerdere studie naar trends in de hoogste jaarlijkse afvoer van de Rijn en de Maas → 8.4.

Toekomstige veranderingen in de neerslag-indicatoren

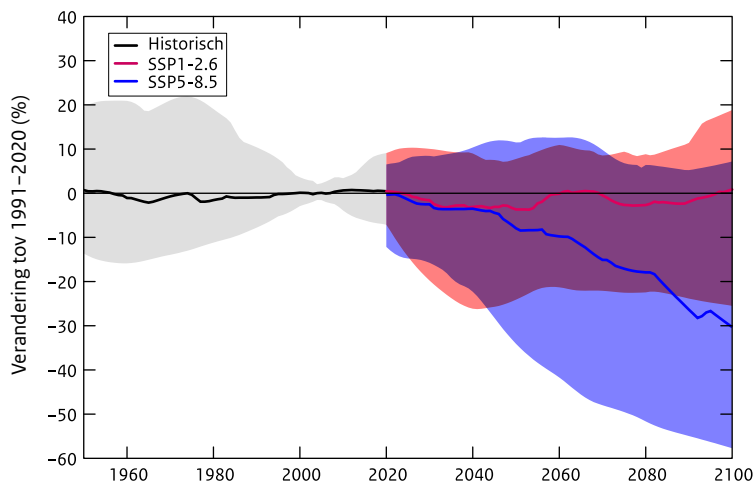
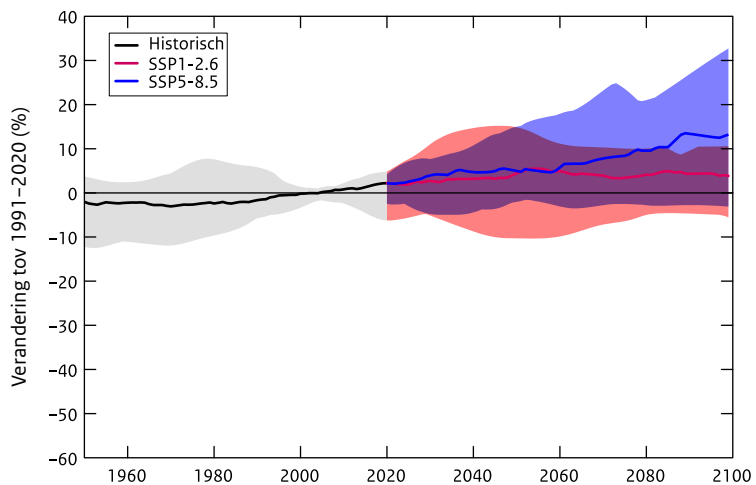
De toekomstprojecties van de neerslag-indicatoren voor hoog- en laagwater laten duidelijke verschillen zien [figuur 8.6](#). Terwijl de hoogwater-indicator een toename vertoont, laat de laagwater-indicator juist een verdere afname zien, beide met name in het hoge emissiescenario (SSP5-8.5). De geprojecteerde afname van de laagwater-indicator onder het hoge emissiescenario (met weliswaar een brede onzekerheidsband) is daarmee een voortzetting van de waargenomen trend sinds 1950 [figuur 8.5](#). De geprojecteerde toename van de neerslag-indicator voor hoogwater zien we in de waarnemingen nog niet (de afname in deze indicator die we wel zien is erg klein).



Figuur 8.4 Procentuele verandering van de eens-per-jaar-wateropzet in Hoek van Holland ten opzichte van de periode 1991-2020 volgens een vereenvoudigd waterstandsmodel. Zwart is voor de historische periode (t/m 2020), en de kleuren zijn voor de toekomstprojecties volgens het lage (SSP1-2.6; rood) en het hoge (SSP5-8.5; blauw) emissiescenario. De doorgetrokken lijnen zijn de medianen, en de gekleurde banden de zeer waarschijnlijke (90%) range van alle gebruikte klimaatmodellen. Gebaseerd op simulaties van 21 CMIP6-klimaatmodellen.



Figuur 8.5 Neerslagindicatoren voor laag- en hoogwater in het Rijn-Maas-stroomgebied per jaar vanaf 1950. De gladde lijnen representeren de langjarige trend. Op basis van de E-OBS v21.0e 1950-2019 neerslagdata.



Louter op grond van veranderingen in deze neerslag-indicatoren zullen de kansen op hoog- en laagwater dus beide toenemen; voor de laagwaterkans lijkt die toename al sinds 1950 te spelen. Veranderingen in andere meteorologische variabelen die van invloed zijn op de rivierafvoeren, komen daar nog bij. Bijvoorbeeld: de hogere verdamping in een warmer klimaat zal de kans op lage afvoeren nog verder vergroten. Nadrukkelijk wordt opgemerkt dat voor hoog- en laagwater in het Rijn-Maas-stroomgebied – naast meteorologische factoren – de hydrologie en het toekomstige waterbeheer belangrijke rollen spelen.

Op grond van verwachte neerslagveranderingen zullen de kansen op zowel hoog als laag water in de Rijn en Maas toenemen.

Figuur 8.6 Relatieve veranderingen per jaar in de hoogwater-indicator (boven) en de laagwater-indicator (onder) ten opzichte van het gemiddelde over de periode 1991-2020. Zwart is voor de historische periode (t/m 2020), en de kleuren zijn voor de toekomstprojecties volgens het lage (SSP1-2.6; rood) en het hoge (SSP5-8.5; blauw) emissiescenario. De doorgetrokken lijnen zijn de medianen, en de gekleurde banden de zeer waarschijnlijke (90%) range van alle gebruikte klimaatmodellen. Gebaseerd op simulaties van 27 CMIP6-klimaatmodellen.



Tineke Dijkstra

Orkanen op de Noordzee?

Orkanen zijn extreem krachtige stormen die zich boven gebieden met warm zeewater ($> 26,5^{\circ}\text{C}$) kunnen ontwikkelen. Hun kenmerk is een 'oog' met een doorsnede van maar enkele tientallen kilometers. Rondom dit oog stijgt warme vochtige lucht heel snel op, waarbij waterdamp vervolgens condenseert door afkoeling. Hierbij komt zoveel energie vrij dat de windsnelheden kunnen oplopen tot meer dan 70 m/s. Onvoorstelbaar voor de Noordzee, waar windsnelheden van meer dan 33 m/s nauwelijks voorkomen.

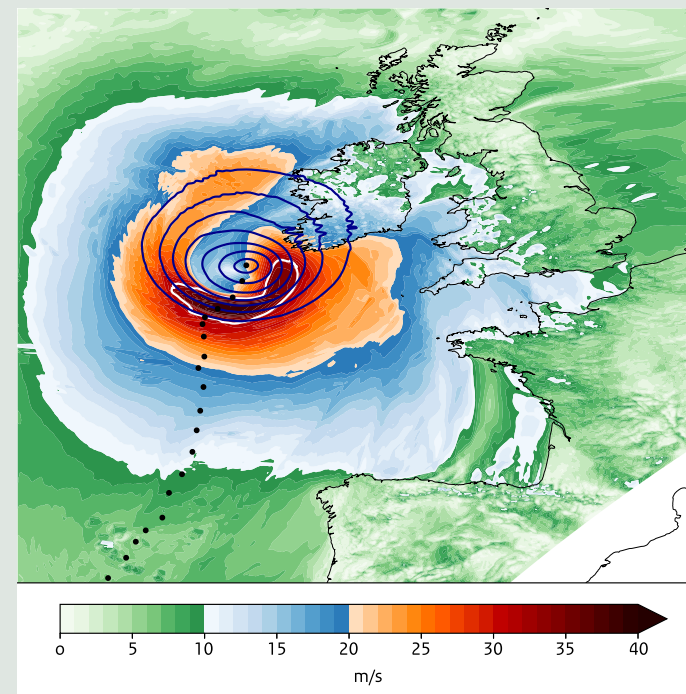
Met de opwarming van de aarde komen gebieden met hoge watertemperaturen dicht bij Europa te liggen. Kunnen orkanen in de toekomst ook de Noordzee bereiken en met hun veel hogere windsnelheden voor gevaarlijke situaties zorgen?

