

Klimawandelbedingte Änderungen in Atmosphäre und Hydrosphäre

Schlussbericht des Schwerpunktthemas Szenarienbildung (SP-101) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks

S. Brienen, A. Walter, C. Brendel, C. Fleischer, A. Ganske, M. Haller, M. Helms, S. Höpp, C. Jensen, K. Jochumsen, J. Möller, S. Krähenmann, E. Nilson, M. Rauthe, C. Razafimaharo, E. Rudolph, H. Rybka, N. Schade, K. Stanley



Themenfeld 1: Verkehr und Infrastruktur an Klimawandel und extreme Wetterereignisse anpassen

Zitiervorschlag

Brienen S, Walter A, Brendel C, Fleischer C, Ganske A, Haller M, Helms M, Höpp S, Jensen C, Jochumsen K, Möller J, Krähenmann S, Nilson E, Rauthe M, Razafimaharo C, Rudolph E, Rybka H, Schade N, Stanley K. (2020): Klimawandelbedingte Änderungen in Atmosphäre und Hydrosphäre: Schlussbericht des Schwerpunktthemas Szenarienbildung (SP-101) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks. 157 Seiten. DOI: 10.5675/ExpNBS2020.2020.02

Impressum

Digitale Publikationsreihe des Themenfeldes 1 „Verkehr und Infrastruktur an Klimawandel und extreme Wetterereignisse anpassen“ im BMVI-Expertennetzwerk „Wissen – Können – Handeln“ zu den Forschungsergebnissen der Schwerpunktthemen aus der 1. Forschungsphase (2016–2019).

Das Bundesministerium für Verkehr und Digitale Infrastruktur (BMVI) hat die Forschungsarbeiten im Rahmen des Ressortforschungsprogramms BMVI Expertennetzwerk „Wissen – Können – Handeln“ gefördert.

Internet: www.bmvi-expertennetzwerk.de

Autoren:

Deutscher Wetterdienst:

Dr. Susanne Brienen, Dr. Andreas Walter, Christoph Brendel, Dr. Michael Haller, Dr. Stefan Krähenmann, Dr. Monika Rauthe, Christène Razafimaharo, Kelly Stanley, Simona Höpp, Harald Rybka

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie:

Dr. Anette Ganske, Dr. Nils Schade, Jens Möller, Corinna Jensen, Dr. Kerstin Jochumsen

Bundesanstalt für Gewässerkunde:

Dr. Enno Nilson, Claudius Fleischer, Dr. Martin Helms

Bundesanstalt für Wasserbau:

Dr. Elisabeth Rudolph

Redaktionsschluss: April 2020

Titelbild: Grafik: DWD

DOI: 10.5675/ExpNBS2020.2020.02

Inhalt

1	Kernaussagen.....	1
2	Hintergrund.....	4
2.1	Motivation/Zielstellung.....	4
2.2	Grundlagen Klimawandel.....	5
3	Szenarienbildung.....	7
3.1	Klimaszenarien.....	7
3.1.1	Szenarien der Emission/Konzentration atmosphärischer Treibhausgase.....	7
3.1.2	Szenarien des Meeresspiegelanstiegs.....	8
3.1.3	Abflussszenarien.....	11
3.2	Nicht-Klimaszenarien.....	11
3.3	Konstruktion von Stresstest-Szenarien.....	14
3.3.1	Ableitung des Szenarios "Transportausfall der Schifffahrt durch Hochwasser".....	14
3.3.2	Ableitung des Szenarios "Extreme Transporteinschränkung der Schifffahrt durch Niedrigwasser".....	16
3.4	Umgang mit Szenarien.....	18
3.5	Gemeinsame Festlegungen.....	19
4	Datenprodukte und Methoden.....	21
4.1	Referenzdatensätze.....	21
4.1.1	HYRAS-Daten.....	21
4.1.2	Abflusspegel-Daten des Bundes und der Länder.....	27
4.1.3	Nordsee- und Ostseeklimatologie.....	28
4.2	Klimasimulationsdaten.....	28
4.2.1	Regionale Klimaprojektionen für das Binnenland.....	28
4.2.2	Hochaufgelöste Klimasimulationen.....	32
4.2.3	Regionale Klimaprojektionen für die Küste mit gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modellen.....	35
4.3	Hydrologische Simulationen.....	36
4.4	Abgeleitete Daten/ Kennwertkatalog.....	38
4.4.1	Klimatologische Kennwerte.....	38
4.4.2	Extremwertanalysen mittels der Kernschätzer-Methode.....	40
4.4.3	Hydrologische Kennwerte.....	42
4.4.4	Tide- und ozeanographische Kennwerte.....	43
4.4.5	Extremwertstatistik von Pegeldata der Deutschen Nordseeküste.....	44
4.5	Evaluierung der Klimamodelldata.....	48
4.5.1	Vergleich der bias- und nicht-bias-adjustierten Daten.....	48
4.5.2	Evaluierung des regionalen Klimamodellensembles.....	51
4.5.3	Einfluss des Klimaensembles auf die Ergebnisse.....	53

5	Beobachtete und projizierte Änderungen.....	57
5.1	Binnen.....	57
5.1.1	Temperatur.....	57
5.1.2	Niederschlag.....	70
5.1.3	Wind über Land.....	95
5.1.4	Abfluss.....	106
5.1.5	Weitere Parameter und kombinierte Indizes.....	114
5.1.6	Wetterlagen.....	117
5.2	Küste.....	118
5.2.1	Wind über See.....	118
5.2.2	Luftdruck und Wetterlagen.....	121
5.2.3	Wasserstand Nordsee und Ästuar.....	122
5.2.4	Indizes.....	126
6	Schlussfolgerungen und Ausblick.....	128
6.1	Wesentlicher Erkenntnisgewinn.....	128
6.2	Verwertung der Ergebnisse.....	129
6.3	Schwerpunkte der nächsten Bearbeitungsphase.....	130
7	Literatur.....	132
8	Abkürzungsverzeichnis.....	138
9	Anhang.....	143
9.1	Änderungen Klimaindizes.....	143
9.2	Zusätzliche Bilder: Auswertungen der projizierten Änderungen in den TRY-Regionen.....	151

1 Kernaussagen

- Basierend auf den vorliegenden Klimaprojektionen ist zukünftig in Deutschland mit einer weiter ansteigenden mittleren Lufttemperatur zu rechnen. Die vorliegenden Klimaprojektionen zeigen für das *Weiter-nie-bisher-Szenario* einen Anstieg von +3,1–4,7 °C für die *ferne Zukunft* (2071–2100). Die konsequente Umsetzung von weltweiten Klimaschutzmaßnahmen kann den Anstieg auf +0,9–1,6 °C begrenzen.
- Besonders deutliche Zunahmen sind im Auftreten extrem hoher Temperaturen und Hitzeperioden zu erwarten, während Frostereignisse voraussichtlich seltener auftreten. So ist in den meisten Regionen mit einem klaren Anstieg von Sommertagen, heißen Tagen und Tropennächten zu rechnen. Dagegen wird die Anzahl an Frost- und Eistagen in allen Regionen, wie bereits in den letzten Jahrzehnten, weiter zurückgehen.
- Die Niederschlagssummen nehmen im Mittel voraussichtlich leicht zu – insbesondere im Winter und Frühjahr, während im Sommer zukünftig auch Niederschlagsabnahmen möglich sind. Es ist zukünftig mit häufigeren und intensiveren Starkniederschlägen zu rechnen.
- Bei den Starkniederschlägen nehmen besonders seltene Extremereignisse – relativ gesehen – stärker zu als weniger extreme Ereignisse. Es wird bereits im Beobachtungszeitraum sichtbar, dass sich ein immer größerer Anteil am Gesamtniederschlag auf wenige niederschlagsreiche Tage konzentriert.
- Für das *Weiter-nie-bisher-Szenario* ist im Sommer und Herbst vor allem zum Ende des 21. Jahrhunderts von einer moderaten Zunahme der Trockentage auszugehen, während für den Winter und Frühling kaum Änderungen projiziert werden.
- Die räumliche Verteilung der mittleren und extremen Windgeschwindigkeiten bleibt in Zukunft sehr ähnlich wie im *Bezugszeitraum* (1971–2000). Die Unterschiede zwischen den Perzentilen des Ensembles sind sehr gering und zeigen eine geringe Varianz zwischen den Ensemblemitgliedern. Auch sind keine wesentlichen Unterschiede zwischen den Szenarien zu erkennen.
- Eine leichte Abnahme der mittleren und extremen Windgeschwindigkeiten ist im Ensemble vor allem im Sommer festzustellen, bei der hochaufgelösten Klimasimulation auch in den anderen Jahreszeiten. Die Änderungen sind aber in fast allen Fällen kleiner als $\pm 5\%$. Generell sind Aussagen mit Vorsicht zu behandeln, da der Wind auf allen Skalen hoch variabel ist und die Wahl der betrachteten Zeiträume ebenfalls einen Einfluss haben kann. Bei der konvektionserlaubenden Klimasimulation ist zudem nur eine Realisierung verfügbar, was die Aussagekraft verringert.
- Im Rahmen des BMVI-Expertenetzwerks wurde – unterstützt durch Automatisierungsaktivitäten des Projektes Klimawandelprojektionsdiensts für Wasserstraßen und die Schifffahrt (ProWas) (Nilson et al. 2018) – der Wasserhaushalt Mitteleuropas für insgesamt ca. 4.000 Jahre in einem Tagezeitschritt und einem 5 km-Raster simuliert. Diese Daten werden auch nach Abschluss der aktuellen Phase des BMVI-Expertenetzwerks weiter ausgewertet und sind wichtige Grundlagen für die Anpassungsdiskussion in Deutschland.

- Die Wasserhaushaltsprojektionen bestätigen trotz einer neuen Daten- und Modellgeneration viele aus dem Vorgängerprogramm „Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt“ (KLIWAS) (BMVI 2015) bekannten Grundtendenzen hydrologischer Veränderungen in Deutschland, die eine saisonale Umverteilung der Abflüsse vom Sommer in den Winter und insgesamt eine leichte Zunahme erkennen lassen. Neu, und noch weiter zu klären, ist eine auch unter Annahme des Szenarios *Weiter-wie-bisher* recht moderate Niedrigwasserabnahme an der Elbe.
- Während unter Annahme des Szenarios *Weiter-wie-bisher* an den meisten Pegeln in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts eine Zuspitzung von Niedrigwassersituationen hinsichtlich Dauer und Intensität projiziert werden, sind für die betrachteten Hochwasserkennwerte an verschiedenen Pegeln bereits in der näheren Zukunft starke und danach abflachende Zunahmen zu erwarten.
- Für die Binnenschifffahrt bleiben Niedrigwassersituationen aufgrund ihrer Dauer gegenüber hochwasserbedingten Einschränkungen die relevanteste hydrologische Klimawirkung. Der Hochwasserthematik ist jedoch aus Gründen des Schutzes anderer (Verkehrs-)Infrastrukturen zeitnah Aufmerksamkeit zu widmen. Im Vergleich mit dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* bringt bereits das *moderate Szenario* und mehr noch das Szenario *Klimaschutz* deutlich geringere Veränderungen mit sich, die teilweise in der heute bekannten natürlichen Variabilität verschwinden.
- Die Wetterlage „Nordwest“ wird in Zukunft im *Weiter-wie-bisher-Szenario* signifikant häufiger auftreten, wobei dies vor allem durch eine höhere Anzahl an Episoden und nicht über die Andauer zu erklären ist. Die Wetterlage „Südost“ nimmt hingegen sowohl in der Anzahl der Episoden als auch in ihrem mittleren Andauern ab.
- Die aktuellen globalen Meeresspiegelanstiegsszenarien projizieren eine wahrscheinliche Bandbreite des Meeresspiegelanstiegs von etwa 61-110 cm bis zum Ende des Jahrhunderts im *Weiter-wie-bisher-Szenario* (IPCC 2019a).
- Analysen der historischen Wasserstände bei Cuxhaven zeigen, dass sich seit der Mitte des 19. Jahrhunderts die Verteilung der Wasserstände nicht gleichmäßig ändert, sondern die hohen Wasserstände stärker ansteigen als die niedrigen Wasserstände. Diese ungleichmäßige Änderung konnte auch in einem Zukunftslauf eines global gekoppelten Klimamodells (MPI-OM/REMO, Lauf 1 im *Weiter-wie-bisher-Szenario*) nachgewiesen werden.
- Die durchgeführten Sensitivitätsstudien zu den zentralen Elementen einer möglichen Zukunft „Meeresspiegelanstieg in der Nordsee“ und „Abfluss aus dem Binnenbereich“ auf die Hydrodynamik in der Deutschen Bucht und den Ästuaren von Elbe, Jade-Weser und Ems liefern klare Wenn-Dann-Aussagen. Ein Meeresspiegelanstieg in der Nordsee hebt Tidehochwasser (Thw) und Tideniedrigwasser (Tnw) in der Deutschen Bucht und bis tief in die Ästuare hinein um (ungefähr) den Betrag des Meeresspiegelanstieges an. Im oberen Bereich der Ästuare wird der Wasserstand zusätzlich durch den Abfluss verändert.

2 Hintergrund

2.1 Motivation/Zielstellung

Mit einer Mitteltemperatur von 10,5 °C war das Jahr 2018 das bisher wärmste in Deutschland beobachtete Jahr seit dem Beginn regelmäßiger Aufzeichnungen im Jahr 1881. Die Jahre¹ 2015 bis 2018 waren global die vier wärmsten seit Beginn der meteorologischen Aufzeichnungen. Insgesamt war jedes der letzten drei Jahrzehnte wärmer als jedes beliebige vorangegangene Jahrzehnt seit Beginn der Messungen. Die Ergebnisse von Klimaprojektionen im fünften Sachstandsbericht des Weltklimarats (IPCC) lassen einen weiteren Anstieg der globalen Mitteltemperatur bis zum Ende des 21. Jahrhunderts erwarten. Acht der zehn wärmsten Jahre in Deutschland wurden nach dem Jahr 2000 beobachtet. Über die Jahre gesehen stiegen die Anzahl der heißen Tage und Tropennächte pro Jahr kontinuierlich. Zudem wird eine Umverteilung der Niederschläge innerhalb des Jahres beobachtet: zunehmend trockene Sommer mit zahlreichen konvektiven Ereignissen und eine deutliche Zunahme der Niederschläge in den Wintermonaten. Dies sind nur einige Phänomene, die darauf hindeuten, dass sich innerhalb des Klimasystems Veränderungen abspielen, die auch Deutschland betreffen. Unter dem Begriff des Klimasystems versteht man das komplexe, nicht lineare Zusammenspiel verschiedener Komponenten, etwa der Atmosphäre, der Ozeane, der großen Eisflächen und der Biosphäre.

Klimaveränderungen hat es im Lauf der Erdgeschichte schon immer gegeben. Rekonstruktionen aus sogenannten Proxydaten wie Eisbohrkernen, Sedimenten oder Baumringen lassen darauf schließen, dass beim Übergang von der letzten Kaltzeit zur gegenwärtigen Warmzeit ebenfalls gewaltige Veränderungen im Klimasystem vor sich gingen. Die letzte Kaltzeit, das sogenannte Letzte Glaziale Maximum, ging vor ungefähr 20.000 Jahren zu Ende. An ihrem Höhepunkt lagen große Teile Nordamerikas unter einem bis zu 4 km dicken Eispanzer. Skandinavien und der Norden Englands waren ebenfalls mit Eis bedeckt und auf Grund des damit verbundenen tiefer gelegenen Meeresspiegels waren die britischen Inseln von Europa aus zu Fuß erreichbar. Proxydaten legen nun den Schluss nahe, dass der Übergang von diesem Zustand in den uns heute bekannten und gewohnten Klimazustand circa 5.000 Jahre dauerte und mit einer globalen Erwärmung von 5 °C einherging; das bedeutet eine globale Erwärmung von 1 °C in 1.000 Jahren. Beobachtungen im 21. Jahrhundert zeigen eine globale Erwärmung von ungefähr 1 °C in 100 Jahren, also eine um den Faktor 10 schnellere Erwärmung. Unter anderem diese Tatsache veranlasste den Weltklimarat IPCC bereits in seinem vierten Sachstandsbericht von 2007 zu der Aussage, dass die Menschheit das globale Klima zehnmal schneller erwärmt, als es die Natur je vermochte (IPCC 2007).

Um die beobachtete Klimaerwärmung – und die damit verbundenen Änderungen weiterer Parameter im Klimasystem – im 21. Jahrhundert zu erklären, muss der Strahlungs- und Wärmehaushalt der Atmosphäre betrachtet werden. Die einzige externe Energiequelle, die unserem Planeten zur Verfügung steht, ist die Sonne. Am fiktiven Oberrand der Atmosphäre trifft energiereiche solare Strahlung in einem Wellenlängenbereich zwischen 0,2 und 3 µm auf. Ein Teil dieser einfallenden Strahlung – die schädliche UV-Strahlung – wird bereits in großen Höhen der Atmosphäre von der Ozonschicht absorbiert und erreicht den Erdboden nicht. Die von der Erdoberfläche in den Weltraum zurück gestrahlte Wärmestrahlung wird in der Atmosphäre unter anderem von den sogenannten Treibhausgasen am Verlassen der Atmosphäre gehindert. Zu diesen Treibhausgasen zählen neben Kohlendioxid (CO₂) insbesondere Methan und Stickoxide sowie der in der Atmosphäre vorhandene Wasserdampf. Wärmestrahlung kann die Atmosphäre nur in den Wellenlängenbereichen verlassen, in denen die Treibhausgase sie nicht absorbieren.

¹ Mit dem bisher wärmsten Jahr 2016

Mit zunehmenden Konzentrationen von Treibhausgasen in der Atmosphäre werden diese atmosphärischen Fenster nun aber zusehends schmaler, sodass mehr Wärme und damit auch zusätzliche Energie in der Atmosphäre verbleibt. Dies ist der durch die Emission von Treibhausgasen in die Atmosphäre verursachte anthropogene Treibhauseffekt. Aktuell erreicht die atmosphärische Konzentration von CO₂ beispielsweise den höchsten Wert in den letzten 800.000 Jahren und auch die anderen Treibhausgase erreichen Konzentrationen, wie sie in dieser Zeitspanne nicht beobachtet wurden (Lüthi et al. 2008). Die atmosphärische Konzentration von Kohlendioxid lag nach Angaben der amerikanischen Wetter- und Ozeanografiebehörde NOAA im Juli 2018 bei einem neuen Rekordwert von 410,6 ppm.

Es ist davon auszugehen, dass die globale Erwärmung auch in Zukunft weiter fortschreitet und sich damit auch die klimatologischen Gegebenheiten in Deutschland ändern. Neben sich verändernden Mittelwerten ist dabei insbesondere auch mit dem vermehrten Auftreten von Extremwetterereignissen zu rechnen. Der Jahrhundertsommer 2003 wird nach Untersuchungen in Zukunft zu einem durchschnittlichen Ereignis werden (Lüthi et al. 2008). An diese und andere unvermeidbare Folgen des Klimawandels für Deutschland gilt es sich frühzeitig anzupassen. Hierzu beschloss die Bundesregierung im Jahr 2008 die „Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel“, die durch den „Aktionsplan Anpassung“ fortlaufend konkretisiert und aktualisiert wird.

Der Verkehrssektor ist einer der wichtigsten Bereiche, der vom Klimawandel unmittelbar betroffen sein wird und in dem eine Anpassung an die unvermeidlichen Folgen des Klimawandels unerlässlich ist. So werden sich beispielsweise die projizierten Änderungen in der Frequenz und der Intensität von extremen Niederschlägen auf die Entwässerungsinfrastruktur von Straßen auswirken. Asphalt- und Betonfahrbahnen werden in Zukunft den Auswirkungen von Hitze und Kälte und anderen Extremereignissen ausgesetzt sein. Die Standsicherheit von Böschungen bei Starkregenereignissen wird beeinträchtigt werden und Tunnel- und Brückenbauwerke werden u.a. vermehrt Wind und Starkregen ausgesetzt sein. Auch werden Wasserstraßen in einem geänderten Klima in ihrer Verfügbarkeit stark variieren. Zudem wird die allgemeine Verkehrssicherheit im Wesentlichen vom Erhalt und der Planung von Straßenverkehrsinfrastrukturen abhängig sein.

Hier spielen robuste Aussagen zu zukünftigen Klimaänderungen in Deutschland eine wesentliche Rolle. Die Grundlagen für alle weiteren Anpassungsmaßnahmen liefern demnach Projektionen und Szenarien zur zukünftigen Entwicklung des Klimas und aller damit unmittelbar oder mittelbar resultierenden Folgeerscheinungen. Auf Basis dieser Berechnungen werden Anpassungsmaßnahmen – nicht nur im Verkehrsbereich – bemessen und abgeleitet.

Im Schwerpunkt *Szenarienbildung* des BMVI-Expertennetzwerks wird anhand von Modellsimulationen (Klima- und Impaktmodelle) für verschiedene atmosphärische, ozeanographische und hydrologische Größen der zukünftig zu erwartende Wandel berechnet und bewertet. So können in den anderen Schwerpunktthemen (*Hochwassergefahren, Sturmgefahren, Hangrutschungen, Schifffbarkeit und Wasserbeschaffenheit*) die zu erwartenden Auswirkungen auf Verkehr und Infrastruktur abgeschätzt und entsprechende Anpassungsoptionen vorgeschlagen werden. Eine besondere Herausforderung stellt dabei die Ableitung von zukünftigen Änderungen bezüglich des Auftretens von Extremereignissen dar.

Basis und wissenschaftliche Grundlagen aller Arbeiten in diesem Schwerpunkt des BMVI-Expertennetzwerks sind die jeweiligen Sachstands- und Sonderberichte des IPCC.

2.2 Grundlagen Klimawandel

Physikalische Grundlagen

Um zukünftige Änderungen im Klimasystem abzuschätzen, ist es unerlässlich, Szenarien zu möglichen zukünftigen Emissionen von Treibhausgasen zu erstellen. Hierbei liegen der Szenarienerstellung unterschiedliche Annahmen, beispielsweise über die zukünftige globale Wirtschaftsentwicklung und das Wachstum der Weltbevölkerung, zu Grunde. Diese reichen von einem Klimaschutzszenario bis hin zu einem Szenario, in

dem weiterhin auf fossile Brennstoffe gesetzt wird. Diese Szenarien sind eine wesentliche Eingabegröße in Klimamodellen.

Klimamodelle werden genutzt, um zukünftige Veränderungen im Klimasystem zu prognostizieren. Die Parameter und Prozesse der Atmosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre und Kryosphäre werden dabei in hochkomplexen Rechenmodellen nachgebildet, um möglichst realistische Simulationen des Klimas durchführen zu können. Die Teilsysteme des Klimasystems werden häufig in eigenen Rechenmodellen abgebildet und simuliert, beispielsweise in Modellen der Atmosphäre, der Ozeane, der Kryosphäre (Eis- und Schneemodelle), der Vegetation, usw. Diese Teilsystem-Modelle sind miteinander vernetzt und bilden so das Gesamtmodell des Klimasystems. Jedes Klimamodell besteht aus einem 3-dimensionalen Gitter, das jeweils den gesamten Globus umspannt. Für jeden der zahlreichen Gitterpunkte muss eine Vielzahl von Parametern berechnet werden. Klimamodelle sind die komplexesten und rechenaufwändigsten Modelle, die es heute gibt. Klimamodelle sind in der Lage, das Klima der Zukunft mit Hilfe von Szenarien (s. o.) zu berechnen. Man spricht dann von einer Klimaprojektion, da hier Auswirkungen verschiedener Treibhausgaskonzentrationen auf das Klima untersucht werden.

Die räumliche Auflösung globaler Klimamodelle ist aufgrund von limitierten Computerressourcen grob. Sie reicht nicht aus, um Unterschiede in den Ausprägungen des Klimawandels einer Region der Erde (z. B. Deutschland) detailliert zu beschreiben. Hierfür werden regionale Klimamodelle eingesetzt, deren Gitterpunkte ein erheblich engmaschigeres Netz bilden. Ebenso wie im globalen Maßstab gibt es auch für die regionale Skala eine Reihe von Klimamodellen. Um die Auswirkungen eines veränderten Weltklimas auf die klimatischen Verhältnisse beispielsweise in Deutschland möglichst genau zu beschreiben, werden insbesondere numerisch-dynamische Klimamodelle (RCM, regional climate models), die für einen kleinen Ausschnitt der Erde (z. B. Europa) räumlich und zeitlich höher aufgelöste Simulationen rechnen, herangezogen.

Die gesamte Kaskade aus Szenarienerstellung, globaler und regionaler Klimamodellierung unterliegt Unsicherheiten. Eine exakte Vorhersage, wie sich das Klima in den nächsten Jahren ändern wird, ist nicht möglich. Die Spannweite der Ergebnisse kann durch die Nutzung einer Vielzahl von Modellergebnissen – eines sogenannten Modell-Ensembles – quantifiziert werden. Die den Modellen inhärenten Unsicherheiten reduzieren jedoch keineswegs die Notwendigkeit, auf Basis der vorliegenden Informationen jetzt Entscheidungen für die Zukunft zu treffen. Viele Maßnahmen, die für eine Anpassung an den Klimawandel notwendig sind, können auch ohne exakte Kenntnis der Änderung erfolgen. Robuste Grundlage für Entscheidungen ist die Nutzung aller vorliegenden Ergebnisse im Rahmen der Entscheidungsfindung. Im Zusammenspiel mit einer Sensitivitätsanalyse der betroffenen Systeme ist eine Priorisierung der Maßnahmen oft möglich. Diese sind die Basis für sogenannte *no regret* oder *low regret* Maßnahmen.

Relevanz für die Verkehrsträger

Verschiedene Extremereignisse wie Hitzeperioden, Überschwemmungen, Niedrigwassersituationen, Stürme, Hangrutschungen und Sturmfluten haben in den letzten Jahren gehäuft zu Unterbrechungen der Verkehrsflüsse und zu Schäden an den Verkehrsinfrastrukturen geführt. Diese Störungen des Verkehrssystems gehen zum Teil mit hohen sozioökonomischen Verlusten einher. Das trifft insbesondere dann zu, wenn durch Extremereignisse mehrere Verkehrsträger simultan betroffen sind. In Folge einer voranschreitenden Erwärmung der Erdoberfläche werden in der Zukunft verstärkt negative Auswirkungen auf den Transport erwartet. Daher ist eine Anpassung des Transportsystems an die zu erwarteten Klimaänderungen notwendig, insbesondere wenn es sich um langlebige Verkehrsinfrastrukturen handelt. Ein besonderer Fokus liegt dabei in der Projektion von Veränderungen in der Häufigkeit und Intensität von extremen Wetterereignissen. Für das Bundesverkehrswegesystem werden daher systematisch die derzeitigen und zukünftigen Klimawirkungen auf die Verkehrsträger Straße, Schiene und Wasserstraße untersucht. Die dafür im Binnen- und Küstenbereich verwendeten Datengrundlagen (Referenzdaten und Klimaprojektionsdaten), die methodischen Festlegungen in Bezug auf die Bewertung von Klimaänderungen in Deutschland sowie eine Reihe von Auswertungen werden in den nachfolgenden Abschnitten dargestellt.

3 Szenarienbildung

3.1 Klimaszenarien

3.1.1 Szenarien der Emission/Konzentration atmosphärischer Treibhausgase

Grundlage aller Klimamodellsimulationen bilden die Szenarien der atmosphärischen Treibhausgase, d. h. die Annahmen über den zeitlichen Verlauf ihrer Konzentrationen in der Luft. Sie werden als Anfangs- und Randbedingung für die Simulationen benötigt, um darauf aufbauend Wechselwirkungen mit der Strahlung und Luftbewegungen etc. in die Zukunft berechnen zu können. Da nicht bekannt ist, wie sich die globale Gesellschaft oder Wirtschaft in den nächsten Jahrzehnten und damit der menschengemachte Anteil an Treibhausgasen entwickelt, werden eine Reihe von Annahmen getroffen und verschiedene mögliche Entwicklungspfade zusammengestellt. Um diese Unsicherheiten zu bewältigen, formulieren die Berichte des Weltklimarats unterschiedliche Szenarien der gesellschaftlichen und technischen Entwicklung der Welt als Grundlage für sich teils stark unterscheidende Klimaszenarien (vgl. Abbildung 3-1). Details zu der Entwicklung und Historie verschiedener Emissionsszenarien sind im *Auswerterahmen* (Hänsel et al. 2020a) dargestellt.

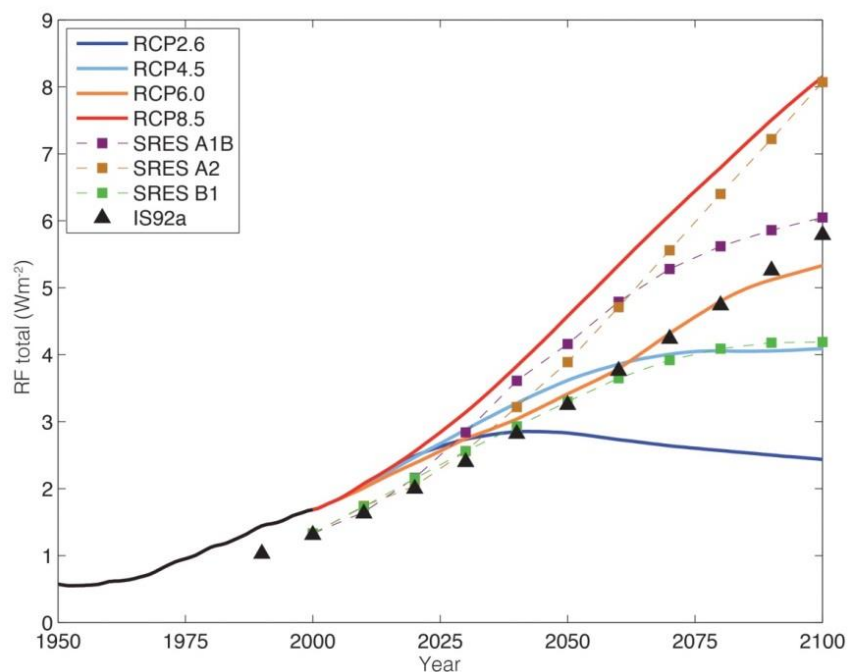


Abbildung 3-1: Zeitliche Entwicklung des Strahlungsantriebs (RF total) verschiedener Szenarien (RCP, SRES und IS92a; Abbildung 1-15 in IPCC (2013)).

Wir betrachten hier die Familie der RCP-Szenarien, die im 5. Sachstandsbericht des Weltklimarates im Jahr 2013 als Szenarien verwendet werden. Sie beschreiben die Konzentration von Treibhausgasen in der Atmosphäre mit Hilfe gekoppelter, repräsentativer Pfade des Strahlungsantriebs² in W/m^2 (Repräsentative Konzentrationspfade; Representative Concentration Pathways, RCP; van Vuuren et al. (2011)). Diese RCP-Szenarien (siehe Tabelle 3-1) wurden für den Zeitraum 2005–2100 mittels gekoppelter Energie-Ökonomie-

² Der Strahlungsantrieb bezeichnet die anthropogene Steigerung der Rückstrahlung.

Klima-Landnutzungs-Ozean-Modelle unter Vorgabe des Strahlungsantriebs am Ende des Jahrhunderts ermittelt. Das RCP4.5 (*moderates Szenario*) steht beispielsweise für eine Erhöhung des Strahlungsantriebs um 4,5 W/m² im Jahre 2100 gegenüber 1850.

Tabelle 3-1: Charakterisierung der vier RCP-Szenarien.

Szenario	Szenarien-Entwicklung
RCP8.5 (<i>Weiter-nie-bisher</i>)	Das CO ₂ -Äquivalent beträgt im Jahr 2100 über 1370 ppm ³ Ähnlich dem A2 SRES-Szenario
RCP6.0	Szenario der Stabilisierung des Strahlungsantriebs im Jahr 2100 bei einem CO ₂ -Äquivalent von ca. 850 ppm Ähnlich dem A1B SRES-Szenario
RCP4.5 (<i>moderates Szenario</i>)	Anstieg des CO ₂ -Äquivalents bis 2100 auf 650 ppm ähnlich zum B1 SRES-Szenario
RCP2.6 (<i>Klimaschutzszenario</i>)	Anstieg der Treibhausgaskonzentration bis 2020 auf ca. 490 ppm, danach Rückgang der Konzentration Ähnlich dem im EU-Projekt ENSEMBLES ⁴ erstellten E1-Stabilisierungsszenario Das Szenario entspricht in etwa dem sogenannten 2 °C Ziel der Vereinbarungen von Paris (Weltklimagipfel COP21; <i>United Nations Framework Convention on Climate Change</i>)

Die Bezeichnung "repräsentativ" weist darauf hin, dass es sich um Repräsentationen für einen größeren Satz an Szenarien handelt. Das Szenario *Weiter-nie-bisher* entspricht einer Welt, in der keinerlei Maßnahmen zum Klimaschutz unternommen werden und das Wirtschaftswachstum weiterhin auf der Verbrennung fossiler Energieträger fußt. Ein *moderates Szenario* geht von einer moderaten Entwicklung aus und ist ressourcenschonend orientiert. Das *Klimaschutzszenario* zeichnet ein optimistisches Bild, dessen Emissionspfad nur durch einen baldigen Stopp aller Treibhausgasemissionen zu erreichen wäre.

Innerhalb des BMVI-Expertennetzwerks wird mit einem auf diesen RCP Szenarien basierenden Klimamodellensemble gearbeitet. Dabei werden die verschiedenen RCP Szenarien getrennt betrachtet, wobei die Anzahl der pro Szenario zur Verfügung stehenden regionalen Klimasimulationen und somit die jeweilige Ensemblegröße variiert. Um die Einordnung der im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks erzielten Ergebnisse zu früheren SRES-basierten Studien (*Special Report on Emission Scenarios*, Emissionsszenarien des 4. Sachstandberichts des Weltklimarates im Jahr 2007), wie z. B. im Rahmen des KLIWAS⁵-Projektes, zu gewährleisten, werden entsprechende Vergleichsstudien durchgeführt.

3.1.2 Szenarien des Meeresspiegelanstiegs

Der globale Meeresspiegelanstieg (Sea Level Rise, SLR) hat natürliche wie anthropogene Ursachen und lässt sich mit verschiedenen Einflussfaktoren erklären. Diese Faktoren beruhen jedoch teilweise auf Abschätzungen, die noch mit Unsicherheiten behaftet sind. Die unten aufgelisteten Faktoren a) bis e) führen zu einer Änderung des absoluten Meeresspiegels, während sowohl die isostatische Ausgleichsbewegung (f) wie lokale und regionale vertikale Landbewegungen (g) relative Meeresspiegeländerungen nach sich ziehen:

- a. Die thermische Ausdehnung des Ozeanwassers
- b. Die Änderungen des Salzgehalts
- c. Veränderte Ozeanströmungen

³ Vorindustrielles Niveau 280 ppm

⁴ ENSEMBLES: Projekt innerhalb des 6. Rahmenprogramms der Europäischen Kommission (<http://ensembles-eu.metoffice.com/>)

⁵ KLIWAS: Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt – Entwicklung von Anpassungsoptionen (www.kliwas.de)

- d. Das Abschmelzen von Inlandgletschern
- e. Verlust von arktischen und antarktischen Festlandseismassen
- f. Die Ausgleichsbewegung der Erdkruste nach der letzten Eiszeit hat an den betroffenen Küsten eine Änderung des relativen Meeresspiegels zur Folge. Diese Ausgleichsbewegungen finden besonders auf der Nordhalbkugel statt und können regional sowohl zu einem stärkeren relativen SLR (wie für die südliche Nordsee) als auch zu einer Abschwächung bzw. sogar zu einer Umkehr des relativen SLR (nördliche Ostsee) führen.
- g. Landhebungen und Landsenkungen lokalen oder regionalen Ursprungs, z. B. verursacht durch Entwässerungsmaßnahmen, Erdöl-/Erdgasförderung und Salztektone, führen zu relativen Meeresspiegelbewegungen.

Globale Klimamodelle sind in der Lage, den Effekt von Temperatur- wie Salzgehaltsänderungen, der Ozeandynamik (beispielsweise veränderten Strömungen) und des hydrologischen Zyklus auf den Meeresspiegelanstieg plausibel abzubilden (Faktoren a-c).

Allerdings können die Klimamodelle die Änderung der Eismassen an Land, wie in der Arktis und Antarktis, aufgrund der zu groben Auflösung und eines teilweise noch unzureichenden physikalischen Verständnisses nicht adäquat berechnen. Auch fehlt bei den globalen Modellen eine Kopplung zwischen Landeis, Ozeanen und der Atmosphäre. Diese ist aber für eine realistische Modellierung der komplexen Eisdynamik nötig. Daher nutzt man zurzeit noch Abschätzungen aus regionalen, hoch aufgelösten Eismodellen, die dann auf globale Verhältnisse für die oben erwähnten Faktoren d-f extrapoliert werden müssen. Die Unsicherheiten für diese Einflussfaktoren sind daher verhältnismäßig hoch und nach Carson et al. (2016) in etwa in der gleichen Größenordnung wie die großen Unsicherheiten für die Ausgleichsbewegung der Erdkruste nach dem glazialen Maximum (oberer Faktor g).

Gleichzeitig reagieren die Eismassen besonders sensitiv auf eine Erwärmung. Vor allem die über das antarktische Festland hinaus aufschwimmenden Eisschilde könnten in Zukunft einen sehr viel größeren Beitrag zum SLR liefern, da sie nicht nur von oben durch die Atmosphäre, sondern in größerem Maßstab auch durch das sich erwärmende Ozeanwasser angetaut werden können. Damit wird deutlich, dass in den derzeitigen globalen Klimamodellen (beispielsweise der internationale Klimamodellvergleich CMIP5) die Unsicherheit gerade für den eisdynamischen Effekt besonders groß ist, von dem in Zukunft die größten Steigerungsraten zu erwarten sind. Dies erhöht die Bandbreite für Projektionen des Meeresspiegelanstiegs.

Um eine Bandbreite von Projektionen des SLR für die nächsten 100 Jahre zu erhalten, nutzt man

- a) verschiedene globale Klimamodelle,
- b) unterschiedliche RCP-Szenarien, die mit differierenden Annahmen zum künftigen CO₂-Ausstoss der Menschheit arbeiten und
- c) verschiedene oben erwähnte Abschätzungen der Eisdynamik.

Da der Meeresspiegelanstieg größtenteils von der Temperatur der Atmosphäre und der Temperatur des Ozeans abhängt und beide sehr sensitiv auf den CO₂-Gehalt der Atmosphäre reagieren, zeigen sich für lange Zeitperioden die größten Unterschiede der Projektionen des SLR zwischen den verschiedenen RCP-Szenarien und den unterschiedlichen Abschätzungen der Eisdynamik. Für kürzere (dekadische) Zeitperioden liefert der Unterschied zwischen den einzelnen Modellen die größte Bandbreite. Tabelle 3-2 gibt einen Überblick neuerer Studien zum globalen SLR, teilweise sind die Unsicherheiten mit angegeben.

Der regionale Meeresspiegelanstieg in der Nordsee folgt grundsätzlich dem globalen SLR, kann sich aber von diesem aufgrund einiger Einflussfaktoren unterscheiden. Die Wichtigsten dieser Faktoren, die regional bedeutsam werden können, sind im Folgenden kurz aufgelistet.

- Der Gravitationseffekt der arktischen und antarktischen Eismassen zieht die Wassermassen in seinem Nahfeld (Größenordnung 1.000 km) an. Bei einem Abschmelzen dieser Eismassen verringert sich die Eigengravitation im Nahfeld und führt zu einem Sinken des Meeresspiegels, während weiter

entfernt von diesen Eismassen der Meeresspiegel überproportional steigt. Dieser Gravitationseffekt wird in Tamisiea et al. (2010) näher beschrieben. Die Nordsee befindet sich im Nahfeld des grönländischen Eisschildes und im Fernfeld des antarktischen Eises und würde dementsprechend auf unterschiedliche Abschmelzraten dieser beiden Eisschilde auch unterschiedlich reagieren.

- Regionale vertikale Landbewegungen führen für einen Großteil der Nordsee zu einem stärkeren Meeresspiegelanstieg, siehe Erläuterungen zu den obigen Faktoren f und g.
- Auch eine veränderte Strömungsdynamik wie auch regionale Änderungen der Frischwasserflüsse und Temperaturen (oben als Faktor b und c aufgelistet) beeinflussen den regionalen Meeresspiegel.

Tabelle 3-2: Zusammenstellung neuerer Studien zum projizierten globalen SLR, die teilweise nicht nur den Median (50 %) des projizierten MSA, sondern auch die Bandbreite des wahrscheinlichen (17-83 %) beziehungsweise sehr wahrscheinlichen Bereichs (5-95 %) angeben. Die angegebenen Studien sind im Anhang in der Literaturliste zu finden. Die jeweiligen RCP Szenarien sind farblich markiert.

Projizierter globaler Anstieg des Meeresspiegels [in m] bis 2100 (von 2000)

Szenario	Studie	Min	5 %	17 %	50 %	83 %	95 %	Max
RCP2.6	IPCC (2013) a)			0,26	0,4	0,55		
RCP2.6	IPCC (2013)			0,28	0,44	0,61		
RCP4.5	IPCC (2013) a)			0,32	0,47	0,63		
RCP4.5	Carson et al. (2016) c)				0,54			
RCP6.0	IPCC (2013) a)			0,34	0,48	0,64		
RCP8.5	IPCC (2013) a)			0,45	0,63	0,82		
RCP8.5	IPCC (2013)			0,52	0,73	0,98		
RCP8.5	Kopp et al. (2014)		0,52	0,62	0,79	1,00	1,21	
RCP8.5	Horton et al. (2014)		0,50	0,70		1,20	1,50	
RCP8.5	Carson et al. (2016) c)				0,71			
RCP8.5	Grinsted et al. (2015)		0,45	0,58	0,80	1,20	1,83	
RCP8.5	Le Bars et al. (2017)	0,96	1,21	1,46 b)	1,84	2,21 b)	2,47	2,73
RCP8.5	Le Bars et al. (2017)	0,71	1,04	1,36 b)	1,84	2,32 b)	2,65	2,98
Kombination	Johansson et al. (2014)		0,26	0,41	0,72	1,18	1,55	

a) MSA nicht für 2000–2100, sondern für 20-Jahres Periode 2081–2100 gegenüber 1981–2000 berechnet

b) abgeschätzt aus Verteilung

c) MSA nicht für 2100–2000, sondern für 2081–2100 gegenüber 1986–2005 berechnet

Innerhalb des BMVI-Expertennetzwerks wurden ausgehend von den globalen Projektionen des SLR (siehe Tabelle 3-2) in Absprache mit der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) für deren Sensitivitätsstudien für die Nordsee folgende Schwellwerte für den SLR bis 2100 (ausgehend vom Jahr 2000) ausgewählt:

- basierend auf dem *moderaten Szenario* 50 cm SLR
- basierend auf dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* 80 cm SLR
- basierend auf Grinsted et al. (2015) als *High-End Szenario* 174 cm SLR

Die Sensitivitätsstudien der BAW (siehe Kapitel 4.4.4) haben zum Ziel, den Einfluss eines veränderten Meeresspiegels auf die Topographie und Meeresströmungen im Wattenmeer genauer zu analysieren.

3.1.3 Abflussszenarien

Die Abflussprojektionen der BfG werden mit dem Wasserhaushaltsmodell LARSIM-ME berechnet. LARSIM-ME ist ein räumlich verteiltes konzeptionelles Modell, das die deutschen Flusseinzugsgebiete inklusive ihrer oberstromigen ausländischen Einzugsgebietsanteile in einer horizontalen Auflösung von 5 km und einer zeitlichen Auflösung von 1 Tag abdeckt. Die Verdunstungsberechnung erfolgt nach dem Ansatz von Penman-Monteith (ATV-DVWK 2002), der die bias-adjustierten (nähere Erläuterung in Kapitel 3.4) Eingangsgrößen Lufttemperatur, Globalstrahlung, 10 m Wind, relative Luftfeuchte und Luftdruck erfordert. Eine wesentliche Eingangsgröße ist ferner der Niederschlag, der hinsichtlich des in den HYRAS-Daten (Hydrologische Rasterdaten) enthaltenen Niederschlagsmessfehlers LARSIM-intern korrigiert wird. LARSIM-ME generiert Tageswerte aller Wasserhaushaltsgrößen (inkl. Schnee etc.) auf einem 5 km x 5 km Raster, wobei der Abfluss an den Pegeln der großen Fließgewässer (Rhein, Elbe, obere Donau, Weser Ems) zu den Schlüsselprodukten zählt.

Um die spezifischen Wirkungen des projizierten Klimawandels ermitteln zu können, werden alle nicht-klimatischen Bedingungen gegenüber heute konstant gehalten. Hierzu gehört die Landnutzung, deren Wandel auf der Skala großer Einzugsgebiete nur eine untergeordnete Rolle spielt, und die Wasserbewirtschaftung. In separaten Projekten wird untersucht, inwieweit der Landnutzungswandel, aber auch eine hinsichtlich des Klimawandels veränderte Talsperrenbewirtschaftung Veränderungen mit sich bringen könnten (Projekt ElbeRegime der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG)).

Einzelheiten zum Modell LARSIM-ME und seinen Entwicklungen im Rahmen des BMVI-Expertenetzwerks finden sich im Bericht des Schwerpunktes *Schiffbarkeit und Wasserbeschaffenheit* (Nilson et al. 2020).

3.2 Nicht-Klimaszenarien

Die hier entworfenen meteorologischen, hydrologischen und ozeanographischen Szenarien sind nicht zu verwechseln mit den Zukunftsszenarien. Es ist als gesichert anzunehmen, dass sich in den kommenden Dekaden nicht nur das Klima und damit die als natürliche Variabilität bekannte Schwankungsbreite der im BMVI-Expertenetzwerk untersuchten Klimawirkungen ändern werden. Darüber hinaus sind Änderungen sozioökonomischer Rahmenbedingungen zu erwarten. Die bringen neben Veränderungen der Erdatmosphäre (i. S. der verwendeten RCP-Szenarien) viele weitere Veränderungen mit sich, die in Zukunftsszenarien ebenfalls zu beachten wären.

Während das natürliche System noch relativ regelhaft funktioniert und daher gut modellierbar ist, ist das Verhalten des Menschen deutlich schwieriger in Prozessgleichungen abbildbar und kann damit kaum oder nur für sehr begrenzte Zeiträume (max. bis 2050) projiziert werden. Beispiele, die auf die Wasserwirtschaft wirken, sind die demographische Entwicklung inkl. der Flüchtlingspolitik mit ihrer Auswirkung z. B. auf die Wassernutzung. Des Weiteren die wirtschaftliche Entwicklung, die wesentlich die Transportnachfrage u. a. auf der Wasserstraße bestimmt. Die Energiepolitik wirkt sich mit ihren Einflüssen auf die Braunkohleförderung (und der damit zusammenhängenden Wassermanagementmaßnahmen) und den Kühlwasserbedarf ebenfalls auf die Wasserwirtschaft aus. Die Verkehrspolitik entscheidet über die Gewichtung und Belastung verschiedener Verkehrsträger und die Klima- und Umweltpolitik, setzt z. B. Prioritäten im Management der Wasserressourcen. Die Raumordnungs- und Agrarpolitik nimmt ggf. über die Landnutzung und Bodenbearbeitung Einfluss auf Wasser- und Stoffflüsse.

Im Rahmen der Arbeiten des BMVI-Expertenetzwerks konnten nur wenige der genannten Zukunftssaspekte exemplarisch untersucht werden. Hierzu gehören die demographischen und makroökonomischen Prognosen (Abbildung 3-2) bzw. die daraus abgeleiteten **Verkehrsprognosen** (Abbildung 3-3), die dem Bundesverkehrswegeplan 2030 zugrunde liegen (BMVI 2016). Letztere Informationen wurden zur Bewertung der verkehrlichen Bedeutung i. S. der Kritikalität der Klimawirkungsanalyse verwendet (z. B. Hänsel et al. (2020b)). Die Abbildungen stellen die Daten den entsprechenden Szenarien gegenüber, die in der Klimawirkungs- und Vulnerabilitätsanalyse 2021) des Bundes angenommen werden.

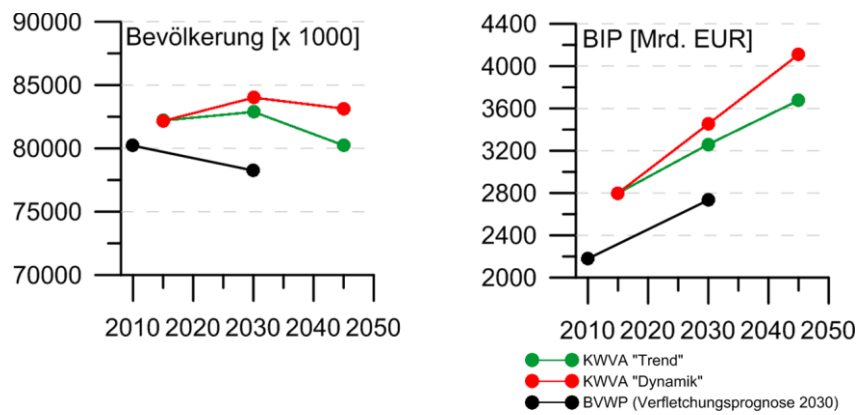
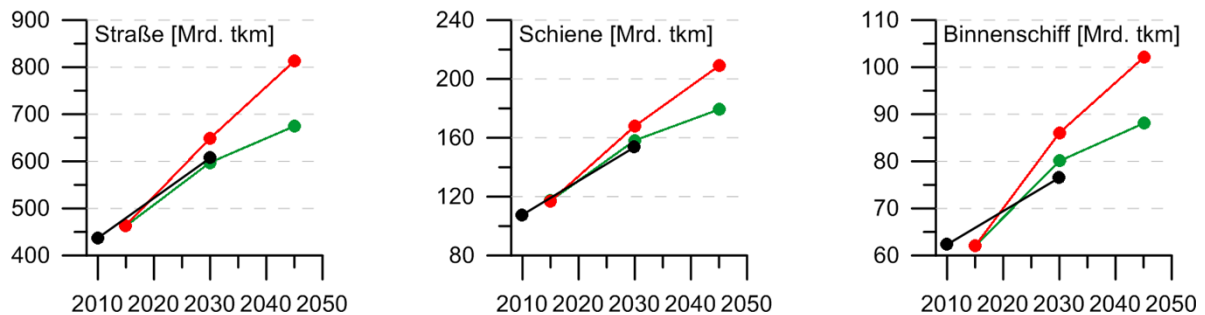


Abbildung 3-2: Demographische und makroökonomische Prognosen, die dem Bundesverkehrswegeplan 2030 (BVWP schwarz) und der Klimawirkungs- und Vulnerabilitätsanalyse 2021 (rot/grün) zugrunde liegen.

Güterverkehr



Personenverkehr (gesamt)

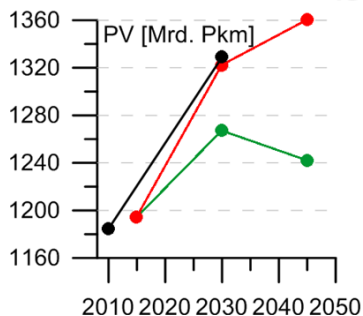


Abbildung 3-3: Prognosen des Verkehrsaufkommens gemäß Bundesverkehrswegeplan 2030 (BVWP, schwarz) und der Klimawirkungs- und Vulnerabilitätsanalyse 2021 (rot/grün).

Es zeigt sich, dass die demographischen und makroökonomischen Annahmen der Klimawirkungs- und Vulnerabilitätsanalyse und des BVWP deutlich voneinander abweichen (Abbildung 3-2). In verkehrlicher Sicht decken sich beide Datenkollektive jedoch weitgehend (Abbildung 3-3).

Ferner wurden Landnutzungsszenarien verwendet, um Sensitivitätstests des Bodenabtrags im Elbe-Einzugsgebiet durchzuführen (s. Astor et al. (2019) in Nilson et al. (2020)). Verfügbar sind hier modellgestützt generierte historische Landnutzungsdaten von 1900 bis 2010 (HILDA, Fuchs et al. (2015)) und projizierte Landnutzungsdaten von 2010 bis 2050 (Lavalle 2014), jeweils in 10-Jahresschritten. Abbildung 3-4 zeigt exemplarische Ansichten der Daten für die Zeitstempel 1900, 2010 und 2050.

Erkennbar ist vor allem eine Veränderung der Siedlungsflächen (rote Signatur). Für die Bodenerosion relevant sind jedoch vor allem Änderungen im Bereich der agrarischen Nutzungen (helle Signaturen). Ebenfalls wären Informationen zur Bodenbearbeitung wichtig, allerdings liegen diese leider nicht vor.

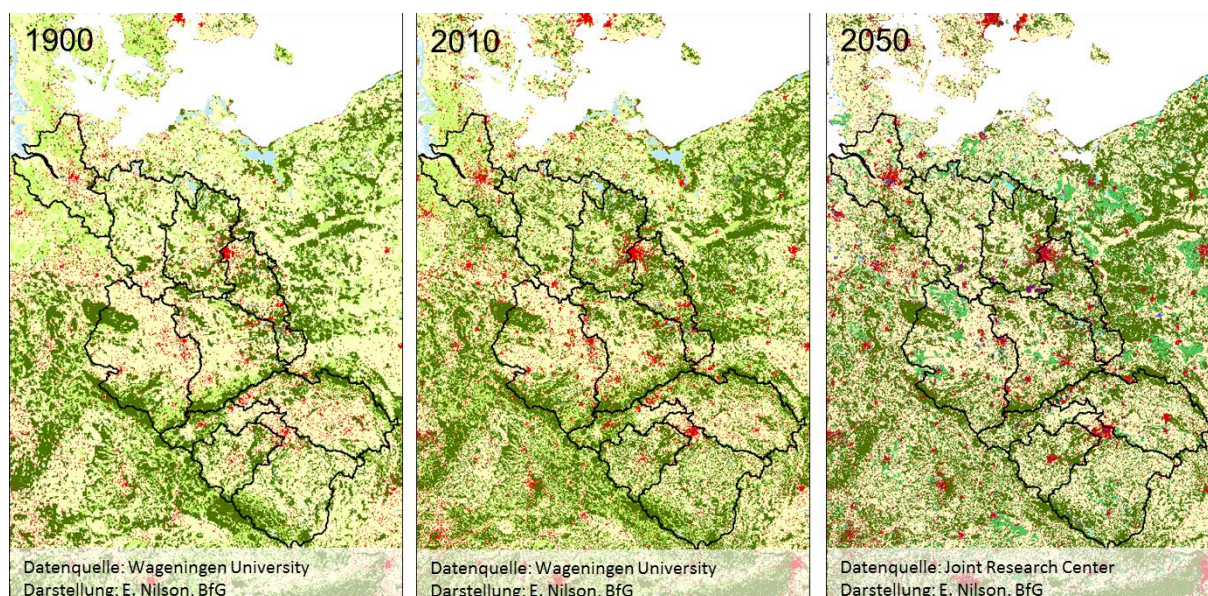


Abbildung 3-4: Exemplarische Darstellung der für die Bodenabtragsmodellierung an der Elbe verwendeten Landnutzungsinformationen (Wageningen, (Fuchs et al. 2015); JRC, (Lavallo 2014)).

Weiterhin wurden im Rahmen des Schwerpunkts *Schiffbarkeit und Wasserbeschaffenheit* Szenarien für das Wachstum der Watten entwickelt und bei Simulationen der Strömungsverhältnisse in der Inneren Deutschen Bucht angenommen (s. Wachler et al. (2019) in Nilson et al. (2020); hier nicht dargestellt). Diese **Topographieszenarien** sind neben dem globalen Meeresspiegelanstieg eine weitere wichtige Randbedingung für die Ableitung des regionalen Meeresspiegelanstiegs und seiner Auswirkungen auf die Tidedynamik.

Eine konsequente und umfassende Annahme von nicht-klimatischen Zukunftsszenarien, zusätzlich zu den Klimaszenarien, scheidet derzeit an mehreren Punkten. Sofern Daten überhaupt flächendifferenziert vorliegen, sind die Zeiträume der Szenarien nicht kompatibel (Abbildung 3-5). Der Klimawandel wird bis 2100 untersucht und entfaltet hier seine Wirkung, sozioökonomische Szenarien sind bis auf maximal das Jahr 2050 begrenzt. Ferner ist es eine Herausforderung, die Systemdaten (z. B. Landnutzung) konzeptioneller Modelle (z. B. Wasserhaushaltsmodell) während einer Simulation laufend zu verändern. Hieran wird derzeit gearbeitet.

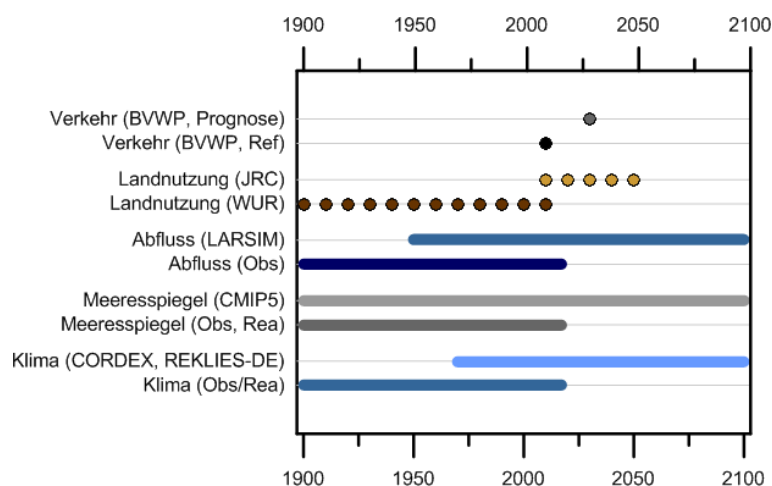


Abbildung 3-5: Vergleich der zeitlichen Abdeckung ausgewählter nicht-klimatischer (oben) und klimatischer bzw. ozeanographischer Datengrundlagen.

3.3 Konstruktion von Stresstest-Szenarien

Für die Arbeiten zu *Fokusgebiete Binnen* (Hänsel et al. 2020c) wurden Stresstestszenarien für Niedrig- und Hochwasserszenarien benötigt. Sowohl Flusshochwasser als auch -niedrigwasser können die Schifffahrt einschränken, im Extremfall sogar unterbinden. Ein tatsächlicher Ausfall der Schifffahrt insgesamt tritt im Hochwasserfall ein, wenn der in Polizeiverordnungen angegebene "Höchste Schifffahrtswasserstand" (am Rhein HSW II) überschritten ist. Ein Ausfall im Niedrigwasserfall ist nicht in Verordnungen geregelt und betrifft auch nicht die Schifffahrt insgesamt, sondern hängt von fahrdynamischen Eigenschaften und Wirtschaftlichkeitsaspekten einzelner Schiffkörper ab. Besonders lange andauernde Verkehrsunterbrechungen führen zu erhöhten Transportkosten und ggf. Verkehrsverlagerungen und waren Ziel der Untersuchung.

Dabei ist voranzuschicken, dass mit der Definition dieser Szenarien bewusst über die Grenzen des bislang beobachteten und auch projizierten Spektrums hinausgegangen wird. Hintergrund der Stressteststudie ist es nicht, eine reelle Situation darzustellen, sondern eine mögliche Systemreaktion unter möglichen, wenn auch sehr selten auftretenden Rahmenbedingungen zu eruieren. Der projizierte Klimawandel spielt hier keine bzw. nur eine untergeordnete Rolle.

Der berücksichtigte Gebietsausschnitt ist in der verkehrsträgerübergreifenden Gesamtstudie "Stresstest Mittelrhein" großzügig definiert und umfasst die Region zwischen Frankfurt und Köln inklusive der Bundeswasserstraße Rhein, die Bundesautobahnen 3 und 61 sowie die dort vorhandenen Schienenstrecken (z. B. Rhein- und Modellschiene sowie "Westerwaldtrasse"). Die nachfolgend dargestellte Szenariendefinition wird anhand der schifffahrtsbezogenen Aspekte erläutert. Der Rhein ist die wichtigste Binnenschifffahrtsstraße Europas. Der Mittelrhein ist das relevanteste Nadelöhr für alle Transportrelationen zu den wichtigen südlich gelegenen Häfen z. B. des Rhein-Main-Neckarraumes.

Die Untersuchungen beziehen sich auf den Rheinpegel Kaub, der bei den Schifffahrtsbetreibenden oft als Referenzpegel für den Mittelrhein genutzt wird. Für den Pegel Kaub liegt eine tägliche Abflussreihe der Jahre 1821 bis 2015 vor, die Grundlage für die Auswertungen, jedoch insbesondere in den frühen Abschnitten mit großen Unsicherheiten behaftet ist. Bei einem Wasserstand W von 0,78 m (GIW_{gültig ab 01.01.2015}) am Pegel Kaub steht der Schifffahrt derzeit eine Tiefe h von 1,90 m zur Verfügung.

3.3.1 Ableitung des Szenarios "Transportausfall der Schifffahrt durch Hochwasser"

Der höchste Schifffahrtswasserstand HSW II wird der Rheinschifffahrtspolizeiverordnung (RheinSchPV 2016) entnommen. Der Wasserstand von 6,40 m am Pegel Kaub entspricht einer Wassertiefe von 7,52 m und einem Abfluss von 5.014 m³/s. Neben den reinen Überschreitungsdauern dieses Schwellenwertes wird ein pauschaler Zeitzuschlag von drei Tagen abgeschätzt, der für die Wiederherstellung des normalen Schiffsverkehrs nach einem Hochwasserereignis erforderlich ist. In die Abschätzung flossen die Aspekte i) unterschiedliche Wartepositionen zwischen Mittelrhein und Rotterdam, ii) Fahrzeiten, iii) unterschiedliche Betriebsformen und iv) Risikoerwägungen der Schifffahrtsbetreibenden⁶ ein.

Ermittlung von Dauer und Jährlichkeit für das Szenario

Für den Abflussschwellenwert des HSQ II (dem höchsten Schifffahrtswasserstand zugehöriger Abflusswert) von 5.014 m³/s wurden am Pegel Kaub für alle Hochwasserereignisse kontinuierliche Überschreitungsdauern ermittelt. Entsprechend der vorgenannten Zeitpauschale für die Wiederherstellung des normalen Schiffsverkehrs nach einer Sperrung wurden Unterbrechungen der HSQ-Überschreitung von bis zu drei Tagen vernachlässigt und die Dauern betroffener Hochwasserereignisse zusammengefasst. Aus den ereignisbezogenen Dauern wurde die Serie der jährlich maximalen Überschreitungsdauern⁷ extrahiert (Abbildung 3-6).

⁶ Sicherheits- und Wirtschaftlichkeitsaspekten unter Berücksichtigung von Pegelvorhersagen (pers. Mitt. eines nicht namentlich genannten Disponenten).

⁷ Bezug auf das Abflussjahr vom 1. Nov. bis zum 31. Okt.

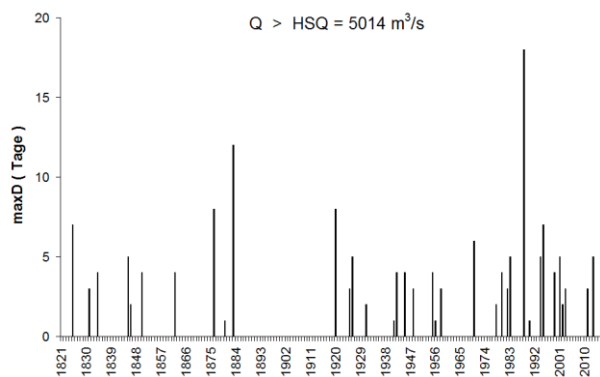


Abbildung 3-6: Serie jährlich maximaler, kontinuierlicher Überschreitungsdauern (maxD) des Abflussschwellenwerts HSQ-II am Pegel Kaub für die Abflussjahre 1821–2015.

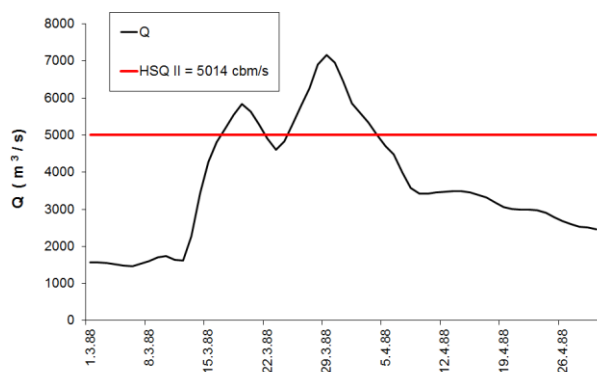


Abbildung 3-7: Abflussganglinie am Rheinpegel Kaub für das Hochwasserereignis 1988 mit dem Hochwasser-Schwellenwert HSQ II.

Demnach ist das Hochwasserereignis 1988 dasjenige, bei dem im Zeitraum 1821–2015 der Schwellenwert HSQ II mit Abstand am längsten kontinuierlich überschritten wurde. In einer Wahrscheinlichkeitsanalyse für die Serie maximaler jährlicher HSQ-Dauern 1821–2015 lässt sich für das Hochwasserereignis 1988 ein Wiederkehrintervall von 225 Jahren abschätzen.

Der Scheitel dieses Hochwasserereignisses (Abbildung 3-7) ist zudem der zweithöchste in der Abflussreihe des Pegels Kaub ab 1821 und hat nach der offiziellen Hochwasserstatistik (Brahmer et al. 2015) ein Wiederkehrintervall von knapp 50 Jahren. Ab einer kontinuierlichen Überschreitungsdauer von drei Tagen erreichte das Hochwasserereignis 1988 den höchsten Abflusswert der gesamten Abflussreihe 1821–2015.

Damit wird das Hochwasserereignis 1988 als hydrologische Randbedingung für Verkehrssimulationen der Stresstestszenarien am Mittelrhein angenommen. Es ergibt eine HSW-II-Überschreitung über einen Zeitraum von 18 Tagen (bzw. 19 Tagen, wenn der 4.4.1988 mit 5.000 m³/s noch eingeschlossen wird). Der HSW-Überschreitungsdauer von 18 bzw. 19 Tagen beim Hochwasserereignis 1988 wird noch die Zeitpause zur Wiederherstellung des Verkehrsflusses der Schifffahrt auf dem Mittelrhein zugeschlagen.

Festlegung des Szenarios: Vor dem Hintergrund der vorgestellten Statistiken und unter Berücksichtigung der bestehenden Unsicherheiten wird die anzunehmende Dauer des Szenarios "Transportausfall der Schifffahrt durch Hochwasser" (Schwellenwert $W = 640$ cm, $h = 752$ cm, $Q = 5.014$ m³/s) mit 20 Tagen festgelegt. Die Jährlichkeit für ein Ereignis dieser Dauer entspricht in gröbster Näherung 200 bis 230 Jahre.

3.3.2 Ableitung des Szenarios "Extreme Transporteinschränkung der Schifffahrt durch Niedrigwasser"

Es existiert kein klar definierbarer Schwellenwert, der zwingend zu einem niedrigwasserbedingten Transportausfall der kompletten Rheinflotte führt. Im Grundsatz können kleine Schiffskörper auch bei sehr geringem Wasserstand noch Ladung transportieren⁸.

Vor diesem Hintergrund und um eine robuste Extremwertstatistik zu ermöglichen, wird ein Szenario "Extreme Transporteinschränkung der Schifffahrt durch Niedrigwasser" anstatt "Niedrigwasserbedingter Transportausfall der Schifffahrt" konstruiert. Herangezogen wird hierbei das Großmotorschiff GMS, das rund 52 % der Mittelrheinflotte⁹ ausmacht und somit als bestimmend für die aktuelle Mittelrheinflotte betrachtet werden kann (die übrigen 48 % verteilen sich auf unterschiedliche andere Schiffstypen). Bei einem minimalen Tiefgang von 1,35 m kann das GMS noch 400 t (GMS110) bzw. 670 t (GMS135) transportieren¹⁰. Unter der Annahme eines Sicherheitszuschlages von 0,30 m errechnet sich eine minimal erforderliche Wassertiefe von 1,65 m, die bei einem Wasserstand von 0,53 m bzw. einem Abfluss von 661 m³/s am Pegel Kaub erreicht ist. Ausgehend von der Zeitreihe täglicher Abflüsse am Pegel Kaub wurden zunächst die kontinuierlichen Unterschreitungsdauern des genannten, kritischen Niedrigwasserabflusswertes ermittelt. Durch ein sog. Pooling wurden dabei nur kurzzeitig unterbrochene Unterschreitungsereignisse zusammengefasst. Auf dieser Grundlage wurde eine Serie jährlich maximaler, kontinuierlicher Unterschreitungsdauern (maxD) gebildet¹¹ (Abbildung 3-8).

Die maxD-Serie bildet die Grundlage für eine extremwertstatistische Auswertung (Abbildung 3-9), die aufgrund großer Unsicherheiten insbesondere der älteren Daten nur orientierenden Charakter haben kann. Die Unsicherheiten resultieren i) aus weniger gut abgesicherten Abflussdaten und ii) inhomogenen Wirkungen anthropogener Maßnahmen. Jedoch ergeben sich aus dieser Statistik wichtige Erkenntnisse zur Ableitung und Bewertung extremer Niedrigwasser-Szenarien.

Aus der Serie stechen zwei Jahre hervor:

1857: Dieses NW-Ereignis ist das am stärksten ausgeprägte des 19. Jahrhunderts (1821–1899). Die Unterschreitungsdauer maxD des Schwellenwertes 661 m³/s betrug rd. 130 Tage (Abbildung 3-10). Nach einer für die Serie 1821–2015 angepassten Verteilungsfunktion entspricht dies einem grob angenäherten Wiederkehrintervall von 250 Jahren.

1949: Dieses NW-Ereignis ist das am stärksten ausgeprägte des 20. Jahrhunderts (Abbildung 3-11). Die Unterschreitungsdauer maxD des Schwellenwertes 661 m³/s betrug rd. 110 Tage. Nach der für die Serie 1821–2015 angepassten Verteilungsfunktion entspricht dies Wiederkehrintervallen von ca. 150 Jahren. Ein Blick auf die Ganglinie des Jahres zeigt, dass die Unterschreitung des kritischen Schwellenwertes für ca. 70 Tage als gesichert gelten kann, während die Unterschreitung zu Beginn des Ereignisses ca. 40 Tage lang nur knapp ausfällt und daher in Anbetracht der bestehenden Unsicherheiten unter Vorbehalt zu stellen ist.

Das Jahr 2003 ist mit einer kontinuierlichen Unterschreitungsdauer des Schwellenwertes von 13 Tagen wie auch der gesamte jüngere Zeitabschnitt ab 1973 eher unauffällig.

⁸ Vorstudien im Auftrag der BfG haben ergeben, dass die kleinen Schiffstypen Karl Vortisch und Gustav Königs bei minimalem Tiefgang (1,00 m bzw. 1,10) noch 100 t bzw. 200 t transportieren können, und dass die hierfür erforderlichen Tiefen (zzgl. Sicherheitszuschlag von 0,20 m am Pegel Kaub rd. 8 cm bzw. 18 cm) im Zeitraum 1900–2015 jedoch am Mittelrhein (Pegel Kaub) nie bzw. an maximal 11 Tage kontinuierlich unterschritten waren.

⁹ Bezogen auf Schiffzahlen gemäß Auswertung von AIS-Daten des Zeitraums 16.12.2012 bis 13.02.2013.

¹⁰ Bedingt durch die ungleiche Gewichtsverteilung neigen Motorschiffe im Leerzustand zu einer achterlichen Vertrimmung. Die angegebene Ladungsmenge ist diejenige, die zugegeben werden kann bis das Schiff "auf geradem Kiel" schwimmt (DST 2015).

¹¹ Für Wasserhaushaltsjahre: 1. April - 31. März

Festlegung des Szenarios: Vor dem Hintergrund der vorgestellten Statistiken und unter Berücksichtigung der bestehenden Unsicherheiten wird die anzunehmende Dauer des Szenarios "Extreme Transporteinschränkung der Schifffahrt durch Niedrigwasser" (Schwellenwert $W = 53$ cm, $h = 165$ cm, $Q = 661$ m³/s) mit 130 Tagen festgelegt. Die Jährlichkeit für ein Ereignis dieser Dauer entspricht in grober Näherung 250 Jahre.

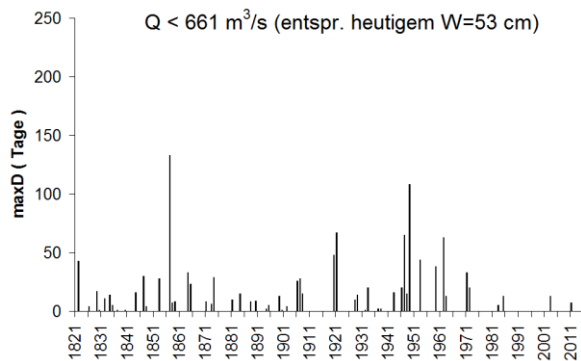


Abbildung 3-8: Serie jährlich maximaler, kontinuierlicher Unterschreitungsdauern (maxD) des Niedrigwasserabflussschwellenwertes $Q = 661$ m³/s (heute $W = 53$ cm, $h = 165$ cm) am Pegel Kaub für die Wasserhaushaltsjahre 1821–2015.

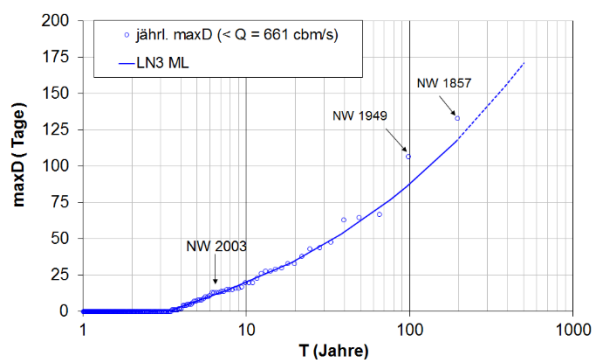


Abbildung 3-9: Serie jährlich maximaler, kontinuierlicher Unterschreitungsdauern (maxD) des Niedrigwasserabflussschwellenwertes $Q = 661$ m³/s (heute $W = 53$ cm, $h = 165$ cm) am Pegel Kaub für die Wasserhaushaltsjahre 1821–2015 im Wahrscheinlichkeitsdiagramm (maxD vs. statistisches Wiederkehrintervall T) mit angepasster Verteilungsfunktion.

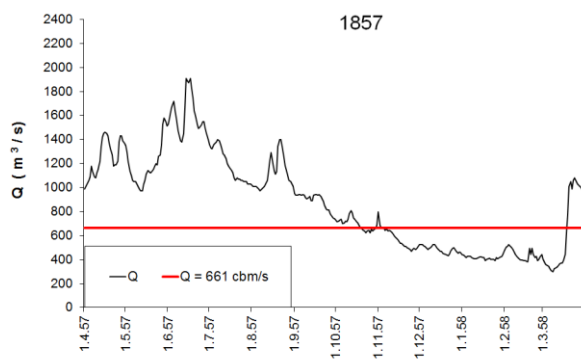


Abbildung 3-10: Abflussganglinien am Rheinpegel Kaub für das Wasserhaushaltsjahr 1857 mit dem vorgeschlagenen Niedrigwasser-Schwellenwert $Q = 661$ m³/s.

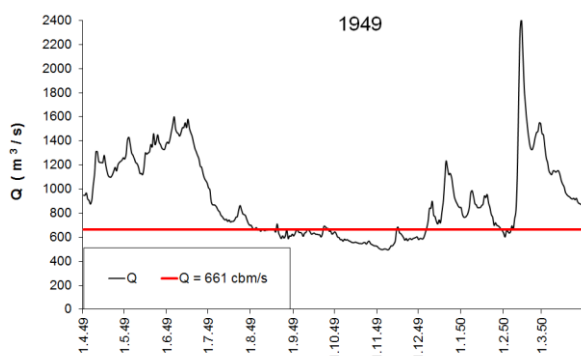


Abbildung 3-11: Abflussganglinien am Rheinpegel Kaub für das Wasserhaushaltsjahr 1949 mit dem vorgeschlagenen Niedrigwasser-Schwellenwert $Q = 661$ m³/s.

3.4 Umgang mit Szenarien

Bei Simulationen regionaler Klimamodelle zur Entwicklung des Klimas im 21. Jahrhundert handelt es sich um annahmenbasierte Projektionen möglicher Klimazustände. Eine exakte Vorhersage des zukünftigen Klimas ist aufgrund verschiedener Faktoren nicht möglich, darunter:

- Auswahl der Klimaszenarien
- Beschränkte Modellgenauigkeit
- Interne Klimavariabilität
- Ungenauigkeiten in der Modellkaskade.

Eine genauere Beschreibung der Faktoren findet sich im *Auswerterahmen* (Hänsel et al. 2020a). Aufgrund der genannten Unsicherheitsfaktoren ist das Ergebnis eines einzelnen Modellaufes nur bedingt belastbar. Um die Spannbreite möglicher zukünftiger Klimaänderungen abschätzen zu können, wird im BMVI-Expertenetzwerk ein Ensemble von Klimamodellen verwendet. Die statistische Auswertung des Ensembles erfolgt getrennt für drei unterschiedliche Emissionsszenarien (*Klimaschutz; moderate; Weiter-wie-bisher*).

Bei der Bewertung von Aussagen zum Klimamodellensemble ist zu berücksichtigen, dass die Anzahl der antreibenden globalen Klimaprojektionen begrenzt ist und darüber hinaus nicht alle möglichen Kombinationen von Global- und Regionalmodell gerechnet wurden (dies würde einen sehr hohen Rechenaufwand bedeuten). Daher kann das Ensemble ggf. nicht die gesamte Bandbreite aller möglichen Entwicklungen darstellen. Zudem schwankt die Anzahl der Ensemblemitglieder je nach Szenario.

Im Modellierungsprozess können nie alle klimawirksamen Prozesse oder Spannbreiten möglicher Klimaänderungen abgedeckt werden. Zudem können sich in der Modellierung getroffene Annahmen als unzutreffend bzw. als physikalisch nicht plausibel (z. B. in der Turbulenz- oder Konvektionsparametrisierung) herausstellen. Die resultierende Bandbreite der durch das Ensemble repräsentierten Klimaänderungen wird daher als eine Teilmenge aller möglichen Änderungen verstanden. Im Rahmen des BMVI-Expertenetzwerks wird die Untergrenze der möglichen Klimaänderungen durch das 15. Perzentil und die Obergrenze durch das 85. Perzentil angegeben. Dies filtert einerseits unwahrscheinliche Klimaprojektionen heraus und andererseits wird dennoch eine große Bandbreite (70 %) der durch das Ensemble abgedeckten Klimaänderungen dargestellt.

Neben der Betrachtung relativer Klimaänderungen (z. B. Änderungen der Häufigkeit eines perzentilbasierten Schwellenwerts) ist die Anwendung von Bias-Adjustierungsverfahren derzeit ein übliches Mittel, um Klimaprojektionen für Anwendungen nutzbar zu machen. Dabei werden systematische modellinterne Fehler (Bias) im Vergleich zwischen dem historischen Modellauf und Beobachtungsdaten in einer mindestens 30-jährigen Referenzperiode abgeschätzt und soweit möglich adjustiert. Zur Bias-Adjustierung existieren Verfahren unterschiedlicher Komplexität. Diese reichen von einfachen Skalierungsansätzen, über eine Anpassung der Verteilungsfunktion einzelner Variablen bis hin zu multivariaten Ansätzen. Weiterführende Information zur Bias-Adjustierung sind zum einen im *Auswerterahmen* zu finden (Hänsel et al. 2020a) und zum anderen in Kapitel 4.2.1.

Zur Vorgehensweise bei der Auswertung und Interpretation der Klimamodellergebnisse sei auf den *Auswerterahmen* Kapitel 3.4 verwiesen (Hänsel et al. 2020a). Ein Unterkapitel beschreibt die Vorgehensweise bei der Ensembleauswertung.

3.5 Gemeinsame Festlegungen

Das zentrale Untersuchungsgebiet der Analysen ist Deutschland sowie angrenzende Regionen der Flusseinzugsgebiete (HYRAS-Gebiet) und Teile der Nord- und Ostsee. Dabei wird die horizontale Auflösung bestimmt über die jeweils verfügbaren Modell- und Beobachtungsdaten. Bei den Klimamodelldaten reicht die Spannweite von 2,8 km Gitterweite für die zusätzliche konvektionserlaubende Simulation über 5 km für das regionalisierte Coordinated Downscaling Experiment (CORDEX) Ensemble bis zu ca. 24 km für einige gekoppelte Ozean-Atmosphäre-Simulationen.

In Kapitel 5 dieses Berichts werden beobachtete und projizierte Änderungen mehrerer Klimaparameter sowie Klimaindizes ausgewertet. Regional differenzierte Untersuchung des Klimawandels basieren auf der in Abbildung 3-12 gezeigten Einteilung Deutschlands in sieben räumlich zusammenhängende Klimaregionen, die im TRY-Projekt (Test Reference Years) definiert wurden (Krähenmann et al. 2018). Die Einteilung der Klimaregionen ist durch die unterschiedlichen klimatischen Gegebenheiten über Deutschland motiviert. Bei der Gebietseinteilung wurden neben der großen Nord-Süd Ausdehnung auch verschiedene Wetterscheiden wie der Schwarzwald oder der Thüringer Wald, sowie die Küstennähe in den nördlichen Landesteilen und die nach Süden hin komplexer werdende Topographie berücksichtigt.

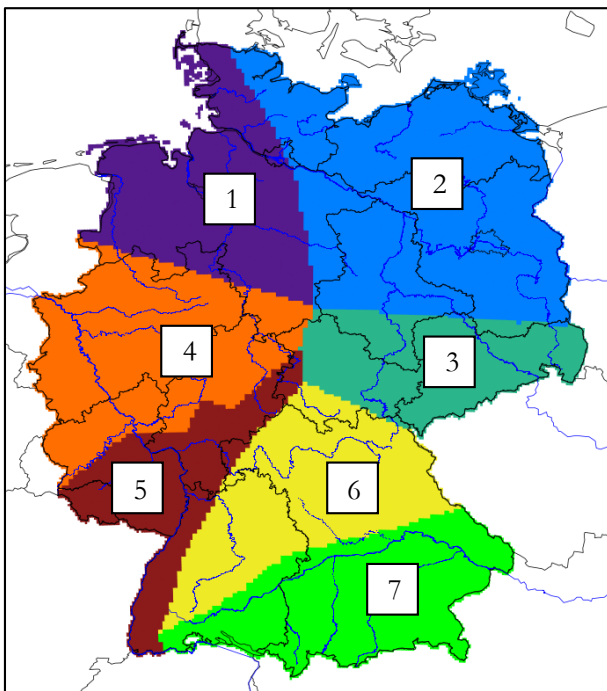


Abbildung 3-12: Einteilung Deutschlands in sieben Klimaregionen; 1) Nordseeküste, 2) Ostseeküste, 3) Ostdeutschland, 4) Westdeutschland, 5) Südwestdeutschland, 6) Süddeutschland und 7) Alpenvorland.

Die unterschiedlichen genutzten Modell- und Beobachtungsdaten stehen zum Teil für unterschiedlich lange Zeiträume zur Verfügung. Für die gemeinsamen Untersuchungen im Themenfeld 1 wurden daher folgende Zeiträume ausgewählt:

- 1971–2000: *Bezugszeitraum* / Modellvalidierung
- 2031–2060: Mitte des Jahrhunderts / Mittelfristiger Planungshorizont / *nabe Zukunft*
- 2071–2100: Ende des Jahrhunderts / Langfristiger Planungshorizont / *ferne Zukunft*

Weitere Details zur Auswahl dieser Zeiträume sind im *Auswerterahmen* beschrieben (Hänsel et al. 2020a). Bei der Interpretation der zeitscheibenbasierten Änderungssignale ist der Einfluss der multidekadischen Klimavariabilität zu berücksichtigen, da diese die Aussagekraft der Zeitscheibenauswertungen für einige Klimaparameter beeinträchtigen kann.

Die zeitliche Auflösung der verwendeten Daten ist im Wesentlichen täglich. Teilweise stehen auch Daten in höheren zeitlicher Auflösung (6-stündlich oder stündlich) zur Verfügung.

Als gemeinsame Referenzdaten für atmosphärische Parameter über Land werden die HYRAS Rasterdatensätze des Deutschen Wetterdienstes (DWD) verwendet, die ja auch teilweise im Rahmen dieses Projektes weiterentwickelt wurden. Wo nötig und/oder möglich, werden weitere Datensätze hinzugezogen, die jeweils in den Kapiteln gesondert vorgestellt werden. Über See und in den Flüssen stehen Abfluss- und Wasserstandsdatensätze zur Verfügung; des Weiteren werden globale und regionale Reanalysedaten verwendet, um Lücken zu schließen.

Die wesentlichen Variablen und Parameter, die im Schwerpunkt *Szenarienbildung* untersucht werden, sind für die Atmosphäre über Land: Temperatur (Mittel, Minimum und Maximum), Niederschlag, relative Luftfeuchte, Globalstrahlung und Wind. Über See liegt der Schwerpunkt auf Luftdruck, Wind und Niederschlag für die Wasserstraße und Küste kommen noch Abfluss und Wasserstände dazu. Zusätzlich werden verschiedene Kennzahlen und Indikatoren verwendet, die in den weiteren Kapiteln sowie im *Auswerterahmen* (Hänsel et al. 2020a) genauer beschrieben sind.

Von den in Kapitel 3.2 vorgestellten Klimaszenarien werden die Szenarien *Klimaschutz*, *moderates Szenario* und *Weiter-nie-bisher* betrachtet, da hier die meisten Klimaprojektionsdaten vorhanden sind. Für die konvektionserlaubende Simulation wurde aus Rechenzeitgründen nur das pessimistischste *Weiter-nie-bisher-Szenario* ausgewählt.

Da die Klimaprojektionsdaten viele Unsicherheiten enthalten (s. a. Kapitel 3.1), erfolgt die Auswertung auf Basis eines Ensembles aus mehreren Simulationen. Dabei werden der Median sowie die Spannweite aller Simulationen ausgewertet. Zur Abschätzung der im Laufe der Modellierungskaskade zunehmenden Unsicherheiten bedient man sich der sogenannten Perzentildarstellung. Ein Perzentil ist ein Maß aus der Statistik. Durch die Perzentile wird ein der Größe nach geordneter Datensatz in 100 umfangsgleiche Teile geteilt. Perzentile teilen somit einen Datensatz in 1 % Schritte auf. Das x % Perzentil kann demnach als Schwellenwert innerhalb eines geordneten Datensatzes interpretiert werden, bei dem x % aller Werte kleiner oder gleich dieses Schwellenwertes sind. Für das 15. Perzentil bedeutet das zum Beispiel, dass 15 % der Werte unterhalb oder gleich dieses Perzentils liegen. Es bleibt festzuhalten, dass ein bestimmtes Perzentil ein theoretisch bestimmter Wert ist und keinem realen Modellresultat entsprechen muss.

4 Datenprodukte und Methoden

4.1 Referenzdatensätze

4.1.1 HYRAS-Daten

Für den Binnenbereich der Bundesrepublik liegen dichte meteorologische Beobachtungsdaten in Tageswertauflösung vor. Da die meisten großen Flusseinzugsgebiete in Deutschland auch ausländische Anteile besitzen, ist die Einbeziehung ausländischer Daten in den Referenzdatensätzen notwendig. Die bereits im Ressortforschungsprojekt KLIWAS (Frick et al. 2014a) erstellten Referenzdaten HYRAS mit einer räumlichen Auflösung von $5 \times 5 \text{ km}^2$ für die deutschen Flusseinzugsgebiete dienen dazu als Basis. Dabei standen sowohl die räumliche (jetzt inklusive Odergebiet) und zeitliche (jetzt 1951–2015) Erweiterung als auch die Weiterentwicklung und Verbesserung der Verfahren zur hochaufgelösten Regionalisierung im Fokus. Neben den bekannten Variablen Niederschlag, Temperatur und Luftfeuchte aus den KLIWAS Datensätzen wurden nun auch Verfahren für Globalstrahlung, Minimum- und Maximumtemperatur entwickelt, um den Bedarf für alle Verkehrsträger zu decken. Mit Hilfe von Interpolationsverfahren werden Messwerte von räumlich unregelmäßig verteilten Messstationen auf ein regelmäßiges Gitter übertragen. Abbildung 4-1 zeigt schematisch das Vorgehen für die Erstellung aller HYRAS Rasterdatensätze.

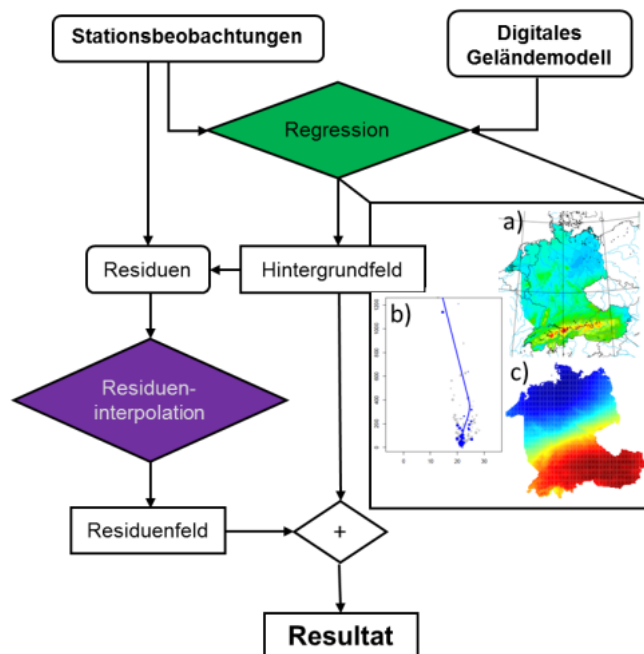


Abbildung 4-1: Schema der HYRAS-Rastermethoden mit a) Hintergrundfeld aus langjährigem Monatsmittel für PR, b) nicht-linearem Höhenprofil für TMAX, TAS, TMIN, HURS und c) monatlicher Hauptkomponente für RSDS (Rasterdatensatz der Globalstrahlung).

Für die Aktualisierung der Rasterdatensätze des **Niederschlags** (PR) wurde als Basis das REGNIE (Regionalisierte Niederschlagshöhe) Verfahren (Rauthe et al. 2013) mit klimatologischen Hintergrundfeldern (Abbildung 4-1a) verwendet, das in der Methodik stellenweise modifiziert wurde. Hierbei wird eine multiple lineare Regression, die orographische Gegebenheiten berücksichtigt, und eine inverse Distanzgewichtung kombiniert. Die **Temperatur** (TAS, TMIN, TMAX) und die **relative Luftfeuchte** (HURS) beruhen auf

einer Kombination nichtlinearer Temperaturprofile (Abbildung 4-1b) mit nichteuklidischer Residueninterpolation (Krähenmann et al. 2018). Der Rasterdatensatz der **Globalstrahlung** (RSDS) wird aus der Kombination von Stationsmessdaten und Satellitendaten erstellt. Dabei werden Hintergrundfelder der Globalstrahlung berechnet, die bei einer multiplen linearen Regression die Muster der Hauptkomponentenanalyse des CM-SAF-Datensatzes (Pfeifroth et al. 2017) (Abbildung 4-1c), sowie Höhe, Länge und Breite benutzen. Bei den Stationsmessdaten werden die Sonnenscheindauermessungen mit Hilfe des Angström-Ansatzes in Globalstrahlung umgerechnet und beides per inverser Distanzgewichtung interpoliert. Mehr Details zu den Verfahren können dem Fachbericht des Arbeitspakets 101b zu den HYRAS-Daten entnommen werden (Razafimaharo et al. 2019).

