Klimaatrapport 2020

VAN KLIMAATINFORMATIE TOT KLIMAATDIENSTEN

KMI

KONINKLIJK METEOROLOGISCH INSTITUUT VAN BELGIË

Dankwoord

We dragen deze publicatie op aan de opeenvolgende generaties waarnemers bij het KMI en elders in het land, waaronder de vele vrijwilligers van het klimatologische netwerk, die met enthousiasme hebben bijgedragen aan het operationele en wetenschappelijke werk van onze federale instelling.

Auteurs

Coördinator: Rozemien De Troch
Hoofdstuk 1: Cedric Bertrand, Michel Journée en Christian Tricot
Hoofdstuk 2: Tom Akkermans, Nicolas Clerbaux, Hugo De Backer, Steven Dewitte, Alexander Mangold, Stijn Nevens en Roeland Van Malderen
Hoofdstuk 3: Lesley De Cruz, Emmanuel Roulin, Stéphane Vannitsem en Bert Van Schaeybroeck
Hoofdstuk 4: Julie Berckmans, Lesley De Cruz, Rozemien De Troch, François Duchêne, Rafiq Hamdi, Piet Termonia, Hans Van de Vyver en Bert Van Schaeybroeck
Hoofdstuk 5: Rozemien De Troch, Daniel Gellens en Piet Termonia

De coördinator bedankt de vele collega's die de teksten herlezen, becommentarieerd en vertaald hebben, en heel in het bijzonder Chloé Delhaye, Emilie Delhaye, Alex Dewalque, Marc Christiaens, Veerle De Bock en Quentin Laffineur.

KMI - Koninklijk Meteorologisch Instituut
Ringlaan 3 | B-1180 Ukkel | Tel.: +32 2 373 05 08 | Fax: +32 2 375 12 59
www.meteo.be

Verantwoordelijke uitgever: Dr. D. Gellens | ISSN 2033-8562 | Coördinatie: Rozemien De Troch |
Foto's: KMI - Climate Visuals (Creative Commons) - Shutterstock |
Design & realisatie: thecrewcommunication.com | Druk: Snel

1833

Ieder verticaal streepje in de figuur staat voor één jaar, gaande van 1833 t.e.m. 2019. De kleur van elk streepje geeft de jaarlijkse gemiddelde temperatuur in Ukkel weer, met blauw voor relatief koude jaren en rood voor relatief warme jaren.

2019

Inhoud

Voorwoord 02

Hoofdstuk 1. De evolutie van het klimaat in België 04
Inleiding 04
1.1. Evolutie van het klimaat in Brussel-Ukkel 05
1.1.1. Temperatuur 05
1.1.2. Neerslag 12
1.1.3. Wind 22
1.1.4. Zonnestraling 24
1.2. Ruimtelijke evolutie van het Belgische klimaat 25
1.2.1. Inleiding 25
1.2.2. Evolutie van temperatuur 26
1.2.3. Evolutie van neerslag 29
Referenties 31

Hoofdstuk 2. Waarnemingen 32
Inleiding 32
2.1. Stralingsbalans van de aarde 34
2.1.1. Hoe bepaalt de stralingsbalans het klimaat op aarde? 34
2.1.2. Geobserveerde veranderingen in de stralingsbalans van de aarde 38
2.2. Ozonwaarnemingen 41
2.2.1. Inleiding 41
2.2.2. Het KMI en ozon 43
2.2.3. Tijdsevolutie van de ozonconcentraties 43
2.2.4. Ozon en klimaat 45
2.3. Waterdamponderzoek 46
2.3.1. Inleiding 46
2.3.2. Meettechnieken van de totale hoeveelheid waterdamp 46
2.3.3. Tijdsevolutie van de totale hoeveelheid waterdamp 47
2.4. Onderzoek in Antarctica 48
2.4.1. Inleiding 48
2.4.2. Aerosolen 49
2.4.3. Ozon en uv-straling 50
2.4.4. Radiopeilingen 51
Referenties 52

Hoofdstuk 3. Onderzoek over weer- en klimaatmodellering 54
Inleiding 54
3.1. De dynamica van de atmosfeer en het klimaat 56
3.1.1. Inleiding 56
3.1.2. Het klimaat en de voorspelbaarheid van de gemiddelden 56
3.2. De rol van de oceaan op de voorspelbaarheid van de atmosfeer 57
3.3. Kantelpunten in het klimaatsysteem 58
3.4. Het probleem van de modelfout 60
3.5. Kwaliteit en correctie van seizoensvoorspellingen 60
Referenties 63

Hoofdstuk 4: Regionale klimaatmodellering 64
Inleiding 64
4.1. Het regionaal klimaatmodel ALARO-0 en het nieuwe oppervlaktemodel 65
4.1.1. ALARO-0 65
4.1.2. Het oppervlaktemodel SURFEX 66
4.2. Evaluatie voor het huidige klimaat 67
4.2.1. België 67
4.2.2. Stedelijk klimaat in Brussel 70
4.3. Klimaatprojecties tot 2100 71
4.3.1. Temperatuur 72
4.3.2. Neerslag 73
4.3.3. Hittegolven en stedelijk hitte-eiland 75
4.3.4. Extreme neerslag 76
4.3.5. Droogte 76
4.4. Effect van landgebruikveranderingen op het klimaat 77
4.4.1. Temperatuur 77
4.4.2. Neerslag 78
Referenties 80

Hoofdstuk 5: Van klimaatinformatie tot klimaatdiensten 82
Inleiding 82
5.1. Wat zijn klimaatdiensten? 82
5.2. De ontwikkeling en verlening van klimaatdiensten 83
5.2.1. Klimatologische data en informatie 84
5.2.2. Sectorale klimaatdiensten 86
5.2.3. Communicatie 87
5.3. Naar een Belgisch Klimaatcentrum (voor Onderzoek en Diensten) 87
5.3.1. Context 87
5.3.2. Pijlers 88
Referenties 89

Voorwoord

Naast weersvoorspellingen en meteorologisch onderzoek, speelt het Koninklijk Meteorologisch Instituut van België (KMI) een actieve en toonaangevende rol op vlak van klimaatonderzoek, klimatologische waarnemingen, en *state-of-the-art* regionale klimaatmodellering. Continuïteit en innovatie staan centraal in ons wetenschappelijk onderzoek. Onze wetenschappers zetten zich dagelijks in voor een beter begrip van de mechanismen van klimaatverandering, een optimaal gebruik en analyse van onze klimatologische gegevens en informatie, en een verbetering van ons klimaatmodel.

De analyse van klimatologische waarnemingen zijn cruciaal voor een goed begrip van de klimaatverandering zowel op globale als regionale of lokale schaal. Zo vertonen de globale waarnemingen van de temperatuur voor 2019 een gemiddelde toename van ongeveer 1,1°C (t.o.v. de pre-industriële periode 1850-1900). Bovendien was juli 2019 globaal de warmste maand sinds het begin van de waarnemingen 140 jaar geleden. Tijdens de laatste week van juli 2019 kende West-Europa een hittegolf met ongekend hoge temperaturen boven de 40°C; extreem hoge temperaturen die o.a. in België nooit eerder gemeten werden.

Ook in de KMI-waarnemingen te Ukkel en voor heel België is de opwarming duidelijk zichtbaar sinds het midden van de 20e eeuw. In Ukkel werden de zes warmste jaren waargenomen na 2005, en ligt de gemiddelde temperatuurtoename voor 2019 boven 2,5°C t.o.v. de periode 1850-1900.

Wereldwijd zijn de maatschappelijke gevolgen van de klimaatverandering meer en meer voelbaar, waardoor de klimaatproblematiek zowel internationaal als nationaal hoog op de agenda staat en een veelbesproken onderwerp is.

De meest recente wetenschappelijke bewijzen voor de globale opwarming door de menselijke uitstoot van broeikasgassen wordt op regelmatige basis uitvoerig beschreven in de evaluatierapporten van het *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).* Deze rapporten bieden een stand van zaken van de waargenomen klimaatveranderingen, de effecten ervan op fysische, biologische en menselijke systemen, de toekomstige risico's en mogelijke adaptatie- en mitigatiemaatregelen.

Om te voldoen aan de maatschappelijke noden op Belgisch niveau is onze expertise en dienstverlening van klimatologische data, informatie en kennis van primordiaal belang. Op basis van interacties met actoren uit administraties, regionale instellingen of privébedrijven stellen we immers vast dat er een toenemende nood is aan gedetailleerde, kwantitatieve, betrouwbare en consistente klimaatinformatie gelinkt aan de gevolgen van klimaatverandering binnen specifieke sectoren (zoals bijvoorbeeld water, landbouw, energie, gezondheid, transport). Dankzij deze gedetailleerde

informatie kan bijvoorbeeld de invloed van het klimaat op onze gezondheid ingeschat worden: naast hittestress is ook de invloed van klimatologische omstandigheden op de verspreiding van COVID-19 vandaag een belangrijk onderzoeksthema.

Zo werden in het Belgisch Nationaal Adaptatieplan (2017-2020) tien nationale maatregelen in verband met de adaptatie aan klimaatverandering voorgesteld. De eerste maatregel opgenomen in het plan voorzag de uitwerking van hoge-resolutie klimaatscenario's voor België. Onder coördinatie van het KMI werd in 2017, met een consortium van Belgische en internationaal gerenommeerde wetenschappers vanuit verschillende onderzoeksinstellingen (incl. de universiteiten), deze eerste maatregel gerealiseerd. Hierbij werden de eerste bouwstenen gelegd voor de oprichting van een Belgisch Klimaatcentrum, waarbij een unieke bron aan wetenschappelijk gevalideerde klimaat-projecties voor België gegenereerd werd.

Dit KMI-Klimaatrapport 2020 bundelt, net zoals de voorgaande "Oog voor het klimaat"-rapporten, de meest recente resultaten van onze klimatologische waarnemingen en ons klimaatonderzoek. Het KMI-Klimaatrapport heeft als doel om wetenschappers, beleidsmakers en het grote publiek te informeren over de wetenschappelijke kennis omtrent het waargenomen en toekomstige klimaat in België, waarbij een antwoord geboden wordt op vragen zoals: "Hoe kunnen we de klimaatverandering in België waarnemen, en welke waargenomen trends stellen we vast? Hoe zal het klimaat in België in de toekomst evolueren? Op welke manier vormt de wetenschappelijke expertise van het KMI de basis van kwaliteitsvolle en betrouwbare klimaatdienstverlening aan het publiek en de overheid?".

Op die manier kan het klimaatrapport gebruikt worden als beleidsondersteunend hulpmiddel in de context van adaptatie- en mitigatiemaatregelen die nodig zijn om een antwoord te bieden aan de klimaatcrisis.

Hoofdstuk 1 focust op de waargenomen evoluties en trends van klimatologische parameters te Ukkel en België. In het tweede hoofdstuk wordt de oorzaak van de klimaatopwarming toegelicht aan de hand van onderzoek naar de stralingsbalans van de aarde, en waarnemingen van broei-kasgassen zoals ozon en waterdamp. Het derde hoofdstuk beschrijft in detail het KMI-onderzoek over weer- en klimaatmodellering en het vierde hoofdstuk zoomt in op de laatste KMI-klimaats-cenario's voor België op basis van ons regionaal klimaatmodel. Het vijfde en laatste hoofdstuk bundelt een overzicht van al onze bestaande klimaatinformatie, legt uit op welke manier dit de basis vormt van onze kwaliteitsvolle en betrouwbare klimaatdienstverlening aan het publiek en de overheid, en schetst de noden vanuit maatschappelijke, onderzoeks-, en beleidscontext naar de oprichting van een Belgisch Klimaatcentrum.

In de hoop dat dit KMI-Klimaatrapport u voldoende kan informeren over een uiterst actueel én belangrijk onderwerp, wensen we u veel leesplezier.

Daniel Gellens
Directeur-Generaal a.i. van het KMI

HOOFDSTUK 1 | De evolutie van het klimaat in België

INLEIDING

Is het klimaat in ons land in de afgelopen 100 jaar veranderd? Verandert het klimaat momenteel? Hoe sterk stijgt de temperatuur? Is de regenval intenser geworden? Komen hittegolven vaker voor? Hoe zit het met droogtes? Dit zijn slechts enkele voorbeelden van vragen die vaak aan het KMI worden gesteld. De **problematiek omtrent de klimaatverandering** is immers een belangrijk onderwerp in de wetenschappelijke, politieke en mediawereld. Daarnaast is de klimaatverandering voor het grote publiek ook onlosmakelijk verbonden met de huidige milieuproblematiek. Dit hoofdstuk heeft als doel een antwoord te bieden op bovenvermelde vragen, op basis van resultaten van trend-analyses toegepast op tijdreeksen van klimatologische parameters, waarvan sommige langer zijn dan 200 jaar. Het bestuderen van de evolutie van het klimaat van een regio is echter alleen mogelijk als er kwaliteitsvolle en voldoende lange tijdreeksen van waarnemingen beschikbaar zijn. Vooraleer de resultaten van de trendanalyses voor te stellen, worden hieronder eerst de belangrijkste waarnemingsnetwerken die onze wetenschappers gebruiken, kort beschreven.

Klimatologische waarnemingsnetwerken

In België dateren de oudste continue klimatologische waarnemingen van 1833. Deze vonden eerst plaats in Sint-Joost-ten-Node (op de vroegere site van de Sterrenwacht van België) en later, vanaf 1886, in Ukkel. De Sterrenwacht werd destijds naar de zuidelijke rand van de stad verplaatst om te zorgen voor een betere omgeving voor astronomische waarnemingen. Zo beschikken we in Ukkel dus over een reeks metingen van bijna 130 jaar voor luchttemperatuur en -vochtigheid, hoeveelheid en aantal dagen neerslag, luchtdruk, windsnelheid, duur van de zonnestraling, aantal sneeuwdagen en sneeuwbedekking op de grond.

Het KMI verrichtte uitgebreid onderzoek naar de reeks waarnemingen van Sint-Joost-ten-Node/Ukkel om deze zo goed mogelijk te “homogeniseren”. De homogenisatie van een klimatologische tijdreeks bestaat uit het wegfilteren van temporele trends die in de tijdreeks voorkomen als gevolg van verschillende niet-klimatologische factoren[1]. Zo heeft de verplaatsing van het station Sint-Joost-ten-Node naar de site van Ukkel geleid tot een wijziging van de temperatuurwaarden als gevolg van een verandering in de omgevingskenmerken (hoogte, ontruiming van de site, ...). Om deze veranderingen in rekening te brengen, wordt gebruik gemaakt van de temperatuurmetingen die gelijktijdig van 1886 tot 1890 op beide locaties werden uitgevoerd. Na analyse van de verschillen tussen de metingen van beide locaties, werden de gemiddelde maandelijkse temperaturen gemeten in Sint-Joost-ten-Node van 1833 tot 1885, “gecorrigeerd” om ze te laten “aansluiten” met de metingen die later in Ukkel werden uitgevoerd. Hierdoor beschikken we nu over een temperatuurreeks van bijna 190 jaar, waarvan de analyse het mogelijk maakt om voor deze periode een eventuele klimatologische trend voor de temperatuur in het Brussels Gewest te detecteren. Hieronder (zie paragraaf 1.1. Evolutie van het klimaat in Brussel-Ukkel) worden de resultaten van de trendanalyses van enkele parameters, die in het Brussels Gewest zijn waargenomen, beschreven. Voor sommige parameters beschikken we over meer dan 100 jaar data.

Voor de studie van het regionale klimaat en diens evolutie leveren de meetgegevens van het Belgische klimatologisch netwerk zeer nuttige informatie op. Dit netwerk, dat momenteel bijna 220 stations omvat, ontstond in de jaren 1870. Het bestaat uit waarnemers die elke dag op quasi vrijwillige basis, rond 8 uur ‘s morgens, zorgvuldig een aantal metingen uitvoeren: de hoeveelheid neerslag die in 24 uur gevallen is en voor sommigen onder hen eveneens de extreme temperaturen die gedurende de dag werden bereikt. Het voordeel is dat dit netwerk het hele Belgische grondgebied bestrijkt, maar de homogeniteit van de tijdreeksen van dit netwerk is echter minder verzekerd dan voor de waarnemingen in Ukkel. Bovendien is het aantal stations waarvoor we over waarnemingen beschikken van meer dan 50 jaar, relatief beperkt. In het laatste deel van dit hoofdstuk (1.2. Ruimtelijke evolutie

1 Dergelijke factoren zouden “heterogeniteiten” in de tijdreeks veroorzaken.

van het Belgische klimaat) worden de eerste resultaten van de klimatologische trends op basis van gegevens van dit netwerk voorgesteld.

Automatische meetstations en professionele waarnemers volgen op de belangrijkste militaire en burgerluchthavens de evolutie van het weer nauwgezet op, en dit vaak al enkele decennia lang. Gedurende een twintigtal jaar beschikt het KMI eveneens over een netwerk van automatische stations verspreid over het hele land. Naast het klimatologische netwerk bieden deze dertigtal automatische stations waardevolle informatie over het weer en het klimaat van ons land, in het bijzonder voor parameters die niet in het klimatologische netwerk worden gemeten (zoals wind en straling). Als aanvulling op de gegevens van Ukkel of het klimatologische netwerk worden de gegevens van sommige van deze automatische stations in dit hoofdstuk gebruikt.

Voorts kan worden opgemerkt dat het voor toekomstig onderzoek nuttig zou zijn om de evolutie van andere klimaatparameters dan diegene die hier geanalyseerd zijn, te bestuderen, zoals bijvoorbeeld de bewolking of de luchtdruk, evenals de onderlinge evolutie van de verschillende parameters. Bovendien zou het bijzonder interessant kunnen zijn om de hier beschreven veranderingen te relateren aan veranderingen in de atmosferische circulatie en de frequentie van weertypes.

Tot slot zou de analyse van de evolutie van "klimaatindices", waarbij verschillende klimaatparameters worden gecombineerd, kunnen worden uitgevoerd in samenwerking met onderzoeksgroepen die betrokken zijn bij impactstudies van de klimaatverandering binnen verschillende domeinen (landbouw, bosbouw, fauna en flora, hydrologie, gezondheid, energie, verzekeringen, ...). Een voorbeeld van dergelijke klimaatindices is de evapotranspiratie van vegetatie dat temperatuur, vochtigheid, wind en zonnestraling combineert.

1.1. EVOLUTIE VAN HET KLIMAAT IN BRUSSEL-UKKEL

De statistische analyse van de langste klimatologische tijdreeks van Sint-Joost-ten-Node/Ukkel en de datareeksen van enkele andere stations in het land stellen het KMI in staat om het Belgische klimaat op te volgen en de evolutie ervan te analyseren. In de context van het onderzoek naar de klimaatverandering op globale schaal [2] zullen we, voor zover mogelijk, de meest frequente vragen van het publiek en de media over de evolutie van het Belgische klimaat beantwoorden. Tenzij anders aangegeven, hebben de gegevensreeksen die in dit deel worden gebruikt allemaal betrekking op het station in Ukkel (eventueel in combinatie met de gegevens van Sint-Joost-ten-Node, voor dat de Sterrenwacht naar Ukkel verhuisde in de jaren 1880).

1.1.1. Temperatuur

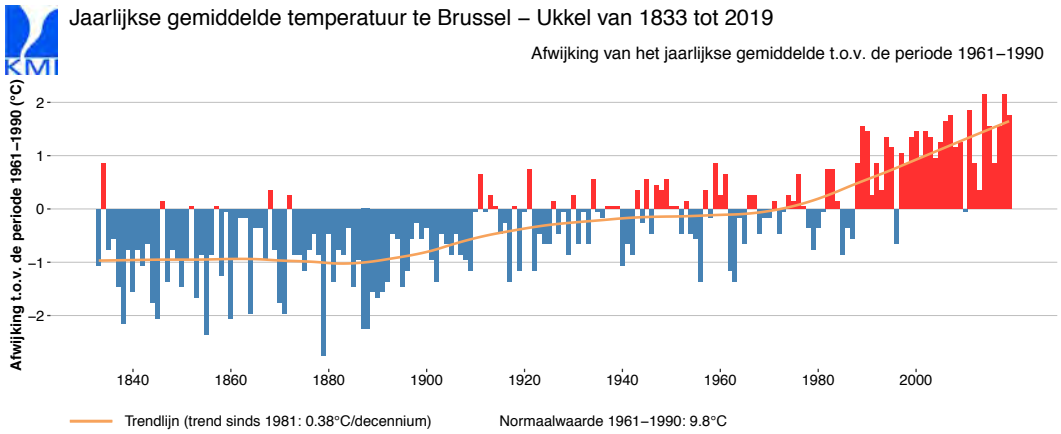
(a) Stijgt de temperatuur?

De temperatuur en haar evolutie zijn van belang voor verschillende domeinen of sectoren, zoals bijvoorbeeld voor de landbouw-, energie- en gezondheidssector (bijvoorbeeld oversterfte van risicogroepen bij extreme hitte) of voor de geografische verspreiding van de fauna.

Om de bovenvermelde vraag te beantwoorden, zullen we eerst de lange temperatuurreeks van Sint-Joost-ten-Node en Ukkel vanaf 1833 onderzoeken. Hiervoor wordt de maandelijkse gemiddelde temperatuurreeks gebruikt waarbij alle gegevens herleid werden naar een standaard gesloten thermometerhut, zoals diegene die momenteel in gebruik is. De maandelijkse temperatuur wordt berekend op basis van de daggemiddelde temperaturen die afgeleid zijn uit de uurlijkse metingen.

2 Voor meer informatie hieromtrent verwijzen we de lezers naar de laatste rapporten van het *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)* die in 2014 werden gepubliceerd en online beschikbaar zijn op http://www.ipcc.ch/.

Figuur 1.1 toont de evolutie van de jaarlijkse gemiddelde temperatuur van 1833 tot en met 2019, uitgedrukt als de afwijking in °C t.o.v. de gemiddelde waarde berekend voor de referentieperiode 1961-1990 (9,8°C). De uitschieters in deze temperatuurreeks zijn 7,0°C in 1879 (2,8°C onder het referentiegemiddelde) en 11,9°C in 2014 en 2018 (2,1°C boven het referentiegemiddelde). De 7 andere warmste jaren zijn 2011 (11,6°C), 2007 en 2019 (11,5°C), 2006 (11,4°C), 1989, 2015 en 2017 (11,3°C). De 6 warmste jaren deden zich allemaal voor na 2005 en de 22 warmste jaren na 1988, dit wil zeggen in de laatste 31 jaar.



Figuur 1.1. Evolutie van de jaarlijkse gemiddelde temperatuur in Sint-Joost-ten-Node/Ukkel voor de periode 1833-2019. De jaarlijkse waarden stemmen overeen met de afwijking (in °C) t.o.v. de gemiddelde waarde voor de periode 1961-1990 (9,8°C). De jaarlijkse gemiddelde temperatuur voor de periode 1833-2019 is 9,5°C.

Wanneer we de gemiddelde temperatuur van de eerste 30 jaar van de figuur en de gemiddelde temperatuur van de laatste 30 jaar in beschouwing nemen, is een opwarming zichtbaar van 2,1°C. De stijging van de temperatuur verliep echter niet gelijkmatig. In figuur 1.1 is duidelijk te zien dat de temperatuur relatief stabiel is gebleven gedurende twee grote periodes: van ongeveer 1833 tot 1910 (gemiddelde temperatuur = 8,8°C) en van 1911 tot 1985 (9,6°C). Van 1986 tot 2019 was de gemiddelde temperatuur 10,8°C en sinds 1981 doet zich een significante[3] gemiddelde opwarming van +0,38°C per decennium voor.

De trends in de seizoenale temperatuurreeksen zijn gelijkaardig aan die van de gemiddelde jaartemperatuur. Sinds 1981 is de seizoenale opwarming significant met gemiddelde trends per decennium van +0,45°C, +0,39°C, +0,40°C en +0,31°C voor respectievelijk de winter, de lente, de zomer en de herfst.

Er kan worden geconcludeerd dat de gemiddelde seizoens- en jaartemperaturen in het Brussels Gewest sinds de 19e eeuw onbetwistbaar zijn gestegen. Deze toename verliep in twee fasen: een eerste opwarming in de eerste decennia van de 20e eeuw en een tweede, sterkere opwarming vanaf het einde van de jaren 1980. Bovendien blijkt uit de analyse van gegevens van andere stations dat de recente opwarming zich in heel het land heeft voorgedaan (zie punt 1.2. Ruimtelijke evolutie van het Belgisch klimaat).

Als we kijken naar de extreme temperatuurreeksen in Ukkel sinds 1892, dan stellen we vast dat de opwarming in de eerste helft van de 20e eeuw vooral verband houdt met een stijging van de maximumtemperaturen, terwijl de opwarming sinds de jaren 1980 verband houdt met een stijging van zowel de maximum- als de minimumtemperaturen. Het zou interessant zijn om na te gaan of de klimaatmodellen die voor onze regio's de evolutie van het klimaat sinds het begin van de 20e eeuw simuleren, dit patroon reproduceren en of ze het mogelijk maken om hiervoor een fysieke verklaring te vinden.

3 "Significant" betekent dat de geschatte trend ten minste met 90% waarschijnlijkheid kan worden toegeschreven aan een eigenlijke trend in de waarnemingen.

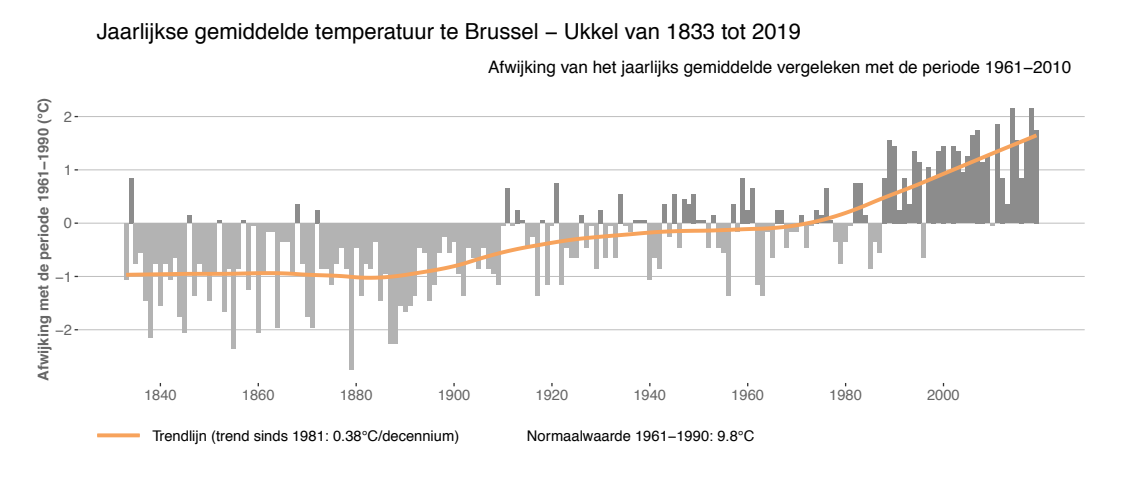
Bepaling van klimatologische trends in de waarnemingen

De grafieken in dit hoofdstuk illustreren de jaarlijkse reeksen van verschillende klimatologische variabelen die voornamelijk in Ukkel worden waargenomen. Doorheen de waarnemingsperiode kunnen deze variabelen trends (of evoluties) vertonen die voor sommige korte periodes hetzij opwaarts, hetzij neerwaarts zijn. Algemeen zijn deze trends niet constant voor de gehele waargenomen periode.

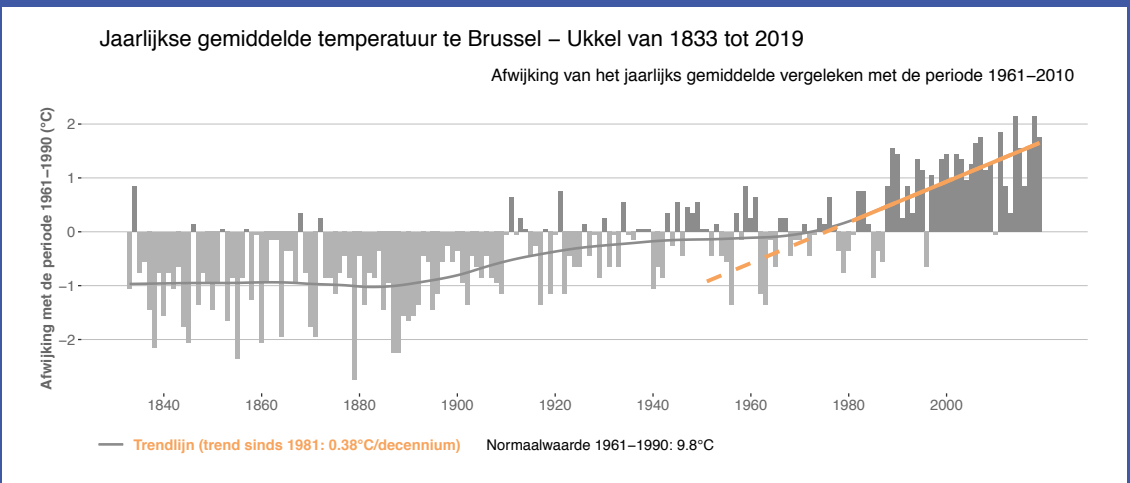
Om deze **klimatologische trends** te bepalen, worden in de grafieken systematisch twee verschillende technieken toegepast:

→ Een spline kromme, toegepast op de jaarlijkse waarden, die de interjaarlijkse variabiliteit wegneemt en op een kwalitatieve manier een beeld geeft van de trends (meestal niet-lineair) voor de volledige beschouwde periode (zie figuur kader 1.1). Deze curve wordt geschat met een lokale regressiemethode (LOESS).

→ Een regressielijn toegepast op de jaarlijkse waarden sinds 1981, die toelaat om de recente lineaire trends te kwantificeren (zie figuur kader 1.2). De waarde van de helling van de regressielijn wordt in de legende weergegeven wanneer deze statistisch significant is (d.w.z. dat de geschatte helling ten minste met 90% waarschijnlijkheid toegeschreven kan worden aan een eigenlijke trend in de waarnemingen).



Figuur kader 1.1. Illustratie van een spline kromme toegepast op de jaarlijkse gemiddelde temperatuurreeks waargenomen in Brussel-Ukkel sinds 1833.

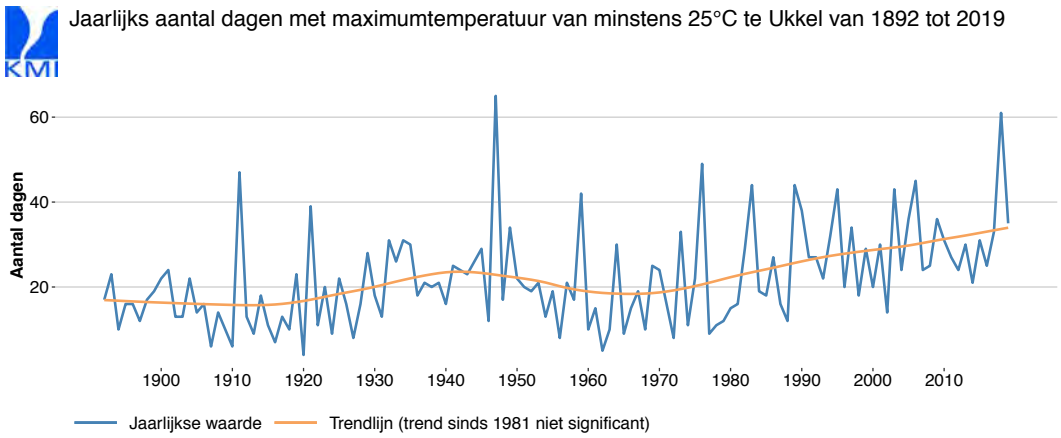


Figuur kader 1.2. Illustratie van een regressielijn toegepast voor de periode 1981-2019 op de gemiddelde jaartemperaturen waargenomen in Brussel-Ukkel sinds 1833. De waarde van de helling van deze regressielijn wordt weergegeven in de legende (aangezien deze statistisch significant is).

(b) Zijn er meer hittegolven?

Om na te gaan of er een evolutie is in de frequentie, de duur en de intensiteit van hittegolven te Ukkel, maken we gebruik van de dagelijkse extreme temperaturen (maximum- en minimumtemperatuur) gemeten sinds 1892. Voor een bepaalde dag kan de gemiddelde temperatuur berekend worden door het gemiddelde te nemen van de minimum- en maximumtemperatuur. Deze temperaturen zijn voor de gehele periode herleid naar metingen zoals waargenomen in de gesloten referentie thermometerhut die sinds 1983 in gebruik is.

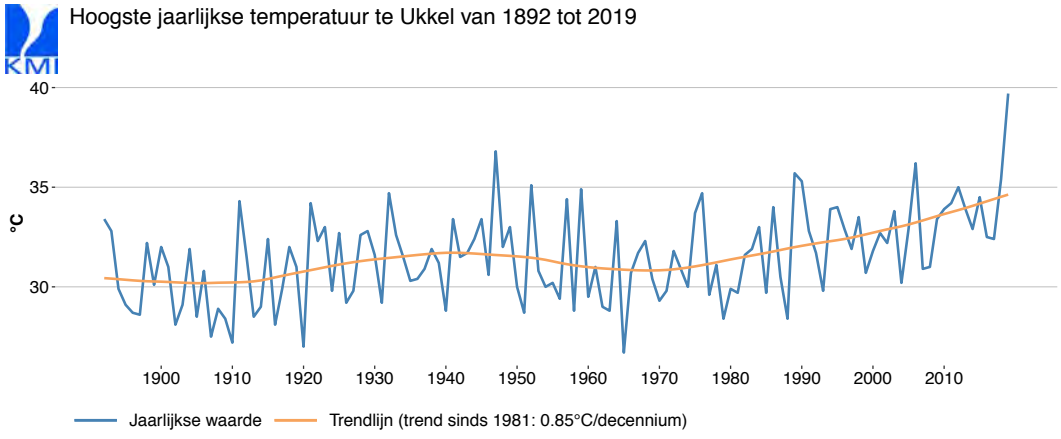
Alvorens in te gaan op de vraag omtrent de evolutie van de hittegolven, kunnen we eerst de evolutie bestuderen van een aantal parameters die gerelateerd zijn aan hoge temperaturen. Zo toont figuur 1.2 het **jaarlijkse aantal zomerdagen**, dit is het aantal dagen per jaar waarop de maximumtemperatuur ten minste 25°C bedraagt.



Figuur 1.2. Evolutie van het jaarlijkse aantal zomerdagen (maximumtemperatuur van minstens 25°C) te Ukkel voor de periode 1892-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 21,9 dagen per jaar.

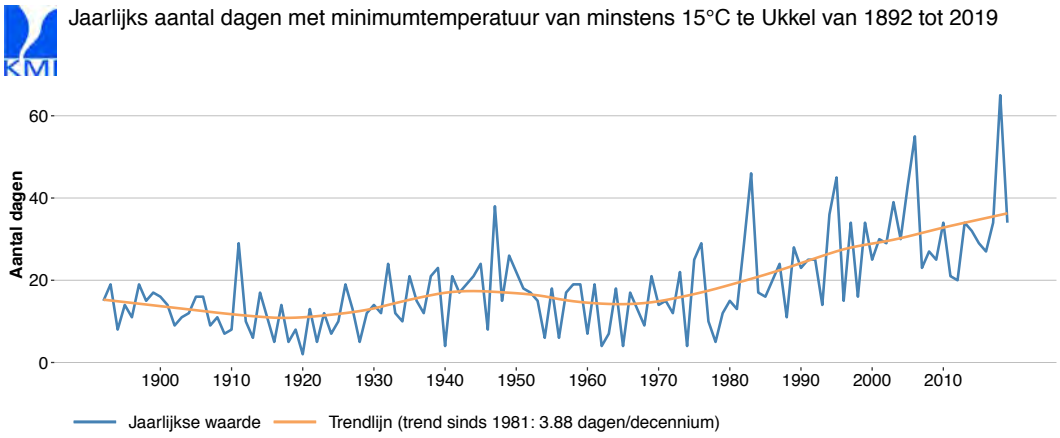
Uit de figuur kan afgeleid worden dat sinds de opwarming in de jaren 1980 het aantal zomerdagen duidelijk is toegenomen en sindsdien relatief hoog is gebleven. Op langere tijdschaal van enkel decennia vertoont deze parameter een belangrijke variabiliteit: na een stijging aan het einde van de jaren twintig treedt er een daling op in de jaren vijftig en ten slotte begint er een nieuwe stijging in de jaren tachtig van de vorige eeuw. De stijging sinds 1981 is tot op heden echter niet significant.

Figuur 1.3 toont de evolutie van de hoogste zomertemperatuur in Ukkel. Sinds 1981 is er een significante opwaartse trend in deze parameter waargenomen, met een gemiddelde stijging van +0,85°C per decennium. In het afgelopen decennium waren de waarden van deze parameter doorgaans relatief hoog en op 25 juli 2019 werd bovendien een nieuw, uitzonderlijk record gevestigd (39,7°C), hetgeen ver boven het vorige record ligt van 27 juni 1947 (36,8°C).



Figuur 1.3. Evolutie van de hoogste maximumtemperatuur die tijdens de zomer in Ukkel werd gemeten, voor de periode 1892-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 31,5°C.

Net zoals dit het geval is bij hoge maximumtemperaturen, hebben hoge nachttemperaturen ook gevolgen voor de gezondheid van risicogroepen. Figuur 1.4 geeft de evolutie weer van het aantal dagen per jaar waarop de dagelijkse minimumtemperatuur minstens 15°C bereikte. De opwaartse trend in deze parameter is in het bijzonder sinds de afgelopen decennia significant, met een gemiddelde toename van +3,9 dagen per decennium sinds 1981.



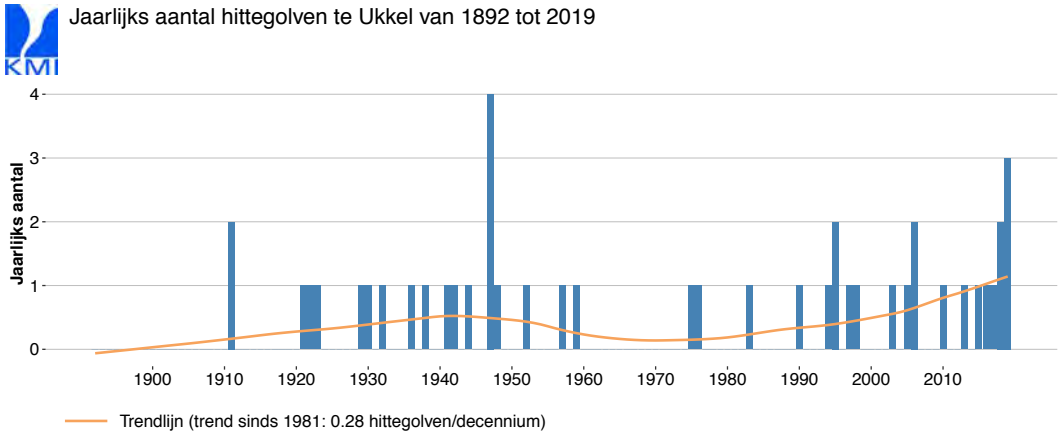
Figuur 1.4. Evolutie van het jaarlijkse aantal dagen met een minimumtemperatuur van minstens 15°C in Ukkel voor de periode 1892-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 18,5 dagen per jaar.

Voorts kunnen we ons afvragen hoe het algemene warmteniveau van de 5 warmste maanden van het jaar (mei tot en met september), ofwel de **zomerintensiteit**, in de loop der jaren is geëvolueerd. Deze intensiteit wordt voor de 5 maanden bepaald door de positieve afwijkingen van de gemiddelde dagtemperaturen ten opzichte van een referentietemperatuur van 20°C te sommeren. In overeenstemming met de parameters die in de voorgaande figuren weergegeven werden, is de meest opvallende bevinding de significante opwaartse trend in de zomerintensiteit met een gemiddelde stijging van +9,2°C per decennium, sinds 1981.

Laat ons nu de vraag omtrent de hittegolven beantwoorden. Een **hittegolf** wordt hier gedefinieerd als een periode van ten minste vijf opeenvolgende dagen waarvoor gelijktijdig aan de volgende twee criteria voldaan is:

- → de maximumtemperatuur bereikt of overschrijdt iedere dag 25°C,
- → de maximumtemperatuur bereikt of overschrijdt gedurende ten minste drie dagen de 30°C tijdens de desbetreffende periode.

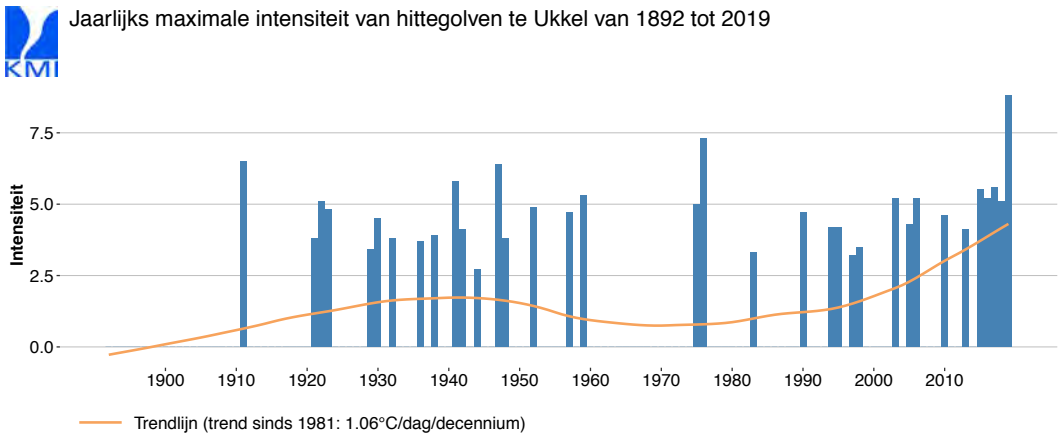
Figuur 1.5 toont de evolutie van het jaarlijkse aantal hittegolven in Ukkel. Van jaar tot jaar is er een duidelijke variabiliteit zichtbaar. Sinds het einde van de 19e eeuw is er gemiddeld één hittegolf (of meer) per 3 tot 4 jaar. Hittegolven kwamen relatief vaak voor tussen de jaren 1920 en 1950 en opnieuw sinds de jaren 1990. De trendanalyse wijst op een significante toename van het aantal hittegolven sinds 1981, met een gemiddelde toename van +0,3 hittegolven per decennium. Bovendien komen ze de laatste jaren steeds vaker voor. Zo was er de laatste 5 jaar (2015-2019) minstens één hittegolf per jaar; dit is de eerste keer sinds 1892 dat we dit hebben waargenomen.



Figuur 1.5. Evolutie van het jaarlijkse aantal hittegolven in Ukkel voor de periode 1892-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 0,34 hittegolven per jaar.

Naast het aantal hittegolven kan ook de evolutie van de jaarlijkse duur van de hittegolven worden onderzocht. Dit gebeurt door voor elk jaar het aantal dagen van een hittegolf op te tellen. Deze parameter laat ook een significante positieve trend zien sinds 1981, met een gemiddelde stijging van +2 dagen per decennium. Vooral de lange hittegolven van 2018 en 2019 dragen bij aan deze trend en het zal interessant zijn om op te volgen hoe deze parameter in de toekomst verder zal evolueren.

Tot slot kan een hittegolf ook worden gekenmerkt door een intensiteitsindex. Deze index wordt gedefinieerd als de verhouding tussen de som van de afwijkingen van de maximumtemperaturen ten opzichte van de referentietemperatuur van 25°C en de duur van de hittegolf. Figuur 1.6 toont de waarde van de maximale jaarlijkse intensiteit van de hittegolven die zich tijdens het jaar hebben voorgedaan. Deze figuur toont eveneens een positieve trend sinds 1981, met een gemiddelde stijging van 1°C/dag per decennium. Er moet tevens worden opgemerkt dat de maximumwaarde van deze intensiteitsindex dateert van 2019 en gelinkt is aan de korte maar zeer intense 5-dagen-durende hittegolf (tussen 22 en 26 juli) waarbij de maximumtemperaturen twee keer de 35°C overschreden. Tijdens deze opmerkelijke hittegolf werd in Ukkel de hoogste maximumtemperatuur sinds het begin van de metingen in 1892 waargenomen (zie ook figuur 1.3).

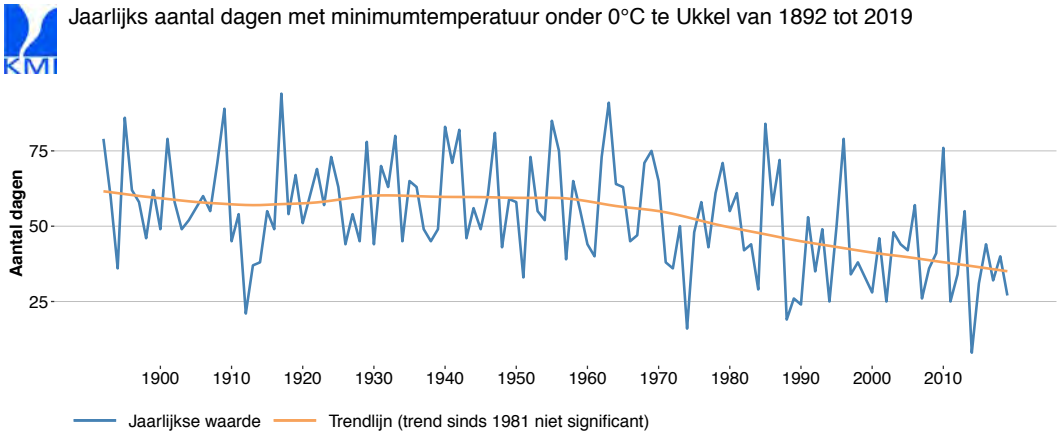


Figuur 1.6. Evolutie van de jaarlijkse maximale intensiteit van de hittegolven in Ukkel voor de periode 1892-2019.

(c) Zijn er minder koudegolven?

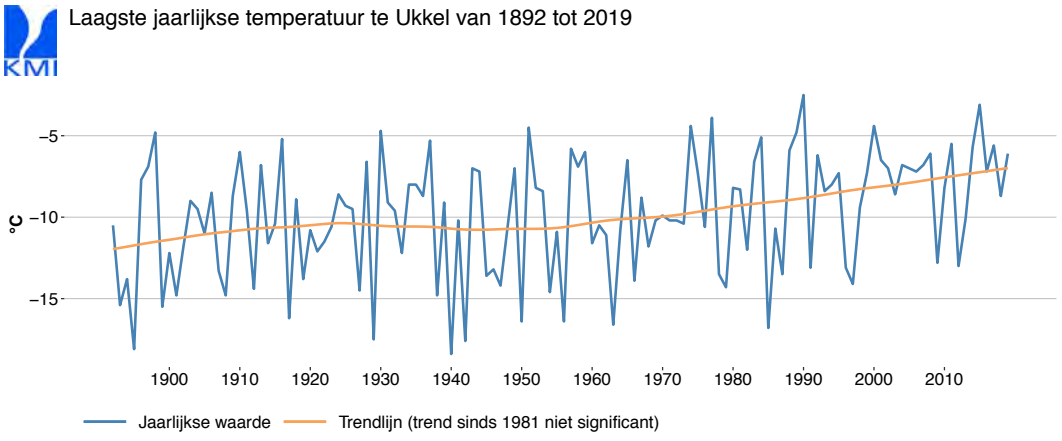
Om deze vraag te beantwoorden worden hier eveneens de temperatuurreeksen van dagelijkse minimum- en maximumtemperatuur gebruikt die sinds 1892 in Ukkel beschikbaar zijn. Zoals voor de hittegolven, zullen we, alvorens een antwoord te bieden op de vraag omtrent de evolutie van koudegolven, eerst de evolutie van enkele andere parameters die verband houden met temperaturen tijdens koude periodes van naderbij bekijken.

Laat ons eerst kijken naar de evolutie van het aantal dagen per jaar waarvoor de minimumtemperatuur lager was dan 0°C (zie figuur 1.7). Dit wordt het **jaarlijkse aantal vorstdagen** genoemd. Deze parameter, die tot de jaren zestig van de vorige eeuw relatief stabiel was, vertoont sindsdien een dalende trend. De parameter toont een grote variabiliteit van jaar tot jaar, waardoor de trend sinds 1981 echter niet significant is.



Figuur 1.7. Evolutie van het jaarlijkse aantal vorstdagen (minimumtemperatuur lager dan 0°C) in Ukkel voor de periode 1892-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 53,0 dagen per jaar.

Om de evolutie van de koudste temperaturen te beschrijven, toont figuur 1.8 de laagste wintertemperatuur die elk jaar in Ukkel wordt gemeten. Sinds het einde van de 19e eeuw is er een langzame opwarmende trend in deze temperatuur waargenomen. Sinds 1981 neemt deze trend toe, maar ze is niet significant. De figuur toont dat de laatste afgelopen 6 jaar zich allemaal hoge waarden voordeden.



Figuur 1.8. Evolutie van de laagste minimumtemperatuur geregistreerd tijdens de winter in Ukkel voor de periode 1892-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is -9,9°C.

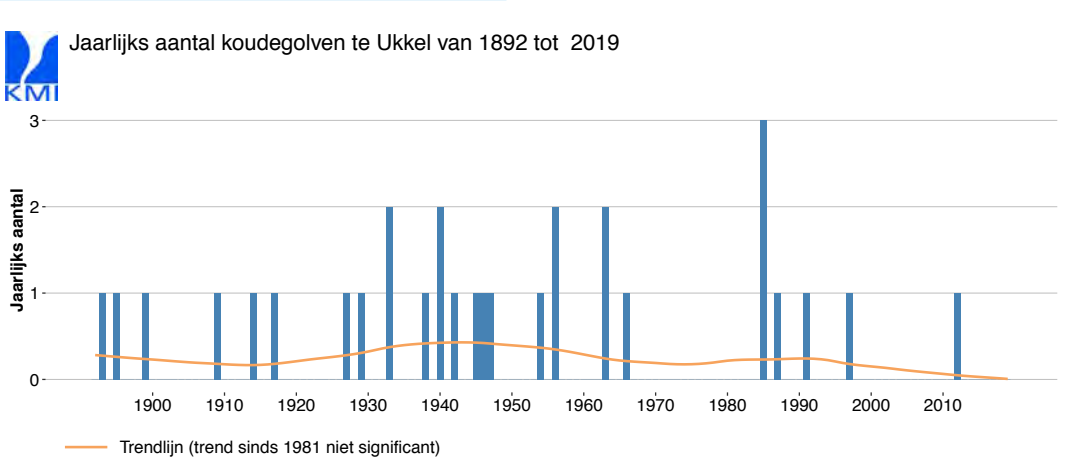
Men kan zich ook afvragen hoe het algemene koudeniveau van de 5 koudste maanden van het jaar (november tot en met maart) is geëvolueerd. Om deze vraag te beantwoorden, kunnen we het **Hellmanngetal**, gedefinieerd als de som (in absolute waarde) van de gemiddelde negatieve dagtemperaturen over de 5 beschouwde maanden, gebruiken. Net als bij de vorige parameters is er sinds het einde van de 19e eeuw een neerwaartse trend waarneembaar.