Dat weten we nog niet zeker, maar ook in het huidige klimaat beïnvloeden orkanen het windklimaat op de Noordzee. Een recent onderzoek [→ 8.5](#) heeft laten zien dat gedurende het orkaanseizoen (juni-november) bijna 9% van alle zware stormen op de Noordzee (> 25 m/s) van oorsprong een orkaan is. Sommige orkanen trekken langs de Amerikaanse oostkust noordwaarts, waarbij ze hun tropische karakter verliezen en in een extra-tropische storm veranderen.

Ter hoogte van Newfoundland worden ze door de straalstroom meegenomen richting Europa, en onderweg kunnen ze onder gunstige omstandigheden weer aan kracht toenemen.

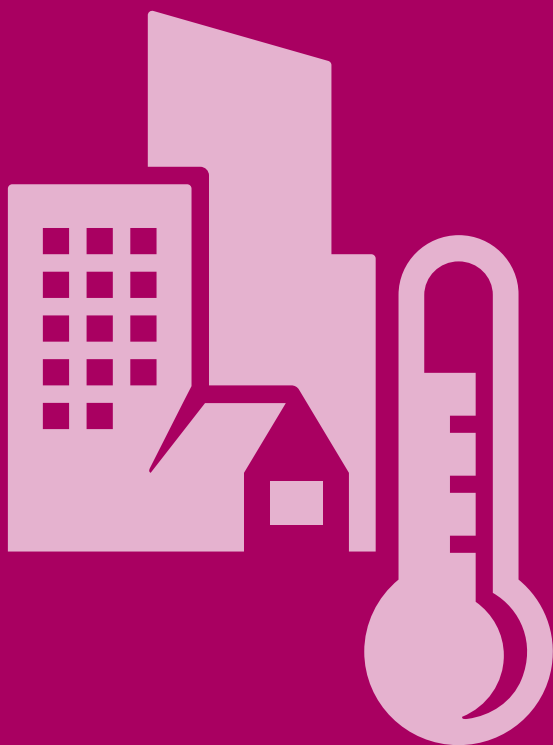
In een warmer klimaat zullen orkanen in kracht toenemen [→ 8.6](#). Voor onze breedtegraden zou dat tot zwaardere restanten van orkanen kunnen leiden [→ 8.7](#). In oktober 2017 trok orkaan Ophelia naar het noorden, waarbij de luchtdruk in de kern sterk daalde. Uiteindelijk kwam Ophelia als zware storm bij de Ierse kust aan land [figuur 8.7](#). De Britse Eilanden vormen niet per se een barrière: Ophelia had zich volgens een modelsimulatie evengoed door het Nauw van Calais kunnen wurmen om de Nederlandse kust te bereiken [→ 8.8](#).

De huidige klimaatmodellen zijn nog niet voldoende fijnmazig om orkanen met hun kleine oog goed te kunnen simuleren. Met de toenemende rekenkracht komen modellen met voldoende resolutie wel beschikbaar om de vraag naar de mogelijkheid van orkanen op de Noordzee – of hun rol als voorlopers van krachtige extra-tropische stormen – te kunnen beantwoorden [→ 8.9](#).



Figuur 8.7 Ex-orkaan Ophelia op 16 oktober 2017, kort voordat ze Ierland raakte. De kleuren geven de windsnelheid weer, en de witte lijn markeert de windkracht 12 contour (orkaankracht). De blauwe lijnen geven de luchtdruk aan.

9 Stedelijk klimaat



Het stedelijk landschap is divers door de ruimtelijke variatie in de dichtheid en hoogte van de bebouwing, de toegepaste bouwmaterialen, en de aard en omvang van het stedelijk groen. Deze factoren spelen een rol in de processen die het klimaat op de schaal van een huizenblok, een straat, een wijk en de stad als geheel bepalen → 9.1.

Voor de praktische bepaling van het stedelijk klimaat is er kennis nodig over de verstoringen van de energiebalans en waterbalans door menselijke activiteiten. Echter: de detailgegevens over de inrichting van steden ontbreken - en die zijn nodig om deze verstoringen te modelleren. Ook ontbreken langjarige metingen in het stedelijk gebied die geschikt zijn om het lokale klimaat op alle relevante schalen te monitoren en modellen van het stedelijk klimaat te vergelijken en te valideren → 9.2, → 9.3.

De stad is een verzameling van economische en sociale activiteiten, elk met hun eigen gevoeligheid voor het klimaat. Voor elke activiteit moet vastgesteld worden welke klimaatvariabelen relevant zijn om het effect van klimaatverandering te beschrijven en de effectiviteit van adaptatiemaatregelen te bepalen. In dit hoofdstuk komen deze aspecten aan de orde in een beschrijving van stedelijke hitte en neerslag.

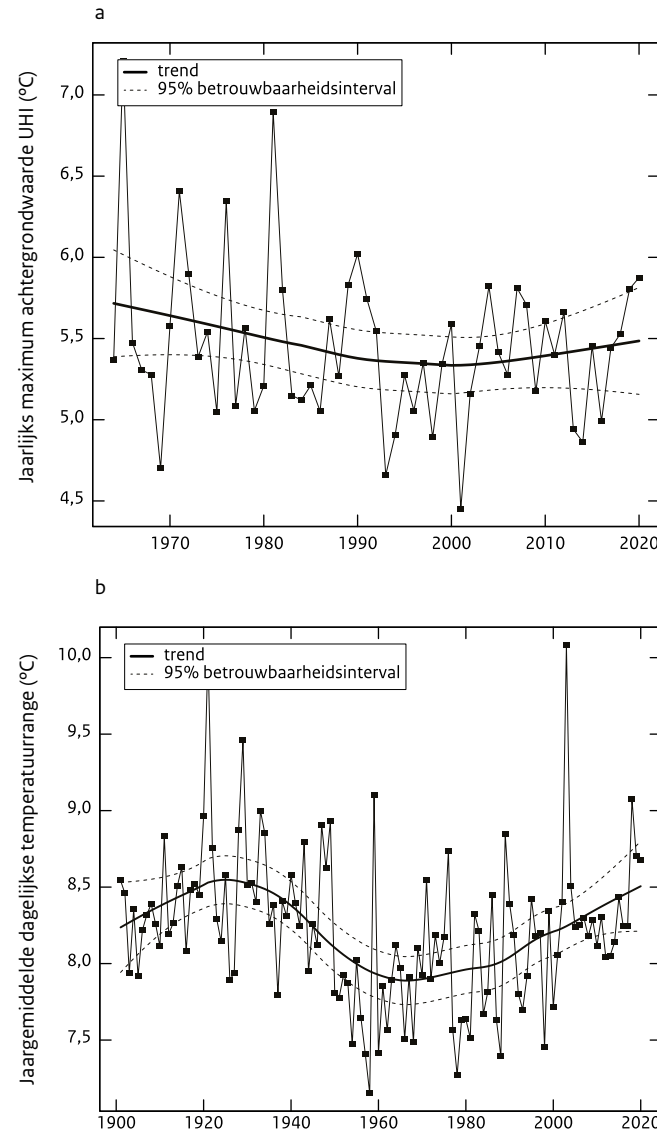
Om het stedelijk klimaat te kunnen vaststellen zijn meer metingen en gegevens over de inrichting van steden nodig.

