

Heeft landgebruik effect op ons weer?

Literatuuronderzoek relatie landgebruik en klimaat op regionale en lokale schaal: De Kleine Waterkringloop

Jessica Ruijsch, Ronald W.A. Hutjes & Adriaan J. Teuling



WAGENINGEN
UNIVERSITY & RESEARCH



Rijksdienst voor Ondernemend
Nederland



Dit rapport is gratis te downloaden van <https://doi.org/10.18174/640643>

 2023 Wageningen University & Research

- Overname, verveelvoudiging of openbaarmaking van deze uitgave is toegestaan mits met duidelijke bronvermelding.
- Overname, verveelvoudiging of openbaarmaking is niet toegestaan voor commerciële doeleinden en/of geldelijk gewin.
- Overname, verveelvoudiging of openbaarmaking is niet toegestaan voor die gedeelten van deze uitgave waarvan duidelijk is dat de auteursrechten liggen bij derden en/of zijn voorbehouden.

Wageningen University & Research aanvaardt geen aansprakelijkheid voor eventuele schade voortvloeiend uit het gebruik van de resultaten van dit onderzoek of de toepassing van de adviezen.

Foto omslag: Frontpage/Shutterstock.com

Heeft landgebruik effect op ons weer?

Literatuuronderzoek relatie landgebruik en klimaat op regionale en lokale schaal: De Kleine Waterkringloop

Dit onderzoek is uitgevoerd door Wageningen University & Research in opdracht van coalitie 'De Kleine Waterkringloop', bestaande uit Natuur en Milieufederatie Limburg, Waterschap Limburg, RVO, Provincie Limburg en de Limburgse Voedselbrigade, en gefinancierd door de Rijksdienst voor Ondernemend Nederland (RVO)

Jessica Ruijsch¹, Ronald W.A. Hutjes¹ & Adriaan J. Teuling²

¹ Water Systems and Global Change groep, Wageningen University & Research, Wageningen (Nederland)

² Hydrologie en Omgevingshydraulica groep, Wageningen University & Research, Wageningen (Nederland)

Wageningen University & Research

Wageningen, Oktober 2023

Samenvatting

Klimaatverandering, veroorzaakt door een toename in door de mens uitgestoten broeikasgassen, krijgt ook in Nederland steeds meer een voelbare impact. Zo hebben we in de afgelopen jaren periodes van extreme droogte en hoge temperaturen gezien, maar ook periodes van extreme neerslag. Verwacht wordt dat deze extremen ook in de toekomst verder zullen toenemen. Naast wereldwijde mitigatie, is het nodig om maatregelen te nemen die de negatieve gevolgen van klimaatverandering beperken. Een groot aantal actuele en grootschalige herontwikkelingen van de ruimtelijke indeling, waaronder het Nationaal Programma Landelijk Gebied (NPLG), de Programmatische Aanpak Grote Wateren (PAGW), het Programma NOVEX, provinciale Bossenstrategieën en het Programma Waterveiligheid en Ruimte Limburg (WRL), nemen klimaatadaptief inrichten dan ook als majeur thema mee in de planning.

In dit beleid wordt echter geen rekening gehouden met het feit dat landgebruik en ruimtelijke inrichting het klimaat op een meer directe manier kunnen beïnvloeden via land-atmosfeerinteracties en de zogenoemde kleine waterkringloop. Wat deze rol van landgebruiksveranderingen op het lokale klimaat precies is, lijkt echter onzeker. Een coalitie van Limburgse partijen (bestaande uit Natuur en Milieufederatie Limburg, Waterschap Limburg, RVO, Provincie Limburg en de Limburgse Voedselbosbrigade) vindt daarom dat er snel meer onderzoek nodig is naar deze land-atmosfeer interacties op euregionale schaal.

In dit onderzoek is een eerste stap gemaakt, in de vorm van een overzicht van de huidige stand van kennis over land-atmosfeerinteracties in Nederland en Noordwest-Europa, en over de mogelijkheid om deze interacties op regionale of lokale schaal te beïnvloeden met keuzes in grondgebruik, bedekkingsgraad, waterhuishouding en inrichting. Aan de hand hiervan kunnen we een goed onderbouwd advies geven over de vraag of het wetenschappelijk en maatschappelijk relevant is nader (model)onderzoek te doen naar deze interacties in de context van klimaatadaptatie.

Op basis van de bibliografische database van relevante wetenschappelijke literatuur, bestaande uit 338 bronnen, kunnen we de volgende uitspraken doen:

- Landgebruik kan het lokale en regionale klimaat beïnvloeden door veranderingen in onder andere albedo, verdamping en oppervlakteruwheid. Dit heeft gevolgen voor de verdeling van energie aan het aardoppervlak, de diepte en temperatuur van de atmosferische grenslaag, wolkenvorming en neerslag.
- Herbebossing leidt in Nederland tot een toename in neerslag, vooral in de winter. In tegenstelling tot veel andere locaties op aarde, wordt deze neerslag niet gevormd door convectie, maar lijkt deze te worden afgevangen uit vochtige lucht door een toename in oppervlakteruwheid.
- Verstedelijking vergroot de neerslag zowel lokaal als benedenwinds door een toename in voelbare warmteflux, oppervlakteruwheid en aerosolen.
- Ook veranderingen binnen landgebruikstypen, waaronder veranderingen van loofbos naar naaldbos, het creëren van plantages, bosbeheer en het verhogen van groen in de stad kan een effect hebben op ons klimaat.
- Nog onduidelijk is wat uiteindelijke (negatieve) effecten van landgebruiksveranderingen zijn op de lokale en niet-lokale waterbeschikbaarheid.

Dit literatuuronderzoek geeft hiermee een overzicht van de huidige stand van kennis over land-atmosfeer interacties en benadrukt daarbij het mogelijke belang van de kleine waterkringloop op waterbeschikbaarheid. Vervolgonderzoek kan gebruikt worden om deze kennis verder uit te breiden aan de hand van specifieke beleidsvraagstukken. Om de negatieve gevolgen van wereldwijde klimaatverandering voor Nederland te beperken, is het daarom zowel maatschappelijk als wetenschappelijk van belang nader modelonderzoek te doen naar dit onderwerp.

Summary

Climate change, caused by an increase in anthropogenic emissions of greenhouse gasses, is having an increasingly noticeable effect on the Netherlands. Over the past years, we have seen periods of extreme droughts and high temperatures, but also periods of heavy rainfall. It is expected that these extreme events will continue to increase in the future. In addition to global mitigation efforts, it is necessary to take measures to adapt to the negative consequences of climate change. Many ongoing and large-scale spatial redevelopment initiatives, including the Nationaal Programma Landelijk Gebied (NPLG), the Programmatische Aanpak Grote Wateren (PAGW), the Programma NOVEX, Provinciale Bossenstrategieën and the Programma Waterveiligheid en Ruimte Limburg (WRL), consider climate-adaptive planning as a major theme in their planning.

However, these policies do not consider the more direct way in which land use and spatial planning can influence the climate: through alternating land-atmosphere interactions and the so-called small water cycle. Yet, the exact role of how this mechanism affect the local climate remains uncertain. Therefore, a coalition of Limburg-based parties (including the Natuur en Milieufederatie Limburg, Waterschap Limburg, RVO, Provincie Limburg and the Limburgse Voedselbrigade) argues that there is an urgent need for more research into these land-atmosphere interactions on a regional scale.

In this research, a first step has been taken in the form of an overview of the current state of knowledge on land-atmosphere interaction in the Netherlands and North-western Europe, including the possibility to influence these interactions on a regional or local scale through choices in land use, land cover, water management and planning. Based on this, we can provide well-founded advice on the scientific and societal relevance of further (model) research on these interactions in the context of climate adaptation.

Based on a bibliographic database of relevant scientific literature, consisting of 338 sources, we can formulate the following conclusions:

- Land use can influence the local and regional climate through changes in albedo, evaporation and surface roughness, affecting energy distribution at the Earth's surface, the depth and temperature of the atmospheric boundary layer, cloud formation, and precipitation.
- Reforestation in the Netherlands leads to an increased precipitation, especially in the winter. Unlike many other locations on Earth, this precipitation is not formed by increased evaporation and convection, but rather seems to be created by capturing moist air due to increased surface roughness.
- Urbanisation increases local and downwind precipitation due to an increase in sensible heat flux, surface roughness, and aerosols.
- Changes within land use types, including transitions from deciduous to coniferous forests, plantations, forest management and increasing vegetation in cities, can also affect the local climate.
- The ultimate (negative) effect of land use changes on the local and non-local water availability remains unclear.

This literature review provides an overview of the current state of knowledge on land-atmosphere interactions and highlights the potential importance of the small water cycle on the water availability. Further research can be used to expand this knowledge towards specific policy-related issues. To adapt the Netherlands to the negative effect of global climate change, further model research on this subject is of both societal and scientific importance.

Inhoudsopgave

Samenvatting	4
Summary	5
Inhoudsopgave	6
Verklarende woordenlijst.....	7
1 Inleiding	8
2 Methode.....	10
2.1 Het opstellen van een bibliografische database	10
2.2 Analyseren van relevante literatuur en conceptualisatie van resultaten	11
3 Het klimaat in Nederland en Noordwest-Europa	13
4 Verdamping en de verdeling van energie aan het aardoppervlak	15
4.1 De energiebalans van de aarde	15
4.2 Albedo en netto straling	16
4.3 De verdeling van energie in voelbare en latente warmteflux	17
4.4 Verdamping.....	19
4.5 Conceptueel raamwerk	21
5 Turbulentie, temperatuur en de atmosferische grenslaag	23
5.1 Oppervlakteruwheid en turbulentie.....	23
5.2 De atmosferische grenslaag.....	23
5.3 Oppervlakte- en luchttemperatuur.....	24
5.4 Conceptueel raamwerk	27
6 Convectie en wolkenvorming	30
6.1 Convectie.....	30
6.2 Land-atmosfeer koppeling	30
6.3 Wolkenvorming.....	31
6.4 Conceptueel raamwerk	33
7 Neerslag, atmosferische circulatie en waterbeschikbaarheid	36
7.1 Neerslag	36
7.2 Atmosferische circulatie	38
7.3 Waterbeschikbaarheid.....	38
7.4 Conceptueel raamwerk	40
8 Conclusies.....	43
Literatuur	47
Bijlage A: zoektermen in Scopus	59
Bijlage B: klimaat in Nederland	60

Verklarende woordenlijst

Engels	Nederlands	Omschrijving*
Shortwave radiation	Kortgolvlige straling	Inkomende straling van de zon, bestaande uit zichtbaar, ultraviolet en nabij-infrarood licht
Longwave radiation	Langgolvlige straling	Warmtestraling uitgezonden door het oppervlak van de aarde of atmosfeer
Net radiation	Netto straling	Het verschil tussen inkomende en uitgaande (kortgolvlige en langgolvlige) straling
Albedo	Albedo	De fractie van de inkomende straling die door het aardoppervlak wordt weerkaatst
Sensible heat flux	Voelbare warmteflux	Energie (per eenheid tijd en oppervlakte) die in de vorm van warmte aan de atmosfeer wordt afgegeven
Latent heat flux	Latente warmteflux	Energie (per eenheid tijd en oppervlakte) die wordt gebruikt voor verdamping
Ground heat flux	Bodemwarmteflux	Energie (per eenheid tijd en oppervlakte) die aan de bodem wordt afgegeven
Evapotranspiration	Totale verdamping	De overgang van vloeibaar water naar waterdamp via interceptieverdamping, transpiratie en bodemverdamping
Atmospheric boundary layer	Atmosferische grenslaag	De atmosferische laag die direct door het landoppervlak wordt beïnvloed
Lifting condensation level	Optillingscondensatieniveau	Hoogte waarop een stijgend luchtdeeltje verzadigd raakt met water
Surface roughness	Oppervlakteruwheid	De mate van ruwheid van het aardoppervlak
Aerodynamic resistance	Aerodynamische weerstand	De weerstand voor het transport van waterdamp tussen het gewas en de lucht
Canopy resistance	Gewasweerstand	De weerstand van vegetatie voor het transport van waterdamp tussen het blad en de atmosfeer
Stomatal resistance	Stomataweerstand	De weerstand van de huidmondjes (stomata) voor het transport van waterdamp
Convection	Convectie	Verticaal transport van een atmosferische grootheid in de atmosfeer
Cloud	Wolk	Verzameling van waterdeeltjes of ijskristallen in de atmosfeer
Precipitation	Neerslag	Massa van waterdeeltjes die vloeibaar of vast het aardoppervlak bereiken
Orographic precipitation	Orografische neerslag	Neerslag die ontstaat door lucht die over een gebergte stroomt en daardoor gedwongen wordt op te stijgen. Het wordt ook wel stuwingsneerslag genoemd.
Space-for-time approach	Space-for-time methode	Methode waarbij ruimtelijke variatie gebruikt wordt om temporele veranderingen te voorspellen, die gebruikt worden als er geen temporele waarnemingen van de te voorspellen verandering beschikbaar zijn.
Synoptic conditions	Synoptische condities	Weerscondities bepaald door grootschalige en langdurige weersystemen (met een schaal vanaf 1000 km), waaronder hoge- en lagedrukgebieden en fronten.

*Bron: (Moors et al., 2002; TNO, 1986)

1 Inleiding

Klimaatverandering, veroorzaakt door een toename in door de mens uitgestoten broeikasgassen, heeft ook in Nederland een voelbare impact. Zo zien we periodes van ongekende neerslag, zoals de extreme neerslag in juli 2021 in Nederland en omliggende landen, maar ook periodes van extreme droogte. De actuele gemiddelde jaartemperatuur in Nederland is meer dan 2 °C hoger dan in 1901, een stijging tweemaal zo groot als het wereldgemiddelde. Daarnaast is het gemiddelde aantal zomerse dagen toegenomen en is in 2019 voor het eerst een temperatuur van boven de 40 °C gemeten. De neerslag is gemiddeld met 20% toegenomen en is vaak geconcentreerd in hevigere buien, wat de kans op wateroverlast vergroot. Recente klimaatscenario's voorspellen dat de gemiddelde jaartemperatuur in 2050 tussen de 0.8 en 1.5 °C hoger is dan in de periode 1991-2020. In 2100 kan dit oplopen tot een temperatuurstijging van 4.0 °C. Daarnaast zullen we in de toekomst te maken krijgen met nattere winters, drogere zomers en een toename in extreme neerslag. Ook extreme droogte nemen toe door een toename in verdamping en een afname in zomerneerslag (KNMI, 2021, 2023b).

Om de negatieve effecten van klimaatverandering voor mensen in Nederland en andere landen te beperken, is in het Klimaatakkoord van Parijs afgesproken de mondiale temperatuur niet verder te laten stijgen dan 2 °C ten opzichte van het pre-industriële tijdperk, met een streven naar 1.5 °C (UNFCCC, 2015). Om dit te bereiken zullen we de uitstoot van broeikasgassen wereldwijd drastisch moeten verminderen (klimaatmitigatie) (IPCC, 2022). Ook het opslaan van broeikasgassen in koolstofputten door bijvoorbeeld het planten van bossen kan de hoeveelheid broeikasgassen in de atmosfeer verlagen. Daarnaast zullen we ons moeten aanpassen aan veranderingen in het klimaat die niet meer te voorkomen zijn (klimaatadaptatie) (IPCC, 2023). Dit heeft ertoe geleid dat vele landelijke en regionale programma's inzetten op maatregelen voor klimaatadaptatie in zowel de stad als het buitengebied, waardoor klimaatadaptatie een groot thema is bij actuele ruimtelijke transitie. Hierbij kun je bijvoorbeeld denken aan het verhogen van dijken en het verbreden van de uiterwaarden, maar ook het vergroten van de hoeveelheid groen in steden en het platteland. Er lijkt dus een consensus te bestaan over de noodzaak om Nederland zo in te richten en te gebruiken dat we schade en onveiligheid door weersextremen acceptabel houden.

In al dit beleid en deze programma's is er echter geen aandacht voor de mogelijkheid dat we de weersextremen ook op een meer directe manier kunnen beïnvloeden: dat we met keuzes in grondgebruik en inrichting de regen gelijkmatiger kunnen verdelen over ruimte en tijd. Dat wolken al kunnen uitregenen voordat ze accumuleren tot zware buien. Dat droogteperiodes eerder kunnen worden onderbroken door regenval. Dat een groener en vochtiger landschap hitte-accumulatie kan beperken en de aanvoer van vochtige zeelucht kan bevorderen. Niet alle neerslag komt immers van zee. Een deel van de neerslag ontstaat door verdamping op het continent en regent verderop weer uit. Dat noemen we de kleine waterkringloop. Elk type landgebruik heeft een ander gedrag qua stralingsbalans, bodemvocht en verdamping: steden, akkers, weilanden, moerassen, heide en bossen. Dit gedrag en hun areaal bepaalt de kracht van de kleine waterkringloop.

Aangezien er op dit moment een aantal grootschalige landelijke en regionale herontwikkelingen van de ruimtelijke indeling gepland staan, waaronder het Nationaal Programma Landelijk Gebied (NPLG), de Programmatische Aanpak Grote Wateren (PAGW), het Programma NOVEX, provinciale Bossenstrategieën en het Programma Waterveiligheid en Ruimte Limburg (WRL) is het van belang om te evalueren of de kleine waterkringloop een rol kan spelen in het klimaatbestendig maken van Nederland. Een coalitie van Limburgse partijen (bestaande uit Natuur en Milieufederatie Limburg, Waterschap Limburg, RVO, Provincie Limburg en de Limburgse Voedselbosbrigade) vindt daarom dat er meer onderzoek nodig is naar land-

atmosfeer interacties op zowel Nederlandse als euregionale schaal. Hoewel modelonderzoek hiervoor een geschikte methode zou zijn, is dit kostbaar in zowel tijd als middelen.

Het doel van dit onderzoek is daarom het opstellen van een goed onderbouwd advies over de vraag of het wetenschappelijk en maatschappelijk relevant is nader (model)onderzoek te doen naar de land-atmosfeerinteracties in Nederland en Noordwest-Europa, en over de mogelijkheid om deze interacties op regionale of lokale schaal te beïnvloeden met keuzes in grondgebruik, bedekkingsgraad, waterhuishouding en inrichting. Hiervoor zijn de volgende onderzoeksvragen opgesteld:

- 1) Hoe beïnvloedt landgebruik het weer in Nederland en welke land-atmosfeer interacties zijn hierbij van belang?
- 2) In hoeverre is het mogelijk met (grote of kleine) veranderingen in het grondgebruik, bedekkingsgraad of vochthuishouding weerpatronen regionaal of lokaal te beïnvloeden?
- 3) Wat is de maatschappelijke en wetenschappelijke relevantie van nader onderzoek naar dit onderwerp, bijvoorbeeld door middel van modellen?

Om deze vragen te beantwoorden is relevante bestaande wetenschappelijke literatuur over land-atmosfeer interacties, met een nadruk op de gematigde zone en Nederland, verzameld, bestudeerd en geanalyseerd. Deze literatuur is gecombineerd in een bibliografische database, waardoor de onderzoeksvragen met een wetenschappelijke onderbouwing beantwoord kunnen worden.

In dit verslag zijn, na een beschrijving van de methode en een beschrijving van de bibliografische database (Hoofdstuk 2), de verschillende stappen die relevant zijn voor de link tussen het landoppervlak en het weer afzonderlijk beschreven. In Hoofdstuk 3 wordt eerst gekeken naar het klimaat in Nederland en Noordwest-Europa in het algemeen, om een beeld van het studiegebied te schetsen. Daarna wordt het effect van landgebruik op de verdamping en de verdeling van energie aan het aardoppervlak (Hoofdstuk 4), turbulentie, temperatuur en de atmosferische grenslaag (Hoofdstuk 5), wolkenvorming (Hoofdstuk 6) en neerslag en atmosferische circulatie (Hoofdstuk 7) beschreven, waarbij we ons vooral focussen op herbebossing en verstedelijking. Ten slotte worden de onderzoeksvragen beantwoord, kennislacunes geformuleerd en een advies voor vervolgonderzoek opgesteld (Hoofdstuk 8).

2 Methode

Om een goed onderbouwd advies op te stellen over land-atmosfeerinteracties is voor dit onderzoek een bibliografische database opgesteld. De database bestaat uit 344 bronnen van wetenschappelijke en niet-wetenschappelijke literatuur, verkregen via een bouwsteen- en sneeuwbalmethode. De beschikbare literatuur is geanalyseerd en vertaald in een conceptueel raamwerk, op basis waarvan kennislacunes en advies voor mogelijk vervolgonderzoek geformuleerd zijn.

2.1 Het opstellen van een bibliografische database

De bibliografische database is opgesteld vanuit verschillende bronnen via een bouwsteen- en sneeuwbalmethode. In de bouwsteenmethode is de literatuur verzameld die is aangeleverd door de coalitie 'De Kleine Waterkringloop', eerder gehouden expertmeetings en bij de auteurs bekende literatuur. Hieruit zijn relevante termen geselecteerd omtrent landgebruik, land-atmosfeer interacties en geografische afbakening. Deze termen zijn gecombineerd in zoektermen die gebruikt zijn om literatuur aan te vullen vanuit gangbare wetenschappelijke databases (Tabel 1). In de sneeuwbalmethode is op basis van een aantal van de belangrijkste en meest relevante studies verder gezocht in de zogenaamde 'cited' en 'citing references', oftewel bronnen die in de studies worden geciteerd en bronnen die de studies citeren.

Tabel 1 | Zoektermen gebruikt in Scopus om de bibliografische database aan te vullen. Bronnen zijn handmatig geselecteerd op basis van relevantie. Een overzicht van de zoektermen is gegeven in Bijlage A.

Omschrijving	Zoekterm	Aantal bronnen geselecteerd
Neerslag Nederland	(TITLE ("land use" OR "land cover" OR *forest* OR tree* OR green* OR urban* OR city*) AND TITLE (precipitation OR rain* OR drought*) AND TITLE-ABS-KEY (netherlands))	13/64
Neerslag Europa	(TITLE ("land use" OR "land cover" OR *forest* OR tree* OR green* OR urban* OR city*) AND TITLE (precipitation OR rain* OR drought*) AND TITLE-ABS-KEY (Europe*))	21/648
Neerslag mondiaal	(TITLE ("land use" OR "land cover" OR *forest* OR tree* OR green* OR urban* OR city*) AND TITLE (precipitation OR rain*))	3/49
Wolken	(TITLE ("land use" OR "land cover" OR *forest* OR tree* OR green* OR urban* OR city*) AND TITLE ("cloud cover" OR "cloud formation"))	13/50
Klimaat Nederland	(TITLE ("land use" OR "land cover" OR *forest* OR tree* OR green* OR urban* OR city*) AND TITLE (climat* OR atmospher* OR weather*) AND TITLE-ABS-KEY (netherlands OR dutch))	3/3
Atmosferische circulatie	(TITLE ("land use" OR "land cover" OR *forest* OR tree* OR green* OR urban* OR city*) AND TITLE ("moisture recycling" OR "water cycle") AND TITLE-ABS-KEY (netherlands OR dutch OR europe* OR temperate))	3/26
Energiebalans	(TITLE ("land use" OR "land cover" OR *forest* OR tree* OR green* OR urban* OR city*) AND TITLE ("energy balance" OR "radiation balance" OR biophysic* OR biogeophysic*) AND TITLE-ABS-KEY (netherlands OR dutch OR europe* OR temperate))	20/100
Atmosferische grenslaag	(TITLE ("land use" OR "land cover" OR *forest* OR tree* OR green* OR urban* OR city*) AND TITLE ("roughness" OR "turbulence" OR "boundary layer") AND TITLE-ABS-KEY (netherlands OR dutch OR europe* OR temperate))	4/59
Evaporatie	(TITLE ("land use" OR "land cover" OR *forest* OR tree* OR green* OR urban* OR city*) AND TITLE (evaporation OR evapotranspiration OR "latent heat flux" OR evaporative) AND TITLE-ABS-KEY (netherlands OR dutch OR europe* OR temperate))	26/120
Temperatuur	(TITLE ("land use" OR "land cover" OR *forest* OR tree* OR green* OR urban* OR city*) AND TITLE (temperature OR cooling OR warming OR heating))	15/235

De uiteindelijke literatuurlijst bestaat uit 344 bronnen, waaronder wetenschappelijke artikelen, boeken, theses, rapporten en krantenartikelen. De literatuurlijst is onderverdeeld in categorieën op basis van onderwerp, studiegebied, methode en bron (Tabel 2). Het grootste deel van de bronnen behandelt het effect van landgebruik op temperatuur en neerslag (Figuur 1) op een mondiale schaal (Figuur 2). Daarnaast wordt dit vaak onderzocht aan de hand van modellen en velddata, maar ook door satellietobservaties en literatuurreview studies (Figuur 3). De complete literatuurlijst is beschikbaar online via <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.24173421>.

Tabel 2 | Onderverdeling van literatuur op basis van onderwerp, studiegebied, methode en bron.

Nr	Onderwerp	Studiegebied	Methode	Bron
1	Vochttransport (1a mondiaal, 1b lokaal)	Nederland	Review	Expertmeeting
2	Grondgebruik - wolkenvorming	Europa	Velddata	RVO
3	Grondgebruik - neerslag	Mondiaal	Satellietdata	Eigen literatuur
4	Grondgebruik - verdamping	Buurlanden	Modellen	Scopus
5	Bodemvocht - atmosfeer	Overig		Andere literatuur
6	Temperatuur - verstening			
7	Grondgebruik - infiltratie/waterbeschikbaarheid			
8	Grondgebruik - energiebalans/temperatuur			
9	Grondgebruik - klimaat algemeen			
10	Neerslag in Nederland algemeen			
11	Grondgebruik - atmosferische grenslaag			
12	Overig			

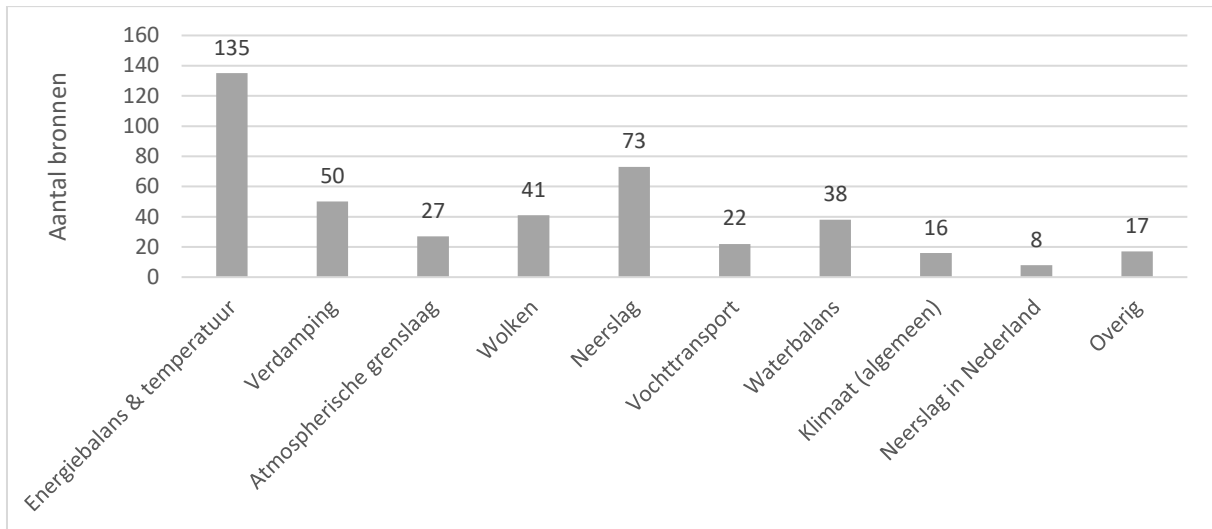
2.2 Analyseren van relevante literatuur en conceptualisatie van resultaten

Met deze bibliografische database is voor de verschillende stappen die relevant zijn voor de link tussen landgebruik en weer (i.e. verdamping en de verdeling van energie aan het aardoppervlak; turbulentie, temperatuur en de atmosferische grenslaag; wolkenvorming; en neerslag en atmosferische circulatie) een kwalitatief overzicht van de grootte van het effect van condities aan het landoppervlak op atmosferische condities gemaakt.

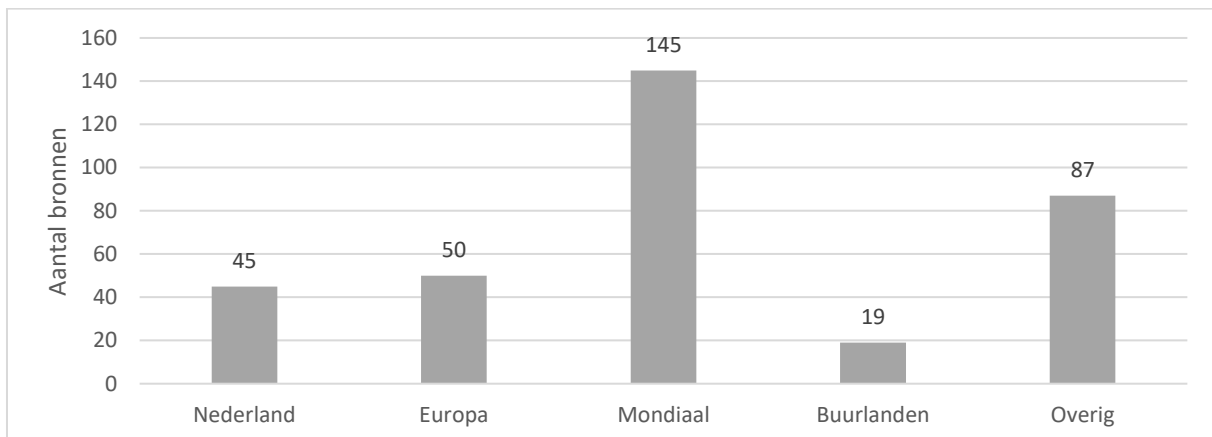
Een meer diepgaande kwantitatieve analyse is uitgevoerd voor de variabelen albedo, latente warmteflux, voelbare warmteflux, temperatuur, wolkenvorming en neerslag. Relevante papers voor deze variabelen worden geselecteerd op basis van de volgende criteria: Nederland is onderdeel van het studiegebied; het effect van landgebruiksveranderingen is onderzocht; en informatie is aanwezig over de gemiddelde verandering van de variabelen over een seizoen of jaar. Om waardes uit verschillende bronnen met elkaar te kunnen vergelijken, zijn alle waardes omgerekend naar dezelfde eenheden. Voor temperatuur is dit de verandering in °C in gemiddelde zomer-, winter- of jaarlijkse temperatuur. De verandering in neerslag zijn gegeven in procent verandering ten opzichte van de gemiddelde jaarlijkse neerslag in Nederland, waarbij een gemiddelde neerslag van 853 mm/jaar is gebruikt (KNMI, 2021). Als de waardes alleen in een figuur zijn weergegeven, is de waarde geschat op basis van de legenda. Dit leidt tot enige onzekerheid in de exacte grootte van de veranderingen.

Deze informatie is gebruikt voor het opstellen van een conceptueel raamwerk, kennislacunes en toekomstig modelonderzoek. We focussen hierbij op twee landgebruiksveranderingen, verstedelijking en ontbossing en herbebossing, omdat verschillende eigenschappen van het aardoppervlak hierbij grote veranderingen ondergaan. Bij herbebossing maken we geen onderscheid tussen het herstellen van eerder gekapt bos en

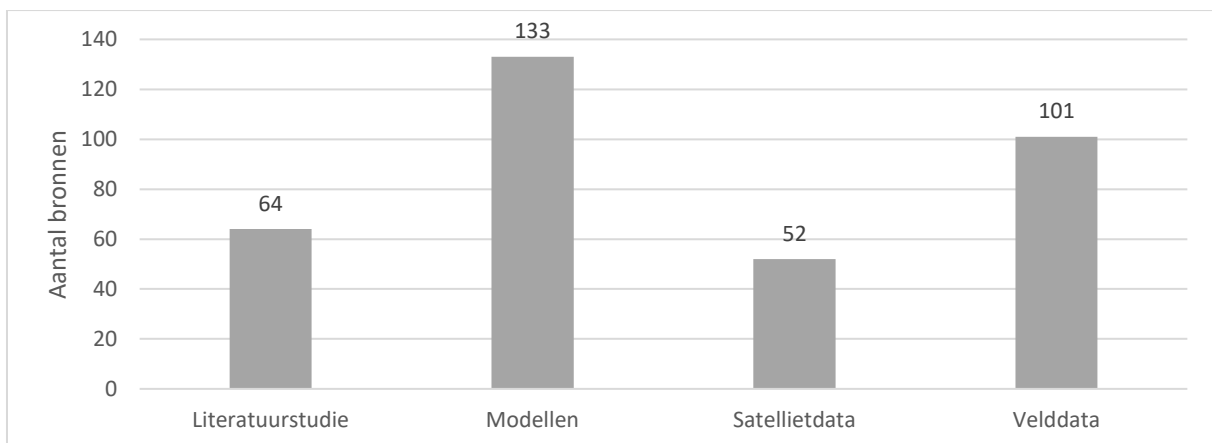
het aanplanten van nieuw bos. Daarnaast moet in de interpretatie meegenomen worden dat we bij het vergelijken van literatuur uitgaan van de zogenaamde 'space-for-time' aanname, waardoor herbebossing en verstedelijking zowel temporele veranderingen als een ruimtelijke vergelijking tussen landgebruiksklassen kan betekenen. We zijn er hierbij dus van uitgegaan dat herbebossing hetzelfde effect heeft als een ruimtelijk verschil tussen grasland en bos.



