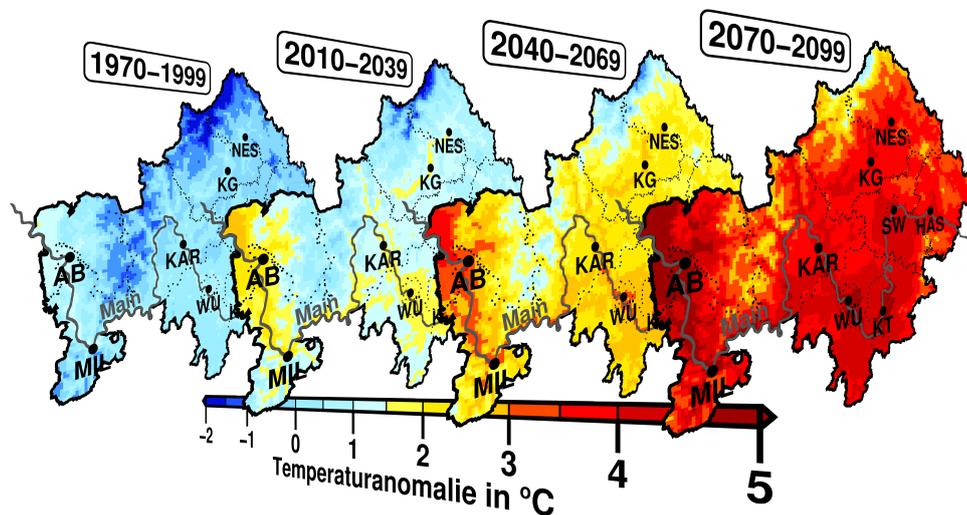
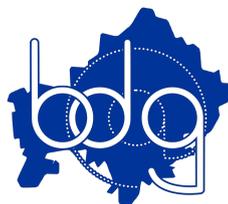

Klimabericht für Unterfranken

D. Schönbein, L. Keupp, F. Pollinger und H. Paeth



Die Region unter dem Einfluss der globalen Erwärmung

Würzburg, 9. September 2020



www.bigdata-at-geo.eu



Europäische Union

Europäischer Fonds für
regionale Entwicklung

Institut für
GEOGRAPHIE & GEOLOGIE
Physische Geographie
Julius-Maximilians-
UNIVERSITÄT WÜRZBURG



Die Abbildung auf der Titelseite zeigt den mittleren Temperaturunterschied zu Unterfrankens Klimanormalwert von 1970-1999. Projektionen für die Zukunft ergeben sich aus dem Durchschnittswert eines Modellensembles im Treibhausgasszenario rcp85.

1. überarbeitete Version

Begleitbericht zum Projekt BigData@Geo

Kofinanziert aus dem Europäischen Fonds für regionale Entwicklung

Abbildungen und Logos unterliegen dem Copyright der jeweiligen Urheber



©2020 Daniel Schönbein
Universität Würzburg
Institut für Geographie & Geologie
daniel.schoenbein@uni-wuerzburg.de

Inhalt

1	Kontext	1
2	Das physikalische Klimasystem	2
3	Modelle und Methoden	9
3.1	Treibhausgasszenarien	9
3.2	Das Unterfrankenensemble	10
3.3	Beobachtungsdaten	11
3.4	Gitterinterpolation	12
3.5	Biaskorrektur	13
4	Meteorologische Kenngrößen	14
5	Unterfrankens Klima am Ende des 20. Jahrhunderts	17
6	Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert	19
6.1	Mittlere Temperatur- und Niederschlagstendenzen	19
6.2	Trockenheitsindex nach de Martonne	27
6.3	Frosttage	30
6.4	Eistage	32
6.5	Sommertage	34
6.6	Hitzetage	36
6.7	Tropennächte	38
6.8	Regentage	40
6.9	Regenreiche Tage	42
6.10	Starkregentage	44
6.11	Trockenperioden	46
6.12	Vegetationsphase	52
6.13	Spätfröste	56
6.14	Huglin-Index	62
7	Diskussion und Ausblick	64
A	Tabellen	67
	Literatur	74

Abbildungen

1	Energiebalance an der Erdoberfläche	2
2	Globale Windsysteme	3
3	Globale Ozeanströmungen	4
4	Das physikalische Klimasystem	5
5	Treibhausgase und Absorptionsbanden	6
6	Atmosphärische CO ₂ -Konzentration	7
7	Methankrater im arktischen Permafrost	8
8	Bauplan gekoppelter Klimamodelle	9
9	Treibhausgasszenarien	10
10	EURO-CORDEX Modelle	11
11	Historisches Klimadiagramm für Unterfranken	17
12	Historisches Klima: Räumliche Variabilität	18
13	Temperaturentwicklung in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	21
14	Niederschlagsentwicklung in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	25
15	Trockenheitsindex für Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	28
16	Trockenheitsindex: Räumliche Variabilität	29
17	Frosttage in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	30
18	Frosttage: Räumliche Variabilität	31
19	Eistage in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	32
20	Eistage: Räumliche Variabilität	33
21	Sommertage in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	34
22	Sommertage: Räumliche Variabilität	35
23	Hitzetage in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	36
24	Hitzetage: Räumliche Variabilität	37
25	Tropennächte in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	38
26	Tropennächte: Räumliche Variabilität	39
27	Regentage in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	40
28	Regentage: Räumliche Variabilität	41
29	Regenreiche Tage in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	42
30	Regenreiche Tage: Räumliche Variabilität	43
31	Starkregentage in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	44
32	Starkregentage: Räumliche Variabilität	45
33	Trockenperioden (Anzahl) in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	46
34	Trockenperioden (Anzahl): Räumliche Variabilität	47
35	Trockenperioden (Dauer) in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	48
36	Trockenperioden (Dauer): Räumliche Variabilität	49
37	Trockenperioden (Längste) in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	50
38	Trockenperioden (Längste): Räumliche Variabilität	51
39	Vegetationsbeginn in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	52
40	Vegetationsbeginn: Räumliche Variabilität	53
41	Vegetationsdauer in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	54
42	Vegetationsdauer: Räumliche Variabilität	55

43	Letzter Frosttag in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	56
44	Letzter Frosttag: Räumliche Variabilität	57
45	Spätfröste (Wahrscheinlichkeit) in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	58
46	Spätfröste (Wahrscheinlichkeit): Räumliche Variabilität	59
47	Spätfröste (zeitl. Versatz) in Unterfranken im 20./21.Jahrhundert . .	60
48	Spätfröste (zeitl. Versatz): Räumliche Variabilität	61
49	Huglin-Index für Unterfranken im 20./21.Jahrhundert	62
50	Huglin-Index: Räumliche Variabilität	63
51	Verbleibendes CO ₂ -Budget für RCP4.5	65

Tabellen

1	Modellsysteme im Unterfrankenensemble	12
2	Rebsorten und der Huglin-Index	16
3	Temperaturprojektionen für Unterfranken im 21.Jahrhundert	20
4	Niederschlagsprojektionen für Unterfranken im 21.Jahrhundert	24
5	Übersicht klimatologischer Kennzahlen für Unterfranken	68
6	Übersicht klimatologischer Kennzahlen für Würzburg	70

Abstract

This report shows and discusses possible developments of near surface air temperature and precipitation in the Bavarian district of Lower Franconia until the end of the 21st century. Projections are based on numerical simulations by an ensemble of 6 state-of-the-art physical climate models participating at the EURO-CORDEX project. Model data is bias-corrected in a linear manner using observation data of the German weather service. Context of this work is the build-up of an online climate service within the EFRE-project BigData@Geo.

With regards to the reference period 1970-1999 we find an average warming in Lower Franconia of +2.2°C in the greenhouse gas scenario rcp45 and +3.8°C in rcp85 by the end of the 21st century. A decrease in the number of frost days by 40% (rcp45) to 60% (rcp85) and a reduction of ice days by 60% to 80% are expected. In contrast, summer days are found to be 80% to 140% more frequent. Hot days are likely to increase threefold respectively sixfold, while tropical nights become established in the entire region. Concerning domestic flora, the thermal vegetation period is estimated to begin 4 to 6 weeks earlier and be prolonged by 6 to 10 weeks. Furthermore, the last frost in spring shifts to an earlier date by 2 to 4 weeks. Although the probability of late frosts does not change significantly, plants are likely to be hit by such at a later stage of their growth. A cultivation recommendation for Mediterranean grape varieties as well as the perspective of being able to farm areas not workable in the past can moreover be derived from the Huglin-Index, known in viticulture. Calculated warming rates have a spread of $\pm 1^\circ\text{C}$ between the models and show little seasonal dependence. Highest temperature increase is expected for the summer months.

In the projections of annual precipitation, we find a continuous positive trend with an increase by about 10% until the end of the 21st century. This mainly results from rising amounts of winter and spring precipitation. For the summer and autumn months, the models differ greatly. While autumn precipitation increases slightly on average, an accumulation and intensification of dry and wet extremes is found during summer. Still the climatic trend is towards less-precipitation summers. This is mirrored in an increasing number of dry days and associated drought periods. Although we find no change in frequency of the latter, mean and maximum duration show a tendency towards longer lasting dry spells. However, there is large discrepancy between the models at this point. Furthermore, a uniform but small increase in rainy days and heavy precipitation events is expected. The ratio of precipitation and temperature is described by de Martonne's dry-index. Regardless of the greenhouse gas scenario, this tends towards less humid conditions. However, recent observations show a significantly faster change than the ensemble mean projection.

Zusammenfassung

Dieser Bericht zeigt und erläutert mögliche Entwicklungspfade von bodennaher Lufttemperatur und Niederschlag im bayerischen Regierungsbezirk Unterfranken bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Grundlage der Projektion bilden numerische Simulationen eines Ensembles 6 moderner physikalischer Klimamodelle aus dem EURO-CORDEX Projekt, welche mit Beobachtungsdaten des Deutschen Wetterdienstes einer linearen Fehlerkorrektur unterzogen werden. Kontext der Arbeit ist der Aufbau eines Online-Klimaservice im Rahmen des EFRE-Projekts BigData@Geo.

Relativ zur Referenzperiode 1970-1999 ergibt sich für Unterfranken eine mittlere Erwärmung um $+2,2^{\circ}\text{C}$ im Treibhausgasszenario rcp45 bzw. $+3,8^{\circ}\text{C}$ in rcp85 bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Es wird ein Rückgang in der Anzahl an Frosttagen um 40% (rcp45) bis 60% (rcp85), sowie eine Reduzierung der Eistage um 60% bis 80% projiziert. Im Gegensatz dazu werden Sommertage um voraussichtlich 80% bis 140% häufiger. Hitzetage werden sich vermutlich verdrei- bis -sechsfachen und Tropennächte etablieren sich in der gesamten Region. Für die heimische Flora wird ein um 4 bis 6 Wochen verfrühter Beginn, sowie eine um 6 bis 10 Wochen verlängerte Dauer der thermischen Vegetationsperiode projiziert. Ferner verschiebt sich der letzte Frost im Frühjahr um 2 bis 4 Wochen nach vorne. Zwar ändert sich die Wahrscheinlichkeit für Spätfröste nicht maßgeblich, jedoch werden die Pflanzen in einem späteren Stadium ihres Wachstums von solchen getroffen. Aus dem für den Weinbau relevanten Huglin-Index lässt sich zudem eine Anbauempfehlung für mediterrane Rebsorten ableiten, sowie die Perspektive, bislang ungeeignete Flächen bewirtschaften zu können. Die berechneten Erwärmungsraten weisen eine Streuung von $\pm 1^{\circ}\text{C}$ zwischen den Modellen auf und zeigen eine geringe saisonale Abhängigkeit. Die höchste Temperaturzunahme wird für die Sommermonate projiziert.

In den Projektionen des Jahresniederschlags finden wir einen kontinuierlichen, bis zum Ende des 21. Jahrhunderts um rund 10% zunehmenden Trend. Dieser resultiert hauptsächlich aus steigenden Winter- und Frühlingsniederschlägen. Für die Sommer- und Herbstmonate unterscheiden sich die Modelle hingegen stark. Während die Herbstniederschläge im Mittel geringfügig zunehmen, ist während der Sommermonate mit einer Häufung und Intensivierung von Trocken- und Nassextrema zu rechnen. Der klimatische Trend geht hin zu niederschlagsärmeren Sommern. Dies äußert sich auch in einer Zunahme an Trockentagen und damit verbundenen Dürreperioden. Es sind zwar keine Veränderungen in deren Häufigkeit zu erkennen, mittlere und maximale Dauer jedoch zeigen eine Tendenz zu länger andauernden Trockenphasen. Um diesen Aspekt herrschen unter den Modellen jedoch Unstimmigkeiten. Ferner wird eine einheitliche, leichte Zunahme an regenreichen Tagen sowie Starkregenereignissen projiziert. Das Verhältnis von Niederschlag zu Temperatur wird durch den Trockenheitsindex von de Martonne beschrieben. Dieser tendiert unabhängig vom Treibhausgasszenario zu weniger humiden Konditionen. Jüngste Beobachtungen zeigen hierbei eine deutlich schnellere Entwicklung als es die Projektionen des Unterfrankenensembles in Aussicht stellen.

Vorwort

Der Ausgangspunkt dieses Berichts ist die rein technische Arbeitsdokumentation über die Aufbereitung der vorläufigen Datengrundlage für das BigData@Geo Webportal. Hierzu wurden Simulationen von numerischen Klimamodellen mit Beobachtungen abgeglichen und Projektionen für das 21. Jahrhundert ausgewertet.

Da sich die globale Erwärmung parallel zur aktuell andauernden Covid-19 Pandemie fortsetzt und sich in keinem geringeren Ausmaß auf unsere Gesellschaft auswirkt, entschloss man sich dazu, einen umfassenden Klimabericht für die Region zu verfassen. Die Ergebnisse dieser Studie dürfen unter Quellenangabe für Lehrzwecke und umweltpolitische Entscheidungsfindungen genutzt werden. Haftungsansprüche gegen die Autoren sind ausgeschlossen. Ein Vortrag zu Unterfrankens Klima im 21. Jahrhundert und weitere Nutzungsrechte können beim Erstautor erfragt werden.

Die Autoren möchten sich außerdem bei Projektmitarbeitern und Arbeitskollegen, insbesondere Daniel Abel, Katrin Ziegler, Konstantin Kobs und Michael Steininger, für Korrekturlesung und konstruktive Kritik bedanken.