Stedelijke hitte

Het stedelijk hitte-eiland wordt gezien als een belangrijk aspect van het stedelijk klimaat en daarom mogelijk van klimaatverandering in de stad. Beschikbare waarnemingen en modelresultaten tonen geen noemenswaardige verandering in het verschil in temperatuur tussen stad en landelijk gebied. Voor het bepalen van het effect van klimaatverandering zijn absolute temperaturen belangrijker.

De stad is aanmerkelijk minder groen dan zijn omgeving. Daardoor wordt minder van de inkomende zonnestraling omgezet in verdamping en meer ervan gebruikt voor de opwarming van gebouwen en bestrating. Die opgeslagen energie wordt weer afgegeven als voelbare warmte. Deze uitstraling wordt ten dele belemmerd door de bebouwing. Daardoor koelt de stad na zonsondergang minder snel af dan de omgeving. Het grootste temperatuurverschil tussen de stad en de omgeving treedt daarom meestal 's nachts op.

Het dagelijks maximum van dit temperatuurverschil kan benaderd worden door een vergelijking, afgeleid uit een analyse van meetcampagnes in steden in Nederland en omliggende landen → 9.4. Met deze vergelijking wordt de temperatuur van het stedelijk hitte-eiland berekend als het product van het regionale klimaat, gemeten buiten de stad, en de lokale versterking hiervan binnen de stad door de beperkte openheid van de bebouwing (de sky-view factor) en de beperkte hoeveelheid groen. Deze diagnostiek ondervangt



Figuur 9.1 (a) trend op het station De Bilt in het jaarlijks maximum van de regionale achtergrondwaarde van het stedelijk hitte-eiland effect (UHI). (b) Trend in het jaargemiddelde verschil tussen dagelijkse maximum- en minimumtemperatuur op het station De Bilt.

het gebrek aan directe, representatieve waarnemingen in het stedelijk gebied. In de onderzochte steden ligt de maximale waarde van het stedelijk hitte-eilandeffect rond de 7°C.

In [figuur 9.1a](#) is met deze diagnostische vergelijking het jaarmaximum van het hitte-eilandeffect berekend – zonder de lokale versterkingsfactor – voor de periode waarover voor het meetstation De Bilt gelijktijdige metingen van temperatuur, straling en wind beschikbaar zijn. Hierin is geen significante trend als gevolg van klimaatverandering te zien. Recente resultaten van het UK MetOffice voor Britse steden geven aan dat dit ook voor de toekomst geldt. Ter vergelijking is in [figuur 9.1b](#) de variatie in het dagelijkse verschil tussen de maximum- en minimumtemperatuur voor de volledige meetperiode gegeven. Het dagelijks temperatuurverschil is een belangrijke factor in het stedelijk hitte-eiland effect. Het dagelijks temperatuurverschil hangt sterk samen met de hoeveelheid inkomende straling en wordt mede bepaald door de luchtkwaliteit. De variatie in de 20^e eeuw kan worden verklaard door de initiële toename van luchtverontreiniging en de latere afname ten gevolge van milieumaatregelen.

De hier gebruikte diagnostiek kent ook beperkingen. De hitte in de stad wordt namelijk niet alleen door lokale omstandigheden bepaald, maar ook door luchtstromingen die de temperatuur herverdelen. Het contrast tussen stad en omgeving kan bijdragen aan het ontstaan van deze luchtstromingen.

Ruimtelijke adaptatie

Dat interacties tussen de stad en zijn omgeving belangrijk zijn, blijkt uit modelstudies. [Figuur 9.2](#) toont de ruimtelijke differentiatie van de temperatuur in de omgeving van Amsterdam op een zomer- en winterdag in 2017, zoals berekend met het UrbClim-model. De ruimtelijke verdeling van temperatuur wordt beïnvloed door de aanwezigheid van grote wateroppervlakken – zoals hier het IJsselmeer – en door het weer in de grotere omgeving – zoals bijvoorbeeld zeewind vanaf de Noordzee. De zeewind zorgt voor verkoeling in de stad én voor transport van stedelijke warmtepluimen naar het landelijk gebied.

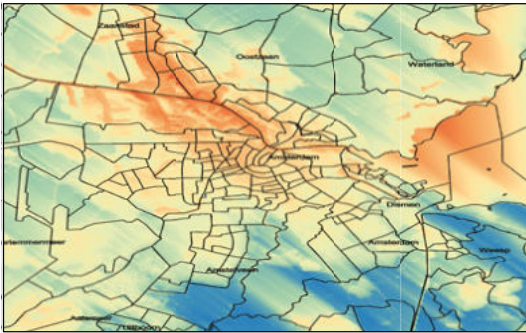
Deze kennis kan worden ingezet bij het ontwikkelen van maatregelen die stedelijke hitte beperken (mitigatie) of de impact verminderen (adaptatie). Deze maatregelen hoeven zich niet te beperken tot aanpassingen in het stedelijk gebied zelf; ze kunnen zich ook richten op het toepassen van groen in de omgeving. In de modelstudie Grand Paris leidde een dergelijke strategie tot luchtcirculaties die een verkoeling in het centrum van Parijs gaven van 1 tot 2°C.

Modelstudies zijn bij uitstek het middel om het effect van mitigatie- en adaptatiemaatregelen

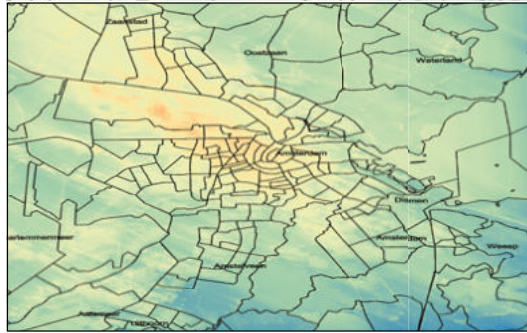
te verkennen. Het gaat om maatregelen zoals het aanbrengen van stedelijk groen of het veranderen van het weerkaatsingsvermogen van gebouwen (albedo) door het toepassen van andere bouwmaterialen. De gerapporteerde effectiviteit van maatregelen vertoont wel een grote spreiding → [9.3](#). Deze variatie in uitkomsten blijkt sterk afhankelijk van de kwaliteit van de beschrijving van de relevante fysische processen in de modellen, het schaalniveau van de beschouwing en de beschikbaarheid van gedetailleerde morfologische gegevens van de stad. Vaak zijn deze aspecten onvoldoende beschreven en zijn de resultaten om die reden niet algemeen toepasbaar.