Figuur 1 | Aantal bronnen in bibliografische database per thema.



Figuur 2 | Aantal bronnen in bibliografische database per studiegebied.



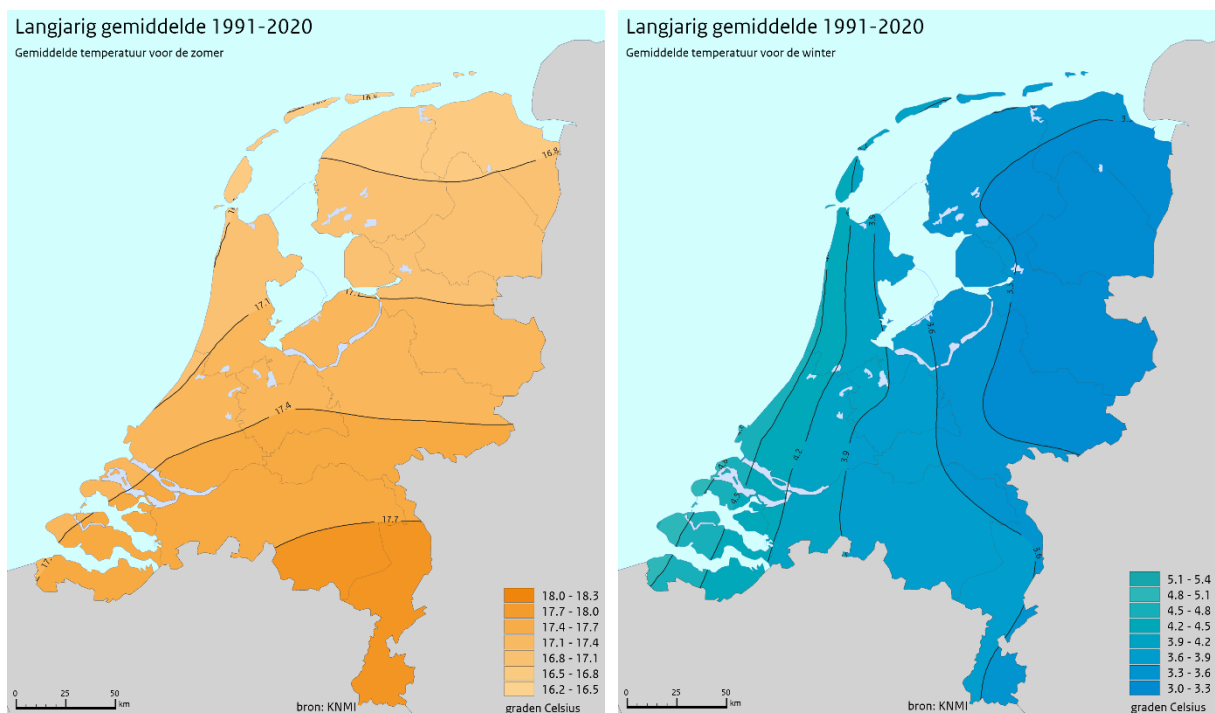
Figuur 3 | Aantal bronnen in bibliografische database per onderzoeksmethode.

3 Het klimaat in Nederland en Noordwest-Europa

Nederland is een land in Noordwest-Europa met koele zomers en zachte winter. De neerslag en temperatuur zijn over de afgelopen decennia toegenomen en verwacht wordt dat we in de toekomst vaker te maken krijgen met de negatieve gevolgen van klimaatverandering. Daarnaast zijn er grote ruimtelijke verschillen in klimaat, zelfs binnen een klein land als het onze.

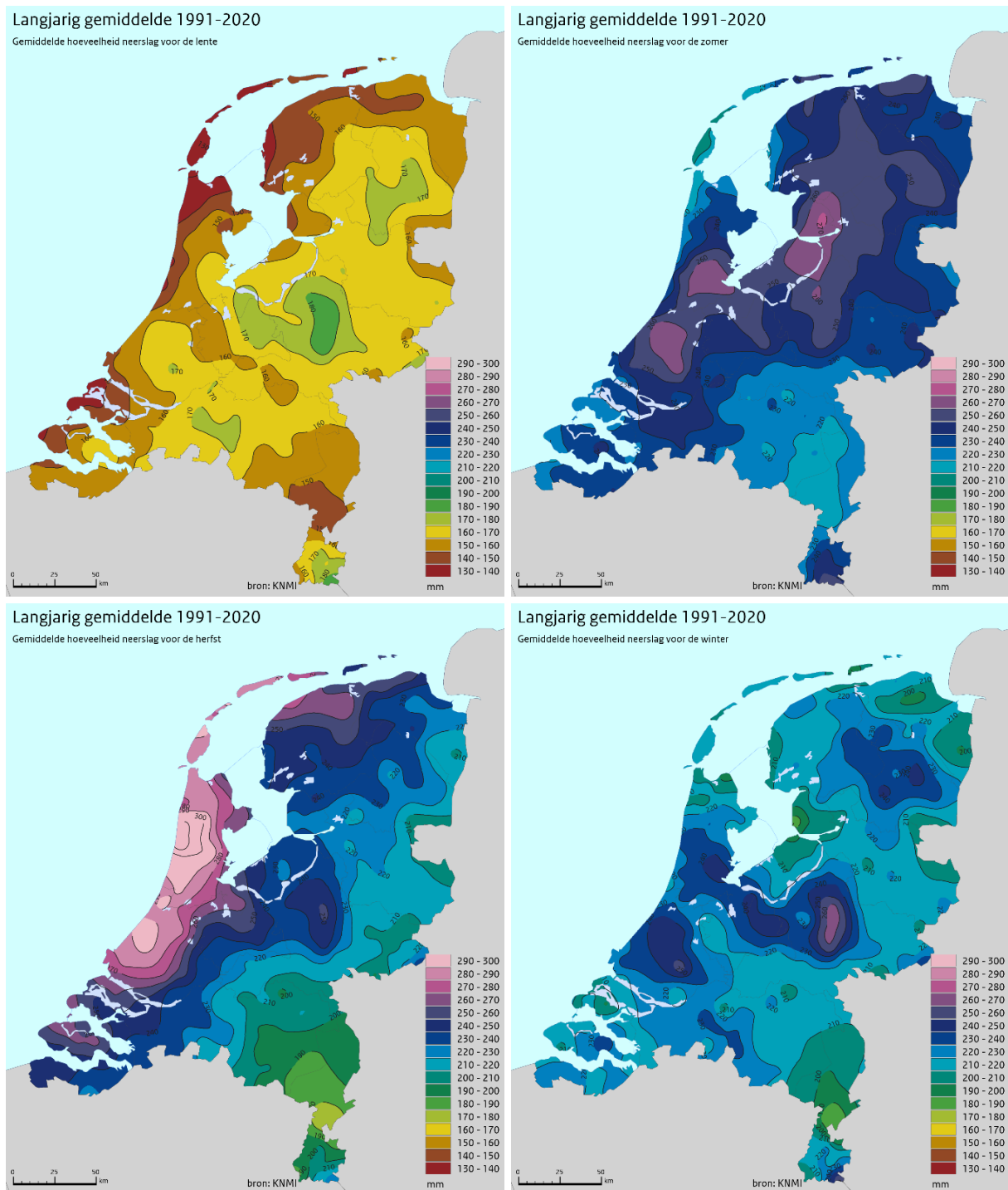
Een groot deel van Europa heeft een gematigd klimaat. De landen rond de Middellandse zee hebben een mediterraan klimaat, met warme en droge zomers en een milde winter. In Scandinavië daarentegen zijn de winters koud en de zomers koel. West-Europa heeft een gematigd zeeklimaat, terwijl Oost-Europa gekarakteriseerd wordt door een landklimaat. West-Europa heeft door de warme golfstroom een relatief mild klimaat, met koele zomers en milde winters. Nederland is een land in Noordwest-Europa met een gematigd zeeklimaat en een gemiddelde neerslag van 851 mm/jaar en een temperatuur van 10.5 °C (1991-2020). In de zomer is de temperatuur het hoogste in het zuidoosten van Nederland, in de winter in het zuidwesten (Figuur 4). De gemiddelde jaartemperatuur is op dit moment 1.6 °C hoger dan in de periode tussen 1901 en 1930 en verwacht wordt dat deze ook in de toekomst verder zal stijgen (KNMI, 2023b).

In Nederland is ongeveer 30% van de neerslag afkomstig is van recent geëvaporeerde neerslag in continentale gebieden (Van der Ent et al., 2010). De rest van de neerslag (60-70%) wordt aangevoerd vanuit grootschalige weersystemen, vooral in de winter (Catto & Pfahl, 2013). Een groot deel van deze neerslag, ongeveer 70%, verdampt weer. De rest wordt afgevoerd naar zee. Tijdens droogte veranderen deze grootschalige weerpatronen, waardoor de neerslag voor een groter deel van land afkomstig is (Pranindita et al., 2022). De neerslag heeft daarnaast een grote ruimtelijke en seizoenale variabiliteit (Figuur 5), met natte gebieden aan de kust en op de Veluwe, en drogere gebieden in het oosten en zuiden van het land. In de zomer en herfst is de neerslag vooral hoog in de randstad, terwijl in de winter en lente vooral de Veluwe



Figuur 4 | Gemiddelde temperatuur (°C) in Nederland in de zomer (links) en winter (rechts) tussen 1991 en 2023). Kaarten voor de periode 1981-2010 zijn opgenomen in Bijlage B. Bron: KNMI (2023a).

en Drenthe veel neerslag krijgen. De hoeveelheid neerslag in de lente is lager dan in de andere seizoenen. De neerslag is sinds 1906 toegenomen, vooral in het westen van Nederland (Buishand et al., 2011), al stijgt deze sinds 2000 nauwelijks meer door een afname in herfstneerslag. Verwacht wordt dan de hoeveelheid zomerse neerslag in de toekomst zal afnemen, terwijl andere seizoenen te maken krijgen met een lichte toename (KNMI, 2021, 2023b). De oostelijke gebieden van Nederland hebben daarnaast te maken met een toename in droogte sinds 1950, die aan de kust niet aanwezig is, door een verhoging van temperatuur en verdamping (Philip et al., 2020). Deze droogte kan een negatief effect hebben op vegetatie, landbouw en natuur, met name in de hoge zandgronden in het oosten en noordoosten van het land (de Louw et al., 2022; Ek et al., 2021; OBN/VBNE, 2021; van den Eertwegh, 2021).



Figuur 5 | Gemiddelde neerslag (mm) in Nederland in de lente (linksboven), zomer (rechtsboven), herfst (linksonder) en winter (rechtsonder) tussen 1991 en 2020. Kaarten voor de periode 1981-2010 zijn opgenomen in Bijlage B. Bron: KNMI (2023a)

4 Verdamping en de verdeling van energie aan het aardoppervlak

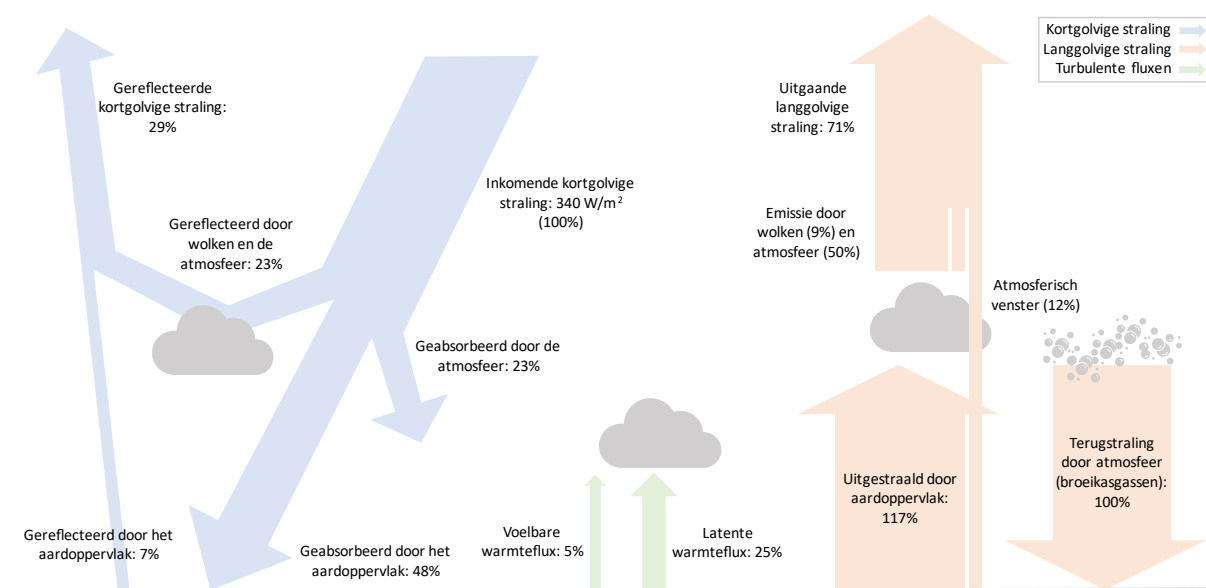
Landgebruik kan het lokale en regionale klimaat beïnvloeden door veranderingen in de verdamping en de verdeling van energie aan het aardoppervlak. Herbebossing leidt tot een grotere hoeveelheid beschikbare energie door de relatief lage albedo ten opzichte van grasland. In de zomer heeft bos daarnaast een iets gematigdere verdamping, wat samen leidt tot een toename in voelbare warmteflux en een kleine afname in latente warmteflux. Ook steden hebben een lager albedo dan grasland, maar door het gebrek aan vegetatie en lagere verdamping, zorgt verstedelijking voor een sterke toename in voelbare warmteflux ten opzichte van de latente warmteflux.

4.1 De energiebalans van de aarde

Ons klimaat wordt voor het grootste gedeelte gestuurd door inkomende straling van de zon. Gemiddeld komt er ongeveer 340 W/m^2 zonnestraling binnen aan de top van de atmosfeer in de vorm van kortgolvlige straling, waarvan een deel wordt geabsorbeerd of gereflecteerd door de atmosfeer (Figuur 6) (Kiehl & Trenberth, 1997; Trenberth et al., 2009). De resterende kortgolvlige straling die aan het aardoppervlak komt, wordt hier ofwel geabsorbeerd ofwel gereflecteerd. De fractie zonnestraling die wordt gereflecteerd door het aardoppervlak wordt albedo (α) genoemd en varieert van plek tot plek en het type landgebruik. De energie geabsorbeerd door de aarde en de atmosfeer wordt deels weer uitgestraald in de vorm van langgolvlige straling. De netto straling (R_n) van de aarde zou je dus kunnen zien als een som van inkomende en uitgaande kortgolvlige (S) en langgolvlige straling (L). Deze netto straling aan het oppervlak van de aarde wordt dan teruggebracht naar de atmosfeer in de vorm van een voelbare warmteflux (H), latente warmteflux (LE) en een grondwarmteflux (G). We kunnen dus zeggen dat:

$$R_n = S \downarrow (1 - \alpha) + (L \downarrow - L \uparrow) = H + LE + G$$

Landgebruik kan de energiebalans van de aarde beïnvloeden door veranderingen in albedo en veranderingen in de relatieve verdeling van de netto energie over de voelbare warmteflux, latente warmteflux en grondwarmteflux. Hieronder worden deze componenten in meer detail besproken.



Figuur 6 | Gemiddelde jaarlijkse energiebalans van de aarde. Op basis van Trenberth et al. (2009).

4.2 Albedo en netto straling

De albedo kan gedefinieerd worden als de fractie van kortgolvlige zonnestraling die wordt gereflecteerd door het aardoppervlak (Bonan, 2015). Een (theoretisch) compleet zwart oppervlak, ook wel een zwarte straler genoemd, heeft een albedo van nul en zal alle inkomende straling opnemen. Een perfecte spiegel daarentegen zal alle straling reflecteren en heeft een albedo van één. Het aardoppervlak heeft een grote variatie in albedo, waarbij sneeuw een hoge albedo heeft (0.80-0.95) en bijvoorbeeld water (0.03-0.10) en asfalt (0.05-0.20) een lage albedo (Oke, 1987). Dit betekent dat landsgebruiksveranderingen via de albedo een groot effect kunnen hebben op de netto straling en de energiebalans en hiermee zowel mondiaal als lokaal het klimaat kunnen beïnvloeden (Arora & Montenegro, 2011; Davin & de Noblet-Ducoudré, 2010).

Vegetatie heeft over het algemeen een laag albedo omdat een groot deel van de straling wordt geabsorbeerd voor fotosynthese, hoewel de waarde verschilt van soort tot soort (Betts & Ball, 1997; Bright et al., 2015). Grasland en landbouwgrond hebben bijvoorbeeld een hoger albedo (0.16-0.26) dan bos (0.05-0.20). Loofbos heeft een hoger albedo (0.15-0.20) dan naaldbos (0.05-0.15) (Oke, 1987). Metingen laten zien dat de verandering van bos naar grasland in gematigde gebieden de albedo met ongeveer 0.05 verhoogt (Henderson-Sellers & Wilson, 1983). Meer recentere satellietwaarnemingen laten eenzelfde verhoging van de albedo zien voor Nederland (Duveiller et al., 2018a). Modelstudies gebruiken dan ook vaak een albedoverandering van -0.05 bij herbebossingsscenario's (Tabel 3) (Asselin et al., 2022; De Hertog et al., 2022). Omdat de lagere albedo leidt tot een grotere absorptie van inkomende kortgolvlige straling (Betts, 2000; Pitman, 2003), is de netto straling, en dus de hoeveelheid beschikbare energie, in bossen hoger dan in grasland. Sommige modelstudies schatten in dat het albedo effect van ontbossing zelfs sterker is dan het effect van extra broeikasgassen in de atmosfeer, waardoor wereldwijde ontbossing zal leiden tot afkoeling (Bala et al., 2007), hoewel andere modellen een minder groot effect voorspellen voor toekomstige landgebruiksverandering (Boysen et al., 2014).

Daarnaast kan de albedo ook binnen een bepaalde landgebruiksklasse variëren, bijvoorbeeld tussen zomer en winter (Kuusinen et al., 2014). In tijden met sneeuw is het verschil in albedo tussen gras en bos groot, doordat grasland helemaal bedekt wordt met sneeuw terwijl bomen vaak boven de sneeuw uitsteken (Betts, 2000). Dit effect is echter minder belangrijk in gematigde zones zoals Nederland dan in de noordelijkere boreale zones. Toch varieert ook in gematigde bossen en sneeuwvrije periodes de albedo door variabelen zoals boomhoogte en -ouderdom (Alibakhshi et al., 2020; Hovi et al., 2019) en over de seizoenen (Li et al., 2023), al lijkt de seizoenvariatie van de albedoverandering door het kleine bosareaal in Nederland minimaal (Duveiller et al., 2018a) (Tabel 3).

Net als bossen hebben versteende oppervlakken zoals wegen en bebouwing vaak een lagere albedo dan grasland en landbouwgrond. Hierdoor leidt urbanisatie in ons land tot een verlaging van de albedo van ongeveer 0.05 (Henderson-Sellers & Wilson, 1983). Ook zorgen hoge gebouwen ervoor dat kortgolvlige straling als het ware gevangen wordt in de stad (Kleerekoper et al., 2012). Dit betekent dat in steden de netto straling hoger is dan boven grasland. De verandering van bos naar stedelijk gebied daarentegen heeft waarschijnlijk een minimale invloed op de albedo omdat beide landgebruiksklassen een groot deel van de inkomende straling absorberen.

De energiebalans wordt ook beïnvloed door bewolking (Laguë & Swann, 2016). Omdat landgebruiksveranderingen wolkenvorming kunnen beïnvloeden (zie Hoofdstuk 6), kunnen landgebruiksveranderingen de energiebalans ook op een meer indirecte manier veranderen. Aan de ene kant reflecteren (hoge en lage) wolken inkomende kortgolvlige straling van de zon, wat de netto energie verlaagt. Aan de andere kant stralen (vooral hoge) wolken langgolvlige straling uit naar het aardoppervlak, wat de beschikbare energie vergroot. Deze terugkoppelingen bemoeilijken de interpretatie van de

uiteindelijke klimaateffecten van landgebruiksveranderingen. Het effect van wolken op de energiebalans is dan ook een van de grootste onzekerheden in klimaatmodellen (IPCC, 2021, 2023).

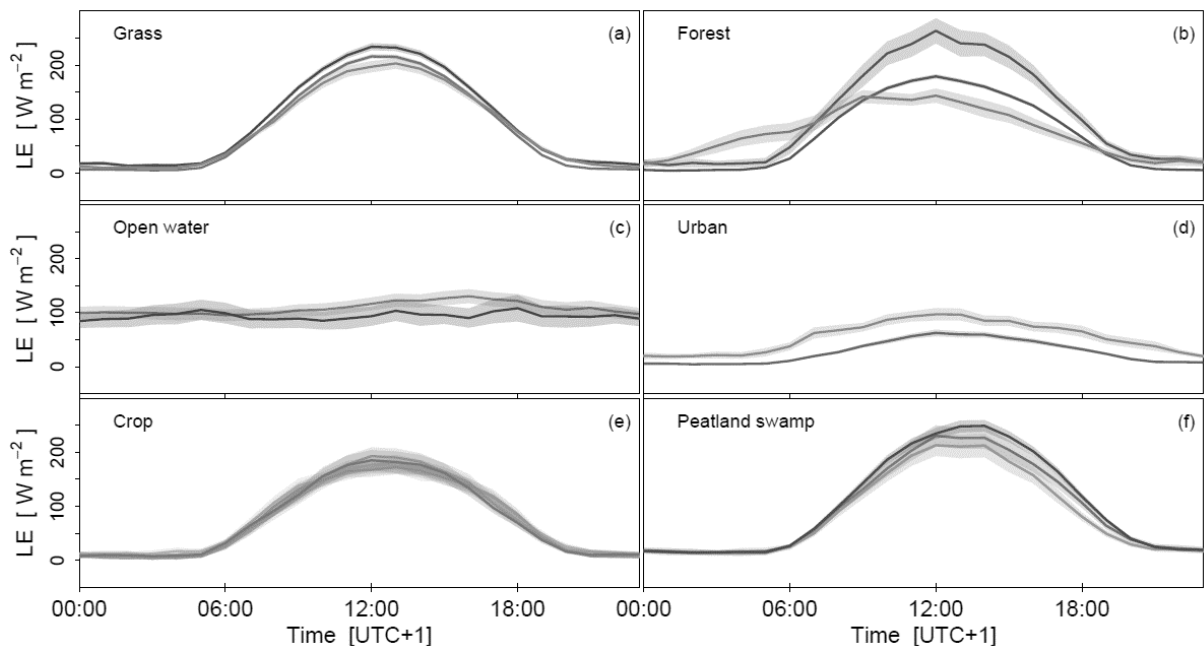
4.3 De verdeling van energie in voelbare en latente warmteflux

De netto straling (R_n) aan het landoppervlak wordt teruggebracht naar de atmosfeer in de vorm van de latente warmteflux en voelbare warmteflux, of opgeslagen in de bodem. Hierbij worden water en hitte uitgewisseld tussen de atmosfeer en het landoppervlak. De voelbare warmteflux (H) zorgt voor de uitwisseling van energie in de vorm van warmte, waarbij de grootte van de warmteflux afhangt van de dichtheid en warmtecapaciteit van de atmosfeer, ruwheid van het oppervlak, windsnelheid en het temperatuurverschil tussen het landoppervlak en de atmosfeer. De latente warmteflux (LE) brengt energie terug naar de atmosfeer door het verdampen van water, waarbij water getransporteerd wordt (zie Hoofdstuk 4.4). De grootte van deze warmteflux hangt af van onder andere temperatuur, luchtvochtigheid, wind, de beschikbaarheid van water en vegetatiekenmerken (Bonan, 2015). Daarnaast kan er overdag hitte opgeslagen worden in vegetatie (Moderow et al., 2009) en steden, die 's nachts afgegeven wordt.

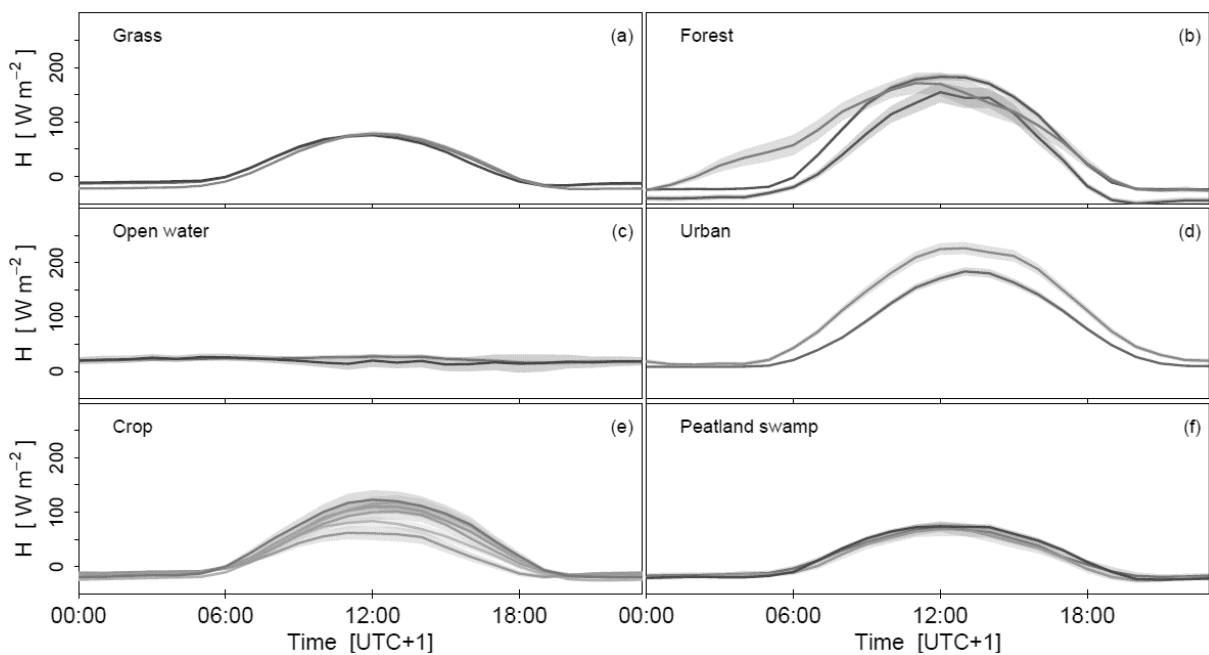
De verdeling van energie in de voelbare en latente warmteflux hangt af van het landgebruik en verdamping, en kan gemeten worden met eddy covariance (EC) masten. Deze meetinstrumenten meten op hoge frequentie en in drie dimensies het transport van hitte, massa en momentum. De voelbare warmte kan dan berekend worden uit deze hoogfrequente metingen van de temperatuur en de covariantie van de turbulente fluctuaties van de windsnelheid. Op eenzelfde manier wordt de latente warmte bepaald met metingen van de luchtvochtigheid (Swinbank, 1951). EC-metingen zijn echter onnauwkeurig tijdens regenbuien, waardoor ze minder geschikt zijn tijdens natte perioden. Daarnaast is de gemeten energiebalans vaak niet gesloten, wat betekent dat de som van de voelbare en latente warmteflux lager is dan de som van de netto straling en de opslag van energie in de grond (Foken et al., 2012).

In Nederland zijn EC-metingen beschikbaar voor verschillende landgebruiksklassen, waaronder grasland, naaldbos, loofbos, landbouwgrond, water, steden en veenweiden. Deze metingen zijn recent samengevat door Jansen et al. (2023), waaruit blijkt dat de latente warmteflux in warme periodes bij grasland hoog is ten opzichte van bijvoorbeeld open water en stedelijk gebied (Figuur 7). Bos laat een vrij grote variatie zien in latente warmteflux, maar is gemiddeld over de locaties 30 W/m^2 lager dan gras. De voelbare warmteflux is daarentegen boven bos hoger dan boven grasland (Figuur 8), wat deels verklaard kan worden door een toename in netto straling door de lage albedo van bossen. Deze resultaten suggereren dat door herbebossing de latente warmteflux licht afneemt, terwijl de voelbare warmteflux boven het bos sterk toeneemt. Vergelijkbare verschillen in energiebalans tussen gras en bos zijn gevonden met EC-metingen op Europese schaal (Teuling et al., 2010; Wicke & Bernhofer, 1996). Chen et al. (2018) daarentegen voorspelt aan de hand van een wereldwijde dataset van EC-metingen dat de latente warmteflux boven bos hoger is dan boven grasland in de zomerperiode. Stedelijk gebied heeft een veel lagere latente warmteflux dan gras (gemiddeld -115 W/m^2), door de lage hoeveelheid vegetatie in stedelijke gebieden, terwijl de voelbare warmteflux veel hoger is. Verstedelijking leidt dus tot sterke afname in latente warmteflux en toename in voelbare warmteflux.

Hierbij moet echter rekening gehouden worden met het feit dat deze situatie alleen geldt voor warme of droge periodes omdat EC-metingen minder nauwkeurig zijn tijdens neerslag, terwijl de verhouding tussen latente warmteflux en voelbare warmteflux op deze momenten anders is dan tijdens droge periodes. De latente en voelbare warmteflux worden namelijk sterk gecontroleerd door de vegetatie en de beschikbaarheid van water. Tijdens hittegolven is bijvoorbeeld te zien dat grasland in eerste instantie een hogere latente warmteflux en lagere voelbare warmteflux heeft dan bos (Teuling et al., 2010; van Heerwaarden & Teuling, 2014). Dit zorgt echter voor een snelle uitputting van bodemwater in de relatief ondiepe bewortelde zone, wat nodig is om de hoge latente warmteflux in stand te houden (Wolf et al., 2013).



Figuur 7 | Gemiddelde latente warmteflux in de warme periode voor verschillende landgebruiksklassen in Nederland. De lijnen voorspellen de gemiddelde waarde en onzekerheid van een meetlocatie. Bron: Jansen et al. (2023).



Figuur 8 | Gemiddelde voelbare warmteflux in de warme periode voor verschillende landgebruiksklassen in Nederland. De lijnen voorspellen de gemiddelde waarde en onzekerheid van een meetlocatie. Bron: Jansen et al. (2023).

Na enige tijd zal de latente warmteflux boven grasland hierdoor afnemen en de voelbare warmteflux toenemen. Bos heeft daarentegen een lagere latente warmteflux die langer constant blijft tijdens hittegolven, ook omdat bos door grotere bewortelingsdiepte een grotere watervoorraad aan kan spreken.

Satellietwaarnemingen kunnen aan de hand van empirische berekeningen ook een inschatting maken over de energiebalans boven verschillende landgebruiksklassen (Duveiller et al., 2018b). Hieruit blijkt dat ontbossing in Nederland leidt tot een afname in latente warmteflux en een toename in voelbare warmteflux van beiden ongeveer 2 W/m^2 . Dit is veel lager in dan de verschillen tussen gras en bos uit EC-metingen. Daarnaast hebben satellietwaarnemingen een bias voor condities zonder wolkenvorming, doordat het zicht

van de satellieten wordt geblokkeerd door wolken. Aangezien wolken de energiebalans sterk kunnen beïnvloeden (Chen et al., 2022a), zal de daadwerkelijke jaarlijkse energiebalans afwijken van deze waarden.