De neerwaartse trend voor de recente periode is deze keer significant, met een gemiddelde daling van -11,8°C per decennium sinds 1981.

Laat ons nu de vraag omtrent de evolutie van de koudegolven beantwoorden. Een **koudegolf** wordt hier gedefinieerd als een periode van ten minste vijf opeenvolgende dagen waarvoor gelijktijdig aan de volgende twee criteria voldaan is:

- → de maximumtemperatuur is elke dag negatief (d.w.z. het vriest doorheen de hele dag; dit wordt een **winterdag** genoemd),
- → de minimumtemperatuur is gedurende ten minste drie dagen lager dan -10°C tijdens de desbetreffende periode.

Figuur 1.9 illustreert de evolutie van het jaarlijkse aantal koudegolven in Ukkel. Sinds het einde van de 19e eeuw was er gemiddeld één koudegolf (of meer) per 5 jaar. Sinds 1981 toont de trendanalyse geen significante evolutie. Er kan worden opgemerkt dat na een lange periode zonder koudegolven tussen het einde van de jaren 1960 en het midden van de jaren 1980, er in Ukkel tot 1997 enkele koudegolven zijn geweest. Sindsdien, in de 22 daaropvolgende jaren, deed zich slechts één koudegolf voor (in 2012).



Figuur 1.9. Evolutie van het jaarlijkse aantal koudegolven in Ukkel, voor de periode 1892-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 0,23 koudegolven per jaar.

We bestudeerden tevens de evolutie van de jaarlijkse duur (aantal dagen) en de maximale jaarlijkse intensiteit van de koudegolven. Deze indicatoren tonen, net zoals het jaarlijkse aantal koudegolven, in de afgelopen periode (sinds 1981) geen significante trend. Wanneer zich koudegolven voordoen, vallen de jaarlijkse waarden van deze parameters vanaf 1981 binnen het bereik van de waarden die waargenomen werden tijdens het begin van de waarnemingsperiode.

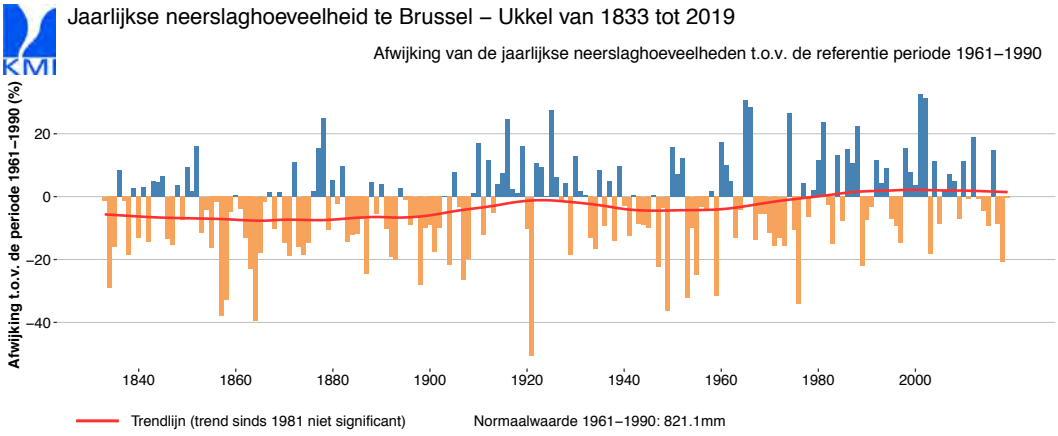
1.1.2. Neerslag

In Ukkel worden sinds het einde van de 19e eeuw neerslagmetingen uitgevoerd met behulp van twee soorten instrumenten: (i) sinds 1890, het begin van de officiële waarnemingen op de nieuwe locatie van de Sterrenwacht, wordt een manuele pluviometer gebruikt, waarvan elke ochtend om 8 uur de metingen worden geregistreerd en die de cumulatieve neerslag over 24 uur aangeeft, en (ii) sinds 1898 wordt een pluviograaf gebruikt die de neerslaghoeveelheden om de 10 minuten op papier registreert. Sinds een tiental jaar worden deze frequente metingen uitgevoerd met behulp van een automatische pluviometer. De neerslagtotalen die met de manuele pluviometer worden geregistreerd, worden over het algemeen gebruikt om de evolutie van de neerslag voor een periode van minstens 24 uur te analyseren. Voor deze doeleinden is dit immers het meest nauwkeurige toestel (dit is ook het type toestel dat gebruikt werd voor de neerslagtotalen die in Sint-Joost-ten-Node werden gemeten). Om de neerslag te bestuderen voor een duur van minder dan 24 uur worden de gegevens van de pluviograaf en de automatische pluviometer gebruikt.

(a) Regent het meer of minder?

Neerslaghoeveelheden en de evolutie ervan zijn voor veel sectoren van belang, bijvoorbeeld voor de instanties die verantwoordelijk zijn voor de preventie en opvolging van hoog- en laagwaterstanden in rivieren, voor het ontwerp van rioleringsstelsels, en voor de voorziening van drinkwater en water voor de landbouw.

Eerst zullen we de evolutie van de jaarlijkse regenval gemeten in Sint-Joost-ten-Node, en vervolgens in Ukkel, bespreken. Figuur 1.10 toont de jaarlijkse neerslaghoeveelheden die sinds het begin van de regelmatige metingen in 1833 zijn geregistreerd. De neerslaghoeveelheden zijn uitgedrukt als procentuele afwijkingen t.o.v. het referentie-gemiddelde berekend voor de periode 1961-1990 (821,1 mm). De figuur illustreert de variabiliteit van de jaartotalen van het ene jaar t.o.v. het andere jaar. De totale jaarlijkse neerslagwaarden variëren van 406,4 mm in 1921 (een tekort van 51% ten opzichte van het referentiegemiddelde) tot 1088,5 mm in 2001 (een overschot van 33%).



Figuur 1.10. Evolutie van de jaarlijkse hoeveelheid neerslag in Sint-Joost-ten-Node/Ukkel voor de periode 1833-2019. De jaarlijkse waarden stemmen overeen met de afwijkingen (in %) ten opzichte van het gemiddelde voor de periode 1961-1990 (821,1 mm). De gemiddelde totale jaarlijkse neerslaghoeveelheid voor de periode 1833-2019 is 793,3 mm.

Als we het gemiddelde jaartotaal voor de eerste 30 jaar zoals weergegevens op de figuur (768 mm) vergelijken met het gemiddelde jaartotaal voor de laatste 30 jaar (839 mm), dan zien we een stijging van 9%. Figuur 1.10 toont dat de jaartotalen in de 19e eeuw weinig zijn veranderd (gemiddelde totaal = 762 mm). Tussen de 19e eeuw en de periode 1901-1980 (gemiddelde totaal = 796 mm), namen de jaarlijkse neerslagtotalen gemiddeld toe met 4%. Vervolgens, tussen de periode 1901-1980 en de periode 1981-2019 (gemiddelde totaal = 843 mm), namen de jaarlijkse neerslagtotalen opnieuw toe met gemiddeld 6%. Sinds 1981, stellen we een lichte maar niet-significante toenemende trend vast.

Wat betreft de seizoenen, is gemiddeld de winterneerslag het sterkst toegenomen sinds 1833. Tussen de eerste 30 en de laatste 30 jaar van de neerslagreeks is de stijging 31%: de neerslagtotalen in de winter zijn toegenomen van 175 mm naar 230 mm. Sinds 1981 is er ook een positieve trend zichtbaar, maar deze is tot op heden niet significant.

Sinds 1833 is de neerslag tijdens de lente op een relatief cyclische manier geëvolueerd, zonder dat er sprake is van een echte langetermijntrend. In de voorbije periode sinds 1981 vertoont de neerslag tijdens de lente echter een significante neerwaartse trend van ongeveer -9 mm per decennium. Deze trend kan worden verklaard door relatief natte lentes in de loop van de jaren tachtig van de vorige eeuw, en vervolgens door meestal droge, en soms zeer droge lentes sinds de jaren 1990.

Tot het begin van de jaren 1980 vertoonde de zomerneerslag geen noemenswaardige trend. Sinds 1981 is er een kleine maar niet-significante opwaartse trend. De laatste drie zomers in de reeks waren droog (2017, 2019) of zeer droog (2018) (zie hieronder (f) Zijn er meer droogtes?).

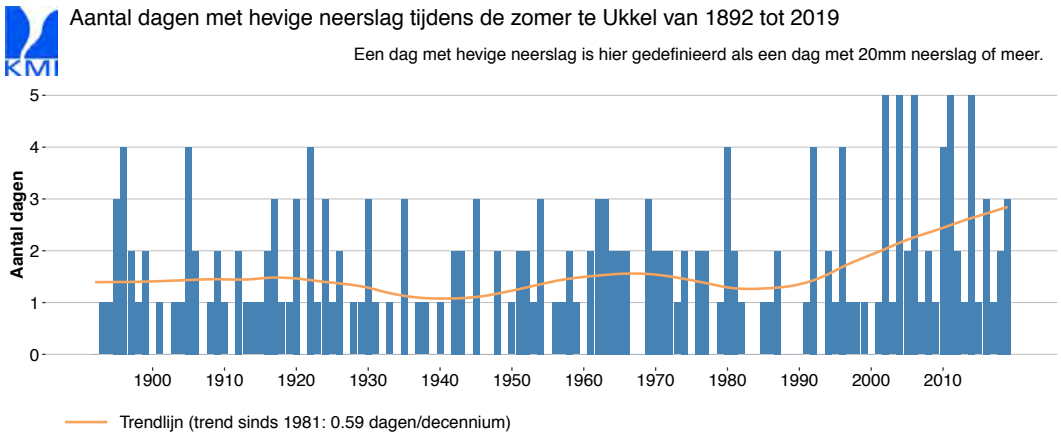
De herfst is ten slotte het seizoen dat gekenmerkt wordt door de meest stabiele neerslagtotalen op lange termijn en voor de recente periode (sinds 1981). Er is geen enkele trend waarneembaar in de neerslagreeks voor de herfst.

We kunnen ons ook de vraag stellen of het aantal neerslagdagen sinds het einde van de 19e eeuw is veranderd. Een **neerslagdag** wordt hier gedefinieerd als een dag waarop minstens 1 mm neerslag is geregistreerd. Als we kijken naar de evolutie van het jaarlijkse aantal neerslagdagen waargenomen in Ukkel, is er geen duidelijke lange-termijntrend en geen significante trend sinds 1981, zichtbaar. Desondanks waren de laatste drie decennia gemiddeld genomen wel relatief droog.

(b) Komt hevige neerslag vaker voor?

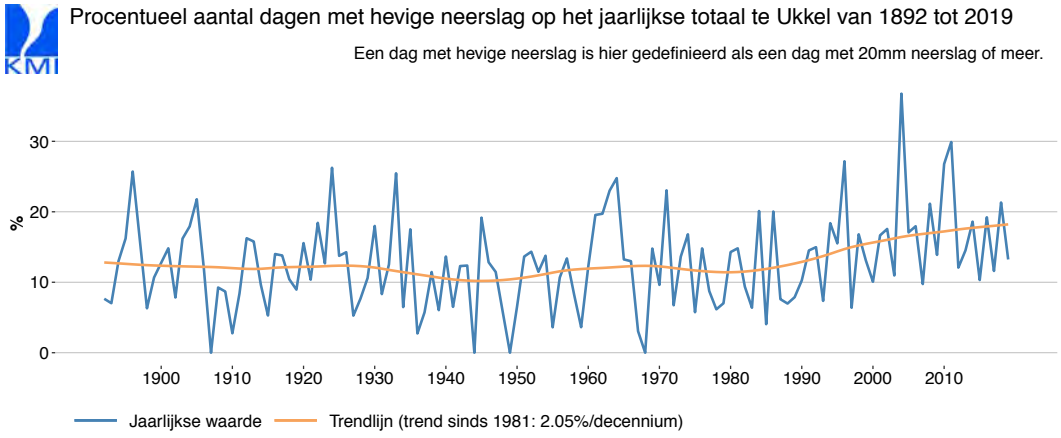
Eerst kan worden nagegaan of het aantal dagen met veel neerslag al dan niet is toegenomen. Een dag met **hevige neerslag** stemt hier overeen met een dag waarop minstens 20 mm neerslag is gevallen. Voor het station van Ukkel toont figuur 1.11 de evolutie sinds 1892 van het aantal dagen met hevige neerslag in de zomer (juni-juli-augustus). Tijdens dit seizoen worden dergelijke neerslaghoeveelheden over het algemeen veroorzaakt door intense onweersbuien op korte tijd (hooguit enkele uren).

Zoals weergegeven op de figuur, vertoont deze parameter sinds 1981 een significante gemiddelde toename van +0,6 dagen per decennium. De 5 hoogste waarden in de reeks werden na 2001 waargenomen. Zulke hevige neerslag kan ook in andere seizoenen voorkomen. Voor het hele jaar is de evolutie van de parameter sinds 1981 relatief vergelijkbaar met die van de zomer; in dit geval is de hevige neerslag significant met ongeveer +0,5 dagen per decennium toegenomen.



Figuur 1.11. Evolutie van het aantal dagen tijdens de zomer waarop de dagelijkse hoeveelheid neerslag in Ukkel ten minste 20 mm bedroeg, voor de periode 1892-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 1,5 dag.

Vervolgens kan de vraag worden gesteld of hevige neerslag de neiging heeft om relatief belangrijker te worden dan lichtere neerslag. Figuur 1.12 toont de evolutie van het procentueel aantal dagen met hevige neerslag (dag met minstens 20 mm neerslag) t.o.v. het jaarlijkse neerslagtotaal. De laagste waarden (0%) deden zich voor in 1907, 1944, 1949 en 1968 en de 2 hoogste waarden in de 21e eeuw: 37% in 2004 en 30% in 2011. Sinds 1981 is de bijdrage van dit type neerslag aan het jaartotaal gemiddeld significant toegenomen met +2% per decennium.

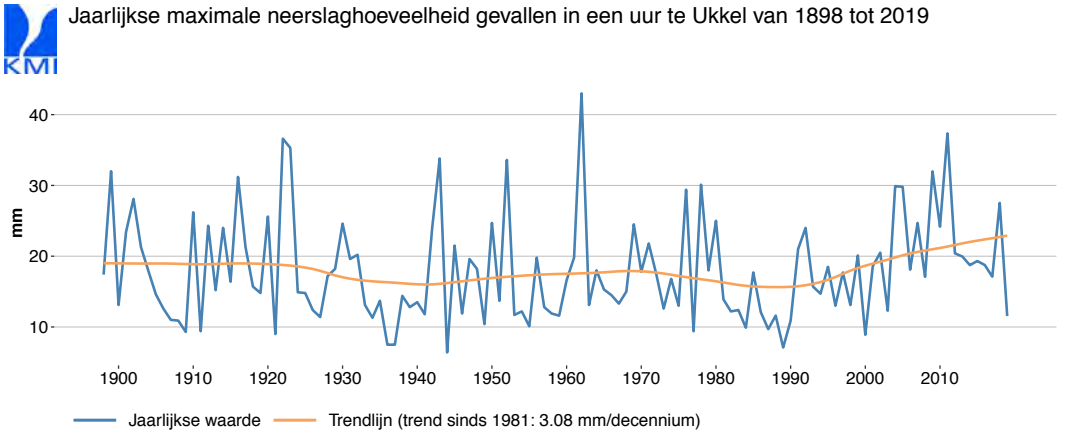


Figuur 1.12. Evolutie van het procentueel aantal dagen met hevige neerslag (dag met minstens 20 mm neerslag) t.o.v. de totale jaarlijkse neerslag in Ukkel, voor de periode 1892-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 12,8%.

(c) Is de jaarlijkse extreme neerslag intenser geworden?

Om deze vraag te beantwoorden analyseerden we de hoogste jaarlijkse waarden van de gecumuleerde neerslaghoeveelheden voor één uur, 24 uur en 10 dagen. Hiervoor werden de gegevens van de pluviograaf en van de automatische pluviometer in Ukkel gebruikt. De waarden van deze parameters variëren sterk van jaar tot jaar, en over het algemeen zijn de waarden de afgelopen jaren relatief laag gebleven.

Voor de volledige periode sinds 1898 vertonen de jaarlijkse hoogste waarden van de gecumuleerde neerslag voor 10 dagen en 24 uur een toenemende trend, terwijl voor de uurlijkse maxima vrijwel geen trend zichtbaar is. Voor de recente periode sinds 1981 vertonen de uurlijkse maxima wel een significante evolutie, die overeenstemt met een gemiddelde toename van +3 mm per decennium (zie figuur 1.13). De maxima voor de twee andere tijdspannen vertonen geen significante evolutie sinds 1981.



Figuur 1.13. Evolutie van de jaarlijkse maximale hoeveelheid neerslag die in één uur (in mm) in Ukkel gevallen is voor de periode 1898-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 18,0 mm.

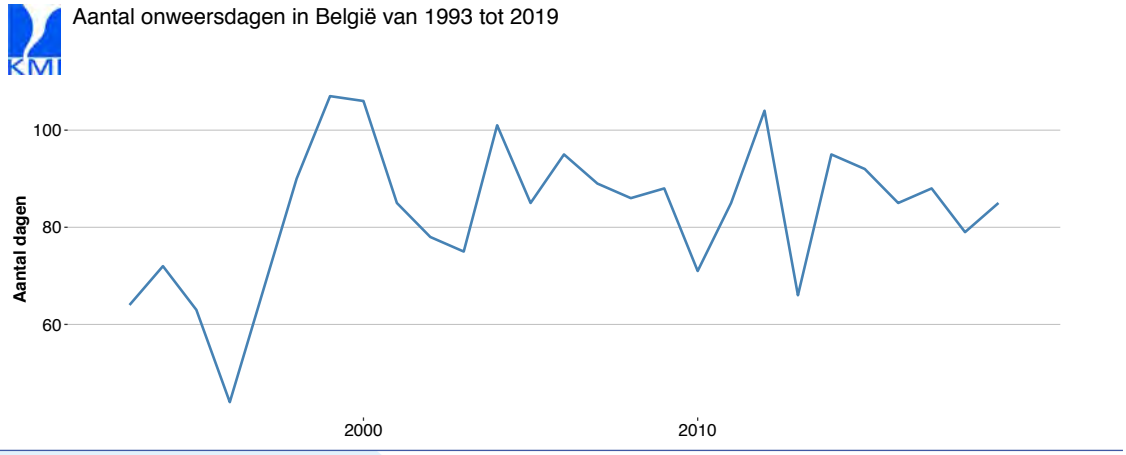
Tijdens het onweerseizoen, dat meestal loopt van april tot september, vallen lokaal en op korte tijd de meest intense buien tijdens de doortocht van onweerscellen. Zoals we reeds op jaarbasis hadden vastgesteld, vertonen de extreme uurtotalen voor deze periode van 6 maanden ook een significante toename sinds 1981, met een gemiddelde toename van +2,8 mm per decennium.

(d) Zijn er meer onweders?

Aangezien de extreme uurtotalen tijdens de zomer voor de laatste decennia een toenemende trend vertonen, kan de vraag gesteld worden of dit verklaard kan worden door een verandering in de onweersactiviteit boven ons land. Sinds 1993 beschikt het KMI over een bliksemdetectiesysteem om bliksemontladingen in de atmosfeer te detecteren. Het systeem detecteert niet alleen blikseminslagen naar de grond, maar ook de talrijke elektrische ontladingen in de wolken zelf. Oorspronkelijk bestond het meetnet uit drie sensoren van het type *SAFIR (Surveillance et Alerte Foudre par Interférometrie Radioélectrique)*, en in 1996 werd een vierde sensor in gebruik genomen. Sinds 2011 werd het systeem geleidelijk uitgebreid met 5 sensoren van een ander type (LS7002) en kan het KMI tevens gebruik maken van de gegevens afkomstig van 9 andere soortgelijke sensoren in de buurlanden. De huidige configuratie van het netwerk wordt het *Belgian Lightning Location System (BELLS)* genoemd.

Met behulp van de gearchiveerde waarnemingen kan de evolutie van de onweersactiviteit in het land worden geïllustreerd. Een **onweersdag** wordt hier gedefinieerd als een dag waarop ergens in België minstens één bliksemontlading wordt waargenomen. Het jaarlijkse aantal onweersdagen tussen 1993 en 2019 is weergegeven in figuur 1.14. Dit aantal varieert van jaar tot jaar, met een minimum van 44 dagen in 1996 en een maximum van 107 dagen in 1999. De waarden zijn het laagst tussen 1993 en 1996 vanwege het kleinere aantal operationele sensoren. Na 1996 is er geen duidelijke opwaartse of neerwaartse trend zichtbaar in de evolutie van het aantal onweersdagen.

Door de modernisering van het netwerk sinds 2011 en de sindsdien relatief korte meetperiode is het echter nog te vroeg om conclusies te trekken over de mogelijke evolutie van de onweersactiviteit en in het bijzonder de link met de waargenomen temperatuursveranderingen van voorbije decennia. De volgende jaren zullen we hierover meer duidelijkheid krijgen.



Figuur 1.14. Evolutie van het jaarlijkse aantal onweersdagen in het land tussen 1993 en 2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 83,2 dagen per jaar.

Algemeen kan geconcludeerd worden uit bovenstaand onderzoek dat de waargenomen neerslag in Ukkel veel minder uitgesproken trends vertoont dan de temperatuur. Dit kan deels worden verklaard door de zeer grote variabiliteit van de neerslag in onze regio's.

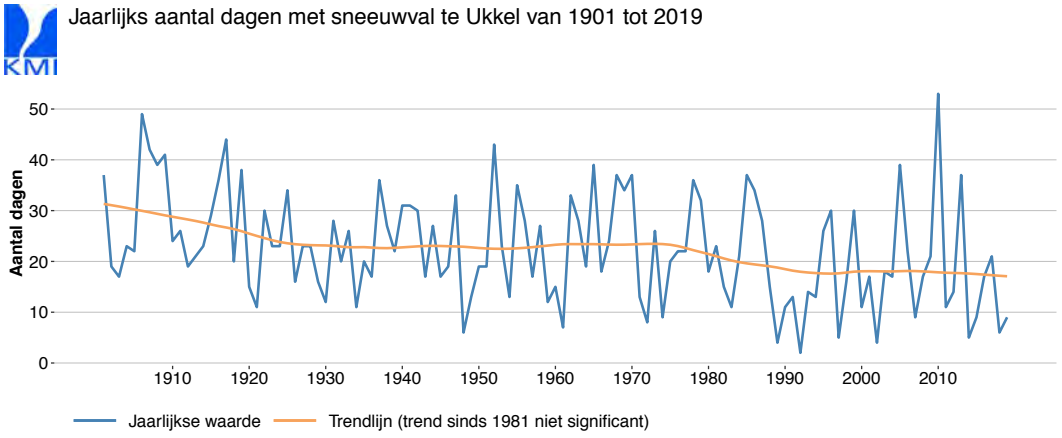
Desalniettemin kan enerzijds vastgesteld worden dat de jaarlijkse en winterse regenval in Ukkel sinds de 19e eeuw een toenemende trend vertonen. Anderzijds vertoont sinds 1981 enkel de neerslag tijdens de lente een significante en neerwaartse trend. Wat betreft de jaarlijkse maxima, is sinds het einde van de 19e eeuw een toenemende trend zichtbaar voor de maximale neerslaghoeveelheden voor meerdere dagen, terwijl voor de recente periode sinds 1981 uitsluitend de maximale uurlijkse neerslag een significante opwaartse trend vertoond.

(e) Valt er minder sneeuw?

Voor het station in Ukkel zijn er sinds 1901 een reeks waarnemingen van dagen met sneeuwval[4] en sinds 1891 is er een tijdreeks van de sneeuwdiepte die om 8 uur 's morgens in het klimatologische park gemeten wordt. Alle hier onderzochte sneeuwparameters vertonen voor heel de waarnemingsperiode een zeer grote variabiliteit van jaar tot jaar, met als gevolg dat er geen enkele significante trend vastgesteld kan worden voor de recente periode sinds 1981.

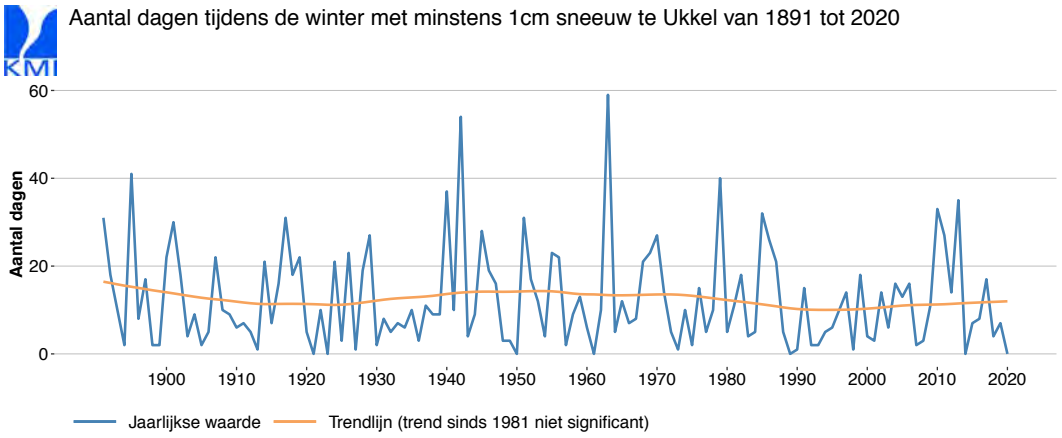
Figuur 1.15 geeft de evolutie weer sinds 1901 van het jaarlijkse aantal dagen met sneeuwval. We stellen vast dat het in de jaren 1990, na de opwarming die startte in de jaren 1980, over het algemeen genomen minder heeft gesneeuwd dan in het verleden. Tijdens de opwarming die in het begin van de 20e eeuw plaatsvond, deed zich reeds een eerste zeer duidelijke daling in het aantal sneeuwdagen voor. Vanaf het begin van de 21e eeuw is er echter veel variatie van jaar tot jaar, met jaren die gekenmerkt worden door relatief veel sneeuwval; zo was 2010 het jaar met de meeste sneeuwval sinds het begin van de metingen. Tijdens de laatste zes jaar is wel relatief weinig sneeuw gevallen.

4 Onder sneeuwval verstaan we hier elk type neerslag dat uit sneeuw bestaat (dit kunnen bijvoorbeeld een paar sneeuwvlokken zijn die samen met regen vallen, of substantiëlere sneeuwval).



Figuur 1.15. Evolutie van het jaarlijkse aantal dagen met sneeuwval in Ukkel voor de periode 1901-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 22,4 dagen per jaar.

Laten we nu eens kijken naar de sneeuwbedekking aan de oppervlakte. Figuur 1.16 toont sinds 1891 het jaarlijkse aantal dagen waarop in het klimatologische park in Ukkel om 8 uur een sneeuwhoogte van minstens 1 cm gemeten werd. Sinds de opwarming in de jaren tachtig van de vorige eeuw zijn de waarden over het algemeen laag, met uitzondering van het begin van de jaren 2010.



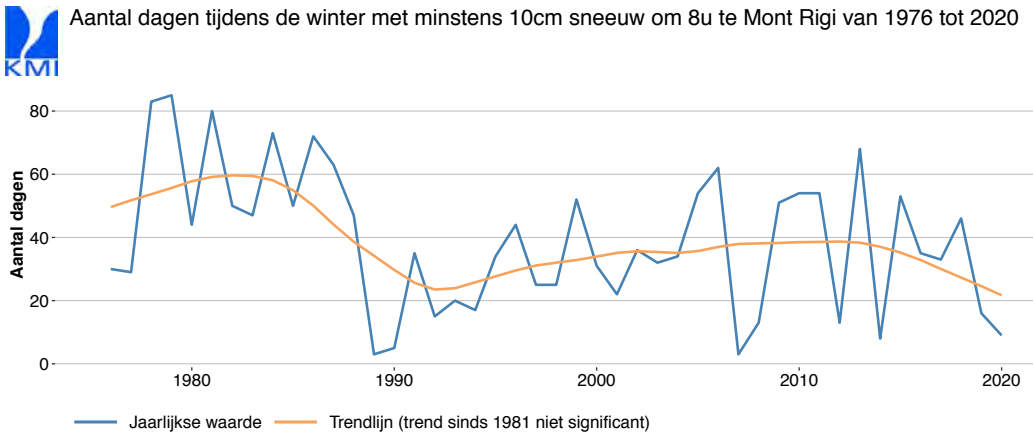
Figuur 1.16. Evolutie van het jaarlijkse aantal dagen met een sneeuwhoogte van minstens 1 cm gemeten in Ukkel voor de periode 1891-2020. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 12,4 dagen per jaar.

Figuur 1.16 laat zien dat er sinds 1891 slechts 6 jaren waren dat er geen sneeuwbedekking van minstens 1 cm werd waargenomen in Ukkel (in 1921, 1923, 1950, 1961, 1989 en 2014). Als we ook de dagen waarop de sneeuwhoogte minder dan 1 cm was of de dagen dat er alleen maar sporen van sneeuw werden waargenomen, in rekening brengen, dan stellen we vast dat slechts twee keer geen sneeuw aan het oppervlak werd waargenomen: in 1989 en in 2014.

Als we daarentegen de evolutie doorheen de tijd van de maximale jaarlijkse sneeuwhoogte bestuderen, dan is merkbaar dat deze parameter eveneens een zeer grote variabiliteit van het ene jaar tot het andere jaar vertoont, en bovendien zonder enige significante trend. De hoogste sneeuwdiepte die ooit geregistreerd werd te Ukkel is 34 cm en deze werd op 29 en 30 november 1925 om 8 uur 's morgens gemeten.

Gezien de relatief lage frequentie van sneeuwval in Ukkel en de over het algemeen lage hoeveelheden sneeuw op de grond op deze locatie in het centrum van het land, is het zinvol om de gegevens van sneeuwbedekking te onderzoeken in gebieden waar sneeuw een meer voorkomend fenomeen is. Voor andere stations dan dat van Ukkel zijn de reeksen van sneeuwmetingen echter veel korter en vaak minder nauwkeurig. Twee complementaire reeksen zijn wel het vermelden waard omdat ze een goede illustratie bieden van de evolutie van sneeuw in de Ardennen. Van 1948 tot 2007 beschikken we over metingen van de sneeuwdiepte in het station van Saint-Hubert, dat toebehoort aan Skeyes en gelegen is op het Ardense plateau. Sinds 1976 beschikken we eveneens over sneeuwmetingen van het KMI-station te Mont-Rigi (Waimes), dat zich op het plateau van de Hoge Venen bevindt.

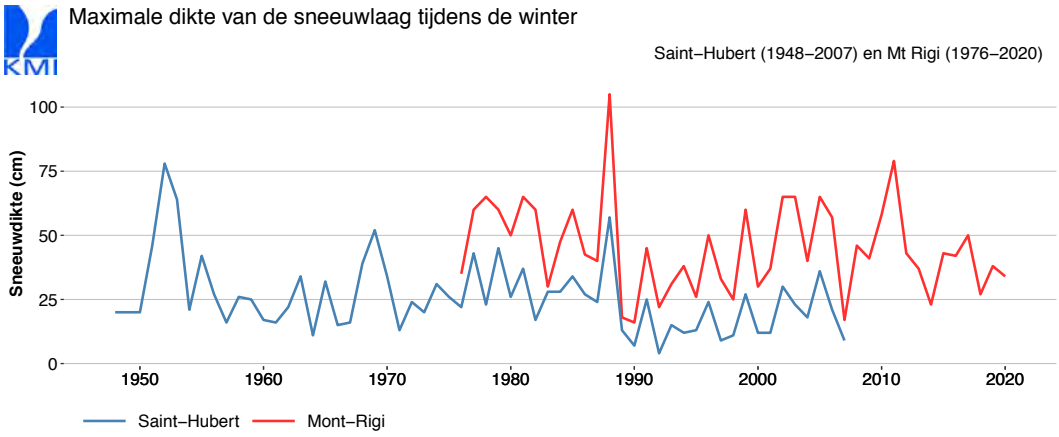
Figuur 1.17 toont het aantal dagen per winter sinds 1976 waarop in Mont-Rigi een sneeuwhoogte van minstens 10 cm werd waargenomen. Net als in Ukkel kan de zeer sterke interjaarlijkse variabiliteit van de parameter worden opgemerkt; de waarden variëren van 3 dagen tijdens de winter van 1989 en 2007 tot 85 dagen tijdens de winter van 1979. Na een periode gekenmerkt door veel sneeuw die zich doorzette van het einde van de jaren 1970 tot het midden van de jaren 1980 (de gouden eeuw voor langlaufers in de regio, met een gemiddelde van 57 dagen voor de parameter), gevolgd door een zeer duidelijke afname in de sneeuwbedekking in de jaren 1990, nemen we vanaf het midden van de jaren 2000 een opeenvolging van min of meer besneeuwde winters waar, maar zonder dezelfde sneeuwbedekking als deze van het begin van de periode (gemiddelde van 38 dagen voor het decennium 2010).



Figuur 1.17. Evolutie van het aantal dagen tijdens de winter met een sneeuwhoogte van minstens 10 cm in het station van Mont-Rigi tijdens de periode 1976-2020. De waarde voor een jaar stemmen overeen met de waarnemingen om 8 uur tussen 1 december van het voorgaande jaar en de laatste dag van februari van het aangegeven jaar. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 39,0 dagen per winter.

Figuur 1.18 toont vervolgens de maximale sneeuwhoogte in Saint-Hubert tijdens de winters van 1948 tot en met 2007 en de maximale sneeuwhoogte in Mont-Rigi voor de winters tussen 1976 en 2020. De maximale hoogte die tijdens elke winter wordt bereikt, vertoont ook hier een sterke variabiliteit van het ene jaar tot het andere. In Mont-Rigi werd een maximale sneeuwhoogte van 105 cm gemeten tijdens de winter van 1988, terwijl deze tijdens de winter van 1990 niet hoger was dan 16 cm. Het is duidelijk dat voor de periode waar voor beide stations metingen beschikbaar zijn, de relatieve evolutie van de parameter voor beide stations zeer gelijkaardig is. De maximale hoogtes die in Mont-Rigi worden geregistreerd, zijn groter dan deze in Saint-Hubert, hetgeen voornamelijk te wijten is aan de hogere ligging van het station (bijna 120 meter hoger).

Na de opwarming tijdens de jaren 1980 werd een belangrijke daling van de maximale sneeuwhoogte in het station van Saint-Hubert vastgesteld, in het bijzonder tijdens de jaren 1990. Voor Mont-Rigi is tijdens de jaren 1990 eveneens een sterke afname van de maximale sneeuwhoogte merkbaar, waarna zich vervolgens vanaf de jaren 2000 enkele winters voordeden met een hoge maximale sneeuwhoogte, meerbepaald rond 2010, hetgeen op zijn beurt gevolgd werd door een nieuwe afname tijdens de laatste winters.



Figuur 1.18. Evolutie van de maximale sneeuwhoogte (in cm) tijdens de winter in Saint-Hubert voor de periode 1948-2007 en in Mont-Rigi voor de periode 1976-2020. De waarden worden weergegeven voor het jaar dat overeenkomt met de maanden januari en februari van elke winter.

Op basis van de bestudeerde gegevens kunnen we besluiten dat de sneeuwbedekking in de Ardennen, na de opwarming sinds de late jaren 1980, sinds de jaren 1990 relatief laag en stabiel is gebleven. Vanaf het midden van de jaren 2000 lijkt de sneeuwbedekking echter een licht herstel te vertonen. Voor de hierboven geanalyseerde parameters stellen we voor de afgelopen decennia geen significante evolutie vast.

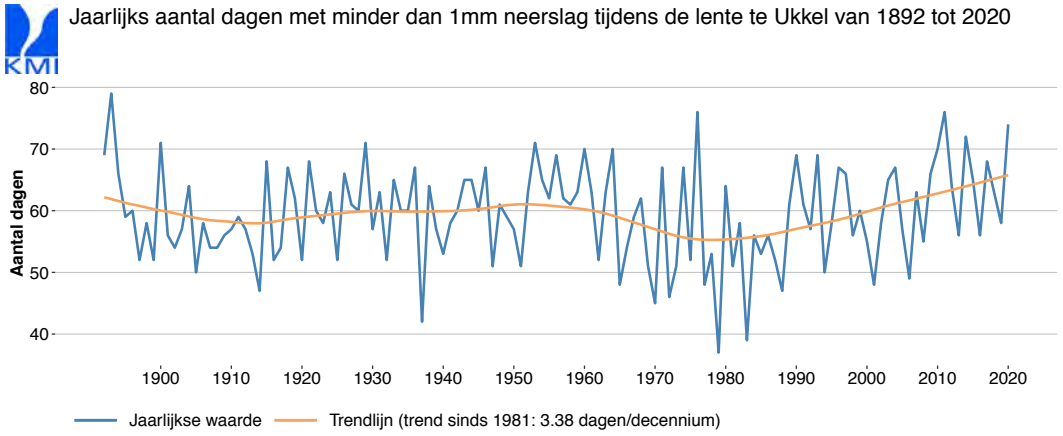
(f) Zijn er meer droogtes?

Een lange periode zonder of met slechts zeer weinig neerslag kan voor verschillende sectoren negatieve gevolgen hebben. Zo verstoort een neerslagtekort tijdens de winter bijvoorbeeld de goede voorziening van het grondwater. Tijdens de lente en de zomer veroorzaakt een tekort aan water lagere landbouwopbrengsten. Bovendien werkt langdurig droog weer tijdens de lente bosbranden in de hand, zoals soms het geval is in de Hoge Venen, maar ook op andere plaatsen, zoals in april 2020 in het natuurgebied van het domein De Liereman in de provincie Antwerpen.

Het is niet vanzelfsprekend om het begrip **droogte** op een eenvoudige en algemene manier te definiëren. Zoals hierboven werd geïllustreerd, is de betrokken sector hierbij van belang. Algemeen speelt het neerslagtekort dat zich voordoet gedurende een relatief lange periode een cruciale rol. Andere parameters (zoals wind, temperatuur, bodemvochtgehalte...) kunnen echter ook bijdragen om de ernst van een droogte te bepalen en de omvang van diens gevolgen te verklaren. We focussen hier op de **meteorologische droogte**, die uitsluitend wordt gekenmerkt door een neerslagtekort.

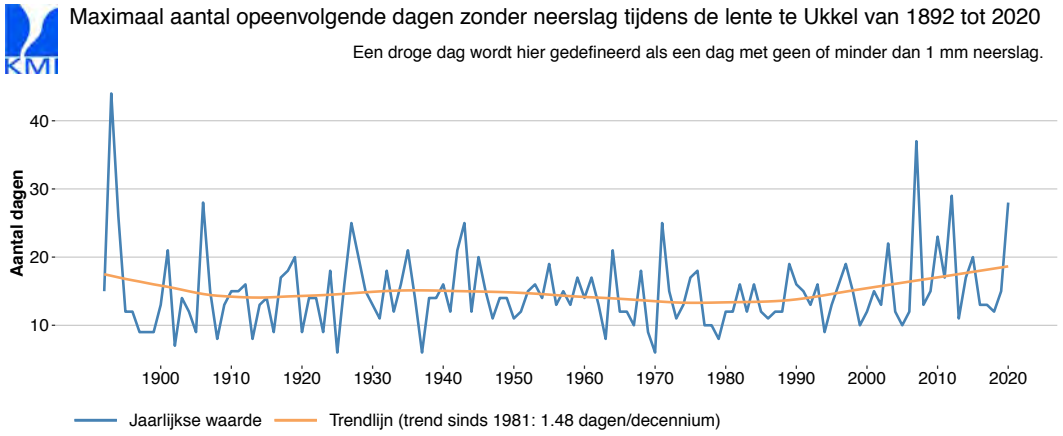
Vooraleer dieper in te gaan op de vraag omtrent de droogtes, bekijken we eerst het **aantal dagen** in Ukkel **zonder significante neerslag**[5] (ook wel droge dagen genoemd) sinds 1892 van naderbij. Op jaarbasis kan voor deze parameter geen significante trend vastgesteld worden. Wat betreft de seizoenen is voor de recente periode tijdens de lente een significante toenemende trend merkbaar (zie figuur 1.19): sinds 1981 is de toename +3,1 dagen per decennium. De andere seizoenen vertonen geen significante evolutie. Voor de winter is echter een zekere neerwaartse trend zichtbaar tijdens de laatste decennia, maar deze is niet groot genoeg om significant te zijn.

5 Onder "significante hoeveelheid neerslag" wordt hier een dagelijkse hoeveelheid neerslag van ten minste 1 mm verstaan. Dit laat toe om een "droge dag" te beschouwen als een dag waarop de hoeveelheid neerslag voldoende laag is zodanig dat het neerslagtotaal vrijwel verwaarloosbaar is voor verschillende activiteitsectoren.



Figuur 1.19. Evolutie van het aantal dagen zonder significante neerslag (dagelijkse hoeveelheden van minder dan 1 mm) tijdens de lente in Ukkel voor de periode 1892-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 59,3 dagen per lenteseizoen.

Laat ons nu focussen op de **droogteperiodes** (zie ook kader: Langdurige droogte tijdens de lente van 2020). Hiervoor wordt de duur van een droogte, gedefinieerd als een periode met opeenvolgende droge dagen (dagen zonder significante neerslag), onderzocht. Figuur 1.20 toont de evolutie van de langste droogteperiode die elk jaar tijdens de lente in Ukkel werd waargenomen. De langste droogteperiode gaat terug tot 1893, met 44 dagen, gevolgd door 2007 (37 dagen), 2012 (29), 1906 en 2020 (28). In 1893 begon de langste droogteperiode op 19 maart en deze duurde tot 1 mei. De trendanalyse wijst op een significante toename van deze parameter sinds 1981, met een gemiddelde toename van +1,5 dagen per decennium.



Figuur 1.20. Evolutie van de duur (in dagen) van de langste periode zonder significante dagelijkse neerslag (dagelijkse hoeveelheden van minder dan 1 mm) tijdens de lente in Ukkel, voor de periode 1892-2020. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 14,8 dagen tijdens de lente.

We hebben tevens de evolutie van de duur van de langste droogteperiode onderzocht voor andere seizoenen, voor het hele jaar en voor de periode april-september. Voor geen enkele van deze periodes vertoont de parameter een significante trend, behalve voor de winter, waar sinds 1981 een gemiddelde afname van -1,3 dagen per decennium wordt waargenomen.

Op basis van de onderzoeksresultaten kan geconcludeerd worden dat de maximale duur van de droogteperiodes de laatste decennia tijdens de lente is toegenomen. Dit resultaat in combinatie met de eerder genoemde vaststelling dat de totale hoeveelheid neerslag tijdens de lente sinds 1981 een significante dalende trend vertoont, laat ons toe om te besluiten dat de intensiteit van de droogtes tijdens de lente eveneens moet toegenomen zijn ten gevolge van de waargenomen opwarming in ons land sinds het einde van de jaren 1980. Een dergelijke evolutie kan, indien ze zich verderzet, nefaste gevolgen hebben, niet alleen voor de landbouw, maar ook bijvoorbeeld wat betreft de watervoorziening in bepaalde regio's van ons land.

Langdurige droogte tijdens de lente van 2020

De lente van 2020 was een zeer droge lente en de neerslaghoeveelheden tijdens de maanden april en mei waren uitzonderlijk laag. Het KMI volgde de evolutie van de verschillende meteorologische parameters die de droogte kenmerkten nauwgezet op.

Zeer droog

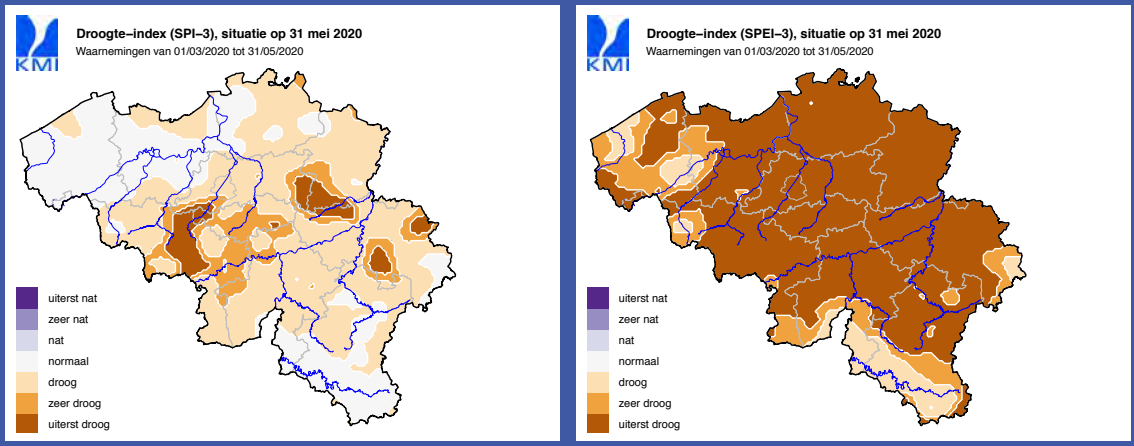
Sinds midden maart 2020 viel er in Ukkel tot het einde van de lente nauwelijks neerslag. De lentemaanden april en mei 2020 waren met een totaal van 24,4 mm neerslag de droogste maanden in Ukkel sinds het begin van de metingen in 1890. Voor de hele meteorologische lente 2020 (maart-april-mei) viel er in Ukkel in totaal 105,7 mm neerslag. Door de eerste natte helft van maart, eindigde de lente van 2020 op de vijfde plaats in het rijtje van droogste lentes sinds 1981, het begin van de referentieperiode van het huidige klimaat.

Ook elders in het land lagen de gemiddelde regionale neerslaghoeveelheden tijdens de lente onder de normale waarden en varieerden deze van ongeveer 50% van de normale in Haspengouw tot ongeveer 70% van de normale in Vlaanderen en in Belgisch Lotharingen.

Veel zon en een lage luchtvochtigheid zorgden voor veel verdamping

De drie lentemaanden van 2020 waren veel zonniger dan gemiddeld. Met maar liefst 740u 46min (normaal: 463u 58min) zonneschijn in Ukkel werd voor de lente van 2020 het hoogst aantal uren zonneschijn in Ukkel behaald. Het vorige record dateerde van de lente van 2011, met 707u 16min (zie ook verder 1.1.4. Zonnestraling).

Bovendien was de relatieve vochtigheid in april en mei vaak erg laag. Voor meer dan 25% van de tijd, was de gemiddelde dagelijkse vochtigheid in Ukkel lager dan 50%. Deze lage relatieve luchtvochtigheid en de uitbundige zonneschijn resulteerden in veel verdamping. Terwijl de cumulatieve neerslag tijdens de lentemaanden in vele streken nog dicht bij de normale waarde lag (weergegeven met Standard Precipitation Index, SPI-3, in de linkerfiguur kader 1.3), zien we toch relatief veel gebieden waar de droogte tijdens de lente zeer ernstig was wanneer we ook naar de verdamping kijken (weergegeven met de *Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index, SPEI-3*, rechterfiguur kader 1.3).



Figuur kader 1.3. Links: Droogte-index berekend voor de drie lentemaanden op basis van de neerslag (SPI-3); rechts: Droogte-index voor de drie lentemaanden wanneer ook de verdamping in rekening wordt genomen (SPEI-3).

Waarom was het zo droog?

De voornaamste reden voor het uitblijven van neerslag tijdens de lentemaanden van 2020 was een hardnekkig, geblokkeerd, atmosferisch patroon. De hogedrukgebieden kwamen zich vaker nestelen boven West-Europa en de Britse Eilanden, waardoor neerslagzones onze regio niet konden bereiken. De kans dat extreme weersomstandigheden, zoals de droogte van de lente 2020, zich in de toekomst vaker zullen voordoen wordt groter door de klimaatverandering (zie hoofdstuk 4.3.5. Droogte).

Er moet worden benadrukt dat voor andere sectoren die gevoelig zijn aan een neerslagtekort, bijkomende studies nodig zijn waarbij de evolutie van droogteperiodes beschreven wordt aan de hand van andere en meer aangepaste parameters. Voor de toevoer van diep grondwater moeten algemeen bijvoorbeeld neerslagtekorten voor langere perioden (gaan van een seizoen tot enkele jaren) worden geanalyseerd en daarom zijn in deze context de hier gedefinieerde droogte-indices niet van toepassing. Ook voor de landbouwsector maakt het in rekening brengen van de evolutie van andere parameters, zoals bijvoorbeeld de evapotranspiratie, het mogelijk om de hier beschreven resultaten te verfijnen.

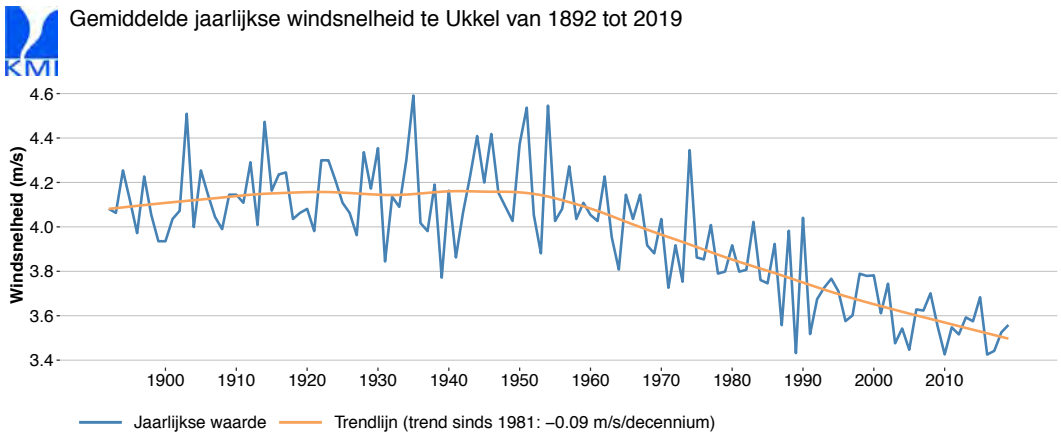
1.1.3. Wind

(a) Zijn er meer stormen?

De windmeting wordt beïnvloed door de kenmerken van de directe omgeving rond de mast van de anemometer (zoals bijvoorbeeld de aanwezigheid van obstakels die te dichtbij staan, zoals gebouwen of bomen), maar eveneens door de ruwheid en de topografie van de omgeving. Veranderingen in één van deze omgevingsfactoren kunnen de trendanalyse van de windmetingen bijgevolg bemoeilijken.