Op basis van de beschikbare literatuur is een analyse gemaakt van het effect van bomen op de middagtemperatuur in de stad. Onder zonnige zomerse condities leverde elke 10% toename van de bedekking van het stadsoppervlak met bomen een reductie op van de stedelijke hitte van 0,3°C. Het koelend effect van bomen door verdamping is vooral merkbaar in hun directe nabijheid. Dit betekent dat bomen maar ten dele een oplossing zijn voor hitte in de stad als geheel. Wel bieden bomen schaduw en beperken daarmee de bijdrage van directe zonnestraling aan de ervaren hitte.

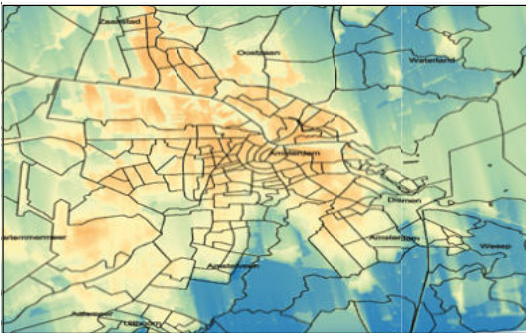
Winter - nacht



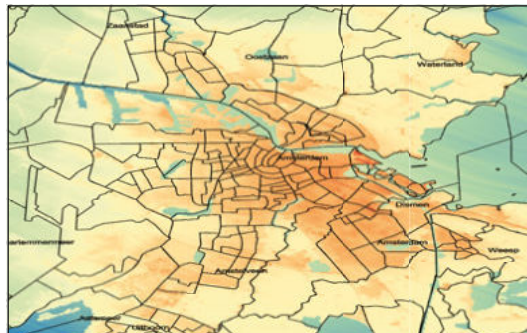
Winter - dag



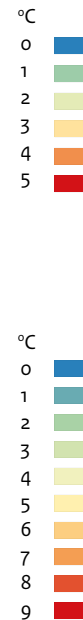
Zomer - nacht



Zomer - dag



Figuur 9.2 De relatieve temperaturen (het temperatuurverschil met het koudste punt, blauw op de kaart) rond Amsterdam voor een winter- en een zomerdag in 2017, voor de middag en late nacht. De temperaturen zijn berekend met het UrbClim-model (beschikbaar via de [Copernicus Climate Change Service C3S](#)).



Effecten en indicatoren

Meer dan het relatieve verschil tussen de stad en zijn omgeving is het de absolute temperatuur die uiteindelijk het effect op infrastructuur, energiegebruik, productiviteit en gezondheid bepaalt. Voor elk van deze onderwerpen gelden andere indicatoren, grenswaarden en overschrijdingskansen. Bij infrastructuur gaat het bijvoorbeeld om de kans dat toekomstige omstandigheden buiten de ontwerpcondities van constructies of systemen vallen. Denk aan een beweegbare brug die onder extreme temperaturen zodanig uitzet dat hij vastloopt. Bij het verlies van arbeidsproductiviteit gaat het om de fysieke belasting bij het werken in hogere temperaturen en 's nachts om het missen van slaap door minder afkoeling.

Het gezondheidseffect van hogere temperaturen wordt vaak afgemeten aan de mortaliteit (oversterfte). Daarvoor wordt veelal de maximum dagtemperatuur als indicator gebruikt. Bij mortaliteit zijn temperatureffecten en luchtvervuiling vaak nauw verweven. Uit een vergelijking tussen wijken in Rotterdam is gebleken dat hoge niveaus van zomersmog een toename van 7% in oversterfte kunnen verklaren → 9.5. De verschillen in oversterfte per wijk bleken mede bepaald te zijn door de bevolkingssamenstelling, de hittegevoeligheid van groepen – naar leeftijd en herkomst onderscheiden – en de (inkomensafhankelijke) mogelijkheid tot adaptatie.

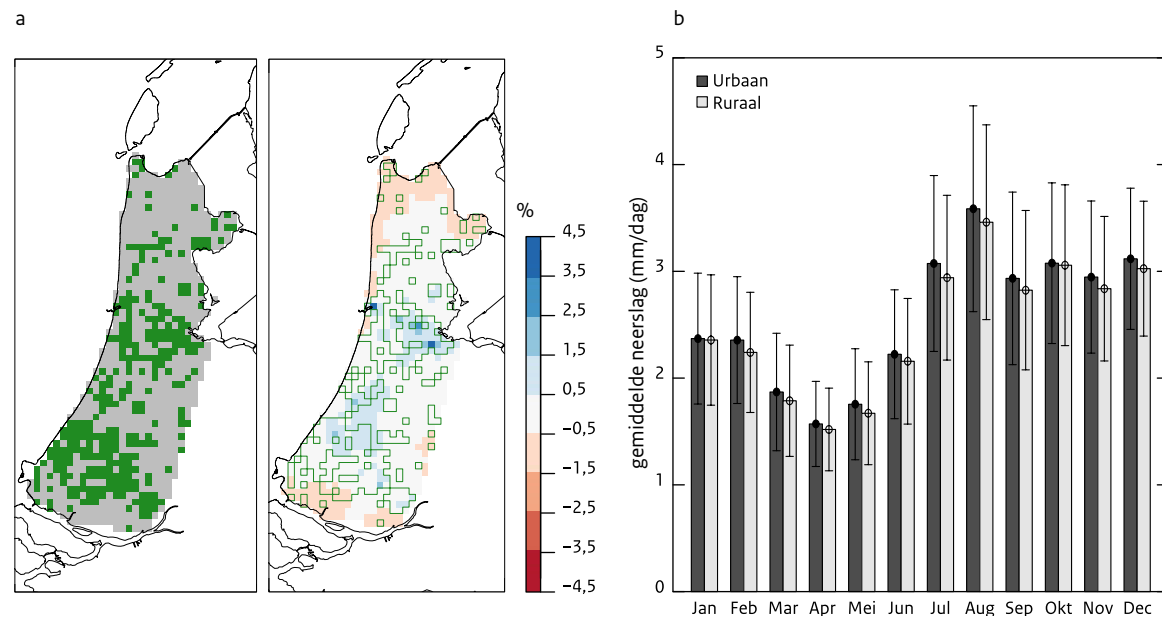
Aanpassingen in de bouwwijze van woningen, verbeteringen in de zorg en veranderingen in individueel gedrag kunnen leiden tot een afname van de hittegevoeligheid. In de periode 1995-2007 is de

Minimum Mortality Temperature voor de leeftijdsgroep boven 65 jaar in Nederland toegenomen met 0,11-0,15°C per jaar → 9.6. In diezelfde periode nam de temperatuur toe met 0,03°C per jaar. Het aanpassingsvermogen van deze groep lijkt dus groot genoeg om de temperatuurstijging op te kunnen vangen. Tegelijkertijd blijkt dat wereldwijd de mortaliteit door hitte is toegenomen en dat een belangrijk deel hiervan is toe te schrijven aan klimaatverandering → 9.7.

Neerslag

De verstedelijkte omgeving beïnvloedt de dynamica en thermodynamica van de atmosfeer. Dit heeft niet alleen invloed op de temperatuur, maar ook op de neerslag in en rond de stad. Metingen op punten in het neerslagnetwerk van het KNMI in de nabijheid van de stad tonen een gemiddelde toename van 7% in dagsommen van de neerslag → 9.8. Dit effect van de stad op zijn omgeving is het sterkst in de zomermaanden en in het bijzonder onder omstandigheden met weinig wind. Dit lijkt een indicatie dat de stad vooral bijdraagt aan het initiëren van buien. Stedelijk hitte en aerosolen kunnen hiervan de oorzaak zijn. Door de keuze van West-Nederland als het studiegebied is echter niet uit te sluiten dat de Noordzee een bijdrage heeft geleverd aan het effect.