Tabelle 4-1: Übersicht zu den HYRAS-Versionen und der Namensgebung, sowie deren Verwendung. Blau hinterlegt ist die zuletzt im BMVI-Expertennetzwerk abgegebene Version, die als Grundlage für die offiziellen klimatologischen Analysen dient.

	PR	TAS	HURS	TMIN	TMAX	RSDS	Anmerkungen
HYRAS-2006	v2.0	v1.01	v1.01	—	—	(v0.21)*	Datensätze im Rahmen des KLI-WAS-Ressortforschungsprojekts. Zeitraum: 1951–2006
HYRAS-2015	v2.1	v3.0	v3.0	v3.0	v3.0	v1.0	Datensätze im Rahmen des BMVI-Expertennetzwerks; Basis für Bias-Korrektur und Antriebsdaten für Wirkmodelle. Zeitraum: 1951–2015
HYRAS-2015a	v3.0	v4.0	v4.0	v4.0	v4.0	—	Ausweitung der Datensätze um das Einzugsgebiet der polnischen Oder. Zeitraum: 1951–2015

*inoffizielle Version

Aufgrund der auferlegten Restriktionen bzgl. der Datenverwendungen für Tschechien, ist es uns im Weiteren nicht möglich Ergebnisse der Rasterdaten für dieses Land zu zeigen. Die Berechnung für Tschechien erfolgte ausschließlich für die anschließende hydrologische Modellierung bei der BfG. Eine Abgabe an Dritte ist ausgeschlossen. Da Daten aus Polen erst im Herbst 2018 verfügbar waren wurden die sich daraus ergebende HYRAS-Felder nur teilweise im Rahmen des BMVI-Expertennetzwerks verwendet. Bei HYRAS-PR wurde eine ältere Version (v2.1) für weitere Vorgehen (Bias-Adjustierung von Klimamodellen, Antriebsdaten für Wirkmodelle) verwendet, jedoch eine neuere Version (v3.0) inklusive des polnischen Odergebiets validiert. Bei HYRAS-TAS, HYRAS-TMIN, HYRAS-TMAX und HYRAS-HURS wurden Versionen ohne das polnische Gebiet (v3.0) auch für die Validierung verwendet, da sich die Erstellung der Daten bis in den Sommer 2019 hingezogen hat und eine ausführliche Validierung inklusive Kreuzvalidierung nicht mehr möglich war. Die erweiterten Datensätze inklusive Polen (v4.0) werden in Razafimaharo et al. (2019) kurz dargestellt. Bei HYRAS-RSDS wurde bisher aufgrund der dünnen Stationsdichte in Polen vor 1966 keine Interpolation vorgenommen. Es wird nur v1 untersucht.

Abbildung 4-2 zeigt als Beispiel des HYRAS-Datensatzes die langjährigen Mittelfelder über den *Bezugszeitraum* (1971–2000). Im HYRAS-Gebiet ist die Jahresniederschlagssumme (Abbildung 4-2a) regional sehr unterschiedlich. Im Schwarzwald beträgt der Jahresniederschlag bis über 1.800 mm/Jahr. Im Gegensatz dazu bleibt der Jahresniederschlag im östlichen HYRAS-Gebiet im Bereich von Elbe und Oder unter 600 mm/Jahr. Die Mittelgebirge (Harz, Bayerischer Wald, Eifel, Riesengebirge) unterscheiden sich von umliegenden Gebieten auch deutlich und haben Jahresniederschläge um 1.200 mm/Jahr. Die Jahresmitteltemperatur (Abbildung 4-2b) beträgt im Gebiet zwischen 6 °C und 10 °C, jedoch mit regionalen Unterschieden. Niedrigere Temperaturen sind in höheren Gebieten zu erkennen, wie z. B. im Schwarzwald und in Mittelgebirgen (Schwäbische Alb, Eifel, Rothaargebirge, Harz, Erzgebirge, Riesengebirge, Thüringer Wald) (6 °C

bis 8 °C). Höhere Temperaturen über 10 °C treten im Oberrheingraben und in der Kölner Bucht auf. Die Minimum- und die Maximumtemperatur (hier nicht gezeigt) haben ähnliche räumliche Strukturen wie die Mitteltemperatur. Da die relative Luftfeuchte (Abbildung 4-2c) von der Mitteltemperatur abhängt, sind ähnliche regionale Differenzen bemerkbar. Zudem ist klar die trockenere Luft (70-75 %) im Alpenvorland und feuchtere Luft in nördlichen (von Nord- und Ostsee beeinflussten) Gebieten zu erkennen. Die Jahresglobalstrahlung (Abbildung 4-2d) beträgt im Gebiet zwischen 110 W/m² im Küstenbereich bis 140 W/m² im Alpenvorland. Die Breitenabhängigkeit der Globalstrahlung ist gut zu erkennen, mit einer Abnahme der Jahresglobalstrahlung mit nördlicher Entfernung vom Äquator.

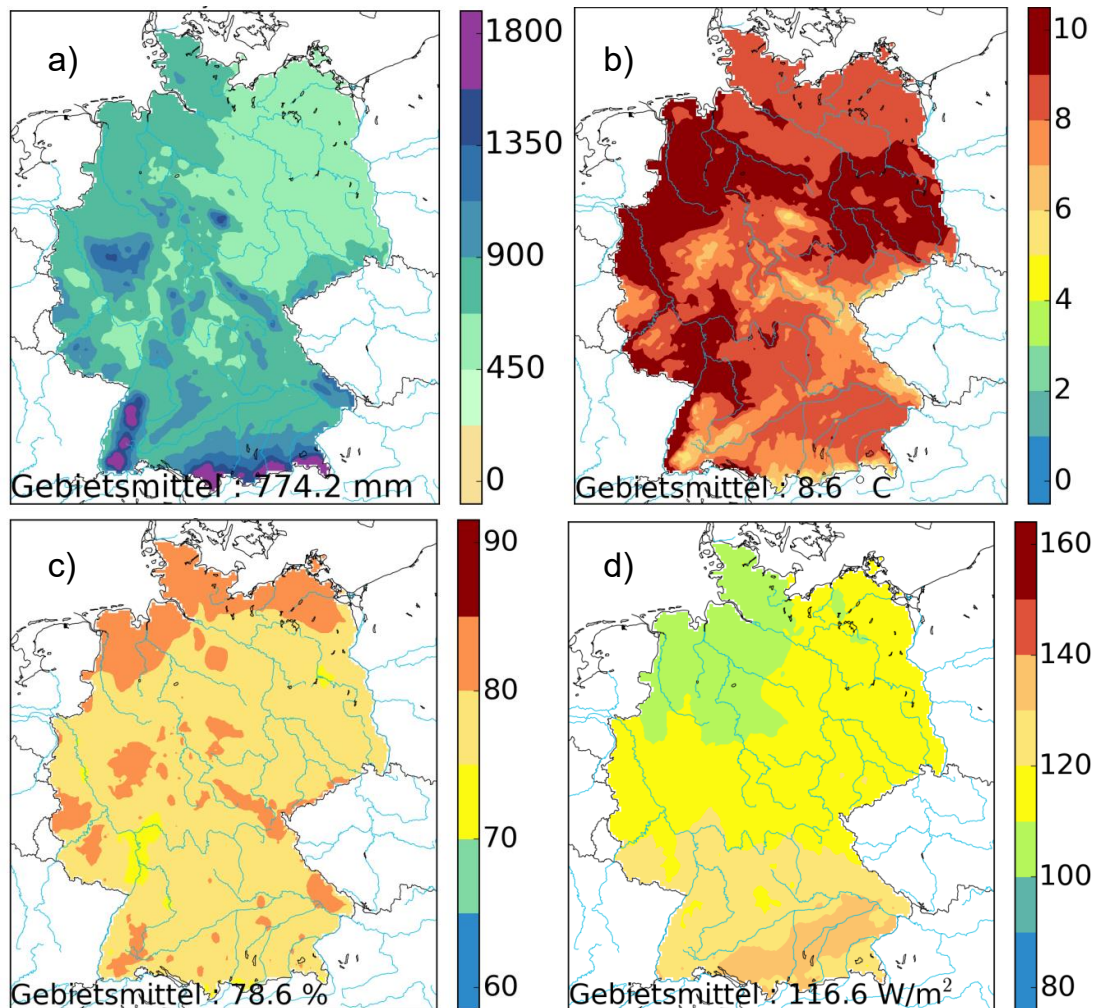


Abbildung 4-2: Langjähriger (1971–2000) Mittelwert der Variablen a) Jahresniederschlag (HYRAS-PR), b) Jahresmitteltemperatur (HYRAS-TAS), c) Jahresmittel der Luftfeuchte (HYRAS-HURS), und d) Jahresglobalstrahlung (HYRAS-RSDS).

Um erste Aussagen über die Güte der HYRAS-Datensätze geben zu können, wurden diverse Validierungen durchgeführt. Im Folgenden wird ein kurzer Überblick gegeben. Die detaillierten Ergebnisse der Validierung der verschiedenen HYRAS-Variablen sind im Fachbericht (Razafimaharo et al. 2019) zu finden.

Direkter Stationsvergleich

Bis auf den Niederschlag (hier werden die Stationswerte an den nächst liegenden Gitterzellen durch das Regionalisierungsverfahren reproduziert), wurden die Rasterdaten mit den entsprechenden Stationsmesswerten verglichen. Jede Station wurde mit Hilfe der Berechnung der zweidimensionalen euklidischen Distanz zur nächst gelegenen Gitterzelle zugeordnet. Zur Auswertung wurden verschiedene Fehlermaße in verschiedenen Aggregationen berechnet.

Für die Tagesmitteltemperatur beträgt der mittlere absolute Fehler (Mean Absolute Error, MAE) im Durchschnitt etwa $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Dezember/Januar und ungefähr $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ im April (siehe Abbildung 4-3a). Im Vergleich zu den Ergebnissen des HYRAS-2006 (hier nicht gezeigt) ist der MAE kleiner, zudem schwankt er insgesamt weniger. Der Bias von HYRAS-2015 (Abbildung 4-3a) ist leicht niedriger als der HYRAS-2006 Daten, und zeigt einen ähnlichen Verlauf zu den alten Ergebnissen, mit niedrigeren Werten im Winter als im Sommer. Im Winter liegt der Bias um $0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ und nimmt im Frühling und Sommer bis zu $0,27\text{ }^{\circ}\text{C}$ zu. Für die relative Luftfeuchte nehmen die Fehlermaße (Abbildung 4-3b) im Vergleich zu dem früheren Datensatz stark ab. Der MAE des alten Datensatzes beträgt zwischen 3% im Sommer und $3,75\%$ im Winter (hier nicht gezeigt), und sinkt zu Werten zwischen 2% im Sommer und $2,8\%$ im Winter bei dem neuen Datensatz. Der Bias sinkt von über $0,5\%$ auf $0,25\%$ im Winter und ändert sich kaum im Sommer.

Bei der Minimumtemperatur (nicht gezeigt; Abbildung siehe Razafimaharo et al. (2019)) schwanken die Fehlermaße über niedrigere Bereiche. Der MAE bleibt im Mittel zwischen $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, und der Bias zwischen $0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Im Vergleich dazu haben die Fehlermaße der Maximumtemperatur (nicht gezeigt; Abbildung (siehe Razafimaharo et al. (2019))) einen größeren Wertebereich, da die Messungen mehr von lokalen Wetterlagen (Nebelfelder) abhängen. Der MAE beträgt im Mittel zwischen $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Dezember/Januar und $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ im April/Mai, und der Bias $0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Dezember/Januar und $0,35\text{ }^{\circ}\text{C}$ im April/Mai

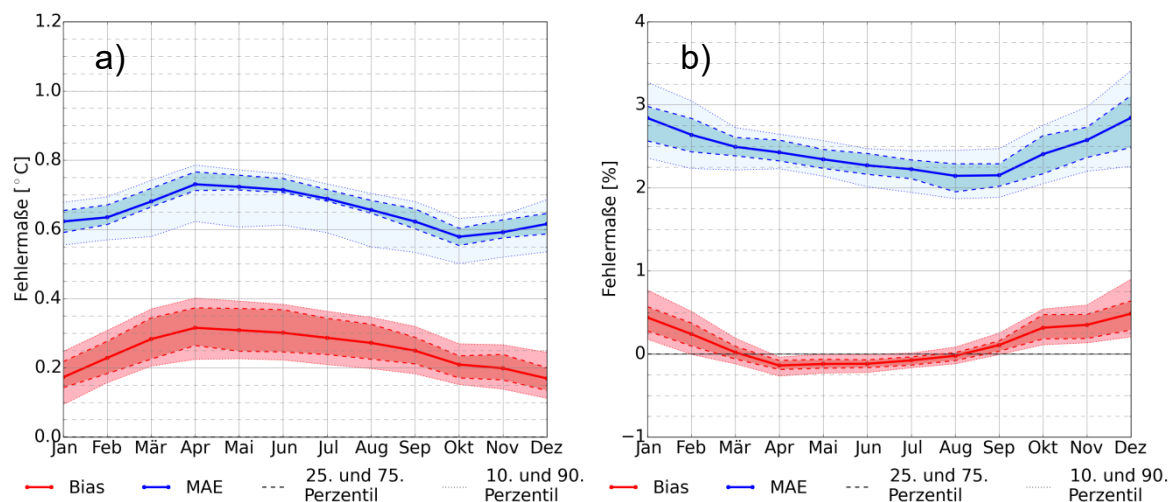


Abbildung 4-3: Fehlerscores (Bias bzw. MAE) für HYRAS-TAS (a) und HYRAS-HURS (b). Dargestellt sind die langjährigen (1951–2015) Monatsmittel und Perzentile.

Für die Validierung des Globalstrahlungsdatensatzes findet auch ein direkter Stationsvergleich statt. Anhand dieses Vergleichs wird deutlich, dass obwohl die Monatsmittel gut übereinstimmen, der Quartilsabstand der Rasterzelle stets niedriger ist und die monatlichen Extreme nicht erreicht werden (siehe Abbildung 4-4). Das bedeutet, dass die Maxima unterschätzt und die Minima überschätzt werden. Dies lässt sich bis zum Einsatz des Angström-Ansatzes zurückverfolgen. Denn bei den Stationen, an denen die Globalstrahlung und die Sonnendauer gleichzeitig gemessen wurden, ist eine Beurteilung der Güte des Angström-Ansatzes möglich. Die höheren bzw. die niedrigeren Tageswerte der gemessenen Globalstrahlung werden nicht zufriedenstellend reproduziert. Dies ist besonders deutlich bei den niedrigen Werten zu sehen, wobei die gemessene Globalstrahlung die minimalen Werte aus der Umrechnung der minimalen Sonnenscheindauer unterschreitet. Eine fachliche Bearbeitung der HYRAS-RSDS Interpolation ist daher notwendig, um für die dargelegten Defizite nachhaltige Verbesserungen zu erreichen.

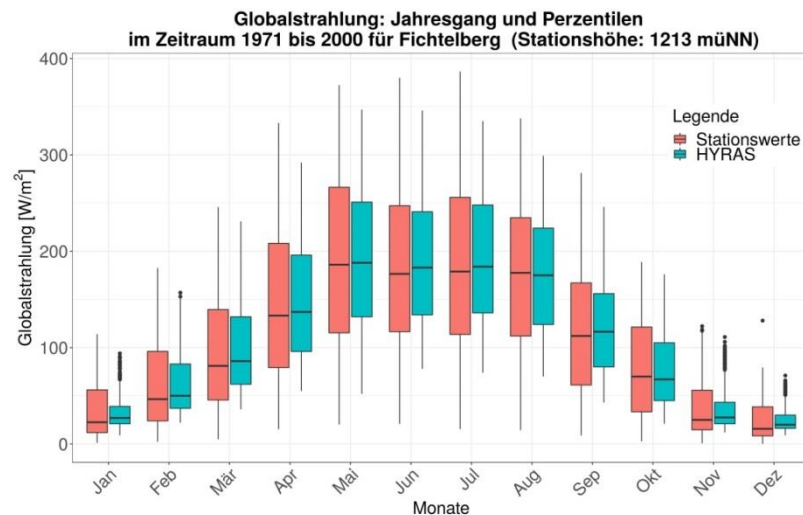


Abbildung 4-4: Langjähriger (1971–2000) Jahresgang der Globalstrahlungsbeobachtungen für Fichtelberg und HYRAS-Werte an der nächstliegenden Gitterzelle.

Kreuzvalidierung

Als weitere Auswertung der Qualität der Interpolationsmethoden fand zunächst für HYRAS-PR, HYRAS-TAS, HYRAS-HURS, HYRAS-TMIN und HYRAS-TMAX eine Kreuzvalidierung (Wilks 2005) Anwendung. Hierbei wurden jeweils 20 % der Stationsdaten ausgelassen und die Interpolation mit dem reduzierten Stationskollektiv erneut durchgeführt. Diese Prozedur wurde fünf Mal wiederholt, sodass jede Station mindestens einmal in einer Regionalisierung benutzt wird. Aus dem Vergleich zwischen Messwerten der ausgelassenen Stationen und den entsprechenden Gitterpunkten des zugehörigen Kreuzvalidierungslaufs lassen sich Fehlerwerte berechnen, die die Güte des Interpolationsverfahrens beschreiben. Aus dieser Auswertung werden zufriedenstellende Ergebnisse erzielt (detaillierte Ergebnisse in Razafimaharo et al. (2019)). Eine Kreuzvalidierung von HYRAS-RSDS ist wegen der dünnen Stationsdichte nicht sinnvoll.

Vergleich mit anderen Datensätzen

Neben der Kreuzvalidierung ist der Vergleich mit anderen Rasterdatensätzen essentiell für die Beurteilung der Qualität. Die HYRAS-PR, HYRAS-TAS, HYRAS-TMIN und HYRAS-TMAX Datensätze wurden mit den entsprechenden E-OBS Datensätzen (Haylock et al. 2008) und DWD Monatsdatensätzen (interpoliert nach Müller-Westermeier (1995)) verglichen. Der HYRAS-RSDS Datensatz wurde mit dem CM-SAF Satellitendatensatz SARAHI-2 (Pfeifroth et al. 2017) sowie mit den DWD Globalstrahlungsrasterdatensätzen von Monatsstrahlung (CDC 2018) verglichen. Detaillierte Beschreibungen der Vergleichsdatsätze und die Ergebnisse sind in Razafimaharo et al. (2019) zu finden.

Vergleich des HYRAS-2015 mit HYRAS-2006

Des Weiteren wurde untersucht, in wie weit die HYRAS-2015 Datensätze (HYRAS-PR, HYRAS-TAS, HYRAS-HURS, HYRAS-RSDS) sich von vorherigen Versionen (HYRAS-2006, vgl. Tabelle 4-1) unterscheiden. Erst wurden die Abweichungen aller Gitterpunkte zwischen HYRAS-2006 und HYRAS-2015 berechnet und deren langjährige (1971–2000) Gebietsmittelwerte untersucht (s. Jahresgänge in Abbildung 4-5). Dadurch konnten die Änderungen in den Interpolationsmethoden und in den verwendeten Stationsdaten ausgewertet werden.

Insgesamt gibt es in jedem Monat überwiegend positive Abweichungen des Niederschlags. In HYRAS-2015 wird im Mittel mehr Niederschlag erfasst als bei HYRAS-2006, mit im Gebietsmittel +0,6 % (im Sommer) bis +1,1 % (im Winter) Niederschlag. Auch wenn einzelne Regionen, wie beispielsweise die Alpen oder der Randbereich des HYRAS-Gebietes in einzelnen Monaten mit ihren Differenzen hervorstechen, gestaltet sich die räumliche Struktur heterogen (siehe Razafimaharo et al. (2019) für Karten). Meist liegen positive

und negative Abweichungen dicht beieinander. Eine mögliche Erklärung dieser Abweichungen kann die veränderte Methodik, die veränderte Messdichte durch zusätzliche Stationsdaten, Erweiterung des Gebiets und der verschobene Referenzzeitraum des Hintergrundfelds sein. Insgesamt sind aber die beiden Datensätze sehr ähnlich, was darauf hindeutet, dass die Veränderungen in der Methodik (siehe Razafimaharo et al. (2019)) wohl nur geringe Auswirkungen auf die Jahreswerte über große Gebiete haben. Auf Tagesbasis und/oder in kleinen Flusseinzugsgebieten können die Differenzen zwischen den Datensätzen durchaus größer ausfallen.

Für die Tagesmitteltemperatur und die Luftfeuchte ist dieser Vergleich auch sehr wichtig, da eine neue Interpolationsmethodik angewendet wurde. Die Gebietsmitteldifferenz der Temperatur schwankt hierbei minimal um den Nullpunkt zwischen $-0,03\text{ °C}$ (im Winter) und $0,05\text{ °C}$ (im Sommer), die Differenz der Luftfeuchte beträgt zwischen $-0,34\%$ (im März und im November) und $-0,03\%$ (im Dezember/Januar) Luftfeuchte. Regional (siehe Razafimaharo et al. (2019) für Karten) sowie von Monat zu Monat gibt es aber auch hier zum Teil deutliche Abweichungen. Eine Erklärung hierfür ist die erweiterte räumliche wie zeitliche Stationsabdeckung in Österreich (vgl. Stationsverteilung in Razafimaharo et al. (2019)). Hierbei können die bereits erwähnten Randeffekte zu Änderungen der Interpolationsergebnisse führen. Zum anderen kann auch die bisher durchgeführte Qualitätskontrolle der Stationsdaten, die derzeit noch nicht das Gütelevel der in HYRAS-2006 verwendeten Stationsdaten erreicht hat, einen Einfluss auf die Interpolation haben. Eine weitere mögliche Ursache für die Unterschiede ist natürlich auch die neue Interpolationsmethode, die u. A. eine Berücksichtigung der vertikalen Luftschichtung (wie Inversionen) ermöglicht, was beim Verfahren für HYRAS-2006 nicht möglich war. Dadurch können besonders in stark orografisch gegliederten Gebieten Verbesserungen der Rasterwerte erzielt werden und Abweichungen im Alpenraum zustande kommen.

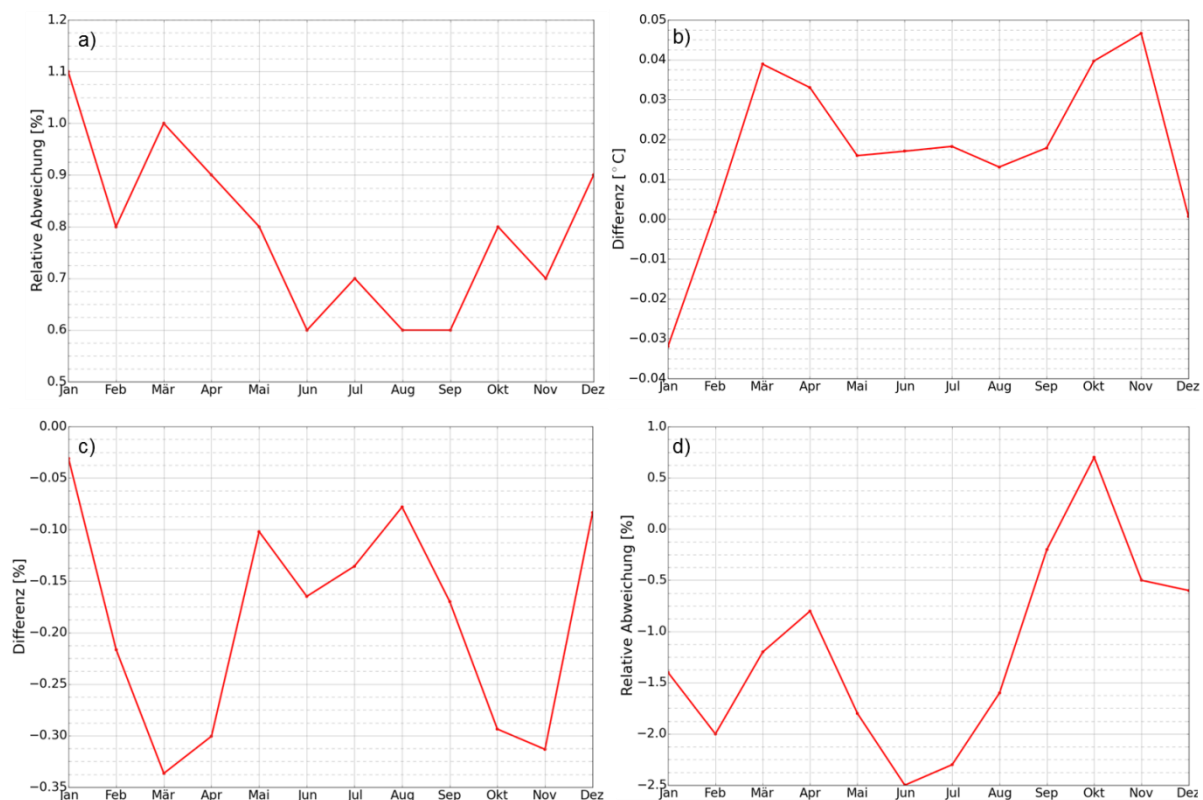


Abbildung 4-5: Abweichungen von HYRAS-2015 zu HYRAS-2006, dargestellt als Jahresgänge des Gebietsmittels für HYRAS-PR (a), HYRAS-TAS (b), HYRAS-HURS (c) und HYRAS-RSDS (d).

Die monatlichen Gebietsmitteldifferenzen der Globalstrahlungsdifferenz zwischen HYRAS-2015 und HYRAS-2006 (die mit Version v0.21 eine Betaversion war) liegen zwischen $-2,34\%$ (im Juni) und $0,70\%$ (im Oktober). Jedoch sind starke Differenzen auf regionaler Ebene zu erkennen (siehe Razafimaharo et al. (2019) für

Karten). In Norddeutschland treten negative Abweichungen bis -25 % im Winter auf. Dies weist auf größere Strahlungswerte im Winter bei HYRAS-2006 hin. In Anbetracht des zehnfach größeren RMSE bzw. MAE für HYRAS-2006 (siehe Razafimaharo et al. (2019)) lässt sich daraus schließen, dass HYRAS-2006 die beobachtete Globalstrahlung überschätzt, was bei HYRAS-2015 stark verbessert wurde. Damit wurde das Verfahren auch durch die zusätzliche Nutzung von Satellitendaten stark verbessert. Wie aber schon oben erwähnt sind in Zukunft weitere Verbesserungen notwendig, um die Defizite bei den Extremwerten zu reduzieren.

4.1.2 Abflusspegel-Daten des Bundes und der Länder

Grundlage für die Bewertung zurückliegender Veränderungen sind die Abflusspegel der Wasserstraßen- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes. Für den Aufbau des Wasserhaushaltsmodells LARSIM-ME wurden ferner zahlreiche Pegel durch die Bundes- und Nachbarländer dankenswerterweise zur Verfügung gestellt. Abbildung 4-6 gibt einen Überblick über die insgesamt knapp 500 verwendeten Pegel.

Die Zeitreihen an den verschiedenen Pegeln sind unterschiedlich lang. An den großen Flüssen stehen teilweise Daten aus dem 19. Jahrhundert zur Verfügung, jedoch kann eine einigermaßen flächendeckende Validierung von hydrologischen Abläufen erst nach etwa 1950 vorgenommen werden.

Auswertungen der Abflussprojektionen können im Prinzip an beliebigen Pegeln vorgenommen werden. In diesem Bericht wurden 22 Pegel ausgewählt (rote Signatur in Abbildung 4-6).

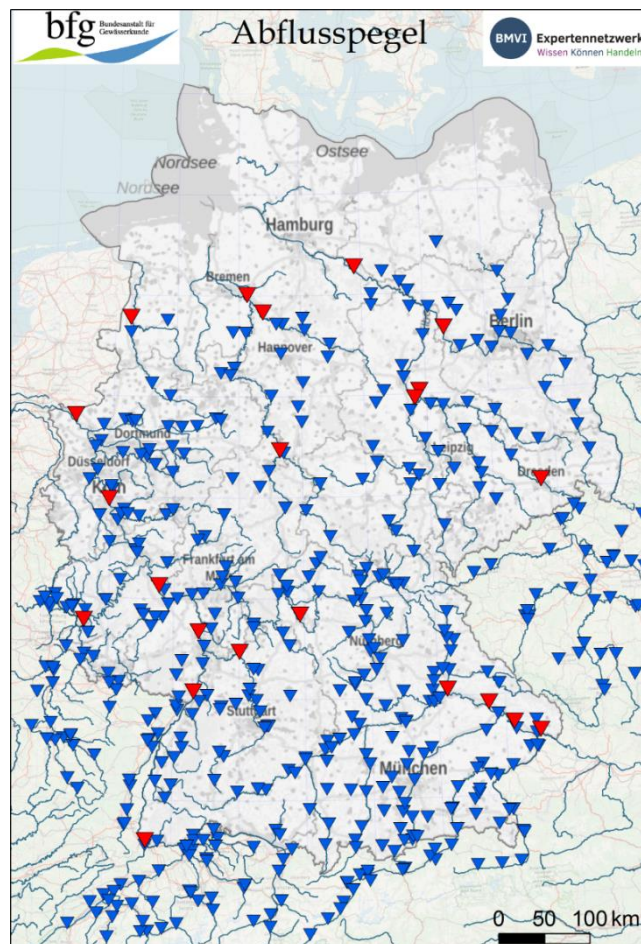


Abbildung 4-6: Übersicht der verwendeten Abflusspegel der Wasserstraßen- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes, sowie der Bundes- und Nachbarländer. Rot = in diesem Bericht verwendete Pegel (s. Abschnitt 5.1.4).

4.1.3 Nordsee- und Ostseeklimatologie

Die Nord- und Ostseeklimatologie (BNSC) ist eine Erweiterung der im Rahmen von KLIWAS entwickelten Nordseeklimatologie und entstand in Zusammenarbeit zwischen dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrogeographie (BSH) und dem Integrated Climate Data Center der Universität Hamburg (ICDC). Die BNSC basiert auf atmosphärischen und ozeanographischen Messdaten und wird auf einem korrespondierenden regelmäßigen Gitter (Atmosphäre: $1^\circ \times 1^\circ$, Ozean: $0,25^\circ \times 0,25^\circ$) bereitgestellt. Bis jetzt wurden für die Atmosphäre jeweils bodennahe Felder für 2 m Lufttemperatur, Taupunkt, und Luftdruck auf Meeresniveau berechnet. Für den Ozean gibt es Felder in mehreren Tiefenstufen jeweils für Wassertemperatur und Salzgehalt (Hinrichs und Jahnke-Bornemann 2017, Sadikni et al. 2018). Die atmosphärischen Daten liegen in Form von Feldern von Monatsmittelwerten in den jeweiligen Gitterboxen für den Zeitraum 1950–2015 vor. Zusätzlich gibt es Felder mit klimatologischen Mittelwerten für die Referenzzeiträume 1951–1980, 1961–1990, 1971–2000 und 1981–2010, sowie die Möglichkeit, zusätzliche Zeiträume berechnen zu lassen.

Alle Daten der BSNC stehen über die Homepage des ICDC zum freien Download bereit: <http://icdc.cen.uni-hamburg.de/1.html>.

4.2 Klimasimulationsdaten

4.2.1 Regionale Klimaprojektionen für das Binnenland

Eine der Kernaufgaben des BMVI-Expertennetzwerks besteht in der Ableitung robuster Änderungssignale für Klimakennwerte mit Relevanz für den Verkehrssektor unter Berücksichtigung bestehender Szenarien- und Modellunsicherheiten. Grundlage sind regionale Klimaprojektionen für die Atmosphäre, die im Rahmen des EURO-CORDEX-Projektes für drei verschiedene Emissionsszenarien (*Klimaschutzszenario*; *moderates Klimaszenario*; *Weiter-nie-bisher-Szenario*) erzeugt und bereitgestellt wurden. Ergänzt wird dieses Ensemble durch weitere im Rahmen des ReKliEsDe-Projekts (Regionale Klimaprojektionen Ensemble für Deutschland) durchgeführte Simulationen. Zu allen RCP-basierten Simulationen stehen auch die entsprechenden historischen Läufe zur Verfügung.

Um die Klimaänderungen und -wirkungen über Deutschland basierend auf möglichst einheitlichen Daten Grundlagen zu bewerten wurde im BMVI-Expertennetzwerk das DWD-Referenzensemble v2018 verwendet (Tabelle 4-2), das auch die Grundlage der Bewertungen im Rahmen der Klimawirkungs- und Vulnerabilitätsanalyse 2021 des Bundes bilden soll. Damit eine über viele Klimaindikatoren (s. Kapitel 4.4.1) und Impaktmodelle hinweg konsistente Datengrundlage ermöglicht wird, wurden in das DWD-Referenzensemble nur jene regionalen Klimaprojektionen aufgenommen, für die die in Tabelle 4-3 aufgeführten Variablen zur Verfügung stehen.

Im Verlauf der Projektbearbeitung gab es mehrere Änderungen in der Zusammensetzung des Ensembles. Einige Läufe wurden aufgrund von Modellfehlern von den Modellierergruppen zurückgezogen, andere konnten aufgrund von festgestellten Qualitätsproblemen nicht im finalen Ensemble berücksichtigt werden. Die Möglichkeit der Einbeziehung empirisch-statistischer Verfahren, wie sie im Rahmen von ReKliEs-De für Deutschland bereitgestellt wurden, als alternative Downscalingansätze wurde lange diskutiert. Letztendlich konnten sie in der derzeitigen Version des DWD-Referenzensembles aufgrund von Qualitätsproblemen bei einigen Parametern nicht berücksichtigt werden.

Bias-Adjustierung

Für viele Parameter, die bei Untersuchungen im Binnenland verwendet werden, stehen Beobachtungsdaten in ausreichender Dichte und Qualität zur Verfügung, sodass gegitterte Referenzdatenfelder erstellt werden konnten (siehe Abschnitt 4.1.1). Für diese Größen können daher Bias-Adjustierungen der Ergebnisse der

atmosphärischen RCMs durchgeführt werden. Welcher Referenzdatensatz und welche Adjustierungsmethode für den jeweiligen Klimaparameter angewendet wurde, ist in Tabelle 4-3 zusammengestellt.

Tabelle 4-2: Übersicht über das DWD Referenzensemble v2018 und das DWD Kernensemble v2018 (gekennzeichnet mit *) mit den verwendeten Global- und Regionalmodell Paaren pro RCP-Szenario und Illustration ihrer Herkunft (blau: EURO-CORDEX, grün: ReKliEs-De). In roter Schrift sind Modellketten, die für die Variable „maximal stündlicher Niederschlag pro Tag“ nicht zur Verfügung standen dargestellt. Schraffiert sind Modellketten, die für die Wasserhaushaltssimulation mit LARSIM-ME berücksichtigt wurden. Die Kürzel r1, r2 und r12 kennzeichnen verschiedene Realisierungen im Ensemble der Globalmodelle.

GCM / RCM	RCP2.6					RCP4.5					RCP8.5				
	CCSM	RACMO	RCA4	REMO	WRF	CCSM	RACMO	RCA4	REMO	WRF	CCSM	RACMO	RCA4	REMO	WRF
CanESM2											r1*			r1	
EC-EARTH	r12*	r12*	r12			r12	r1* r12*	r12*			r12	r1* r12	r12	r12	r1
HadGEM2-ES		r1*	r1			r1*	r1	r1			r1*	r1	r1	r1	r1
IPSL-CM5A-MR								r1					r1		
MIROC5	r1*										r1			r1*	
MPI-ESM_LR	r1		r1	r1 r2*	r1	r1		r1	r1* r2*		r1		r1	r1 r2*	r1*
Zahl Ensemblemember	11 (*5)					12 (*6)					21 (*6)				

Tabelle 4-3: Liste der für die Impaktmodellierungen und Klimaindikatorberechnungen relevanten Variablen und Informationen zum angewendeten Bias-Adjustierungsverfahren sowie dem für die Adjustierung verwendeten Referenzdatensatz.

Bodennahe klimarelevante Variablen	Variablenbezeichnung im ESGF (Short Name)	Bias-Adjustierungsverfahren	Verwendeter Referenzdatensatz
Lufttemperatur in 2 m	tas	Multivariate Quantile Mapping	HYRAS-TAS-v3.0
Minimumtemperatur in 2 m	tasmin		HYRAS-TMIN-v3.0
Maximumtemperatur in 2 m	tasmax		HYRAS-TMAX-v3.0
Relative Luftfeuchte oder Spezifische Luftfeuchte in 2 m	hurs huss		HYRAS-TAS-v3.0 HYRAS-TDEW-v3.0
Niederschlag	pr	Quantile Mapping	HYRAS-PR-v2.1
Windgeschwindigkeit in 10 m	sfcWind	Quantile Mapping	COSMO-REA6
Globalstrahlung oder Sonnenscheindauer	rsds sund	Linear Scaling	HYRAS-RSDS-v1
Bodenluftdruck oder Luftdruck über den Meeresspiegel	ps psl	Linear Scaling	COSMO-REA6

Zur Korrektur der im Rahmen des BMVI-Expertennetzwerks verwendeten atmosphärischen Klimaprojektionen im Binnenland wurde ein multivariates Bias-Adjustierungsverfahren nach Cannon (2018) auf die

temperaturgebundenen Parameter (Mittel-, Minimum- und Maximumtemperatur) sowie Luftfeuchte angewandt. Dieser Algorithmus hat drei Phasen: a) Anwendung einer zufälligen orthogonalen Rotation auf die Ausgangs-, Projektions- und Beobachtungsdaten; b) Korrektur der marginalen Verteilungen der rotierten Daten via univariatem Quantil-Delta-Change-Mapping (QDCM; Olsson et al. (2009)); c) Anwendung einer inversen Rotation. Diese drei Schritte werden wiederholt ausgeführt, bis die multivariate Verteilung der modellierten und der beobachteten Daten im historischen Zeitraum übereinstimmt. Der Rotationsschritt erlaubt die Anwendung von Quantil-Mapping auf Linearkombinationen der originalen Variablen. Zu beachten ist, dass das Ergebnis der Bias-Adjustierung aufgrund der zufälligen Rotation nicht deterministisch ist. Folglich weisen die Ergebnisse zweier identischer Bias-Adjustierungsanwendungen geringe Unterschiede auf. Die Differenz ist für mittlere Werte gering, für Extrema kann sie jedoch einige Prozent betragen.

Wenn Quantil-Mapping auf Projektionsdaten angewendet wird, liegt deren Wertebereich teilweise außerhalb des Bereichs historischer Simulationsdaten, und es muss eine Extrapolation erfolgen. Im Rahmen des BMVI-Expertennetzwerks wurde QDCM verwendet, da dieses Verfahren projizierte Änderungen in den Quantilen der Klimaprojektion mit Hilfe einer Quantil-für-Quantil-Adjustierung konserviert (Abbildung 4-7c). Die Extrapolation ist somit bereits im Verfahren mit enthalten. Dies ist in Abbildung 4-7 illustriert.

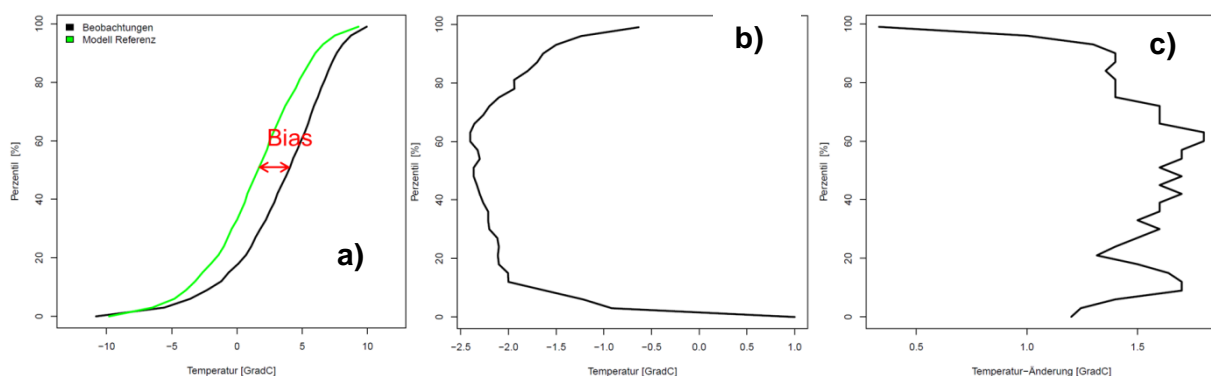


Abbildung 4-7: Perzentilweise Sortierung (kumulative Verteilungsform) der mittleren Lufttemperatur im Januar a) der Modell- bzw. Beobachtungswerte, b) des Bias (Differenz in a) und c) des Klimasignals (2021–2050 im Vergleich zu 1971–2000). Die dargestellten Tageswerte des Zeitraums 1971–2000 gelten für das Klimamodell MPI-REMO und den Gitterpunkt 9,96° E / 51,51° N.

Aufgrund der Klimaänderung treten die höchsten Perzentile der Lufttemperatur allerdings erst gegen Ende des 21. Jahrhunderts auf. Folglich würden Werte am Ende des 21. Jahrhunderts vermehrt mit einem Adjustierungswert behandelt, der im historischen Zeitraum für hohe Perzentile gilt. Ein großer Teil der Werte zu Beginn des Projektionszeitraums (ab 2006) wurde dagegen mit einem Korrekturwert behandelt, der im historischen Zeitraum einem mittleren oder niedrigen Perzentil entspricht. Um dies zu verhindern, wurde ein Moving-Window-Ansatz angewendet: die Bias-Adjustierung erfolgte schrittweise für je 35-Jahreszeitscheiben bzw. wurden jeweils die mittleren 15 Jahre abgespeichert.

Aufgrund der schwachen Korrelation zwischen dem Niederschlag und den temperaturbasierten Variablen ($R^2 < 0,1$) lieferte die multivariate Bias-Adjustierung von Niederschlag in Kombination mit temperaturbasierten Parametern keine robusten Ergebnisse (besonders für Extrema). Aus diesem Grund wurde Niederschlag mittels QDCM univariat adjustiert. Zu beachten ist ferner, dass nur Werte bis zum 99,9. Perzentil berücksichtigt wurden, da Niederschlagsmengen oberhalb des 99,9. Perzentils in den Referenz- und Projektionsdaten nicht ausreichend repräsentiert sind. Für Werte oberhalb des 99,9. Perzentils wurde der Adjustierungswert linear extrapoliert.

Die mittlere tägliche Windgeschwindigkeit (sfcWind) wurde ebenfalls mittels Quantil-Mapping Bias-adjustiert. Wie bei dem Niederschlag ist deren Korrelation mit den übrigen Klimaparametern gering. Zudem wurden nur Werte bis zum 99,9. Perzentil berücksichtigt, für höhere Werte wurde der Adjustierungswert

ebenfalls linear extrapoliert. Ferner wird darauf hingewiesen, dass sowohl Extrema als auch Werte in höheren Lagen und an der Küste im Referenzdatensatz (COSMO-REA6, Bollmeyer et al. (2015)) einen Bias aufweisen (für hohe Windgeschwindigkeiten bis zu 10 m/s), der mangels Stationsdaten nicht genau identifiziert werden kann.

Da der Globalstrahlungsdatensatz (RSDS) von HYRAS nur für längere Mittelungsperioden robuste Ergebnisse erzielt, wurde RSDS mittels linearer Skalierung basierend auf Monatsmittelwerten korrigiert.

Auch der Luftdruck in Meereshöhe (PSL) wurde mittels linearer Skalierung bias-adjustiert. Das einfache und schnelle Verfahren ist ausreichend, da PSL einen relativ geringen Wertebereich aufweist (Extrema weichen weniger als 5 % vom langjährigen Mittelwert ab).

Regionalisierung

Die räumliche Auflösung (~ 12 km) der von CORDEX bzw. ReKliEs-De bereitgestellten Klimaprojektionen ist oftmals nicht ausreichend für Fragestellungen in der Klimafolgenforschung bzw. um lokale Anpassungsstrategien zu entwickeln. Um eine höhere Auflösung zu erzielen werden oftmals statistische Downscalingverfahren (SD) angewandt, da diese gegenüber den dynamischen deutlich weniger rechenintensiv sind. SD Methoden nutzen dabei statistische Zusammenhänge zwischen der groben Modellauflösung und einem hochauflösenden beobachteten Prädikanten.

Dem hier angewendeten Downscalingverfahren liegt die Annahme zugrunde, dass das regionale Klimamodell die räumliche Verteilung einer Klimavariablen in der Modellauflösung korrekt modelliert. Subskalige Strukturen werden im Regionalisierungsverfahren durch aus Beobachtungsdaten abgeleitete Prädiktordaten aufgeprägt. Diese Prädiktordaten wurden mit Hilfe einer Hauptkomponentenanalyse (Principal Component Analysis, PCA) aus den Referenzdaten gewonnen und sind im Prinzip typische räumliche Muster.

PCA ist ein multivariates statistisches Verfahren, das häufig im Bereich der Atmosphärenwissenschaften verwendet wird (Wilks 2005). Dieses Verfahren extrahiert aus meteorologischen Raum-Zeit-Feldern einen Satz räumlicher Muster, die den größten Teil deren Varianz beschreiben. Generell reduziert PCA die große Zahl oft hoch korrelierter Variablen (redundante Information) auf deutlich weniger Variablen. Die neu gefundenen Variablen sind Linearkombinationen der originalen Variablen und werden derart gewählt, dass ein möglichst großer Teil der Varianz der originalen Variablen erklärt wird. Das Ziel der PCA, die Reduktion der Dimensionalität, wird erreicht indem nur die ersten n Hauptkomponenten verwendet werden.

Typische Verteilungsmuster wurden separat für jeden Kalendermonat basierend auf einer ausreichend langen Zeitreihe (> 10 Jahre) eines hochauflösenden Referenzdatensatzes (Beobachtungs- oder Modelldatensatz in der Zielauflösung) generiert. Die Zahl der resultierenden Felder (bzw. PC) entspricht der Anzahl an Zeitschritten des Datensatzes (bei 10 Jahren täglicher Daten im Januar sind dies 310 PCs).

Das Verfahren zum Downscaling der Klimaprojektionsdaten ist in Abbildung 4-8 schematisch dargestellt. Die mittels des weiter oben beschriebenen Verfahrens bias-adjustierten regionalen Klimaprojektionen wurden unter Verwendung multipler linearer Regression (typische Verteilungsmuster der jeweiligen Klimavariablen als Prädiktoren) sowie anschließender Interpolation der Regressionsresiduen auf ein 5×5 km² Gitter interpoliert. Zur Erstellung der hochauflösenden Tagesfelder dienten je nach Klimavariablen 20 bis 30 PCs, die Geländehöhe sowie metrische Koordinaten als Prädiktoren.

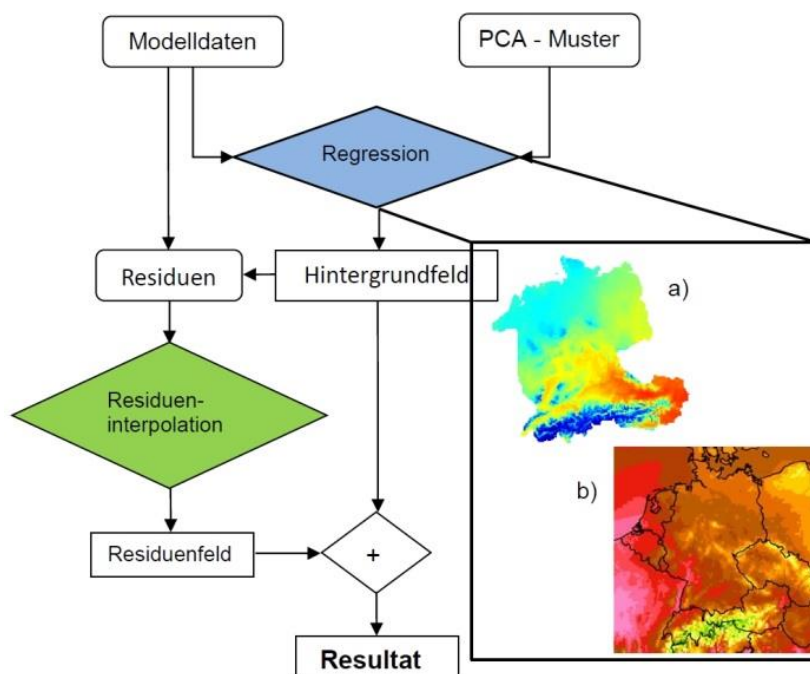


Abbildung 4-8: Schema der Downscaling-Methode mit a) monatliche Hauptkomponente für TAS und b) bias-adjustierter Modelloutput für einen bestimmten Tag.

4.2.2 Hochoaufgelöste Klimasimulationen

Nach gängiger Meinung in der Klimaforschung haben hochoaufgelöste, konvektionserlaubende Klimaprojektionen das Potential, Extremereignisse realistischer darzustellen (Ban et al. 2014, Brisson et al. 2016, Prein et al. 2015). Insbesondere die explizite Berechnung von hochreichender Konvektion verspricht, bessere Ergebnisse zu liefern, sowohl in Bezug auf die Niederschlagsmengen als auch deren zeitlicher Verteilung. In Simulationen mit größerer Auflösung werden Signale auf Grund der Aggregation über eine größere Fläche dagegen abgeschwächt.

Den Projektpartnern im BMVI-Expertennetzwerk werden hochoaufgelöste Klimaprojektionen bereitgestellt, um detaillierte Aussagen zum Klimawandel in Deutschland einschließlich möglicher Änderungen im Auftreten von Extremereignissen (z. B. Sturmereignisse und Starkniederschläge) machen zu können. Für die Erstellung eines Datensatzes hochoauflösender Klimaprojektionen wird das beim DWD eingesetzte regionale Klimamodell COSMO-CLM verwendet.

Das COSMO-CLM

Das COSMO-CLM (Rockel et al. 2008) ist ein nicht-hydrostatisches regionales Klimamodell, das in fast allen wesentlichen Komponenten mit dem operationellen Wettervorhersagemodell COSMO übereinstimmt, aber für Langzeitsimulationen optimiert wurde und seit über 10 Jahren stetig weiterentwickelt wurde. Es kann mit verschiedenen Gitterweiten von 50 km bis zu 1 km verwendet werden.

Physikalische Prozesse, die auf geringeren räumlichen Skalen mit Vergleich zum Modellgitter ablaufen, sogenannte subskalige Prozesse, werden durch Parametrisierungen angenähert berechnet. Bei Simulationen mit einer Gitterweite von mehr als 3 km sind das beispielsweise die Turbulenz und die Konvektion. Für hochoaufgelöste Simulationen (Gitterweiten < 3 km) wird die Konvektionsparametrisierung (teilweise oder ganz) abgeschaltet, d. h. die Konvektion wird vom Modell explizit berechnet.

Das COSMO-CLM verwendet üblicherweise bis zu 50 Höhenschichten, die aus geländefolgenden Koordinaten bestehen, wobei die unterste Schichtmitte in einer Höhe von etwa 10 m liegt, die oberste in etwa 22 km. Das Modell prognostiziert und diagnostiziert die verschiedensten Variablen und gibt diese in einer zeitlichen Auflösung von bis zu einer Stunde aus. Variablen wie die 2 m Temperatur werden beispielsweise

diagnostisch aus der untersten Modellschicht und den Bodenwerten abgeleitet. Weitere Informationen zum COSMO-CLM sind unter <http://www2.cosmo-model.org/> sowie <http://www.clm-community.eu/> zu finden.

Dynamisches Downscaling

Das COSMO-CLM wird über die Ränder mit globalen Modellen (GCMs) oder gröber aufgelösten Regionalmodellen (RCMs) angetrieben. So wird mit Hilfe des Dynamischen Downscaling grob aufgelöste Information an ein engmaschigeres Gitternetz weitergegeben. Für das BMVI-Expertennetzwerk werden hierfür Daten aus dem EURO-CORDEX Ensemble verwendet.

Zur Analyse von konvektionserlaubenden Klimaprojektionen werden die folgenden Klimasimulationen benötigt (s. Tabelle 4-4):

- ein Evaluierungslauf über den Zeitraum 1971–2000, angetrieben mit Reanalysedaten (ERA-40 und ERA-Interim),
- ein historischer Lauf über den Zeitraum 1971–2000 (*Bezugszeitraum*)
- sowie ein Lauf über einen Zeitraum „Mitte des Jahrhunderts“ 2031–2060 (*nabe Zukunft*) und
- „Ende des Jahrhunderts“ von 2071–2100 (*ferne Zukunft*).

Tabelle 4-4: Überblick über das dynamische Downscaling von COSMO-CLM Simulationen, durchgeführt im BMVI-Expertennetzwerk.

CCLM Version	COSMO 4.8 CLM 18 (INT2LM Version 1.19)		
Auflösung	horizontal: 0,025° (≈2,8 km)		vertikal: 50 Schichten
Modellgebiet	COSMO-DE mit östlichen Flusseinzugsgebieten (GER-0,025) 461x481 Gitterpunkte		
Klimaszenario	<i>Weiter-wie-bisher-Szenario</i>		
Zeitperioden	1971–2005	Historischer Lauf	MIROC5 - CCLM
	1971–2000	Evaluationslauf	ERA-40/ERA-Interim
	2006–2100	Szenariolauf	MIROC5 - CCLM
	Fokus-Zeit-scheiben	Mitte des Jahrhunderts (2031–2060)	MIROC5 - CCLM
Ende des Jahrhunderts (2071–2100)		MIROC5 - CCLM	

Als Antrieb für den historischen Lauf und die Zukunftsläufe wird das gekoppelte Globalmodell MIROC5 (Model for Interdisciplinary Research on Climate) verwendet (Watanabe et al. 2010). Mit Hilfe einer Zweifach-Nestung (von 150 km MIROC5 auf 12 km und von 12 km auf 2,8 km) wird somit ein hochaufgelöster Klimaprojektionslauf für Deutschland und angrenzende Flusseinzugsgebiete zur Verfügung gestellt. In die EUR-0.11 (12 km) Modelldaten, die ebenfalls mit dem COSMO-CLM erstellt wurden, wird das COSMO-CLM mit einer Gitterweite von 0,025° (≈2,8 km, für das Gebiet in Abbildung 4-9) genestet.

Die verfügbare zeitliche Frequenz der Ausgabe beträgt 1 Stunde. Damit werden insbesondere die Variablen Temperatur, Niederschlag, Feuchte, Wind (Geschwindigkeit und Richtung) sowie Luftdruck und Globalstrahlung ausgegeben. Die Qualität und Weiterverwendbarkeit der Stundenwerte des Windes kann jedoch nicht ohne weiteres geprüft werden, da hierfür nicht die entsprechenden Beobachtungsdaten vorliegen.

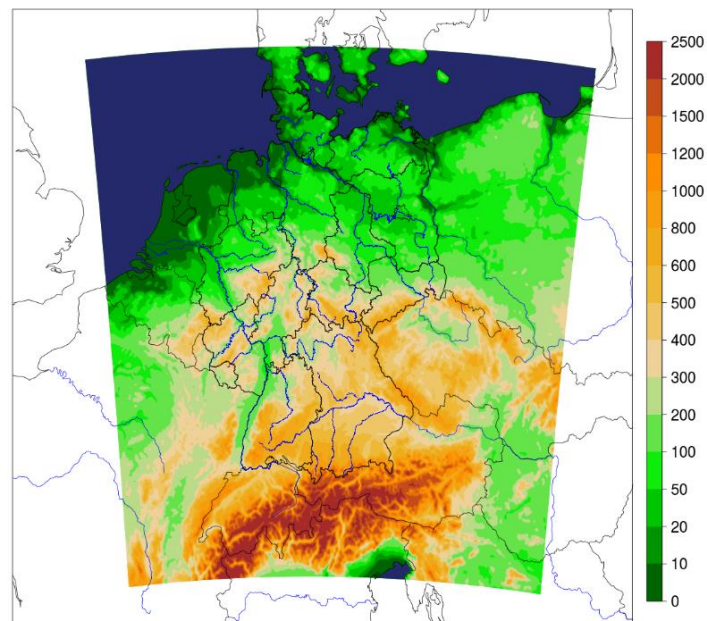


Abbildung 4-9: Modellgebiet für das dynamische Downscaling mit COSMO-CLM. Farblich dargestellt ist die Orographie in m ü. NN, die mit einer Gitterweite von 2,8 km im Modell verwendet wird.

Statistisches Downscaling

Da sich aus einem einzelnen Modelllauf noch keine robusten Änderungssignale des zukünftigen Klimas ableiten lassen, wurden im Rahmen des EURO-CORDEX-Projektes mehrere Modelle (global und regional) verwendet, wie bereits in Abschnitt 3.1.1 dargelegt. Auch auf lokaler Ebene sind robuste Änderungssignale gefragt. Jedoch kann aus Zeit- und Kostengründen nicht von jedem Ensemblemitglied mit Hilfe von dynamischem Downscaling ein hochaufgelöster Modelllauf generiert werden. Eine andere Herangehensweise ist daher das statistische Downscaling. Dieses beinhaltet die Entwicklung einer empirischen Beziehung zwischen einem historischen großräumigen Atmosphärenzustand (z. B. Zirkulation) und lokalen Klimabedingungen. Wenn eine solche Beziehung gefunden und überprüft ist, können zukünftige großräumige Bedingungen, dargestellt von einem GCM (*predictor*), für die Projektion auf das zukünftige lokale Klima (*predictand*) verwendet werden (Trzaska und Schnarr 2014).

Das von Stefan Krähenmann entwickelte und oben beschriebene Verfahren zum statistischen Downscaling von Klimaprojektionen wurde für diese Anwendung leicht modifiziert. Insbesondere werden für den hochaufgelösten Eingangsdatensatz keine Beobachtungsdaten, sondern die Daten aus dem dynamischen Downscaling verwendet. Aus Sensitivitätstests wurde der Evaluierungslauf von 1971–2000 ausgewählt. Zudem wurden die bereits bias-adjustierten 12 km Klimamodelldaten als Eingangsdatensatz verwendet.

Aufgrund des rein wissenschaftlichen Ansatzes der hier durchgeführten Studie zum statistischen Downscaling von konvektionserlaubenden Klimasimulationen wurde darauf verzichtet, das komplette Ensemble räumlich zu verfeinern. Mit Hilfe des Verfahrens von Dalelane et al. (2018) wurde das Klimasimulationsensemble für das *Weiter-nie-bisher-Szenario* von 20 auf 6 Mitglieder zum DWD Kernensemble v2018 reduziert (s. auch Tabelle 4-2). Die Abdeckung des reduzierten Ensembles beträgt dabei 91,2 % für die Temperatur und 88,4 % für den Niederschlag. In Tabelle 4-5 sind die Mitglieder des reduzierten Ensembles aufgeführt.

Mit dem Statistischen Downscaling Verfahren wurden diese 6 Modelle von 12 km auf 2,8 km herunterskaliert. Angewendet wurde das Verfahren auf tägliche Daten der 2m Temperatur (*tas*) und der Niederschlagshöhe (*pr*).

Tabelle 4-5: Beteiligte Modelle an DWD Kernensemble v2018 für das *Weiter-nie-bisher-Szenario*.

GCM	RCM
HadGEM2-ES	COSMO-CLM
MPI-ESM-LR	WRF
MPI-ESM-LR	REMO
EC-EARTH	RACMO
CanESM2	COSMO-CLM
MIROC5	REMO

Die Ergebnisse des dynamischen Downscalings werden in Kapitel 5.1 aufgeführt. Ergebnisse des statistischen Downscalings werden im ExpN-Fachbericht von M. Haller (DWD) (Haller 2019) präsentiert.

4.2.3 Regionale Klimaprojektionen für die Küste mit gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modellen

Im Küstenbereich werden aufgrund der besonderen Anforderungen gekoppelte Ozean-Atmosphären-Modelle zur Auswertung von Klimaänderungssignalen verwendet. Dabei spielt die physikalische Konsistenz von meteorologischen und ozeanischen Parametern eine wichtige Rolle. Die validierten Parameter Luftdruck auf Meeresniveau, Wind in 10 m Höhe und Gesamtniederschlag als Summe des skaligen und konvektiven Niederschlags werden in weiterführenden Untersuchungen u. a. zusammen mit dem Wasserstand ausgewertet (Bsp.: Auswertungen am Nord-Ostsee-Kanal (NOK), Meilenstein M108b-1, Ganske und Schade (2017)). Die hier genutzten Modelle MPI-OM/REMO und NEMO/RCA4 wurden im Rahmen des Ressortforschungsprogramms KLIWAS erstmals für gekoppelte Szenarienläufe im Nord- und Ostseebereich verwendet (siehe z. B. Bülow et al. (2014)). Die verwendeten Läufe zeigt Tabelle 4-6. Ausführliche Informationen zu den Modellen finden sich im *Auswerterahmen* (Hänsel et al. 2020a).

Zur Validation über See steht die hochaufgelöste Reanalyse COSMO-REA6 für alle drei Parameter zur Verfügung, für den Luftdruck zusätzlich die im Rahmen des BMVI-Expertennetzwerks erstellte Nord- und Ostsee-Klimatologie (Meilenstein M108a-1, Hinrichs und Jahnke-Bornemann (2017)). Zusätzlich wurden ausgewählte Landstationen zur Validation des Luftdrucks und des Windes, sowie der REGNIE Datensatz (Rauthe et al. 2013) zur Validation des Niederschlags im Einzugsgebiet des NOK verwendet. Eine ausführliche Beschreibung findet sich im Meilensteinbericht M108a-2 (Validation von atmosphärischen Klimamodelldaten über der Nord- und Ostsee, Ganske et al. (2019)).

Die Ergebnisse zeigen, dass beide Modelle unterschiedliche Stärken und Schwächen haben und es kein „bestes Modell“ gibt. Im Vergleich liegt MPI-OM/REMO im Mittel für den Wind und den Gesamtniederschlag näher an den Referenzwerten, während NEMO/RCA4 die besseren Übereinstimmungen im Luftdruck liefert, und dies für Vergleiche mit Messungen, Klimatologie und Reanalysen gleichsam. Ferner zeigt MPI-OM/REMO eine Verschiebung des Luftdruckfeldes in den Jahreszeiten (nördlicher im Winter, südlicher im Sommer), sodass daraus berechnete Parameter (z. B. geostrophische Winde, Wetterlagen) unterschiedliche Ergebnisse liefern könnten, was wiederum Auswirkungen auf modellierten Witterungsverhältnisse hat (Tiefdruckgebiete ziehen weiter nördlich, somit verschieben sich auch die Niederschlags- und Windfelder).

Tabelle 4-6: Übersicht über die verwendeten gekoppelten regionalen Ozean-Atmosphären-Klimamodelle (OARCM) und die atmosphärischen RCMs und ihren Globalmodellantrieb pro RCP-Szenario, ihre Herkunft (C: EURO-CORDEX, K: KLIWAS, R!: RACE!, S: SMHI) und ihre Verfügbarkeit (grün).

RCM oder OARCM	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
	MPI-OM/ REMO gekoppelt	NEMO/RCA4 gekoppelt	REMO	MPI-OM/ REMO gekoppelt	NEMO/RCA4 gekoppelt	REMO	MPI-OM/ REMO gekoppelt	NEMO/RCA4 gekoppelt	REMO
MPI-ESM_LR		S	C	R!	S	C	R!	K	C
EC-EARTH		S			S			S	
GFDL-ESM2M		S			S			S	
HadGEM2-ES		S			S			S	
IPSL-CM5A					S			S	

Extremwerte des Windes und des Niederschlags werden von keinem der Modelle in der Art wiedergegeben, dass sich Untersuchungen von Änderungssignalen in der Zukunft empfehlen lassen. Teilweise sind die Unterschiede so groß, dass derartige Untersuchungen überhaupt nicht möglich sind. So werden hohe Windgeschwindigkeiten von NEMO/RCA4 so stark unterschätzt, dass in Stürmen beobachtete Windgeschwindigkeiten praktisch nicht auftreten. Jahresgänge und -summen des Niederschlags werden von beiden Modellen trotz Offset relativ gut wiedergegeben, weshalb Untersuchungen von zukünftigen Änderungen aus Klimaprojektionen abgeleiteter Indizes (30-Tages-Vorfeuchte) als vertretbar angesehen werden können.

Vergleiche mit dem ungekoppelten, aber räumlich besser aufgelösten REMO zeigen außerdem, dass MPI-OM/REMO allein durch die Kopplung für den Niederschlag im Vergleich zur Referenz bessere Ergebnisse liefert. Allerdings muss bei allen Ergebnissen beachtet werden, dass derzeit für die Vergleiche mit COSMO-REA6 nur relativ kurze Zeiträume zur Verfügung stehen, weshalb eine finale Bewertung derzeit noch nicht gegeben werden kann.

4.3 Hydrologische Simulationen

Der Deutsche Wetterdienst nimmt innerhalb des BMVI-Expertennetzwerks die Aufbereitung der regionalen Klimamodelldaten für die verschiedenen Arbeitsschwerpunkte und Klimawirkungsanalysen vor (siehe Abschnitte 4.1.1 und 4.2.1). Zu den Aufbereitungsschritten gehört eine multivariate Bias-Adjustierung auf Basis des hydrometeorologischen Referenzdatensatzes HYRAS (Tageswerte; z. B. Rauthe et al. (2013)) sowie eine räumliche Disaggregation auf die ebenfalls von HYRAS vorgegebene 5 km x 5 km. Auf dieser Grundlage wurden durch die Bundesanstalt für Gewässerkunde Wasserhaushaltssimulationen mit dem Wasserhaushaltsmodell LARSIM-ME durchgeführt (BfG in Vorbereitung, Nilson et al. 2020). Verwendet wurden alle für Wasserhaushaltssimulationen validen Klimaprojektionen auf Basis der Szenarien *Weiter-nie-bisher*, *moderat* und *Klimaschutz* (vgl. Nilson et al. (2020)).

Der Schritt der wasserhaushaltsbezogenen Validierung der rohen, unkorrigierten Klimamodelldaten führte zu einer Reduktion des Ensembles von 21 auf 16 Simulationen für das Szenario *Weiter-nie-bisher*, 11 Simulationen für das *moderate Szenario* und 10 Projektionen für das Szenario *Klimaschutz*. Eine extremwertstatistische Evaluation (*Weiter-nie-bisher*) ergab eine weitere Reduktion von 16 auf 13 Simulationen. Abbildung 4-10 und Tabelle 4-7 bringen die verschiedenen Ensembles in einen Überblick. Einzelheiten zur Auswahl finden sich bei Nilson (eingereicht).

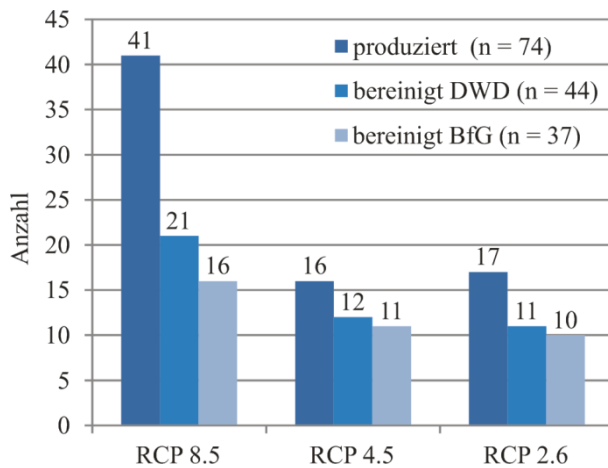


Abbildung 4-10: Anzahl der regionalen Klimasimulationen für die verschiedenen RCP-Szenarien; gegliedert in das ursprünglich produzierte Rohensemble, sowie zwei nach Qualitätskontrolle bereinigte Referenzensibles (vgl. Text; Quelle: Nilson (eingereicht)).

Tabelle 4-7: Übersicht der Modellkombinationen (GCM_Realisierung_RCM) und verschiedenen (Teil-) Ensembles im Kontext aktueller Klimawirkungsanalysen (DWD = Klimawandel, BfG = Hydrologischer Wandel, BfG-Extrem = Wandel extremer Hochwasserereignisse). Grau hinterlegt (und eingeklammert) sind Modellkombinationen, bei denen derzeit Datenfehler korrigiert werden und die in absehbarer Zeit zur Verfügung stehen sollen.

GCM_RUN_RCM	DWD	BFG	BfG-Extrem
CAN_01_CLM	X		
CAN_01_REM	X	X	X
ECE_01_WRF	X	(X)	(X)
ECE_01_RAC	X	X	X
ECE_12_CLM	X	X	X
ECE_12_RAC	X	X	X
ECE_12_RCA	X	X	X
ECE_12_REM	X	X	X
HAD_01_CLM	X		
HAD_01_RAC	X	X	
HAD_01_RCA	X	X	
HAD_01_REM	X	X	
HAD_01_WRF	X	(X)	(X)
IPS_01_RCA	X	X	X
MIC_01_CLM	X	X	X
MIC_01_REM	X	X	X
MPI_01_CLM	X	X	X
MPI_01_RCA	X	X	X
MPI_01_REM	X	X	X
MPI_02_REM	X	X	X
MPI_01_WRF	X	(X)	(X)
n (RCP8.5) =	21	16 (19)	13 (16)

4.4 Abgeleitete Daten/ Kennwertkatalog

4.4.1 Klimatologische Kennwerte

Die aufbereiteten Klimaprojektionen sowie deren statistische Auswertungen hydrometeorologischer Kennwerte stellen ein wichtiges Instrument zur Auswertung möglicher Änderungen des Energie- und Wasserhaushalts in Mitteleuropa dar und bilden die Arbeitsgrundlage für nachgeschaltete Wirkmodelle wie auch die Entwicklung von Anpassungsstrategien. In dieser Studie wurden über 100 Klimaindizes berechnet, die sich auf verschiedene Aspekte des Klimawandels wie Kälte, Trockenheit, Hitze, Luftfeuchtigkeit, Luftdruck, Niederschlag, Schneetage und Temperatur konzentrieren (ein Auszug der vollständigen Liste ist in Tabelle 4-8 zu finden). Für jeden Klimaindex existiert eine definierende Gleichung, die sogenannte Klimaelemente verwendet. Dies sind messbare Parameter, die die Eigenschaften des Klimasystems beeinflussen. Für folgende Klimaparameter liegen Beobachtungs- und Projektionsrasterdaten vor: Lufttemperatur in 2 m Höhe (Mittelwert, Maximum und Minimum), Niederschlag, Wind, Luftdruck und Globalstrahlung.

Tabelle 4-8: Auszug der Liste der in Themenfeld 1 bearbeiteten Klimaindizes, die auf Basis von Monaten (M), Jahreszeiten (S), hydrologischen Halbjahren (HY) oder Jahren (Y) berechnet werden. Die vollständige Liste ist im *Auswerterahmen* (Hänsel et al. 2020a) zu finden.

Abk.	Kenngröße/ Klimaindex	Einheit	Auswerte- zeitraum	Beschreibung
Lufttemperatur in 2 m Höhe				
tas-Mean	Mittlere Lufttemperatur in 2m Höhe	°C	M/S/Y/HY	Tagesmitteltemperatur T_{as} (monatlich, saisonal, jährlich und hydrologische Halbjahre)
tas95p	Tagesmittel	°C	M/S	95 % Perzentil (monatlich und saisonal)
su	Sommertage	Anz. Tage	M/S/Y/HY	Mittlere Anzahl der Tage mit $T_{max} > 25\text{ °C}$
hd	Heiße Tage	Anz. Tage	M/S/Y/HY	Mittlere Anzahl der Tage mit $T_{max} > 30\text{ °C}$
ft	Frostwechseltage	Anz. Tage	M/S/Y/HY	Mittlere Anzahl der Tage mit $T_{max} \geq 0\text{ °C}$ und $T_{min} < 0\text{ °C}$
wsgi	Andauer von Wärmeperioden	Dauer Tage	S/Y/HY	Mittlere Summe der zusammenhängenden Tage (mind. 6), an denen das $T_{max} > 90$. Perzentil der Tagesmaximumtemperatur zentriert auf einem 5-Tage-Fenster im <i>Bezugszeitraum</i> 1971–2000 ist.
su30fr	Hitzeperioden	Anzahl	S/Y	Mittlere Häufigkeit von Hitzeperioden als Abfolge von mind. 6 Tagen mit $T_{max} \geq 30\text{ °C}$. Es werden nur Perioden gezählt, in denen heiße Tage an 6 aufeinanderfolgenden Tagen auftreten.
Niederschlag				
rMean	Mittlerer Niederschlag	mm	M/S/Y/HY	Mittlerer Tagesniederschlag
r20mm	Anzahl Niederschlagstage $\geq 20\text{ mm}$	Anz. Tage	M/S/Y/HY	Mittlere Anzahl der Tage mit Niederschlag $\geq 20\text{ mm}$
dd	Anzahl Trockentage	Anz. Tage	M/S/Y/HY	Mittlere Anzahl der Tage mit Niederschlag $< 1\text{ mm}$
cwd	Maximale Niederschlagsperiode	Dauer Tage	M/S/Y/HY	Maximale Periode von ununterbrochenen aufeinanderfolgenden Niederschlagstagen mit Niederschlag $\geq 1\text{ mm}$
r95p	Anzahl von sehr feuchten Tagen	Anz. Tage	S/Y/HY	Mittlere Zahl an Tagen mit Niederschlag > 95 . Perzentil (<i>Bezugszeitraum</i> 1971–2000).
r99p	Anzahl von extrem feuchten Tagen	Anz. Tage	S/Y/HY	Mittlere Zahl an Tagen mit Niederschlag > 99 . Perzentil (<i>Bezugszeitraum</i> 1971–2000).

Im BMVI-Expertennetzwerk wird ermittelt, wie sich die durchschnittlichen klimatischen Bedingungen und extremen Wetterereignisse im Laufe des 21. Jahrhunderts in Deutschland möglicherweise entwickeln werden. Dies wird durch die Analyse und den Vergleich von Zeitreihen, Mittelwerten, Extremwerten und Trends klassischer Klimaindizes wie mittlerer Tagesniederschlag oder Tropennächte (Tage mit Tagesmindesttemperatur $> 20\text{ }^{\circ}\text{C}$) erreicht. Besondere Bedeutung bei der Frage nach den Folgen des Klimawandels kommt der Untersuchung von extremen Witterungsbedingungen zu. Die Verkehrsinfrastruktur weist generell eine große Vulnerabilität gegenüber Wetterextremen und ihren unmittelbaren Folgen auf.

Die Leistungsfähigkeit des Klimaindexkonzepts wird anhand komplexer Klimaindizes untersucht, die wichtige Informationen für empfindliche Systeme enthalten. Dazu gehören unter anderem Expositionszeit sowie Schwellenwerte für die Ereignisintensität. Klimaindizes beschreiben häufig Extremereignisse, die statistisch in Zusammenhang stehen mit seltenen Werten am unteren oder oberen Ende der Verteilungsfunktionen, wie beispielsweise die Anzahl der Niederschlagstage $\geq 20\text{ mm}$ ($r_{20\text{ mm}}$). Einige Indizes kennzeichnen jedoch häufige Ereignisse, z. B. die Anzahl Tage mit einer Tagesmitteltemperatur $\geq 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (tas_{10}). Die am häufigsten verwendeten Indizes geben Auskunft über die Häufigkeit einer Überschreitung (Unterschreitung) oder die Dauer der Überschreitung (Unterschreitung) eines bestimmten Schwellenwerts, z. B. die heißen Tage (Anzahl der Tage mit Maximumtemperatur $> 30\text{ }^{\circ}\text{C}$). Dank der festen Schwellenwerte sind diese Indizes leicht quantifizierbar und auch interpretierbar. Es ist jedoch nicht einfach, diese Indizes für den Vergleich von Gebieten mit unterschiedlichem Klima zu verwenden, da die Häufigkeit einer Schwellwertüberschreitung einer Variablen regional sehr unterschiedlich sein kann. Um dieses Problem teilweise zu lösen, wurden Perzentil-basierte Indizes eingeführt. In diesen Fällen werden für jeden Gitterpunkt separat feste Perzentilwerte (normalerweise die unteren oder oberen Perzentile der Verteilungsfunktion) für den *Bezugszeitraum* (1971–2000) definiert, um die Schwellenwerte festzulegen. Anschließend wird die Häufigkeit des Überschreitens dieser Schwellenwerte für die Zukunft quantifiziert. Ein Beispiel für diesen Indextyp ist die Anzahl sehr feuchter Tage (r_{95p} ; Niederschlag $> 95\text{ }^{\circ}\text{Perzentil}$ täglicher Niederschlagsmengen im *Bezugszeitraum* 1971–2000).

Für die Auswertung des festgelegten Ensembles von Klimaprojektionen (s. Kapitel 4.2.1) wurden die Änderungssignale für eine *nabe* (2031–2060) und eine *ferne Zukunft* (2071–2100) untersucht. Die Analyse erfolgt jeweils relativ zum *Bezugszeitraum* (1971–2000). Die Indizes werden für das Jahr, das hydrologische Winterhalbjahr (NDJFMA), das hydrologische Sommerhalbjahr (MJJASO), den Winter (DJF), den Frühling (MAM), den Sommer (JJA), den Herbst (SON) und jeden Kalendermonat ausgewertet. Alle Indizes werden als Mittelwerte der jährlichen Indexwerte während des 30-jährigen historischen Zeitraums berechnet. Änderungssignale von Klimaparametern und abgeleiteten Indizes wurden relativ zum *Bezugszeitraum* bestimmt. Für jeden Klimaindex werden sowohl Absolutwerte für den historischen Zeitraum als auch die absolute Differenz bzw. die prozentuale Abweichung des zukünftigen Auswertezitraums im Vergleich zum *Bezugszeitraum* angegeben.

Zur Angabe von Spannbreiten in Kartendarstellungen werden jeweils die Isolinien der Änderung der betrachteten Größe für das 15., das 50. und das 85. Perzentil dargestellt. Dazu werden die Modellergebnisse für jede Gitterzelle zunächst aufsteigend sortiert. Kleinere Werte werden den kleineren Perzentilen zugeordnet und größere Werte den größeren Perzentilen. Im Einzelnen sind diese Perzentile wie folgt zu interpretieren; 15. Perzentil: 85 % der Projektionen projizieren höhere und 15 % die dargestellten oder niedrigeren Änderungsraten; 85. Perzentil: 85 % des Ensembles projizieren die dargestellten oder niedrigere Änderungsraten und 15 % prognostizieren höhere Änderungsraten; 50. Perzentil: Median der Klimaprojektionen als ein mittleres Änderungssignal bzgl. des betrachteten Ensembles. Mit diesen Bandbreiten ist es möglich, Aussagen zu Änderungskorridoren des zukünftigen Klimas abzuleiten. Um neben Änderungssignalen auch Spannbreiten möglicher zukünftiger Klimazustände bestimmen zu können, wurden Perzentilauswertungen entwickelt, mit deren Hilfe sowohl Kartendarstellungen für das Untersuchungsgebiet möglich sind als auch Auswertungen für wasserwirtschaftlich relevante Raumausschnitte. Der Bereich zwischen den gewählten unteren und oberen Schwellenwerten umfasst 70 % des betrachteten Ensembles und kann als stabiles Signal des Klimaprojektionsensembles ohne Berücksichtigung statistischer Ausreißer beschreiben werden. Mit

Hilfe dieses Verfahrens sind sowohl Aussagen über zu erwartende Änderungen als auch zur Spannbreite möglicher zukünftiger klimatischer Zustände möglich.

4.4.2 Extremwertanalysen mittels der Kernschätzer-Methode

Generell lassen sich extremwertstatische Untersuchungen über parametrische und nicht-parametrische Verfahren durchführen. Parametrische Verfahren setzen eine zuvor definierte theoretische Verteilungsfunktion voraus, deren Verteilungsparameter über die gegebene Stichprobe abgeschätzt werden können. Betrachtet man nur die extremsten Werte einer Stichprobe, so lässt sich auch auf unterschiedliche Extremwertverteilungen zurückgreifen, deren Randbereiche deutlich besser der Häufigkeitsverteilung der extremsten Werte einer Stichprobe entsprechen. Da extreme Ereignisse mit zunehmender Extremität per se immer seltener auftreten, werden für aussagekräftige Abschätzungen einer extremwertstatistischen Auswertung längere Zeitreihen als statistisch robuste Datengrundlage benötigt. Des Weiteren ist bei der Anpassung der Verteilungsparameter auf statistische Ausreißer zu achten, da diese einen erheblichen Einfluss auf das spätere Ergebnis haben können. Nicht-parametrische Verfahren haben im Gegensatz dazu den Vorteil, dass sie vollständig auf eine vorgegebene theoretische Verteilungsfunktion verzichten. Ein nicht-parametrisches Verfahren generiert seine Modellstruktur empirisch aus der vorliegenden Stichprobe. Zusätzlich ist diese Methode unempfindlich gegenüber statistischen Ausreißern.

Zur Abschätzung des Verhaltens von Extremen unterschiedlicher Klimaparameter in Klimaprojektionsdaten wurde mit der sogenannten Kerndichteschätzung ein nicht-parametrisches Schätzverfahren verwendet, das beim DWD bereits im Projekt „Auswertung regionaler Klimaprojektionen für Deutschland hinsichtlich der Änderungen des Extremverhaltens von Temperatur, Niederschlag und Windgeschwindigkeiten“ angewendet wurde (Dalelane und Deuschländer 2013, Deuschländer und Dalelane 2012). Häufig wird die Kerndichteschätzung zur Bestimmung von Wahrscheinlichkeitsdichten verwendet, wenn beispielsweise ein Histogramm nicht ausreichend exakt die zugrundeliegende Verteilung einer Stichprobe bestimmt und eine stetige Dichtefunktion benötigt wird. Für die im BMVI-Expertenetzwerk durchgeführten Arbeiten wurde die Kerndichteschätzung, wie bereits in Deuschländer und Dalelane (2012), in der Form eines Glättungsverfahrens für Datenzeitreihen verwendet.

Die mit der Kerndichteschätzung untersuchten Zeitreihen basieren dabei auf den Klimaprojektionsdaten von EURO-CORDEX und ReKliEs-De. Über zuvor definierte Schwellenwerte werden jedoch neue Zeitreihen generiert, für die nur noch Tage berücksichtigt werden an denen der Schwellenwert erreicht oder überschritten wurde. Zu beachten ist, dass zur Bestimmung der Schwellenwerte nur der historische Klimalauf (*Bezugszeitraum* abhängig vom Klimamodell 1951–2005 bzw. 1971–2005) der jeweiligen Klimasimulation herangezogen wird und keine Informationen der zukünftigen Klimaprojektion mit einbezogen werden.

Abbildung 4-11 a und b zeigen diese Vorgehensweise für einen Gitterpunkt im Rhein-Main-Gebiet beispielhaft für die Niederschlagszeitreihe der regionalen Klimamodellsimulation des RACMO22E (angetrieben durch Globalmodelldaten des HadGEM2-ES). Während in Abbildung 4-11 a noch die vollständige Niederschlagszeitreihe zu sehen ist, zeigt Abbildung 4-11 b für dieselbe Zeitreihe die Daten nach Kappung (rote Linie) durch den zuvor definierten Schwellenwert. In der Niederschlagszeitreihe ergeben sich nun größere Lücken, die durch Tage verursacht werden, deren Niederschlagssummen unter dem Schwellenwert liegen. In der Extremwertstatistik wird diese Vorgehensweise auch als Peaks-over-Threshold-(PoT)-Ansatz bezeichnet. Je höher der Schwellenwert ist, desto größer werden die Lücken zwischen den einzelnen Ereignissen. Damit nähert man sich der statistischen Unabhängigkeit der selektierten extremen Ereignisse an, die als Bedingung für das zugrundeliegende mathematische Modell des Poisson-Punktprozesses vorliegen sollte. Hierbei handelt es sich um einen stochastischen Zählprozess, dessen Intensität λ durch die Kerndichteschätzung über die zeitlich veränderliche Wahrscheinlichkeit P der Überschreitung eines Schwellenwertes u zu jedem Zeitpunkt t aus dem entsprechenden Wert der Zeitreihe x_t , geschätzt wird.

$$\lambda_u(t) = P(x_t - u \geq 0)$$

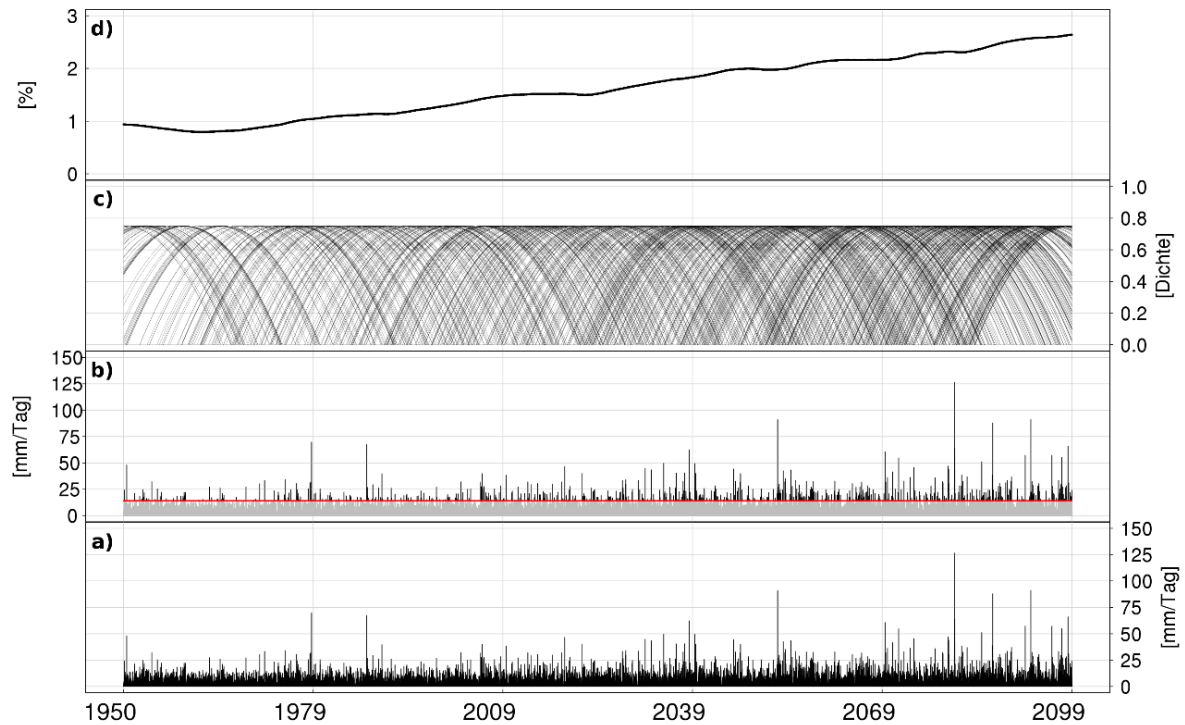


Abbildung 4-11: Prozess der Kerndichteschätzung am Beispiel des Regionalmodells KNMI-RACMO22E (angetrieben über das ESM: MOHC-HadGEM2-ES) mit *Weiter-nie-bisher-Szenario* für einen Gitterpunkt im Rhein-Main-Gebiet, a) Tägliche Niederschlagssummen, b) Tägliche Niederschlagssummen ab dem 99 % Quantil (schwarz), c) Kernfunktionen für Tage an denen der Schwellenwert überschritten wurde, d) Häufigkeit von Schwellenwertüberschreitungen des 99 % Quantils aus aufsummierten Kernfunktionen.

Insgesamt wurden für die durchgeführten Auswertungen drei Schwellenwerte definiert, die in Tabelle 4-9 (linke Spalte) aufgelistet sind. Es handelt sich dabei um relative Schwellenwerte, die über Quantile der Verteilung des Datenkollektivs der Zeitreihe bestimmt wurden. Die Festlegung des Schwellenwertes über eine relative statt einer absoluten Kennzahl zieht einige Konsequenzen nach sich. So kann die absolute Größe des relativen Schwellenwerts je nach Region sehr stark variieren. Verwendet man dagegen einen absoluten Schwellenwert, so kann dies dazu führen, dass in einigen Regionen sehr viele Ereignisse als extrem klassifiziert werden, die an diesem Standort aber eher die Regel als die Ausnahme sind und somit in der regionalen Klimatologie kein seltenes, extremes Ereignis darstellen. In anderen Regionen kann die Verwendung desselben Schwellenwerts dazu führen, dass nur sehr wenige Ereignisse als extrem eingestuft werden und man eine zu kleine Stichprobe für eine robuste extremwertstatistische Auswertung erhält. Aus diesem Grund ist bei der Verwendung eines absoluten Schwellenwerts eine Stichprobengröße, die für alle Regionen statistisch sinnvoll ist, schwierig zu realisieren.

Tabelle 4-9: Quantile, Auftrittshäufigkeit pro Jahr, Wiederkehrperiode der Schwellenwertüberschreitung sowie zugehörige Bandweite der Kerndichteschätzung.

Schwellenwert	Auftrittshäufigkeit pro Jahr	Wiederkehrperiode	Bandweite Kerndichteschätzung
90 % Quantil	36,5 Tage	10 Tage	3500 Tage
99 % Quantil	3,65 Tage	100 Tage	5500 Tage
99,9 % Quantil	0,365 Tage	1000 Tage	8500 Tage

Die beiden mittleren Spalten in Tabelle 4-9 zeigen wie häufig die definierten Extremereignisse pro Jahr auftreten bzw. wie sich die zugehörige Wiederkehrperiode darstellt, wenn alle Tage – auch ohne Niederschlag – berücksichtigt werden. Die extremsten Ereignisse, die mittels der Kerndichteschätzung bisher untersucht wurden, weisen tägliche Niederschlagssummen auf, die gleich oder größer dem 99 % Quantil der Verteilung des Datenkollektivs sind. Diese Ereignisse treten im Mittel an 3,65 Tagen pro Jahr auf bzw. besitzen eine Wiederkehrperiode von 100 Tagen. Extremere Ereignisse, wie sie beispielsweise den Unwetterwarnkriterien des DWD entsprechen, wurden bisher nicht mittels der Kerndichteschätzung untersucht.