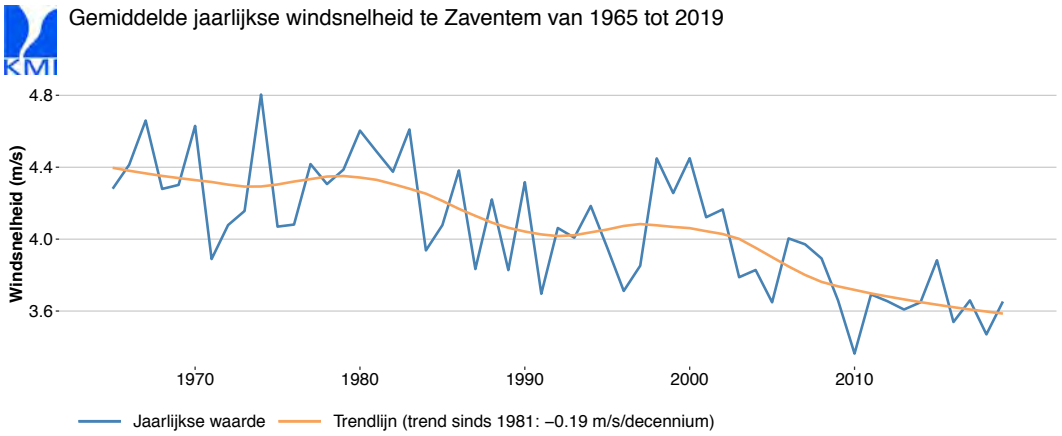
Laat ons eerst kijken naar de algemene evolutie van de windsnelheid. Figuur 1.21 toont de evolutie van de waargenomen gemiddelde jaarlijkse snelheid in Ukkel sinds 1892. Uit analyse van deze gegevens blijkt dat de gemiddelde windsnelheid in het Brusselse gewest tot ongeveer 1960 relatief stabiel is gebleven, en daarna is afgenomen. Tussen de jaren 1950 en 2010 is de gemiddelde windsnelheid met ongeveer 15% gedaald. Sinds 1981 wordt een significante neerwaartse trend waargenomen, met een gemiddelde daling van -0,1 m/s per decennium.

Deze trend moet echter met de nodige voorzichtigheid benaderd worden. Het station van Ukkel is immers niet erg geschikt voor een studie omtrent de evolutie van de wind, en dit door de aanpassingen van de gebouwen rond de site van het KMI en de ontwikkeling van de vegetatie op en rond de site. Ook het effect van veranderingen in het type van de anemometers in de loop van de tijd werd tot op heden nog niet in detail onderzocht. Een meer volledige studie van de evolutie van de wind in Ukkel, waarbij met deze factoren rekening wordt gehouden, moet dus nog gebeuren.



Figuur 1.21. Evolutie van de gemiddelde jaarlijkse windsnelheid (in m/s) in Ukkel voor de periode 1892-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 4,0 m/s.

Het is daarom interessant om de evolutie die in Ukkel wordt waargenomen te vergelijken met deze die op andere plaatsen in het land wordt vastgesteld. Windmetingen zijn beschikbaar voor andere stations, hetzij wel voor kortere periodes. Een KMI-studie onderzocht, naast de geschiedenis van de metingen, ook de kwaliteit van deze verschillende meetpunten (Delcloo and Tricot, 2007). Er kon worden vastgesteld dat de metingen op de luchthaven van Zaventem sinds het midden van de jaren 1960 relatief homogeen zijn. Figuur 1.22 toont de evolutie van de gemiddelde jaarlijkse windsnelheid op deze locatie sinds 1965. De windsnelheid is eerst relatief stabiel tot het begin van de jaren 1980. Daarna, halverwege de jaren 1980, treedt er een vrij abrupte daling op en halverwege de jaren 2000 lijkt een verdere daling op gang te komen. Sinds 1981 vertoont de gemiddelde windsnelheid op Zaventem een significante neerwaartse trend, met een daling van -0,2 m/s per decennium.



Figuur 1.22. Evolutie van de gemiddelde jaarlijkse windsnelheid (in m/s) in Zaventem, voor de periode 1965-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 4,1 m/s.

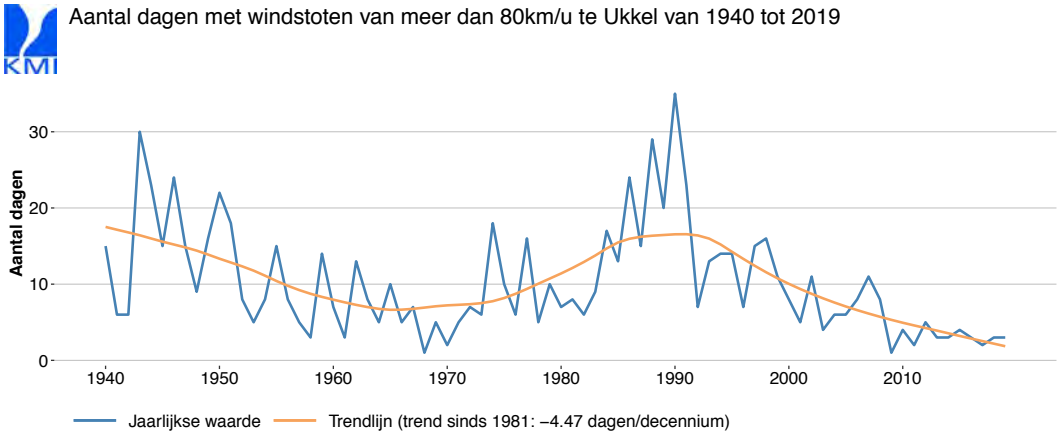
De laatste decennia is de evolutie van de windsnelheid in Zaventem relatief consistent met deze die waargenomen wordt in Ukkel en in het station van Saint-Hubert, waarvan de omgeving, net als die van Zaventem, relatief stabiel is gebleven sinds het midden van de jaren 1960. Er kan dus worden geconcludeerd dat de gemiddelde windsnelheid in ons land de laatste decennia een afnemende trend vertoont, en in het bijzonder sinds het begin van de 21e eeuw.

Wat betreft de evolutie van de windsnelheid in Ukkel op seizoenaal vlak, zien we sinds 1981, net zoals voor de gemiddelde jaarlijkse waarden, een significante dalende trend tijdens de winter, lente en herfst. De gemiddelde daling is voor de drie seizoenen ongeveer -0,1 m/s per decennium. Tijdens de zomer daarentegen vertoont de windsnelheid geen merkbare evolutie.

Een ander belangrijk aspect van de wind betreft de windstoten, die over het algemeen tussen oktober en april optreden en die soms aanzienlijke schade kunnen veroorzaken in ons land.

Een **stormdag** wordt gedefinieerd als een dag waarop de windstoten in een welbepaald station ten minste éénmaal de drempelwaarde van 80 km/u hebben overschreden.

Figuur 1.23 geeft de evolutie weer van het jaarlijkse aantal stormdagen in Ukkel sinds 1940. Uit de figuur blijkt dat de parameter varieert van enkele dagen tot meer dan 30 dagen per jaar. Op een schaal van meerdere jaren, is er ook een sterke variabiliteit zichtbaar: zo werden hoge jaarlijkse frequenties waargenomen rond 1947 en 1989 en bijzonder lage waarden rond 1968 en in de afgelopen 11 jaar. Trendanalyse wijst op een significante afname van deze parameter sinds 1981 (-4,5 dagen gemiddeld per decennium).



Figuur 1.23. Evolutie van het jaarlijkse aantal stormdagen (met windstoten boven 80 km/u) in Ukkel voor de periode 1940-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 10,2 dagen per jaar.

De analyse van windgegevens die beschikbaar zijn voor andere stations sinds het midden van de jaren 1980 toont hetzelfde resultaat als dat van Ukkel: het **aantal stormdagen** (volgens de hier gebruikte definitie) is de laatste 30 jaar niet toegenomen, maar vertoont eerder een dalende trend.

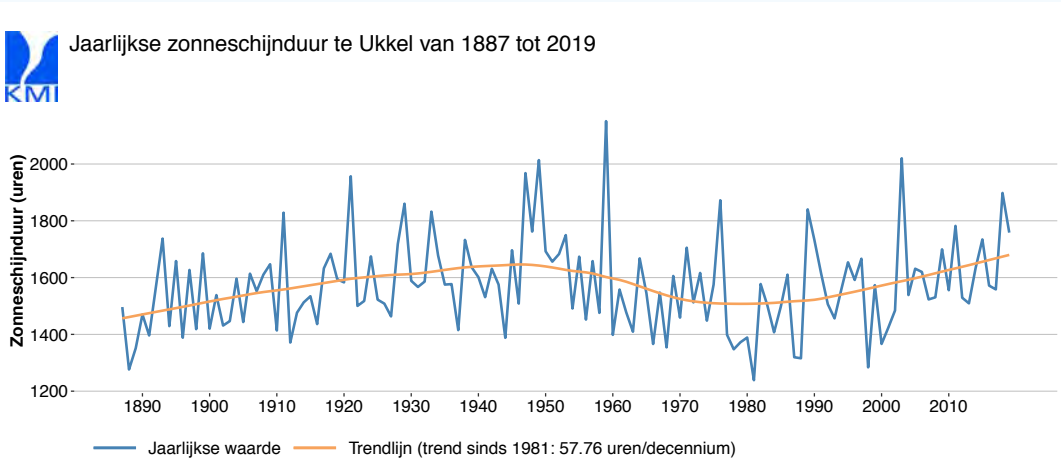
Dezelfde algemene stabiele trend geldt, ondanks de variabiliteit op een schaal van enkele jaren, ook voor de reeks van **jaarlijkse windstoten** die in Ukkel (sinds 1940) en andere stations (sinds 1985) werden opgetekend. Meer specifiek wordt vastgesteld dat, na een periode met algemeen hoge waarden tussen 1983 en 1990, de maximale windpieken relatief laag zijn gebleven. Op basis van alle resultaten kan geconcludeerd worden dat in ons land zowel de intensiteit van de stormen, als het aantal stormdagen de laatste drie decennia niet is toegenomen.

Tot slot kan worden opgemerkt dat tijdens de zomer, wanneer onweerscellen over ons land trekken, lokaal de winden soms ook zeer sterk kunnen zijn; in deze context herinneren we ons de ramp die het Pukkelpopfestival in augustus 2011 trof. Verder kunnen tornado's onder bepaalde omstandigheden ook onder onweerswolken ontstaan en soms aanzienlijke schade aanrichten, zoals bijvoorbeeld het geval was in Oostmalle in 1967 en in Léglise in 1982. Dit soort meteorologische verschijnselen wordt in ons land gemiddeld een paar keer per jaar waargenomen. Het KMI beschikt over veel informatie over tornado's die misschien al meer dan een eeuw in onze regio's voorkomen, maar alleen een grondige analyse en kwaliteitscontrole van deze informatie zou het eventueel mogelijk maken om in te schatten of dit extreem weersverschijnsel sinds het einde van de 19e eeuw in aantal is toegenomen. Een dergelijke studie is niet vanzelfsprekend, rekening houdende met het feit dat reeksen met homogene waarnemingen moeilijk op te stellen zijn.

1.1.4. Zonnestraling

(a) Is de zonneschijnduur veranderd?

De zonneschijnduur, uitgedrukt in uren zonlicht, wordt in Ukkel sinds 1887 gemeten. Deze parameter is sterk gerelateerd aan de bewolkingsgraad, één van de belangrijkste klimatologische parameters, maar tegelijkertijd relatief moeilijk waar te nemen. Figuur 1.24 toont de evolutie van de jaarlijkse zonneschijnduur sinds het begin van de metingen. Voor de gehele periode kan geen algemene trend vastgesteld worden. Op meerjaarlijkse schaal is er echter een grote variabiliteit met over het algemeen hoge waarden voor de periode van 1920 tot 1950 en vervolgens vanaf 2000, en over het algemeen lage waarden voor de periode van 1960 tot 1990. Sinds 1981 is er een significante toenemende trend in jaarlijkse zonneschijnduur, met een gemiddelde stijging van +58 uur zonneschijn per decennium.



Figuur 1.24. Evolutie van de jaarlijkse zonneschijnduur (in uren) in Ukkel voor de periode 1887-2019. De gemiddelde waarde van de parameter voor deze periode is 1572,0 uur per jaar.

Als we de seizoenale trends bekijken, dan zien we voor de lente, meer dan voor de andere seizoenen, clusters van relatief uitgesproken waarden met over het algemeen een bovengemiddelde zonneschijnduur tussen 1910 en 1960 en over het algemeen lagere waarden tussen 1960 en 1990. Sinds 1981 vertoont de zonneschijnduur tijdens de lente een significante toename van gemiddeld +35 uur zonneschijn per decennium.

Na de bijzonder zonnige zomer van 1976 waren de daaropvolgende tien zomers veel minder zonnig, met waarden die over het algemeen lager waren dan het seizoenale gemiddelde. Sinds de jaren 1990 ligt de zonneschijnduur tijdens de zomer eerder boven het seizoenale gemiddelde. Bovendien is er sinds 1981 een toenemende trend in de zomerse zonneschijnduur, met een gemiddelde stijging van +20 uur zonneschijn per decennium. De winter en de herfst vertonen echter geen significante trend.

Een andere interessante parameter om de evolutie van de zonneschijn te bestuderen is de hoeveelheid zonne-energie die het aardoppervlak bereikt. De globale zonnestraling op een horizontaal oppervlak wordt sinds 1951 in Ukkel gemeten. De evolutie ervan vertoont een trend die vergelijkbaar is met deze van de zonneschijnduur, met de laagste waarden in de jaren 1980 en vervolgens een significante toenemende trend, met een gemiddelde stijging van +42 $kWhm^{-2}$ per decennium sinds 1981.

Sinds de jaren 1980 lijkt de verbetering van de luchtkwaliteit in onze regio's, dankzij inspanningen om de uitstoot van luchtverontreinigende stoffen te verminderen, gedeeltelijk verantwoordelijk te zijn voor de toename in de zonne-energie die het aardoppervlak bereikt (Journée *et al.*, 2012). Een afname van de hoeveelheid aerosolen[6] in de atmosfeer zorgt ervoor dat meer zonnestraling het oppervlak bereikt, hetzij door een direct effect, hetzij door een afname in de bewolking ten gevolge van een afname van de beschikbare condensatiekernen die nodig zijn voor het vormen van wolken.

1.2. RUIMTELIJKE EVOLUTIE VAN HET BELGISCHE KLIMAAT

1.2.1. Inleiding

Temperatuur en neerslag zijn de best waargenomen en meest bestudeerde klimatologische variabelen. Ter aanvulling op de analyses die specifiek voor Ukkel werden uitgevoerd, richt het volgende onderdeel van dit hoofdstuk zich op de veranderingen in de jaarlijkse en seizoenale temperatuur en neerslag voor het hele land. In België dateert het klimatologisch netwerk van de jaren 1870. Sinds 1880 zijn er voor verschillende locaties in het land op continue en dagelijkse basis waarnemingen voor temperatuur en neerslag beschikbaar. In 1887 bestond het netwerk uit meer dan 200 neerslagstations, waardoor het het dichtste netwerk van Europa is (Lancaster, 1889).

Hoewel het oorspronkelijke doel van de waarnemingen van dit netwerk eruit bestond om de dagelijkse en seizoenale klimatologische variabiliteit op te volgen en de weersvoorspellingen te verbeteren, laten deze waarnemingen vandaag de dag toe om extreme klimatologische gebeurtenissen in een langetermijncontext te plaatsen, dragen ze bij aan onderzoek naar de detectie en attributie van klimaatveranderingen en leveren ze betere gegevens voor de evaluatie en kalibratie van globale en regionale klimaatmodellen.

Het ter beschikking hebben van lange reeksen van waarnemingen is essentieel voor het begrijpen van de klimaatvariabiliteit. Metingen die gedurende meer dan 50 jaar op dezelfde locatie zijn verricht, zijn echter zeer zeldzaam. Om lange gegevensreeksen op te bouwen, is het daarom soms nodig om kortere reeksen, afkomstig van verschillende maar geografisch gezien relatief nabijgelegen locaties, samen te voegen. De studie van de evolutie van het klimaat (trends, extrema, enz.) op basis van ruwe instrumentele gegevens levert echter een aantal specifieke problemen op. Naast de aanwezigheid van foutieve waarden in de meetreeks (een probleem dat inherent is aan elk meetsysteem), kunnen doorheen de tijd immers vele soorten veranderingen in de meetomstandigheden (zoals veranderingen in instrumenten of weerhutten, verplaatsing van de meetstations, veranderingen in de directe omgeving van de stations, enz.), maar eveneens veranderingen in waarnemingsprocedures (zoals bijvoorbeeld het uur van de meting), variaties in de meetreeks introduceren bovenop het klimaatsignaal dat we trachten te identificeren. Aangezien deze variaties van dezelfde grootte-orde kunnen zijn als het klimaatsignaal dat we trachten te identificeren, is het essentieel om fouten in de waargenomen gegevensreeksen op te sporen en te corrigeren. Statistische methoden kunnen worden gebruikt om deze niet-klimaatgerelateerde onderbrekingen in de homogeniteit te identificeren, door een vergelijking met reeksen die tot dezelfde klimaatzone behoren, en door de reeksen te corrigeren of te "homogeniseren" opdat het effect van de bovengenoemde veranderingen zoveel mogelijk uitgesloten wordt.

Het gebruik van gearchiveerde klimatologische bulletins op het KMI heeft toegelaten om tijdreeksen van gevalideerde en gehomogeniseerde temperatuur- en neerslagwaarnemingen op te stellen voor verschillende locaties in

6 Aerosolen of fijn stof zijn het geheel van vaste of vloeibare deeltjes die in een gas zweven. Aerosolen in de atmosfeer kunnen zowel van natuurlijke oorsprong (bijvoorbeeld pollen of zeezout) als van menselijke oorsprong zijn (bijvoorbeeld deeltjes die vrijkomen bij de verbranding van fossiele brandstoffen).

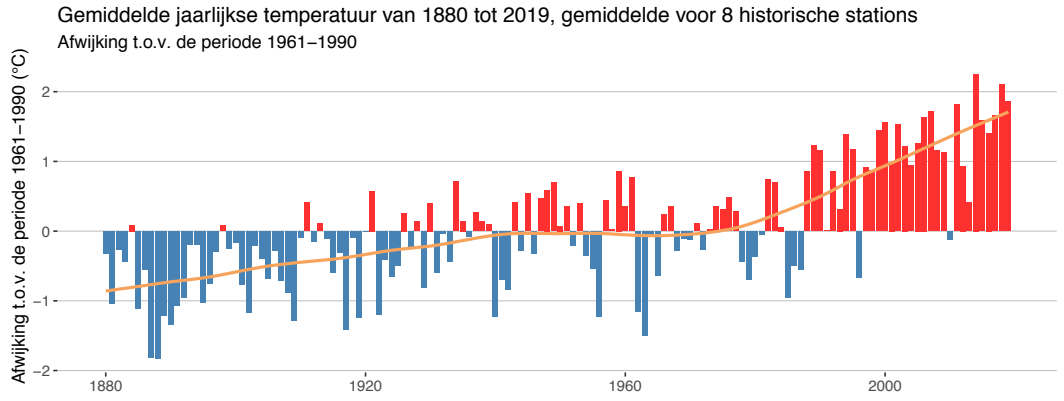
het land. Voor de temperatuur bestaan deze referentiereeksen uit 46 "lange reeksen" voor de periode 1954-2019 en 13 "historische reeksen" die beginnen voor 1931, waarvan er 8 beschikbaar zijn voor de volledige periode 1880-2019. Voor de neerslag werden voor de periode 1951-2019 110 lange referentiereeksen opgesteld, evenals 18 historische reeksen die uiterlijk in 1911 beginnen.

Op basis van metingen van individuele stations kunnen statistische methoden worden gebruikt om waarden af te leiden voor locaties in België die zelf geen meetstation hebben. Op die manier verkrijgen we de ruimtelijke verdeling en de evolutie van de temperatuur en de neerslag in België. Door de metingen voor heel België samen te nemen, kunnen de evoluties en veranderingen tevens voor verschillende regio's van het land of voor het hele land worden voorgesteld. Voor meer informatie hieromtrent (specifiek voor temperatuur) wordt de lezer verwezen naar de publicaties van Delvaux *et al.* (2015, 2019).

1.2.2. Evolutie van temperatuur

Sinds het einde van de 19e eeuw wordt in verschillende stations dagelijks de temperatuur waargenomen (maximum- en minimumtemperatuur). De metingen gebeuren om 8 uur 's morgens en bestrijken de laatste 24 uur. Een gemiddelde temperatuur kan dan worden geschat door het gemiddelde van de minimum- en maximumtemperatuur te berekenen.

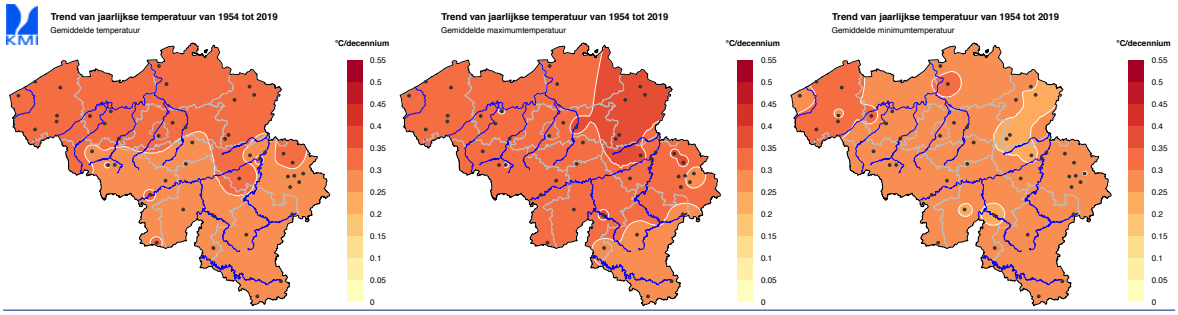
Als we het gemiddelde van de laatste 30 jaar (1990-2019) vergelijken met dat van de eerste 30 jaar (1880-1909), kan een toename tussen +1,8°C en +1,9°C in de jaarlijkse gemiddelde temperatuur voor België vastgesteld worden (zie figuur 1.25). Deze temperatuurstoename op basis van de 8 langste tijdreeksen (namelijk Oostende, Jalhay, Sint-Truiden, Ukkel, Antwerpen, Leopoldsburg, Gembloux en Stavelot) stemt overeen met de toename op basis van de tijdreeks van alleen Ukkel. Deze gemiddelde jaarlijkse opwarming wordt voornamelijk verklaard door de toename van de lente- en zomertemperaturen.



Figuur 1.25. Evolutie (afwijking t.o.v. de referentieperiode 1961-1990) van de jaarlijkse gemiddelde temperatuur van 1880 tot vandaag, verkregen door de meetgegevens van 8 historische stations (namelijk Oostende, Jalhay, Sint-Truiden, Ukkel, Antwerpen, Leopoldsburg, Gembloux en Stavelot) te combineren. (De evolutie van de jaarlijkse temperatuur die in sommige van de 8 historische stations werd geregistreerd, kan worden geraadpleegd op de KMI-website: https://www.meteo.be/nl/klimaat/waargenomen-klimatologische-trends/in-belgie).

Merk op dat de sterkte van de opwarming die hier voor Ukkel wordt verkregen op basis van de dagelijkse minimum- en maximumtemperatuurreeksen relatief vergelijkbaar is met de reeks vanaf 1833 op basis van maandelijks gemiddelde temperaturen (zie figuur 1.1 aan het begin van paragraaf 1.1.).

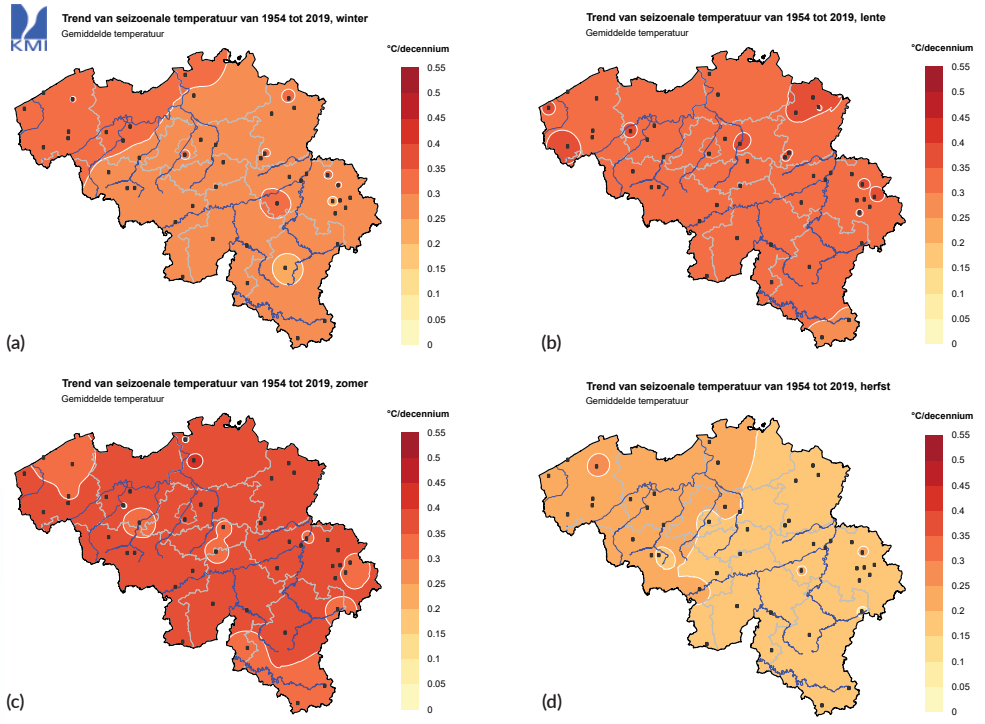
Wanneer alle beschikbare tijdreeksen, 46 in totaal, gebruikt worden, verkrijgen we een gehomogeniseerde tijdreeks voor de gemiddelde (Tm), maximum- (Tx) en minimumtemperatuur (Tn) over een periode van 1954 tot 2019. Voor deze periode vertoont de gehomogeniseerde reeks een jaarlijkse opwarming in België tussen +0,27°C en +0,33°C per decennium voor Tm (zie figuur 1.26 links), tussen +0,27°C en +0,38°C per decennium voor Tx (zie figuur 1.26 in het midden) en tussen +0,23°C en +0,32°C per decennium voor Tn (zie figuur 1.26 rechts). Deze trends zijn allemaal significant (d.w.z. statistisch verschillend van 0 voor het 95% significantie-niveau). Gemiddeld voor alle beschikbare reeksen bedraagt de opwarming +0,30°C per decennium voor Tm, +0,33°C voor Tx en +0,27°C voor Tn. Hoewel de ruimtelijke verschillen in België op vlak van de gemiddelde temperatuur relatief klein zijn, zijn er toch ruimtelijke verschillen merkbaar voor de maximum- en minimumtemperatuur. Zo bijvoorbeeld vertoont de Kempen de meest uitgesproken opwarming voor Tx en een relatief kleine opwarming voor Tn als jaargemiddelde.



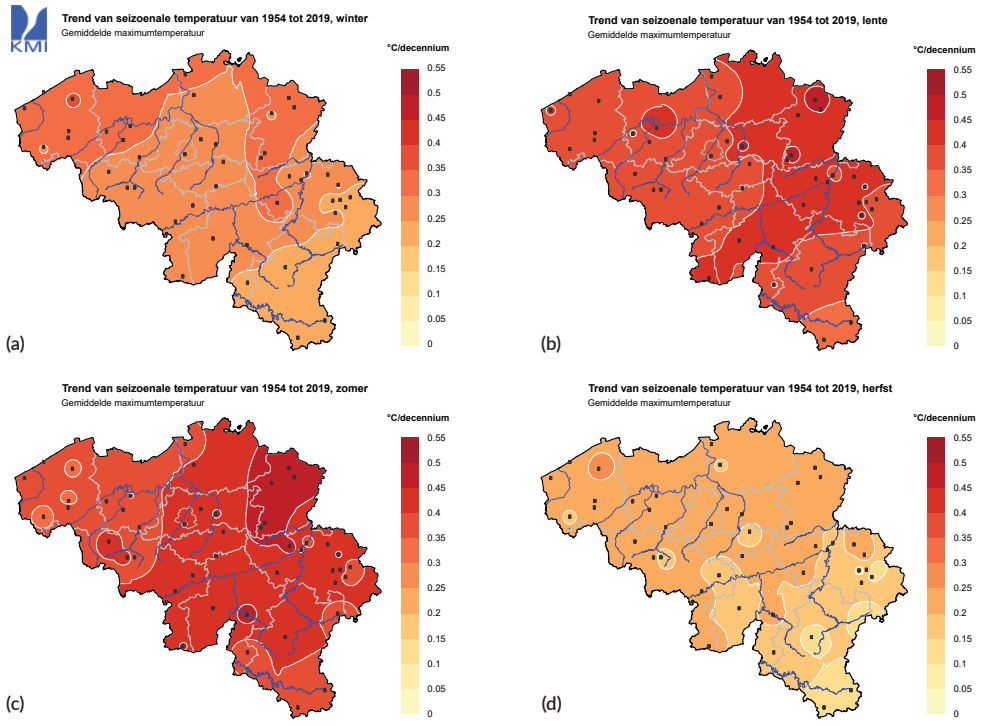
Figuur 1.26. Waargenomen veranderingen (in °C per decennium) van de jaarlijkse temperaturen in België voor de periode 1954-2019, op basis van lineaire trends. Links: gemiddelde temperatuur, Tm; midden: maximumtemperatuur, Tx, en rechts: minimumtemperatuur, Tn. Stations waarvoor de trends in de reeks significant zijn op het 95% betrouwbaarheidsniveau worden aangegeven met een zwarte stip.

Wat betreft de evolutie van de gemiddelde temperatuurreeksen voor de seizoenen zijn alle vermelde trends significant. Gemiddeld voor alle reeksen zijn de trends +0,34°C per decennium voor de lente (zie figuur 1.27 (b), individuele trends liggen tussen +0,29°C en +0,37°C per decennium) en +0,36°C per decennium voor de zomer (zie figuur 1.27 (c), individuele trends liggen tussen +0,33°C en +0,41°C per decennium). Het onderscheid tussen de twee seizoenen is niet significant en heeft deels te maken met de invloed van de hittegolven van de afgelopen jaren op de berekening van de zomertrends. De herfst is het seizoen dat de kleinste opwarmende trend vertoont, met +0,20°C per decennium (zie figuur 1.27 (d), individuele trends liggen tussen +0,15°C en +0,27°C per decennium), terwijl de winterse opwarming gemiddeld +0,29°C per decennium bedraagt voor alle beschikbare reeksen (zie figuur 1.27 (a), individuele trends liggen tussen +0,23°C en +0,35°C per decennium).

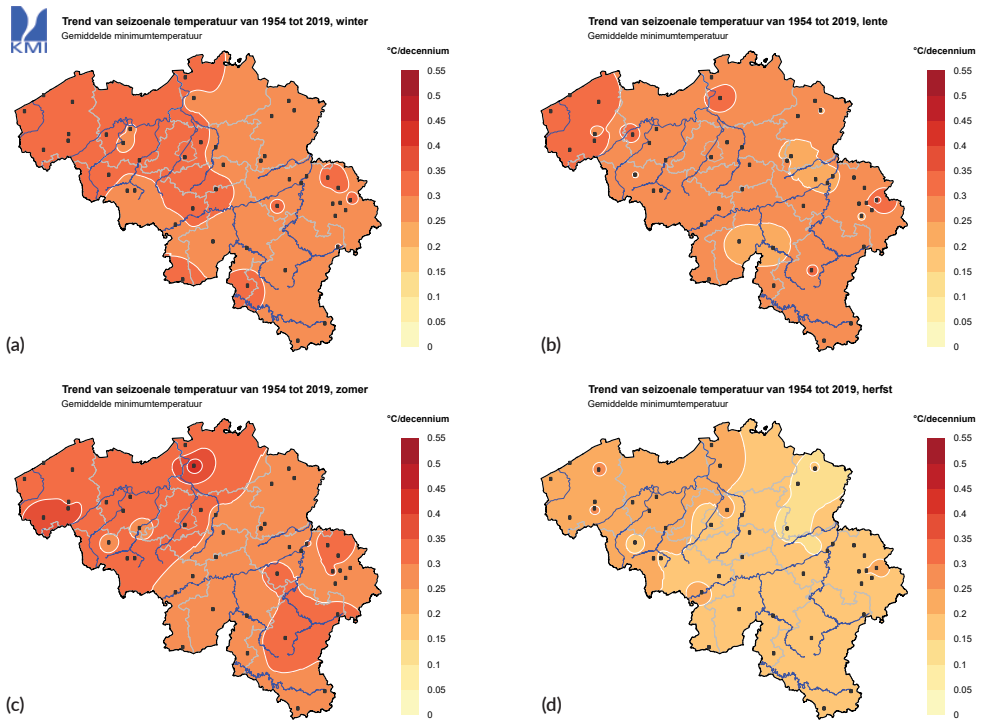
Hoewel er geen grote ruimtelijke verschillen kunnen worden waargenomen in de seizoenale gemiddelde temperaturen (zie figuur 1.27), vertonen sommige regio's voor de dagelijkse maximum- en minimumtemperatuur toch sterkere trends dan andere regio's (zie de figuren 1.28 en 1.29). Zo is er een duidelijk contrast tussen enerzijds de uitgesproken stijging van de maximumtemperatuur, Tx, tijdens de zomer in de Kempen (zie figuur 1.28 (c)) en anderzijds de zeer zwakke stijgende trend in de Kempen voor de minimumtemperatuur, Tn, tijdens de herfst (zie figuur 1.29 (d)).



Figuur 1.27. Seizoenale trends van de gemiddelde temperatuur, Tm, in °C per decennium, voor de periode 1954-2019. (a) winter, (b) lente, (c) zomer en (d) herfst. Stations waarvoor de trends in de reeks significant zijn op het 95% betrouwbaarheidsniveau worden aangegeven met een zwarte stip.



Figuur 1.28. Seizoenale trends van de maximumtemperatuur, Tx, in °C per decennium, voor de periode 1954-2019. (a) winter, (b) lente, (c) zomer en (d) herfst. Stations waarvoor de trends in de reeks significant zijn op het 95% betrouwbaarheidsniveau worden aangegeven met een zwarte stip.



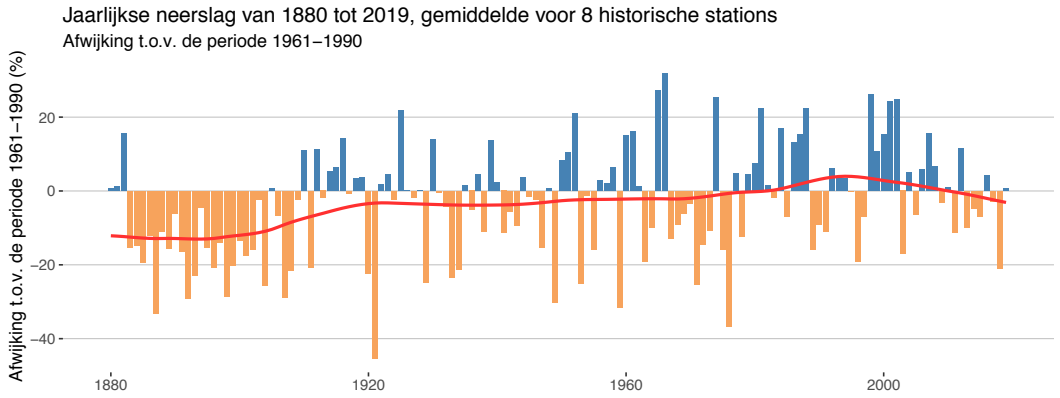
Figuur 1.29. Seizoenale trends in minimumtemperatuur, Tn, in °C per decennium, voor de periode 1954-2019. (a) winter, (b) lente, (c) zomer en (d) herfst. Stations waarvoor de trends in de reeks significant zijn op het 95% betrouwbaarheidsniveau worden aangegeven met een zwarte stip.

1.2.3. Evolutie van de neerslag

Figuur 1.30 toont de gemiddelde evolutie van de neerslag in België sinds 1880, verkregen door de meetgegevens te combineren van de 8 historische stations die ook gebruikt werden voor de jaarlijkse gemiddelde temperatuur (zie figuur 1.25). De figuur geeft de gemiddelde jaartotalen weer als afwijkingen (in %) t.o.v. het gemiddelde voor de referentieperiode 1961-1990.

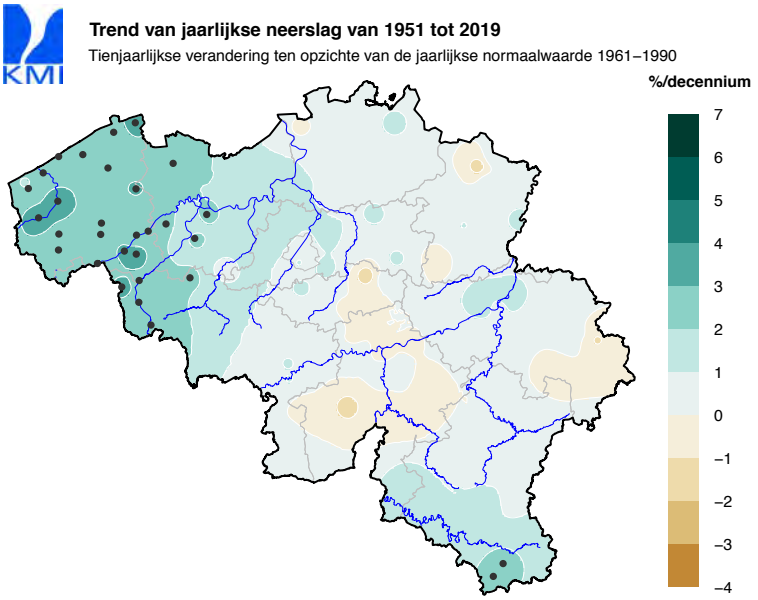
Als we het gemiddelde van de laatste 30 jaar (1990-2019) vergelijken met dat van de eerste 30 jaar (1880-1909), zien we een gemiddelde toename van de neerslag van ongeveer 15%. Zoals blijkt uit figuur 1.30 is deze trend voornamelijk het gevolg van de droge periode 1883-1909. De decennia 1980, 1990 en 2000 kenden voornamelijk natte jaren. De jaren 2010 waren dan weer grotendeels droge jaren.

De weergave van de gemiddelde neerslag in België kan belangrijke regionale verschillen verbergen. Om het maximaal aantal beschikbare tijdreeksen te gebruiken, bestrijkt de ruimtelijke analyse van de jaarlijkse en seizoenale trends (zie figuren 1.31 en 1.32) de periode 1951-2019 (110 tijdreeksen). Aangezien de jaarlijkse neerslagtotalen over het land met een factor één tot twee kunnen variëren (d.w.z. van 740 mm/jaar in het noordelijke deel van Haspengouw tot meer dan 1400 mm/jaar in de Hoge Venen), worden de trends in de figuren 1.31 en 1.32 uitgedrukt als een percentage per decennium.



Figuur 1.30. Evolutie (procentuele afwijkingen van de jaartotalen ten opzichte van het gemiddelde van de referentieperiode 1961-1990) van de neerslag in België van 1880 tot heden, verkregen door de meetgegevens van 8 historische stations (namelijk Oostende, Jalhay, Sint-Truiden, Ukkel, Antwerpen, Leopoldsburg, Gembloux en Stavelot) te combineren. (De evolutie van de jaarlijkse neerslag die op sommige van de 8 historische stations werd geregistreerd, kan worden geraadpleegd op de KMI-website: https://www.meteo.be/nl/klimaat/waargenomen-klimatologische-trends/in-belgie).

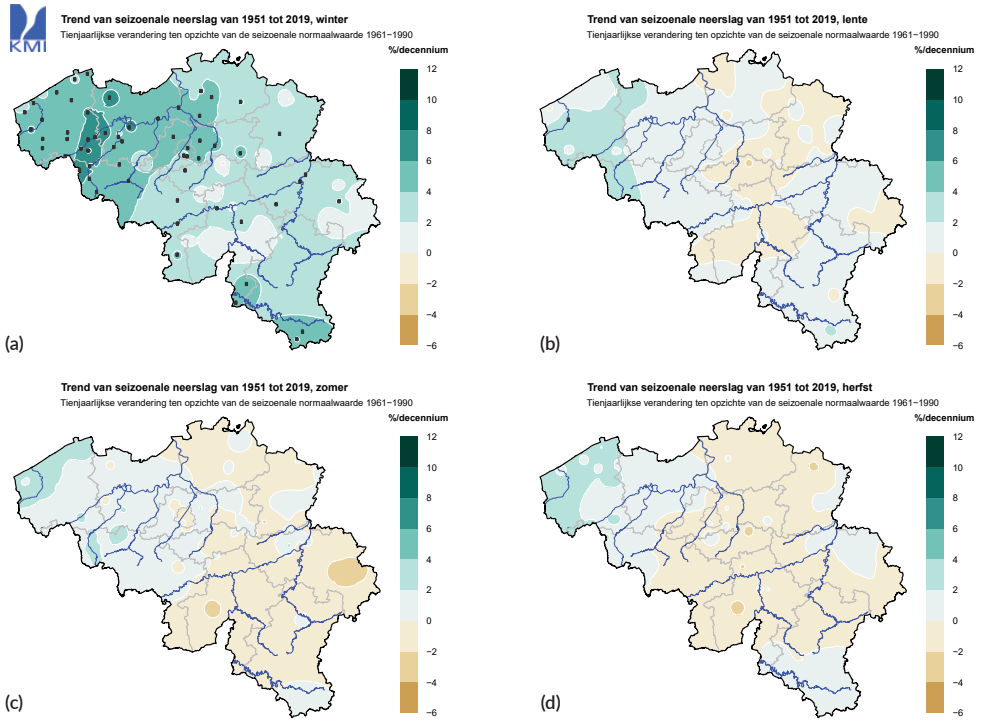
Voor elke reeks werden de procentuele maandelijkse neerslagafwijkingen berekend door de maandelijkse normaalwaarde (voor de periode 1961-1990) af te trekken van de werkelijke maandelijkse neerslaghoeveelheid, en vervolgens het resultaat te delen door de normaalwaarde en te vermenigvuldigen met 100. Voor het verkrijgen van jaarlijkse afwijkingen worden de maandelijkse neerslaghoeveelheden en maandelijkse normalen voor de twaalf maanden (januari tot december) opgeteld, terwijl de seizoenale afwijkingen berekend werden door volgende maanden op te tellen: winter (december van het voorgaande jaar, januari, februari), lente (maart, april, mei), zomer (juni, juli, augustus) en herfst (september, oktober, november).



Figuur 1.31. Waargenomen veranderingen in genormaliseerde jaarlijkse neerslag (% per decennium) voor de periode 1951-2019, gebaseerd op lineaire trends. Stations waarvoor de trends in de reeks significant zijn op het 95% betrouwbaarheidsniveau worden aangegeven met een zwarte stip.

De gehomogeniseerde reeksen tonen algemeen een verandering voor de jaarlijkse neerslagtotalen tussen -1,8% en +3,8% per decennium voor de genormaliseerde neerslag (zie figuur 1.31). Gemiddeld genomen is de genormaliseerde neerslag voor de gehele reeks met +1,1% per decennium toegenomen, maar deze toename is over het algemeen niet statistisch significant. Zoals blijkt uit figuur 1.31 is de toename van de jaarlijkse neerslag voor de periode 1951-2019 immers alleen statistisch significant voor de Polderregio, de Zandstreek en Zandleemstreek in Vlaanderen en de Gaumestreek.

In de 4 regio's waar de jaarlijkse neerslag significant is toegenomen, kan er ook een toename van de seizoenale neerslag vastgesteld worden, maar alleen voor de winter is deze significant (zie figuur 1.32 (a)), met uitzondering van de +4% toename per decennium tijdens de lente in het station van Diksmuide in de Polders (zie figuur 1.32 (b)). Dit is echter niet het geval voor de andere regio's van het land (zie figuur 1.32). Zo wordt bijvoorbeeld de meest uitgesproken (niet-significante) afname van de genormaliseerde neerslag waargenomen in de Hoge Venen tijdens de zomerperiode (zie figuur 1.32 (c)). Gemiddeld voor alle reeksen vinden de meest opvallende veranderingen in het neerslagpatroon plaats tijdens de winter met een gemiddelde toename van +3,7% per decennium (t.o.v. +0,7% in de lente, +0,2% in de zomer en +0,1% in de herfst), maar al deze gemiddelde trends zijn niet significant. Het gebied waar de laatste jaren droogteperiodes, gelinkt aan een neerslagafname buiten de winterperiode, werden waargenomen, breidt zich uit.



Figuur 1.32. Waargenomen veranderingen in genormaliseerde seizoenale neerslag (% per decennium) voor de periode 1951-2019, gebaseerd op lineaire trends. (a) winter, (b) lente, (c) zomer en (d) herfst. Stations waarvoor de trends in de serie significant zijn op het 95% betrouwbaarheidsniveau worden aangegeven met een zwarte stip.

REFERENTIES

Delcloo, A. and Tricot, Ch.: Reference meteorological stations and wind data. In "Improved prediction of wind power in Belgium", project CP/54 SPSD II (Y. Cabooter et al.), Final Report, published by the Belgian Science Policy (Belspo), 11-62, 2007.

Delvaux, C., Journée, M. and Bertrand, C.: The FORBIO Climate data set for climate analyses. Advances in Science and Research, 12, 103-109, doi: 10.5194/asr-12-103-2015, 2015.

Delvaux, C., Ingels, R., Vrabel, V., Journée, M. and Bertrand C.: Quality control and homogenization of the Belgian historical temperature data. Int. J. Climatol., 39, 157-171, doi: 10.1002/joc.5792, 2019.

Journée, M., Müller, R. and Bertrand, C.: Solar resource assessment in the Benelux by merging Meteosat-derived climate data and ground measurements. Solar Energy, 86, 3561-3574, doi: 10.1016/j.solener.2012.06.023, 2012.

Lancaster, A.: Le réseau pluviométrique belge. Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, III, 139-144, 1889.

HOOFDSTUK 2 | Waarnemingen

INLEIDING

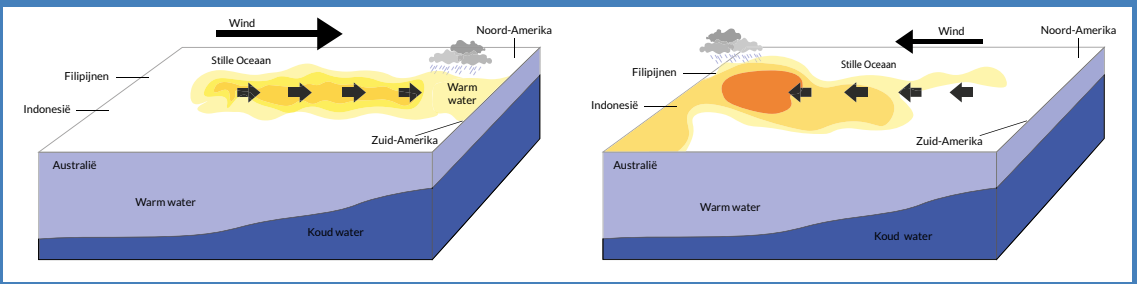
De menselijke uitstoot van broeikasgassen en de toenemende concentraties aan aerosolen verstoren de natuurlijke **stralingsbalans van de aarde**. In tegenstelling tot de uitstoot van broeikasgassen, die een langdurig opwarmend effect heeft, kunnen toenemende concentraties aan aerosolen voor een kortstondig afkoelend effect zorgen (Hansen *et al.*, 2011). In de periode tussen de El Niño (zie kader) gebeurtenissen van 1997 en 2014 toont de evolutie van de globale gemiddelde temperatuur een minder sterke toename (zie figuur 2.1, en Trenberth and Fasullo, 2013), hetgeen gelinkt kan worden aan toenemende luchtvervuiling in Zuidoost-Azië (Sogacheva *et al.*, 2020).

El Niño en la Niña

El Niño is een terugkerend meteorologisch fenomeen dat gepaard gaat met een ongewone opwarming van het oppervlaktewater in het oostelijk deel van de Stille Oceaan (ten westen van Peru). Dit fenomeen hangt samen met een patroon van luchtdrukwijzigingen boven de Stille en de Indische Oceaan, de zogenaamde *El Niño Southern Oscillation (ENSO)*.

Tijdens normale omstandigheden (zie figuur kader 2.1 rechts) zorgen de (westwaarts gerichte) passaatwinden voor een opstuwing van warm oppervlaktewater in het westelijke deel van de Stille Oceaan, en voor een opstuwing van koud dieptewater dat in het oostelijke deel van de oceaan (ten westen van Peru) aan de oppervlakte komt. Tijdens een El Niño (zie figuur kader 2.1 links) zwakken deze passaatwinden af, of vallen ze stil. Hierdoor keert het opgestuwde warme water terug oostwaarts, en valt in het oostelijk deel van de Stille Oceaan de opwaartse stroom van koud zeewater vanuit de diepte stil. Er is dan sprake van een opwarming van het oppervlaktewater in een brede strook ten westen van Peru waarbij het zeewater veel warmer is dan normaal.

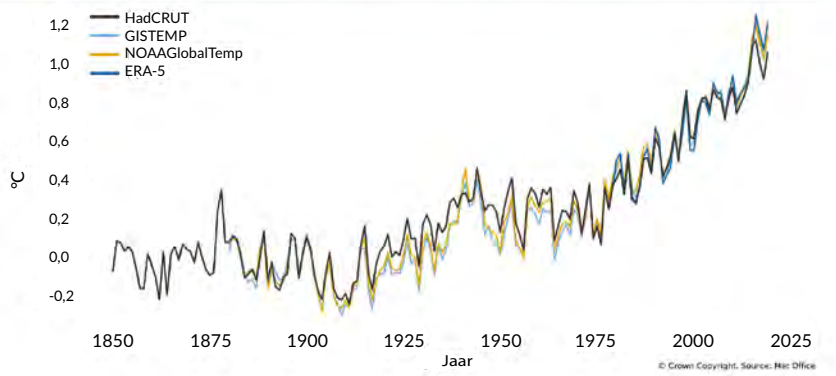
Deze verandering in zeewatertemperatuur boven de Stille Oceaan heeft een rechtstreekse invloed op de luchtstroming in de regio en op het klimaat in de landen nabij de evenaar. Zo gaat een El Niño gepaard met droogte in gebieden ten oosten van Indonesië en Australië, terwijl de westkust van Zuid-Amerika meer regenval (en mogelijks overstromingen) ondervindt. Wanneer de westwaarts gerichte passaatwinden veel sterker zijn dan normaal, doet zich een omgekeerde situatie voor, La Niña genaamd. De opwaartse stroom van koud dieptewater dat in het oostelijke gedeelte aan de oppervlakte komt is dan veel sterker, waardoor het oppervlaktewater er veel kouder is dan normaal[1].