Een analyse van de klimatologische radardataset van het KNMI voor het westen van Nederland toont in figuur 9.3 een gemiddeld verschil van 3,5% tussen stedelijke en landelijke gebieden in uur-



Figuur 9.3 Effecten van verstedelijking op de neerslag op basis van radarbeelden voor de periode 2001-2010; (a) afwijking van de gebiedsgemiddelde neerslag in de randstad (rechts) met de contouren van het stedelijk gebied (links); (b) de maandgemiddelde dagelijkse neerslagsom in urbaan en ruraal gebied in Nederland. De verschillen zijn kleiner dan de onzekerheid → 9.10.

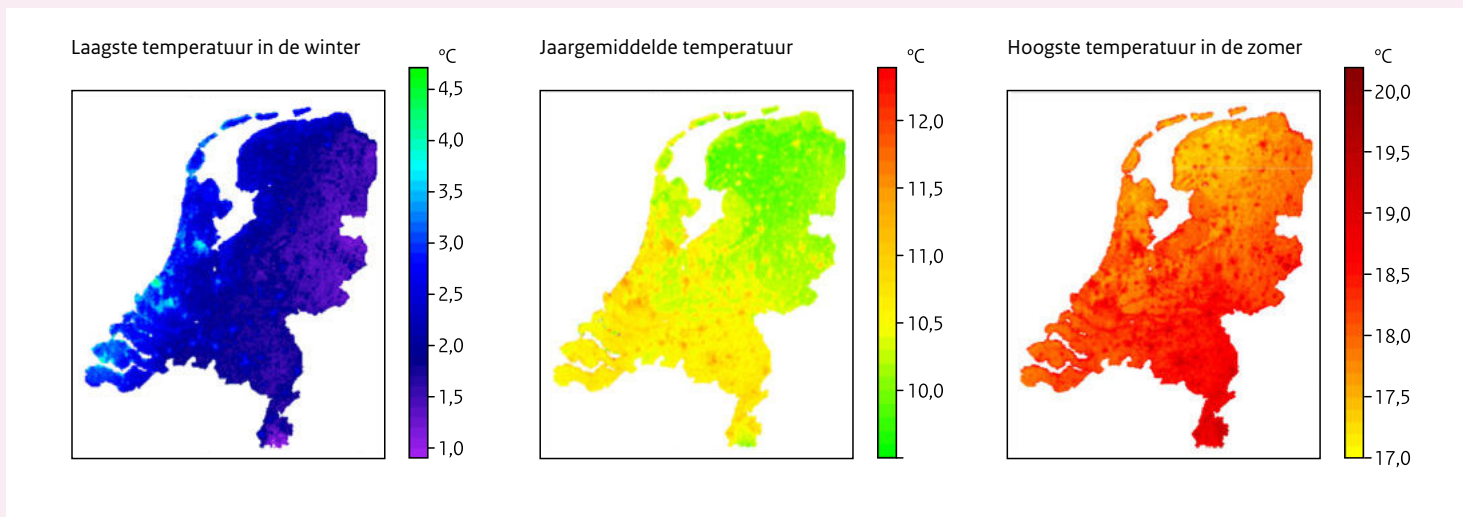
sommen van de neerslag → 9.9. Dit verschil is vooral zichtbaar als een toename van de neerslag ten noorden van Rotterdam en Amsterdam. De onzekerheid in deze analyse van radardata is echter zo groot, dat hier geen conclusies aan verbonden kunnen worden. Voor het stedelijk waterbeheer zijn kortdurende hevige buien het belangrijkste. Uit een nadere analyse van 15 minuten- en 60 minuten

neerslagsommen blijkt dat ook voor de kans op extreme neerslaghoeveelheden er geen onderscheid is te maken tussen de stad en het landelijk gebied. De grootste neerslagintensiteiten hangen samen met buien die georganiseerd zijn op schalen die groter zijn dan de beperkte afmetingen van Nederlandse steden en die niet lokaal zijn ontstaan, maar hun oorsprong elders hebben.

Crowdsourcing van waarnemingen in stedelijk gebied

Het initiatief *Weather On the Web* (wow.knmi.nl) – voor de inzameling van vrijwillige waarnemingen – leidt tot een aanzienlijke intensivering van de bedekking van Nederland met waarnemstations. Voor temperatuuranalyses zijn 600 unieke stations geregistreerd (in de periode juni 2016 tot september 2019) die daarvoor in potentie geschikt zijn. Dit vereist wel een aanvullende statistische kalibratie van de waarnemingen. In het bijzonder levert WOW een eerste invulling van het waarnemen in stedelijk gebied. Tot dusver zijn deze waarnemingen nog kortlopend en ongelijk verdeeld in ruimte en tijd. Daarom zijn ze vooral geschikt voor kortdurende experimenten of als validatie voor onderzoek.

Een voorbeeld hiervan is de reconstructie van de klimatologie van de daggemiddelde temperatuur met een resolutie van 1 bij 1 km [→ 9.11](#). Deze reconstructie gebruikt – naast het KNMI-meetnet – aanvullende voorspellers, waaronder de bevolkingsdichtheid en vegetatie-index, en is gevalideerd met op kwaliteit gecontroleerde waarnemingen in stedelijk gebied. Deze analyse levert temperatuurkaarten voor de laagste temperaturen in de winter, de jaargemiddelde temperatuur en de hoogste temperatuur in de zomer. Op deze schaal is het maximale effect van steden op de daggemiddelde temperatuur in de orde van 1°C, zowel in de zomer als in de winter.



Figuur 9.4. Kaarten van de ruimtelijke verdeling van temperaturen [→ 9.11](#). Van links naar rechts: de grenswaarde van de 10% koudste dagen (winter), de jaargemiddelde temperatuur en de grenswaarde van de 10% warmste dagen (zomer). Duidelijk is te zien dat stedelijke gebieden het hele jaar door warmer zijn dan hun omgeving

Referenties

Introductie & 3 IPCC-inzichten

- ← p.6 0.1 IPCC, Climate Change 2021: The Physical Science Basis.
↗ <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/>
- ← p.6 0.2 KNMI, 2014: KNMI'14 Klimaatscenario's voor Nederland: leidraad voor professionals in klimaatadaptatie, KNMI, De Bilt, 34pp.
↗ <https://www.knmi.nl/knmi-bibliotheek/publicaties/brochures-over-klimaat>
- ← p.7 0.3 IPCC Special Report: Global Warming of 1.5°C, 2018.
↗ <https://www.ipcc.ch/sr15/>
- ← p.7 0.4 IPCC Special Report: The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, 2019. ↗ <https://www.ipcc.ch/srocc/>
- ← p.7 0.5 IPCC, Climate Change 2013: The Physical Science Basis.
↗ <https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>

1 Klimaatverandering in Nederland

- ← p.11 1.1 De Valk, C.F., 2020: Standard method for determining a climatological trend. ↗ <https://cdn.knmi.nl/knmi/pdf/bibliotheek/knmi/TR389.pdf>
- ← p.13 1.2 Wever, N., 2012: Quantifying trends in surface roughness and the effect on surface wind speed observations, J. Geophys. Res. Atmospheres.
↗ <https://doi.org/10.1029/2011JD017118>