Nach Bestimmung des Schwellenwerts und Kappung der Niederschlagszeitreihe erfolgt die Kerndichteschätzung über

$$\hat{f}_h(x) = \frac{1}{n} \sum_i^n K_h(x - x_i) = \frac{1}{nh} \sum_i^n K\left(\frac{x - x_i}{h}\right)$$

Hierbei wird für eine gegebene Stichprobe n , die sich aus dem historischen Klimalauf und dem Projektionslauf der Klimamodellsimulation zusammensetzt, auf jede Schwellenwertüberschreitung x die Kernfunktion K angewendet. Die Bandweite h gibt dabei die Stärke der Glättung über die Anzahl der mit zu berücksichtigenden Nachbarnachbarpunkte vor (siehe Tabelle 4-9 rechte Spalte). Nach Anwendung der Kernfunktion auf eine Schwellenwertüberschreitung erhält man eine zeitlich gewichtete Funktion für die Wahrscheinlichkeit des Auftretens dieser Schwellenwertüberschreitung (Abbildung 4-11c). Die einzelnen Kerne werden anschließend aufsummiert und ergeben die Wahrscheinlichkeit für eine Schwellenwertüberschreitung für den gesamten betrachteten Zeitraum (Abbildung 4-11d).

Als Kernfunktion wird der sogenannte Epanechnikov-Kern (K) verwendet:

$$K(x) = \frac{3}{4}(1 - x^2) \forall \text{ mit } |x| \leq 1$$

Frühere Untersuchungen haben gezeigt, dass die Kernfunktion selbst eine eher untergeordnete Bedeutung für das spätere Ergebnis hat (Deutschländer und Dalelane 2012). Eine andere Kernfunktion, die zu ähnlichen Ergebnissen führen würde, wäre beispielsweise der Gaußkern.

4.4.3 Hydrologische Kennwerte

Im Rahmen des BMVI-Expertennetzwerks wurde – unterstützt durch Automatisierungsaktivitäten des Projektes ProWas (Nilson et al. 2018) – der Wasserhaushalt Mitteleuropas für insgesamt ca. 4.000 Jahre in einem Tagezeitschritt und einem 5 km Raster simuliert. Im Abschnitt 5.1.4 werden Auswertungen für 22 exemplarische Pegel in den Einzugsgebieten von Rhein, Elbe, oberer Donau, Weser und Ems vorgestellt, die das projizierte Abflussgeschehen an Rhein, Elbe, oberer Donau, Weser und Ems sowie größeren Nebengewässern beschreiben. Die hier ausgewählte Darstellung orientiert sich aus Vergleichsgründen in Form und Umfang an den Ergebnissen aus KLIWAS (Nilson et al. 2014).

Die Abflussverhältnisse werden konventionsgemäß anhand der vieljährigen (30 Jahre) mittleren Abflüsse des hydrologischen Jahres (Nov-Okt), Sommers (Mai-Okt), des Winters (Nov-Apr) sowie des höchsten mittleren Tagesabflusses (MHQ, hydrologisches Jahr, Nov-Okt) und niedrigsten über 7-Tage gemittelten Abflusses (NM7Q, Wasserhaushaltsjahr, Apr-Mrz) wiedergegeben. Weitere Auswertungen finden sich im Bericht zu *Schiffbarkeit und Wasserbeschaffenheit* (Fleischer et al. (2019) in Nilson et al. (2020)).

Neben den Zukunftsprojektionen werden als Zusatzinformation für das Monitoring des Klimawandels die Änderungen zwischen der jüngeren "Gegenwart" (hier: 1984–2013) und dem im BMVI-Expertennetzwerk vereinbarten *Bezugszeitraum* (1971–2000) angegeben. Dies dient der Beantwortung der Frage, ob aktuelle Änderungen in das Gesamtbild des Klimawandels passen und zu welchem Grad ggf. die projizierten Änderungen bereits realisiert sind.

Für ausgewählte Pegel an Rhein und Donau wurden ferner extremwertstatistische Auswertungen in Bezug auf das Klimaszenario *Weiter-nie-bisher* erstellt. Diese beziehen sich auf Abflussscheitel extremer Hochwasserereignisse der Jährlichkeit 100 und 1000 (HQ_{100} bzw. HQ_{1000}), die aufgrund ihrer Auswirkungen auf Feststofftransport und Gewässermorphologie sowie der Gefährdung wasserbaulicher Anlagen und gewässernahe Produktionsstandorte für die Binnenwasserstraße besondere Relevanz haben. Für diese Analyse wurde der methodische Ansatz gegenüber der oben angesprochenen Vorgehensweise modifiziert. Statt auf einzelne Projektionsläufe und deren Verteilung wird Bezug auf vereinigte Ensembleserien¹² für den *Bezugszeitraum* und die gewählten Zukunftszeiträume genommen (sg. Grand Sample"-Ansatz). Damit werden die jährlichen Serien der analysierten Kenngrößen vergrößert, um aussagekräftige Extrapolationen der an sie angepassten Verteilungsfunktionen erst zu ermöglichen. Die Ableitung von Unsicherheitsbereichen nach diesem Ansatz erfordert weitere Untersuchungen, die in den hier dargestellten Ergebnissen noch nicht bzw. noch nicht vollständig enthalten sind. Für weitere Details zur Methodik (bezogen auf Hochwasser) siehe Nilson et al. (2020) bzw. Bericht des Schwerpunktes *Hochwassergefahren* (Rauthe et al. 2020).

4.4.4 Tide- und ozeanographische Kennwerte

Eine kompakte Beschreibung der Hydrodynamik in einem tidebeeinflussten Gebiet ist durch die Analyse zuvor eindeutig definierter charakteristischer Merkmale (z. B. höchster und niedrigster Wasserstand, etc.) möglich. Liegen über diese charakteristischen Größen, die im Folgenden als Tidekennwerte bezeichnet werden, Zahlen vor, so können in einfacher Weise die an einem festen Ort ablaufenden Veränderungen quantifiziert werden. Darüber hinaus sind Vergleiche mit anderen Orten möglich. Unterschiedliches Systemverhalten wird dadurch präzise quantifizierbar (siehe BAW (2017)).

Um eine kompakte Beschreibung des heutigen Zustandes (Referenz) der Hydrodynamik im Küstenbereich und in den Ästuaren sowie möglicher Änderungen aufgrund eines Klimawandels zu erhalten, werden für alle untersuchten Zustände Kennwerte der Hydrodynamik ermittelt. Diese Kennwerte werden sowohl in der Fläche für das gesamte Untersuchungsgebiet als auch auf Profilen entlang der Fahrwasser in den Ästuaren von Elbe, Jade-Weser und Ems bestimmt.

Zur Beantwortung unterschiedlicher Fragestellungen im Zusammenhang mit der Nutzung der Deutschen Bucht und den Ästuaren (Transportweg, Sicherheit und Leichtigkeit des Schiffsverkehrs, Be- und Entwässerungssystem) werden unterschiedliche Kennwerte benötigt. Zur Beantwortung von Fragen z. B.

- zum tideunabhängigen Erreichen des Hamburger Hafens werden Tidekennwerte des Wasserstandes (z. B. das Tideniedrigwasser T_{nw}),
- zu Änderungen in den Belastungen von Sohle und Ufer der Bundeswasserstraßen Tidekennwerte der Strömung,
- zur Unterhaltung der Bundeswasserstraßen Tidekennwerte des Wasserstandes, der Strömung und des Sedimenttransportes,
- zur Entwässerung tiefliegender Gebiete die Dauer von hohen Wasserständen (Sielzugzeiten) benötigt

Die Definition der tideabhängigen Kennwerte des Wasserstandes und der Strömung sowie die tideunabhängigen Kennwerte des Wasserstandes werden in Abbildung 4-12 bzw. Abbildung 4-13 graphisch dargestellt. Eine detailliertere Beschreibung der Kennwerte und ihrer Berechnung gibt das BAWiki (wiki.baw.de). Die Definition der Kennwerte ist in DIN 4049-3 Hydrologie angegeben.

Die Tidekennwerte werden für jede Tide im Untersuchungszeitraum einzeln analysiert und können anschließend über den Untersuchungszeitraum (z. B. einen Spring-Nipp-Zeitraum) gemittelt werden. Für Extremereignisse, wie z. B. Sturmfluten in der Deutschen Bucht und den Ästuaren, die durch einen von den mittleren Gezeiten deutlich abweichenden Wasserstandsverlauf gekennzeichnet sind oder zur Ermittlung

¹² Aufgrund von Auffälligkeiten im Auftreten extremer Hochwasserereignisse wurden hier nur 13 hier der sonst in diesem Kapitel verwendeten 16 Projektionen verwendet

von Wasserstandskennwerten für beliebig lange oder kurze Analysezeiträume (z. B. 1 Tag) werden tideunabhängige Kennwerte des Wasserstandes ermittelt (Abbildung 4-13).

Der Vergleich der Tidekennwerte einer auf Grund des Klimawandels möglichen Zukunft mit den Tidekennwerten des (heutigen) Referenzzustandes erlaubt Aussagen zum lokalen Wert und zur räumlichen Ausdehnung der Änderungen des Tidekennwertes auf Grund der durch den Klimawandel veränderten Randwerte (z. B. durch einen Meeresspiegelanstieg veränderte Wasserstandsrandwerte in der Nordsee, siehe Abschnitt 3.1.2). Es ist somit möglich, Änderungen auf Grund eines möglichen Klimawandels durch den Vergleich von Tidekennwerten einer möglichen Zukunft mit den Tidekennwerten des Referenzzustandes abzuleiten.

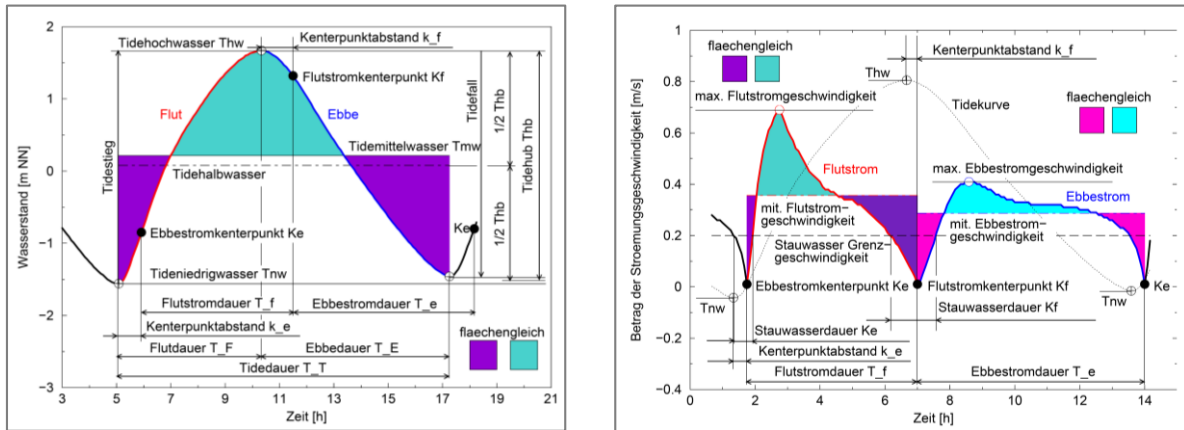


Abbildung 4-12: Tidekennwerte des Wasserstandes (links) und der Strömung (rechts) (aus [BAWiki](#) nach DIN 4049-3 Bild 10 Schematische Darstellung einer Tidekurve sowie nach DIN4049-3 Bild 12 Schematische Darstellung der Fließgeschwindigkeiten).

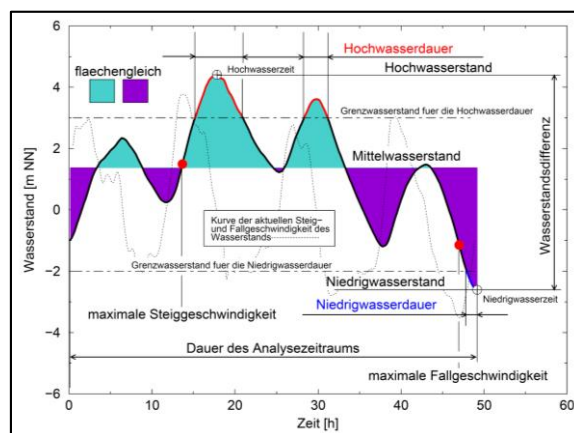


Abbildung 4-13: Tideunabhängige Kennwerte des Wasserstandes (aus [BAWiki](#)¹³).

4.4.5 Extremwertstatistik von Pegeldata der Deutschen Nordseeküste

An der deutschen Nordseeküste stehen langjährige Pegeldata der Wasserstände zur Verfügung, teilweise reichen diese zurück bis in das Jahr 1843 (für den Pegelstandort Cuxhaven). Diese Pegeldata sind in unterschiedlicher zeitlicher Auflösung vorhanden, bis in das Jahr 1918 stehen Scheitelwerte der Hoch- und Niedrigwasser zur Verfügung, ab dann meist stündliche und später sogar minütliche Werte. Tabelle 4-10 gibt einen Überblick über die Pegelstationen.

¹³ http://wiki.baw.de/de/index.php/Tideunabh%C3%A4ngige_Kennwerte_des_Wasserstands

Tabelle 4-10: Pegelstationen an der Deutschen Nordseeküste mit dem Beginn und Ende der genutzten Zeitserien.

Name	Start der Zeitreihe	Verfügbar bis	Name	Start der Zeitreihe	Verfügbar bis
Alte Weser	1966	bis heute	Hooge	2012	2013
Borkum	1963	bis heute	Hörnnum	1999 (1.11.)	2012
Bremen	2001 (1.11)	bis heute	Husum	1951	bis heute
Bremerhaven	1965	bis heute	List	1998 (1.11.)	2012
Cuxhaven	1843	bis heute	St. Pauli	1841	bis heute
Dagebüll	1999 (1.11.)	2012	Tönning	1999 (1.11.)	2011
Eider	1999 (1.11.)	2012	Wangerooge	2000 (1.11.)	2012
Emden	2004 (1.11.)	2011	Wilhelmshaven	2000 (1.11.)	2012
Helgoland	1951	bis heute	Wittdün	2012	bis heute

Aufgrund der Länge dieser Zeitreihen von meist über 30 Jahren können diese Pegelraten für extremwertstatistische Untersuchungen (EWS) verwendet werden. So interessieren für den Küstenschutz v.a. die zu erwartenden extremsten Wasserstände. In Schleswig-Holstein wird beispielsweise der Bemessungswasserstand für die Landesschutzdeiche für das Wiederkehrintervall von $T=200$ Jahren bestimmt, d. h. der Deich soll einem Hochwasserereignis, das durchschnittlich alle 200 Jahre eintritt, standhalten können.

Für die extremwertstatistischen Untersuchungen wurden verschiedene Methoden verwendet, die sich grundsätzlich in zwei Vorgehensweisen aufteilen lassen, in klassische stationäre und in die neueren instationären Methoden. Dabei gibt es keinen Königsweg, je nach zeitlicher und räumlicher Auflösung und der Verteilungsfunktion der untersuchten Variablen, können die verschiedenen Methoden für denselben Datensatz zu unterschiedlichen Ergebnissen führen.

1) Stationäre Methoden (hierbei müssen die Daten erst detrendet und normalisiert werden):

- Anpassung der **gesamten** Datenreihe an Verteilung nach
 - Gumbel
 - Frechet
 - Weibull
- Anpassung nur der extremeren Werte aus der Verteilung (Vorteil hierbei ist eine bessere Anpassung an die höheren Werte, die bei der Extremwertstatistik vor allem interessieren, Nachteil ist das breitere Konfidenzintervall aufgrund der kleineren Datenlage). Diese extremeren Werte können wiederum mit verschiedenen Methoden ausgewählt werden:
 - **Block Maxima**, Anpassung meist mit Genereller Extremwertverteilung (GEV)
 - für jedes Zeitintervall (bspw. Jahr, Saison oder Monat) wird nur der Maximalwert für die Anpassung genutzt.
 - Nachteil: Jahre (Saisons, Monate) mit niedrigen Maxima werden überrepräsentiert
 - **R-largest order** (auch hier Anpassung meist mit GEV)
 - für jedes Zeitintervall werden die r ($r = 2, 3, \text{ oder } 5$) größten Werte genutzt.
 - Vorteil gegenüber der Block Maxima Methode ist hierbei nicht nur die größere Datenlage, sondern auch die geringere Abhängigkeit von der zeitlichen Verteilung der Extremereignisse.
 - **peak over threshold (POT)**, Anpassung mit der Generellen Pareto-Verteilung (GPD)

- alle (voneinander unabhängigen) Werte über einem gewissen Schwellwert (threshold) werden genutzt.
- Vorteil: Wichtung nach den höchsten Werten statt nach Jahren (Saisons, Monaten)
- Nachteil: Bestimmung des optimalen Schwellwertes ist nicht trivial
 - zu niedrig > schlechte Anpassung
 - zu hoch > kleine Datenbasis
- Hier wurden zum Vergleich 2 unterschiedliche objektive Methoden für die Bestimmung des Schwellwertes verwendet:
 - Mean residual life (MRL)
 - Dispersion Index (DI)

2) Instationäre Methode

- Es können Originaldaten verwendet werden, sowohl Trends des Mittelwertes wie auch der Standardabweichung bleiben erhalten
- Damit sind die Ergebnisse der Extremwertstatistik nicht nur für jetziges, sondern auch für zukünftiges Klima gültig, Ergebnisse können den Klimawandel beinhalten
- Berechnung hier für 30-jähriges gleitendes Mittel
- Sowohl Mittelwert wie auch Standardabweichung werden als variabel angenommen
- Der Shape (Schiefe und Kurtosis) kann für die Nordseepegel als stationär angenommen werden (aus Datenanpassung)
- Hier Berechnung mithilfe der Gumbelverteilung, die sich für die Nordseepegel als passend erwiesen hat

Tabelle 4-11 zeigt exemplarisch die Ergebnisse einiger der oben dargestellten Methoden der EWS für den Nordseepegel Cuxhaven, dargestellt ist die Höhe des angenommenen 100-jährigen Ereignisses über dem mittleren Hochwasser (HW) bzw. mittleren Niedrigwasser (NW): Als erstes lässt sich (im Mittel der verschiedenen Methoden) erkennen, dass das 100-jährige Ereignis für Niedrigwasser um knapp 50 cm höher ausfällt als für Hochwasser. Dies lässt sich mit dem stärkeren Effekt der Bodenreibung bei niedrigeren Wasserständen erklären, der bei gleichen Windverhältnissen zu einem größeren Windstau bei Niedrigwasser im Vergleich zum Hochwasser führt.

Tabelle 4-11: Ergebnisse der EWS mit exemplarischen Methoden für das 100-jährige Ereignis am Pegel Cuxhaven für den Zeitraum 1843–2016.

Methoden (Station Cuxhaven, 1843–2016)	100-jähriges Hochwasser	100-jähriges Niedrigwasser
Stationär, nach Gumbel, gesamte Datenreihe	+3,36 m	+3,70 m
Stationär, nach GEV, aus jährlichen Maxima	+3,43 m	+4,06 m
Stationär, POT (GPD), threshold aus MRL	+3,36 m	+4,02 m
Stationär, POT (GPD), threshold aus DI	+3,84 m	+4,08 m
Instationär, 30-jähriges gleitendes Mittel, Gumbel	+3,34 m	+3,81 m

Es fällt weiterhin auf, dass die verschiedenen Methoden teilweise stark voneinander abweichen. So liefert die POT-Methode, berechnet aus dem Dispersionsindex [Tabelle 4-11, 4. Zeile], für das 100-jährige Hochwasser einen um etwa 45 cm höheren Wert als die anderen Methoden. Andererseits wird deutlich, dass diese Unterschiede der verschiedenen Methoden schon zwischen Hochwasser und Niedrigwasser nicht reproduzierbar sind (geschweige denn zwischen den verschiedenen Stationen, hier nicht gezeigt). So fällt die POT-Methode mit DI (4. Zeile) beim 100-jährigen Niedrigwasser nicht mehr auf im Vergleich zu den anderen

Methoden, während z. B. andererseits die stationäre Methode nach Gumbel (Tabelle 4-11, 1. Zeile) nur beim Niedrigwasser um etwa 30 cm niedriger liegt als andere Methoden.

Grundsätzlich sollte daher bei Anwendung der EWS vorher genau untersucht werden, welche Anpassung für die verwendeten Daten die jeweils optimale ist bzw. es sollten immer verschiedene Methoden genutzt werden, um so die Variabilität nicht nur innerhalb einer Methode (mithilfe beispielsweise des Konfidenzintervalls), sondern auch zwischen den unterschiedlichen Methoden abschätzen zu können.

Abbildung 4-14 zeigt die Ergebnisse der instationären Methode für den Pegel Cuxhaven detaillierter im zeitlichen Verlauf. Man erkennt einen recht gleichmäßigen Anstieg des mittleren Hochwassers (blaue Linie) mit einem Trend von etwa 2,7 mm/a. Der Anstieg des mittleren Niedrigwassers ist mit einem linearen Trend von nur 1,7 mm/a geringer und pausiert für etwa 25 Jahre, bevor er ab etwa 1985 wiedereinsetzt. Dieser unterschiedliche Trend von Hoch- und Niedrigwasser hat einen Anstieg des Tidenhubs zur Folge, für beinahe die gesamte Deutsche Bucht ist dieser Anstieg belegt, aber auch, dass der Tidenhub seit etwa 20 Jahren kaum noch ansteigt (in Abbildung 4-14 erkennbar an der Differenz zwischen blauer und grüner Kurve). Die Trends der 100-jährigen erwarteten Extremereignisse verlaufen hierzu gegenläufig, hier steigt das 100-jährige Niedrigwasser stärker als das 100-jährige Hochwasser an. Auch fällt für das 100-jährige Ereignis auf, dass ab den 1970-er Jahren ein sehr starker Anstieg zu verzeichnen ist, der etwa 1985 (also für die Jahre 1970–1999) einen Peak erreicht und danach wieder abfällt.

Für den Küstenschutz interessant ist auch die umgekehrte Fragestellung, also die Frage, wie häufig ein bestimmtes Ereignis in der Zukunft auftreten kann. Die Tabelle 4-12 zeigt dies für die Pegel Cuxhaven und Husum, berechnet aus Beobachtungen für verschiedene 30-jährige Intervalle und unterschiedliche Wiederkehrzeiten.

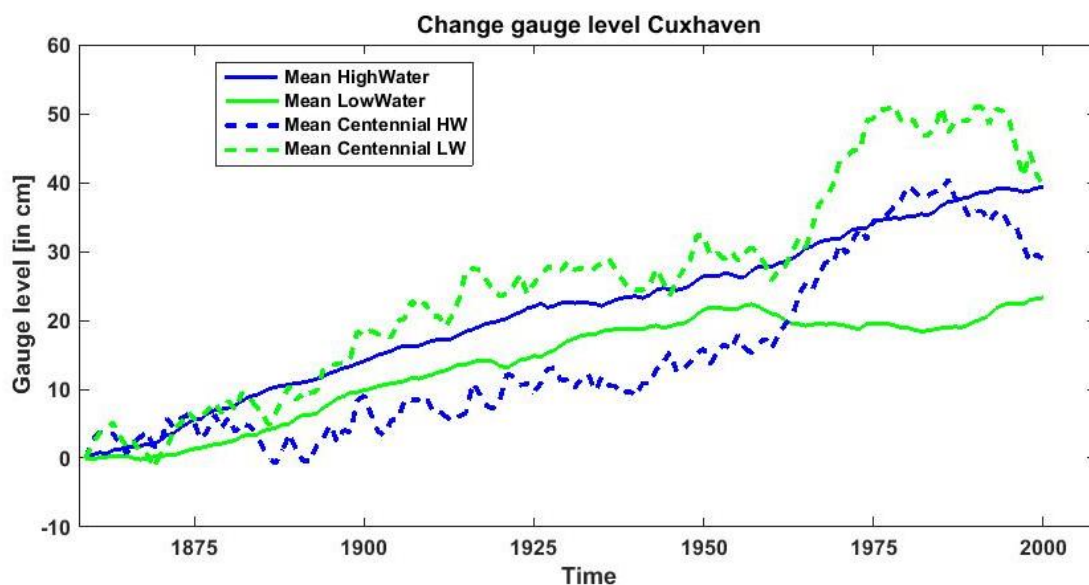


Abbildung 4-14: Änderung des Hochwassers (blau) und Niedrigwassers (grün) am Pegel Cuxhaven als gleitendes Mittel über 30 Jahre. (Zur Erklärung, beispielsweise zeigt der Wert für das Jahr 2000 das Mittel der Jahre 1985–2014). Ebenfalls dargestellt sind die Änderungen des erwarteten 100-jährigen Hochwassers (blau gestrichelt) bzw. Niedrigwassers (grün gestrichelt), berechnet mit einer Anpassung nach Gumbel aus jeweils 30 Jahren. Alle Anfangswerte des Zeitraums 1843–1872 wurden für bessere Vergleichbarkeit auf null gesetzt, somit sind die gezeigten Werte jeweils die Differenzen zum 30-Jahreszeitraum 1843–1872.

Als Lesehilfe, für Cuxhaven war ein Wasserstand von 912,8 cm über dem Pegelnullpunkt (PNP) in der Zeit von 1843–1872 ein 20-jähriges Ereignis, während der gleiche Wasserstand in der Zeit von 1986–2015 schon alle 8 Jahre aufgetreten ist. Für Cuxhaven fällt dabei auch auf, dass die Extremereignisse für die Zeit von

1985–2015 im Vergleich zu 1951–1980 kaum häufiger geworden sind, damals trat beispielsweise ein Wasserstand von 967 cm statistisch alle 43 Jahre auf, 35 Jahre später dann alle 40 Jahre. Dies lässt sich auch in der Abbildung 4-14 für die entsprechenden Zeitintervalle erkennen. Husum, wo die Zeitreihe erst 1951 beginnt, zeigt dagegen ein anderes Verhalten, dort wird nach 35 Jahren aus beispielsweise einem 50-jährigen schon ein 28-jähriges Ereignis. Auch dies ist wieder ein Hinweis auf regionale Unterschiede bei Hoch- und Niedrigwasserereignissen. Folglich lassen sich Ergebnisse eines Standorts nicht so ohne weiteres auf benachbarte Regionen übertragen.

Tabelle 4-12: Aus 30-jährigen Beobachtungen mithilfe der Gumbelverteilung bestimmte Höhen [in cm über PNP] für das 10 bis 100-jährige Hochwasserereignis in Cuxhaven (von 1843–1872) und Husum (von 1951–1980) und ihre Änderung der Häufigkeit für spätere Zeitintervalle.

Station	10 a Ereignis	20 a Ereignis	50 a Ereignis	100 a Ereignis
Cuxhaven	889,5	912,8	943,7	967
1843–1872	10 a	20 a	50 a	100 a
1951–1980	4,5 a	9 a	22 a	43 a
1986–2015	4 a	8 a	20 a	40 a
Husum	942,7	966,9	998,6	1023,2
1951–1980	10 a	20 a	50 a	100 a
1986–2015	6 a	11a	28 a	57 a

4.5 Evaluierung der Klimamodelldaten

4.5.1 Vergleich der bias- und nicht-bias-adjustierten Daten

Der folgende Abschnitt befasst sich mit dem Vergleich der bias- und nicht-bias-adjustierten Daten von Extremtemperaturen und -niederschlägen aus dem EURO-CORDEX (Jacob et al. 2014) und ReKliEs-De (Hübener et al. 2017) Ensemble für Deutschland. Es werden hierfür aus den 21 Simulationen das 90., 95. und 99. Perzentil (r_{90p} , r_{95p} und r_{99p}) für zwei 30-Jahreszeiträume der Sommermonate Juni, Juli und August (JJA) herangezogen. Die Auswertung bezieht sich auf den *Bezugszeitraum* (1971–2000) und die *ferne Zukunft* (2071–2100) unter Berücksichtigung des *Weiter-wie-bisher-Szenarios* (Meinshausen et al. (2011)). Als Grundlage dienen Tagesdaten für die jeweiligen 30-Jahresperioden der Temperatur (als Tagesmittelwert) und des Niederschlags (über 24 Stunden akkumuliert). Für letzteres wurden ausschließlich Tageswerte in Betracht gezogen, die einen Schwellenwert von 1 mm/Tag überschreiten. Dies vermeidet eine starke Unterschätzung der Perzentile bedingt durch eine fehlerhafte Darstellung von zu vielen Regentagen mit sehr geringen Niederschlagsmengen (Drizzle-Problem: Dai (2006); Kjellström et al. (2010)), was in vielen grobmaschigen globalen und regionalen Klimamodellen weiterhin ein Problem darstellt. Neben den Originaldaten aus dem EURO-CORDEX und ReKliEs-De Ensemble werden gleichzeitig die bias-adjustierten Simulationen ausgewertet. Eine Gegenüberstellung der Ergebnisse gibt Aufschluss über das Potenzial der Bias-Adjustierung in Bezug auf Extremwerte und einer möglichen Veränderung des Klimaänderungssignals.

Die erste Analyse umfasst die Repräsentation der Extremwerte für Temperatur und Niederschlag im *Bezugszeitraum* (1971–2000) vergleichend zum hydrologischen Rasterdatensatz (HYRAS: Rauthe et al. (2013); Frick et al. (2014b)). Hierfür wurde der Rasterdatensatz auf die gleiche horizontale Auflösung aller Simulationen von 12,5 x 12,5 km² gebracht, um einen direkten Vergleich zu ermöglichen. Aufgetragen und gegenübergestellt werden Box-Percentile Plots (Esty und Banfield 2003), welche eine Erweiterung von Box-Plots darstellen und zusätzlich einen Aufschluss über die Verteilung der Daten geben. Um die Vielzahl an Simulationen in einer reduzierenden Form darzustellen, werden die Simulationen anhand des verwendeten Regionalmodells zu fünf Gruppen zusammengefasst (s. Tabelle 4-2).

Abbildung 4-15 zeigt die täglichen Niederschlagsperzentile für die zusammengefassten Regionalmodelle aus Tabelle 4-2 im Vergleich zu den HYRAS Daten (grau). Die nicht bias-adjustierten Simulationen stellen die Perzentile im Vergleich zu den Beobachtungen stark unterschiedlich dar. Die Simulationen mit dem Regionalmodell CCLM zeigen eine gute Übereinstimmung der Mediane bzw. Mittelwerte für alle drei Perzentile, jedoch eine zu hohe Streuung der Daten sowie eine Überschätzung der maximalen Niederschlagsmengen von bis zu 20 mm/Tag. Das Regionalmodell RACMO zeigt unabhängig vom verwendeten Globalmodell eine leichte Unterschätzung aller Niederschlagsperzentile. Die Form der Verteilung ist jener des HYRAS-Datensatzes sehr ähnlich. Die Modellierung der Starkregenereignisse durch die Regionalmodelle RCA4 und REMO zeigt in beiden Fällen eine gute Übereinstimmung mit den HYRAS Mittelwerten, jedoch weitaus zu hohe Ausreißer. Dies gilt für alle Perzentile und ist im Fall von RCA4 nur auf die Verwendung des Globalmodells MPI-ESM zurückzuführen.

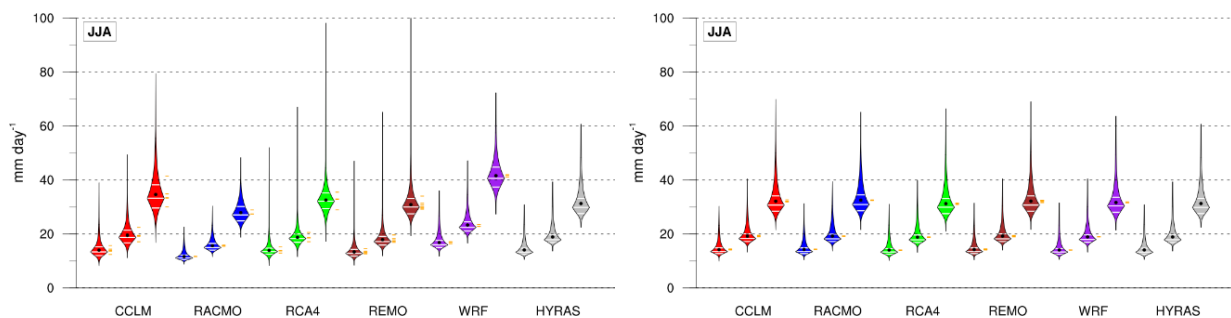


Abbildung 4-15: Box-Percentile Plots für die täglichen Niederschlagsperzentile (90.: Links, 95.: Mitte, 99.: Rechts) über Deutschland im *Bezugszeitraum* (1971–2000) für die Monate Juni, Juli und August. Die Plots vergleichen originale (linke Abbildung) mit bias-adjustierten Simulationen (rechts) des EURO-CORDEX Ensembles. Die schwarzen Punkte in den Plots stellen den Mittelwert und der mittlere waagerechte Strich den Median der Regionalmodellgruppen dar. Weiterhin wird das 25. und 75. Perzentil der Verteilung durch den unteren und den oberen waagerechten Strich dargestellt. Die orangenen Striche neben den einzelnen Box-Percentile Plots zeigen die Mittelwerte der individuellen Global-Regionalmodellkombinationen aus Tabelle 4-2. Der Beobachtungsdatensatz HYRAS wird jeweils als Referenz dargestellt.

Im Falle von REMO zeigen alle Simulationen eine starke Überschätzung der Starkregenereignisse an der Nordseeküste. Ebenfalls werden in der kompletten westlichen Mittelgebirgsregion, insbesondere an der Westseite des Schwarzwalds, zu hohe Niederschläge simuliert. Die Modellläufe mit dem Regionalmodell WRF zeigen die größten Abweichungen zum Beobachtungsdatensatz HYRAS. Alle Perzentile werden stark überschätzt mit mittleren Abweichungen von 3 mm/Tag für das 90. Perzentil und bis zu 12 mm/Tag für das 99. Perzentil. Der Vergleich der beobachteten Niederschlagsperzentile über Deutschland mit dem EURO-CORDEX Ensemble zeigt zum Teil stark variierende Ergebnisse in Abhängigkeit des verwendeten Regionalmodells. Eine Umgruppierung der Simulationen in Abhängigkeit des antreibenden Globalmodells würde kein eindeutiges Ergebnis zeigen, da die modellierten Starkniederschläge in erster Linie aus der Prozessbeschreibung im Regionalmodell resultieren. Diese Erkenntnis liefert eine Grundlage für die Durchführung einer Bias-Adjustierung, um weiterhin das komplette Ensemble verwenden zu können. Das rechte Bild zeigt die bias-adjustierten Simulationen im Vergleich zum Beobachtungsdatensatz HYRAS. Die Bias-Adjustierung hat wie erwünscht eine Angleichung der Modellläufe an die Beobachtungsdaten zur Folge. Insbesondere werden hohe Ausreißer sowie die Verteilung aller Perzentile an die Beobachtungen angepasst. Der einzige Unterschied, welcher zu erkennen ist, besteht in vereinzelt leichten Überschätzungen der Niederschläge im 99. Perzentil. In vielen bias-adjustierten Simulationen wird das 99. Perzentil der Starkniederschläge im Sommer in der Region um den Harz etwas überschätzt, jedoch ist dies nicht systematisch und kann somit nicht verallgemeinert werden.

Abbildung 4-16 bildet mit den dargestellten Temperaturperzentilen das Pendant zur Niederschlagsanalyse. Ebenso wie die Box-Percentile Plots für die Starkniederschläge ergibt sich für den Vergleich des 90., 95.

und 99. Perzentils mit den HYRAS-Daten eine Darstellung, die abhängig vom verwendeten Regionalmodell ist. Alle nicht bias-adjustierten Modelle überschätzen die Variabilität der in Deutschland beobachteten Temperaturperzentile. Allerdings zeigt sich eine geringere Abhängigkeit vom verwendeten Regionalmodell. Dies lässt erahnen, dass das antreibende Globalmodell eine stärkere Auswirkung auf die Temperaturverteilung besitzt als auf den simulierten Niederschlag. Die Darstellung in Abhängigkeit von Globalmodellgruppen bestätigt diese Vermutung (nicht gezeigt). So verzeichnen alle Regionalmodelle mit dem Antrieb durch HadGEM2, CanESM2 und MIROC5 erhöhte und die Globalmodelle EC-EARTH und MPI-ESM geringere Extremtemperaturen. Eine Erklärung hierfür ist, dass großskalige Strukturen, vorgegeben durch die antreibenden Globalmodelle, an den Rändern der Regionalmodelle weitaus geringer durch die interne Modellphysik des kleinskaligen Modells beeinflusst werden. Da das Temperaturfeld im Gegensatz zu Niederschlagsmustern eine prognostische Variable ist, welche an das Regionalmodell übergeben wird, ist das Feedback vom Regionalmodell an die Temperatur eher gering und enthält Muster, die aus dem Globalmodell stammen. Eine Beschreibung der Kopplung zwischen Global- und Regionalmodell und der daraus resultierenden Problematik wird durch Scinocca et al. (2016) unter den Stichwörtern „chaotic divergence“ und „upscale influence“ gegeben.

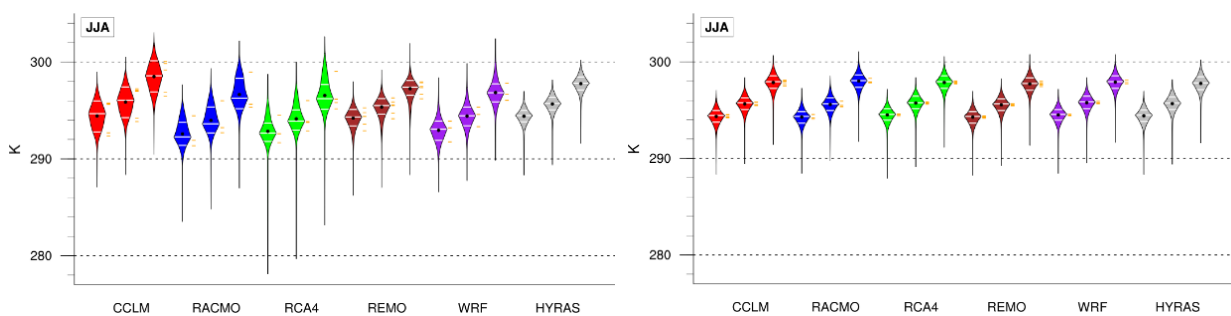


Abbildung 4-16: Box-Percentile Abbildungen für die täglichen Temperaturperzentile (90.: Links, 95.: Mitte, 99.: Rechts; Werte in K) über Deutschland zwischen 1971–2000 für die Monate Juni, Juli und August. Die Bilder vergleichen die nicht bias-korrigierten (linke Abbildung) mit den bias-adjustierten Simulationen (rechts) aus den EURO-CORDEX Simulationen. Siehe Abbildung 4-15 für weitere Anmerkungen und Beschreibungen.

Die bias-adjustierten Temperaturperzentile, abgebildet auf der rechten Seite in Abbildung 4-16, zeigen wiederum, dass alle Modelle nun eine sehr ähnliche Verteilung zu den HYRAS-Daten aufweisen. Ausreißer oberhalb von 300 K (26,9 °C) und unterhalb von 290 K (17,9 °C) werden systematisch korrigiert und die Fehler liegen bei maximal 0,5 K (0,5 °C) für den *Bezugszeitraum* 1971–2000.

Im dritten Abschnitt soll geklärt werden, ob die bias-adjustierten Simulationen ein ähnliches Änderungssignal der hohen Niederschlags- und Temperaturperzentile wie die Originaldaten liefern. Es wird die Veränderung der Niederschläge und der Temperaturen für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* im 30-jährigen Zeitraum der *fernen Zukunft* (2071–2100) im Vergleich zum *Bezugszeitraum* (1971–2000) in Abbildung 4-17 als Ensembledittel aller Simulationen dargestellt. Die Veränderung für das 90. und 95. Perzentil (r_{90p} und r_{95p}) zeigt, sowohl für den Niederschlag als auch für die Temperatur, für die ursprünglichen und bias-adjustierten Modellläufe sehr ähnliche Muster. Eine Erhöhung des Extremniederschlags der 90. und 95. Perzentile um größtenteils 10 bis 20 % ist für den Westen und Süden Deutschlands zu erkennen. Im Nordosten steigen diese Niederschlagsperzentile um ca. 20 bis 30 %. Im 90. und 95. Perzentil der Temperatur zeigt sich eine Erhöhung von 3 bis 4 °C an der Nordseeküste, 4 bis 5 °C in Nord- und Mitteldeutschland und von 5 bis 6 °C im Süden. Im Gegensatz zu r_{90p} und r_{95p} sind für das 99. Perzentil zwischen den bias-adjustierten und nicht bias-adjustierten Simulationen leichte Unterschiede bezüglich des Klimaänderungssignals zu erkennen. Änderungen im Extremniederschlagsbereich wurden durch die Bias-Adjustierung noch etwas verstärkt. Dies gilt insbesondere für die Regionen Brandenburg und Rheinland-Pfalz. Es ist im Besonderen nochmals darauf hinzuweisen, dass die dargestellten Änderungen für die Andauerstufe von 24 Stunden gilt

und dass kürzere Andauerstufen noch erheblich höhere Änderungen in den Niederschlagsintensitäten aufweisen könnten. Auch das Klimaänderungssignal des 99. Temperaturperzentils zeigt in den bias-adjustierten Simulationen über den südlichen Regionen Deutschlands eine leicht stärkere Erwärmung.

Im Allgemeinen zeigt der Vergleich für die Darstellung der hohen Perzentile im Niederschlag und der Temperatur einen erheblichen Mehrwert durch die Bias-Adjustierung. Insbesondere nachgeschaltete Wirkmodelle könnten aufgrund fehlerhafter Extremereignisse in den Klimasimulationen falsche Schlüsse ziehen. Bezüglich des Klimaänderungssignals ist festzuhalten, dass bias-adjustierte Simulationen keine erheblichen Unterschiede zu den originalen EURO-CORDEX und ReKliEs-De Simulationen aufweist. Die Bias-Adjustierung führt somit zu keiner nennenswerten Veränderung des Klimaänderungssignals für die hohen Perzentile von Temperatur und Niederschlag.

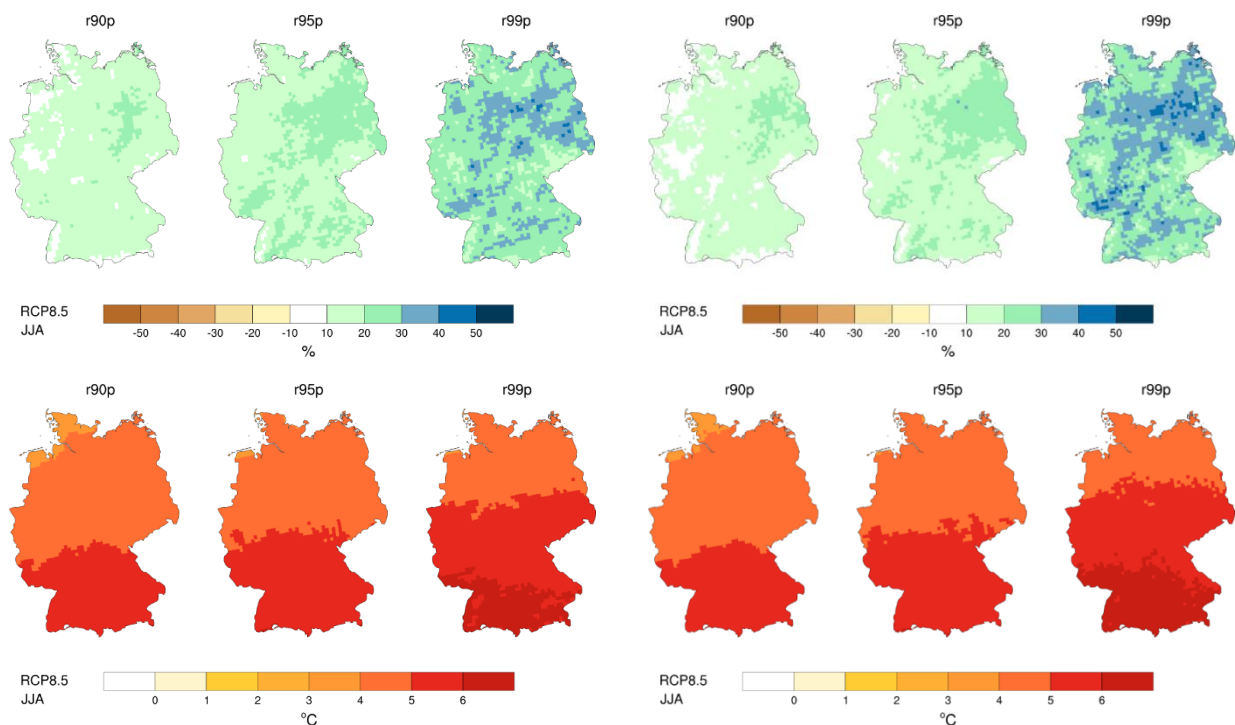


Abbildung 4-17: Klimaänderungssignale der Niederschlagsperzentile (obere Reihe, in Prozent) und Temperaturperzentile (untere Reihe, in °C) für das Ensemblemittel aller nicht bias-adjustierten EURO-CORDEX Simulationen (linke Spalte) und nach der Bias-Adjustierung (rechte Spalte).

4.5.2 Evaluierung des regionalen Klimamodellensembles

Dieser Abschnitt widmet sich der Evaluierung der einzelnen Klimamodelle, die im Klimamodellensemble betrachtet werden. Dafür werden die Deutschlandmittel beispielhafter Indizes in Abbildung 4-18 gegenübergestellt. Dargestellt sind die Jahresmittel bzw. Jahressumme im *Bezugszeitraum* (1971–2000). Die verschiedenen Ensemblemitglieder unterscheiden sich nach Farben (Globalmodelle) und nach Symbolen (Regionalmodelle). Die Referenzdaten (HYRAS) werden auch gezeigt. Auswertungen für einzelnen Jahreszeiten wurden auch durchgeführt, werden jedoch hier nicht gezeigt. Ausgewählt wurden die Kombinationen Jahresniederschlag/Jahresmitteltemperatur (Abbildung 4-18a), Anzahl der Starkniederschlagstage/Jahresmitteltemperatur (Abbildung 4-18b) und Anzahl der Starkniederschlagstage/Anzahl der Trockentagen (Abbildung 4-18c).

Sowohl im Jahresniederschlag als in der Jahresmitteltemperatur (Abbildung 4-18a) liefern die Klimamodelle höhere und niedrigere Werte als HYRAS, je nach Modell. Bei allen mit dem MPI-EMS_LR (r1) Globalmodell gekoppelten regionalen Modellen werden mehr Niederschlag (790 mm bis 800 mm pro Jahr) und höhere Temperaturen (8,65 °C bis 8,8 °C) als bei HYRAS (775 mm; 8,6 °C) erfasst. Im Gegensatz dazu sind

bei fast allen mit dem HadGEM2-ES Globalmodell gekoppelten regionalen Modellen wenig Niederschlag (760 mm bis 770 mm pro Jahr) und niedrigere Temperaturen (8,5 °C bis 8,6 °C) als bei HYRAS zu verzeichnen. Bei dieser Kombination von Indizes sind die Kombinationen MPI-EMS_LR (r2)-REMO, HadGEM2-ES-RCA4 und CanESM2-CCLM am meisten vergleichbar mit HYRAS.

Kein Klimamodell liefert so viele Starkniederschlagstage im Jahr wie HYRAS (4,4 Tage; Abbildung 4-18b und c). Unter Beachtung der Jahresmitteltemperatur (Abbildung 4-18b) sind die Kombinationen MPI-ESM_LR (r1)-RCA4 und MPI-ESM_LR (r2)-REMO am meisten vergleichbar mit HYRAS (4,3 Starkniederschlagstage; 8,65 °C). Darüber hinaus ist kein Verhältnis zwischen der Anzahl der Starkniederschlagstage und der Temperatur im historischen Zeitraum zu erkennen. Bei der Anzahl der Trockentage unterscheiden sich alle Modelle sehr stark von HYRAS (Abbildung 4-18c). Mit 222 bis 231 Trockentagen im Jahr unterschätzen alle Klimamodelle die von HYRAS beobachteten Trockentage (236 Trockentage pro Jahr). Diese Abweichungen können sich durch verschiedene Rundungen, sowohl bei HYRAS als bei den bias-adjustierten bzw. herunterskalierten Klimamodelldaten, erklären lassen. Bei den dargestellten verschiedenen Kombinationen von Indizes sind Cluster der Globalmodelle gut zu erkennen, wie z. B. HadGEM2-ES, MPI-EMS_LR (r1) und EC-EARTH (r12). Im Jahresniederschlag und in der Anzahl der Trockentage sticht das CanESM2-CCLM Modell gut mit trockenen Bedingungen hervor.

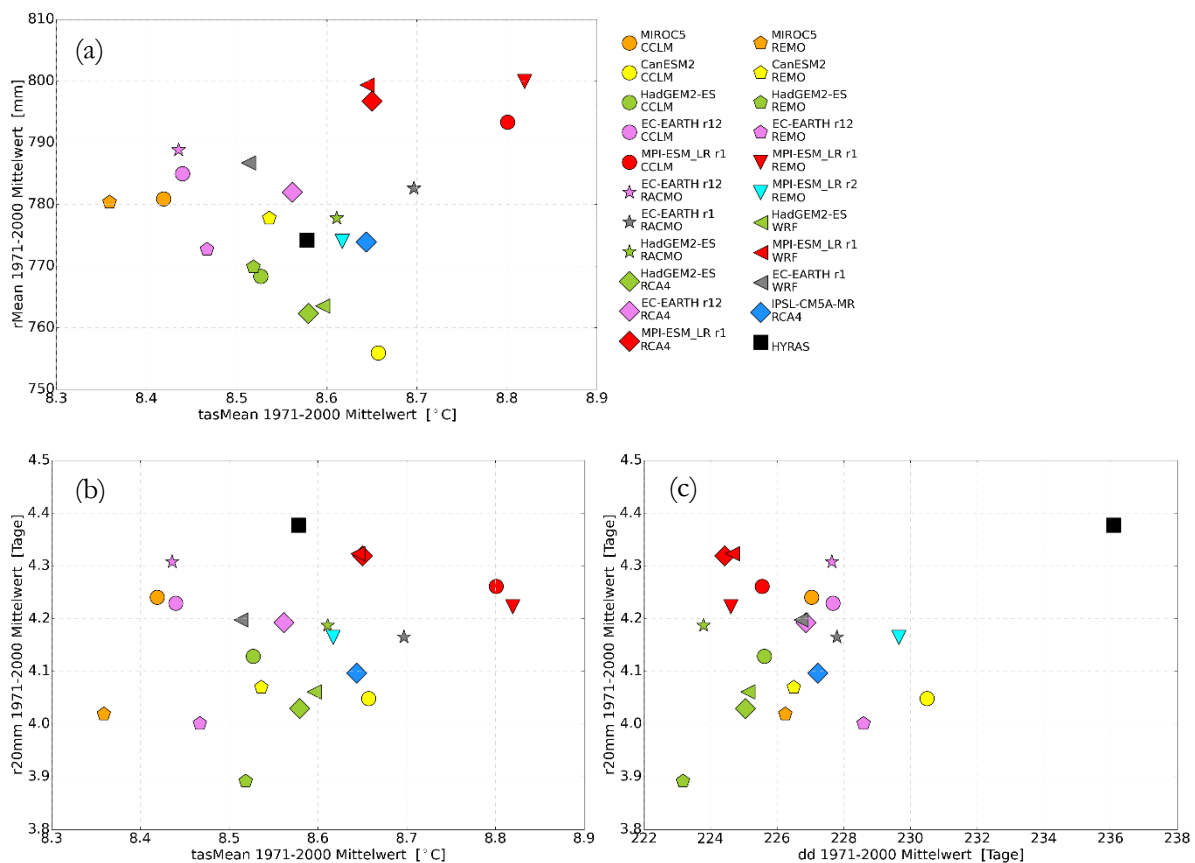


Abbildung 4-18: Scatterplots des Bezugsmittel (1971–2000) (a) des Jahresniederschlags (rMean, y-Achse; mm) und der Jahresmitteltemperatur (tasMean, x-Achse; °C), (b) der Anzahl der Starkniederschlagstage (r20mm, y-Achse; Tage) und der Jahresmitteltemperatur (tasMean, x-Achse; °C), (c) der Anzahl der Starkniederschlagstage (r20mm, y-Achse; Tage) und der Anzahl der Trockentage (dd, x-Achse; Tage). Dargestellt sind die Deutschlandmittel einzelner bias-korrigierten Modellen (5 x 5 km Auflösung) und HYRAS. Die Farben weisen auf die verschiedenen globalen Modelle hin, und die Symbole auf die verschiedenen regionalen Modelle.

4.5.3 Einfluss des Klimaensembles auf die Ergebnisse

Eine der Kernaufgaben des Expertennetzwerks besteht in der Ableitung robuster Änderungssignale wichtiger Klimaparameter unter Berücksichtigung bestehender Szenarien- und Modellunsicherheiten. Grundlage sind regionale Klimaprojektionen für die Atmosphäre, die im Rahmen des EURO-CORDEX-Projektes für drei verschiedene Emissionsszenarien (*Klimaschutzszenario*, *moderates Szenario* und *Weiter-so-wie-bisher Szenario*) erzeugt und bereitgestellt wurden. Ergänzt wird dieses Klimamodellensemble durch weitere im Rahmen des ReKliEsDe-Projekts durchgeführte Klimamodellsimulationen. Zu allen Klimaprojektionsläufen stehen auch die entsprechenden historischen Klimäläufe zur Verfügung.

Um die Klimaänderungen und -wirkungen über Deutschland basierend auf möglichst einheitlichen Daten Grundlagen zu bewerten wurde im BMVI-Expertennetzwerk das DWD Referenzensemble v2018 verwendet (Tabelle 4-2 u. Tabelle 4-13). Damit eine konsistente Datengrundlage ermöglicht wird, wurden in das DWD Referenzensemble nur jene regionalen Klimaprojektionen aufgenommen, für die wesentliche Variablen zur Verfügung stehen und für die nachträglich keine Fehler in den Klimamodell Daten gefunden wurden.

Tabelle 4-13 Übersicht der Modellkombinationen (Globalmodell_Realisierung_Regionalmodell) und verschiedener reduzierter Ensembles im Kontext aktueller Klimawirkungsanalysen im Expertennetzwerk (Tabelle nach Nilson (eingereicht)).

Eingangs-Daten	ENS-21	ENS-16	ENS-13	ENS-5
CAN_01_CLM	X			
CAN_01_REM	X	X	X	
ECE_12_CLM	X	X	X	X
ECE_01_RAC	X	X	X	X
ECE_12_RAC	X	X	X	X
ECE_01_RCA	X	X	X	X
ECE_12_REM	X	X	X	
ECE_12_WRF	X			
HAD_01_CLM	X			
HAD_01_RAC	X	X		
HAD_01_RCA	X	X		
HAD_01_REM	X	X		
HAD_01_WRF	X			
IPS_01_RCA	X	X	X	
MIC_01_CLM	X	X	X	X
MIC_01_REM	X	X	X	
MPI_01_CLM	X	X	X	
MPI_01_RCA	X	X	X	
MPI_01_REM	X	X	X	
MPI_02_REM	X	X	X	
MPI_01_WRF	X			

Aufgrund zeitlicher Ressourcen und verfügbarer Rechenkapazität sowie fachlicher Gründe konnten nicht alle Auswertungen basierend auf dem DWD Referenzensemble v2018 durchgeführt werden. So reichte die zur Verfügung stehende Rechenkapazität nicht aus, um die für bestimmte Fragestellungen erforderlichen räumlich wie zeitlich hochauflösenden Impaktmodellierungen mit allen Ensemblemitgliedern durchzuführen (Nilson eingereicht). Hier konnten Auswertungen nur basierend auf einem reduzierten Ensemble durchgeführt werden.

Daneben erfordern auch fachliche Überlegungen eine Reduktion des Referenzensembles. Eine von der BfG (Nilson eingereicht) durchgeführte Qualitätskontrolle der Eingangsdaten deckte für einige Klimamodelle erhebliche Fehler in den für die Wasserhaushaltsmodellierung wichtigen Klimaparametern auf. Hier besitzt insbesondere der Niederschlag eine wichtige Bedeutung. Zumindest die wesentlichen Merkmale des Niederschlagsverhaltens müssen in den Klimamodelldaten ausreichend gut wiedergegeben sein. Dies ist bei einigen Klimamodellen nicht gegeben. So zeigt z. B. die Modellkombination CanESM2-r1-CCLM im Mittel über einem größeren Einzugsgebiet gegenüber den Beobachtungsdaten eine deutliche Abweichung (Invertierung) des Niederschlagsjahresgangs.

Eine in Nilson et al. (2014) eingeführte Bewertungsmethodik wurde zum Ausschluss unzureichender Modellläufe verwendet. Die Methode berücksichtigt die Klimavariablen Lufttemperatur, Niederschlag und Globalstrahlung und bewertet deren Bias in Bezug auf den Jahresgang innerhalb eines Einzugsgebiets sowie deren räumliche Verteilung (räumliche Trends) und das Auftreten von Fehlzeiten. Basierend auf der Evaluation wurde das Klimamodellensemble von anfangs 21 auf 19 reduziert (Tabelle 4-13). Drei weitere Läufe fallen derzeit aufgrund von Datenlücken in der Globalstrahlung heraus, sodass für die hydrologische Modellierung 16 Ensemblemember übrigbleiben.

Eine Bewertung mit Blickrichtung auf Auswertungen zu Hochwasserextremen (HQ₁₀₀ und HQ₁₀₀₀) führte zum Ausschluss dreier weiterer Simulationen für diesen spezifischen Auswertungstyp. Es handelt sich hier um die vom Globalen Klimamodell des Hadley Centers (HadGEM) angetriebenen Läufe. Diese zeigen unabhängig vom verwendeten regionalen Klimamodell auffällig viele Hochwasserereignisse in der Größenordnung eines heutigen HQ₁₀₀₀ binnen rund 1000 Jahren (Abbildung 4-20). Das für Hochwasserextreme verwendete Ensemble umfasst somit noch 13 Member. Darüber hinaus wurde das nun 16 Mitglieder umfassende BfG-Ensemble, basierend auf einem Verfahren von Nilson und Krahe (2012) für niedrigwasserbezogene Klimaauswirkungen an Rhein und Elbe (hier: Wassergüte) auf 5 repräsentative Modellsimulationen reduziert (s. Tabelle 4-13 und Abbildung 4-19).

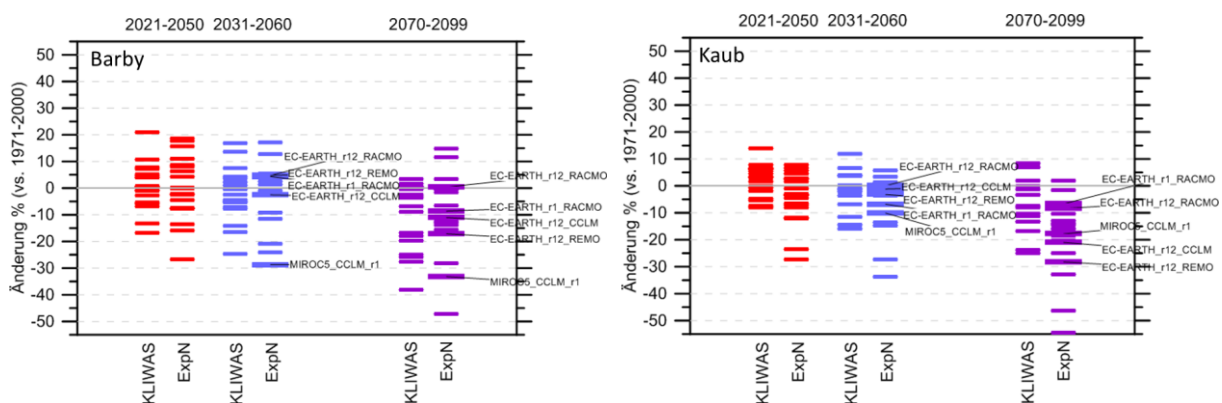


Abbildung 4-19 Änderungen des Niedrigwasserkennwertes NM7Q an den Pegeln Barby/Elbe (links) und Kaub/Rhein (rechts) sowie für die Wassergütemodellierung ausgewählte repräsentative Projektionen (s. auch Tabelle 4-13 rechte Spalte).

Die Reduktion des Ensembles auf 13 bzw. 5 Member bezieht sich ausschließlich auf den Modellbias sowie auf wasserhaushaltsbezogene Klimaauswirkungen an zwei ausgewählten Messpegeln. Abbildung 4-21 zeigt die Spannweite projizierter mittlerer Klimaänderungen über Deutschland für drei verschiedene Klimaindizes und vier Klimamodellensembles unterschiedlicher Mitgliederzahl. Die zur Erstellung des Klimamodellensembles verwendeten regionalen Klimalläufe sind in Tabelle 4-13 aufgeführt.

Erwartungsgemäß sind die Unterschiede aufgrund der verschiedenen Klimamodellensembles in der *fernen Zukunft* bedeutend größer. Für die temperaturbasierten Klimaindizes sind die Unterschiede bei einer Ensemblereduktion von 21 auf 16 noch vernachlässigbar klein. Dies ändert sich aber bei einer weiteren Reduktion auf 13 Mitglieder. Der Median der Änderungen der Tagesmitteltemperatur reduziert sich im

Deutschlandmittel um rund 0.5 °C, das obere Quantil gar um 1 °C. Die Reduktion auf 5 Klimamodelle führt zu einer deutlich geringeren Spannweite möglicher Klimaänderungen. Die Ensemblereduktion hat auch bei der Änderung der Anzahl heißer Tage einen sehr ähnlichen Effekt. Interessanterweise vermindert sich die Spannweite der Änderungen aber im Falle von 5 Ensemblemitgliedern nicht so stark.

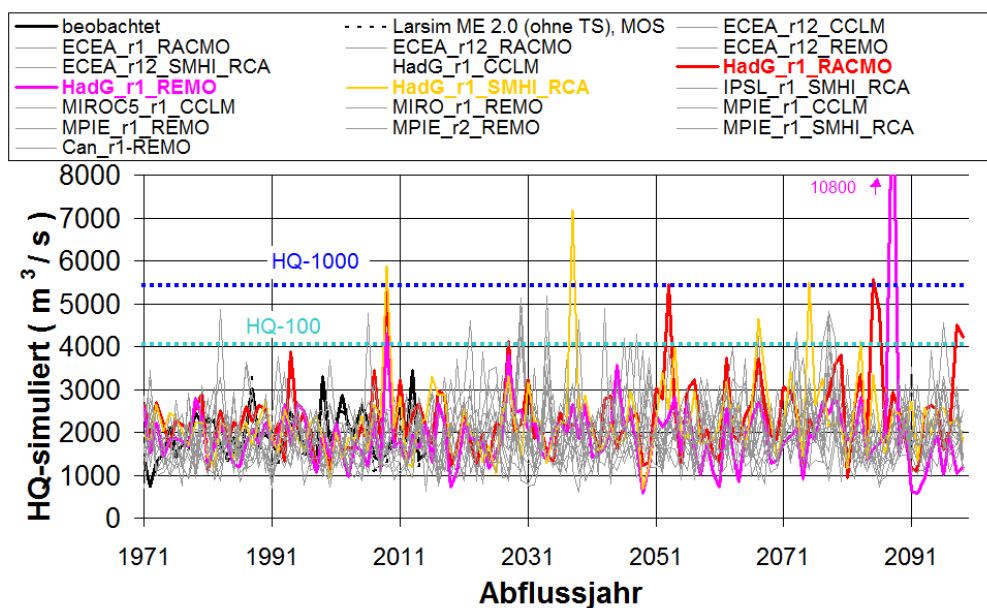


Abbildung 4-20 HQ-Serien basierend auf 16 validierten Ensemblemitgliedern für den Pegel Hofkirchen/Donau.

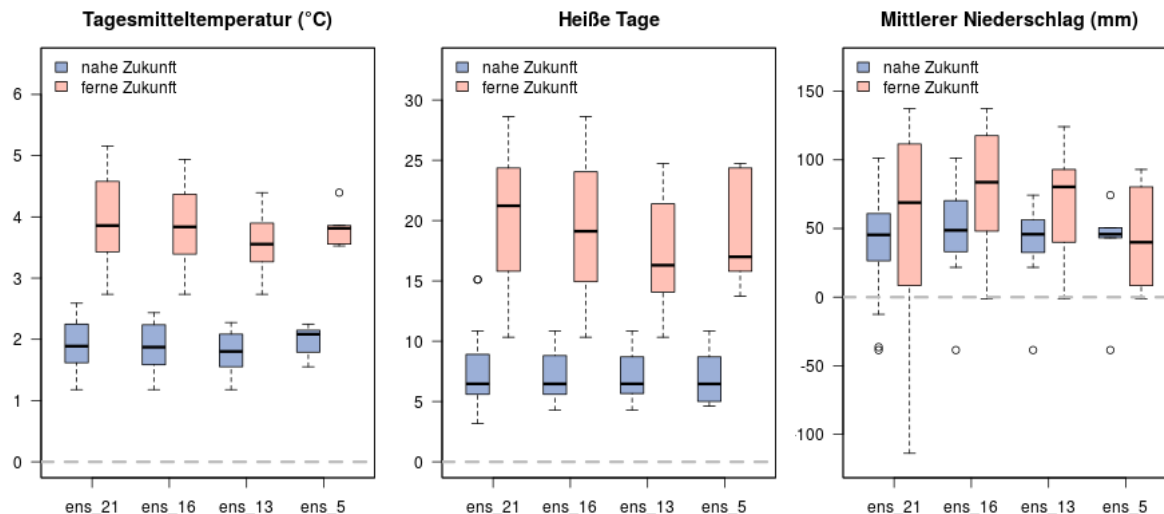


Abbildung 4-21 Projizierte Klimaänderungen (Deutschlandmittel) der jährlich gemittelten Tagesmitteltemperatur (links), der jährlichen Anzahl heißer Tage (Mitte) sowie des mittleren Jahresniederschlags (rechts) für die *nahe Zukunft* (blau) und die *ferne Zukunft* (rot) im Vergleich zum *Bezugszeitraum* unter Verwendung des *Weiter-nie-bisher-Szenarios*. Dargestellt ist die Spannweite der Ergebnisse für vier Klimamodellensembles unterschiedlicher Mitgliederzahl (Tabelle 4-13).

Die Ensemblereduktion wirkt sich für den mittleren jährlichen Niederschlag am markantesten aus. In der *nahen Zukunft* wird die Spannweite möglicher Änderungen im Fall von 5 Ensemblemitgliedern deutlich reduziert, wobei der Median unverändert bei rund 50 mm zusätzlichem Niederschlag bleibt. In der *fernen Zukunft* erhöht sich der Median der Änderungen bei einer Reduktion der Ensemblemitglieder auf 16 bzw. 13 zunächst. Die Reduktion auf 5 Klimamodelle führt allerdings zu einer Halbierung der projizierten Zunahme

im Jahresniederschlag, zudem wächst auch der Inter-Quantil-Range wieder an. Zu beachten ist die wohl von nur einem Klimamodell projizierte extreme Abnahme des Jahresniederschlags für das 21 Mitglieder umfassende Ensemble. Bereits im auf 16 Klimamodelle reduzierten Ensemble ist dieser extrem negative Ausreißer nicht mehr vertreten.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Reduktion von 21 auf 16 Ensemblemitglieder für die hier betrachteten temperaturbasierten Indizes im Deutschlandmittel keinen nennenswerten Einfluss hat. Beim Niederschlag konnte der negative Ausreißer eliminiert werden, wobei der Median unbeeinflusst bleibt. Die weitere Reduktion des Ensembles resultiert allerdings über gesamt Deutschland betrachtet in einer Modifikation der projizierten mittleren Klimaänderung und führt zu einer fortschreitenden Reduktion deren Bandbreite. Für die jeweiligen Auswertungen sind die jeweils benutzten Ensembles Tabelle 4-7 und Tabelle 4-13 zu entnehmen.

5 Beobachtete und projizierte Änderungen

5.1 Binnen

5.1.1 Temperatur

Temperatur und Hitzestress im *Bezugszeitraum*

Zunächst folgt ein Überblick zum gegenwärtigen Klima in Deutschland, das bereits vom Klimawandel beeinflusst ist. Die projizierte Klimaänderung wird nachfolgend diskutiert.

Deutschland überspannt einen Höhenbereich von 0 m an der Küste bis 2.962 m auf der Zugspitze, zudem reichen die Klimazonen von maritim beeinflusst bis alpin. Dementsprechend groß ist die Temperaturspanne über Deutschland. In Wolznach (415 m) wurde am 12.02.1929 mit $-37,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ offiziell die tiefste Temperatur gemessen, die höchste Temperatur lag bei $42,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, sie wurde erst kürzlich, am 25.07.2019 in Lingen (21 m) registriert.

Abbildung 5-1 zeigt monatliche Normwerte (Mittelwerte des *Bezugszeitraums*) der Tageshöchst-, Tagesmittel- und Tagesniedrigsttemperatur an fünf ausgewählten Standorten in verschiedenen Klimazonen Deutschlands (Rhein-Maingebiet ~ 131 m, Nordseeküste ~ 2 m, Bodenseeregion ~ 423 m, Ostdeutschland ~ 193 , Deutsches Mittelgebirge ~ 942 m). Die Lufttemperatur weist einen deutlichen Jahresgang auf, wobei die tiefsten Werte im Januar oder Februar auftreten, die höchsten im Juli oder August. An höher gelegenen Standorten sowie an der Küste ist der Jahresgang weniger ausgeprägt als in den übrigen Regionen.

Im Westen und an der Küste liegt die mittlere Tagesniedrigsttemperatur im Januar über $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Abbildung 5-2). Im Sommer finden sich die höchsten Tagesniedrigstwerte in Gebieten entlang des Rheins. Die mittleren Tageshöchstwerte liegen in den meisten Regionen nahe $25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Nur in küstennahen Gebieten und in erhöhten Lagen liegt der Wert darunter.

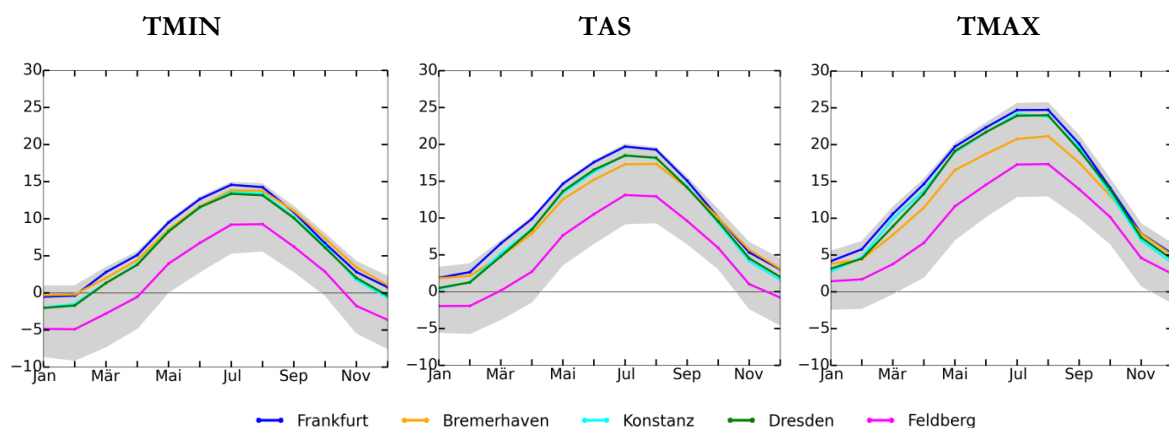


Abbildung 5-1: Langjährig (*Bezugszeitraum*: 1971–2000) gemittelter Jahresgang der Tagesniedrigsttemperatur (TMIN, links), Tagesmitteltemperatur (TAS, Mitte) und Tageshöchsttemperatur (TMAX, rechts) in $^{\circ}\text{C}$ an fünf ausgewählten Standorten: Frankfurt (131 m ü. NN), Bremerhaven (2 m ü. NN), Konstanz (423 m ü. NN), Dresden (193 m ü. NN) und Feldberg (942 m ü. NN). Grau hinterlegt ist die Bandbreite über in Deutschland vorkommenden Temperaturen. Basis für die Jahresgänge sind die Beobachtungsdatensätze HYRAS-TMIN, HYRAS-TAS und HYRAS-TMAX.

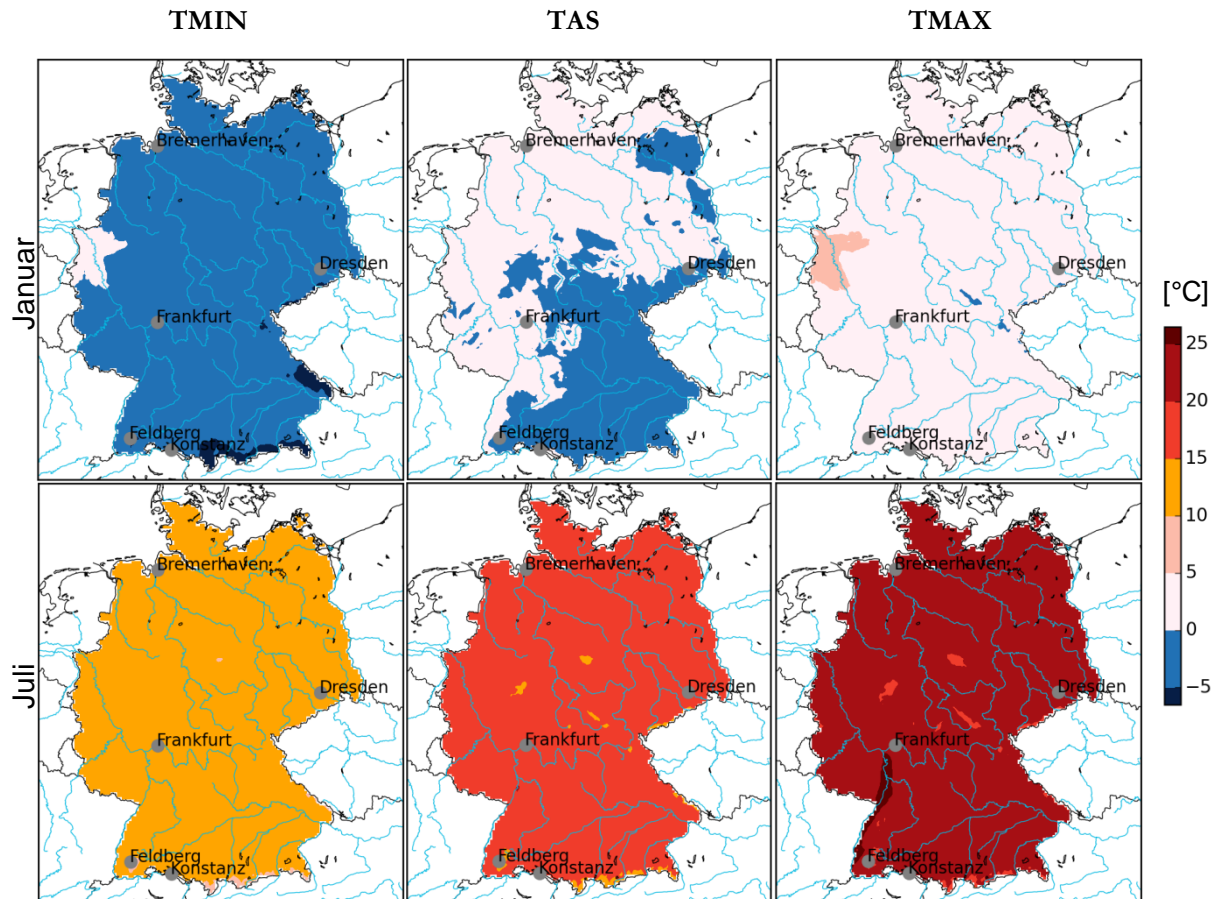


Abbildung 5-2: Langjährige (*Bezugszeitraum*: 1971–2000) Monatsmittel der Tagestiefsttemperatur (TMIN, links), Tagesmitteltemperatur (TAS, Mitte) und Tageshöchsttemperatur (TMAX, rechts) in °C für Januar (oben) und Juli (unten). Basis für die Daten sind die Beobachtungsdatensätze HYRAS-TMIN, HYRAS-TAS und HYRAS-TMAX.

Beobachtete Klimavariabilität und rezenter Klimawandel

Die Lufttemperatur in 2 m Höhe weist eine starke interannuelle bis dekadische Variabilität auf. Dennoch ist innerhalb der vergangenen 60 Jahre ein deutlicher Trend in den Temperaturdaten von rund $1,5\text{ °C}$ ($0,25\text{ °C/Dekade}$) zu erkennen (Abbildung 5-3). Die stärksten Änderungen traten ab den späten 1980er Jahren auf. Die Erwärmung in Deutschland war dabei deutlich stärker als im globalen Mittel ($\sim 0,7\text{ °C}$ im selben Zeitraum). Im 21. Jahrhundert wurden 8 der 10 wärmsten Jahre des Zeitraums 1951–2015 verzeichnet. In den vergangenen 30 Jahren lag die Jahresmitteltemperatur nur zwei Mal (2006 und 2010) unter jenem des *Bezugszeitraums* 1971–2000. Zudem weisen die jährlichen Temperaturanomalien (zu 1971–2000) nur geringe regionale Unterschiede auf (Abbildung 5-4). Der langjährige Trend der Lufttemperatur ist im Frühjahr besonders ausgeprägt ($0,3\text{ °C/Dekade}$), während er im Herbst ($0,15\text{ °C/Dekade}$) etwas geringer ausfällt.

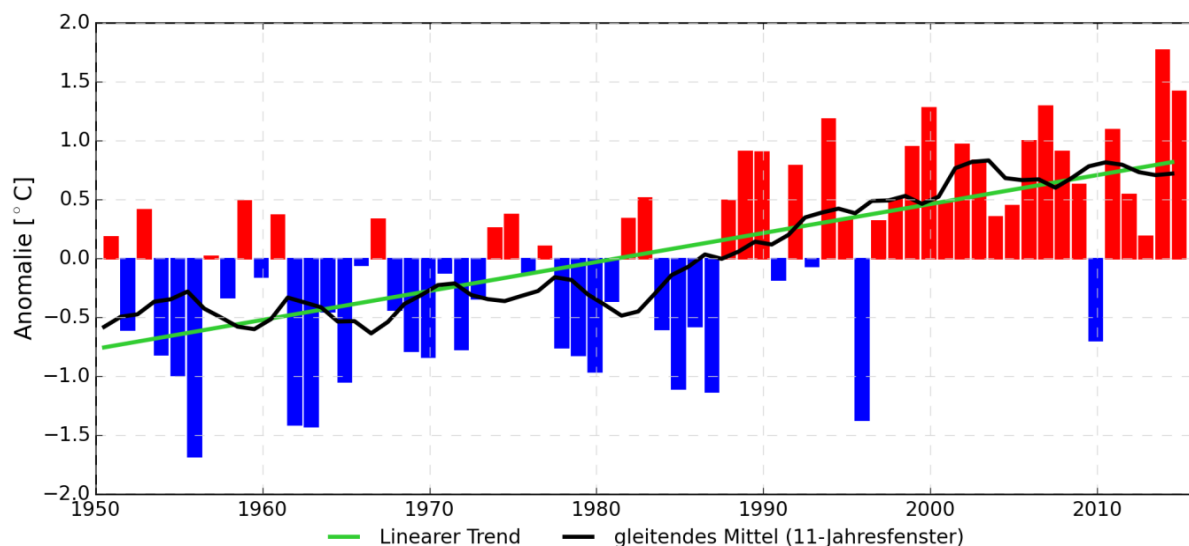


Abbildung 5-3: Jahresmitteltemperatur [°C] in Deutschland über den Zeitraum 1951–2015; dargestellt als Anomalien vom *Bezugszeitraum*mittel (1971–2000) und basierend auf HYRAS-TAS. Blaue Balken markieren negative Anomalien und rote Balken positive Anomalien. Die schwarze Linie zeigt ein 11-jähriges gleitendes Mittel und die grüne Linie den linearen Trend.

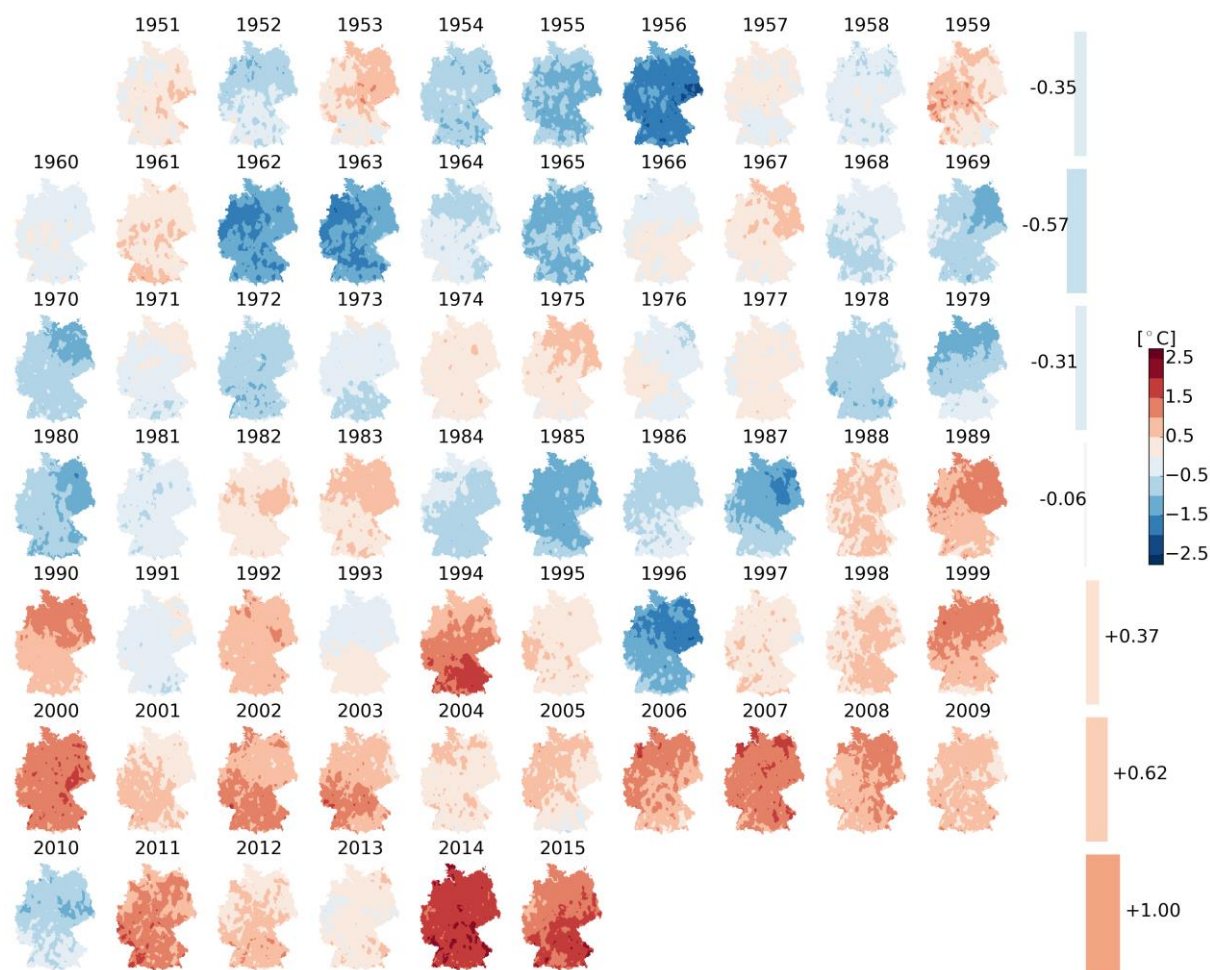


Abbildung 5-4: Kartendarstellung der Jahresmitteltemperatur [°C] über Deutschland im Zeitraum 1951–2015, als Anomalien vom *Bezugszeitraum*mittel (1971–2000), basierend auf HYRAS-TAS. Nach jeder Zeile steht der dekadische Mittelwert der Abweichung über Deutschland. Negative Anomalien sind blau dargestellt, positive Anomalien rot.

Extremwerte und Klimaindizes

Extremwerte und Klimaindizes sind prinzipiell sehr ähnlich definiert. Beide werden aus der statistischen Verteilung aller Ereignisse einer bestimmten Kategorie (z. B. Überschreitung eines bestimmten Schwellwerts) abgeleitet. Die Verteilungsfunktion der Lufttemperatur folgt ungefähr einer Normalverteilung. Verschiebt sich diese Verteilung nun aufgrund der zu erwartenden Klimaerwärmung zu wärmeren Werten hin, nimmt die Häufigkeit kalter Tage ab, jene der heißen Tage steigt jedoch an. Wissenschaftliche Untersuchungen lassen aber nicht nur eine Verschiebung der Verteilung erwarten, auch eine größere Variabilität wird erwartet (mehr Extremereignisse).

Auch die Extremwerte haben sich im Zeitraum 1951 bis 2015 deutlich verändert. Die minimale Tagestiefsttemperatur sowie die maximale Tageshöchsttemperatur stiegen dabei deutlich stärker an als die mittlere Lufttemperatur. Im Beobachtungszeitraum war ihr Anstieg mit im Mittel jeweils knapp $+0,5$ °C/Dekade etwa doppelt so groß wie jener der Mitteltemperatur. Der Trend der maximalen Tageshöchsttemperatur ist dabei im Sommer am stärksten, während die minimale Tagestiefsttemperatur in den Wintermonaten am stärksten angestiegen ist.

Entsprechend der Anstiege der Tageshöchst- und Tagestiefsttemperatur hat auch die Häufigkeit von warmen und heißen Tagen in den vergangenen Jahrzehnten deutlich zugenommen. Lag die jährliche Anzahl an Sommertagen im Zeitraum 1952–1981 im Mittel noch bei 25 Tagen, so stieg ihre Zahl im Zeitraum 1986–2015 auf etwa 35 Tage pro Jahr. Die Anzahl heißer Tage (Tage mit einer Höchsttemperatur ≥ 30 °C) ist im Beobachtungszeitraum um etwa 6 Tage gestiegen, also um knapp einen Tag pro Jahrzehnt. Auch Wärmeperioden¹⁴ nehmen zu, im Beobachtungszeitraum sind $+1,3$ Tage pro Dekade mehr solchen Wärmeperioden zuzuordnen. Sowohl längere Hitzeperioden¹⁵ als auch Tropennächte (Tagestiefsttemperatur > 20 °C) treten gegenwertig dagegen kaum auf.

Mit den ansteigenden Temperaturen hat die Häufigkeit von Frost und Eis in den vergangenen Jahrzehnten bereits deutlich abgenommen. Sowohl die Anzahl der Frosttage ($-3,2$ Tage/Dekade), als auch jene der Frostwechseltage¹⁶ ($-1,8$ Tage/Dekade) nahmen signifikant ab.

Projizierte Änderung der Lufttemperatur

Der beobachtete Temperaturtrend über Deutschland wird von einer natürlichen Klimavariabilität deutlich überlagert. Der Einfluss der natürlichen Variabilität ist allerdings schwer zu quantifizieren. Dies bedeutet aber auch, dass der bisher beobachtete Klimawandel nicht einfach in die Zukunft übertragen werden kann. Um die möglichen Klimaänderungen möglichst gut quantifizieren zu können, basieren die im Folgenden präsentierten Ergebnisse auf der Auswertung eines Ensembles regionaler Klimaprojektionen für drei unterschiedliche Emissions-Szenarien (*Klimaschutzszenario*; *mittleres Klimaszenario*; *Weiter-wie-bisher-Szenario*).

Saisonale Änderung der Lufttemperatur

Die regional aggregierten Projektionen zeigen für sämtliche Jahreszeiten, Regionen und Emissionsszenarien steigende Temperaturen. Der stärkste Temperaturanstieg wird zum Ende des 21. Jahrhunderts für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* projiziert. Für dieses Szenario liegt der Median des Temperaturanstiegs des Modellensembles – je nach Region und Jahreszeit – zwischen $3,0$ °C und $4,2$ °C (Abbildung 5-5). Der untere Bereich des Ensembles (15. Perzentil) reicht von $1,9$ °C bis $3,3$ °C, der obere Bereich (85. Perzentil) liegt zwischen $3,2$ °C und $6,1$ °C.

¹⁴ Wärmeperioden bestehen aus mind. sechs aufeinanderfolgenden Tagen mit Tageshöchsttemperaturen über dem 90. Perzentil; Gezählt wird die Jahressumme der Wärmeperioden zugeordneten Tagen.

¹⁵ Hitzeperioden sind definiert als Aufeinanderfolge von mindestens drei Tagen mit einer Tageshöchsttemperatur > 30 °C und einer Tagestiefsttemperatur > 20 °C

¹⁶ Frostwechseltage sind Tage an denen die Tagestiefsttemperatur unter 0 °C und die Tageshöchsttemperatur über 0 °C liegt.

Für die *nahe Zukunft* (2031–2060) hat die Wahl des Emissionsszenarios einen geringeren Einfluss auf die Temperaturänderung. Die Bandbreite des Ensembles weist für die drei Szenarien einen ähnlichen Wertebereich auf. In der *nahen Zukunft* beeinflussen die Klimavariabilität sowie Modellgenauigkeiten die projizierte Änderung noch relativ stark. In der *fernen Zukunft* liegen die Projektionen der unterschiedlichen Szenarien dann deutlich weiter auseinander. So divergieren die Median-Schätzwerte der unterschiedlichen Szenarien am Ende des 21. Jahrhunderts – abhängig von Region und Jahreszeit – um bis zu 3,3 °C.

Das *moderate Szenario* zeigt nur einen relativ geringen Anstieg der projizierten Temperaturen von der *nahen* zur *fernen Zukunft*. Am Ende des Projektionszeitraums reicht der Median des Temperaturanstiegs in den unterschiedlichen Regionen und Jahreszeiten von 0,4 °C bis 0,9 °C gegenüber der *nahen Zukunft*. Das *Klimaschutzszenario* projiziert bis Ende 21. Jahrhundert teilweise gar eine leichte Abkühlung im Vergleich zu 2031–2060. Der Median der Temperaturänderung bewegt sich zwischen -0,2 °C und +0,3 °C.

Die Projektionen weisen darauf hin, dass die mittlere Lufttemperatur im Herbst am stärksten sowie im Frühjahr am wenigsten stark ansteigen wird. Zudem dürfte die Erwärmung im Südosten geringfügig stärker ausfallen als an der Küste (Abbildung 9-1 im Anhang). Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts wird der Median der Temperaturerwärmung für den Herbst sowie das *Weiter-nie-bisher-Szenario* über dem Südosten auf 4,2 °C und an der Küste auf 3,8 °C geschätzt. Im Frühjahr beträgt der Schätzwert der Änderung im Südosten 3,2 °C und an der Küste 3,0 °C.