1 Kontext

Extreme Dürre 2018, ein neuer Hitzerekord 2019, anschließend ein Winter, der nicht wirklich einer war (Rückblick für Würzburg: WetterKontor, 2020) und es bleibt ein mulmiges Gefühl bei dem, was wohl noch kommen mag. Es ist durchaus keine neue Erkenntnis, dass unser Klimasystem im Wandel steht. Dennoch scheint dieses Thema aktueller denn je — gar so aktuell, dass zahlreiche Schüler den Unterricht schwänzen, um für die künftige Bewohnbarkeit ihrer Heimat auf die Straße zu gehen. Doch wie ernst ist die Lage? Wie steht es um unser Klima, unmittelbar hier in Unterfranken? Welche Auswirkungen auf die individuelle Lebensqualität, Landwirtschaft, Flora und Fauna sind infolge der globalen Erwärmung zu erwarten? Was ließe sich bestenfalls noch vermeiden und was wären mögliche Anpassungsstrategien?

Um Antworten auf einige dieser Fragen zu finden, wurde im Jahr 2017 das Wissenschaftsprojekt „BigData@Geo: Big Data in der Geographie — Fortschrittliche Umwelttechnologien mittels AI im Web“ an der Julius-Maximilians-Universität zu Würzburg ins Leben gerufen. Hierbei kooperieren die Lehrstühle für Geographie I (Physische Geographie) und Informatik X (Data Science). Die Förderung durch den europäischen Fonds für regionale Entwicklung (EFRE) erfolgt noch bis voraussichtlich September 2021. Ein Teilziel des Projektes ist die Verwirklichung eines benutzerfreundlichen Online-Tools mit Informationen zum künftigen Klima und eventuellen Extremereignissen auf lokaler Ebene innerhalb Unterfrankens. Mehrere regional ansässige kleine und mittelständische Unternehmen aus Land- und Forstwirtschaft sowie Wein- und Gartenbau helfen als eingetragene Kooperationspartner bei der Evaluierung und gezielten Anpassung des Klimaservice auf die Bedürfnisse des Endbenutzers. Während die aktuelle Version (Juli 2020) noch auf international standardisierten Modellsimulationen beruht, soll eine künftige Umsetzung auf einen Machine-Learning-Ansatz und das hochauflösende Klimamodell REMO der neuesten Generation bauen. Beide sind Gegenstand aktueller Forschung und Weiterentwicklung an o.g. Lehrstühlen. Der Klimaservice und weitere Informationen rund um das Projekt sind unter www.bigdata-at-geo.eu zu finden.

Folgender inhaltlicher Aufbau soll auch Leser*innen mit wenig Vorwissen einen Einblick in die Thematik des regionalen Klimawandels ermöglichen: In Kapitel 2 wird zunächst ein Überblick über die wesentlichen Prozesse im physikalischen Klimasystem gegeben. Anschließend folgt in Abschnitt 3 die Beschreibung von Klimamodellen und deren Antrieb, sowie die arbeitstechnische Dokumentation der Datenverarbeitung und Fehlerkorrektur mithilfe von Beobachtungen. Abschnitt 4 bietet Raum für die Definition einiger praktischer meteorologischer Kenngrößen. In Abschnitt 5 wird das Klima in Unterfranken am Ende des 20. Jahrhunderts erläutert und beschrieben. Abschnitt 6 wertet schließlich die Modellsimulationen für Unterfranken im 21. Jahrhundert aus. Übersichtstabellen sind in Anhang A zu finden.

2 Das physikalische Klimasystem

Um Aussagen über das künftige Klima auf unserem Planeten machen zu können, muss man zunächst ein generelles Verständnis der vorherrschenden Prozesse des vergangenen Klimas erlangen. Die Klimaforschung ist dabei eine Naturwissenschaft auf Basis physikalischer Gesetzmäßigkeiten, birgt aber wegen scheinbar endloser Wechselwirkungen und teilweise nicht-linearer, sich selbst verstärkender Rückkopplungen einen sehr hohen Grad an Komplexität. Die enge Verwobenheit von Physik, Chemie, Biologie und Geographie macht sie dabei zu einem interdisziplinären Gebiet, wobei im noch jungen Fachbereich der Erdsystemwissenschaften gar soziologische Komponenten, wie das Verhalten des Menschen in einer sich ändernden Umwelt, integriert werden. Dieser Bericht bietet lediglich Raum für eine kurze Einführung in die wichtigsten Zusammenhänge. Eine umfangreiche Lektüre zum physikalischen Klimasystem ist in Latif (2009) gegeben.

Der treibende Motor des Erdklimas ist die Sonne. Fusionsprozesse in ihrem Inneren sorgen schon seit rund 4,6 Milliarden Jahren zuverlässig für Energienachschub aus dem All. Zugunsten unseres Planeten ist die Sonne ein vergleichsweise genügsamer Stern mit geringen Schwankungen in ihrer Strahlintensität und liegt in einer relativ ruhigen, von Supernovae nur geringfügig bedrohten kosmischen Nachbarschaft. Ferner hat die Erde den Bonus, ein Magnetfeld und eine Ozonschicht zu besitzen. Beide schützen untere Atmosphäre und Erdoberfläche wie ein Schild vor aggressiver Strahlung aus dem Weltraum. Ausreichend Masse, nur geringfügige Variationen der Erdbahn, sowie die richtige Entfernung zur Sonne ermöglichten schließlich einen hydrologischen Kreislauf und schufen klimatisch günstige Bedingungen für Leben.

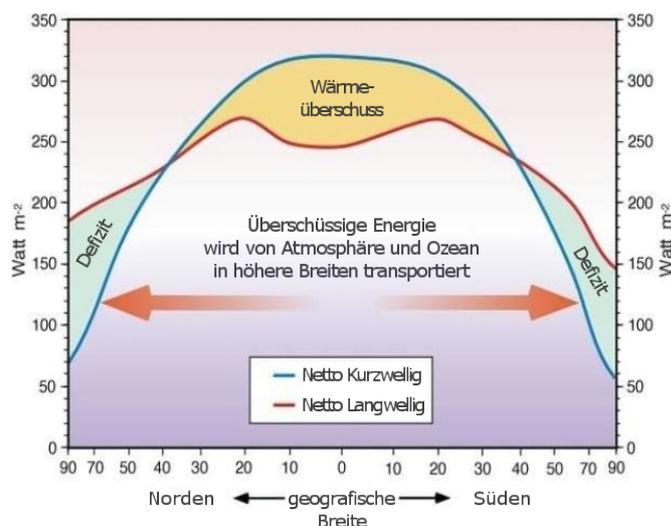


Abbildung 1: Mittlere Energiebilanz an der Erdoberfläche zwischen einfallender kurzwelliger Solarstrahlung (blau) und langwelliger terrestrischer Ausstrahlung (rot). Pfeile skizzieren einen meridionalen Wärmetransport.

(Hamburger Bildungsserver, 2020)

Da die Erde annähernd eine Kugel ist, wird sie je nach Jahreszeit und geographischer Breite unterschiedlich von der Sonne beschienen. Zusätzlich muss das Sonnenlicht in Polnähe aufgrund des niedrigeren Einfallswinkels einen weiteren Weg durch die Atmosphäre zurücklegen als in Äquatornähe. Es ist daher kaum verwunderlich, dass die solare Einstrahlung im Jahresmittel zwischen den Wendekreisen am höchsten ist und zu den Polen hin abnimmt (s. Abb. 1). Betrachtet man zusätzlich die von der Erdoberfläche abgegebene Wärmestrahlung, so erkennt man zwei Maxima in den Subtropen und auch hier eine polwärtige Abnahme. Die Energiebilanz zeigt dabei einen deutlichen Wärmeüberschuss bis etwa $\pm 40^\circ$ um den Äquator und ein Defizit in höheren Breiten. Da dies ohne Ausgleich ein unaufhörliches Aufheizen der Tropen und Auskühlen arktischer Regionen bedeutete, muss für den Erhalt des Energiegleichgewichts ein Wärmetransport von den Tropen zu den Polen stattfinden.

Der Kreislauf beginnt entlang des Äquators, wo gigantische Mengen an Luft und Wasserdampf erhitzt werden und bis in Höhen von 16-18km aufsteigen. Dort treffen sie auf eine atmosphärische Grenzschicht, die so genannte Tropopause, an der sie nach Norden und Süden abgelenkt werden (s. Abb. 2). Nun kommen Geometrie und Rotation der Erde ins Spiel. Der als Corioliseffekt bekannte Mechanismus bewirkt eine Beschleunigung der Höhenwinde nach rechts auf der Nordhalbkugel und nach links auf der Südhalbkugel. Dieser wird stärker, je weiter man sich vom Äquator entfernt. Es entsteht ein so genannter Jet, dessen Stärke zusätzlich vom darunter-

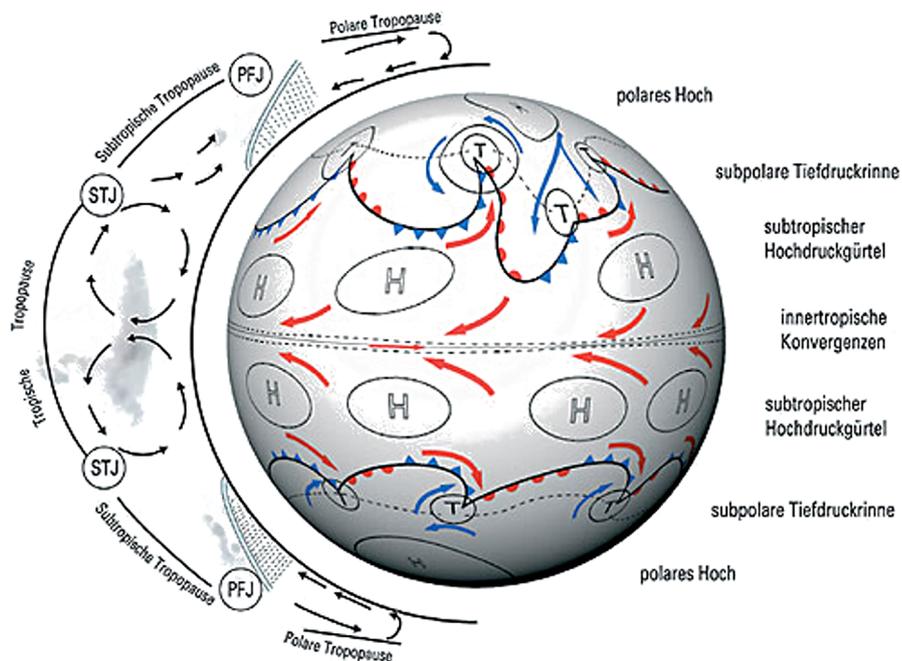


Abbildung 2: Konzeptbild der globalen Zirkulation in der Atmosphäre.

Pfeile zeigen die mittlere Strömungsrichtung über mehrere Jahre.

Momentaufnahmen können weitaus komplexere Muster aufweisen.

(Hamburger Bildungsserver, 2020)

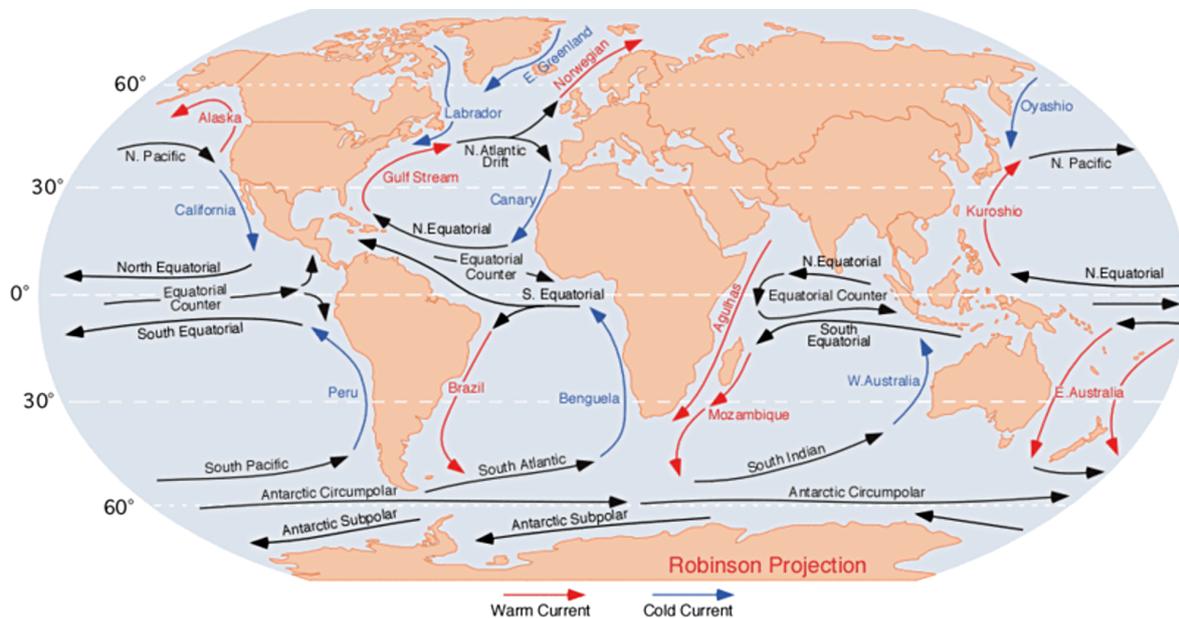


Abbildung 3: Konzeptbild der globalen Zirkulation im Ozean. Pfeile zeigen die mittlere Strömungsrichtung über mehrere Jahrzehnte. Momentaufnahmen können weitaus komplexere Muster aufweisen. (Hamburger Bildungsserver, 2020)

liegenden Temperaturgradienten abhängt. Die Strömung tritt nun mit der komplexen Topographie der Erde in Wechselwirkung und beginnt Wellen zu schlagen: Es entstehen Hoch- und Tiefdruckgebiete.

Der Ozean reagiert seinerseits auf die Diskrepanzen im Strahlungsbudget durch warme polwärtige Oberflächenströmungen wie beispielsweise dem Golfstrom. Im Nordwinter kühlt dieses Wasser in der Arktis stark ab und beginnt aufgrund seiner zunehmenden Dichte abzusinken. Kalte Tiefenströmungen, wie etwa der Ostgrönland- und Labradorstrom, transportieren die Wassermassen anschließend wieder äquatorwärts. Eine dichtegetriebene, von Temperatur und Salzgehalt des Meerwassers abhängige sog. thermohaline Zirkulation setzt ein. Diese wird sehr stark von vorherrschenden Winden und Küstenlinien beeinflusst, sodass sich komplexe Strömungsmuster ausbilden. Ein grafischer Überblick ist in Abbildung 3 gegeben. Für eine detaillierte Einführung in die Fachgebiete der Meteorologie und Ozeanographie sei der Leser an Lehrbücher wie z.B. Kraus (2007) und Talley (2011) verwiesen.