Figuur kader 2.1. Links: Ongewone opwarming van het oppervlaktewater in het oostelijk deel van de Stille Oceaan tijdens El Niño; rechts: normale omstandigheden.

1 https://www.nationalgeographic.org/encyclopedia/el-nino/; https://www.theguardian.com/environment/2015/mar/05/what-is-el-nino

Sinds de Chinese regering in 2013 doorgedreven maatregelen heeft genomen (Jin *et al.*, 2016; Loeb *et al.*, 2018), en de luchtvervuiling opnieuw is afgenomen, is de **globale opwarming** versneld. Juli 2019 was globaal de warmste maand sinds het begin van de waarnemingen 140 jaar geleden, en het Arctisch zee-ijs bereikte het op één-na-laagste niveau ooit (NOAA, 2019). Kortom, het tijdelijke afkoelend effect van de aerosolen weegt niet op tegen het opwarmende effect ten gevolge van de continue uitstoot aan broeikasgassen.

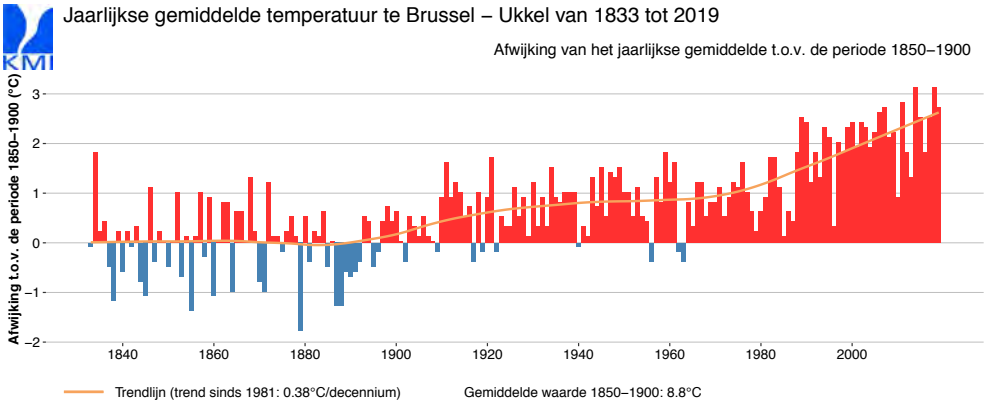


Figuur 2.1. Waargenomen afwijking van de globale gemiddelde oppervlaktetemperatuur voor de periode 1850-2019 t.o.v. het gemiddelde van 1850-1900.

Zoals zichtbaar in figuur 2.1 is de globale jaarlijkse gemiddelde opwarming voor 2019 ongeveer 1,1°C (t.o.v. de pre-industriële periode 1850-1900). De trendanalyses zoals beschreven in het voorgaande hoofdstuk (hoofdstuk 1: De evolutie van het klimaat in België) tonen dat ook in België de opwarming plaatsgrijpt.

Verschil globale opwarming versus opwarming in Ukkel

Zoals zichtbaar op onderstaande figuur (figuur kader 2.2) was het in 2019 in Sint-Joost-ten-Node/Ukkel gemiddeld 2,7°C warmer dan tijdens de periode 1850-1900. Waarom warmt het globaal (+1,1°C) gemiddeld minder op dan in Ukkel (+2,7°C)? De globale opwarming van +1,1°C weerspiegelt de opwarming van zowel de oceanen als het landoppervlak. De oceanen (zowat 70% van het aardoppervlak) vormen een enorme buffer voor de globale opwarming. Van de extra warmte veroorzaakt door de aanwezigheid van broeikasgassen in de atmosfeer wordt meer dan 90% opgeslaan in de oceanen. De oceanen warmen hierdoor ook op, maar door hun enorme massa verloopt de opwarming ervan veel trager dan deze van de luchttemperatuur boven land, zoals bijvoorbeeld in Ukkel (water heeft een grotere warmtecapaciteit dan lucht).



Figuur kader 2.2. Evolutie van de jaarlijkse gemiddelde temperatuur te Sint-Joost-ten-Node/Ukkel voor de periode 1833-2019. De jaarlijkse waarden stemmen overeen met de afwijking (in °C) t.o.v. de gemiddelde waarde voor de periode 1850-1900 (8,8°C). De jaarlijkse gemiddelde temperatuur voor de periode 1833-2019 is 9,5°C.

Om te begrijpen waarom deze temperatuurstijgingen plaatsvinden, en om zo goed mogelijk te kunnen voorspellen hoe de temperatuur en ons klimaat in de toekomst zullen evolueren, is het belangrijk om de temperatuurveranderingen zo goed mogelijk waar te nemen en te interpreteren.

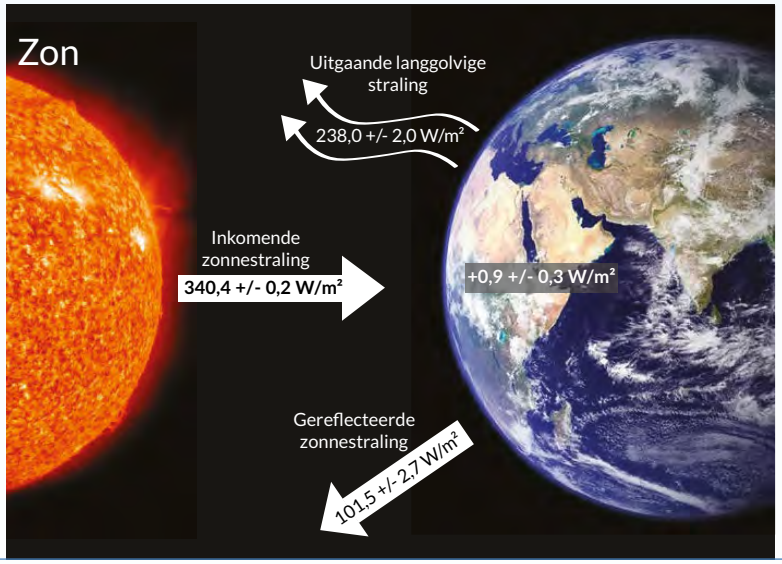
Dit hoofdstuk biedt daarom een overzicht van de verschillende waarnemingen en het wetenschappelijk werk aan het KMI die bijdragen tot een beter begip van de mechanismen gelinkt aan de klimaatverandering: waarnemingen van de stralingsfluxen aan de top van atmosfeer, en waarnemingen van ozon, uv-straling, waterdamp en aerosolen, zowel in Ukkel als in Antarctica.

2.1. STRALINGSBALANS VAN DE AARDE

2.1.1. Hoe bepaalt de stralingsbalans het klimaat op aarde?

Reeds sinds 2003 staat het KMI in voor de gegevensverwerking en analyse van de dagelijkse variatie van de uitgaande straling van de aarde. Deze gegevens worden gemeten door het *Geostationary Earth Radiation Budget (GERB)*-satellietinstrument dat deel uitmaakt van de zogenaamde geostationaire Meteosat tweede generatie meteorologische satellieten. Op die manier dragen KMI-wetenschappers bij tot een goed begrip van de veranderingen in de stralingsbalans en de afzonderlijke stralingsfluxen op aarde. Hieronder worden een aantal resultaten van dit wetenschappelijk werk voorgesteld, hetgeen belangrijk is om het klimaat op aarde en de klimaatverandering beter te begrijpen.

De stralingsbalans van de aarde beschrijft het verschil tussen de inkomende zonnestraling (of energie) en de uitgaande aardse straling naar de ruimte. Wanneer er een klein verschil is tussen deze inkomende en uitgaande energie, zijn de stralingsfluxen niet in balans. Dit onevenwicht is de motor van de klimaatverandering. Figuur 2.2 toont de globale jaargemiddelde stralingsbalans-componenten (Dewitte and Clerbaux, 2017). De waarneming van de stralingsfluxen, waartoe wetenschappers van het KMI bijdragen, maken deel uit van de essentiële klimaatvariabelen (in het *Engels Essential Climate Variables*, *ECV*) en het monitoren van de stralingsbalans van de aarde is van fundamenteel belang voor het begrijpen van de klimaatverandering (von Schuckmann *et al.*, 2016). Het concept van ECV werd door de Wereld Meteorologische Organisatie (WMO) ontwikkeld om via waarnemingen het klimaat en diens variabiliteit in het verleden, heden en toekomst beter te begrijpen (WMO GCOS, 2016).



Figuur 2.2. Globale gemiddelden van de drie componenten van de stralingsbalans van de aarde: de inkomende zonnestraling, de gereflecteerde zonnestraling, en de uitgaande langgolvige straling.

(a) Gemiddelde temperatuur op aarde

Het klimaat op aarde wordt bepaald door het evenwicht tussen de stralingsfluxen aan de top van de atmosfeer, beschreven door de stralingsbalans van de aarde. De aarde ontvangt energie van de zon in de vorm van straling, en verliest energie aan de ruimte in de vorm van gereflecteerde zonnestraling en uitgezonden thermische straling. Onderzoekers van het KMI en de VUB maakten een schatting van de jaarlijkse gemiddelde stralingsfluxen die de stralingsbalans van de aarde bepalen (Dewitte and Clerbaux, 2017; Dewitte *et al.*, 2019). De stralingsfluxen samen met de onzekerheden zijn weergegeven op figuur 2.2:

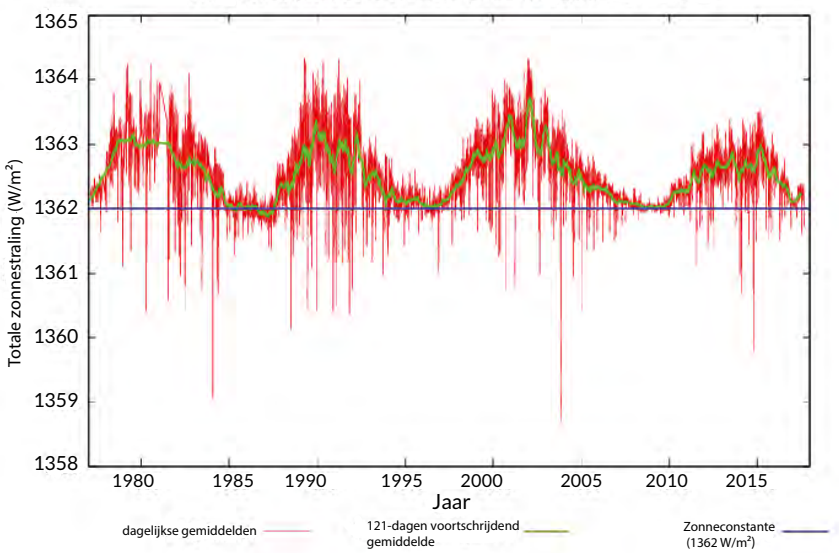
1. **de inkomende zonnestraling** van 340,2 ± 0,2 W/m^2;
2. **de gereflecteerde zonnestraling** van 101,5 ± 2,7 W/m^2;
3. **de uitgezonden thermische of uitgaande langgolvige straling** van 238,0 ± 2,0 W/m^2.

De globale verdeling van de stralingsfluxen wordt hieronder weergegeven en beschreven. Het verschil tussen deze stralingsfluxen geeft bovendien een schatting van de netto-opwarming.

Voor een klimaat in evenwicht is de inkomende straling afkomstig van de zon gelijk aan de uitgaande straling (1)=(2)+(3), waarbij de uitgaande langgolvige straling (3) gelinkt is aan de effectieve stralingstemperatuur van de aarde. Zo weerspiegelt de stralingsbalans van de aarde de gemiddelde temperatuur van de aarde.

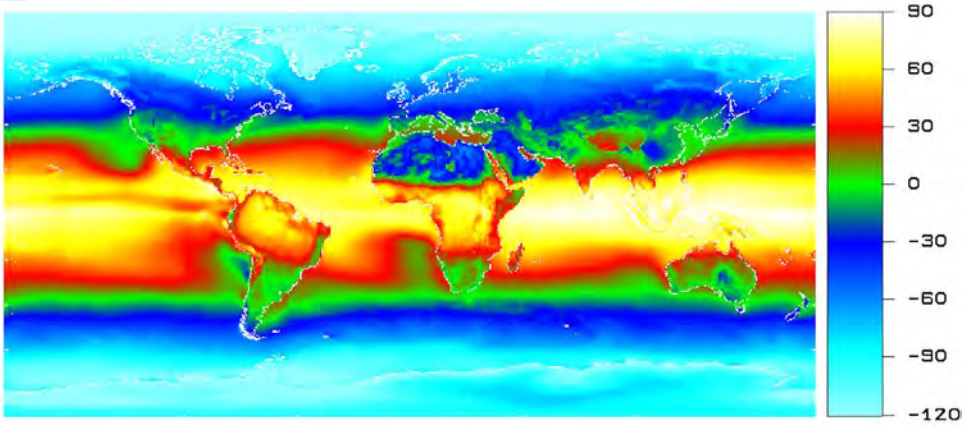
(b) Algemene circulatie van atmosfeer en oceaan

Alle atmosferische en oceanische processen worden gedreven door zonne-energie, die de aarde bereikt in de vorm van straling. De zonneactiviteit is verantwoordelijk voor kleine variaties in deze energie. Zoals zichtbaar op figuur 2.3, varieert de zonnestraling die invalt op de aarde volgens de elfjarige cyclus van zonneactiviteit (Dewitte and Nevens, 2016).



Figuur 2.3. Variatie van de totale zonnestraling volgens Dewitte en Nevens (2016). De rode lijn geeft de dagelijkse gemiddelde waarde weer, de groene lijn toont het 121-dagen voortschrijdend gemiddelde (voor een duidelijkere visualisatie) en de blauwe lijn duidt de waarde van de zonneconstante aan (1362 W/m²).

Figuur 2.4 toont de jaarlijkse gemiddelde netto-inkomende straling aan de top van de atmosfeer. Aan de evenaar is de inkomende zonnestraling groter dan aan de polen, waar de zonnestraling onder een lagere invalshoek de aarde bereikt. De gradiënt van de totale uitgaande straling van de evenaar naar de polen is minder sterk dan de gradiënt van de inkomende zonnestraling. Dit resulteert in een netto-energiewinst van de aarde ter hoogte van de evenaar, en een netto-energieverlies rond de polen (zie figuur 2.4, Dewitte and Clerbaux, 2017).

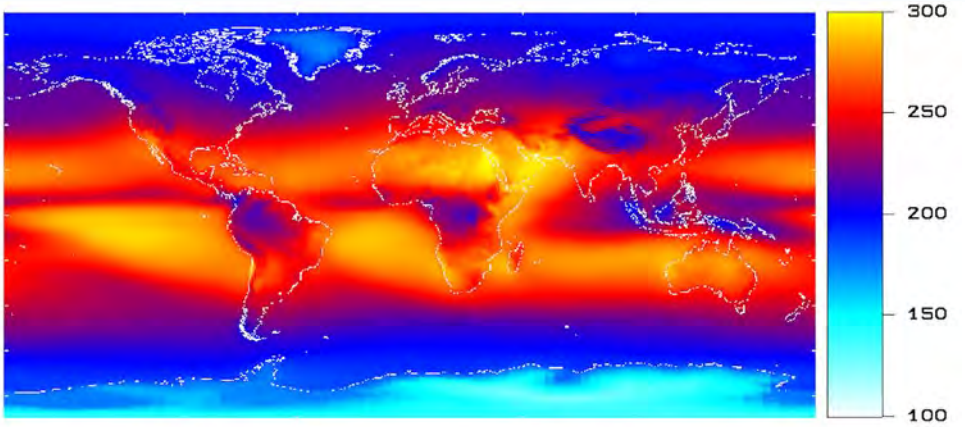


Figuur 2.4. Kaart van de jaarlijkse gemiddelde netto-inkomende straling aan de top van de atmosfeer (Dewitte and Clerbaux, 2017). De eenheden zijn W/m².

De netto-energiewinst ter hoogte van de evenaar is de motor van de algemene circulatie van de atmosfeer en de oceaan, die de stralingsenergie van de evenaar naar de polen transporteert. Door de Corioliskracht – door de rotatie van de aarde wijken bewegende luchtmassa's af van hun oorspronkelijke baan – vindt dit energietransport plaats door drie afzonderlijke circulatiecellen:

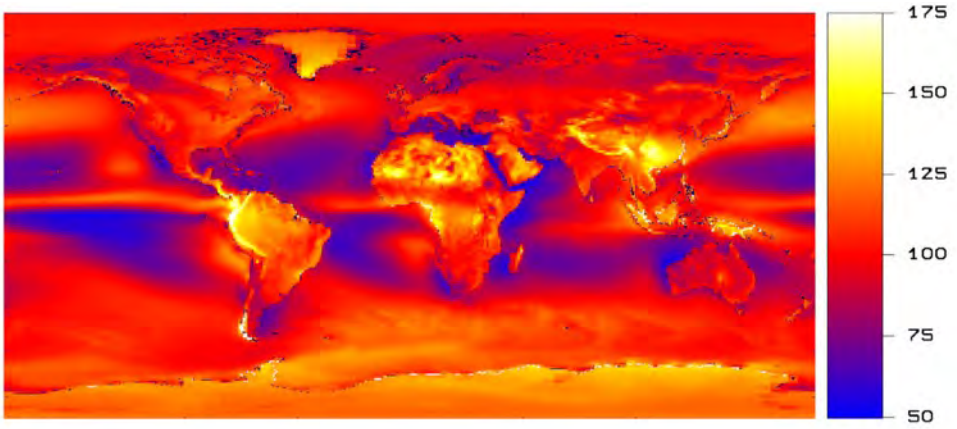
1. **de Hadleycel**, die energie van de tropen naar de subtropen (30e breedtegraad) transporteert,
2. **de Ferrelcel**, die energie van de subtropen naar de gemiddelde breedtegraden (60e breedtegraad) transporteert, en
3. **de polaire cel**, die energie van de gemiddelde breedtegraden naar de polen transporteert. In deze circulatiecellen worden regio's met stijgende lucht gekenmerkt door hoge bewolking en neerslag, weinig uitgaande langgolvige straling en veel gereflecteerde zonnestraling.

De regio's met lage waarden van uitgaande langgolvige straling ter hoogte van de tropen, zoals aangeduid met donkerblauw in figuur 2.5, stemmen overeen met de Hadleycellen die de centra vormen van tropische convectie, en waar de circulatie aangedreven wordt door warme en vochtige lucht die aan het oppervlak opstijgt.



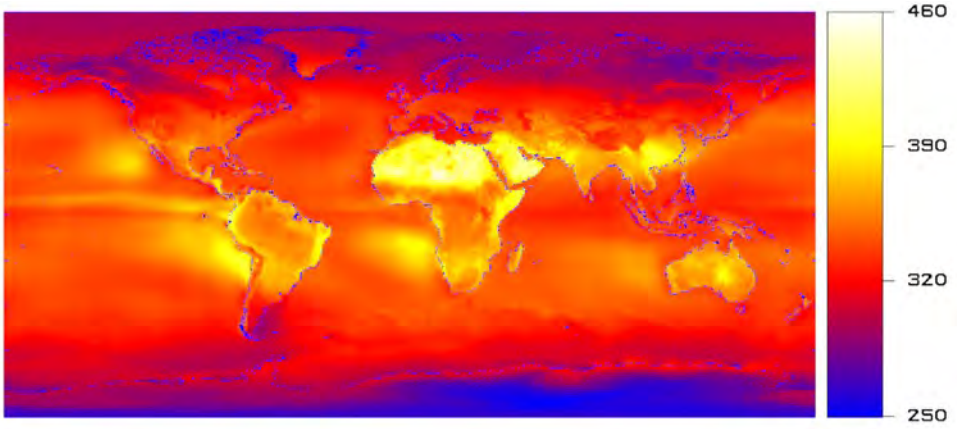
Figuur 2.5. Kaart van de jaarlijkse gemiddelde globale uitgaande langgolvige straling aan de top van de atmosfeer (Dewitte and Clerbaux, 2018). De eenheden zijn W/m².

Figuur 2.6 geeft de jaarlijkse gemiddelde globale gereflecteerde zonnestraling aan de top van de atmosfeer weer. Woestijngebieden (en ook gebieden bedekt met ijs) hebben over het algemeen de hoogste waarden voor gereflecteerde zonnestraling en worden in het geel weergegeven op de kaart.



Figuur 2.6. Kaart van de jaarlijkse gemiddelde globale gereflecteerde zonnestraling aan de top van de atmosfeer (Dewitte et al., 2019). De eenheden zijn W/m².

Figuur 2.7 toont de jaarlijkse gemiddelde totale uitgaande straling, wat overeenstemt met de som van de uitgaande langgolvige straling en de gereflecteerde zonnestraling (Dewitte and Clerbaux, 2017). Algemeen zorgen wolken voor een afname in de uitgaande langgolvige straling, en voor een toename in de gereflecteerde zonnestraling. Dit tegengesteld stralingseffect van wolken op beide uitgaande stralingscomponenten, resulteert dus in een klein effect op de totale uitgaande straling. Enkel regio's gekenmerkt door mariene stratocumulus wolken, zoals bijvoorbeeld ten westen van de kust van Namibië, Peru en Californië vormen hier een uitzondering op (aangeduid in het geel op figuur 2.7). Dit type wolken vormt zich ter hoogte van de dalende luchtmassa's van de Hadley circulatie, en reflecteren de zonnestraling sterk maar hebben een minder sterk (compenserend) effect op de uitgaande langgolvige straling. Dit zorgt ervoor dat dit type wolken een afkoelend effect hebben, en ze bijgevolg een belangrijke bron van onzekerheid vormen in de wolkenterugkoppeling in ons klimaatsysteem (Bony and Dufresne, 2005).



Figuur 2.7. Kaart van de jaarlijkse gemiddelde globale totale uitgaande straling aan de top van de atmosfeer (Dewitte and Clerbaux, 2017). De eenheden zijn W/m².

(c) Klimaatverandering

De klimaatverandering op aarde is het gevolg van een stralingsforcering gelinkt aan een onevenwicht in de stralingsbalans. De oorzaak van een positieve stralingsforcering zijn bijvoorbeeld veranderingen in de concentratie broeikasgassen in de atmosfeer, die sinds de pre-industriële periode zijn toegenomen (IPCC, 2013). Broeikasgassen zorgen immers voor een afname in de uitgaande langgolvige straling, hetgeen resulteert in een opwarming aan het aardoppervlak. Aerosolen in de atmosfeer daarentegen veroorzaken een negatieve stralingsforcering, en hebben een rechtstreeks afkoelend effect doordat ze de zonnestraling reflecteren of absorberen. Aerosolen hebben een korte levensduur, en hebben - in tegenstelling tot het opwarmend effect van broeikasgassen - een kortstondig afkoelend effect (Hansen *et al.*, 2011).

Terugkoppelingen in het klimaatsysteem

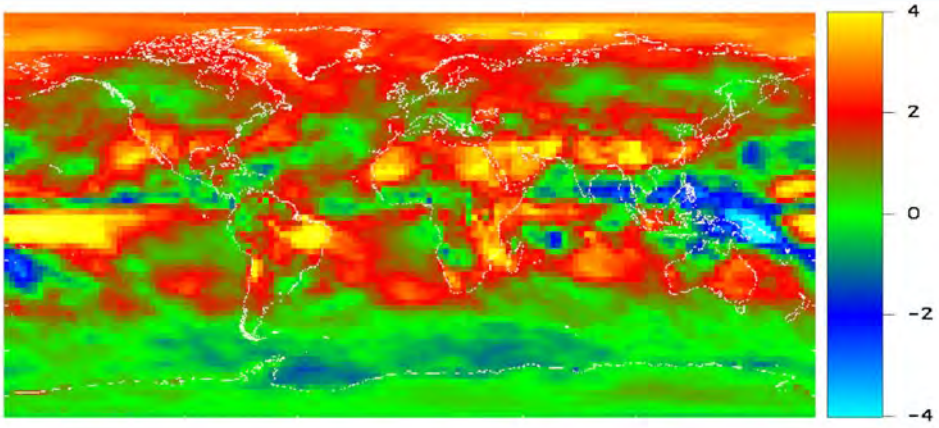
De verandering in de netto-stralingsforcering, gedefinieerd als de som van alle stralingsforceringen, is de oorzaak van klimaatverandering. Het resultaat van een langdurige stralingsforcering is de gemiddelde temperatuurtoename op aarde. Ten gevolge van temperatuurveranderingen, kunnen secundaire veranderingen in de stralingsbalans op aarde optreden; zogenaamde terugkoppelingsprocessen. Deze terugkoppelingen in het klimaatsysteem kunnen hetzij negatief zijn (initiële opwarming wordt tegengewerkt), hetzij positief zijn (initiële opwarming wordt versterkt).

Een belangrijke negatieve terugkoppeling is de temperatuurafhankelijkheid van de uitgaande langgolvige straling: als de temperatuur op aarde toeneemt, zendt de aarde meer langgolvige straling uit, waardoor het onevenwicht in de stralingsbalans kleiner wordt. De belangrijkste positieve terugkoppeling is de waterdampterugkoppeling: als de temperatuur op aarde toeneemt, zal de atmosfeer meer waterdamp bevatten. Aangezien waterdamp ook een broeikasgas is, zal de uitgaande langgolvige straling afnemen, en zal het onevenwicht in de stralingsbalans toenemen (Soden *et al.*, 2007). Zo'n positieve terugkoppelingen versterken de klimaatverandering.

2.1.2. Geobserveerde veranderingen in de stralingsbalans van de aarde

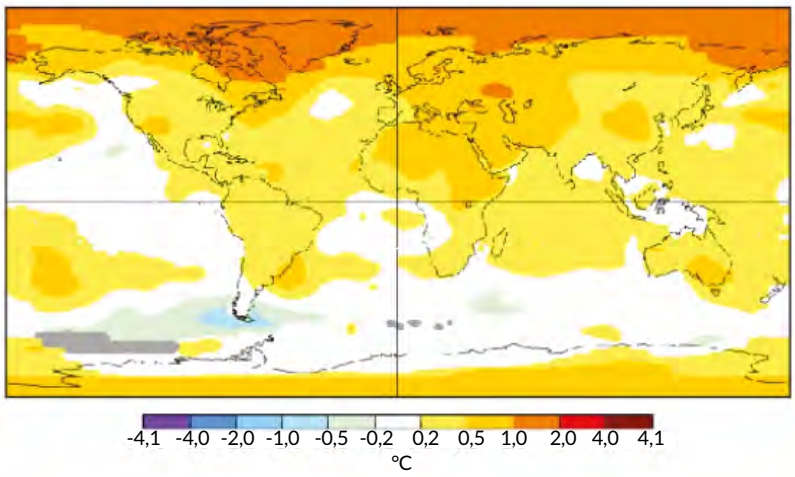
(a) Uitgaande langgolvige straling

Figuur 2.8 toont de gemiddelde verandering in uitgaande langgolvige straling voor de periode 2001-2017 t.o.v. de periode 1985-2000 (Dewitte and Clerbaux, 2018). Een toename in de langgolvige uitgaande straling (rood en geel op de figuur) is zichtbaar voor de Arctische regio, voor een aantal regio's in het noordelijk halfrond (op gemiddelde breedtegraad en de subtropen), evenals voor een aantal regio's rond de evenaar.



Figuur 2.8. Kaart van de verandering in uitgaande langgolvige straling gemiddeld voor de periode 2001-2017 t.o.v. de periode 1985-2000 (Dewitte and Clerbaux, 2018). De eenheden zijn in W/m².

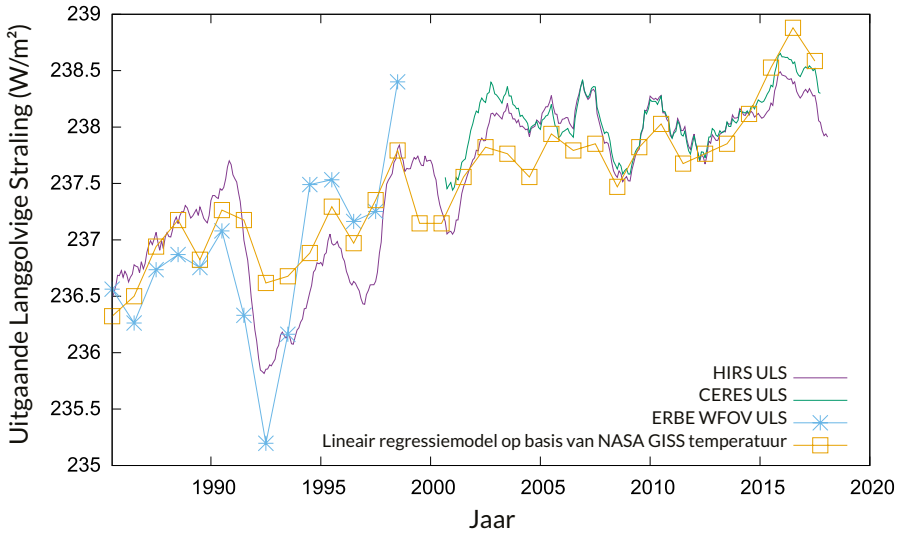
Deze toename in uitgaande langgolvige straling lijkt in overeenstemming te zijn met de waargenomen temperatuurtoename aan het aardoppervlak voor dezelfde periode (figuur 2.9). De opwarming is inderdaad het sterkst in de Arctische regio en in het noordelijk halfrond.



Figuur 2.9. Kaart van de gemiddelde temperatuurverandering aan het aardoppervlak voor de periode 2001-2017 t.o.v. de periode 1985-2000 (Dewitte and Clerbaux, 2018). De eenheden zijn in graden Celsius.

Figuur 2.10 toont de jaarlijkse evolutie van de uitgaande langgolvige straling zowel op basis van waarnemingen (paarse, groene, en blauwe lijn) als op basis van een lineair regressiemodel (oranje lijn). De langgolvige straling neemt toe met de tijd; dit kan op het eerste zicht wat vreemd lijken, want men zou verwachten dat bij een toename van CO_2-concentraties (en andere broeikasgassen), de uitgaande langgolvige straling afneemt (of constant blijft), aangezien ze meer geabsorbeerd wordt en deels teruggezonden wordt richting het aardoppervlak.

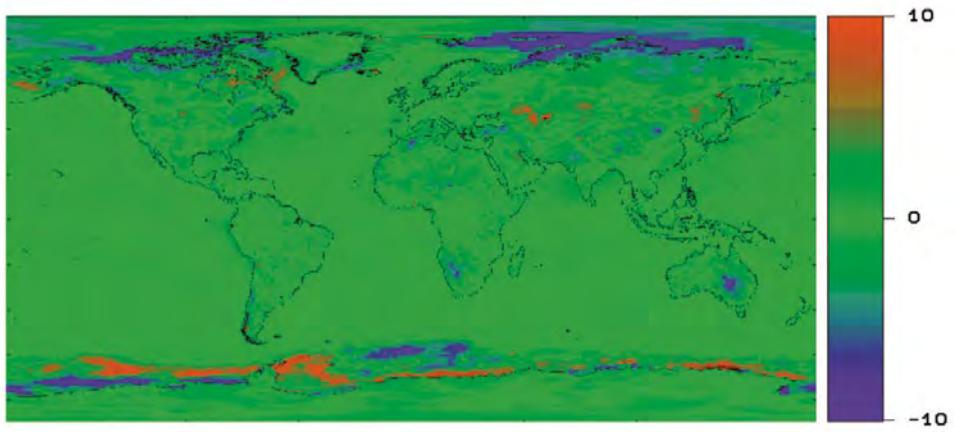
Dit is echter een onvolledig verhaal, enkel gebaseerd op de langgolvige straling. Er moet dus een ander mechanisme zijn dat het voorgaande proces compenseert en er voor zorgt dat de uitgaande langgolvige straling meer toeneemt dan nodig is om de stralingsbalans te herstellen. Dat mechanisme kunnen we vinden bij de kortgolvige straling. Ondermeer door toenemende smelt van ijs en sneeuw, wordt er minder kortgolvige zonnestraling gereflecteerd (zie ook verder (b) Gereflecteerde zonnestraling). Bijgevolg absorbeert de aarde steeds meer van de inkomende kortgolvige straling, hetgeen een bijkomende oorzaak is voor de toegenomen oppervlakte-temperatuur en toegenomen uitgaande langgolvige straling. Dit is een tweede voorbeeld van een positieve terugkoppeling in ons klimaatsysteem, naast de eerder genoemde waterdampterugkoppeling.



Figuur 2.10. Jaarlijkse evolutie van de Uitgaande Langgolvige Straling (ULS) volgens Dewitte en Clerbaux (2018).

(b) Gereflecteerde zonnestraling

Figuur 2.11 toont de gemiddelde verandering in gereflecteerde zonnestraling bij heldere hemel voor de periode 2009-2018 t.o.v. de periode 2000-2009 (Dewitte *et al.*, 2019). Door toenemende smelt van zee-ijs, is zowel voor de Arctische regio als voor sommige gebieden rond Antarctica een afname in gereflecteerde zonnestraling zichtbaar (blauwe kleur). In sommige gebieden rond Antarctica zijn de omvang van het zee-ijs en dus ook de gereflecteerde zonnestraling echter toegenomen (rode kleur).



Figuur 2.11. Kaart van de gemiddelde verandering in gereflecteerde zonnestraling bij heldere hemel voor de periode 2009-2018 t.o.v. de periode 2000-2009 (Dewitte et al., 2019). De eenheden zijn in W/m².

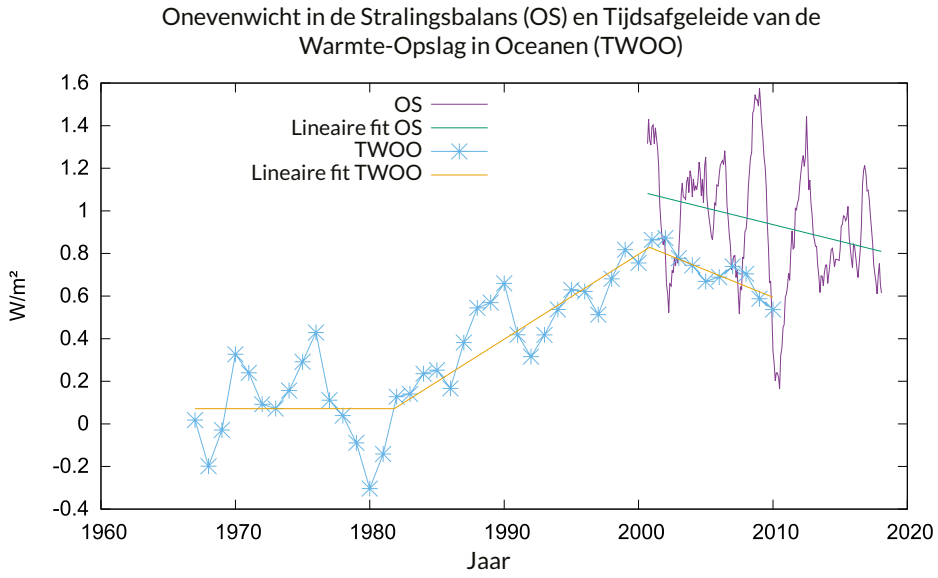
(c) Netto-stralingsbalans

De temporele evolutie van de uitgaande langgolvige uitgaande straling (groene lijn) en gereflecteerde zonnestraling (paarse lijn) zijn weergegeven in figuur 2.12, en de trends werden door wetenschappers van het KMI in een studie van 2019 beschreven en geanalyseerd. De uitgaande langgolvige uitgaande straling toont een toenemende trend van 0,23 +/- 0,03 W/m²decennium, dewelke deels wordt gecompenseerd door een afnemende trend van -0,14 +/- 0,11 W/m²decennium in de gereflecteerde zonnestraling.

Figuur 2.12. Temporele evolutie van de Uitgaande Langgolvige Straling (ULS, groene lijn) en Gereflecteerde Zonnestraling (GZ, paarse lijn) zoals beschreven in Dewitte et al. (2019).

Figuur 2.13 toont de temporele variatie van het onevenwicht in de stralingsbalans op aarde op basis van satelliet-waarnemingen voor de periode van 2000 tot 2019 (paarse lijn) en op basis van metingen van de Warmte-Opslag in de Oceanen (WOO) voor de periode van 1965 tot 2010 (lichtblauwe lijn). Verrassend genoeg lijkt het onevenwicht in de stralingsbalans sinds 2000 te dalen, ondanks de recente toename van de broeikasconcentraties in de atmosfeer. Een mogelijke verklaring is een tijdelijke afname in de netto-stralingsforcering door een toenemende luchtvervuiling in China en Indië, ten gevolge van toenemende aerosolconcentraties die een afkoelend effect hebben (Sogacheva *et al.*, 2020). De periode van 2000 tot 2013, gekenmerkt door toenemende luchtvervuiling in Azië valt samen met een periode dat de globale temperatuurtoename minder sterk was (Trenberth and Fasullo, 2013).

Dit alles toont aan dat een goed begrip van de veranderingen in de stralingsbalans en de afzonderlijke stralings-fluxen op aarde, van essentieel belang zijn om de klimaatverandering beter te begrijpen.



Figuur 2.13. Temporele variatie van het Onevenwicht in de Stralingsbalans (OS) op aarde op basis van satellietwaarnemingen voor de periode van 2000 tot 2019 (paarse lijn) en op basis van metingen van de Warmte-Opslag in de Oceanen voor de periode van 1965 tot 2010 (blauwe lijn) (Dewitte et al., 2019).

2.2. OZONWAARNEMINGEN

2.2.1. Inleiding

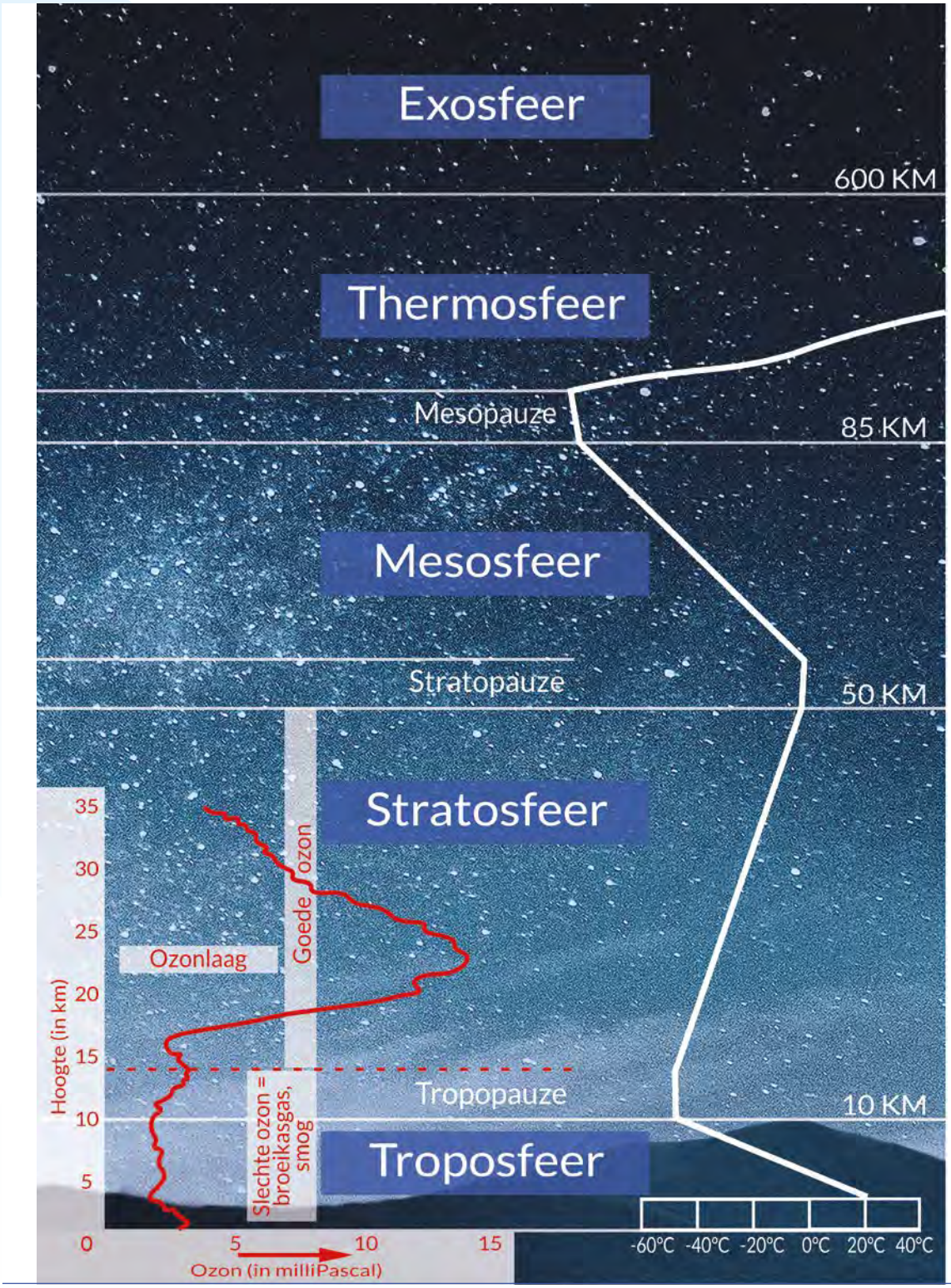
Ozon is een gas dat uit drie atomen zuurstof (O_3) bestaat, in tegenstelling tot gewone moleculaire zuurstof, O_2, dat slechts uit twee zuurstofatomen bestaat. Ozon wordt gevormd door de wisselwerking tussen dit moleculaire zuurstof, zonlicht (meer specifiek uv-straling) en enkele andere minderheidsbestanddelen in de atmosfeer. Als gevolg van deze wisselwerking treffen we ozon vooral aan in de stratosfeer (90% van de ozonkolom is afkomstig van de stratosfeer[2], met de piekwaarden op 20-25 km hoogte), en in minder mate aan het aardoppervlakte en in de troposfeer[3] (zie figuur 2.14).

Hoewel ozon in relatief kleine hoeveelheden wordt aangetroffen in de atmosfeer, vervult het toch een belangrijke rol voor het leven op aarde. Een rol die bovendien afhangt van waar die ozonmoleculen zich bevinden. Zo blokkeren de ozonmoleculen in de stratosfeer de schadelijke uv-straling van de zon. Zonder deze ozonlaag zou onze huid binnen enkele minuten verbranden en zou de fauna en flora op aarde er heel wat anders uitzien.

2 Een atmosfeerlaag waarin de temperatuur weer toeneemt met de hoogte. Deze strekt zich uit van ongeveer 10 tot 50 km boven de aarde.

3 De onderste atmosfeerlaag, waarin het weer zich afspeelt. De temperatuur neemt af met de hoogte tot de tropopauze (op ongeveer 10 km hoogte), die de scheiding tussen troposfeer en stratosfeer aanduidt.

Een nevenwerking van dit blokkerend effect door hoge ozonconcentraties is dat de temperatuur – na een temperatuursafname met de hoogte in de troposfeer - in de stratosfeer opnieuw toeneemt met de hoogte (zie figuur 2.14). Aan het aardoppervlak zorgt de ozon die zich na reacties met uitlaatgassen vormt voor ademhalingsproblemen en heeft het dus een schadelijk effect op onze gezondheid. Ook van het welbekende smog is ozon een bestanddeel. Bovendien fungeert ozon in de troposfeer als een broeikasgas.



Figuur 2.14. Verticale verdeling van ozon (rode lijn) en temperatuur (witte lijn) volgens de hoogte in de atmosfeer.

Het is daarom belangrijk om de evolutie van ozonconcentraties doorheen de jaren nauwlettend in de gaten te houden. Ozon is immers een zeer onstabiele molecule waardoor zelfs kleine concentraties van bepaalde chemische stoffen grote veranderingen in ozonconcentraties kunnen veroorzaken. Een voorbeeld hiervan zijn de CFK's (chloorfluorkoolstofverbindingen) die in de jaren 1970 en 1980 op grote schaal gebruikt werden in spuitbussen en koelinstallaties en uiteindelijk in de stratosfeer terechtkwamen. Deze chloorverbindingen kunnen bij bepaalde omstandigheden de ozonlaag in de stratosfeer aantasten, met het gekende ozongat boven de zuidpool als meest markante gevolg, waardoor de intensiteit van de schadelijke uv-straling aan het aardoppervlak toeneemt. Na de verbanning van deze CFK's (door het Protocol van Montreal in 1987) zou op lange termijn (2030-2070) de vroegere toestand van de ozonlaag hersteld moeten worden.

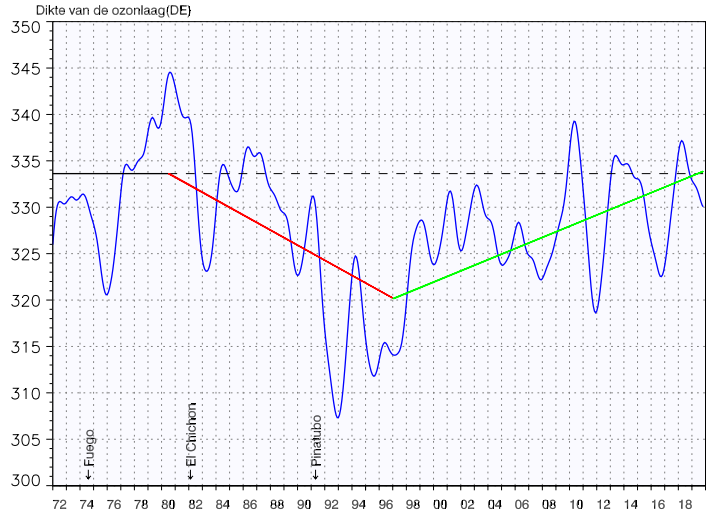
2.2.2. Het KMI en ozon

Het KMI heeft een zeer lange geschiedenis en expertise in ozononderzoek. Reeds in 1969 werd er beslist om op operationele basis, drie keer per week, ozonpeilingen met de hulp van weerballonnen uit te voeren. Deze metingen leveren de verticale verdeling van de ozonconcentraties op, en dit tot op een hoogte van 30 à 35 km. Deze quasi ononderbroken tijdreeks van ozonpeilingen voor Ukkel is, met zijn hoge frequentie en zijn tijdspanne van 50 jaar, redelijk uniek in de wereld. Het KMI organiseerde zelfs naar aanleiding van het 50-jarig bestaan van zijn ozonmetingen op 19 september 2019 een symposium. Er namen tal van buitenlandse prominente onderzoekers deel, en bovendien gaf de voorzitter van de Wereld Meteorologische Organisatie (WMO) het KMI een certificaat voor zijn 50-jarige tijdreeks.

Naast ozonpeilingen met de weerballon gebruiken we sinds 1971 ook een spectrofotometer, die de totale hoeveelheid ozon in de atmosfeer meet. Een soortgelijk instrument wordt sinds enkele jaren eveneens gebruikt tijdens de maanden december-januari-februari op de Belgische poolbasis Prinses Elisabeth (zie hoofdstuk 2.4. Onderzoek in Antarctica). Tot slot is het KMI ook betrokken bij de validatie van ozonmetingen uitgevoerd door de operationele weersatellieten.

2.2.3. Tijdsevolutie van de ozonconcentraties

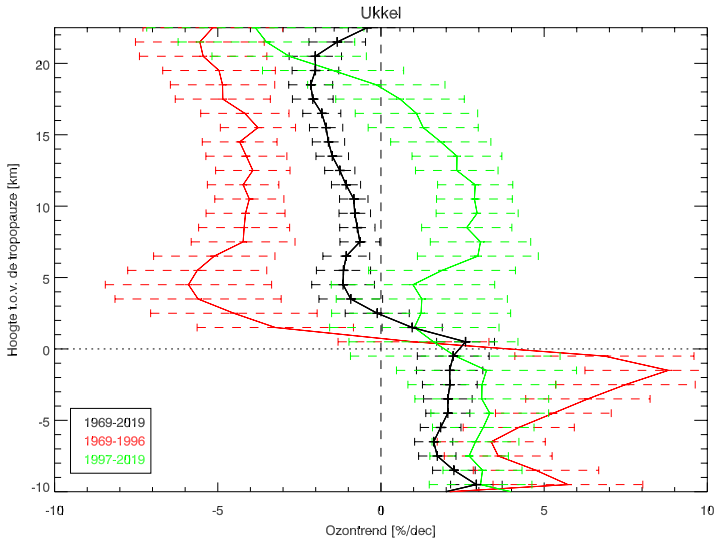
Een analyse van de gehomogeniseerde tijdreeks van de totale dikte van de ozonlaag in Ukkel is te zien in figuur 2.15, die het glijdend jaarlijkse gemiddelde (blauwe lijn) sinds het begin van de waarnemingen in 1971 toont. De dunste ozonlaag werd opgemeten in het midden van de jaren '90, wanneer de concentraties van ozonafbrekende stoffen (zoals de CFK's) in de stratosfeer een maximum bereikten. Als gevolg van de effectieve uitvoering van het protocol van Montreal, dat de productie van dergelijke stoffen verbood, is er nadien een kentering merkbaar. Daarom werd een stapsgewijze trendberekening voor verschillende periodes uitgevoerd. Tot 1980 wordt geen trend vastgesteld. Deze periode wordt gebruikt om een referentieniveau te berekenen, voorgesteld door de horizontale zwarte lijn in figuur 2.15.



Figuur 2.15. Evolutie van de dikte van de ozonlaag (uitgedrukt in dobsoneenheden (DE)) in Ukkel. De afname van de ozonlaag gedurende de periode 1980-1997 is aangegeven in het rood, de toename voor de periode 1997-2019 in het groen. Grote vulkaanuitbarstingen (bijvoorbeeld de Pinatubo op de Filipijnen in juni 1991) zorgen voor een tijdelijke daling in de totale ozonhoeveelheden.

Na 1980 volgt een neerwaartse tendens tot midden de jaren 1990 (-0,25% per jaar, rode lijn) met vervolgens een merkbare opwaartse tendens (+0,18%/jaar, groene lijn). Merk op dat de variabiliteit in dikte van de ozonlaag de laatste jaren zeer groot is, waardoor het moeilijk is om de statistische significantie van de ozontoename te bepalen.