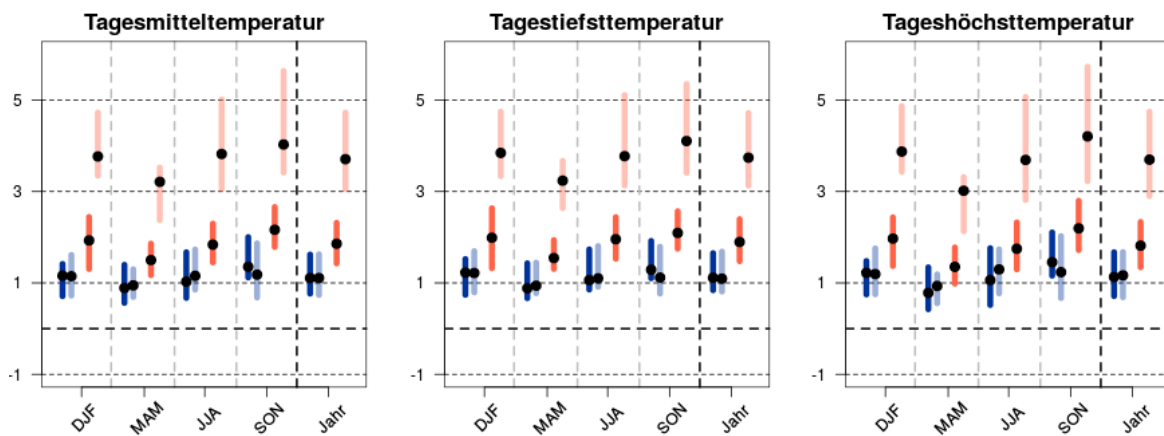


Abbildung 5-5: Projizierte Klimaänderung (Deutschlandmittel; in °C) der Tagesmittel- (links), Tagesniedrigst- (Mitte) und Tageshöchsttemperatur (rechts) für die *nahe* (dunkler Farbton) und die *ferne Zukunft* (heller Farbton) im Vergleich zum Bezugszeitraum unter Verwendung des Klimaschutzszenarios (blau) und des Weiter-nie-bisher-Szenarios (rot). Dargestellt sind der Ensemblemedian (schwarzer Punkt) sowie die Bandbreite der Änderungssignale für die Jahreszeiten (Winter [(D)JF], Frühling [MAM], Sommer [JJA], Herbst [SON]) und das Jahr.

Im Vergleich zur Tagesmitteltemperatur ist mit einem ähnlichen hohen Anstieg der Tagesextrema zu rechnen (Abbildung 5-5), wobei sich die Anstiegsrate im Vergleich zum Beobachtungszeitraum (+0,5 °C/Dekade) in etwa verdoppelt. Vor allem das *Weiter-nie-bisher-Szenario* lässt bis zum Ende des 21. Jahrhunderts für die mittlere Tageshöchsttemperatur im Herbst einen Anstieg um bis zu +6 °C erwarten, während die mittlere Tagesniedrigsttemperatur ebenfalls im Herbst am deutlichsten zunimmt (bis +6 °C in der *fernen Zukunft*).

Abbildung 5-6 zeigt die mittlere Klimaveränderung der Jahresmitteltemperatur für das *Weiter-nie-bisher-Szenario* sowie die Jahresgänge des Klimaänderungssignals an neun ausgewählten Standorten (Mittelwert von 3x3 Gitterzellen) für alle Szenarien und die *ferne Zukunft*. Die Änderungskarte weist auf ein regional stark unterschiedliches Klimasignal hin. Demzufolge ist die Temperaturänderung in höheren Lagen mit bis zu 4,6 °C am stärksten und über dem Nordwesten Deutschlands um ca. 1 °C geringer (3,4 °C).

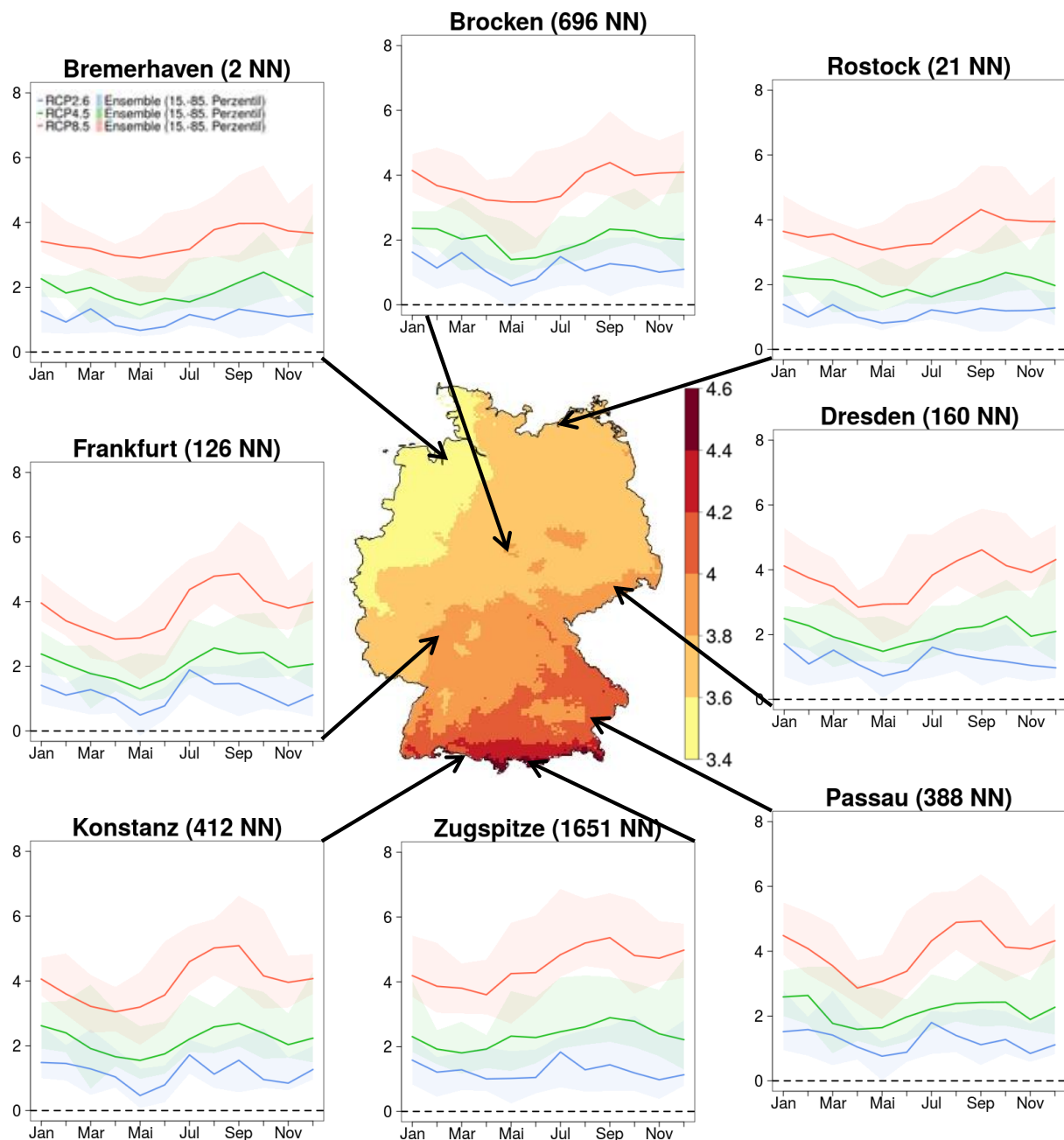


Abbildung 5-6: Karte in der Mitte: Ensemblemedian der mittleren TAS-Änderung [°C] für das *Weiter-wie-bisher*-Szenario und den Zeitraum 2071–2100. Umliegende Grafiken zeigen den mittleren Jahresgang der TAS-Änderung [°C] für alle Klimaszenarien des Zeitraums 2071–2100. Linien repräsentieren die Änderung des Ensemblemedians, schattierte Bereiche zeigen die Modellunsicherheit (15. bis 85. Perzentil). Die Ergebnisse basieren jeweils auf dem Mittelwert der nächsten 3 x 3 Gitterzellen des Standorts.

In Übereinstimmung mit weiter oben präsentierten Ergebnissen nimmt das Temperaturniveau an allen Standorten vom *Klimaschutzszenario*, über das *moderate Szenario* bis hin zum *Weiter-wie-bisher-Szenario* stetig zu. Die Jahresgänge des Klimasignals der verschiedenen Standorte zeigen jeweils einen ähnlichen Verlauf mit einem Minimum im Frühjahr oder Frühsommer und einem Maximum im Herbst. Allerdings sind die Amplitude und der genaue Zeitpunkt regional verschieden. Generell nimmt die Amplitude des Jahresgangs nach Süden hin sowie mit der Geländehöhe zu. Daneben zeigen die Standorte Zugspitze, Konstanz und Passau neben dem Maximum im Frühherbst ein zweites im Winter.

Die Modellunsicherheit ist groß und an allen Standorten sehr ähnlich. Für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* beträgt die Modellunsicherheit (85. Perzentil - 15. Perzentil) im Frühjahr etwas über 1 °C und im Herbst fast

3 °C. An einzelnen Standorten liegt die maximal (85. Perzentil) projizierte Änderung im Herbst bei über 6 °C, der Median liegt hingegen bei 4,5 °C.

Extremwerte und Klimaindizes

Im Folgenden wird die projizierte Veränderung der schwellwertbasierten Indizes für Deutschland für das 21. Jahrhundert in Form von Gebietsmitteln, einer Zeitreihe und als räumliche Muster von Absolutwerten für die drei Szenarien dargestellt.

Schwellwertbezogene, temperaturbasierte Indizes weisen grundsätzlich eine starke Abhängigkeit von der Höhe sowie der Küstennähe auf. Ursache dafür ist die Höhenabhängigkeit der Lufttemperatur, die zu einer hohen Anzahl von Sommer- und heißen Tagen (Abbildung 5-8 und Abbildung 5-10) in tiefergelegenen Regionen führt (20-60 Sommertage und 5-15 heiße Tage in den Flussniederungen und über Ostdeutschland), wogegen diese deutlich seltener in Lagen oberhalb 1.000 m ü. NN und an der Küste auftreten. Andererseits findet sich die höchste Zahl an Frost- und Eistagen (Abbildung 5-9 und Abbildung 5-10) in Gebirgslagen (gegenwärtig rund 150 Frosttage und 100 Eistage). Tropennächte (Abbildung 5-10) traten im *Bezugszeitraum* dagegen noch kaum auf (einmal in 1 bis 10 Jahren).

Die Klimaprojektionen deuten eine deutliche Änderung aller Indizes an, besonders für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* sowie die *ferne Zukunft* (Abbildung 5-7). In den meisten Regionen ist mit einem klaren Anstieg von Sommertagen, heißen Tagen und Tropennächten zu rechnen. Tropennächte werden dabei auch in Regionen auftreten in denen diese bis heute noch nicht aufgetreten waren. Dagegen wird die Anzahl an Frost- und Eistagen in allen Regionen, wie bereits in den letzten Jahrzehnten, weiter zurückgehen. Besonders im Ruhrgebiet sowie im Rheintal werden Eistage nur noch sehr selten auftreten. In der *nahen Zukunft* sowie für das *Klimaschutzszenario* und das *moderate Szenario* sind dagegen weniger drastische Veränderungen zu erwarten.

Während des *Bezugszeitraums* treten heiße Tage (Abbildung 5-8) besonders im Rhein- und Maintal, im Osten, sowie im Bayerischen Flachland auf (maximal 20 Tage pro Jahr). In Folge des Klimawandels werden etliche Regionen deutlich häufiger betroffen sein als bisher. Die Häufigkeit von Ereignistagen für warme und heiße Bedingungen hat in den vergangenen Jahrzehnten bereits deutlich zugenommen (siehe Abbildung 5-3 und Abbildung 5-4). Zukünftig ist voraussichtlich noch mit einer Verstärkung dieser Trends zu rechnen (Abbildung 5-7). Entsprechend des *Weiter-wie-bisher-Szenarios* in der *fernen Zukunft* würde die Anzahl heißer Tage im Deutschlandmittel um +28 Tage ansteigen (Abbildung 5-7), in weiten Teilen Deutschlands sind über 40 heiße Tage pro Jahr zu erwarten (Abbildung 5-8). Selbst an der Küste und in Lagen oberhalb 1.000 m ü. NN würden diese keine Seltenheit mehr sein (10-15 Tage pro Jahr). Das *Klimaschutzszenario* und das *moderate Szenario* projizieren geringere Zahlen, dem *Klimaschutzszenario* zufolge sind bis zu 30 Tage bzw. beim *moderaten Szenario* bis zu 40 Tage pro Jahr zu erwarten. Interessant ist, dass den Projektionen des *Klimaschutzszenarios* zufolge im Verlauf des 21. Jahrhunderts mit einem leichten Rückgang an heißen Tagen zu rechnen ist. Die Modellunsicherheit ist allerdings groß und nimmt im Laufe des 21. Jahrhunderts noch zu. So überspannt die projizierte Zahl der Sommertage pro Jahr im Deutschlandmittel für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* in der *fernen Zukunft* einen Wertebereich von 15 bis 50 Tagen pro Jahr.

Sommertage (Abbildung 5-10) sind bereits heute in den meisten Regionen relativ häufig. Nur in Höhen oberhalb rund 1.500 m ü. NN sind diese bis dato noch eher selten. In Zukunft werden Sommertage besonders in tiefen Lagen deutlich öfter auftreten. Das *Weiter-wie-bisher-Szenario* projiziert für die *ferne Zukunft* deutlich über 100 Sommertage pro Jahr. Dies entspräche einem Zuwachs von rund 50 Tagen pro Jahr. Auch in den Mittelgebirgslagen und den Alpen unterhalb rund 2.000 m ü. NN werden Sommertage häufig auftreten (rund 20 Tage pro Jahr). Dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* zufolge werden zukünftig auch im Frühjahr bzw. im Herbst deutlich mehr Sommertage sowie einzelne heiße Tage auftreten.

Während gegenwärtig im langjährigen Mittel über Deutschland nur sehr wenige Tropennächte auftreten, wird sich dies in Zukunft voraussichtlich ändern (Abbildung 5-10). Besonders das *Weiter-wie-bisher-Szenario*

lässt eine deutliche Häufung sowie eine Ausdehnung auf neue Gebiete erwarten. Im Rheintal sowie in städtischen Agglomerationen ist mit dem größten Zuwachs an Tropennächten zu rechnen. Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts soll deren Anzahl entsprechend dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* je nach Region auf 10 bis 30 Tage pro Jahr ansteigen. Im Deutschlandmittel sind bis zu +16 Tropennächte mehr möglich (Abbildung 5-7). Im Mittelgebirge und in den Alpen werden Tropennächte dagegen weiterhin kaum auftreten.

Aufgrund des starken Anstiegs von heißen Tagen und Tropennächten steigt auch die Häufigkeit von längeren Hitzeperioden an. Während solche Phasen im Beobachtungszeitraum kaum auftraten, ist unter Annahme des *Weiter-wie-bisher-Szenarios* in der *nahen Zukunft* im Deutschlandmittel bereits alle 5 bis 21 Jahre mit einem solchen Ereignis zu rechnen; in der *fernen Zukunft* muss im Mittel jedes Jahr mit einem solchen Ereignis gerechnet werden. Auch Wärmeperioden nehmen zu. Bereits im Beobachtungszeitraum ist deren Zahl um +1,3 Tage / Dekade gestiegen. Die Klimaprojektionen zeigen je nach Szenario zukünftig eine Intensivierung des beobachteten Trends (Abbildung 5-7). Dabei ist zu beachten, dass sich Wärmeperioden im Gegensatz zu Hitzeperioden nicht nur auf die warmen Monate beschränken, sondern – aufgrund ihrer Definition – in allen Jahreszeiten auftreten können.

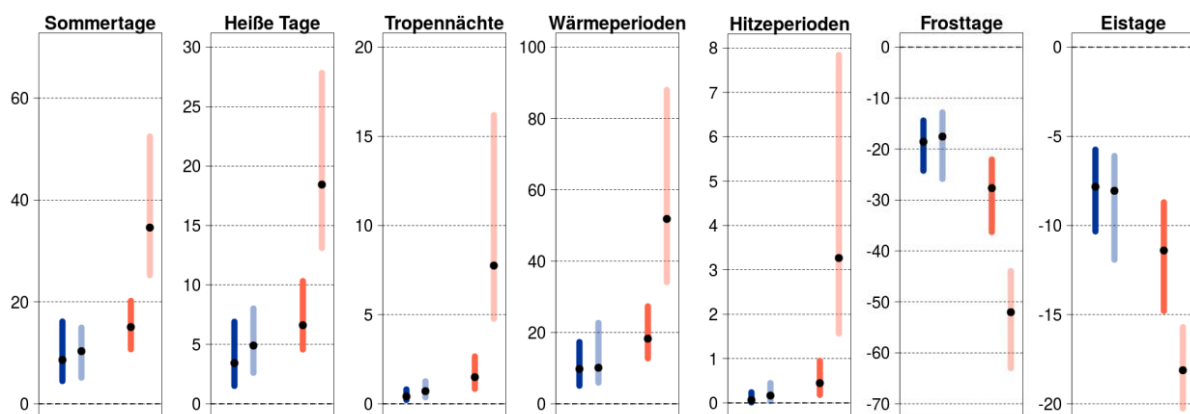


Abbildung 5-7: Projizierte Klimaänderung (Deutschlandmittel; in Tagen) für sieben temperaturbasierte Klimaindizes für die *nabe* (dunkler Farbton) und die *ferne Zukunft* (heller Farbton) im Vergleich zum *Bezugszeitraum* unter Verwendung des *Klimaschutzszenarios* (blau) und des *Weiter-wie-bisher-Szenarios* (rot). Dargestellt sind der Ensemblemedian (schwarzer Punkt) sowie die Bandbreite der Änderungssignale.

Frosttage sind im *Bezugszeitraum* in den meisten Regionen häufig. Lediglich im Ruhrgebiet treten diese weniger als 50 Tage pro Jahr auf. In den Gipfellagen der Mittelgebirge sowie in den Alpen ist gegenwertig mehr als jeder zweite Tag im Jahr ein Frosttag. Mit den ansteigenden Temperaturen hat deren Häufigkeit in den vergangenen Jahrzehnten aber bereits deutlich abgenommen (-3,2 Tage/Dekade). Dieser Trend wird sich in Zukunft noch verstärkt fortsetzen (Abbildung 5-7 sowie Abbildung 5-9). Sämtliche Szenarien zeigen in allen Gebieten Deutschlands einen klaren Rückgang an Frosttagen. Das *Klimaschutzszenario* projiziert im Deutschlandmittel einen Rückgang von rund 15-20 Tagen pro Jahr, währenddessen lässt das *Weiter-wie-bisher-Szenario* gar einen Rückgang von rund 50 Tagen pro Jahr erwarten. In der *fernen Zukunft* wird insbesondere der Nordwesten nur noch wenige Frosttage pro Jahr verzeichnen. Auch in den Berglagen wird die Anzahl an Frosttagen zurückgehen, dennoch dürften laut *Weiter-wie-bisher-Szenario* in der *fernen Zukunft* noch etwa 75-100 Tage pro Jahr erreicht werden.

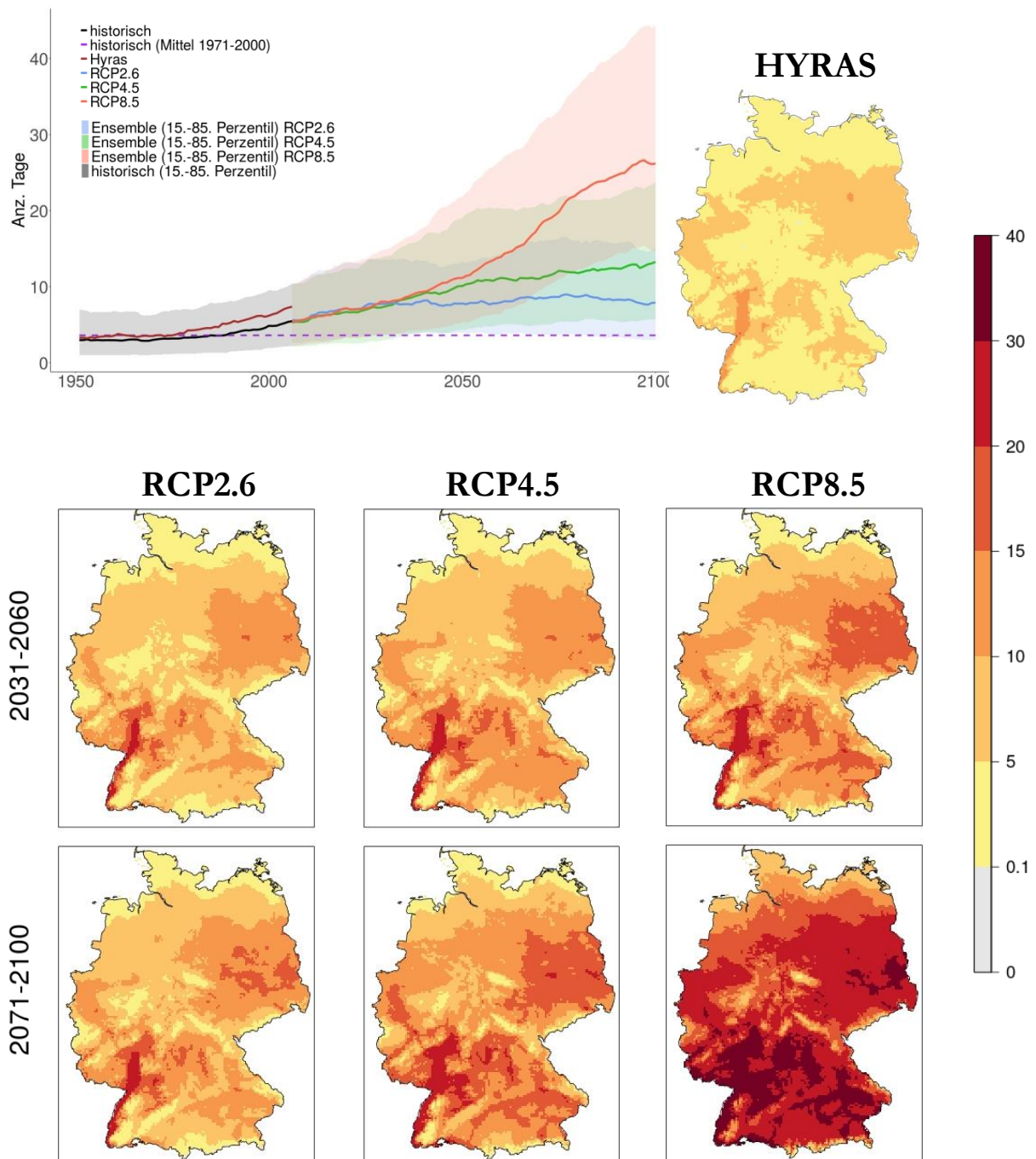


Abbildung 5-8: Häufigkeit von heißen Tagen. Oben links: Zeitreihe für den Zeitraum 1951–2100 (30-jähriges gleitendes Mittel) für das Klimamodellensemble und Beobachtungsdaten (HYRAS) im Deutschlandmittel. Linien repräsentieren die Ensemblemedianänderung, schattierte Bereiche zeigen die Modellunsicherheit (15. bis 85. Perzentil). Die violett gestrichelte Linie zeigt den Mittelwert aus den historischen Modellläufen für den *Bezugszeitraum*. Oben rechts: Beobachtungsdaten (HYRAS) für den *Bezugszeitraum* 1971–2000. Darunter: Projizierte Anzahl im Ensemblemedian für die drei Szenarien (Spalten) und zwei Szenarienzeiträume (Zeilen).

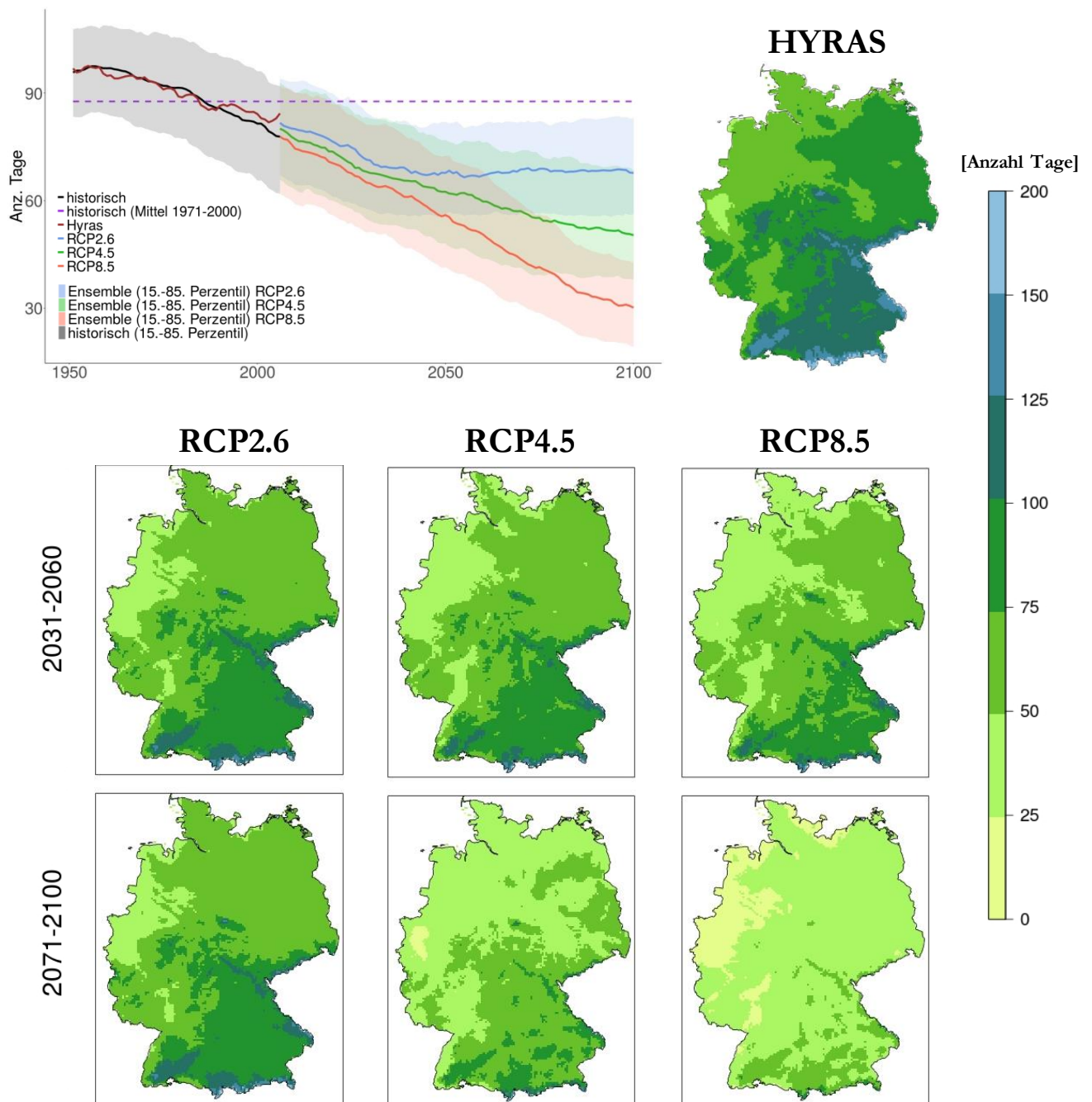


Abbildung 5-9: Häufigkeit von Frosttagen. Oben links: Zeitreihe für den Zeitraum 1951–2100 (30-jähriges gleitendes Mittel) für das Klimamodellensemble und Beobachtungsdaten (HYRAS) im Deutschlandmittel. Linien repräsentieren die Ensemblemedianänderung, schattierte Bereiche zeigen die Modellunsicherheit (15. bis 85. Perzentil). Die violett gestrichelte Linie zeigt den Mittelwert aus den historischen Modellläufen für den *Bezugszeitraum*. Oben rechts: Beobachtungsdaten (HYRAS) für den *Bezugszeitraum* 1971–2000. Darunter: Projizierte Anzahl im Ensemblemedian für die drei Szenarien (Spalten) und zwei Szenarienzeiträume (Zeilen).

Auch Eistage (Abbildung 5-10) sind im *Bezugszeitraum* keine Seltenheit über Deutschland, insbesondere in höheren Lagen sowie im Osten und in Bayern. In diesen Regionen werden gegenwärtig mehr als 100 Eistage pro Jahr verzeichnet. Zukünftig wird deren Zahl in allen Regionen deutlich zurückgehen. Im Nordwesten und im Rheintal werden Eistage nur noch selten auftreten. Auch das *Klimaschutzszenario* und das *moderate Szenario* lassen einen deutlichen, wenn auch weniger ausgeprägten, Rückgang erwarten (siehe auch Abbildung 5-7).

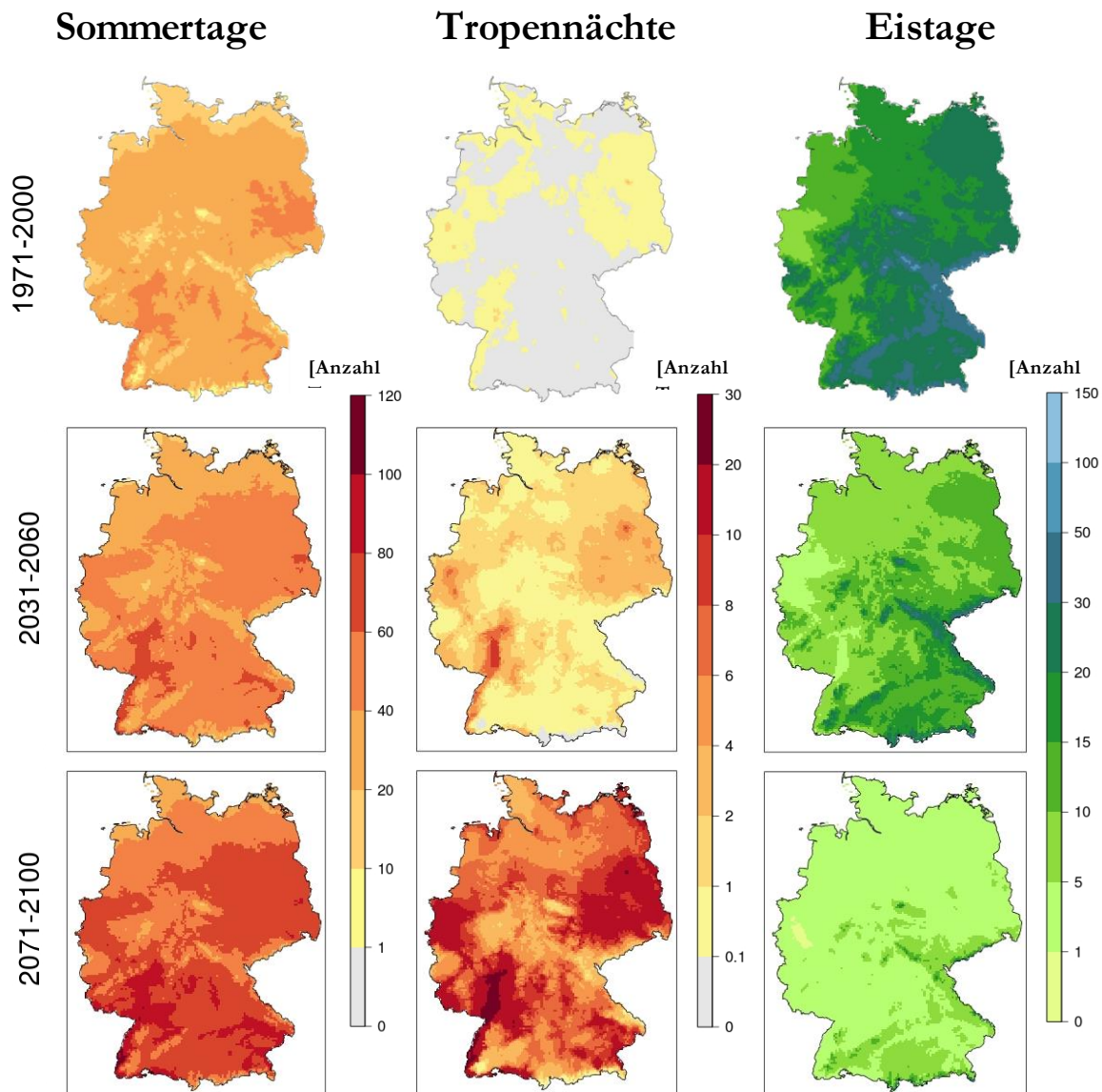


Abbildung 5-10: Häufigkeit von Sommertagen (linke Spalte), tropischen Nächten (mittlere Spalte) und Eistagen (rechte Spalte). Erste Zeile: Beobachtungsdaten (HYRAS) für den *Bezugszeitraum* 1971–2000. Darunter: Projizierte Anzahl im Ensemblemedian für zwei Szenarienzeiträume des Szenarios *Weiter-wie-bisher*. Es ist zu beachten, dass die Modellunsicherheit durch den hier dargestellten Ensemblemedian nicht wiedergegeben wird und substantiell sein kann.

Die gegenwertige Häufigkeit der in Abbildung 5-11 dargestellten Klimaindizes sowie deren projizierten Änderungen weisen eine deutliche Höhenabhängigkeit auf. Gezeigt wird der Absolutwert des jeweiligen Indikators für die *ferne Zukunft* in Abhängigkeit von der Geländehöhe. Generell zeigen alle drei Projektionen eine vertikale Verschiebung nach oben in Folge der Klimaerwärmung. Überlagert wird diese Tendenz durch den Küsteneffekt, der in der Abbildung besonders Höhenlagen unterhalb 100 m ü. NN betrifft. Dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* zufolge muss zukünftig selbst in Lagen oberhalb 1.400 m ü. NN mit einzelnen Tropennächten und heißen Tagen gerechnet werden, insbesondere für das 85. Perzentil des Modell-Ensembles. Auffällig ist die Zunahme an Tropennächten, welche im *Bezugszeitraum* nur sehr vereinzelt auftraten. In Höhen unter 300 m ü. NN werden für nicht küstennahe Gebiete im Mittel bis zu 20 Tropennächte pro Jahr projiziert (85. Perzentil des *Weiter-wie-bisher-Szenarios*). Kalte Temperaturen werden dagegen in allen Höhenlagen deutlich zurückgehen. Damit einhergehen wird ein enormer Rückgang von Frosttagen.

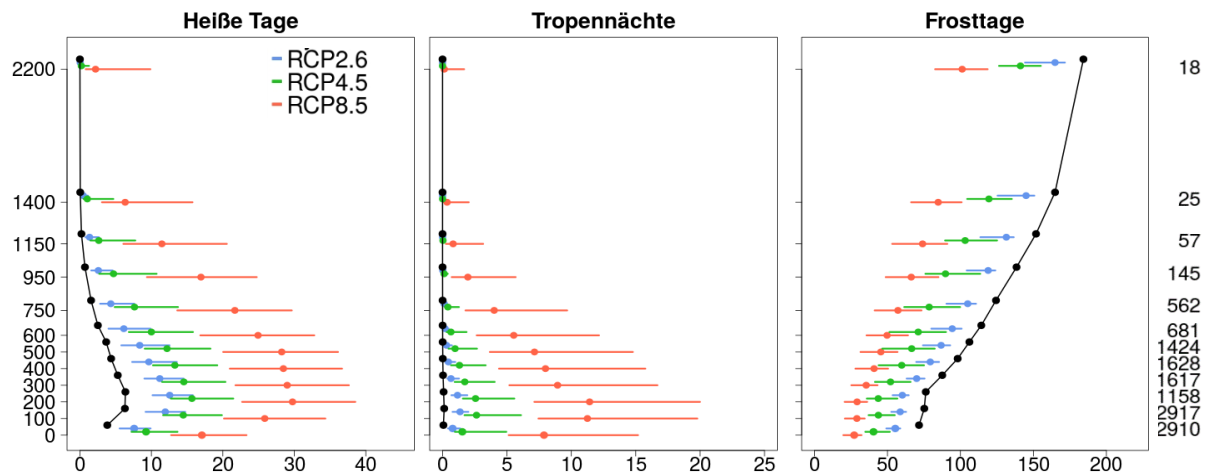
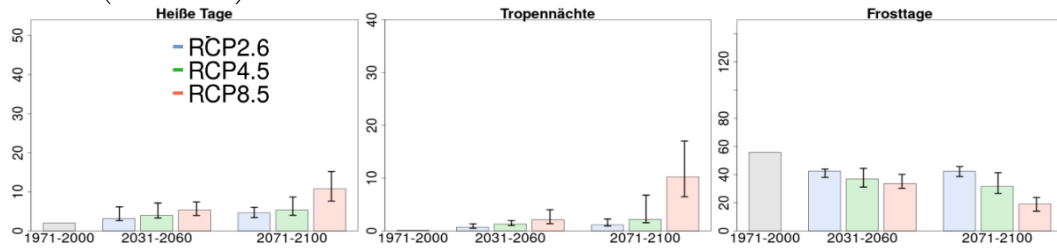


Abbildung 5-11: Höhenstufen der Gelände­höhe (linke Skala in m) der bias-adjustierten Klimadaten. Schwarz: Beobachtungen (HYRAS) im *Bezugszeitraum* (1971–2000). In Farbe: Projektionsdaten im Zeitraum 2071–2100 im Deutschlandmittel. Punkte repräsentieren die Ensemblemedianänderung, Linien den Unsicherheitsbereich der Modelle (15. bis 85. Perzentil). Ganz rechts die Anzahl Gitterzellen die pro Höhenstufe mit eingingen.

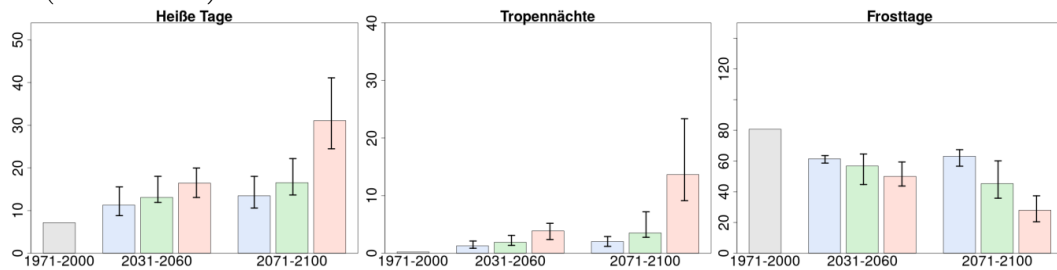
In Abbildung 5-12 werden schließlich drei Klimaindizes für den *Bezugszeitraum* sowie drei Klimaszenarien für fünf ausgewählte Standorte (Mittelwert über 3x3 Gitterzellen) gezeigt. An allen fünf Standorten wird die Zahl heißer Tage sowie jene der Tropennächte zukünftig ansteigen. Heiße Tage sind bereits im gegenwärtigen Klima ein häufig auftretendes Phänomen. Deren Anzahl nimmt sowohl mit zunehmender Breite wie auch mit zunehmender Gelände­höhe merklich ab. Während in Frankfurt im *Bezugszeitraum* im Mittel rund 10 heiße Tage pro Jahr vorkommen, sind es in Bremerhaven bzw. auf dem Feldberg nur 1-2 Tage pro Jahr. Sämtliche Szenarien projizieren einen deutlichen Anstieg dieser Kenngröße für die kommenden Jahrzehnte. Bereits in der *nahen Zukunft* dürften in Dresden, Frankfurt und Konstanz 10-20 heiße Tage pro Jahr auftreten, wobei sich die Szenarien sehr einig sind. In der *fernen Zukunft* werden im Median des *Weiter-nie-bisher-Szenarios* 30-40 Tage projiziert. Selbst in Bremerhaven und auf dem Feldberg würden in der *fernen Zukunft* rund 10 heiße Tage pro Jahr auftreten. Das *Klimaschutzszenario* zeigt dagegen weiterhin 10-20 Tage pro Jahr.

In Bremerhaven, Dresden und Konstanz treten Tropennächte im gegenwärtigen Klima so gut wie nie auf. Deren Anzahl wird bis zum Ende des 21. Jahrhunderts jedoch fester Bestandteil (10-20 Tage im Ensemble Median) des Klimas werden, insbesondere für das *Weiter-nie-bisher-Szenario*. In Frankfurt tritt derzeit im Schnitt eine Tropennacht pro Jahr auf, nach dem *Weiter-nie-bisher-Szenario* wird diese Zahl auf 30-50 Tage pro Jahr anwachsen. Auf dem Feldberg treten heutzutage keine Tropennächte auf und auch in der *fernen Zukunft* dürfte deren Zahl unter 10 pro Jahr bleiben. Hingegen projizieren sämtliche Szenarien einen deutlichen Rückgang an Frosttagen. Auf dem Feldberg wird sich deren Zahl von rund 120 im gegenwärtigen Klima entsprechend dem *Weiter-nie-bisher-Szenario* bis zum Ende des 21. Jahrhunderts halbieren. In Frankfurt geht deren heutige Zahl (60 pro Jahr) auf rund ein Drittel zurück.

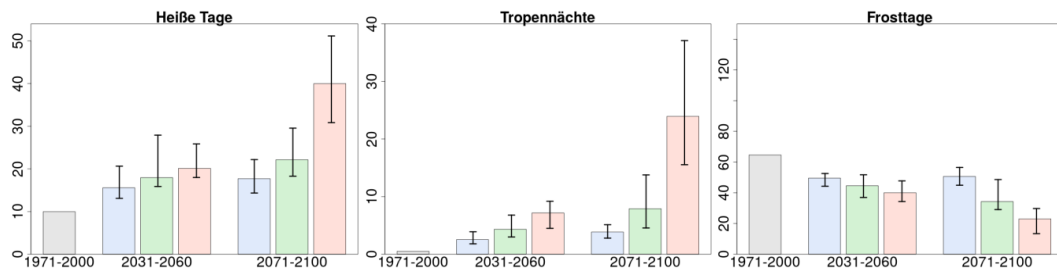
Bremerhaven (2 m ü. NN)



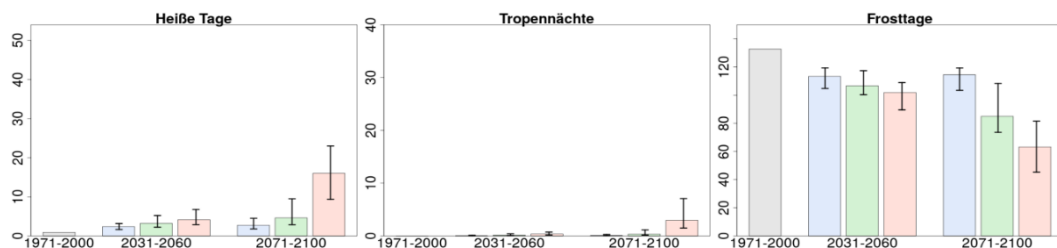
Dresden (160 m ü. NN)



Frankfurt (126 m ü. NN)



Feldberg (Schwarzwald, 942 m ü. NN)



Konstanz (412 m ü. NN)

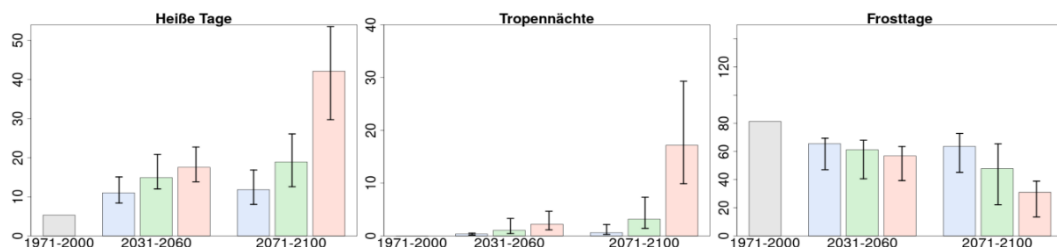


Abbildung 5-12: Häufigkeit von heißen Tagen, Tropennächten und Frosttagen im *Bezugszeitraum* (HYRAS) und in zwei Szenarienzeiträumen für die drei Klimaszenarien (Farben) an den fünf Standorten Bremerhaven, Dresden, Frankfurt, Konstanz und Feldberg im Schwarzwald. Balken repräsentieren den Ensemblemedian, die Whisker den Unsicherheitsbereich (15. bis 85. Perzentil). Die Ergebnisse basieren jeweils auf dem Mittelwert der nächsten 3x3 Gitterzellen des Standorts.

5.1.2 Niederschlag

Im Gegensatz zur Temperatur ist der Niederschlag zeitlich und räumlich deutlich variabler und die Veränderungen durch den Klimawandel können sich regional stark unterscheiden (Martel et al. 2018). So ist z. B. für Europa mit einer Zunahme (Abnahme) des mittleren jährlichen Niederschlags über Nordeuropa (Südeuropa) zu rechnen (Jacob et al. 2014). Global deuten Studien darauf hin, dass es in einem wärmeren Klima wahrscheinlich zu einer Veränderung und Intensivierung des Wasserkreislaufes kommt (Huntington 2006). Hiermit verbunden ist nicht zwingend eine Änderung der mittleren Niederschlagsverhältnisse, aber eine Zunahme in Häufigkeit und Intensität von Extremereignissen, wie Starkniederschlägen sowie ausgedehnten Perioden mit trockener und feuchter Witterung mit entsprechend negativen sozioökonomischen Folgen (Heinrich und Gobiet 2012, Westra et al. 2013, Westra et al. 2014).

Mittlerer Niederschlag – Beobachtungszeitraum und rezente Trends

Grundsätzlich verteilt sich der **Jahresniederschlag** über Deutschland relativ gleichmäßig auf die einzelnen Jahreszeiten. So betrug die **durchschnittliche Niederschlagsmenge** im Flächenmittel über Deutschland im Zeitraum von 1971–2000 rund 774 mm. Davon entfielen etwa 181 mm auf den Winter und 231 mm auf den Sommer sowie 176 bzw. 188 mm auf die Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst. Während vor allem in den westlichen Mittelgebirgen der meiste Niederschlag in den Wintermonaten fällt, tritt im Süden, Osten und an den Küsten der meiste Niederschlag im Sommer auf (Abbildung 5-13).

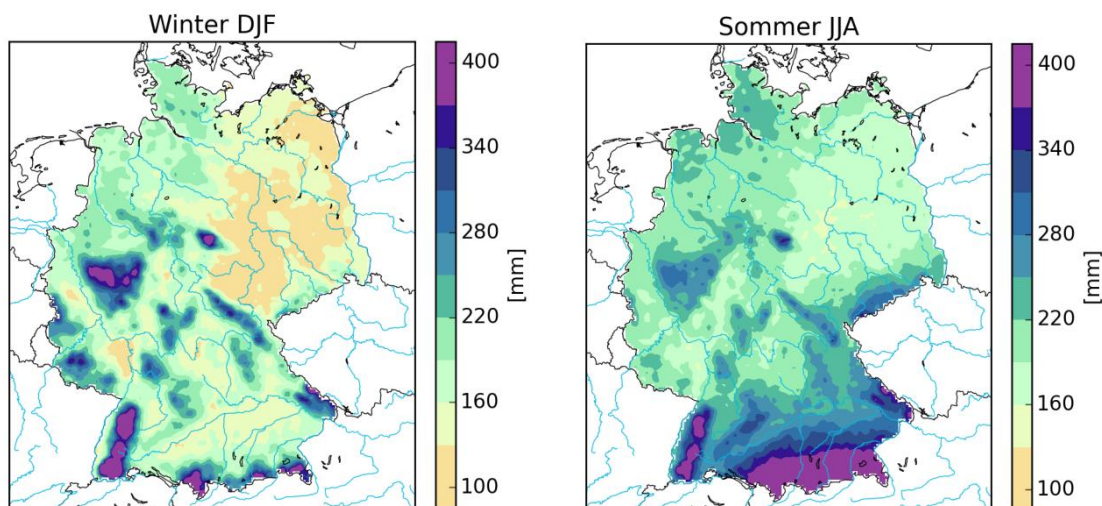


Abbildung 5-13: Mittlere Niederschlagssumme über Deutschland im Zeitraum 1971–2000 für den Winter (DJF; links) und Sommer (JJA; rechts), basierend auf HYRAS-PR.

Differenziert nach Regionen tritt der höchste **durchschnittliche Jahresniederschlag** in den Alpen auf und beträgt bis über 2000 mm. Im Gegensatz dazu bleibt der **Jahresniederschlag** im Osten und in einzelnen Flusstälern sowie Beckenlagen im Mittel unter 600 mm. Die Mittelgebirge heben sich mit einem **durchschnittlichen Jahresniederschlag** von 1.000-1.500 mm, und bis zu 2.000 mm im Schwarzwald, von den umliegenden niedrigeren Gebieten ab. In einzelnen Jahren und an bestimmten Standorten können die Niederschläge auch sehr stark von den mittleren Verhältnissen abweichen. Auch im Flächenmittel über Deutschland weisen einzelne Jahre große Unterschiede zum langjährigen Mittel auf. So war 2002 mit 1.018 mm Niederschlag das nasseste Jahr seit Beginn der Wetteraufzeichnungen, während 1959 mit nur 551 mm Niederschlag das trockenste Jahr verzeichnet werden konnte. Während die Auswertungen für die Temperatur (s. Kapitel 5.1.1) im Zeitraum von 1951–2015 häufig signifikant ansteigende Trends im Mittel über Deutschland zeigen, ist die Entwicklung für den Niederschlag in diesem Zeitraum deutlich heterogener

und bis auf wenige Ausnahmen liegen keine statistisch signifikanten Trends¹⁷ vor. Für den **mittleren jährlichen Niederschlag** lässt sich im Zeitraum von 1951–2015 im Flächenmittel für Deutschland eine leichte Zunahme beobachten (ca. +4,5 %) (Abbildung 5-14). Im Flächenmittel traten dabei einzelne Jahre auf, die mehr bzw. weniger als 20 % Niederschlag gegenüber dem *Bezugszeitraum* 1971–2000 aufwiesen. Am deutlichsten ist der Trend hierbei mit ca. +16 % im Winter bzw. +14 % im Herbst, während im Sommer eine leichte Abnahme des Niederschlags von knapp -7 % verzeichnet wurde, was jedoch alles keine statistisch signifikanten Trends sind. Aus Abbildung 5-15 ist zu erkennen, dass die Anomalien des Niederschlags einzelner Jahre regional teilweise sehr unterschiedlich sein können. Während das bisher trockenste Jahr 1959 vor allem im Nordwesten sehr starke negative Anomalien des **mittleren Jahresniederschlags** aufwies, gab es vereinzelt auch etwas zu nasse Gebiete im Osten und Süden Deutschlands. Nicht selten kommt es auch zu deutlich gegensätzlichen Anomalien zwischen Nord und Süd bzw. Ost und West, wie 2011 und 2015 mit zu nassem Norden und zu trockenem Süden oder 1982 mit zu trockenem Osten und zu nassem Westen. Regional kann hierbei zum Teil nur die Hälfte bzw. auch teilweise das Doppelte der Menge des **mittleren Jahresniederschlags** fallen.

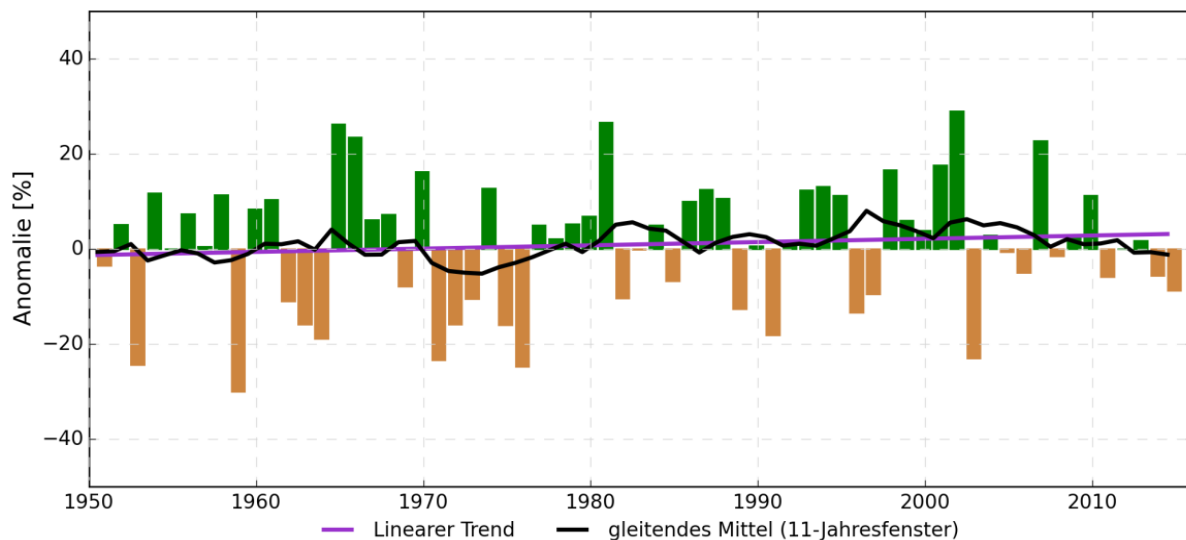


Abbildung 5-14: Mittlerer Jahresniederschlag über Deutschland im Zeitraum 1951–2015, als Anomalien vom *Bezugszeitraum*mittel (1971–2000), basierend auf HYRAS-PR. Braune Balken sind negative Anomalien und grüne Balken positive Anomalien. Die schwarze Linie zeigt ein 11-jähriges gleitendes Mittel, die pinkle Linie den linearen Trend.

Mittlerer Niederschlag – Klimaprojektionen und zukünftige Trends

Für den Projektionszeitraum ist im gesamten Jahresverlauf, abhängig von der Bandbreite des Klimamodellensembles und des Klimaszenarios, generell von einer weiteren Zunahme der **durchschnittlichen Niederschlagsmengen** auszugehen (*nabe Zukunft*: -1,5 % bis +10 %; *ferne Zukunft*: -3,8 % bis +15 %). Die deutlichste Zunahme des Niederschlags wird für den Winter (Abbildung 5-16 unten) und den Frühling mit bis zu +19 % in der *naben Zukunft* bzw. +30 % in der *fernen Zukunft* projiziert. Vor allem für das *Weiter-niebisher-Szenario* kann es bis zum Ende des 21. Jahrhunderts im Sommer (Abbildung 5-16 unten) auch zu einer deutlicheren Abnahme des mittleren Niederschlags von bis zu -16 % kommen.

¹⁷ Die statistische Signifikanz der Regressionsgeraden wurde mit Hilfe eines zweiseitigen *t-tests* (Nullhypothese es liegt kein Trend in der Zeitreihe vor; Konfidenzniveau von 95 %) ausgewertet

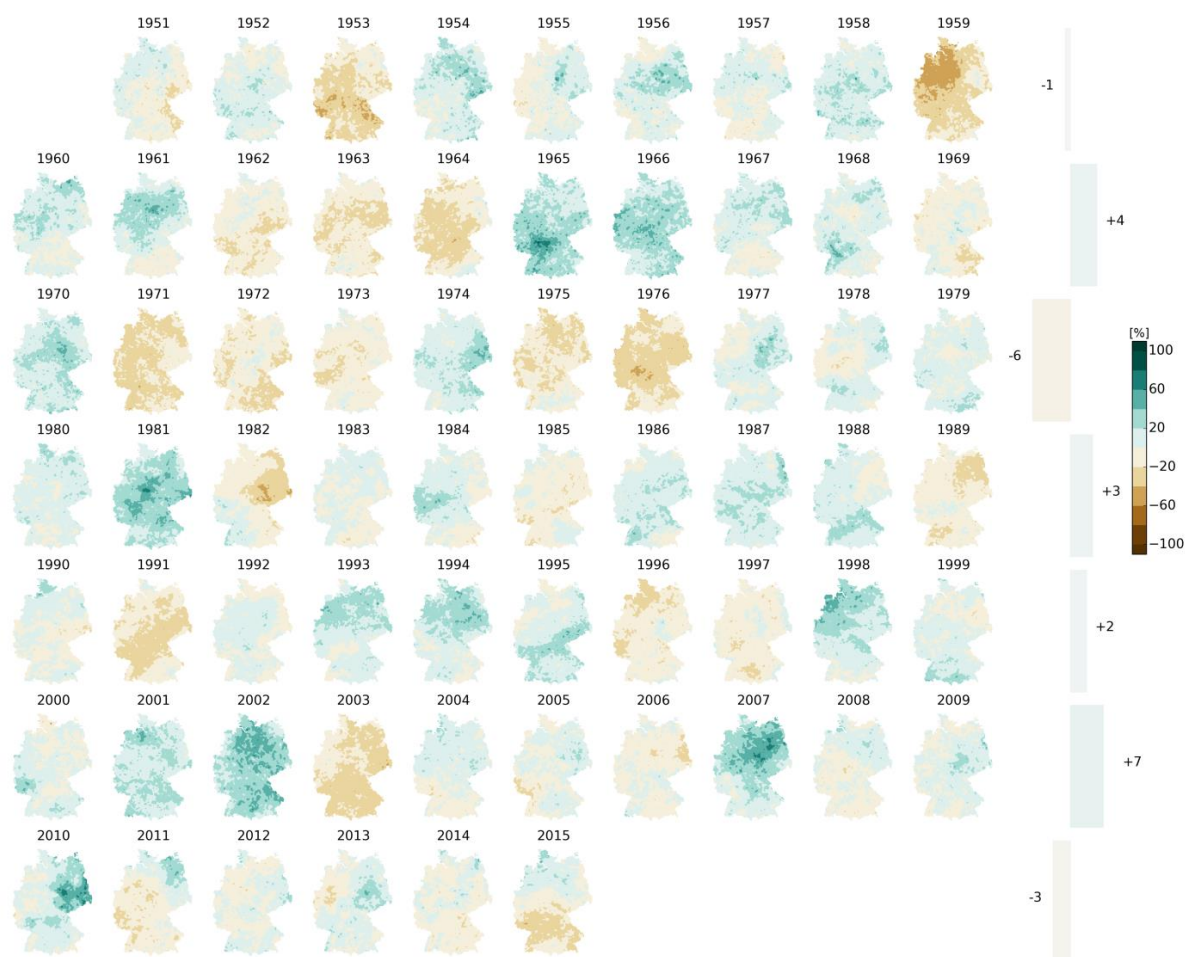


Abbildung 5-15: Kartendarstellung des mittleren Jahresniederschlags über Deutschland im Zeitraum 1951–2015, als Anomalien vom *Bezugszeitraum* (1971–2000), basierend auf HYRAS-PR. Nach jeder Zeile steht der dekadische Mittelwert der Abweichung über Deutschland. Negative Anomalien sind braun dargestellt, positive Anomalien grün.

Abbildung 5-16 oben links (Winter) und Abbildung 5-16 oben rechts (Sommer) zeigen das 30-jährige gleitende Mittel der **mittleren Niederschlagssumme** im Flächenmittel über Deutschland für das Klimamodellensemble und die einzelnen Klimaszenarien von 1951–2100. Im Gegensatz zur Beobachtungsperiode (1951–2005) werden für den Klimaprojektionszeitraum (2006–2100) z.T. statistisch signifikante Trends projiziert. So liegt für das 50. Perzentil des *Weiter-nie-bisher-Szenarios* im Winter (Sommer) ein statistisch signifikant ansteigender (fallender) Trend des **mittleren Niederschlags** für den Zeitraum 2006–2100 vor (+5 mm bzw. -2,7 mm pro Dekade). Auch für die restlichen Jahreszeiten (Frühling und Herbst) sowie für das gesamte Jahr werden für dieses Szenario statistisch signifikante ansteigende Trends projiziert, ansonsten sind die Trends nicht signifikant.

Regionale Änderungen für die *nabe* und *ferne Zukunft* sind in Abbildung 5-17 und Abbildung 9-2 (im Anhang) dargestellt. Es ist zu sehen, dass die relativen Änderungen des **mittleren Niederschlags** zwischen den einzelnen Regionen in Deutschland mit einigen Ausnahmen eher marginal sind. In den Mittelgebirgen und Alpen sind die Änderungssignale auf relativer Basis zumeist geringer, da die Niederschlagsmengen deutlich höher sind als im Flachland. In der Region Nordseeküste sind in der *naben Zukunft* im Winter für das *Klimaschutzszenario* für das 50. Perzentil kaum Änderungen für den **mittleren Niederschlag** zu erwarten, während für den Rest von Deutschland eine leichte Zunahme zwischen +5 % bis +10 % für das 50. Perzentil projiziert wird (Abbildung 9-2 im Anhang).

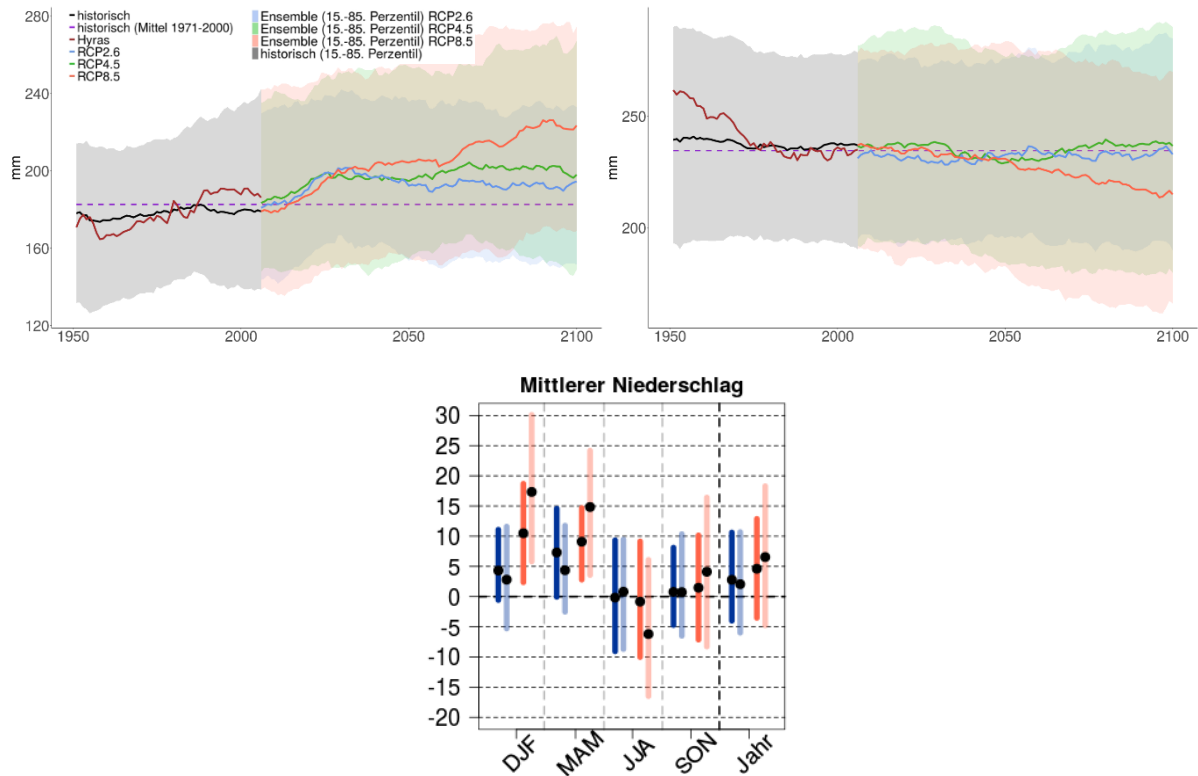


Abbildung 5-16: Projizierte Klimaänderung (Deutschlandmittel; in Prozent) des mittleren Niederschlags (unten) für die *nahe* (dunkler Farbton) und die *ferne Zukunft* (heller Farbton) im Vergleich zum *Bezugszeitraum* unter Verwendung des *Klimaschutzszenarios* (blau) und des *Weiter-wie-bisher-Szenarios* (rot). Dargestellt sind der Ensemblemedian (schwarzer Punkt) sowie die Bandbreite der Änderungssignale für die Jahreszeiten (Winter [(D)JF], Frühling [MAM], Sommer [JJA], Herbst [SON]) und das Jahr sowie Zeitreihe (1951–2100; 30-jähriges gleitendes Mittel) des Deutschlandmittels für die mittlere Niederschlagssumme im Winter (oben links) und Sommer (oben rechts) für das Klimamodellensemble und Beobachtungsdaten (HYRAS-PR) im Deutschlandmittel. Die violett gestrichelte Linie zeigt den Mittelwert aus den historischen Modellläufen für den *Bezugszeitraum*.

Auffällig ist für die *ferne Zukunft* im Sommer und das *Weiter-wie-bisher-Szenario* ein deutlicher Unterschied zwischen West- und Ostdeutschland. Während in der Region Ostseeküste und Ostdeutschland das 50. Perzentil keine Änderung für den **mittleren Niederschlag** zeigt, liegt die Bandbreite für das 15. und 85. Perzentil des Klimamodellensembles zwischen -15 % bis +15 %. Für die obere Bandbreite (85. Perzentil) des Klimamodellensembles besteht somit auch die Möglichkeit, dass es in diesen beiden Regionen zu einer merklichen Niederschlagszunahme im Sommer für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* kommen kann. In den anderen Regionen liegt die Bandbreite für das 15. und 85. Perzentil im Sommer und *Weiter-wie-bisher-Szenario* zwischen -20 % bis +5 %. In der Region Südwestdeutschland wird für die untere Bandbreite des Klimamodellensembles sogar mit einer Abnahme des **mittleren Niederschlags** von mehr als 20 % gerechnet. Neben der Unterteilung nach Regionen lässt sich ebenfalls eine Betrachtung für die Änderung des **mittleren Niederschlags** in Abhängigkeit unterschiedlicher Höhenstufen durchführen (Abbildung 5-18). Zunächst ist zu erkennen, dass im Beobachtungszeitraum der **mittlere Niederschlag** im Sommer deutlich stärker mit der Höhe zunimmt als im Winter. Da im Winter in den westlichen Mittelgebirgen ähnlich hohe Niederschlagssummen wie in den Nordalpen fallen, nimmt der Niederschlag ab einer Höhe von 1000 m nur noch marginal zu. Sowohl im Winter, als auch im Sommer nimmt der Niederschlag vom Meeresniveau bis zu einer Höhe von 100 m zunächst ab. Ursache ist hier die geographische Lage der Gitterpunkte mit der niedrigsten Höhe an oder in der Nähe der deutschen Nord- und Ostseeküste, wo zunächst aufgrund des ausgeprägten maritimen Klimas mehr Niederschlag fällt als im Landesinneren.

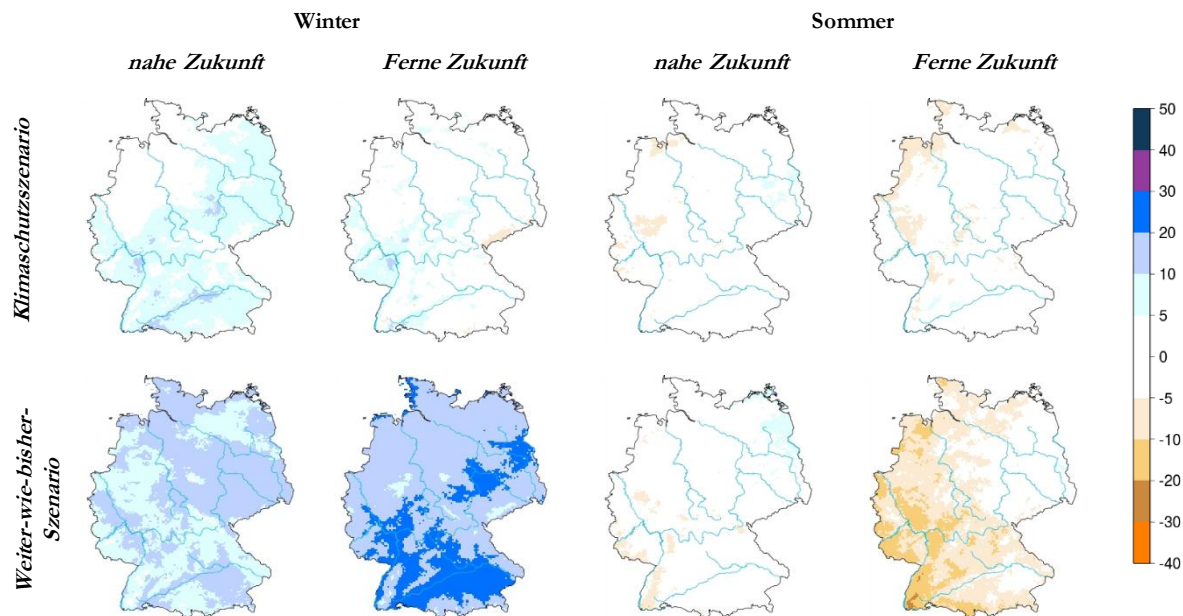


Abbildung 5-17: Relative Änderungen in Prozent des mittleren Niederschlags für das 50. Perzentil des Klimamodellensembles in Bezug auf den Bezugszeitraum 1971–2000 für Winter[DJF] und die *nahe Zukunft* (ganz links), Winter und die *ferne Zukunft* (2. von links), Sommer[JJA] und die *nahe Zukunft* (2. von rechts), Sommer[JJA] und die *ferne Zukunft* (ganz rechts) und für das *Klimaschutzszenario* (obere Zeile) sowie für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* (untere Zeile).

Ein weiterer Effekt dürfte die geographische Lage von einigen Gitterpunkten in einer Höhe zwischen 0 m bis 300 m sein, die sich in niederschlagsärmeren Flusstälern und Beckenlagen im Landesinneren befinden. Es lässt sich erkennen, dass für die *ferne Zukunft* im Winter für das *moderate Szenario* und das *Weiter-wie-bisher-Szenario* über alle Höhenstufen und alle Gitterpunkte eine Zunahme des **mittleren Niederschlags** durch das Klimamodellensemble projiziert wird. Die stärkste Zunahme findet hierbei für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* in Höhen zwischen 400 m und 1150 m statt. Für das *Klimaschutzszenario* hingegen wird etwa für die Hälfte der Gitterpunkte in höheren Regionen (1400 m bis 2200 m) mit einer Abnahme des **mittleren Niederschlags** gerechnet, während der Anteil an Gitterpunkten mit abnehmendem Niederschlag mit sinkender Höhe geringer wird. Im Sommer zeigt sich für die *ferne Zukunft* vor allem ab Höhen von 400 m aufwärts ein deutlicher Unterschied zwischen dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* und den beiden anderen Klimaszenarien.

Hier muss von einer deutlichen absoluten Abnahme des **mittleren Niederschlags** ausgegangen werden. Für das *moderate Szenario* und das *Klimaschutzszenario* gibt es hingegen für jede Höhenstufe etwa gleich viele Gitterpunkte, die eine Abnahme bzw. eine Zunahme des **mittleren Niederschlags** zeigen. Hierbei ist außerdem die Niederschlagsabnahme deutlich geringer als beim *Weiter-wie-bisher-Szenario*.

Abbildung 5-19 zeigt die relative Änderung des **mittleren Jahresniederschlags** über Deutschland für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* in der *fernen Zukunft* (Mitte) sowie die monatlichen Änderungen über den Jahresverlauf an neun ausgewählten Standorten (Mittelwert von 3x3 Gitterpunkten) für alle Klimaszenarien. Grundsätzlich wird für alle dargestellten Standorte eine Veränderung des Jahresgangs des **mittleren Niederschlags** durch das Klimamodellensemble projiziert.

So weisen alle Standorte fast durchgehend eine Tendenz zu mehr Niederschlag in den Monaten Januar bis Juni sowie Oktober bis Dezember für das 50. Perzentil des Klimamodellensembles auf. Vor allem im Juli und August werden häufig Abnahmen des Niederschlags projiziert. Hierbei zeigen alle Klimaszenarien eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Änderung des Jahresgangs. Am schwächsten fällt diese Änderung für das *Klimaschutzszenario* und am stärksten für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* aus. Ebenfalls ist der Jahresgang an den südlichen und westlichen Standorten ausgeprägter als an den östlichen und nördlichen, was überwiegend an einer stärkeren Abnahme der **mittleren Niederschläge** in den Sommermonaten liegt.

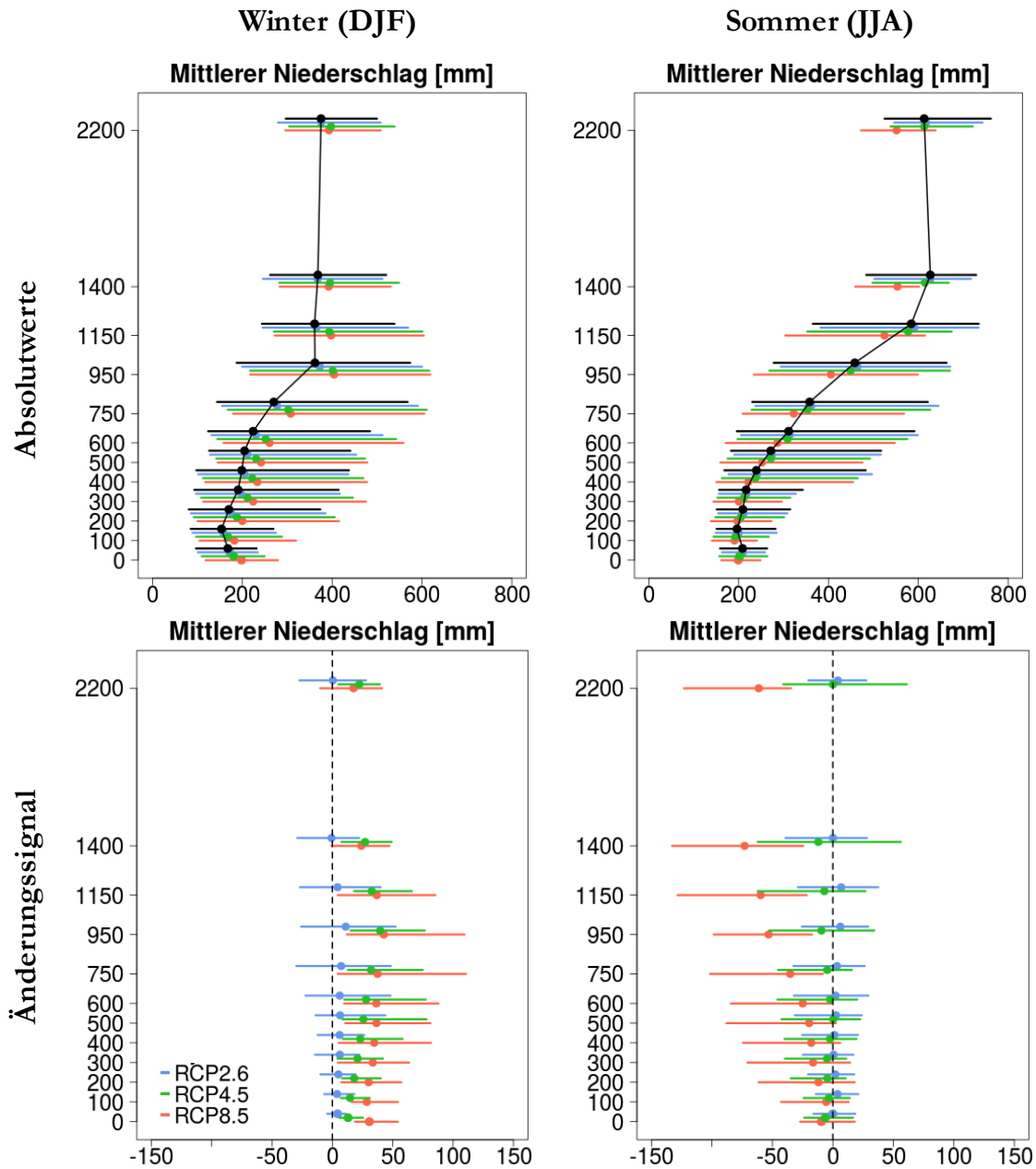


Abbildung 5-18: Höhenstufen der bias-adjustierten Klimadaten des mittleren Niederschlags [mm] für den Winter (linke Spalte) und den Sommer (rechte Spalte) sowie als Absolutwerte (erste Zeile) und Änderungssignal (zweite Zeile). Schwarz: Beobachtungen (HYRAS-PR) im *Bezugszeitraum* (1971–2000). In Farbe: Projektionsdaten im Zeitraum 2071–2100 (50. Perzentil des Klimamodellensembles für drei Szenarien). Linien repräsentieren den Bereich der von den Gitterpunkten eines bestimmten Höhenbereichs abgedeckt wird, Punkte den Median dieses Bereichs.

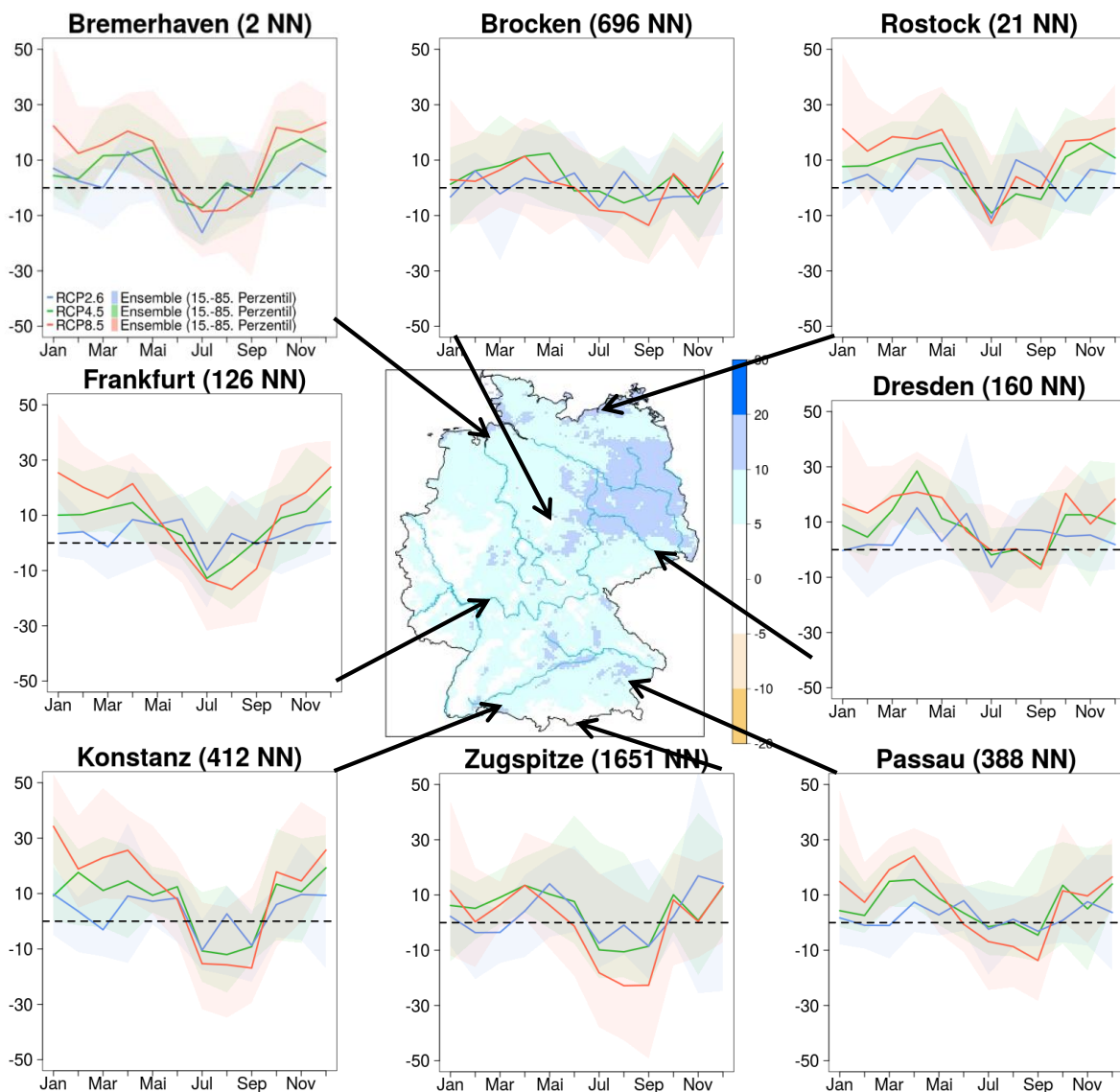


Abbildung 5-19: Karte in der Mitte: Ensemble Median der Änderung des mittleren Niederschlags [%] für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* und den Zeitraum 2071–2100. Umgebende Grafiken zeigen den mittleren Jahresgang der Änderung des mittleren Niederschlags aller Klimaszenarien im Zeitraum 2071–2100. Linien repräsentieren die Änderung des 50. Perzentils, schraffierte Bereiche zeigen die untere und obere Bandbreite des Ensembles (15 bis 85. Perzentil). Die Ergebnisse basieren je auf dem Mittelwert der nächsten 3x3 Gitterzellen des Standorts.

Starkniederschlag – Beobachtungszeitraum und rezente Trends

Neben der Änderung der **durchschnittlichen Niederschlagsmengen** sind für den Verkehr und die Verkehrsinfrastruktur insbesondere auch Extreme des Niederschlags von großer Bedeutung, da sie erhebliches Schadenspotenzial besitzen. So können in Deutschland auf kurzen Zeitskalen erhebliche Niederschlagsmengen fallen, die sich im klimatologischen Mittel nur im Laufe von mehreren Monaten aufsummieren. So wurde z. B. in Zinnwald (Erzgebirge) am 13. August 2002 mit 312 mm die höchste je gemessene 24-stündige Niederschlagsmenge in Deutschland registriert, was anschließend das Jahrhunderthochwasser an der Elbe zur Folge hatte. Am 29. Juli 2014 wurde in Münster/Westfalen mit 292 mm Niederschlag eine ähnlich hohe Summe gemessen, die sich allerdings während einer Abfolge von konvektiven Starkniederschlägen in nur sieben Stunden aufsummierte. Um Starkniederschläge aus der aktuellen Generation von regionalen Klimamodellensembles noch statistisch robust für einzelne Gitterpunkte abzuleiten, hat sich ein Schwellen-

wert von 20 mm Niederschlag pro Tag bewährt. Diese Tage – im Weiteren auch als **Starkniederschlags-tage**¹⁸ bezeichnet – weisen im Gegensatz zum **mittleren Niederschlag** deutlich größere Unterschiede zwischen den einzelnen Jahreszeiten auf. Von 4,4 Tagen pro Jahr im Flächenmittel über Deutschland entfallen 0,7 Tage auf den Winter, aber mit 1,8 Tagen mehr als das Doppelte auf den Sommer. Im Frühling und Herbst treten 0,8 bzw. 1,1 Tage im Mittel zwischen 1971–2000 auf. Auch treten – analog zur **mittleren Niederschlagsmenge** – die meisten **Tage mit Starkniederschlag** in den westlichen Mittelgebirgen in den Wintermonaten auf, während in den restlichen Regionen Deutschlands im Sommer häufiger **Tage mit Starkniederschlag** auftreten (Abbildung 5-20).

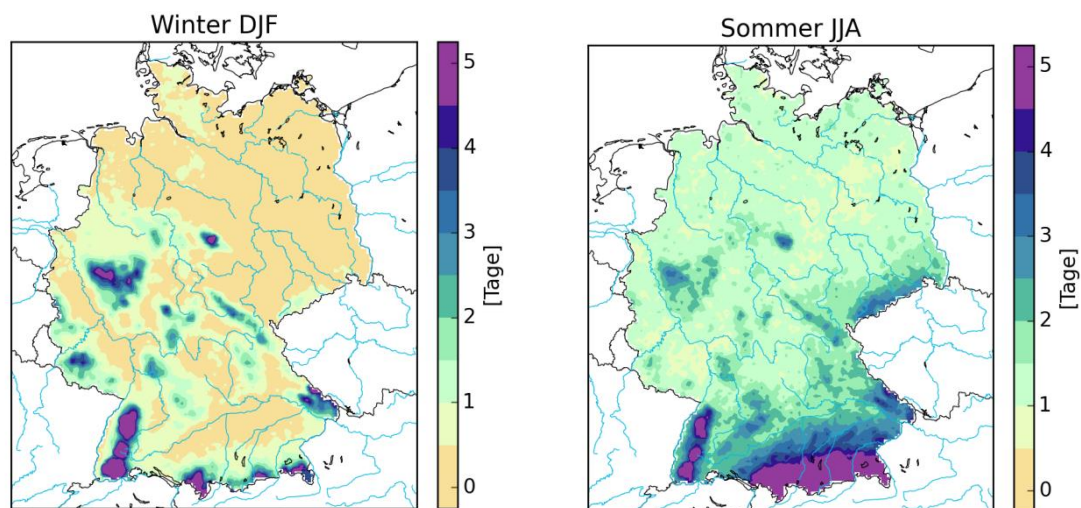


Abbildung 5-20: Anzahl der Tage mit Niederschlag > 20 mm (1971–2000) im Winter (DJF; links) und Sommer (JJA; rechts) über Deutschland, basierend auf HYRAS-PR.

Die meisten **Tage mit Starkniederschlag** treten im langjährigen Mittel (1971–2000) mit bis zu 40 Tagen pro Jahr in den Alpen auf. In den Mittelgebirgen besteht eine große Bandbreite zwischen 5 Tagen und bis ca. 30 Tage im Schwarzwald. Im Flachland liegt die Anzahl pro Jahr dagegen verbreitet bei weniger als 5 Tagen und im Nordosten sowie einzelnen Flusstälern und Beckenlagen sogar unter 2 Tagen pro Jahr.

Mit einer Zunahme von +0,05 Tage/Dekade ist der Herbst die einzige Jahreszeit mit einem statistisch signifikanten Trend im Beobachtungszeitraum von 1951–2015. Im Winter und Frühling liegt mit jeweils +0,03 Tagen/Dekade ebenfalls ein leicht ansteigender Trend vor, während im Sommer die Anzahl an **Tagen mit Starkniederschlägen** sich praktisch nicht ändert (-0,001 Tage/Dekade).

Neben dem Anstieg der Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen zählt zu den weiteren wichtigen Indikatoren, die Änderung der Intensität solcher Ereignisse. Im Beobachtungszeitraum zeigen sich für die **Niederschlagsmengen an Starkniederschlagstagen**¹⁹ bisher insgesamt geringe Änderungen. Nur im Winter und Frühling ist eine leichte Zunahme von ca. 2-3 % zu verzeichnen. Für die **maximale Tagesniederschlagshöhe** ergibt sich im Winter mit knapp 16 % Zunahme im Beobachtungszeitraum jedoch schon ein deutlicheres Signal in Richtung intensivere Niederschlagsereignisse. Auch wird bereits im Beobachtungszeitraum sichtbar, dass sich ein immer größerer Anteil am Gesamtniederschlag auf wenige niederschlagsreiche Tage konzentriert. So steigt für den Winter im Beobachtungszeitraum der Anteil am Gesamtniederschlag von **sehr feuchten Tagen**²⁰ von ca. 30 % auf 35 % und von **extrem feuchten Tagen**²¹ von ca.

¹⁸ Als Starkniederschlagstage sind hier solche Tage mit einer Niederschlagssumme von mindestens 20 mm definiert.

¹⁹ Es wird die mittlere Niederschlagssumme der Tage mit mindestens 20 mm Tagesniederschlagshöhe ausgewertet.

²⁰ Sehr feuchte Tage beschreiben Tage mit Niederschlägen oberhalb des 95. Perzentils (abgeleitet im *Bezugszeitraum*)

²¹ Extrem feuchte Tage beschreiben Tage mit Niederschlägen oberhalb des 99. Perzentils (abgeleitet im *Bezugszeitraum*)

8,5 % auf etwa 11 %. Im Frühling und Herbst ist der Trend ähnlich hoch, im Sommer gab es bislang jedoch kaum eine Änderung.

Auch länger andauernde Niederschlagsereignisse sind von Bedeutung, da sie zu Vernässung und damit wassergesättigten Böden führen, was wiederum die Wahrscheinlichkeit von Hochwasserereignissen erhöht. Im Beobachtungszeitraum zeigen die Auswertungen zwar keine Änderung für die Länge der maximalen **Niederschlagsperioden**²², jedoch treten im Winter (+30 %), Frühling (+61 %) und Herbst (+35 %) häufiger Ereignisse mit **Dauerregen**²³ auf. Einzig der Sommer zeigt eine Abnahme (-14 %). Auch die **maximale 5-Tagesniederschlagshöhe** zeigt mit Ausnahme des Sommers einen positiven Trend zu intensiveren Niederschlägen über mehrere Tage hinweg, der sich in einer ähnlichen Größenordnung wie die **maximale Tagesniederschlagshöhe** bewegt.

Starkniederschlag – Klimaprojektionen und zukünftige Trends

Für den Projektionszeitraum ist im gesamten Jahresverlauf, abhängig von der Bandbreite des Klimamodellensembles und Klimaszenarios, mit einer deutlichen Zunahme der Anzahl an **Tagen mit Starkniederschlag** zu rechnen (*nabe Zukunft*: +0,2 % bis +37 %; *ferne Zukunft*: -2 % bis +63 %).

Die deutlichste Zunahme wird dabei mit bis ca. +65 % (*nabe Zukunft*) und +101 % bis +128 % (*ferne Zukunft*) im Frühling bzw. Winter projiziert. Auffällig ist, dass in der *naben Zukunft* der Unterschied zwischen den einzelnen Klimaszenarien eher gering ist, während er in der *fernen Zukunft* im Winter, Frühling und Herbst deutlich ausgeprägter ist (Abbildung 5-21 unten). Abbildung 5-21 oben links (Winter) und Abbildung 5-21 oben rechts (Sommer) zeigen das 30-jährige gleitende Mittel der Anzahl an **Starkniederschlagstagen** im Flächenmittel über Deutschland für das Klimamodellensemble und die einzelnen Klimaszenarien von 1951–2100. Im Projektionszeitraum (2006–2100) werden für das 50. Perzentil des Klimamodellensembles für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* ausnahmslos signifikante ansteigende Trends projiziert. Dies trifft ebenfalls mit Ausnahme des Sommers auf das *moderate Szenario* zu, während beim *Klimaschutzszenario* für keine Jahreszeit sowie dem gesamten Jahresverlauf signifikante Trends projiziert werden. Am stärksten ist der Trend hierbei für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* im Winter mit einem Anstieg von +0,06 Tagen/Dekade.

Für **Niederschlagsmengen an Starkniederschlagstagen** ist im Gegensatz zum Beobachtungszeitraum für die Zukunft von einem deutlichen Anstieg auszugehen. Die stärkste Zunahme wird dabei für den Sommer (*ferne Zukunft* und *Weiter-wie-bisher-Szenario*: +1,1 % bis +21 %) projiziert, wo für die Änderung der **Starkniederschlagstage** die geringste Zunahme im Vergleich zu den restlichen Jahreszeiten projiziert wurde. Auch für die **maximale Tagesniederschlagshöhe** wird für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* eine deutliche Zunahme von ca. 70 mm im Beobachtungszeitraum auf 66-115 mm in der *naben Zukunft* und 73-134 mm in der *fernen Zukunft* projiziert. Der Anteil am Gesamtniederschlag von **sehr feuchten** und **extrem feuchten Tagen**, der bereits in der Beobachtungsperiode zugenommen hat, wird sich in der *naben* und *fernen Zukunft* weiter deutlich erhöhen, wobei auch im Gegensatz zur Beobachtungsperiode im Sommer eine ähnlich starke Zunahme wie für die restlichen Jahreszeiten durch das Klimamodellensemble gezeigt wird. Für **sehr feuchte Tage** erhöht sich der Anteil am Gesamtniederschlag somit in der *fernen Zukunft* unter dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* im Jahresverlauf auf 43,2 % bis 48,8 % und für **extrem feuchte Tage** auf 16,3 % bis 21,8 %. Auch für das *Klimaschutzszenario* ist mit einer merklichen Zunahme des Anteils am Gesamtniederschlag an diesen Tagen auszugehen.