Modellen voorspellen over het algemeen een lagere verandering in energiebalans door landgebruiksveranderingen dan EC-metingen (De Hertog et al., 2022; Findell et al., 2017; Zipper et al., 2019). Wel geven ze ook tijdens natte periodes een schatting. Chen et al. (2018) laat, met een mondiale vergelijking van EC-metingen en modellen zien dat een verandering van bos naar grasland in de zomer voor een grotere afname in zowel de voelbare als latente warmteflux zorgt dan in de winter. Modellen lijken deze seizoensgebonden variatie te onderschatten. Een schatting van veranderingen in latente en voelbare warmtestromen door verschillende landgebruiksveranderingen op basis van beschikbare literatuur is gegeven in Tabel 4 en Tabel 5.

4.4 Verdamping

Verdamping, ook wel evaporatie genoemd, is de faseverandering van vloeibaar water naar de gasvorm. Hierbij wordt water van het landoppervlak naar de atmosfeer getransporteerd. Verdamping is in feite het transport van water door de latente warmteflux. Deze zijn dan ook sterk gekoppeld. Verdamping vindt automatisch plaats op het moment dat een vochtig oppervlak in contact komt met een droge atmosfeer en wordt daarbij gedreven door de beschikbaarheid van water en energie, en de efficiëntie waarmee water uitgewisseld kan worden (Jansen et al., 2023). Daarnaast is verdamping groter tijdens condities met een droge en warme atmosfeer. Landgebruik beïnvloedt verdamping door veranderingen in deze factoren. In dit verslag wordt de term verdamping gebruikt voor zowel begroeide als niet begroeide oppervlakken, inclusief bodemverdamping, interceptieverdamping, open-watervedamping en transpiratie door planten.

Het type vegetatie en landgebruik is, naast de meteorologische conditie van de atmosfeer (Nistor et al., 2018), een belangrijke eigenschap die de hoeveelheid verdamping bepaald (Breil et al., 2021). Een deel van de totale verdamping komt namelijk van transpiratie, oftewel verdamping via de huidmondjes van planten. Bomen hebben, vooral in het voorjaar en de zomer, grotere bladeren, meer bladeren en een grotere ruwheid dan gras, wat verdamping bevordert door een afname in de aerodynamische weerstand en gewasweerstand. Daarnaast is de albedo van bos hoger dan van gras en zijn de wortels dieper, waardoor er zowel meer energie als water beschikbaar is voor verdamping. Ook hebben bossen een lagere stomataweerstand (Deardorff, 1978). Over het algemeen zorgt herbebossing in tropische gebieden voor een sterke toename in evaporatie, omdat er genoeg water en energie beschikbaar zijn, terwijl in boreale gebieden vaak een limitatie is van energie voor een grote toename in verdamping (Bonan, 2008).

In gematigde gebieden hangt het effect op verdamping onder andere af van de mate van herbebossing en of de verdamping al dan niet gelimiteerd wordt door water. In gebieden waar verdamping niet wordt gelimiteerd door water, vergroot verdere herbebossing de latente warmteflux en de hoeveelheid verdamping, hoewel de verdamping niet lineair toeneemt met de hoeveelheid herbebossing. In watergelimiteerde gebieden leidt herbebossing echter tot een toename in voelbare warmteflux, omdat er door een gebrek aan water geen verdere toename in verdamping mogelijk is (Laguë & Swann, 2016).

Op Europese schaal is er veel verschil tussen modellen over het feit of herbebossing een toename of afname in verdamping veroorzaakt. Daarnaast zijn er veel ruimtelijke verschillen. Omdat alle bovengenoemde eigenschappen verdamping boven bos bevorderen, moet er dus een andere oorzaak zijn als er een vermindering in verdamping voorspeld wordt. Breil et al. (2021) redeneren hierbij dat de hogere ruwheid van bos ten opzichte van grasland leidt tot een hogere voelbare warmteflux, wat de uitwisseling van hitte tussen het oppervlak van de vegetatie en de atmosfeer bevordert. Dit betekent dat de temperatuur van de bladeren lager wordt. Dit verlaagt het verzadigingsdeficit, waardoor de hoeveelheid verdamping vermindert. Op het moment dat dit effect de eerdergenoemde verdamping bevorderende eigenschappen

van bos overtreft, zal het model dus een afname in verdamping met herbebossing voorspellen. Wel kan een kalibratie van vegetatieparameters de nauwkeurigheid van de modelresultaten verhogen (Meier et al., 2018).

Zowel EC-metingen als modellen laten soms dus een afname zien in verdamping in bos ten opzichte van grasland (Breil et al., 2021; Williams et al., 2012). Over langere tijdschalen kan verdamping echter ook bepaald worden aan de hand van de waterbalans. Over meerdere jaren kan namelijk aangenomen worden dat de hoeveelheid verdamping in een stroomgebied gelijk staat aan het verschil tussen de hoeveelheid neerslag en afvoer, omdat de opslag van water over langere tijdschalen gelijk blijft. Dit soort waterbalansstudies laten consistent een hogere verdamping boven bos dan boven gras zien (Komatsu et al., 2012; Verstraeten et al., 2005; Zhang et al., 2001). Daarnaast kan evaporatie op kleinere schaal gemeten worden met een lysimeter, door neerslag en infiltratie nauwkeurig te meten. Ook via deze methode zien we een toename in evaporatie boven bos ten opzichte van grasland (Harsch et al., 2009; Teuling et al., 2019; Verstraeten et al., 2005; Xenakis et al., 2021). Een studie in Duitsland laat bijvoorbeeld zien dat in grasland 36% van de neerslag verdampt, terwijl dit voor loofbos en naaldbos respectievelijk 56% en 65% is (Harsch et al., 2009). De contrasterende resultaten door energiebalansmethoden (EC-metingen) en waterbalansmethoden (lysimeter), kunnen veroorzaakt worden door een onderschatting van interceptieverdamping, atmosferische circulaties en het feit dat EC-metingen minder nauwkeurig zijn kort na neerslag (Soubie et al., 2016; Teuling, 2018a). Dit betekent dat EC-metingen vooral representatief zijn voor droge situaties terwijl waterbalansstudies langjarige gemiddelden weergeven.

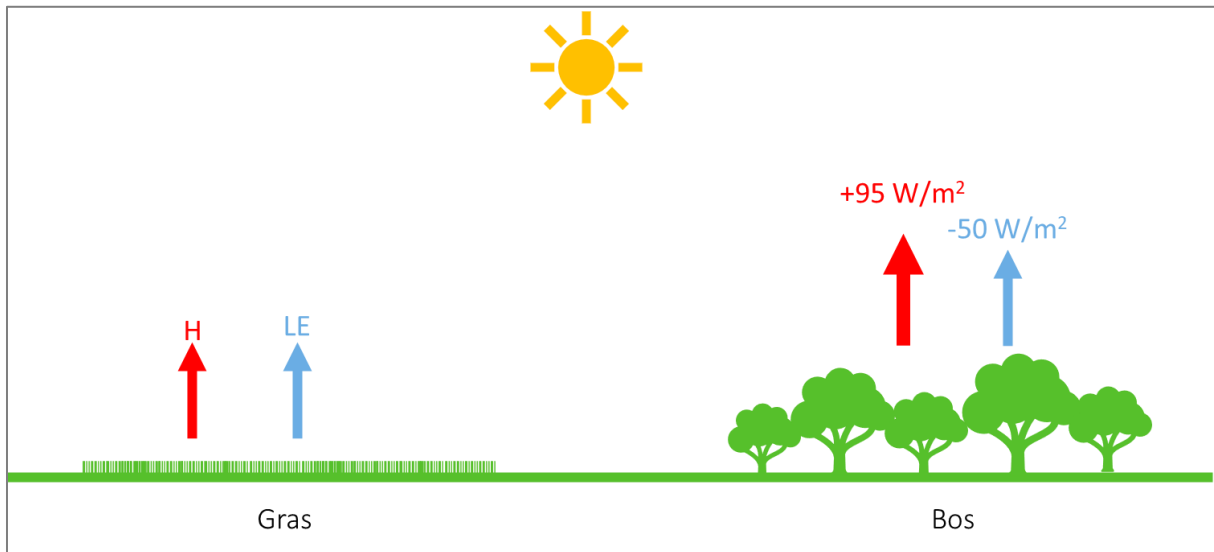
Ook binnen landgebruiksklassen kan verdamping variëren. Verdamping in bos lijkt bijvoorbeeld af te hangen van factoren zoals ouderdom van het bos, boomsoort, groeiseizoen en bodemsamenstelling (Dolman et al., 1998; Gaertner et al., 2019; Jaramillo et al., 2018; Kieskamp et al., 2020; Köstner, 2001). Zo hebben naaldbossen over het algemeen een lagere verdamping dan loofbossen (Baldocchi et al., 2000), hoewel sommige studies het omgekeerde laten zien (Harsch et al., 2009). Verschillende soorten duinvegetatie in Nederland hebben een andere verdamping (Voortman et al., 2015), waardoor successie van vegetatie leidt tot een toename in transpiratie en een afname in bodemverdamping (Voortman et al., 2018; Voortman et al., 2017). Daarnaast kan graslandmanagement een effect hebben op de verdamping, waarbij bijvoorbeeld begrazing de hoeveelheid verdamping verlaagt (Li et al., 2015a). Maar ook door toekomstige klimaatverandering kan de verdamping van bossen veranderen, bijvoorbeeld door een hogere CO₂-concentratie waardoor planten minder transpireren (Betts et al., 2007a; Zhang et al., 2021).

In steden is verdamping over het algemeen lager dan in grasland doordat er weinig vegetatie aanwezig is (Jansen et al., 2023). Daarnaast is de hoeveelheid verdamping vooral afhankelijk van de tijd sinds de neerslag. Zo laten EC-metingen bijvoorbeeld zien dat de verdamping in een groot deel van de Europese steden na 10 dagen sinds de neerslag sterk is afgenomen (Jongen et al., 2022), in tegenstelling tot bijvoorbeeld bossen die veel langer verdampen (Teuling et al., 2006). Ook de bouwstijl en hoeveelheid vegetatie hebben invloed op de verdamping, waardoor deze per stad kan verschillen (Jacobs et al., 2015).

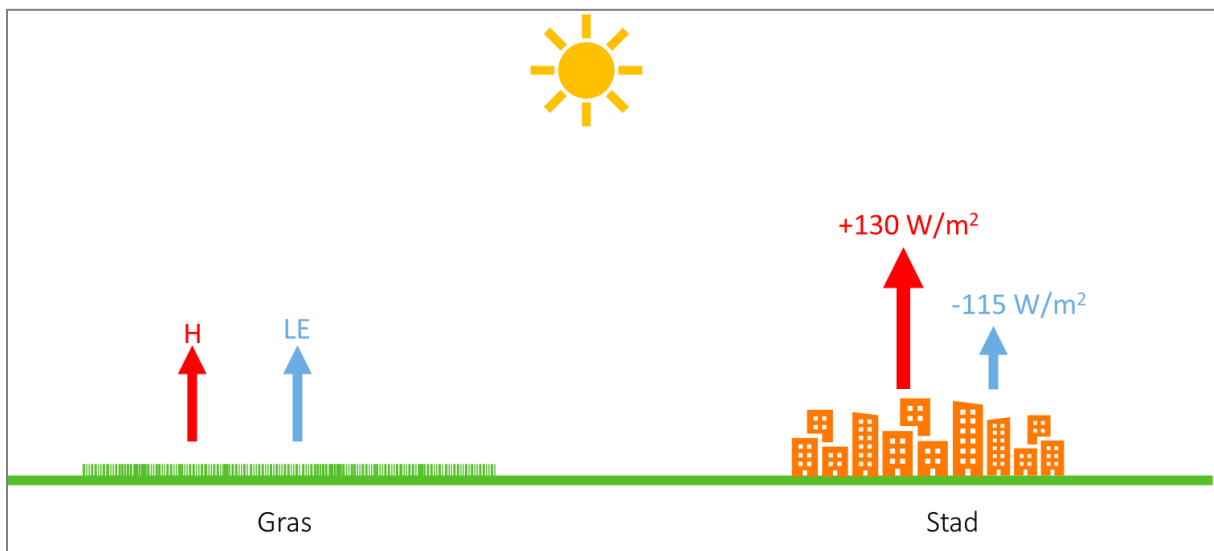
Omdat de hoeveelheid verdamping groter is tijdens condities met een droge en warme atmosfeer, zouden landgebruiksveranderingen ook indirect de niet-lokale verdamping kunnen beïnvloeden. Op het moment dat lucht namelijk over stad waait, leidt dit tot een droge en warme lucht (Chiu et al., 2022), waardoor verdamping benedenwinds toeneemt. Naar deze niet-lokale processen zijn echter geen specifieke onderzoeken uitgevoerd.

4.5 Conceptueel raamwerk: het effect van herbebossing en verstedelijking op de verdeling van energie aan het aardoppervlak in Nederland

Aan de hand van de hierboven besproken literatuur kunnen we een conceptueel raamwerk voor herbebossing in de Nederlandse context opstellen (Figuur 9). Herbebossing leidt in de zomer tot een verlaging van de albedo van ongeveer -0.05. Dit betekent dat er meer netto energie beschikbaar is aan het aardoppervlak. In de zomer lijken bossen daarnaast conservatiever om te gaan met het beschikbare water, waardoor de latente warmteflux iets afneemt. Deze beschikbare energie wordt daarom voor een deel omgezet in een toename in de voelbare warmteflux. Boven steden zien we een vergelijkend mechanisme, maar door de lage hoeveelheid vegetatie in stedelijke gebieden, is de latente warmteflux laag. Hierdoor wordt het grootste gedeelte van de netto energie omgezet in de voelbare warmteflux (Figuur 10).



Figuur 9 | Lokale effecten van herbebossing, een verandering van grasland naar bos, op de energiebalans in de zomer. Hierbij zijn de latente warmteflux (LE) en voelbare warmteflux (H) weergegeven. Boven gras is de gemiddelde latente warmteflux 210 W/m^2 en de voelbare warmteflux 80 W/m^2 (Jansen et al., 2023). De waardes zijn gebaseerd op Tabel 4 en 5.



Figuur 10 | Lokale effecten van verstedelijking, een verandering van grasland naar stad, op de energiebalans in de zomer. Hierbij zijn de latente warmteflux (LE) en voelbare warmteflux (H) weergegeven. Boven gras is de gemiddelde latente warmteflux 210 W/m^2 en de voelbare warmteflux 80 W/m^2 (Jansen et al., 2023). De waardes zijn gebaseerd op Tabel 4 en 5.

Tabel 3 | Effect van veranderingen in landgebruik op de **albedo** (-) in Nederland. De getallen zijn voor zomer (**rood**), winter (**blauw**) en het jaarlijks gemiddelde (zwart). In totaal zijn 8 waardes uit bestaande literatuur meegenomen in de analyse, bestaande uit modelstudies en satellietdata. Omdat de waardes voor zomer en winter uit verschillende bronnen kunnen komen, kan het voorkomen dat de gemiddelde jaarwaarde niet overeenkomt met het gemiddelde van zomer en winter.

Van	Naar	Gemiddelde	Maximum	Minimum	Aantal bronnen	Bronnen*
Grasland	Bos	-0.05 -0.05			1 1	1 1
Grasland	Naaldbos	-0.05			1	3
Huidig	Bos	-0.05			1	4
Bos	Grasland	0.01 0.06 0.04			1 1 1	2 5 5
Huidig	Grasland	0.05			1	4

* 1: Asselin et al. (2022), 2: Bala et al. (2007), 3: Betts (2000), 4: De Hertog et al. (2022), 5: Duveiller et al. (2018b).

Tabel 4 | Effect van veranderingen in landgebruik op de **latente warmteflux** (W/m²) in Nederland. De getallen zijn voor zomer (**rood**), winter (**blauw**) en het jaarlijks gemiddelde (zwart). In totaal zijn 13 waardes uit bestaande literatuur meegenomen in de analyse. Omdat de waardes voor zomer en winter uit verschillende bronnen kunnen komen, kan het voorkomen dat de gemiddelde jaarwaarde niet overeenkomt met het gemiddelde van zomer en winter.

Van	Naar	Gemiddelde	Maximum	Minimum	Aantal bronnen	Bronnen*
Grasland	Bos	-22 -50			1 1	7 6
Huidig	Loofbos	1			1	1
Huidig	Bos	5			1	3
Bos	Grasland	8 -8	15 5	0 -20	2 2	2 2
Huidig	Grasland	-2			1	4
Grasland	Stad	-115			1	6
Historisch	Huidig	-5	0	-10	2	5,8
Huidig	Landbouw	5			1	3

* 1: Breil et al. (2023a), 2: Chen et al. (2018), 3: De Hertog et al. (2022), 4: Duveiller et al. (2018b), 5: Findell et al. (2017), 6: Jansen et al. (2023), 7: Teuling et al. (2017), 8: Zipper et al. (2019).

Tabel 5 | Effect van veranderingen in landgebruik op de **voelbare warmteflux** (W/m²) in Nederland. De getallen zijn voor zomer (**rood**), winter (**blauw**) en het jaarlijks gemiddelde (zwart). In totaal zijn 13 waardes uit bestaande literatuur meegenomen in de analyse. Omdat de waardes voor zomer en winter uit verschillende bronnen kunnen komen, kan het voorkomen dat de gemiddelde jaarwaarde niet overeenkomt met het gemiddelde van zomer en winter.

Van	Naar	Gemiddelde	Maximum	Minimum	Aantal bronnen	Bronnen*
Grasland	Bos	40 95			1 1	7 6
Huidig	Loofbos	-1			1	1
Huidig	Bos	0			1	3
Bos	Grasland	-18 -5	-10 -5	-25 -5	2 2	2 2
Huidig	Grasland	2			1	4
Grasland	Stad	130			1	6
Historisch	Huidig	3	7	-1	2	5,8
Huidig	Toekomst	5			1	3

* 1: Breil et al. (2023a), 2: Chen et al. (2018), 3: De Hertog et al. (2022), 4: Duveiller et al. (2018b), 5: Findell et al. (2017), 6: Jansen et al. (2023), 7: Teuling et al. (2017), 8: Zipper et al. (2019)

5 Turbulentie, temperatuur en de atmosferische grenslaag

Verstedelijking en herbebossing leiden door de toename in oppervlakteruwheid en turbulentie tot hogere voelbare en latente warmtefluxen en een diepere atmosferische grenslaag. Daarnaast is de temperatuur in steden vaak hoger dan in landelijk gebied door het zogenaamde Urban Heat Island effect, met een temperatuurverschil van ongeveer 2 °C. Bossen hebben een isolerend effect op de oppervlaktetemperatuur, met een koeler microklimaat in de zomer en een warmer microklimaat in de winter ten opzichte van grasland.

5.1 Oppervlakteruwheid en turbulentie

Naast veranderingen in albedo en verdamping, kunnen landgebruiksveranderingen ook door de ruwheid van het oppervlak het lokale klimaat beïnvloeden. Een hogere oppervlakteruwheid creëert namelijk turbulentie. Hierdoor neemt de aerodynamische weerstand af (Burakowski et al., 2016), waardoor een ruwer oppervlak een hogere latente en voelbare warmteflux zal hebben onder gelijke atmosferische condities (Pitman, 2003). Oppervlakteruwheid kan hierdoor de energiebalans en de atmosferische grenslaag beïnvloeden (Harman, 2012; Rey-Sanchez et al., 2021).

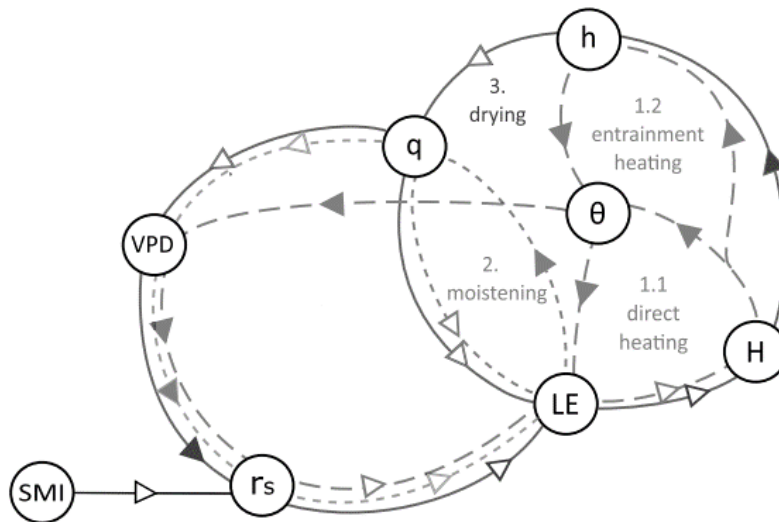
Omdat bomen hoger zijn dan gras, hebben bossen een hogere oppervlakteruwheid dan grasland, afhankelijk van de dichtheid van het bos en het seizoen (Nakai et al., 2008). Ontbossing zorgt hierdoor voor een afname in ruwheid, vooral in tropisch regenwoud waar bomen het hoogst zijn (Davin & de Noblet-Ducoudré, 2010; Winckler et al., 2019b). In Europa is het effect van ontbossing op ruwheid lager, maar zeker aanwezig (Chen et al., 2020), vooral in de zomer omdat de bomen dan blad hebben.

Daarnaast heeft niet alleen landgebruik zelf invloed op de oppervlakteruwheid, maar ook de ruimtelijke verdeling van landgebruik. In de tropen zorgt kleinschalige ontbossing juist voor een toename in ruwheid door de afwisseling gras en bos, terwijl grootschalige ontbossing een verlagend effect op de ruwheid heeft (Khanna & Medvigy, 2014; Spracklen et al., 2018). In Nederland zorgt heterogeniteit van landgebruik voor een hogere ruwheid op regionale schaal, waar rekening mee gehouden moet worden in modelstudies (Van Breugel et al., 1999). Ook steden hebben vaak een grotere oppervlakteruwheid dan grasland, wat atmosferische circulatie bevordert (Shepherd, 2005).

5.2 De atmosferische grenslaag

De atmosferische grenslaag kan gedefinieerd worden als het deel van de atmosfeer dat de aanwezigheid van het landoppervlak voelt (Vilà-Guerau de Arellano et al., 2015). Via de turbulente fluxen (i.e. de latente en voelbare warmteflux) is het aardoppervlak gekoppeld aan de atmosferische grenslaag en kunnen warmte en vocht uitgewisseld worden.

Aan de hand van het conceptueel raamwerk van Van Heerwaarden et al. (2009) kunnen verschillende terugkoppelingen tussen het landoppervlak en de grenslaag beschreven worden (Figuur 11). Deze terugkoppelingen kunnen uitgelegd worden in vier stappen. Ten eerste leidt hogere voelbare warmteflux tot een warmere grenslaag. Dit zorgt voor een toename in verdamping omdat water gemakkelijker evaporeert onder warme en droge condities. Omdat de totale beschikbare energie wordt verdeeld over de voelbare en latente warmteflux, zal de resulterende toename in latente warmteflux vervolgens de voelbare warmteflux verminderen. Dit leidt dan weer tot een afkoeling van de grenslaag en een vermindering van de verdamping. Dit is dus een negatieve terugkoppeling (aangegeven in Figuur 11 met 'direct heating'). Ten



Figuur 11 | Terugkoppelingen tussen het aardoppervlak en de atmosferische grenslaag. H is voelbare warmteflux, LE is latente warmteflux, h is de hoogte van de grenslaag, θ en q zijn de potentiële temperatuur en specifieke vochtigheid van de grenslaag, r_s is de stomataweerstand, VPD is het verzadigingsdeficit en SMI is de bodemwaterindex. Open pijlen geven negatieve verbanden weer, gesloten pijlen positieve verbanden. Bron: Van Lansu et al. (2020) op basis van Van Heerwaarden et al. (2009).

tweede zorgt een toename in voelbare warmte voor een hogere grenslaag. Dit leidt tot een warmere grenslaag (aangegeven in Figuur 11 met ‘entrainment heating’), wat de verdamping bevordert. Ten derde zorgt een hogere grenslaag ook voor een drogere atmosfeer (aangegeven in Figuur 11 met ‘drying’), wat de verdamping bevordert. Ten slotte zorgt een toename in verdamping voor een grotere hoeveelheid vocht in de atmosfeer, waardoor de latente warmteflux zichzelf vermindert (aangegeven in Figuur 11 met ‘moistening’). Dit betekent dat de voelbare warmteflux en latente warmteflux gekoppeld zijn aan de droogte, hoogte en warmte van de grenslaag, waardoor ze zichzelf via verschillende terugkoppelingen kunnen versterken of verzwakken.

Ook bodemwater speelt hierbij een rol doordat verdamping gelimiteerd wordt door de beschikbaarheid van water voor vegetatie (Schwingshackl et al., 2017). Vegetatie kan de bovengenoemde terugkoppelingen verder beïnvloeden omdat verdamping deels gereguleerd kan worden in vegetatie door het sluiten en openen van de huidmondjes. Dit is afhankelijk van het beschikbare bodemvocht en de hoeveelheid vocht in de lucht (Lansu et al., 2020) (aangegeven met de linker cirkel in Figuur 11). Hierdoor kan droogte, via bodemwaterschikbaarheid, de atmosfeer beïnvloeden en zichzelf versterken (Dirmeyer et al., 2021; Miralles et al., 2019; Miralles et al., 2014; Schumacher et al., 2022; Seneviratne et al., 2010; Stegehuis et al., 2021; Teuling, 2018a; Wouters et al., 2022).

5.3 Oppervlakte- en luchttemperatuur

Landgebruiksveranderingen kunnen de oppervlakte- en luchttemperatuur beïnvloeden door veranderingen in albedo, verdamping en oppervlakteruwheid. Een lager albedo leidt bijvoorbeeld tot minder gereflecteerde kortgolvlige straling, waardoor de netto straling omhooggaat en de oppervlaktetemperatuur toeneemt (Betts, 2000) en andersom (Betts et al., 2007b). Daarnaast beïnvloedt een verandering in evaporatie de relatieve verdeling van de netto straling over de voelbare en latente warmteflux. Een hogere verdamping (en hogere latente warmteflux) leidt tot een lagere voelbare warmteflux en dus een groter transport van warmte van het landoppervlak naar de atmosfeer (Bonan, 2008). De ruwheid van het oppervlak verhoogt de mate van turbulentie, wat zorgt voor afname in aerodynamische weerstand en een toename in latente en voelbare warmteflux. Dit leidt tot afname van temperatuur aan het aardoppervlak (Chen et al., 2020).

Ontbossing, of een verandering van bos naar grasland, leidt daarom tot afkoeling door een hoger albedo en opwarming door een lagere verdamping en oppervlakteruwheid. Het netto effect van ontbossing of herbebossing op de temperatuur hangt hierbij af van het relatieve belang van deze processen en verschilt per locatie (Perugini et al., 2017), schaal (Spracklen et al., 2018), achtergrondklimaat (Pitman et al., 2011; Zhao & Pitman, 2002) en atmosferische condities (Chapman et al., 2020; Teuling et al., 2010). Deze effecten van herbebossing zijn potentieel groter dan de effecten van herbebossing op temperatuur door mondiale veranderingen in broeikasgassen (Breil et al., 2023a) en hebben een meer lokaal karakter (Brovkin et al., 2013) hoewel dit afhangt van de hoeveelheid land aan verandering onderhevig is (Davin et al., 2007).

Over het algemeen laten modelstudies, satellietbeelden en reviewsstudies zien dat tropische ontbossing (herbebossing) zorgt voor opwarming (afkoeling), terwijl boreale ontbossing (herbebossing) leidt tot afkoeling (opwarming) (Arora & Montenegro, 2011; Bonan, 2008; Boysen et al., 2020; De Hertog et al., 2022; Duveiller et al., 2020; Forzieri et al., 2017; Jackson et al., 2008; Li et al., 2016). Daarnaast hebben historische landgebruiksveranderingen mondiaal geleid tot opwarming (Smith et al., 2016). Dit komt doordat het verkoelende effect van evaporatie in tropische gebieden het verwarmende effect van albedo overstijgt. In boreale gebieden is de albedo juist erg belangrijk (Blok et al., 2011).

Gematigde gebieden zoals Nederland zitten tussen deze tropische afkoeling en boreale opwarming, waardoor het temperatuureffect van bos hier vaak onduidelijk is (Boisier et al., 2012; Chacón et al., 2016). Met behulp van satellietbeelden is voorspeld dat een landgebruiksverandering waarbij het huidige bos vervangen wordt door gras of landbouwgrond (ontbossing) leidt tot een lichte toename in oppervlaktetemperatuur in Nederland (Duveiller et al., 2018b). Ook Alkama and Cescatti (2016), Chen and Dirmeyer (2020) en Prevedello et al. (2019) voorspellen een toename in temperatuur door ontbossing in Nederland aan de hand van satellietbeelden, hoewel dit sterk afhangt van de boomsoort (Duveiller et al., 2020; Leuzinger & Körner, 2007). Zo leidt een toename in de fractie loofbomen tot een afname in temperatuur, vooral in de zomer (Huang et al., 2020; Schwaab et al., 2020). 's Nachts leidt de ontbossing juist vaak tot afkoeling (Duveiller et al., 2018b; Hamberg et al., 2022; Li et al., 2015b; Schultz et al., 2017). Dit wordt waarschijnlijk veroorzaakt doordat bos overdag meer hitte kan opslaan die 's nachts langzaam wordt afgegeven.

Modelstudies op Europese en mondiale schaal laten een wisselend beeld zien van landgebruiksveranderingen en temperatuur, waarbij sommige modellen in Nederland afkoeling laten zien bij herbebossing, terwijl andere modellen een opwarming laten zien (Davin et al., 2020; Gállos et al., 2013; Hirsch et al., 2018; Sofiadis et al., 2022). Deze variabiliteit tussen modellen is zowel in de zomer als in de winter aanwezig en wordt veroorzaakt door verschillen in parametrisatie van processen aan het landoppervlak. Hierbij zijn vooral de verhouding tussen latente en voelbare warmteflux onzeker (de Noblet-Ducoudré et al., 2012). Daarnaast is het al dan niet includeren van indirecte terugkoppelingen met de atmosfeer van belang bij het uiteindelijke effect van vegetatieveranderingen op de temperatuur (Laguë et al., 2019).

De verschillen in effecten van ontbossing en herbebossing voorspeld door satellietobservaties en modellen kan verschillende oorzaken hebben (Chen & Dirmeyer, 2020). Zo gebruiken satellieten vaak een zogenaamde 'space-for-time' aanname, waarbij temperatuur boven bos vergeleken wordt met grasland, terwijl het niet bekend is wat het effect van verschillende atmosferische condities op dit effect is. Daarnaast kunnen satellieten de temperatuur van het aardoppervlak alleen meten tijdens onbewolkte condities (Butler & Moser, 2007). Verder kunnen ontbossing en herbebossing zorgen voor een verandering in atmosferische circulaties en terugkoppelingen (Devaraju et al., 2018), die niet te meten zijn met satellietbeelden. Toch bevatten ook modelvoorspellingen onzekerheden, bijvoorbeeld over de hierboven genoemde verdeling tussen de latente en voelbare warmteflux.

Door atmosferische terugkoppelingen zoals wolkenvorming en veranderingen in circulatie kan herbebossing ook de temperatuur buiten het beboste gebied veranderen (Olchev et al., 2018; Winckler et al., 2019a), hoewel ook bij deze niet-lokale effecten onzekerheid tussen modellen bestaat (De Hertog et al., 2022). Wel is zeker dat herbebossing opwarming kan veroorzaken buiten het beboste gebied, zelfs als het beboste gebied zelf afkoelt (Chen et al., 2022a). Op eenzelfde manier kan ontbossing via indirecte effecten niet-lokale afkoeling veroorzaken (Winckler et al., 2019c).

Als we resultaten van bovengenoemde modelstudies, satellietobservaties en literatuurreviews combineren zien we dat herbebossing in Nederland, de verandering van huidig landgebruik naar bos, leidt tot een afname in de temperatuur tot 2 °C in de zomer en een opwarming van 2 °C in de winter (Tabel 6). Het vervangen van naaldbos naar loofbos geeft een vergelijkbaar temperatuureffect. Een verandering van grasland naar bos lijkt een kleiner effect op de temperatuur te hebben dan van huidig landgebruik naar bos, met een afname in temperatuur van ongeveer 0.7 °C. Herbebossing kan daarnaast temperatuurextremen tijdens hittegolven beperken (Breil et al., 2023b; Lejeune et al., 2018; Zipper et al., 2019).