Die großskaligen Zirkulationsmuster in Atmosphäre und Ozean haben sich im Laufe der Erdgeschichte stets gewandelt und über mehrere Jahrhunderte auf ihr heutiges Niveau eingependelt. Beide besitzen nach wie vor einen hohen Grad an natürlicher Variabilität, welche im vergleichsweise trägen Ozean auf längeren Zeitskalen abläuft als in der darüber liegenden Atmosphäre. Um den Menschen nun in diesen physikalischen Kontext zu integrieren, müssen ein paar Komponenten und deren Wechselwirkung im Klimasystem genauer betrachtet werden.

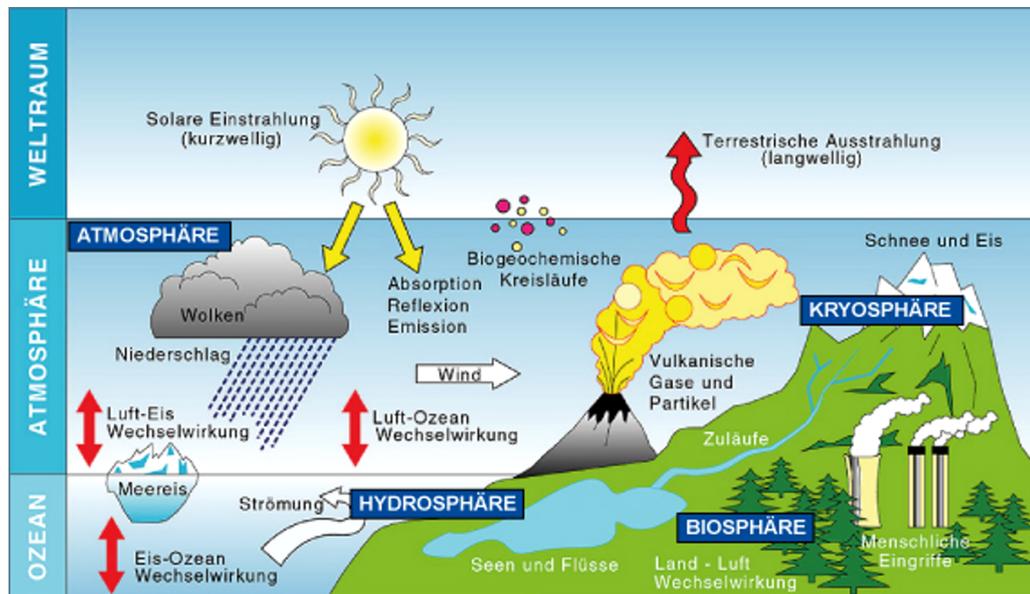


Abbildung 4: Das physikalische Klimasystem: Komponenten und ihre Wechselwirkungen. (Hamburger Bildungsserver, 2020)

Die Erde ist kein homogener Gasplanet, sondern ein tektonisch aktiver und belebter Gesteinsplanet mit Weltmeeren, Kontinenten und einer dynamischen Luft-hülle. Das Klimasystem birgt daher eine Vielzahl an Komponenten, die aufgrund ihrer unterschiedlichen physikalischen und chemischen Eigenschaften miteinander wechselwirken. Abbildung 4 soll hierzu als Zusammenfassung einiger wichtiger Austauschprozesse in und zwischen der Atmosphäre (Luft), Hydrosphäre (Wasser), Biosphäre (Pflanzen und Tiere) und Kryosphäre (Eis- und Schneeflächen) dienen.

In vielerlei Hinsicht ausschlaggebend sind im physikalischen Klimasystem vor allem zwei Materialeigenschaften: Das Rückstrahlvermögen von Sonnenlicht, die so genannte Albedo, sowie die Wärmekapazität, die Fähigkeit Energie zu konservieren. Eis und Schnee haben eine deutlich höhere Albedo als eisfreie Landoberflächen oder der offene Ozean und tragen entscheidend zum Strahlungshaushalt der Erde bei. Flüssiges Wasser besitzt eine höhere Wärmekapazität als Luft und erwärmt sich langsamer, kann die Wärme aber auch wesentlich länger speichern. Da ein physikalisches System stets nach einem Gleichgewichtszustand strebt, entstehen Ausgleichsströmungen zwischen Land- und Wasserflächen, welche ihrerseits Energie und Feuchte transportieren. Große Gewässer wirken deshalb oft wie ein Klimapuffer auf umliegende Landregionen. Hinzu kommt die biologische Umwelt. Zu Wasser wie zu Land wird in der Pflanzenwelt Photosynthese betrieben und Kohlenstoff verwertet sowie gebunden. Menschliches Handeln hingegen bewirkte in vergleichsweise kurzer Zeit eine enorme Freisetzung von fossilem Kohlenstoff in Form von gasförmigen Kohlenstoffdioxid, sowie eine radikale Veränderung der Landoberfläche. Vor allem der Eingriff in die Atmosphärenchemie ist hierbei von enormer Reichweite.

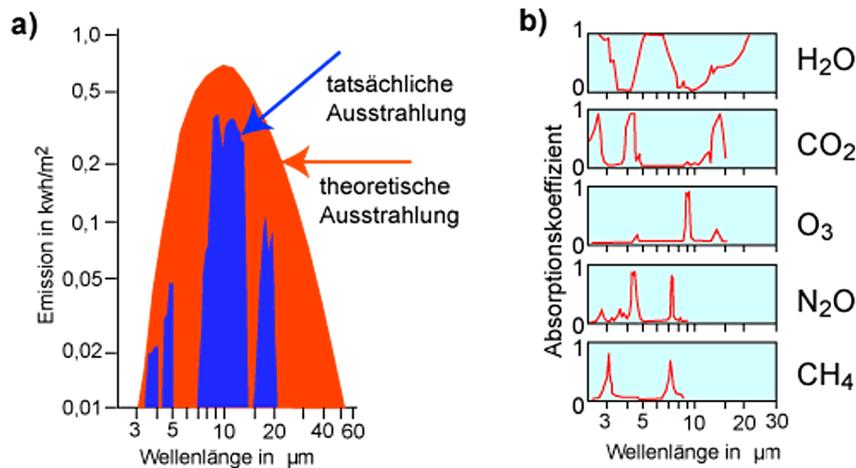


Abbildung 5: Langwellige terrestrische Ausstrahlung (a) und Absorptionsbanden (b) einiger wichtiger Treibhausgase. (Hamburger Bildungserver, 2020)

Kommen wir zu einem der wichtigsten Punkte unserer Grundlagenerörterung: Die Wärmestrahlung der Erde, auch terrestrische Strahlung genannt. Gemäß dem Planck'schen Strahlungsgesetz emittiert jeder Körper ein Wellenlängenspektrum proportional zu seiner Temperatur. Für die Sonne liegt dieses größtenteils im kurzwelligen Bereich ($\approx 0,25\text{-}2,5\mu\text{m}$), für die Erde im langwelligen ($\approx 3\text{-}60\mu\text{m}$). Vergleicht man nun die theoretisch errechnete terrestrische Ausstrahlung mit Satellitenmessungen (s. Abb. 5), so ist deutlich zu sehen, dass ein gewisser Teil von der Erdatmosphäre zurückgehalten wird. Dieses „Zurückhalten“ ist der natürliche Treibhauseffekt, welcher durch die Absorption und Re-Emission von Wärmestrahlung auf Molekularebene von einigen atmosphärischen Gasen verursacht wird. Ohne dieses Phänomen läge die mittlere Temperatur auf der Erdoberfläche bei etwa -18°C , flüssiges Wasser wäre kaum vorhanden und irdisches Leben hätte sich sehr wahrscheinlich anders entwickelt. Außerdem lassen sich im Absorptionsspektrum gewisse Wellenlängenbanden erkennen, in denen die Atmosphäre entweder komplett dicht ist oder weitestgehend durchlässig. Letztere sind die so genannten atmosphärischen Fenster.

Das wichtigste natürliche Treibhausgas ist Wasserdampf. Zum einen schlicht aufgrund seiner großen Menge ($\approx 0,25\%$ Luftanteil) und zum anderen wegen der breiten Absorptionsbanden am kurzen ($< 3,5\mu\text{m}$) und langen ($> 20\mu\text{m}$) Ende des Spektrums, sowie bei $5\text{-}7\mu\text{m}$. An zweiter Stelle steht das Kohlenstoffdioxid. Es ist im Vergleich zu Wasserdampf ein wesentlich stärkeres Treibhausgas und ist von Natur aus in der Luft enthalten, z.B. durch Vulkanausbrüche oder Atmung. Gegen Ende des 19. Jahrhunderts lag die atmosphärische Konzentration bei etwa 280 CO_2 -Molekülen auf eine Million Luftteilchen (Einheit ppm, parts per million). Diese Menge liegt in einer Größenordnung, in der menschliche Eingriffe drastische Veränderungen bewirken können. Dies lässt sich deutlich an der Entwicklung während der letzten 60 Jahre, hin zu einer aktuellen Konzentration von 416 ppm (Juni 2020) beobachten (s. Abb. 6).

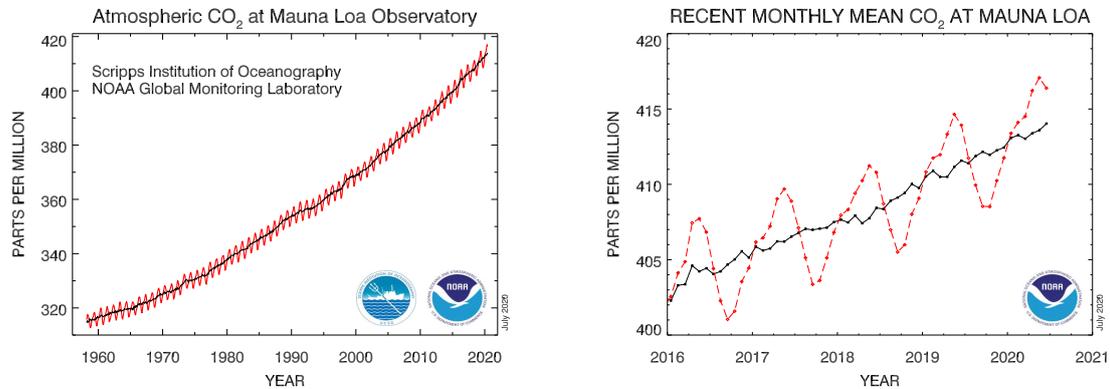


Abbildung 6: Entwicklung der atmosphärischen Konzentration von Kohlendioxid während der letzten Jahrzehnte (links) und Jahre (rechts). (NOAA, 2020)

Dieser Wert entspricht in etwa anderthalb mal dem „natürlichen“ vorindustriellen Niveau. CO₂ besitzt eine ausgeprägte Absorptionsbande bei 13-15µm, ein Bereich in dem Wasserdampf halb durchlässig ist. Mit steigender Kohlendioxidkonzentration wird also ein atmosphärisches Fenster sukzessive geschlossen. An dritter Stelle steht Methan (CH₄). Es absorbiert am kurzen Ende ($\approx 3\mu\text{m}$) und in der Mitte ($\approx 6\text{-}8\mu\text{m}$) des terrestrischen Strahlenspektrums. Es ist 25 mal wirksamer als CO₂ und wird hauptsächlich von Mikroorganismen unter Luftabschluss produziert. Natürliche Quellen dieses Treibhausgases sind Sumpfgebiete und geologische Prozesse, sowie Viehzucht (v.a. Massentierhaltung von Wiederkäuern), fossile Energiegewinnung und Mülldeponien auf anthropogener Seite. Gegenüber dem vorindustriellen Wert hat sich die atmosphärische Methankonzentration auf aktuell 1,88ppm (März 2020) mehr als verdoppelt. Die Tendenzen beider Treibhausgaskonzentrationen, Kohlenstoffdioxid und Methan, sind steigend.

Es gibt im Klimasystem noch eine Reihe fundamentaler Rückkopplungen (engl.: Feedbacks), die von globaler Reichweite sein können. Es wird dabei zwischen positiven, die Ursache verstärkenden, und negativen, der Ursache entgegenwirkenden, Rückkopplungen unterschieden. Es sind vor allem Erstere, welche das Klimasystem an die Grenze des Berechenbaren bringen und Wissenschaftlern aktuell größte Sorge bereiten. Eine wichtige Rückkopplung ist das positive Eis-Albedo-Feedback. Mit steigenden Temperaturen beginnen die polaren Eiskappen zu schmelzen und ziehen sich langsam zurück. Die neu freigelegte Oberfläche ist dunkler als das ehemalige Eis und absorbiert dementsprechend mehr Sonnenlicht. Das Erwärmen und Abschmelzen weiterer Eisflächen beschleunigt sich. Dieses Schauspiel lässt sich aktuell sehr gut in arktischen Regionen während der Sommermonate beobachten (siehe auch Abb. 7). Ein weiteres wichtiges Feedback ist die Wasserdampf-Rückkopplung: Nach Clausius-Clapeyron kann warme Luft mehr Wasserdampf aufnehmen als kalte Luft. Da Wasserdampf ebenso ein Treibhausgas ist, bewirkt eine höhere Konzentration

einen stärkeren Treibhauseffekt. Auch hier verstärkt sich die Ursache. In diesem Kontext wird gerne von Kippunkten im Klimasystem gesprochen. Diese bezeichnen einen abrupten Wechsel vom einen in den anderen Klimazustand aufgrund ebensolcher Rückkopplungen. Eine große Unbekannte in der momentanen Diskussion um das eventuelle Bestehen eines solchen „Tipping Point“ sind die verborgenen Mengen an CO_2 und CH_4 im arktischen Permafrost, welche den Böden beim zusehends fortschreitenden Auftauen entweichen.



Abbildung 7: Methankrater im arktischen Permafrost von Kanada. Sie entstehen, wenn sich Gas unter der Oberfläche ansammelt, Blasen bildet und schließlich unter ausreichend Druck den Boden aufbricht bzw. sprengt. Teilweise entstehen Kraterseen. Man beachte außerdem den deutlichen Helligkeits- bzw. Albedounterschied zwischen Schnee-/Eisflächen im oberen Bildteil und dem Festland darunter. (InsideClimate News, 2017)

3 Modelle und Methoden

Um das Klimasystem mit all seinen physikalischen und biogeochemischen Prozessen besser zu verstehen, hat die Wissenschaft im Laufe der letzten Jahrzehnte hochkomplexe numerische Klima- und Erdsystemmodelle entwickelt. Diese beschreiben in erster Linie die Vergangenheit und helfen, die Geschichte des Erdklimas zu verstehen. Eine detaillierte Einführung in Theorie und Konzeption von numerischen Modellen ist jenseits unseres Berichtumfangs. Der interessierte Leser sei hierzu an die Informationsbroschüre des DWD (2019) und an die Fachliteratur (z.B. Warner, 2010) verwiesen. Ein schematischer Überblick ist in Abbildung 8 gegeben.