²² Untersucht wird die maximale Andauer von Niederschlagsperioden – sprich einer ununterbrochenen Folge von Tagen mit einer Niederschlagssumme von mehr als 1 mm.

²³ Unter Dauerregen werden hier Ereignisse mit mindestens 40 mm innerhalb von 72 h verstanden.

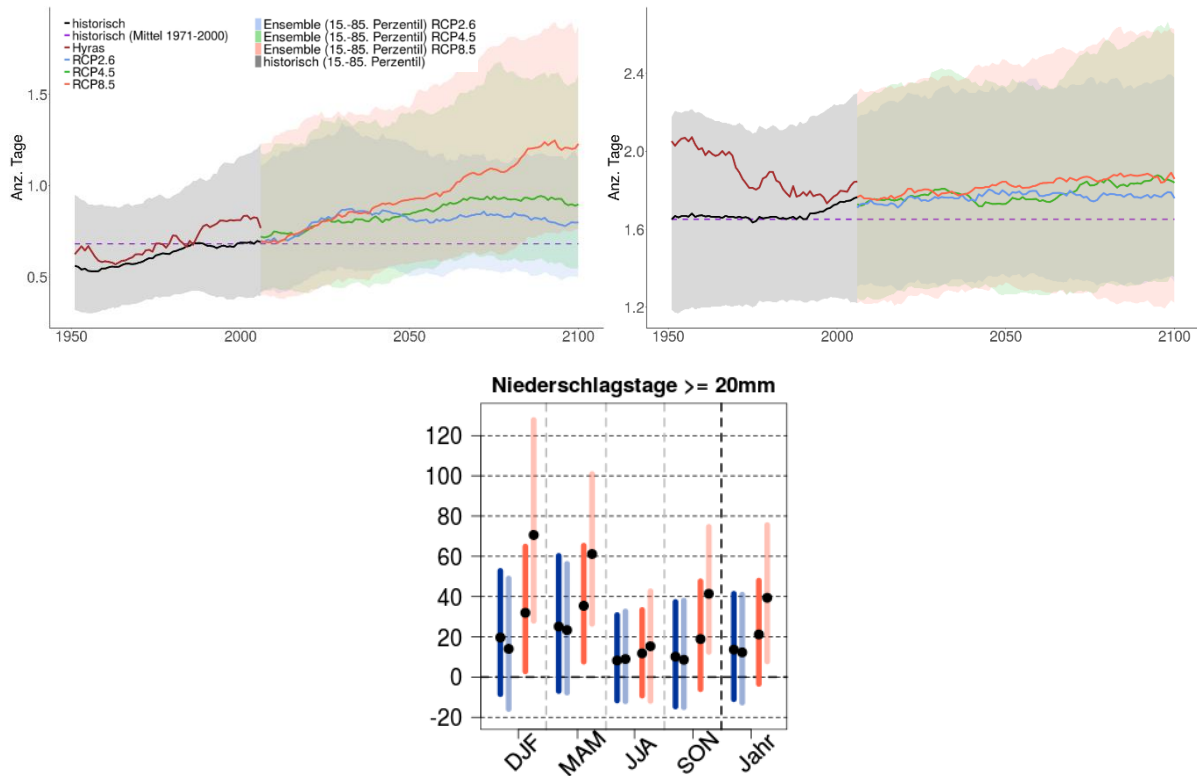


Abbildung 5-21: Projizierte Klimaänderung (Deutschlandmittel; in Prozent) von Tagen mit Starkniederschlag (unten) für die *nabe* (dunkler Farbton) und die *ferne Zukunft* (heller Farbton) im Vergleich zum *Bezugszeitraum* unter Verwendung des *Klimaschutzszenarios* (blau) und des *Weiter-wie-bisher-Szenarios* (rot). Dargestellt sind der Ensemblemedian (schwarzer Punkt) sowie die Bandbreite der Änderungssignale für die Jahreszeiten (Winter [DJF], Frühling [MAM], Sommer [JJA], Herbst [SON]) und das Jahr sowie Zeitreihe (1951–2100; 30-jähriges gleitendes Mittel) des Deutschlandmittels für die Anzahl Tage mit Starkniederschlag im Winter (oben links) und Sommer (oben rechts) für das Klimamodellensemble und Beobachtungsdaten (HYRAS-PR) im Deutschlandmittel. Die violett gestrichelte Linie zeigt den Mittelwert aus den historischen Modellläufen für den *Bezugszeitraum*.

Die Länge der maximalen **Niederschlagsperiode** sowie die Häufigkeit von **Niederschlagsperioden** über mehrere Tage ändert sich zwar auch in der Zukunft kaum, aber die Anzahl der Ereignisse mit **Dauerregen**²⁴ setzt im 21. Jahrhundert den in der Beobachtungsperiode begonnene Trend weiter deutlich fort, mit dem Unterschied, dass auch für den Sommer eine Zunahme der Ereignisse in der *nahen* und *fernen Zukunft* projiziert wird. Die stärkste Zunahme soll jedoch im Winter und Frühling stattfinden mit einer Zunahme zwischen +23 % bis +140 % bzw. +27 % bis +145 % in der *fernen Zukunft* für die Bandbreite des *Weiter-wie-bisher-Szenarios*. Für das *Klimaschutzszenario* sind die Zunahmen dagegen für alle Jahreszeiten deutlich geringer. Auch die **maximale 5-Tagesniederschlagssumme** steigt zukünftig von im Mittel 113 mm auf Werte zwischen 100-167 mm (*nabe Zukunft*) sowie 101-183 mm (*ferne Zukunft*) an, wobei im Gegensatz zur Beobachtungsperiode die Zunahme der **maximalen Tagesniederschlagshöhe** etwas stärker projiziert wird als die **maximale 5-Tagesniederschlagssumme**.

Regionale Veränderungen der Anzahl an **Starkniederschlagstagen** für die *nabe* und *ferne Zukunft* sind in Abbildung 5-22 und Abbildung 9-3 (im Anhang) zu sehen. Im Gegensatz zum **mittleren Niederschlag** (Abbildung 5-17 und Abbildung 9-2 im Anhang) sind die Änderungssignale in absoluten Beträgen dargestellt, wodurch Alpen und Mittelgebirge deutlich höhere Änderungssignale aufweisen, als die niedrigeren Regionen Deutschlands.

²⁴ Unter Dauerregen werden hier Ereignisse mit mindestens 40 mm innerhalb von 72 h verstanden.

Zunächst fällt auf, dass für das jeweilige 50. Perzentil der Klimamodellensembles der drei betrachteten Klimaszenarien für alle ausgewerteten Regionen ein Anstieg der **Starkniederschlagstage** gezeigt wird, sowohl in der fernen, als auch in der *nahen Zukunft* (Abbildung 9-3 im Anhang). Betrachtet man Abbildung 5-22, so ist zu sehen, dass sich kleinräumig die Änderungssignale stärker unterscheiden können. So treten im Sommer in der *nahen* und *fernen Zukunft* unabhängig vom Klimaszenario größere Differenzen an den Alpen auf. Diese sind vor allem in der *fernen Zukunft* unter dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* am deutlichsten ausgeprägt. Hierbei gibt es vor allem im Allgäu eine Abnahme der **Tage mit Starkniederschlag** von bis zu -3 Tagen in der *fernen Zukunft*. Auch für den restlichen Alpenrand wird eine Abnahme der **Starkniederschlagstage** projiziert. Ebenfalls auffällig ist die Abnahme der **Starkniederschlagstage** in der *fernen Zukunft* für den Schwarzwald (bis zu -2 Tage) unter dem *Weiter-wie-bisher-Szenario*, während weiter östlich über der Schwäbischen Alb eine leichte Zunahme projiziert wird.

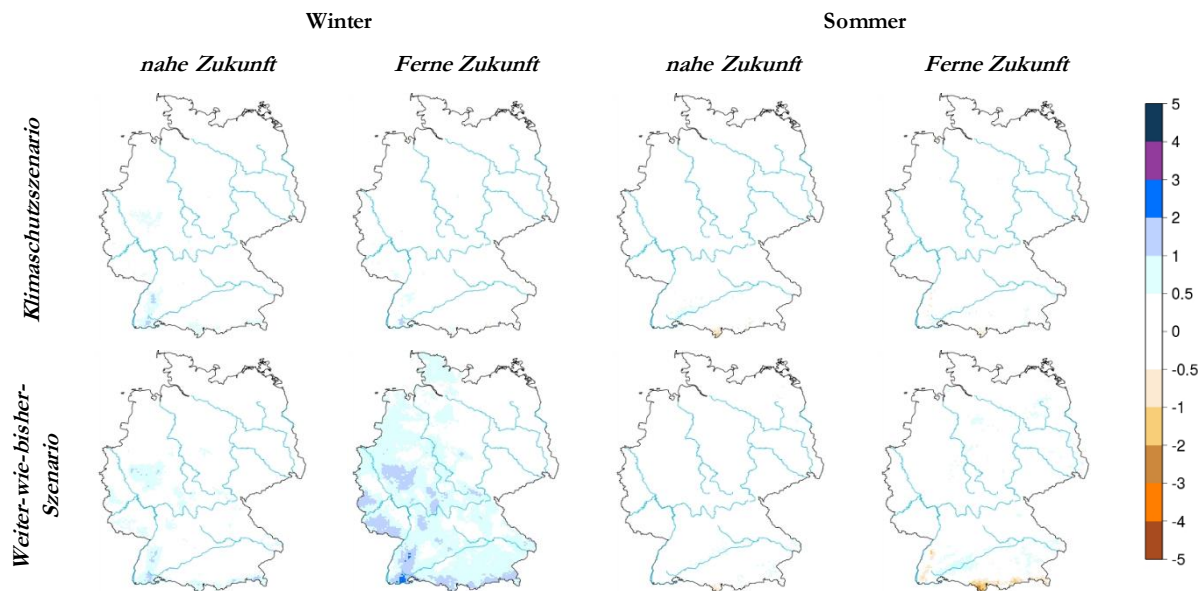


Abbildung 5-22: Absolute Änderungen in Tagen der Anzahl an Tagen mit Starkniederschlag für das 50. Perzentil des Klimamodellensembles in Bezug auf den historischen Zeitraum 1971–2000 für Winter [DJF] und die *nahe Zukunft* (ganz links), Winter und die *ferne Zukunft* (2. von links), Sommer [JJA] und die *nahe Zukunft* (2. von rechts), Sommer [JJA] und die *ferne Zukunft* (ganz rechts) und für das Klimaschutzszenario (obere Zeile) sowie für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* (untere Zeile).

Auch zeigt sich, dass die untere Bandbreite (15. Perzentil) des Klimamodellensembles für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* deutliches Potenzial für eine noch stärkere Abnahme der **Tage mit Starkniederschlag** am Alpenrand liefert (Abbildung 9-3 im Anhang). Im Winter zeigt sich vor allem ein deutlicher Unterschied zwischen dem Klimaschutzszenario und dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* und für letzteres auch ein deutlicher Unterschied zwischen der *nahen* und *fernen Zukunft*. Deutlichere Änderungen gibt es unter dem Klimaschutzszenario sowohl in der *nahen*, als auch in der *fernen Zukunft* nur für den Schwarzwald (+2 Tage). Das *Weiter-wie-bisher-Szenario* zeigt für die *nahe Zukunft* im Winter neben dem Schwarzwald (+2 Tage), ebenfalls am Alpenrand (+2 Tage) und für weitere Mittelgebirge (meist +1 Tag) eine Zunahme an **Tagen mit Starkniederschlägen**. In der *fernen Zukunft* verstärkt sich diese Zunahme noch deutlich. Außer im Osten Deutschlands gibt es verbreitet eine Zunahme von bis zu +1 Tag, in den Mittelgebirgen und Alpen bis +2 Tage und im Schwarzwald bis +3 Tage.

Bei Betrachtung der Höhenstufen fällt auf, dass das Vorzeichen der Änderungssignale im Winter für alle Höhen nahezu identisch ist zwischen dem **mittleren Niederschlag** (Abbildung 5-18) und der Anzahl an **Tagen mit Starkniederschlag** (Abbildung 5-23). So liegt generell eine Zunahme der **Starkniederschlagstage** – bis einige Gitterpunkte des Klimaschutzszenarios – für alle Höhenstufen vor. Analog zum **mittleren**

Niederschlag wird dabei die stärkste Zunahme von Starkniederschlagstagen (bis ca. +2,5 Tage für einzelne Gitterpunkte beim *Weiter-wie-bisher-Szenario*) ebenfalls im Bereich zwischen 400 m bis 950 m projiziert. Im Sommer ergibt sich hingegen ein differenzierteres Bild. Von 750 m ü. NN bis 2200 m ü. NN liegt für den überwiegenden Teil aller Gitterpunkte für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* eine Abnahme der **Starkniederschlagstage** vor, während beim *moderaten Szenario* und *Klimaschutzszenario* etwas mehr als die Hälfte der Gitterpunkte eine Zunahme zeigen. Unterhalb von 750 m ü. NN dagegen zeigt der überwiegende Teil der Gitterpunkte unabhängig vom Klimaszenario eine Zunahme der **Starkniederschlagstage**. Beim **mittleren Niederschlag** hingegen wird vermehrt eine Abnahme gezeigt.

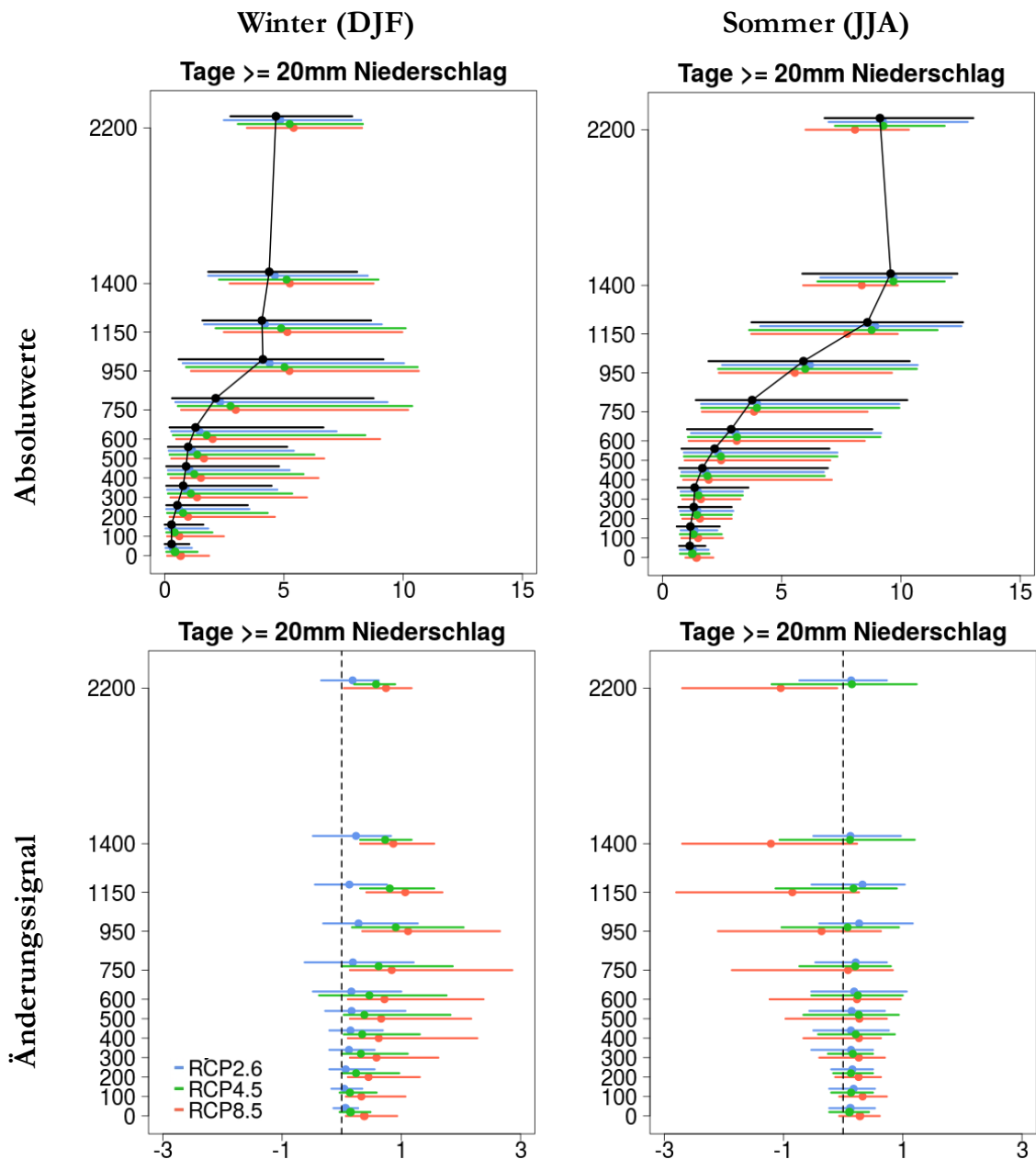


Abbildung 5-23: Höhenstufen der bias-adjustierten Klimadaten der Anzahl Tage pro Jahreszeit mit mehr als 20 mm Niederschlag für den Winter (linke Spalte) und den Sommer (rechte Spalte) sowie als Absolutwerte (erste Zeile) und Änderungssignal (zweite Zeile). Schwarz: Beobachtungen (HYRAS-PR) im *Bezugszeitraum* (1971–2000). In Farbe: Projektionsdaten im Zeitraum 2071–2100 (50. Perzentil des Klimamodellensembles für drei Szenarien). Linien repräsentieren den Bereich der von den Gitterpunkten eines bestimmten Höhenbereichs abgedeckt wird, Punkte den Median dieses Bereichs.

Die Änderung des Jahresgangs für die **Tage mit Starkniederschlag**, die in Abbildung 5-24 gezeigt wird, unterscheidet sich deutlich von der des **mittleren Niederschlags** (Abbildung 5-19). Zunächst sollte aber berücksichtigt werden, dass für die **Tage mit Starkniederschlag** die absoluten Änderungen dargestellt sind, was im Gegensatz zum **mittleren Niederschlag** mit der Darstellung von relativen Änderungen, an Standorten mit einer geringen Anzahl von **Starkniederschlagstagen** zu kleineren Schwankungen führt, als an Standorten mit einer hohen Anzahl von **Starkniederschlagstagen**. Trotz allem sind für die Standorte in der Nordhälfte Deutschland sowie auch in Passau im Südosten kaum Veränderungen im Jahresgang für die Anzahl von **Starkniederschlagstagen** auszumachen. Von vereinzelt Monaten abgesehen wird für das 50. Perzentil der drei betrachteten Klimaszenarien durchgehend ein leichter Anstieg der **Starkniederschlagstage** für die *ferne Zukunft* projiziert. Ebenfalls gibt es kaum nennenswerte Unterschiede zwischen den betrachteten Klimaszenarien.

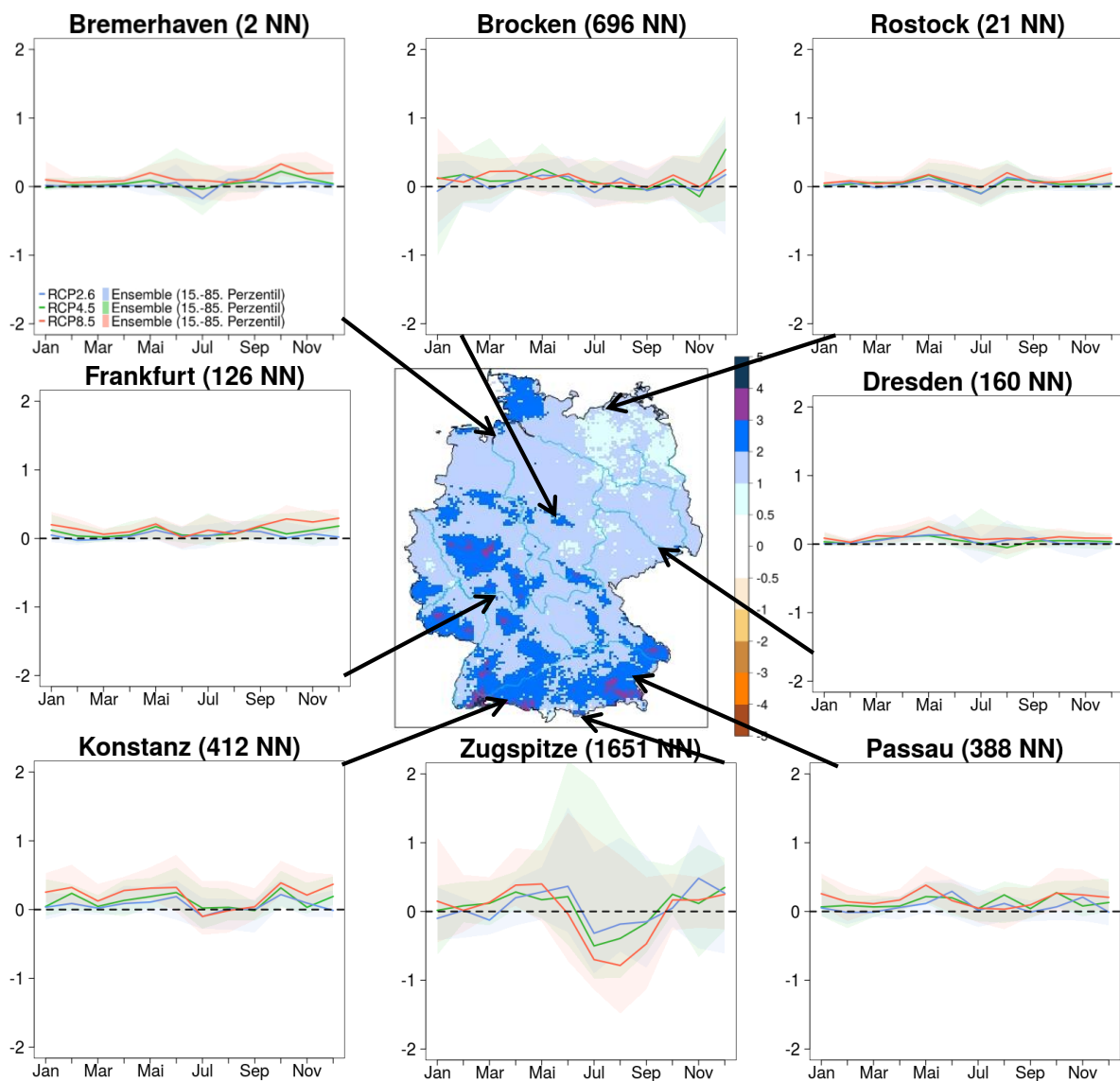


Abbildung 5-24: Karte in der Mitte: Ensemble Median der Änderung der Starkniederschlagstage für das Weiter-wie-bisher-Szenario und den Zeitraum 2071–2100. Umgebende Grafiken zeigen den mittleren Jahresgang der Änderung der Starkniederschlagstage aller Klimaszenarien im Zeitraum 2071–2100. Linien repräsentieren die Änderung des Ensemblemedians, schraffierte Bereiche zeigen die Modellunsicherheit (15. Bis 85. Perzentil). Die Ergebnisse basieren jeweils auf dem Mittelwert der nächsten 3 x 3 Gitterzellen des Standorts.

Einzig für den Standort Bremerhaven lässt sich fast über den gesamten Jahresverlauf eine etwas stärkere Zunahme für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* erkennen. Einen schwach ausgeprägten Jahreshang gibt es für den Standort Konstanz, wo in den Monaten Juli bis September für das 50. Perzentil aller drei betrachteten Klimaszenarien keine Zunahme der **Starkniederschlagstage** in Zukunft projiziert wird. Für den Standort Zugspitze ist die Änderung des Jahresgangs für die Anzahl an **Starkniederschlagstagen** am stärksten ausgeprägt unter den acht betrachteten Standorten. Im Vergleich zu den übrigen Monaten kommt es von Juli bis September zu einer deutlichen Abnahme der Anzahl an Tagen mit **Starkniederschlag**, der für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* am deutlichsten ist (50. Perzentil bis zu -0,5 Tage im August). Sehr auffällig ist zudem die Bandbreite möglicher Änderungssignale im Sommer. So zeigt das 85. Perzentil des *moderaten Szenarios* für den Juni eine Erhöhung der Starkniederschlagstage um bis zu +1,5 Tage während im August das 15. Perzentil des *Weiter-wie-bisher-Szenarios* eine Abnahme von mehr als -1 Tage projiziert.

Starkniederschlag – Auswertungen der Kerndichteschätzung

Neben den Auswertungen für die verschiedenen Klimaindikatoren wurde für seltene und intensive Niederschlagsereignisse eine Extremwertanalyse mittels der Kerndichteschätzung durchgeführt (Abschnitt 4.4.2). Als Datengrundlage dient hierzu das regionale Klimamodellensembles vor der Bias-Adjustierung und Anwendung des statistischen Downscaling Verfahrens.

Abbildung 5-25 zeigt hierfür den zeitlichen Verlauf der Auftrittswahrscheinlichkeit von Starkniederschlagsereignissen für die vier Jahreszeiten im Deutschlandmittel, basierend auf drei verschiedenen relativen Schwellenwerten (90 %, 99 %, 99,9 % Quantil bzw. entsprechend 10 %, 1 %, 0,1 % der höchsten Werte der Niederschlagszeitreihe) im *Bezugszeitraum*. Die absolute Niederschlagsmenge kann abhängig von Region, Jahreszeit, aber auch Klimamodell stark variieren. Zur Orientierung enthalten die einzelnen Teilabbildungen für die Jahreszeiten jeweils auf der rechten Seite die Tagesniederschlagssummen des zugehörigen Quantils, angegeben als Mittelwert für das Klimamodellensembles sowie dem Flächenmittel für Deutschland (Abbildung 5-25). So beträgt das 90 % Quantil des Tagesniederschlags für den Winter im Mittel über Deutschland ca. 7 mm, während für das 99,9 % Quantil der Wert auf knapp 28 mm ansteigt. Im Sommer erhöhen sich die Werte auf 8,3 mm (90 % Quantil) bzw. fast 49 mm (99,9 % Quantil). In der Region Alpenvorland ist der Mittelwert aus dem Klimamodellensembles im Flächenmittel im Winter mit knapp 8 mm für das 90 % Quantil und etwa 33 mm für das 99,9 % Quantil höher als für ganz Deutschland, während der Wert in der Region Ostdeutschland mit 5,7 mm (90 % Quantil) sowie ca. 25 mm (99,9 % Quantil) kleiner ist (nicht gezeigt). Relevant sind nun die projizierten Änderungen der Auftrittswahrscheinlichkeit von Starkniederschlagsereignissen, die die oben beschriebenen Schwellenwerte im Zeitverlauf von 1951–2100 bzw. vor allem von 2006–2100 erreichen oder überschreiten. Für den *Bezugszeitraum* lässt sich (Tabelle 4-9) für jedes Quantil, abhängig von der betrachteten Zeitperiode (z. B. Jahreszeit) eine feste Auftrittswahrscheinlichkeit (Häufigkeit pro Zeitperiode) oder ein Wiederkehrintervall zuordnen. Bezogen auf das Gesamtjahr treten Ereignisse ab dem 90 % Quantil und darüber an 36,5 Tagen pro Jahr auf, während für die einzelnen Jahreszeiten die Werte entsprechend der geringeren Anzahl an Tagen der jeweiligen Zeitreihe kleiner ausfallen.

Die Auftrittswahrscheinlichkeit im *Bezugszeitraum* für das 90 % Quantil beträgt somit z. B. neun Starkniederschlagsereignisse pro Winter, für das 99 % Quantil 0,9 und für das 99,9 % Quantil 0,09 bzw. anders ausgedrückt ein Ereignis ca. jeden elften Winter. Die Werte für die restlichen Jahreszeiten variieren aufgrund der sehr ähnlichen Periodenlänge im Vergleich zu den Werten im Winter nur marginal.

Deutlich wird aus Abbildung 5-25, dass für alle Jahreszeiten generell mit einer Zunahme der Auftrittswahrscheinlichkeit von Starkniederschlagsereignissen zu rechnen ist und hierbei die Zunahme für die höheren Quantile deutlicher ausfällt als für die niedrigeren. Aus Abbildung 5-25 lässt sich zudem erkennen, dass die Auftrittswahrscheinlichkeiten aller drei betrachteten Klimaszenarien im Zeitverlauf – unabhängig von der Jahreszeit und Quantil – zunächst eine sehr ähnliche Entwicklung zeigen. Erst ab der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts ändern sich die Auftrittswahrscheinlichkeiten zwischen den einzelnen Klimaszenarien deutlich auffälliger, wobei die stärkste Zunahme fast immer für das *Weiter-wie-bisher-Szenario*, gefolgt vom *moderaten*

Szenario und *Klimaschutzszenario* projiziert wird. Die stärkste Zunahme der Auftrittswahrscheinlichkeit findet generell im Winter statt. Für die *ferne Zukunft* kann vor allem für die höheren Quantile und das *Weiter-nie-bisher-Szenario* von einer deutlich erhöhten Auftrittswahrscheinlichkeit von Starkniederschlagsereignissen ausgegangen werden. So treten Starkniederschlagsereignisse oberhalb des 90 % Quantils mit 12 Ereignissen pro Winter für das 50. Perzentil des *Weiter-nie-bisher-Szenarios* in der *fernen Zukunft* um +35 % häufiger auf als im *Bezugszeitraum*. Für intensivere Starkniederschlagsereignisse oberhalb des 99,9 % Quantils erhöht sich die Auftrittswahrscheinlichkeit unter diesem Szenario sogar um +150 %, wodurch diese Ereignisse statt einmal jeden elften Winter in der *fernen Zukunft* fast jeden fünften Winter auftreten würden. Die obere Bandbreite des Klimamodellensembles (85. Perzentil) zeigt gar einen Anstieg der Auftrittswahrscheinlichkeit bis zu +280 % was zum Auftreten dieser Starkniederschlagsereignisse in jedem dritten Winter führen würde.

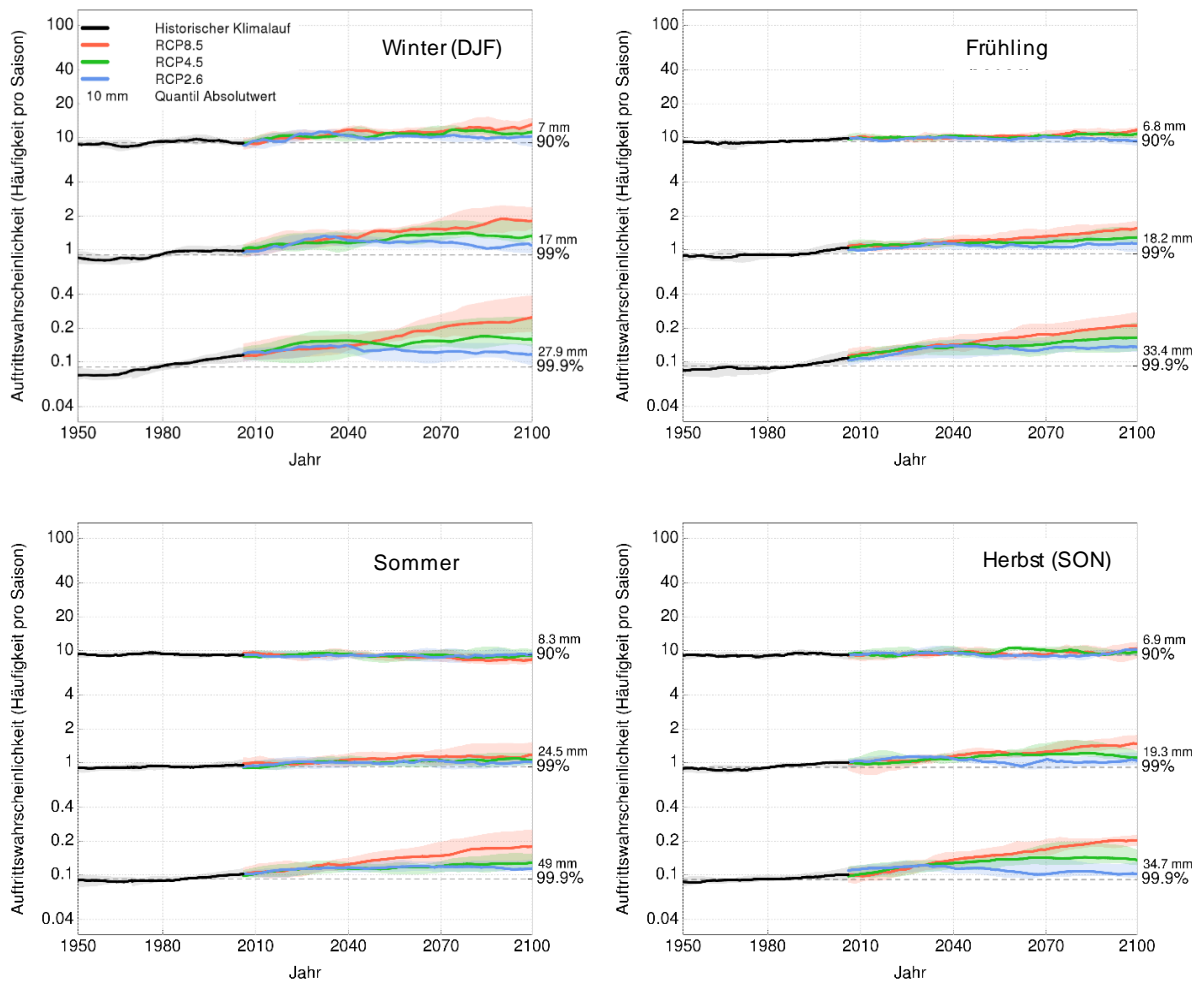


Abbildung 5-25: Zeitlicher Verlauf (1951–2100) der Auftrittswahrscheinlichkeit (Häufigkeit pro Saison; 1/a) von Starkniederschlagsereignissen (ab und oberhalb des 90 %, 99 %, 99,9 % Quantils) auf Basis von Tagesniederschlagssummen aus Analysen der Kerndichteschätzung für Winter (DJF; oben links), Frühling (MAM; oben rechts), Sommer (JJA; unten links) und Herbst (SON; unten rechts) im Deutschlandmittel. Historische Klimäläufe von 1950–2005 (schwarz) und Klimaprojektionen von 2006–2100 mit drei Klimaszenarien: *Weiter-nie-bisher* (rot), *moderat* (grün) und *Klimaschutz* (blau). Transparente Flächen repräsentieren das 15. bzw. 85. Perzentil des jeweiligen Klimamodellensembles (nicht bias-adjustierte Daten). Linien repräsentieren das 50. Perzentil des jeweiligen Klimamodellensembles.

Im Gegensatz zum Winter ist der Trend in den anderen Jahreszeiten vor allem für Starkniederschlagsereignisse oberhalb des 90 % Quantils deutlich weniger eindeutig. Im Frühling (+ 19 %) und Herbst (+7 %) wird im Vergleich zum Winter nur eine geringe Zunahme für das 50. Perzentil des *Weiter-nie-bisher-Szenarios* in der *fernen Zukunft* projiziert. Im Sommer hingegen kann für Starkniederschlagsereignisse oberhalb des 90 %

Quantils sogar von einer Abnahme für die *ferne Zukunft* ausgegangen werden. Am deutlichsten ist die Abnahme dabei für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* (-17 % bis +3 %), das ansonsten für die restlichen Jahreszeiten und Starkniederschlagsschwellen die deutlichsten Zunahmen für die Auftrittswahrscheinlichkeiten zeigt. Für dieses Klimaszenario würde sich die Anzahl von etwas mehr als neun Starkniederschlagsereignissen pro Sommer im *Bezugszeitraum* auf etwas mehr als 8 Ereignisse (50. Perzentil) und knapp 7,5 Ereignisse (15. Perzentil) in der *fernen Zukunft* reduzieren. Abbildung 5-26 zeigt die Auftrittswahrscheinlichkeit gemittelt für die *nabe* und *ferne Zukunft* sowie den Mittelwert einzelner Regionen in Deutschland für den Winter (Abbildung 5-26, Mitte) und Sommer (Abbildung 5-26, unten). Insgesamt lässt sich feststellen, dass die Unterschiede zwischen den einzelnen Regionen deutlich weniger ausgeprägt sind als die Unterschiede zwischen den Jahreszeiten, Quantilen, Klimaszenarien sowie der *naben* und *fernen Zukunft*. Die auffälligsten Unterschiede liegen überwiegend für Starkniederschlagsereignisse oberhalb des 99,9 % Quantils vor. Im Winter zeigen die südlichen Regionen (Südwestdeutschland, Süddeutschland, Alpenvorland), unabhängig von den Klimaszenarien, einen stärkeren Anstieg der Auftrittswahrscheinlichkeiten als die restlichen Regionen Deutschlands. Dies betrifft vor allem das *Klimaschutzszenario* und das *moderate Szenario* sowie die *nabe Zukunft* beim *Weiter-wie-bisher-Szenario*. Der auffälligste Unterschied bei den Änderungssignalen des mittleren Niederschlags zwischen Ostdeutschland und den restlichen Regionen Deutschlands, der im Sommer für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* in der *fernen Zukunft* projiziert wird (Abbildung 5-17), lässt sich ebenfalls in den Auswertungen für das 90 % Quantil der Kerndichteschätzung erkennen (Abbildung 5-26, unten). Hierbei zeigen die Regionen Ostseeküste und Ostdeutschland eine geringere Abnahme der Auftrittswahrscheinlichkeit von Starkniederschlagsereignissen (Ostdeutschland: -13 % bis +5 %), während im Süden Deutschlands (Regionen: Südwestdeutschland, Süddeutschland, Alpenvorland) eine stärkere Abnahme projiziert wird (Südwestdeutschland: -27 % bis -2 %). Betrachtet man die höheren Quantile (99 %, 99,9 %) so lässt sich dieses Phänomen jedoch nicht mehr feststellen. Während im Winter für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* in der *fernen Zukunft* selbst die untere Bandbreite des Klimamodellensembles (15. Perzentil) für alle Regionen eine deutliche Zunahme der Auftrittswahrscheinlichkeiten von Starkniederschlagsereignissen ab dem 99,9 % Quantil aufweist, zeigt die untere Bandbreite des Klimamodellensembles (15. Perzentil) für die Regionen Südwestdeutschland und Nordseeküste im Sommer fast keine Änderung (Abbildung 5-26, unten).

Neben der Auswertung von Starkniederschlagsereignissen für Tagesniederschlagssummen liegen zusätzlichen Daten auf Basis des sogenannten maximal stündlichen Niederschlags pro Tag vor. Beachtet werden muss jedoch, dass für diese Variable weniger Klimamodellen zur Verfügung standen und das Klimamodellensemble somit kleiner ist (siehe Tabelle 4-2).

Analog zu Abbildung 5-25 zeigt Abbildung 5-27 den zeitlichen Verlauf der Auftrittswahrscheinlichkeit von Starkniederschlagsereignissen für die vier Jahreszeiten im Deutschlandmittel sowie eine Zusammenfassung aller Jahreszeiten mit den gemittelten Auftrittswahrscheinlichkeiten über 30 Jahre für die *nabe* und *ferne Zukunft* für Starkniederschlagsereignisse auf Basis des maximal stündlichen Niederschlags pro Tag.

Für die *nabe Zukunft*, das *Klimaschutzszenario* und das *moderate Szenario* sowie die Starkniederschlagsschwellen ab dem 90 % und 99 % Quantil sind die Unterschiede der Änderungssignale zwischen Starkniederschlagsereignissen auf Basis der Tagesniederschlagssummen und dem maximal stündlichen Niederschlag pro Tag für alle vier Jahreszeiten nur sehr gering und liegen für die Bandbreite der beiden Klimamodellensembles zwischen -2 % bis +15 %. In der *fernen Zukunft* steigen die Differenzen für diese beiden Szenarien und die beiden unteren Quantile auf +1 % bis +25 %, wobei die größten Differenzen im Winter auftreten.

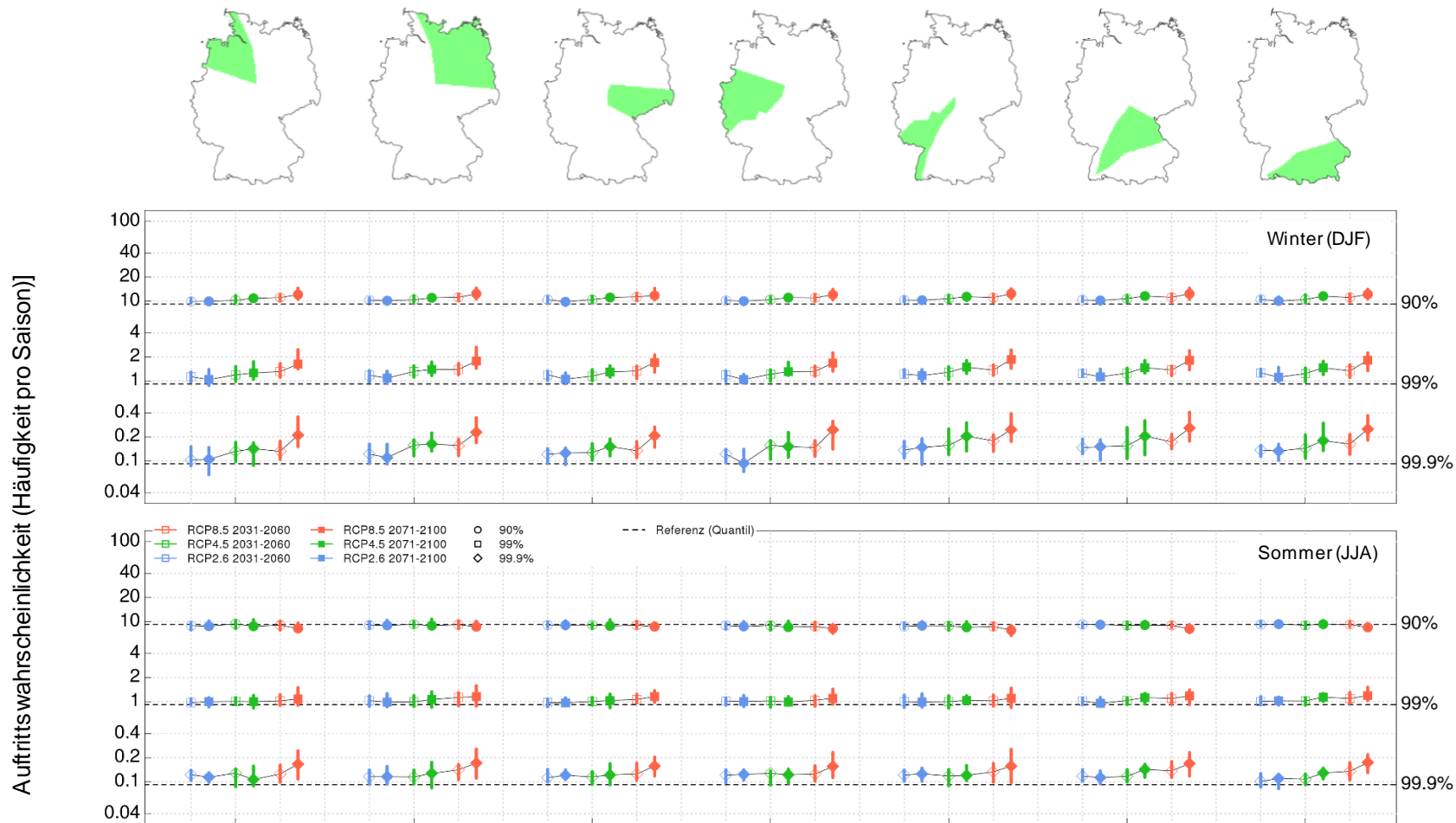


Abbildung 5-26: Auftretswahrscheinlichkeit (Häufigkeit pro Saison; $1/a$) von Starkniederschlagsereignissen (ab und oberhalb des 90 %, 99 %, 99,9 % Quantils) auf Basis von Tagesniederschlagssummen aus Analysen der Kerndichteschätzung für Winter (DJF) und Sommer (JJA) in den Regionen Nordsee, Ostsee, Ostdeutschland, Westdeutschland, Südwestdeutschland, Süddeutschland und Alpenvorland. Klimaprojektionen für Mittelwerte der Zeiträume 2031–2060 (nicht gefüllte Symbole) und 2071–2100 (gefüllte Symbole) im Vergleich zum entsprechenden Wert des jeweiligen Quantils (schwarz gestrichelt) im *Bezugszeitraum*. Drei Klimaszenarien werden berücksichtigt: *Weiter-wie-bisher* (rot), *moderat* (grün) und *Klimaschutz* (blau). Die Unter- und Obergrenze der senkrechten Linien repräsentieren das 15. bzw. 85. Perzentil des jeweiligen Klimamodellensembles (nicht bias-adjustierte Daten). Die Symbole repräsentieren das 50. Perzentil des jeweiligen Klimamodellensembles.

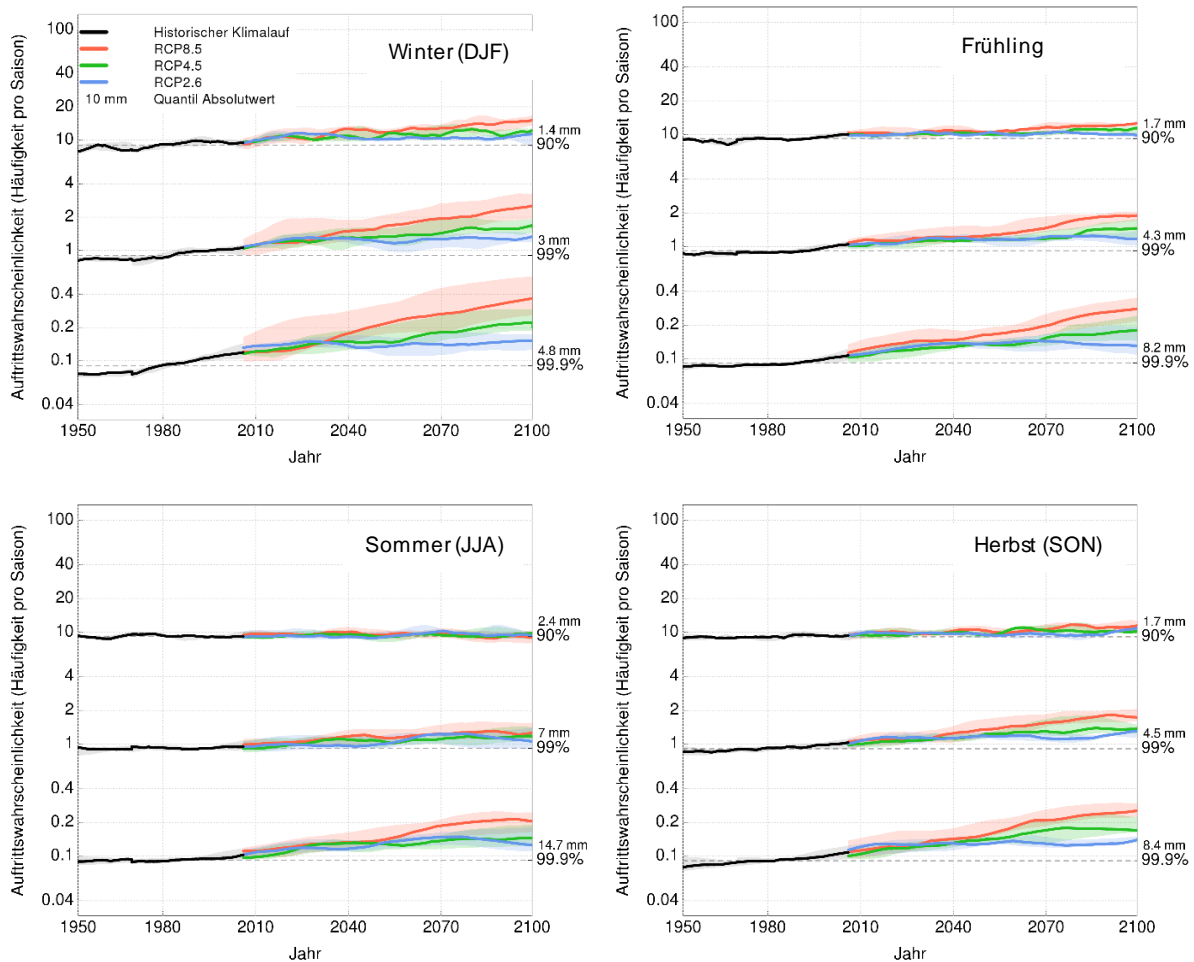


Abbildung 5-27: Zeitlicher Verlauf (1951–2100) der Auftretswahrscheinlichkeit (Häufigkeit pro Saison; 1/a) von Starkniederschlagsereignissen (ab und oberhalb des 90 %, 99 %, 99,9 % Quantils) auf Basis des maximal stündlichen Niederschlags pro Tag aus Analysen der Kerndichteschätzung für Winter (DJF; oben links), Frühling (MAM; oben rechts), Sommer (JJA; unten links) und Herbst (SON; unten rechts) im Deutschlandmittel. Historische Klimäläufe von 1950–2005 (schwarz) und Klimaprojektionen von 2006–2100 mit drei Klimaszenarien: *Weiter-nie-bisher* (rot), *moderat* (grün) und *Klimaschutz* (blau). Transparente Flächen repräsentieren das 15. bzw. 85. Perzentil des jeweiligen Klimamodellensembles (nicht bias-adjustierte Daten). Linien repräsentieren das 50. Perzentil des jeweiligen Klimamodellensembles.

Deutlich größer werden die Unterschiede, wenn man den Winter und das *Weiter-nie-bisher*-Szenario und hier vor allem Starkniederschlagsereignisse ab dem 99,9 % Quantil vergleicht. In der *nahen Zukunft* beträgt der Unterschied der Änderungssignale für die Bandbreite des Klimamodellensembles für das *Weiter-nie-bisher*-Szenario bereits zwischen +26 % bis +136 % und in der *fernen Zukunft* sogar zwischen + 57 % bis +203 %. Im Sommer ist der Unterschied zwischen Starkniederschlagsereignissen auf Basis der Tagesniederschlagssummen und dem maximal stündlichen Niederschlag pro Tag deutlich geringer. In der *fernen Zukunft* könnten somit im Winter für die obere Bandbreite (85. Perzentil) des *Weiter-nie-bisher*-Szenarios Starkniederschlagsereignisse auf Basis des maximal stündlichen Niederschlags pro Tag statt einmal jeden elften Winter häufiger als jeden zweiten Winter auftreten.

Für die einzelnen Regionen in Deutschland lässt sich feststellen, dass die Unterschiede der Änderungssignale zwischen Starkniederschlagsereignissen auf Basis der Tagesniederschlagssummen und dem maximal stündlichen Niederschlag pro Tag im Winter für den Norden (Region Nordseeküste und Ostseeküste) am geringsten und in der Region Ostdeutschland und Alpenvorland am größten sind. Im Sommer sind die größten Differenzen ebenfalls in der Region Alpenvorland zu finden, während die geringsten Differenzen in der Region Westdeutschland und Südwestdeutschland projiziert werden. Dies führt dazu, dass z. B. in der *fernen*

Zukunft unter dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* Starkniederschlagsereignisse ab dem 99,9 % Quantil und auf Basis des maximal stündlichen Niederschlags pro Tag in der Region Alpenvorland statt jedes elften Winters nun zwischen einmal alle 3,5 bis ca. einmal alle 1,5 Jahre (85. Perzentil) auftreten dürften. Des Weiteren fällt deutlich auf, dass die untere Bandbreite (15. Perzentil) des *Weiter-wie-bisher-Szenarios* für diese Starkniederschlagsschwelle in der *fernen Zukunft* für den Sommer ebenfalls eine deutliche Zunahme von Starkniederschlagsereignissen auf Basis des maximal stündlichen Niederschlag pro Tag zeigt, während für Starkniederschlagsereignisse auf Basis der Tagesniederschlagssummen die untere Bandbreite (15. Perzentil) in den meisten Regionen nur eine geringe Zunahme der Auftrittswahrscheinlichkeiten zeigt (vgl. Abbildung 5-26 und Abbildung 5-28). Besonders im Süden (Region Süddeutschland und Alpenvorland) ist auch die Bandbreite des Klimamodellensembles für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* in der *fernen Zukunft* im Sommer sehr klein, was auf eine geringe Unsicherheit der projizierten Änderungssignale hindeutet (Abbildung 5-28, unten).

Trockenheit – Beobachtungszeitraum und rezente Trends

Neben Starkniederschlagsereignissen ist auch die Entwicklung von Trockenperioden wichtig für den Verkehrssektor – insbesondere für die Wasserstraße. Die Auswertungen auf den vorherigen Seiten haben gezeigt, dass im klimatologischen Mittel über Deutschland zu jeder Jahreszeit signifikante Niederschlagsmengen fallen. Dennoch gab es in der Vergangenheit auch Monate in denen an einzelnen Standorten kein Niederschlag fiel, wie z. B. im Juli 1994 in Barth an der Ostsee oder im Oktober 1908 in Lindenberg. Um Aussagen über Trockenheit für den Beobachtungszeitraum sowie den Projektionszeitraum zu erhalten, wurde die Anzahl an **Trockentagen**²⁵ herangezogen. Hierbei handelt es sich um Tage, an denen weniger als 1 mm Niederschlag gefallen ist und man somit von keinem nennenswerten Niederschlag sprechen kann. Von den etwa 236 Trockentagen, die pro Jahr im Flächenmittel über Deutschland auftreten, entfallen fast gleich viele Tage auf den Winter (57 Tage) und Sommer (59 Tage). Die meisten Trockentage traten im Zeitraum 1971–2000 mit im Durchschnitt 61 Tagen im Frühling auf. Auch der Herbst (ca. 60 Tage) weist mehr **Trockentage** als der Winter und Sommer auf. Regional betrachtet treten die meisten **Trockentage** mit vereinzelt bis zu 270 Tagen pro Jahr im Thüringer Becken und östlich des Harzes auf. Zu den weiteren eher trockenen Regionen zählen der Oberrhein und große Teile Ostdeutschlands mit 240 Tagen bis 260 Tagen.

Das restliche deutsche Flachland weist im Mittel 230 bis 240 **Trockentage** pro Jahr auf, während die Nordseeküste mit 215 Tagen bis 230 Tagen und die Mittelgebirge sowie Alpen mit 180 Tagen bis 200 Tagen zu den Regionen mit der geringsten Anzahl an **Trockentage** zählen. Der Alpenrand und die Gebiete südlich der Donau weisen dabei die meisten **Trockentage** im Winter auf (Abbildung 5-29, links). Hierzu zählen ebenfalls der Oberrheingraben sowie das Thüringer Becken und die Gebiete östlich des Harzes sowie vereinzelt Gebiete an der Nord- und Ostseeküste. Vor allem die Mittelgebirge, aber auch der Nordwesten und Osten zeigen dagegen eine größere Anzahl an **Trockentagen** im Sommer (Abbildung 5-29, rechts).

Die Änderung der Anzahl an **Trockentagen** im Beobachtungszeitraum 1951–2015 war bisher gering und es liegen weder für das gesamte Jahr, noch für die einzelnen Jahreszeiten statistisch signifikante Trends vor. Eine leichte Zunahme der **Trockentage** konnte im Frühling (+0,26 Tage/Dekade) und Sommer (+0,39 Tage/Dekade) beobachtet werden. Im Winter (-0,5 Tage/Dekade) und Herbst (-0,22 Tage/Dekade) kam es dagegen zu einer leichten Abnahme, während es über den gesamten Jahresverlauf zu keiner Änderung kam (+0,01 Tage/Dekade).

²⁵ Trockentage sind hier definiert als Tage mit einer Niederschlagssumme von weniger als 1mm.

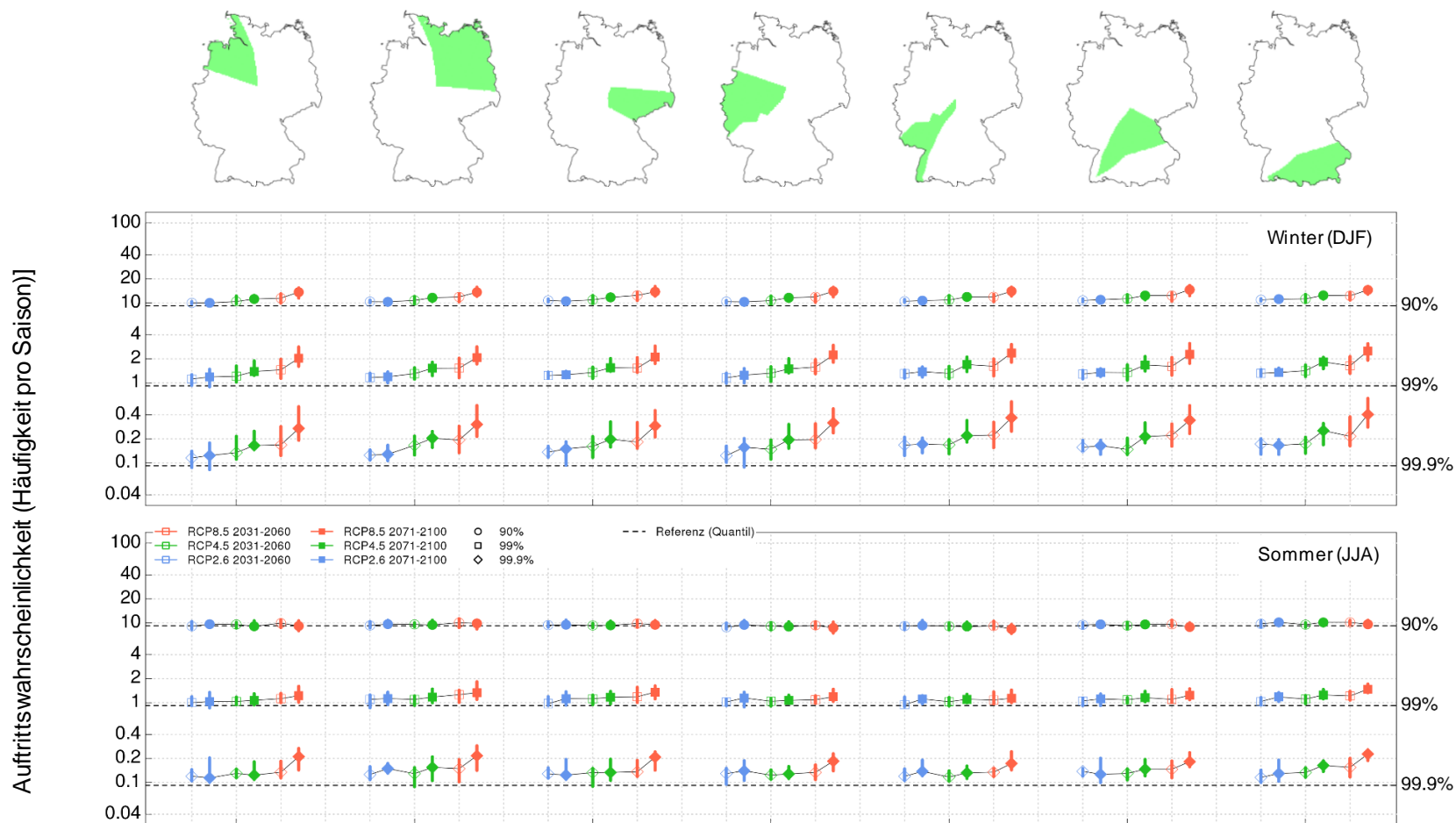


Abbildung 5-28: Auftretswahrscheinlichkeit (Häufigkeit pro Saison; $1/a$) von Starkniederschlagsereignissen (ab und oberhalb des 90 %, 99 %, 99,9 % Quantils) auf Basis des maximal stündlichen Niederschlags pro Tag aus Analysen der Kerndichteschätzung für Winter (DJF) und Sommer (JJA) in den Regionen Nordsee, Ostsee, Ostdeutschland, Westdeutschland, Südwestdeutschland, Süddeutschland und Alpenvorland. Klimaprojektionen für Mittelwerte der Zeiträume 2031–2060 (nicht gefüllte Symbole) und 2071–2100 (gefüllte Symbole) im Vergleich zum entsprechenden Wert des jeweiligen Quantils (schwarz gestrichelt) im *Bezugszeitraum*. Drei Klimaszenarien werden berücksichtigt: *Weiter-wie-bisher* (rot), *moderat* (grün) und *Klimaschutz* (blau). Die Unter- und Obergrenze der senkrechten Linien repräsentieren das 15. bzw. 85. Perzentil des jeweiligen Klimamodellensembles (nicht bias-adjustierte Daten). Die Symbole repräsentieren das 50. Perzentil des jeweiligen Klimamodellensembles.

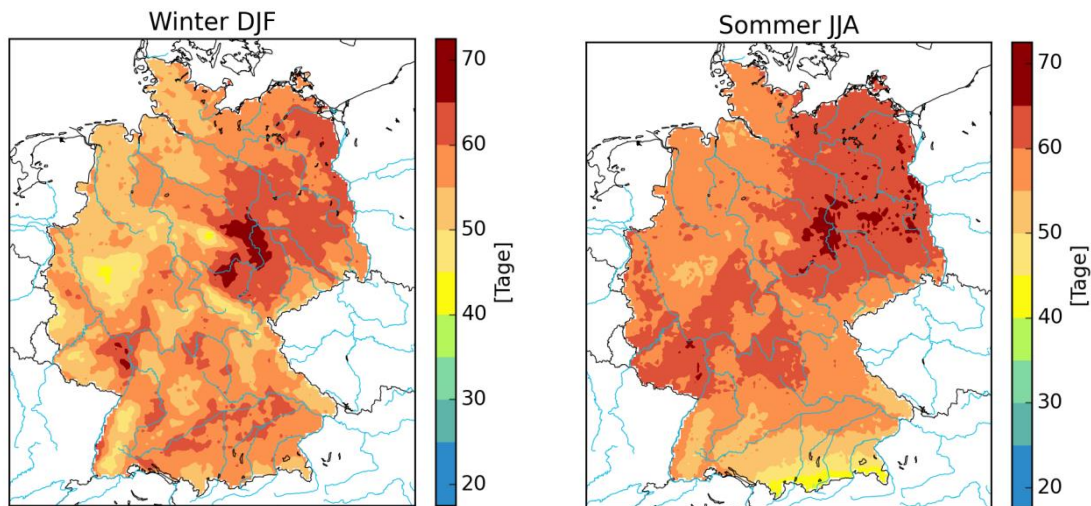


Abbildung 5-29: Anzahl der Trockentage über Deutschland im Zeitraum 1971–2000 für den Winter (DJF; links) und Sommer (JJA; rechts), basierend auf HYRAS-PR.

Trockenheit – Klimaprojektionen und zukünftige Trends

Für den Projektionszeitraum ist für das Gesamtjahr, abhängig von der Bandbreite des Klimamodellensembles und Klimaszenarios, von einer geringfügigen Abnahme bis zu einer moderaten Zunahme der **Trockentage** auszugehen (*nabe Zukunft*: -1,6 % bis +5,2 %; *ferne Zukunft*: -2,6 % bis +8,7 %). Für das 50. Perzentil werden in der *naben* (-0,8 % bis +0,6 %) und *fernen Zukunft* (+0,2 % bis +2,2 %) bei allen drei betrachteten Klimaszenarios jedoch kaum nennenswerte Änderungen projiziert. Für die einzelnen Jahreszeiten ergibt sich allerdings ein differenzierteres Bild. Währendes in der *naben* und *fernen Zukunft* für das *Klimaschutzszenario* im Winter und Frühling zu keinen nennenswerten Änderungen der **Trockentage** kommen soll, ergibt sich für Sommer (*ferne Zukunft*: -2,1 % bis +8,8 %) und Herbst (*ferne Zukunft*: -2,1 % bis +7 %) eine moderate Zunahme, die sich aber zwischen der *naben* und *fernen Zukunft* kaum unterscheidet (Abbildung 5-30 unten). Unter dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* werden im Winter und Frühling ebenfalls kaum Änderungen projiziert. Vor allem im Sommer (*nabe Zukunft*: -0,4 % bis +9,4 %; *ferne Zukunft*: +4 % bis +15 %) ist aber von einer deutlicheren Zunahme der Trockentage für die *ferne Zukunft* auszugehen, die im Herbst (*nabe Zukunft*: +0,1 % bis +8 %; *ferne Zukunft*: -0,3 % bis +12 %) etwas moderater projiziert wird. Ein statistisch signifikanter Trend für den Zeitraum 2006–2100 liegt jedoch für die Anzahl der **Trockentage** nur im Sommer für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* mit einer Zunahme von +0,7 Tagen/Dekade vor (Abbildung 5-30 oben rechts).

Neben der Anzahl an **Trockentagen** die sich über das Jahr oder eine Jahreszeit verteilt, ist die Anzahl an zusammenhängenden **Trockentagen** ebenfalls von großer Bedeutung. Insbesondere nehmen Ereignisse mit einer größeren Anzahl an zusammenhängenden **Trockentagen** (mindestens 14 Tage) vor allem in der *fernen Zukunft* im Sommer (50. Perzentil: 62 %) und Herbst (50. Perzentil: 32 %) unter dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* deutlich zu. Die Anzahl an Ereignissen von kürzeren **Trockenperioden** mit 4–5 zusammenhängenden **Trockentagen** ändern sich dagegen kaum oder es wird sogar eine leichte Abnahme projiziert. Dies lässt darauf schließen, dass sich kürzere zusammenhängende **Trockenperioden** im Sommer und Herbst womöglich zu längeren **Trockenperioden** auswachsen.

Regionale Veränderungen für die Anzahl an **Trockentagen** in der *naben* und *fernen Zukunft* sind in Abbildung 5-31 und Abbildung 9-4 (im Anhang) dargestellt. Zunächst fällt auf, dass für das 50. Perzentil des *Klimaschutzszenario* sowohl für die *nabe*, als auch für die *ferne Zukunft* in fast keiner Region eine Abnahme der **Trockentage** gezeigt wird, während beim *Weiter-wie-bisher-Szenario* im Winter für die *nabe Zukunft* und vor allem für die *ferne Zukunft* sehr verbreitet eine Verringerung der **Trockentage** projiziert wird (Abbildung 5-31). Beschränkt sich in der *naben Zukunft* die Abnahme der **Trockentage** überwiegend auf Thüringen und Sachsen mit einer Verringerung von bis zu -2 Tagen, so findet in der *fernen Zukunft* auch im Westen und

Süden verbreitet eine deutlichere Abnahme der **Trockentage** statt (bis -2 Tage). Sehr auffällig ist jedoch, dass es in den Mittelgebirgen zu fast keiner Abnahme der **Trockentage** kommt (z. B. Schwarzwald und Bergisches Land). Die Ursache dürfte an der Definition von **Trockentagen** liegen. So wird im Flachland wahrscheinlich an Tagen mit Niederschlag der Schwellenwert von 1 mm in der Zukunft häufiger überschritten werden, während dies in den Mittelgebirgen bereits häufiger im Beobachtungszeitraum der Fall war und sich somit dort die Anzahl der **Trockentage** nicht ändert. Für den Sommer lässt sich zwischen dem *Klimaschutzszenario* und *Weiter-nie-bisher-Szenario* ein auffälliger regionaler Unterschied bei der Zunahme an **Trockentagen** feststellen. Zwar sind die regionalen Unterschiede beim *Klimaschutzszenario* insgesamt nicht sehr stark ausgeprägt, jedoch lässt sich für beide zukünftig betrachteten Zeitscheiben eine stärkere Zunahme im Nordwesten Deutschlands (bis +2 Tage) einer geringen bis keiner Zunahme ganz im Osten und Süden Deutschlands gegenüberstellen. In der *fernen Zukunft* ist dieser Gradient zudem noch etwas stärker ausgeprägt.

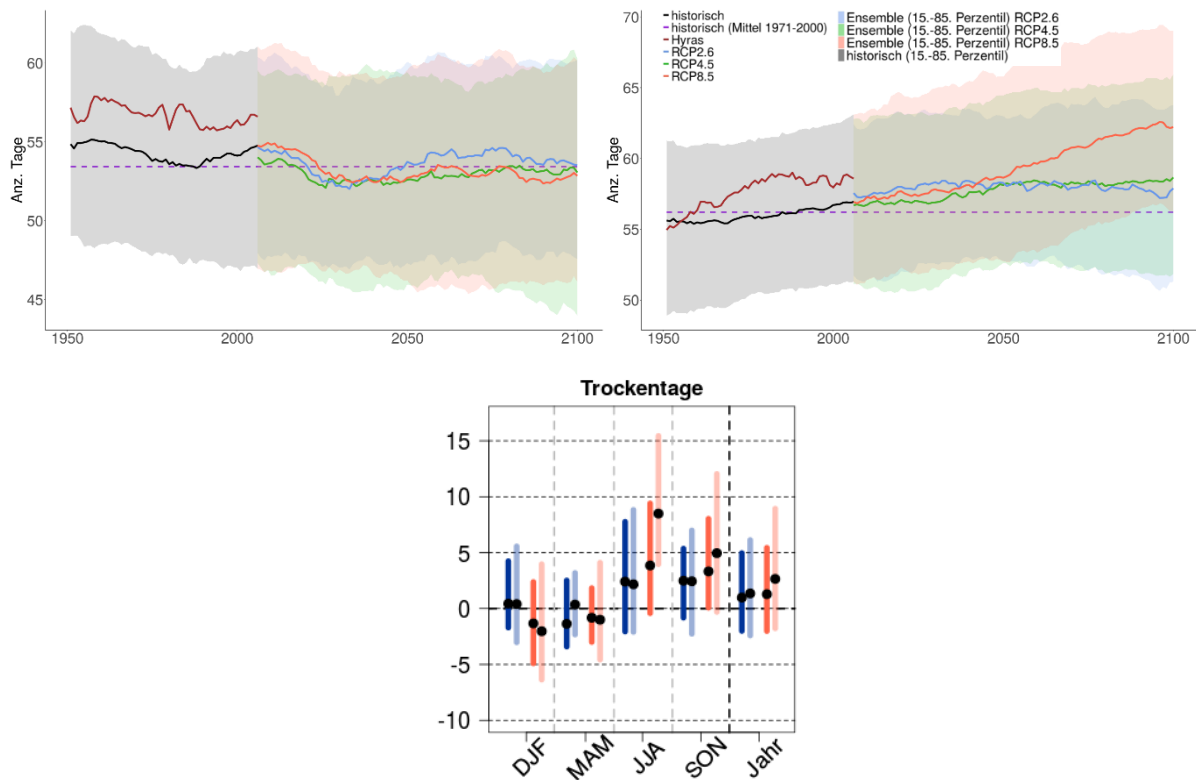


Abbildung 5-30: Projizierte Klimaänderung (Deutschlandmittel; in Prozent) von Trockentagen (unten) für die *nahe* (dunkler Farbton) und die *ferne Zukunft* (heller Farbton) im Vergleich zum *Bezugszeitraum* unter Verwendung des *Klimaschutzszenarios* (blau) und des *Weiter-nie-bisher-Szenarios* (rot). Dargestellt sind der Ensemblemedian (schwarzer Punkt) sowie die Bandbreite der Änderungssignale für die Jahreszeiten (Winter [(DzF), Frühling [MAM], Sommer [JJA], Herbst [SON)]) und das Jahr sowie Zeitreihe (1951–2100; 30-jähriges gleitendes Mittel) des Deutschlandmittels für die mittlere Niederschlagssumme im Winter (oben links) und Sommer (oben rechts) für das Klimamodellensemble und Beobachtungsdaten (HYRAS) im Deutschlandmittel. Mittelwerte aus HYRAS im *Bezugszeitraum* 1971–2000 sind durch die gestrichelte Linie gekennzeichnet.

Für das *Weiter-nie-bisher-Szenario* wird für den Sommer dagegen eine geringere Zunahme an **Trockentagen** im Nordosten und eine stärkere Zunahme nach Südwesten projiziert. In der *nahen Zukunft* sind die Unterschiede allerdings weniger deutlich als in der *fernen Zukunft*. Hier wird ein Anstieg der Trockentage im Sommer von bis +2 Tage im Nordosten und bis über +6 Tage ganz im Südwesten projiziert. Unter Berücksichtigung der Bandbreite des Klimamodellensembles kann außer für die Region Ostseeküste und Ostdeutschland für das 85. Perzentil des *Weiter-nie-bisher-Szenarios* sogar von einer Zunahme der **Trockentage** von bis

zu +10 Tagen in der *fernen Zukunft* gerechnet werden (Abbildung 9-4 im Anhang). Die erhöhte Bandbreite des Klimamodellensembles im Sommer sowohl für das *Klimaschutzszenario* als auch für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* gegenüber dem Winter geht für ganz Deutschland bereits aus Abbildung 5-30 unten hervor. Aus Abbildung 9-4 (im Anhang) ist zudem zu erkennen, dass insbesondere für die Region Nordseeküste und Westdeutschland im Sommer eine deutlich größere Bandbreite der Klimamodellensembles aller drei betrachteten Klimaszenarien gegenüber dem Winter vorliegt.

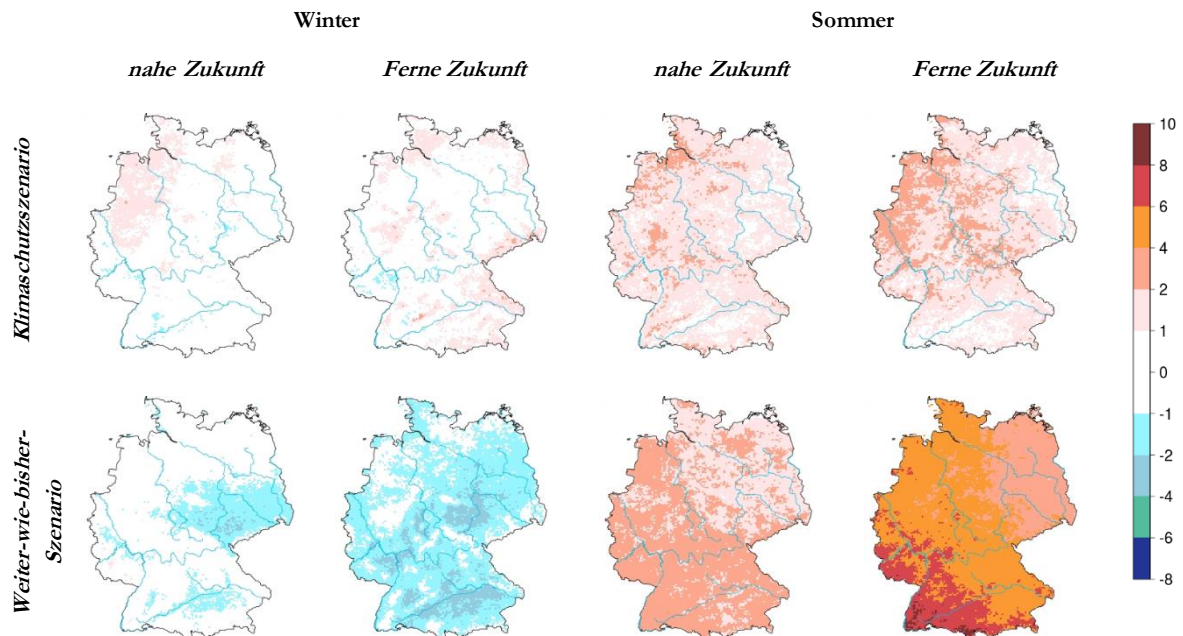


Abbildung 5-31: Absolute Änderungen in Tagen der Anzahl der Tage mit Niederschlag < 1 mm für das 50. Perzentil des Klimamodellensembles in Bezug auf den historischen Zeitraum 1971–2000 für Winter[DJF] und die *nahe Zukunft* (ganz links), Winter und die *ferne Zukunft* (2. von links), Sommer[JJA] und die *nahe Zukunft* (2. von rechts), Sommer[JJA] und die *ferne Zukunft* (ganz rechts) und für das *Klimaschutzszenario* (obere Zeile) sowie für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* (untere Zeile).

Die Differenzierung der **Trockentage** nach Höhenstufen zeigt für den Beobachtungszeitraum vor allem im Sommer eine deutliche Abnahme der Anzahl an **Trockentagen** mit der Höhe, während im Winter nur eine leichte Abnahme bis 950 m zu erkennen ist. Darüber nimmt bis 2.200 m die Anzahl der **Trockentage** sogar wieder minimal zu (Abbildung 5-32). Wie für den Niederschlag weist der Trend mit der Höhe zunächst von 0 m bis 100 m eine umgekehrte Richtung auf als für die weiteren Höhenstufen darüber. So nimmt die Anzahl der **Trockentage** zunächst bis 100 m leicht zu, was wiederum mit der geographischen Lage der Gitterpunkte bis zu dieser Höhe zusammenhängen dürfte, die sich überwiegend an oder nahe der Nord- und Ostseeküste befinden. Für die Änderungssignale ergibt sich im Sommer ein recht eindeutiges Bild. So wird für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* eine deutliche Zunahme der **Trockentage** über alle Höhenstufen projiziert. Am stärksten ist die Zunahme dabei für die Gitterpunkte über 950 m, wo sich das 50. Perzentil aller Gitterpunkte je Höhenstufe teilweise um bis zu +6 **Trockentage** erhöht. Für das *Klimaschutzszenario* und *moderaten Szenario* ist der Verlauf mit der Höhe entgegengesetzt. Hier verringert sich die Zunahme an **Trockentage** mit der Höhe. Für die oberste Höhenstufe und das *moderaten Szenario* ist sogar bei fast der Hälfte der Gitterpunkte mit einer geringen Abnahme der **Trockentage** zu rechnen.

Im Winter ist überwiegend von einer Abnahme der **Trockentage** über alle Höhenstufen auszugehen, wobei der abnehmende Trend nicht so eindeutig ist wie der zunehmende Trend im Sommer. Für die Höhenstufen 1.400 m und 2.200 m ist kaum ein Trend erkennbar, da etwa die Hälfte der Gitterpunkte – für alle drei Klimaszenarien – eine Abnahme bzw. eine Zunahme der **Trockentage** zeigt. In tieferen Regionen ergibt

sich ein zweigeteiltes Bild. Während das *moderaten Szenario* und *Weiter-wie-bisher-Szenario* für den überwiegenden Anteil der Gitterpunkte eine Abnahme der **Trockentage** zeigt, ist für das *Klimaschutzszenario* bei ca. der Hälfte der Gitterpunkte mit einer Zunahme zu rechnen.

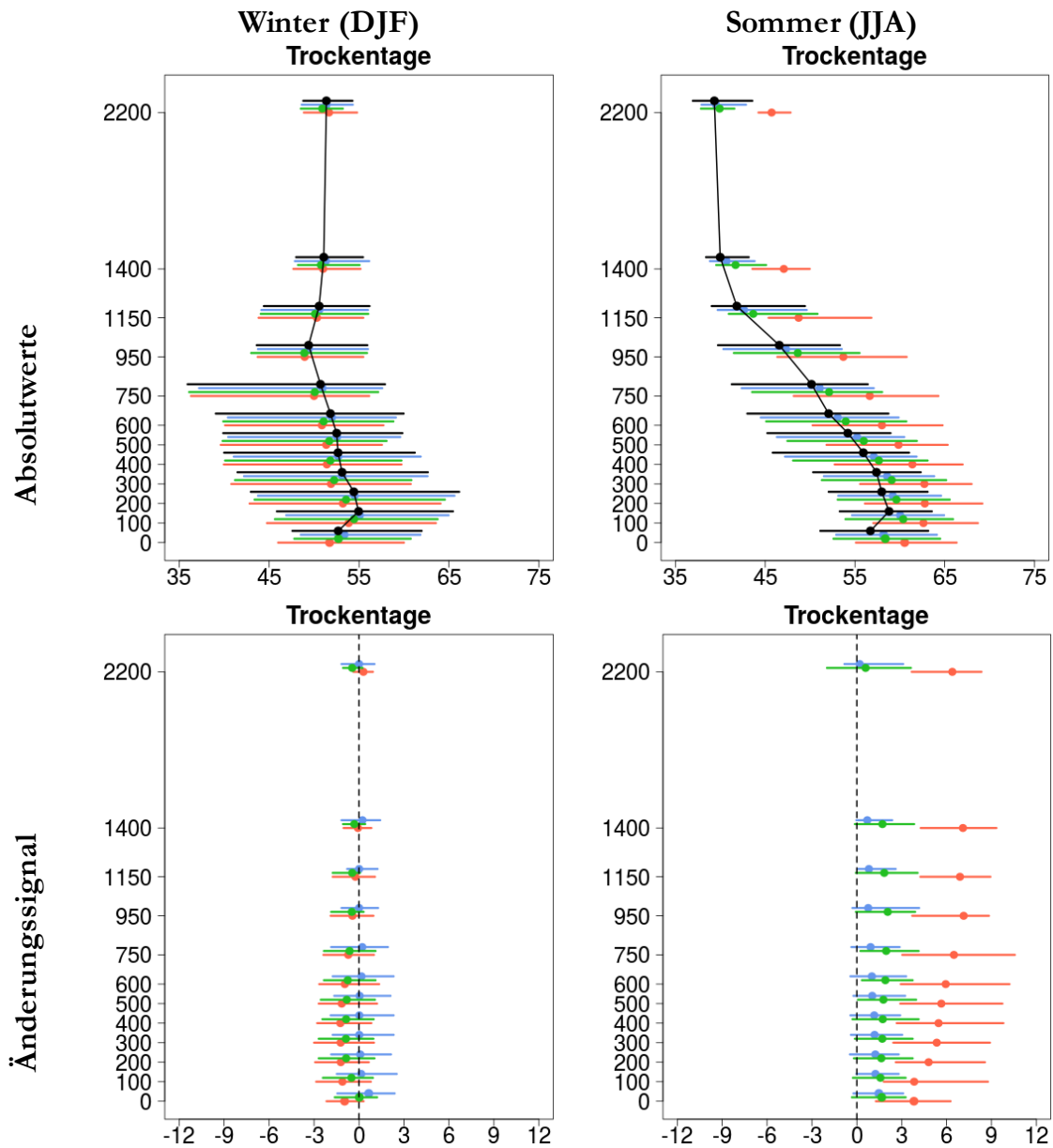


Abbildung 5-32: Höhenstufen der bias-adjustierten Klimadaten der Anzahl der Trockentage für den Winter (linke Spalte) und den Sommer (rechte Spalte) sowie als Absolutwerte (erste Zeile) und Änderungssignal (zweite Zeile). Schwarz: Beobachtungen (HYRAS-PR) im *Bezugszeitraum* (1971–2000). In Farbe: Projektionsdaten im Zeitraum 2071–2100 (50. Perzentil des Klimamodellensembles für drei Szenarien). Linien repräsentieren den Bereich der von den Gitterpunkten eines bestimmten Höhenbereichs abgedeckt wird, Punkte den Median dieses Bereichs.

Abbildung 5-33 zeigt, dass sich der Jahresgang der **Trockentage** in der *fernen Zukunft* für alle betrachteten Standorte (Mittelwert über 3x3 Gitterzellen) ähnlich ändern soll. Für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* ist generell von einer geringen Abnahme der **Trockentage** in den Wintermonaten und einer starken Zunahme in den Sommermonaten auszugehen. Für das *Klimaschutzszenario* und *moderaten Szenario* ist dagegen die Änderung des Jahresgangs deutlich schwächer ausgeprägt. Für den Standort Zugspitze und Dresden ändert sich der

Jahresgang kaum, während für Konstanz eine sichtbare Zunahme der **Trockentage** im Sommer projiziert wird.

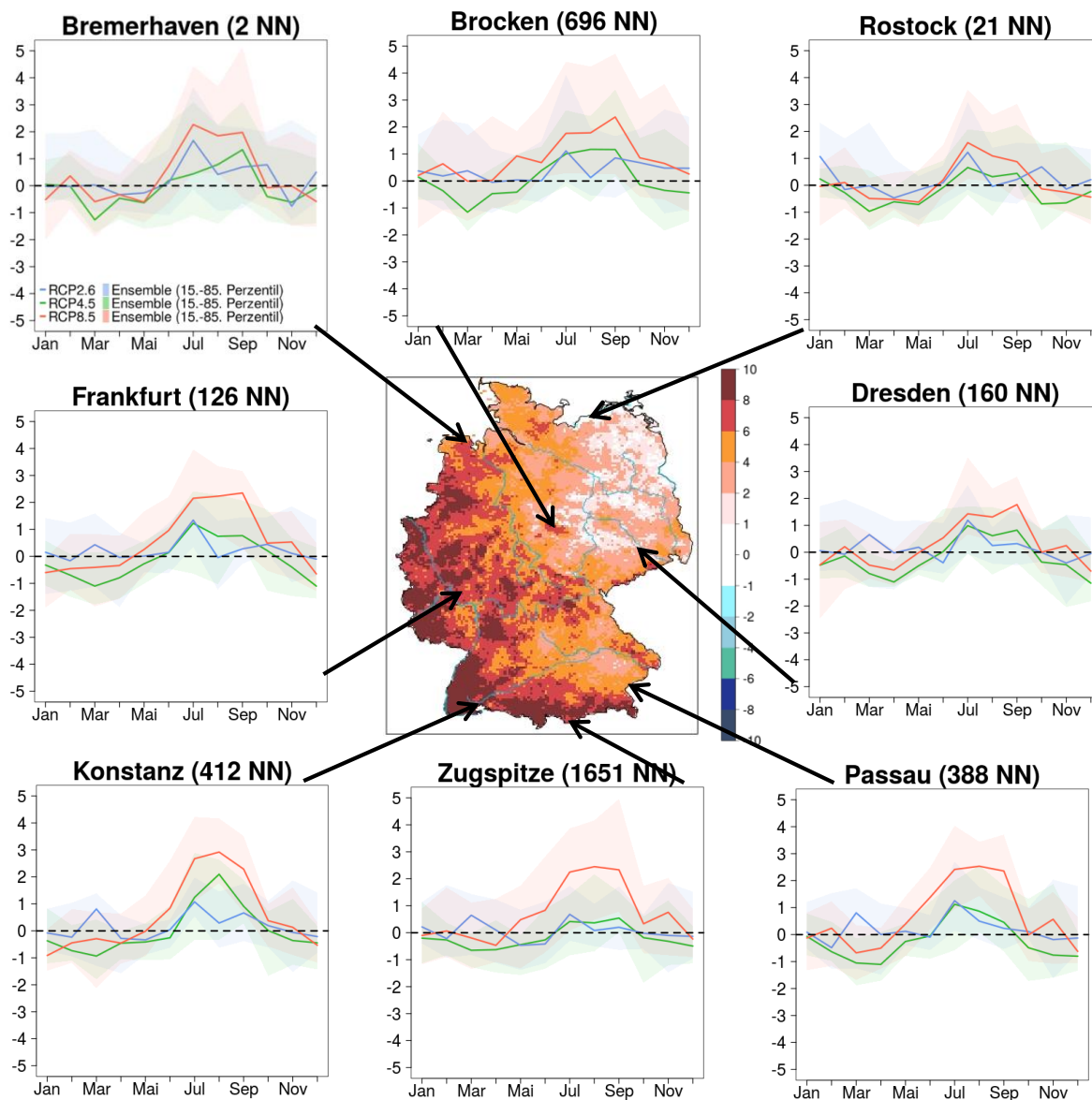


Abbildung 5-33: Karte in der Mitte: Ensemblemedian der Änderung der Trockentage für das *Weiterwie-bisber-Szenario* und den Zeitraum 2071–2100. Umgebende Grafiken zeigen den mittleren Jahresgang der Änderung des mittleren Niederschlags für alle Klimaszenarien im Zeitraum 2071–2100. Linien repräsentieren die Änderung des Ensemblemedians, schraffierte Bereiche zeigen die Modellunsicherheit (15. bis 85. Perzentil). Die Ergebnisse basieren jeweils auf dem Mittelwert der nächsten 3 x 3 Gitterzellen des Standorts.

5.1.3 Wind über Land

Eine wesentliche Klimawirkung auf die Verkehrsinfrastruktur in Deutschland ist das Auftreten von sehr hohen Windgeschwindigkeiten über Land. Diese können sowohl auf synoptischer bzw. mesoskaliger Skala auftreten, wie zum Beispiel bei Stürmen und ausgeprägten Kaltfronten, aber auch auf lokaler Ebene im Zusammenhang mit Gewittern oder hochsommerlichen Konvergenzzonen. Vor allem umstürzende Bäume bereiten Probleme für den Verkehr nach solchen Ereignissen mit hohen Windgeschwindigkeiten. Während mesoskalige Stürme auch von weniger fein aufgelösten Modellen gut simuliert werden können, ist das lokale Auftreten von Starkwinden bei Gewittern immer noch sehr begrenzt simulierbar und wird oftmals eher unterschätzt.

Im BMVI-Expertennetzwerk sind auch für den Wind die Daten des Klimaprojektionsensembles mit 5 km Gitterweite verfügbar. Zur Evaluierung des Datensatzes waren keine gerasterten Beobachtungsdaten vorhanden, weswegen COSMO-REA6 zur Bias-Adjustierung mit dem Quantil Mapping Verfahren verwendet wurde (s. *Auswertungen*, Hänsel et al. (2020a)). COSMO-REA6 ist ein Reanalyse Datensatz, der aus Simulationen des Vorhersagemodells COSMO mit 6 km Gitterweite besteht, für die zusätzlichen Beobachtungsdaten assimiliert wurden (Bollmeyer et al. 2015, Borsche et al. 2016).

Für die Analyse von historischen und zukünftigen Starkwindereignissen wurden auch Daten eines hochauflösten, konvektionserlaubenden Klimamodelllaufs mit COSMO-CLM mit 2,8 km Gitterweite verwendet (s. *Auswertungen*, Hänsel et al. (2020a)). Dieses Modell ermöglicht neben der Analyse des stündlichen Windes auch die Analyse von Windböen, die im Mittel etwa dreimal so groß sein können wie die stündliche Windgeschwindigkeit, aber in der Regel nur kurzzeitig auftreten. Aufgrund der höheren Auflösung der COSMO-CLM Simulation gegenüber den HYRAS 5 km Beobachtungsdaten konnte keine Bias-Adjustierung durchgeführt werden.

Insgesamt stehen dem BMVI-Expertennetzwerk für die Variable Wind zwei verschiedene Modelldatensätze zur Verfügung:

1. Klimamodelldaten des DWD Referenzensembles für alle drei Klimaszenarien mit einer unterschiedlichen Anzahl an Ensemblemitgliedern
2. Klimamodelldaten einer hochauflösten, konvektionserlaubenden COSMO-CLM Simulation von 1971–2100

Zur Veranschaulichung der zukünftigen möglichen Änderungen wird der Zeitraum von 2031–2060 sowie 2071–2100 mit der Referenz von 1971–2000 verglichen. Neben den Änderungen der mittleren Windgeschwindigkeiten sind vor allem die hohen und extremen Windgeschwindigkeiten von Bedeutung für das BMVI-Expertennetzwerk. Dazu werden im Folgenden zunächst die Ergebnisse der Analysen des Klimamodellensembles präsentiert und anschließend ergänzend dazu Ergebnisse des hochauflösenden Klimaprojektionslaufs mit COSMO-CLM.