Een belangrijke opmerking bij de bovengenoemde studies is dat er een onderscheid gemaakt moet worden tussen de oppervlaktetemperatuur van het bos, de luchttemperatuur en het microklimaat in het bos. Zo meten satellieten de temperatuur boven het bos en voorspellen modellen de luchttemperatuur, terwijl mensen doorgaans de temperatuur in het bos voelen. Een vergelijking van oppervlaktetemperatuur en luchttemperatuur laat zien dat de oppervlaktetemperatuur veel gevoeliger is voor veranderingen in landgebruik dan de luchttemperatuur (Alkama & Cescatti, 2016; Winckler et al., 2019c). Daarnaast is de oppervlaktetemperatuur van bos, zoals hierboven beschreven, overdag vaak lager dan gras en 's nachts hoger, terwijl een omgekeerd effect op de luchttemperatuur te zien is (Breil et al., 2020; Chen & Dirmeyer, 2019), hoewel andere studies voor zowel de oppervlaktetemperatuur als de luchttemperatuur afkoeling boven bos laten zien (Novick & Katul, 2020). Dit verschil wordt veroorzaakt door de hogere ruwheid van bos, wat het transport van warmte van het oppervlak naar de atmosfeer bevordert.

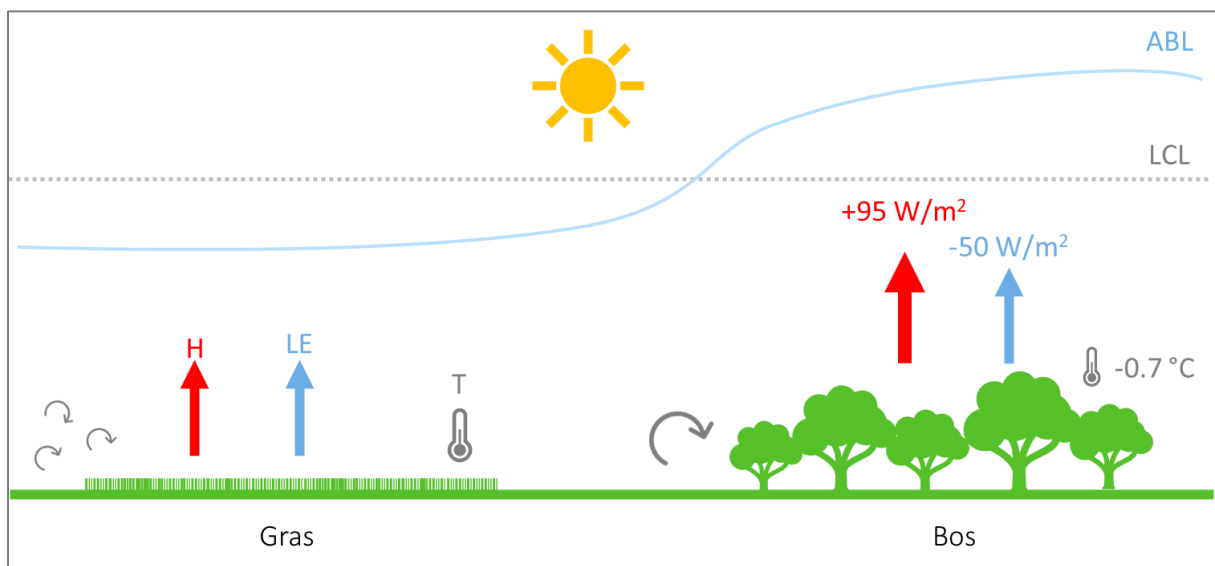
Het microklimaat in het bos verschilt van het oppervlak van het bos door factoren als schaduw en veranderingen in de energiebalans, vooral in de zomer wanneer er bladeren aan de bomen zitten (Morecroft et al., 1998; Su et al., 2021; Wilson et al., 2000). Dit effect is afhankelijk van de dichtheid van het bladerdak (Von Arx et al., 2013). Het microklimaat van bossen is vaak gematigder dan buiten een bos (Renaud & Rebetez, 2009), met lagere temperaturen tijdens warme periodes en hogere temperaturen tijdens koude periodes (De Frenne et al., 2019). In Europa is de temperatuur in de zomer onder het bladerdak gemiddeld 2.1 °C lager dan boven het bladerdak. In de winter is de temperatuur in het bos 2.0 °C hoger dan daarbuiten (Haesen et al., 2021). Bossen bufferen dus de temperatuur, wat extreme temperaturen door klimaatverandering kan voorkomen (De Lombaerde et al., 2022). Naast herbebossing en ontbossing, kan ook de manier van beheren van bossen een effect hebben op de temperatuur, bijvoorbeeld door veranderingen van natuurlijk bos naar plantages of het veranderen van boomsoort (Huang et al., 2023; Luysaert et al., 2014; Luysaert et al., 2018; Naudts et al., 2016; Windisch et al., 2021). Zo zou bijvoorbeeld ook agroforestry een bufferend effect op de temperatuur kunnen hebben, hoewel dit niet onderzocht is in een gematigd klimaat (Selin-Norén et al., 2022).

In tegenstelling tot herbebossing en ontbossing, bestaat er in de literatuur grote overeenstemming over het effect van verstedelijking op de temperatuur. Steden hebben namelijk een laag albedo, houden sterk warmte vast, en hebben een lage verdamping door het gebrek aan vegetatie (Oke, 1982). Het verwarmende effect van steden wordt het 'Urban Heat Island' effect genoemd (Alexander, 2020; Chen et al., 2022b; Chow & Svoma, 2011; Cuthbert et al., 2022; Gago & Berrizbeitia, 2022; Ge et al., 2020; Krayenhoff et al., 2021; Massaro et al., 2023; Mohan & Kandya, 2015; Naserikia et al., 2022; Zhang et al., 2022). Binnen steden bestaat er ruimtelijke variatie in temperatuur door verschillen in energiegebruik, energieopwekking en

transport (Ahmad & Eisma, 2023; Ajaaj et al., 2018). De temperatuur wordt in steden verlaagd door het toevoegen van vegetatie en water en een verandering in ruimtelijke verdeling en vorm van gebouwen (Kleerekoper et al., 2012). In Milaan is de temperatuur in stedelijke gebieden met vegetatie bijvoorbeeld 1.5 °C lager dan zonder vegetatie (Oxoli et al., 2018; Puche et al., 2023). In Nederland is het verschil tussen stad en platteland gemiddeld 2 °C (Tabel 6) en is afhankelijk van de hoeveelheid water en vegetatie in de stad (Heusinkveld et al., 2014; Kool, 2021; Vulova et al., 2021). Het verhogen van groen in de stad is daarom een goede oplossing om temperaturen te verlagen (Koopmans et al., 2018; Sanderson et al., 2012; Steeneveld et al., 2011). Hierbij leidt een grote ruimtelijke variabiliteit van vegetatie en bebouwing tot een lagere temperatuur dan grotere gebieden met hetzelfde landgebruik (Igun & Williams, 2018; Wang et al., 2019; Zhou et al., 2011). Ten slotte verlagen de nabijheid van bos en water bij een stad het Urban Heat Island effect (Zawadzka et al., 2021).

5.4 Conceptueel raamwerk: het effect van herbebossing en verstedelijking op turbulentie, temperatuur en de atmosferische grenslaag in Nederland

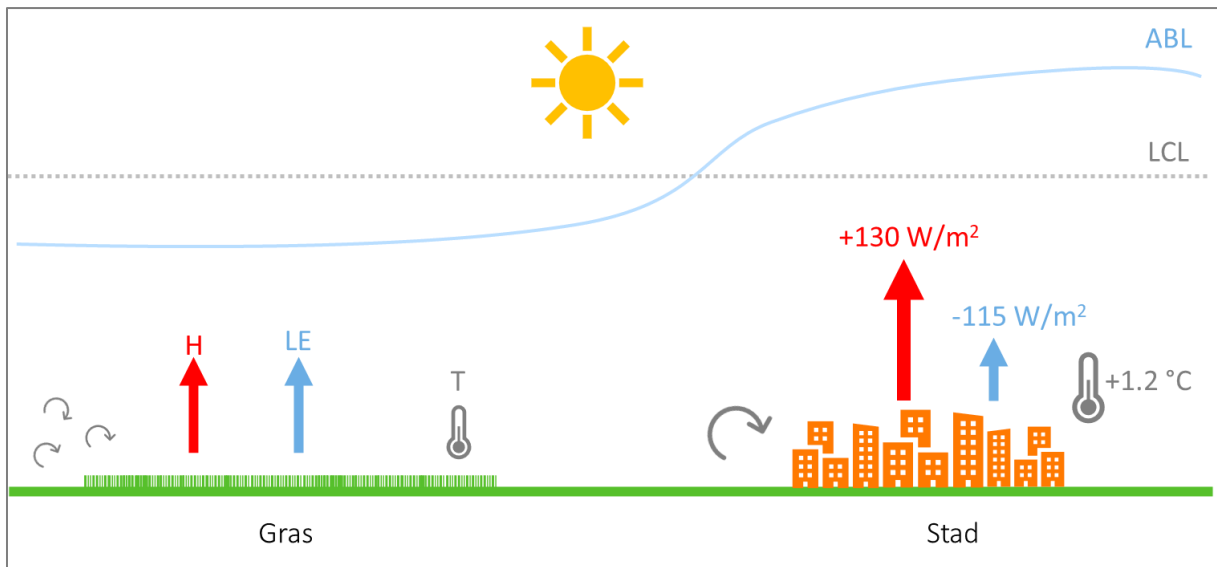
Door de hoogte van de bomen hebben bossen een hogere oppervlakteruwheid van grasland. Dit betekent dat herbebossing in de zomer leidt tot een toename in de oppervlakteruwheid en turbulentie. In combinatie met de hogere voelbare warmteflux, creëert dit een hogere atmosferische grenslaag (Figuur 12). Daarnaast verlaagt herbebossing in Nederland de gemiddelde zomertemperatuur met ongeveer 0.7 °C, hoewel er grote onenigheid bestaat tussen modellen en meetmethoden over de grootte en richting van deze temperatuursverandering. Hoewel de voelbare warmteflux boven bossen namelijk hoger is, is er door de hogere ruwheid een efficiëntere uitwisseling van warmte, waardoor de oppervlaktetemperatuur afneemt. Daarnaast moet er een onderscheid gemaakt worden tussen de temperatuur boven het bos en het microklimaat in het bos, waar het enkele graden koeler kan zijn dan buiten het bos.



Figuur 12 | Lokale effecten van herbebossing, een verandering van grasland naar bos, op de temperatuur, turbulentie en atmosferische grenslaag in de zomer. Hierbij zijn de hoogte van de atmosferische grenslaag (ABL) en het optillingscondensatieniveau (LCL) aangegeven. De waarde van de temperatuurverandering is op basis van Tabel 6.

Ook steden hebben een hogere oppervlakteruwheid dan grasland. Dit leidt in combinatie met de hoge voelbare warmteflux, net als in bos, tot een hogere atmosferische grenslaag door verstedelijking (Figuur 13). Door het gebrek aan vegetatie en de lage verdamping is deze grenslaag in steden daarnaast vaak zeer droog. In Nederland leidt verstedelijking daarnaast tot een toename in zomertemperatuur van 1.2 °C,

veroorzaakt door de lage albedo, de lage verdamping en hoge voelbare warmteflux, de manier waarop steden warmte vasthouden en warmteopwekking door bijvoorbeeld verkeer en industrie.



Figuur 13 | Lokale effecten van verstedelijking, een verandering van grasland naar stad, op de temperatuur, turbulentie en atmosferische grenslaag in de zomer. Hierbij zijn de hoogte van de atmosferische grenslaag (ABL) en het optillingscondensatieniveau (LCL) aangegeven. De waarde van de temperatuurverandering is op basis van Tabel 6.

Tabel 6 | Effect van veranderingen in landgebruik op de **temperatuur** (°C). De getallen zijn voor zomer (**rood**), winter (**blauw**) en het jaarlijks gemiddelde (zwart). In totaal zijn 33 waardes uit bestaande literatuur meegenomen in de analyse. Omdat de waardes voor zomer en winter uit verschillende bronnen kunnen komen, kan het voorkomen dat de gemiddelde jaarwaarde niet overeenkomt met het gemiddelde van zomer en winter.

Van	Naar	Gemiddelde			Maximum			Minimum			Aantal bronnen			Bronnen*
Grasland	Bos	-0.5	-0.7	0.4	1.0	0.5	-0.2	-1.5	-2.5	-0.2	3	4	1	6, 10, 3, 4, 5, 3, 10 21, 25, 10
Naaldbos	Loofbos	0.0	-2.0	2.0	-	-	-	-	-	-	1	1	1	7, 22, 22
Huidig	Bos	-0.2	-2.0	2.0	0.1	-	-	-0.5	-	-	3	1	1	2, 11, 8, 8 18
Bos	Grasland	-0.4			0.5			-1.5			5			12, 16, 17, 23
Huidig	Grasland	0.7	0.0	-1.0	2.0	-	-	0.2	-	-	3	1	1	1, 11, 8, 8 12
Grasland	Stad	2.0	1.2		-	-		-	-		1	1		9, 14
Historisch	Huidig	-0.2			-0.5			0.1			3			15, 19, 24
Huidig	Toekomst	0.2			-			-			1			20, 3, 4, 5, 3, 10 10

* 1: Alkama and Cescatti (2016), 2: Arora and Montenegro (2011), 3: Asselin et al. (2022), 4: Breil et al. (2020), 5: Breil et al. (2021), 6: Breil et al. (2023a), 7: Breil et al. (2023b), 8: Brovkin et al. (2009), 9: Daniels et al. (2014), 10: Davin and de Noblet-Ducoudré (2010), 11: De Hertog et al. (2022), 12: Duveiller et al. (2018b), 13: Duveiller et al. (2020), 14: Heusinkveld et al. (2014), 15: Huang et al. (2020), 16: Li et al. (2015b), 17: Li et al. (2016), 18: Luyssaert et al. (2018), 19: Naudts et al. (2016), 20: Quesada et al. (2017), 21: Schultz et al. (2017), 22: Schwaab et al. (2020), 23: Winckler et al. (2019b), 24: Yan et al. (2020), 25: Davin and de Noblet-Ducoudré (2010).

6 Convectie en wolkenvorming

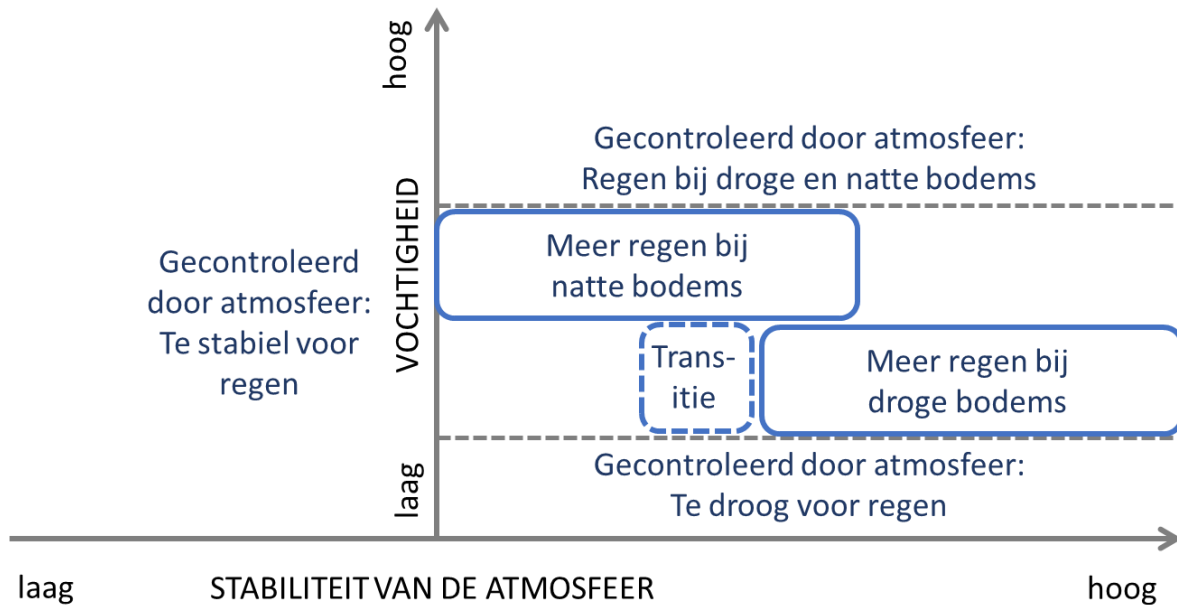
In Nederland wordt wolkenvorming het grootste deel van de tijd veroorzaakt door grootschalige weersystemen. Toch kan herbebossing in West-Europa in bepaalde situaties leiden tot meer wolkenvorming door een toename in voelbare warmteflux en organische aerosolen. Daarnaast kan turbulentie door de hogere oppervlakteruwheid vochtige lucht afvangen, wat in de winter leidt tot een toename in wolken boven bos. Ook verstedelijking leidt door aerosolen, een hogere voelbare warmteflux en turbulentie tot wolkenvorming.

6.1 Atmosferische convectie

Wolken vormen op het moment dat waterdamp condenseert, waardoor vloeibaar water of ijskristallen ontstaan. Dit gebeurt wanneer de lucht verzadigd raakt met water. Omdat warme lucht meer waterdamp kan vasthouden, kan de atmosfeer verzadigd raken door zowel meer waterdamp toe te voegen als door de lucht af te koelen. Vaak ontstaan wolken doordat vochtige lucht stijgt en hierdoor afkoelt. Het stijgen van lucht kan verschillende oorzaken hebben. Zo kunnen bergen of een plotselinge verandering in windrichting een luchtstroom omhoogduwen. Daarnaast kunnen twee botsende luchtstromen die verschillen in temperatuur leiden tot het omhoog bewegen van de warmste luchtstroom. Dit wordt een front genoemd. Ten slotte kan sterke opwarming van het aardoppervlak leiden tot een onstabiele onderste luchtlag die hierdoor zal stijgen. Dit noemen we atmosferische convectie. Omdat landgebruik de energiebalans van het aardoppervlak kan veranderen (zie Hoofdstuk 4), focussen we eerst op wolkenvorming door atmosferische convectie. Deze wolken ontstaan wanneer de atmosferische grenslaag hoger wordt en het optillingscondensatieniveau, de hoogte waarin de atmosfeer een luchtvochtigheid van 100% heeft, bereikt. Hoewel het aardoppervlak ook een invloed kan hebben op de hoogte van het optillingscondensatieniveau (Schrieber et al., 1996), focussen we hier vooral op het effect van landgebruiksveranderingen op de hoogte van de atmosferische grenslaag.

6.2 Land-atmosfeer koppeling

De manier waarop het landoppervlak de atmosfeer beïnvloedt, en de sterkte van deze koppeling, kan worden beschreven aan de hand van het 'Convective Triggering Potential – Low Level Humidity' (CTP- H_{low}) raamwerk van Findell and Eltahir (2003a, 2003b) (Figuur 14). In dit raamwerk wordt aangenomen dat de staat van de grenslaag in de ochtend iets kan zeggen over de mogelijkheid van het ontstaan van convectie. De Convective Triggering Potential (CTP) geeft de mate van stabiliteit in de onderste atmosferische laag aan, waarbij een lage waarde een stabiele situatie weergeeft en een hoge waarde een instabiele situatie. De Low Level Humidity (H_{low}) beschrijft de mate van vochtigheid van de atmosfeer, waarbij droge lucht een hoge waarde heeft (Santanello et al., 2018). In het raamwerk kunnen we verschillende regimes onderscheiden, waarbij de mate van wolkenvorming ofwel gecontroleerd wordt door de staat van de atmosfeer, ofwel door het landoppervlak. Bij een te stabiele atmosfeer ontstaat er geen convectie en daardoor geen wolkenvorming. Op eenzelfde manier kan de atmosfeer te droog zijn voor wolkenvorming. Daarnaast zal een zeer vochtige atmosfeer altijd wolkenvorming veroorzaken ongeacht de staat van het landoppervlak. In deze drie situaties is het al dan niet voorkomen van wolken gecontroleerd door de staat van de atmosfeer. Op het moment dat het landoppervlak wel invloed heeft, tijdens een instabiele grenslaag en gematigde luchtvochtigheid, zijn er twee terugkoppelingen mogelijk: meer wolkenvorming boven een nat oppervlak (bijvoorbeeld vegetatie) of meer wolkenvorming boven een droog oppervlak (bijvoorbeeld bebouwing). Meer wolkenvorming boven een nat oppervlak ontstaat doordat stijgende lucht eerder het moment van condensatie bereikt bij een vochtige atmosfeer. Bij een droog oppervlak zal de atmosferische grenslaag sneller stijgen door de hoge voelbare warmteflux, waardoor wolkenvorming boven een droog oppervlak kan ontstaan (Findell & Eltahir, 2003a, 2003b).

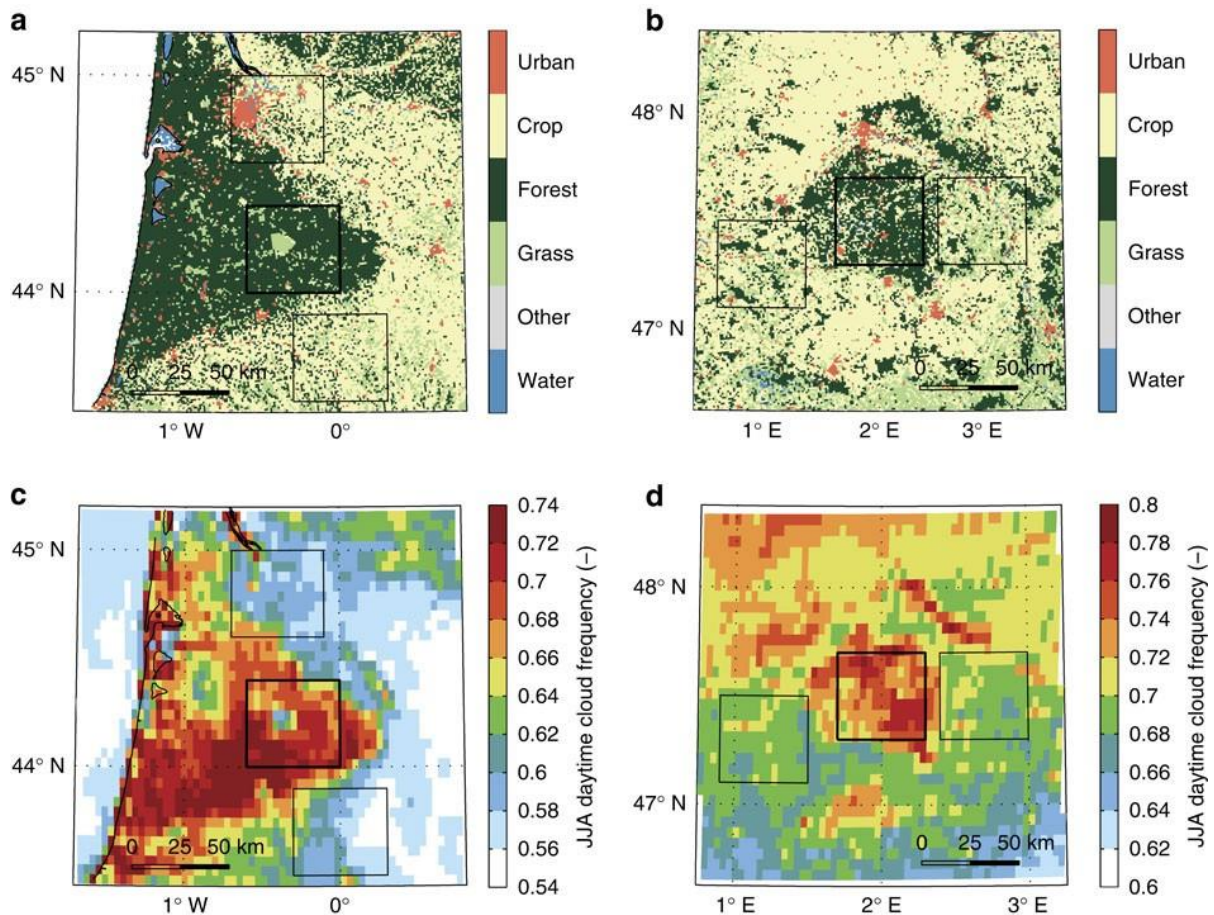


Figuur 14 | Het CTP-HI_{low} raamwerk van, op basis van Findell and Eltahir (2003a).

Sterke koppeling tussen het landoppervlak en de atmosfeer bevinden zich vooral in droge gebieden zoals de Sahel, India en het midden van de Verenigde Staten (Koster et al., 2004). Op Europese schaal wordt in gebieden dicht bij zee, zoals Spanje, Frankrijk, het Verenigd Koninkrijk en Nederland, wolkenvorming vooral veroorzaakt door atmosferische condities. In grote delen van Duitsland, Scandinavië en Oost-Europa leidt meer vocht in de atmosfeer tot meer wolkenvorming (Jach et al., 2020). In Nederland wordt wolkenvorming en het ontstaan van neerslag in ongeveer 90% van de zomerdagen (tussen 1984 en 2015) gecontroleerd door de atmosferische condities. Wel leidt grootschalige herbebossing tot een toename in land-atmosfeer koppeling waarbij een vochtige atmosfeer wolkenvorming bevordert (Jach et al., 2020). Ook een toekomstige toename in temperatuur, luchtvochtigheid en CO₂-concentratie door klimaatverandering kan de land-atmosfeer koppeling in Nederland versterken (Berg et al., 2016; Jach et al., 2022). Daarnaast voorspelt Dirmeyer et al. (2021) dat tijdens droogte in Europa een sterke koppeling tussen land en atmosfeer kan ontstaan, waarbij de afname in bodemwater en verdamping van vegetatie leidt tot minder wolkenvorming en neerslag, waardoor de droogte zichzelf versterkt. Ook grondwater lijkt hierbij een rol te spelen (Keune et al., 2016). Klimaatverandering kan deze terugkoppeling verder versterken (Teuling, 2018b).

6.3 Wolkenvorming

In de literatuur bestaat vrij grote overeenstemming over het feit dat een toename in bos in West-Europa leidt tot meer bewolking. Een mondiale studie op basis van satellietdata laat bijvoorbeeld zien dat herbebossing in het algemeen in grote delen van de wereld, met uitzondering van boreale gebieden in de winter leidt tot een toename in bewolking (Duveiller et al., 2021). Boven sommige gebieden in de Amazone en Centraal Afrika zijn er daarnaast minder wolken aanwezig boven bossen dan boven grasland door veranderingen in atmosferische circulatie en de voelbare warmteflux (Garcia-Carreras et al., 2010; Xu et al., 2022) en kan ontbossing in de Amazone wolkenvorming bevorderen (Durieux et al., 2003). Daarnaast kan ontbossing ook leiden tot een afname in orografische wolkenvorming in Zuid-Amerika (Nair et al., 2011). In Nederland neemt de hoeveelheid bewolking door herbebossing met ongeveer 5% toe, vooral in het voorjaar en de zomer (Duveiller et al., 2021). Deze studie laat echter ook zien dat de grootte van de toename afhangt van de onderzoeksmethode. Zo laat een space-for-time methode, waarbij aangenomen wordt dat een ruimtelijke vergelijking tussen bijvoorbeeld gras en bos representatief is voor een temporele verandering door herbebossing, grotere veranderingen zien dan geobserveerde veranderingen in de hoeveelheid bos op



Figuur 15 | Landgebruik (boven) en het voorkomen van wolken (onder) in Landes (links) en Sologne (rechts), Frankrijk. De waarden zijn gemiddeld over juni, juli en augustus over de 2004-2008 periode. Bron: Teuling et al. (2017).

een specifieke locatie. Velddata aan de hand van meteorologische observaties voorspellen dan weer een groter effect dan satellietdata.

Observaties in de Landes en Sologne bossen in Frankrijk laten een duidelijke toename zien van wolken ten opzichte van omliggende graslanden (Figuur 15) (Teuling et al., 2017), veroorzaakt door een toename in voelbare warmteflux boven de bossen (Bosman et al., 2019). Dit effect is te zien bij zowel een ruimtelijke vergelijking van het bos met omliggend grasland, als bij een verandering van de hoeveelheid bos door de tijd. Dit is ook met modellen te simuleren (Noual et al., 2023). Daarnaast vergroot bos ook 's nachts de hoeveelheid lage bewolking en mist in dit gebied (Pauli et al., 2022). Dezelfde effecten van bos op wolkenvorming zijn zichtbaar in andere gematigde gebieden (O'Neal, 1996).

Op Europese schaal bestaat er onenigheid tussen modellen die een toename in wolken door herbebossing (Asselin et al., 2022) en historische landgebruiksveranderingen voorspellen (Zipper et al., 2019), en modellen die een afname voorspellen (Breil et al., 2021; Jach et al., 2020). Deze contrasterende resultaten worden waarschijnlijk veroorzaakt door onzekerheden in de verhouding tussen de latente en voelbare warmteflux en terugkoppelingen tussen wolken en de energiebalans (Cerasoli et al., 2021). In Nederland vergroot een relatief lokale herbebossing van Limburg de hoeveelheid wolken in de winter (Boonekamp, 2023). Verassend hierbij is dat de bossen de convectie niet vergroten. In plaats daarvan vergroot de ruwheid van bossen turbulentie waardoor atmosferische circulatie verandert en er meer opstijging plaatsvindt. Herbebossing leidt hierdoor tot een toename in wolkenvorming tijdens frontale condities in de winter, en niet tijdens convectie in de zomer. Een andere complicerende factor is het indirecte effect van landgebruik

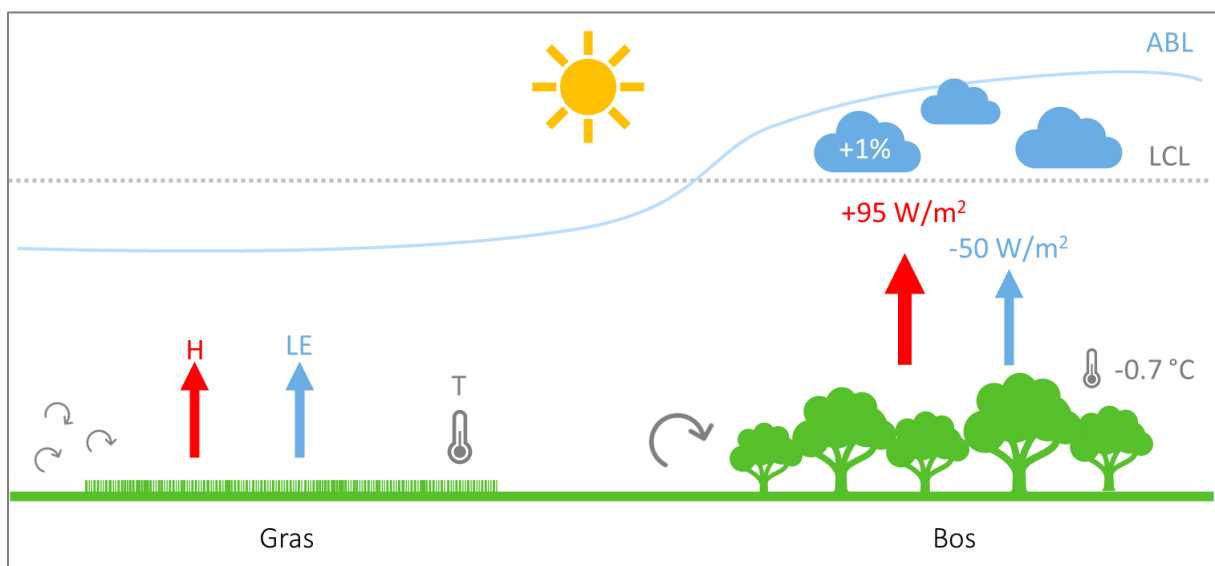
op de energiebalans door wolkenvorming (Hoofdstuk 4.2). Voor Nederland voorspelt de literatuur een lichte toename in wolkenvorming door herbebossing in de zomer van ongeveer 1% (Tabel 7). In de winter is dit effect iets hoger met een toename in wolkenvorming van 2%. Andere casestudies in West-Europa laten een iets groter effect zien (Noual et al., 2023; Teuling et al., 2017).