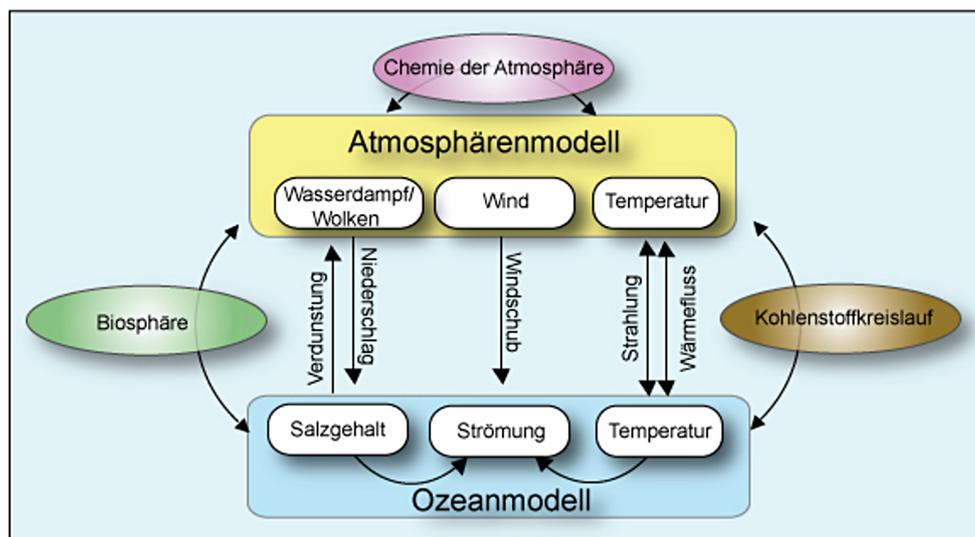


Abbildung 8: Konzeptbild eines gekoppelten Klimamodells: Ein Atmosphärenmodell steht mit einem Ozeanmodell in unmittelbarer physikalischer und indirekter biologisch-chemischer Wechselwirkung. (Hamburger Bildungsserver, 2020)

3.1 Treibhausgasszenarien

Mithilfe von Modellsimulationen kann man auch untersuchen, welchen Effekt eine Änderung äußerer Faktoren, wie z.B. menschliches Handeln, auf das künftige Klima hat, und wie sich dieser Einfluss weltweit und regional auf die Verteilung von Temperatur, Niederschlag und anderen Größen auswirkt. Die Zukunft, also die Entwicklung der Weltwirtschaft und unserer Lebensstile — und damit verbunden der Ausstoß von klimawirksamen Substanzen — lässt sich jedoch nicht so einfach vorhersehen. Man kann allerdings verschiedene Annahmen über mögliche Entwicklungen in der Bevölkerung, Politik, Technologie und Wirtschaft treffen, die dann durch globale sozioökonomische Szenarien beschrieben werden. Für jedes Szenario

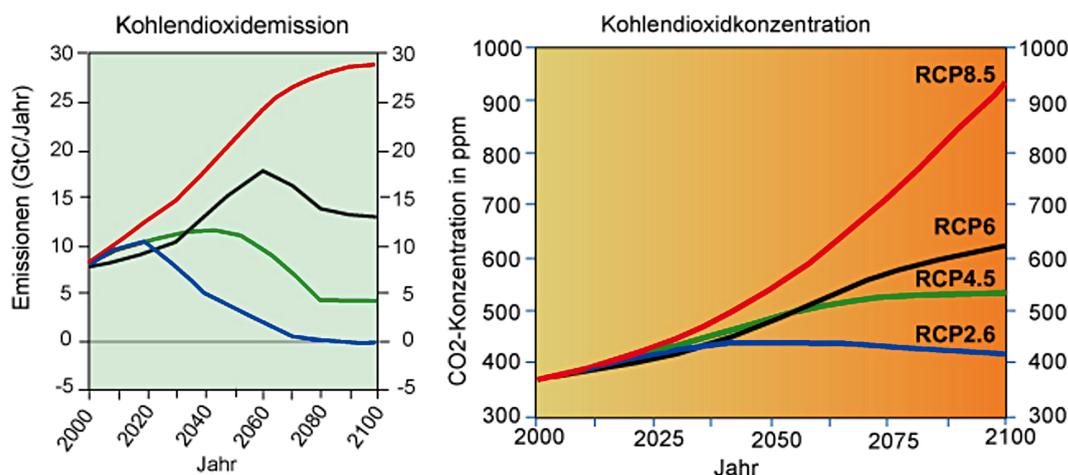


Abbildung 9: Kohlendioxidemissionen (links) und atmosphärische CO₂-Konzentration (rechts) für verschiedene Szenarien. (Hamburger Bildungserver, 2020)

werden die Entwicklungspfade von Treibhausgasemissionen und klimawirksamen Substanzen und die daraus folgenden atmosphärischen Konzentrationen berechnet. Diese werden den Klimamodellen vorgeschrieben, welche dann die Auswirkungen auf das Klimasystem simulieren (Stellrad „Chemie der Atmosphäre“ in Abb. 8). Charakteristisch ist in diesem Kontext der sogenannte „anthropogene Strahlungsantrieb“, der am Ende des 21. Jahrhunderts herrscht. Dieser ist ein Maß für die physikalische Leistung, die die menschengemachte Erwärmung der Atmosphäre antreibt. Die aktuellen Szenarien aus dem 5. IPCC-Sachstandsbericht (Meyer u. a., 2014) zeigen verschiedene Entwicklungspfade der Treibhausgasemissionen und -konzentrationen auf und werden Repräsentative Konzentrationspfade (engl.: Representative Concentration Pathways, RCPs) genannt. Eine Übersicht ist in Abbildung 9 gegeben.

Dieser Klimabericht widmet sich den beiden Szenarien rcp45 und rcp85 (grüne und rote Kurven in Abb. 9 — Alternativschreibweisen: RCP4.5/RCP8.5). Ersteres verkörpert eine ökologisch verantwortungsvolle Entwicklung gemäß den Pariser Klimazielen von 2015 und beschränkt den mittleren anthropogenen Strahlungsantrieb am Ende des 21. Jahrhunderts auf 4.5Wm^{-2} . Dem gegenüber steht ein „Business-as-usual“-Szenario mit einem finalen anthropogenen Strahlungsantrieb von 8.5Wm^{-2} . Letzteres spiegelt eine weiterhin auf fossile Energieträger setzende und stets wachsende Weltwirtschaft und Bevölkerung wider und ist mit der bisherigen sozioökonomischen Entwicklung im 21. Jahrhundert konform.

3.2 Das Unterfrankenensemble

Wie bereits im vorherigen Abschnitt beschrieben, stützen sich Klimaprojektionen für die Zukunft auf Annahmen über globale sozioökonomische Entwicklungen. Um einige der modernsten Klimamodelle unter einheitlichen Bedingungen — den oben genannten Treibhausgasszenarien — laufen zu lassen, schlossen sich im Rahmen des

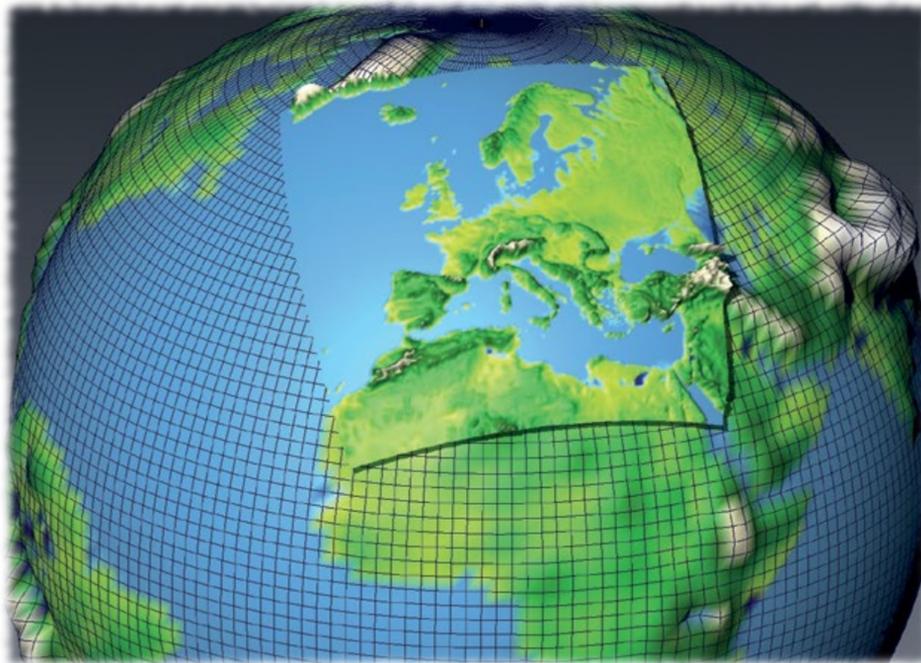


Abbildung 10: Konzeptbild der Modelldomänen in EURO-CORDEX:
Das fein aufgelöste RCM ist in ein grobmaschigeres GCM eingestet.
(DWD, 2019)

Coordinated Downscaling Experiments (CORDEX) mehrere namhafte Forschungsinstitutionen zusammen. Im europäischen Zweig dieses Projekts (EURO-CORDEX) wurden Simulationen speziell für den europäischen Raum erstellt. Hierbei werden regionale Klimamodelle (RCMs) mit hoher horizontaler Auflösung ($0.11^\circ \approx 12.5\text{km}$) in gröber aufgelöste globale Klimamodelle (GCMs, 100 bis 200km) eingestet und angetrieben (s. Abb. 10). Die sechs Modelle in dieser Studie — im Folgenden auch Unterfrankenensemble genannt (siehe Tabelle 1 auf der nächsten Seite) — liefern Temperatur- und Niederschlagsdaten in täglicher und monatlicher Auflösung sowie diverse weitere meteorologische Parameter. Die synchron simulierte Zeiträume umfassen dabei 1970 bis 2005 im historischen Lauf und 2006 bis 2100 in rcp45 und rcp85. Die Datensätze werden über das ESGF-Portal des deutschen Klimarechenzentrums bereit gestellt (DKRZ, 2019). Weitere Details über die Modelle aus EURO-CORDEX sind auf der Internetpräsenz und in Jacob u. a. (2014) zu finden.

3.3 Beobachtungsdaten

Zur Verifizierung der historischen Modellläufe werden Beobachtungsdaten mit ähnlich hoher Auflösung und entsprechender Qualität benötigt. Hier bieten sich die monatlichen Rasterdaten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) mit $1 \times 1\text{km}$ horizontaler Auflösung an. Diese sind für die Zeiträume ab 1881 (Monatsmitteltemperatur und Niederschlag) bzw. 1901 (Minimum- und Maximumtemperatur) frei verfügbar und

Tabelle 1: Das Unterfrankenensemble:
In dieser Studie verwendete regionale Klimamodelle (RCMs) und deren antreibende globale Klimamodelle (GCMs) aus EURO-CORDEX (2019)

Institut	Akronym	RCM	GCM
Climate Limited-Area Modelling Community	CLM	CCLM4-8-17	HadGEM2-ES
Centre National des Recherches Météorologiques	CNRM	ALADIN53	CNRM-CM5
Danish Meteorological Institute	DMI	HIRHAM5	NorESM1-M
Royal Netherlands Meteorological Institute	KNMI	RACMO22E	EC-EARTH
Max Planck Institut für Meteorologie	MPI	REMO2009	MPI-ESM-LR
Swedish Meteorological and Hydrological Institute	SMHI	RCA4	IPSL-CM5A-MR

werden monatlich aktualisiert. Der Datensatz beruht auf Stationsmessungen, welche mittels Höhenregression und der „Inverse Distance Weight“-Methode in die Fläche interpoliert werden. Unsicherheiten ergeben sich daraus, dass sich das Messnetz über die Jahre verändert hat und Wetterstationen nicht gleichmäßig verteilt sind. Aus den Beobachtungen erstellt der DWD zudem jährliche Karten mit der räumlichen Verteilung verschiedener meteorologischer Kennzahlen (siehe auch Abschnitt 4). Weitere Details sind in den jeweiligen Datensatzbeschreibungen im Climate Data Center zu finden (DWD, 2020).

3.4 Gitterinterpolation

Wie bereits in Abschnitt 3.2 beschrieben, liegt die originale Auflösung der RCMs im Unterfrankenensemble bei 0.11° ($\approx 12.5\text{km}$). Da die einzelnen Modellgitter nicht exakt übereinstimmen, sondern leicht zueinander verschoben sind, ist für die Bildung eines Ensemblemittelwertes eine räumliche Interpolation erforderlich. Mit den DWD-Daten als Referenz (Abschnitt 3.3) bietet sich eine „Nearest Neighbour“-Interpolation auf jenes $1\text{x}1\text{km}$ Raster innerhalb Unterfrankens an. Hierbei werden die ursprünglichen Temperatur- und Niederschlagswerte nicht modifiziert, sondern nur auf das Zielraster vervielfältigt. Lediglich exakt auf der Grenze zwischen zwei bzw. vier benachbarten Modellgitterpunkten wird das arithmetische Mittel gebildet. Unter der Annahme, jeder Wert im ursprünglichen Raster repräsentiere den Mittelwert für die jeweilige Zelle, kann mithilfe einer so genannten „Statistical Downscaling“-Methode die räumliche Auflösung auf 1km verfeinert werden. Mehr dazu im nächsten Absatz.