In Abbildung 5-34 sind die gemittelten Windgeschwindigkeiten des *Bezugszeitraums* dargestellt. Es wird unterschieden zwischen dem hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahr. Dadurch ist deutlich zu erkennen, dass im Winterhalbjahr insgesamt deutlich höhere Windgeschwindigkeiten auftreten. Zu dem ist ein Nord-Süd-Gefälle der Windgeschwindigkeiten vorhanden. An den Küsten liegen die Windgeschwindigkeiten bei bis zu 5 m/s, im Winter auch in einem breiteren Streifen entlang der Küsten. Zusätzlich treten auch direkt an der Nordseeküste Windgeschwindigkeiten über 5 m/s auf. Im Sommer nur in den Küstenbundesländern, im Winter dagegen bis zu Mitte Deutschlands treten Windgeschwindigkeiten bis zu 4 m/s auf. Im Süden Deutschlands liegen die Werte nur bei maximal 3 m/s, an den Alpen, im Schwarzwald und im Bayerischen Wald sogar nur bei 2 m/s. Diese sehr geringen Werte werden wohl durch die hohe Oberflächenrauigkeit und die hohe Vegetationsdichte (vor allem in den Mittelgebirgen) hervorgerufen.

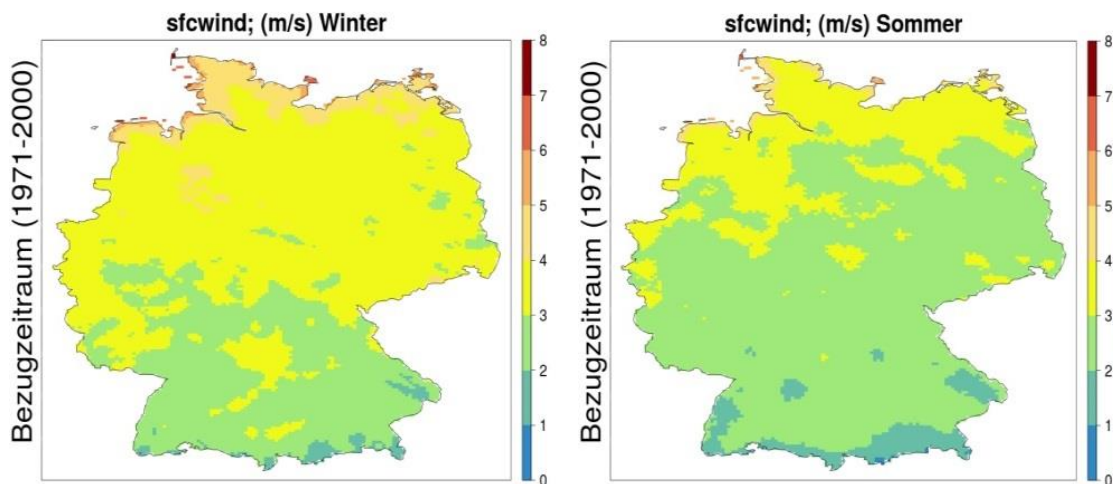


Abbildung 5-34: Mittel der täglichen Windgeschwindigkeiten in m/s über 30 Jahre für den *Bezugszeitraum* 1971–2000 für das Winter- (links) und Sommerhalbjahr (rechts).

Wie sich aus Abbildung 5-35 ersehen lässt, bleibt die räumliche Verteilung der Windgeschwindigkeiten in Zukunft sehr ähnlich wie im *Bezugszeitraum*. Gezeigt sind die Absolutwerte der Windgeschwindigkeiten für das 15., 50. und 85. Perzentil des Klimamodellensembles für Sommer und Winter. Wie schon für den *Bezugszeitraum* sind die Windgeschwindigkeiten im Winter deutlich höher als im Sommer. Deutlich wird auch die Zerteilung der Windgeschwindigkeiten im Winter in einen nördlichen Bereich und einen südlichen Teil entlang einer Linie Sauerland – Vogelsberg – Thüringer Wald. Höhere Werte im Süden sind nur in der Hohenlohe zu erkennen und auch nur im Winter. Die Unterschiede zwischen den Perzentilen des Ensembles sind sehr gering und zeigen eine geringe Varianz zwischen den Ensemblemitgliedern.

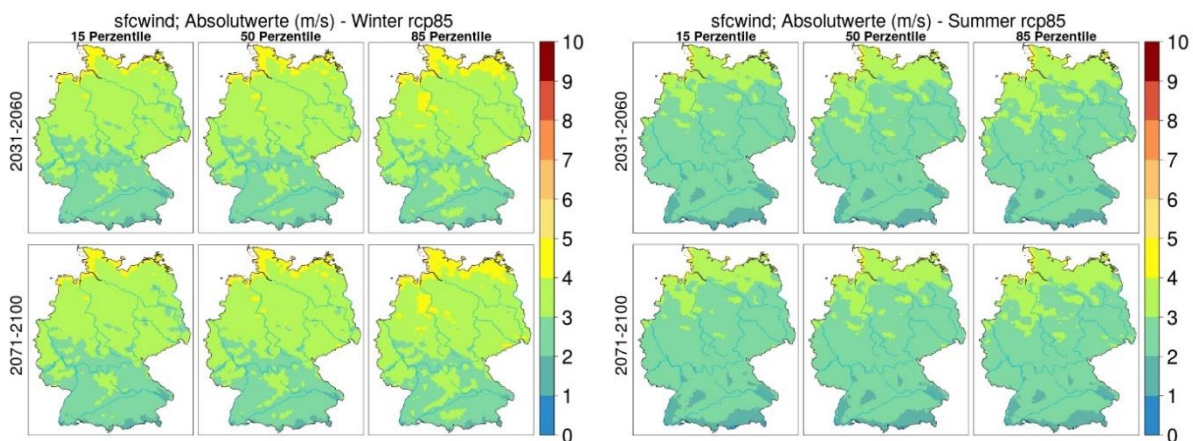


Abbildung 5-35: Mittel der täglichen Windgeschwindigkeiten über 30 Jahre für das *Weiter-wie-bis-her-Szenario* für Winter (links) und Sommer (rechts). Gezeigt sind Ensemblewerte für das 15., 50. und 85. Perzentil für die *nahe* (oben) und *ferne Zukunft* (unten).

In Abbildung 5-36 sind die prozentualen Änderungen für das Klimamodellensemble mit 5 km Gitterweite für das *Weiter-wie-bis-her-Szenario*, jeweils für das hydrologische Sommer – und Winterhalbjahr gezeigt. Es lässt sich aus den Daten erkennen, dass die Änderungen der Windgeschwindigkeiten in der Zukunft nur klein sind und im Ensemblemittel (50. Perzentil) für Winter keine Änderungen jenseits von $\pm 4\%$ zu erkennen sind. Im Sommer sind dagegen vor allem im Süden Deutschlands Änderungsraten von bis zu -8% zu erkennen.

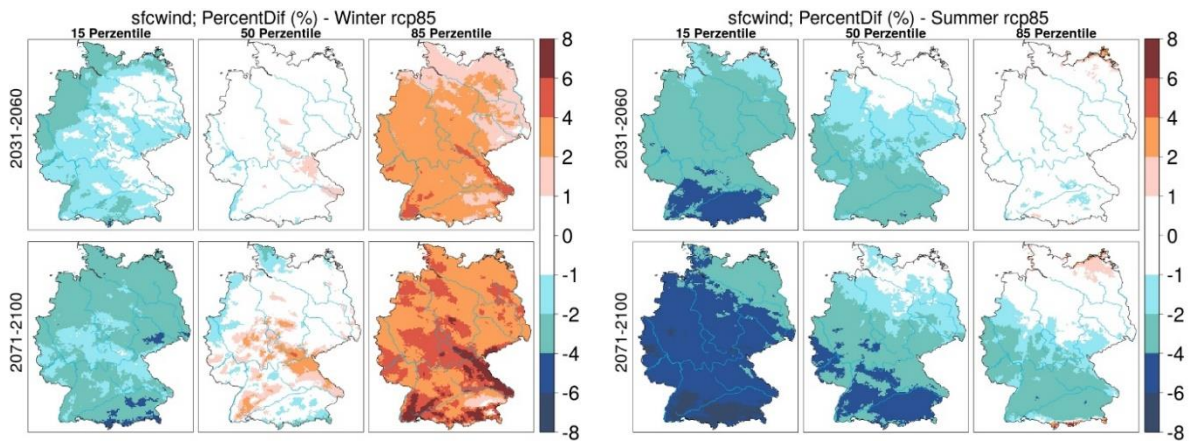


Abbildung 5-36: Relative Änderungen in Prozent der mittleren Windgeschwindigkeiten des *Weiter-nie-bisher-Szenarios* für das 15., 50. und 85. Perzentil des Ensembles für Winter (links) und für Sommer (rechts) für die *nahe* (oben) und *ferne Zukunft* (unten) in Bezug auf den historischen Zeitraum 1971–2000.

Für die Randbereiche des Ensembles für den Mittelwind sind aus Abbildung 5-36 zwei Erkenntnisse abzuleiten: Beim 15. Perzentil des Ensembles sind vor allem für Ende des Jahrhunderts Änderungen im Sommer von bis zu -8 % zu erkennen, beim 85. Perzentil der Ensembles ist nur für den Winter eine wesentliche Zunahme zu erkennen, vor allem über den Mittelgebirgen, z. B. dem Schwarzwald und dem Bayrischen und Thüringer Wald. Im Sommer ist beim 85. Perzentil nur eine Abnahme von bis zu -4 % im Süden Deutschlands feststellbar. Beim *mittleren Szenario* erhält man ähnliche Ergebnisse, während beim *Klimaschutzszenario* außer bei sehr kleinen Gebieten keine Änderungen jenseits von ± 4 % zu erkennen sind (nicht gezeigt).

Bei extremen Windgeschwindigkeiten, zum Beispiel für das 98. Perzentil, sind ähnliche Änderungen wie schon für mittlere Windgeschwindigkeiten festzustellen, wie Abbildung 5-37 für die Mittel von Sommer und Winter für das *Weiter-nie-bisher-Szenario* zeigt. Besonders für das 50. Perzentil des Ensembles ergeben sich kleine Änderungen, tendenziell mit einer Abnahme im Sommer, vor allem im Süden Deutschlands. Die anderen Szenarien haben ähnliche Ergebnisse. Für das Winterhalbjahr ist für die *ferne Zukunft* eine Zunahme der Windgeschwindigkeiten beim *Weiter-nie-bisher-Szenario* (ebenso beim *mittleren Szenario*) feststellbar, beim *Klimaschutzszenario* ist dagegen eher mit einer Abnahme zu rechnen. In der *nahen Zukunft* sind beim *Weiter-nie-bisher-Szenario* keine Änderungen zu erwarten.

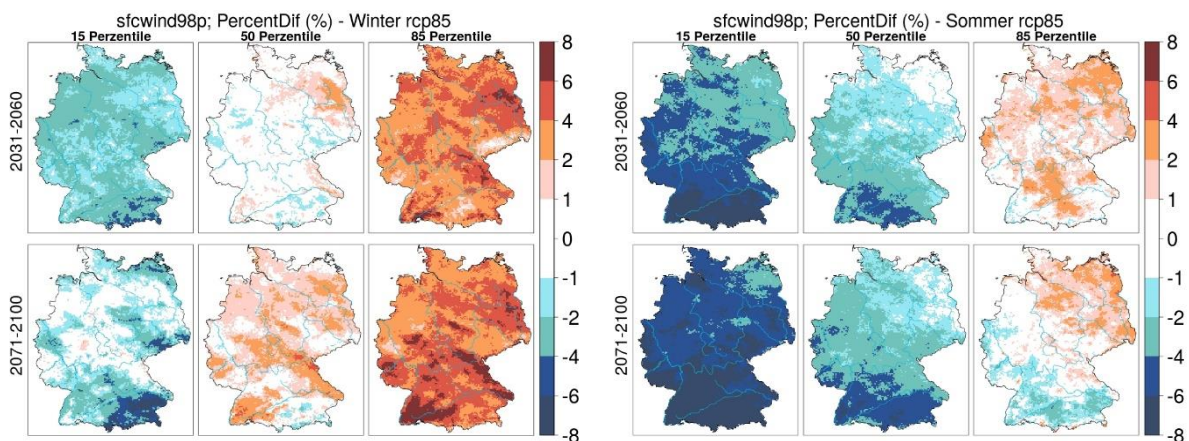


Abbildung 5-37: Relative Änderungen in Prozent des 98. Perzentils der Windgeschwindigkeiten für das 15., 50. und 85. Perzentil des Ensembles (*Weiter-nie-bisher-Szenario*) für die *nahe* (oben) und *ferne Zukunft* (unten) im Vergleich zum *Bezugszeitraum* 1971–2000 für den Winter (links) und den Sommer (rechts).

An den Rändern der Ensembles aller drei Szenarien zeigen sich etwas größere Änderungen. Beim 15. Perzentil ist generell eine Abnahme zu erkennen, besonders ausgeprägt im Sommer für das *moderate Szenario* und das *Weiter-wie-bisher-Szenario*. Für den Winter sind die Änderungen beim *Klimaschutzszenario* größer als beim *mittleren Szenario* und beim *Weiter-wie-bisher-Szenario*. Das 85. Perzentil der Ensembles lässt generell eine Zunahme der Windgeschwindigkeit erkennen, vor allem im Winter für das Ende des Jahrhunderts beim *mittleren Szenario* und beim *Weiter-wie-bisher-Szenario* für beide Zeitscheiben. Aber auch für den Sommer sind die Änderungen positiv, besonders für den Norden Deutschlands beim *Weiter-wie-bisher-Szenario* für Mitte des Jahrhunderts. Zum Ende des Jahrhunderts ist aber auch im 85. Perzentil eine Abnahme der Windgeschwindigkeiten im Süden Deutschlands zu verzeichnen.

In den mittleren Zeitserien des Windes in Abbildung 5-38 und des 98. Perzentils des Windes in Abbildung 5-39 sind tendenzielle Abnahmen der mittleren Windgeschwindigkeiten nur für das Sommerhalbjahr erkennbar. Im Winterhalbjahr sind – neben der starken natürlichen Variabilität – keine Änderungen zu erkennen. Auch sind keine wesentlichen Unterschiede zwischen den verschiedenen Szenarien auszumachen.

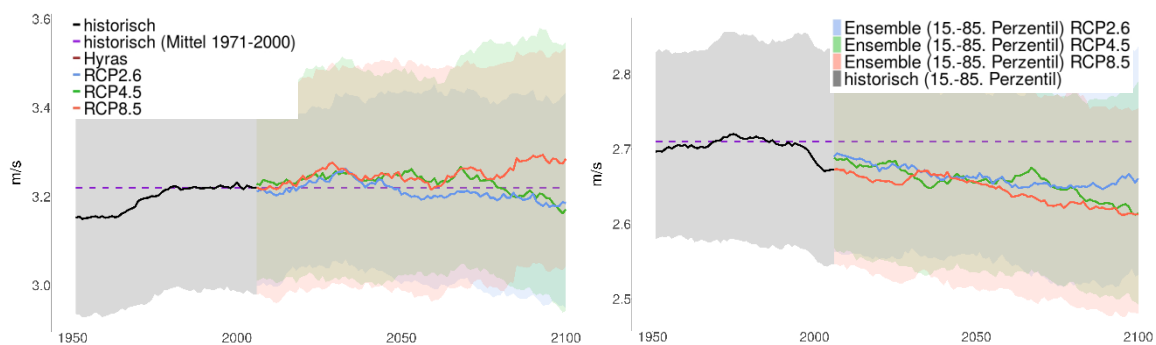


Abbildung 5-38: Zeitserien der mittleren Windgeschwindigkeiten des Winterhalbjahrs (links) und des Sommerhalbjahrs (rechts) in m/s für 1951–2100 für das Klimamodellensemble. Von 1951 bis 2005 ist der historische Zeitraum gezeigt, ab 2006 die Szenarien *Klimaschutzszenario* (blau), *mittleres Szenario* (grün) und *Weiter-wie-bisher-Szenario* (rot). Die violett gestrichelte Linie zeigt den Mittelwert aus den historischen Modellläufen für den *Bezugszeitraum*.

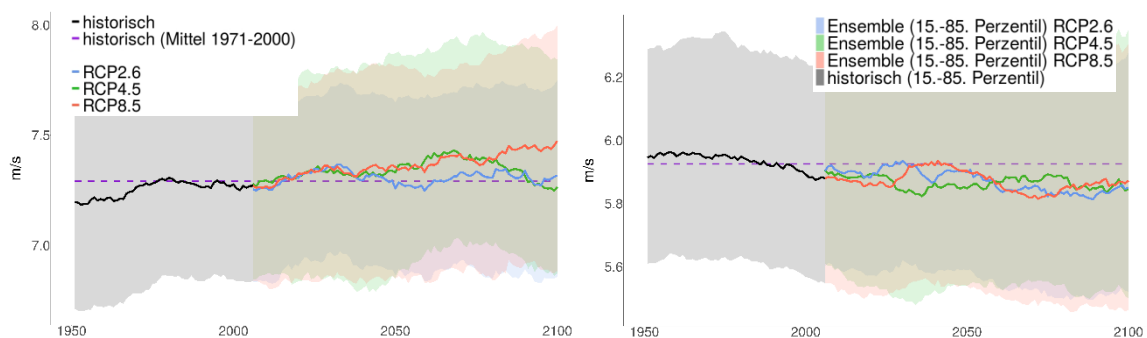


Abbildung 5-39: Zeitserien des 98. Perzentils der Windgeschwindigkeiten des Winterhalbjahrs (links) und des Sommerhalbjahrs (rechts) in m/s für 1951–2100 für das Klimamodellensemble. Der schattierte Bereich markiert das 15. und 85. Perzentil. Die violett gestrichelte Linie zeigt den Mittelwert aus den historischen Modellläufen für den *Bezugszeitraum*.

Eine Auswertung der Ensembledaten nach Jahreszeiten ist in Abbildung 5-40 gezeigt. Es werden für die beiden Szenarien *Klimaschutzszenario* und *Weiter-wie-bisher* die *nabe* (dunkle Farben) und *ferne Zukunft* (helle Farben) mit dem *Bezugszeitraum* verglichen. Die Balkenenden markieren jeweils das 25. und 75. Perzentil des Ensembles und sind in den meisten Fällen auf beiden Seiten der Nulllinie. Eine Aussage zu treffen ist für

das ganze Jahr schwierig, sowohl für den mittleren Wind als auch für das 98. Perzentil. Nur für die Sommermonate (JJA) wird deutlich, dass mit einer leichten Abnahme zu rechnen ist. Der Median, dargestellt durch den schwarzen Punkt, ist in den meisten Fällen ebenfalls im negativen Bereich. Insgesamt bewegen sich aber alle Werte zwischen dem 25. und 75. Perzentil des Ensembles im Wertebereich von $\pm 6\%$.

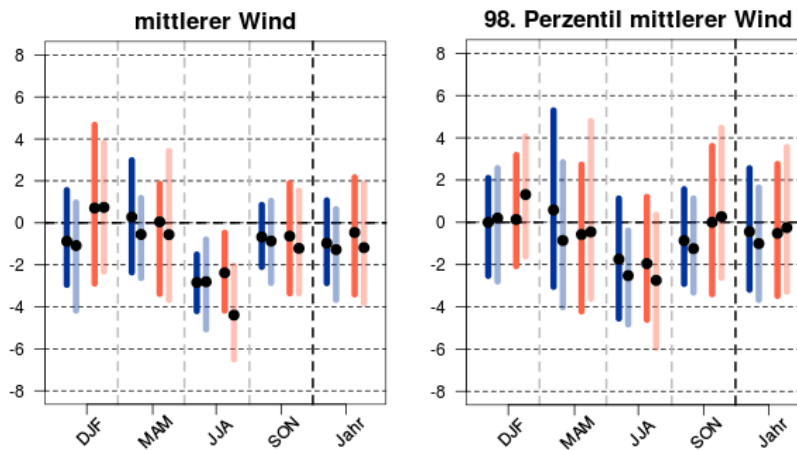


Abbildung 5-40: Änderungssignale in Prozent [%] des mittleren Windes (links) und des 98. Perzentils des mittleren Windes (rechts) für das Klimareferenzensemble. Gezeigt sind die Signale für die einzelnen Jahreszeiten und für das ganze Jahr. Blaue Farben repräsentieren das Klimaschutzszenario, rot das Weiter-wie-bisher-Szenario. Dunkle Farben zeigen die nahe Zukunft, helle Farben die ferne Zukunft.

Für die Abbildung 5-41 wurden einzelne Punkte an Stationen herausgegriffen und die Änderungen für alle drei Szenarien im mittleren Jahresgang dargestellt. Die Skala zeigt die absolute Änderung der Windgeschwindigkeit innerhalb von ± 1 m/s. Der Median bewegt sich für alle Szenarien innerhalb des Bereichs von $\pm 0,4$ m/s. Besonders groß ist die Schwankungsbreite für Bremerhaven, den Brocken und Rostock, während sie für Frankfurt deutlich geringer ist. Allen Orten gemein ist die tendenzielle Abnahme der Windgeschwindigkeiten im Sommer. Dies ist bei allen Szenarien der Fall.

In Abbildung 5-42 wurden die Daten nach verschiedenen Regionen gruppiert, deren Bemessung aus dem TRY-Projekt stammen (s. Abschnitt 3.5 und *Auswertungen*, Hänsel et al. (2020a)). Gezeigt ist eine Auswahl von 4 Regionen von insgesamt 7. In fast allen Fällen liegt der Median aller Änderungssignale im Wertebereich von $\pm 2\%$. Nur für den Sommer (JJA) beträgt der Median mehr als -2% beim Klimaschutzszenario und etwa -4% beim Weiter-wie-bisher-Szenario. Für die ferne Zukunft liegt der Wert der Abweichung meistens niedriger als für die nahe Zukunft, nur für den Winter (DJF) und teilweise im Herbst (SON) ist die Abweichung für die ferne Zukunft höher. Teilweise dreht sich das Vorzeichen sogar um (z. B. Weiter-wie-bisher-Szenario, in Ostdeutschland). Die Schwankungsbreite des Ensembles und damit die Unsicherheit zur zukünftigen Entwicklung ist besonders groß im Frühjahr (MAM). Dies gilt auch für die Regionen Nordseeküste und Ostdeutschland.

Im Folgenden sind Ergebnisse des einen COSMO-CLM Modellaufs auf konvektionserlaubender Skala (2,8 km Gitterweite) gezeigt. In Abbildung 5-43 ist das 30-Jahresmittel der Windgeschwindigkeiten für den Bezugszeitraum für Deutschland gezeigt. Es ist die feinräumigere Verteilung der Windgeschwindigkeiten zu erkennen im Vergleich zu Abbildung 5-34, allerdings ist zu bedenken, dass in Abbildung 5-43 nur ein einzelner Modellauf des COSMO-CLM dargestellt ist und in Abbildung 5-34 das Modellensemble. Ähnlich wie in Abbildung 5-34 sind die höchsten Windgeschwindigkeiten im Umfeld der Nordseeküste zu finden. Sie erreichen bis zu 8 m/s. Weite Teile von Norddeutschland bis in die Mitte Deutschland weisen Windgeschwindigkeiten von 5 bis 7 m/s auf. Im Süden liegen die Werte noch darunter.

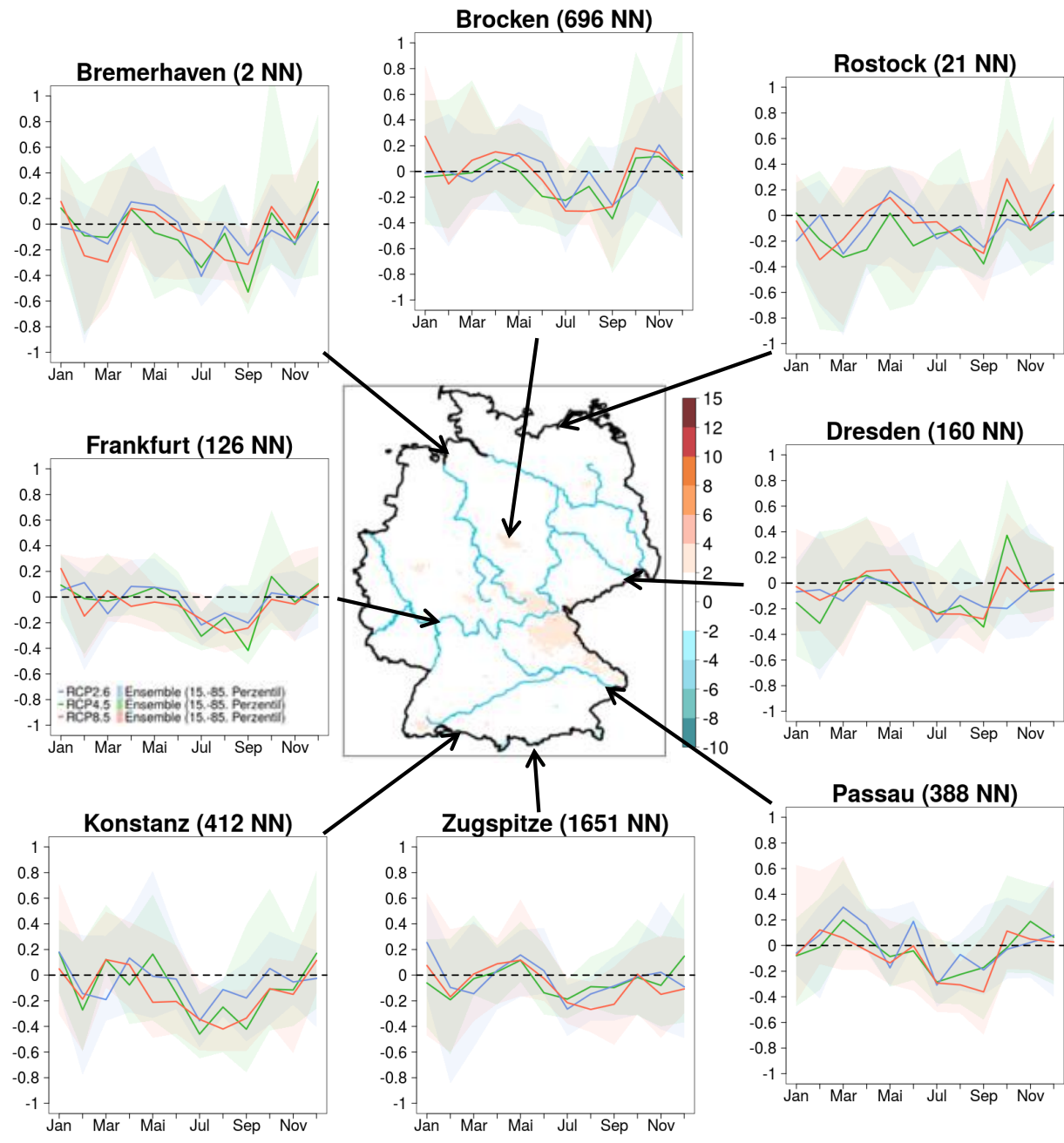


Abbildung 5-41: Karte in der Mitte: Ensemblemedian der mittleren Änderung des 98. Perzentils der Windgeschwindigkeit [m/s] für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* und den Zeitraum 2071–2100. Blaue (rote) Farben bedeuten eine Zunahme (Abnahme). Umliegende Grafiken zeigen den mittleren Jahresgang der Änderung des 98. Perzentils der Windgeschwindigkeiten [m/s] für alle Klimaszenarien des Zeitraums 2071–2100. Linien repräsentieren die Änderung des Ensemblemedians, schattierte Bereiche zeigen die Modellunsicherheit (15. bis 85. Perzentil).

Bei der Betrachtung der Ergebnisse für das 98. Perzentil des mittleren Windes und der Windböen in Abbildung 5-44 ist zunächst eine ähnliche räumliche Verteilung wie schon in Abbildung 5-43 zu erkennen. Für die Analyse der Änderungen in der Zukunft ergibt sich ein ähnliches Bild wie schon für die Ensembleergebnisse: wesentliche Änderungen der Windgeschwindigkeiten in der Zukunft sind nicht zu identifizieren. In den Abbildungen der Differenzen des 98. Perzentils der Windgeschwindigkeiten (Mitte und rechts) sind alle Änderungen im Bereich von $\pm 8\%$.

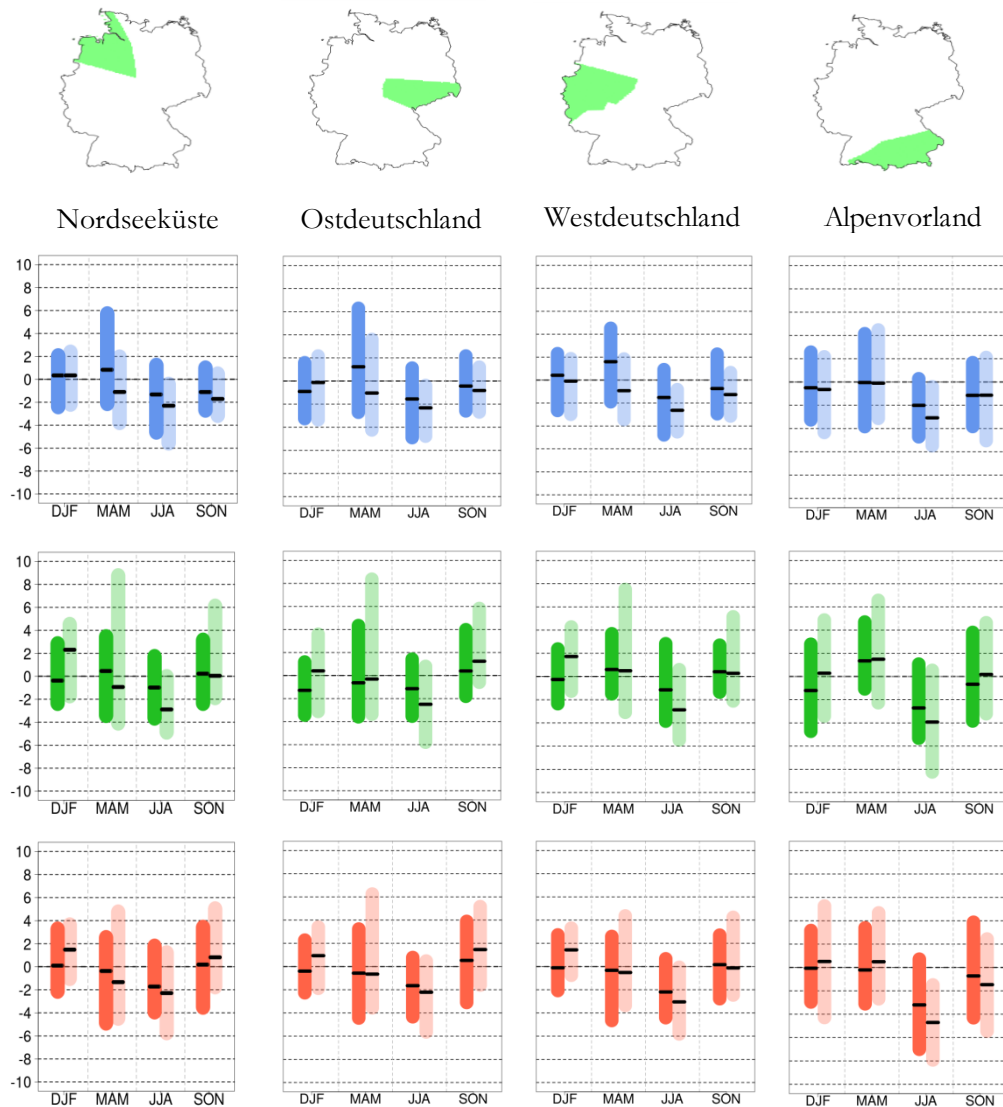


Abbildung 5-42: Änderungen des 98. Perzentils der Windgeschwindigkeiten in Prozent [%] für die *nahe Zukunft* (dunkle Farben) und *ferne Zukunft* (helle Farben) für einzelne Jahreszeiten und für einzelne Regionen: Nordseeküste (ganz links), Ostdeutschland (Mitte links), Westdeutschland (Mitte rechts) und Alpenvorland (ganz rechts). Die Unter- und Obergrenze der Balken repräsentieren das 15. bzw. 85. Perzentil des Klimaensembles. Die mittlere Linie steht für den Median des Ensembles. In der oberen Zeile sind die Ergebnisse für das *Weiter-nie-bis-her-Szenario*, in der mittleren Zeile für das *moderate Szenario* und in der unteren Zeile für das *Klimaschutzszenario* gezeigt.

Beim 98. Perzentil der Windböen sind ebenfalls nur Änderungen bis zu 8 % zu verzeichnen. Im Süden Deutschlands sind auch Gebiete mit einer Zunahme der Windböen zu erkennen, während im Norden Deutschlands generell von einer Abnahme des 98. Perzentils zu sprechen ist. Diese ist aber kleiner als -5 %. Auch für andere Perzentile der extremen Windgeschwindigkeiten sind Änderungen sehr klein und übersteigen das ± 5 % Level nicht.

Auch für die Analyse der Windböen aus COSMO-CLM Simulationen wurde Deutschland in verschiedene Regionen eingeteilt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 5-45 als einzelne Zeitreihen für 1971–2100 präsentiert. Die Region Nordseeküste verzeichnet die höchsten Windgeschwindigkeiten und eine kontinuierliche Abnahme bis Ende des 21. Jahrhunderts. Im Vergleich mit dem *Bezugszeitraum* nehmen die Windgeschwindigkeiten für diese Region um etwa 3 % ab. Alle anderen Regionen verzeichnen niedrigere Windgeschwin-

digkeiten. Das Alpenvorland weist die niedrigsten Werte auf. Die Regionen Süddeutschland und Südwestdeutschland zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf und sind daher kaum voneinander zu unterscheiden. Die Region Ostdeutschland und die Region Alpenvorland verzeichnen nur eine minimale Änderung der Werte zum Ende des Jahrhunderts. Während in Ostdeutschland die mittleren Windgeschwindigkeiten im Verlauf abnehmen und bis 2100 wieder leicht ansteigen, verändern sich die mittleren Windgeschwindigkeiten im Alpenvorland über die ganze Zeitserie hinweg nicht.

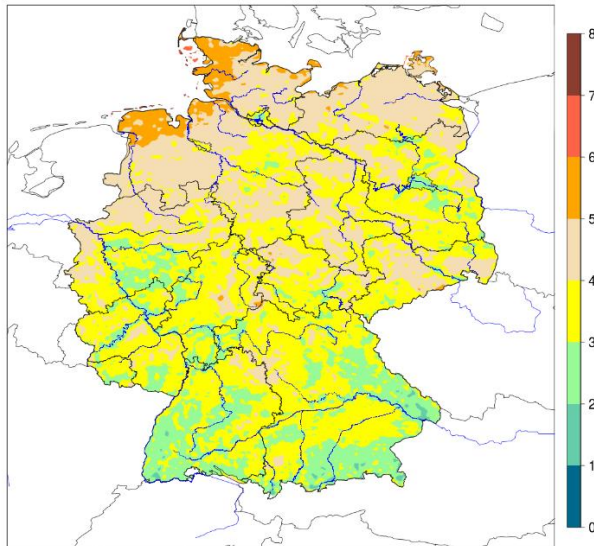


Abbildung 5-43: 30-Jahresmittel der Windgeschwindigkeiten in m/s der historischen Simulation mit COSMO-CLM für den *Bezugszeitraum*.

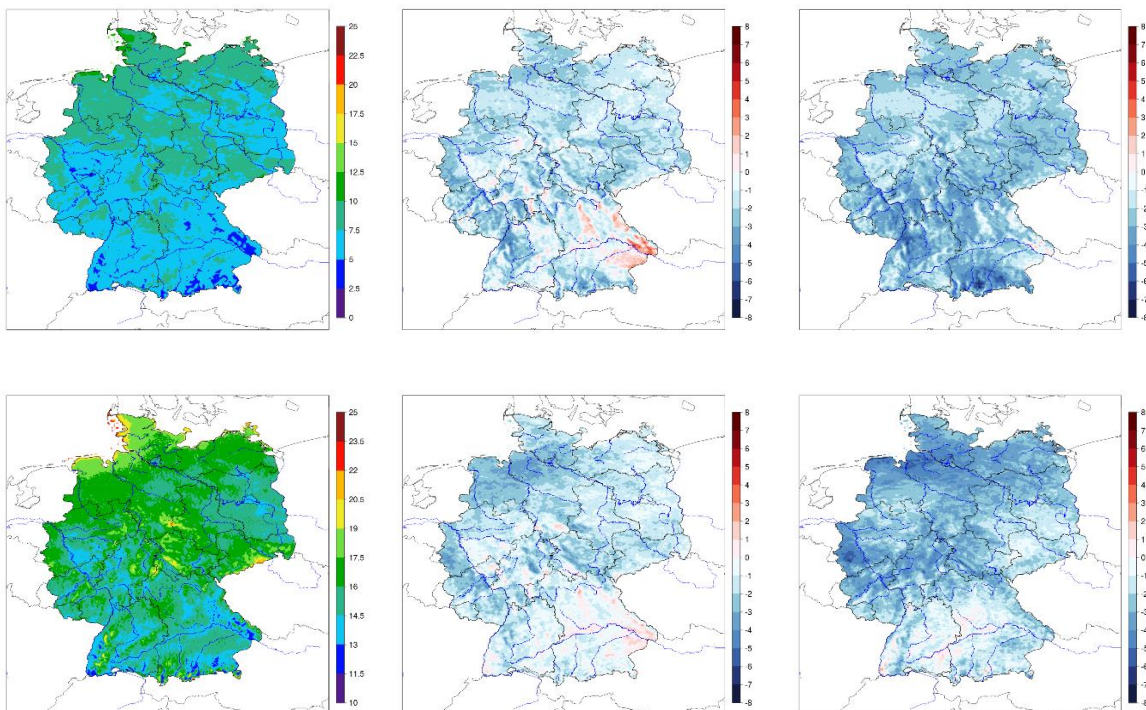


Abbildung 5-44: 98. Perzentil der mittleren Windgeschwindigkeit (oben) und der Windböen (unten) in m/s simuliert mit COSMO-CLM für den *Bezugszeitraum* 1971–2000 (links), sowie die Änderungen des 98. Perzentils in der Zukunft in Prozent [%] für 2031–2060 (Mitte) und für 2071–2100 (rechts).

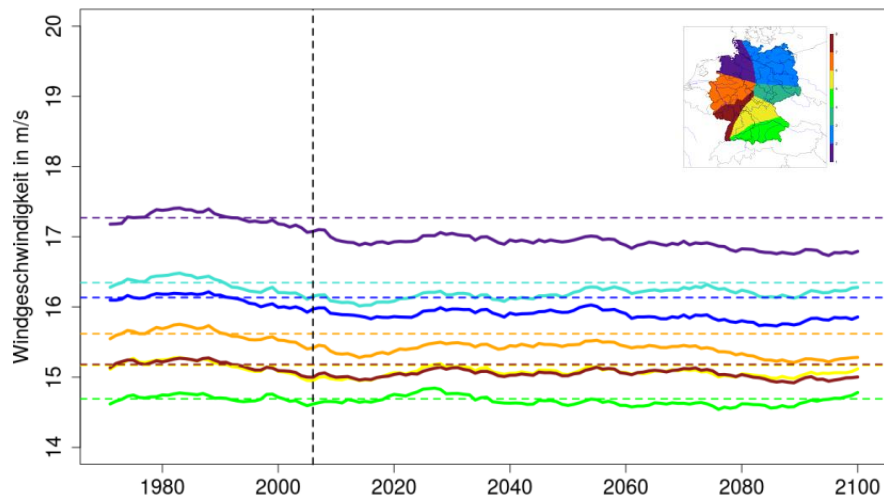


Abbildung 5-45: Zeitreihen der Windböen in m/s aus COSMO-CLM Simulationen von 1971–2100 für einzelne Regionen in Deutschland (farblich markiert in der Abbildung oben rechts). Die Daten sind mit einem 30-jährigen gleitenden Mittel geglättet. Die gestrichelten horizontalen Linien zeigen den Mittelwert des historischen Zeitraums von 1971–2005 (markiert durch die vertikale gestrichelte Linie).

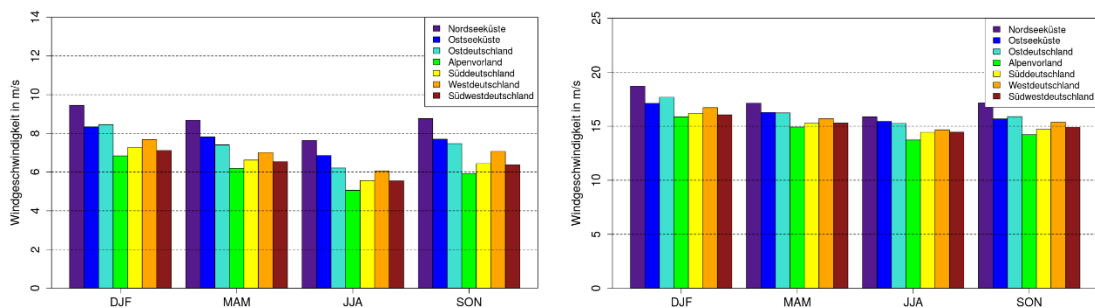


Abbildung 5-46: 98. Perzentil der jahreszeitlichen Windgeschwindigkeiten (links) und Windböen (rechts) in m/s für sieben Regionen in Deutschland aus der COSMO-CLM Simulation mit 2,8 km Gitterweite für den Bezugszeitraum.

In Abbildung 5-46 ist das 98. Perzentil der Windgeschwindigkeiten und Windböen für einzelne Jahreszeiten und für die verschiedenen Regionen im *Bezugszeitraum* gezeigt. Wie schon in der vorhergehenden Abbildung zu sehen ist, liegen die Windgeschwindigkeiten und auch die Windböen in der Nordseeregion am höchsten. Dies gilt für alle Jahreszeiten. Bei den mittleren Windgeschwindigkeiten ist der Unterschied zu den übrigen Regionen deutlicher als bei den Windböen. Das Maximum beider Variablen ist im Winter in allen Regionen, das Minimum im Sommer. Die Regionen Ostseeküste und Ostdeutschland haben ähnliche jahreszeitliche Windgeschwindigkeiten. Noch ähnlicher sind sich die Regionen Süddeutschland und Südwestdeutschland.

Betrachtet man die Änderungen der Windgeschwindigkeit in der Zukunft in Abbildung 5-47, so erkennt man in den meisten Fällen eine Abnahme der Windgeschwindigkeiten, wie schon in vorigen Abbildungen deutlich wurde. Die größten Änderungen liegen im Bereich von etwas mehr als -6 %. Im Sommer (JJA) sind die Änderungen der Windböen in der *fernen Zukunft* allerdings deutlich positiv mit über 5 % im Alpenvorland. Positive Werte liegen auch für die Ostseeküste, Ostdeutschland, Süddeutschland und Südwestdeutschland vor. Nur an der Nordseeküste und in Westdeutschland liegen die Werte nahe bei null. In der *nahen Zukunft* bewegen sich dagegen die Änderungen im Bereich von ± 1 %.

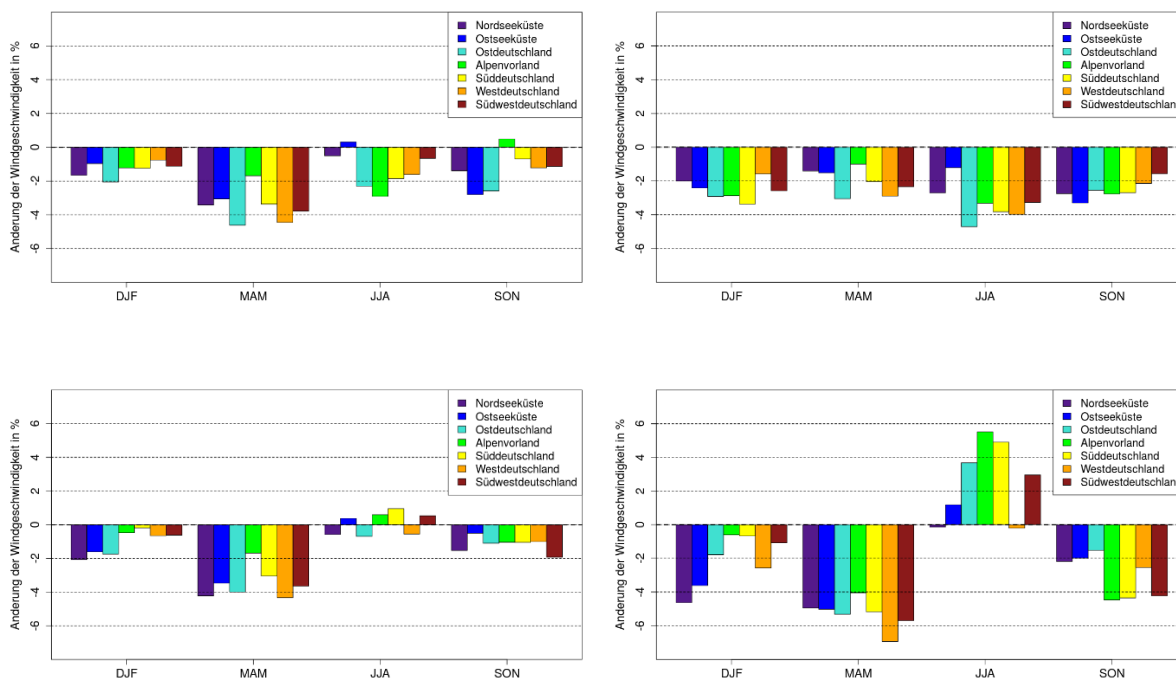


Abbildung 5-47: Mittlere jahreszeitliche Änderung des 98. Perzentils der Windgeschwindigkeiten (oben) und Windböen (unten) in Prozent [%] jeweils für die *nahe Zukunft* (links) und die *ferne Zukunft* (rechts) für einzelne Regionen in Deutschland.

Im Frühjahr sind die negativen Abweichungen besonders groß, für die *nahe* und *ferne Zukunft* bei Windböen und für die *nahe Zukunft* auch bei Windgeschwindigkeiten. Nur für Windgeschwindigkeiten in der *fernen Zukunft* sind die Änderungen im Sommer größer als im Frühjahr. Generell sind die Änderungen des Windes in der *fernen Zukunft* größer als in der *nahen Zukunft* oder ähneln den Änderungen in der *nahen Zukunft*.

Sowohl die mittlere Windgeschwindigkeit als auch das 98. Perzentil des Windes weisen eine deutliche Höhenabhängigkeit auf. Gezeigt sind in Abbildung 5-48 die gemittelten Windgeschwindigkeiten, sortiert nach Geländehöhe über NN. Enthalten sind in beiden Grafiken sowohl Daten der 2,8 km Simulationen (Evaluationslauf und Historischer Lauf), als auch Daten der beiden antreibenden Simulationen mit 12 km Gitterweite (ERA-Interim/ERA-40-COSMO-CLM sowie MIROC5-COSMO-CLM). Zusätzlich ist in schwarz auch die Höhenabhängigkeit der COSMO-REA6 Daten eingezeichnet. Es zeigt sich, dass alle Simulationen eine ähnliche Höhenabhängigkeit bis etwa 600 m ü. NN aufweisen. Die höchsten Windgeschwindigkeiten sind auf Meeresebene zu verzeichnen, was aufgrund der geographischen Verteilung in Deutschland für die Nord- und Ostseeküste sowie weite Teile Norddeutschlands bis zu den Mittelgebirgen zutrifft. Bei den 12 km Simulationen und bei COSMO-REA6 nehmen die Windgeschwindigkeiten mit größerer Höhe weiter ab, während bei den 2,8 km COSMO-CLM Daten das Minimum bei 1150 m Höhe erreicht ist und die Werte danach wieder ansteigen bis auf die Werte der Windgeschwindigkeiten auf Meeresebene. Bei den gröber aufgelösten Simulationen gibt es auf dem Gebiet Deutschlands keine Modellpunkte, die auf 2200 m Höhe liegen, daher sind dafür keine Punkte in der Grafik eingezeichnet. Generell zeigen die Simulationen, die mit den Reanalysen ERA40/ERA-Interim angetrieben sind, höhere Windgeschwindigkeiten, unabhängig von der Höhenlage. Die Änderung in der *nahen Zukunft* ist leicht negativ, ebenfalls unabhängig von der Höhenlage.

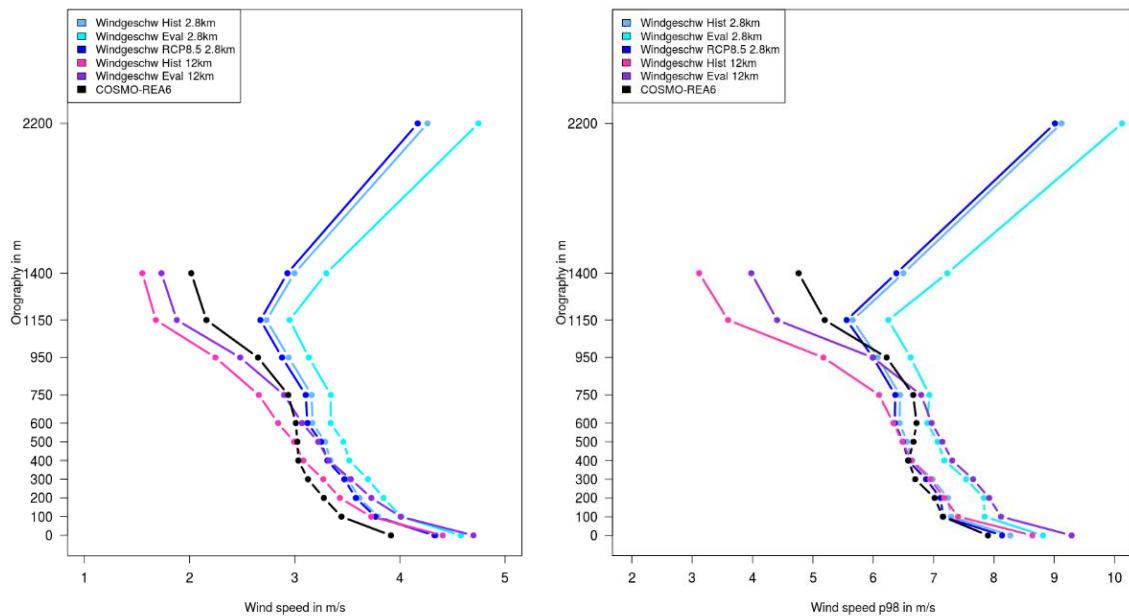


Abbildung 5-48: Nach Höhenstufen gemittelte 30-Jahresmittel der Windgeschwindigkeit (links) und des 98. Perzentils der Windgeschwindigkeiten (rechts) in m/s aus COSMO-CLM Simulationen und aus COSMO-REA6 (in schwarz) für den historischen Zeitraum sowie die *nabe Zukunft* (*Weiter-wie-bisher-Szenario*). Als Basis für die Einsortierung nach Höhenstufen wurde die der jeweiligen Simulation zu Grunde liegende Orographie verwendet und die jeweils dazugehörigen Gitterpunkte gemittelt.

Bei der Bewertung der Erkenntnisse zu Windgeschwindigkeiten und Windböen im *Bezugszeitraum* und deren Änderungen in der Zukunft sind mehrere Unsicherheitsfaktoren zu beachten. Die Wahl der analysierten Zeiträume ist im Fall des Windes schwierig, da der Wind hoch variabel ist und die Wahl einen Einfluss auf das Ergebnis aufgrund der hohen dekadischen Variabilität des Windes haben kann. Bei der Analyse von Änderungen in der Zukunft ist es grundsätzlich ratsam, Daten eines Modellensembles zur Einschätzung der Unsicherheiten zu verwenden. Bei den konvektionserlaubenden Modelldaten ist das nicht möglich, da hier nur ein Modelllauf für die fraglichen Zeiträume und das benötigte Gebiet existiert. Aussagen, die aus Ergebnissen dieser Modellsimulation stammen, sind daher mit Vorsicht zu behandeln. Die Windböen, die von COSMO-CLM als Output ausgegeben werden, werden mit Hilfe einer Parametrisierung berechnet. Mit den im BMVI-Expertennetzwerk zur Verfügung stehenden Beobachtungsdaten konnten die Windböen nicht evaluiert werden. Die tatsächliche Qualität der Windböendaten ist also unbekannt. Mit der Annahme, dass sich bestehende Zusammenhänge zwischen Wind und Windböen auch in der Zukunft nicht ändern, können jedoch relative Änderungen der Windböen analysiert werden.

Insgesamt lässt sich feststellen, dass der Wind in Deutschland keinen oder nur sehr geringen Änderungen in der Zukunft unterliegt. Analysen der Ensembledaten auf geographischer (lokal, regional, orographisch) und temporaler (Jahre, Jahreszeiten und Monate) Ebene verfestigen dieses Bild.

Die COSMO-CLM Simulation zeigt insgesamt eher abnehmende Windgeschwindigkeiten. Ein Vergleich mit den Klimamodellensembledaten zeigt, dass die COSMO-CLM Simulation im Rahmen der Schwankungsbreite liegt. Andere Modelle simulieren aber auch eine Zunahme der Windgeschwindigkeiten. Jedoch deutet der Median des Ensembles insbesondere für den Sommer (JJA) eine Abnahme der mittleren Windgeschwindigkeiten und des 98. Perzentils der Windgeschwindigkeiten an. Die Abnahme ist besonders deutlich für den Süden Deutschlands. Allerdings bewegen sich alle Änderungen der Mittelwerte wie der Extreme (am Beispiel des 98. Perzentils) – im Ensemble wie auch bei der COSMO-CLM Simulation – im Rahmen von $\pm 8\%$. Im Vergleich mit anderen Variablen (Temperatur, Niederschlag) sind die zukünftigen Änderungen für den Wind also verhältnismäßig klein.

5.1.4 Abfluss

Die nachfolgenden Auswertungen konzentrieren sich auf das Szenario *Weiter-wie-bisher*, für das ein Ensemble von 16 Projektionen gerechnet wurde (vgl. Nilson et al. (2020)). Die niedrigeren RCP-Szenarien (*moderat* sowie *Klimaschutz*) zeigen moderatere Änderungen, die insbesondere im Fall des Erreichens des 2 °C-Ziels (*~Klimaschutzszenario*) deutlich gedämpft sind und für einige Pegel und Kennwerte im Bereich der bereits beobachteten Variabilität verschwinden. Abbildung 5-49 stellt exemplarisch die Ergebnisse für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* und das *Klimaschutzszenario* für die vieljährigen mittleren Abflüsse im hydrologischen Winter und Sommer am Pegel Köln (Rhein) gegenüber.

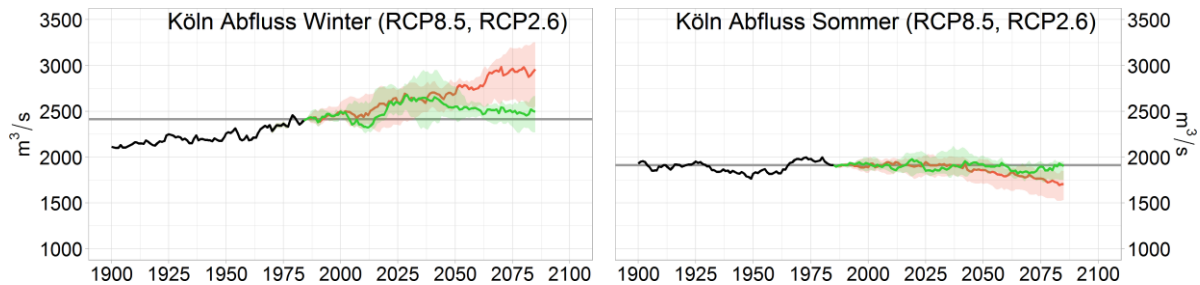


Abbildung 5-49: Vergleich der Veränderungen des mittleren Abflusses am Pegel Köln/Rhein für den hydrologischen Winter (links) und Sommer (rechts) unter Annahme des *Klimaschutzszenarios* und des *Weiter-wie-bisher-Szenarios*. Dargestellt sind 30-jährige gleitende Mittel der Beobachtungen bzw. des Medians des Ensembles. Die Schattierungen entsprechen einer hohen bzw. einer niedrigen Schätzung (85. bzw. 15. Perzentil). Die horizontale graue Linie zeigt das Mittel des *Bezugszeitraums* 1971–2000. Weitere Einzelheiten siehe Bericht *Schiffbarkeit und Wasserbeschaffenheit*.

Es zeigt sich, dass die projizierten Änderungen der mittleren Jahresabflüsse moderat sind und an mehreren Pegeln ein leichter Anstieg zu verzeichnen ist. Hier gleichen sich gegenläufige Entwicklungen der Jahreszeiten teilweise aus: winterlichen Abflusszunahmen (*Weiter-wie-bisher-Szenario* bis +30 %) stehen sommerliche Abflussabnahmen (*Weiter-wie-bisher-Szenario* bis -20 %) gegenüber. Diese Änderungen wirken sich auch auf die jährlichen Hoch- und Niedrigwasserabflüsse aus.

Grundsätzlich gilt, dass viele Änderungssignale in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts deutlicher hervortreten. Für die *nabe Zukunft* zeigt das Ensemble der Zukunftsprojektionen oft keine klare Änderungsrichtung. Ebenso gilt, dass die Änderungen im *Weiter-wie-bisher-Szenario* grundsätzlich ausgeprägter sind als im *Klimaschutzszenario* (vgl. Abbildung 5-49). Im Fall des *Klimaschutzszenarios* sind auch die Unterschiede zwischen *naher* und *ferner Zukunft* deutlich weniger betont bzw. kaum sichtbar.

Abfluss- und Schifffahrtverhältnisse des Rheins

Tabelle 5-1 fasst die Ergebnisse für die in Abbildung 5-50 lokalisierten Pegel zusammen. Im Rheineinzugsgebiet stehen in beiden Zukunftszeiträumen sommerliche Abflussabnahmen winterlichen Abflusszunahmen gegenüber. Im Mittel erhöht sich der Jahresabfluss an den meisten Pegeln (bis +15 % in der *fernen Zukunft* des *Weiter-nie-bisher-Szenarios* am Rhein, höhere Werte an den Nebengewässern). Ausnahmen von dieser generellen Tendenz sind die alpin geprägten Abschnitte (Pegel Basel, Maxau), in denen eine undeutliche Abnahme des Jahresabflusses zu verzeichnen ist und die östlichen Rheinzuflüsse Necker und Main, in denen die sommerliche Abflussabnahme nicht hervortritt. Die Kennwerte NM7Q und MHQ zeigen Tendenzen in Richtung extremerer Jahresminima bzw. -maxima, die außerhalb des Einflussbereichs der Alpen ausgeprägter sind (dort in der *fernen Zukunft* des *Weiter-nie-bisher-Szenarios* -5 % bis -25 % NM7Q bzw. +5 % bis +25 % MHQ). Die genannten Aussagen gelten für die meisten Kennwerte für die *ferne Zukunft* (2071–2100) in höherem Maße als für die *nahe Zukunft* (2031–2060). Lediglich der jährliche Hochwasserabfluss zeigt einen zeitnahen Anstieg.



Abbildung 5-50: Lagekarte Auswertungspegel im Einzugsgebiet des Rheins.

Den Messdaten zufolge sind die beschriebenen Änderungen bis heute (Periode 1984–2013) an den meisten Pegeln zu weniger als 5 % eingetreten. Einzige Ausnahme ist der Pegel Würzburg/Main, der gegenüber dem *Bezugszeitraum* 1971–2000 bereits kennwertspezifische Zunahmen von 12-20 % erfahren hat.

Für Serien jährlicher Hochwasserabflussscheitel wurden an Pegeln des Rheins und seiner wichtigsten Nebenflüsse ebenfalls extremwertstatistische Analysen für die beobachtete Vergangenheit und für simulierte vereinigte Ensembleserien des *Weiter-nie-bisher-Szenarios* vorgenommen. Eine detaillierte Ansprache der Ergebnisse findet sich im Schlussbericht des Schwerpunkts 103. Am Rhein ergaben sich für HQ_{100} Zunahmen zwischen neun und 18 Prozent, an den östlichen Nebenflüssen bei hoher dekadischer Variabilität Zunahmen zwischen 9 und teilweise über 20 Prozent und an der Mosel Zunahmen von etwa acht Prozent (siehe Tabelle 5-1). Dementsprechend ergaben sich für das heutige HQ_{100} in den Zukunftszeiträumen verkürzte Wiederkehrintervalle. Diese betragen nach aktuellem Untersuchungsstand am Rhein etwa 30 bis 40 Jahre (Unsicherheitsbereich 20 bis 45 Jahre). An den östlichen Nebenflüssen wurden in jeweils einem Zukunftszeitraum Änderungen in ähnlicher Größenordnung gefunden, während sie sich dort im jeweils anderen Zeitraum sowie an der Mosel in beiden untersuchten Zukunftszeiträumen weniger häufen (Wiederkehrintervalle zwischen 45 und 60 Jahren). Für HQ_{1000} ergaben die Analysen relative Änderungen in vergleichbaren Größenordnungen, sie unterliegen jedoch einer hohen Unsicherheit.

Bei Tabelle 5-1 ist zu beachten, dass sich die in der Spalte „Referenz“ angegebenen HQ_{100} -Werte überwiegend auf die aktuell gültigen und publizierten Hochwasserstatistiken beziehen (Ausnahme Trier, für diesen Pegel lagen nur eigene Berechnungen vor). Der Bezug der aus Simulationen ermittelten Werte auf die aktuell gültigen Werte wird im Schlussbericht des Schwerpunkts *Hochwassergefahren* erläutert. Dabei werden Unsicherheiten beachtet, die insbesondere die Pegel Maxau und Würzburg betreffen.

Tabelle 5-1: Änderungen ausgewählter Kennwerte zur Charakterisierung des Abflussgeschehens im Rhein-Einzugsgebiet im Vergleich der Zeiträume: 1984–2013 ("Gegenwart"; basierend auf Pegelbeobachtungsdaten), 2031–2060 (*nahe Zukunft*) und 2071–2100 (*ferne Zukunft*) mit dem *Bezugszeitraum* 1971–2000 ("Referenz"). Die Zukunftsaussagen basieren auf 16 Projektionen des *Weiter-nie-bisher-Szenarios*. Orange verweist auf Abflussabnahmen, blau auf Abflusszunahmen und grau auf indifferente Änderungssignale. Die Einfärbung erfolgte in Abhängigkeit von der zentralen Schätzung des Ensembles (50. Perzentil). Die Wertespanne ergibt sich aus einer hohen und niedrigen Schätzung (15. und 85. Perzentil) nach Rundung auf die nächsten 5 %. Die Auswertungen des HQ₁₀₀ und maxD₁₀₀ beziehen sich auf 13 Projektionen.

Rhein	Pegel	Referenz m ³ /s	Gegenwart % Referenz	<i>nahe Zukunft</i> . % Referenz	<i>ferne Zukunft</i> % Referenz
MQ hyd. Jahr Nov-Okt RCP8.5 (16)	Basel	1073	-2	-5 bis +5	-10 bis +5
	Maxau	1274	-2	-5 bis +5	-10 bis +5
	Worms	1440	-1	-5 bis +5	-5 bis +5
	Kaub	1705	0	-5 bis +5	-5 bis +10
	Köln	2153	-1	0 bis +5	-5 bis +15
	Rees	2320	0	0 bis +5	-5 bis +15
	Rockenau (Necker)	138	-2	-5 bis +15	-5 bis +20
	Würzburg (Main)	113	+13	-5 bis +15	-10 bis +25
MQ hyd. Winter Nov-Apr RCP8.5 (16)	Basel	918	-2	+5 bis +20	+10 bis +35
	Maxau	1185	-2	+5 bis +15	+10 bis +30
	Worms	1402	-1	+5 bis +15	+5 bis +30
	Kaub	1757	+1	+5 bis +15	0 bis +35
	Köln	2413	0	+5 bis +15	0 bis +35
	Rees	2630	+1	+5 bis +15	0 bis +35
	Rockenau (Necker)	177	+2	-5 bis +20	0 bis +35
	Würzburg (Main)	151	+12	0 bis +15	-10 bis +35
MQ hyd. Sommer Mai-Okt RCP8.5 (16)	Basel	1232	-1	-10 bis 0	-30 bis -10
	Maxau	1376	-2	-10 bis 0	-30 bis -10
	Worms	1489	-1	-10 bis 0	-25 bis -10
	Kaub	1667	0	-10 bis 0	-20 bis -5
	Köln	1914	-1	-10 bis 0	-20 bis -5
	Rees	2035	0	-10 bis +5	-20 bis -5
	Rockenau (Necker)	100	+3	-5 bis +15	-15 bis +10
	Würzburg (Main)	77	+15	-5 bis +10	-10 bis +15
NM7Q Wh-Jahr Apr-Mrz RCP8.5 (16)	Basel	543	-2	-5 bis +5	-20 bis 0
	Maxau	673	-3	-10 bis +5	-25 bis -5
	Worms	736	-1	-10 bis 0	-25 bis -5
	Kaub	854	+1	-10 bis 0	-25 bis -5
	Köln	1015	+2	-10 bis 0	-25 bis -5
	Rees	1118	+3	-10 bis 0	-25 bis -5
	Rockenau (Necker)	45	+3	-15 bis +5	-20 bis +5
	Würzburg (Main)	43	+20	-10 bis +15	-15 bis +10
Trier (Mosel)	59	-4	-15 bis +5	-25 bis +5	

Rhein	Pegel	Referenz m ³ /s	Gegenwart % Referenz	<i>nabe Zukunft</i> % Referenz	<i>ferne Zukunft</i> % Referenz	
MHQ hyd. Jahr Nov-Okt RCP8.5 (16)	Basel	2739	+3	0 bis +15	0 bis +15	
	Maxau	3189	0	0 bis +15	+5 bis +20	
	Worms	3584	-1	+5 bis +15	+5 bis +20	
	Kaub	4469	+1	0 bis +15	+5 bis +25	
	Köln	6602	+1	0 bis +20	+5 bis +25	
	Rees	6748	+3	-5 bis +20	+5 bis +25	
	Rockenau (Necker)	1073	+1	-5 bis +20	0 bis +25	
	Würzburg (Main)	595	+12	-5 bis +25	-5 bis +35	
	Trier (Mosel)	2040	-3	0 bis +20	+5 bis +30	
HQ ₁₀₀ hyd. Jahr Nov-Okt RCP8.5 (13)	Basel	4575	k. A.	+10	+10	
	Maxau	5300	k. A.	+15	+10	
	Worms	6210	k. A.	+20	+15	
	Kaub	8070	k. A.	+15	+15	
	Köln	12120	k. A.	+10	+15	
	Referenz: hier aktuell gültige Hochwasser- statistiken	Lobith (statt Rees)	12630	k. A.	+10	+15
	Rockenau (Necker)	2665	k. A.	+25	+15	
	Würzburg (Main)	2000	k. A.	+10	+25	
	Trier (Mosel)	4075 (eigene Statistik)	k. A.	+5	+10	

Abfluss- und Schifffahrtverhältnisse der Elbe

Tabelle 5-2 fasst die Ergebnisse für die in Abbildung 5-51 lokalisierten Pegel zusammen.

Im Einzugsgebiet der Elbe werden für den hydrologischen Winter für beide Zukunftszeiträume überwiegend Zunahmen des mittleren Abflusses projiziert. Die Ergebnisse spannen Bereiche von +5 % bis +25 % (*nabe Zukunft*) bzw. 0 bis +40% (*ferne Zukunft*) auf. Anders als am Rhein (s.o.) wird diese Zunahme in der *naben Zukunft* nicht durch Abnahmen im hydrologischen Sommer kompensiert. Hier streuen die Änderungssignale mit einer Bandbreite von ± 10 % um 0, sodass sich im Jahresmittel deutlich steigende Abflüsse ergeben (+5 % bis +20 %). Diese Tendenz setzt sich fort. In der *fernen Zukunft* werden zwar leicht abnehmende Tendenzen des Sommerabflusses projiziert (-15 % bis +10 %, im Median wenige Prozent unter 0), die jedoch die deutlichen winterlichen Zunahmen nicht kompensieren. Am Pegel Rathenow (Havel), der einen Teil der östlichen Zuflüsse der Elbe repräsentiert, wird sogar eine klare Zunahme der Sommerabflüsse projiziert (0 bis +30 %). Der mittlere Jahresabfluss steigt infolgedessen, wobei die Änderungen an den Elbe-Pegeln in einem Bereich von 0 bis +25 % liegen.

Die jährlichen Niedrigwasserabflüsse ändern sich in der nahen Zukunft gegenüber dem *Bezugszeitraum* zunächst wenig (im Median je nach Pegel leicht unter oder über 0). Lediglich der Pegel Rathenow zeigt eine deutliche Zunahme. In der *fernen Zukunft* deutet eine klare Mehrzahl der Projektionen auf Abnahmen der Niedrigwasserabflüsse hin (0 bis -25 %). Die mittleren Hochwasserabflüsse zeigen bereits bis zur Jahrhundertmitte ein deutliches Plus (+5 % bis +30 %). Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts schließt sich – bei wachsenden Unsicherheiten – im Median an vielen Pegeln ein Plateau an.



Abbildung 5-51: Lagekarte Auswertungspegel im Einzugsgebiet der Elbe.

Die beobachteten Änderungen des MHQ sind im Vergleich der Periode 1984–2013 und dem *Bezugszeitraum* 1971–2000 mit Ausnahme des Pegels Rathenow bereits zu über 10 % und mehr realisiert. Mit Bezug auf die übrigen Kennwerte zeigen die Pegel zumeist beobachtete Änderungssignale um Bereich ± 5 %. Der Niedrigwasserabfluss weist eine beobachtete Abnahme von bis zu -12 % bzw. -21 % am stark anthropogen beeinflussten Pegel Rathenow auf.

Tabelle 5-2: Änderungen ausgewählter Kennwerte zur Charakterisierung des Abflussgeschehens im Elbe-Einzugsgebiet im Vergleich der Zeiträume: 1984–2013 ("Gegenwart"; basierend auf Pegelbeobachtungsdaten), 2031–2060 (*nabe Zukunft*) und 2071–2100 (*ferne Zukunft*) mit dem *Bezugszeitraum* 1971–2000 ("Referenz"). Die Zukunftsaussagen basieren auf 16 Projektionen des *Weiter-nie-bisher-Szenarios*. Orange verweist auf Abflussabnahmen, blau auf eine Abflusszunahme und grau auf ein indifferentes Änderungssignal. Die Einfärbung erfolgte in Abhängigkeit von der zentralen Schätzung des Ensembles (50. Perzentil), die Wertespanne ergibt sich aus einer hohen und niedrigen Schätzung (15. und 85. Perzentil) nach Rundung auf die nächsten 5 %. (* Beobachtung stark anthropogen beeinflusst).

Elbe	Pegel	Referenz m ³ /s	Gegenwart % Referenz	<i>nabe Zukunft</i> . % Referenz	<i>ferne Zukunft</i> % Referenz
MQ hyd. Jahr Nov-Okt RCP8.5 (16)	Dresden	325	0	+5 bis +25	-5 bis +25
	Barby	545	-2	+5 bis +20	-5 bis +20
	Neu Darchau	687	0	+5 bis +20	0 bis +25
	Calbe (Saale)	118	-3	0 bis +15	-10 bis +25
	Rathenow (Havel)	82	-3*	+5 bis +20	+5 bis +40
MQ hyd. Winter Nov-Apr RCP8.5 (16)	Dresden	401	+1	+5 bis +25	+5 bis +45
	Barby	678	0	+5 bis +25	0 bis +35
	Neu Darchau	855	+1	+5 bis +25	0 bis +40
	Calbe (Saale)	148	-1	0 bis +20	-5 bis +35
	Rathenow (Havel)	107	-2*	+5 bis +20	0 bis +45
MQ hyd. Sommer Mai-Okt RCP8.5 (16)	Dresden	251	-1	-5 bis +20	-20 bis +5
	Barby	421	-3	-5 bis +15	-15 bis +10
	Neu Darchau	531	-2	-5 bis +15	-15 bis +10
	Calbe (Saale)	92	-5	-5 bis +15	-15 bis +20
	Rathenow (Havel)	59	-4*	0 bis +25	0 bis +30
NM7Q Wh-Jahr Apr-Mrz RCP8.5 (16)	Dresden	132	-5	-5 bis +10	-25 bis 0
	Barby	239	-5	-5 bis +5	-25 bis 0
	Neu Darchau	305	-8	-10 bis +5	-20 bis +5
	Calbe (Saale)	56	-12	-5 bis +10	-15 bis +10
	Rathenow (Havel)	21	-21*	-5 bis +20	-20 bis +15
MHQ hyd. Jahr Nov-Okt RCP8.5 (16)	Dresden	1287	+18	+5 bis +45	+5 bis +40
	Barby	1803	+13	+5 bis +30	0 bis +45
	Neu Darchau	1859	+12	+5 bis +25	0 bis +50
	Calbe (Saale)	372	+7	0 bis +35	-5 bis +40
	Rathenow (Havel)	156	+2*	+10 bis +30	+10 bis +50

Abfluss- und Schifffahrtverhältnisse der oberen Donau

Tabelle 5-3 fasst die Ergebnisse für die in Abbildung 5-52 lokalisierten Pegel zusammen. Das Einzugsgebiet der oberen Donau zeigt aufgrund seiner verwandten Einzugsgebietscharakteristik (nival und pluvial geprägte Abflussregimeanteile) gewisse Ähnlichkeiten zum Rheineinzugsgebiet. So führen auch hier kontrastierende Änderungen der mittleren Abflüsse im Winter (Zunahmen bis 15 % bzw. 30 % in der *nahen* bzw. *fernen Zukunft*) und Sommer (moderate Änderungen in der *nahen*, Abnahmen bis -20 % in der *fernen Zukunft*) zu einer geringen bis moderat positiven Änderung des mittleren Jahresabflusses.

Änderungen der Niedrigwasserabflüsse treten erst in der zweiten Jahrhunderthälfte als deutliches Signal hervor (0 bis -20 %), während die Änderungen des höchsten jährlichen Abflusses (MHQ) bereits für den früheren Zukunftszeitraum (2031–2060) projiziert werden und anschließend auf einem höheren Niveau verharren. Als Indiz für einen zeitnahen Anstieg im oberen Abflussbereich kann die bereits beobachtbare Zunahme des MHQ von 7 % bis 12 % im Vergleich der Zeiträume 1984–2013 und 1971–2000 gelten.

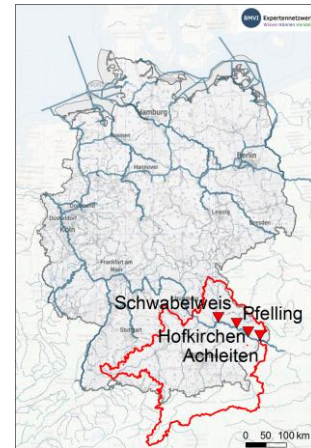


Abbildung 5-52: Lagekarte Auswertungspegel im Einzugsgebiet der oberen Donau.

Tabelle 5-3: Änderungen ausgewählter Kennwerte zur Charakterisierung des Abflussgeschehens im Einzugsgebiet der oberen Donau im Vergleich der Zeiträume: 1984–2013 ("Gegenwart"; basierend auf Pegelbeobachtungsdaten), 2031–2060 (*naher Zukunft*) und 2071–2100 (*ferne Zukunft*) mit dem Bezugszeitraum 1971–2000 ("Referenz"). Die Zukunftsaussagen basieren auf 16 Projektionen des *Weiter-wie-bis-her-Szenarios*. Orange verweist auf Abflussabnahmen, blau auf Abflusszunahmen und grau auf indifferente Änderungssignale. Die Einfärbung erfolgte in Abhängigkeit von der zentralen Schätzung des Ensembles (50. Perzentil), die Wertespanne ergibt sich aus einer hohen und niedrigen Schätzung (15. und 85. Perzentil) nach Rundung auf die nächsten 5 %. Die Auswertungen des HQ_{100} beziehen sich auf 13 Projektionen. Der HQ_{100} Referenzwert bezieht sich auf aktuell gültige Hochwasserstatistiken.

Obere Donau	Pegel	Referenz m ³ /s	Gegenwart % Referenz	<i>naher Zukunft</i> . % Referenz	<i>ferne Zukunft</i> % Referenz
MQ hyd. Jahr Nov-Okt RCP8.5 (16)	Schwabelweis	457	-2	-5 bis +10	-10 bis +10
	Pfelling	468	-2	-5 bis +10	-10 bis +15
	Hofkirchen	646	-1	-5 bis +10	-10 bis +10
	Achleiten	1424	0	0 bis +5	-10 bis +10
MQ hyd. Winter Nov-Apr RCP8.5 (16)	Schwabelweis	493	-1	0 bis +15	0 bis +30
	Pfelling	506	-1	0 bis +15	0 bis +35
	Hofkirchen	675	0	0 bis +15	0 bis +30
	Achleiten	1264	+1	+5 bis +20	+10 bis +30
MQ hyd. Sommer Mai-Okt RCP8.5 (16)	Schwabelweis	427	-3	-5 bis +5	-20 bis 0
	Pfelling	435	-2	-5 bis +5	-20 bis 0
	Hofkirchen	625	-2	-5 bis +5	-20 bis 0
	Achleiten	1598	-1	-5 bis 0	-25 bis -5
NM7Q Wh-Jahr Apr-Mrz RCP8.5 (16)	Schwabelweis	222	-4	-10 bis +5	-20 bis 0
	Pfelling	227	-3	-10 bis +5	-20 bis 0
	Hofkirchen	340	-2	-5 bis +5	-20 bis 0
	Achleiten	734	+1	-5 bis +10	-15 bis +10
MHQ	Schwabelweis	1478	+7	0 bis +25	0 bis +25

Obere Donau	Pegel	Referenz m ³ /s	Gegenwart % Referenz	nahe Zukunft. % Referenz	ferne Zukunft % Referenz
hyd. Jahr	Pfelling	1501	+9	0 bis +25	0 bis +25
Nov-Okt	Hofkirchen	1883	+8	0 bis +20	+5 bis +25
RCP8.5 (16)	Achleiten	3835	+12	0 bis +20	+5 bis +20
HQ ₁₀₀	Schwabelweis	3400	k. A.	+10	+15
hyd. Jahr	Pfelling	3400	k. A.	+10	+15
Nov-Okt	Hofkirchen	4100	k. A.	+15	+15
RCP 8.5 (13)	Achleiten	8800	k. A.	+20	+25

Der besondere Einfluss der Alpen wird im Vergleich der Pegel Hofkirchen und Achleiten (inkl. Inn) sichtbar. Der relativ starke Anstieg der jährlichen Niedrigwasserabflüsse am Pegel Achleiten ist ein typisches Signal des Abflussregimewandels in den Alpen. Hier ist heute der Winter aufgrund der Niederschlags-speicherung als Schnee die Niedrigwassersaison. Steigende Temperaturen werden hier für mehr Winterabfluss sorgen.

Abfluss- und Schifffahrtverhältnisse der Weser

Tabelle 5-4 fasst die Ergebnisse für die in Abbildung 5-53 lokalisierten Pegel zusammen.

Der mittlere Jahresabfluss steigt aufgrund deutlich steigender Winterabflüsse und ebenfalls steigender (*nahe Zukunft*) bzw. leicht abnehmender Sommerabflüsse (*ferne Zukunft*) in beiden Zukunftszeiträumen an.

Die projizierten Änderungen des Niedrigwasserabflusses lassen im Median für die Mitte des 21. Jahrhunderts einen leichten Anstieg (bis +15 %) und gegen Ende des Jahrhunderts einen Abfall (bis -15 %) erkennen, wobei in beiden Fällen aufgrund der Bandbreite des Ensembles von jeweils 20 % auch gegenteilige Änderungen möglich sind. Eine eindeutige Änderungsrichtung wird für den oberen Abflussbereich projiziert. Hier liegen alle Projektionen oberhalb der Nulllinie. Hohe Schätzungen lassen Änderungen von +25 % (*nahe Zukunft*) bzw. +35 % (*ferne Zukunft*) möglich erscheinen.



Abbildung 5-53: Lagekarte Auswertungspegel im Einzugsgebiet der Weser.

Tabelle 5-4: Änderungen ausgewählter Kennwerte zur Charakterisierung des Abflussgeschehens im Weser-Einzugsgebiet im Vergleich der Zeiträume: 1984–2013 ("Gegenwart"; basierend auf Pegelbeobachtungsdaten), 2031–2060 (*nahe Zukunft*, "Jahrhundertmitte") und 2071–2100 (*ferne Zukunft*, "Jahrhundertende") mit dem *Bezugszeitraum* 1971–2000 ("Referenz"). Die Zukunftsaussagen basieren auf 16 Projektionen des *Weiterwie-bisher-Szenarios*. Orange verweist auf Abflussabnahmen, blau auf Abflusszunahmen und grau auf indifferente Änderungssignal. Die Einfärbung erfolgte in Abhängigkeit von der zentralen Schätzung des Ensembles (50. Perzentil), die Wertespanne ergibt sich aus einer hohen und niedrigen Schätzung (15. und 85. Perzentil).

Weser	Pegel	Referenz m ³ /s	Gegenwart % Referenz	nahe Zukunft. % Referenz	ferne Zukunft % Referenz
MQ	Hann. Münden	114	+1	0 bis +10	-5 bis +25
hyd. Jahr	Intschede	315	+2	0 bis +10	-5 bis +25
Nov-Okt	Rethem (Aller)	109	k.A.	0 bis +15	-5 bis +25
MQ	Hann. Münden	151	+2	0 bis +15	-5 bis +40
hyd. Winter	Intschede	424	+3	0 bis +15	-5 bis +35

Weser	Pegel	Referenz m ³ /s	Gegenwart % Referenz	nahe Zukunft. % Referenz	ferne Zukunft % Referenz
Nov-Apr	Rethem (Aller)	146	k.A.	-5 bis +15	0 bis +30
MQ hyd. Sommer	Hann. Münden	78	+1	-5 bis +10	-15 bis +5
	Intschede	211	+2	-5 bis +15	-15 bis +10
Mai-Okt	Rethem (Aller)	75	k.A.	-5 bis +15	-15 bis +15
NM7Q Wh-Jahr	Hann. Münden	45	-1	-5 bis +10	-15 bis +5
	Intschede	130	+1	-5 bis +10	-20 bis +5
Apr-Mrz	Rethem (Aller)	46	k.A.	-5 bis +15	-20 bis +15
MHQ hyd. Jahr Nov-Okt	Hann. Münden	556	+8	0 bis +25	0 bis +40
	Intschede	1168	+4	0 bis +25	0 bis +35
	Rethem (Aller)	394	k.A.	-5 bis +25	0 bis +35

Die genannten Veränderungen treten bereits in den Beobachtungsdaten hervor (sehr geringe Zunahmen in den mittleren Abflussbereichen von +1 % bis +3 %, höhere Zunahmen in den hohen Abflussbereichen (+4 % bis +8 %) seit der Periode 1971–2000).

Abfluss- und Schifffahrtverhältnisse der Ems

Tabelle 5-5 fasst die Ergebnisse für den in Abbildung 5-54 lokalisierten Pegel Versen zusammen.

Für die Ems gelten die für die Weser getroffenen Aussagen weitgehend analog. Der mittlere Jahresabfluss zeigt aufgrund deutlich steigender Winterabflüsse und ebenfalls steigender (Mitte des Jahrhunderts) bzw. indifferenter Sommerabflüsse (Ende des Jahrhunderts) in beiden Zukunftszeiträumen einen Anstieg.

Die projizierten Änderungen des Niedrigwasserabflusses lassen im Median für die Mitte des 21. Jahrhunderts einen leichten Anstieg (bis +10 %) und gegen Ende des Jahrhunderts jedoch einen deutlichen Abfall (bis -30 %) erkennen, wobei in beiden Fällen aufgrund der großen Bandbreite des Ensembles auch gegenteilige Änderungen möglich sind.

Für den oberen Abflussbereich wird bei weitem überwiegend für beide Zukunftszeiträume eine Zunahme projiziert. Hohe Schätzungen lassen Änderungen von +20 % (Jahrhundertmitte) bzw. +35 % (Jahrhundertende) möglich erscheinen.



Abbildung 5-54: Lagekarte Auswertungspegel im Einzugsgebiet der Ems.

Tabelle 5-5: Änderungen ausgewählter Kennwerte zur Charakterisierung des Abflussgeschehens im Ems-Einzugsgebiet im Vergleich der Zeiträume: 1984–2013 ("Gegenwart"; basierend auf Pegelbeobachtungsdaten), 2031–2060 (*nahe Zukunft*) und 2071–2100 (*ferne Zukunft*) mit dem Bezugszeitraum 1971–2000 ("Referenz"). Die Zukunftsaussagen basieren auf 16 Projektionen des *Weiter-nie-bisher-Szenarios*. Orange verweist auf Abflussabnahmen, blau auf Abflusszunahmen und grau auf indifferente Änderungssignale. Die Einfärbung erfolgte in Abhängigkeit von der zentralen Schätzung des Ensembles (50. Perzentil), die Wertespanne ergibt sich aus einer hohen und niedrigen Schätzung (15. und 85. Perzentil).

Versen/Ems	Referenz m ³ /s	Gegenwart % Referenz	nahe Zukunft. % Referenz	ferne Zukunft % Referenz
MQ hyd. Jahr	80	+3	0 bis +10	-10 bis +25
MQ Winter	115	+3	0 bis +15	-5 bis +30
MQ Sommer	45	+2	-5 bis +20	-15 bis +15
NM7Q Wh. Jahr	21	+9	-5 bis +10	-30 bis +5
MHQ hyd. Jahr	345	+1	+5 bis +20	-5 bis +35

5.1.5 Weitere Parameter und kombinierte Indizes

Globalstrahlung

Im Deutschlandmittel hat die jährliche Globalstrahlung im Zeitraum 1951–2015 leicht zugenommen (etwa +3,5 %). Die größte Zunahme wurde dabei mit +7,4 % im Sommer beobachtet. Die am häufigsten genannte Ursache für die Zunahme an Globalstrahlung (z. B. Nabat et al. (2014); Norris und Wild (2007)) ist der Aerosol-Effekt aufgrund einer Abnahme der Aerosol-Emissionen seit den 1980er Jahren. Andere Quellen gehen davon aus, dass der Trend hauptsächlich auf Änderungen des Bewölkungsgrades zurückzuführen ist (z. B. Sanchez-Lorenzo et al. (2017)).

Das Klimaprojektionsensemble zeigt für die Zukunft eher Tendenzen in Richtung Abnahme der Globalstrahlung, die im Winter am stärksten ausgeprägt sind. In der *fernen Zukunft* liegen für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* die Änderungssignale der Jahreswerte bei -8,6 % bis +0,2 %, für den Winter sogar bei -21,1 % bis -7,9 %. Die Bandbreite der möglichen zukünftigen Entwicklung schließt jedoch auch positive Trends insbesondere im Sommer und Herbst ein. So liegen die Änderungssignale für das Ende des Jahrhunderts im *Weiter-wie-bisher-Szenario* für den Sommer bei -4,6 % bis +5,0 % und für den Herbst bei -6,8 % bis +5,0 %. Generell sind die Absolutwerte der Änderungssignale für das *Klimaschutzszenario* sowohl für die *nahe Zukunft* als auch für die *ferne Zukunft* deutlich geringer.

Der von den meisten Modellen projizierte negative Trend hängt mit einer Bewölkungszunahme zusammen. Mit fortschreitender Klimaveränderung gegen Ende des 21. Jahrhunderts wird sich auch die globale Zirkulation verändern. Im Winter ist mit einer Verstärkung der Westdrift zu rechnen (s. Abschnitt 5.1.6), wodurch mehr Wolken nach West- und Mitteleuropa und auch nach Deutschland transportiert werden. Durch ansteigende Temperaturen wird besonders im Winter auch immer mehr Wasserdampf in die Atmosphäre gelangen, was ebenfalls eine Zunahme der Bewölkung begünstigt.

Luftfeuchte

Im Zeitraum 1951–2015 nahm die relative Feuchte geringfügig ab (ca. -0.2 % pro Dekade). Die Abnahme ist insbesondere auf die Entwicklung im Frühjahr und Sommer zurückzuführen, wo statistisch signifikante Änderungssignale beobachtet wurden. So sank die relative Luftfeuchte im Frühjahr von 75,0 % auf 73,5 % und im Sommer von 74,8 % auf 72,8 % (1952–1981 im Vergleich zu 1986–2015). Bezüglich der weiteren Entwicklung der relativen Feuchte zeigen die Klimamodelle eine Tendenz zur weiteren Abnahme, die im Sommer und Herbst am stärksten ausgeprägt ist. Die Bandbreite der möglichen Entwicklung ist jedoch recht groß. Unter dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* liegt die relative Luftfeuchte im Jahresmittel (*Bezugszeitraum*: 78,9 %) für die *nahe Zukunft* bei 77,9–79,3 % und für die *ferne Zukunft* bei 76,6–79 %. Die größten Änderungssignale zeigen dabei der Sommer (*Bezugszeitraum*: 73,5 %) und der Herbst (83 %); die relative Luftfeuchte sinkt hier in der *fernen Zukunft* unter dem *Weiter-wie-bisher-Szenario* auf Wertebereiche von 69,8–74 % bzw. 79,1–82,4 %.

Mit steigender Lufttemperatur und damit größerer Wasseraufnahmekapazität der Luft können trotz der leicht sinkenden relativen Luftfeuchte, absolute Feuchtemaße ansteigen. Hierzu zählen die absolute Luftfeuchte²⁶ und die spezifische Luftfeuchte²⁷. Auswertungen mit der Kerndichteschätzung (Abschnitt 4.4.2) haben gezeigt, dass die Häufigkeit von seltenen hohen Werten für die spezifische Luftfeuchtigkeit vor allem für das *Weiter-wie-bisher-Szenario* in der *fernen Zukunft* im Deutschlandmittel deutlich zunimmt. So erhöht sich die Anzahl an Extremereignissen ab und oberhalb des 90 % Quantil Schwellenwertes, die in der Gegenwart im Winter und Sommer an etwa 9 Tagen auftreten, in der *fernen Zukunft* auf 34–44 Tage im Winter und 34–52 Tage im Sommer. Für Extremereignissen ab und oberhalb des 99 % Quantil Schwellenwertes, die mit knapp einmal je Winter und Sommer noch deutlich seltener auftreten, ist die Zunahme relativ betrachtet

²⁶ Absolute Luftfeuchte = Masse an Wasserdampf in einem bestimmten Luftvolumen

²⁷ Spezifische Luftfeuchte = Masse an Wasserdampf in einer bestimmten Masse feuchter Luft

noch deutlich größer. Die Anzahl an Ereignissen steigt im Winter auf 9-16 Tage und im Sommer auf 12-22 Tage an. Für Extremereignisse ab dem am höchsten betrachteten Schwellenwert (99,9 % Quantil) ist die Zunahme nochmals um den Faktor drei größer als für Extremereignisse ab dem 99 % Quantil. Diese Extremereignisse, die in der Gegenwart nur ca. jeden elften Winter und Sommer auftreten, häufen sich in der *fernen Zukunft* auf 2-5 Tage pro Winter und auf 5-8,5 Tage pro Sommer.