Ook steden kunnen een effect op wolkenvorming hebben door de lagere verdamping, hogere voelbare warmteflux en hogere ruwheid en turbulentie. Hoewel de atmosfeer minder vocht bevat boven steden door de lagere verdamping, leiden een hogere voelbare warmteflux en ruwheid tot een diepere atmosferische grenslaag (Chiu et al., 2022; Fallmann et al., 2022). Het dominante effect van een diepere grenslaag ten opzichte van een drogere atmosfeer leidt tot een toename in wolkenvorming boven steden (Rabin & Martin, 1996; Romanov, 1999; Theeuwes et al., 2019). In West-Europa is de fractie van bewolking in de zomer boven steden ongeveer 5% hoger dan boven grasland (Tabel 7).

Daarnaast verhogen zowel steden als bossen het aantal zogenaamde condensatiekernen in de lucht. Dit zijn kleine deeltjes in de lucht, zoals stof, zand, pollen, bacteriën of zoutkristallen, waarop waterdamp condenseert (Murray et al., 2012). Een verandering in de concentratie condensatiekernen kan hierdoor wolkenvorming beïnvloeden. Bossen creëren vluchtige organische stoffen en organische aerosolen die als condensatiekernen dienen en wolkenvorming bevorderen (Petäjä et al., 2022). Organische aerosolen zorgen bij hogere temperaturen voor condensatie dan anorganische aerosolen en werken dus al lager in de atmosfeer (Murray et al., 2012). Daarnaast leiden deze deeltjes tot wittere wolken. Op eenzelfde manier kunnen aerosolen in stedelijk gebied wolkenvorming bevorderen (Shepherd, 2005).

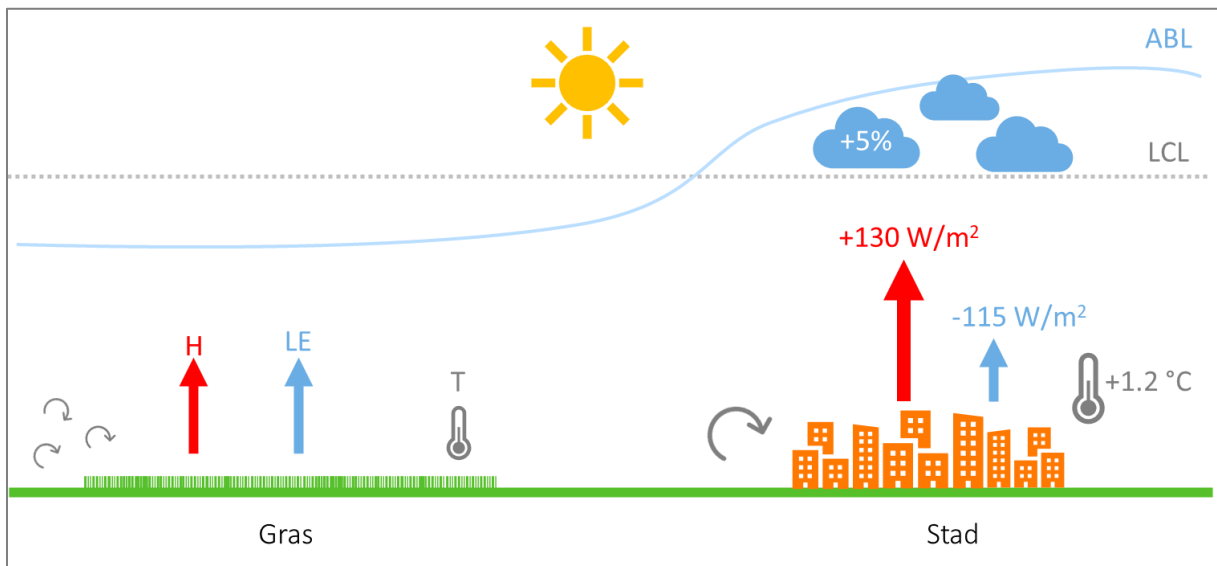
6.4 Conceptueel raamwerk: het effect van herbebossing en verstedelijking convectie en wolkenvorming in Nederland

In Nederland wordt wolkenvorming voor een groot deel gecontroleerd door atmosferische condities. Toch zien we in bepaalde situaties een toename in wolkenvorming door herbebossing in de zomer (Figuur 16). Op basis van de beschikbare literatuur voor Nederland, lijkt te wolkenvorming met ongeveer 1% toe te nemen, veroorzaakt door de hogere voelbare warmteflux, turbulentie en hogere atmosferische grenslaag. Ook organische aerosolen spelen mogelijk een rol bij het bevorderen van wolkenvorming.



Figuur 16 | Lokale effecten van herbebossing, een verandering van grasland naar bos, op de wolkenvorming in de zomer. De waarden geven absolute veranderingen in fractie van bewolking aan en zijn gebaseerd op Tabel 7.

Ook verstedelijking leidt tot een toename in wolkenvorming van ongeveer 5% door de hogere atmosferische grenslaag (Figuur 17). Hoewel een lagere verdamping in steden zorgt voor een drogere grenslaag, is er blijkbaar genoeg vocht aanwezig in de atmosfeer voor een toename in wolkenvorming. Mogelijk spelen anorganische aerosolen hier ook een rol bij.



Figuur 17 | Lokale effecten van verstedelijking, een verandering van grasland naar stad, op de wolkenvorming in de zomer. De waarden geven absolute veranderingen in fractie van bewolking aan en zijn gebaseerd op Tabel 7.

Tabel 7 | Effect van veranderingen in landgebruik op **bewolking** (%). De waardes geven absolute veranderingen in de fractie van bewolking weer. De getallen zijn voor zomer (**rood**), winter (**blauw**) en het jaarlijks gemiddelde (zwart). In totaal zijn 11 waardes uit bestaande literatuur meegenomen in de analyse. Omdat de waardes voor zomer en winter uit verschillende bronnen kunnen komen, kan het voorkomen dat de gemiddelde jaarwaarde niet overeenkomt met het gemiddelde van zomer en winter.

Van	Naar	Gemiddelde		Maximum		Minimum		Aantal bronnen		Bronnen*
Grasland	Bos	1%	2%	3%	-	-3%	-	4	1	1,3,4 4
Grasland	Loofbos	2%		-		-		1		4
Grasland	Naaldbos	5%		-		-		1		4
Huidig	Bos	-2%		-		-		1		4
Bos	Grasland	-5%	2%	-	-	-	-	1	1	2 7
Huidig	Grasland	0%		-		-		1		5
Grasland	Stad	5%		-		-		1		6**
Historisch	Huidig	0%		-		-		1		8

* 1: Asselin et al. (2022), 2: Bala et al. (2007) 3: Breil et al. (2021), 4: Duveiller et al. (2021), 5: Jach et al. (2020), 6: Theeuwes et al. (2019), 7: Xu et al. (2022), 8: Zipper et al. (2019).

** Wegens het gebrek aan studies in Nederland, is deze waarde meegenomen in de analyse. De waardes zijn voor Londen (Verenigd Koninkrijk) en Parijs (Frankrijk).

7 Neerslag, atmosferische circulatie en waterbeschikbaarheid

Herbebossing in Nederland vergroot de neerslag in de zomer met ongeveer 6% door een toename in convectie. In de winter kan de neerslag met 13% toenemen door het afvangen van vochtige lucht tijdens frontale condities. Ook onder verstedelijking neemt de neerslag toe, vooral benedenwinds. Het blijft echter onzeker wat de niet-lokale (neven)effecten zijn van deze landgebruiksveranderingen voor de algemene waterbeschikbaarheid.

De vraag of landgebruiksveranderingen zoals herbebossing en ontbossing de hoeveelheid regenval beïnvloeden speelt al meer dan tweehonderd jaar, en heeft de afgelopen dertig jaar opnieuw aandacht gekregen door wereldwijde klimaatveranderingen en ontbossing (Bennett & Barton, 2018; Bonan, 2023; Bonan, 2016). Toch bestaat er nog geen consensus binnen de literatuur of herbebossing uiteindelijk de beschikbaarheid van water vergroot (Sheil, 2018). Aan de ene kant kunnen bossen via verdamping namelijk de hoeveelheid neerslag verhogen. Aan de andere kant leidt deze toename in verdamping echter ook tot een lagere rivierafvoer en grondwaterstand. Het netto effect van processen als herbebossing wordt dus bepaald door afname in waterbeschikbaarheid door verdamping, de toename in waterbeschikbaarheid door neerslag, en de ruimtelijke verdeling van deze processen (Ellison et al., 2017).

7.1 Neerslag

Over het algemeen hebben bossen op een regionale schaal een positief effect op de hoeveelheid neerslag. Toch verschilt de grootte van het effect per locatie op aarde, afhankelijk van de beschikbaarheid van water en energie voor verdamping (Perugini et al., 2017). In boreale gebieden leidt een verandering van bos naar gras tot een lichte afname in de hoeveelheid neerslag. Hierbij is het verschil in neerslag tussen bos en grasland kleiner dan tussen grasland en kale grond (Beringer et al., 2005). Dit verschil wordt veroorzaakt doordat verdamping in boreale gebieden beperkt wordt door de beschikbaarheid van energie in plaats van door de beschikbaarheid van water.

Grootschalige ontbossing leidt daarentegen tot een sterke afname in neerslag in tropische (Bonan, 2008; Boysen et al., 2020; Brovkin et al., 2009; McPherson, 2007; Perugini et al., 2017; Smith et al., 2023) en niet-tropische gebieden (Andrich & Imberger, 2013), vooral in gebieden met een zeeklimaat (Van der Molen et al., 2006). Op eenzelfde manier leidt tropische herbebossing tot een toename in neerslag (Tuinenburg et al., 2022). Een groot deel van de neerslag boven tropisch regenwoud komt namelijk van lokale verdamping (Staal et al., 2018), waardoor tropische bossen een eigen hydrologische kringloop in stand houden (Spracklen et al., 2012; Staal et al., 2020; Wright et al., 2017; Zemp et al., 2017). Op kleine schaal kan tropische ontbossing echter ook leiden tot een toename in neerslag door veranderingen in oppervlakteruwheid en atmosferische circulatie (Spracklen et al., 2018).

Ook in droge gebieden, waar verdamping beperkt wordt door waterbeschikbaarheid, kan vegetatie een zichtbaar positief effect op de hoeveelheid neerslag hebben (Branch & Wulfmeyer, 2019; Lal et al., 2021; Miralles et al., 2016; Yosef et al., 2018). Interessant is om te melden dat ook bodemvocht via land-atmosfeer interacties een effect kan hebben op de hoeveelheid neerslag. Op mondiale schaal valt er meer neerslag boven droge gebieden dan in omliggende natte gebieden, hoewel dit varieert per gebied (Guilod et al., 2015).

In gematigde gebieden zoals Europa is het effect van veranderingen in vegetatie op grootschalige patronen in de hoeveelheid neerslag minder vanzelfsprekend dan in tropische gebieden, onder andere veroorzaakt door het dominante effect van synoptische condities op de algemene neerslagverdeling in deze gebieden,

hoewel toch 30% van de neerslag afkomstig is van evaporatie (Van der Ent et al., 2010). Sommige modelstudies voorspellen dat grootschalige herbebossing in Europa en andere gematigde gebieden leidt tot een toename in zomerneerslag (Asselin et al., 2022; Jiao et al., 2021; Rivas Soriano et al., 2019), terwijl andere studies veel ruimtelijke variabiliteit laten zien (Belušić et al., 2019; Findell et al., 2011; Jach et al., 2020; Olchev et al., 2018; Zipper et al., 2019). Er zijn echter weinig observationele studies die deze patronen bevestigen, omdat het lastig is om het effect van landgebruiksveranderingen te onderscheiden van andere factoren die de neerslag beïnvloeden. Daarnaast valt de neerslag vaak niet direct boven de landgebruiksverandering. Meier et al. (2021) heeft gekoppelde studiegebieden van bos en grasland gebruikt om het effect van herbebossing op neerslag in Europa te bepalen. Hieruit kan geconcludeerd worden dat neerslag boven bos significant hoger is dan boven grasland. Op basis van een statistisch model is bepaald dat een uniforme herbebossing in Europa, in Nederland leidt tot een lokale verhoging in neerslag van ongeveer 0.2 mm per dag in de winter. In de zomer is er geen verandering in neerslag. Een realistisch herbebossingsscenario, op basis van potentiële gebieden voor herbebossing, leidt in zowel zomer als winter niet tot een significante verhoging van de lokale neerslag. Wel kan op basis van hetzelfde onderzoek geconcludeerd worden dat bovenwindse herbebossing, in bijvoorbeeld Frankrijk, kan leiden tot een toename in neerslag in het westen van Nederland van ongeveer 0.2 mm per dag in de zomer en 0.3 mm per dag in de winter.

Meer lokale modelstudies in Nederland voorspellen een positief effect van herbebossing op de neerslag op de Veluwe en in Limburg, vooral in de winter (Boonekamp, 2023; Ter Maat et al., 2013). Opvallend is dat zowel deze modelstudies als bovengenoemde observaties laten zien dat herbebossing hier een groter effect heeft op neerslag tijdens frontale condities in de winter, dan tijdens convectie in de zomer. Door hoge ruwheid van bos wordt overwaaiende lucht afgeremd en omhooggestuwd. Als er voldoende vocht aanwezig is kan dit leiden tot een toename in neerslag boven bossen. Een vergelijkbaar mechanisme is aangetroffen in de Verenigde Staten (Chen et al., 2012). Dit is dus een ander proces dan convectieve neerslag door bos in tropische gebieden.

Steden kunnen neerslag op verschillende manieren beïnvloeden, waarbij de processen vergelijkbaar zijn met die boven bossen. Door de hogere ruwheid en warmtestromen ontstaat een hogere atmosferische grenslaag wat leidt tot een toename in convectieve neerslag. Daarnaast bevorderen aerosolen wolkenvorming en daardoor neerslag. Ten slotte zorgt een toename in oppervlakteruwheid en turbulentie voor opstuwung van vochtige lucht en neerslag (Daniels, 2016; Huff & Changnon Jr, 1973; Shepherd, 2005; Yang & Yao, 2022). Over het algemeen leidt verstedelijking in natte regio's hierdoor tot een toename in neerslag. Verstedelijking vermindert echter ook de hoeveelheid verdamping, waardoor er in drogere regio's op de wereld minder regen valt in steden dan daarbuiten (Ajaaj et al., 2018).

De grootste toename in regen wordt echter niet recht boven de stad waargenomen, maar tot enkele tientallen kilometers benedenwinds (Daniels et al., 2016a; Liu & Niyogi, 2019; Lorenz et al., 2019; Mahmood et al., 2014). Op een mondiale schaal is de neerslag boven steden 16% hoger, benedenwinds 18%. Daarnaast is het effect overdag vaak groter dan 's nachts doordat de land-atmosfeer koppeling dan sterker is (Liu & Niyogi, 2019). Klimaatverandering kan het bevorderende effect van steden op de neerslag verder vergroten (Yang et al., 2021).

Ook in Nederland vergroten steden de hoeveelheid neerslag boven steden en benedenwinds (Buishand, 1979; Daniels et al., 2016a; Kraijenhoff Van De Leur & Prak, 1979). In de Randstad valt op jaarbasis in de periode 2001-2010 gemiddeld 3.5% meer neerslag dan buiten steden (Daniels & Overeem, 2015). Daarnaast kan verstedelijking ook de hoeveelheid extreme neerslag boven deze gebieden vergroten (Golroudbary et al., 2016; Golroudbary et al., 2017), vooral in de zomer (Golroudbary et al., 2018, 2019; Yang et al., 2021).

7.2 Atmosferische circulatie

Veranderingen in landgebruik hebben niet alleen lokaal een effect op neerslag, maar kunnen via veranderingen in atmosferische circulatie ook gebieden verder weg beïnvloeden (Gordon et al., 2005; Keys et al., 2012; Laguë et al., 2021; Millán et al., 2005; Teng et al., 2019; Wang-Erlandsson et al., 2018). Op een mondiale schaal komt 40% van de regen boven land van terrestrische verdamping (Van der Ent et al., 2010), waarvan 51% weer verdampt boven land (Tuinenburg et al., 2020). Deze terugkoppeling tussen verdamping en neerslag wordt 'moisture recycling' genoemd (Savenije, 1995b, 1995c). Hoeveel van de totale neerslag ontstaat uit lokale verdamping verschilt per gebied, afhankelijk van waterbeschikbaarheid, topografie, latitude en potentiële energie voor convectie (Abebe & Savenije, 1995; Theeuwens et al., 2022). Sterke terugkoppelingen zijn aanwezig in de Amazone, Centraal-Afrika, de Sahel en het oosten van Azië (Savenije, 1996; Van der Ent & Savenije, 2011; Van der Ent, 2014). Veel onderzoek naar vochttransport is dan ook gedaan naar deze meer tropische gebieden (te Wierik et al., 2021).

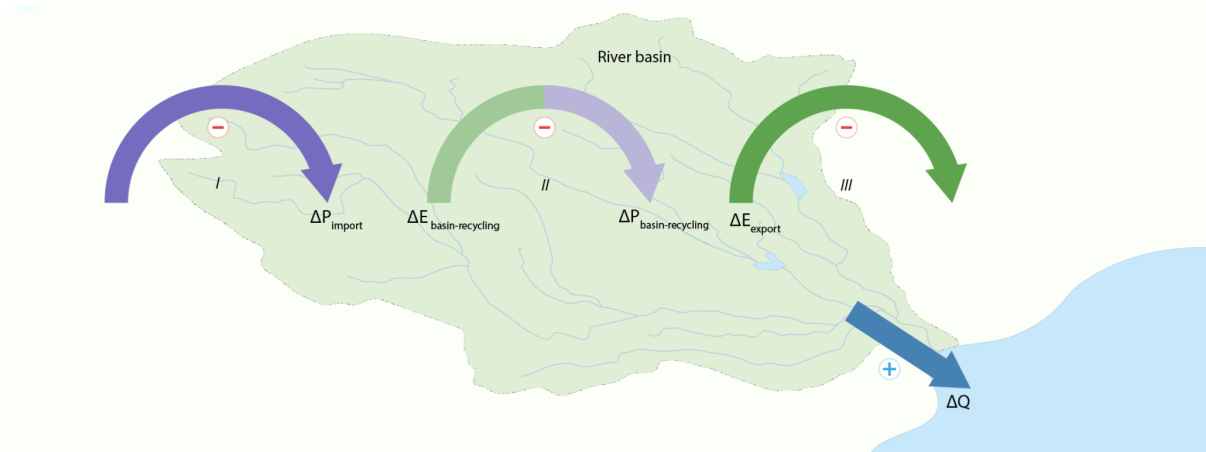
In tropische bossen zoals de Amazone is het vochttransport via verdamping en neerslag groot. Er wordt dan ook gespeculeerd dat grote bossen regen aantrekken en via moisture recycling grootschalige weerpatronen beïnvloeden door veranderingen in luchtdruk (Sheil & Murdiyarso, 2009). Hierdoor kunnen bossen ontstaan ver van zee waar de lucht zonder bossen erg droog zou zijn. Dit concept wordt de 'biotic pump' theorie genoemd (Bunyard, 2014; Makarieva & Gorshkov, 2007; Makarieva et al., 2006, 2009; Makarieva et al., 2014). Ontbossing in de Amazone kan de atmosferische circulatie beïnvloeden, waardoor minder water beschikbaar is voor bijvoorbeeld landbouw (O'Connor et al., 2021). Daarnaast houden de bossen zichzelf in stand, wat betekent dat er een omslagpunt in het klimaat kan ontstaan wanneer te veel bos gekapt wordt (Lovejoy & Nobre, 2018). Hoewel er twijfel bestaat over de grootte en het precieze mechanisme van het effect van de 'biotic pump', is het zeker dat bossen neerslag op grote schaal kunnen beïnvloeden.

Veel minder onderzoek is gedaan naar het effect van landgebruiksveranderingen op atmosferische circulatie in Europa en Nederland. Er bestaat hierdoor onzekerheid over wat het effect van landgebruiksveranderingen op nabijgelegen gebieden is. Uit modellen die vochttransport berekenen blijkt dat een groot deel van de neerslag in Nederland vanuit zee komt, hoewel dit varieert met atmosferische condities (Benedict et al., 2021; Bisselink & Dolman, 2009). De atmosferische circulatie is daarnaast sterk afhankelijk van de hoeveelheid vocht die beschikbaar is voor verdamping. Bossen kunnen de effecten van droogte bufferen door langer aanhoudende verdamping dan grasland (Pranindita et al., 2022).

7.3 Waterbeschikbaarheid

Binnen een stroomgebied van een rivier is de afvoer en opslag van water afhankelijk van inkomend water door neerslag en uitgaand water door verdamping (Figuur 18). Verdamping die in hetzelfde stroomgebied valt als neerslag, blijft in het stroomgebied beschikbaar. Landgebruiksveranderingen kunnen de waterbeschikbaarheid vergroten door het creëren van neerslag via convectie of oppervlakteruwheid. Op het moment dat deze neerslag echter op een ongewenste plaats of tijd valt, bijvoorbeeld buiten het stroomgebied, is de waterbeschikbaarheid lager. Hierdoor kunnen landgebruiksveranderingen via atmosferische circulatie de waterbeschikbaarheid buiten het eigen stroomgebieden beïnvloeden (Wang-Erlandsson et al., 2018). Zowel de relatieve veranderingen in neerslag en verdamping als de ruimtelijke en temporale verdeling hiervan is daarom van belang om te bepalen of landgebruiksveranderingen de uiteindelijke waterbeschikbaarheid vergroten (Ellison et al., 2012).

Herbebossing blijkt hierdoor op mondiale schaal een zeer variabel effect op de waterbeschikbaarheid (i.e. het verschil tussen neerslag en evaporatie) te hebben, met een toename in gebieden zoals de Amazone en Centraal Afrika, en een afname in grote delen van Noord-Amerika, Europa en subtropische gebieden van Afrika (Hoek van Dijke et al., 2022). In deze gebieden is de toename in neerslag door herbebossing groter dan toename in evaporatie, waardoor de waterbeschikbaarheid groter wordt. In andere gebieden is dit



Figuur 18 | Conceptueel raamwerk van veranderingen in hydrologische processen door landgebruik binnen een stroomgebied. Hierbij is P de neerslag, E de verdamping en Q de afvoer. De + en - symbolen geven toename en afname in de processen aan en kunnen verschillen tussen stroomgebieden. Bron: Wang-Erlandsson et al. (2018).

echter niet het geval, waardoor de waterbeschikbaarheid afneemt. Mondiale en lokale herbebossing en ontbossing leiden dus tot een herverdeling van de grootschalige waterbeschikbaarheid (Swann et al., 2018; Wang-Erlandsson et al., 2018). Daarnaast leidt herbebossing in een specifiek stroomgebied over het algemeen tot een afname in rivierafvoer in dat stroomgebied (Filoso et al., 2017; Savenije, 1995a; Zhang et al., 2017) in verschillende gebieden op de wereld (Birkinshaw et al., 2011; Buechel et al., 2022; Hamilton et al., 2018; Hrachowitz et al., 2021; Querner et al., 1997; Wilcox et al., 2022), maar ook voor een toename in infiltratie (Archer et al., 2012; Archer et al., 2016; Ilstedt et al., 2007; Osuji et al., 2010) afhankelijk van de boomsoort (Müller, 2009). Ook in Europa heeft recente herbebossing geleid tot een afname in rivierafvoer (Teuling et al., 2019) en het vasthouden van water (EEA, 2015) door een toename in verdamping en infiltratie. Dit betekent echter vaak wel dat rivierafvoer gelijkmatiger verdeeld wordt.

Hoewel bossen en steden neerslag lokaal kunnen bevorderen, is het niet bekend of dit een absolute toename in neerslag is, of enkel een herverdeling. Modelstudies laten bijvoorbeeld zien dat een toename in verstedelijking kan leiden tot een gemiddelde afname in zomerneerslag over heel Nederland (Daniels et al., 2016b; Daniels et al., 2015). Daarnaast kan herbebossing leiden tot opwarming (Chen et al., 2022a) en verdroging (Boonekamp, 2023) in naastgelegen gebieden. In Nederland lijkt grootschalige herbebossing de waterbeschikbaarheid te verminderen door een grotere toename in verdamping dan in neerslag (Hoek van Dijke et al., 2022) en heeft meer lokale herbebossing in gebieden zoals de Veluwe geleid tot een afname in de grondwaterstand door een hogere verdamping van bossen (Van Huijgevoort et al., 2020; Witte et al., 2019). Dit betekent echter niet dat herbebossing over heel Nederland uniform negatieve effecten heeft. Zo zou kleinschalige herbebossing langs een landbouwgebied lokaal de neerslag kunnen vergroten door het hoge contrast in ruwheid tussen bos en landbouwgrond (Esau & Lyons, 2002), wat gunstig is voor de verbouwing van gewassen. Wel kan deze lokale toename in neerslag leiden tot een afname in neerslag in benedenwindse gebieden (Meier et al., 2021), vooral in de winter wanneer de toename in neerslag bepaald wordt door het afvangen van vocht uit atmosferische circulaties in plaats van een toename in verdamping.

Verdere verstedelijking in Nederland kan lokaal en in de directe omgeving leiden tot een toename in neerslag. Toch zal de neerslag over Nederland als geheel afnemen (Daniels et al., 2015). Dit zou betekenen dat verstedelijking de waterbeschikbaarheid in Nederland als geheel verlaagt. Door de lage verdamping en opslagcapaciteiten zijn steden ook vatbaarder voor wateroverlast (Jongen et al., 2022), hoewel een toename in vegetatie in steden de opslagcapaciteit kan vergroten (Cuthbert et al., 2022). Daarnaast wordt de hogere waterbeschikbaarheid in steden zelf niet gebruikt voor bijvoorbeeld landbouw, en wordt de mogelijk hogere neerslag door de lagere infiltratiecapaciteit van de vele ondoorlatende oppervlakken snel afgevoerd

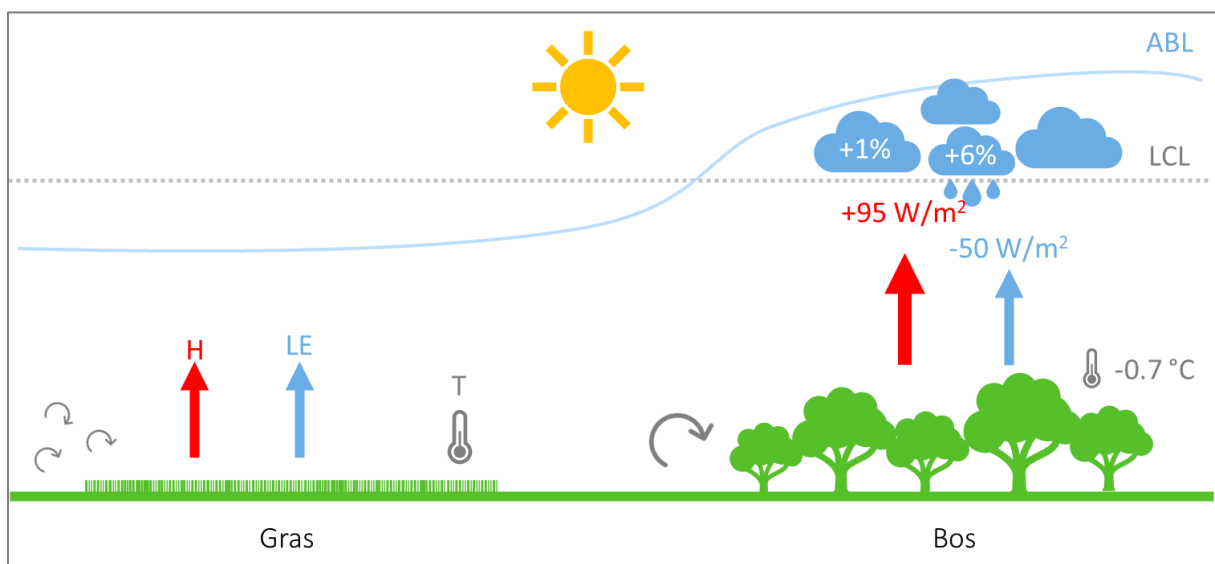
naar rivieren (Fletcher et al., 2013; Somorowska & Łaszewski, 2017). Verder kan verstedelijking mogelijk leiden tot meer extremere neerslag (Golroudbary et al., 2016, 2018; Golroudbary et al., 2017; Yang et al., 2021), wat ongunstig is voor de verdeling van water.

Het lijkt er dus op dat landgebruiksveranderingen de waterbeschikbaarheid lokaal en over Nederland als geheel kunnen vergroten en verkleinen. Hoewel we neerslag namelijk op kleine schaal kunnen vergroten, kan dit tegelijkertijd negatieve effecten hebben op benedenwindse gebieden (De Groen & Savenije, 1995), de rivierafvoer en grondwaterstand. Dit betekent dat het noodzaak is om ons land zo in te richten dat er water beschikbaar is waar het nodig is, bijvoorbeeld voor landbouw- of natuurgebieden in tijden van droogte, terwijl we wateroverlast in bewoonde gebieden beperken. Tegelijkertijd moet er genoeg water beschikbaar zijn voor drinkwaterwinning en transport in de grote rivieren.

Om het water eerlijk te verdelen over deze sectoren met soms tegenstrijdige belangen, is het nodig om te bepalen hoe we atmosferisch water en de kleine waterkringloop mee kunnen nemen in bestuurlijke beslissingen (Keys & Falkenmark, 2018; Keys et al., 2017; Kravcik et al., 2007). Landgebruiksveranderingen zouden bijvoorbeeld gepaard kunnen gaan met een compensatie voor negatieve benedenwindse effecten op waterbeschikbaarheid (te Wierik et al., 2020).

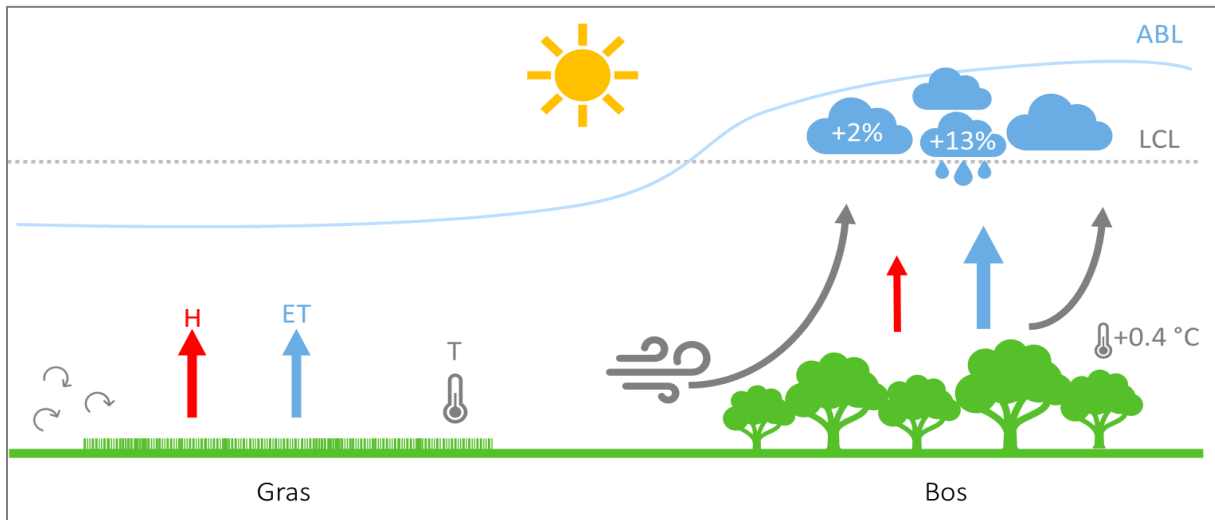
7.4 Conceptueel raamwerk: het effect van herbebossing en verstedelijking op neerslag en waterbeschikbaarheid in Nederland

Door een toename in convectie leidt herbebossing in de zomer tot een toename in neerslag. Een verandering van gras naar bos leidt hierbij tot een toename in neerslag van 21% (Tabel 8). Echter, dit is op basis van een enkele modelstudie op Europese schaal. Een kleinschaligere modelstudie en observaties voorspellen bij een verandering van huidig landgebruik naar bos geen significant effect op de zomerneerslag. Ook een modelstudie die kijkt naar ontbossing, voorspelt slechts een klein verschil in neerslag tussen bos en grasland (Tabel 8). Door deze grote verschillen is gekozen om het gemiddelde van de zomerneerslag voor de landgebruiksveranderingen van grasland naar bos, van huidig landgebruik naar bos, en van bos naar grasland (vermenigvuldigd met -1) mee te nemen in het conceptueel raamwerk. Dit komt neer op een neerslagverandering van 6% in de zomer.