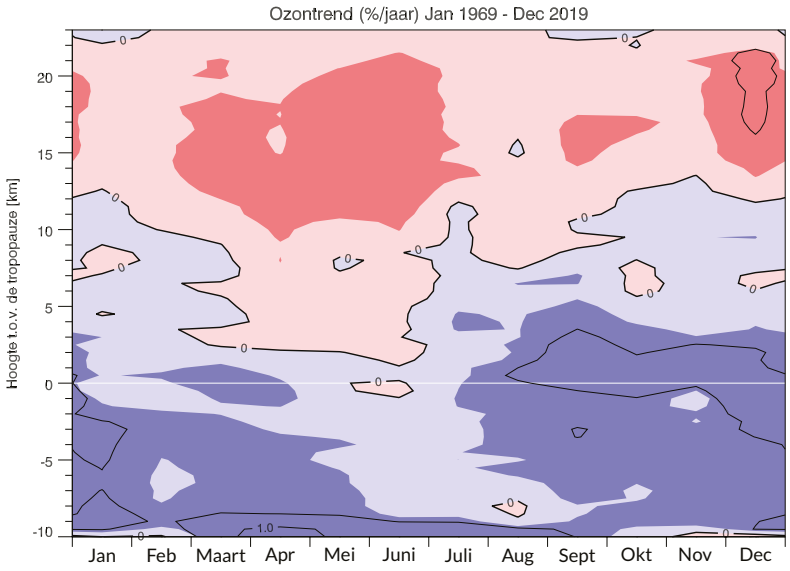
Omwille van de grote variabiliteit in de dikte van de ozonlaag, bekijken we ook de evolutie van de ozonconcentraties op verschillende hoogtes in de atmosfeer, zoals opgemeten met ozonsondes aan weerballonnen. Deze trends (positief voor toename in ozonconcentraties, negatief voor een afname) worden getoond in figuur 2.16, waarbij we een duidelijk onderscheid maken tussen de troposfeer (negatieve waarden op de verticale as) en de stratosfeer. Uit deze figuur kunnen we afleiden dat de periode 1997-2019 (groene lijn) inderdaad wel gekenmerkt wordt door een toename van de ozonconcentraties op bijna alle hoogtes (tot 15 km boven de tropopauze hoogte). Als we echter naar de gehele periode 1969-2019 kijken (zwarte lijn), dan zien we dat de stratosferische ozonconcentraties zich nog niet volledig hersteld hebben, terwijl de troposferische ozonconcentraties toenamen. Het lijkt er dus op dat het schijnbaar herstel van de ozonlaag in figuur 2.15 vooral toe te schrijven is aan de toename van ozon in de troposfeer, waar het de rol van een broeikasgas vervult en tevens schadelijk is voor onze luchtwegen. Gelukkig is de sterke stijging van troposferische ozonconcentraties in de periode 1969-1996 (rode lijn in figuur 2.16) enigszins getemperd in de daaropvolgende periode 1997-2019 (groene lijn).



Figuur 2.16. Verticale trends in ozonconcentraties (in %/decennium) voor de periodes gedefinieerd in figuur 2.15. De hoogte is hier uitgedrukt t.o.v. de hoogte van de tropopauze (= 0 km), die de scheiding tussen de troposfeer en de stratosfeer markeert. De gekleurde horizontale stippellijnen geven de onzekerheden op de trends weer.

Ten slotte kijken we naar de trends van de verticale ozonconcentraties per maand, voorgesteld in figuur 2.17 voor de volledige periode 1969-2019. Uit deze figuur blijkt dat de meest significante afname van ozonconcentraties (donkerrode kleur) ter hoogte van het ozonmaximum (tussen 10 en 15 km in hoogtes relatief t.o.v. de tropopauze) plaats vond in de lente en het begin van de zomer (van maart tot juni), precies wanneer de ozonconcentraties daar hoog zijn (maximumwaarden worden bereikt tussen februari en april). Op hoogtes boven het ozonmaximum is er tevens een significante afname in de ozonconcentraties voor de maanden november en december.

Een andere interessante vaststelling die kan afgeleid worden uit figuur 2.17, is dat de minst significante toenames (lichtblauwe kleur) in troposferische ozonconcentraties optreden gedurende de zomermaanden, net wanneer de troposferische ozonproductie het hoogst is door fotochemische reacties tussen zonlicht en chemische gassen afkomstig van uitlaatgassen, verbrandingsprocessen, enz.



Figuur 2.17. Verticale trends in ozonconcentraties (nu in % per jaar) voor de gehele periode 1969-2019, maar opgesplitst per maand. De rode kleuren stellen afnames in de ozonconcentraties voor, de blauwe kleuren toenames. De donkerste kleuren komen overeen met de significante trends. De hoogte is, net als in figuur 2.16, uitgedrukt in kilometers t.o.v. de tropopauze en is dus positief voor de stratosfeer en negatief voor de troposfeer.

2.2.4. Ozon en klimaat

Ozon is een broeikasgas en veranderende ozonconcentraties hebben dus een effect op het klimaat. De ozonconcentraties in de stratosfeer bepalen het temperatuursverloop in de stratosfeer; hoe hoger de ozonconcentraties, hoe warmer de stratosfeer. Bovendien beïnvloedt de temperatuursverdeling in de stratosfeer de troposferische circulaties, temperatuur en neerslag. Zo heeft men bijvoorbeeld vastgesteld dat het ozongat boven Antarctica zeer waarschijnlijk verantwoordelijk is voor veranderingen in de circulaties in de atmosfeer en de oceanen van het zuidelijk halfrond, waardoor er een toename is van subtropische regenval tijdens de zomer.

Omgekeerd beïnvloedt het klimaat (of de klimaatverandering) ook de ozonconcentraties. Zo geeft de opwarming aan het aardoppervlak door toenemende broeikasgasconcentraties aanleiding tot lagere stratosferische temperaturen. Globaal gezien zorgen deze lagere temperaturen in de stratosfeer voor een vertraging in de chemische processen die ozon afbreken, waardoor de ozonconcentraties wereldwijd zouden toenemen. Anderzijds betekenen lagere stratosferische temperaturen boven de polen dat er frequenter polaire stratosferische wolken gevormd kunnen worden, met bovendien een langere levensduur.

In deze parelmoerwolken vinden zeer specifieke en efficiënte reacties plaats die ozon afbreken boven de polen; waardoor ieder jaar het ozongat boven Antarctica gevormd wordt, en uitzonderlijk ook boven de Arctische gebieden, zoals in de lente van 2020. Een ander effect van de opwarming van de aarde is een versterking van de stratosferische circulatie van de tropen naar de polen, waardoor ozon nog efficiënter afgevoerd wordt van de plaats waar het vooral gevormd wordt (de tropen, waar veel zonlicht aanwezig is) naar hogere breedtegraden. Samenvattend is de huidige verwachting dat de klimaatverandering het herstel van de ozonlaag versneld, waardoor we binnen enkele decennia zelfs ozonconcentraties zullen opmeten in de stratosfeer die hoger liggen dan voor de uitstoot van de ozonafbrekende gassen zoals CFK's.

2.3. WATERDAMPONDERZOEK

2.3.1. Inleiding

Door de uitstoot van broeikasgassen door de mens warmt de aarde op. In de media wordt gerapporteerd over recordwaardes in metingen van CO_2-concentraties en af en toe ook over methaan, lachgas enz. Het voornaamste broeikasgas van natuurlijke oorsprong is echter waterdamp. Waterdamp is alomtegenwoordig in de lagere atmosfeerlagen–de concentraties nemen ruwweg exponentieel af met de hoogte–door de verdamping van het water uit de oceanen, zeeën en meren. Aangezien waterdamp een broeikasgas is, houdt het de warmte (ofwel thermische straling) die de aarde uitstraalt, gedeeltelijk tegen. Dit zorgt voor een opwarming van de onderste luchtlagen. Bovendien kan warmere lucht meer waterdamp bevatten, zodat deze temperatuurstijging op zijn beurt zorgt voor een verdere toename van de totale hoeveelheid waterdamp, a rato van 7% per 1°C temperatuurstijging (dit volgt uit de vergelijking van Clausius-Clapeyron). Dit zogeheten waterdamp-terugkoppelingsmechanisme versterkt de temperatuurstijging veroorzaakt door bijvoorbeeld toenemende CO_2-concentraties met een factor 2 tot 3 (Held and Soden, 2000). Waterdamp in de atmosfeer is ook verantwoordelijk voor het ontstaan van wolken. Deze kunnen zowel de warmte van de aarde bijhouden (een winternacht is veel minder koud indien het bewolkt is) als een gedeelte van de zonnestraling tegenhouden. Zowel het waterdamp- als het wolken-terugkoppelingsmechanisme zijn verantwoordelijk voor de grootste onzekerheden in de klimaatprojecties van de klimaatmodellen (zie hoofdstuk 2.1. Stralingsbalans van de aarde). Om beide terugkoppelingsmechanismen goed te begrijpen, is het belangrijk om de tijdsevolutie van metingen van waterdamp te monitoren.

2.3.2. Meettechnieken van de totale hoeveelheid waterdamp

We beschouwen hier verschillende metingen van de totale hoeveelheid waterdamp (in een luchtkolom), die uitgedrukt wordt in mm, net zoals de neerslaghoeveelheid. Aangezien waterdamp sterk varieert in de tijd en de ruimte (zowel horizontaal als verticaal), is het niet eenvoudig om waterdamp op te meten en is het vergelijken van metingen aangewezen. Bovendien zijn sommige instrumenten niet in staat om de waterdamp op te meten doorheen wolken. Wij maken hier gebruik van twee verschillende meettechnieken: GPS-stations op aarde en satellietinstrumenten.

Waterdamp kan aan de hand van GPS-stations als volgt gemeten worden. De aanwezige waterdamp tussen de GPS-zender van het station enerzijds en de satelliet in een baan om de aarde anderzijds, is verantwoordelijk voor een extra vertraging tussen het uitgezonden en het ontvangen signaal. Deze tijdsvertraging kan redelijk eenvoudig geregistreerd worden en dan (na enig rekenwerk) omgezet worden naar de hoeveelheid waterdamp in de atmosfeer. Recent werden deze methodologie en berekeningen op een consistente en homogene manier uitgevoerd voor een netwerk van bijna 300 Europese GPS-stations (Pacione *et al.*, 2017).

De tijdreeks van waarnemingen van de hoeveelheid waterdamp met satellietinstrumenten die wij analyseerden (Beirle et al., 2018) combineert metingen van drie verschillende instrumenten aan boord van satellieten: GOME (van juli 1995 tot juni 2003), SCIAMACHY (van augustus 2002 tot maart 2012) en GOME-2 (van januari 2007 tot nu). Deze satellietinstrumenten meten de hoeveelheid waterdamp vanuit de ruimte door te kijken naar het visueel licht (het rode licht i.h.b) teruggekaatst/uitgezonden door de aardse atmosfeer en hierin op zoek te gaan naar de spectrale vingerafdruk van de watermoleculen. Deze meettechniek is wel enkel mogelijk bij min of meer onbewolkte omstandigheden.

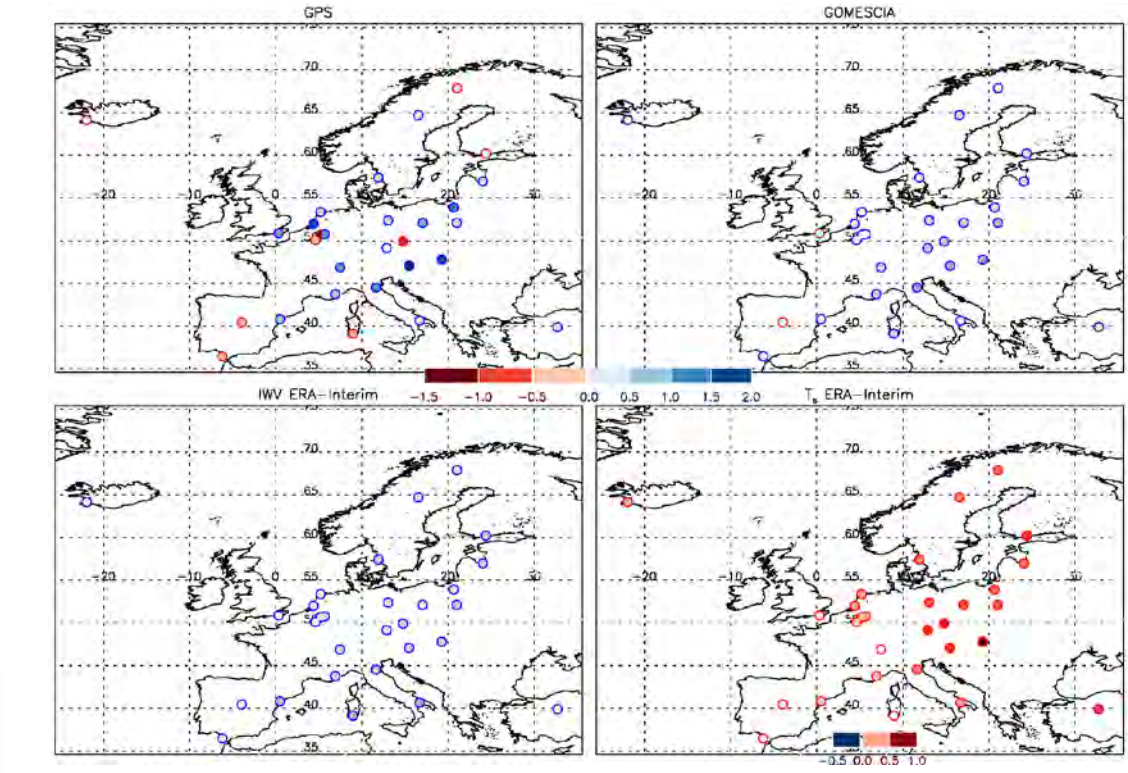
Tenslotte gebruiken we ook de resultaten van de berekeningen van de hoeveelheid waterdamp met een numerieke weermodel van het Europees Centrum voor Weersverwachtingen op Middellange Termijn (ECMWF), dat met eenzelfde modelconfiguratie het weer van de voorbije jaren heeft herberekend. Deze reanalyse[4] heet ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011).

4 Een reanalyse is een dataset die de toestand van de atmosfeer gedurende een periode uit het verleden zo nauwkeurig mogelijk beschrijft.

2.3.3. Tijdsevolutie van de totale hoeveelheid waterdamp

Hoewel de recente herberekening van de GPS-gegevens van waterdamp werd uitgevoerd voor bijna 300 Europese stations, hebben slechts een 30-tal stations een zeer lange tijdreeks, beginnende in 1996 (Berckmans *et al.*, 2018). Figuur 2.18 toont de trends in de hoeveelheid waterdamp van 1996-2014 voor de verschillende tijdreeksen. Om de verschillende tijdreeksen met elkaar te kunnen vergelijken, werden waterdampgegevens afkomstig van satellieten en modelberekeningen herleid naar de locaties van de GPS-locaties.

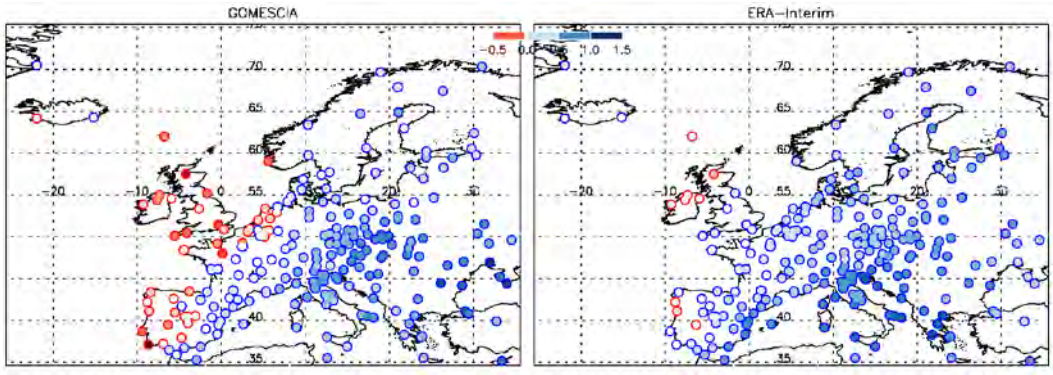
Algemeen tonen de meeste stations een toename in de totale hoeveelheid waterdamp voor de periode 1996-2014 (zie figuur 2.18), hetgeen in overeenstemming is met de opwarming van het aardoppervlak, die vrij consistent is in Europa (zie paneel rechtsonder in figuur 2.18). Desondanks zijn er grote verschillen merkbaar tussen de verschillende tijdreeksen: de modelberekeningen geven een algemene en consistente toename van de waterdamp, bij de satellietwaarnemingen zijn er twee stations (in Madrid en in het uiterste zuidoosten van Engeland) die een afname van de totale hoeveelheid waterdamp opleveren. Het trendpatroon van de GPS-tijdreeks van totale waterdamphoeveelheid is veel meer versnipperd daarentegen en bijvoorbeeld in België en Nederland tonen nabijgelegen stations sterk afwijkende verschillen in zowel het teken als de waarde van de trends. Uiteraard kan het verschil in horizontale resolutie tussen de tijdreeksen (in het bijzonder tussen de GPS-metingen enerzijds en de modelberekeningen en satellietgegevens anderzijds) ook een deel van de verschillen in trends verklaren, maar het lijkt er toch op dat een verdere homogenisatie van deze GPS-tijdreeks noodzakelijk is. Zo kan bijvoorbeeld het effect van discontinuïteiten in de tijdreeks door veranderingen van instrumentatie (bijvoorbeeld van de GPS-antenne of GPS-ontvanger) verder onderzocht worden (Van Malderen *et al.*, 2020).



Figuur 2.18. Trends in de totale hoeveelheid waterdamp in mm per decennium voor onze dataset van GPS-stations (linksboven). De trends in de satelliettijdreeksen en berekende modelresultaten van de totale hoeveelheid waterdamp op de locaties van de GPS-sites zijn weergegeven resp. in de figuur rechtsboven en linksonder. Onderaan rechts worden de bijhorende trends in oppervlaktetemperatuur weergegeven, eveneens afgeleid uit de modelberekeningen. De trends werden in alle figuren berekend voor de periode 1996-2014.

De trends tussen de satellietwaarnemingen en de modelberekeningen komen zeer goed overeen. Maar uiteraard hebben we deze enkel vergeleken voor de 30 GPS-sites met een lange tijdreeks. Wanneer we de trends in totale hoeveelheid waterdamp vergelijken voor de gehele dataset van GPS-sites en voor de langst mogelijke tijdreeks (juli 1995-eind 2015), zien we toch enkele regionale verschillen (zie figuur 2.19). Zo is er een veel sterkere oost-west gradiënt in de trends waarneembaar in de satellietwaarnemingen (afname van totale hoeveelheid waterdamp

in het westen van Europa en sterke toename in het oosten) in vergelijking met de modelberekeningen, waarbij de afname van totale hoeveelheid waterdamp beperkt blijft tot drie locaties in het Iberisch schiereiland, Ierland, een locatie in het noorden van Schotland en op de Faeröer-eilanden. De interpretatie van deze verschillen is nog steeds onderwerp van verder onderzoek.

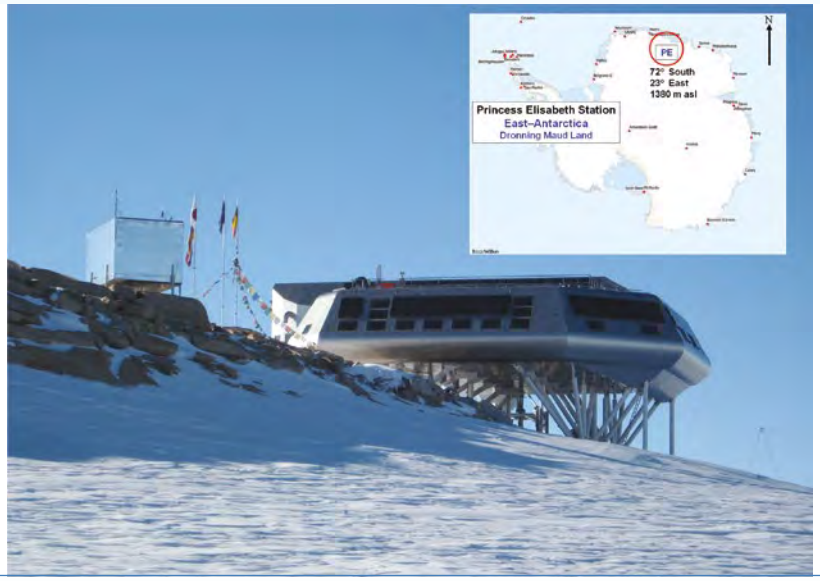


Figuur 2.19. Trends in de totale hoeveelheid waterdamp in mm per decennium voor de satellietwaarnemingen (links) en modelberekeningen (rechts) voor de locaties van het volledige Europees netwerk van GPS-sites op basis van een homogene herberekening. De tijdsperiode is juli 1995 – december 2015.

2.4. ONDERZOEK IN ANTARCTICA

2.4.1. Inleiding

Het KMI leidt wetenschappelijk onderzoek aan het Belgisch onderzoekstation in Antarctica, de Prinses Elisabeth poolbasis. Het station bevindt zich in de Dronning Maud regio in Oost-Antarctica, ter hoogte van het Sør Rondane gebergte en is gebouwd op de rotsen van de Utsteinen nunatak[5] (zie figuur 2.20).



Figuur 2.20. De Belgische poolbasis Prinses Elisabeth. In de container ten zuiden van het station (op de foto links van het station), bevinden zich de instrumenten om aerosoleigenschappen te meten. De metingen voor ozon en uv-straling gebeuren op het dak van het station. De kaart toont de locatie van de poolbasis in Antarctica, evenals van andere onderzoekstations.

5 Een nunatak is een top van een berg, die uitsteekt boven een ijsveld of gletsjer en niet met sneeuw of ijs bedekt is.

Onder leiding van het KMI en samen met het Koninklijk Belgisch Instituut voor Ruimte-Aeronomie (BIRA), werd er in 2010 een station voor continue atmosferische waarnemingen geïnstalleerd (Gorodetskaya *et al.*, 2013). Het station bestaat uit acht complementaire instrumenten op de grond die metingen uitvoeren van (i) de fysische en optische eigenschappen van atmosferische aerosolen (kleine deeltjes, die in de lucht zweven), (ii) de totale hoeveelheid ozon in de atmosferische kolom, (iii) de totale zonnestraling die de oppervlakte bereikt, en (iv) de inkomende uv A- en uv B-straling. Sinds januari 2014 worden tijdens de Antarctische zomers ook radiopeilingen met behulp van weerballonnen uitgevoerd.

Onze waarnemingen van de samenstelling van de atmosfeer in Antarctica zijn interessant voor klimaatonderzoek. Antarctica speelt een belangrijke rol in het klimaat van de aarde. Het bevat 's werelds grootste zoetwaterreservoir en het smelten van ijs op Antarctica zou een aanzienlijke bijdrage kunnen leveren tot de zeespiegelstijging. Bovendien is Antarctica de koudste plaats op aarde waardoor het de circulatiepatronen in de oceanen en de atmosfeer bepaalt, en dus ook de verdeling van de energie rond de aarde. Maar ook Antarctica warmt op: in februari 2020 werden op West-Antarctica temperaturen gemeten die sinds de waarnemingen nog nooit zo hoog zijn geweest. Zo werd op 6 februari 2020 in het Argentijnse station Esperanza 18,3°C waargenomen, en werd op 9 februari 2020 in het Argentijnse station Marambio maar liefst 20,7°C geregistreerd.

2.4.2. Aerosolen

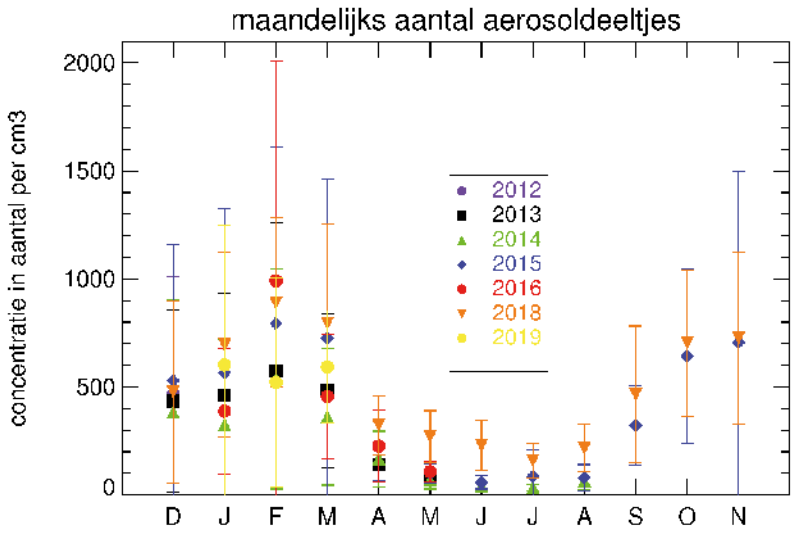
Wat het klimaat betreft, hebben aerosoldeeltjes een groot effect door het verzwakken, reflecteren (of verstrooien) en absorberen van straling (of energie). De aerosolen herverdelen de energie afkomstig van de zon en beïnvloeden zo de temperatuur aan het oppervlak en in de atmosfeer. Bovendien zijn ze onmisbaar voor de vorming van wolkendruppels of ijskristallen. Hierdoor hebben aerosolen een grote invloed op de vorming en de levensduur van wolken en op de neerslag. In Antarctica is neerslag de enige bron voor bijkomende massa voor de ijskap. Samen met een onderzoeksgroep van de Katholieke Universiteit van Leuven die wolken- en neerslagwaarnemingen uitvoert aan het Prinses Elisabeth station, doet het KMI onderzoek naar het aerosoleffect op wolken- en neerslagvorming (Herenz *et al.*, 2019; Souverijns *et al.*, 2018).

De instrumenten in het Prinses Elisabeth station stellen ons in staat om alle belangrijke fysische en optische kenmerken van aerosoldeeltjes te bepalen (zie figuur 2.21, links). Aangezien zowel de verstrooiings- als de absorptie-coëfficiënten gemeten worden (met respectievelijk een nephelometer en een aethalometer), kan de zogenaamde *single scattering albedo* rechtstreeks afgeleid worden. Dit is een belangrijke parameter voor stralingsoverdrachtberekeningen, die in algoritmes in transport- en klimaatmodellen of in algoritmes voor de verwerking van gegevens afkomstig van satellieten gebruikt worden. Deze parameter definieert de verhouding van de hoeveelheid zonnestraling die geabsorbeerd of gereflecteerd wordt, en is daarom een maat voor het opwarmings- of afkoelingspotentieel van de atmosferische aerosoldeeltjes.

De gemeten waarden van deze *single scattering albedo* (metingen sinds 2012) liggen hoog, meestal tussen 0,98 en 1,0. Een waarde van 1 betekent dat alle straling door de aerosoldeeltjes gereflecteerd wordt. Wanneer alle straling zou geabsorbeerd worden, zou deze parameter nul zijn. De deeltjes in de atmosfeer reflecteren dus bijna alle inkomende straling en enkel een minieme fractie wordt geabsorbeerd.

Figuur 2.21. Links: meetinstrumenten om de fysische en optische eigenschappen van aerosolen te bepalen, van links naar rechts: TEOM-FDMS (aerosolmassa), aethalometer (licht-absorptie), nephelometer (licht-verstrooiing), aerosol spectrometer (aerosolgrootte), deeltjesteller (aantal aerosolen); rechts: Brewer ozon spectrofotometer op het dak van het station.

Figuur 2.22 toont de maandgemiddelden van het aantal atmosferische aerosoldeeltjes gemeten voor meerdere jaren aan de Belgische poolbasis. In combinatie met de andere aerosoleigenschappen geeft deze parameter belangrijke informatie om de invloed van atmosferische deeltjes op de wolkenvorming in klimaatmodellen beter te kunnen simuleren. Het is duidelijk te zien dat er in de Antarctische zomer meer deeltjes zijn dan tijdens de winter. In de zomer bereiken meer luchtmassa's afkomstig van lagere breedtegraden het continent en tijdens de winter is Antarctica door zijn polaire vortex bijna volledig afgesloten van invloeden van lagere breedtegraden. Tijdens de winter is het aantal aerosolen dan ook extreem laag. In vergelijking met België, is het aantal aerosoldeeltjes op de poolbasis honderd tot duizend keer lager.



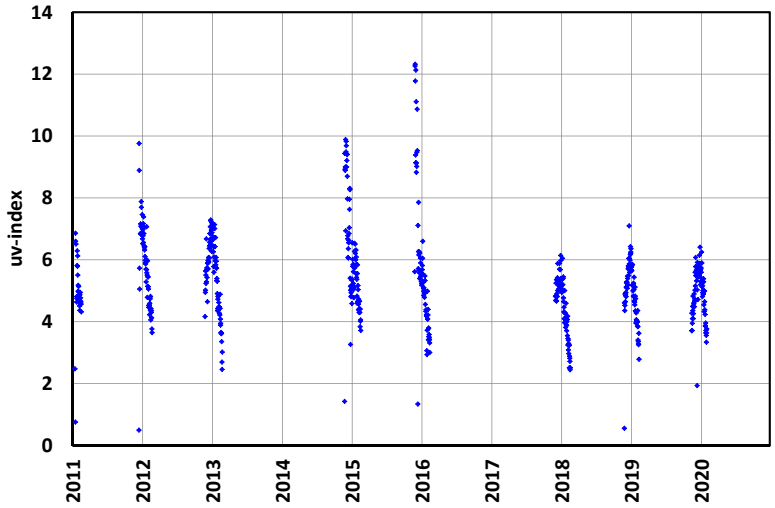
Figuur 2.22. Maandgemiddelden (± foutmarge) voor het totaal aantal atmosferische aerosoldeeltjes, voor meerdere jaren, gemeten op het Prinses Elisabeth station; maanden: 'D' voor december, 'J' voor januari, enzovoort.

2.4.3. Ozon en uv-straling

Op het dak van de poolbasis is de Brewer spectrofotometer geïnstalleerd (zie figuur 2.21, rechts). Dit instrument meet de totale hoeveelheid ozon in de atmosferische kolom en de inkomende uv A- en uv B-straling. Ozon is een belangrijk atmosferisch gas dat de uv-straling van de zon sterk absorbeert. Een te hoge dosis uv-straling kan de menselijke huid verbranden en uiteindelijk huidkanker maar ook oogschade veroorzaken (zie ook hoofdstuk 2.2. Ozonwaarnemingen). Op basis van de gemeten uv-straling kan de zogenaamde uv-index berekend worden, een maat voor het risico op een verbrande huid. Vanaf een uv-index hoger dan 10 zal onbeschermde huid binnen 10 minuten verbranden.

Figuur 2.23 geeft de dagelijkse maximale uv-index weer, gemeten aan het Prinses Elisabeth station. Het instrument meet enkel tijdens de zomer en de maximale waarden worden dus tegen eind december bereikt, wanneer de zon het hoogst staat. De verschillen tussen de individuele jaren zijn te wijten aan de variabiliteit van de totale hoeveelheid ozon in de atmosferische kolom (Aun *et al.*, 2019). Het is daarom belangrijk om de precieze hoeveelheid ozon in de atmosfeer te meten. De zeer hoge waarden voor de uv-index (waarden tot 12) van eind 2015 zijn te wijten aan de zeer lage hoeveelheden ozon in de atmosfeer op dat moment, hetgeen veroorzaakt werd door het ozongat.

Sinds meer dan 30 jaar verschijnt elk jaar tijdens de zuidelijke lente (september-november) het zogenaamde ozongat boven Antarctica. Dit gat wordt veroorzaakt door antropogene chemische gassen die ozon kunnen afbreken. Deze afbraak van ozon gebeurt net op hoogten in de stratosfeer (tussen 15 à 20 km) waar de ozonconcentraties het hoogst zijn en waar de ozonlaag een grote invloed heeft op de verticale temperatuurgradiënt. Hierdoor kunnen grootschalige atmosferische circulatiepatronen beïnvloed worden.

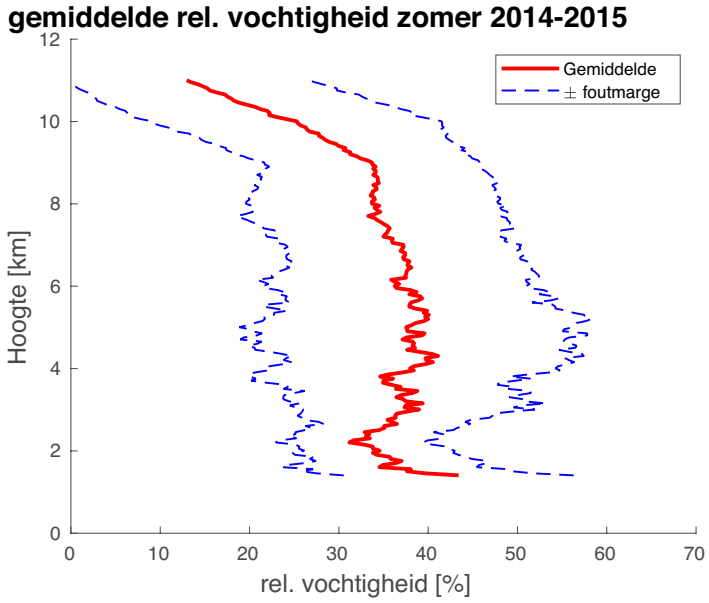


Figuur 2.23. Dagelijkse maximale waarde van de uv-index gemeten aan de Belgische poolbasis, voor meerdere jaren.

2.4.4. Radiopeilingen

Sinds januari 2014 lanceert het KMI tijdens de Antarctische zomer (december – februari) weerballonnen in samenwerking met de *International Polar Foundation* en het Zwitserse Federale Instituut voor Bos, Sneeuw en Landschap. De weerballonnen zijn uitgerust met een systeem van radiopeilingen, om de verticale profielen van temperatuur, luchtvochtigheid en wind te meten. Informatie over de verticale verdeling van meteorologische parameters is belangrijk om de grootschalige dynamica van de Antarctische atmosfeer in beeld te brengen, om weersvoorspellingen te verbeteren, maar ook om wolkenvormingsprocessen beter te kunnen begrijpen.

Uit de radiopeilingen blijkt dat de gemiddelde hoogte van de tropopauze (overgang van de troposfeer naar de stratosfeer) in de zomer rond de 9 km (boven zeespiegel) ligt, zonder duidelijk verschil tussen de jaren. De metingen tonen verder aan dat de temperatuur van de tropopauze in februari duidelijk hoger is dan in december. Op basis van de radiopeilingen kunnen ook gemiddelde profielen aangemaakt worden, zoals bijvoorbeeld voor de verticale verdeling van de luchtvochtigheid (zie figuur 2.24). Het profiel voor de luchtvochtigheid toont hoe droog de Antarctische atmosfeer is. De andere seizoenen tonen een gelijkaardig patroon voor de luchtvochtigheid. Dit patroon weerspiegelt het effect van de circumpolaire windstroom die het transport van water(damp) naar het binnenland van Antarctica beperkt.



Figuur 2.24. Gemiddeld verticaal profiel van luchtvochtigheid gemeten tijdens het zomerseizoen 2014-2015 aan het Prinses Elisabeth station. De rode lijn toont de gemiddelde waarden, de blauwe lijn toont de foutenmarges.

REFERENTIES

Aun, M., Lakkala, K., Sanchez, R., Asmi, E., Nollas, F., Meinander, O., Sogacheva, L., De Bock, V., Arola, A., de Leeuw, G., Aaltonen, V., Bolsee, D., Cizkova, K., Mangold, A., Metelka, L., Jakobson, E., Svendby, T., Gillotay, D. and Van Opstal, B.: UV radiation measurements in Marambio, Antarctica during years 2017–2019 in a wider temporal and spatial context. Atmos. Chem. Phys. Discuss., doi: 10.5194/acp-2019-896, in review, 2019.

Beirle, S., Lampel, J., Wang, Y., Mies, K., Dörner, S., Grossi, M., Loyola, D., Dehn, A., Danielczok, A., Schröder, M. and Wagner, T.: The ESA GOME-Evolution "Climate" water vapor product: a homogenized time series of H2O columns from GOME, SCIAMACHY, and GOME-2. Earth Syst. Sci. Data, 10, 449-468, doi: 10.5194/essd-10-449-2018, 2018.

Berckmans, J., Van Malderen, R., Pottiaux, E., Pacione, R. and Hamdi, R.: Validating the water vapour content from a reanalysis product and a regional climate model over Europe based on GNSS observations. Atmos. Chem. Phys. Discuss., doi: 10.5194/acp-2018-1097, 2018.

Bony, S. and Dufresne J.-L.: Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. Geophys. Res. Lett., 32, L20806, doi: 10.1029/2005GL023851, 2005.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P. and Bechtold, P.: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Q. J. Roy. Meteor. Soc., 137, 553-597, doi: 10.1002/qj.828, 2011.

Dewitte, S. and Nevens, S.: The Total Solar Irradiance Climate Data Record. Astrophysical Journal, 830, 1-5, doi: 10.3847/0004-637X/830/1/25, 2016.

Dewitte, S. and Clerbaux, N.: Measurement of the Earth Radiation Budget at the Top of the Atmosphere - A Review. Remote Sensing, 9, 1143, doi: 10.3390/rs9111143, 2017.

Dewitte S. and Clerbaux, N.: Decadal changes of the Outgoing Longwave Radiation. Remote Sensing, 10, 1539, doi: 10.3390/rs10101539, 2018.

Dewitte, S., Clerbaux, N. and Cornelis, J.: Decadal Changes of the Reflected Solar Radiation and the Earth Energy Imbalance. Remote Sensing, 11, 663, doi: 10.3390/rs11060663, 2019.

Gorodetskaya, I. V., Van Lipzig, N. P. M., Van den Broeke, M. R., Mangold, A., Boot, W. and Reijmer, C. H.: Meteorological regimes and accumulation patterns at Utsteinen, Dronning Maud Land, East Antarctica: Analysis of two contrasting years. J. Geophys. Res. Atmos., 118, 1700-1715, doi: 10.1002/jgrd.50177, 2013.

Hansen, J., Sato, M., Kharecha, P. and von Schuckmann, K.: Earth's energy imbalance and implications. Atmos. Chem. Phys., 11, 13421-13449, doi: 10.5194/acp-11-13421-2011, 2011.

Held, I. M. and Soden, B. J.: Water vapor feedback and global warming. Annual Review of Energy and the Environment, 25, 441- 475, doi: 10.1146/annurev.energy.25.1.441, 2000.

Herenz, P., Wex, H., Mangold, A., Laffineur, Q., Gorodetskayfa, I. V., Fleming, Z., Panagi, M. and Stratmann, F.: CCN measurements at the Princess Elisabeth Antarctica Research station during three austral summers. Atmos. Chem. Phys. 19, 275-294, doi: 10.5194/acp-19-275-2019, 2019.

IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1535 pp., 2013.

Jin, Y., Andersson, H. and Zhang, S.: Air pollution control policies in China: a retrospective and prospects. Int. J. Environ. Res. Public Health, 13, 1219, doi: 10.3390/ijerph13121219, 2016.

Loeb, N., Thorsen, T., Norris, J., Wang, H. and Su, W.: Changes in Earth's Energy Budget during and after the "Pause" in Global Warming: An Observational Perspective. Climate, 6, 62, doi: 10.3390/cli6030062, 2018.

NOAA, 2019: https://www.noaa.gov/news/june-2019-was-hottest-on-record-for-globe.

Pacione, R., Araszkiewicz, A., Brockmann, E. and Dousa, J.: EPN-Repro2: A reference GNSS tropospheric data set over Europe. Atmos. Meas. Tech., 10, 1689-1705, doi: 10.5194/amt-10-1689-2017, 2017.

Rapport van de Wereld Meteorologische Organisatie en het Milieuprogramma van de Verenigde Naties omtrent de globale toestand van de ozonlaag: https://www.esrl.noaa.gov/csd/assessments/ozone/

Website van de ozon onderzoeksgroep van het KMI: http://ozone.meteo.be

Soden, B., Held, I., Colman, R., Shell, K., Kiehl, J. and Shields, C.: Quantifying climate feedbacks using radiative kernels. J. Clim., 21, 3504-3520, doi: 10.1175/2007JCLI2110.1, 2007.

Sogacheva, L., Popp, T., Sayer, A. M., Dubovik, O., Garay, M. J., Heckel, A., Hsu, N. C., Jethva, H., Kahn, R. A., Kolmonen, P., Kosmale, M., de Leeuw, G., Levy, R., Litvinov, P., Lyapustin, A., North, P., Torres, O., Arola, A.: Merging regional and global aerosol optical depth records from major available satellite products. Atmos. Chem. Phys., 20, 2031-2056, doi: 10.5194/acp-20-2031-2020, 2020.

Souverijns, N., Gossart, A., Gorodetskaya, I. V., Lhermitte, S., Mangold, A., Laffineur, Q., Delcloo, A. and Van Lipzig, N. P. M.: How does the ice sheet surface mass balance relate to snowfall? Insights from a ground-based precipitation radar in East Antarctica. The Cryosphere, 12, 1987-2003, doi: 10.5194/tc-12-1987-2018, 2018.

Trenberth, K. and Fasullo, J.: An apparant hiatus in global warming? Earth's Future, 1, 19-32, doi: 10.1002/2013EF000165, 2013.

Van Malderen, R., Pottiaux, E., Klos, A., Domonkos, P., Elias, M., Ning, T., Bock, O., Guijarro, J., Alshawaf, F., Hoseini, M., Quarello, A., Lebarbier, E., Chimani, B., Tornatore, V., Zengin Kazancı, S. and Bogusz, J.: Homogenizing GPS integrated water vapor time series: benchmarking break detection methods on synthetic datasets. Earth and Space Science, in revision, 2020.

von Schuckmann, K., Palmer, M., Trenberth, K., Cazenave, A., Chambers, D., Champollion, N., Hansen, J., Josey, S., Loeb, N., Mathieu, P., Meyssignac, B. and Wild, M.: An imperative to monitor Earth's energy imbalance. Nature Climate Change, 6, 138-144, doi: 10.1038/NCLIMATE2876, 2016.

WMO GCOS Implementation Plan, 2016: https://gcos.wmo.int/en/essential-climate-variables.

HOOFDSTUK 3 | Onderzoek over weer- en klimaatmodellering

INLEIDING

De atmosferische variabelen zijn erg veranderlijk over uiteenlopende tijdschalen, gaande van een minuut tot honderd jaar, en zelfs nog meer. In de vorige hoofdstukken kwamen verschillende voorbeelden van die variabiliteit aan bod. De variabiliteit komt tot uiting door de grillige evolutie van de atmosfeer bovenop de gekende regelmatigheden zoals de seizoensgebonden of dagelijkse variaties van de zonneschijn, alsook met abrupte of geleidelijke regimeveranderingen. Deze variaties komen voort uit het geheel van fysische en chemische wetten die de dynamiek van het klimaatsysteem, bestaande uit de atmosfeer, de hydrosfeer, de cryosfeer, de biosfeer en de lithosfeer, bepaalt. Belangrijke vragen zijn in hoeverre deze variaties kunnen worden beschreven met modellen die de verschillende componenten van het klimaat zo goed mogelijk in rekening brengen en wat de voorspelbaarheid van deze modellen is?

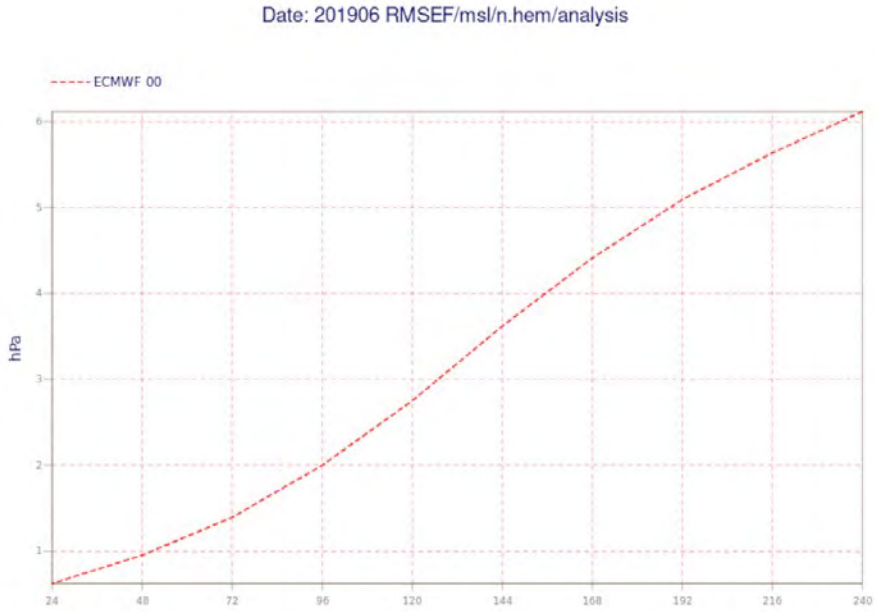
De atmosfeer is wellicht de component van het klimaatsysteem waarover we het meeste weten, aangezien die deel uitmaakt van de natuurlijke omgeving waarin we leven. Desondanks is de voorspelbaarheid van atmosferische variabelen zeer beperkt, zelfs met krachtige computers ter beschikking. Zo blijkt dat na een tiental dagen de weersvoorspelling op basis van modellen niet meer kan onderscheiden worden van een louter toevallige voorspelling die enkel rekening houdt met de periode van het jaar in kwestie. Enerzijds kan dit te wijten zijn aan tekortkomingen in de modellen. Anderzijds is deze beperkte voorspelbaarheid een inherente eigenschap van de natuurwetten. De kleinste fout in de initiële staat van de atmosfeer neemt exponentieel toe tot de voorspelling volledig afwijkt van de realiteit, een fenomeen dat gekend is als het vlindereffect.

Figuur 3.1 illustreert deze dynamiek aan de hand van het operationele, globale weermodel van het Europees Centrum voor Weersverwachtingen op Middellange Termijn (ECMWF). De figuur toont de evolutie van de fout voor de voorspelling van een traditionele meteorologische grootheid, namelijk de luchtdruk op zeeniveau voor het noordelijk halfrond. De grootte van de fout neemt duidelijk toe in functie van de tijd. Deze geleidelijke afname in voorspelbaarheid kan toegeschreven worden aan twee zaken: (i) de aanwezigheid van tekortkomingen in de modellering die de voorspelling beïnvloeden en (ii) **afwijkingen van de gemodelleerde begintoestand** tegenover die van de realiteit. Dergelijke (kleine) afwijkingen leiden onvermijdelijk tot een sterke groei van de fout naarmate het model verder in de tijd berekeningen uitvoert. Op basis van figuur 3.1 kunnen deze twee oorzaken niet van elkaar onderscheiden worden. Het is echter wel mogelijk om voor dit concrete voorbeeld aan te tonen dat de belangrijkste oorzaak een afwijking in de beginvoorwaarden is (Vannitsem and Nicolis, 2008).

De twee eigenschappen die hierboven kort beschreven werden, namelijk de uitgesproken en onregelmatige variabiliteit van de atmosferische variabelen en de gevoeligheid voor de beginvoorwaarden, kenmerken de dynamiek van atmosferische modellen, bekend onder de naam **chaotische dynamica** of aperiodische dynamica. Het is belangrijk om te benadrukken dat de studie van chaotische dynamica niet zozeer de exacte kennis en beschrijving van de wetten voor de evolutie van atmosferische variabelen betreft. Deze discipline betreft eerder de algemene studie van de eigenschappen van de dynamica in dit soort modellen.

De atmosferische variabelen waarvoor meteorologen en klimatologen zich het meest interesseren, zijn wind, temperatuur, luchtdruk, dichtheid, de verschillende fasen van water, de hoeveelheid aerosolen en de chemische samenstelling van de atmosfeer. De evolutie van deze atmosferische variabelen wordt beschreven door de basisvergelijkingen van de vloeistofdynamica, de thermodynamica en de chemische kinetica. Daarnaast is er een hele reeks relaties die de faseveranderingen van water en de absorptie, emissie en diffusie van straling door luchtdeeltjes beschrijven.

Essentieel hierbij is dat deze vergelijkingen van nature niet lineair[1] zijn. Dit kenmerk ligt aan de basis van de bovenvermelde chaotische dynamica en vormt een belangrijk onderdeel van het theoretisch en toegepast werk omtrent de dynamische systeemtheorie, een discipline op de grens van de fysica en de wiskunde. Het KMI-onderzoek dat in deze context wordt gevoerd, komt hieronder in deel 3.1. van dit hoofdstuk aan bod.



Figuur 3.1. Evolutie van de kwadratische afwijking (vierkantswortel van de gemiddelde kwadratische verschillen) van de luchtdruk op zeeniveau, uitgemiddeld over drie maanden en het hele noordelijk halfrond. Dit resultaat is afkomstig van de voorspelling van het hoge-resolutie model van het Europees Centrum voor Weersverwachtingen op Middellange Termijn (ECMWF). De horizontale as geeft de tijd uitgedrukt in uren (bron: de ECMWF-website, https://apps.ecmwf.int/wmolcdnv/scores/mean/msl).

Het klimaat kan gedefinieerd worden als het geheel van weersituaties over een zeer lange tijdsperiode en wordt gewoonlijk gekenmerkt door bijvoorbeeld gemiddelden of afwijkingen van belangrijke atmosferische variabelen, zoals temperatuur of neerslag. Het klimaat wordt daarom gemodelleerd aan de hand van dezelfde basisvergelijkingen die gebruikt worden voor de weersvoorspellingen. Bovendien wordt de interactie tussen de atmosfeer en traag-variërende componenten van het klimaatsysteem, zoals de oceanen, de cryosfeer, en CO_2, in rekening gebracht. De modellering van de oceanen is vergelijkbaar met de modellering van de atmosfeer, met het verschil dat de massa nu een vloeistof op basis van water en zout is (en andere chemische of biologische elementen zoals fytoplankton). Voor de cryosfeer is een dynamisch ijsmodel nodig en voor de biosfeer een model dat de verschillende soorten vegetatie en bedekking van het aardoppervlak beschrijft. Eén van de grootste uitdagingen bij het modelleren van het klimaatsysteem zijn de interacties tussen deze verschillende componenten (bijvoorbeeld de verdamping van water boven tropische oceanen, warmteoverdracht, evapotranspiratie, fluxen van verschillende gassen waaronder broeikasgassen, enz.)

De evolutie van het klimaat volgens een bepaald scenario in de toekomst wordt bestudeerd aan de hand van **klimaatprojecties** (zie ook hoofdstuk 4: Regionale klimaatmodellering). Deze klimaatprojecties karakteriseren de gevoeligheid van alle componenten van het klimaatsysteem ten opzichte van veranderingen in antropogene (menselijke) factoren (bijvoorbeeld de uitstoot van broeikasgassen of landgebruik) en veranderingen in natuurlijke factoren (bijvoorbeeld de positie van de aarde tegenover de zon). Om klimaatprojecties uit te rekenen worden aangepaste modellen gebruikt die specifiek ontwikkeld zijn om voor lange tijdschalen berekeningen uit te voeren. De meteorologische processen die plaatsvinden op tijdschalen van een grootteorde van een dag worden bij deze berekeningen vereenvoudigd. Omdat het klimaatsysteem zo complex is, is een exacte beschrijving van de vergelijkingen, die nodig zijn om de evolutie van het klimaat te karakteriseren (op basis van statistische grootheden zoals gemiddelden, afwijkingen, ...), niet mogelijk. In de plaats daarvan wordt er voor een fenomenologische benadering gekozen, wat bijdraagt aan de fout van het model.