2 Klimaatverandering, orkanen en stormvloed op de BES-eilanden

- ← p.17 2.1 Eppinga M.B., Pucko C.A., 2018: The impact of hurricanes Irma and Maria on the forest ecosystems of Saba and St. Eustatius, northern Caribbean. Biotropica, 50, 723-728. ↗ <https://doi.org/10.1111/btp.12600>
- ← p.18 2.2 Bloemendaal N., de Moel H., Muis S., Haigh I.D., Aerts J.C.J.H., 2020: Estimation of global tropical cyclone wind speed probabilities using the STORM dataset. Scientific Data, 7, 377. ↗ <https://doi.org/10.1038/s41597-020-00720-x>

- ← p.18 2.3 Bloemendaal N., Haigh I.D., de Moel H., Muis S., Haarsma R.J., Aerts J.C.J.H., 2020: Generation of a global synthetic tropical cyclone hazard dataset using STORM. Scientific Data 7: 40.
↗ <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0381-2>

4 Zeespiegelstijging

- ← p.27 4.1 Baart, F., Rongen, G., Hijma, M., Kooi, H., de Winter, R., en Nicolai, R., 2019:, De zeespiegelmonitor, Deltares.
↗ <https://www.deltares.nl/app/uploads/2019/03/Zeespiegelmonitor-2018-final.pdf>
- ← p.27 4.2 Dangendorf, Sönke, Carling Hay, Francisco M. Calafat, Marta Marcos, Christopher G. Piecuch, Kevin Berk, and Jürgen Jensen, 2019: Persistent Acceleration in Global Sea-Level Rise since the 1960s. Nature Climate Change 9, no. 9: 705–10. ↗ <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0531-8>
- ← p.27 4.3 Frederikse, Thomas, Felix Landerer, Lambert Caron, Surendra Adhikari, David Parkes, Vincent W. Humphrey, Sönke Dangendorf, et al., 2020: The Causes of Sea-Level Rise since 1900. Nature 584, no. 7821: 393–97.
↗ <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2591-3>

5 Arctisch gebied

- ← p.32 5.1 Bintanja, R., Andry, O., 2017: Towards a rain-dominated Arctic. Nature Climate Change, 7(4), 263-267.
↗ <https://www.nature.com/articles/nclimate3240>
- ← p.33 5.2 Thackeray, C. W., & Hall, A. 2019. An emergent constraint on future Arctic sea-ice albedo feedback. Nature Climate Change, 9(12), 972-978.
↗ <https://www.nature.com/articles/s41558-019-0619-1>

- [← p.34](#) 5.3 Bintanja, R., van der Wiel, K., Van der Linden, E. C., Reusen, J., Bogerd, L., Krikken, F., & Selten, F. M. 2020. Strong future increases in Arctic precipitation variability linked to poleward moisture transport. *Science advances*, 6(7), eaax6869. [↗ https://doi.org/10.1126/sciadv.aax6869](https://doi.org/10.1126/sciadv.aax6869)
- [← p.37](#) 5.4 Vonk, J. E., & Gustafsson, Ö. 2013. Permafrost-carbon complexities. *Nature Geoscience*, 6(9), 675-676. [↗ https://www.nature.com/articles/ngeo1937](https://www.nature.com/articles/ngeo1937)
- [← p.36](#) 5.5 Coumou, D., Di Capua, G., Vavrus, S., Wang, L., & Wang, S. 2018. The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nature Communications*, 9(1), 1-12. [↗ https://doi.org/10.1038/s41467-018-05256-8](https://doi.org/10.1038/s41467-018-05256-8)
- [← p.36](#) 5.6 KNMI-Special Arctisch gebied: [↗ https://magazines.rijksoverheid.nl/knmi/knmispecials/2020/05/index](https://magazines.rijksoverheid.nl/knmi/knmispecials/2020/05/index)

6 Zomerse hoosbuien

- [← p.40](#) 6.1 Lochbihler, K., Lenderink, G. and Siebesma, A.P., 2017: The spatial extent of rainfall events and its relation to precipitation scaling. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 8629–8636. [↗ https://doi.org/10.1002/2017GL074857](https://doi.org/10.1002/2017GL074857)
- [← p.40](#) 6.2 Lochbihler, K., Lenderink, G. and Siebesma, A.P., 2019: Response of Extreme Precipitating Cell Structures to Atmospheric Warming. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2018JD029954. [↗ https://doi.org/10.1029/2018JD029954](https://doi.org/10.1029/2018JD029954)
- [← p.40](#) 6.3 Lenderink, G., Barbero, R., Loriaux, J.M., and Fowler, H.J., 2017: Super-Clausius-Clapeyron Scaling of Extreme Hourly Convective Precipitation and Its Relation to Large-Scale Atmospheric Conditions. *J. Clim.*, 30, 6037–6052. [↗ https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-o808.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-o808.1)
- [← p.41](#) 6.4 Fowler, H. J., and et al., 2021: Intensification of short-duration rainfall extremes with global warming and implications for flood hazard. *Nat. Rev. Earth Environ.*, 2, 107–122. [↗ https://doi.org/10.1038/s43017-020-00128-6](https://doi.org/10.1038/s43017-020-00128-6)

- [← p.41](#) 6.5 Lochbihler, K., Lenderink, G. and Siebesma, A.P., 2020: Cold pool dynamics shape the response of extreme rainfall events to climate change. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 1–16. [↗ https://doi.org/10.1029/2020ms002306](https://doi.org/10.1029/2020ms002306)

7 Droogte

- [← p.47](#) 7.1 Daniels, E.E., Beersma, J. and Van der Schrier, G., 2021: Droogte in Nederland aan de hand van de indices SPI en SPEI. *Meteorologica*, 30(2), 4-7. [↗ https://www.nvbm.nl/meteorologica/recente-uitgaven/juni](https://www.nvbm.nl/meteorologica/recente-uitgaven/juni)
- [← p.48](#) 7.2 Philip, S.Y., Kew, S.F., van der Wiel, K., Wanders, N. and van Oldenborgh, G.J., 2020: Regional differentiation in climate change induced drought trends in the Netherlands. *Environmental Research Letters*, 15(9), 094081. [↗ https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab97ca](https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab97ca)
- [← p.49](#) 7.3 Haarsma, R.J., Selten, F.M., Van den Hurk, B., Hazeleger, W., and Wang, X., 2009: Drier Mediterranean soils due to greenhouse warming bring easterly winds over summertime central Europe. *Geophysical research letters*, 36(4). [↗ https://doi.org/10.1029/2008GL036617](https://doi.org/10.1029/2008GL036617)
- [← p.49](#) 7.4 Haarsma, R.J., Selten, F.M. and Drijfhout, S.S., 2015: Decelerating Atlantic meridional overturning circulation main cause of future west European summer atmospheric circulation changes. *Environmental Research Letters*, 10(9), pp.094007. [↗ https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/10/9/094007](https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/10/9/094007)
- [← p.49](#) 7.5 Van der Linden, E.C., Haarsma, R.J., and Van de Schrier, G., 2019: Impact of climate model resolution on soil moisture projections in central-western Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(1), 191-206. [↗ https://doi.org/10.5194/hess-23-191-2019](https://doi.org/10.5194/hess-23-191-2019)
- [← p.49](#) 7.6 Coumou, D., Lehmann, J. and Beckmann, J., 2015: The weakening summer circulation in the Northern Hemisphere mid-latitudes. *Science*, 348(6232), 324-327 [↗ https://doi.org/10.1126/science.1261768](https://doi.org/10.1126/science.1261768)

- [← p.50](#) 7.7 Aalbers, E.A., Meijgaard, E., Lenderink, G., Van den Hurk, B., 2021: Pseudo global warming experiment of European drought 2018. In preparation for Environmental Research Letters.
- [← p.50](#) 7.8 Van der Wiel, K., Lenderink, G., De Vries, H., 2021: Physical storylines of future European drought events like 2018 based on ensemble climate modelling. Weather and Climate Extremes, 33, 100350.
[↗ https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100350](https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100350)
- [← p.50](#) 7.9 Mens, M., and Bos-Burgering, L., 2020: Verkenning naar de invloed van een warmer klimaat op de gevolgen van droogte in Nederland. Memo 11205291, Deltares, versie 30 november 2020.