3.5 Biaskorrektur

Die räumlich interpolierten Modelle des Unterfrankenensembles weisen in ihrer Rohform eine sehr starke Streuung auf. Es ist daher von Nöten, die historischen Läufe mit Beobachtungsdaten abzugleichen und den mittleren Temperatur- und Niederschlagsfehler für jeden Gitterpunkt zu eliminieren. Als Referenzzeitraum dient die Periode 1970-1999. Es wird ferner angenommen, dass der sogenannte Bias über die Zeit konstant bleibt. Der Korrekturansatz ist linear und stützt sich auf den jeweiligen Monatsdaten. Der mittlere Fehler für die Temperatur berechnet sich nach:

$$\Delta T_{mdl}(m, z) = \langle T_{mdl}(m, z) \rangle - \langle T_{obs}(m, z) \rangle \quad (1)$$

wobei m den Kalendermonat markiert, z den Gitterpunkt, mdl die einzelnen Modelle, obs die gerasterten Beobachtungsdaten und $\langle \dots \rangle$ das klimatologische Mittel über die Referenzperiode 1970-1999. Für Niederschläge wird das mittlere Verhältnis gebildet:

$$\Delta PP_{mdl}(m, z) = \langle PP_{obs}(m, z) \rangle / \langle PP_{mdl}(m, z) \rangle \quad (2)$$

Hieraus ergibt sich pro Variable eine zweidimensionale Karte mit dem mittleren historischen Bias je Kalendermonat und Gitterzelle bei 1km Auflösung. Anschließend werden alle Modellläufe (historical/rcp45/rcp85) mit der zugehörigen Fehlerkarte kalibriert:

$$T_{mdl}^{cbias}(m(t), z) = T_{mdl}(m(t), z) - \Delta T_{mdl}(m, z) \quad (3)$$

$$PP_{mdl}^{cbias}(m(t), z) = PP_{mdl}(m(t), z) \cdot \Delta PP_{mdl}(m, z) \quad (4)$$

wobei $cbias$ für biaskorrigiert steht und t für die einzelnen Zeitschritte. Selbige Korrektur wird auf Simulationen mit täglicher Auflösung angewandt. Diese Methode bereinigt den mittleren klimatologischen Fehler bei 1km Auflösung und wird mitunter „Kalibrierung des Jahresgangs“ genannt. Kurzweilige (≤ 1 Tag) mesoskalige (≤ 12.5 km) Prozesse bleiben von dieser Korrektur unberührt und unterscheiden sich in ihrer Parametrisierung von Modell zu Modell. Im Folgenden werden ausschließlich räumlich interpolierte, biaskorrigierte Klimaprojektionen diskutiert.

4 Meteorologische Kenngrößen

Während wir mit monatlich aufgelösten Temperatur- und Niederschlagsprojektionen einen Ausblick über die mittlere klimatische Entwicklung im 21. Jahrhundert gewinnen können, liefern Simulationen mit täglicher Auflösung wertvolle Informationen über das Auftreten und die Häufigkeit bestimmter Ereignisse. Diese lassen wiederum Rückschlüsse auf Lebensqualität und mögliche Bodennutzung an einem bestimmten Ort zu. Einige meteorologische Kenngrößen sind in diesem Kontext von Bedeutung. Definitionen folgen dem regionalen Klimaatlas (Helmholtz-Gemeinschaft, 2020):

Frosttage: Tage, an denen die bodennahe Lufttemperatur (2m Höhe) mindestens einmal unter den Gefrierpunkt sinkt ($T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$). Ferner lässt sich der jeweils letzte Frosttag im Frühjahr ermitteln.

Eistage: Tage, an denen die bodennahe Lufttemperatur durchgehend unter dem Gefrierpunkt liegt ($T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$).

Sommertage: Tage, an denen die bodennahe Lufttemperatur mindestens einmal 25°C erreicht bzw. übersteigt ($T_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$).

Hitzetage: Tage, an denen die bodennahe Lufttemperatur mindestens einmal 30°C erreicht bzw. übersteigt ($T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$).

Tropennächte: Tage bzw. Nächte, in denen die bodennahe Lufttemperatur nicht unter 20°C fällt ($T_{\min} \geq 20^{\circ}\text{C}$).

Regentage: Tage, an denen mindestens 1mm Niederschlag (in Form von Regen oder Schnee) pro Quadratmeter fällt ($PP \geq 1\text{mm}$).

Regenreiche Tage: Tage, an denen mindestens 10mm Niederschlag fällt ($PP \geq 10\text{mm}$).

Starkregentage: Tage, an denen mindestens 20mm Niederschlag fällt ($PP \geq 20\text{mm}$).

Trockentage: Tage, an denen weniger als 1mm Niederschlag fällt ($PP < 1\text{mm}$).

Trockenperioden: Folge von mindestens sechs Trockentagen. Neben der Häufigkeit lassen sich mittlere und maximale Dauer bestimmen.

Thermische Vegetationsperiode: Zeitraum des Pflanzenwachstums innerhalb eines Kalenderjahres. Der Vegetationsbeginn wird durch die ersten sechs aufeinander folgenden Tage in der ersten Jahreshälfte mit Tagesdurchschnittstemperaturen von mindestens 5°C markiert ($T_{\text{ave}} \geq 5^{\circ}\text{C}$), das Vegetationsende durch die ersten sechs Tage in der zweiten Jahreshälfte mit Durchschnittstemperaturen von höchstens 5°C ($T_{\text{ave}} \leq 5^{\circ}\text{C}$). Die Dauer der thermischen Vegetationsperiode ergibt sich aus der Differenz von Vegetationsende und -beginn, maximal aber vom 1. Januar bis 31. Dezember eines Jahres. In Kombination mit dem letzten Frosttag im Frühjahr (s.o.) lässt sich die Wahrscheinlichkeit und der zeitliche Versatz von Frost nach Vegetationsbeginn abschätzen.

Trockenheitsindex nach de Martonne: Ein Feuchtemaß für die Vegetation, welches aus dem Verhältnis von Niederschlag zu Temperatur hervorgeht (de Martonne, 1926):

$$dMI = \frac{PP(z)}{T_{ave}(z) + 10^\circ C} \quad (5)$$

wobei z den jeweiligen Modellgitterpunkt bezeichnet. Für die Berechnung werden mittlere Temperaturwerte in $^\circ C$, sowie der akkumulierte Niederschlag in mm während eines Bezugszeitraumes verwendet. Bezugszeiträume können das ganze Jahr, Halbjahre, Jahreszeiten oder Monate sein, wobei der Indexwert in $mm/^\circ C$ stets auf das ganze Jahr hochgerechnet wird (ggf. Multiplikation mit 2, 4 oder 12). Kleine Werte stehen für trockenere Gebiete, wobei die Schwelle zwischen humid und arid bei etwa $20mm/^\circ C$ liegt (Blüthgen und Weischet, 1980).

Huglin-Index: Ein für den Weinbau konzipierter Wärmesummenindex aus Tagesmittel- und -maximumtemperaturen im Sommerhalbjahr (1. April bis 30. September). Er dient als Maßzahl für die Kultivierung verschiedener Rebsorten und ist nach Stock u. a. (2007) wie folgt definiert:

$$HI = \kappa \cdot \sum_{01.04}^{30.09} \left(\frac{T_{ave}(z, t) + T_{max}(z, t) - 20}{2} \right) \quad (6)$$

wobei z den Gitterpunkt markiert und t den Kalendertag. Der Huglin-Index ist dimensionslos. Für die Berechnung werden die Temperaturwerte in $^\circ C$ verwendet, jedoch ohne Einheit in Gleichung 6 eingesetzt. Niederschlag, sowie topographische Gegebenheiten wie Himmelsausrichtung und Gefälle werden nicht berücksichtigt. Für Weinberge in Unterfranken können als grobe Hangkorrektur aber noch 100 (moderate Steigung) bis 300 (absolute Steillage) auf die errechneten Werte addiert werden. Geographisch bedingte Unterschiede in der solaren Einstrahlung aufgrund des Zenitwinkels werden durch den Korrekturfaktor κ kompensiert:

$$\kappa = \begin{cases} 1.06, & lat(z) \geq 50^\circ N \\ 1.02 + 0.04 \cdot \left(\frac{lat(z)-40}{10} \right), & lat(z) < 50^\circ N \end{cases} \quad (7)$$

wobei $lat(z)$ die geographische Breite des jeweiligen Gitterpunktes in $^\circ N$ ist und ohne Einheit in Formel 7 eingesetzt wird. Eine Übersicht mit Anbauempfehlungen ist in Tabelle 2 auf der nächsten Seite gegeben.

Tabelle 2: Anbauempfehlung einiger regionaler und *europäischer* Rebsorten in Abhängigkeit des Huglin-Index nach Schwab (2013)

Huglin-Index (HI)	Rebsorten (DE/EU)
$0 \leq \text{HI} < 1300$	keine Anbauempfehlung
$1300 \leq \text{HI} < 1400$	Siegerrebe, Ortega
$1400 \leq \text{HI} < 1500$	Müller-Thurgau, Bacchus
$1500 \leq \text{HI} < 1600$	Kerner, Portugieser, Regent <i>Aligoté, Gamay Noir</i>
$1600 \leq \text{HI} < 1700$	Silvaner, Grauburgunder, Schwarzriesling <i>Chasselas, Pinot Meunier</i>
$1700 \leq \text{HI} < 1800$	Weißburgunder, Sauvignon Blanc, Spätburgunder <i>Pinot Noir, Grüner Veltliner</i>
$1800 \leq \text{HI} < 1900$	Riesling, Scheurebe, Gewürztraminer <i>Chardonnay, Tempranillo, Merlot</i>
$1900 \leq \text{HI} < 2000$	Muskateller, Trollinger, Blaufränkisch <i>Merlot, Syrah, Viognier</i>
$2000 \leq \text{HI} < 2100$	Cabernet Cubin <i>Cabernet Sauvignon, Lagrein</i>
$2100 \leq \text{HI} < 2200$	<i>Grenache, Cinsault, Sangiovese</i>
$2200 \leq \text{HI} < 2300$	<i>Carignan, Trebbiano, Airen</i>
$2300 \leq \text{HI} < 2400$	<i>Aramon, Nebbiolo</i>

5 Unterfrankens Klima am Ende des 20. Jahrhunderts

Der Regierungsbezirk Unterfranken liegt relativ zentral in Mitteleuropa und damit in den gemäßigten Breiten. Trotz einer Minimaldistanz von etwa 600km zur nächstgelegenen Küste sorgen vorherrschende Westwinde für einen maritimen Einfluss. Diese werden durch den so genannten „Polarfront-Jetstream“ angetrieben — ein Höhenwind, dessen Stärke durch den Temperaturunterschied zwischen hohen und niederen Breiten bestimmt wird. Momentan verringert sich dieser, wodurch sich zunehmend stabile Großwetterlagen über Europa bilden können (Lingenhöhl, 2013).

Werfen wir aber zunächst einen Blick auf den klimatischen Jahresgang von Temperatur und Niederschlag in Unterfranken während der Referenzperiode 1970-1999 (s. Abb. 11). Wir sehen erwartungsgemäß die niedrigsten Temperaturen in den Wintermonaten Dezember, Januar, Februar (DJF), wobei Wechselfrost (Tagesminimumtemperaturen $<0^{\circ}\text{C}$ und -maximumtemperaturen $>0^{\circ}\text{C}$) ein für diese Jahreszeit typisches Ereignis ist. Die höchsten Temperaturen werden in den Sommermonaten Juni, Juli, August (JJA) erreicht, mit mittleren Tagesmaximumtemperaturen um die 20°C . Die mittlere Temperaturamplitude innerhalb eines Jahres beträgt in etwa 18°C und setzt sich aus milden Wintern und warmen Sommern zusammen. Während der Übergangszeiträume März, April, Mai (MAM) und September, Oktober, November (SON) nimmt die Temperatur moderat und stetig zu bzw. ab. Der mittlere Tagesgang, sprich die Differenz aus Maximum- und Minimumtemperatur, erreicht die höchsten Werte im Sommer mit etwa 10°C , während es im Spätherbst und Winter nur um die 5°C sind. Je nach Wetterlage können diese Werte an einzelnen Tagen auch wesentlich größer oder kleiner sein. Bezieht man nun Niederschläge mit ein, so lässt sich Unterfrankens Klima dem humiden zuordnen, d.h. es fällt im Mittel während des ganzen Jahres mehr Niederschlag, als Wasser durch Verdunstung an die Atmosphäre abgegeben wird (Abb. 11: Blauen Balken überragen Temperaturkurve). Es bestehen ferner nur geringe jahreszeitliche Schwankungen. Der meiste Niederschlag fällt in den Monaten Juli und Dezember, am wenigsten im Februar und April. Über das gesamte Jahr fällt im referenzklimatischen Mittel 747mm bei einer Jahresdurchschnittstemperatur von $8,5^{\circ}\text{C}$, wobei sowohl Niederschlag, als auch bodennahe Lufttemperatur eine starke räumliche Variabilität aufweisen. Diese ist

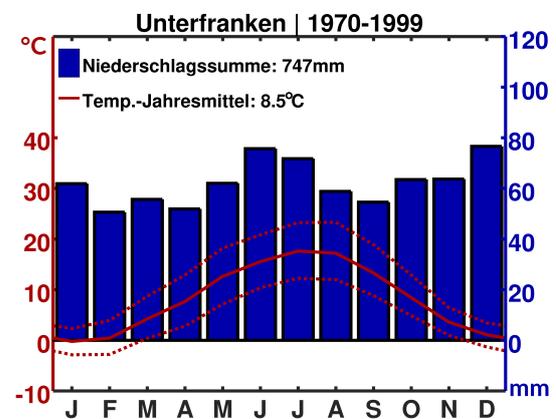


Abbildung 11: Mittleres Klimadiagramm für Unterfranken während der Referenzperiode 1970-1999. Blaue Balken sind mittlere Monatsniederschläge, rote Linien die klimatischen Monatsmittel für bodennahe Tagesmittel- (durchgezogen), Minimum- und Maximumtemperatur (gestrichelt).