1 Een reactie van een systeem is lineair als deze evenredig is met de amplitude van de actie en voldoet aan het principe van superpositie, dat wil zeggen dat het effect van verschillende acties overeenstemt met de som van die acties. Een reactie is niet lineair als ze niet in deze categorie valt.

In recent onderzoek wordt getracht om voorspellingsmodellen te ontwikkelen die gebruikt kunnen worden voor voorspellingen op zowel korte termijn (enkele dagen), middellange termijn (een maand) of lange termijn (jaarlijkse of decadale schaal). Deze zeer gedetailleerde beschrijving van het klimaatsysteem vergt veel rekentijd en vereist zowel zeer krachtige computers als uitgebreide waarnemingssystemen die alle componenten van het klimaatsysteem omvatten.

3.1. DE DYNAMICA VAN DE ATMOSFEER EN HET KLIMAAT

3.1.1. Inleiding

De hierboven vermelde dynamische systeemtheorie stelt ons in staat om (i) chaotische oplossingen in niet-lineaire systemen te verklaren, en (ii) de enorme waaier aan mogelijke oplossingen van deze systemen, de zogenaamde attractoren, te beschrijven. Een bepaald systeem kan verschillende attractoren hebben en verstoringen van het systeem kunnen, onder bepaalde voorwaarden, verschuivingen van de ene attractor naar de andere teweegbrengen. Dit leidt tot min of meer snelle overgangen tussen oplossingen zoals diegene die in hoofdstuk 1 (De evolutie van het klimaat in België) voor temperatuur of neerslag empirisch beschreven werden. Deze transities kunnen het gevolg zijn van een forcering van natuurlijke oorsprong, zoals bijvoorbeeld een toename in zonne-energie die de aarde bereikt, of van antropogene oorsprong, zoals de verbranding van fossiele brandstoffen.

Een gekend voorbeeld van deze transities tussen verschillende toestanden is de evolutie van de neerslag in de Sahel (Oost-Afrika), waar droge en natte periodes elkaar afwisselen. Deze transities in neerslag werden door KMI-wetenschappers op een vereenvoudigde manier gemodelleerd, gebruik makend van een niet-lineair model dat de evolutie tussen beide toestanden bijzonder goed weergaf (Demarée and Nicolis, 1990).

3.1.2. Het klimaat en de voorspelbaarheid van de gemiddelden

Hoewel de statische eigenschappen van de atmosfeer sterk beïnvloed worden door de componenten van het klimaatsysteem die op langere tijdschalen evolueren (bijvoorbeeld de hydrosfeer of de cryosfeer), is het noodzakelijk om ook rekening te houden met het grillige gedrag van de atmosfeer zelf, zoals beschreven werd in de vorige paragraaf. Gezien de beperktheid van weersvoorspellingen in de tijd, leidt dit tot de vraag in welke mate het klimaat voorspelbaar is.

De vergelijkingen die de evolutie van het klimaat beschrijven zijn bijzonder complex. Vaak is het beter om de beschrijving van fenomenen aanzienlijk te beperken, zodat het probleem waarin we geïntereseerd zijn eenvoudiger wordt, en dit terwijl de essentiële ingrediënten behouden blijven. Het is in deze context dat **zeer eenvoudige modellen** werden ontwikkeld die specifieke fenomenen beschrijven, zoals het oceaancirculatiemodel van Stommel (zie bijvoorbeeld Dijkstra, 2005). Dit model wordt beschreven door twee eenvoudige niet-lineaire differentiaalvergelijkingen (een zogenaamd laagdimensionaal model). Andere modellen zijn zogenaamde modellen van gemiddelde grootte die men kan plaatsen tussen laagdimensionale modellen en operationele weer- en klimaatmodellen. Het fundamentele voordeel van dit soort modellen is dat ze een uitvoerig onderzoek mogelijk maken terwijl ze de essentiële ingrediënten van de basisdynamica behouden.

De afgelopen jaren werd bij het KMI heel wat onderzoek gevoerd met dit soort vereenvoudigde modellen. De resultaten van dit onderzoek tonen aan dat de voorspelbaarheid van bijvoorbeeld gemiddelden over de tijd, dezelfde is als die van het oorspronkelijke systeem en dat de dynamica chaotisch blijft.

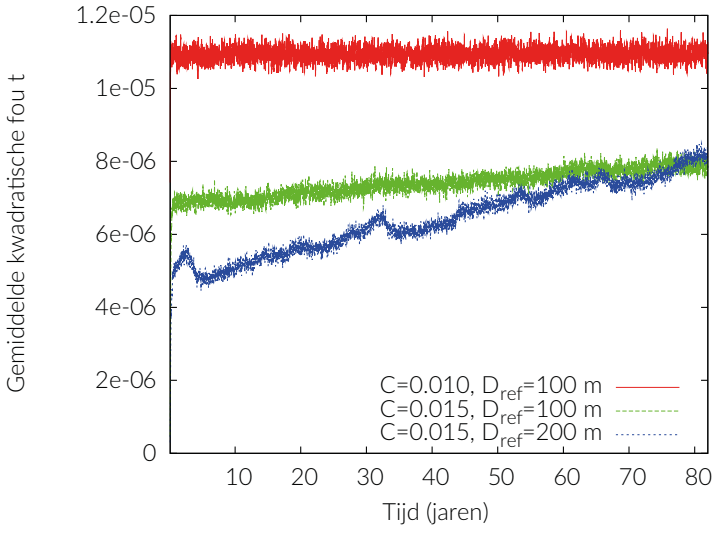
Deze resultaten suggereren dat de kennis van de begintoestand van de atmosferische component een relatief kleine rol speelt in het probleem van de klimaatvoorspelling. Dit is bovendien een logisch gevolg van het feit dat zelfs de kleinste fout in de begintoestand ervoor zorgt dat reeds na een tiental dagen de voorspelling geen toegevoegde waarde meer heeft. Dit sluit echter niet uit dat bepaalde informatie kan afgeleid worden uit een langere voorspelling, omwille van de invloed van andere componenten van het klimaatsysteem die veel trager evolueren.

3.2. DE ROL VAN DE OCEAAN OP DE VOORSPELBAARHEID VAN DE ATMOSFEER

De oceaan maakt deel uit van het klimaatsysteem, en staat rechtstreeks in wisselwerking met de atmosfeer door middel van massa-, impuls- en warmte-uitwisseling. De natuurlijke variabiliteit van de oceaan is veel trager dan deze van de atmosfeer. Men zou echter verwachten dat door de wisselwerkingen, deze langzame variaties van de oceaan eveneens terug te vinden zijn in de dynamiek van de atmosfeer, en bijgevolg ook de voorspelbaarheid van de atmosfeer beïnvloeden. Het bestaan hiervan werd inderdaad aangetoond door Goswami en Shukla (1991) aan de hand van een vrij gedetailleerd gekoppeld oceaan-atmosfeer model. Zij ontdekten dat de grootte van de voorspellingsfout van een gekoppeld model trager toeneemt dan deze van een louter atmosferisch model, en dat er nuttige informatie kan worden afgeleid voor seizoens- of meerjarige voorspellingen. Dit bemoedigende resultaat opende veel perspectieven, in het bijzonder in het kader van seizoens-, meerjarige- en decadale voorspellingen. De voorspellingen op deze tijdschalen zijn momenteel echter van onvoldoende kwaliteit voor algemeen gebruik in Europa en de kennis over de rol van de oceaan in de voorspelbaarheid op lange termijn blijft beperkt (Cassou and Mignot, 2013).

Om te begrijpen hoe de oceaan de voorspelbaarheid van de atmosfeer kan beïnvloeden, hebben wetenschappers van het KMI een reeks **vereenvoudigde oceaan-atmosfeermodellen** ontwikkeld (zie bijvoorbeeld Vannitsem (2017) voor een recent overzicht van deze modellen). Deze modellen omvatten een atmosferische component beschreven door de gebruikelijke vergelijkingen van de grootschalige atmosferische dynamica, en zijn gekoppeld aan een component voor de oceaan met ondiep water waarvan de vergelijkingen ook op grote schaal geldig zijn. Bovendien is er uitwisseling van stralingsenergie, warmte en impuls tussen de oceaan en de atmosfeer. Met behulp van deze modellen werd aangetoond dat om voorspelbaarheid op lange termijn te garanderen, de éénzijdige uitwisseling vanuit de oceaan naar de atmosfeer onvoldoende is. Het is eerder aangewezen om over een nieuwe dynamica te beschikken die zowel oceanische als atmosferische variabelen omvat, waarbij de laatsten als het ware de langzame dynamica van de oceaan "opnemen". De koppeling tussen deze twee componenten van het klimaatsysteem (oceaan en atmosfeer) is dus een noodzakelijke voorwaarde om voorspelbaarheid op lange termijn te hebben, maar niet voldoende (zie Vannitsem (2018) voor meer uitleg).

Een voorbeeld van de evolutie van de fout in de atmosfeer met betrekking tot de aanwezigheid van de oceaan is weergegeven in figuur 3.2. Wanneer de koppeling tussen atmosfeer en oceaan sterk is (C=0,015), blijft de gemiddelde kwadratische fout van één van de modelvariabelen gedurende verschillende decennia toenemen. Dit suggereert een verbeterde voorspelbaarheid voor lange perioden (blauwe of groene lijn voor verschillende diepten van de oceaan in het model). Als de koppeling daarentegen te zwak is (C=0,01), is er geen voorspelbaarheid op lange termijn (rode lijn).



Figuur 3.2. Evolutie van de gemiddelde kwadratische fout voor één van de modelvariabelen voor drie verschillende combinaties van parameters in een versie van een eenvoudig gekoppeld oceaan-atmosfeermodel (volgens Vannitsem (2017, 2018)).

Dit vereenvoudigde model werd op verschillende vlakken uitgebreid en meer specifiek met de mogelijkheid om het aantal variabelen te verhogen, en zo de dynamica op steeds kleinere schaal te beschrijven. Deze versie van het model draagt het acroniem "MAOOAM", wat staat voor *Modular Arbitrary-Order Ocean-Atmosphere Model* (De Cruz *et al.*, 2016, 2018).

3.3. KANTELPUNTEN IN HET KLIMAATSYSTEEM

Talloze studies hebben de doorslaggevende rol van de diepe oceaan en het ijs in de dynamica van het klimaat aangetoond. Bovendien werkt de invloed van de oceaan en het ijs op een veel langere tijdschaal dan die van de atmosfeer. Hun interactie met de atmosfeer kan leiden tot klimatologische 'verrassingen' die grote gevolgen kunnen hebben.

Een eerste voorbeeld van deze relatief abrupte gebeurtenissen is de opeenvolging van **ijstijden en tussenijstijden** tijdens het Kwartair (ongeveer de laatste twee miljoen jaar), die van elkaar gescheiden worden door overgangsfases die vaak veel korter zijn (enkele duizenden jaren) dan de ijstijden en tussenijstijden zelf. Een eerste verklaring voor deze opeenvolging kan gevonden worden in de variaties van de excentriciteit van de baan die de aarde rond de zon maakt (Berger, 1981). Het gebrek aan een perfecte overeenstemming hiermee en de aanzienlijke variabiliteit in de duur van de ijstijden en tussenijstijden, konden destijds niet verklaard worden. Een mogelijke verklaring werd later gevonden in de complexe interactie tussen de veranderingen in excentriciteit van de aardbaan (en dus van de inkomende zonnestraling) en de globale temperatuur van het aardoppervlak, waarvan de dynamica een niet-lineaire vergelijking volgt. Dit onderzoek naar de Kwartaire ijstijden lag ondermeer aan de basis van de ontwikkeling van een belangrijke theorie in de fysica, met name de stochastische resonantie. Deze theorie verklaart hoe een niet-lineair systeem kan reageren op verstoringen met een zeer kleine amplitude (Nicolis, 1982, 1991).

Een ander voorbeeld van niet-lineair gedrag in de componenten van ons klimaatsysteem, is de mogelijke onderbreking van de **thermohaliene circulatie**, een belangrijke stroming die alle oceanen op aarde doorkruist. Het watertransport wordt gedreven door verschillen in de dichtheid van het water, hetgeen op zijn beurt samenhangt met verschillen in temperatuur en zoutgehalte (Dijkstra, 2005). Deze stroming speelt een sleutelrol in de warmte- en massa-overdracht in de oceanen op aarde en draagt bijgevolg sterk bij aan de energieverdeling op aarde. Een mogelijke onderbreking van deze stroming zou desastreuze gevolgen kunnen hebben voor het regionale klimaat (Baruch, 2007). Indien de Golfstroom, die deel uitmaakt van de thermohaliene circulatie en warmte naar Europa voert, stilvalt, zou dit kunnen leiden tot tal van lokale effecten op het klimaat (zie kader).

Golfstroom

Wetenschappers (oceanografen) stellen vast dat sinds de jaren '50 de Golfstroom met 15 procent is afgezwakt. En dat is niet niets, uit reconstructies blijkt immers dat zo'n afzwakking in de voorbije duizend jaar niet is voorgekomen. Door de klimaatverandering is het bovendien mogelijk dat eens er een drempel overschreden wordt, de golfstroom volledig kan stilvallen.

In onze regio's zorgt deze afzwakking samen met de huidige globale opwarming ervoor dat de westwaardse circulatie boven de Atlantische Oceaan 's winters sterker wordt, hetgeen overeenstemt met minder vriswinters en meer zuidwestenwind met regenachtig weer.

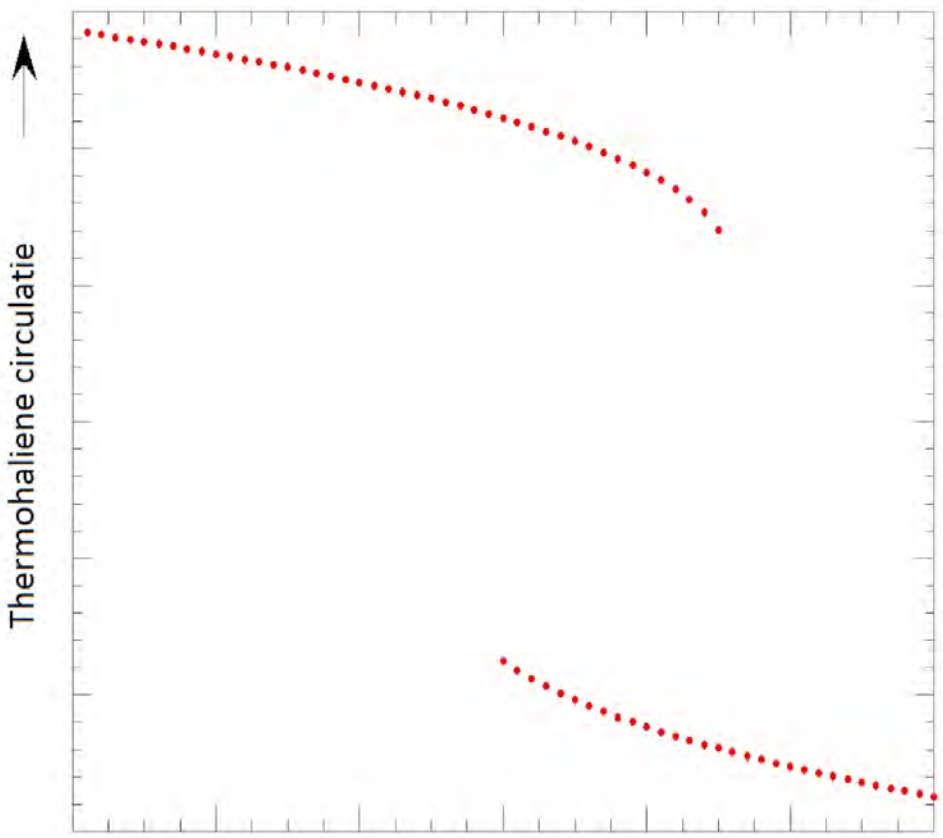
Bijgevolg wordt verwacht dat voor onze regio het effect van het mogelijks stilvallen van de Golfstroom vrijwel gecompenseerd zou worden door deze zachte zeewind in de winter en in de zomer door hogedrukgebieden die de weg blokkeren voor depressies, waardoor de dan relatief koele oceaanlucht niet boven ons continent doordringt. Dit kan dan leiden tot een hogere kans op hittegolven en zomerse droogten. Kortom: het stilvallen van de Golfstroom veroorzaakt mogelijk in België een versterkt zeeklimaat in de winter en een landklimaat in de zomer. De echte afkoeling ten gevolge van het stilvallen van de Golfstroom zou zich voordoen in het hoge noorden[2].

De overgang tussen twee verschillende regimes van oceaanstromingen zou het resultaat kunnen zijn van de aanwezigheid van wat in de dynamische systeemtheorie een **bifurcatie** wordt genoemd. De bifurcatietheorie beschrijft de manier waarop een systeem van regime verandert onder invloed van een verandering in bepaalde factoren zoals bijvoorbeeld de uitstoot van broeikasgassen of de positie van de aarde tegenover de zon. Veronderstel het bovenstaande voorbeeld: de thermohaliene circulatie in de Noord-Atlantische Oceaan wordt bepaald door de hoeveelheid zoet smeltwater die aan de noordpool in de oceaan terecht komt. Als deze toevoer aan zoet water

2 https://www.vn.nl/warmteregelaar-aarde-zwakt-af/

te groot wordt (door bijvoorbeeld snel smelten van het poolijs), zou dat de circulatie ernstig kunnen verstoren, zelfs tot stilstand brengen of omkeren. Dat zou op korte tijd een hele reeks lokale veranderingen met mogelijks rampzalige gevolgen, kunnen teweeg brengen.

Figuur 3.3 illustreert het fenomeen van bifurcatie aan de hand van een schematisch diagram, afgeleid van een vereenvoudigd en kwalitatief model dat de thermohaliene circulatie beschrijft ter hoogte van de Noord-Atlantische Oceaan. Als we in dit model de toevoer van zoet water verhogen, zal het systeem achtereenvolgens overgaan van een stabiele toestand met een sterke circulatie (rode punten bovenaan op het diagram) naar een situatie waarbij twee mogelijke toestanden stabiel zijn, een intense en een zwakke (of omgekeerde) circulatie, en vervolgens naar een situatie waar de stabiele toestand overeenstemt met een circulatie van zwakke intensiteit (of omgekeerde circulatie). Wanneer bovendien op een bepaald ogenblik in de toestand van intense circulatie de toevoer van zoet water toeneemt, glijdt men langs de bovenste lijn en zal er vervolgens abrupt overgegaan worden naar de toestand met zwakke circulatie (of omkering van de circulatie), zoals weergegeven door de onderste rode punten.



Figuur 3.3. Bifurcatiediagram van de intensiteit van de thermohaliene circulatie in de Noord-Atlantische Oceaan als functie van de toevoer van zoet water aan de noordpool.

In het algemeen kan de aanwezigheid van niet-lineairiteiten in het klimaatsysteem ongewenste gevolgen hebben. In het bijzonder wanneer tijdsafhankelijke forceringen plaatsgrijpen, zoals de toename van broeikasgassen, of de snelle ontbossing die het albédo[3] verandert. Deze veranderingen kunnen een plotselinge verschuiving van de ene klimatologische toestand naar de andere veroorzaken en een volledige verandering van de statistische eigenschappen van het systeem teweegbrengen. Zo'n verschuivingen in ons klimaatsysteem werden recent met behulp van eenvoudige modellen door KMI-wetenschappers onderzocht. Uit dit onderzoek is gebleken dat de initiële toestand van het systeem bij het begin van de verandering van de respectievelijke parameter en de snelheid waarmee de externe factoren veranderen, onverwachte gevolgen heeft (Nicolis and Nicolis, 2004).

3 Albedo is een maat voor de reflectiviteit van het aardoppervlak. Hoe hoger het albedo, hoe lager de hoeveelheid directe zonnestraling die door de aarde en de atmosfeer wordt geabsorbeerd.

3.4. HET PROBLEEM VAN DE MODELFOUT

Dankzij het gebruik van klimaatmodellen met een verschillende complexiteit krijgen we een beter inzicht in de tijdsevolutie van de klimaatveranderingen. Wat de klimaatprojecties betreft, ligt de voornaamste moeilijkheid bij het zo goed mogelijk weergeven van de onderliggende processen in een model. Om dit mogelijk te maken zijn zowel zeer gedetailleerde modellen als de analyse van zeer eenvoudige systemen van belang. Dit laatste laat immers toe om een dieper inzicht te verkrijgen in de mechanismen in ons klimaatsysteem. Op die manier kan de mogelijke evolutie van het klimaat en de voorspelbaarheid van het model gekwantificeerd worden. Tot op heden bestaan er echter nog veel onzekerheden over de processen in ons klimaatsysteem en hun impact op het klimaat (Baruch, 2007). Deze onzekerheden leiden tot de volgende vragen: (i) wat is de impact van de onzekerheden op de klimaatprojecties, en (ii) hoe kunnen we rekening houden met deze onzekerheden?

De vraag over de impact van de modelfout op de (klimaat)voorspelling is niet nieuw en stelt zich ook bij de weersvoorspellingen. De impact van twee soorten fouten is bijvoorbeeld geïllustreerd in figuur 3.1: enerzijds is er de impact op de fout door de beperkte kennis van de begintoestand van de atmosfeer en anderzijds is er de impact van de modelfout zelf. Binnen het KMI komt deze vraag uitgebreid aan bod bij de ontwikkeling van een fundamentele theorie van de dynamica van de modelfout en de correctie ervan. Zo blijkt dat de aanwezigheid van een modelfout belangrijke gevolgen kan hebben voor de weersvoorspelling; zoals bijvoorbeeld het ontbreken van een overgang naar een ander regime in het bestudeerde systeem. Als het systeem chaotisch is, neemt de modelfout, net zoals de afwijking van de initiële toestand, met de tijd toe, waardoor het systeem uiteindelijk totaal onvoorspelbaar wordt (Nicolis, 2004; Vannitsem, 2006).

De afname in voorspelbaarheid als functie van de tijd, is eveneens aanwezig bij verschillende statistische grootheden van klimaatvariabelen zoals bijvoorbeeld de globale jaarlijkse gemiddelde temperatuur. Algemeen worden deze afwijkingen later gecorrigeerd door middel van zogenaamde 'post-processingtechnieken'. Dit zijn statistische correctiemethoden op basis van modelfouten uit het verleden. In de context van de evolutie van het klimaat onder invloed van bijvoorbeeld externe forceringen of veranderingen in de chemische samenstelling van de atmosfeer, zijn deze correctiemethoden op basis van statistische relaties tussen de observaties en de modelvariabelen niet altijd geldig. Dit laatste is van cruciaal belang wanneer men klimaatprojecties wil berekenen, en de mogelijke onzekerheden in rekening wil brengen. Dit werd bestudeerd in de context van zeer eenvoudige systemen, meer specifiek met behulp van een klimaatmodel van lage dimensie (Vannitsem, 2011). Hierbij bleek dat de afwijkingen en statistische relaties voor de correctie van de impact van de modelfout, aanzienlijke veranderingen ondergingen wanneer de eigenschappen van energieabsorptie van de atmosfeer werden veranderd. Bovendien vertonen deze statistische relaties en de correctie een complexe afhankelijkheid van de wijzigingen van de eigenschappen van de energie-absorptie die opgelegd werden aan het betrokken klimaatsysteem (bijvoorbeeld gekoppeld aan de toename van broeikasgassen), waarbij geen rekening wordt gehouden met het soort relatie dat in de toekomst zou kunnen overheersen.

3.5. KWALITEIT EN CORRECTIE VAN SEIZOENSVOORSPELLINGEN

Alle bovenvermelde onzekerheden, namelijk deze met betrekking tot de beginvoorwaarden, de modelfouten en de mogelijke toekomstscenario's van forceringen zoals broeikasgassen, moeten in rekening gebracht worden opdat de evolutie van het klimaat op een betrouwbare manier geëvalueerd kan worden. Dit is enkel mogelijk met behulp van een probabilistische klimaatvoorspelling (of -projectie).

Deze benadering wordt al bijna 30 jaar gehanteerd door de belangrijkste meteorologische instellingen die dagelijkse en seizoensvoorspellingen leveren op globale schaal. De operationele aanpak van dit soort voorspellingen is gebaseerd op een reeks voorspellingen gebruik makend van hetzij één bepaald model dat uitgaat van verschillende beginvoorwaarden, hetzij verschillende modellen die van elkaar verschillen in de beschrijving van bepaalde fysische processen, hetzij een combinatie van beide methoden.

Het grootste voordeel van het beschikken over meerdere voorspellingen is de mogelijkheid tot het inschatten van de voorspellingsfout. Ook in de context van weersvoorspellingen wordt deze benadering steeds vaker toegepast, zowel via het gebruik van verschillende beginvoorwaarden als via verschillende modellen die enigszins van elkaar verschillen (Palmer, 2000). Voor het klimaatsysteem is deze aanpak echter complexer aangezien de onderliggende modelcomponenten verschillende tijdschalen kennen. Zo kan men zich afvragen hoe een gekoppeld oceaan-atmosfeermodel verstoord moet worden om na te kunnen gaan wat de oorsprong van de onzekerhe-

den in het model is. Dit werd recent door onderzoekers van het KMI uitvoerig bestudeerd met behulp van het MAOOAM-model (Vannitsem and Duan, 2020).

Recent analyseerden KMI-wetenschappers in detail de kwaliteit van realistische seizoensvoorspellingen voor België en voor andere gebieden in West-Europa en het Middellandse Zeegebied. Deze analyse baseerde zich op gegevens afkomstig van het 'EUROSIP multi-model' systeem voor seizoensvoorspellingen, dat sinds 2005 operationeel is en door het ECMWF wordt beheerd. Dit systeem combineerde in eerste instantie voorspellingen afkomstig van drie meteorologische instellingen, sinds 2012 van vier instellingen, en sinds 2017 van vijf instellingen. Elk van deze internationale instellingen maakt een **reeks voorspellingen** op basis van hun eigen model, waarbij elke reeks uit scenario's bestaat, ook wel 'leden' genoemd, die elk een mogelijke evolutie voor de volgende maanden weergeeft. Deze verschillende modellen hebben een aanzienlijke ontwikkeling doorgemaakt, zodat de configuratie van het multi-model ensemble sterkt is geëvolueerd. Ondanks deze inspanningen worden er belangrijke verschillen geïdentificeerd bij het vergelijken van de voorspellingen met de waarnemingen, voornamelijk als gevolg van een vereenvoudigde weergave van de klimaatdynamica in de modellen. Het effect van modelfouten kan gedeeltelijk worden gecorrigeerd door toepassing van statistische post-processingtechnieken, hetgeen een cruciale stap is in klimaatprojecties.

De post-processing en de verificatie van de kwaliteit van seizoensvoorspellingen stelt ons voor een reeks uitdagingen die ook van belang zijn bij klimaatprojecties. Om de parameters van de statistische correctiemodellen te optimaliseren, is het nodig om een verzameling van voorspellingen uit het verleden (ook wel 'hindcasts' genoemd) en de daarop volgende waarnemingen voor te bereiden. Deze databanken moeten bij elke wijziging van het voorspellingssysteem worden vernieuwd. De post-processing en de verificatie van de seizoensvoorspellingen worden meestal voor elk seizoen afzonderlijk uitgevoerd, zodat de steekproeven te lijden hebben onder een beperkte steekproefomvang. Betrouwbare gegevens, voornamelijk afkomstig van satellietwaarnemingen die sinds 1980 hun intrede deden, maakten een aanzienlijke vooruitgang mogelijk in de initialisatie van de modellen. Daarnaast vergen meerdere berekeningen van gekoppelde modellen zeer veel rekentijd. Voor EUROSIP duren de 'hindcasts' 18 tot 36 jaar, afhankelijk van de modellen of combinaties van modellen. Vanwege deze relatief korte tijdspanne zijn er grote onzekerheden verbonden aan de inschattingen van de kwaliteit van de voorspellingen en aan de parameters voor de post-processing.

Om alle mogelijke scenario's van het klimaatsysteem naar behoren in rekening te brengen, moet de omvang van het ensemble voldoende groot zijn. De gebundelde inspanningen van de verschillende meteorologische instellingen om multi-model ensembles te ontwikkelen zijn veelbelovend. Het laat toe om voordeel te halen uit de complementariteit van de modellen, waarbij modellen zich onderscheiden in verschillende situaties. In de praktijk is het gebruikelijk dat de enorme hoeveelheid informatie wordt samengevat in vereenvoudigde resultaten. Zo kunnen voorspellingen bijvoorbeeld worden uitgemiddeld door ze een gewicht toe te kennen dat rekening houdt met de prestaties van het model in vergelijkbare situaties. Het is ook gebruikelijk om drie categorieën van situaties te definiëren: koud, normaal en warm. In plaats van te verwachten dat seizoensvoorspellingen de exacte temperatuur of neerslag zullen voorspellen, ligt de meerwaarde bij het voorspellen van de *waarschijnlijkheid* dat het komende seizoen warmer of kouder, of droger of natter zal zijn dan normaal.

Om de impact van kleinschalige processen op de voorspelbaarheid te verminderen, dienen instantane en lokale waarden van atmosferische variabelen te worden uitgefilterd. In het onderstaande voorbeeld komt de voorspelde en waargenomen variabele overeen met een eenvoudig gemiddelde over een domein van 5° x 2,5° dat België omvat. Een nuttige aanname bij seizoensvoorspellingen en met name bij de ontwikkeling van post-processingtechnieken is om een voorspelbaar signaal te onderscheiden van onafhankelijke ruis die geen verband houdt met het signaal. Deze veronderstelling is in veel situaties niet van toepassing. Bijvoorbeeld, de dag-op-dag varibiliteit van neerslag in tropische gebieden kan erg verschillen van situaties met een sterke of een zwakke El Niño. Desondanks is deze aanname wel geschikt voor het corrigeren van ensemblevoorspellingen. Het is hierbij belangrijk om het ensemblegemiddelde en de afwijkingen die overeenkomen met de verschillende andere scenario's afzonderlijk te corrigeren. De variantie-inflatie methode levert betrouwbare probabilistische voorspellingen op, in die zin dat het waargenomen klimaat kan worden beschouwd als onderdeel van het geheel van verwachtte scenario's. De 'member-by-member'-correctiemethode is meer algemeen en maakt het gebruik van bijkomende verklarende variabelen mogelijk.

Voorspellingen van seizoensgebonden gemiddelden van temperatuur, neerslag en luchtdruk op zeeniveau voor België en sommige gebieden in West-Europa en het Middellandse Zeegebied werden door wetenschappers van het KMI vergeleken met de waargenomen waarden (ERA-Interim reanalyse). Er werden drie maatstaven gekozen om de kwaliteit van de voorspellingen te beschrijven en deze worden voor de temperatuur in België in tabel 3.1

weergegeven. Alleen significant positieve efficiëntiewaarden worden behouden en alleen de combinatie met beste multi-model en post-processingtechniek zijn hier weergegeven. Interessant voor België zijn de gemiddelde voorjaarstemperaturen (maart, april, mei) volgens de voorspellingen die geïnitieerd werden op 1 maart (d.w.z. een termijn van 0 maanden) of op 1 februari (een termijn van 1 maand, wat in de praktijk nuttiger is). Deze voorspellingen tonen immers alle drie positieve scores. De voorspelbaarheid van de voorjaarstemperatuur werd ook belicht voor andere gebieden (Zweden, Griekenland en het Verenigd Koninkrijk). Daarnaast werden positieve scores gevonden voor de winterneerslag in Zweden en Griekenland. In het kader van de 'Copernicus Climate Change Service' (C3S) worden er nu elke maand seizoensvoorspellingen op basis van zes modellen verspreid, en dit in opvolging van EUROSIP (https://climate.copernicus.eu/enhanced-seasonal-forecast-system-now-available).

SCORE	SEIZOEN	TERMIJN	(MULTI-) MODEL	POST-PROCESSING	WAARDE
MSSS	MAM	0	{ECMWF, NCEP}	MBM	0,533
		1	{ECMWF, NCEP, JMA}	INFL	0,301
	SON	1	{JMA}	MBM	0,217
BSS1	MAM	0	{NCEP}	MBM	0,598
		1	{ECMWF, NCEP, JMA}	BC	0,259
	JJA	1	{ECMWF, NCEP, JMA}	MBM	0,376
BSS2	MAM	0	{ECMWF}	INFL	0,307
		1	{NCEP, JMA}	MBM	0,218

Tabel 3.1. Kwaliteit van de seizoensgebonden gemiddelde temperatuurvoorspellingen voor België volgens het EUROSIP-multi-model systeem. MSSS (Mean Square Skill Score): relatieve efficiëntie van een voorspelling op basis van het klimatologische seizoensgemiddelde (MSSS=1 perfect, <0 irrelevant). BSS1 (Brier Skill Score): relatieve efficiëntie van een voorspelling van de waarschijnlijkheid dat de temperatuur lager is dan het derde koudste deel van de klimatologie. BSS2: hetzelfde voor het derde warmste deel van de klimatologie. Seizoen: Lente MAM (maart-april-mei). Termijn: 0 maanden voor een berekening die op 1 maart voor het voorjaar is begonnen (1 voor 1 februari). Waarde: waarde van de beste combinatie van multi-model en post-processingtechniek, significant positief. Model: hier de afkorting van de meteorologische instelling (NCEP: VS, JMA: Japan). Post-processing: BC bias correctie, INFL variantie inflatie, MBM member-by-member-correctie.

REFERENTIES

Baruch, J-O. (ed): Les trois inconnues du CLIMAT. La Recherche, dossier, 414, 31-49, 2007.

Berger, A.: Climatic variations and variability: Facts and theories. Reidel, Dordrecht, 1981.

Cassou, C. and Mignot, J.: Enjeux, méthodes et fondamentaux de prévisibilité et prévision décennale. La Météorologie, 81, 23-30, doi: 10.4267/2042/51099, 2013.

De Cruz, L., Demaeyer, J. and Vannitsem, S.: The Modular Arbitrary-Order Ocean-Atmosphere Model: MAOOAM v1.0. Geoscientific Model Development, 9, 2793-2808, doi: 10.5194/gmd-9-2793-2016, 2016.

Demarée, G.R. and Nicolis, C.: Onset of sahelian drought viewed as a fluctuation-induced transition. Q. J. R. Meteorol. Soc., 116, 221-234, doi: 10.1002/qj.49711649110, 1990.

Dijkstra, H.A.: Nonlinear Physical Oceanography: A Dynamical Systems Approach to the Large Scale Ocean Circulation and El Niño. Springer, 28, 532 pp., doi: 10.1007/1-4020-2263-8, 2005.

Goswami, B. and Shukla, J.: Predictability and variability of a coupled ocean-atmosphere model. J. of Marine Systems, 1, 217-228, doi: 10.1016/0924-7963(91)90028-S, 1991.

Nicolis, C.: Stochastic aspects of climatic transitions - Response to a periodic forcing. Tellus, 34, 1-9, 1982.

Nicolis, C.: Le climat peut-il basculer? La recherche, 232, 584-587, 1991.

Nicolis, C.: Dynamics of model error: The role of unresolved scales revisited. J. Atmos. Sci., 61, 1740-1753, 2004.

Nicolis, C. and Nicolis, G.: Noisy limit point bifurcation with slowly varying control parameter. Europhys. Lett., 66, 185-191, doi: 10.1209/epl/i2003-10201-5, 2004.

Palmer, T. N.: Predicting uncertainty in forecasts of weather and climate. Rep. Prog. Phys., 63, 71-116, doi: 10.1088/0034-4885/63/2/201, 2000.

Vannitsem, S.: The role of scales in the dynamics of parameterization uncertainties. J. Atmos. Sci., 63, 1659-1671, doi: 10.1175/JAS3708.1, 2006.

Vannitsem, S.: Bias correction and post-processing under climate change. Nonlinear Processes in Geophysics, 18, 911-924, doi: 10.5194/npg-18-911-2011, 2011.

Vannitsem, S.: Predictability of large-scale atmospheric motions: Lyapunov exponents and error dynamics. Chaos, 27, 032101, doi: 10.1063/1.4979042, 2017.

Vannitsem, S.: Que nous apprennent les modèles météorologiques et climatiques simplifiés sur la prévisibilité à long terme de l'atmosphère? La Météorologie, 102, 22-30, 2018.

Vannitsem, S. and Duan, W.: On the use of near-neutral backward Lyapunov vectors to get reliable ensemble forecasts in coupled ocean-atmosphere systems. Submitted to Climate Dynamics, 2020.

Vannitsem, S. and Nicolis, C.: Dynamical properties of Model Output Statistics forecasts. Mon. Wea. Rev., 136, 405-419, doi: 10.1175/2007MWR2104.1, 2008.

HOOFDSTUK 4 | Regionale klimaatmodellering

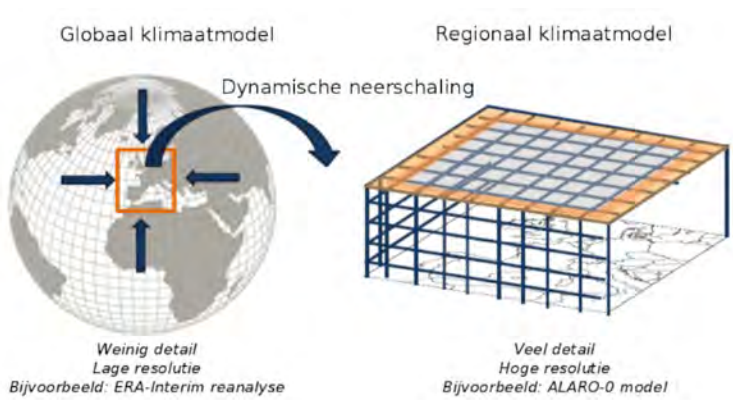
INLEIDING

De eerste modelberekeningen van de algemene atmosferische circulatie dateren van 1956 (Phillips, 1956). Intussen is de resolutie en complexiteit van deze grootschalige modellen sterk toegenomen, en zijn ze nog steeds het voornaamste hulpmiddel om globale klimaatprojecties uit te rekenen. Door de beperkte rekenkracht van computers, worden globale klimaatprojecties doorgaans berekend met een horizontale modelresolutie (zie kader) van 100 tot 200 km. Voor vele toepassingen is deze resolutie echter onvoldoende. Kortom, de meeste globale klimaatmodellen kunnen geen gedetailleerde informatie leveren over de te verwachten klimaatveranderingen op regionale en lokale schaal.

Resolutie van het model

Klimaatmodellen verdelen het aardoppervlak en de atmosfeer in roosterpunten waarvoor de wiskundige vergelijkingen opgelost worden. De afstand (horizontaal en verticaal) tussen de roosterpunten bepaalt de resolutie van het klimaatmodel. Hoe kleiner deze afstand, hoe hoger de resolutie, waardoor het klimaatmodel gedetailleerde informatie over bijvoorbeeld het landoppervlak, vegetatietype, landgebruik, orografie, enz. in rekening kan brengen bij de berekeningen.

Wanneer men geïnteresseerd is in het klimaat van een welbepaald gebied op aarde (bijvoorbeeld België), kan een zogenaamd regionaal klimaatmodel (of *Limited Area Model*) gebruikt worden. Deze regionale klimaatmodellen hebben een hogere horizontale resolutie (kleinere afstand tussen de roosterpunten). Op die manier kan voor dezelfde rekentijd, voor een specifiek gebied op aarde meer gedetailleerde en precieze klimatologische informatie verkregen worden. Oorspronkelijk werden deze regionale modellen gebruikt voor numerieke weersvoorspellingen, en later werden ze ook voor regionale klimaatmodellering aangewend (Dickinson *et al.*, 1989; Giorgi, 1990; Jones *et al.*, 1995; Denis *et al.*, 2002; Laprise *et al.*, 2008). Aan de rand van de regio waarvoor het regionaal klimaatmodel berekeningen uitvoert, wordt grootschalige atmosferische informatie afkomstig van een globaal klimaatmodel gebruikt. Deze methode waarbij globale modelgegevens met weinig detail gebruikt worden om modelberekeningen op regionale en lokale schaal uit te voeren, heet dynamische neerschaling (of in het Engels *dynamical downscaling*) (figuur 4.1).



Figuur 4.1. Illustratie van dynamische neerschaling waarbij globale modelgegevens met weinig detail gebruikt worden om modelberekeningen op regionale en lokale schaal uit te voeren.

4.1. HET REGIONAAL KLIMAATMODEL ALARO-0 EN HET NIEUWE OPPERVLAKTEMODEL

4.1.1. ALARO-0

Het KMI heeft zijn eigen atmosferisch model dat operationeel gebruikt wordt, zowel voor de dagelijkse weersvoorspellingen als voor klimaatstudies. Dit model heet ALARO-0 en is een versie van het ALADIN model (*Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational*) (Bubnova *et al.*, 1995; ALADIN International Team, 1997). Het ALARO-model gebruikt nieuwe fysische parameterisaties (o.a. voor diepe convectie en wolken) die specifiek ontwikkeld zijn zodat het model gebruikt kan worden met hoge horizontale resoluties gaande van 3 tot 10 km (Termonia *et al.*, 2018). Sinds 2010 wordt het ALARO-0 model met een horizontale resolutie van 4 km operationeel gebruikt in het KMI (Gerard *et al.*, 2009).

Parametrisatie

Sommige fysische processen:

- → zijn te complex,
- → zijn niet goed gekend,
- → of doen zich voor op een ruimtelijke schaal die kleiner is dan de resolutie van het model. Deze processen kunnen niet expliciet uitgerekend worden door het model, maar worden benaderd door andere eenvoudige processen met behulp van zogenaamde parametrisaties.

Voorbeelden van fysische processen die in het model geparametriseerd worden, zijn: straling, convectie, turbulentie, en interacties met de orografie en het aardoppervlak.

Het ALADIN- en het ALARO-model zijn het resultaat van een internationale samenwerking binnen het Europese ALADIN-consortium, waaraan het KMI deelneemt. Dit consortium bestaat uit 16 nationale meteorologische diensten en heeft enerzijds tot doel om iedere deelnemende onderzoeksgroep een *state-of-the-art* atmosferisch model te laten exploiteren voor de nationale behoeften en anderzijds om voldoende know-how en kritieke massa te creëren voor hedendaags wetenschappelijk onderzoek naar weer en klimaat. Aan het ALADIN-consortium werken een honderdtal wetenschappers mee. Het KMI speelt momenteel een centrale rol binnen het management en de wetenschappelijke activiteiten van dit consortium.

Daarnaast wordt sinds 2011 het ALARO-0 model gebruikt voor klimaatmodellering, waarbij verschillende studies het potentieel voor regionale klimaatmodellering hebben aangetoond (Hamdi *et al.*, 2012; De Troch *et al.*, 2013; Giot *et al.*, 2016; Termonia *et al.*, 2018; Top *et al.*, 2020). Zo leidt bijvoorbeeld een betere fysische beschrijving van de interactie tussen wolken en straling in het model ertoe dat het model het aantal waargenomen hittegolven in Ukkel beter kan benaderen (Hamdi *et al.*, 2012). KMI-onderzoekers concludeerden hierbij dat een juiste weergave van diepe convectie in het ALARO-model zeer belangrijk is voor de modellering van extreme gebeurtenissen, in het bijzonder wanneer het model met een hoge horizontale resolutie (of veel ruimtelijk detail) wordt aangewend. De klimatologie van extreme zomerneerslag in België zoals berekend door het ALARO-0 model stemt bovendien beter overeen met de waargenomen klimatologie, dan deze berekend door de vroegere ALADIN modelversie (De Troch *et al.*, 2013).

Het ALARO-0 model werd eveneens gebruikt in de context van het internationale CORDEX-project (*Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment*). Dit project zorgt voor de samenhang van berekeningen met regionale klimaatmodellen, waarbij de regio's, variabelen, en verschillende scenario's voor de uitstoot van broeikasgassen vooraf zijn gedefinieerd. Het KMI en de UGent hebben met ALARO-0 modelresultaten bijgedragen tot EURO-CORDEX en CAS-CORDEX, respectievelijk de Europese en de Centraal-Aziatische tak van het CORDEX-project. De modelresultaten voor Europa en Centraal-Azië werden gevalideerd door de simulaties voor beide regio's te vergelijken met waarnemingen (Giot *et al.*, 2016; Top *et al.*, 2020). Hierbij werd aangetoond dat ALARO-0 de waargenomen klimatologie voor neerslag in Europa zeer goed benadert, en in overeenstemming is met vergelijkbare simulaties voor Europa (Jacob *et al.*, 2020).

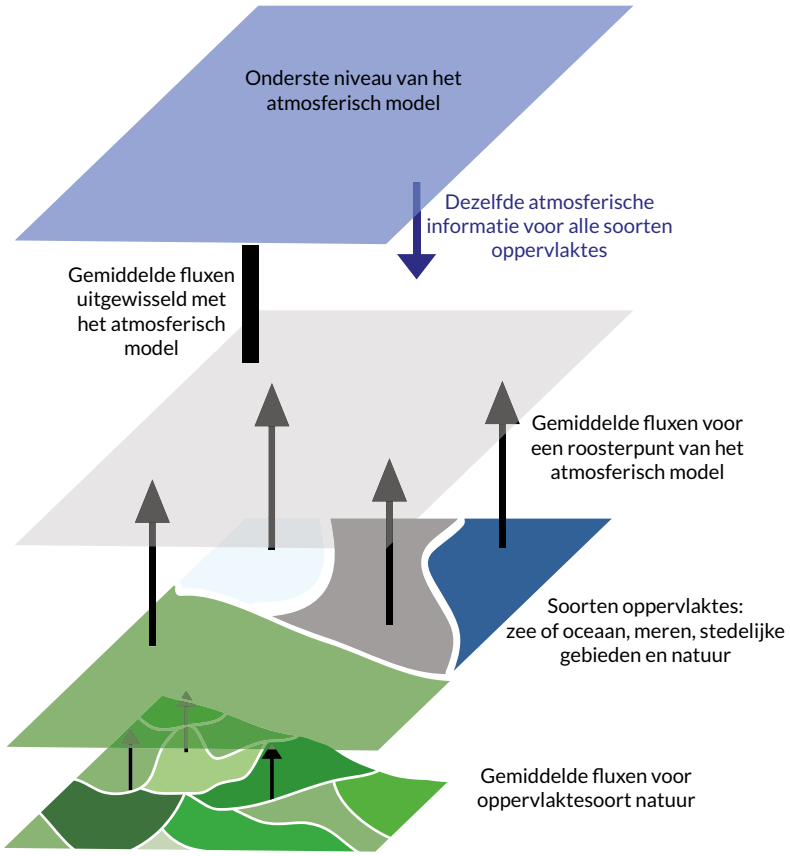
De validatie van de modelresultaten voor de Centrale-Aziatische regio kent een grotere onzekerheid, aangezien het extreme klimaat in de regio (woestijnen, moesson, hoogste pieken op aarde, ...) meteorologische stationswaarnemingen moeilijk maakt. Regionale klimaatmodellen zoals ALARO-0 bieden voor deze regio een aanzienlijke meerwaarde door hun betere weergave van o.a. extreme weerfenomenen. Bovendien is ALARO-0 één van de weinige regionale klimaatmodellen die voor deze regio gebruikt werd. De resultaten van deze modelberekeningen zijn dus een unieke en waardevolle bron aan informatie om de klimaatverandering in de regio te bestuderen.

4.1.2. Het oppervlaktemodel SURFEX

De parameterisatie die de interactie tussen de bodem en de atmosfeer beschrijft, speelt een sleutelrol bij regionale klimaatmodellering. De fysische processen die gelinkt zijn aan deze parametrisatie omschrijven de uitwisseling van energie en water tussen de atmosfeer, de vegetatie en de bodem (Prein *et al.*, 2015). Météo-France ontwikkelde een parameterisatie voor de modellering van de fysische processen aan het oppervlak, SURFEX genaamd. De interacties tussen de bodem en atmosfeer worden in SURFEX beschreven voor vier soorten oppervlaktes: zee of oceaan, meren, stedelijke gebieden en natuur (bodem en vegetatie) (zie figuur 4.2).

Het oppervlak dat door elk van deze vier soorten oppervlaktes wordt ingenomen, is gebaseerd op gegevens van landgebruik en satellieten (Masson *et al.*, 2003). Voor elke soort oppervlakte wordt in SURFEX een specifiek en afzonderlijk model gebruikt, zodat de totale uitwisseling van energie en water tussen het oppervlak en de atmosfeer overeenstemt met een gewogen gemiddelde van de uitwisselingen van de vier soorten oppervlaktes. De atmosferische gegevens die als input worden gebruikt, worden verondersteld homogeen te zijn (figuur 4.2).

SURFEX werd zodanig ontwikkeld dat het makkelijk gebruikt kan worden in combinatie met atmosferische of hydrologische modellen. Ook voor de regionale klimaatmodelberekeningen met ALARO kan SURFEX gebruikt worden (Hamdi *et al.*, 2014; Berckmans *et al.*, 2017).



Figuur 4.2. Schematische weergave van het oppervlaktemodel SURFEX.

Bij berekeningen met een atmosferisch model (zoals bijvoorbeeld ALARO) dat gebruik maakt van SURFEX, worden voor elk roosterpunt in het model en bij elke tijdstap atmosferische gegevens gebruikt voor: temperatuur, specifieke vochtigheid, wind, luchtdruk, neerslag, straling, en informatie over de chemische samenstelling van de atmosfeer. Het oppervlaktemodel SURFEX berekent de gemiddelde fluxen voor beweging, voelbare warmte, latente warmte en eventueel de fluxen van chemische stoffen of aerosolen. Deze informatie wordt vervolgens samen met informatie over de oppervlaktetemperatuur, het albedo, en de thermische oppervlaktestraling, uitgewisseld met de atmosferische modelcomponent. Meer specifiek wordt deze informatie als randvoorwaarden opgelegd aan de parameterisaties voor straling en turbulentie in het atmosferisch model. Nadat de atmosferische informatie eenmalig doorgegeven werd aan het SURFEX model, is het ook mogelijk om de berekeningen met het SURFEX model zodanig uit te voeren dat er geen verdere uitwisseling van informatie meer gebeurt tussen de atmosferische en oppervlaktecomponent tijdens de daaropvolgende berekeningen. Deze manier van modelberekeningen vergt minder rekentijd dan de modelberekeningen waarbij er wel een continue en twee-zijdige uitwisseling van informatie bestaat tussen de atmosferische en oppervlaktecomponent.