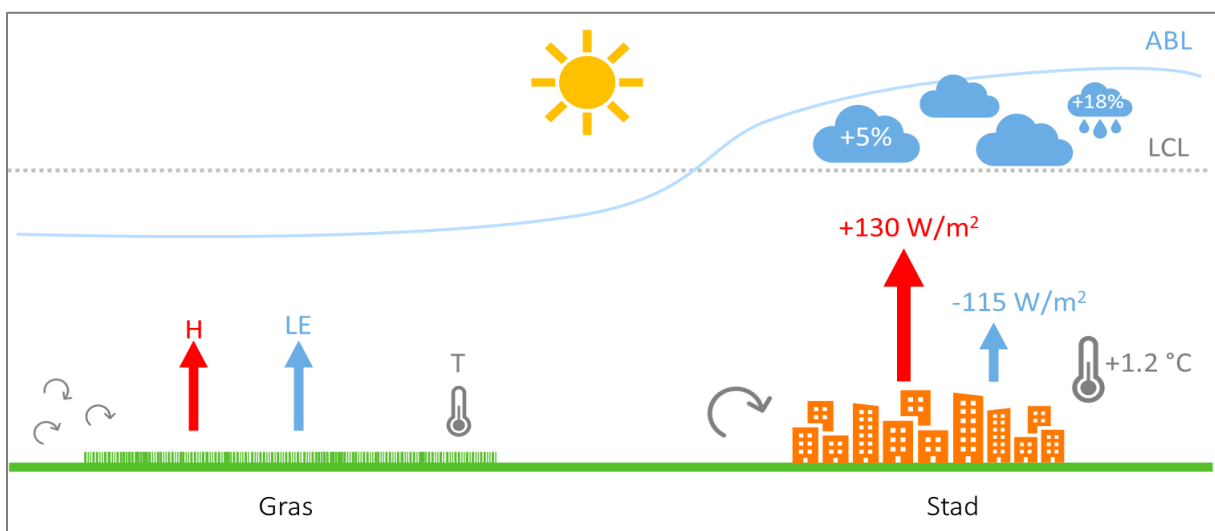
Figuur 19 | Lokale effecten van herbebossing, een verandering van grasland of huidig landgebruik naar bos, op de wolkenvorming in de zomer. De waarden geven absolute veranderingen in fractie van bewolking aan en zijn gebaseerd op Tabel 8.

De neerslagtoename in de winter is op basis van literatuur opvallend genoeg groter dan in de zomer, hoewel er dan nauwelijks convectie optreedt. Deze toename in neerslag vindt dan ook vooral plaats tijdens frontale condities wanneer aangevoerde vochtige lucht afgeremd wordt door de hogere oppervlakterutheid van bos. Door de afremming beweegt de vochtige lucht omhoog en waarbij het condenseert en er neerslag kan ontstaan (Figuur 20). In de winter kan hierdoor een neerslagtoename van 13% ontstaan. Hierbij moet echter rekening gehouden worden met het feit dat dit enkel een lokale verhoging is met potentiële afnames van neerslag in naastgelegen gebieden.



Figuur 20 | Lokale effecten van herbebossing op de wolkenvorming in de winter. De waarden geven absolute veranderingen in fractie van bewolking aan en zijn gebaseerd op Tabel 8. Wegens gebrek aan waarden is uitgegaan van een verandering van huidig landgebruik naar bos.

Verstedelijking leidt in Nederland tot toename in zomerneerslag van ongeveer 18%, hoewel dit vaak benedenwinds van de stad valt. De neerslag wordt veroorzaakt door een diepere grenslaag als gevolg van de hogere voelbare warmteflux en oppervlakterutheid (Figuur 21). Hierbij moet wel vermeld worden dat er onenigheid bestaat tussen verschillende modellen over de grootte van deze verandering (Tabel 8). Daarnaast leidt verstedelijking weliswaar lokaal tot een toename in neerslag, de gemiddelde neerslag over heel Nederland zal mogelijk door een verdere toename in verstedelijking in de toekomst afnemen.



Figuur 21 | Lokale effecten van verstedelijking op de wolkenvorming in de zomer. De waarden geven absolute veranderingen in fractie van bewolking aan en zijn gebaseerd op Tabel 8. Wegens gebrek aan waarden is uitgegaan van een verandering van huidig landgebruik naar stad.

Tabel 8 | Effect van veranderingen in landgebruik op **neerslag** (%). De waardes zijn voor zomer (**rood**), winter (**blauw**) en het hele jaar (zwart) en zijn ten opzichte van de huidige gemiddelde neerslag in Nederland (853 mm/jaar). In totaal zijn 23 waardes uit bestaande literatuur meegenomen in de analyse. Omdat de waardes voor zomer en winter uit verschillende bronnen kunnen komen, kan het voorkomen dat de gemiddelde jaarwaarde niet overeenkomt met het gemiddelde van zomer en winter.

Van	Naar	Gemiddelde			Maximum			Minimum			Aantal bronnen			Bronnen*			
Grasland	Bos	5%	21%		-	-		-	-		1	1		2	1		
Huidig	Bos	2%	0%	13%	5%	0%	17%	-5%	0%	9%	6	2	2	2,	9,	3,11	3,11
														10,	11,		14
Bos	Grasland		-2%	-6%		-	-		-	-		1	1			13	13
Huidig	Grasland	0%			-			-			1			4			
Huidig	Stad	1%	18%	8%	7%	31%	-	-5%	6%	-	2	2	1	6,7	5,7	7	
Historisch	Huidig	-1%	-2%		-	1%		-	-4%		1	2		12	8, 15		
Huidig	Toekomst		-4%			-			-			1				8	

* 1: Asselin et al. (2022), 2: Belušić et al. (2019), 3: Boonekamp (2023), 4: Brovkin et al. (2009), 5: Buishand (1979), 6: Daniels et al. (2014), 7: Daniels and Overeem (2015), 8: Daniels et al. (2016b), 9: Hoek van Dijke et al. (2022), 10: Jach et al. (2020), 11: Meier et al. (2021), 12: Naudts et al. (2016), 13: Ter Maat et al. (2013), 14: Tuinenburg et al. (2022), 15: Zipper et al. (2019).

8 Conclusies

Klimaatverandering, veroorzaakt door een toename in door de mens uitgestoten broeikasgassen, krijgt ook in Nederland een steeds voelbaardere impact. Naast wereldwijde mitigatie, is het nodig om maatregelen te nemen die de negatieve gevolgen van klimaatverandering beperken. Landgebruiksveranderingen zouden via land-atmosfeerinteracties en de kleine waterkringloop een rol kunnen spelen bij het klimaatbestendig maken van Nederland. Wat deze rol precies is lijkt echter onzeker. Aangezien er op dit moment een groot aantal grootschalige herontwikkelingen van de ruimtelijke indeling op de planning staan, waaronder het Nationaal Programma Landelijk Gebied (NPLG), de Programmatische Aanpak Grote Wateren (PAGW) en het Programma NOVEX, is het van belang te evalueren welke rol de kleine waterkringloop kan spelen in het klimaatbestendig maken van Nederland.

In dit onderzoek is een overzicht gemaakt van de huidige stand van kennis over land-atmosfeerinteracties in Nederland en Noordwest-Europa, en de mogelijkheid om deze interacties op regionale of lokale schaal te beïnvloeden met keuzes in grondgebruik, bedekkingsgraad, waterhuishouding en inrichting. Aan de hand hiervan kunnen we een goed onderbouwd advies geven over de vraag of het wetenschappelijk en maatschappelijk relevant is nader (model)onderzoek te doen naar deze interacties in de context van klimaatadaptatie. Hiervoor is een bibliografische database van relevantie wetenschappelijke literatuur opgesteld, bestaande uit 344 bronnen, waarmee we de onderzoeksvragen kunnen beantwoorden en kennisleemtes kunnen definiëren.

8.1 Hoe beïnvloedt landgebruik het weer in Nederland en welke land-atmosfeer interacties zijn hierbij van belang?

Verschillende landgebruiksveranderingen kunnen het weer in Nederland via land-atmosfeerinteracties beïnvloeden. Deze land-atmosfeerinteracties kunnen beschreven worden aan de hand van albedo, verdeling van energie in de latente en voelbare warmteflux, oppervlakteruwheid, turbulentie, temperatuur, wolkenvorming, neerslag en atmosferische circulatie. Aan de hand van de beschikbare literatuur hebben we deze interacties omgezet naar een conceptueel raamwerk, waarbij we focussen op verstedelijking en herbebossing in zomer en winter. Een uitgebreidere omschrijving van verschillende landgebruiksveranderingen is opgenomen in de afzonderlijke hoofdstukken. Wel moet in de interpretatie meegenomen worden dat we met herbebossing en verstedelijking kijken naar zowel temporele veranderingen als een ruimtelijke vergelijking tussen landgebruiksklassen. Daarnaast is er bij de samenvatting van de getallen geen onderscheid gemaakt tussen kleinschalige herbebossing en een complete herbebossing van Europa.

Op basis van beschikbare literatuur kan worden geschat dat herbebossing, of een verandering van grasland of huidig landgebruik naar bos, in de zomer leidt tot een neerslagverhoging van ongeveer 6% en een afname van de temperatuur van ongeveer 0.7 °C (Figuur 19). Dit kan als volgt verklaard worden. Door de lagere albedo van bos ten opzichte van grasland is de netto energie hoger. Deze toename in netto energie wordt omgezet in een hogere latente warmteflux en een voelbare warmteflux. Daarnaast zorgt de hoge ruwheid van bos voor een efficiëntere uitwisseling van deze turbulente fluxen. Tijdens warme periodes lijkt gras een hogere verdamping te hebben dan bos, door de strengere regulatie van het beschikbare water door bomen. Dit zorgt ervoor dat het aandeel van de beschikbare energie gebruikt voor verdamping, lager is boven bos dan grasland. De hogere ruwheid van bos in combinatie met de hogere warmtefluxen, leidt tot een sterkere convectie en diepere grenslaag boven bos. Op het moment dat er genoeg vocht beschikbaar is, zal dit wolkenvorming bevorderen. Geschat wordt dat op er gemiddeld 1% meer wolken zijn boven bos dan boven grasland. Dit leidt daarnaast tot een lichte toename in zomerneerslag. Hoewel de albedo van bos lager is,

zorgt de isolerende werking van het bladerdak voor een gematigd microklimaat, met een lagere temperatuur in bossen dan daarbuiten.

Ook in de winter lijkt herbebossing de hoeveelheid neerslag te vergroten (Figuur 20). Anders dan in de zomer komt deze neerslag vooral voor tijdens frontale condities en wordt dus niet veroorzaakt door convectie. Hoewel de verdamping in de winter boven bos hoger is dan boven grasland, waardoor de latente warmteflux toeneemt en de voelbare warmteflux afneemt, wordt de toename in neerslag veroorzaakt door de hogere ruwheid van bos. Vochtige lucht die door grootschalige weerpatronen wordt aangevoerd wordt hierdoor boven bos afgeremd. Door opstuwning van de lucht wordt het omhoog getransporteerd. Als dit tot boven het optillingscondensatieniveau is, zal de hoeveelheid wolken en neerslag toenemen. Op basis van de beschikbare literatuur wordt geschat dat de neerslag door herbebossing in de winter lokaal met 13% kan toenemen. In de winter leidt de lagere albedo van bos in combinatie met de isolerende werking van het bladerdak tot hogere temperaturen dan bij grasland.

Vergelijkbaar met bos, hebben ook steden in vergelijking met grasland lokaal een positief effect op de hoeveelheid neerslag (Figuur 21). Hoewel de verdamping in steden laag is door de afwezigheid van vegetatie, hebben steden vaak een zeer lage albedo. Dit leidt samen tot een relatief hoge voelbare warmteflux. In combinatie met de hoge ruwheid zorgt dit voor een diepe grenslaag met toename in wolkenvorming en neerslag tot gevolg. Hoewel er dus minder vocht in de atmosfeer aanwezig is, is de sterke convectie in een Nederlandse context genoeg om de neerslag boven steden met 18% te verhogen. Er heerst daarnaast grote overeenstemming binnen de literatuur dat steden, door het zogenaamde 'Urban Heat Island' effect ongeveer 1.2 °C warmer zijn dan landelijke gebieden. Vergroening kan binnen steden leiden tot een aangename klimaat.

8.2 In hoeverre is het mogelijk met (grote of kleine) veranderingen in het grondgebruik, bedekkingsgraad of vochtuithouding weerpatronen regionaal of lokaal te beïnvloeden?

Het lijkt er dus op dat grootschalige herbebossing en verstedelijking lokaal de hoeveelheid neerslag en wolkenvorming kunnen bevorderen, en regionale weerpatronen kunnen beïnvloeden. Daarnaast hebben bossen een verkoelend effect terwijl steden over het algemeen warmer zijn dan landelijke gebieden. Het is echter nog onduidelijk wat de effecten van kleine landgebruiksveranderingen zijn. Zo kan uit bestaande literatuur niet geconcludeerd worden hoe groot een bepaalde landgebruiksverandering moet zijn om lokaal een effect te hebben. Landgebruiksveranderingen hebben ook een niet-lokaal effect op het klimaat door veranderingen in atmosferische circulatie en het 'afvangen' van vochtige lucht. Zo kan boven bossen en steden neerslag gecreëerd worden door de hogere ruwheid van het oppervlak. Dit zou betekenen dat er benedenwinds minder vocht beschikbaar is. Voor beleidsvraagstukken is het daarom van belang nader onderzoek te doen naar deze niet-lokale effecten. Ook zouden we bij beleidsvraagstukken goed moeten kijken naar de neveneffecten op bijvoorbeeld de grondwaterbeschikbaarheid aangezien bomen jaarrond meer verdampen dan lagere vegetaties.

Daarnaast is het belangrijk om te overwegen wat de uiteindelijke gevolgen van landgebruiksveranderingen voor de waterbeschikbaarheid zijn. Aangezien voorspeld wordt dat neerslag in de winter zal toenemen en in de zomer zal afnemen, is het hier beschreven bevorderende effect van herbebossing op de winterneerslag in de context van waterbeschikbaarheid minder van belang dan in de zomer, wanneer het effect van landgebruiksveranderingen kleiner lijken te zijn. Wel lijken bossen door de grotere bewortelingsdiepte een grotere watervoorraad kunnen aanspreken waardoor ze in tijden van droogte langer kunnen blijven verdampen dan graslanden. Dit zou extreme hitte in tijden van droogte potentieel kunnen mitigeren.

8.3 Wat is de maatschappelijke en wetenschappelijke relevantie van nader onderzoek naar dit onderwerp, bijvoorbeeld door middel van modellen?

Binnen de bestaande literatuur bestaat veel wetenschappelijke kennis over de algemene werking van land-atmosfeerinteracties op een mondiale en Europese schaal, hoewel er minder kennis is over gematigde gebieden dan over tropische gebieden zoals de Amazone. Uit de literatuur blijkt onder andere dat land-atmosfeerinteracties sterk van plaats tot plaats verschillen. Om de kleine waterkringloop mee te nemen als sturend instrument in toekomstige grootschalige herontwikkelingen van ruimtelijke ordening, en het daarbij te gebruiken om Nederland beter bestand te maken tegen de negatieve gevolgen van klimaatverandering, is er kennis nodig over het effect van specifieke landgebruiksveranderingen op een specifieke locatie in Nederland. In de bestaande literatuur is deze kennis over de Nederlandse context op dit moment onvoldoende aanwezig om beleidsvraagstukken te kunnen beantwoorden. Enkele kennislacunes die op basis van dit onderzoek geformuleerd kunnen worden zijn:

- Er zijn nauwelijks modelstudies voor kleinschalige landgebruiksveranderingen in Nederland. Europese modelstudies kijken vaak naar complete herbebossing van het continent. Omdat bossen ook atmosferische circulatie kunnen beïnvloeden, zijn kleinschalige casestudies nodig om beleidsvraagstukken te kunnen beantwoorden.
- Er bestaat grote onzekerheid tussen modellen en tussen meetmethoden. Modellen blijken zeer gevoelig te zijn voor de parametrisatie van de vegetatie. Een vergelijking tussen modellen of het kalibreren van modellen met observaties kan de onzekerheid van voorspellingen verkleinen.
- Er bestaat weinig kennis over het effect van zowel schaal als ruimtelijke verdeling van landgebruiksveranderingen. Hierdoor is het onbekend hoe groot een herbebossingsproject bijvoorbeeld moet zijn om weerpatronen te beïnvloeden. Daarnaast zorgen niet-lokale klimaateffecten ervoor dat de ruimtelijke verdeling van landgebruik van belang is. Een stad zou namelijk, door de aanvoer van warme en droge lucht, verdamping in nabijgelegen gebieden kunnen bevorderen. Ook kan grote variatie in landgebruik de grootschalige ruwheid van het landschap vergroten in vergelijking met een meer homogeen landschap. Deze processen zijn tot op heden niet onderzocht.
- Op eenzelfde manier is het onbekend hoe land-atmosfeerinteracties werken over verschillende tijdschalen. Zou herbebossing door een toename in neerslag in het voorjaar, bijvoorbeeld, droogte in de zomer kunnen voorkomen?
- Er is weinig literatuur beschikbaar over het verhogen van neerslag door een hogere ruwheid van het landoppervlak omdat de meeste literatuur de focus legt op convectieve neerslag, terwijl dit in een Nederlandse context van belang lijkt te zijn.
- Er is weinig onderzoek gedaan naar hoe land-atmosfeerinteracties worden beïnvloed door de vochttoestand van het Europese landschap, in concreto de grondwaterstand, bodemvocht, wetlands en oppervlaktewater en daarmee de invloed van ontwatering en ontginning.

Door de actuele ontwikkelingen in rekenkracht van atmosferische modellen, zou het op dit moment met modelonderzoek mogelijk zijn een deel van deze kennislacunes te vullen. Hiervoor is onderzoek over verschillende schalen nodig. Door middel van bijvoorbeeld 'Large Eddy Simulation' zou op een kleine schaal gekeken kunnen worden naar de effecten van kleinschalige landgebruiksveranderingen op oppervlakteruwheid, de atmosferisch grenslaag en wolkenvorming. Vervolgens zouden regionale weermodellen informatie kunnen geven over grootschalige veranderingen in weerpatronen. Het is hiervoor van belang dat niet alleen gekeken wordt naar de lokale effecten van landgebruiksveranderingen, maar dat ook eventuele niet-lokale positieve of negatieve effecten meegenomen worden. Daarnaast zou er gekeken moeten worden naar de uiteindelijke waterbeschikbaarheid, zowel in de context van de netto

veranderingen van verdamping en neerslag, als hoe het water opgeslagen, afgevoerd en gebruikt wordt. Hierbij kunnen enkele vervolgvragen opgesteld worden:

- Wat is het effect van kleinschalige landgebruiksveranderingen op land-atmosfeerinteracties in Nederland?
- Hoe variëren deze land-atmosfeerinteracties over het jaar?
- Wat is het effect van ruimtelijke configuratie van landgebruik op land-atmosfeerinteracties?
- Wat zijn mogelijke niet-lokale (neven)effecten van deze landgebruiksveranderingen op omliggende gebieden?
- Wat is het effect van landgebruiksveranderingen op de waterbeschikbaarheid in Nederland?
- In hoeverre zijn landgebruiksveranderingen, via land-atmosfeer interacties, in staat klimaatverandering te bufferen?

Dit literatuuronderzoek geeft een overzicht van de huidige stand van kennis over land-atmosfeer interacties en benadrukt daarbij het mogelijke belang van de kleine waterkringloop op waterbeschikbaarheid. Vervolgonderzoek kan gebruikt worden om deze kennis verder uit te breiden aan de hand van specifieke beleidsvraagstukken. Om de negatieve gevolgen van wereldwijde klimaatverandering voor Nederland te beperken, is het daarom zowel maatschappelijk als wetenschappelijk van belang nader modelonderzoek te doen naar dit onderwerp.

Literatuur

- Abebe, B., & Savenije, H. (1995). Filtering the effect of orography from moisture recycling patterns. *Physics and Chemistry of the Earth*, 20(5-6), 521-526.
- Ahmad, J., & Eisma, J. A. (2023). Capturing Small-Scale Surface Temperature Variation across Diverse Urban Land Uses with a Small Unmanned Aerial Vehicle. *Remote Sensing*, 15(8).
- Ajaaj, A. A., Mishra, A. K., & Khan, A. A. (2018). Urban and peri-urban precipitation and air temperature trends in mega cities of the world using multiple trend analysis methods. *Theoretical and Applied Climatology*, 132(1-2), 403-418.
- Alexander, C. (2020). Normalised difference spectral indices and urban land cover as indicators of land surface temperature (LST). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 86.
- Alibakhshi, S., Naimi, B., Hovi, A., Crowther, T. W., & Rautiainen, M. (2020). Quantitative analysis of the links between forest structure and land surface albedo on a global scale. *Remote Sensing of Environment*, 246, 111854.
- Alkama, R., & Cescatti, A. (2016). Biophysical climate impacts of recent changes in global forest cover. *science*, 351(6273), 600-604.
- Andrich, M. A., & Imberger, J. (2013). The effect of land clearing on rainfall and fresh water resources in Western Australia: a multi-functional sustainability analysis. *International Journal of Sustainable Development & World Ecology*, 20(6), 549-563.
- Archer, N., Bonell, M., Coles, N., MacDonald, A., Stevenson, R., & Hallett, P. (2012). The relationship of forest and improved grassland to soil water storage and its implication on Natural Flood Management in the Scottish Borders.
- Archer, N. A., Otten, W., Schmidt, S., Bengough, A. G., Shah, N., & Bonell, M. (2016). Rainfall infiltration and soil hydrological characteristics below ancient forest, planted forest and grassland in a temperate northern climate. *Ecohydrology*, 9(4), 585-600.
- Arora, V. K., & Montenegro, A. (2011). Small temperature benefits provided by realistic afforestation efforts. *Nature Geoscience*, 4(8), 514-518.
- Asselin, O., Leduc, M., Paquin, D., Di Luca, A., Winger, K., Bukovsky, M., Music, B., & Giguère, M. (2022). On the Intercontinental Transferability of Regional Climate Model Response to Severe Forestation. *Climate*, 10(10), 138.
- Bala, G., Caldeira, K., Wickett, M., Phillips, T., Lobell, D., Delire, C., & Mirin, A. (2007). Combined climate and carbon-cycle effects of large-scale deforestation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(16), 6550-6555.
- Baldocchi, D., Kelliher, F. M., Black, T. A., & Jarvis, P. (2000). Climate and vegetation controls on boreal zone energy exchange. *Global Change Biology*, 6(S1), 69-83.
- Belušić, D., Fuentes-Franco, R., Strandberg, G., & Jukimenko, A. (2019). Afforestation reduces cyclone intensity and precipitation extremes over Europe. *Environmental Research Letters*, 14(7).
- Benedict, I., van Heerwaarden, C. C., van der Linden, E. C., Weerts, A. H., & Hazeleger, W. (2021). Anomalous moisture sources of the Rhine basin during the extremely dry summers of 2003 and 2018. *Weather and Climate Extremes*, 31, 100302.
- Bennett, B. M., & Barton, G. A. (2018). The enduring link between forest cover and rainfall: a historical perspective on science and policy discussions. *Forest Ecosystems*, 5(1), 1-9.
- Berg, A., Findell, K., Lintner, B., Giannini, A., Seneviratne, S. I., Van Den Hurk, B., Lorenz, R., Pitman, A., Hagemann, S., & Meier, A. (2016). Land-atmosphere feedbacks amplify aridity increase over land under global warming. *Nature Climate Change*, 6(9), 869-874.
- Beringer, J., Chapin III, F. S., Thompson, C. C., & McGuire, A. D. (2005). Surface energy exchanges along a tundra-forest transition and feedbacks to climate. *Agricultural and Forest Meteorology*, 131(3-4), 143-161.
- Betts, A. K., & Ball, J. H. (1997). Albedo over the boreal forest. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D24), 28901-28909.
- Betts, R. A. (2000). Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. *Nature*, 408(6809), 187-190.
- Betts, R. A., Boucher, O., Collins, M., Cox, P. M., Falloon, P. D., Gedney, N., Hemming, D. L., Huntingford, C., Jones, C. D., & Sexton, D. M. (2007a). Projected increase in continental runoff due to plant responses to increasing carbon dioxide. *Nature*, 448(7157), 1037-1041.
- Betts, R. A., Falloon, P. D., Goldewijk, K. K., & Ramankutty, N. (2007b). Biogeophysical effects of land use on climate: Model simulations of radiative forcing and large-scale temperature change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 142(2-4), 216-233.
- Birkinshaw, S. J., Bathurst, J. C., Iroumé, A., & Palacios, H. (2011). The effect of forest cover on peak flow and sediment discharge—an integrated field and modelling study in central-southern Chile. *Hydrological processes*, 25(8), 1284-1297.
- Bisselink, B., and, & Dolman, A. (2009). Recycling of moisture in Europe: contribution of evaporation to variability in very wet and dry years. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(9), 1685-1697.
- Blok, D., Schaepman-Strub, G., Bartholomeus, H., Heijmans, M. M., Maximov, T. C., & Berendse, F. (2011). The response of Arctic vegetation to the summer climate: relation between shrub cover, NDVI, surface albedo and temperature. *Environmental Research Letters*, 6(3), 035502.
- Boisier, J., de Noblet-Ducoudré, N., Pitman, A., Cruz, F., Delire, C., Van den Hurk, B., Van der Molen, M., Müller, C., & Voldoire, A. (2012). Attributing the impacts of land-cover changes in temperate regions on surface temperature and heat fluxes to specific causes: Results from the first LUCID set of simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D12).

-
- Bonan, G. (2015). *Ecological Climatology: Concepts and Applications* (3 ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Bonan, G. (2023). *Seeing the Forest for the Trees*: Cambridge University Press.
- Bonan, G. B. (2008). Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *science*, 320(5882), 1444-1449.
- Bonan, G. B. (2016). Forests, climate, and public policy: A 500-year interdisciplinary odyssey. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 47, 97-121.
- Boonekamp, M. (2023). *The influence of local land use on the local weather*. (Msc). Universiteit Utrecht, Utrecht.
- Bosman, P. J., van Heerwaarden, C. C., & Teuling, A. J. (2019). Sensible heating as a potential mechanism for enhanced cloud formation over temperate forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(719), 450-468.
- Boysen, L. R., Brovkin, V., Arora, V. K., Cadule, P., de Noblet-Ducoudré, N., Kato, E., Pongratz, J., & Gayler, V. (2014). Global and regional effects of land-use change on climate in 21st century simulations with interactive carbon cycle. *Earth System Dynamics*, 5(2), 309-319.
- Boysen, L. R., Brovkin, V., Pongratz, J., Lawrence, D. M., Lawrence, P., Vuichard, N., Peylin, P., Liddicoat, S., Hajima, T., & Zhang, Y. (2020). Global climate response to idealized deforestation in CMIP6 models. *Biogeosciences*, 17(22), 5615-5638.
- Branch, O., & Wulfmeyer, V. (2019). Deliberate enhancement of rainfall using desert plantations. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(38), 18841-18847.
- Breil, M., Davin, E. L., & Rechid, D. (2021). What determines the sign of the evapotranspiration response to afforestation in European summer? *Biogeosciences*, 18(4), 1499-1510.
- Breil, M., Krawczyk, F., & Pinto, J. G. (2023a). The response of the regional longwave radiation balance and climate system in Europe to an idealized afforestation experiment. *Earth System Dynamics*, 14(1), 243-253.
- Breil, M., Rechid, D., Davin, E. L., de Noblet-Ducoudré, N., Katragkou, E., Cardoso, R. M., Hoffmann, P., Jach, L., Soares, P., & Sofiadis, G. (2020). The opposing effects of reforestation and afforestation on the diurnal temperature cycle at the surface and in the lowest atmospheric model level in the European summer. *Journal of Climate*, 33(21), 9159-9179.
- Breil, M., Weber, A., & Pinto, J. G. (2023b). The potential of an increased deciduous forest fraction to mitigate the effects of heat extremes in Europe. *Biogeosciences*, 20(12), 2237-2250.
- Bright, R. M., Zhao, K., Jackson, R. B., & Cherubini, F. (2015). Quantifying surface albedo and other direct biogeophysical climate forcings of forestry activities. *Global Change Biology*, 21(9), 3246-3266.
- Brovkin, V., Boysen, L., Arora, V. K., Boisier, J., Cadule, P., Chini, L., Claussen, M., Friedlingstein, P., Gayler, V., & Van Den Hurk, B. (2013). Effect of anthropogenic land-use and land-cover changes on climate and land carbon storage in CMIP5 projections for the twenty-first century. *Journal of Climate*, 26(18), 6859-6881.
- Brovkin, V., Raddatz, T., Reick, C. H., Claussen, M., & Gayler, V. (2009). Global biogeophysical interactions between forest and climate. *Geophysical Research Letters*, 36(7).
- Buechel, M., Slater, L., & Dadson, S. (2022). Hydrological impact of widespread afforestation in Great Britain using a large ensemble of modelled scenarios. *Communications Earth & Environment*, 3(1).
- Buishand, A., Brandsma, T., De Martino, G., & Spreeuw, H. (2011). Ruimtelijke verdeling van neerslag-trends in Nederland in de afgelopen 100 jaar. *H2O*, 24.
- Buishand, T. A. (1979). Urbanization and changes in precipitation, a statistical approach. *Journal of Hydrology*, 40(3-4), 365-375.
- Bunyard, P. (2014). *How the Biotic Pump links the hydrological cycle and the rainforest to climate: Is it for real? How can we prove it?*
- Burakowski, E. A., Ollinger, S. V., Bonan, G. B., Wake, C. P., Dibb, J. E., & Hollinger, D. Y. (2016). Evaluating the climate effects of reforestation in New England using a Weather Research and Forecasting (WRF) model multiphysics ensemble. *Journal of Climate*, 29(14), 5141-5156.
- Butler, J. S., & Moser, C. (2007). Cloud cover and satellite images of deforestation. *Land Economics*, 83(2), 166-173.
- Catto, J. L., & Pfahl, S. (2013). The importance of fronts for extreme precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(19), 7911-7918.
- Cerasoli, S., Yin, J., & Porporato, A. (2021). Cloud cooling effects of afforestation and reforestation at midlatitudes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 118(33), e2026241118.
- Chacón, A., Sushama, L., & Beltrami, H. (2016). Biophysical impacts of land use change over North America as simulated by the Canadian regional climate model. *Atmosphere*, 7(3).
- Chapman, S., Syktus, J., Trancoso, R., Salazar, A., Thatcher, M., Watson, J. E., Meijaard, E., Sheil, D., Dargusch, P., & McAlpine, C. A. (2020). Compounding impact of deforestation on Borneo's climate during El Niño events. *Environmental Research Letters*, 15(8), 084006.
- Chen, C., Ge, J., Guo, W., Cao, Y., Liu, Y., Luo, X., & Yang, L. (2022a). The Biophysical Impacts of Idealized Afforestation on Surface Temperature in China: Local and Nonlocal Effects. *Journal of Climate*, 35(23), 4233-4252.
- Chen, C., Li, D., Li, Y., Piao, S., Wang, X., Huang, M., Gentile, P., Nemani, R. R., & Myneni, R. B. (2020). Biophysical impacts of Earth greening largely controlled by aerodynamic resistance. *Science advances*, 6(47), eabb1981.
- Chen, G.-S., Notaro, M., Liu, Z., & Liu, Y. (2012). Simulated Local and Remote Biophysical Effects of Afforestation over the Southeast United States in Boreal Summer. *Journal of Climate*, 25(13), 4511-4522.
- Chen, L., & Dirmeyer, P. A. (2019). Differing responses of the diurnal cycle of land surface and air temperatures to deforestation. *Journal of Climate*, 32(20), 7067-7079.
- Chen, L., & Dirmeyer, P. A. (2020). Reconciling the disagreement between observed and simulated temperature responses to deforestation. *Nature communications*, 11(1), 202.