Der mittlere Tagesgang, sprich die Differenz aus Maximum- und Minimumtemperatur, erreicht die höchsten Werte im Sommer mit etwa 10°C , während es im Spätherbst und Winter nur um die 5°C sind. Je nach Wetterlage können diese Werte an einzelnen Tagen auch wesentlich größer oder kleiner sein. Bezieht man nun Niederschläge mit ein, so lässt sich Unterfrankens Klima dem humiden zuordnen, d.h. es fällt im Mittel während des ganzen Jahres mehr Niederschlag, als Wasser durch Verdunstung an die Atmosphäre abgegeben wird (Abb. 11: Blauen Balken überragen Temperaturkurve). Es bestehen ferner nur geringe jahreszeitliche Schwankungen. Der meiste Niederschlag fällt in den Monaten Juli und Dezember, am wenigsten im Februar und April. Über das gesamte Jahr fällt im referenzklimatischen Mittel 747mm bei einer Jahresdurchschnittstemperatur von $8,5^{\circ}\text{C}$, wobei sowohl Niederschlag, als auch bodennahe Lufttemperatur eine starke räumliche Variabilität aufweisen. Diese ist

in Abbildung 12 dargestellt und setzt sich aus mehreren Komponenten zusammen. Neben kleinskaligen Faktoren wie Bodenbeschaffenheit, Vegetation und Bebauungs- bzw. Versiegelungsgrad hat den wohl stärksten Einfluss das vorherrschende Gelände. Vergleicht man die topographischen Gegebenheiten Unterfrankens (Abb. 12a) mit der Jahresmitteltemperatur (Abb. 12b), so lässt sich relativ leicht ein direkter Zusammenhang erkennen: Höher gelegene Gebiete wie Rhön, Spessart, Odenwald, Steigerwald und Hassberge sind generell kühler als tiefere Lagen. Die höchsten Durchschnittstemperaturen sind entlang des Mains zu verzeichnen, vor allem rund um Aschaffenburg, Würzburg und Kitzingen. Die Verteilung folgt weitestgehend dem thermodynamischen Prinzip der adiabatischen Zustandsänderung. Dieses besagt, dass sich Luft beim Aufsteigen in einer hydrostatischen Atmosphäre ausdehnt

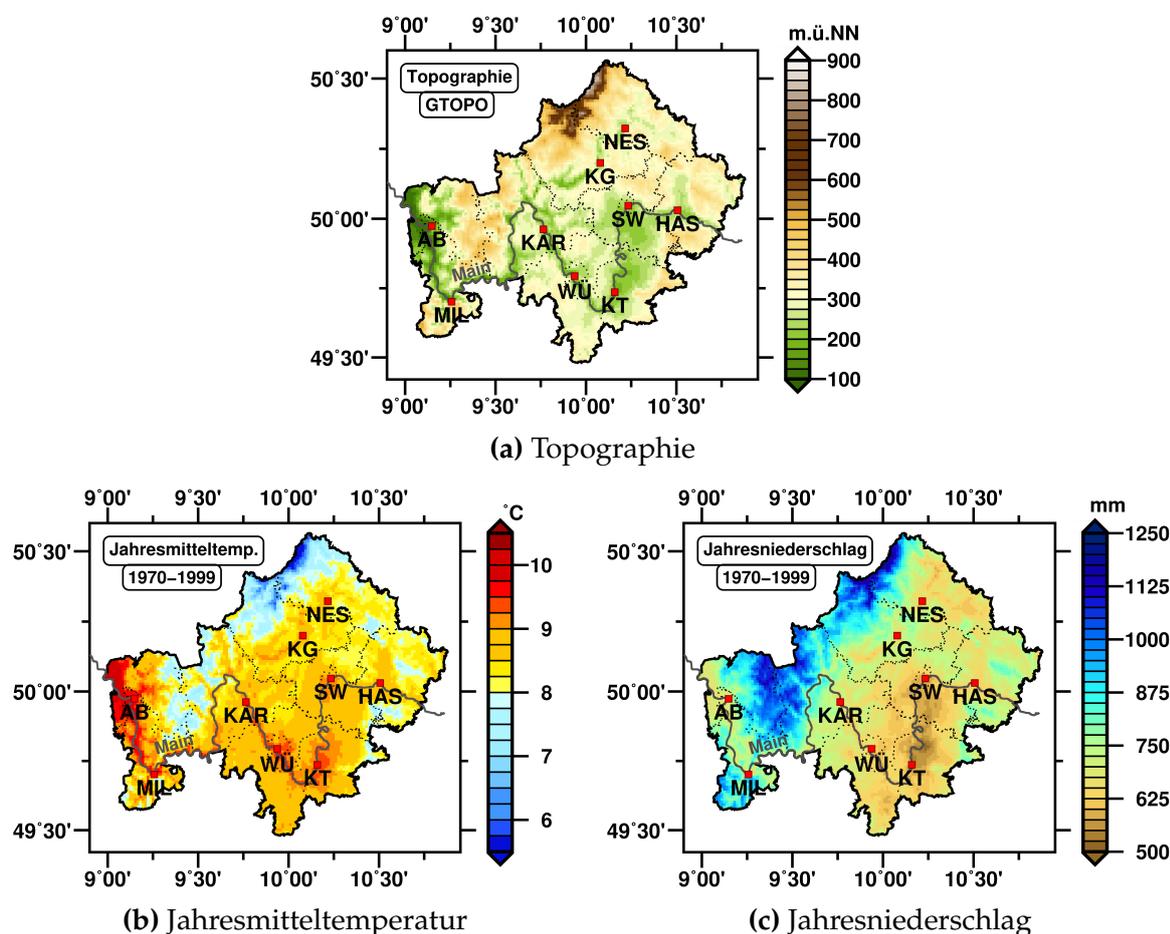


Abbildung 12: Vorherrschende Topographie (a, zeitlich invariant) sowie klimatologisches Jahresmittel der bodennahen Lufttemperatur (b) und mittlerer Jahresniederschlag (c) in Unterfranken während der Referenzperiode 1970-1999.

Stadtlegende: NES: Bad Neustadt an der Saale, KG: Bad Kissingen, SW: Schweinfurt, HAS: Hassfurt, KT: Kitzingen, WÜ: Würzburg, KAR: Karlstadt, MIL: Miltenberg, AB: Aschaffenburg

und dabei abkühlt — sowie umgekehrt. Gleichermaßen besteht beim Niederschlag (Abb. 12c) eine Kausalität mit der Topographie, wobei hier vorherrschende Westwinde eine entscheidende Rolle spielen. Die Nord-Süd-Ausrichtung von Rhön, Spessart und Odenwald bildet eine gewisse Barriere, an denen Niederschläge förmlich hängen bleiben: Feuchte Luftmassen werden entlang der Gebirgrücken auf der dem Wind zugewandten Seite (Luvseite) zum Aufstieg gezwungen, kühlen ab, kondensieren und regnen aus. Auf der windabgewandten Seite (Leeseite) sinken die Luftmassen wieder, erwärmen sich und können dadurch den verbliebenen Wasserdampf gut halten. In einer solchen Abwindzone liegen große Teile des fränkischen Weinlands: Ausgehend von Würzburg, mainaufwärts über Kitzingen bis Schweinfurt.

Der Regierungsbezirk Unterfranken besitzt eine Nord-Süd-Ost-West-Ausdehnung von unter 100km und Höhenunterschiede von bis zu 800m. Räumliche Variabilitäten im Jahresniederschlag betragen mehr als 500mm und Differenzen im Jahresmittel der bodennahen Lufttemperatur bis zu 5°C. Die Region ist klimatisch sehr vielfältig.

6 Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert

6.1 Mittlere Temperatur- und Niederschlagstendenzen

Nachdem wir in Abschnitt 5 ein Bild der klimatischen Ausgangslage von Unterfranken bekommen haben, können wir nun einen Blick in die Zukunft werfen. Hier sind vor allem zwei Aspekte von Bedeutung. Zunächst betrachten wir die Verschiebung des klimatischen Grundzustandes. Dabei geht es in erster Linie um die längerfristige Änderung von Temperatur- und Niederschlagsmittelwerten auf Zeitskalen von mindestens 30 Jahren. An dieser Stelle lautet unser erster Befund: Räumliche Temperatur- und Niederschlagsmuster bleiben im Wesentlichen erhalten. Es sind auch künftig die höchsten Niederschlagsmengen in den Mittelgebirgslagen wie Rhön oder Spessart zu erwarten und weniger in Trockengebieten wie dem fränkischen Weinland. Am durchschnittlich wärmsten wird es auch in Zukunft in den Tälern und Kesseln entlang des Mains und kühler gen höher gelegenen Gebieten (vgl. Abb. 12). Was sich jedoch ändert, ist die mittlere *Hintergrundtemperatur*.

Tabelle 3 fasst die aktuell beobachtete und vom Modellensemble projizierte Temperaturänderung im regionalen Durchschnitt zusammen. Die Beobachtungsdaten zeigen eine gegenwärtige Erwärmung (Δ_{AKT}) der Jahresmitteltemperatur von +0,8°C gegenüber der Referenz (REF) von 1970-1999. Für die Klimaperiode 2010-2039 wird sich diese nach den Projektionen — und unabhängig vom Treibhausgasszenario — auf +1,1°C erhöhen. Erst im Zeitraum 2040-2069 zeigen sich Unterschiede zwischen beiden RCPs: Während die mittlere Erwärmung in rcp45 bei +1,7°C liegt, sind es in rcp85 bereits +2,2°C. Gegen Endes des 21. Jahrhunderts, im Zeitraum 2070-2099, belaufen sich die mittleren Temperaturanstiege auf +2,2°C im *Ökoszenario* rcp45 und +3,8°C mit *Business as usual* in rcp85.

Tabelle 3: Entwicklung der bodennahen Lufttemperatur in Unterfranken nach Jahreszeit und Treibhausgasszenario. Gezeigt sind regional gemittelte Klimanormalwerte in °C für die jeweiligen Zeiträume. Referenzwerte für 1970-1999 (REF), sowie die seitdem registrierte Temperaturänderung Δ_{AKT} (Zeitraum: 1990-2019) gehen aus Beobachtungsdaten hervor. Klimaprojektionen für die Zukunft ergeben sich aus dem Ensemblemittel Δ_{ENS} (= die *wahrscheinlichste* Veränderung gegenüber der Referenzperiode), sowie dem Unsicherheitsbereich mit unterer und oberer Schranke [Δ_{MIN} ; Δ_{MAX}]. Alle Δ -Werte sind Veränderungen gegenüber REF.

Jahreszeit	Szenario	Klimaperiode										
		1970-1999		2010-2039			2040-2069			2070-2099		
		REF	Δ_{AKT}	Δ_{ENS}	Δ_{MIN}	Δ_{MAX}	Δ_{ENS}	Δ_{MIN}	Δ_{MAX}	Δ_{ENS}	Δ_{MIN}	Δ_{MAX}
Jahr	<i>rcp45</i>	8,5	+0,8	+1,1	+0,5	+1,6	+1,7	+0,8	+2,8	+2,2	+1,4	+3,2
	<i>rcp85</i>			+1,1	+0,6	+1,7	+2,2	+1,6	+3,2	+3,8	+2,8	+5,3
Frühling	<i>rcp45</i>	8,2	+1,0	+0,8	-0,1	+1,1	+1,4	+0,5	+1,9	+1,8	+1,0	+2,4
	<i>rcp85</i>			+0,9	+0,3	+1,4	+1,8	+1,1	+2,4	+3,0	+2,0	+3,7
Sommer	<i>rcp45</i>	16,8	+0,9	+1,2	+0,8	+1,6	+2,0	+1,0	+3,4	+2,4	+1,6	+3,8
	<i>rcp85</i>			+1,2	+0,7	+1,7	+2,4	+1,7	+3,7	+4,2	+2,8	+6,6
Herbst	<i>rcp45</i>	8,4	+0,7	+1,2	+0,6	+2,0	+1,8	+0,8	+3,2	+2,4	+1,4	+4,0
	<i>rcp85</i>			+1,3	+0,7	+2,4	+2,6	+1,7	+4,0	+4,1	+2,9	+6,4
Winter	<i>rcp45</i>	0,4	+0,7	+1,1	+0,5	+1,8	+1,6	+0,7	+3,0	+2,3	+1,5	+3,1
	<i>rcp85</i>			+1,1	+0,5	+1,9	+2,1	+1,4	+3,1	+3,8	+2,7	+4,8

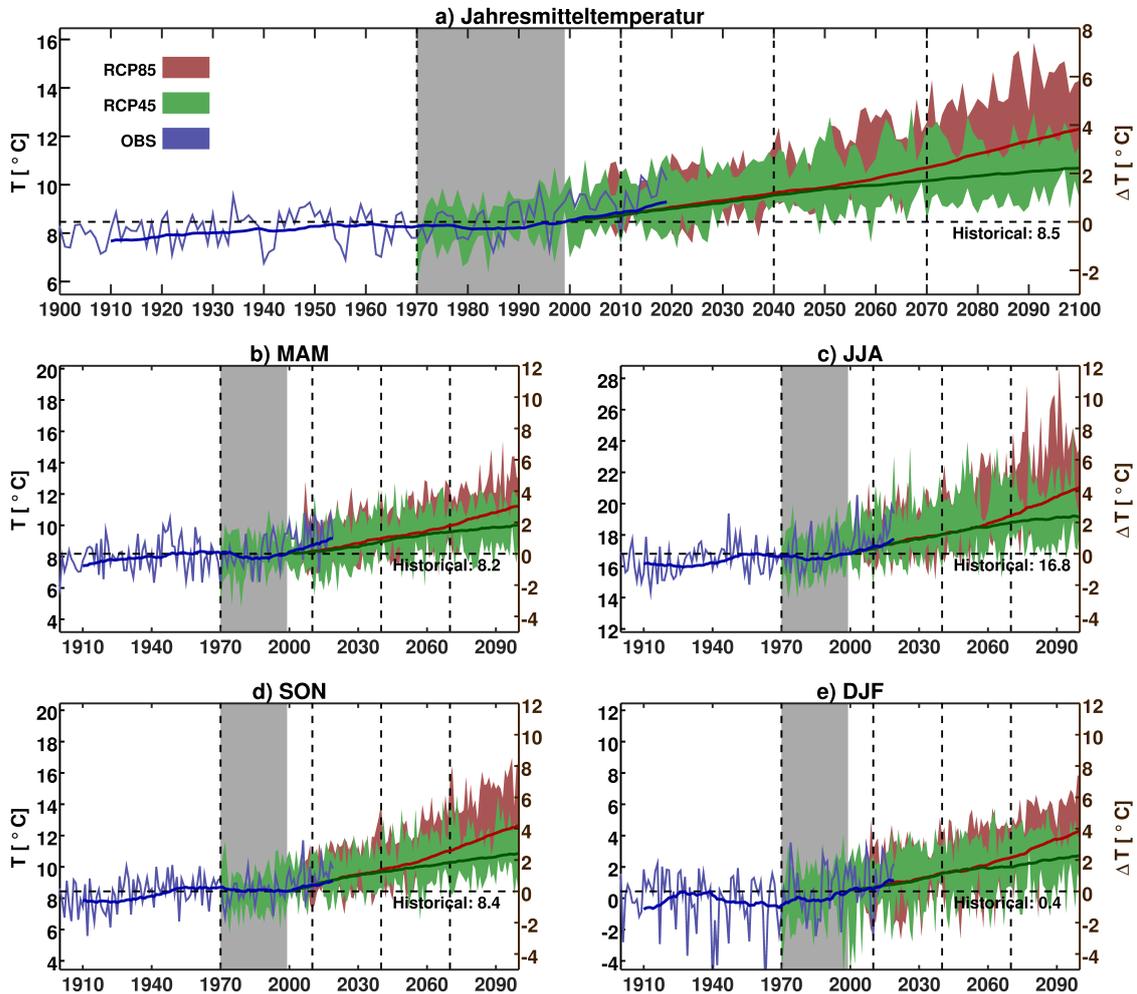


Abbildung 13:

Entwicklung der bodennahen Lufttemperatur in Unterfranken, gemittelt über:
 a) alle Monate, b) Frühling, c) Sommer, d) Herbst und e) Winter.
 Gezeigt ist das regionale Mittel; jährlich (farbige Flächen, *variable* Kurven) und als
 fortlaufender Klimanormalwert über die jeweils letzten 30 Jahre (*glatte* Kurven).