Het potentieel van het gebruik van SURFEX bij numerieke weersvoorpellingen met het ALARO-0 model werd door KMI-onderzoek aangetoond (Hamdi *et al.*, 2014). In vergelijking met ALARO-0 modelresultaten zonder gebruik van SURFEX, toonden de resultaten met gebruik van SURFEX voor België een neutraal effect voor de 2m-temperatuur in de winter en voor het verticale windsnelheidsprofiel. In de zomer daarentegen, benadert het ALARO-0 model in combinatie met SURFEX veel beter de waargenomen temperatuur en relatieve vochtigheid op 2m, en biedt het een verbeterde ruimtelijke weergave van de neerslag. Deze positieve validatieresultaten vormen de basis voor het gebruik van SURFEX voor regionale klimaatberekeningen met het ALARO-0 model.

4.2. EVALUATIE VOOR HET HUIDIGE KLIMAAT

Modelvalidatie voor het huidige klimaat is een eerste en belangrijke stap vooraleer klimaatmodellen gebruikt kunnen worden voor betrouwbare projecties voor de toekomst. Bovendien voeren wetenschappers van het KMI dagdagelijks onderzoek naar manieren om ons model te verbeteren. Ook wanneer nieuwe en verbeterde versies van het model gebruikt worden, is het belangrijk om het model eerst te valideren.

Zoals in de inleiding beschreven, gebruikt het regionale klimaatmodel inputdata afkomstig van een globaal klimaatmodel. Bij validatie van het model zijn deze globale gegevens afkomstig van zogenaamde reanalyses. Een reanalyse is een dataset die de toestand van de atmosfeer gedurende een periode uit het verleden zo nauwkeurig mogelijk beschrijft. Voor de validatie van het ALARO-0 klimaatmodel werd de ERA-Interim reanalyse afkomstig van het Europees Centrum voor Weersverwachtingen op Middellange Termijn (ECMWF) gebruikt.

Hieronder worden resultaten voor België voorgesteld, waar de voornaamste klimaatparameters, temperatuur en neerslag afkomstig van het ALARO-0 model op 4 km resolutie vergeleken worden met de observaties. Om gedetailleerde klimatologische informatie voor steden te verkrijgen, werden berekeningen met SURFEX op 1 km resolutie uitgevoerd. De validatie van deze modelberekeningen voor Brussel wordt aan het einde van deze sectie beschreven.

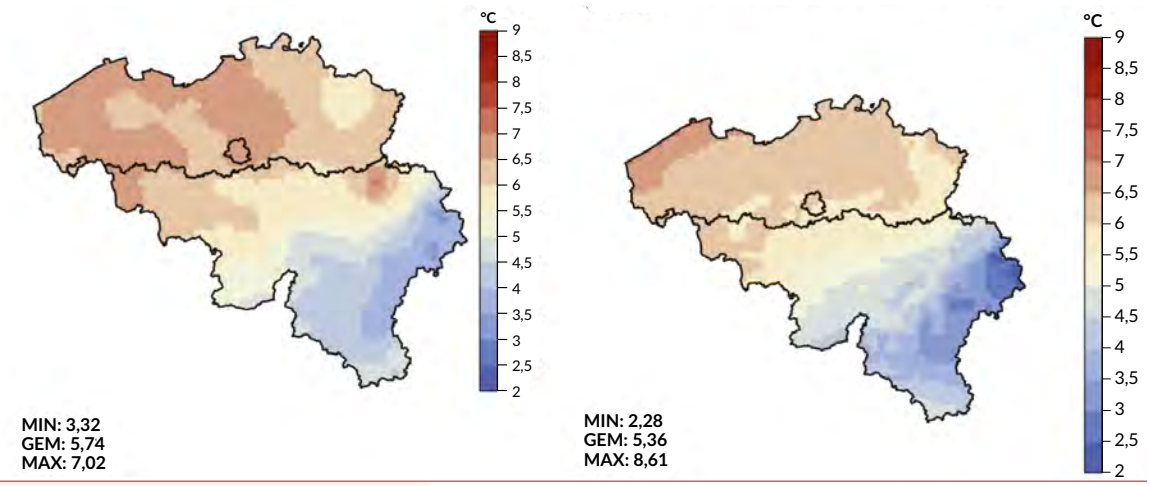
4.2.1. België

Het ALARO-0 model werd gevalideerd voor België voor de periode 1981-2010. Zowel de modelresultaten zonder en met gebruik van het oppervlakteschema SURFEX werden gevalideerd.

(a) Zonder SURFEX

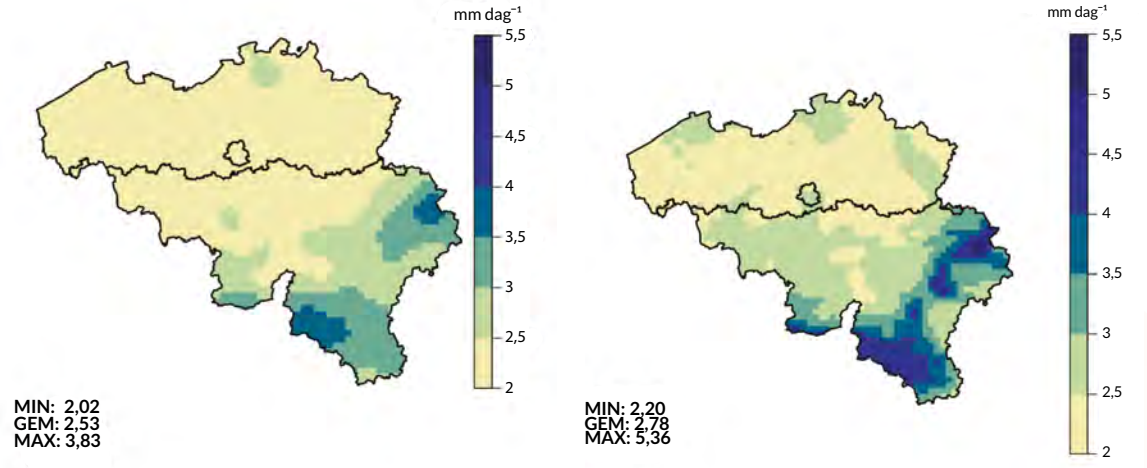
De 30-jarige gemiddelde minimumtemperatuur (figuur 4.3) en neerslag (figuur 4.4) zoals berekend door het model (zonder gebruik van het oppervlakteschema SURFEX), werden vergeleken met de klimatologische observaties.

De gemodelleerde minimumtemperatuur voor België toont in overeenstemming met de observaties een temperatuurtoename gaande van het zuiden (Ardennen) naar het noorden (kust) van het land. De waargenomen minimumtemperaturen tonen hogere temperaturen voor stedelijke omgevingen zoals Brussel, Gent, Antwerpen en Luik. Dit stedelijke effect is niet zichtbaar voor de gemodelleerde minimumtemperatuur. Om dit stedelijk effect correct te modelleren dient een meer complexe parameterisatie voor het oppervlak gebruikt te worden, zoals bijvoorbeeld SURFEX (zie hieronder).



Figuur 4.3. Ruimtelijke verdeling van de 30-jarige gemiddelde minimumtemperatuur voor de observaties (links) en de evaluatie met het ALARO-0 model, gekoppeld aan de ERA-Interim reanalyse (rechts).

Figuur 4.4 toont de ruimtelijke verdeling van de 30-jarige gemiddelde neerslag voor de observaties en het ALARO-0 model. De geobserveerde neerslagverdeling wordt door het model goed benaderd. Hoewel het model de locaties van de geobserveerde neerslagmaxima in het zuiden van het land correct benadert, zijn de gemodelleerde neerslaghoeveelheden iets hoger dan de geobserveerde.



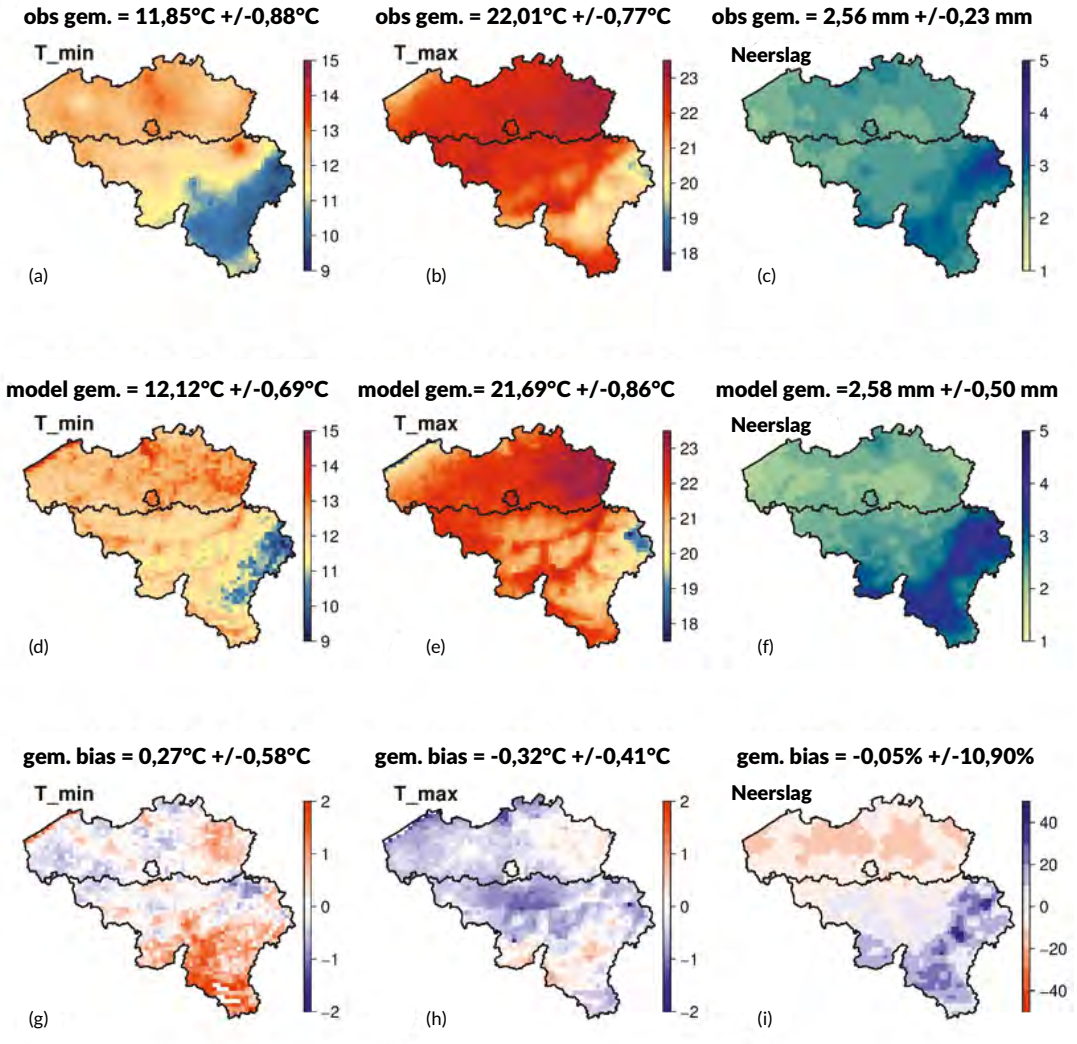
Figuur 4.4. Ruimtelijke verdeling van de 30-jarige gemiddelde neerslag voor de observaties (links) en de evaluatie met het ALARO-0 model, gekoppeld aan de ERA-Interim reanalyse (rechts).

(b) Met SURFEX

In de winter vertoont het klimaat in België een duidelijke gradiënt met koudere temperaturen richting het zuidoosten, als we kijken naar een 30-jarige periode van 1981 tot 2010 (figuur niet getoond). De temperaturen dalen van +4,0°C en +7,5°C voor de minimum- en de maximumtemperatuur in het noordwesten tot -4,0°C en +2,0°C in het zuidoosten. De hoogste neerslag werd gemeten rond de regio van Aarlen en op de Hoge Venen. Het model is goed in staat om de temperatuur te reproduceren voor zowel de absolute waarden, de gradiënt als de koudere temperaturen in het zuidoosten als gevolg van de orografie. Het verschil tussen het model en de observaties is slechts -0,37°C voor de minimum temperatuur en -0,52°C voor de maximumtemperatuur. Het model geeft dus net iets te koude temperaturen. Het model kan eveneens de hogere neerslag in het zuidoosten goed weergeven door de orografie, hoewel de waarden duidelijk hoger liggen dan de geobserveerde waarden.

Tijdens de zomer vertoont het 30-jarige klimaat in België temperaturen van 9,0°C tot 23,5°C, met de laagste waarden in het zuidoosten van het land (figuur 4.5 (a) en (b)). Zowel de observaties als het model laten de hoogste waarden voor de maximumtemperatuur zien in het noordoosten van het land (figuur 4.5 (b) en (e)). Dit is te verklaren door de aanwezigheid van zandige bodems met een positief effect op de temperatuur. In de zomer

presenteert het model zijn maximale waarden voor de minimumtemperatuur hier en daar verspreid over het land (figuur 4.5 (d)). Deze locaties komen overeen met stedelijke omgevingen. Deze lokale maxima worden geassocieerd met het stedelijke hitte-eiland effect. Dit effect wordt minder goed weergegeven door de observaties (figuur 4.5 (b)), aangezien ze geïnterpoleerd zijn tussen stations die vooral buiten steden liggen. Als gevolg is het verschil in de minimum temperatuur tussen het model en de observaties positief met 1,0 à 2,0°C voor deze locaties, maar ook voor het noordoosten en zuiden van het land (figuur 4.5 (g)). Het verschil in maximumtemperatuur is eerder negatief (figuur 4.5 (h)). Net zoals in de winter, is het model goed in staat het orografische effect op de neerslag weer te geven, hoewel de waarden hoger liggen dan de geobserveerde waardes (figuur 4.5 (i)).



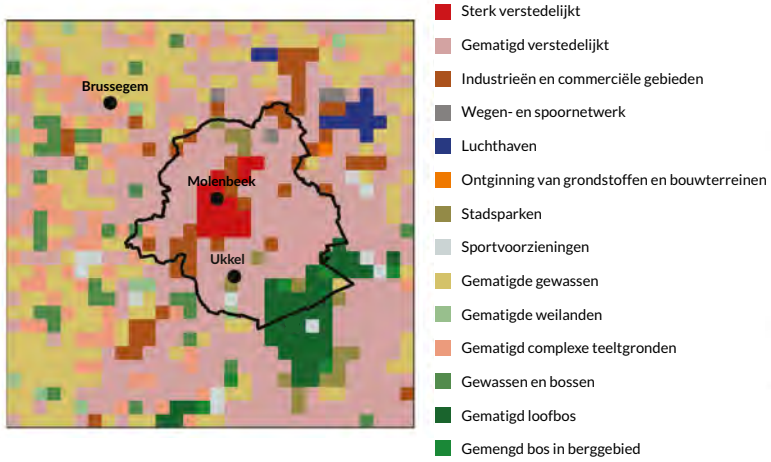
Figuur 4.5. De ruimtelijke verdeling van de historische dagelijkse (a,d,g) minimumtemperatuur 'T_min' (°C), (b,e,h) maximumtemperatuur 'T_max' (°C) en (c,f,i) geaccumuleerde neerslag (mm/dag) tijdens de zomer (a,b,c), zoals geobserveerd, (d,e,f) gemodelleerd en (g,h,i) verschil tussen beide. De waarden boven elke figuur stemmen overeen met de gemiddelde waarden voor België zoals geobserveerd ('obs gem.'), gemodelleerd ('model gem.'), en het verschil tussen beide ('gem. bias').

Voorts wordt in de context van een onderzoekssamenwerking tussen het KMI en het Chinese Instituut voor Ecologie en Geografie van de Chinese Academie van Wetenschappen in de Xinjiang Autonome Regio (XIEG), een modelversie van ALARO in combinatie met SURFEX gebruikt voor onderzoek naar de wisselwerkingen tussen oase en stedelijk klimaat in de Chinese provincie Xinjiang. Tijdens deze samenwerking heeft recent onderzoek uitgewezen dat intensifiëring van de landbouw in het noorden van de Xinjiang regio aanzienlijk heeft bijgedragen tot de toename van zomerneerslag in het Tian Shan gebergte. Deze trend was eerder ook al vastgelegd door de weerstations, maar toen kon er nog geen verband gelegd worden tussen de verandering in landgebruik en de uitbreiding van oases in de regio (Cai *et al.*, 2019).

4.2.2. Stedelijk klimaat in Brussel

Om het stedelijk klimaat in Brussel te bestuderen gebruikten KMI-wetenschappers de ERA-Interim reanalyse als input voor het ALARO-0 model waarbij de berekeningen met een horizontale resolutie van 20 km en vervolgens van 4 km werden uitgevoerd, en dit in combinatie met het SURFEX model (paragraaf 4.1.2.). Vervolgens werden de 4km-gegevens gebruikt om berekeningen uit te voeren met SURFEX, hetgeen toelaat om verder in te *zoomen* tot op een stedelijke schaal van 1 km resolutie (zie voor meer informatie omtrent de methodiek Hamdi and Masson, 2008; Masson and Seity, 2009; Hamdi *et al.*, 2015).

De modelresultaten voor Brussel werden gevalideerd door ze te vergelijken met waarnemingen voor de periode 1981-2010 afkomstig van drie stations gelegen in of nabij het Brussels Hoofdstedelijk Gewest: (i) Brussegem, dat zich in een landelijke omegeving bevindt op 13 km ten noordwesten van het stadscentrum van Brussel, (ii) Ukkel, gelegen op ongeveer 6 km ten zuiden van het stadscentrum van Brussel, (iii) Molenbeek, dat zich nabij het stadscentrum en in een zeer dicht stedelijk gebied situeert (zie figuur 4.6 voor de landgebruikkaart van het Brussels Hoofdstedelijk Gewest en de locatie van de waarnemingstations).

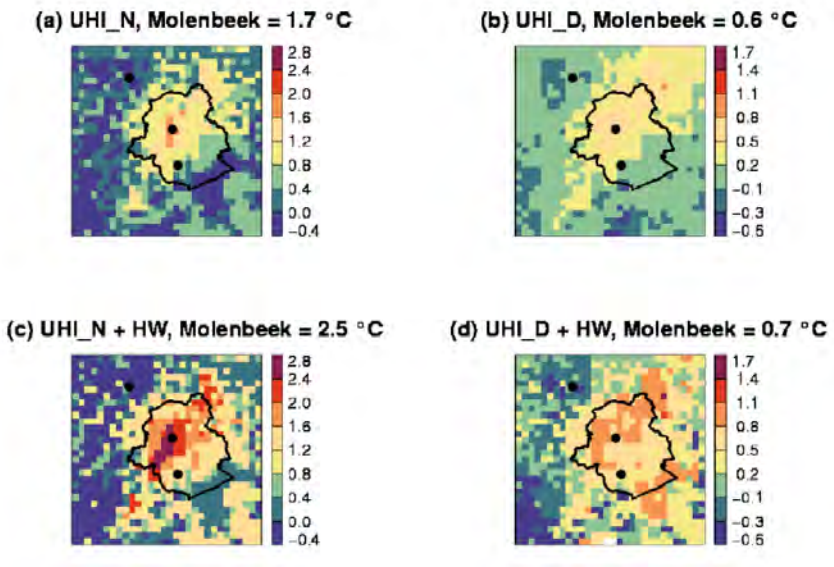


Figuur 4.6. Landgebruikkaart van het Brussels Hoofdstedelijk Gewest. De informatie van het landgebruik wordt gebruikt als input voor de SURFEX berekeningen op 1 km horizontale resolutie. De locatie van de stations waarvan waarnemingen gebruikt worden voor de validatie van de modelresultaten zijn eveneens aangeduid op de kaart.

Stedelijk hitte-eiland

Algemeen wordt het stedelijk hitte-eiland (of in het Engels *Urban Heat Island (UHI)*) gedefinieerd als het verschil in temperatuur tussen een stedelijk station en een referentiestation dat zich in een landelijke omgeving buiten het stedelijke gebied in kwestie bevindt. Voor deze studie werd de ruimtelijke verdeling van het stedelijk hitte-eiland bepaald door eerst een gemiddelde temperatuur te berekenen voor alle landelijke roosterpunten in het studiegebied en vervolgens het verschil te berekenen tussen elk roosterpunt en deze gemiddelde temperatuurwaarde voor landelijke omgeving.

De ruimtelijke verdeling van het 30-jarig gemiddelde stedelijk hitte-eiland overdag (UHI_D) en 's nachts (UHI_N) toont de hoogste waarden in het stadscentrum van Brussel met waarden voor het stedelijk hitte-eiland die afnemen richting meer landelijke omgevingen (zie figuur 4.7). Het is ook duidelijk dat het stedelijk hitte-eiland tijdens de nacht sterker is tijdens hittegolven dan tijdens normale klimatologische omstandigheden (voor het stationspunt van Molenbeek is dit bijvoorbeeld 1,7°C tot 2,5°C).



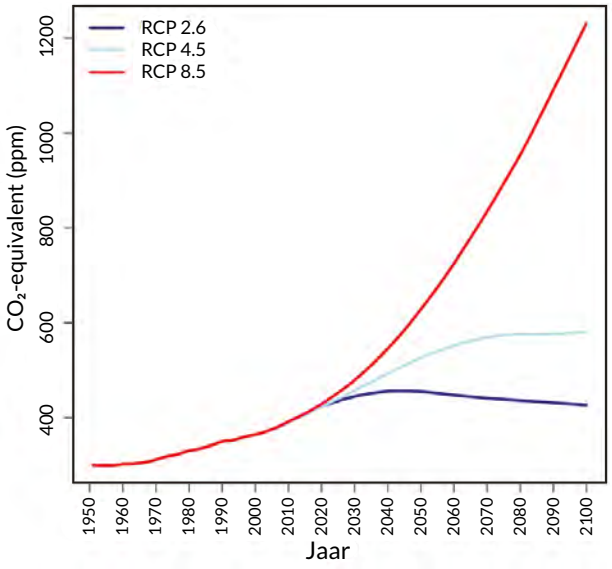
Figuur 4.7. De ruimtelijke verdeling van het 30-jarig gemiddelde (1981-2010) stedelijk hitte-eiland voor het Brussels Hoofdstedelijk Gewest (Urban Heat Island of UHI in het Engels) tijdens de nacht (UHI_N = a, c) en tijdens de dag (UHI_D= b, d). De bovenste figuren tonen (a, b) tonen het stedelijk hitte-eiland tijdens gemiddelde klimatologische omstandigheden, en de onderste figuren (c, d) tonen het stedelijk hitte-eiland tijdens hittegolven[1] (Heat Waves (HW) in het Engels) (c,d).

4.3. KLIMAATPROJECTIES TOT 2100

Het laatste rapport van het *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)* beschrijft in detail de wetenschappelijk kennis omtrent de klimaatverandering. De klimaatverandering is een onbetwistbaar feit en wordt vooral veroorzaakt door de verbranding van fossiele brandstoffen. Het toekomstig klimaat hangt daarom sterk af van de uitstoot van broeikasgassen. Het IPCC heeft vier verschillende toekomstscenario's of *Representative Concentration Pathways (RCP)* gedefinieerd om het toekomstig klimaat te modelleren. Elke RCP bestrijkt de periode 1850-2100 en is gelinkt aan een maat voor de toename in stralingsforcering die tegen 2100 bereikt kan worden: 2,6 / 4,5 / 6 en 8,5 Wm^{-2} (watt per vierkante meter). De RCP-scenario's beschrijven de concentraties afkomstig van de uitstoot van broeikasgassen rekening houdende met mogelijke socio-economische evoluties (zie figuur 4.8). RCP 8.5 veronderstelt een sterke toename in broeikasgasconcentraties (rode lijn), RCP 4.5 veronderstelt een toename en graduele stabilisatie (lichtblauwe lijn), en RCP 2.6 veronderstelt een toename gevolgd door een afname van de concentratie van broeikasgassen tegen het einde van deze eeuw (donkerblauwe lijn). De globale uitstoot van broeikasgassen ligt vandaag de dag het dichtste bij het meest pessimistische RCP 8.5-scenario.

Gebruik makend van deze evoluties in broeikasgasconcentraties, hebben wetenschappers van het KMI met het ALARO-0 klimaatmodel verschillende klimaatprojecties berekend. Op basis van deze projecties maakten KMI-wetenschappers een kwantitatieve inschatting van hoe temperatuur en neerslag, evenals extreme weerfenomenen zoals hittegolven, extreme neerslag en droogte, zullen evolueren tot het einde van deze eeuw.

1 In dit KMI-onderzoek werd een hittegolf gedefinieerd als een periode met ten minste drie opeenvolgende dagen met een gemiddelde minimumtemperatuur van meer dan 18°C en een gemiddelde maximumtemperatuur van meer dan 30°C. Deze definitie komt overeen met de waarschuwingscriteria van de Belgische Volksgezondheid.

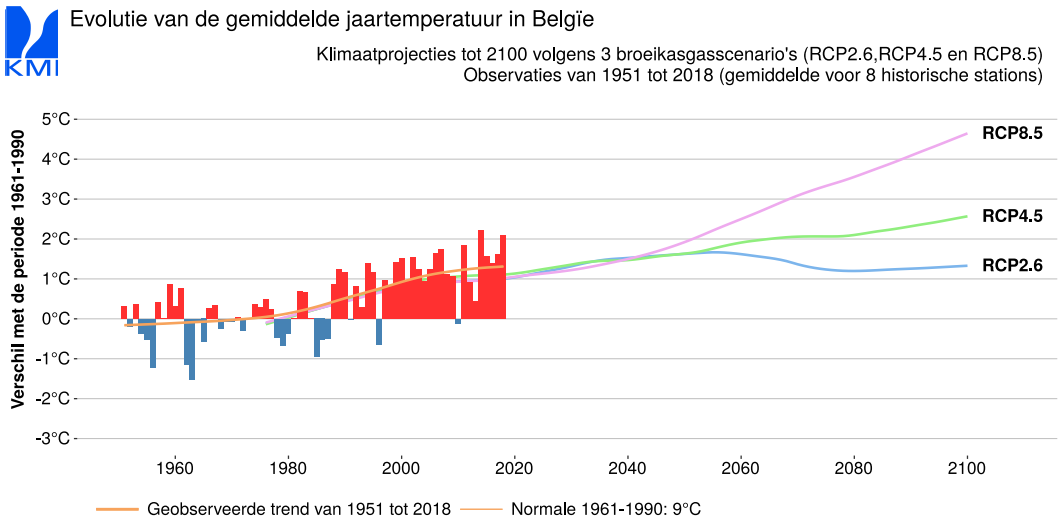


Figuur 4.8. De evolutie van de concentratie van broeikasgassen (uitgedrukt in CO2-equivalent in parts per million) zoals beschreven volgens drie Representative Concentration Pathways (RCP) waarvoor klimaatprojecties met het KMI-klimaatmodel ALARO-0 berekend werden. RCP 8.5 (rode lijn): een sterke toename, RCP 4.5 (lichtblauwe lijn): een toename en graduele stabilisatie en RCP 2.6 (donkerblauwe lijn): een toename gevolgd door een afname van de concentratie van broeikasgassen tegen het einde van deze eeuw.

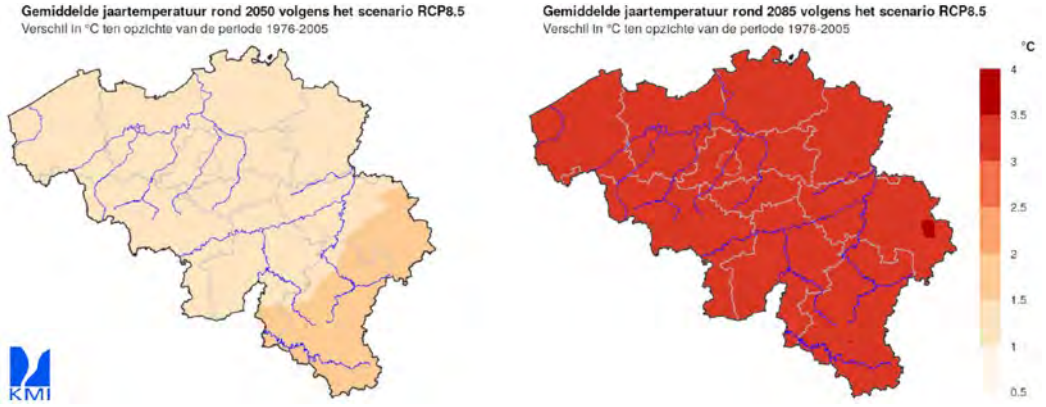
4.3.1. Temperatuur

Afhankelijk van het scenario ligt de verandering in gemiddelde temperatuur voor België tussen 0,7°C en 5,0°C tegen het einde van de eeuw. De projecties voor temperatuur volgens het meest extreme RCP 8.5 scenario tonen een grotere positieve temperatuurtoename, terwijl voor het RCP 2.6 scenario de temperatuurveranderingen tegen het einde van de eeuw niet meer dan 1,0°C is (zie figuur 4.9). In de winter wordt over het algemeen een grotere toename in temperatuur verwacht dan in de zomer.

Tot slot tonen de ruimtelijke verdelingen voor zowel de verwachte jaarlijkse als seizoenale temperatuurveranderingen ruimtelijke verschillen die veel kleiner zijn dan de gemiddelde verschillen tussen de scenario's onderling (zie figuur 4.9 en 4.10).



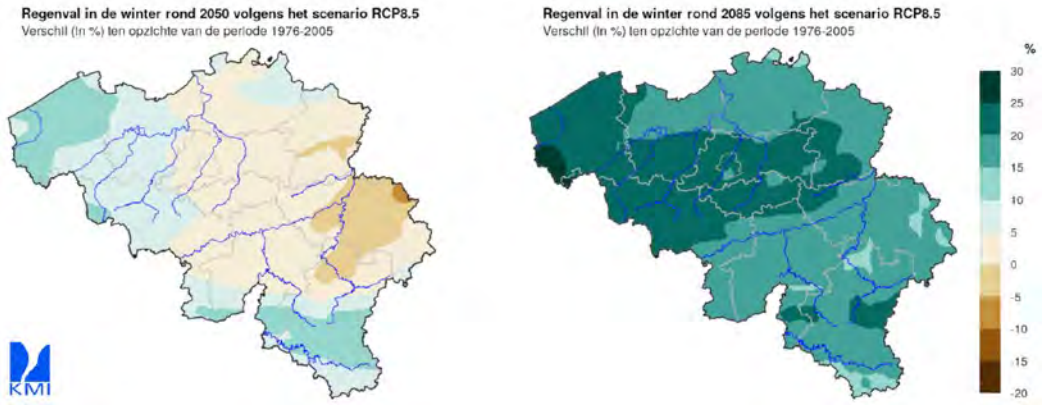
Figuur 4.9. Evolutie van de gemiddelde temperatuur in België (ten opzichte van de normale 1961-1990) voor de periode 1951-2100. De lijnen stemmen overeen met het verloop van de gemiddelde geobserveerde temperaturen in het verleden. Voor de toekomst tonen ze het verloop van de gemodelleerde temperaturen volgens verschillende broeikasgasscenario's. De verticale rode en blauwe balken zijn de geobserveerde jaargemiddelden tot 2018.



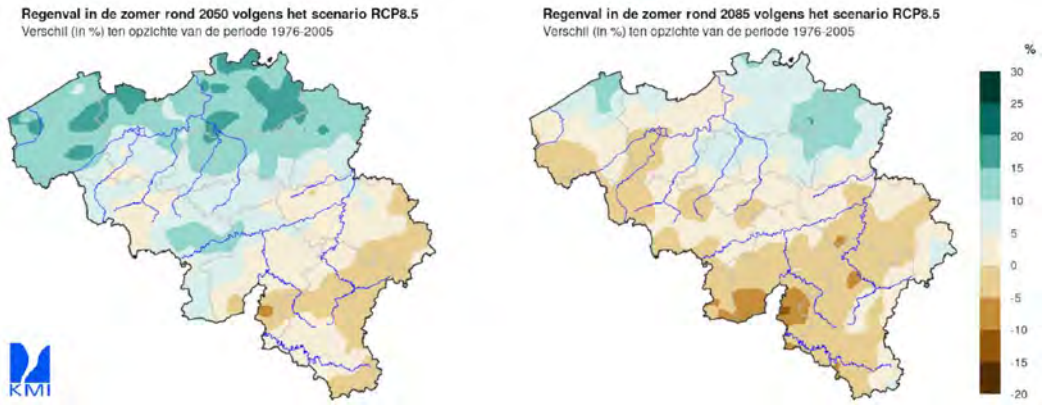
Figuur 4.10. De verwachte gemiddelde temperatuurveranderingen over België voor de toekomstige periodes 2036-2065 (figuur links) en 2071-2100 (figuur rechts) ten opzichte van de periode in het verleden 1976-2005. Hierbij werd gebruik gemaakt van de klimaatprojecties van het ALARO-0 model met het RCP 8.5 scenario.

4.3.2. Neerslag

Voor de veranderingen in neerslag ten opzichte van het huidige klimaat zijn er twee duidelijke bevindingen voor het einde van deze eeuw bij het meest pessimistische scenario RCP8.5. De winters zullen beduidend natter worden (zie figuur 4.11) terwijl er, gemiddeld over België, geen of slechts een lichte daling wordt verwacht in de zomer (zie figuur 4.12).



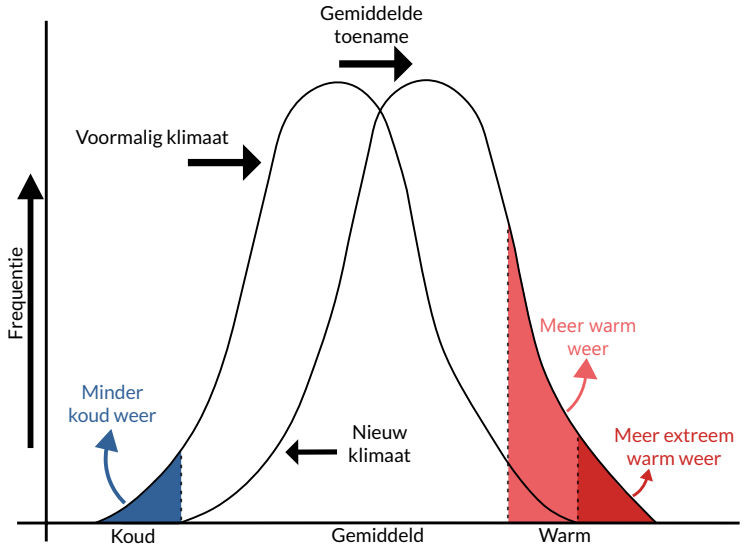
Figuur 4.11. Gemiddelde procentuele neerslagsverandering tijdens de winter voor de toekomstige periodes 2036-2065 (links) en 2071-2100 (rechts) ten opzichte van de historische periode 1976-2005. De veranderingen zijn gebaseerd op de klimaatprojecties van het ALARO-0 model met het RCP 8.5 scenario.



Figuur 4.12. Gemiddelde procentuele neerslagsverandering tijdens de zomer voor de toekomstige periodes 2036-2065 (links) en 2071-2100 (rechts) ten opzichte van de historische periode 1976-2005. De veranderingen zijn gebaseerd op de klimaatprojecties van het ALARO-0 model met het RCP 8.5 scenario.

Klimaatopwarming en meer extreem weer

Klimaat is het gemiddelde van het weer. De klimatologie van bijvoorbeeld de temperatuur volgt een normale verdeling (zie figuur kader 4.1). Onder invloed van de klimaatverandering schuift deze verdeling op naar hogere temperaturen. Als de gemiddelde temperatuur verhoogt, verschuiven ook de extremen. Bovendien komen deze extreem hoge temperaturen zoals we ze bijvoorbeeld vandaag kennen (nog) niet vaak voor, maar door een verschuiving naar hogere temperaturen, kan je duidelijk op de figuur zien dat de kans dat zo'n extreem hoge temperaturen zich in een 'nieuw klimaat' vaker voordoen, wel verhoogt. Een warmere atmosfeer kan bovendien meer waterdamp bevatten vooraleer ze verzadigd raakt, en heeft zo een impact op neerslagpatronen. Langere droogteperiodes kunnen hierdoor afgewisseld worden met intense regenbuien.



Figuur kader 4.1. Bij een toename van de gemiddelde temperatuur vergroot de kans op extreme warmte en extreem weer.

4.3.3. Hittegolven en stedelijk hitte-eiland

KMI-onderzoekers bestudeerden de evolutie van de hittegolven in de Brusselse regio tot 2100 (Duchêne *et al.*, 2020). Deze evolutie is gelinkt aan de verwachte temperatuurevolutie volgens de drie verschillende broeikasgasscenario's (RCPs). Figuur 4.13 toont het aantal hittegolven volgens het meest pessimistische scenario RCP 8.5 voor drie soorten omgevingen in Brussel: een landelijke (Brussegem in het groen), een voorstedelijke (Ukkel in het blauw) en een stedelijke (Molenbeek in het rood). Het is duidelijk dat het aantal hittegolven toeneemt naarmate de temperatuur stijgt. Vooral vanaf de tweede helft van de eeuw wordt minstens één hittegolf per zomer verwacht, ongeacht de omgeving. Voor het meest positieve scenario (RCP 2.6), waarbij de temperatuur vanaf de tweede helft van de eeuw daalt, neemt echter het aantal hittegolven af (niet weergegeven).

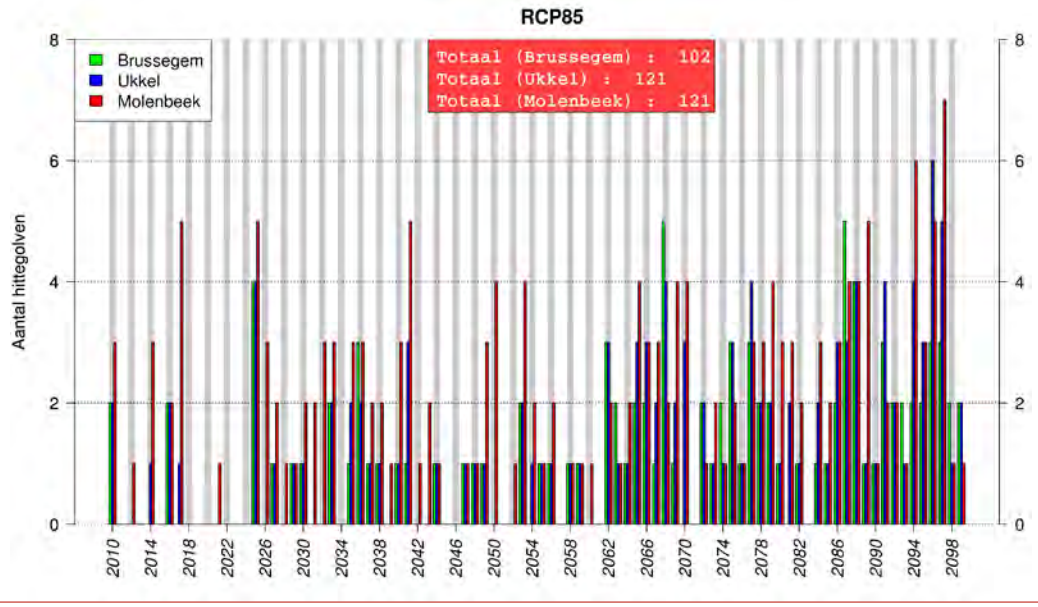
Samengevat, volgens dit scenario (RCP 8.5) kunnen we voor het centrum van Brussel tegen 2100 verwachten dat:

→ het aantal hittegolven verdrievoudigd is;

→ de intensiteit van de hittegolven verdubbeld is;

→ de duur van de hittegolven met 50% toegenomen is.

Voor landelijk gebied zijn de effecten minder uitgesproken.



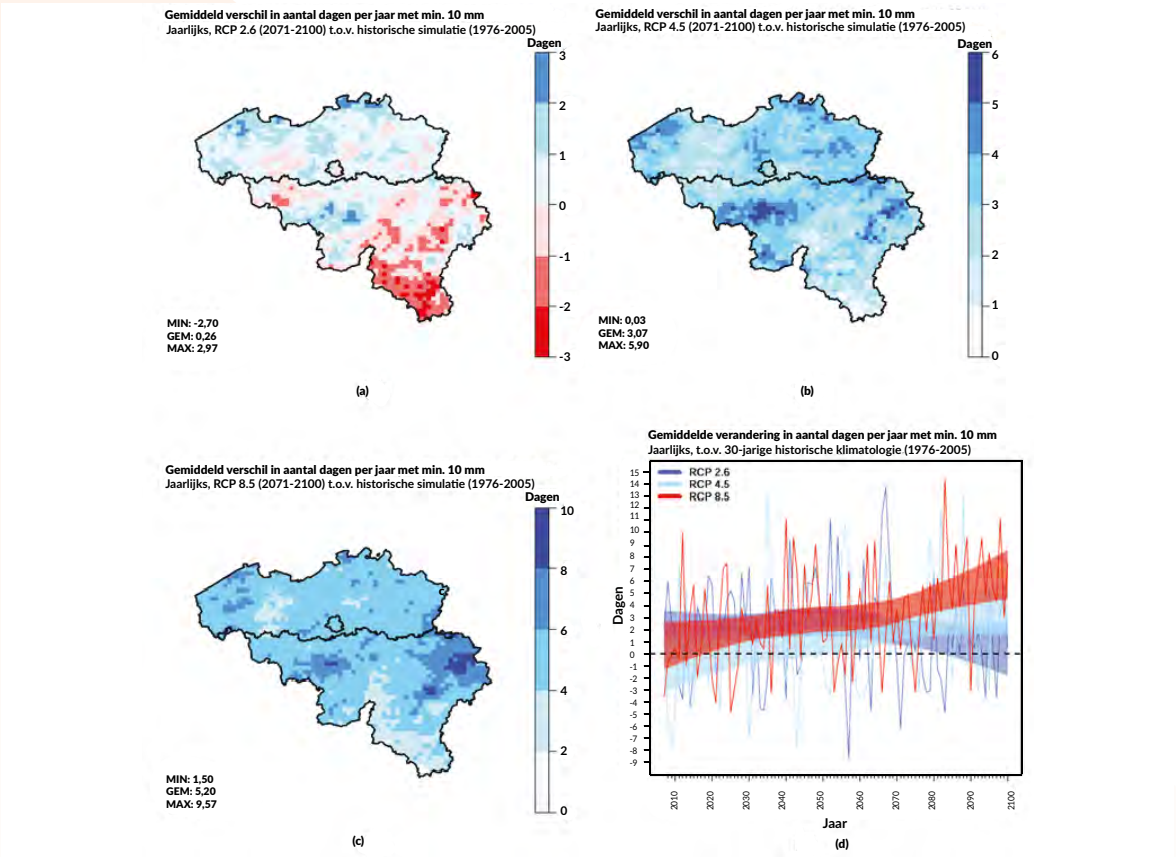
Figuur 4.13. Evolutie van het aantal hittegolven volgens het meest pessimistische scenario (RCP 8.5) voor drie soorten omgevingen in Brussel: een landelijke (Brussegem in het groen), een voorstedelijke (Ukkel in het blauw) en een stedelijke (Molenbeek in het rood).

Om zich voor te bereiden op de impact van de klimaatverandering in de stad kunnen verschillende adaptatiemaatregelen overwogen worden (Cugnon *et al.*, 2019). Zo zou het albedo van gebouwen veranderd kunnen worden (bijvoorbeeld door gebruik van verschillende materialen, verven in witte kleur, ...) zodat meer van de zonnestraling gereflecteerd wordt. Een recente KMI-studie heeft aangetoond dat hierdoor het stedelijk hitte-eiland met 0,45°C verlaagd zou kunnen worden, en zorgt ervoor dat de temperatuur minder belastend is voor de inwoners van de stad (hoger thermisch comfort). Bovendien zou het hierdoor mogelijk zijn om tegen 2050 50% van de hittegolven te vermijden. Vanaf de tweede helft van de eeuw daalt dit percentage omdat de temperatuurstijging dan te groot is.

Een andere maatregel zou kunnen zijn om de stad groener te maken door het extra aanplanten van bomen, aanleggen van parken, ... Extra groen in de stad zou 33% van de hittegolven kunnen vermijden. Om het effect van de stad tijdens hittegolven zo klein mogelijk te houden, is een combinatie van beide bovenvermelde maatregelen aangewezen.

4.3.4. Extreme neerslag

Veranderingen in extreme neerslag kunnen beschreven worden volgens verschillende indices, zoals bijvoorbeeld het aantal dagen met ten minste 10 mm neerslag (figuur 4.14) en het 99e percentiel (hier niet weergegeven) van de dagelijkse neerslag. Volgens het meest pessimistische RCP 8.5-scenario zullen beide indices naar verwachting toenemen tot aan het einde van de eeuw. Bovendien zijn beide indices op basis van de modelresultaten voor het historische klimaat goed in overeenstemming met de waargenomen waarden, evenals met de waargenomen ruimtelijke verdeling.



Figuur 4.14. (a, b, c) Ruimtelijke verdeling van de gemiddelde verandering in aantal dagen met meer dan 10 mm neerslag in België volgens RCP 2.6 (a), RCP 4.5 (b), RCP 8.5 (c) voor de periode 2071-2100 ten opzichte van de historische periode 1976-2005. (d) Evolutie van de gemiddelde verandering in het aantal dagen per jaar met meer dan 10 mm neerslag voor de periode 2005 t.e.m. 2100.

4.3.5. Droogte

Onderzoekers van het KMI maakten in het verleden droogtekaarten voor België (Zamani *et al.*, 2016) en meer recent ontwikkelden ze een index voor neerslagextremen die de (ab)normaliteit uitdrukt van droogten voor tijdschalen van een maand tot één jaar (Van de Vyver and Van den Bergh, 2018). De impact van klimaatverandering werd vervolgens ingeschat door het toepassen van deze index op een 15-tal regionale klimaatprojecties (waaronder de projectie van ALARO) die vrij beschikbaar worden gesteld in het kader van het internationale CORDEX-project. Deze projecties zijn gegenereerd aan de hand van verschillende globale en regionale klimaatmodellen om de onzekerheden goed te kunnen inschatten. Voor Ukkel werden meteorologische droogtes voor de tweede helft van deze eeuw (2046-2100) en voor twee scenario's bekeken (RCP 4.5 en RCP 8.5). Een meteorologische droogte beschouwt enkel de neerslag en bijvoorbeeld niet de verdamping.

De resultaten tonen voor het RCP 8.5 klimaatscenario dat we voor het eind van deze eeuw meer droogteperiodes kunnen verwachten, en dat bovendien de toename in het voorkomen van droogteperiodes ook groter is naarmate de ernst van de droogte. Zo tonen de onderzoeksresultaten tegen het einde van deze eeuw dat het aantal uitzonderlijke droogteperiodes zoals bijvoorbeeld deze van 1976 tot vijf keer vaker kunnen voorkomen t.o.v. een historische referentieperiode (1951-2005). Hoewel deze resultaten berekend zijn aan de hand van neerslagwaarden voor alle maanden, ligt de verwachte daling in zomerneerslag aan de basis van deze verhoogde kans op droogtes.

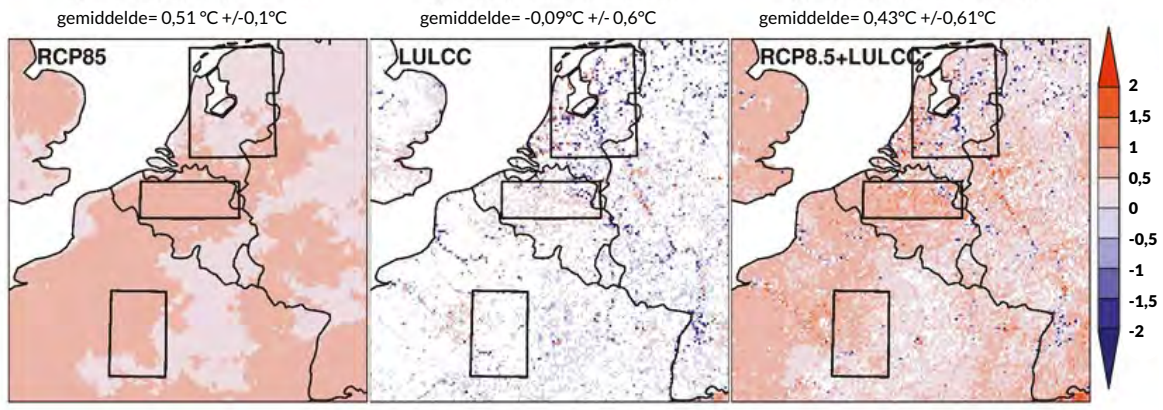
4.4. EFFECT VAN LANDGEBRUIKVERANDERINGEN OP HET KLIMAAT

Globaal ondergaat het landoppervlak grote veranderingen. De effecten hiervan op het klimaat zijn niet te onderschatten. Jammer genoeg worden deze vaak slechts minimaal voorgesteld in klimaatmodellen. Zo dragen veranderingen in het landoppervlak bij aan het klimaat door twee mechanismen: (i) de biogeochemische en (ii) de biogeofysische component. De biogeochemische component omvat de impact op de veranderende chemische samenstelling van de atmosfeer. Deze impact is opgenomen in de RCP scenario's. Daartegenover staat de biogeofysische component die te maken heeft met de warmte-uitwisseling en vochtigheid-uitwisseling tussen het land en de atmosfeer. Dit effect kan een aanzienlijke impact hebben op het regionale klimaat, zelfs van gelijke grootte dan het effect van de uitstoot van broeikasgassen. Dit is echter niet opgenomen in de RCP scenario's.

Daarom hebben we een scenario toegepast voor de veranderingen in landgebruik en dit met een hoge resolutie. Deze hoge resolutie geeft als voordeel dat het kleine details in het landschap kan weergeven, wat van toepassing is voor de regio rond België met zijn grote variëteit in landschappen. Het scenario voor landgebruiksveranderingen is gebaseerd op een trend die zich vandaag de dag al voldoet. Zo moeten akkers in groten getale plaats maken voor stadsuitbreiding en bossen.