- Chen, L., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., & Schultz, N. M. (2018). Pairing FLUXNET sites to validate model representations of land-use/land-cover change. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(1), 111-125.
- Chen, S., Haase, D., Qureshi, S., & Firozjahi, M. K. (2022b). Integrated Land Use and Urban Function Impacts on Land Surface Temperature: Implications on Urban Heat Mitigation in Berlin with Eight-Type Spaces. *Sustainable Cities and Society*, 83.
- Chiu, C. T., Wang, K., Paschalis, A., Erfani, T., Peleg, N., Fatichi, S., Theeuwes, N., & Manoli, G. (2022). An analytical approximation of urban heat and dry islands and their impact on convection triggering. *Urban Climate*, 46, 101346.
- Chow, W. T. L., & Svoma, B. M. (2011). Analyses of nocturnal temperature cooling-rate response to historical local-scale urban land-use/land cover change. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(9), 1872-1883.
- Cuthbert, M. O., Rau, G., Ekström, M., O'Carroll, D., & Bates, A. (2022). Global climate-driven trade-offs between the water retention and cooling benefits of urban greening. *Nature communications*, 13(1), 518.
- Daniels, E., Lenderink, G., Hutjes, R., & Holtslag, A. (2014). Spatial precipitation patterns and trends in The Netherlands during 1951–2009. *International journal of climatology*, 34(6), 1773-1784.
- Daniels, E., Lenderink, G., Hutjes, R., & Holtslag, A. (2016a). Observed urban effects on precipitation along the Dutch West coast. *International journal of climatology*, 36(4), 2111-2119.
- Daniels, E., Lenderink, G., Hutjes, R., & Holtslag, A. (2016b). Relative impacts of land use and climate change on summer precipitation in the Netherlands. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(10), 4129-4142.
- Daniels, E., & Overeem, A. (2015). Regent het meer in de Randstad? *Meteorologica*, 4. Retrieved from https://cdn.knmi.nl/system/data_center_publications/files/000/069/828/original/daniels_overeem_cop_y1.pdf?1495621992
- Daniels, E. E. (2016). *Land surface impacts on precipitation in the Netherlands*. Wageningen University and Research,
- Daniels, E. E., Hutjes, R. W., Lenderink, G., Ronda, R. J., & Holtslag, A. A. (2015). Land surface feedbacks on spring precipitation in the Netherlands. *Journal of Hydrometeorology*, 16(1), 232-243.
- Davin, E. L., & de Noblet-Ducoudré, N. (2010). Climatic impact of global-scale deforestation: Radiative versus nonradiative processes. *Journal of Climate*, 23(1), 97-112.
- Davin, E. L., de Noblet-Ducoudré, N., & Friedlingstein, P. (2007). Impact of land cover change on surface climate: Relevance of the radiative forcing concept. *Geophysical Research Letters*, 34(13).
- Davin, E. L., Rechid, D., Breil, M., Cardoso, R. M., Coppola, E., Hoffmann, P., Jach, L. L., Katragkou, E., De Noblet-Ducoudré, N., Radtke, K., Raffa, M., Soares, P. M. M., Sofiadis, G., Strada, S., Strandberg, G., Tölle, M. H., Warrach-Sagi, K., & Wulfmeyer, V. (2020). Biogeophysical impacts of forestation in Europe: First results from the LUCAS (Land Use and Climate across Scales) regional climate model intercomparison. *Earth System Dynamics*, 11(1), 183-200.
- De Frenne, P., Zellweger, F., Rodríguez-Sánchez, F., Scheffers, B. R., Hylander, K., Luoto, M., Vellend, M., Verheyen, K., & Lenoir, J. (2019). Global buffering of temperatures under forest canopies. *Nature Ecology & Evolution*, 3(5), 744-749.
- De Groen, M., & Savenije, H. (1995). Do land use induced changes of evaporation affect rainfall in Southeastern Africa? *Physics and Chemistry of the Earth*, 20(5-6), 515-519.
- De Hertog, S. J., Havermann, F., Vanderkelen, I., Guo, S., Luo, F., Manola, I., Coumou, D., Davin, E. L., Duveiller, G., Lejeune, Q., Pongratz, J., Schleussner, C. F., Seneviratne, S. I., & Thiery, W. (2022). The biogeophysical effects of idealized land cover and land management changes in Earth system models. *Earth System Dynamics*, 13(3), 1305-1350.
- De Lombaerde, E., Vangansbeke, P., Lenoir, J., Van Meerbeek, K., Lembrechts, J., Rodríguez-Sánchez, F., Luoto, M., Scheffers, B., Haesen, S., & Aalto, J. (2022). Maintaining forest cover to enhance temperature buffering under future climate change. *Science of The Total Environment*, 810, 151338.
- de Louw, P. G., Witte, J.-P., van den Eertwegh, G., Bartholomeus, R. P., Pouwels, J., & Hunink, J. (2022). Beter bestand tegen droogte: oplossingsrichtingen voor een hydrologisch goed functionerend grondwatersysteem in de zandgebieden van Nederland. *Stromingen: vakblad voor hydrologen*, 28(1), 3-21.
- de Noblet-Ducoudré, N., Boisier, J.-P., Pitman, A., Bonan, G., Brovkin, V., Cruz, F., Delire, C., Gayler, V., Van den Hurk, B., & Lawrence, P. (2012). Determining robust impacts of land-use-induced land cover changes on surface climate over North America and Eurasia: results from the first set of LUCID experiments. *Journal of Climate*, 25(9), 3261-3281.
- Deardorff, J. W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 83(C4), 1889-1903.
- Devaraju, N., de Noblet-Ducoudré, N., Quesada, B., & Bala, G. (2018). Quantifying the relative importance of direct and indirect biophysical effects of deforestation on surface temperature and teleconnections. *Journal of Climate*, 31(10), 3811-3829.
- Dirmeyer, P. A., Balsamo, G., Blyth, E. M., Morrison, R., & Cooper, H. M. (2021). Land-atmosphere interactions exacerbated the drought and heatwave over northern Europe during summer 2018. *AGU Advances*, 2(2), e2020AV000283.
- Dolman, A. J., Moors, E. J., Elbers, J. A., & Snijders, W. (1998). Evaporation and surface conductance of three temperate forests in the Netherlands. *Annales des Sciences Forestières*, 55(1-2), 255-270.
- Durieux, L., Toledo Machado, L. A., & Laurent, H. (2003). The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. *Remote Sensing of Environment*, 86(1), 132-140.
- Duveiller, G., Caporaso, L., Abad-Viñas, R., Perugini, L., Grassi, G., Arneth, A., & Cescatti, A. (2020). Local biophysical effects of land use and land cover change: towards an assessment tool for policy makers. *Land Use Policy*, 91, 104382.

- Duveiller, G., Filipponi, F., Ceglar, A., Bojanowski, J., Alkama, R., & Cescatti, A. (2021). Revealing the widespread potential of forests to increase low level cloud cover. *Nature communications*, 12(1), 4337.
- Duveiller, G., Hooker, J., & Cescatti, A. (2018a). A dataset mapping the potential biophysical effects of vegetation cover change. *Scientific data*, 5(1), 1-15.
- Duveiller, G., Hooker, J., & Cescatti, A. (2018b). The mark of vegetation change on Earth's surface energy balance. *Nature communications*, 9(1), 679.
- EEA. (2015). *Water-retention potential of Europe's forests: A European overview to support natural water-retention measures*.
- Ek, R. v., Klop, S., Wit, J. d., Bartholomeus, R., & Witte, J. P. M. (2021). *Effecten van Droogte 2018 op natuurlijke vegetatie: analyse van vegetatieopnamen en grondwaterstanden op de Hoge Zandgronden van Nederland*.
- Ellison, D., Morris, C. E., Locatelli, B., Sheil, D., Cohen, J., Murdiyarsa, D., Gutierrez, V., Van Noordwijk, M., Creed, I. F., & Pokorny, J. (2017). Trees, forests and water: Cool insights for a hot world. *Global environmental change*, 43, 51-61.
- Ellison, D., N. Futter, M., & Bishop, K. (2012). On the forest cover–water yield debate: from demand-to supply-side thinking. *Global Change Biology*, 18(3), 806-820.
- Esau, I., & Lyons, T. (2002). Effect of sharp vegetation boundary on the convective atmospheric boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, 114(1-2), 3-13.
- Fallmann, J., Kumar, V., Barra, M., & Tost, H. (2022). *The Impact of Imperviousness on Boundary Layer Mixing, Air Pollution and Cloud Formation over Urban Areas*. Paper presented at the Springer Proceedings in Complexity.
- Filoso, S., Bezerra, M. O., Weiss, K. C., & Palmer, M. A. (2017). Impacts of forest restoration on water yield: A systematic review. *PLoS one*, 12(8), e0183210.
- Findell, K. L., Berg, A., Gentine, P., Krasting, J. P., Lintner, B. R., Malyshev, S., Santanello Jr, J. A., & Shevliakova, E. (2017). The impact of anthropogenic land use and land cover change on regional climate extremes. *Nature communications*, 8(1), 989.
- Findell, K. L., & Eltahir, E. A. (2003a). Atmospheric controls on soil moisture–boundary layer interactions. Part I: Framework development. *Journal of Hydrometeorology*, 4(3), 552-569.
- Findell, K. L., & Eltahir, E. A. (2003b). Atmospheric controls on soil moisture–boundary layer interactions. Part II: Feedbacks within the continental United States. *Journal of Hydrometeorology*, 4(3), 570-583.
- Findell, K. L., Gentine, P., Lintner, B. R., & Kerr, C. (2011). Probability of afternoon precipitation in eastern United States and Mexico enhanced by high evaporation. *Nature Geoscience*, 4(7), 434-439.
- Fletcher, T. D., Andrieu, H., & Hamel, P. (2013). Understanding, management and modelling of urban hydrology and its consequences for receiving waters: A state of the art. *Advances in Water Resources*, 51, 261-279.
- Foken, T., Leuning, R., Oncley, S. R., Mauder, M., & Aubinet, M. (2012). Corrections and data quality control. *Eddy covariance: a practical guide to measurement and data analysis*, 85-131.
- Forzieri, G., Alkama, R., Miralles, D. G., & Cescatti, A. (2017). Satellites reveal contrasting responses of regional climate to the widespread greening of Earth. *science*, 356(6343), 1180-1184.
- Gaertner, B. A., Zegre, N., Warner, T., Fernandez, R., He, Y., & Merriam, E. R. (2019). Climate, forest growing season, and evapotranspiration changes in the central Appalachian Mountains, USA. *Science of The Total Environment*, 650, 1371-1381.
- Gago, E. J., & Berrizbeitia, S. E. (2022). Effects of land use composition and pattern on land surface temperature: an urban heat island study in the megacities of Scotland, UK, using time series of landsat TM/ETM + data. In *Global Urban Heat Island Mitigation* (pp. 109-129).
- Gálos, B., Hagemann, S., Hänsler, A., Kindermann, G., Rechid, D., Sieck, K., Teichmann, C., & Jacob, D. (2013). Case study for the assessment of the biogeophysical effects of a potential afforestation in Europe. *Carbon Balance and Management*, 8(1).
- Garcia-Carreras, L., Parker, D. J., Taylor, C. M., Reeves, C. E., & Murphy, J. G. (2010). Impact of mesoscale vegetation heterogeneities on the dynamical and thermodynamic properties of the planetary boundary layer. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D3).
- Ge, X., Mauree, D., Castello, R., & Scartezini, J. L. (2020). Spatio-temporal relationship between land cover and land surface temperature in urban areas: A case study in Geneva and Paris. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 9(10).
- Golroudbary, V. R., Zeng, Y., Mannaerts, C. M., & Su, Z. (2016). *Land cover effects on extreme precipitation in the Netherlands*. Paper presented at the European Space Agency, (Special Publication) ESA SP.
- Golroudbary, V. R., Zeng, Y., Mannaerts, C. M., & Su, Z. (2018). Urban impacts on air temperature and precipitation over the Netherlands. *Climate Research*, 75(2), 95-109.
- Golroudbary, V. R., Zeng, Y., Mannaerts, C. M., & Su, Z. (2019). Response of extreme precipitation to urbanization over the Netherlands. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 58(4), 645-661.
- Golroudbary, V. R., Zeng, Y., Mannaerts, C. M., & Su, Z. B. (2017). Detecting the effect of urban land use on extreme precipitation in the Netherlands. *Weather and Climate Extremes*, 17, 36-46.
- Gordon, L. J., Steffen, W., Jönsson, B. F., Folke, C., Falkenmark, M., & Johannessen, Å. (2005). Human modification of global water vapor flows from the land surface. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102(21), 7612-7617.
- Guillod, B. P., Orlowsky, B., Miralles, D. G., Teuling, A. J., & Seneviratne, S. I. (2015). Reconciling spatial and temporal soil moisture effects on afternoon rainfall. *Nature communications*, 6(1), 6443.
- Haesen, S., Lembrechts, J. J., De Frenne, P., Lenoir, J., Aalto, J., Ashcroft, M. B., Kopecký, M., Luoto, M., Maclean, I., & Nijs, I. (2021). ForestTemp–Sub-canopy microclimate temperatures of European forests. *Global Change Biology*, 27(23), 6307-6319.

- Hamberg, L. J., Fisher, J. B., Ruppert, J. L. W., Tureček, J., Rosen, D. H., & James, P. M. A. (2022). Assessing and modeling diurnal temperature buffering and evapotranspiration dynamics in forest restoration using ECOSTRESS thermal imaging. *Remote Sensing of Environment*, 280.
- Hamilton, S. K., Hussain, M. Z., Lowrie, C., Basso, B., & Robertson, G. P. (2018). Evapotranspiration is resilient in the face of land cover and climate change in a humid temperate catchment. *Hydrological processes*, 32(5), 655-663.
- Harman, I. N. (2012). The role of roughness sublayer dynamics within surface exchange schemes. *Boundary-layer meteorology*, 142, 1-20.
- Harsch, N., Brandenburg, M., & Klemm, O. (2009). Large-scale lysimeter site St. Arnold, Germany: analysis of 40 years of precipitation, leachate and evapotranspiration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(3), 305-317.
- Henderson-Sellers, A., & Wilson, M. (1983). Surface albedo data for climatic modeling. *Reviews of Geophysics*, 21(8), 1743-1778.
- Heusinkveld, B. G., Steeneveld, G. v., Van Hove, L., Jacobs, C., & Holtslag, A. (2014). Spatial variability of the Rotterdam urban heat island as influenced by urban land use. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(2), 677-692.
- Hirsch, A. L., Guillod, B. P., Seneviratne, S. I., Beyerle, U., Boysen, L. R., Brovkin, V., Davin, E. L., Doelman, J. C., Kim, H., & Mitchell, D. M. (2018). Biogeophysical impacts of land-use change on climate extremes in low-emission scenarios: results from HAPPI-Land. *Earth's future*, 6(3), 396-409.
- Hoek van Dijke, A. J., Herold, M., Mallick, K., Benedict, I., Machwitz, M., Schlerf, M., Pranindita, A., Theeuwen, J. J., Bastin, J.-F., & Teuling, A. J. (2022). Shifts in regional water availability due to global tree restoration. *Nature Geoscience*, 15(5), 363-368.
- Hovi, A., Lindberg, E., Lang, M., Arumäe, T., Peuhkurinen, J., Sirparanta, S., Pyankov, S., & Rautiainen, M. (2019). Seasonal dynamics of albedo across European boreal forests: Analysis of MODIS albedo and structural metrics from airborne LiDAR. *Remote Sensing of Environment*, 224, 365-381.
- Hrachowitz, M., Stockinger, M., Coenders-Gerrits, M., van der Ent, R., Bogena, H., Lücke, A., & Stumpp, C. (2021). Reduction of vegetation-accessible water storage capacity after deforestation affects catchment travel time distributions and increases young water fractions in a headwater catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(9), 4887-4915.
- Huang, B., Hu, X., Fuglstad, G. A., Zhou, X., Zhao, W., & Cherubini, F. (2020). Predominant regional biophysical cooling from recent land cover changes in Europe. *Nature communications*, 11(1).
- Huang, B., Li, Y., Liu, Y., Hu, X., Zhao, W., & Cherubini, F. (2023). A simplified multi-model statistical approach for predicting the effects of forest management on land surface temperature in Fennoscandia. *Agricultural and Forest Meteorology*, 332, 109362.
- Huff, F., & Changnon Jr, S. (1973). Precipitation modification by major urban areas. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 54(12), 1220-1233.
- Igun, E., & Williams, M. (2018). Impact of urban land cover change on land surface temperature. *Global Journal of Environmental Science and Management*, 4(1), 47-58.
- Ilstedt, U., Malmer, A., Verbeeten, E., & Murdiyarsa, D. (2007). The effect of afforestation on water infiltration in the tropics: a systematic review and meta-analysis. *Forest ecology and management*, 251(1-2), 45-51.
- IPCC. (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- IPCC. (2022). Summary for Policymakers. In C. Intergovernmental Panel on Climate (Ed.), *Global Warming of 1.5°C: IPCC Special Report on Impacts of Global Warming of 1.5°C above Pre-industrial Levels in Context of Strengthening Response to Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty* (pp. 1-24). Cambridge: Cambridge University Press.
- IPCC. (2023). *Summary for Policymakers*.
- Jach, L., Schwitalla, T., Branch, O., Warrach-Sagi, K., & Wulfmeyer, V. (2022). Sensitivity of land-atmosphere coupling strength to changing atmospheric temperature and moisture over Europe. *Earth Syst. Dynam.*, 13(1), 109-132.
- Jach, L., Warrach-Sagi, K., Ingwersen, J., Kaas, E., & Wulfmeyer, V. (2020). Land Cover Impacts on Land-Atmosphere Coupling Strength in Climate Simulations With WRF Over Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(18), e2019JD031989.
- Jackson, R. B., Randerson, J. T., Canadell, J. G., Anderson, R. G., Avissar, R., Baldocchi, D. D., Bonan, G. B., Caldeira, K., Diffenbaugh, N. S., & Field, C. B. (2008). Protecting climate with forests. *Environmental Research Letters*, 3(4), 044006.
- Jacobs, C., Elbers, J., Brotsma, R., Hartogensis, O., Moors, E., Márquez, M. T. R.-C., & van Hove, B. (2015). Assessment of evaporative water loss from Dutch cities. *Building and environment*, 83, 27-38.
- Jansen, F. A., Jongen, H. J., Jacobs, C. M., Bosveld, F. C., Buzacott, A. J., Heusinkveld, B. G., Kruijt, B., van der Molen, M., Moors, E., & Steeneveld, G. J. (2023). Land cover control on the drivers of evaporation and sensible heat fluxes: An observation-based synthesis for the Netherlands. *Water Resources Research*, e2022WR034361.
- Jaramillo, F., Cory, N., Arheimer, B., Laudon, H., Van Der Velde, Y., Hasper, T. B., Teutschbein, C., & Uddling, J. (2018). Dominant effect of increasing forest biomass on evapotranspiration: Interpretations of movement in Budyko space. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(1), 567-580.
- Jiao, Y., Bu, K., Yang, J., Li, G., Shen, L., Liu, T., Yu, L., Zhang, S., & Zhang, H. (2021). Biophysical effects of temperate forests in regulating regional temperature and precipitation pattern across northeast China. *Remote Sensing*, 13(23).
- Jongen, H. J., Steeneveld, G.-J., Beringer, J., Christen, A., Chrysoulakis, N., Fortuniak, K., Hong, J., Hong, J.-W., Jacobs, C. M., & Järvi, L. (2022). Urban water storage capacity inferred from observed evapotranspiration recession. *Geophysical Research Letters*, 49(3), e2021GL096069.

- Keune, J., Gasper, F., Goergen, K., Hense, A., Shrestha, P., Sulis, M., & Kollet, S. (2016). Studying the influence of groundwater representations on land surface-atmosphere feedbacks during the European heat wave in 2003. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *121*(22), 13,301-313,325.
- Keys, P. W., & Falkenmark, M. (2018). Green water and African sustainability. *Food Security*, *10*, 537-548.
- Keys, P. W., Van der Ent, R., Gordon, L. J., Hoff, H., Nikoli, R., & Savenije, H. (2012). Analyzing precipitation sheds to understand the vulnerability of rainfall dependent regions. *Biogeosciences*, *9*(2), 733-746.
- Keys, P. W., Wang-Erlandsson, L., Gordon, L. J., Galaz, V., & Ebbesson, J. (2017). Approaching moisture recycling governance. *Global environmental change*, *45*, 15-23.
- Khanna, J., & Medvigy, D. (2014). Strong control of surface roughness variations on the simulated dry season regional atmospheric response to contemporary deforestation in Rondônia, Brazil. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *119*(23), 13,067-013,078.
- Kiehl, J. T., & Trenberth, K. E. (1997). Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *78*(2), 197-208.
- Kieskamp, A. M. M., Smeenge, H., Delforterie, W., & Van den Berg, L. J. L. (2020). *Veluwe bossen: Modelverdamping in relatie tot standplaatscondities en bosopstand*.
- Kleerekoper, L., van Esch, M., & Salcedo, T. B. (2012). How to make a city climate-proof, addressing the urban heat island effect. *Resources, Conservation and Recycling*, *64*, 30-38.
- KNMI. (2021). *KNMI Klimaatsignaal'21: hoe het klimaat in Nederland snel verandert*.
- KNMI. (2023a). *Klimaatnormalen 1991-2020*. Retrieved from <https://www.knmi.nl/klimaat-viewer>
- KNMI. (2023b). *KNMI'2023 klimaatscenario's voor Nederland*.
- Komatsu, H., Cho, J., Matsumoto, K., & Otsuki, K. (2012). Simple modeling of the global variation in annual forest evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, *420-421*, 380-390.
- Kool, A. M. (2021). *Linking cooling by nature and urban drought reduction to irrigation measures*.
- Koopmans, S., Ronda, R., Steeneveld, G. J., Holtslag, A. A. M., & Tank, A. M. G. K. (2018). Quantifying the effect of different urban planning strategies on heat stress for current and future climates in the agglomeration of The Hague (The Netherlands). *Atmosphere*, *9*(9).
- Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C. T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C.-H., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y. C., Taylor, C. M., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y., & Yamada, T. (2004). Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *science*, *305*(5687), 1138-1140.
- Köstner, B. (2001). Evaporation and transpiration from forests in Central Europe - Relevance of patch-level studies for spatial scaling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *76*(1-2), 69-82.
- Kraijenhoff Van De Leur, D. A., & Prak, H. (1979). Urbanization, industrialization and heavy summer rainfalls: A reconnaissance. *H2O*, *12*(4), 75-78+67.
- Kravcik, M., Pokorny, J., Kohutiar, J., Kovac, M., & Toth, E. (2007). *Water for the Recovery of the Climate - A New Water Paradigm*.
- Krayenhoff, E. S., Broadbent, A. M., Zhao, L., Georgescu, M., Middel, A., Voogt, J. A., Martilli, A., Sailor, D. J., & Erell, E. (2021). Cooling hot cities: A systematic and critical review of the numerical modelling literature. *Environmental Research Letters*, *16*(5), 053007.
- Kuusinen, N., Tomppo, E., Shuai, Y., & Berninger, F. (2014). Effects of forest age on albedo in boreal forests estimated from MODIS and Landsat albedo retrievals. *Remote Sensing of Environment*, *145*, 145-153.
- Laguë, M. M., Bonan, G. B., & Swann, A. L. (2019). Separating the impact of individual land surface properties on the terrestrial surface energy budget in both the coupled and uncoupled land-atmosphere system. *Journal of Climate*, *32*(18), 5725-5744.
- Laguë, M. M., & Swann, A. L. (2016). Progressive midlatitude afforestation: Impacts on clouds, global energy transport, and precipitation. *Journal of Climate*, *29*(15), 5561-5573.
- Laguë, M. M., Swann, A. L., & Boos, W. R. (2021). Radiative feedbacks on land surface change and associated tropical precipitation shifts. *Journal of Climate*, *34*(16), 6651-6672.
- Lal, P., Shekhar, A., & Kumar, A. (2021). Quantifying Temperature and Precipitation Change Caused by Land Cover Change: A Case Study of India Using the WRF Model. *FRONTIERS IN ENVIRONMENTAL SCIENCE*, *9*.
- Lansu, E. M., van Heerwaarden, C., Stegehuis, A. I., & Teuling, A. J. (2020). Atmospheric aridity and apparent soil moisture drought in European forest during heat waves. *Geophysical Research Letters*, *47*(6), e2020GL087091.
- Lejeune, Q., Davin, E. L., Gudmundsson, L., Winckler, J., & Seneviratne, S. I. (2018). Historical deforestation locally increased the intensity of hot days in northern mid-latitudes. *Nature Climate Change*, *8*(5), 386-390.
- Leuzinger, S., & Körner, C. (2007). Tree species diversity affects canopy leaf temperatures in a mature temperate forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, *146*(1-2), 29-37.
- Li, S., Yan, Q., Liu, Z., Wang, X., Yu, F., Teng, D., Sun, Y., Lu, D., Zhang, J., & Gao, T. (2023). Seasonality of albedo and fraction of absorbed photosynthetically active radiation in the temperate secondary forest ecosystem: A comprehensive observation using Qingyuan Ker towers. *Agricultural and Forest Meteorology*, *333*, 109418.
- Li, Y., Fan, J., Hu, Z., Shao, Q., Zhang, L., & Yu, H. (2015a). Influence of land use patterns on evapotranspiration and its components in a temperate grassland ecosystem. *Advances in Meteorology*, *2015*.
- Li, Y., Noblet-Ducoudré, D., Davin, E. L., Motesharrei, S., Zeng, N., Li, S., & Kalnay, E. (2016). The role of spatial scale and background climate in the latitudinal temperature response to deforestation. *Earth System Dynamics*, *7*(1), 167-181.
- Li, Y., Zhao, M., Motesharrei, S., Mu, Q., Kalnay, E., & Li, S. (2015b). Local cooling and warming effects of forests based on satellite observations. *Nature communications*, *6*(1), 6603.
- Liu, J., & Niyogi, D. (2019). Meta-analysis of urbanization impact on rainfall modification. *Scientific reports*, *9*(1), 1-14.

- Lorenz, J. M., Kronenberg, R., Bernhofer, C., & Niyogi, D. (2019). Urban Rainfall Modification: Observational Climatology Over Berlin, Germany. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(2), 731-746.
- Lovejoy, T. E., & Nobre, C. (2018). Amazon Tipping Point. *Science advances*, 4(2), eaat2340.
- Luyssaert, S., Jammot, M., Stoy, P. C., Estel, S., Pongratz, J., Ceschia, E., Churkina, G., Don, A., Erb, K., Ferlicoq, M., Gielen, B., Grünwald, T., Houghton, R. A., Klumpp, K., Knohl, A., Kolb, T., Kuemmerle, T., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., McGrath, M. J., Meyfroidt, P., Moors, E. J., Naudts, K., Novick, K., Otto, J., Pilegaard, K., Pio, C. A., Rambal, S., Rebmann, C., Ryder, J., Suyker, A. E., Varlagin, A., Wattenbach, M., & Dolman, A. J. (2014). Land management and land-cover change have impacts of similar magnitude on surface temperature. *Nature Climate Change*, 4(5), 389-393.
- Luyssaert, S., Marie, G., Valade, A., Chen, Y.-Y., Njakou Djomo, S., Ryder, J., Otto, J., Naudts, K., Lansø, A. S., & Ghattas, J. (2018). Trade-offs in using European forests to meet climate objectives. *Nature*, 562(7726), 259-262.
- Mahmood, R., Pielke Sr, R. A., Hubbard, K. G., Niyogi, D., Dirmeyer, P. A., McAlpine, C., Carleton, A. M., Hale, R., Gameda, S., & Beltrán-Przekurat, A. (2014). Land cover changes and their biogeophysical effects on climate. *International journal of climatology*, 34(4), 929-953.
- Makarieva, A. M., & Gorshkov, V. G. (2007). Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(2), 1013-1033.
- Makarieva, A. M., Gorshkov, V. G., & Li, B.-L. (2006). Conservation of water cycle on land via restoration of natural closed-canopy forests: implications for regional landscape planning. *Ecological Research*, 21(6), 897-906.
- Makarieva, A. M., Gorshkov, V. G., & Li, B.-L. (2009). Precipitation on land versus distance from the ocean: evidence for a forest pump of atmospheric moisture. *Ecological complexity*, 6(3), 302-307.
- Makarieva, A. M., Gorshkov, V. G., Sheil, D., Nobre, A. D., Bunyard, P., & Li, B.-L. (2014). Why does air passage over forest yield more rain? Examining the coupling between rainfall, pressure, and atmospheric moisture content. *Journal of Hydrometeorology*, 15(1), 411-426.
- Massaro, E., Schifanella, R., Piccardo, M., Caporaso, L., Taubenböck, H., Cescatti, A., & Duveiller, G. (2023). Spatially-optimized urban greening for reduction of population exposure to land surface temperature extremes. *Nature communications*, 14(1), 2903.
- McPherson, R. A. (2007). A review of vegetation-atmosphere interactions and their influences on mesoscale phenomena. *Progress in Physical Geography*, 31(3), 261-285.
- Meier, R., Davin, E. L., Lejeune, Q., Hauser, M., Li, Y., Martens, B., Schultz, N. M., Sterling, S., & Thiery, W. (2018). Evaluating and improving the Community Land Model's sensitivity to land cover. *Biogeosciences*, 15(15), 4731-4757.
- Meier, R., Schwaab, J., Seneviratne, S. I., Sprenger, M., Lewis, E., & Davin, E. L. (2021). Empirical estimate of forestation-induced precipitation changes in Europe. *Nature Geoscience*, 14(7), 473-478.
- Millán, M., Estrela, M. J., Sanz, M. J., Mantilla, E., Martín, M., Pastor, F., Salvador, R., Vallejo, R., Alonso, L., & Gangoiti, G. (2005). Climatic feedbacks and desertification: the Mediterranean model. *Journal of Climate*, 18(5), 684-701.
- Miralles, D. G., Gentile, P., Seneviratne, S. I., & Teuling, A. J. (2019). Land-atmospheric feedbacks during droughts and heatwaves: state of the science and current challenges. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436(1), 19-35.
- Miralles, D. G., Nieto, R., McDowell, N. G., Dorigo, W. A., Verhoest, N. E., Liu, Y. Y., Teuling, A. J., Dolman, A. J., Good, S. P., & Gimeno, L. (2016). Contribution of water-limited ecoregions to their own supply of rainfall. *Environmental Research Letters*, 11(12), 124007.
- Miralles, D. G., Teuling, A. J., Van Heerwaarden, C. C., & Vilà-Guerau de Arellano, J. (2014). Mega-heatwave temperatures due to combined soil desiccation and atmospheric heat accumulation. *Nature Geoscience*, 7(5), 345-349.
- Moderow, U., Aubinet, M., Feigenwinter, C., Kolle, O., Lindroth, A., Mölder, M., Montagnani, L., Rebmann, C., & Bernhofer, C. (2009). Available energy and energy balance closure at four coniferous forest sites across Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 98(3-4), 397-412.
- Mohan, M., & Kandy, A. (2015). Impact of urbanization and land-use/land-cover change on diurnal temperature range: A case study of tropical urban airshed of India using remote sensing data. *Science of The Total Environment*, 506-507, 453-465.
- Moors, E., van Ellen, W., Mol, J., & Swart, B. (2002). *Hydrologische Woordenlijst*. Utrecht: Nederlandse Hydrologische Vereniging.
- Morecroft, M., Taylor, M. E., & Oliver, H. R. (1998). Air and soil microclimates of deciduous woodland compared to an open site. *Agricultural and Forest Meteorology*, 90(1-2), 141-156.
- Müller, J. (2009). Forestry and water budget of the lowlands in northeast Germany--consequences for the choice of tree species and for forest management. *Journal of water and land development*, 13, 133.
- Murray, B., O'sullivan, D., Atkinson, J., & Webb, M. (2012). Ice nucleation by particles immersed in supercooled cloud droplets. *Chemical Society Reviews*, 41(19), 6519-6554.
- Nair, U. S., Ray, D. K., Lawton, R. O., Welch, R. M., Pielke, R. A., & Calvo-Alvarado, J. (2011). The impact of deforestation on orographic cloud formation in a complex tropical environment. In *Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management* (pp. 538-548).
- Nakai, T., Sumida, A., Daikoku, K., Matsumoto, K., van der Molen, M. K., Kodama, Y., Kononov, A. V., Maximov, T. C., Dolman, A. J., Yabuki, H., Hara, T., & Ohta, T. (2008). Parameterisation of aerodynamic roughness over boreal, cool- and warm-temperate forests. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148(12), 1916-1925.
- Naserikia, M., Hart, M. A., Nazarian, N., & Bechtel, B. (2022). Background climate modulates the impact of land cover on urban surface temperature. *Scientific reports*, 12(1).
- Naudts, K., Chen, Y., McGrath, M. J., Ryder, J., Valade, A., Otto, J., & Luyssaert, S. (2016). Europe's forest management did not mitigate climate warming. *science*, 351(6273), 597-600.