Beobachtungsdaten des DWD sind blau dargestellt, grün und rot die Modellprojektionen in den Treibhausgasszenarien rcp45 bzw. rcp85. Die Spannweite des Ensembles ergibt sich aus dem kleinsten und größten Wert [MIN; MAX] des jeweiligen Jahres. Die Klimanormalwertkurven zeigen den Ensemblemittelwert (ENS) und spiegeln die *wahrscheinlichste* langfristige Tendenz im jeweiligen Szenario wider.

Auf der y-Achse ist die Temperatur in °C aufgetragen, links als Absolutwert und rechts als Abweichung gegenüber dem „Historical“-Referenzwert (schwarz gestrichelte Horizontale) von 1970-1999 (grau hinterlegt). Vertikale Linien definieren den Beginn einiger ausgewählter Klimaperioden (siehe auch Tabelle 3).

Die genannten Ensemblemittelwerte (Δ_{ENS}) unterliegen einem Unsicherheitsbereich, dessen Grenzen sich aus der Modellsimulation mit der kleinsten (bzw. größt-negativen: Δ_{MIN}) und größten (bzw. kleinst-negativen: Δ_{MAX}) Klimanormalwertverschiebung ergeben. Unsicherheiten wachsen, je weiter wir in die Zukunft blicken und variieren, je nach betrachteter Jahreszeit. Die höchsten Erwärmungsraten, allerdings auch starke Modellstreuung, finden wir in den Sommer- und Herbstmonaten. Die Werte der Wintermonate liegen etwa auf einer Höhe mit dem Ganzjahresdurchschnitt. Für den Frühling wird die vergleichsweise geringste Erwärmung projiziert. Hier zeichnet sich in den Beobachtungen aber bereits eine Unterschätzung durch das Modellensemble ab.

Ein zweiter wichtiger Aspekt sind Einzel- bzw. Extremereignisse, welche von der Verschiebung des klimatischen Grundzustandes keineswegs unberührt bleiben. Sie werden in Abbildung 13 als markante Temperaturschläge zu warmen und kalten Werten ersichtlich. Hier lohnt sich zunächst ein Blick auf die Beobachtungsdaten des letzten Jahrhunderts (blau): Seit Beginn der Aufzeichnungen gab es wiederkehrend wärmere und kältere Jahre, meist innerhalb einer Spanne von $\pm 1,5^\circ\text{C}$ um einen geringfügig variierenden Klimanormalwert von $8-8,5^\circ\text{C}$. Diese sog. interannuelle Variabilität finden wir auch in den verschiedenen Jahreszeiten, wobei die Temperaturspanne hier bis zu $\pm 3^\circ\text{C}$ beträgt. Ferner ist zu erkennen, dass die Klimanormalwertkurve bis 1999 nahezu durchgehend unter dem „Historical“-Referenzwert (REF) verläuft, seit 2000 stets darüber. Die Tendenz ist steigend.

Mit wärmer werdenden Durchschnittstemperaturen verschieben sich auch die warmen und kalten Extrema zu höheren Werten. Trotzdem wird es auch in Zukunft noch *außerordentlich kalte* Jahre geben. Durch die allmähliche Erwärmung ändert sich auch unsere Wahrnehmung und das künftige *kalt* ist eben etwas wärmer als das jetzige. Anschaulich gesprochen: Was während 1970-1999 noch als *durchschnittliches* Jahr galt, liegt schon heute um knapp 1°C unter dem Durchschnitt der letzten 30 Jahre. In 2040-2069 würde man es vermutlich *sehr kalt* bezeichnen und 2070-2099 als *Jahrhundertkälte* (Abb. 13: Lage von Ereignisspanne zu Referenzhorizontalen). Ein *klassischer* Winter mit durchwegs frostigen Temperaturen wird währenddessen stets unwahrscheinlicher. Am oberen Ende des Spektrums müssen wir hingegen mit immer höheren Hitzerekorden rechnen.

Nehmen wir als Beispiel das vermeintliche Extremjahr 2018, als über lange Zeitabschnitte sommerliche Temperaturen in der Region herrschten. Die Jahresdurchschnittstemperatur lag in Unterfranken etwa 2°C über der Referenz. Es ist damit das wärmste Jahr seit Beginn der Aufzeichnungen. Laut Projektionen wird dies der neue Normalwert am Ende des Jahrhunderts in rcp45 bzw. bereits zur Mitte in rcp85. Beschränken wir uns auf die Sommermonate, so lagen die Temperaturen von Juni bis August 2018 durchschnittlich 3°C über der Referenz. Dies wird in rcp85 gegen Mitte bis Ende des Jahrhunderts ein *durchschnittlicher* Sommer, in rcp45 bleibt die Klimanormalwertkurve hingegen darunter. Betrachten wir die Extrema, so finden wir in rcp45 *Rekordsommer* mit 6°C über REF, in rcp85 sind es gar mehr als 9°C . Damit verbundene Sommer- und Hitzetage sind ab Seite 34 behandelt.

Analog zu den mittleren klimatischen Tendenzen finden wir auch unter den Einzelergebnissen die höchsten Temperaturanomalien in den Sommermonaten. An wertmäßig zweiter Stelle folgt der Herbst und den dritten Platz teilen sich Winter und Frühling. Für den Gesamtjahresdurchschnitt können wir in guter Annäherung zusammenfassen: Eine mittlere Erwärmung von etwa 2°C in rcp45 birgt einzelne Jahre mit 4°C über dem historischen Normalwert. In rcp85 werden bei einer mittleren Erwärmung von knapp 4°C einzelne Jahre mit bis zu 7°C über dem Referenzniveau von 1970-1999 möglich. Allen Modellläufen gemeinsam ist die Verschiebung der Temperaturverteilung hin zu höheren Werten.

Kommen wir zur zweiten Klimakomponente, welche in Unterfranken von enormer Bedeutung ist: Regen bzw. allgemein Niederschlag. Tabelle 4 und Abbildung 14 (nächste Doppelseite) zeigen — analog zur bisherigen Diskussion — Beobachtungen und Projektionen von saisonalem und ganzjährigem Niederschlag als regionaler Durchschnitt. Die Beobachtungsdaten zeigen einen leichten Rückgang im klimatologischen Jahreswert um 1%. Seit 2010 lag nur noch 2017 über dem Referenzwert, alle übrigen Jahre waren *zu trocken*. Für die Klimaperiode 2010-2039 wird dennoch eine mittlere Zunahme des Jahresniederschlags um 5% in rcp45 und 6% in rcp85 projiziert. Unter Anbetracht des Unsicherheitsbereichs von 1-9% (rcp45) bzw. 2-12% (rcp85) wird bereits hier deutlich, dass sich die Modelle in puncto Niederschlag nicht gänzlich einig sind. Für den Zeitraum 2040-2069 wird eine mittlere Zunahme des Jahresniederschlags um 5% (-2-14%) in rcp45 und 8% (0-21%) in rcp85 projiziert. Für die Klimaperiode 2070-2099 steigen die Werte auf 7% (2-19%) in rcp45 und 13% (3-27%) in rcp85. Auf jahreszeitlicher Ebene sind die Niederschlagsprognosen sehr variabel. Während die eine Hälfte der Modelle für die Sommer- und Herbstmonate einen deutlichen Niederschlagsrückgang aufweisen, stellt die andere Hälfte eine Zunahme in Aussicht. Im Ensemblemittel bilden sich daher nur relativ geringe Normalwertänderungen von unter 10% ab. Für die Winter- und Frühlingsmonate stehen die Projektionen überwiegend auf Zunahme. Während letzterer lässt sich in den Beobachtungsdaten jedoch eine aktuell gegensätzliche Tendenz ablesen.

Betrachten wir die Zeitreihe der letzten 100 Jahre (blaue Kurven in Abb. 14), dann sehen wir eine ausgeprägte Niederschlagsvariabilität zwischen den Jahren. Sie beträgt im Ganzjahresdurchschnitt etwa $\pm 30\%$ des langjährigen Mittels und $\pm 60\%$ unter den Jahreszeiten. Es ist daher sinnvoll, den Fokus auf zeitliche Variationen unterhalb der Klimanormalwertskala zu richten. Nehmen wir als Ausgangsbeispiel wieder das vermeintliche Extremjahr 2018: Aufgrund mehrerer stabiler Hochdruckwetterlagen konnte feuchte Atlantikluft über lange Zeitabschnitte nicht bis in die Region vordringen. Damit lag der Jahresniederschlag 25% unter dem Referenzmittel. Besonders trocken war es während der Sommer- und Herbstmonate mit 50%-60% weniger Niederschlag als *gewöhnlich*. Wenn es regnete, dann war es meist in Form von Platzregen (vereinzelt große Mengen in kurzer Zeit). Frühling und Winter fielen hingegen *normal* bis etwas *zu feucht* aus.

Tabelle 4: Entwicklung des saisonalen Niederschlags in Unterfranken nach Jahreszeit und Treibhausgasszenario. Gezeigt sind regional gemittelte Klimanormalwerte des aufsummierten Niederschlags (Regen und Schnee) in mm/m². Referenzwerte für 1970-1999 (REF), sowie die seitdem registrierte Niederschlagsänderung Δ_{AKT} (Zeitraum: 1990-2019) gehen aus Beobachtungsdaten hervor. Klimaprojektionen für die Zukunft ergeben sich aus dem Ensemblemittel Δ_{ENS} (= die *wahrscheinlichste* Veränderung gegenüber der Referenzperiode), sowie dem Unsicherheitsbereich mit unterer und oberer Schranke [Δ_{MIN} ; Δ_{MAX}]. Alle Δ -Werte sind Veränderungen gegenüber REF.

Jahreszeit	Szenario	Klimaperiode										
		1970-1999		2010-2039			2040-2069			2070-2099		
		REF	Δ_{AKT}	Δ_{ENS}	Δ_{MIN}	Δ_{MAX}	Δ_{ENS}	Δ_{MIN}	Δ_{MAX}	Δ_{ENS}	Δ_{MIN}	Δ_{MAX}
Jahr	<i>rcp45</i>	747	-1%	+5%	+1%	+9%	+5%	-2%	+14%	+7%	+2%	+19%
	<i>rcp85</i>			+6%	+2%	+12%	+8%	-0%	+21%	+13%	+3%	+27%
Frühling	<i>rcp45</i>	170	-5%	+11%	+5%	+17%	+8%	-1%	+17%	+11%	+4%	+20%
	<i>rcp85</i>			+14%	+6%	+25%	+14%	+4%	+26%	+21%	+11%	+31%
Sommer	<i>rcp45</i>	206	-1%	-1%	-8%	+8%	-0%	-16%	+17%	+1%	-12%	+24%
	<i>rcp85</i>			+4%	-6%	+16%	+1%	-12%	+25%	-4%	-18%	+27%
Herbst	<i>rcp45</i>	182	+1%	+4%	-1%	+9%	+6%	-8%	+15%	+4%	-4%	+12%
	<i>rcp85</i>			+1%	-9%	+10%	+4%	-8%	+15%	+9%	-14%	+21%
Winter	<i>rcp45</i>	189	-0%	+7%	-0%	+19%	+8%	-1%	+19%	+12%	+1%	+22%
	<i>rcp85</i>			+7%	-4%	+18%	+13%	+3%	+28%	+27%	+13%	+46%

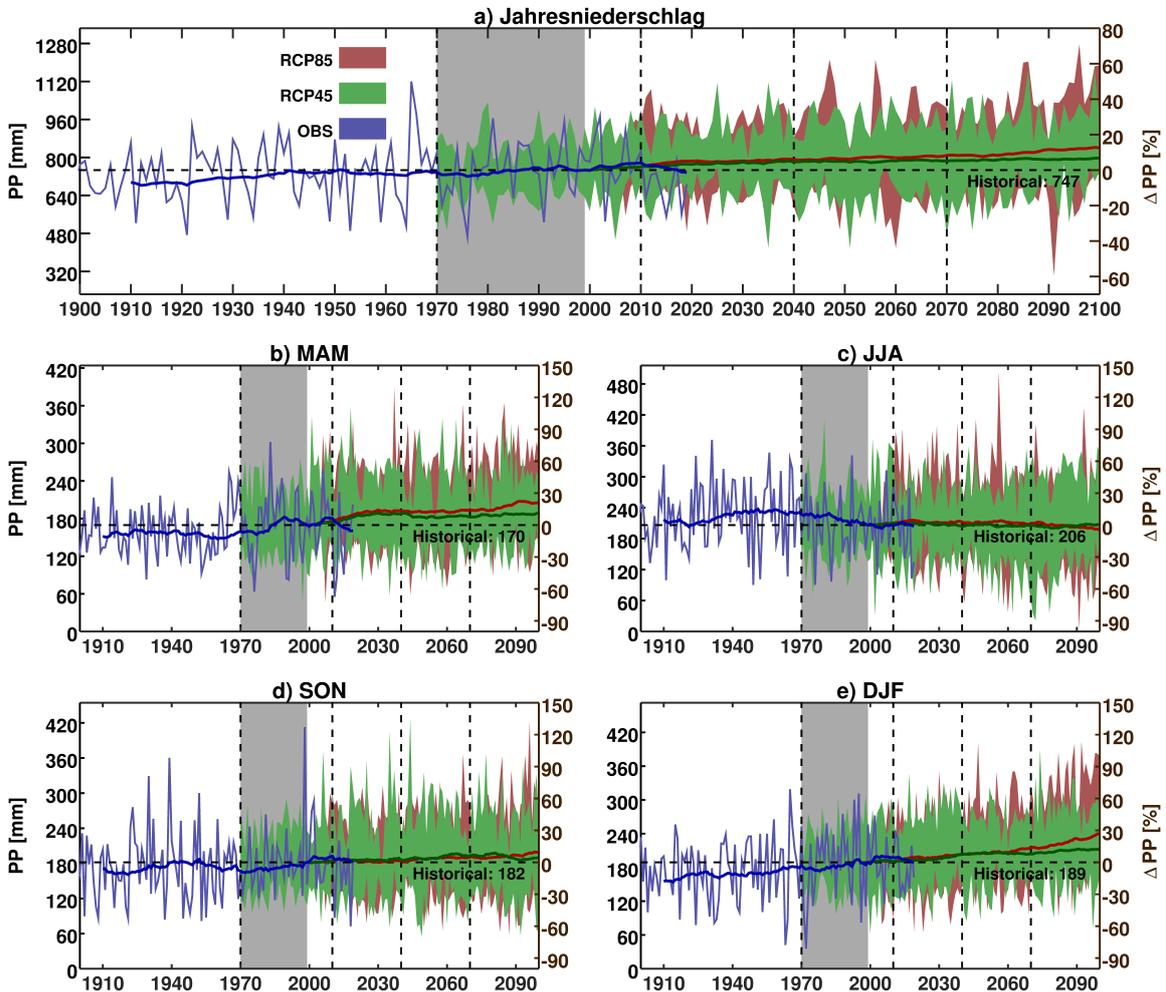


Abbildung 14:

Entwicklung des saisonalen Niederschlags in Unterfranken, aufsummiert über:
 a) alle Monate, b) Frühling, c) Sommer, d) Herbst und e) Winter.
 Gezeigt ist das regionale Mittel; jährlich (farbige Flächen, *variable* Kurven) und als
 fortlaufender Klimanormalwert über die jeweils letzten 30 Jahre (*glatte* Kurven).