Kombinierte Indizes

In diesem Abschnitt werden verschiedene Kombinationen von Indizes und deren projizierten Änderungen untersucht. Dafür stellt Abbildung 5-55a bspw. die Niederschlagssumme und die mittlere Temperatur gegenüber. Ebenso stellt Abbildung 5-55b die Anzahl der Starkniederschlagstage und die Anzahl der Trockentage gegenüber. Dargestellt sind die Änderungen des 50. Perzentils in Bezug auf dem *Bezugszeitraum* (1971–2000), jeweils für die *nahe* (2031–2060; leere Symbole) und die *ferne Zukunft* (2071–2100; gefüllte Symbole).

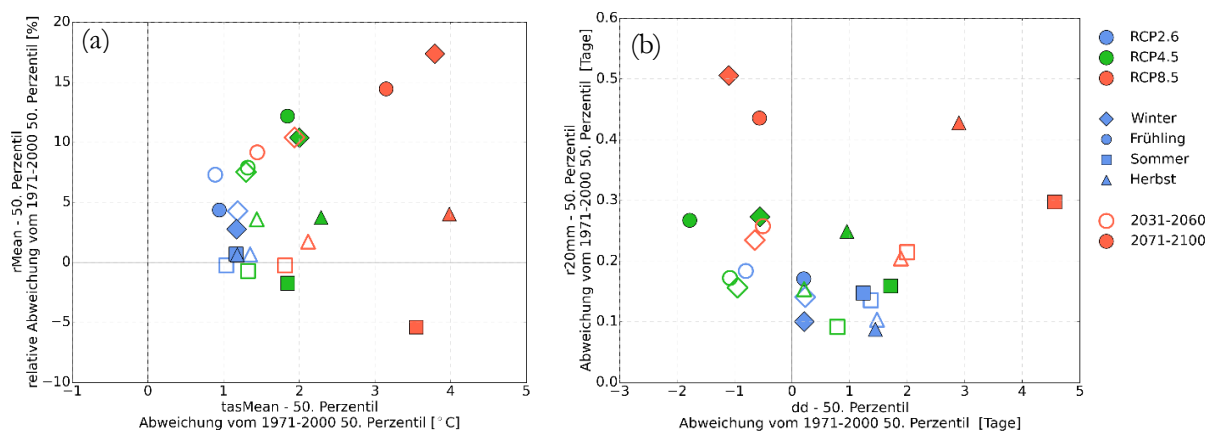


Abbildung 5-55: Scatterplots (a) der projizierten Änderungen im saisonalen Niederschlag (rMean, y-Achse; relative Änderung in Prozent) und in der mittleren saisonalen Temperatur (tasMean, x-Achse; absolute Änderung in °C), (b) der projizierten Änderungen in der saisonalen Anzahl der Starkniederschlagstage (r20mm, y-Achse; absolute Änderung) und in der saisonalen Anzahl der Trockentage (dd, x-Achse; absolute Änderung). Dargestellt sind die Deutschlandmittel. Berücksichtigt werden die Änderungen des 50. Perzentils in Bezug auf dem *Bezugszeitraum* (1971–2000), jeweils für die *nahe* (2031–2060; leere Symbole) und die *ferne Zukunft* (2071–2100; gefüllte Symbole). Die Symbole weisen auf die Jahreszeit hin, und die Farben auf das Emissionsszenario.

Obwohl eine Temperaturzunahme in diesem Jahrhundert unter allen Emissionsszenarien zu erwarten ist, wird keine einheitliche Änderung des mittleren Niederschlags projiziert. In der *fernen Zukunft* sind im Laufe des Jahres mit sehr unterschiedlichen saisonalen Änderungen zu rechnen. Während die Winter mit +17,5 % Niederschlag und -1 Trockentage beim *Weiter-wie-bisher-Szenario* deutlich nasser werden, werden die Sommer mit -5 % Niederschlag und fast +5 Trockentage trockener. Sowohl beim *mittleren* Emissionsszenario als beim *Weiter-wie-bisher-Szenario* ist eine Fortsetzung und Intensivierung der für die *nahe Zukunft* bereits projizierten Änderungen in der *fernen Zukunft* zu erwarten. Beim *Klimaschutz-Szenario* ist zum Teil ein Rückgang der für die *nahe Zukunft* projizierten Änderungen zu erwarten. Bei allen Emissionsszenarien und in allen Jahreszeiten ist in diesem Jahrhundert mit einer Zunahme der Starkniederschlagstage zu rechnen, ganz gleich ob die Trockentage zu- oder abnehmen würden.

Wie bei der Evaluierung der einzelnen Modelle im historischen Zeitraum (s. Abbildung 4-18 im Abschnitt 4.4.5) können die projizierten Änderungen auch nach Klimamodellen untersucht werden. Dafür werden die Deutschlandmittel beispielhafter Indizes in Abbildung 5-56 gegenübergestellt. Dargestellt sind die Jahresmittel bzw. Jahressumme als Abweichungen vom *Bezugszeitraum* (1971–2000), jeweils für die *nahe* (2031–2060) und die *ferne* (2071–2100) *Zukunft* unter dem *Weiter-wie-bisher-Szenario*. Die verschiedenen Ensemble-

mitglieder unterscheiden sich nach Farben (Globalmodelle) und nach Symbolen (Regionalmodelle). Auswertungen für einzelnen Jahreszeiten und für die anderen Emissionsszenarien wurden auch durchgeführt, werden jedoch hier nicht gezeigt. Ausgewählt wurden die Kombinationen Jahresniederschlag—Jahresmitteltemperatur (Abbildung 5-56a), Anzahl der Starkniederschlagstage—Jahresmitteltemperatur (Abbildung 5-56b) und Anzahl der Starkniederschlagstage—Anzahl der Trockentage (Abbildung 5-56c).

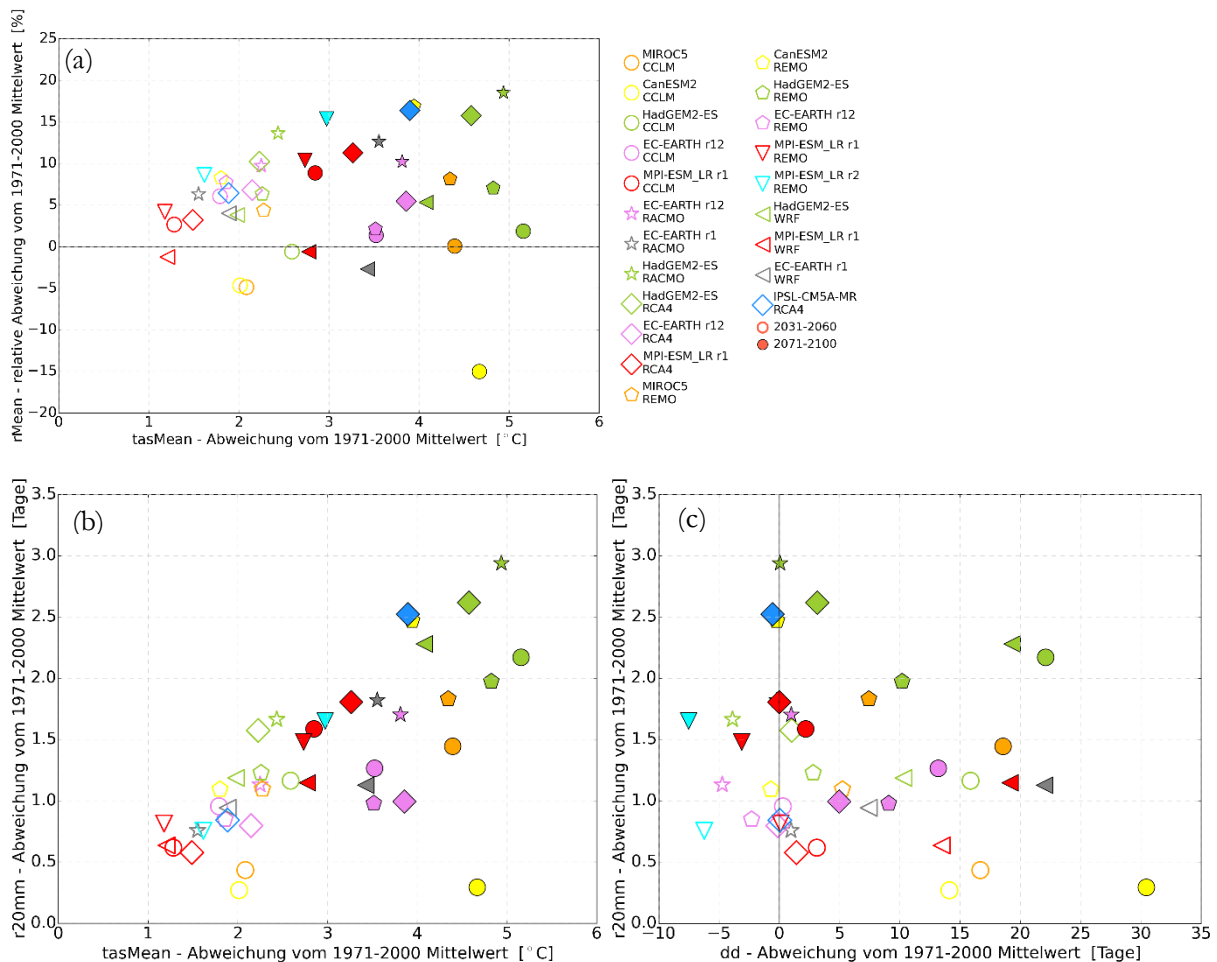


Abbildung 5-56: Scatterplots (a) der projizierten Änderungen im Jahresniederschlag (rMean, y-Achse; relative Änderung in Prozent) und in der Jahresmitteltemperatur (tasMean, x-Achse; absolute Änderung in °C), (b) der projizierten Änderungen in der Anzahl der Starkniederschlagstage (r20mm, y-Achse; absolute Änderung) und in der Jahresmitteltemperatur (tasMean, x-Achse; absolute Änderung in °C), (c) der projizierten Änderungen in der Anzahl der Starkniederschlagstage (r20mm, y-Achse; absolute Änderung) und in der Anzahl der Trockentage (dd, x-Achse; absolute Änderung). Dargestellt sind die Deutschlandmittel einzelner bias-adjustierter Modelle (5 x 5 km² Auflösung) für das *Weiter-nie-bisher-Szenario*. Berücksichtigt werden die Änderungen in Bezug auf dem *Bezugszeitraum* (1971–2000), jeweils für die *nahe* (2031–2060; leere Symbole) und die *ferne Zukunft* (2071–2100; gefüllte Symbole). Die Farben weisen auf die verschiedenen globalen Modelle hin, und die Symbole auf die verschiedenen regionalen Modelle.

Alle einzelnen Klimamodelle weisen auf eine zukünftige Zunahme der Mitteltemperatur und der Anzahl der Starkniederschlagstage hin (Abbildung 5-56b). Die Änderungssignale für den Jahresniederschlag und die Anzahl der Trockentage sind hingegen nicht bei allen Klimamodellen einheitlich. Z. B. ist nur bei MPI-ESM_LR (r1)-WRF, EC-EARTH (r1)-WRF und CanESM2-CCLM eine Abnahme des Jahresniederschlags am Ende des Jahrhunderts (2071–2100) erwartet (Abbildung 5-56a). Bei diesen Modellen sind auch die meisten Trockentage (ca. +20 Tage oder mehr über den Bezugs Mittel) zu erwarten. Im Gegensatz dazu lassen sich wenig Trockentage bei MPI-ESM_LR (r1)-REMO (-3 Tage) und MPI-ESM_LR (r2)-REMO (-8 Tage) projiziert (Abbildung 5-56c). In allen Abbildungen weichen die einzelnen Modelle in der *fernen*

Zukunft stärker voneinander ab, sprich, die Modellunsicherheit nimmt zu. In Abbildung 5-56a und Abbildung 5-56b sind Clusters der Globalmodelle gut zu erkennen, wie z. B. HadGEM2-ES, MPI-EMS_LR (r1) und EC-EARTH (r12). In Abbildung 5-56b ist besonders ein linear aussehendes zunehmendes Verhältnis zwischen der Anzahl der Starkniederschlagstage und der Mitteltemperatur zu merken. Bei allen Kombinationen von Indizes grenzt sich das CanEMS2-CCLM Modell in der *fernen Zukunft* von den anderen Modellen ab, mit sehr trockenen projizierten Bedingungen.

5.1.6 Wetterlagen

Für den Binnenbereich wurde eine Wetterlagenauswertung mit der beim DWD entwickelten objektiven Wetterlagenklassifikation, mit Schwerpunkt des Klassifikationsgebietes über Zentraldeutschland, durchgeführt. Verschiedene Klassen für die Anströmungsrichtung, die Zyklonalität – einem Maß für die Tief- und Hochdrucktätigkeit – sowie dem Feuchtegehalt der unteren Atmosphäre ergeben insgesamt 40 Wetterlagen, die für die Auswertung im BMVI-Expertennetzwerk zu fünf Klassen für die Anströmungsrichtung aggregiert (XX = undefiniert, NE = Nordost, NW = Nordwest, SE = Südost, SW = Südwest) wurden. Als Datengrundlage wurden vier verschiedene globale Klimamodelle (CanESM2, CNRM-CM5, MPI-ESM-LR, NorESM1-M) mit dem *Weiter-nie-bis-her-Szenario* herangezogen. Im Vergleich zur Reanalyse des National Centers for Atmospheric Predictions (NCEP; XX 13 %, NE 9 %, NW = 38 %, SE = 7 %, SW = 33 %) geben die Klimamodelle die Häufigkeiten der Anströmungsrichtungen über Deutschland unterschiedlich gut wieder (Abbildung 5-57).

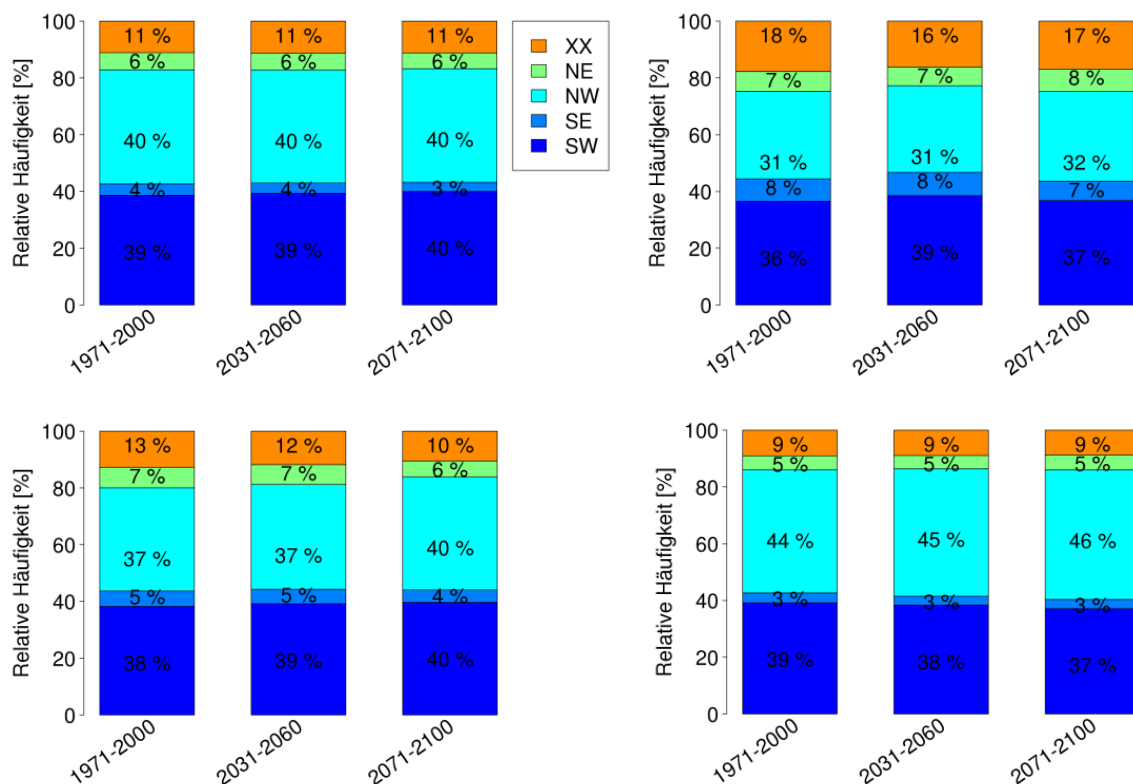


Abbildung 5-57: Mittlere Häufigkeit der fünf Anströmungsrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation (XX, NE, NW, SE, SW) für vier globale Klimamodelle (CMIP5), oben links) CanESM2 (Mittelwert aus fünf Realisierungen), oben rechts) CNRM-CM5, unten links) MPI-ESM-LR (Mittelwert aus drei Realisierungen), unten rechts) NorESM1-M für die jeweiligen Zeitscheiben des *Bezugszeitraums*, der *nahen* und *fernen Zukunft* und das *Weiter-nie-bis-her-Szenario*.

So projiziert das CNRM-CM5 deutlich häufiger eine undefinierte Anströmung und deutlich seltener eine nordwestliche Anströmung über Deutschland im historischen Zeitraum. Das NorESM1-M weist hingegen

weniger undefinierte und mehr nordwestliche Anströmungen für diesen Zeitraum auf. Nord- und südöstliche Anströmungen sind dagegen bei allen Klimamodellen – außer beim CNRM-CM5 – seltener als in der Reanalyse, während Südwestlagen für alle vier Klimamodelle häufiger projiziert werden.

Trendanalysen für den Zeitraum 1951–2100 zeigen ein eindeutiges Bild. So weisen nur die westlichen Anströmungsrichtungen (Nordwest und Südwest) statistisch signifikante²⁸ ansteigende Trends auf (40 % aller Modelle), während für die östlichen (Nordost und Südost) und undefinierten Anströmungsrichtungen häufig statistisch signifikante abnehmende Trends analysiert werden konnten (37 % aller Modelle). Hiervon fallen jedoch mehr als die Hälfte auf die drei Realisierung des MPI-ESM-LR. Insgesamt kann, trotz unterschiedlicher Klassifikation für Küsten und Binnen, die Zunahme westlicher und die Abnahme östlicher Anströmungsrichtungen für die Zukunft bestätigt werden.

5.2 Küste

5.2.1 Wind über See

Die Nord- und Ostsee sowie die Deutschen Küsten werden vom Wind im besonderen Maße beeinflusst. Die durch starken auflandigen Wind hervorgerufenen Sturmfluten können zu Überflutungen führen und die Stabilität der Küsten beeinträchtigen. Zudem sind die Windgeschwindigkeiten an den Küsten im Vergleich zum Binnenland (mit Ausnahme der Berge) höher, sodass auch die Sturmrisiken für den Verkehr an der Küste höher sind als im Binnenland.

Da in Küstennähe und über See die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre besonders wichtig sind, wurden die Projektionen von zwei regional gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodellen ausgewertet. Eine ausführliche Beschreibung der Validierung der Modellergebnisse für Windfelder auf See findet man im Meilensteinbericht M104a-2 (Ganske 2019a). Aus den Vergleichen wurde ersichtlich, dass eine Untersuchung von Stürmen bei Vorgabe eines festen Schwellwerts nicht möglich ist, da bei beiden Modellen die hohen Windgeschwindigkeiten seltener als in den Messungen und der Reanalyse vorkommen. Deshalb wurden bei allen weiteren Untersuchungen der möglichen zukünftigen Änderungen nur die absoluten Änderungen des 98. Perzentil als untere Grenze für extreme Windgeschwindigkeiten betrachtet.

Hinsichtlich der möglichen zukünftigen Veränderungen der Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen über See wurden nur wenige ergänzende Untersuchungen durchgeführt, da es für die Nordsee bereits umfangreiche Untersuchungen dazu gibt, siehe z. B. de Winter et al. (2013), und Ganske et al. (2016). Die Untersuchung der möglichen zeitlichen Änderungen der Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen wird im Meilensteinbericht M104a-4 (Ganske 2019b) ausführlich beschrieben.

Für die Nord- und Ostseeregionen (Abbildung 5-58) wurden die stündlichen Geschwindigkeitsbeträge der lokalen Windvektoren über die zur jeweiligen Region gehörigen Modellgitterpunkte gemittelt. Die räumliche Mittelung wurde für alle Stundenwerte im Zeitraum 1961–2099 durchgeführt. Aus jährlichen empirischen Häufigkeitsverteilungen (bzw. aus den aufsteigend sortierten stündlichen regionalen Windgeschwindigkeiten jeden Jahres) wurde die zum 98. Perzentil gehörige Geschwindigkeit (P98-Windgeschwindigkeit) für jedes Jahr abgeleitet, um die Entwicklung im Zeitraum 1961–2099 zu beschreiben.

Exemplarisch ist diese Entwicklung für die südöstliche Nordsee (SO) auf Basis von 8 Szenarienrechnungen für das *Weiter-nie-bisher-Szenario* in Abbildung 5-59 dargestellt. Alle Zeitreihen zeigen eine erhebliche zwischenjährliche Variabilität; die Standardabweichung der P98-Geschwindigkeiten vom Langzeitmittel liegt bei etwa $\pm 0,5$ m/s. Der Anstieg der Trendlinien ist für 6 der 8 Läufe positiv und liegt ebenfalls bei $\sim 0,5$ m/s über den Gesamtzeitraum. Lediglich 4 der steilsten Anstiege sind signifikant (nach Mann-Kendall-

²⁸ Die statistische Signifikanz der Regressionsgeraden wurde mit Hilfe eines zweiseitigen *t-tests* (Nullhypothese: es liegt kein Trend in der Zeitreihe vor; Konfidenzniveau von 95 %) ausgewertet sowie einem zweiseitigen *Mann Kendall Trend Test* (Nullhypothese: es liegt kein monotoner Trend vor)

Test). Obgleich die P98-Geschwindigkeiten auch in den anderen Regionen tendenziell ansteigen, ergaben sich mehrheitlich signifikante Trends lediglich für die zentrale (ZO, 5 von 8) und nördliche Ostsee (MB, 7 von 8). Nur 25 % der Zeitserien (alle Regionen) zeigten negative Tendenzen, die sich in nur 2 Fällen als signifikant erwiesen (Ganske 2019b).

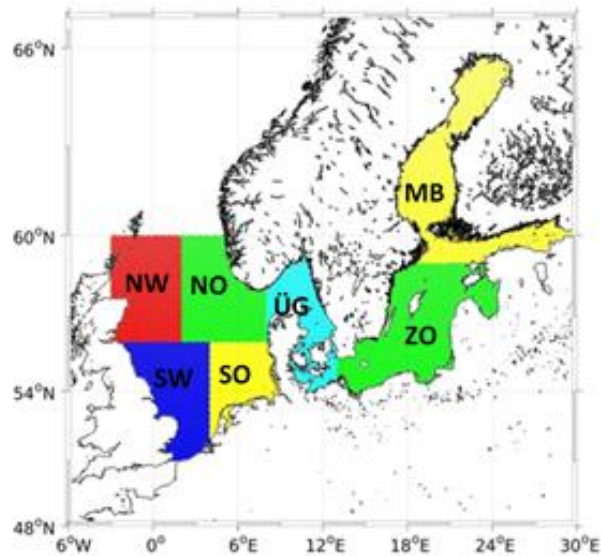


Abbildung 5-58: Teilgebiete der Nord- (NW = NordWest, NO = NordOst, SW = SüdWest, SO = SüdOst) und Ostsee (ÜG = Übergangsgebiet, ZO = Zentrale Ostsee, MB = Meerbusen), für die regionale Mittelwerte bestimmt wurden.

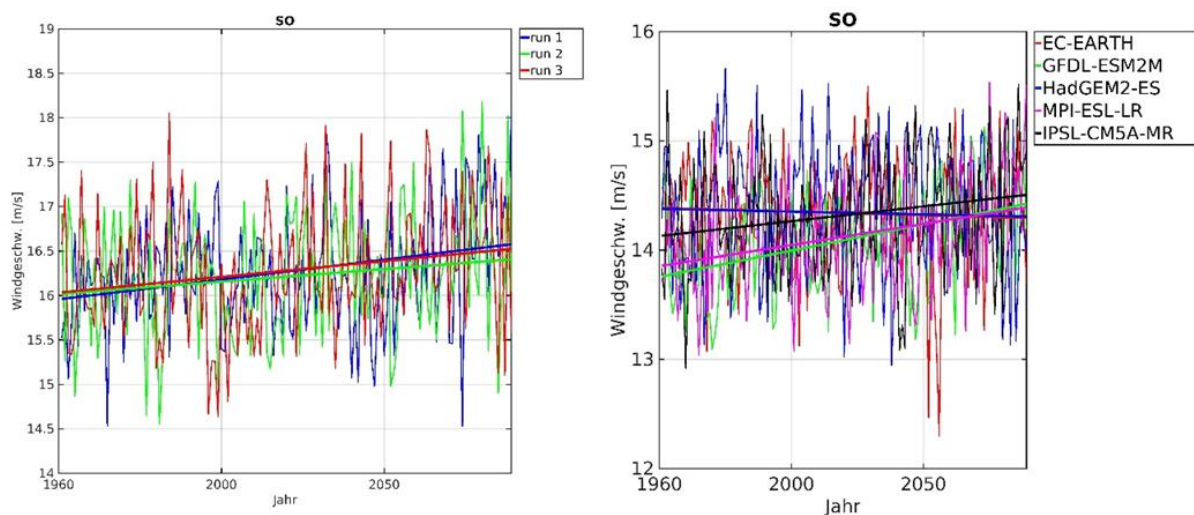


Abbildung 5-59: Zeitreihen des 98. Perzentsils jährlicher Häufigkeitsverteilungen der Gebietsmittelwerte stündlicher Windgeschwindigkeiten in der südöstlichen Nordsee (SO) im *Weiter-nie-bis-her-Szenario*. Die Ergebnisse beruhen auf 3 Realisierungen mit MPI-OM/REMO (links) und 5 Realisierungen mit NEMO/RCA4 mit verschiedenen GCM-Antrieben (rechts). Dick: Trendlinien.

Um extreme stündliche Windgeschwindigkeiten auf klimatologischen Zeitskalen zu vergleichen, werden anstatt jährlicher P98-Geschwindigkeiten solche für die 30-jährigen Zeitscheiben 1971–2000 (*Bezugszeitraum*), 2031–2060 (*nabe Zukunft*) und 2070–2099 (*ferne Zukunft*) betrachtet (Abbildung 5-60). Die Änderungen der klimatologischen Geschwindigkeiten in der *fernen Zukunft* belegen die aus der Zeitreihenanalyse abgeleiteten Erkenntnisse. Außer in der nördlichen Nordsee (NO & NW) nehmen die klimatologischen Geschwindigkeiten meistens zu. Die Änderungen sind jedoch häufig so gering, dass sie sich nicht signifikant von der

natürlichen Variabilität abheben. Dies gilt erst recht für Änderungen der klimatologischen P98-Geschwindigkeiten in der *nahen Zukunft* (Abbildung 5-60) sowie für analog durchgeführte Analysen von Projektionen der gleichen Modelle für das *moderate* und das *Klimaschutzszenario*, vgl. Ganske (2019b).

Eine tendenzielle Zunahme der P98-Geschwindigkeit um $\sim 0,5$ m/s oder ~ 2 km/h in der *fernen Zukunft* des *Weiter-wie-bisher-Szenarios* gegenüber ~ 16 m/s oder ~ 58 km/h im *Bezugszeitraum* (vgl. Abbildung 5-59, Abbildung 5-60) entspricht einem geringen Anstieg um ~ 3 %. Ein Anstieg der P98-Geschwindigkeit beinhaltet eine Rechtsverbreiterung der Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung, sodass die gegenwärtige P98-Geschwindigkeit künftig nicht nur häufiger erreicht und überschritten werden muss, sondern auch, dass es zu extremeren Überschreitungen kommen muss als gegenwärtig.

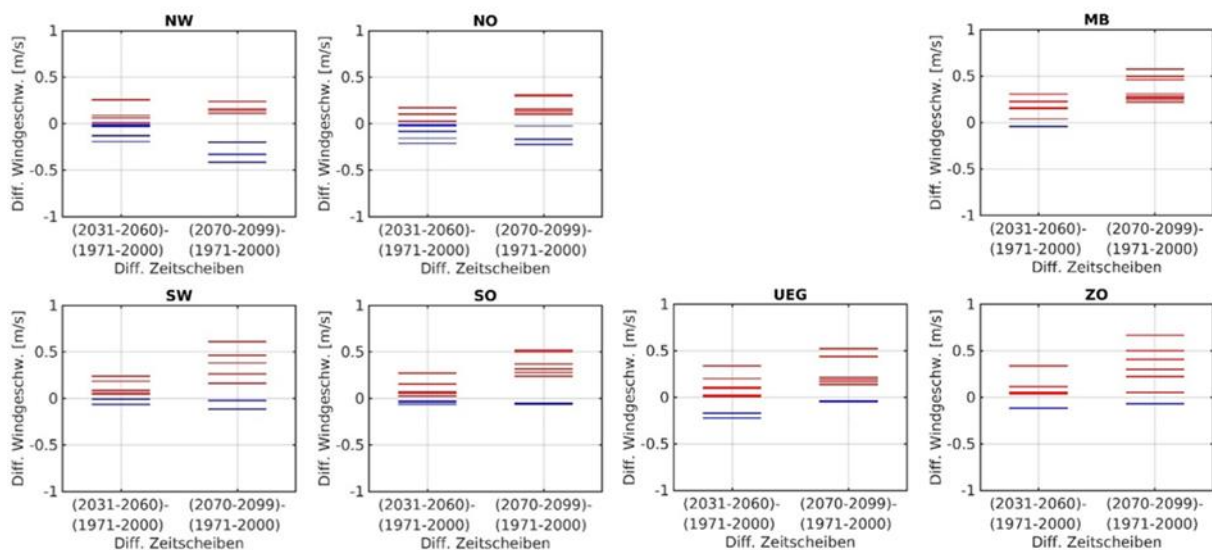


Abbildung 5-60: Abweichung der stündlichen regionalen P98-Windgeschwindigkeit in der *nahen* (jeweils links) und *fernen Zukunft* (rechts) von derjenigen im *Bezugszeitraum* (1971–2000) für die in Abbildung 5-58 dargestellten Nord- und Ostseeregionen. Ausgewertet wurden 8 Szenarienrechnungen im *Weiter-wie-bisher-Szenario* mit den Klimamodellen MPI-OM/REMO und NEMO/RCA4. Positive Differenzen sind in rot und negative in blau dargestellt.

Im Gegenwarts-klima beträgt die klimatologische relative Häufigkeit der stündlichen Windgeschwindigkeiten, welche die P98-Geschwindigkeit erreichen oder überschreiten, definitionsgemäß 2 %; die klimatologische absolute Häufigkeit beträgt demnach etwa 175 h/Jahr. Die gegenwärtige P98-Geschwindigkeit dient auch für die Zukunftsklimata als Schwellwert zur Bestimmung der künftigen Häufigkeiten. Dazu werden die stündlichen Geschwindigkeiten der Zukunftszeitreihen zunächst aufsteigend sortiert, um festzustellen in welchem Verhältnis der Schwellwert die beiden Datensätze aufteilt bzw. welchem Perzentil der Schwellwert in den Zukunftszeitreihen entspricht. Eine Aufteilung 96:4, beispielsweise, entspräche einer Verdoppelung der stündlichen Sturmwindgeschwindigkeiten von 2 auf 4 % oder 350 h/Jahr im klimatologischen Jahresmittel. Die Ergebnisse der Analyse der 8 Realisierungen des *Weiter-wie-bisher-Szenarios* sind für die 7 Regionen als Differenzen der klimatologischen Jahresmittel „Zukunft“ minus „Gegenwart“ in Abbildung 5-61 zusammengefasst.

Erwartungsgemäß korrespondieren die regionalen Änderungen der Häufigkeiten der Extremwindstunden mit denen der stündlichen P98-Geschwindigkeiten (Abbildung 5-60), denn letztere wurden lediglich in eine anschaulichere Dimension transformiert, die einer Einschätzung ihrer Bedeutung besser zugänglich ist. Wie sich durch Vergleich beider Abbildungen leicht einsehen lässt, entspricht der geringe Anstieg der P98-Geschwindigkeit um ~ 3 % (s.o.) immerhin einer Zunahme der jährlichen Extremwindstunden um ~ 100 h oder

~60 %. Im Übrigen ergeben sich aufgrund der Äquivalenz beider Darstellungen (Abbildung 5-60 vs. Abbildung 5-61) keine anderen oder zusätzlichen Schlussfolgerungen als diejenigen, die bereits im Rahmen der Diskussion der P98-Geschwindigkeiten gezogen wurden. So ergeben sich entsprechend geringere Änderungen in den Häufigkeiten der Extremwindstunden für analog durchgeführte Analysen für das *moderate Szenario* und *Klimaschutzszenario* der gleichen Modelle, vgl. Ganske (2019b). Eine Untersuchung zu Änderungen der zu den extremen Windgeschwindigkeiten des oberen 2 %-Quantils gehörigen Windrichtungen konnte bislang nicht durchgeführt werden.

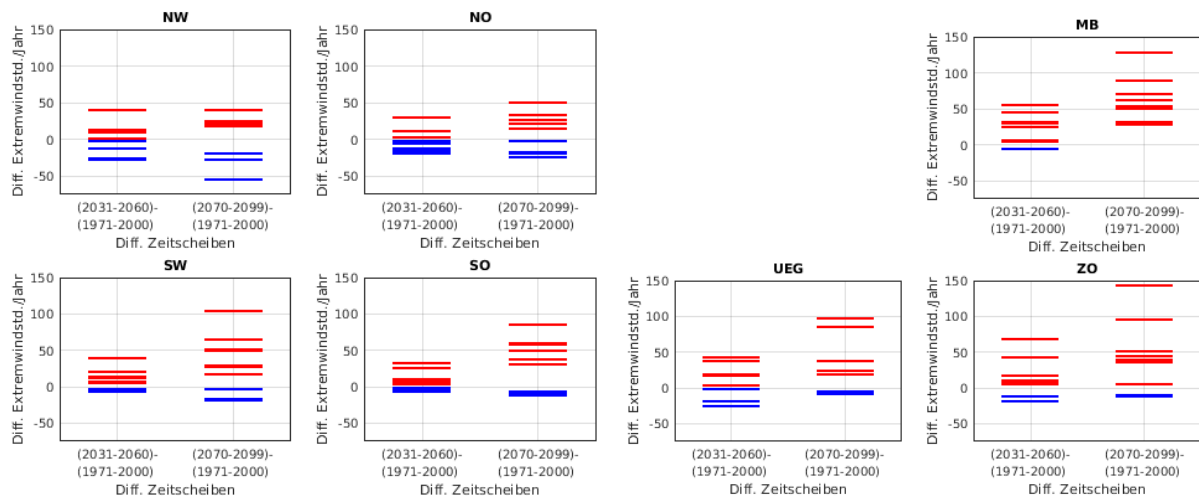


Abbildung 5-61: Abweichung der klimatologischen Anzahl von Extremwindstunden pro Jahr in der *nahen* (jeweils links) und *fernen Zukunft* (rechts) von derjenigen im *Bezugszeitraum* (1971–2000) für die in Abbildung 5-58 dargestellten Nord- und Ostseeregionen. Eine stündliche Windgeschwindigkeit zählt als Extremwindstunde, wenn sie die für den Beobachtungszeitraum bestimmte P98-Schwellwertgeschwindigkeit erreicht oder überschreitet. Ausgewertet wurden 8 Realisierungen des *Weiter-wie-bisher-Szenarios* mit den Klimamodellen MPI-OM/REMO und NEMO/RCA4. Positive Differenzen sind in rot und negative in blau dargestellt.

5.2.2 Luftdruck und Wetterlagen

Die zur Analyse der Wetterlagen erforderlichen Luftdruckfelder auf Meeresniveau wurden für die regional gekoppelten Modelle NEMO/RCA4 und MPI-OM/REMO mit Hilfe von Reanalysen, der BNSC und Messdaten an einzelnen Stationen validiert. Diese Felder stimmen für NEMO/RCA4 sehr gut mit den Referenzdatensätzen überein. Für MPI-OM/REMO hingegen ergaben sich leichte negative Abweichungen von den Referenzdatensätzen über der gesamten Fläche der Nord- und Ostsee. Da es sich um einen relativ konstanten Offset über dem Gesamtgebiet handelt, werden dennoch die Hoch- und Tiefdruckgebiete und deren Zugbahnen ausreichend gut abgebildet. Genauere Informationen zur Validierung sind im Meilensteinbericht M108a-2 (Ganske et al. 2019) zu finden.

Für die Analyse der Wetterlagen über der Nordsee wurden das objektive Klassifizierungsverfahren von Jenkinson und Collison (1977) verwendet. Während das originäre Verfahren 27 Wetterlagen zulässt, wurde die großräumige Zirkulation hier in nur 6 verschiedene Klassen eingeteilt, nämlich: Antizyklonal (A), Zyklonal (C), Nordost (NE), Nordwest (NW), Südost (SE), Südwest (SW).

Die Wetterlage „Nordwest“ tritt in der Zukunft des *Weiter-wie-bisher-Szenarios* signifikant häufiger auf, wobei dies vor allem durch eine höhere Anzahl an Episoden und nicht über das mittlere Andauern zu erklären ist. Die Wetterlage „Südost“ nimmt sowohl in der Anzahl der Episoden, als auch in dem mittleren Andauern ab. Auch das mittlere Andauern der Wetterlage „Zyklonal“ wird abnehmen. Für die Wetterlage „Nordost“

ergibt sich ein leichter Rückgang der Anzahl der Episoden. Für die Wetterlagen „Antizyklonal“ und „Südwest“ lassen sich keine eindeutigen Aussagen treffen. Detailliertere Informationen sind dem Meilensteinbericht M108b-2 (Jensen 2019) zu entnehmen.

5.2.3 Wasserstand Nordsee und Ästuare

Globale & regionale Änderungssignale aus Klimamodellen

Hintergrund

Änderungen des Meeresspiegels in Folge des Klimawandels gelten als eine der größten zukünftigen Herausforderungen für Küstenregionen. Klimamodelle liefern Projektionen für den Meeresspiegelanstieg für verschiedene Szenarien, vom *Weiter-wie-bisher* bis hin zum *Klimaschutzszenario*. Zur Projektion der globalen Meeresspiegeländerungen ist es nötig, die einzelnen Komponenten, die zu einer Meeresspiegeländerung beitragen, möglichst genau zu erfassen. Die wesentlichen Komponenten der globalen Meeresspiegelveränderung sind Dichteänderungen des Wassers im Ozean (aufgrund der thermischen Ausdehnung), Änderungen der Eismassen an Land (Gletscher, Eisschilde) und Änderungen der Wasserspeicher an Land. Während die Klimamodelle schon in CMIP5 die Dichteänderungen des Wassers aufgrund thermischer Erwärmung wie auch regionale Effekte auf den Meeresspiegel (wie veränderte Ozeanströmungen) relativ gut erfassen konnten, ist die Modellierung des Verhaltens der Eismassen im Klimawandel weiterhin schwierig, hier wird aber für CMIP6 immerhin eine Verbesserung erwartet.

Die aktuellsten Projektionen des globalen Meeresspiegelanstiegs (relativ zum Zeitraum 1986–2005) stammen aus dem Ende September erschienenen Sonderbericht des IPCC zu Meeresspiegel und Kryosphäre (SROCC, IPCC (2019b)). Basierend auf den im AR5 präsentierten Modellläufen mit überarbeitetem Beitrag der Antarktis werden Werte für drei Szenarien angegeben: *Klimaschutzszenario*, *moderates Szenario* und *Weiter-wie-bisher-Szenario*. Es zeigt sich, dass für die ersten beiden Szenarien der globale Meeresspiegel bis zum Jahr 2100 um 43 cm (29-59 cm) bzw. 55 cm (39-72 cm) steigt, während im letzten Szenario (*Weiter-wie-bisher-Szenario*) nun ein Anstieg um 84 cm (61-110 cm) erwartet wird. Für die *nahe Zukunft* (Zeitraum 2046-2065) liegen alle Szenarien bei etwa 30 cm (17-40 cm). Die angegebenen Werte drücken den Median aus, die Werte in Klammern geben die *wahrscheinliche Bandbreite* an, in welcher der Meeresspiegelanstieg für 2/3 aller Modellläufe liegt und repräsentieren damit den Perzentilbereich 17-83 %. Im SROCC wird zusammenfassend darauf hingewiesen, dass sich die projizierten Änderungen des Meeresspiegels seit dem AR5 erhöht haben und auch die Unsicherheit größer geworden ist.

Gletscher- & Eisschmelze

Die Integration der in Kapitel 3.1.2 ausführlicher beschriebenen Eisprozesse in die globalen Klimamodelle ist nicht trivial und der potentielle Beitrag der Eisschilde zum zukünftigen globalen Meeresspiegelanstieg in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts unterliegt *tiefer Unsicherheit*, obwohl sich der Kenntnisstand der Wissenschaft seit dem AR5 Bericht deutlich verbessert hat. Zurzeit liegen noch immer keine globalen Modelle vor, die die Reaktion der Eisschilde auf das Klima im 20. Jahrhundert robust simulieren, jedoch wird für die Modelle der nächsten Generation (CMIP6) eine Verbesserung erwartet. Es wird davon ausgegangen, dass der Beitrag der Antarktis im laufenden Jahrhundert zunimmt und im AR5 unterschätzt wurde. Für die projizierte Abschmelzrate der Antarktis wird ab Mitte des 21. Jahrhunderts die Unsicherheit der zukünftigen Emissionsraten bedeutend, da die Abschmelzraten in den unterschiedlichen Szenarien sehr deutlich auseinanderlaufen. Ergänzend werden im SROCC Ergebnisse zum Meeresspiegelanstieg aufgrund der Eisschmelze aus Einzelstudien angeführt, die zumeist auf statistischen Methoden (probabilistischen Abschätzungen) basieren und umfassende Wahrscheinlichkeitsverteilungen darstellen. Aufgrund der in den einzelnen Studien getroffenen unterschiedlichen Annahmen können deren Ergebnisse nicht zusammengefasst werden und dienen daher der Einschätzung der Sensitivität und möglichen Bandbreite. Als obere Grenze für die wahrscheinliche Bandbreite im *Weiter-wie-bisher-Szenario* liefert eine dieser Studien 246 cm, als untere Grenze sind 43 cm zu finden, was die große Bandbreite aufzeigt. Speziell beim *Weiter-wie-bisher-Szenario* ist

der Beitrag der Antarktis zum Meeresspiegel am Ende des 21. Jahrhundert substantiell und variiert zwischen 3 cm und 28 cm.

Weitere Signale (Landhebung/-senkung, Gravitationseffekte, ...), Unsicherheiten

Der Meeresspiegelanstieg ist nicht weltweit einheitlich, da sich die oben beschriebenen Komponenten des Meeresspiegelanstiegs nicht überall gleich auswirken. Zusätzlich tragen im Küstenbereich weitere Prozesse zu lokalen Änderungen des Meeresspiegels bei, z. B. dynamische Effekte der Ozeanzirkulation, vertikale Landbewegungen und atmosphärische Einflüsse. Hier können auch menschliche Aktivitäten eine Rolle spielen; so kann beispielsweise der Abbau von Rohstoffen zu Landsenkungen führen. Als Folge steigt der lokale Meeresspiegel relativ zur Küste. Der globale Meeresspiegel (und seine Änderungen) sind daher nicht für jeden Küstenort direkt auf die lokale Ebene übertragbar; diese Übertragung muss in Zukunft durch Regionalmodelle geleistet werden. Dieses ist auch an weiten Teilen der deutschen Nord- und Ostseeküste zu beachten, bei der glaziale Ausgleichsbewegungen zu Landsenkungen führen, die zusätzlich zum Meeresspiegelanstieg beitragen. Außerdem muss auch der Gravitationseffekt der grönländischen und antarktischen Eismassen beachtet werden. Dieser Gravitationseffekt zieht die Wassermassen in seinem Nahfeld (Größenordnung 1.000 km) an. Bei einem Abschmelzen dieser Eismassen verringert sich die Eigengravitation im Nahfeld und führt zu einem Sinken des Meeresspiegels, während weiter entfernt von diesen Eismassen der Meeresspiegel überproportional steigt. Dieser Gravitationseffekt wird in Tamisiea et al. (2010) näher beschrieben. Die Nordsee befindet sich im Nahfeld des grönländischen Eisschildes und im Fernfeld des antarktischen Eises und würde dementsprechend auf unterschiedliche Abschmelzraten dieser beiden Eisschilde auch unterschiedlich reagieren.

Die obigen Ausführungen machen deutlich, dass in den derzeitigen globalen Klimamodellen (beispielsweise aus CMIP5) die Unsicherheit gerade für den eisdynamischen Effekt besonders groß ist, von dem in Zukunft die größten Steigerungsraten zu erwarten ist. Dies erhöht die Bandbreite für zukünftige Projektionen des Meeresspiegelanstiegs.

Im Küstenbereich und den Ästuaren von Elbe, Jade-Weser und Ems werden der Wasserstand und Strömung hauptsächlich bestimmt durch den Wind- und Wasserstandsverlauf in der Nordsee sowie dem Abfluss aus dem Binnenbereich. Die Untersuchungen vom BSH zum Meeresspiegelanstieg in der Deutschen Bucht (siehe Abschnitt 3.1.2) und zum Wind über der Nordsee (siehe Abschnitt 5.2.1) sowie von der BfG zum Abfluss von Elbe, Weser und Ems (siehe Abschnitt 5.1.4) sind Grundlage für Untersuchungen zum Wasserstand in der Deutschen Bucht und den Ästuaren.

Zum einen werden Sensitivitätsstudien durchgeführt, die zentrale Elemente einer möglichen Zukunft hervorheben, indem die Haupteinflussfaktoren auf die Hydrodynamik im Untersuchungsgebiet wie Meeresspiegelanstieg in der Nordsee, Abfluss in die Ästuare, Wind über dem Untersuchungsgebiet oder Topographie des Untersuchungsgebietes einzeln oder in Kombination variiert werden. Diese Sensitivitätsstudien liefern klare Wenn-Dann-Aussagen. Für eine zeitliche Zuordnung können die Ergebnisse der Sensitivitätsstudien über die jeweils verwendeten Haupteinflussfaktoren mit den Klimaszenarien in Beziehung gesetzt werden (Seiffert et al. 2014). Zum anderen werden Zeitscheiben (ein hydrologisches Jahr) für die *nahe* (2031–2060) und die *ferne Zukunft* (2071–2100) (siehe Abschnitt 5.2.1) aus dem *moderaten Szenario* und *Weiterwiesiger Szenario* (modelliert mit dem gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodell MPIOM-REMO) untersucht. Die Ergebnisse aus dieser Untersuchung werden im Schlussbericht zu *Fokusgebiete Küsten* dargestellt (Schade et al. 2020).

Beispielhaft werden hier die Ergebnisse aus einer Sensitivitätsstudie zur Bedeutung von Abflussveränderungen und Meeresspiegelanstieg auf die Wasserstände in der Tideelbe vorgestellt (BAW 2018). Abbildung 5-62 zeigt den Wasserstandsverlauf in der Elbe bei Cuxhaven (links) und Hamburg St. Pauli (rechts) ohne Meeresspiegelanstieg für 6 unterschiedliche Abflusssituationen. Man erkennt, dass im Mündungsbereich der Elbe bei Cuxhaven der Wasserstandsverlauf nur geringfügig durch den veränderten Abfluss beeinflusst wird, während bei Hamburg St. Pauli eine Zunahme des Abflusses ein Anheben des Thw und des Tnw bewirkt

Die Analyse der Thw und Tnw (siehe Abbildung 5-63) entlang des Elbefahrwassers für einen Spring-Nipp-Zeitraum im Juni 2010 (Analysezeitraum 06.07.2010 21:00 bis 21.07.2010 17:00) zeigt, dass die Thw und Tnw von Bleckede bis Zollenspieker durch eine Zunahme des Abflusses um mehrere Dezimeter, zwischen Zollenspieker und Glückstadt um mehrere Zentimeter und im Mündungsbereich der Elbe um wenige Zentimeter angehoben werden.

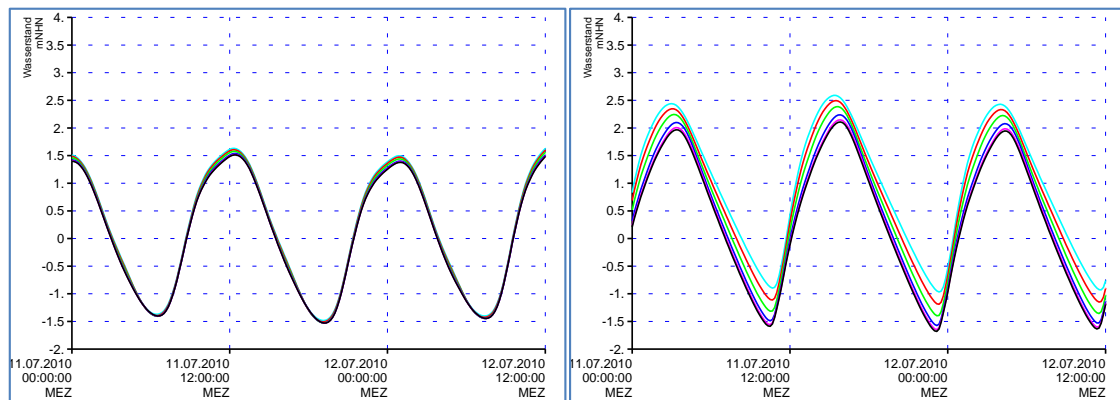


Abbildung 5-62: Zeitreihe des Wasserstandes bei Cuxhaven (Elbe km 725) und Hamburg St.Pauli (Elbe km 625) für $Q = 276 \text{ m}^3/\text{s}$ (schwarz), $Q = 500 \text{ m}^3/\text{s}$ (Magenta), $Q = 1.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (blau), $Q = 2.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (grün), $Q = 3.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (rot) und $Q = 4.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (Cyan).

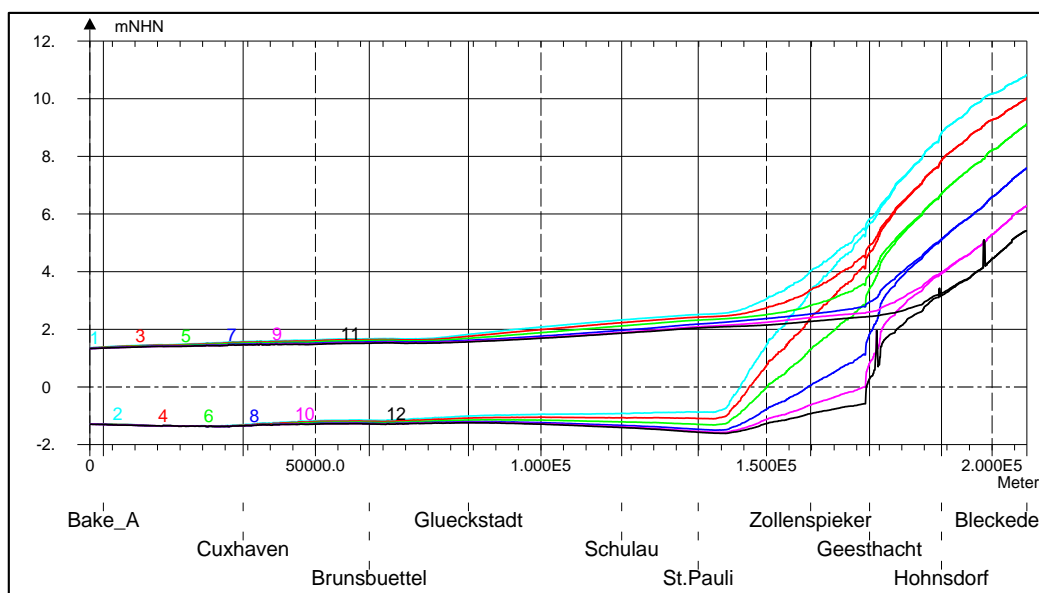


Abbildung 5-63: Mittleres Tidehochwasser (Thw, markiert mit 1,3,5,7,9 und 11) und mittleres Tideniedrigwasser (Tnw markiert mit 2,4,6,8,10 und 12) entlang des Elbefahrwassers von Bake A bis Bleckede ohne SLR mit $Q = 276 \text{ m}^3/\text{s}$ (schwarz), $Q = 500 \text{ m}^3/\text{s}$ (Magenta), $Q = 1.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (blau), $Q = 2.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (grün), $Q = 3.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (rot) und $Q = 4.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (Cyan).

Abbildung 5-64 zeigt den Wasserstandsverlauf in der Elbe bei Cuxhaven (links) und Hamburg St. Pauli (rechts) ohne Meeresspiegelanstieg sowie für 5 Meeresspiegelanstiegsszenarien (SLR). Man erkennt, dass sowohl im Mündungsbereich der Elbe bei Cuxhaven als auch bei St.Pauli der Wasserstandsverlauf durch den Meeresspiegelanstieg deutlich verändert wird. Sowohl Thw als auch Tnw werden um (ungefähr) den Betrag des Meeresspiegelanstieges angehoben. Die Analyse der Thw und Tnw (siehe Abbildung 5-65) entlang des Elbefahrwassers für einen Spring-Nipp-Zeitraum im Juni 2010 (Analysezeitraum 06.07.2010 21:00 bis 21.07.2010 17:00) zeigt, dass die Thw und Tnw im gesamten Elbeästuar durch einen Meeresspiegelanstieg angehoben werden. Erst stromauf von Zollenspieker nimmt der Einfluss ab. In einem BAW-Bildatlas

(BAW 2015b) sind die Ergebnisse dieser Sensitivitätsstudie zur Bedeutung von Abfluss und Meeresspiegelanstieg für die Tidekennwerte von Wasserstand und Strömung im Elbeästuar dargestellt.

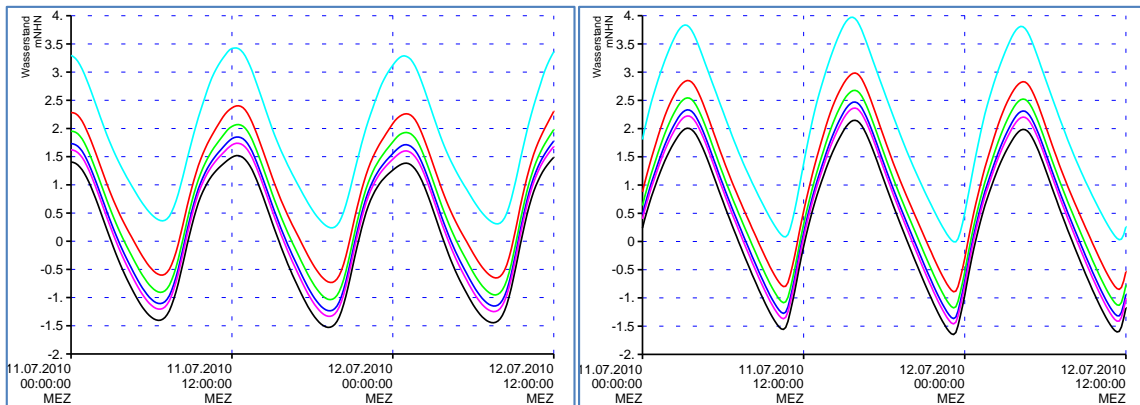


Abbildung 5-64: Zeitreihe des Wasserstandes bei Cuxhaven (Elbe km 725) und Hamburg St.Pauli (Elbe km 625) ohne SLR (schwarz), mit SLR = 20 cm (Magenta), SLR = 30 cm (blau), SLR = 50 cm (grün), SLR = 80 cm (rot), SLR = 174 cm (Cyan).

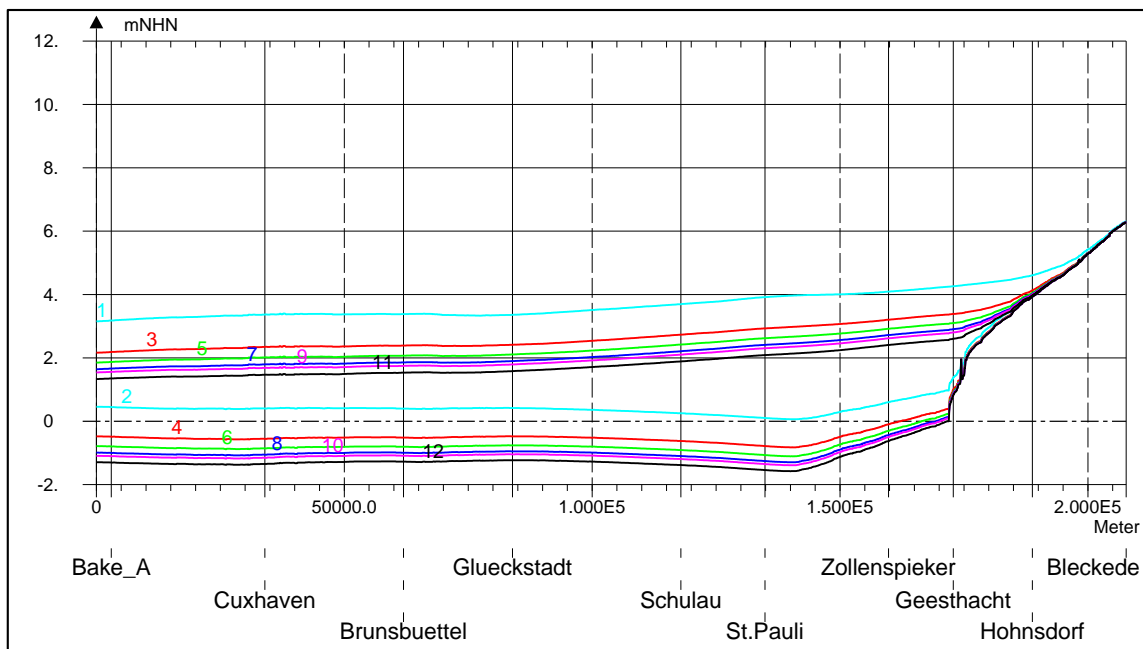


Abbildung 5-65: Mittleres Tidehochwasser (Thw; markiert durch 1, 3, 5, 7, 9 und 11) und mittleres Tideniedrigwasser (Tnw, markiert durch 2, 4, 6, 8, 10 und 12) entlang des Elbefahrwassers von Bake A bis Bleckede ohne SLR (schwarz), mit SLR = 20 cm (Magenta), SLR = 30 cm (blau), SLR = 50 cm (grün), SLR = 80 cm (rot), SLR = 174 cm (Cyan).

In weiteren BAW-Bildatanten werden die Ergebnisse aus Sensitivitätsstudien zum Meeresspiegelanstieg in den Ästuaren von Elbe, Jade-Weser und Ems (BAW 2015a) sowie bei Sturmflut in der Elbe (BAW 2015b) dargestellt. Für die Deutsche Bucht und die angrenzenden Ästuare sind Tidekennwerte des Wasserstandes bei Meeresspiegelanstieg im Schlussbericht zu *Fokusgebiete Küsten* dargestellt (Schade et al. 2020). Die Bedeutung des Meeresspiegelanstieges bei Extremereignissen wie Sturmfluten wird im Schlussbericht zu *Hochwassergefahren* behandelt (Rauhe et al. 2020). Im Schlussberichtbericht zu *Schiffbarkeit und Wasserbeschaffenheit* werden die Tidekennwerte der Strömung und des Schwebstofftransportes bei Meeresspiegelanstieg analysiert (Nilson et al. 2020).

5.2.4 Indizes

Ungünstige Situationen für die Entwässerung bei langanhaltenden, aber nicht extremen Niederschlägen werden aus atmosphärischer Sicht anhand der beiden Indizes nach Schröter et al. (2015) ausgewertet: (1) dem dreitägigen Ereignisniederschlag und (2) dem 30-tägigen Vorfeuchteindex. Die Darstellungen im Folgenden beschränken sich auf die Auswertungen zum Vorfeuchteindex, da dieser für das Untersuchungsgebiet (NOK) dominiert.

Erste Ergebnisse aus Untersuchungen in Schleswig-Holstein (Schade 2017) hatten bereits gezeigt, dass die beiden Indizes, hier bestimmt aus den HYRAS Niederschlagsdaten des DWD (Rauthe et al. 2013), regionale Hochwasserereignisse beschreiben können. Da das Einzugsgebiet des NOK nur zu ca. 40 % durch Pegel überwacht ist, sind die Zuflusswerte der BfG die einzig nutzbaren Referenzdaten, um Vergleiche mit den Niederschlagsindizes anzustellen. Hier ergaben sich für die Gegenwart besten Übereinstimmungen zwischen Zufluss in den NOK aus dem LARSIM Modell der BfG und dem Vorfeuchteindex API (Antecedent Precipitation Index) im hydrologischen Winter (Abbildung 5-66, links). Dabei werden einige der beobachteten angespannten Situationen durch den API nahezu perfekt abgebildet, wie z. B. ein Ereignis Anfang des Jahres 2012 (Abbildung 5-66, rechts).

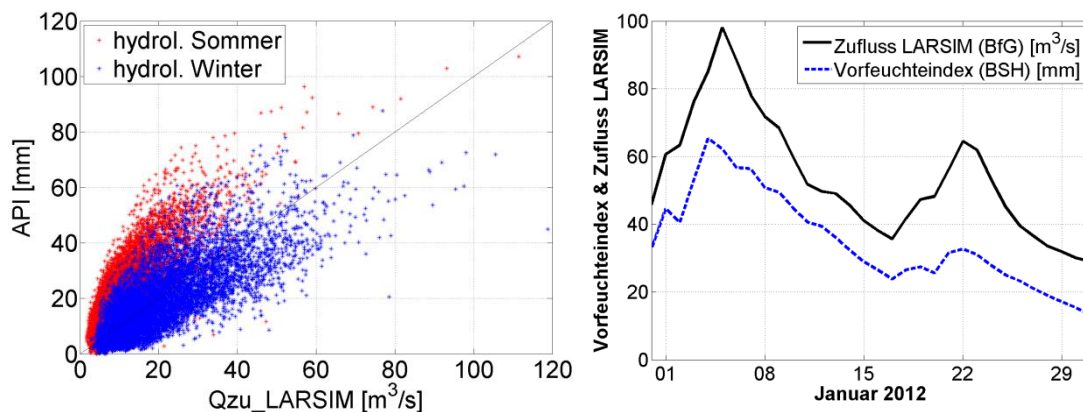


Abbildung 5-66: Vorfeuchteindex API im Einzugsgebiet des NOK im Vergleich zu den Zuflussdaten aus dem LARSIM Modell der BfG.

Der Ereignisniederschlag spielt eine untergeordnete Rolle, nur im hydrologischen Sommer, wenn der Boden ausgetrocknet ist und das Wasser nicht versickern kann, kann es zu erhöhten Zuflüssen in den NOK kommen. Derartige Ereignisse spielen für die Entwässerung des NOK aber kaum eine Rolle, da der Außenwasserstand dann im Normalfall eine Entwässerung erlaubt (Im Zeitraum von 1979 bis 2012 wurden nur drei derartige Ereignisse gefunden).

Abbildung 5-67 zeigt nun die Ergebnisse des Vorfeuchteindex für die gekoppelten Läufe des MPI-OM/REMO Modells im *Weiter-wie-bisher-Szenario* (Lauf 1-3) im Vergleich mit den gekoppelten NEMO/RCA4 Läufen mit insgesamt fünf verschiedenen Globalmodellantrieben. Deutlich zu erkennen ist, dass die am Rand durch das MPI-ESM LR Modell angetriebenen Läufe einen sehr ähnlichen Verlauf haben (Alle drei MPI-OM/REMO Läufe und der RCA4/NEMO MPI-ESM LR Lauf). Weiterhin fällt auf, dass 6 der 8 Modellläufe trotz unterliegender großer dekadischer Variabilität und deutlichen Unterschieden in den Startwerten einen Anstieg von 3-4 mm bis zum Ende des Jahrhunderts prognostizieren. Untersuchungen zum *Klimaschutzszenario* und dem *moderaten Szenario* zeigen kaum bis keine Veränderungen (nicht gezeigt).

Des Weiteren wurden im Rahmen einer Analyse im Einzugsgebiet des NOK angespannte Entwässerungssituationen untersucht, bei denen ein zusätzlich vorherrschender Windstau bzw. der Außenwasserstand in Brunsbüttel ein Entwässern des Kanals über mehrere Tidezyklen hinweg verhinderte (Ganske und Schade

2017). Dabei wurde deutlich, dass bei den beobachteten Situationen fast immer ein erhöhter Außenwasserstand bzw. anhaltender Windstau vorlag, der verhinderte, dass das zugeführte Wasser aus dem Kanal gebracht werden konnte.

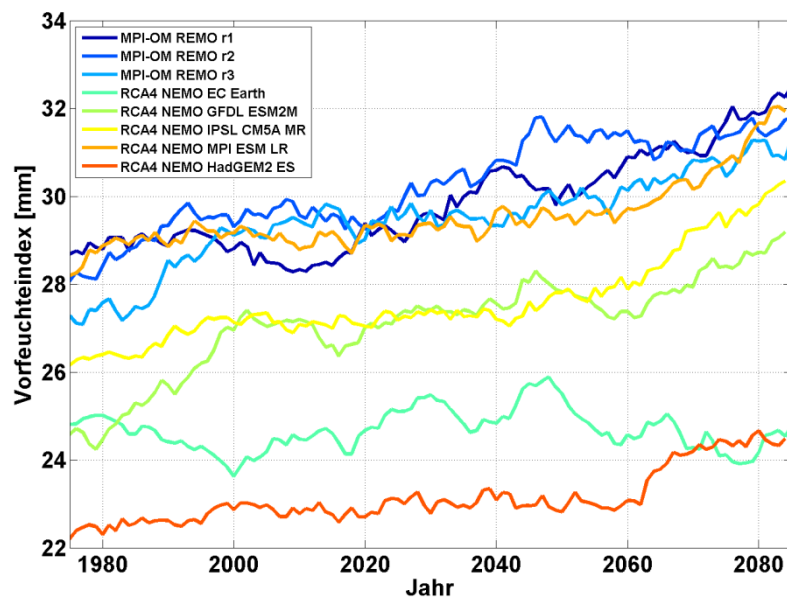


Abbildung 5-67: 30-jährige gleitende Mittelwerte des Voreuchteindex für die drei gekoppelten Läufe des MPI-OM/REMO Modells im *Weiter-wie-bisher-Szenario* (blaue Kurven) und die fünf gekoppelten Läufe des RCA4/NEMO mit unterschiedlichen Globalmodellen als Antrieb am Rand.

6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Der Schwerpunkt *Szenarienbildung* stellt die atmosphärischen, ozeanographischen und hydrologischen Datengrundlagen für die Expositionsanalyse von Klimawirkungen im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks bereit. Hiermit wird die Basis für die Klimawirkungsanalyse gelegt, deren Ergebnisse schließlich in gezielten Anpassungsmaßnahmen an die Auswirkungen des Klimawandels für den Verkehr und die Verkehrsinfrastruktur münden.

6.1 Wesentlicher Erkenntnisgewinn

Die Zusammenarbeit im Schwerpunkt hat dazu beigetragen, verschiedene Ansätze der Szenarienbildung im Binnen- und Küstenbereich weiter aufeinander zuzubewegen. Bestehende Unterschiede konnten teilweise reduziert oder zumindest transparent gemacht werden. Damit wurde eine wichtige Aufgabenstellung für die beteiligten Institutionen der Meteorologie (DWD), Hydrologie (BfG) und Ozeanographie (BSH) erfüllt. Aus den erstellten und aufbereiteten Beobachtungs- und Klimaprojektionsdatensätzen sowie deren Auswertung konnten einige wichtige Erkenntnisse – auch für die zweite Phase des BMVI-Expertennetzwerks – gewonnen werden. So wurde beispielsweise gegenüber KLIWAS durch die Mehrzahl an berücksichtigten Klimamodellen und drei Klimaszenarien eine deutlich bessere Abschätzung der Unsicherheitspanne für den Binnenbereich ermöglicht.

Mit einem neuen multivariaten Bias-Adjustierungsverfahren konnte zudem die systematische Abweichung der Klimamodelle gegenüber den Beobachtungsdaten deutlich reduziert werden, wodurch sich einerseits die Unsicherheit über Veränderungen von Schwellenwerten impaktrelevanter klimatischer Parameter (z. B. Heiße Tage, Frosttage) reduzieren ließ und andererseits der Anspruch von Impaktmodellen an die Qualität der klimatischen Eingangsdaten gewährleistet werden konnte. Die Probleme der Klimamodelle mit der realistischen Simulation von Andauer und Abfolge bestimmter Witterungsphasen, die beispielsweise zu längeren Trocken- oder Niederschlagsperioden führen, können durch die verbesserte Bias-Adjustierung aber weiterhin nicht behoben werden. Hierdurch sind Aussagen zu Veränderungen von sehr langandauernden Witterungsperioden, die durch den Klimawandel verstärkt auftreten könnten, weiterhin mit größeren Unsicherheiten behaftet. Des Weiteren führt die Bias-Adjustierung auch für Extremwerte unterschiedlicher Klimaparameter zu einer zuverlässigeren Datengrundlage. Jedoch muss aufgrund der geringen Datengrundlage für sehr selten auftretende Extreme die Methode der Bias-Adjustierung deutlich vereinfacht werden, was die Aussagekraft über die zukünftige Änderung solcher Extreme stark einschränkt.

Eine weitere wichtige Erkenntnis ist, dass sich über die Vielzahl an definierten und berechneten Klimaindizes ein detailliertes Bild über die möglichen klimatischen Veränderungen durch den Klimawandel ergibt. Weiterhin eingeschränkt bleiben jedoch zuverlässige Aussagen zu Ereignissen mit besonders großem Impact. Ursache ist hier die, im Vergleich zu den heutigen verfügbaren Beobachtungsprodukten, immer noch relativ grobe Auflösung von regionalen Klimamodellen sowie die fehlende explizite Berechnung konvektiver Prozesse in diesen Modellen. Einzelne, wie auch im BMVI-Expertennetzwerk erstellte hochaufgelöste Simulationen können die Bandbreite an Unsicherheiten bei weitem noch nicht quantifizieren. So liefert das regionale Klimamodellensemble zuverlässige Aussagen zu tageswertbasierten Kenngrößen, die vor allem mit großskaligen Prozessen verbunden sind. So zeigt sich etwa für Extreme des Winds, dass unter Berücksichtigung aller Klimaszenarien bis zum Ende des 21. Jahrhunderts kaum Änderungen zu erwarten sind. Das regionale Klimamodellensemble kann jedoch Starkwindereignisse, die in Verbindung mit kleinräumigen, oder auch mesoskaligen konvektiven Systemen auftreten, nicht darstellen. Ein solcher Fall war beispielsweise das Tiefdruckgebiet Ela, das in Nordrhein-Westfalen im Juni 2014 vor allem im Zugverkehr zu großen Schäden durch sehr hohe Windgeschwindigkeiten bei Durchzug einer starken Gewitterfront führte. Auch kleinräumige, kurzzeitige Starkniederschläge, die schadensträchtige Sturzfluten verursachen können, zählen

zu den Ereignissen, die durch das regionale Klimamodellensemble nicht betrachtet werden können. Hochaufgelöste, konvektionserlaubende Simulationen können zwar auch Daten zu sehr hohen Windgeschwindigkeiten bzw. Windböen liefern, könnten aber erst durch eine Ensemblebildung belastbare Aussagen ermöglichen.

Das Modell- und Auswertungsinstrumentarium im Bereich Hydrologie wurde gegenüber KLIWAS wesentlich weiterentwickelt. Es gibt nun ein kohärentes Modell für die Einzugsgebiete von Rhein, Elbe, oberer Donau sowie Weser und Ems. Die Begründung und die Güte des Wasserhaushaltsmodells wurden erheblich verbessert. Das Portfolio der Auswertungen wurde ebenfalls erweitert. Neu sind Aussagen auch zu extremen Hochwasserereignissen sowie die Möglichkeit, Kennwerte flächendeckend für weite Teile des Bundesgebietes auszugeben. Entsprechende Karten sowie weitere Informationen finden sich z. B. in Nilson et al. (2020).

Besonders für die Küste kann als wesentliche Erkenntnis festgehalten werden, dass die Modellauflösung (räumlich wie zeitlich) bisher oft unzureichend für lokale bis regionale Untersuchungen ist. Dies trifft im Binnenbereich ebenfalls auf Extreme der Windgeschwindigkeit und des Niederschlags zu. Derzeit existieren beispielsweise kaum konvektionserlaubende Modelle, die zeitlich und räumlich begrenzte extreme Ereignisse wiedergeben können. Somit müssen weitere methodische Schritte unternommen werden. Die Auswertung von Wetterlagen und deren Klassifikation, die ihrerseits Informationen z. B. über Sturmlagen (Lamb-Wetterlagen) beinhalten, könnte sich hier als zielführend erweisen. Basierend auf der bisherigen Erkenntnis, dass keine bzw. nur geringe Änderungen in der Sturmhäufigkeit zu erwarten sind, ist die Sicherheit der Seeschifffahrt nicht als gefährdet anzusehen.

Der globale Meeresspiegelanstieg wird sich nach aktuellen Erkenntnissen (z. B. IPCC (2019a)) weiter beschleunigen. Aufgrund der verschiedenen beteiligten Prozesse, die teilweise noch nicht vollständig erforscht werden konnten, werden auch in Zukunft regionale Untersuchungen (z. B. im Programm SPP 1889 - Regional Sea Level Change and Society, gefördert durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft DFG) große Bedeutung haben. Die Ergebnisse der regionalen Untersuchungen sind auch für viele Prozesse an der Küste von Bedeutung, da diese Prozesse sensitiv auf den regionalen/lokalen Meeresspiegel reagieren.

6.2 Verwertung der Ergebnisse

Die im Rahmen des Schwerpunkts *Szenarienbildung* erzeugten Datensätze bildeten die Grundlage für viele weitergehende Untersuchungen in weiteren Schwerpunkten des Themenfelds 1. Den Partnern im Themenfeld wurden qualitativ hochwertige Beobachtungs- und Projektionsdaten zur Verfügung gestellt. Dabei wurden innovative Methoden zum Einsatz gebracht, die einerseits die systematischen Abweichungen (Bias) der Modelldaten zu Beobachtungsdatensätzen signifikant reduzieren konnten und zum anderen die Datensätze auf die gewünschte räumliche Auflösung von 5 km x 5 km regionalisieren konnten.

Über die Verwertung innerhalb des BMVI-Expertennetzwerks hinaus fließen diese neu gewonnenen Datensätze in die operationelle Klima- und Umweltberatung der Partnerbehörden (DWD, BfG, BSH) ein und bilden hier eine wesentliche Grundlage bei der Unterstützung der Deutschen Anpassungsstrategie (DAS) an den Klimawandel. So finden diese Datensätze u. a. Eingang in die derzeit in Erstellung befindliche Klima Wirkungs- und Vulnerabilitätsanalyse 2021. Bundesländer profitieren ebenfalls von den erzielten Ergebnissen beispielsweise durch Bereitstellung nutzerspezifischer Klimaprojektionsensembles. Auf diesen Daten leiten die Nutzer Handlungsempfehlungen und weitergehende Anpassungsmaßnahmen an den Klimawandel ab. Die im Schwerpunkt entwickelten Methoden verbesserten dabei frühere Klimaprojektionsdaten, so dass diese Daten verstärkt von Partnern und Kunden nachgefragt werden. Auf dieser Basis wurden viele weitere Datenprodukte (z. B. Abflussprojektionen und hydrologische Indikatoren) erzeugt, die nun z. B. in Planungsprozessen der Wasserstraßen und Schifffahrtsverwaltung des Bundes angewendet werden. Auch einige Bundesländer greifen bereits auf diese Daten zu. Eine weitergehende Nutzung der Klimaprojektionsdaten findet auch in Forschungsprojekten – beispielsweise zur Energiewende – statt.

6.3 Schwerpunkte der nächsten Bearbeitungsphase

In der nächsten Bearbeitungsphase liegen die Schwerpunkte bezüglich der Klimaprojektionsdaten in der Nutzung einer neuen Modellgeneration. Das gesamte Projektionsensemble wird auf den derzeit laufenden neuen Simulationen basieren (CMIP 6). Dabei kommen auch neue, verbesserte Szenarien zum Einsatz. Für die CMIP 6 Simulationen wurden die bisher verwendeten RCP-Szenarien aktualisiert und in sogenannte SSP (*Shared Socioeconomic Pathways*) überführt.

Der Fokus wird insbesondere auf den Variablen Windgeschwindigkeit und Niederschlag liegen. Dazu ist es nötig, neue und innovative statistische Methoden zu entwickeln und anzuwenden. Ein weiterer Schwerpunkt in Phase 2 des BMVI-Expertennetzwerks liegt auf der Beratung interner und externer Nutzer, sowie der Übergabe der generierten Daten an den neu etablierten DAS-Basisdienst „Klima und Wasser“ zur Verwendung im DAS-Prozess.

In der aktuellen Phase der Untersuchungen wurde zusätzlich zu dem Ensemble von Klimaprojektionen am Deutschen Wetterdienst eine räumlich hochauflösende Simulation mit dem Modell COSMO-CLM durchgeführt. In der nächsten Bearbeitungsphase ist geplant, diese Untersuchungen fortzuführen und auf ein neueres Modell (ICON-CLM) umzustellen. Dadurch und durch die Hinzunahme weiterer konvektionserlaubender Simulationen, die derzeit in internationalen Projekten vermehrt erstellt werden, ist ein zusätzlicher Erkenntnisgewinn insbesondere in Hinblick auf Extremereignisse zu erwarten. Durch die geplante Bereitstellung eines Ensembles konvektionserlaubender Simulationen wird auch eine erhöhte Robustheit dieser Ergebnisse erwartet. Zudem werden zeitlich hochaufgelöste Niederschläge (5 Minuten) betrachtet.

Darüber hinaus ist geplant, auch Klimamodelldaten auf weiteren Zeitskalen (Klimavorhersagen über Monate, Jahreszeiten und Dekaden) zu untersuchen, um besser auf verschiedene Planungshorizonte der Verkehrsinfrastruktur eingehen zu können.

Auch im Bereich der hydrologischen bzw. hydraulischen Modellierung sind wesentliche Weiterentwicklungen vorgesehen. Ein Schwerpunkt und eine große Herausforderung wird die Entwicklung von Methoden und Datenprodukten zu Auftreten, Dynamik und Wirkung von Sturzfluten sein. Eine vertiefte Analyse der Entstehung von projizierten Hochwasserereignissen wird weitere Einblicke in die Plausibilität von Klimamodellen und Aussagen zu einer zukünftig möglicherweise veränderten Hochwassergenese erbringen. Ferner sind weitere Verbesserungen im Bereich der Niedrigwassersimulation zu erwarten. Die in Phase 1 durchgeführten Untersuchungen zu langsamen Abflusskomponenten begründen diese Aussicht (Helms et al. in Nilson et al. (2020), Schlussbericht *Schiffbarkeit und Wasserbeschaffenheit*).

Bezüglich der zukünftigen Arbeiten an den HYRAS-Referenzdatensätzen gibt es mehrere Ansatzpunkte. Dabei sind sowohl eine Erhöhung der zeitlichen und eventuell auch räumlichen Auflösung der Niederschlagsdatensätze prioritär als auch deren fachliche Weiterentwicklung in Planung. Beim Globalstrahlungsdatensatz ist zudem eine Überarbeitung der Interpolationsmethodik notwendig, um die täglichen Beobachtungen und deren Extreme besser zu reproduzieren. Für die Entwicklung eines Niederschlagsrasterdatensatzes in subtäglich Auflösung ist die Einbindung weiterer Datenquellen wie z. B. Radardaten und Reanalysen angedacht. Dieser Schritt ist vor allem notwendig, um Starkregen und Sturzfluten, aber auch andere Aspekte des Einflusses der Niederschlagstätigkeit auf den Verkehrssektor im Rahmen der Phase 2.0 des BMVI-Expertennetzwerks, besser untersuchen und einschätzen zu können.

Neben der fachlichen Weiterentwicklung der Beobachtungs- und Klimaprojektionsdatensätze ist ebenfalls eine Weiterentwicklung und Bewertung der in Phase 1.0 erstellten Klimaindizes angedacht. Der Fokus liegt hierbei in einer möglichst optimalen Ausgestaltung von Klimaindizes zur besseren Bewertung der Exposition unterschiedlicher klimatischer Einflüsse bzw. Klimawirkungen für die am BMVI-Expertennetzwerk beteiligten Partnerbehörden. Des Weiteren ist gegenüber Phase 1.0 mit speziellen Fallstudien zu ausgewählten klimatischen Einflüssen oder Jahren mit besonders extremen Abweichungen vom klimatischen Mittel eine weitere Neuerung geplant. Geeignete Beispiele wären hier etwa die Hitze bzw. Dürresommer 2003, 2015 und 2018.

Wetterlagenanalysen sollen in Phase 2.0 ein wichtiger Bestandteil der gemeinsamen Untersuchungen sowohl im Binnenland als auch an der Küste werden. Hier soll ein behördenübergreifender Workshop zum Thema durchgeführt werden, da die Fülle der unterschiedlichen Klassifikationsmethoden eine gute Planung der gemeinsamen Vorgehensweise erfordert. Der Workshop ist ebenfalls für Anfang 2020 geplant.

Bei Sturmebben führen starke ablandige Winde zu einer erheblichen Reduktion des Wasserstands in den Ästuaren und der Deutschen Bucht. Diese Ereignisse können über mehrere Tage andauern, sodass Schiffs-ladungen reduziert werden müssen, um den Tiefgang der Schiffe an den geringen Wasserstand anzupassen. Somit sollen in Phase 2.0 die Änderung in Häufigkeit und Intensität von Sturmebben, die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs in diesem Kontext sowie die daraus resultierende Beeinträchtigung der Schifffahrt untersucht werden.

7 Literatur

- Astor B, Haunert G und Hillebrand G (2019) Entwicklung und Erprobung eines Modellinstrumentariums zur Abbildung von Erosion, Routing und Deposition von Feinsedimenten am Beispiel des Elbeinzugsgebietes, Beiträge zu einer verkehrsträgerübergreifenden Klimawirkungsanalyse: Wasserstraßenspezifische Wirkungszusammenhänge - Schlussbericht des Schwerpunktthemas Schiffbarkeit und Wasserbeschaffenheit (SP-106) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertenetzwerks.
- ATV-DVWK (2002) Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. ATV-DVWK - Regelwerk, Merkblatt M 504, Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V., Hennef.
- Ban N, Schmidli J und Schär C (2014) Evaluation of the convection-resolving regional climate modeling approach in decade-long simulations. *Journal of Geophysical Research* 119(13), 7889-7907. DOI:10.1002/2014JD021478
- BAW (2015a) BAW-Bildatlas: Ergebnisse aus KLIWAS und KLIMZUG-NORD Band 1: Sensitivitätsstudien zum Meeresspiegelanstieg in den Ästuaren Elbe, Jade-Weser und Ems. Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) Karlsruhe, 202 pp., <https://izw.baw.de/e-medien/bawbildatlas-band1-2015/index.html>
- BAW (2015b) BAW-Bildatlas Ergebnisse aus KLIWAS und KLIMZUG-NORD Band 2: Sensitivitätsstudien zum Meeresspiegelanstieg bei Sturmflut im Elbe-Ästuar. Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) Karlsruhe, 216 pp., <https://izw.baw.de/e-medien/bawbildatlas-band2-2015/index.html>
- BAW (2017) Grundlegende Aspekte einer Berechnung von Kennwerten. Bundesanstalt für Wasserbau (BAW). http://wiki.baw.de/de/index.php/Grundlegende_Aspekte_einer_Berechnung_von_Kennwerten
- BAW (2018) BAW-Bildatlas: Eine Sensitivitätsstudie vor dem Hintergrund des Klimawandels - Untersuchung kombinierter Szenarien aus Meeresspiegelanstieg und Abfluss in der Tideelbe. Bundesanstalt für Wasserbau (BAW), Hamburg.
- BfG (in Vorbereitung) LARSIM-ME - Ein Wasserhaushaltsmodell für Mitteleuropa. Aufbau und Entwicklungen 2013-2019, Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG), Koblenz.
- BMVI (2015) KLIWAS - Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt - Entwicklung von Handlungsoptionen. Abschlussbericht, Bundesministerium für Verkehr und digitale Infrastruktur (BMVI). https://www.kliwas.de/KLIWAS/DE/Home/homepage_node.html
- BMVI (2016) Bundesverkehrswegeplan 2030, Bundesministerium für Verkehr und digitale Infrastruktur (BMVI), Berlin. <https://www.bmvi.de/SharedDocs/DE/Anlage/VerkehrUndMobilitaet/BVWP/bvwp-2030-gesamtplan.pdf>
- Bollmeyer C, Keller JD, Ohlwein C, Wahl S, Crewell S, Friederichs P, Hense A, Keune J, Kneifel S, Pscheidt I, Redl S und Steinke S (2015) Towards a high-resolution regional reanalysis for the European CORDEX domain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 141(686), 1-15. DOI:10.1002/qj.2486
- Borsche M, Kaiser-Weiss AK und Kaspar F (2016) Wind speed variability between 10 and 116 m height from the regional reanalysis COSMO-REA6 compared to wind mast measurements over Northern Germany and the Netherlands. *Advances in Science and Research* 13, 151-161. DOI:10.5194/asr-13-151-2016
- Brahmer G, Brinkmann M, Busch N, Creusot R, Diezig R, Friese R, Hammer M, Lammersen R, Mehlig B, Plonka B, Schmid-Breton A, Schulte-Wülwer-Leidig A, Vogt R, Wagner J-P und Willkomm M (2015) Abschätzung der Wahrscheinlichkeitsänderung durch die hochwasserreduzierenden Maßnahmen entlang des Rheins., Internationale Kommission zum Schutz des Rheins (IKSR), Koblenz., https://www.iksr.org/fileadmin/user_upload/DKDM/Dokumente/Fachberichte/DE/rp_De_0229.pdf
- Brisson E, Van Weverberg K, Demuzere M, Devis A, Saeed S, Stengel M und van Lipzig NPM (2016) How well can a convection-permitting climate model reproduce decadal statistics of precipitation, temperature and cloud characteristics? *Climate Dynamics* 47(9), 3043-3061. DOI:10.1007/s00382-016-3012-z
- Bülow K, Dietrich C, Elizalde A, Gröger M, Heinrich H, Hüttel-Kabos S, Klein B, Mayer B, Meier HEM, Mikolajewicz U, Narayan N, Pohlmann T, Rosenhagen G, Schimanke S, Sein D und Su J (2014) Comparison of three regional coupled ocean atmosphere models for the North Sea under today's and future climate conditions. KLIWAS Schriftenreihe, KLIWAS-27/2014. BfG, Koblenz, 265 pp. DOI:10.5675/Kliwas_27/2014
- Cannon AJ (2018) Multivariate quantile mapping bias correction: an N-dimensional probability density function transform for climate model simulations of multiple variables. *Climate Dynamics* 50(1), 31-49. DOI:10.1007/s00382-017-3580-6

- Carson M, Köhl A, Stammer D, A. Slangen AB, Katsman CA, W. van de Wal RS, Church J und White N (2016) Coastal sea level changes, observed and projected during the 20th and 21st century. *Climatic Change* 134(1), 269-281. DOI:10.1007/s10584-015-1520-1
- CDC (2018) Rasterdaten der Monatssummen für die Globalstrahlung auf die horizontale Ebene für Deutschland basierend auf Boden- und Satellitenmessungen. DWD Climate Data Center (CDC),. ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/grids_germany/monthly/radiation_global/
- Dai A (2006) Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *Journal of Climate* 19(18), 4605-4630. DOI:10.1175/JCLI3884.1
- Dalelane C und Deutschländer T (2013) A robust estimator for the intensity of the Poisson point process of extreme weather events. *Weather and Climate Extremes* 1, 69-76. DOI:10.1016/j.wace.2013.07.003
- Dalelane C, Früh B, Steger C und Walter A (2018) A Pragmatic Approach to Build a Reduced Regional Climate Projection Ensemble for Germany Using the EURO-CORDEX8.5 Ensemble. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 57(3), 477-491. DOI:10.1175/jamc-d-17-0141.1
- de Winter RC, Sterl A und Ruessink BG (2013) Wind extremes in the North Sea Basin under climate change: An ensemble study of 12 CMIP5 GCMs. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118(4), 1601-1612. DOI:10.1002/jgrd.50147
- Deutschländer T und Dalelane C (2012) Auswertung regionaler Klimaprojektionen für Deutschland hinsichtlich der Änderung des Extremwertverhaltens von Temperatur, Niederschlag und Windgeschwindigkeit, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- DST (2015) Auswirkungen unterschiedlicher Abflüsse auf die Transportkosten und Kapazität der Binnen-schifffahrt auf dem Rhein. Projektbericht im Auftrag der BfG. DST-Bericht 2073, Entwicklungszentrum für Schiffstechnik und Transportsysteme (DST).
- Esty WW und Banfield JD (2003) The box-percentile plot. *Journal of Statistical Software* 8(17), 1-14. DOI: 10.18637/jss.v008.i17
- Fleischer C, Helms M und Nilson E (2019) Wasserhaushalt und Abfluss: Rhein, Elbe, Obere Donau, Weser, Ems, Beiträge zu einer verkehrsträgerübergreifenden Klimawirkungsanalyse: Wasserstraßenspezifische Wirkungszusammenhänge - Schlussbericht des Schwerpunktthemas Schiffbarkeit und Wasserbeschaffenheit (SP-106) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks.
- Frick C, Riediger U, Mazurkiewicz A, Steiner H, Rauthe M und Gratzki A (2014a) Schlussbericht KLIWAS-Projekt 1.01: Erstellung von flussgebietsbezogenen Referenzdaten, Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) Koblenz. DOI:10.5675/Kliwas_28/2014_1.01
- Frick C, Steiner H, Mazurkiewicz A, Riediger U, Rauthe M, Reich T und Gratzki A (2014b) Central European high-resolution gridded daily data sets (HYRAS): Mean temperature and relative humidity. *Meteorologische Zeitschrift* 23(1), 15-32. DOI:10.1127/0941-2948/2014/0560
- Fuchs R, Herold M, Verburg PH, Clevers JGPW und Eberle J (2015) Gross changes in reconstructions of historic land cover/use for Europe between 1900 and 2010. *Global Change Biology* 21(1), 299-313. DOI:10.1111/gcb.12714
- Ganske A, Tinz B, Rosenhagen G und Heinrich H (2016) Interannual and Multidecadal Changes of Wind Speed and Directions over the North Sea from Climate Model Results. *Meteorologische Zeitschrift* 25(4), 463-478. DOI:10.1127/metz/2016/0673
- Ganske A und Schade NH (2017) Analyse von Windstau, Wasserstand und Niederschlag für problematische Entwässerungssituationen des Nord-Ostsee-Kanals im Beobachtungszeitraum 1979-2015, Bericht zum Meilenstein M108b-1 des SP-108 im Themenfeld 1 des BMVI Expertennetzwerks, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), Hamburg.
- Ganske A (2019a) Validation von Windfeldergebnissen auf See und an der Küste aus regionalen gekoppelten Ozean-Atmosphären-Klimamodellen, Bericht zum Meilenstein M104a-2 des SP-104 im Themenfeld 1 des BMVI Expertennetzwerks, BSH, Hamburg. BSH (ed),
- Ganske A (2019b) Analyse von Windfeldergebnissen auf See und an der Küste aus regionalen gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Klimamodellen, Bericht zum Meilenstein M104a-4 des SP-104 im Themenfeld 1 des BMVI Expertennetzwerks, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), Hamburg.
- Ganske A, Jensen C und Schade NH (2019) Validation von atmosphärischen Klimamodelldaten über der Nord- und Ostsee, Bericht zum Meilenstein M108a-2 des SP-108 im Themenfeld 1 des BMVI Expertennetzwerks, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), Hamburg.