8 Wind, neerslag en de gevolgen voor waterbeheer

- [← p.53](#) 8.1 Timmerman, 1977: Meteorological effects on tidal heights in the North Sea. Staatsdrukkerij, The Hague, 1977.
- [← p.53](#) 8.2 Van den Brink, H., 2020: Het gebruik van de ECMWF seizoensverwachtingen voor het berekenen van de klimatologie van extreme waterstanden langs de Nederlandse kust. KNMI, TR-385.
[↗ https://cdn.knmi.nl/knmi/pdf/bibliotheek/knmipubTR/TR385.pdf](https://cdn.knmi.nl/knmi/pdf/bibliotheek/knmipubTR/TR385.pdf)
- [← p.54](#) 8.3 Philip, S., Kew, S., van der Wiel, K., Wanders, N., van Oldenborgh, G.J., 2020: Regional differentiation in climate change induced drought trends in the Netherlands. Environ. Res. Lett. 15 094081.
[↗ https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab97ca](https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab97ca)
- [← p.55](#) 8.4 Diermanse, F., Kwadijk, J. Beckers, J. and Crebas, J., 2010: Statistical trend analysis of annual maximum discharges of the Rhine and Meuse rivers, BHS Third Int. Symp. Manag. Consequences Chang. Glob. Env. (Newcastle University, 19-23 July 2010) 5a. [↗ https://www.researchgate.net/publication/268469892](https://www.researchgate.net/publication/268469892)

- [← p.57](#) 8.5 Sainsbury et al., 2020: How Important Are Post-Tropical Cyclones for European Windstorm Risk? Geophys. Res. Lett., 47.
[↗ https://doi.org/10.1029/2020GL089853](https://doi.org/10.1029/2020GL089853)
- [← p.57](#) 8.6 Knutson et al., 2020: Tropical Cyclones and Climate Change Assessment: Part II: Projected Response to Anthropogenic Warming. BAMS. 101, E303-E322.
[↗ https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0194.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0194.1)
- [← p.57](#) 8.7 Haarsma et al., 2013: More hurricanes to hit Western Europe due to global warming. Geophys. Res. Lett., 40, 1783-1788. [↗ https://doi.org/10.1002/grl.50360](https://doi.org/10.1002/grl.50360)
- [← p.57](#) 8.8 De Vries et al., 2018: Als orkaan Ophelia Nederland had bereikt. Meteorologica, 27, 4-8.
[↗ https://www.nvbm.nl/meteorologica/archief/2010-2019/2018/september-2018](https://www.nvbm.nl/meteorologica/archief/2010-2019/2018/september-2018)
- [← p.57](#) 8.9 Haarsma, R., 2021: European Windstorm Risk of Post-Tropical Cyclones and the Impact of Climate Change, Geophys. Res. Lett., 48.
[↗ https://doi.org/10.1029/2020GL091483](https://doi.org/10.1029/2020GL091483)

9 Stedelijk klimaat

- [← p.58](#) 9.1 Oke, T., Mills, G., Christen, A., & Voogt, J. 2017: Urban Climates. Cambridge: Cambridge University Press.
[↗ https://doi.org/10.1017/9781139016476](https://doi.org/10.1017/9781139016476)
- [← p.58](#) 9.2 Stewart, I.D., 2011: A systematic review and scientific critique of methodology in modern urban heat island literature. Int. J. Climatol., 31: 200-217. [↗ https://doi.org/10.1002/joc.2141](https://doi.org/10.1002/joc.2141)
- [← p.58](#) 9.3 Krayenhoff, E.S., Broadbent, A.M., Zhao, L., et al, 2021: Cooling hot cities: a systematic and critical review of the numerical modelling literature, Environ. Res. Lett. 16 053007. [↗ https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdcf1](https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdcf1)

- [← p.59](#) 9.4 Theeuwes, N.E., Steeneveld, G.-J., Ronda, R.J. and Holtslag, A.A.M. 2017: A diagnostic equation for the daily maximum urban heat island effect for cities in northwestern Europe. *Int. J. Climatol.*, 37: 443-454.
[↗ https://doi.org/10.1002/joc.4717](https://doi.org/10.1002/joc.4717)
- [← p.61](#) 9.5 Willers, S.M., Jonker, M.F., Klok, L., et al., 2016: High resolution exposure modelling of heat and air pollution and the impact on mortality, *Environment International*, Vol. 89–90, 102-109.
[↗ http://dx.doi.org/10.1016/j.envint.2016.01.013](http://dx.doi.org/10.1016/j.envint.2016.01.013)
- [← p.62](#) 9.6 Folkerts, M.A., Bröde, P., Wouter Botzen, W.J., et al., 2020: Long term adaptation to heat stress: shifts in the minimum mortality temperature in The Netherlands, *Front. Physiol.* 11.
[↗ https://doi.org/10.3389/fphys.2020.00225](https://doi.org/10.3389/fphys.2020.00225)
- [← p.62](#) 9.7 Vicedo-Cabrera, A.M., Scovronick, N., Sera, F. et al., 2021: The burden of heat-related mortality attributable to recent human-induced climate change. *Nat. Clim. Chang.* 11, 492–500.
[↗ https://doi.org/10.1038/s41558-021-01058-x](https://doi.org/10.1038/s41558-021-01058-x)
- [← p.62](#) 9.8 Daniels, E.E., Lenderink, G., Hutjes, R.W.A. and Holtslag, A.A.M. 2016: Observed urban effects on precipitation along the Dutch West coast. *Int. J. Climatol.*, 36: 2111-2119. [↗ https://doi.org/10.1002/joc.4458](https://doi.org/10.1002/joc.4458)
- [← p.62](#) 9.9 Overeem, A., 2014: Inzicht in extreme neerslag in de stad op basis van langjarige radar-datasets met veel ruimtelijk detail. In: *Ervaringen met de aanpak van regenwateroverlast in bebouwd gebied. Voorbeelden en ontwikkelingen anno 2014*, van Lujtelaar, H (ed.), RIONEDreks 18, Stichting RIONED: Ede Nederland; 284-305.
[↗ https://ruimtelijkeadaptatie.nl/publish/pages/117996/ervaringen_aanpak_regenwateroverlast_in_bebouwd_gebied_voorbeelden_en_ontwikkelingen_anno_2014.pdf](https://ruimtelijkeadaptatie.nl/publish/pages/117996/ervaringen_aanpak_regenwateroverlast_in_bebouwd_gebied_voorbeelden_en_ontwikkelingen_anno_2014.pdf)
- [← p.62](#) 9.10 Daniels, E.E. en Overeem, A., 2015, Regent het meer in de Randstad?, *Meteorologica* 4.
[↗ https://issuu.com/nvbm/docs/bfoa5a9f861d42efa84896b7dbobf4cf/18?ff](https://issuu.com/nvbm/docs/bfoa5a9f861d42efa84896b7dbobf4cf/18?ff)
- [← p.63](#) 9.11 Dirksen, M., Knap, W.H., Steeneveld, G.-J., et al., 2020: Downscaling daily air-temperature measurements in The Netherlands, *Theor. and Appl. Clim.* 142:751-767. [↗ https://doi.org/10.1007/s00704-020-03313-1](https://doi.org/10.1007/s00704-020-03313-1)



Tineke Dijkstra

Verklarende woordenlijst

CMIP: Coupled Model Intercomparison Project. CMIP6 is gebruikt voor het zesde assessmentrapport van het IPCC.