4.4.1. Temperatuur

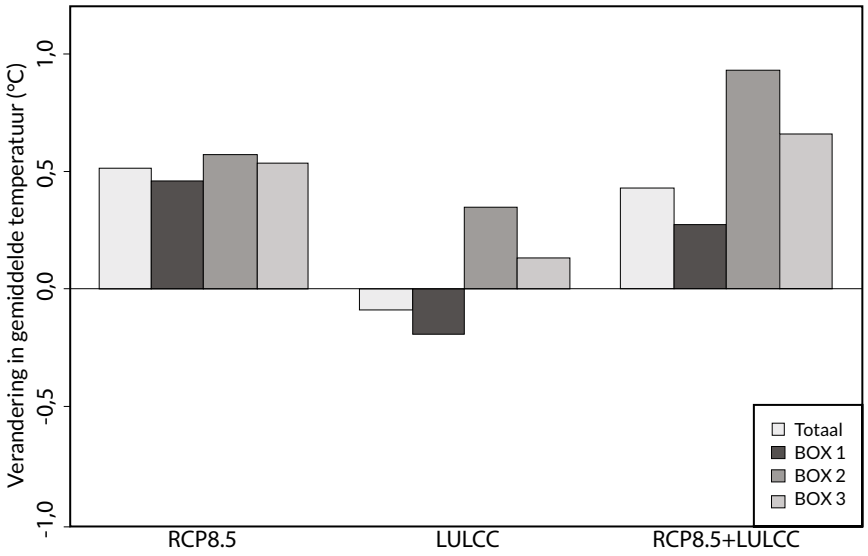
De gemiddelde temperatuurtoename onder invloed van de globale klimaatverandering (RCP 8.5 in figuur 4.15) bedraagt 0,51°C voor de regio rond België voor de nabije toekomst (2006-2035). De lokale waarden schommelen tussen 0,0°C en 1,0°C. Het gemiddelde effect van de landgebruiksveranderingen over het hele domein is vrij klein en bedraagt -0,1°C, met lokaal zowel positieve als negatieve veranderingen (*Land Use and Land Cover Changes of LULCC* in figuur 4.15). Daartegenover staat dat de standaardafwijking of lokale variatie veel groter is dan de standaardafwijking onder invloed van klimaatverandering. Dit duidt op een meer lokaal fenomeen, terwijl klimaatverandering een meer uniform karakter heeft. Het gecombineerde effect van klimaatverandering en landgebruiksverandering (RCP 8.5+LULCC in figuur 4.15) leidt tot een gemiddelde temperatuurtoename van 0,4°C, met de grootste veranderingen in België, het Ruhrgebied, Engeland en de regio rond Parijs.



Figuur 4.15. Geprojecteerde veranderingen van de dagelijkse gemiddelde temperatuur (°C) voor de zomer in de nabije toekomst (2006-2035) met ALARO-SURFEX voor de regio rond België. Het gemiddelde effect van de globale klimaatsverandering (RCP 8.5), landgebruiksverandering (Land Use and Land Cover Changes of LULCC) en het gecombineerde effect van klimaatverandering en landgebruiksverandering (RCP 8.5+LULCC) op de temperatuurveranderingen zijn resp. weergegeven boven de figuur links, midden, en rechts.

We demonstreren het effect van landgebruiksveranderingen in de nabije toekomst door het hele domein uit te middelen, maar ook door in te zoomen op drie regio's die telkens verschillende veranderingen zullen ondergaan. De eerste regio in het noorden van het domein (Nederland) zal een omzetting ondergaan van grasland naar akker (box 1), de tweede regio in het midden (Vlaanderen) een omzetting van akker naar stedelijk gebied (box 2) en de derde regio in het zuiden (oosten van Parijs) een omzetting van akker naar bos (box 3). De dagelijkse temperatuur verandert het sterkst voor de regio's in box 2 en box 3 met een gemiddelde opwarming van 0,4°C en 0,1°C (LULCC in figuur 4.16). Deze opwarming komt bovenop de algemene opwarming door klimaatverandering van 0,5°C (RCP 8.5 in figuur 4.16) en resulteert zo in een totale opwarming van 0,9°C en 0,7°C (RCP 8.5+LULCC in figuur 4.16).

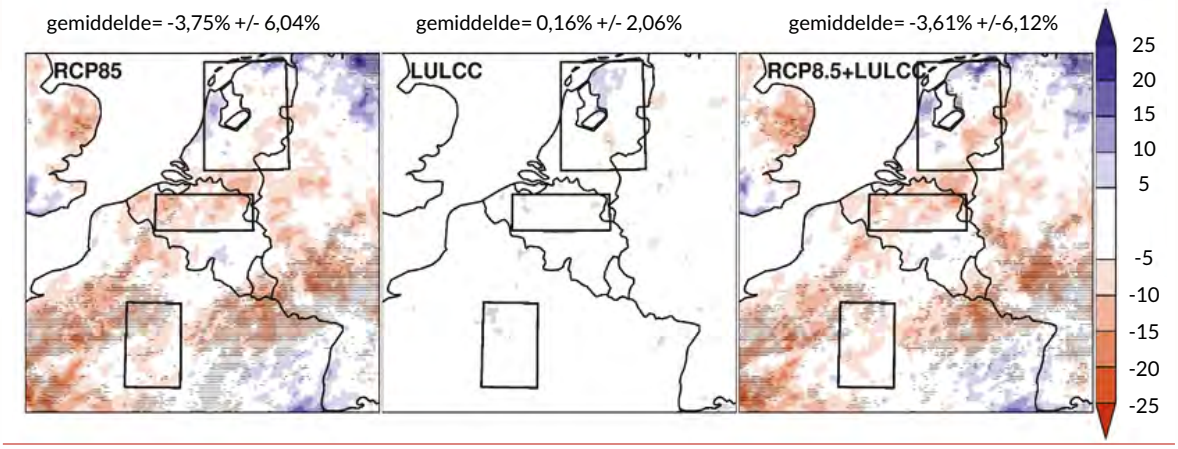
Bijgevolg heeft verstedelijking een zeer groot effect op de lokale opwarming van het klimaat, het betekent bijna een verdubbeling van de opwarming.



Figuur 4.16. Geprojecteerde veranderingen van de dagelijkse gemiddelde temperatuur (°C) voor de zomer in de nabije toekomst (2006-2035) met ALARO-SURFEX voor het totale domein en de drie verschillende regio's, onder invloed van de globale klimaatverandering (RCP 8.5), landgebruiksverandering (Land Use and Land Cover Changes of LULCC) en de klimaatverandering en landgebruiksverandering samen (RCP 8.5+LULCC).

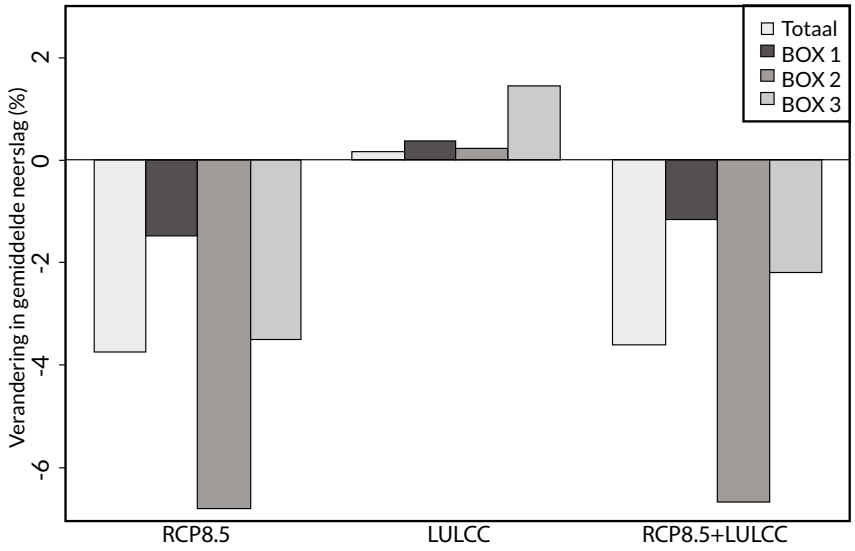
4.4.2. Neerslag

In de nabije toekomst kunnen we verwachten dat de neerslag voornamelijk zal afnemen in onze regio met -5% tot -10% (RCP 8.5 in figuur 4.17). Deze verandering brengt echter veel onzekerheid met zich mee, we kunnen slechts voor enkele regio's in Frankrijk en het westen van Duitsland stellen dat de verandering significant is. De verandering in landgebruik heeft slechts weinig impact op de verandering in neerslag (LULCC in figuur 4.17). Zo tonen de meeste regio's een afname of toename tussen de -5% en +5%. Het gecombineerde effect is dan ook vrijwel gelijk aan het effect van klimaatverandering alleen (RCP 8.5+LULCC in figuur 4.17).



Figuur 4.17. Geprojecteerde veranderingen van de dagelijkse neerslag (%) voor de zomer in de nabije toekomst (2006-2035) met ALARO-SURFEX voor de regio rond België. Het gemiddelde effect van de globale klimaatsverandering (RCP 8.5), landgebruiksverandering (Land Use and Land Cover Changes of LULCC) en het gecombineerde effect van klimaatverandering en landgebruiksverandering (RCP 8.5+LULCC) op de neerslagveranderingen zijn resp. weergegeven boven de figuur links, midden, en rechts.

Net zoals voor de temperatuur, kijken we naar drie verschillende regio's in het domein. De grootste afname in neerslag zal plaatsvinden in box 2 waar een omzetting gebeurt van akkerland naar stedelijk gebied met een waarde van -6,7% (figuur 4.18). Dit resultaat is echter heel onzeker. Ook voor de andere twee regio's is er een lichte afname te zien van -2%/-3% (figuur 4.18). De impact van de verandering in landgebruik is zeer klein ten opzichte van de impact van klimaatverandering alleen.



Figuur 4.18. Geprojecteerde veranderingen van de dagelijks gemiddelde neerslag (%) voor de zomer in de nabije toekomst (2006-2035) met ALARO-SURFEX voor het totale domein en de drie verschillende regio's, onder invloed van de globale klimaatverandering (RCP 8.5), landgebruiksverandering (Land Use and Land Cover Changes of LULCC) en de klimaatverandering en landgebruiksverandering samen (RCP 8.5+LULCC).

REFERENTIES

Berckmans, J., Giot, O., De Troch, R., Hamdi, R., Ceulemans, R. and Termonia, P.: Reinitialised versus continuous regional climate simulations using ALARO-0 coupled to the land surface model SURFEXv5. Geosci. Model Dev., 10, 223-238, doi: 10.5194/gmd-10-223-2017, 2017.

Bubnovà, R., Hello, G., Bénard, P. and Geleyn, J.-F.: Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system. Mon. Weather Rev., 123, 515-535, 1995.

Cai, P., Hamdi, R., Luo, G., He, H., Zhang, M., Termonia, P. and De Maeyer, P.: Agriculture intensification increases summer precipitation in Tianshan Mountains, China. Atmos. Res., 227, 140-146. doi: 10.1016/j.atmosres.2019.05.005, 2019.

Cugnon, G., Caluwaerts, S., Duchêne, F., Hamdi, R., Termonia, P., Top, S., Vergauwen, T. and Van Schaeybroeck, B.: Climate sensitivity to land use changes over the city of Brussels. Geographica Pannonica, 23, 269-276, doi: 10.5937/gp23-24214, 2019.

Denis, B., Laprise, R., Caya, D. and Côté, J.: Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother Experiment. Clim. Dynam., 18, 627-646, doi: 10.1007/s00382-001-0201-0, 2002.

De Troch, R., Hamdi, R., Van De Vyver, H., Geleyn, J.-F. and Termonia, P.: Multiscale performance of the ALARO-0 model for simulating extreme summer precipitation climatology in Belgium. J. Climate, 26, 8895-8915, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00844.1, 2013.

Dickinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F. and Bates, G. T.: A regional climate model for the Western United States. Climatic Change, 15, 383-422, 1989.

Duchêne, F., Van Schaeybroeck, B., Caluwaerts, S., De Troch, R., Hamdi, R. and Termonia, P.: A statistical-dynamical methodology to downscale regional climate projections to urban scale. J. Appl. Meteorology and Climatology, accepted for publication, doi: 10.1175/JAMC-D-19-0104.1, 2020.

Gerard, L., Piriou, J.-M., Brožková, R., Geleyn, J.-F. and Banciu, D.: Cloud and precipitation parameterization in a meso-gamma-scale operational weather prediction model. Mon. Weather Rev., 137, 3960-3977, doi: 10.1175/2009MWR2750.1, 2009.

Giorgi, F.: Simulation of regional climate using a Limited Area Model nested in a General Circulation Model. J. Climate, 3, 941-963, 1990.

Giot, O., Termonia, P., Degrauwe, D., De Troch, R., Caluwaerts, S., Smet, G., Berckmans, J., Deckmyn, A., De Cruz, L., De Meutter, P., Duerinckx, A., Gerard, L., Hamdi, R., Van den Bergh, J., Van Ginderachter, M. and Van Schaeybroeck, B.: Validation of the ALARO-0 model within the EURO-CORDEX framework. Geosci. Model Dev., 9, 1143-1152, doi: 10.5194/gmd-9-1143-2016, 2016.

Hamdi, R. and Masson, V.: Inclusion of a drag approach in the Town Energy Balance (TEB) scheme: offline 1D evaluation in a street canyon. J. Appl. Meteorol. Clim., 47, 2627–2644, doi: 10.1175/2008JAMC1865.1, 2008.

Hamdi, R., Van de Vyver, H. and Termonia, P.: New cloud and microphysics parameterisation for use in high-resolution dynamical downscaling: application for summer extreme temperature over Belgium. Int. J. Climatol., 32, 2051-2065, doi: 10.1002/joc.2409, 2012.

Hamdi, R., Degrauwe, D., Duerinckx, A., Cedilnik, J., Costa, V., Dalkilic, T., Essaouini, K., Jerczynki, M., Kocaman, F., Kullmann, L., Mahfouf, J.-F., Meier, F., Sassi, M., Schneider, S., Váňa, F. and Termonia, P.: Evaluating the performance of SURFEXv5 as a new land surface scheme for the ALADINcy36 and ALARO-0 models. Geosci. Model Dev., 7, 23–39, doi: 10.5194/gmd-7-23-2014, 2014.

Hamdi, R., Giot, O., De Troch, R., Deckmyn, A. and Termonia, P.: Future climate of Brussels and Paris for the 2050s under the A1B scenario. Urban Climate, 12, 160–182, doi: 10.1016/j.uclim.2015.03.003, 2015.

Jacob, D., Teichmann, C., Sobolowski, S. *et al.*: Regional climate downscaling over Europe: perspectives from the EURO-CORDEX community. Reg Environ Change, 20, doi: 10.1007/s10113-020-01606-9, 2020.

Jones, R., Murphy, J. and Noguer, M.: Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. Q. J. Roy. Meteor. Soc., 121, 1413-1449, doi: 10.1002/qj.49712152610, 1995.

Laprise, R., de Ela, R., Caya, D., Biner, S., Lucas-Picher, P., Diaconescu, E., Leduc, M., Alexandru, A., Separovic L. and Canadian network for regional climate modelling and diagnostics: Challenging tenets of regional climate modelling. Meteorol. Atmos. Phys., 100, 3-22, doi: 10.1007/s00703-008-0292-9, 2008.

Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C. and Lacaze, R.: A global database of land surface parameters at 1 km resolution in meteorological and climate models. J. Climate, 16, 1261-1282, doi: 10.1175/1520-0442-16.9.1261, 2003.

Masson, V. and Seity, Y.: Including atmospheric layers in vegetation and urban offline surface schemes. J. Appl. Meteorol. Clim., 48, 1377-1397, doi: 10.1175/2009JAMC1866.1, 2009.

Phillips, N.: The general circulation of the atmosphere: a numerical experiment. Q. J. Roy. Meteor. Soc., 82, 123-164, 1956.

Prein, A., Langhans, W., Fosser, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., Keller, M., Tölle, M., Gutjahr, O., Feser, F., Brisson, E., Kollet, S., Schmidli, J., van Lipzig, N. and Leung, R.: A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. Rev. Geophys., 53, 323-361, doi: 10.1002/2014RG000475, 2015.

Termonia, P., Fischer, C., Bazile, E., Bouyssel, F., Brožková, R., Bénard, P., Bochenek, B., Degrauwe, D., Derková, M., El Khatib, R., Hamdi, R., Mašek, J., Pottier, P., Pristov, N., Seity, Y., Smolíková, P., Španiel, O., Tudor, M., Wang, Y., Wittmann, C. and Joly, A.: The ALADIN System and its canonical model configurations AROME CY41T1 and ALARO CY40T1. Geosci. Model Dev., 11, 257-281, doi: 10.5194/gmd-11-257-2018, 2018.

Top, S., Kotova, L., De Cruz, L., Aniskevich, S., Bobylev, L., De Troch, R., Gnatiuk, N., Gobin, A., Hamdi, R., Kriegsmann, A., Remedio, A. R., Sakalli, A., Van De Vyver, H., Van Schaeybroeck, B., Zandersons, V., De Maeyer, P., Termonia, P. and Caluwaerts, S.: Evaluation of regional climate models ALARO-0 and REMO2015 at 0.22° resolution over the CORDEX Central Asia domain. Geosci. Model Dev. Discuss., doi: 10.5194/gmd-2019-368, in review, 2020.

Van de Vyver, H. and Van den Bergh, J.: The Gaussian copula model for the joint deficit index for droughts. J. of Hydrology, 561, 987-999, doi: 10.1016/j.jhydrol.2018.03.064, 2018.

Zamani, S., Gobin, A., Van de Vyver, H. and Gerlo, J.: Atmospheric drought in Belgium – statistical analysis of precipitation deficit. Int. J. Climatol., 36, 3056-3071, doi: 10.1002/joc.4536, 2016.

HOOFDSTUK 5 | Van klimaatinformatie tot klimaatdiensten

INLEIDING

De permanente verlening van diensten (waaronder klimaatdiensten), die nodig zijn "voor de veiligheid en informatie van de bevolking, met inbegrip van de socio-economische en wetenschappelijke instellingen, en als beleidsondersteuning van de politieke overheden", is een wettelijk vastgelegde opdracht van het KMI (Belgisch Staatsblad, 23.04.2002, 16614-16615).

Uit voorgaande hoofdstukken is duidelijk gebleken dat het KMI een actieve en toonaangevende rol speelt op vlak van klimaatonderzoek, klimatologische waarnemingen, en *state-of-the-art* regionale klimaatmodellering. Continuïteit en innovatie staan centraal in ons wetenschappelijk onderzoek. Onze wetenschappers zetten zich dagelijks in voor een beter begrip van de mechanismen van klimaatverandering, een optimaal gebruik en analyse van onze klimatologische gegevens en informatie, en een verbetering van ons klimaatmodel.

Deze wetenschappelijke expertise van het hoogste niveau vormt de basis van onze betrouwbare en kwaliteitsvolle dienstverlening aan het publiek en de overheid. In de huidige maatschappelijke context van klimaatverandering is onze expertise en dienstverlening van klimatologische data, informatie en kennis van primordiaal belang om te voldoen aan de maatschappelijke noden.

5.1. WAT ZIJN KLIMAATDIENSTEN?

Klimaatdiensten zijn gebaseerd op klimaatinformatie dat individuen en organisaties in de samenleving helpen in hun besluitvorming. Concreet omvat dit het verzamelen, genereren en verstrekken van data voor het verleden, huidig en toekomstig klimaat, evenals de ontwikkeling van producten zoals kaarten, resultaten van risico- en kwetsbaarheid analyses, en klimaatprojecties volgens verschillende emissiescenario's. Dit alles draagt bij tot een beter begrip van het klimaat en de effecten op natuurlijke en menselijke systemen. De ontwikkeling van klimaatdiensten vereist een gepaste betrokkenheid om aan de noden van de gebruiker te beantwoorden, en veronderstelt bovendien een effectief toegangsmechanisme tot de diensten (Hewitt *et al.*, 2012; Fonteyn, 2015; WMO, 2016). Het feit dat effecten van het klimaat op natuurlijke en menselijke systemen deel uitmaken van klimaatdiensten, maakt van klimaatdiensten een zeer ruim begrip (Fonteyn, 2015).

In het kader van een studie naar de oprichting van een Federaal Klimaatcentrum (zie verder), werd op basis van de wettelijke mandaten van verschillende Federale Wetenschappelijke Instellingen (FWI) die klimaat-gerelateerd werk verrichten (waaronder het KMI), de definitie van klimaatdiensten duidelijk omlijnt. De 'klimaatinformatie' waarop klimaatdiensten van de FWI's zijn gebaseerd, kan beschouwd worden als de som van "klimaatgegevens" en "klimaatexpertise". Het informatieaanbod is hierbij gebaseerd op de essentiële klimaatvariabelen (in het Engels, *Essential Climate Variables*, *ECV*), dewelke fysische, chemische of biologische parameters omvatten die het klimaat (verleden, heden en toekomst) beschrijven (zie eerder hoofdstuk 2.1. Stralingsbalans van de aarde). Voorbeelden van essentiële klimaatvariabelen die tot de klimaatactiviteiten van het KMI behoren zijn neerslag, luchttemperatuur, ozon, waterdamp, aerosolen, stralingsbalans van de aarde inclusief zonne-irradiantie, ...

De basis-klimaatinformatie waarop onze klimaatdiensten zich baseren, bepaalt de positie van onze diensten in de informatieketting. Het KMI staat in rechtstreeks contact met zijn gebruikers, waarbij beoogd wordt om te voldoen aan hun specifieke behoefte. Onze klimaatinformatie (en klimaatdiensten) kunnen ook via een andere informatiebron de gebruiker, of in dat geval eindgebruiker, bereiken. Onze basis-klimaatinformatie kan door sectorale gebruikers (privé en publiek) aangewend worden voor impactstudies, die op hun beurt relevante beleidsinformatie opleveren voor de eindgebruiker (Fonteyn, 2015).

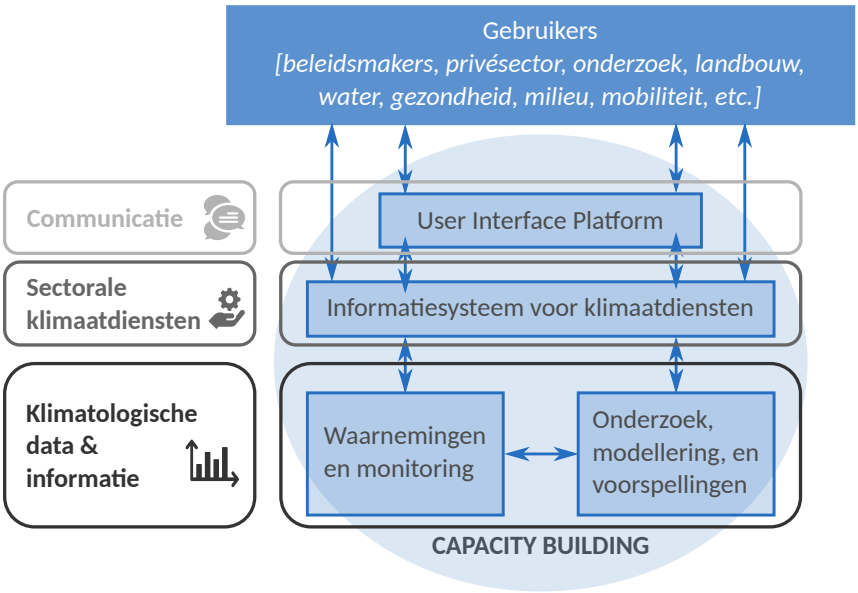
5.2. DE ONTWIKKELING EN VERLENING VAN KLIMAATDIENSTEN

De Wereld Meteorologische Organisatie (WMO) implementeerde in 2009 een ondersteunend kader voor de ontwikkeling en verlening van klimaatdiensten, het zogenaamde *Global Framework for Climate Services (GFCS)*. Dit kader is gestructureerd rond vijf interdisciplinaire pijlers (zie figuur 5.1). Drie pijlers ondersteunen de productie van klimaatinformatie. De pijler "Waarnemingen en monitoring" omvat het verzamelen, beheren en verspreiden van klimatologische waarnemingen en andere noodzakelijke gegevens (incl. metadata). Deze pijler vormt de basis voor de pijler "Onderzoek, modellering en voorspellingen", die de wetenschappelijke kwaliteit van de klimaatinformatie wil garanderen en de gevolgen van klimaatverandering en variabiliteit zal bepalen. Beide pijlers vormen samen de basis voor de wetenschappelijke informatie. De pijler "Informatiesysteem voor klimaatdiensten" daarentegen omvat de processen/mechanismen om de klimaatgegevens en informatie te verzamelen, op te slaan, en te analyseren tot eigenlijke producten en diensten (Hewitt *et al.*, 2012; Mahon *et al.*, 2019).

Een vierde pijler, "*User Interface Platform*", richt zich op het gebruik van de informatie geproduceerd binnen de bovenvermelde drie pijlers, waarbij interactie tussen de gebruikers, klimaatwetenschappers en diegenen die de informatie aanleveren centraal staat. Het doel hierbij is om de gebruikersgemeenschap te betrekken bij de identificatie van diens noden, bij de ontwikkeling van passende producten en diensten, bij de definiëring van de vereisten voor capaciteitsontwikkeling, en bij de sturing van waarnemingsinvesteringen en onderzoeksinspanningen (Hewitt *et al.*, 2012; Mahon *et al.*, 2019).

De interacties via het "*User Interface Platform*" kunnen gebeuren via zowel passieve websites of meer specifieke participatieve activiteiten. Dit platform is de meest nieuwe en minst ontwikkelde pijler, maar kan gezien worden als de belangrijkste bijdrage tot succes van klimaatdiensten (Hewitt *et al.*, 2012; Fonteyn *et al.*, 2015; Mahon *et al.*, 2019).

Oorspronkelijk stelde WMO deze schematische structuur voorop als ondersteuning voor landen die extra gevoelig zijn voor extreme weergebeurtenissen en waar bovendien gegevens en expertise voor de ontwikkeling van klimaatdiensten vaak ontbreken. De vijfde pijler "*Capacity building*" speelt hierbij een rol. In de context van de klimaatdiensten die door het KMI geleverd worden, kan deze pijler ruimer geïnterpreteerd worden zoals bijvoorbeeld het ter beschikking stellen van informatie voor de sensibilisering van specifieke sectoren om zich voor te bereiden op de gevolgen van klimaatverandering (Brasseur and Gallardo, 2016; Fonteyn, 2015).



Figuur 5.1. Pijlers voor de ontwikkeling en verlening van klimaatdiensten zoals beschreven door WMO.

Dit globale kader van de WMO vormt tevens de basis voor de ontwikkeling en verlening van de klimaatdiensten van het KMI. Hieronder volgt een gedetailleerd overzicht van onze klimaatdiensten, waarbij gebruik gemaakt wordt van bovenstaande structuur.

5.2.1. Klimatologische data en informatie

Onze klimatologische data en informatie vormen de basis van onze klimaatdiensten (en maken er een belangrijk onderdeel van uit). De tabel hieronder geeft een overzicht en bijhorende illustraties van de data en informatie die onze activiteiten in klimatologische waarnemingen, regionale klimaatmodellering en wetenschappelijk klimaatonderzoek opleveren.

OBSERVATIES

Klimaat grid

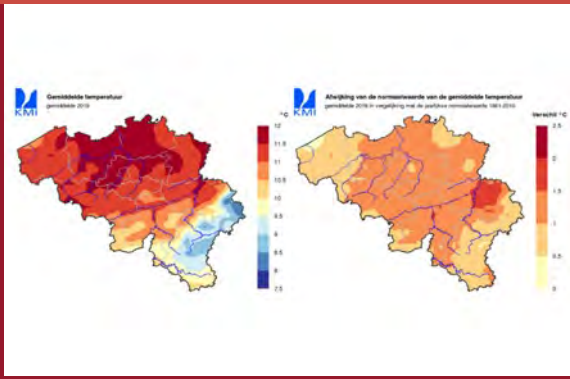
→ Ruimtelijke resolutie: 5x5 km grid, 589 gemiddelde waarden op gemeenteniveau

→ Parameters: luchttemperatuur (minimum, maximum, gemiddeld), neerslag: hoeveelheid en duur, Zonnestraling: zonneschijnduur, globale en directe zonnestraling, 10-m windsnelheid, relatieve vochtigheid, referentie evapotranspiratie, bliksem

→ Interpolatiemethode: kriging

→ Temporele resolutie: dagelijkse, maandelijkse, seizoenale, jaarlijkse, lange-termijn gemiddelde (normalen)

→ Verwerking: bijna real-time en na kwaliteitscontrole voor archivering



Gemiddelde temperatuur in België voor 2019, en de afwijking t.o.v. de normaalwaarde 1981-2010.

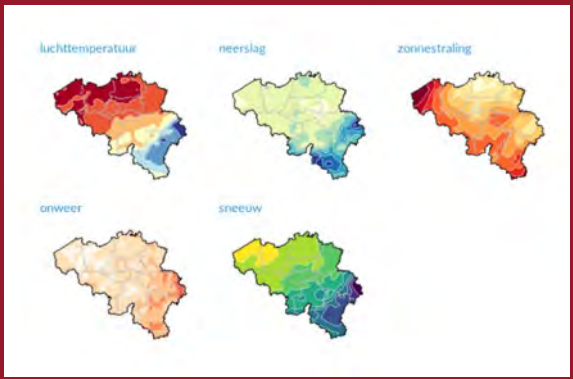
Klimaatatlas

→ België & per gemeente

→ Geografische verdeling van normalen voor referentie periode

→ Parameters: luchttemperatuur (1981-2010), neerslag (1981-2010), zonnestraling (1984-2013), onweer (2004-2013), sneeuw (1985-2014)

→ Interpolatiemethode: kriging



Geografische verdeling van de parameters beschikbaar in de klimaatatlas.

OBSERVATIES

Klimatologisch overzicht

→ Maandelijkse, seizoenale, jaarlijkse rapporten

→ Cijfers/statistieken, grafieken, kaarten

→ Ukkel (sinds 1901) & België (sinds 1981)

→ Parameters: temperatuur, maximumtemperatuur, minimumtemperatuur, neerslag, zonnestraling, droogte index (SPI – Standard Precipitation Index)

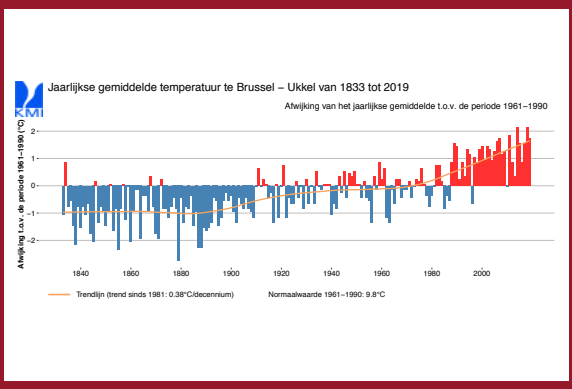
Klimatologisch overzicht voor januari 2020 te Ukkel onder de vorm van cijfers en statistieken.

Klimatologische tijdsreeksen

→ Ukkel (1833-nu) & België (7 locaties: Oostende, Antwerpen, Sint-Truiden, Gembloux, Chimay, Rochefort, Stavelot)

→ Parameters

- Luchttemperatuur: gemiddeld (jaarlijks en seizoenaal), zomer-indices (zomerdagen, warme nachten, maximale jaarlijkse waarde, hittegolven, groeiperiode), winter-indices (vorstdagen, ijsdagen, minimale jaarlijkse waarde, koudegolven, Hellmann getal)
- Neerslag: jaarlijkse totaal, neerslagdagen, extreme indices, sneeuw)
- Zonnestraling: zonneschijnduur, globale zonnestraling



Jaarlijkse gemiddelde temperatuur te Ukkel voor 1833-2019.

MODELLERING

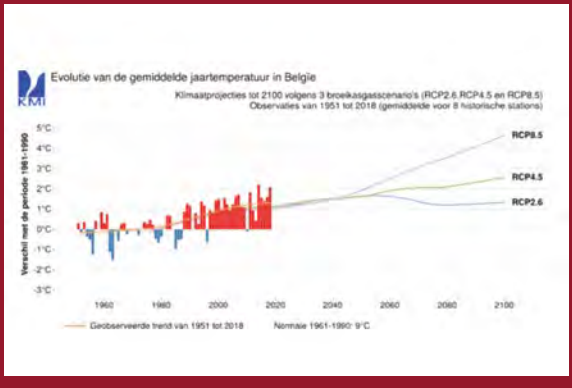
Klimaatprojecties tot 2100

→ Berekend met het regionaal klimaatmodel van het KMI (ALARO-0)

→ 3 broeikasgasscenario's (RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 8.5)

→ Cijfers, grafieken, kaarten

→ Parameters: luchttemperatuur, neerslag, zonnestraling, vochtigheid, 10-m wind, ...



Evolutie van de gemiddelde jaartemperatuur in België zoals berekend met het klimaatmodel van het KMI.

5.2.2. Sectorale klimaatdiensten

Sinds zijn oprichting is het KMI het referentie-instituut voor waarnemingen en weersvoorspellingsactiviteiten in België, en kent het een lange geschiedenis in het leveren van meteorologische diensten aan verschillende sectorale organisaties. De uitbreiding van onze sectorale meteorologische diensten naar klimaatdiensten is een relatief recente evolutie. De toenemende vraag naar klimaatdiensten is mede te wijten aan de verhoogde bewustwording van de mogelijke gevolgen van de klimaatverandering binnen specifieke sectoren.

Rekening houdende met de gebruikersnoden kunnen onze klimatologische gegevens en informatie (voor het verleden, huidig en toekomstig klimaat) verder geanalyseerd en verwerkt worden tot klimaatdiensten 'op maat', die doorgaans aangewend worden ter ondersteuning van klimatologische beslissingen binnen een sector.

De ontwikkeling van onze klimaatdiensten 'op maat' gebeurt zowel in de context van onderzoeksprojecten als van reeds bestaande samenwerkingen waar het leveren van meteorologische diensten uitgebreid wordt naar klimaatdiensten. Zo dragen onderzoekers van het KMI bij aan twee onderzoeksprojecten (2019-2022) die als doel hebben om modellen te ontwikkelen om de Belgische energiesector voor te bereiden op de transitie naar een efficiënt en hernieuwbaar energiesysteem. Onze rol bestaat erin om onze wetenschappelijke expertise en klimatologische gegevens van wind en zonnestraling te leveren, dewelke cruciaal zijn voor een optimale transitie naar een duurzaam energiesysteem.

In de context van het CORDEX.be project (beëindigd in 2017 en waarvan het KMI projectcoördinator was) werden alle Belgische onderzoeksgroepen, actief in klimaat- en impactmodellering, samengebracht. Regionale klimaatmodellen met hoge resolutie werden gebruikt om voor België een inschatting te maken van de te verwachten klimaatveranderingen en de gevolgen tot het eind van deze eeuw. Hoewel het onderzoeksproject focuste op modellering, bieden de resultaten van het project een essentiële bron aan informatie voor het klimaatbeleid (adaptatie) in België en de regio's.

Verder leveren we sinds 2019 belangrijke meteorologische diensten en producten voor de mobiliteitssector. Op basis van de resultaten van een wegenmodel en een model voor de spoorwegen bieden we o.a. temperatuurgegevens voor het wegdek en de spoorinfrastructuur. Deze meteorologische diensten zullen zich in de toekomst wellicht uitbreiden naar klimaatdiensten. Onder invloed van de klimaatsverandering verhoogt immers de kans dat de mobiliteitssector blootgesteld wordt aan extreme weergebeurtenissen zoals bijvoorbeeld hittegolven of hevig onweer.

Algemeen zijn weersvoorspellingen betrouwbaar tot op een korte termijn (tiental dagen), terwijl klimaatinformatie de gebruikers kan voorbereiden op het weer dat ze mogelijks op lange termijn ervaren. Voor vele gebruikers is het onderscheid tussen weer- en klimaatinformatie echter niet altijd duidelijk. Het is daarom zinvol om op een naadloze manier diensten te leveren voor lange en korte tijdschalen opdat een effectief en consistent gebruik van informatie voor beleidstoepassingen gegarandeerd is.

De tabel hieronder geeft voor verschillende sectoren een algemeen overzicht van het type van klimatologische informatie waarop onze klimaatdiensten zich baseren.

KLIMAATINFORMATIE (verleden, huidig en toekomstig klimaat)	**SECTOR**
Hittegolven, hittestress, extreme neerslag	Steden & infrastructuren
Extreme neerslag	Water
Evapotranspiratie, temperatuursommen ('growing degree-days'), droogte index, vorst, langdurige neerslag	Landbouw
Statistieken voor wind en zonnestraling	Energie
Atmosferische stabiliteitsindices, chemische transportmodellering, hittegolven	Gezondheid
Wegenmodel, model voor de sporen	Mobiliteit
Extreme klimaatscenario's, waarschuwingen	Crisisbeheer (crisiscentrum), rampenfonds
Klimaatindicatoren	Beleidssector

5.2.3. Communicatie

Het KMI heeft een dienst die verantwoordelijk is voor de interactie tussen enerzijds onze wetenschappelijke diensten en anderzijds onze gebruikers en stakeholders. Deze dienst ontvangt de vragen naar informatie of diensten van de gebruikers, en tracht via gezamenlijk overleg met wetenschappers en (eind)gebruikers de mogelijkheden en gebruikersnoden te identificeren en duidelijk te formuleren. Kortom, communicatie is essentieel bij de ontwikkeling en ondersteuning van onze klimaatdiensten. Onze diensten en producten worden voortdurend geëvalueerd zodat ze voldoende afgestemd zijn op de behoeften van de gebruiker.

5.3. NAAR EEN BELGISCH KLIMAATCENTRUM (VOOR ONDERZOEK EN DIENSTEN)

Klimaatdienstverlening behoort tot één van de legale bevoegdheden van het KMI. Bovendien past de ontwikkeling en verlening van onze klimaatdiensten duidelijk binnen het globale kader van klimaatdiensten zoals voorgesteld door de WMO.

Sinds de laatste jaren heerst echter zowel vanuit maatschappelijke-, onderzoeks-, als beleidscontext een sterk toenemende nood aan consistente klimaatinformatie- en diensten voor België, in het bijzonder omtrent de te verwachten klimaatverandering en diens gevolgen.

Om aan deze noden te voldoen, is het noodzakelijk om op Belgisch niveau een structureel kader voor klimaatonderzoek en -diensten te financieren waarbij de samenwerkingsverbanden met de verschillende gewesten en gemeenschappen, zowel op beleids- als onderzoeksniveau, worden vastgelegd.

Op die manier kan het KMI, als toonaangevende FWI wat betreft klimaat, een continue wetenschappelijke expertise garanderen en antwoord bieden op de belangrijke noden omtrent klimaatinformatie en klimaatdiensten op nationaal én internationaal niveau.

5.3.1. Context

(a) Maatschappij

In de huidige maatschappelijke context staat klimaatverandering hoog op de agenda. De maatschappelijke gevolgen van klimaatverandering zijn meer en meer voelbaar (bijvoorbeeld hittegolven tijdens de zomer van 2019), en maakt het bovendien een veelbesproken onderwerp. De klimaatacties- en demonstraties van jongeren zijn hier het beste voorbeeld van.

Bovendien stellen we op basis van onze interacties met actoren uit administraties, regionale instellingen of privébedrijven vast dat er een toenemende nood is aan gedetailleerde, kwantitatieve en betrouwbare klimaatinformatie gelinkt aan de gevolgen van klimaatverandering binnen specifieke sectoren (zoals bijvoorbeeld water, landbouw, energie, gezondheid, transport).

In 2017 organiseerde de Federale Dienst Klimaatverandering van de FOD Volksgezondheid, Veiligheid van de Voedselketen en Leefmilieu een nationale publieksenquête over klimaatverandering. De resultaten van de enquête toonden inderdaad aan dat steeds meer Belgen (85% van de deelnemers) klimaatverandering als een probleem beschouwen dat een dringende aanpak vereist.

(b) Onderzoek

In het Belgisch Nationaal Adaptatieplan (2017-2020) werden tien nationale maatregelen in verband met de adaptatie aan klimaatverandering voorgesteld. De eerste maatregel opgenomen in het plan voorzag de uitwerking van hogeresolutie klimaatscenario's voor België. In de context van het CORDEX.be onderzoeksproject (2015-2017), waarvan het KMI projectcoördinator was, werd deze maatregel gerealiseerd. Het CORDEX.be onderzoeksproject heeft de eerste bouwstenen gelegd voor de oprichting van een Belgisch Klimaatcentrum, gedragen door een consortium van Belgische en internationaal gerenommeerde wetenschappers vanuit verschillende onderzoeksinstellingen (incl. de universiteiten), en waarbij een unieke bron aan wetenschappelijk gevalideerde *state-of-the-art* klimaatprojecties voor België gegenereerd werd. Bovendien levert het KMI een bijdrage tot internationaal onderzoek naar metingen en analyse van de stralingsbalans van de aarde, hetgeen essentieel is voor het begrijpen van de mechanismen van klimaatverandering, en voor het valideren van globale klimaatmodellen.

(c) Beleid

In 2014 en 2015 werden in opdracht van BELSPO (*Belgian Science Policy Office*) twee studies uitgevoerd naar de gebruikersnoden en mogelijkheden voor de oprichting van een (Federaal) Klimaatcentrum (Brasseur *et al.*, 2015; Fonteyn, 2015). De resultaten van de studies wezen op een duidelijke gebruikersnood voor een 'one-stop-shop' voor klimaatinformatie en klimaatdiensten, gebaseerd op het meest recent wetenschappelijk klimaatonderzoek in België.

Om aan deze nood te voldoen werd de oprichting van een Federaal Klimaatcentrum voorgesteld, dat een structureel kader biedt voor de interactie tussen de vijf FWI's die wetenschappelijke expertise op het vlak van klimaat leveren (i.e. Koninklijk Meteorologisch Instituut, Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen, Koninklijk Belgisch Instituut voor Ruimte-Aeronomie, Koninklijk Museum voor Midden-Afrika, Koninklijke Sterrenwacht van België). Hierbij werd als belangrijkste doelstelling van het Federaal Klimaatcentrum het bundelen, coördineren, en consolideren van de schat aan klimaatgegevens en expertise vooropgesteld, zodat deze gegevens en expertise op een vlot bruikbare, generieke en desgevallend specifieke wijze ter beschikking gesteld kunnen worden aan de stakeholders.

Om alle relevante informatie en informatiekanalen in verband met klimaat succesvol uit te werken, werd tevens een Belgisch Klimaat Onderzoeks- en Diensten Netwerk voorgesteld. Het Federaal Klimaatcentrum levert immers een belangrijk maar beperkt informatieaanbod, en zou deel uitmaken van dit groter Belgisch netwerk. Dit Belgisch netwerk is opgebouwd vanuit de wetenschappelijke expertise in vele domeinen (klimaat, gezondheid, landbouw, impact- en adaptatiestudies in het algemeen) en omvat eveneens de respectievelijke partners welke de informatie verstrekken aan de eindgebruikers (Fonteyn, 2015).

De bevindingen van deze haalbaarheidsstudies leverden de aanzet om "ontwikkeling van een stappenplan voor een Belgisch Kenniscentrum voor het Klimaat" als een maatregel te implementeren in het Belgisch Nationaal Adaptatieplan (2017-2020). De ontwikkeling van dit stappenplan werd tot op heden echter niet gerealiseerd.

Het is duidelijk dat zowel vanuit maatschappelijke-, onderzoeks-, als beleidscontext een grote nood heerst naar de concrete uitwerking van dergelijk stappenplan, zodat de oprichting van een Belgisch netwerk voor klimaatinformatie- en diensten gerealiseerd kan worden. Hieronder worden een aantal inhoudelijke prioriteiten voor zo'n stappenplan voorgesteld.

5.3.2. Pijlers

Het Belgisch Klimaatcentrum is een gedecentraliseerd netwerk van bestaande federale en regionale onderzoeksinstituten en universiteiten die actief zijn in klimaatonderzoek.

De werking van het Belgisch Klimaatcentrum focust zich op vier pijlers:

1. **Klimaatdiensten** – doel: overbrug de kloof tussen onderzoek en maatschappij waarbij onderzoeksresultaten vertaald worden naar bruikbare én wetenschappelijk onderbouwde klimaatinformatie voor stakeholders (administraties, regionale instellingen, privébedrijven);
2. **Onderzoek** – doel: ontwikkel en ondersteun initiatieven voor klimaatonderzoek in België;
3. **Data** – doel: mobilisatie, publicatie, toegang en gebruik van coherente en de meest recente klimaatgegevens voor België;
4. **Netwerking** – doel: relaties met (inter)nationale onderzoeks- en klimaatdienstcentra en positionering van Belgisch klimaatonderzoek in internationale initiatieven en onderzoeksprogramma's (bijvoorbeeld, *World Climate Research Programme (WCRP), JPI-Climate, H2020, Copernicus, ERA4CS, EURO-CORDEX, IPCC*).

Interactie, communicatie en dialoog tussen alle betrokken actoren (d.w.z. wetenschappers, beleidsmakers, media en burgers) spelen een sleutelrol in de organisatie van het Klimaatcentrum. De actoren hebben vaak vergelijkbare doelen voor ogen, maar kunnen een andere manier van communiceren en begrip van kennis hebben. De werking van een Belgisch Klimaatcentrum vereist daarom een transdisciplinaire aanpak, waarbij klimaatdiensten worden ontwikkeld door een diversiteit aan medewerkers die verschillende disciplines vertegenwoordigen (bijvoorbeeld klimaatwetenschappers, impact / adaptatie-specialisten, economen, beleidsmakers, (wetenschaps)communicatoren, sociologen). Een User Interface Platform kan zowel de interacties en dialogen, evenals het eindgebruik van klimaatgegevens en -diensten, bevorderen.

Uit het voorgaande is duidelijk dat de oprichting van een Belgisch Klimaatcentrum het antwoord kan bieden op de maatschappelijke-, onderzoeks-, en beleidsnoden naar consistente wetenschappelijke klimaatexpertise en -informatie. De inhoudelijke fundamenten voor de oprichting bestaan reeds. Er dient nu initiatief genomen te worden door de beleidsmakers om de legale en budgettaire fundamenten vast te leggen. Bovendien zou dit initiatief perfect kaderen binnen verschillende internationale en Europese initiatieven.

REFERENTIES

Brasseur, G. P., Jacob, D., Cortekar, J. and Fischer-Bruns, I.: Towards the extablishment of a Belgian center of excellence on climate, Tech. Rep. Commissioned by the Belgian Federal Science Policy Office (BELSPO), Agreement Nr. BR/CL/800, 2015.

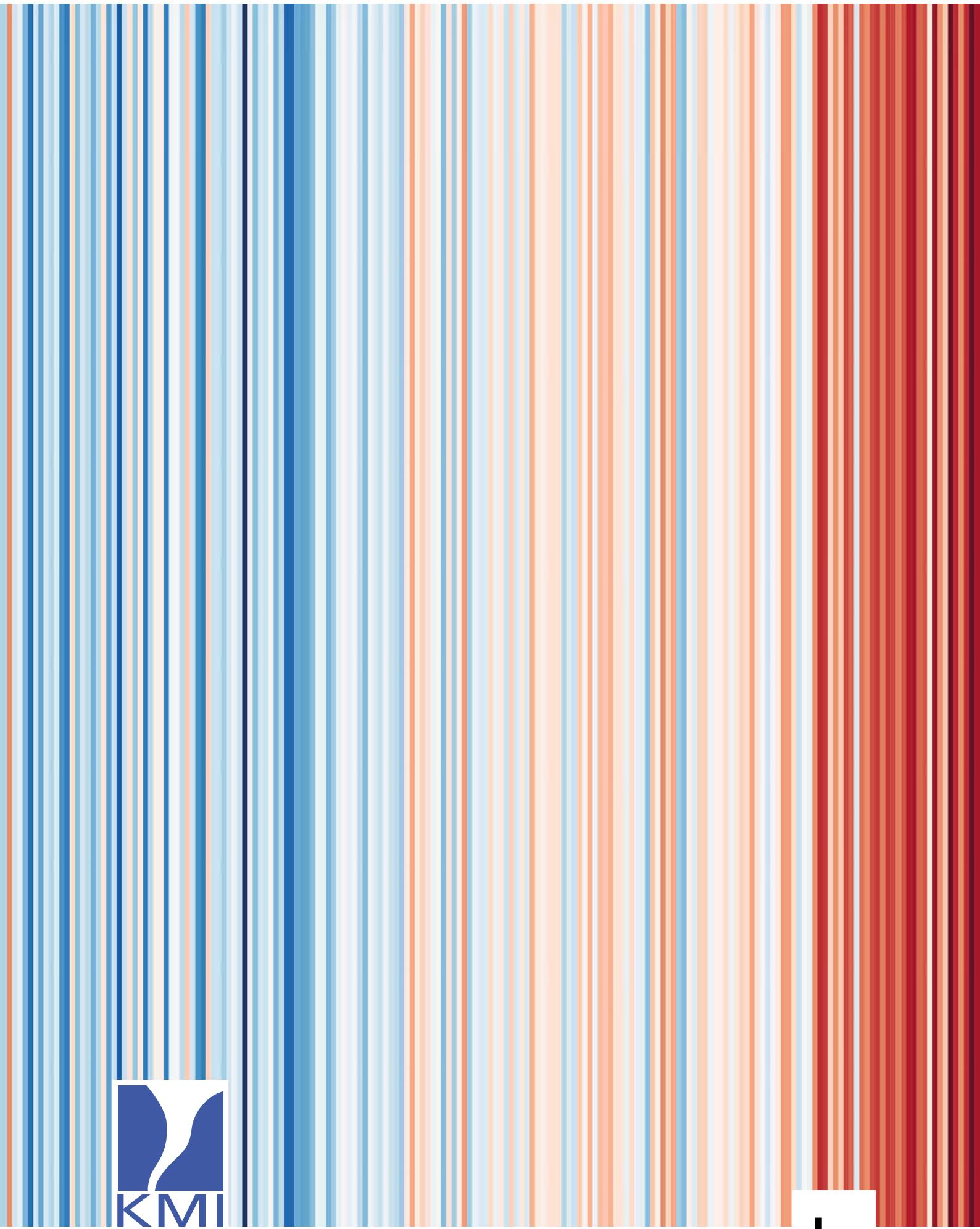
Brasseur, G. P. and Gallardo, L.: Climate services: Lessons learned and future prospects. Earth's Future, 4, 79–89, 2016.

Fonteyn, D.: Het federaal klimaatcentrum: Resultaten van het onderzoek naar de mogelijke gebruikersnoden, Tech. rep. Belgian Institute for Space Aeronomy, 2015.

Hewitt, C., Mason, S. and Walland, D.: The Global Framework for Climate Services. Nature Climate Change, 2, 831–832, 2012.

Mahon, R., Greene, C., Cox, S.-A., Guido, Z., Gerlak, A. K., Petrie, J.-A., Trotman, A., Liverman, D., Van Meerbeeck, C. J., Scott, W. and Farrell, D.: Fit for purpose ? Transforming National Meteorological and Hydrological Services into National Climate Service Centers. Climate Services, 13, 14-23, 2019.

WMO: Climate Services for Supporting Climate Change Adaptation - Supplement to the Technical Guidelines for The National Adaptation Plan Process. WMO-No. 1170, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 50 p, 2016.



KONINKLIJK METEOROLOGISCH INSTITUUT VAN BELGIË