-
- Nistor, M. M., Man, T. C., Benzaghta, M. A., Nedumpallile Vasu, N., Dezsı, Ş., & Kizza, R. (2018). Land cover and temperature implications for the seasonal evapotranspiration in Europe. *Geographia Technica*, 13(1), 85-108.
- Noual, G., Brunet, Y., Le Moigne, P., & Lac, C. (2023). Simulating the effects of regional forest cover and windthrow-induced cover changes on mid-latitude boundary-layer clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, e2023JD038477.
- Novick, K. A., & Katul, G. G. (2020). The duality of reforestation impacts on surface and air temperature. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 125(4), e2019JG005543.
- O'Connor, J. C., Santos, M. J., Dekker, S. C., Rebel, K. T., & Tuinenburg, O. A. (2021). Atmospheric moisture contribution to the growing season in the Amazon arc of deforestation. *Environmental Research Letters*, 16(8), 084026.
- O'Neal, M. (1996). Interactions between land cover and convective cloud cover over Midwestern North America detected from GOES satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 17(6), 1149-1181.
- OBN/VBNE. (2021). *Droogte ingrijpend voor natuur in hoog Nederland*.
- Oke, T. R. (1982). The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108(455), 1-24.
- Oke, T. R. (1987). *Boundary Layer Climates* (2nd ed.): Routledge.
- Olchev, A., Rozinkina, I., Kuzmina, E., Nikitin, M., & Rivin, G. (2018). *Influence of forest cover changes on regional weather conditions: estimations using the mesoscale model COSMO*. Paper presented at the IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science.
- Osuji, G., Okon, M., Chukwuma, M., & Nwarie, I. (2010). Infiltration characteristics of soils under selected land use practices in Owerri, Southeastern Nigeria. *World journal of Agricultural sciences*, 6(3), 322-326.
- Oxoli, D., Ronchetti, G., Minghini, M., Molinari, M. E., Lotfian, M., Sona, G., & Brovelli, M. A. (2018). Measuring urban land cover influence on air temperature through multiple geo-data—the case of Milan, Italy. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 7(11).
- Pauli, E., Cermak, J., & Teuling, A. J. (2022). Enhanced nighttime fog and low stratus occurrence over the Landes forest, France. *Geophysical Research Letters*, 49(5), e2021GL097058.
- Perugini, L., Caporaso, L., Marconi, S., Cescatti, A., Quesada, B., de Noblet-Ducoudre, N., House, J. I., & Arneth, A. (2017). Biophysical effects on temperature and precipitation due to land cover change. *Environmental Research Letters*, 12(5), 053002.
- Petäjä, T., Tabakova, K., Manninen, A., Ezhova, E., O'Connor, E., Moisseev, D., Sinclair, V. A., Backman, J., Levula, J., & Luoma, K. (2022). Influence of biogenic emissions from boreal forests on aerosol-cloud interactions. *Nature Geoscience*, 15(1), 42-47.
- Philip, S. Y., Kew, S. F., Van Der Wiel, K., Wanders, N., & Van Oldenborgh, G. J. (2020). Regional differentiation in climate change induced drought trends in the Netherlands. *Environmental Research Letters*, 15(9), 094081.
- Pitman, A., Avila, F., Abramowitz, G., Wang, Y., Phipps, S., & de Noblet-Ducoudré, N. (2011). Importance of background climate in determining impact of land-cover change on regional climate. *Nature Climate Change*, 1(9), 472-475.
- Pitman, A. J. (2003). The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International journal of climatology*, 23(5), 479-510.
- Pranindita, A., Wang-Erlandsson, L., Fetzer, I., & Teuling, A. J. (2022). Moisture recycling and the potential role of forests as moisture source during European heatwaves. *Climate Dynamics*, 58(1-2), 609-624.
- Prevedello, J. A., Winck, G. R., Weber, M. M., Nichols, E., & Sinervo, B. (2019). Impacts of forestation and deforestation on local temperature across the globe. *PLoS one*, 14(3), e0213368.
- Puche, M., Vavassori, A., & Brovelli, M. A. (2023). Insights into the Effect of Urban Morphology and Land Cover on Land Surface and Air Temperatures in the Metropolitan City of Milan (Italy) Using Satellite Imagery and In Situ Measurements. *Remote Sensing*, 15(3).
- Querner, E. P., Tallaksen, L. M., Kašpárek, L., & Van Lanen, H. A. J. (1997). Impact of land-use, climate change and groundwater abstraction on streamflow droughts using physically-based models. *IAHS-AISH Publication*, 246, 171-179.
- Quesada, B., Arneth, A., & de Noblet-Ducoudré, N. (2017). Atmospheric, radiative, and hydrologic effects of future land use and land cover changes: A global and multimodel climate picture. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(10), 5113-5131.
- Rabin, R. M., & Martin, D. W. (1996). Satellite observations of shallow cumulus coverage over the central United States: An exploration of land use impact on cloud cover. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 101(D3), 7149-7155.
- Renaud, V., & Rebetez, M. (2009). Comparison between open-site and below-canopy climatic conditions in Switzerland during the exceptionally hot summer of 2003. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(5), 873-880.
- Rey-Sanchez, C., Wharton, S., Vilà-Guerau de Arellano, J., Paw U, K. T., Hemes, K. S., Fuentes, J. D., Osuna, J., Szutu, D., Ribeiro, J. V., Verfaillie, J., & Baldocchi, D. (2021). Evaluation of Atmospheric Boundary Layer Height From Wind Profiling Radar and Slab Models and Its Responses to Seasonality of Land Cover, Subsidence, and Advection. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(7).
- Rivas Soriano, L., Sánchez Llorente, J. M., González Zamora, A., & de Pablo Dávila, F. (2019). Influence of land cover on lightning and convective precipitation over the European continent. *Progress in Physical Geography*, 43(3), 352-364.
- Romanov, P. (1999). *Urban influence on cloud cover estimated from satellite data*. Paper presented at the Atmospheric Environment.
- Sanderson, M., Pope, E., Santini, M., Mercogliano, P., & Montesarchio, M. (2012). *Influences of EU forests on weather patterns: Final report*.

- Santanello, J. A., Dirmeyer, P. A., Ferguson, C. R., Findell, K. L., Tawfik, A. B., Berg, A., Ek, M., Gentine, P., Guillod, B. P., van Heerwaarden, C., Roundy, J., & Wulfmeyer, V. (2018). Land–Atmosphere Interactions: The LoCo Perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(6), 1253-1272.
- Savenije, H. (1995a). Recent extreme floods in Europe and the USA; challenges for the future. *Physics and Chemistry of the Earth*, 20(5-6), 433-437.
- Savenije, H. H. (1995b). Does moisture feedback affect rainfall significantly? *Physics and Chemistry of the Earth*, 20(5-6), 507-513.
- Savenije, H. H. (1995c). New definitions for moisture recycling and the relationship with land-use changes in the Sahel. *Journal of Hydrology*, 167(1-4), 57-78.
- Savenije, H. H. (1996). The runoff coefficient as the key to moisture recycling. *Journal of Hydrology*, 176(1-4), 219-225.
- Schrieber, K., Stull, R., & Zhang, Q. (1996). Distributions of surface-layer buoyancy versus lifting condensation level over a heterogeneous land surface. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(8), 1086-1107.
- Schultz, N. M., Lawrence, P. J., & Lee, X. (2017). Global satellite data highlights the diurnal asymmetry of the surface temperature response to deforestation. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 122(4), 903-917.
- Schumacher, D. L., Keune, J., Dirmeyer, P., & Miralles, D. G. (2022). Drought self-propagation in drylands due to land–atmosphere feedbacks. *Nature Geoscience*, 15(4), 262-268.
- Schwaab, J., Davin, E. L., Bebi, P., Duguay-Tetzlaff, A., Waser, L. T., Haeni, M., & Meier, R. (2020). Increasing the broad-leaved tree fraction in European forests mitigates hot temperature extremes. *Scientific reports*, 10(1), 14153.
- Schwingshackl, C., Hirschi, M., & Seneviratne, S. I. (2017). Quantifying spatiotemporal variations of soil moisture control on surface energy balance and near-surface air temperature. *Journal of Climate*, 30(18), 7105-7124.
- Selin-Norén, I., Vijn, M., Schouten, M., Verstand, D., & van Gestel, S. (2022). *Factsheet Agroforestry: Hoe kan agroforestry bijdragen aan klimaatadaptatie van landbouw?*
- Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., Orlowsky, B., & Teuling, A. J. (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3-4), 125-161.
- Sheil, D. (2018). Forests, atmospheric water and an uncertain future: the new biology of the global water cycle. *Forest Ecosystems*, 5(1), 1-22.
- Sheil, D., & Murdiyoso, D. (2009). How forests attract rain: an examination of a new hypothesis. *Bioscience*, 59(4), 341-347.
- Shepherd, J. M. (2005). A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future. *Earth Interactions*, 9(12), 1-27.
- Smith, C., Baker, J., & Spracklen, D. (2023). Tropical deforestation causes large reductions in observed precipitation. *Nature*, 615(7951), 270-275.
- Smith, M. C., Singarayer, J. S., Valdes, P. J., Kaplan, J. O., & Branch, N. P. (2016). The biogeophysical climatic impacts of anthropogenic land use change during the Holocene. *Climate of the Past*, 12(4), 923-941.
- Sofiadis, G., Katragkou, E., Davin, E. L., Rechid, D., de Noblet-Ducoudre, N., Breil, M., Cardoso, R. M., Hoffmann, P., Jach, L., & Meier, R. (2022). Afforestation impact on soil temperature in regional climate model simulations over Europe. *Geoscientific Model Development*, 15(2), 595-616.
- Somorowska, U., & Łaszewski, M. (2017). Human-influenced streamflow during extreme drought: identifying driving forces, modifiers, and impacts in an urbanized catchment in central Poland. *Water and Environment Journal*, 31(3), 345-352.
- Soubie, R., Heinesch, B., Granier, A., Aubinet, M., & Vincke, C. (2016). Evapotranspiration assessment of a mixed temperate forest by four methods: Eddy covariance, soil water budget, analytical and model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 228-229, 191-204.
- Spracklen, D., Baker, J., Garcia-Carreras, L., & Marsham, J. (2018). The effects of tropical vegetation on rainfall. *Annual Review of Environment and Resources*, 43, 193-218.
- Spracklen, D. V., Arnold, S. R., & Taylor, C. (2012). Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. *Nature*, 489(7415), 282-285.
- Staal, A., Fetzer, I., Wang-Erlandsson, L., Bosmans, J. H., Dekker, S. C., van Nes, E. H., Rockström, J., & Tuinenburg, O. A. (2020). Hysteresis of tropical forests in the 21st century. *Nature communications*, 11(1), 4978.
- Staal, A., Tuinenburg, O. A., Bosmans, J. H., Holmgren, M., van Nes, E. H., Scheffer, M., Zemp, D. C., & Dekker, S. C. (2018). Forest-rainfall cascades buffer against drought across the Amazon. *Nature Climate Change*, 8(6), 539-543.
- Steenefeld, G.-J., Koopmans, S., Heusinkveld, B., Van Hove, L., & Holtslag, A. (2011). Quantifying urban heat island effects and human comfort for cities of variable size and urban morphology in the Netherlands. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D20).
- Stegehuis, A. I., Vogel, M. M., Vautard, R., Ciais, P., Teuling, A. J., & Seneviratne, S. I. (2021). Early summer soil moisture contribution to Western European summer warming. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(17), e2021JD034646.
- Su, Y., Zhang, C., Chen, X., Liu, L., Ciais, P., Peng, J., Wu, S., Wu, J., Shang, J., Wang, Y., Yuan, W., Yang, Y., Wu, Z., & Laforetza, R. (2021). Aerodynamic resistance and Bowen ratio explain the biophysical effects of forest cover on understory air and soil temperatures at the global scale. *Agricultural and Forest Meteorology*, 308-309.
- Swann, A. L., Laguë, M. M., Garcia, E. S., Field, J. P., Breshears, D. D., Moore, D. J., Saleska, S. R., Stark, S. C., Villegas, J. C., & Law, D. J. (2018). Continental-scale consequences of tree die-offs in North America: identifying where forest loss matters most. *Environmental Research Letters*, 13(5), 055014.

-
- Swinbank, W. (1951). The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 8(3), 135-145.
- te Wierik, S. A., Cammeraat, E. L., Gupta, J., & Artzy-Randrup, Y. A. (2021). Reviewing the impact of land use and land-use change on moisture recycling and precipitation patterns. *Water Resources Research*, 57(7), e2020WR029234.
- te Wierik, S. A., Gupta, J., Cammeraat, E. L., & Artzy-Randrup, Y. A. (2020). The need for green and atmospheric water governance. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 7(2), e1406.
- Teng, H., Branstator, G., Tawfik, A. B., & Callaghan, P. (2019). Circumglobal response to prescribed soil moisture over North America. *Journal of Climate*, 32(14), 4525-4545.
- Ter Maat, H., Moors, E., Hutjes, R., Holtslag, A., & Dolman, A. (2013). Exploring the impact of land cover and topography on rainfall maxima in the Netherlands. *Journal of Hydrometeorology*, 14(2), 524-542.
- Teuling, A., Seneviratne, S. I., Williams, C., & Troch, P. (2006). Observed timescales of evapotranspiration response to soil moisture. *Geophysical Research Letters*, 33(23).
- Teuling, A. J. (2018a). A forest evapotranspiration paradox investigated using lysimeter data. *Vadose Zone Journal*, 17(1).
- Teuling, A. J. (2018b). A hot future for European droughts. *Nature Climate Change*, 8(5), 364-365.
- Teuling, A. J., De Badts, E. A., Jansen, F. A., Fuchs, R., Buitink, J., Van Dijke, A. J. H., & Sterling, S. M. (2019). Climate change, reforestation/afforestation, and urbanization impacts on evapotranspiration and streamflow in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(9), 3631-3652.
- Teuling, A. J., Seneviratne, S. I., Stöckli, R., Reichstein, M., Moors, E., Ciais, P., Luyssaert, S., Van Den Hurk, B., Ammann, C., & Bernhofer, C. (2010). Contrasting response of European forest and grassland energy exchange to heatwaves. *Nature Geoscience*, 3(10), 722-727.
- Teuling, A. J., Taylor, C. M., Meirink, J. F., Melsen, L. A., Miralles, D. G., Van Heerwaarden, C. C., Vautard, R., Stegehuis, A. I., Nabuurs, G.-J., & de Arellano, J. V.-G. (2017). Observational evidence for cloud cover enhancement over western European forests. *Nature communications*, 8(1), 14065.
- Theeuwes, J., Staal, A., Tuinenburg, O., Hamelers, B., & Dekker, S. (2022). Local moisture recycling across the globe. *EGU Sphere*, 1-20.
- Theeuwes, N. E., Barlow, J. F., Teuling, A. J., Grimmond, C. S. B., & Kotthaus, S. (2019). Persistent cloud cover over mega-cities linked to surface heat release. *Npj Climate and Atmospheric Science*, 2(1), 15.
- TNO. (1986). *Verklarende hydrologische woordenlijst*. Den Haag: Nederlandse organisatie voor toegepast natuurwetenschappelijk onderzoek.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., & Kiehl, J. (2009). Earth's global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3), 311-324.
- Tuinenburg, O. A., Bosmans, J. H., & Staal, A. (2022). The global potential of forest restoration for drought mitigation. *Environmental Research Letters*, 17(3), 034045.
- Tuinenburg, O. A., Theeuwes, J. J., & Staal, A. (2020). High-resolution global atmospheric moisture connections from evaporation to precipitation. *Earth System Science Data*, 12(4), 3177-3188.
- UNFCCC. (2015). *The Paris Agreement*. Paper presented at the Paris Climate Change Conference COP21, Paris.
- Van Breugel, P. B., Klaassen, W., & Moors, E. J. (1999). The spatial variability of turbulence above a forest. *Theoretical and Applied Climatology*, 62(1-2), 43-50.
- van den Eertwegh, G. (2021). *Droogte in zandgebieden van Zuid-, Midden- en Oost-Nederland: het verhaal-analyse van droogte 2018 en 2019 en bevindingen*.
- Van der Ent, R., & Savenije, H. (2011). Length and time scales of atmospheric moisture recycling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(5), 1853-1863.
- Van der Ent, R. J. (2014). *A new view on the hydrological cycle over continents*.
- Van der Ent, R. J., Savenije, H. H., Schaefli, B., & Steele-Dunne, S. C. (2010). Origin and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resources Research*, 46(9).
- Van der Molen, M., Dolman, A., & Bruijnzeel, L. (2006). Climate is affected more by maritime than by continental land use change: A multiple scale analysis. *Global and Planetary Change*, 54(1-2), 128-149.
- van Heerwaarden, C. C., & Teuling, A. J. (2014). Disentangling the response of forest and grassland energy exchange to heatwaves under idealized land-atmosphere coupling. *Biogeosciences*, 11(21), 6159-6171.
- Van Heerwaarden, C. C., Vilà-Guerau de Arellano, J., Moene, A. F., & Holtslag, A. A. (2009). Interactions between dry-air entrainment, surface evaporation and convective boundary-layer development. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 135(642), 1277-1291.
- Van Huijgevoort, M. H. J., Voortman, B. R., Rijpkema, S., Nijhuis, K. H. S., & Witte, J. P. M. (2020). Influence of climate and land use change on the groundwater system of the veluwe, the Netherlands: A historical and future perspective. *Water (Switzerland)*, 12(10), 1-16.
- Verstraeten, W. W., Muys, B., Feyen, J., Veroustraete, F., Minnaert, M., Meiresonne, L., & De Schrijver, A. (2005). Comparative analysis of the actual evapotranspiration of Flemish forest and cropland, using the soil water balance model WAVE. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(3), 225-241.
- Vilà-Guerau de Arellano, J., van Heerwaarden, C. C., van Stratum, B. J. H., & van den Dries, K. (2015). *Atmospheric Boundary Layer: Integrating Air Chemistry and Land Interactions*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Von Arx, G., Graf Pannatier, E., Thimonier, A., & Rebetez, M. (2013). Microclimate in forests with varying leaf area index and soil moisture: potential implications for seedling establishment in a changing climate. *Journal of ecology*, 101(5), 1201-1213.
- Voortman, B., Bartholomeus, R., Van der Zee, S., Bierkens, M. F., & Witte, J. P. M. (2015). Quantifying energy and water fluxes in dry dune ecosystems of the Netherlands. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(9), 3787-3805.

- Voortman, B., Bartholomeus, R., van der Zee, S., & Witte, J. (2018). Verdamping van droogteminnende duinvegetatie. *Stromingen: vakblad voor hydrologen*, 32(2), 7-12.
- Voortman, B., Fujita, Y., Bartholomeus, R., Aggenbach, C., & Witte, J. (2017). How the evaporation of dry dune grasslands evolves during the concerted succession of soil and vegetation. *Ecohydrology*, 10(4), e1848.
- Vulova, S., Meier, F., Rocha, A. D., Quanz, J., Nouri, H., & Kleinschmit, B. (2021). Modeling urban evapotranspiration using remote sensing, flux footprints, and artificial intelligence. *Science of The Total Environment*, 786, 147293.
- Wang-Erlandsson, L., Fetzer, I., Keys, P. W., Van Der Ent, R. J., Savenije, H. H., & Gordon, L. J. (2018). Remote land use impacts on river flows through atmospheric teleconnections. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(8), 4311-4328.
- Wang, C., Li, Y., Myint, S. W., Zhao, Q., & Wentz, E. A. (2019). Impacts of spatial clustering of urban land cover on land surface temperature across Köppen climate zones in the contiguous United States. *Landscape and Urban Planning*, 192.
- Wicke, W., & Bernhofer, C. (1996). Energy balance comparison of the Hartheim forest and an adjacent grassland site during the HartX experiment. *Theoretical and Applied Climatology*, 53, 49-58.
- Wilcox, B. P., Basant, S., Olariu, H., & Leite, P. A. (2022). Ecohydrological connectivity: A unifying framework for understanding how woody plant encroachment alters the water cycle in drylands. *FRONTIERS IN ENVIRONMENTAL SCIENCE*, 10.
- Williams, C. A., Reichstein, M., Buchmann, N., Baldocchi, D., Beer, C., Schwalm, C., Wohlfahrt, G., Hasler, N., Bernhofer, C., & Foken, T. (2012). Climate and vegetation controls on the surface water balance: Synthesis of evapotranspiration measured across a global network of flux towers. *Water Resources Research*, 48(6).
- Wilson, K. B., Hanson, P. J., & Baldocchi, D. D. (2000). Factors controlling evaporation and energy partitioning beneath a deciduous forest over an annual cycle. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102(2-3), 83-103.
- Winckler, J., Lejeune, Q., Reick, C. H., & Pongratz, J. (2019a). Nonlocal effects dominate the global mean surface temperature response to the biogeophysical effects of deforestation. *Geophysical Research Letters*, 46(2), 745-755.
- Winckler, J., Reick, C. H., Bright, R. M., & Pongratz, J. (2019b). Importance of surface roughness for the local biogeophysical effects of deforestation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(15), 8605-8618.
- Winckler, J., Reick, C. H., Luysaert, S., Cescatti, A., Stoy, P. C., Lejeune, Q., Raddatz, T., Chlond, A., Heidkamp, M., & Pongratz, J. (2019c). Different response of surface temperature and air temperature to deforestation in climate models. *Earth System Dynamics*, 10(3), 473-484.
- Windisch, M. G., Davin, E. L., & Seneviratne, S. I. (2021). Prioritizing forestation based on biogeochemical and local biogeophysical impacts. *Nature Climate Change*, 11(10), 867-871.
- Witte, J.-P. M., Voortman, B., & Nijhuis, K. (2019). Met het historische landschap verdween er water van de Veluwe. *Stromingen*, 33(1), 91-107.
- Wolf, S., Eugster, W., Ammann, C., Häni, M., Zielis, S., Hiller, R., Stieger, J., Imer, D., Merbold, L., & Buchmann, N. (2013). Contrasting response of grassland versus forest carbon and water fluxes to spring drought in Switzerland. *Environmental Research Letters*, 8(3).
- Wouters, H., Keune, J., Petrova, I. Y., Van Heerwaarden, C. C., Teuling, A. J., Pal, J. S., Vilà-Guerau de Arellano, J., & Miralles, D. G. (2022). Soil drought can mitigate deadly heat stress thanks to a reduction of air humidity. *Science advances*, 8(1), eabe6653.
- Wright, J. S., Fu, R., Worden, J. R., Chakraborty, S., Clinton, N. E., Risi, C., Sun, Y., & Yin, L. (2017). Rainforest-initiated wet season onset over the southern Amazon. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(32), 8481-8486.
- Xenakis, G., Ash, A., Siebicke, L., Perks, M., & Morison, J. I. L. (2021). Comparison of the carbon, water, and energy balances of mature stand and clear-fell stages in a British Sitka spruce forest and the impact of the 2018 drought. *Agricultural and Forest Meteorology*, 306.
- Xu, R., Li, Y., Teuling, A. J., Zhao, L., Spracklen, D. V., Garcia-Carreras, L., Meier, R., Chen, L., Zheng, Y., & Lin, H. (2022). Contrasting impacts of forests on cloud cover based on satellite observations. *Nature communications*, 13(1), 670.
- Yan, M., Liu, J., Wang, Z., & Ning, L. (2020). Biogeophysical impacts of land use/land cover change on 20th century anthropogenic climate compared to the impacts of greenhouse gas change. *International journal of climatology*, 40(15), 6560-6573.
- Yang, L., Ni, G., Tian, F., & Niyogi, D. (2021). Urbanization exacerbated rainfall over European suburbs under a warming climate. *Geophysical Research Letters*, 48(21), e2021GL095987.
- Yang, X., & Yao, L. (2022). Reexamining the relationship between surface urban heat island intensity and annual precipitation: Effects of reference rural land cover. *Urban Climate*, 41.
- Yosef, G., Walko, R., Avisar, R., Tatarinov, F., Rotenberg, E., & Yakir, D. (2018). Large-scale semi-arid afforestation can enhance precipitation and carbon sequestration potential. *Scientific reports*, 8(1), 996.
- Zawadzka, J. E., Harris, J. A., & Corstanje, R. (2021). The importance of spatial configuration of neighbouring land cover for explanation of surface temperature of individual patches in urban landscapes. *Landscape Ecology*, 36(11), 3117-3136.
- Zemp, D., Schleussner, C. F., Barbosa, H. d. M. J., & Rammig, A. (2017). Deforestation effects on Amazon forest resilience. *Geophysical Research Letters*, 44(12), 6182-6190.
- Zhang, L., Dawes, W., & Walker, G. (2001). Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37(3), 701-708.
- Zhang, M., Liu, N., Harper, R., Li, Q., Liu, K., Wei, X., Ning, D., Hou, Y., & Liu, S. (2017). A global review on hydrological responses to forest change across multiple spatial scales: Importance of scale, climate, forest type and hydrological regime. *Journal of Hydrology*, 546, 44-59.

-
- Zhang, X., Zhang, Y., Ma, N., Kong, D., Tian, J., Shao, X., & Tang, Q. (2021). Greening-induced increase in evapotranspiration over Eurasia offset by CO₂-induced vegetational stomatal closure. *Environmental Research Letters*, *16*(12).
- Zhang, Z., Paschalis, A., Mijic, A., Meili, N., Manoli, G., van Reeuwijk, M., & Fatichi, S. (2022). A mechanistic assessment of urban heat island intensities and drivers across climates. *Urban Climate*, *44*, 101215.
- Zhao, M., & Pitman, A. J. (2002). The impact of land cover change and increasing carbon dioxide on the extreme and frequency of maximum temperature and convective precipitation. *Geophysical Research Letters*, *29*(6).
- Zhou, W., Huang, G., & Cadenasso, M. L. (2011). Does spatial configuration matter? Understanding the effects of land cover pattern on land surface temperature in urban landscapes. *Landscape and Urban Planning*, *102*(1), 54-63.
- Zipper, S. C., Keune, J., & Kollet, S. J. (2019). Land use change impacts on European heat and drought: remote land-atmosphere feedbacks mitigated locally by shallow groundwater. *Environmental Research Letters*, *14*(4), 044012.

Bijlage A: zoektermen in Scopus

Tabel A1 | Zoektermen langebruik

Landgebruik	Land use (change)
	Land cover (change)
	Reforestation/forestation/afforestation/plantation/planting
	Deforestation/land clearing
	Forest/tree/vegetation
	Greenness/greening
	Urban/urbanization/urban heat island/city/cities
	Land-atmosphere interactions

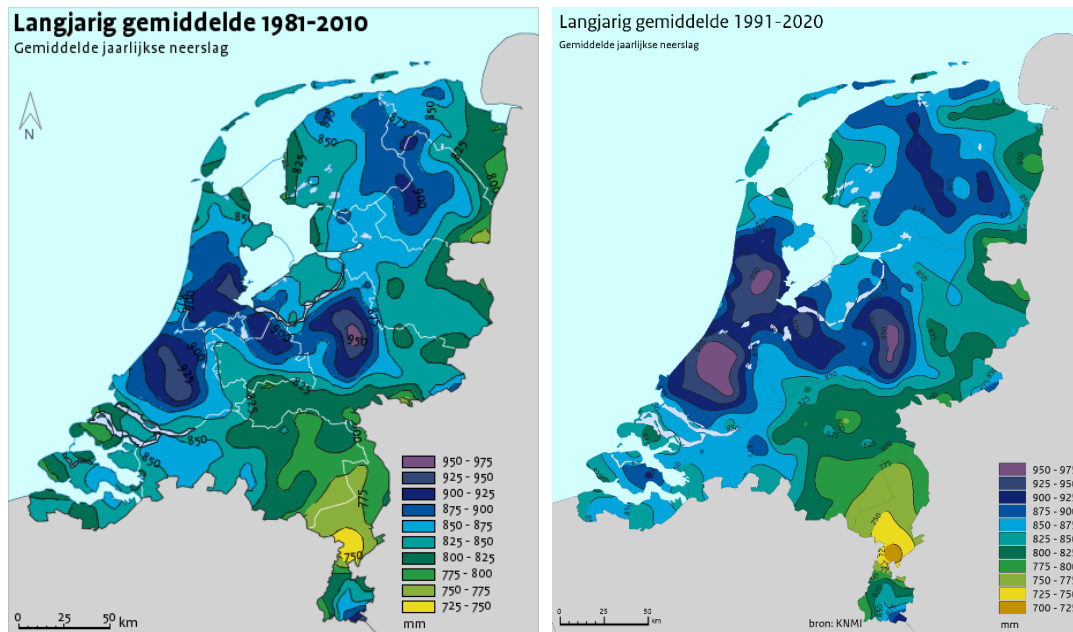
Tabel A2 | Zoektermen land-atmosfeer interacties

Verdamping en verdeling van energie aan het landoppervlak	Energy balance/fluxes/radiation
	Evaporation/evapotranspiration/evaporative/transpiration/water flux/
	Biophysical/biogeophysical
Turbulentie, temperatuur en de atmosferische grenslaag	Temperature/cooling/heating/warming
	Roughness/turbulence
	Atmosphere/atmospheric/boundary (layer)
Wolkenvorming	Clouds/convection/cumulus
Neerslag en atmosferische circulatie	Precipitation/rain/rainfall/drought
	Moisture recycling
	Biotic pump
Algemeen	Climate/atmosphere/weather
Neveneffecten	Groundwater/infiltration
	Streamflow/water retention/drought/runoff/discharge/water yield/water storage
	Water/hydrology

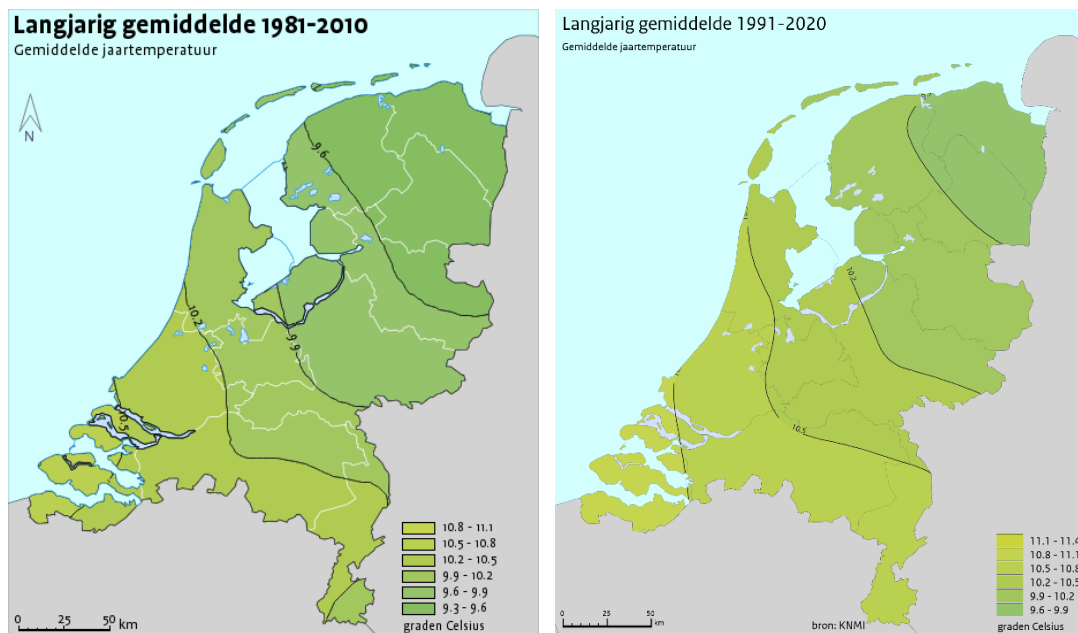
Tabel A3 | Zoektermen studiegebied/geografische afbakening

Studiegebied	Netherlands
	Belgium, Germany, Luxemburg, UK
	Europe
	Temperate
	Global

Bijlage B: klimaat in Nederland



Figuur B1 | Gemiddelde jaarlijkse neerslag voor de 1981-2010 (links) en 1991-2020 (rechts) periode in Nederland. Bron: KNMI (2023a).



Figuur B2 | Gemiddelde jaarlijkse temperatuur voor de 1981-2010 (links) en 1991-2020 (rechts) periode in Nederland. Bron: KNMI (2023a).