- Grinsted A, Jevrejeva S, Riva REM und Dahl-Jensen D (2015) Sea level rise projections for northern Europe under RCP8.5. *Climate Research* 64(1), 15-23. DOI:10.3354/cr01309
- Haller M (2019) Konvektionserlaubende Klimaprojektionen mit COSMO-CLM für Deutschland und Bereitstellung eines hochauflösenden Klimaprojektionsensembles mittels statistischem Downscaling (Fachbericht Arbeitspaket 101e), Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main (unveröffentlicht).
- Hänsel S, Brendel C, Fleischer C, Ganske A, Haller M, Helms M, Jensen C, Jochumsen K, Möller J, Krähenmann S, Nilson E, Rauthe M, Rasquin C, Rudolph E, Schade N, Stanley S, Wachler B, Deutschländer T, Tinz B, Walter A, Winkel N, Krahe P und Höpp S (2020a) Vereinbarungen des Themenfeldes 1 im BMVI-Expertenetzwerk zur Analyse von klimawandelbedingten Änderungen in Atmosphäre und Hydrosphäre. DOI:10.5675/ExpNHS2020.2020.01
- Hänsel S, Brendel C, Forbriger M, Herrmann C, Hillebrand G, Kirsten J, Klose M, Lohrengel A-F, Meine L, Nilson E, Ork J-P, Patzwahl R, Rauthe M und Schade NH (2020b) Klimawirkungsanalyse für die Bundesverkehrswege – Methodik und erste Ergebnisse. Schlussbericht des Schwerpunktthemas Klimawirkungsanalyse (SP-102) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertenetzwerks. DOI:10.5675/ExpNHS2020.2020.03
- Hänsel S, Nilson E, Patzwahl R, Forbriger M und Klose M (2020c) Stresstestszenarios Mittelrhein: Einflüsse von Wetter- und Klimaextremen auf überregionale Verkehrsströme – Schlussbericht des Schwerpunktthemas Fokusgebiete Binnen (SP-109) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertenetzwerks. DOI:10.5675/ExpNHS2020.2020.10
- Haylock M, Hofstra N, Klein Tank A, Klok L, Jones P und New M (2008) A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113. DOI:10.1029/2008JD010201
- Heinrich G und Gobiet A (2012) The future of dry and wet spells in Europe: a comprehensive study based on the ENSEMBLES regional climate models. *International Journal of Climatology* 32(13), 1951-1970. DOI:10.1002/joc.2421
- Hinrichs I und Jahnke-Bornemann A (2017) Erweiterung der KLIWAS Nordsee-Klimatologie auf die Ostsee (BNSC) im Rahmen einer Kooperation des ICDC mit dem BMVI-Expertenetzwerk, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), Hamburg.
- Horton BP, Rahmstorf S, Engelhart SE und Kemp AC (2014) Expert assessment of sea-level rise by AD 2100 and AD 2300. *Quaternary Science Reviews* 84, 1-6. DOI:10.1016/j.quascirev.2013.11.002
- Hübener H, Bülow K, Fooker C, Früh B, Hoffmann P, Höpp S, Keuler K, Menz C, Mohr V, Radtke K, Ramthun H, Spekat A, Steger C, Toussaint F, Warrach-Sagi K und Woldt M (2017) ReKliEs-De, Regionale Klimaprojektionen Ensemble für Deutschland, Ergebnisbericht.
- Huntington T (2006) Evidence for Intensification of the Global Water Cycle: Review and Synthesis. *Journal of Hydrology* 319, 83-95. DOI:10.1016/j.jhydrol.2005.07.003
- IPCC (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.,
- IPCC (2013) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.,
- IPCC (2019a) Summary for Policymakers. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.
- IPCC (2019b) IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Pörtner H-O, Roberts DC, Masson-Delmotte V, Zhai P, Tignor M, Poloczanska E, Mintenbeck K, Nicolai M, Okem A, Petzold J, Rama B und Weyer N (eds). <https://www.ipcc.ch/srocc/home/>
- Jacob D, Petersen J, Eggert B, Alias A, Christensen OB, Bouwer LM, Braun A, Colette A, Deque M, Georgievski G, Georgopoulou E, Gobiet A, Menut L, Nikulin G, Haensler A, Hempelmann N, Jones C, Keuler K, Kovats S, Kroner N, Kotlarski S, Kriegsmann A, Martin E, van Meijgaard E, Moseley C, Pfeifer S, Preussmann S, Radermacher C, Radtke K, Rechid D, Rounsevell M, Samuelsson P, Somot S, Soussana JF, Teichmann C, Valentini R, Vautard R, Weber B und Yiou P (2014) EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change* 14(2), 563-578. DOI:10.1007/s10113-013-0499-2

- Jenkinson AF und Collison FP (1977) An initial climatology of gales over the North Sea. Synoptic climatology branch memorandum 62, 18.
- Jensen C (2019) Charakteristische Wetterlagen über der Nordsee, Bericht zum Meilenstein M108b-2 des SP-108 im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), Hamburg.
- Johansson MM, Pellikka H, Kahma KK und Ruosteenoja K (2014) Global sea level rise scenarios adapted to the Finnish coast. *Journal of Marine Systems* 129, 35-46. DOI:10.1016/j.jmarsys.2012.08.007
- Kjellström E, Boberg F, Castro M, Christensen JH, Nikulin G und Sánchez E (2010) Daily and monthly temperature and precipitation statistics as performance indicators for regional climate models. *Climate Research* 44(2-3), 135-150. DOI:10.3354/cr00932
- Kopp RE, Horton RM, Little CM, Mitrovica JX, Oppenheimer M, Rasmussen DJ, Strauss BH und Tebaldi C (2014) Probabilistic 21st and 22nd century sea-level projections at a global network of tide-gauge sites. *Earth's Future* 2(8), 383-406. DOI:10.1002/2014ef000239
- Krähenmann S, Walter A, Brienen S, Imbery F und Matzarakis A (2018) High-resolution grids of hourly meteorological variables for Germany. *Journal of Theoretical and Applied Climatology* 131(3), 899-926. DOI:10.1007/s00704-016-2003-7
- Lavalle C (2014) Land-use/cover maps (LUISA Platform REF2014). European Commission, Joint Research Centre (JRC). <http://data.europa.eu/89h/jrc-luisa-land-use-ref-2014>
- Le Bars D, Drieffhout S und de Vries H (2017) A high-end sea level rise probabilistic projection including rapid Antarctic ice sheet mass loss. *Environmental Research Letters* 12(4), 044013. DOI:10.1088/1748-9326/aa6512
- Lüthi D, Le Floch M, Bereiter B, Blunier T, Barnola J-M, Siegenthaler U, Raynaud D, Jouzel J, Fischer H, Kawamura K und Stocker TF (2008) High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature* 453(7193), 379-382. DOI:10.1038/nature06949
- Martel J-L, Mailhot A, Brissette F und Caya D (2018) Role of Natural Climate Variability in the Detection of Anthropogenic Climate Change Signal for Mean and Extreme Precipitation at Local and Regional Scales. *Journal of Climate* 31(11), 4241-4263. DOI:10.1175/JCLI-D-17-0282.1
- Meinshausen M, Smith SJ, Calvin K, Daniel JS, Kainuma MLT, Lamarque J, Matsumoto K, Montzka SA, Raper SCB, Riahi K, Thomson A, Velders GJM und van Vuuren DPP (2011) The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change* 109(1), 213-241. DOI:10.1007/s10584-011-0156-z
- Müller-Westermeier G (1995) Numerische Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- Nabat P, Somot S, Mallet M, Sanchez-Lorenzo A und Wild M (2014) Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing Euro-Mediterranean climate since 1980. *Geophysical Research Letters* 41(15), 5605-5611. DOI:10.1002/2014GL060798
- Nilson E und Krahe P (2012) Zum Transfer der Unsicherheiten von Abfluss-Projektionen des 21. Jahrhunderts in den politisch-administrativen Raum. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 31, 283-293.
- Nilson E, Krahe P, Klein B, Lingemann I, Horsten T, Carambia M, Larina M und Maurer T (2014) Auswirkungen des Klimawandels auf das Abflussgeschehen und die Binnenschifffahrt in Deutschland, Koblenz. DOI:10.5675/Kliwas_43/2014_4.01
- Nilson E, Abalichin J, Bilal A, Brauch J, Dick S, Dröse M, Ehlers B-M, Eichler D, Emami F, Fischer H, Geläschus H, Janssen F, Keller G, Knauff F-J, Krause P, Rauthe M, Rothe M, Schröder M, Stachel H, Stegert C, van Trang P, Walter A, Winkel N und Zierul R (2018) ProWaS - Climate Projection service for Waterways and Navigation in Germany. *Geophysical Research Abstracts* 21, 1.
- Nilson E, Astor B, Bergmann L, Fischer H, Fleischer C, Hauer G, Helms M, Hillebrand G, Höpp S, Kikillus A, Labadz M, Mannfeld M, Razafimaharo C, Patzwahl R, Rasquin C, Rauthe M, Riedel A, Schröder M, Schulz D, Seiffert R, Stachel H, Wachler B und Winkel N (2020) Beiträge zu einer verkehrsträgerübergreifenden Klimawirkungsanalyse: Wasserstraßenspezifische Wirkungszusammenhänge - Schlussbericht des Schwerpunktthemas Schifffahrt und Wasserbeschaffenheit (SP-106) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks. DOI:10.5675/ExpNNE2020.2020.07
- Nilson E (eingereicht) Vier Herausforderungen bei der Umsetzung von "Klimawissen" in die Praxis – Überlegungen zum Aufbau von Klimaprojektionsdiensten aus der Perspektive einer wasserwirtschaftlichen Bundeseinrichtung. ProMet.

- Norris JR und Wild M (2007) Trends in aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover, solar “dimming,” and solar “brightening”. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112(D8). DOI:10.1029/2006JD007794
- Olsson J, Berggren K, Olofsson M und Viklander M (2009) Applying climate model precipitation scenarios for urban hydrological assessment: A case study in Kalmar City, Sweden. *Atmospheric Research* 92(3), 364-375. DOI:10.1016/j.atmosres.2009.01.015
- Pfeifroth U, Kothe S, Müller R, Trentmann J, Hollmann R, Fuchs P und Werscheck M (2017) Surface Radiation Data Set - Heliosat (SARAH) - Edition 2, Satellite Application Facility on Climate Monitoring. DOI:10.5676/EUM_SAF_CM/SARAH/V002
- Prein AF, Langhans W, Fosser G, Ferrone A, Ban N, Goergen K, Keller M, Tölle M, Gutjahr O, Feser F, Brisson E, Kollet S, Schmidli J, van Lipzig NPM und Leung R (2015) A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Reviews of Geophysics* 53(2), 323-361. DOI:10.1002/2014rg000475
- Rauthe M, Steiner H, Riediger U, Mazurkiewicz A und Gratzki A (2013) A Central European precipitation climatology - Part I: Generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (HYRAS). *Meteorologische Zeitschrift* 22(3), 235-256. DOI:10.1127/0941-2948/2013/0436
- Rauthe M, Brendel C, Helms M, Lohrengel A-F, Meine L, Nilson E, Norpoth M, Rasquin C, Rudolph E, Schade NH, Deutschländer T, Fleischer C, Forbringer M, Ganske A, Herrmann C, Kirsten J, Möller J und Seiffert R (2020) Klimawirkungsanalyse des Bundesverkehrssystems im Kontext Hochwasser - Schlussbericht des Schwerpunktthemas Hochwassergefahren (SP-103) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertenetzwerks. DOI:10.5675/ExpNRM2020.2020.04
- Razafimaharo CS, Höpp S, Krähenmann S, Rauthe M und Deutschländer T (2019) Erweiterung & Überarbeitung der HYRAS-Daten: Niederschlag, Lufttemperatur, Feuchte und Globalstrahlung (Fachbericht zum Arbeitspaket 101b), Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach am Main (unveröffentlicht).
- RheinSchPV (2016) Rheinschiffahrtspolizeiverordnung (RheinSchPV) (BGBl. II Seite 3816). https://www.elwis.de/DE/Schifffahrtsrecht/Verzeichnis-Rechtsverordnungen-Gesetze-Richtlinien/RheinSchPV.pdf?__blob=publicationFile&v=17
- Rockel B, Will A und Hense A (2008) The regional climate model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorologische Zeitschrift* 17(4), 347-348. DOI:10.1127/0941-2948/2008/0309
- Sadikni R, Schade NH, Andersson A, Jahnke-Bornemann A, Hinrichs I, Gates L, Tinz B und Stammer D (2018) The KLIWAS North Sea climatology. Part I: Processing of the atmospheric data. *Journal of Atmospheric Oceanic Technology* 35(1), 111-126. DOI:10.1175/JTECH-D-17-0044.1
- Sanchez-Lorenzo A, Enriquez-Alonso A, Wild M, Trentmann J, Vicente-Serrano S, Sanchez-Romero A, Posselt R und Hakuba M (2017) Trends in downward surface solar radiation from satellites and ground observations over Europe during 1983–2010. *Remote Sensing of Environment* 189, 108-117. DOI:10.1016/j.rse.2016.11.018
- Schade N, Hüttl-Kabus S, Ebner von Eschenbach A-D, Hohenrainer J, Jensen C, Möller J, Rasquin C, Wachler B, Ganske A und Heinrich H (2020) Klimaänderungen und Klimafolgenbetrachtung für das Bundesverkehrssystem im Küstenbereich - Schlussbericht des Schwerpunktthemas Fokusebene Küsten (SP-108) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertenetzwerks. DOI:10.5675/ExpNSN2020.2020.09
- Schade NH (2017) Evaluating the atmospheric drivers leading to the December 2014 flood in Schleswig-Holstein, Germany. *Earth Syst. Dynam.* 8(2), 405-418. DOI:10.5194/esd-8-405-2017
- Schröter K, Kunz M, Elmer F, Mühr B und Merz B (2015) What made the June 2013 flood in Germany an exceptional event? A hydro-meteorological evaluation. *Hydrology and Earth System Sciences* 19(1), 309-327. DOI:10.5194/hess-19-309-2015
- Sinocca JF, Kharin VV, Jiao Y, Qian MW, Lazare M, Solheim L, Flato GM, Biner S, Desgagne M und Dugas B (2016) Coordinated global and regional climate modeling. *Journal of Climate* 29(1), 17-35. DOI:10.1175/JCLI-D-15-0161.1
- Seiffert R, Hesser F, Büscher A, Fricke B, Holzwarth I, Rudolph E, Sehili A, Seiß G und Winkel N (2014) Schlussbericht KLIWAS-Projekt 2.04/3.02: Auswirkungen des Klimawandels auf die deutsche Küste und die Ästuare. Mögliche Betroffenheiten der Seeschiffahrtsstraßen und Anpassungsoptionen hinsichtlich der veränderten Hydrodynamik und des Salz- und Schwebstofftransports. DOI:10.5675/Kliwas_36/2014_3.02
- Tamisiea ME, Hill EM, Ponte RM, Davis JL, Vecicogna I und Vinogradova NT (2010) Impact of self-attraction and loading on the annual cycle in sea level. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115(C7). DOI:10.1029/2009JC005687

- Trzaska S und Schnarr E (2014) A review of downscaling methods for climate change projections, United States Agency for International Development (USAID).
- van Vuuren DP, Edmonds J, Kainuma M, Riahi K, Thomson A, Hibbard K, Hurtt GC, Kram T, Krey V, Lamarque J-F, Masui T, Meinshausen M, Nakicenovic N, Smith SJ und Rose SK (2011) The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change* 109(1), 5. DOI:10.1007/s10584-011-0148-z
- Wahler B, Rasquin C und Winkel N (2019) Hydrodynamische Sensitivitätsexperimente im Tidebereich unter Annahme von Meeresspiegel- und Topographieszenarien, Beiträge zu einer verkehrsträgerübergreifenden Klimawirkungsanalyse: Wasserstraßenspezifische Wirkungszusammenhänge - Schlussbericht des Schwerpunktthemas Schiffbarkeit und Wasserbeschaffenheit (SP-106) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks.
- Watanabe M, Suzuki T, Oishi R, Komuro Y, Watanabe S, Emori S, Takemura T, Chikira M, Ogura T, Sekiguchi M, Takata K, Yamazaki D, Yokohata T, Nozawa T, Hasumi H, Tatebe H und Kimoto M (2010) Improved Climate Simulation by MIROC5: Mean States, Variability, and Climate Sensitivity. *Journal of Climate* 23(23), 6312-6335. DOI:10.1175/2010jdi3679.1
- Westra S, Alexander LV und Zwiers FW (2013) Global Increasing Trends in Annual Maximum Daily Precipitation. *Journal of Climate* 26(11), 3904-3918. DOI:10.1175/jdi-d-12-00502.1
- Westra S, Fowler HJ, Evans JP, Alexander LV, Berg P, Johnson F, Kendon EJ, Lenderink G und Roberts NM (2014) Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. *Reviews of Geophysics* 52(3), 522-555. DOI:10.1002/2014rg000464
- Wilks DS (2005) *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. International Geophysics Series, 91. Academic Press, Burlington, USA, 627 pp.,

8 Abkürzungsverzeichnis

API	A ntecedent P recipitation I ndex – Vorfeuchte Index
BAW	B undesanstalt für W asserbau
BfG	B undesanstalt für G ewässerkunde
BMVI	B undesministerium für V erkehr und digitale I nfrastruktur
BNSC	B altic and N orth S eas C limatology (Nord- und Ostseeklimatologie)
BSH	B undesamt für S eeschifffahrt und H ydrographie
BVWP	B undesverkehrswe g eplan
CanESM2	C anadian Centre for Climate Modelling and Analysis E arth S ystem M odel – vom kanadischen Zentrum für Klimamodellierung und Analyse entwickeltes ESM
CCLM	C OSMO- CLM (COSMO Modell im Klimamodus)
CLM	C limate L imited-area M odel – von der CLM-Community betriebenes regionales Klimamodell, das aus dem Wettervorhersagemodell COSMO hervorgegangen ist
CNRM-CM5	C entre N ational de R echerches M étéorologiques C irculation M odel – Klimamodell des beim französischen Wetterdienst basierten Klimaforschungsinstituts
CMIP5	C oupled M odel I ntercomparison P roject – internationaler Klimamodellvergleich
CM-SAF	A pplication F acility on C limate M onitoring – satellitengestützter Monitoringdienst
CO ₂	Kohlenstoffdioxid
CORDEX	C oordinated D ownscaling E xperiment – regionale Initiativen für das Herunterskalieren der globalen Klimamodelle
COSMO	C onsortium for S mall Scale M odelling – Konsortium für kleinskalige Modellierung
COSMO-REA6	C OSMO R egional R eanalysis – regionale Reanalyse erstellt mit dem COSMO-Modell
DI	D ispersion I ndex – Dispersionsindex
DIN	D eutsches I nstitut für N ormung
DJF	D ezember, J anuar, F ebruar – meteorologischer Winter
DWD	D eutscher W etter d ienst
EC-EARTH	E uropean C ommunity E arth-System Model – von einem europäischen Konsortium entwickeltes ESM
ECMWF	E uropean C entre for M edium-Range W eather F orecasts – Europäische Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
E-OBS	high-resolution gridded data set of daily climate over Europe
ERA	E CMWF R e- A nalysis – Reanalysedaten vom ECMWF
ESGF	E arth S ystem G rid F ederation – ESM-Grid-Verbund von Wissenschaftsinstituten
ESM	E arth S ystem M odel
EWS	E xtr e m w ert s tatistik
ExpN	E xp e rten n etz w erk des BMVI
GCM	G eneral C irculation M odel / G lobal C irculation M odel – globales Klimamodell
GEV	g enerelle E xtr e m w ert v erteilung

GFDL-ESM2M	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory - Earth System Model – ESM des geophysischen Strömungsdynamiklabors beim Nationalen Ozean- und Atmosphärenbehörde der USA
GIW	G leichwertiger W asserstand, der im Mittel an maximal 20 eisfreien Tagen pro Jahr unterschritten wird
GPD	Generalized Pareto Distribution – generelle Pareto-Verteilung
HadGEM2-ES	Hadley Centre Global Environmental Model - Earth System – vom Hadley-Zentrum entwickeltes ESM
HQ ₁₀₀	hundertjährliches Hochwasser
HSQ	HSW zugehöriger Abflusswert
HSW	H öchster S chiffahrtswasserstand
HURS	relative Luftfeuchtigkeit (HU midity, R elative, near S urface)
HW	H ochwasser
HYRAS	H ydrologische R asterdatensätze verschiedener hydrometeorologischer Größen für Deutschland und angrenzende Flusseinzugsgebiete
ICDC	I ntegrated C limate D ata C enter der Universität Hamburg
ICON	I cosahedral N onhydrostatic Weather and Climate Model – globales Numerisches Vorhersagemodell des DWD
IPCC	I ntergovernmental P anel on C limate C hange – zwischenstaatliches Expertengremium für Klimawandel, auch Weltklimarat
IPSL-CM5A-MR	I nstitut P ierre S imon L aplace Model CMIP5 M edium R esolution – Klimamodell des in Frankreich basierten Modellierungszentrums mittlerer Auflösung
IS92a	Emissionsszenario für den 2. IPCC Sachstandsbericht
JJA	J uni, J uli, A ugust – meteorologischer Sommer
KLIWAS	Auswirkungen des K limawandels auf W asserstraßen und S chiffahrt – Entwicklung von Anpassungsoptionen (Projekt des BMVI)
KNMI-RACMO22E	regionales Klimamodell des K oninklijk N ederlands M eteorologisch I nstituut – niederländischer Wetterdienst
LARSIM-ME	L arge A rea R unoff S imulation Model – Wasserhaushaltsmodell
MAE	mittlerer absoluter Fehler (m ean a bsolute e rror) – Fehlermaß für die Güte der Interpolation
MAM	M ärz, A pril, M ai – meteorologischer Frühling
MaxD	Maximale ununterbrochene Dauer der Über-/Unterschreitung eines Schwellenwertes
MHQ	Höchster Jahresabfluss, gemittelt über mehrere Jahre (hydrologischer Hochwasserkennwert)
MIROC5	M odel for I nterdisciplinary R esearch on C limate – von in japanischen Forschungsinstituten entwickeltes regionales Klimamodell
MJJASO	M ai, J uni, J uli, A ugust, S eptember, O ktober – hydrologisches Sommerhalbjahr
MPI-ESM	ESM des M ax- P lanck- I nstitutes für Meteorologie in Hamburg
MPI-ESM_LR	MPI-ESM low resolution – grob aufgelöstes ESM des Max-Planck-Institutes für Meteorologie in Hamburg
MPI-OM	O zeanmodell des M ax- P lanck- I nstitutes für Meteorologie in Hamburg

MRL	M ean r esidual l ife
NCEP	N ational C enter for A tmospheric P redictions – Nationale Zentren zur Umweltvorhersage der USA
NDJFMA	N ovember, D ezember, J anuar, F ebruar, M ärz, A pril – hydrologisches Winterhalbjahr
NEMO	N ucleus for E uropean M odelling of the O cean – von einem europäischen Konsortium von Forschungsinstituten entwickeltes regionales Ozeanmodell
NM7Q	niedrigster Mittelwert von sieben aufeinanderfolgenden Tagesabflusswerten innerhalb einer einzelnen Niedrigwasserperiode
NOK	N ord- O stsee- K anal
NorESM1–M	N orwegian E arth S ystem M odel m edium resolution – vom norwegischen Klimazentrum entwickeltes ESM in mittlerer Auflösung
m ü. NN	M eter ü ber N ormal n ull
OARCM	regionales g ekoppeltes O zean- A tmosphären- M odell
PCA	Hauptkomponentenanalyse (p incipal c omponent a nalysis) – statistisches Verfahren zur Vereinfachung einer Vielzahl statistischer Variablen durch Linearkombinationen
PNP	P egeln u ll p unkt
ProWaS	Klimawandel- P rojektionsdienst für W asserstraßen und S chifffahrt (Projektionsdienst des BMVI); Pilot p rojekt zum DAS-Basisdienst „Klima und Wasser“
POT	P eak O ver T hreshold – Anpassungsmethode wobei alle (voneinander unabhängigen) Werte über einem gewissen Schwellwert (threshold) genutzt werden
PR	Gesamtniederschlagssumme
PSL	S ea level p ressure – Luftdruck auf Meereshöhe
QDCM	Q uantil- D elta- C hange- M apping – Bias-Adjustierungsverfahren
RACE	Regional Atlantic Circulation and Global Change –Verbundprojekt des Bundesministeriums für Bildung und Forschung über die regionale Atlantikzirkulation im globalen Wandel
RACMO	R egional A tmospheric C limate M odel – vom KNMI und dem dänischen Wetterdienst entwickeltes regionales Klimamodell
RCA4	R ossby C entre regional a tmospheric model – beim SMHI entwickeltes regionales Klimamodell
REGNIE	R egionalisierte N iederschlagshöhe – beim DWD verwendetes Interpolationsverfahren für Niederschlag
ReKliEs	R egionale K limaprojektionen E nsemble für Deutschland – Erweiterung des regionalen Klimaprojektionsensembles aus EURO-CORDEX
REMO	R egional M odell – in Deutschland entwickeltes numerisches regionales Klimamodell
RCM	R egional C limate M odel – regionales Klimamodell
RCP	R epresentative C oncentration P athway – Emissionsszenarien (Repräsentative Konzentrationspfade) des 5. IPCC Sachstandsberichts
RheinSchPV	R heins s chiffahrtspolizeiverordnung
RSDS	Globalstrahlungssumme (Radiation, Shortwave Downwelling, Surface)

SARAH	Surface Solar Radiation Data Set – Heliosat – Satellitendatenprodukt des CM-SAFs für Sonnenstrahlung
SD	statistisches D ownscaling
sfcWind	mittlere Windgeschwindigkeit
SLR	S ea L evel R ise – Meeresspiegelanstieg
SMHI	S veriges m eteorologiska och h ydrologiska i nstitut – schwedisches meteorologisches und hydrologisches Institut
SON	S eptember, O ktober, N ovember – meteorologischer Herbst
SP	S chwerpunktthema im BMVI-Expertennetzwerk
SRES	S pecial R eport on E mission S cenarios – Emissionsszenarien des 4. IPCC Sachstandsberichts
SROCC	S pecial R eport on the O cean and C ryosphere in a C hanging C limate – Sonderbericht des IPCC zu Meeresspiegel und Kryosphäre
SSP	S hared S ocioeconomic P athways
TAS	Lufttemperatur in 2 m Höhe
Thw	T idehochwasser
TMAX	Maximum der Lufttemperatur in 2 m Höhe
TMIN	Minimum der Lufttemperatur in 2 m Höhe
Tnw	T ideniedrigwasser
TRY	T est R eference Y ears – Testreferenzjahre
UNFCCC	U nited N ations F ramework C onvention on C limate C hange – Rahmenübereinkommen der Vereinten Nationen über Klimaänderungen
WRF	W eather R esearch and F orecasting M odel – mesoskaliges numerisches Modell

9 Anhang

9.1 Änderungen Klimaindizes

Tabelle 9-1: Tabelle ausgewählter Klimaindizes für das Ensemble von Klimamodellen für drei RCP-Szenarios unter Angabe des Ensemblemedians und der Bandbreite (15. und 85. Perzentil. Dargestellt sind die langjährigen Deutschlandmittel, jeweils für den *Bezugszeitraum* (1971–2000), die *nahe* (2031–2060) und die *ferne Zukunft* (2071–2100). Absolute bzw. relative Differenzen können von diesen Zahlen abgeleitet werden. Ergebnisse für die Beobachtungsdaten sind aus dem Fachbericht zu HYRAS (Razafimaharo et al. 2019) zu entnehmen.

Index	Zeit- raum	1971–2000	2031–2060									2071–2100								
		50. P.	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5			RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
			15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.
tasMean mittlere Lufttemperatur in 2m Höhe [°C]	DJF	0,8	1,6	2,0	2,3	1,8	2,1	3,1	2,2	2,8	3,3	1,6	2,0	2,5	2,4	2,8	3,7	4,2	4,6	5,6
	MAM	8,0	8,6	8,9	9,4	8,6	9,4	9,8	9,2	9,5	9,9	8,7	9,0	9,3	9,2	9,9	10,5	10,4	11,2	11,5
	JJA	16,6	17,3	17,7	18,3	17,7	18,0	18,5	18,0	18,4	18,9	17,5	17,8	18,4	18,2	18,5	19,3	19,6	20,2	21,6
	SON	8,7	9,8	10,1	10,7	9,9	10,2	10,9	10,4	10,8	11,4	9,4	9,9	10,6	10,5	11,0	12,1	12,0	12,7	14,4
	MJJASO	14,1	14,8	15,1	15,8	15,1	15,4	16,0	15,5	15,9	16,5	14,9	15,1	15,8	15,6	16,0	16,9	16,9	17,6	19,2
	NDJFMA	3,0	3,9	4,2	4,5	4,0	4,4	4,9	4,5	4,8	5,2	4,0	4,2	4,6	4,6	5,2	5,7	6,2	6,6	7,3
	Jahr	8,6	9,5	9,7	10,1	9,6	10,0	10,6	10,1	10,4	10,8	9,5	9,7	10,2	10,2	10,6	11,5	11,7	12,3	13,3
tasmaxMax Maximum der Maximum- temperatur [°C]	DJF	16,9	16,7	17,8	19,4	16,8	17,9	19,5	17,9	18,9	20,2	17,0	18,2	19,9	17,7	18,9	21,1	19,3	20,5	21,7
	MAM	30,8	30,3	32,4	34,1	31,0	32,3	34,2	31,4	32,9	34,8	30,2	31,9	34,6	31,7	33,0	34,8	33,0	35,5	38,1
	JJA	35,9	36,3	38,1	40,6	36,8	38,7	42,0	37,9	39,6	42,4	37,2	39,1	41,2	37,7	39,3	41,8	40,6	42,7	45,1
	SON	30,1	30,5	32,2	34,3	30,7	32,2	34,6	31,7	33,3	35,1	30,5	31,7	34,1	32,2	33,8	36,4	33,5	35,6	38,4
	MJJASO	36,0	36,3	38,2	40,6	36,8	38,7	42,0	37,9	39,6	42,3	37,2	39,1	41,2	37,8	39,3	41,8	40,6	42,8	45,2
	NDJFMA	27,5	26,3	28,0	30,3	26,7	28,1	30,2	27,8	29,2	30,8	26,4	28,0	30,0	27,0	28,4	30,6	29,5	31,1	34,1
	Jahr	35,9	36,3	38,1	40,6	36,8	38,7	42,0	37,9	39,6	42,4	37,2	39,1	41,2	37,8	39,3	41,8	40,6	42,7	45,1
tasminMin Minimum der Minimum- temperatur [°C]	DJF	-22,2	-24,4	-20,6	-17,3	-23,2	-20,5	-16,9	-22,2	-19,0	-16,4	-23,9	-19,8	-17,0	-22,2	-18,7	-15,2	-17,5	-14,6	-11,7
	MAM	-16,8	-17,0	-13,0	-9,9	-17,4	-13,4	-7,3	-14,7	-11,4	-8,2	-17,1	-13,5	-9,6	-14,5	-10,9	-6,1	-10,3	-7,3	-4,4
	JJA	1,5	1,6	2,8	3,8	1,8	3,2	4,2	2,4	3,5	4,4	1,6	2,7	3,6	2,6	3,7	4,9	3,8	5,0	6,3
	SON	-12,0	-13,0	-8,2	-4,7	-10,7	-7,8	-5,0	-11,8	-8,3	-5,5	-11,7	-9,0	-6,5	-10,7	-6,9	-4,1	-6,3	-3,9	-2,3
	MJJASO	-5,8	-5,5	-3,5	-1,8	-5,2	-3,5	-1,8	-4,4	-3,0	-1,7	-5,6	-3,9	-2,1	-4,3	-2,8	-0,6	-3,1	-1,0	0,6
	NDJFMA	-22,3	-24,8	-20,9	-17,7	-23,7	-20,7	-17,0	-22,4	-19,3	-16,8	-24,1	-19,9	-17,2	-22,3	-19,0	-15,4	-18,1	-14,9	-12,1
	Jahr	-22,2	-24,8	-20,9	-17,7	-23,6	-20,6	-17,0	-22,4	-19,3	-16,8	-24,0	-19,9	-17,3	-22,3	-19,0	-15,4	-17,8	-14,7	-11,9

Index	Zeit- raum	1971–2000	2031–2060									2071–2100								
		50. P.	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5			RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
			15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.
dtr Spanne der Tagestempe- ratur: mittlere Differenz maximaler und minimaler Tagestemperatur [°C]	DJF	5,4	5,1	5,3	5,5	5,1	5,3	5,4	5,1	5,3	5,5	5,1	5,3	5,5	5,1	5,3	5,5	5,1	5,4	5,6
	MAM	9,3	9,0	9,2	9,3	9,0	9,1	9,3	8,9	9,1	9,2	9,0	9,2	9,4	8,8	9,0	9,2	8,6	9,0	9,2
	JJA	10,3	9,9	10,2	10,5	9,9	10,2	10,6	9,9	10,2	10,5	10,0	10,3	10,6	9,7	10,1	10,6	9,8	10,3	10,8
	SON	7,6	7,5	7,7	7,8	7,3	7,5	7,7	7,4	7,7	7,9	7,5	7,7	7,9	7,4	7,6	7,9	7,4	7,6	8,0
	MJJASO	9,8	9,5	9,7	9,9	9,4	9,6	10,0	9,4	9,6	9,9	9,5	9,8	10,0	9,3	9,6	10,0	9,3	9,7	10,1
	NDJFMA	6,5	6,4	6,5	6,6	6,3	6,4	6,5	6,3	6,5	6,6	6,4	6,5	6,6	6,2	6,4	6,6	6,2	6,4	6,7
	Jahr	8,2	7,9	8,1	8,2	7,9	8,0	8,3	7,9	8,1	8,2	8,0	8,1	8,3	7,8	8,0	8,3	7,8	8,1	8,4
su Sommertage: Anzahl der Tage mit Ma- ximumtemperatur ≥ 25 °C [Anz. Tage]	DJF	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	MAM	2,8	2,6	3,4	4,6	2,8	4,1	5,2	3,4	4,2	5,0	2,2	3,3	4,3	3,6	4,5	6,3	4,8	6,9	9,7
	JJA	24,1	26,8	30,9	35,7	29,5	31,6	38,4	31,8	34,8	38,5	28,8	32,0	35,1	32,0	35,3	41,9	42,3	48,2	56,0
	SON	2,1	2,9	3,7	5,6	2,7	3,9	6,5	3,8	5,3	7,4	2,8	4,0	5,3	4,5	5,7	8,6	6,7	10,0	16,8
	MJJASO	28,8	33,3	37,4	44,7	35,8	39,0	47,5	39,2	43,6	48,8	34,1	39,1	43,4	40,7	44,5	55,9	53,4	62,2	79,6
	NDJFMA	0,3	0,2	0,4	0,8	0,3	0,5	0,8	0,5	0,6	0,8	0,2	0,4	1,0	0,4	0,6	0,9	0,9	1,4	1,9
	Jahr	29,0	33,7	37,8	45,3	36,2	39,5	48,1	39,9	44,3	49,4	34,3	39,5	44,1	41,4	44,9	56,3	54,4	63,8	81,6
hd heiße Tage: Anzahl der Tage mit Ma- ximumtempera- tur ≥ 30 °C [Anz. Tage]	DJF	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	MAM	0,1	0,1	0,3	0,6	0,1	0,3	0,6	0,2	0,4	0,6	0,1	0,3	0,5	0,3	0,5	0,9	0,5	1,0	2,4
	JJA	4,4	5,5	7,2	10,4	7,4	8,6	13,2	8,3	10,0	13,3	6,7	8,7	11,6	8,5	10,7	15,8	15,5	20,2	26,1
	SON	0,1	0,2	0,4	0,8	0,2	0,5	1,1	0,3	0,7	1,2	0,2	0,4	0,7	0,6	1,0	1,9	1,1	2,1	4,3
	MJJASO	4,5	6,0	7,9	11,4	8,1	9,4	14,6	9,1	11,1	14,9	7,2	9,4	12,6	9,6	12,3	17,7	17,6	22,9	32,1
	NDJFMA	0	0	0	0	0	0	0,1	0	0	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0,3
	Jahr	4,6	6,1	8,0	11,4	8,1	9,5	14,6	9,1	11,2	14,9	7,2	9,4	12,6	9,6	12,3	17,7	17,6	23,0	32,3
tn Tropennächte: Anzahl der Tage mit Mi- nimumtempera- tur > 20 °C [Anz. Tage]	DJF	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	MAM	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,3
	JJA	0,1	0,3	0,5	0,9	0,5	0,8	1,4	0,9	1,5	2,6	0,4	0,8	1,3	1,0	1,7	4,2	4,7	7,4	14,8
	SON	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0	0	0	0	0	0,2	0,1	0,4	1,2
	MJJASO	0,1	0,3	0,5	0,9	0,5	0,8	1,5	0,9	1,5	2,7	0,4	0,8	1,3	1,0	1,7	4,3	4,8	7,8	16,7
	NDJFMA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Jahr	0,1	0,3	0,5	0,9	0,5	0,8	1,5	0,9	1,6	2,7	0,4	0,8	1,3	1,0	1,7	4,3	4,8	7,8	16,2
fd Frosttage: Anzahl der Tage mit Mi- nimumtemperatur < 0 °C	DJF	54,7	43,7	46,5	48,5	37,2	44,3	48,7	34,1	41,3	45,4	42,5	46,8	49,7	32,5	38,0	46,0	18,5	27,2	31,9
	MAM	20,0	10,6	14,4	17,2	7,1	12,7	16,1	9,0	12,4	14,1	8,8	13,9	16,6	3,6	9,0	13,5	2,0	6,5	8,7
	JJA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	SON	12,7	6,1	8,1	9,9	5,9	7,6	9,8	5,1	6,8	8,3	6,8	9,1	10,8	3,1	5,9	7,9	0,9	2,6	4,2

Index	Zeit- raum	1971–2000	2031–2060									2071–2100								
		50. P.	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5			RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
			15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.
hdtnD	MAM	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001
Mittlere Dauer von Hitzeperioden mit tropischen Nächten:	JJA	0	0	0,001	0,048	0	0,013	0,152	0,015	0,080	0,359	0,001	0,017	0,125	0,018	0,122	0,738	0,419	1,310	4,137
Aufeinanderfolge von 6 heißen Tagen (s. hd) und tropischen Nächten (s. tn):	SON	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0,003	0	0,004	0,256
[Dauer Tage]	MJJASO	0	0	0,002	0,102	0,001	0,019	0,356	0,019	0,127	0,743	0,002	0,027	0,295	0,023	0,177	1,180	0,476	1,480	4,650
	NDJFMA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,006	0,006	0,010
	Jahr	0	0	0,001	0,048	0	0,013	0,152	0,015	0,084	0,369	0,001	0,017	0,125	0,018	0,123	0,751	0,424	1,329	4,359
3hdtn	DJF	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mittlere Anzahl von mindestens 3 aufeinanderfolgenden Hitzeperioden mit tropischen Nächten (s. hdtnD))	MAM	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,014
[Anz. Ereignisse]	JJA	0	0,004	0,018	0,062	0,011	0,039	0,128	0,047	0,107	0,206	0,011	0,043	0,111	0,047	0,125	0,353	0,357	0,658	1,349
	SON	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0,008	0	0,010	0,104
	MJJASO	0	0,004	0,018	0,062	0,011	0,040	0,128	0,047	0,108	0,210	0,009	0,041	0,113	0,045	0,123	0,359	0,368	0,667	1,420
	NDJFMA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Jahr	0	0,004	0,018	0,062	0,011	0,040	0,128	0,047	0,108	0,211	0,011	0,043	0,111	0,048	0,126	0,358	0,364	0,683	1,440
hurs	DJF	85,1	84,1	85,3	85,8	84,2	85,4	86,1	83,6	85	85,9	83,8	85,3	86,1	83,7	85,2	86,1	81,9	84,6	86,4
relative Luftfeuchte [%]	MAM	74,2	73,9	74,9	76,5	73,8	74,9	75,9	74	75,1	75,8	73,5	74,5	76,3	74,3	75,1	76,6	73,8	75,3	76,5
	JJA	73,6	71,7	73,5	75,2	70,6	72,9	74,5	72	73,6	74,4	71,9	73,2	74,7	71	73,1	74,6	70	72,4	74,4
	SON	83,0	81,7	82,5	83,6	81,8	82,6	84,1	80,6	82,3	83,2	80,9	82,8	83,5	81,1	82,3	83,5	79,1	81,2	82,6
	MJJASO	75,8	74,5	75,6	76,8	73,7	75,3	76,9	74,8	75,7	76,4	74,5	75,4	76,8	74,0	75,5	76,5	72,8	74,7	76,3
	NDJFMA	82,1	81,5	82,4	83,2	81,8	82,4	83,2	81,1	82,1	82,9	81,0	82,4	83,3	81,6	82,4	83,6	80,2	82,1	83,5
	Jahr	78,9	78,3	79	79,7	78,2	78,8	79,7	77,9	78,8	79,3	77,9	78,8	79,8	78,1	78,9	79,6	76,6	78,3	79,1
rMean	DJF	186,3	185,2	194,3	206,9	190,6	200,3	212,5	190,6	205,7	221,0	176,4	191,5	207,8	192,2	205,6	220,1	197,2	218,7	241,4
mittlerer Niederschlag mm	MAM	173,4	173,3	186,0	198,7	177,5	187,1	200,0	178,2	189,3	199,2	169,0	180,9	193,8	183,2	194,5	209,0	179,6	198,4	214,5
	JJA	234,9	213,3	234,2	256,5	208,3	233,2	257,0	211,5	234,3	257,7	214,2	236,5	256,8	207,9	230,8	263,5	196,6	222,2	253,4
	SON	187,7	178,6	188,9	202,7	177,7	194,4	216,6	174,2	190,9	209,4	175,3	188,9	206,9	181,0	194,7	215,1	172,0	195,2	218,8
	MJJASO	424,6	404,2	431,5	458,7	398,5	433,6	463,9	399,9	430,8	462,6	402,5	430,1	458,4	400,9	431,4	472,5	384,1	422,9	466,1
	NDJFMA	357,8	357,7	375,0	396,5	370,3	385,3	403,7	367,2	392,0	410,0	349,3	368,3	393,8	374,3	398,0	421,8	378,5	417,8	454,1
	Jahr	780,9	768,3	811,6	845,5	779,4	818,4	857,9	775,5	822,3	859,1	751,5	801,4	838,8	791,8	827,4	881,6	770,2	839,1	902,1
r20mm	DJF	0,7	0,7	0,9	1,1	0,7	0,9	1,2	0,7	1,0	1,2	0,6	0,8	1,1	0,7	1,0	1,3	0,9	1,2	1,6
Anzahl Niederschlagstage $\geq 20\text{mm}$	MAM	0,7	0,7	0,9	1,2	0,7	0,9	1,2	0,8	1,0	1,2	0,7	0,9	1,1	0,8	1,0	1,3	0,9	1,2	1,4
	JJA	1,7	1,5	1,8	2,2	1,4	1,8	2,2	1,5	1,9	2,3	1,5	1,8	2,2	1,5	1,8	2,3	1,5	2,0	2,4

Index	Zeit- raum	1971–2000	2031–2060									2071–2100								
		50. P.	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5			RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
			15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.
[Anz. Tage]	SON	1,0	0,9	1,1	1,4	0,9	1,2	1,6	1,0	1,2	1,5	0,9	1,1	1,4	1,0	1,3	1,7	1,2	1,5	1,8
	MJJASO	2,8	2,7	3,1	3,6	2,6	3,1	3,7	2,7	3,2	3,7	2,6	3,1	3,6	2,8	3,2	4,0	2,9	3,6	4,2
	NDJFMA	1,4	1,4	1,6	2,0	1,4	1,7	2,1	1,5	1,8	2,2	1,3	1,6	1,9	1,5	1,9	2,4	1,8	2,3	2,9
	Jahr	4,2	4,2	4,8	5,4	4,2	4,8	5,5	4,5	5,1	5,7	4,1	4,7	5,4	4,5	5,1	6,2	5,0	5,8	6,8
r30mm Anzahl Niederschlagstage ≥ 30mm [Anz. Tage]	DJF	0,2	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,4	0,2	0,3	0,5
	MAM	0,2	0,1	0,3	0,4	0,2	0,2	0,4	0,2	0,3	0,4	0,2	0,2	0,4	0,2	0,3	0,4	0,2	0,3	0,5
	JJA	0,5	0,4	0,6	0,8	0,4	0,6	0,8	0,5	0,7	0,9	0,4	0,6	0,8	0,4	0,6	0,9	0,5	0,8	1,0
	SON	0,3	0,2	0,3	0,4	0,2	0,3	0,5	0,2	0,4	0,5	0,2	0,3	0,4	0,2	0,4	0,6	0,3	0,5	0,6
	MJJASO	0,8	0,8	1,0	1,3	0,8	1,0	1,3	0,8	1,1	1,3	0,8	1,0	1,3	0,8	1,1	1,4	1,0	1,3	1,6
	NDJFMA	0,3	0,3	0,4	0,5	0,3	0,4	0,6	0,3	0,5	0,6	0,3	0,4	0,5	0,3	0,5	0,7	0,4	0,6	0,9
	Jahr	1,1	1,1	1,4	1,7	1,1	1,4	1,8	1,3	1,5	1,9	1,1	1,4	1,7	1,2	1,5	2,1	1,5	1,9	2,4
r95p Anzahl von sehr feuchten Tagen mit Niederschlag > 95. Perzentil [Anz. Tage]	DJF	4,5	4,5	5,1	5,7	4,6	5,2	5,9	4,8	5,5	6,4	4,2	4,9	5,8	4,8	5,6	6,4	5,4	6,3	7,4
	MAM	4,6	4,4	5,0	5,7	4,6	5,1	5,8	4,8	5,3	5,9	4,3	4,9	5,6	4,8	5,5	6,2	5,1	5,8	6,6
	JJA	4,6	4,1	4,7	5,3	3,9	4,6	5,3	4,1	4,8	5,5	4,0	4,6	5,4	4,0	4,6	5,6	3,9	4,7	5,6
	SON	4,5	4,1	4,7	5,3	4,3	4,9	5,8	4,3	4,9	5,6	4,1	4,7	5,4	4,4	5,1	5,9	4,5	5,3	6,2
	MJJASO	9,2	8,6	9,5	10,5	8,6	9,6	10,6	8,7	9,7	10,7	8,5	9,4	10,5	8,7	9,7	11,3	8,8	9,9	11,0
	NDJFMA	9,0	9,0	10,0	11,0	9,5	10,3	11,4	9,7	10,8	11,8	8,8	9,7	10,9	10,0	11,0	12,2	10,7	12,2	14,0
	Jahr	18,2	17,9	19,4	20,7	18,3	19,7	21,3	18,7	20,2	21,7	17,6	19,1	20,5	18,9	20,4	22,8	19,5	21,5	23,9
r99p Anzahl von extrem feuchten Tagen mit Nie- derschlag > 99. Perzentil [Anz. Tage]	DJF	0,9	0,8	1,1	1,4	0,9	1,2	1,5	1,0	1,3	1,6	0,8	1,0	1,4	1,0	1,3	1,7	1,3	1,7	2,2
	MAM	0,9	0,8	1,1	1,5	0,9	1,1	1,5	1,0	1,2	1,5	0,8	1,1	1,4	0,9	1,3	1,7	1,1	1,5	1,8
	JJA	0,9	0,8	1,0	1,3	0,7	1,0	1,3	0,8	1,1	1,4	0,7	1,0	1,4	0,8	1,0	1,5	0,8	1,2	1,6
	SON	0,9	0,7	1,0	1,3	0,8	1,1	1,5	0,8	1,1	1,5	0,7	1,0	1,3	0,9	1,2	1,6	1,1	1,4	1,7
	MJJASO	1,8	1,7	2,1	2,5	1,7	2,1	2,6	1,8	2,3	2,7	1,7	2,1	2,6	1,8	2,2	2,9	2,0	2,6	3,1
	NDJFMA	1,8	1,7	2,2	2,6	1,9	2,3	2,8	2,0	2,5	2,9	1,7	2,1	2,6	2,1	2,5	3,2	2,5	3,1	3,9
	Jahr	3,6	3,6	4,2	4,9	3,7	4,3	5,0	3,9	4,6	5,3	3,5	4,1	4,9	3,9	4,6	5,8	4,5	5,4	6,5
r95pct Anteil der Niederschlags- summe von sehr feuch- ten Tagen [%]	DJF	33,4	33,4	36,6	39,8	32,6	35,9	39,8	34,5	37,9	41,4	31,9	35,6	39,4	35,1	38,7	42,6	38,8	42,8	46,8
	MAM	36,9	35,9	39,5	43,2	36,7	39,9	43,7	37,8	41,0	44,4	36,0	39,6	43,6	37,4	41,2	45,7	40,9	44,4	48,0
	JJA	37,4	35,7	39,4	43,5	35,5	39,0	43,2	37,1	41,2	45,2	35,6	39,4	43,9	35,9	39,7	44,9	38,6	43,5	48,8
	SON	37,6	35,8	39,6	43,0	37,2	40,5	44,8	37,8	41,5	45,1	35,2	39,4	43,5	37,9	41,8	47,1	41,7	45,7	49,2
	MJJASO	39,2	38,7	41,7	44,8	39,0	41,7	44,8	40,4	43,4	46,3	38,7	41,5	45,0	39,6	42,6	47,7	43,1	46,3	50,1
	NDJFMA	35,5	35,7	38,2	40,5	36,5	38,7	41,3	37,4	40,1	42,7	35,3	37,9	40,7	37,6	40,2	43,4	41,2	44,2	47,3
	Jahr	38,5	38,9	40,8	42,8	39,1	41,0	43,1	40,4	42,5	44,7	38,6	40,5	43,3	39,8	42,1	46,2	43,2	45,6	48,7

Index	Zeit- raum	1971–2000	2031–2060									2071–2100								
		50. P.	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5			RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
			15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.
r99pct Anteil der Niederschlags- summe von extrem feuchten Tagen [%]	DJF	9,9	9,1	11,7	14,6	9,1	11,7	15,1	10,1	12,7	15,4	8,2	11,2	14,4	10,2	13,1	17,0	13,2	16,6	20,1
	MAM	11,5	10,5	13,8	17,6	10,9	13,8	17,6	12,0	14,9	18,1	10,7	13,9	17,6	11,4	14,8	19,4	14,1	17,4	21,1
	JJA	12,0	10,4	13,8	17,5	10,2	13,4	17,5	11,6	15,2	19,2	10,4	13,9	17,9	10,5	14,0	19,0	13,4	17,8	23,3
	SON	11,5	9,7	13,0	16,4	10,5	13,5	17,7	11,3	14,7	18,2	9,4	12,6	16,5	11,5	14,7	19,7	14,3	18,1	22,0
	MJJASO	12,9	12,3	15,0	17,9	12,4	14,9	18,1	13,8	16,6	19,5	12,4	15,0	18,3	12,9	15,7	20,1	16,2	19,6	23,7
	NDJFMA	11,0	10,5	12,7	15,1	11,2	13,2	15,6	12,0	14,2	16,5	10,2	12,4	15,2	11,8	14,1	17,5	14,6	17,4	20,3
	Jahr	12,7	12,7	14,6	16,7	13,0	14,6	16,8	14,0	16,0	18,1	12,5	14,3	17,0	13,3	15,4	19,2	16,3	18,7	21,7
rx1day maximale 1–Tagesnieder- schlagssumme [mm]	DJF	35,8	32,2	38,1	48,6	33,2	39,3	50,3	33,5	39,5	49,6	31,5	37,6	47,9	33,8	40,5	53,5	36,7	43,6	53,6
	MAM	44,1	39,4	50,0	66,6	39,5	49,4	69,5	41,2	50,9	67,5	39,1	50,3	70,2	40,1	49,8	68,9	45,3	56,8	77,3
	JJA	66,4	56,0	73,9	106,4	54,8	68,4	98,8	60,5	78,8	110,8	57,0	73,8	105,0	55,8	71,1	103,3	66,0	88,5	129,6
	SON	45,9	39,7	49,1	64,3	40,3	49,3	67,6	42,7	52,7	69,1	39,5	49,0	66,3	42,0	51,8	70,9	47,1	58,1	77,8
	MJJASO	69,5	60,0	76,7	108,1	59,4	72,7	103,2	65,2	83,1	114,5	60,8	77,6	107,8	60,1	74,7	105,9	71,6	93,6	133,6
	NDJFMA	41,8	38,2	45,3	57,7	38,6	45,3	59,3	40,0	46,9	58,1	37,4	44,5	57,2	40,3	47,9	61,8	43,4	51,2	62,7
	Jahr	70,1	61,3	77,4	108,4	60,3	73,4	103,8	66,3	83,9	114,8	61,6	78,2	108,1	61,2	75,5	106,3	72,7	94,3	133,8
rx5day maximale 5-Tagesnieder- schlagssumme [mm]	DJF	75,0	66,32	77,26	94,33	66,96	78,14	98,13	69,91	81,21	96,65	65,5	78,82	102,4	71,3	83,99	111,1	74,89	87,5	103,1
	MAM	76,7	71,1	87,39	112,7	69,79	83,85	110,6	73,14	87,83	110,8	70,73	86,59	111,6	72,51	87,82	116,4	77,83	93,83	119,2
	JJA	105,4	90,46	112,4	150,5	89,65	109,8	149,6	97,46	121,1	159,3	90,08	110,9	146,1	89,95	111,2	155,5	101,5	130,1	177,9
	SON	83,3	73,05	88,28	111,1	74,88	88,67	116	77,77	92,46	115,5	72,42	86,35	110,8	77,98	93,19	123,2	82,88	99,89	126,1
	MJJASO	109,6	97,02	117,8	154	97,06	116,9	155,8	104,7	127,8	165,7	96,87	117,6	151,9	98,06	118,6	161	110,6	137,4	183,5
	NDJFMA	81,9	75,03	88,33	110,2	75,09	86,14	108	79,28	91,2	107,8	73,56	87,67	111,7	79,9	94,24	121,5	83,96	97,05	115,4
	Jahr	112,5	100,5	121,7	156	100,5	119,8	157,9	108,7	130,7	167,4	100,7	121,3	154,8	102,9	123,5	164,2	114,8	140,1	184,8
rMean20mm mittlerer Niederschlag an Tagen mit Niederschlag ≥ 20 mm [mm/d]	DJF	24,9	23,8	25,3	27,3	24,0	25,4	27,6	24,0	25,4	27,2	23,7	25,2	27,3	24,0	25,5	27,7	24,7	26,1	27,8
	MAM	26,5	25,5	27,5	30,0	25,4	27,4	30,3	25,8	27,6	29,8	25,4	27,6	30,5	25,5	27,4	30,2	26,5	28,3	30,7
	JJA	28,7	27,7	29,8	32,5	27,5	29,4	32,2	28,2	30,4	33,1	27,7	29,8	32,6	27,6	29,6	32,7	29,1	31,6	34,9
	SON	26,5	25,4	27,2	29,4	25,4	27,1	29,6	25,9	27,7	29,8	25,3	27,1	29,3	25,7	27,4	29,8	26,7	28,4	30,6
	MJJASO	28,2	27,6	29,2	31,1	27,6	29,0	31,0	28,2	29,7	31,6	27,7	29,3	31,3	27,6	29,1	31,3	29,0	30,8	33,0
	NDJFMA	25,4	24,7	25,9	27,5	24,8	25,9	27,7	25,1	26,1	27,5	24,6	25,8	27,5	25,0	26,2	27,9	25,5	26,7	28,0
	Jahr	27,6	27,2	28,4	29,8	27,1	28,2	29,7	27,6	28,7	30,1	27,2	28,4	30,0	27,2	28,3	30,0	28,2	29,5	31,0
r40mm72h Dauerregen: Anzahl Er- gebnisse mit Niederschlag ≥ 40 mm in 72 h	DJF	0,8	0,7	0,9	1,2	0,7	1,0	1,3	0,7	1,0	1,3	0,6	0,9	1,3	0,8	1,1	1,5	1,0	1,3	1,8
	MAM	0,6	0,6	0,8	1,2	0,6	0,8	1,2	0,7	0,9	1,2	0,6	0,8	1,1	0,6	0,9	1,4	0,8	1,1	1,5
	JJA	1,6	1,4	1,9	2,4	1,3	1,8	2,4	1,5	2,0	2,5	1,4	1,9	2,4	1,4	1,9	2,7	1,5	2,1	2,9
	SON	1,0	0,7	1,1	1,5	0,8	1,2	1,6	0,9	1,2	1,7	0,8	1,1	1,5	0,9	1,2	1,8	1,1	1,5	2,0

Index	Zeit- raum	1971–2000	2031–2060									2071–2100								
		50. P.	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5			RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
			15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.
[Anz. Ereignisse]	MJJASO	2,5	2,4	3,0	3,7	2,4	3,0	3,7	2,5	3,2	3,9	2,4	3,0	3,7	2,5	3,1	4,3	2,8	3,6	4,5
	NDJFMA	1,4	1,3	1,6	2,1	1,4	1,7	2,2	1,4	1,9	2,3	1,2	1,6	2,1	1,5	1,9	2,6	1,8	2,4	3,1
	Jahr	4,0	4,0	4,8	5,7	4,1	4,8	5,8	4,3	5,2	6,2	3,9	4,7	5,7	4,3	5,2	6,9	5,0	6,1	7,5
r37mm72h	DJF	0,6	0,5	0,7	1,0	0,5	0,7	1,1	0,6	0,8	1,1	0,4	0,7	1,0	0,6	0,8	1,3	0,7	1,1	1,5
Dauerregen: Anzahl Er- eignisse mit Niederschlag ≥ 37 mm in 72 h; min- destens ein Tag muss auch 25,6 mm haben	MAM	0,6	0,5	0,8	1,1	0,5	0,8	1,1	0,6	0,8	1,1	0,5	0,8	1,1	0,6	0,8	1,3	0,7	1,0	1,4
	JJA	1,5	1,3	1,7	2,3	1,2	1,7	2,3	1,4	1,9	2,4	1,3	1,7	2,3	1,3	1,8	2,5	1,4	2,1	2,8
	SON	0,8	0,6	0,9	1,3	0,7	1,0	1,5	0,7	1,1	1,5	0,6	0,9	1,3	0,7	1,1	1,7	1,0	1,3	1,8
	MJJASO	2,3	2,2	2,8	3,4	2,1	2,7	3,5	2,3	3,0	3,7	2,2	2,8	3,4	2,3	2,9	4,0	2,6	3,5	4,4
	NDJFMA	1,1	1,0	1,3	1,7	1,0	1,4	1,8	1,1	1,5	1,9	0,9	1,3	1,7	1,1	1,5	2,2	1,5	2,0	2,7
	Jahr	3,5	3,5	4,2	5,1	3,5	4,2	5,2	3,8	4,6	5,5	3,4	4,1	5,1	3,8	4,6	6,1	4,5	5,6	7,0
dd	DJF	53,2	52,3	53,4	55,4	51,4	52,2	53,4	50,6	52,5	54,5	51,6	53,4	56,2	51,6	52,6	54,2	49,8	52,1	55,3
Anzahl der Trockentage mit Niederschlag < 1 mm	MAM	58,4	56,4	57,6	59,8	56,1	57,3	58,8	56,5	57,9	59,4	57,0	58,6	60,2	55,2	56,6	58,0	55,7	57,8	60,8
	JJA	56,3	55,1	57,6	60,6	55,3	57,0	60,8	55,8	58,3	61,6	55,1	57,5	61,2	55,1	58,0	61,5	58,1	60,8	65,0
	SON	57,8	57,3	59,3	60,9	55,9	58,0	60,2	57,5	59,7	62,5	56,5	59,2	61,9	57,0	58,7	61,0	57,3	60,7	64,8
	MJJASO	115,7	114,4	117,1	121,8	114,4	116,4	121,7	115,4	118,5	122,9	114,1	117,8	122,3	114,4	118,0	122,5	117,7	122,6	129,6
	NDJFMA	110,1	107,4	110,3	114,4	106,3	107,9	110,5	106,8	108,9	113,4	107,8	111,0	114,6	105,8	107,7	110,5	104,7	108,4	115,0
	Jahr	226,2	222,8	226,3	236,0	221,7	224,6	230,7	223,2	227,5	238,1	224,0	228,7	240,8	220,4	226,7	231,7	223,7	231,3	246,0
cdd	DJF	26,8	21,9	25,8	33,3	22,2	26,6	34,2	21,3	24,9	31,5	21,6	28,0	40,6	21,8	25,6	34,1	22,4	26,4	31,6
maximale Trockenperi- ode:	MAM	31,3	24,0	29,2	35,6	23,6	31,2	41,8	23,7	28,7	35,5	23,9	29,6	37,5	23,5	29,0	37,7	24,1	29,7	35,3
maximale Periode von ununterbrochenen aufei- einanderfolgenden Tro- ckentagen (s. dd)	JJA	24,0	20,1	25,5	34,7	19,4	23,7	33,9	21,4	26,0	35,8	20,3	25,1	34,8	20,6	25,4	37,4	22,3	27,9	38,1
	SON	29,7	25,0	29,9	39,6	24,5	30,8	47,7	26,6	32,4	42,2	24,3	31,2	40,0	24,2	31,2	47,5	27,4	33,2	43,9
	MJJASO	30,6	25,9	31,6	41,1	25,0	30,6	48,7	27,3	32,6	43,5	25,6	32,1	40,8	25,5	32,0	50,3	28,3	34,3	45,0
	NDJFMA	32,8	25,8	30,5	37,2	27,8	34,1	42,5	26,1	30,8	37,6	27,2	33,3	41,9	26,1	30,8	39,2	25,6	30,7	36,4
	Jahr	35,7	29,3	34,9	43,1	30,2	37,0	51,8	30,9	36,3	47,5	30,9	37,9	46,4	29,4	36,5	51,6	31,1	36,5	47,2
cwd	DJF	14,2	11,6	14,3	18,0	11,8	14,3	18,9	11,8	14,5	18,0	11,2	14,1	18,8	12,1	14,6	18,8	11,2	13,8	17,4
maximale Niederschlags- periode: längste Periode von ununterbrochen auf- einanderfolgenden Nie- derschlagstagen (≥ 1 mm)	MAM	12,2	10,3	12,6	16,1	10,3	12,2	15,7	10,3	12,4	15,1	10,2	12,4	16,0	10,7	13,0	16,9	10,5	12,6	15,6
	JJA	12,0	9,5	11,5	14,7	9,4	11,5	15,1	9,7	11,7	14,6	9,5	11,8	15,6	9,3	11,3	14,8	9,0	10,9	13,8
	SON	12,5	9,9	11,9	14,8	10,4	12,4	16,1	9,9	11,8	14,3	10,0	12,2	15,4	9,9	11,8	15,4	9,5	11,5	14,0
	MJJASO	13,0	10,7	12,7	15,7	10,8	12,7	16,0	10,9	12,8	15,5	10,7	12,9	16,4	10,4	12,2	15,8	10,2	12,0	14,7
	NDJFMA	15,3	12,8	15,5	19,0	12,9	15,2	19,6	12,8	15,3	18,7	12,2	15,3	19,8	13,2	15,8	20,0	12,3	15,0	18,6
	Jahr	15,9	13,5	16,0	19,5	13,5	15,9	20,3	13,6	16,0	19,3	13,3	16,2	20,6	13,7	16,2	20,6	12,9	15,7	19,3
	DJF	35	31,5	33,3	34,2	31,3	32,8	34	29,8	31,9	33,2	31,8	33,2	34,7	31,4	32,6	33,6	27,5	30,4	32,1

Index	Zeit- raum	1971–2000	2031–2060									2071–2100								
		50. P.	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5			RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
			15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.	15. P.	50. P.	85. P.
rsds mittlere Globalstrahlung [W/m ²]	MAM	152	144	148,2	151,4	144,3	147,7	152,8	141,7	146,6	149,5	144,5	149,8	152,5	142,8	145,4	149,3	133,9	143,1	146,7
	JJA	199	193,3	200,6	206,5	193,7	199,6	207,6	191,7	197,8	204,6	197,1	200,7	206,5	195,4	201	206,2	190,3	197,9	209,4
	SON	78	76,7	79,4	81,4	75,5	77,5	81,3	75,1	77,9	80,6	76,0	79,1	81,4	76,7	78,8	80,6	73,1	77,4	82,4
	MJJASO	167	161,7	166,7	171,6	161,2	166,2	172,3	160,2	164,1	169,9	163,1	167,6	171,2	162,7	166,8	171,3	155,6	163,9	171,8
	NDJFMA	66	62,1	63,9	65,2	61,5	63,3	64,8	59,7	62,7	64,3	62,5	64,3	65,5	61	62,2	63,7	55,9	60,5	62,5
	Jahr	117	112,4	115,7	118,5	112,1	114,8	118,5	111,3	114,1	116,4	113,7	116,3	118,5	112,8	114,9	117,6	106,7	113	117
	sfcwind Windgeschwindigkeit [m/s]	DJF	3,4	3,3	3,4	3,5	3,4	3,4	3,5	3,3	3,5	3,6	3,3	3,4	3,5	3,3	3,4	3,5	3,4	3,5
MAM		3,0	2,9	3,0	3,0	2,9	3,0	3,0	2,9	3,0	3,0	2,9	2,9	3,0	2,9	2,9	3,1	2,8	2,9	3,1
JJA		2,6	2,5	2,5	2,6	2,5	2,5	2,6	2,5	2,5	2,6	2,5	2,5	2,6	2,5	2,5	2,6	2,4	2,5	2,6
SON		2,9	2,9	2,9	2,9	2,8	2,9	3,0	2,8	2,9	3,0	2,8	2,9	2,9	2,8	2,9	3,0	2,8	2,9	3,0
MJJASO		2,7	2,6	2,7	2,7	2,6	2,7	2,7	2,6	2,7	2,7	2,6	2,7	2,7	2,6	2,6	2,7	2,6	2,6	2,7
NDJFMA		3,2	3,2	3,2	3,3	3,2	3,2	3,3	3,2	3,2	3,3	3,1	3,2	3,3	3,2	3,2	3,3	3,2	3,2	3,4
Jahr		3,0	2,9	3,0	3,0	2,9	3,0	3,0	2,9	3,0	3,0	2,9	2,9	3,0	2,9	2,9	3,0	2,9	2,9	3,0
sfcwind98p Starkwindereignis über mittlere Windgeschwin- digkeit [m/s]	DJF	7,6	7,4	7,6	7,7	7,4	7,5	7,8	7,4	7,6	7,8	7,4	7,6	7,8	7,4	7,7	7,9	7,5	7,7	7,9
	MAM	6,6	6,4	6,7	7,0	6,4	6,7	6,9	6,4	6,6	6,8	6,4	6,6	6,8	6,4	6,6	7,1	6,4	6,6	7,0
	JJA	5,6	5,4	5,5	5,7	5,4	5,5	5,7	5,4	5,5	5,7	5,3	5,5	5,6	5,3	5,5	5,7	5,3	5,5	5,7
	SON	6,7	6,5	6,6	6,8	6,5	6,7	6,9	6,4	6,7	6,9	6,5	6,6	6,8	6,6	6,7	7,1	6,5	6,7	7,0
	MJJASO	5,9	5,8	5,9	6,0	5,8	5,9	6,0	5,8	5,9	6,1	5,8	5,9	6,0	5,7	5,9	6,1	5,8	5,9	6,0
	NDJFMA	7,3	7,1	7,3	7,5	7,2	7,3	7,5	7,2	7,3	7,5	7,1	7,3	7,5	7,2	7,4	7,6	7,2	7,4	7,6
	Jahr	6,8	6,6	6,8	6,9	6,7	6,8	6,9	6,8	6,9	7,0	6,6	6,8	6,9	6,7	6,9	7,1	6,7	6,9	7,1

9.2 Zusätzliche Bilder: Auswertungen der projizierten Änderungen in den TRY-Regionen

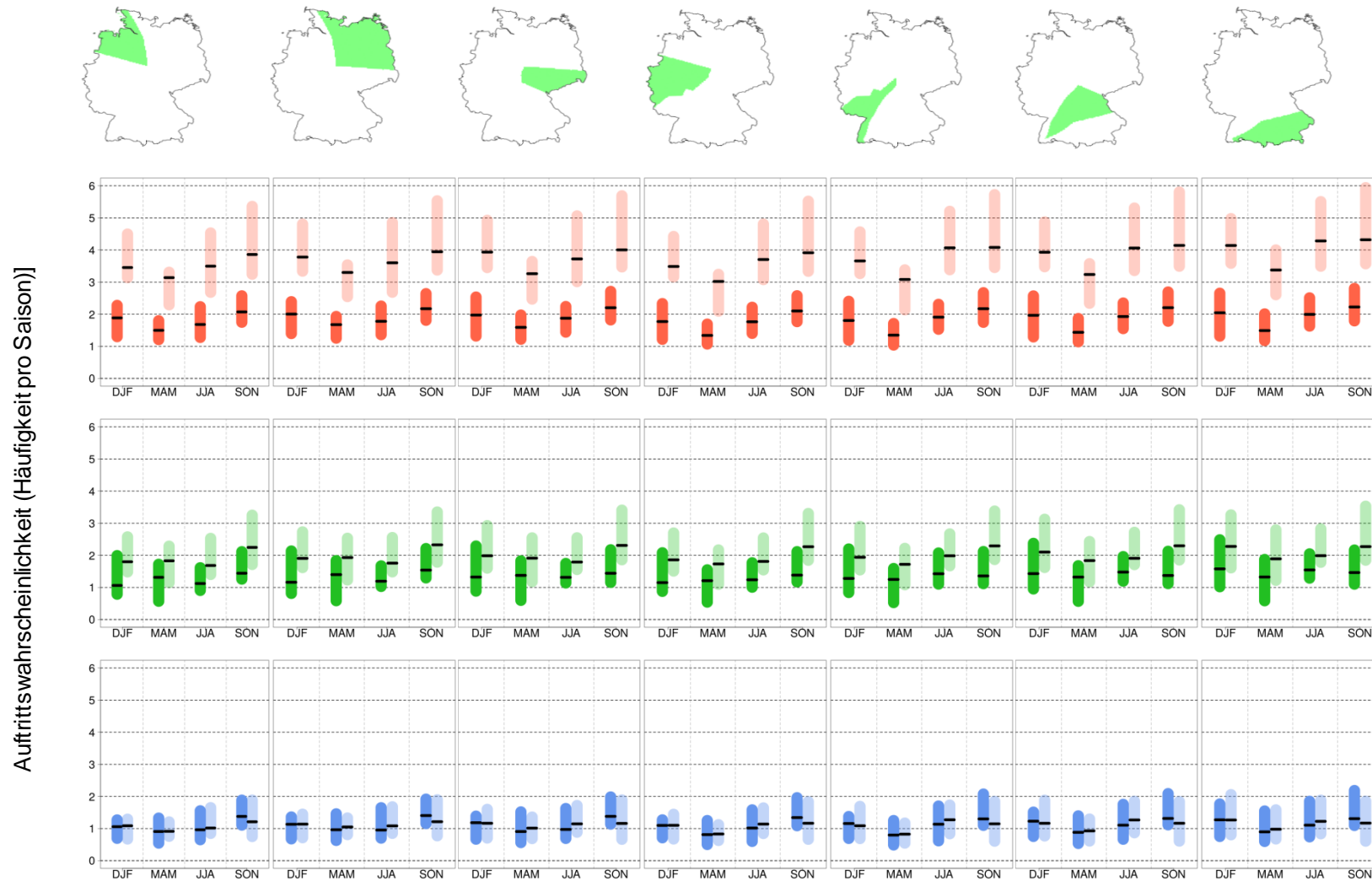


Abbildung 9-1: Projizierte Klimaänderung TAS [°C] für Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA), Herbst (SON) in den Regionen Nordseeküste, Ostseeküste, Ostdeutschland, Westdeutschland, Südwestdeutschland, Süddeutschland und Alpenvorland. Projektionen für Mittelwerte der Zeiträume 2031–2060 (dunkler Farbton) und 2071–2100 (heller Farbton) im Vergleich zum *Bezugszeitraum* 1971–2000. Drei Klimaszenarien werden berücksichtigt: *Weiter-nie-bisher* (oben; rot), *moderut* (Mitte; grün) und *Klimaschutz* (unten; blau). Die Unter- und Obergrenze der Balken repräsentieren das 15. bzw. 85. Perzentil des Klimaensembles. Die mittlere Linie steht für den Median des Ensembles.

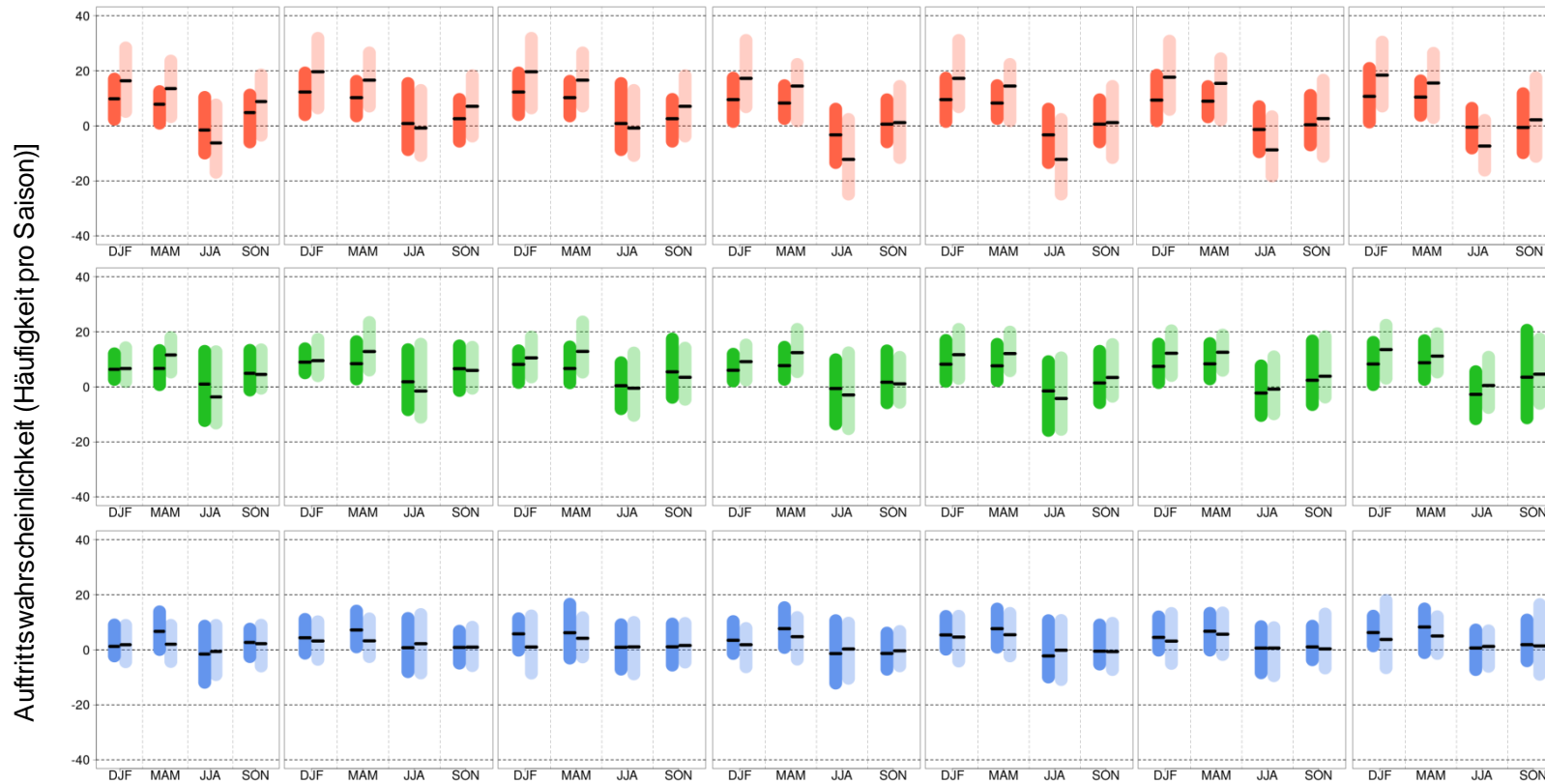


Abbildung 9-2: Wie Abbildung 9-1, jedoch für den mittleren Niederschlags in Prozent.

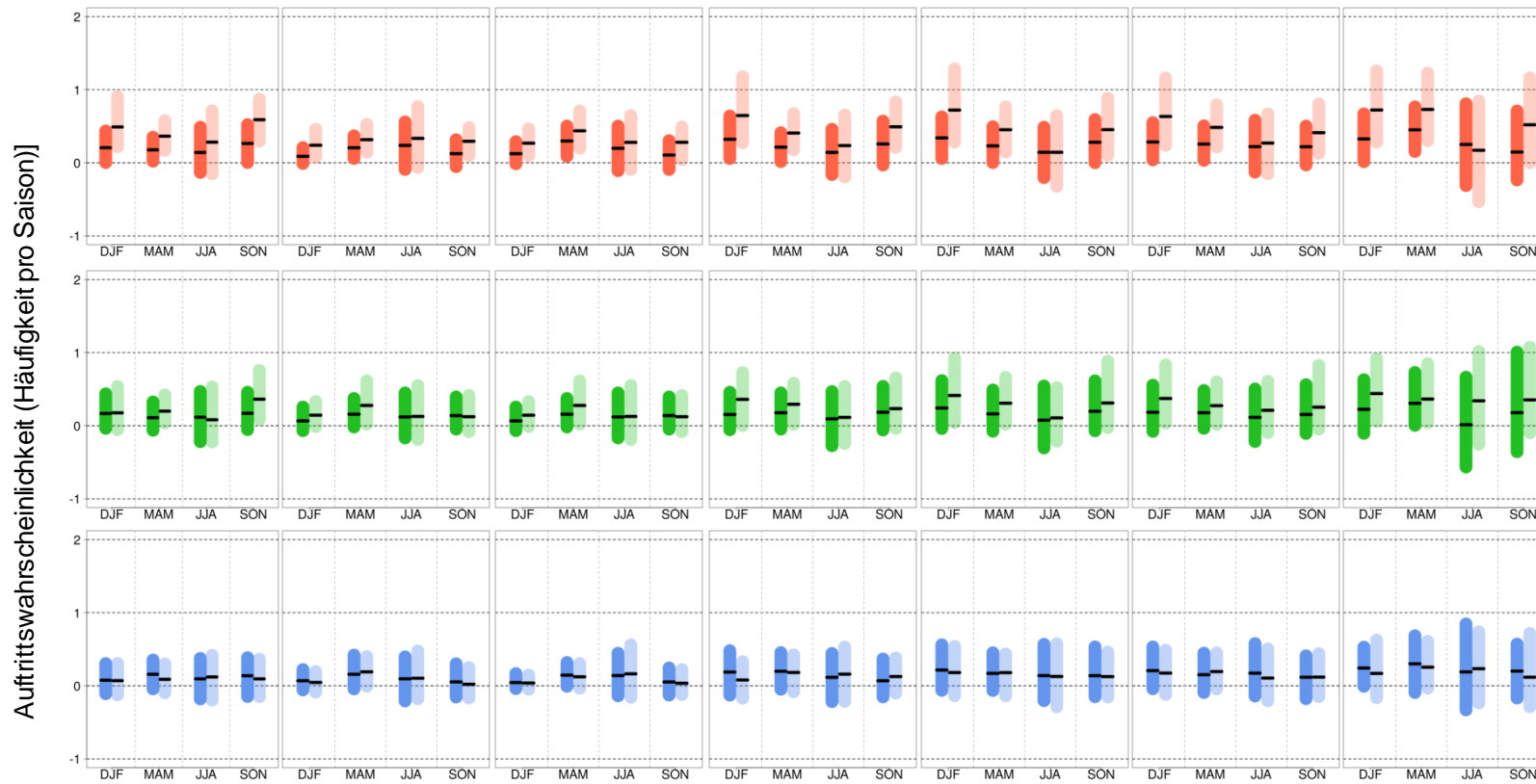


Abbildung 9-3: Wie Abbildung 9-1, jedoch für die Anzahl der Tage mit Starkniederschlag.

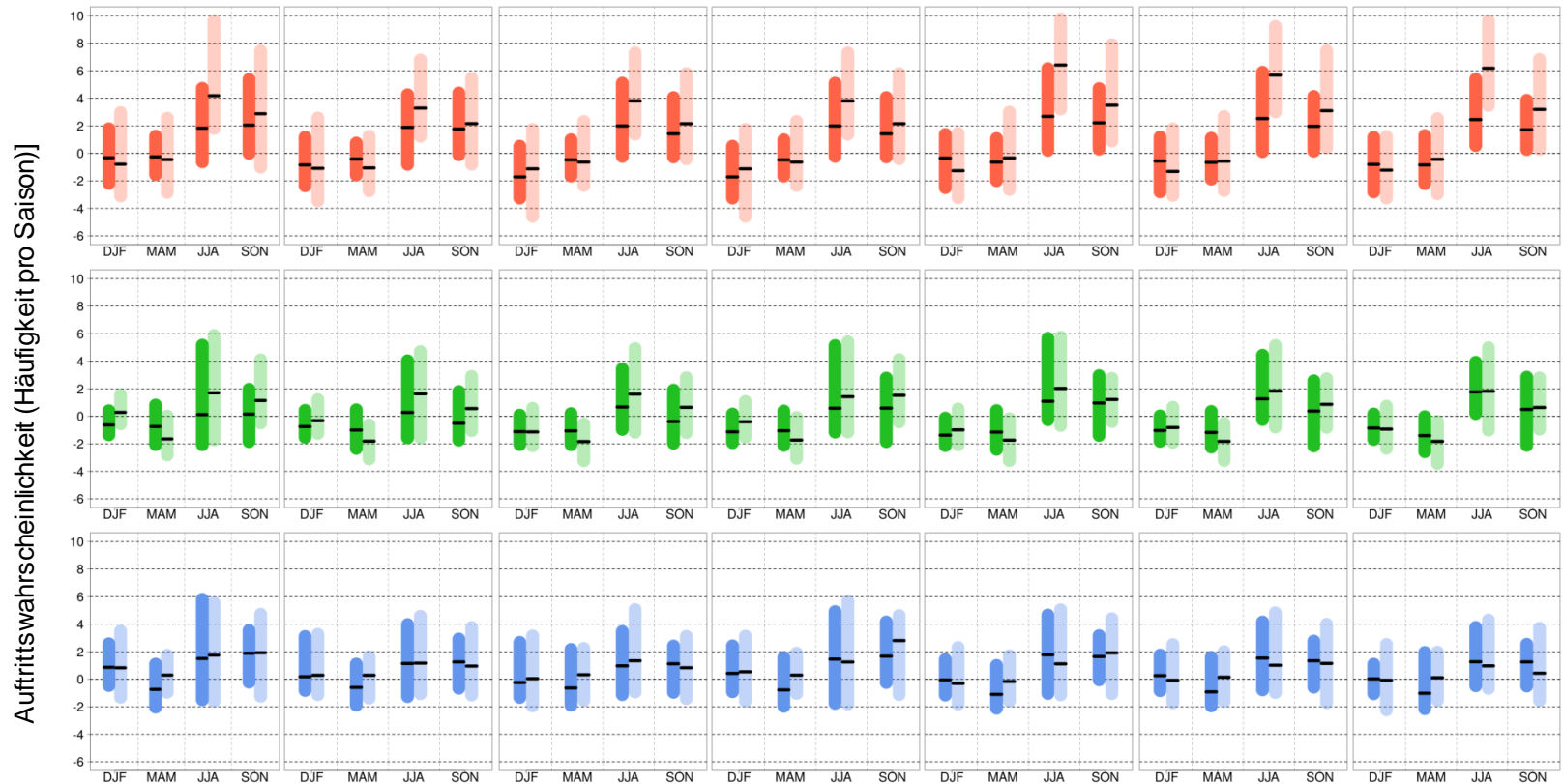


Abbildung 9-4: Wie Abbildung 9-1, jedoch für die Anzahl Trockentage.

Überblick über die Schlussberichte zur 1. Forschungsphase (2016–2019) des Themenfelds 1 „Verkehr und Infrastruktur an Klimawandel und extreme Wetterereignisse anpassen“ im BMVI-Expertennetzwerk

- **TF1-Endbericht:** BMVI-Expertennetzwerk (2020) Verkehr und Infrastruktur an Klimawandel und extreme Wetterereignisse anpassen. Ergebnisbericht des Themenfeldes 1 im BMVI-Expertennetzwerk für die Forschungsphase 2016 – 2019, Bundesministerium für Verkehr und digitale Infrastruktur (BMVI), Berlin.
- **Auswerterahmen:** Hänsel S, Brendel C, Fleischer C, Ganske A, Haller M, Helms M, Jensen C, Jochumsen K, Möller J, Krähenmann S, Nilson E, Rauthe M, Rasquin C, Rudolph E, Schade N, Stanley S, Wachler B, Deutschländer T, Tinz B, Walter A, Winkel N, Krahe P und Höpp S (2020) Vereinbarungen des Themenfeldes 1 im BMVI-Expertennetzwerk zur Analyse von klimawandelbedingten Änderungen in Atmosphäre und Hydrosphäre. DOI: 10.5675/ExpNHS2020.2020.01)
- **SP-101:** Brienen S., Walter A., Brendel C., Fleischer C., Ganske A., Haller M., Helms M., Höpp S., Jensen C., Jochumsen K., Möller J., Krähenmann S., Nilson E., Rauthe M., Razafimaharo C., Rudolph E., Rybka H., Schade N., Stanley K. (2020): Klimawandelbedingte Änderungen in Atmosphäre und Hydrosphäre: Schlussbericht des Schwerpunktthemas Szenarienbildung (SP-101) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks. DOI: 10.5675/ExpNBS2020.2020.02
- **SP-102:** Hänsel S, Brendel C, Forbriger M, Herrmann C, Hillebrand G, Kirsten J, Klose M, Lohrengel A-F, Meine L, Nilson E, Ork J-P, Patzwahl R, Rauthe M und Schade NH (2020) Klimawirkungsanalyse für die Bundesverkehrswege – Methodik und erste Ergebnisse. Schlussbericht des Schwerpunktthemas Klimawirkungsanalyse (SP-102) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks. DOI: 10.5675/ExpNHS2020.2020.03
- **SP-103:** Rauthe M, Brendel C, Helms M, Lohrengel A-F, Meine L, Nilson E, Norpoth M, Rasquin C, Rudolph E, Schade NH, Deutschländer T, Fleischer C, Forbriger M, Ganske A, Herrmann C, Kirsten J, Möller J und Seiffert R (2020) Klimawirkungsanalyse des Bundesverkehrssystems im Kontext Hochwasser - Schlussbericht des Schwerpunktthemas Hochwassergefahren (SP-103) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks. DOI: 10.5675/ExpNRM2020.2020.04
- **SP-104:** Bott F, Lohrengel A-F, Forbriger M, Ganske A, Haller M und Herrmann C (2020) Klimawirkungsanalyse des Bundesverkehrssystems im Kontext von Stürmen - Schlussbericht des Schwerpunktthemas Sturmgefahren (SP-104) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks. DOI: 10.5675/ExpNBF2020.2020.05
- **SP-105:** Lohrengel A-F, Brendel C, Herrmann C, Kirsten J, Forbriger M, Klose M und Stube K (2020) Klimawirkungsanalyse des Bundesverkehrssystems im Kontext gravitativer Massenbewegungen - Schlussbericht des Schwerpunktthemas Hangrutschungen (SP-105) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks. DOI: 10.5675/ExpNLA2020.2020.06
- **SP-106:** Nilson E, Astor B, Bergmann L, Fischer H, Fleischer C, Hauer G, Helms M, Hillebrand G, Höpp S, Kikillus A, Labadz M, Mannfeld M, Razafimaharo C, Patzwahl R, Rasquin C, Rauthe M, Riedel A, Schröder M, Schulz D, Seiffert R, Stachel H, Wachler B und Winkel N (2020) Beiträge zu einer verkehrsträgerübergreifenden Klimawirkungsanalyse: Wasserstraßenspezifische Wirkungszusammenhänge - Schlussbericht des Schwerpunktthemas Schiffbarkeit und Wasserbeschaffenheit (SP-106) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks. DOI: 10.5675/ExpNNE2020.2020.07
- **SP-107:** Norpoth M, Patzwahl R, Seiffert R, Bergmann L, Forbriger M, Hänsel S, Hatz M, Herrmann C, Hillebrand G, Lifschiz E, Lohrengel A-F, Nilson E, Ork J, Schade N, Schulz D, Stachel H und Wachler B (2020) Konzeptionelle Beiträge zur Auseinandersetzung mit der Anpassung des Bundesverkehrswegesystems an den Klimawandel - Schlussbericht des Schwerpunktthemas Anpassungsoptionen (SP-107) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks. DOI: 10.5675/ExpNNM2020.2020.08
- **SP-108:** Schade N, Hüttl-Kabus S, Ebner von Eschenbach A-D, Hohenrainer J, Jensen C, Möller J, Rasquin C, Wachler B, Ganske A und Heinrich H (2020) Klimaänderungen und Klimafolgenbetrachtung für das Bundesverkehrssystem im Küstenbereich - Schlussbericht des Schwerpunktthemas Fokusgebiete Küsten (SP-108) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks. DOI: 10.5675/ExpNSN2020.2020.09
- **SP-109:** Hänsel S, Nilson E, Patzwahl R, Forbriger M und Klose M (2020) Stresstestszenarios Mittelrhein: Einflüsse von Wetter- und Klimaextremen auf überregionale Verkehrsströme – Schlussbericht des Schwerpunktthemas Fokusgebiete Binnen (SP-109) im Themenfeld 1 des BMVI-Expertennetzwerks. DOI: 10.5675/ExpNHS2020.2020.10
- **Glossar:** BMVI-Expertennetzwerk (2020): Glossar des Themenfeldes 1 im BMVI-Expertennetzwerk., DOI: 10.5675/ExpNBMVI2020.2020.11