Dauwpunt: Temperatuur waarbij - bij afkoeling - vocht in de atmosfeer condenseert, een maat voor het vochtgehalte.

Doorlopend potentieel neerslagtekort: Cumulatieve som van de potentiële verdamping minus de neerslag vanaf 1 april, waarbij tussentijdse negatieve waarden op nul gezet worden.

ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

Emissiescenario: Een plausibele toekomstige ontwikkeling van de uitstoot van broeikasgassen en aerosolen gebaseerd op een coherente en intern consistente set van demografische, sociaaleconomische en technologische ontwikkelingen.

ERA5: Langjarige mondiale dataset gebaseerd op waarnemingen en het ECMWF weermodel, waarbij het weermodel wordt gebruikt om de gaten in de waarnemingen, in tijd en plaats, op te vullen. Deze techniek levert een consistente set aan meteorologische variabelen en daarmee een zeer bruikbare tijdreeks voor onderzoek.

GPCC: Global Precipitation Climatology Centre.

Groeiseizoen: April tot en met september.

Herhalingstijd: De gemiddelde tijd tussen twee gebeurtenissen waarbij een bepaalde waarde (bijvoorbeeld 50 mm neerslag in een dag) overschreden wordt. Deze herhalingstijd kan bepaald worden bij overschrijding van de drempelwaarde ergens in een groot gebied (b.v. heel Nederland) of gelden voor een overschrijding op een specifieke locatie. Lokale herhalingstijden zijn in het algemeen veel groter dan gebiedsherhalingstijden.

IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change, het internationale klimaatpanel van de Verenigde Naties.

Kantelpunt: Een kritische drempelwaarde waarbij een systeem zich op abrupte wijze of onomkeerbaar reorganiseert.

Klimaatgevoeligheid: De mondiale temperatuurstijging bij een verdubbeling van het CO₂-gehalte.

Klimaatprojectie: Gesimuleerde klimaatverandering op basis van een emissiescenario met behulp van een klimaatmodel.

Klimaatscenario: Consistente en plausibele beelden van een mogelijk toekomstig klimaat, gebaseerd op kennis van het verleden en aannames over de uitstoot van broeikasgassen, bedoeld om verkennende studies uit te voeren naar de effecten van klimaatverandering.

Mediaan: De mediaan is het midden van een statistische verdeling van data, dat wil zeggen dat 50% van de data in de verdeling groter en 50% kleiner is dan de mediaan.

Potentiële verdamping: Verdamping die zou optreden wanneer planten optimaal van water en nutriënten zijn voorzien. Op het KNMI wordt de potentiële verdamping berekend met de formule van Makkink.

Significant (statistiek): Aannemelijk dat een signaal, bijvoorbeeld een berekende trend uit data, niet op toeval berust, waarbij een (kans)niveau wordt gedefinieerd (bijvoorbeeld 95%).

SPEI: Standardized Precipitation and Evapotranspiration Index, internationale droogte index op basis van neerslag en potentiële verdamping.

SPI: Standardized Precipitation Index, internationale droogte index op basis van neerslag.

SSP: Shared Socioeconomic Pathways. SSP's hebben een nummer, dat wordt gevolgd door een getal dat (bij benadering) de stralingsforcering in W/m² in 2100 weergeeft. De nummering loopt van 1, het duurzame pad, tot en met 5, het pad met veel uitstoot van broeikasgassen. In dit rapport worden SSP1-2.6 als het lage, en SSP5-8.5 als het hoge scenario aangeduid.

Winterhalfjaar: Oktober tot en met maart.

Stralingsforcering: De verandering van de energietoevoer (inkomende zonnestraling) of afvoer (gereflecteerde zonnestraling en uitgaande infraroodstraling) aan de top van de atmosfeer, uitgedrukt in W/m², bijvoorbeeld door de toename van de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer of door lichtkrachtverandering van de zon. Een positieve stralingsforcering zorgt voor opwarming van de aarde.

Zelf-gravitatie: Het zwaartekrachtseffect van grote ijsmassa's, waardoor de zeespiegel lokaal omhoog getrokken wordt. Een gevolg van dit effect is dat smeltwater van ijskappen niet gelijkmatig wordt verdeeld over de oceanen: lokaal daalt de zeespiegel, terwijl die op grote afstand van de smeltende ijskap juist extra stijgt.

Zomerhalfjaar: April tot en met september.

Colofon

Publicatiedatum

Oktober 2021

Auteurs per hoofdstuk

- 1: Peter Siegmund, Bernadet Overbeek, Geert Jan van Oldenborgh † en Hylke de Vries.
- 2: Peter Siegmund, Rein Haarsma, Nadia Bloemendaal en Job Dullaart.
- 3: Rob van Dorland.
- 4: Sybren Drijfhout en Dewi Le Bars.
- 5: Richard Bintanja, Dewi Le Bars, Caitlin Pot en Nomikos Skyllas.
- 6: Geert Lenderink, Rob Groenland en Alwin Haklander.
- 7: Karin van der Wiel, Rein Haarsma, Emma Daniels, Gerard van der Schrier en Emma Aalbers.
- 8: Andreas Sterl, Jules Beersma en Henk van den Brink.
- 9: Ben Wichers Schreur.

Eindredactie

Rob van Dorland

Redactie

Jules Beersma, Janette Bessembinder, Richard Bintanja, Jitske Burgers, Rob van Dorland, Bernadet Overbeek, Peter Siegmund en Andreas Sterl.

Externe review

Jeroen Aerts, VU
Bart van den Hurk, Deltares
Albert Klein Tank, Met Office Hadley Centre

Tekstredactie

Ria de Wit, Helder & Duidelijk

Grafische vormgeving

Things To Make And Do, Den Haag
MatZwart, Leidschendam (infographic)

Fotografie

Omslag: Tineke Dijkstra

Druk

Xerox

Oplage

2000 exemplaren

Postadres

Postbus 201
3730 AE De Bilt

Bezoekadres

Utrechtseweg 297 De Bilt
T 030 2206 911
klimaatdesk@knmi.nl

Website

www.knmi.nl/klimaat

Aan dit rapport kan als volgt worden gerefereerd

KNMI 2021: KNMI Klimaatsignaal'21: hoe het klimaat in Nederland snel verandert, KNMI, De Bilt, 72 pp.