Beobachtungsdaten des DWD sind blau dargestellt,
 grün und rot die Modellprojektionen in den Treibhausgasszenarien rcp45 bzw. rcp85.
 Die Spannweite des Ensembles ergibt sich aus dem kleinsten und größten Wert
 [MIN; MAX] des jeweiligen Jahres. Die Klimanormalwertkurven zeigen den
 Ensemblemittelwert (ENS) und spiegeln die *wahrscheinlichste* langfristige
 Tendenz im jeweiligen Szenario wider.

Auf den y-Achsen ist der akkumulierte Niederschlag (Regen und Schnee) in mm/m²
 aufgetragen, links als Absolutwert und rechts als Abweichung gegenüber dem
 „Historical“-Referenzwert (schwarz gestrichelte Horizontale) von 1970-1999 (grau
 hinterlegt). Vertikale Linien definieren den Beginn einiger ausgewählter
 Klimaperioden (siehe auch Tabelle 4).

Entlang der Modellprojektionen für das 21. Jahrhundert (Abb. 14) sehen wir neben langfristigen Tendenzen zu meist mehr Niederschlag auch eine Zunahme in der Amplitude von Extremereignissen. Es sind Nass- und Trockenjahre erkennbar, welche mit fortschreitender Zeit an Intensität gewinnen. Diese Bipolarität wird nicht von allen Modellen vertreten und fällt in rcp85 stärker aus als in rcp45. Eine physikalische Ursache könnte in der bereits auf Seite 17 erwähnten Abschwächung des Polarfront-Jetstreams liegen. Unterschreitet jener Höhenwind ein gewisses Geschwindigkeitspotential, so wird er anfällig für Instabilitäten, aus denen sich ihrerseits stabile Wetterlagen mit langer Verweilzeit ausbilden können. Je nach Strömungslage kann dies zu dauerhaftem Regenwetter oder anhaltender Trockenheit wie beispielsweise im Sommer und Herbst 2018 führen. Besonders deutlich ausgeprägt sind solche Muster in den Projektionen für die Sommermonate. Hier wächst die alljährliche Variabilitätsspanne auf teilweise $\pm 90\%$. Dies entspräche monsunartigem Regen auf der einen und nahezu vollkommener Trockenheit auf der anderen Seite.

Etwas einseitiger verhalten sich die Niederschlagsprojektionen für den Herbst. Hier lassen sich kaum Dürreevents erkennen, welche noch unterhalb der Niederschlagsmenge von 2018 liegen. Es fallen hingegen einige Nassereignisse auf, welche aber nicht deutlich oberhalb der bisher beobachteten natürlichen Variabilitätsspanne liegen. Winterniederschläge verschieben sich ähnlich den Temperaturen vermehrt zu höheren Werten. Dies könnte seine Ursache in einer erhöhten Tiefdruckaktivität während der Wintermonate über dem Nordatlantik haben, welche im Zuge der Erderwärmung erwartet wird (Paeth und Pollinger, 2019). Der künftig *normale* Winter wird daher für einen Großteil der Region voraussichtlich eher mild und nass ausfallen. Einzelne *kalte* und /oder *trockene* Winter sind aber nach wie vor möglich. Für die Frühlingsmonate wird — entgegen jüngster Beobachtungen — eine Tendenz zu durchschnittlich mehr Niederschlag projiziert. Es werden kaum Trockenereignisse, aber einige Nassevents simuliert. Erstere liegen innerhalb, letztere leicht oberhalb der natürlichen Variabilitätsspanne.

Der Niederschlag könnte sich, vor allem für die Landwirtschaft, zu einer problematischen Größe entwickeln. Obgleich sich der klimatologische Jahreswert nicht drastisch ändert, erwarten wir eine Zunahme an saisonaler und interannueller Variabilität. Es wird sich vermutlich eine Bipolarität zwischen *zu nassen* und *zu trockenen* Quartalen und Jahren einstellen — zu Lasten der *goldenen* Mitte.

Klimatologische Kenngrößen

Um sich ein konkretes Bild der Konsequenzen von 2°C oder 4°C mittlerer Erwärmung bei zunehmender Niederschlagsvariabilität zu schaffen, werden klimatologische Kenngrößen untersucht. Diese erlauben es, lokale und regionale Auswirkungen der erwarteten Temperatur- und Niederschlagsänderung auf Vegetation und Landwirtschaft, sowie das menschliche Wohlbefinden abzuschätzen. Definitionen und Erläuterungen sind in Kapitel 4 ab Seite 14 zu finden.

6.2 Trockenheitsindex nach de Martonne

Der Trockenheitsindex nach de Martonne (dMI) setzt Niederschlag und Temperatur gemäß Gleichung 5 auf Seite 15 in Relation und ist ein bewährtes Feuchte- bzw. Ariditätsmaß in unseren Breiten. Er gibt Auskunft darüber, ob der vorherrschenden Lufttemperatur entsprechend genug Niederschlag fällt (humid) oder ob Verdunstung überwiegt (arid). Höhere Werte stehen dabei für humide, kleinere Werte für aride Konditionen. Die Schwelle zwischen beiden Regimes liegt bei etwa $20\text{mm}/^\circ\text{C}$.

Mit den Beobachtungs- und Modelldaten von Temperatur (Abb. 13) und Niederschlag (Abb. 14) lässt sich der dMI für das 20. und 21. Jahrhundert berechnen. Neben ganzjährigen Durchschnittswerten werden auch Halbjahreswerte für April-September und Oktober-März ermittelt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 15 auf der nächsten Seite gezeigt. In den Beobachtungswerten spiegelt sich vorrangig die interannuelle Variabilität des Niederschlags wider. Das klimatologische Jahresmittel weist dabei eine gleichbleibende Tendenz bis 2010 auf, seitdem fallen die Werte. Dies lässt sich auf eine Reihe überdurchschnittlich warmer, niederschlagsarmer Jahre in jüngster Vergangenheit zurückführen, insbesondere 2015 und 2018. Aus den Projektionen ergibt sich hingegen eine zunächst gleichbleibende, erst ab Mitte des Jahrhunderts rückläufige Tendenz. Die *kritische* Marke von ganzjährig $20\text{mm}/^\circ\text{C}$ wird vom Modelensemble nur selten, erstmals Mitte des 21. Jahrhunderts unterschritten. Lediglich ein *Rekordjahr* in rcp85 am Ende des 21. Jahrhunderts liegt mit $11,8\text{mm}/^\circ\text{C}$ im extrem ariden Bereich. Während des Sommerhalbjahres wird die $20\text{mm}/^\circ\text{C}$ -Marke hingegen mit zunehmender Häufigkeit unterboten. Extrema fallen dabei in rcp85 arider aus als in rcp45. Die größte interannuelle und klimatologische Variabilität des dMI finden wir im Winterhalbjahr — nicht zuletzt aufgrund niedriger Temperaturen (kleiner Teiler in Gleichung 5). Trotz der hohen Schwankungen von alljährlich $\pm 30\text{mm}/^\circ\text{C}$ liegt der Winter-dMI aber meisteorts ausschließlich im humiden Wertebereich.

Die räumlichen Unterschiede im Temperatur- und Niederschlagsmuster von Unterfranken aus Abschnitt 5 pausen sich bei der Berechnung des Index logischerweise durch. Die räumlichen Variationen des klimatologisch ganzjährigen dMI sind in Abbildung 16 für verschiedene Szenarien und Zeiträume gezeigt. Wir sehen, dass Rhön und Spessart bis zu $30\text{mm}/^\circ\text{C}$ über dem regionalen Mittelwert von rund $40\text{mm}/^\circ\text{C}$ liegen, das fränkische Weinland hingegen $10\text{mm}/^\circ\text{C}$ und mehr darunter. Den größten Absolutwertverlust verzeichnen die Mittelgebirgslagen, woraus sich enorme Auswirkungen auf die natürlich vorherrschende Vegetation ergeben können. In den ohnehin schon trockeneren Gebieten der Region kann hingegen selbst eine geringe Verschiebung des dMI zu niedrigeren Werten eine Trockenheitsproblematik mit sich führen. Ein gewisses Unsicherheitspotential liegt zudem in der Berechnung des dMI, da keinerlei Informationen über den Zustand des Bodens mit einfließen. Feuchtes, weiches Erdreich ist wesentlich effizienter in der Aufnahme und Drainage von Regenfällen als trockene, verhärtete Böden. Eine totale *Verwüstung* der Region ist den Projektionen zwar nicht zu entnehmen, vielerorts kann es aber zur Notwendigkeit werden, Niederschläge zu *speichern* um sie ganzjährig verfügbar zu machen.

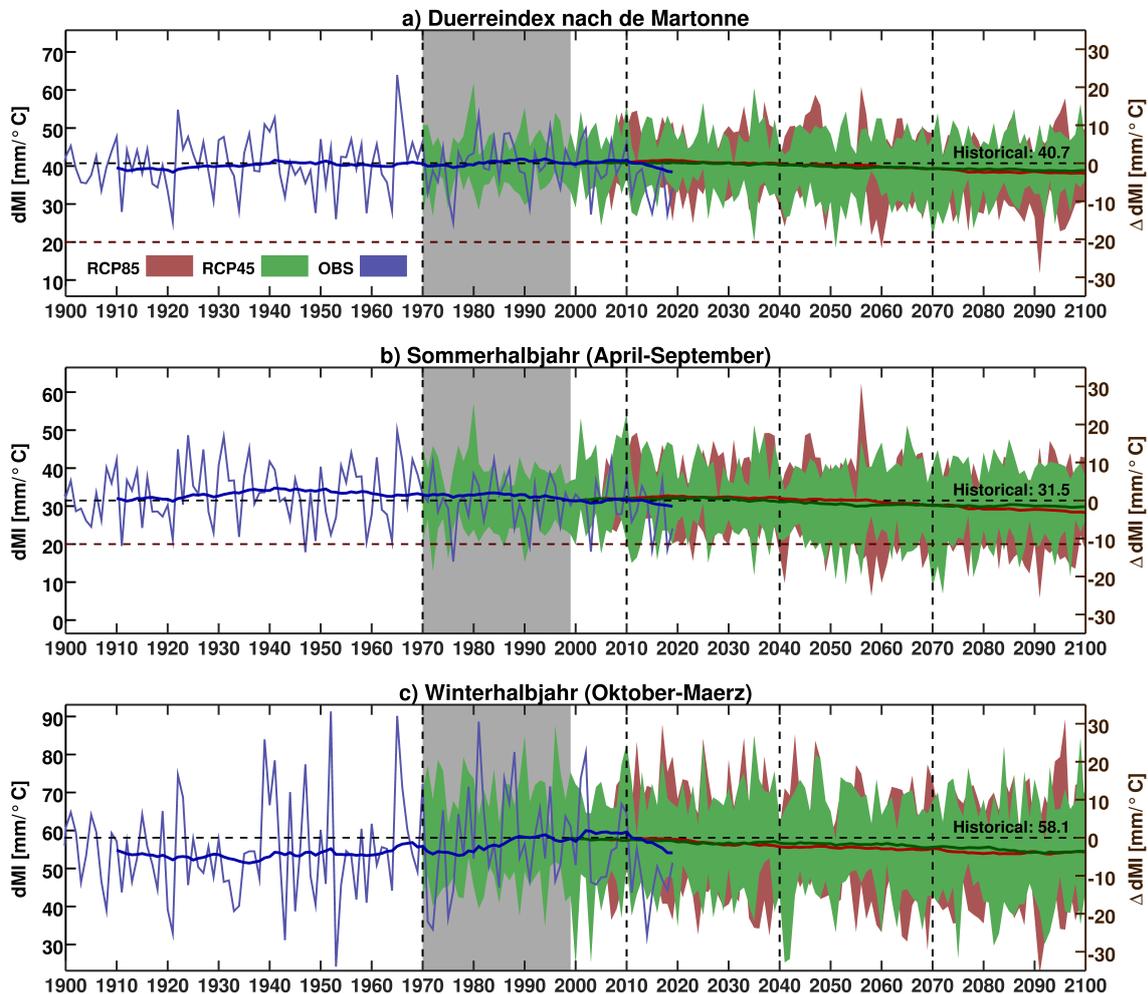


Abbildung 15:

Entwicklung des Trockenheitsindex nach de Martonne in Unterfranken für: a) ganzes Jahr, b) Sommerhalbjahr und c) Winterhalbjahr (Definition auf Seite 15). Gezeigt ist das regionale Mittel; jährlich (farbige Flächen, *variable* Kurven) und als fortlaufender Klimanormalwert über die jeweils letzten 30 Jahre (*glatte* Kurven).

Beobachtungsdaten des DWD sind blau dargestellt, grün und rot die Modellprojektionen in den Treibhausgaszenarien rcp45 bzw. rcp85. Die Spannweite des Ensembles ergibt sich aus dem kleinsten und größten Wert [MIN; MAX] des jeweiligen Jahres. Die Klimanormalwertkurven zeigen den Ensemblemittelwert (ENS) und spiegeln die *wahrscheinlichste* langfristige Tendenz im jeweiligen Szenario wider.

Auf den y-Achsen ist der Trockenheitsindex in $\text{mm}/^{\circ}\text{C}$ aufgetragen, links als Absolutwert und rechts als Differenz zum „Historical“-Referenzwert (schwarz gestrichelte Horizontale) von 1970-1999 (grau hinterlegt). Die Horizontale bei $20\text{mm}/^{\circ}\text{C}$ markiert den Übergang vom humiden zum ariden Klima. Vertikale Linien definieren den Beginn ausgewählter Klimaperioden (siehe auch Abb. 16).

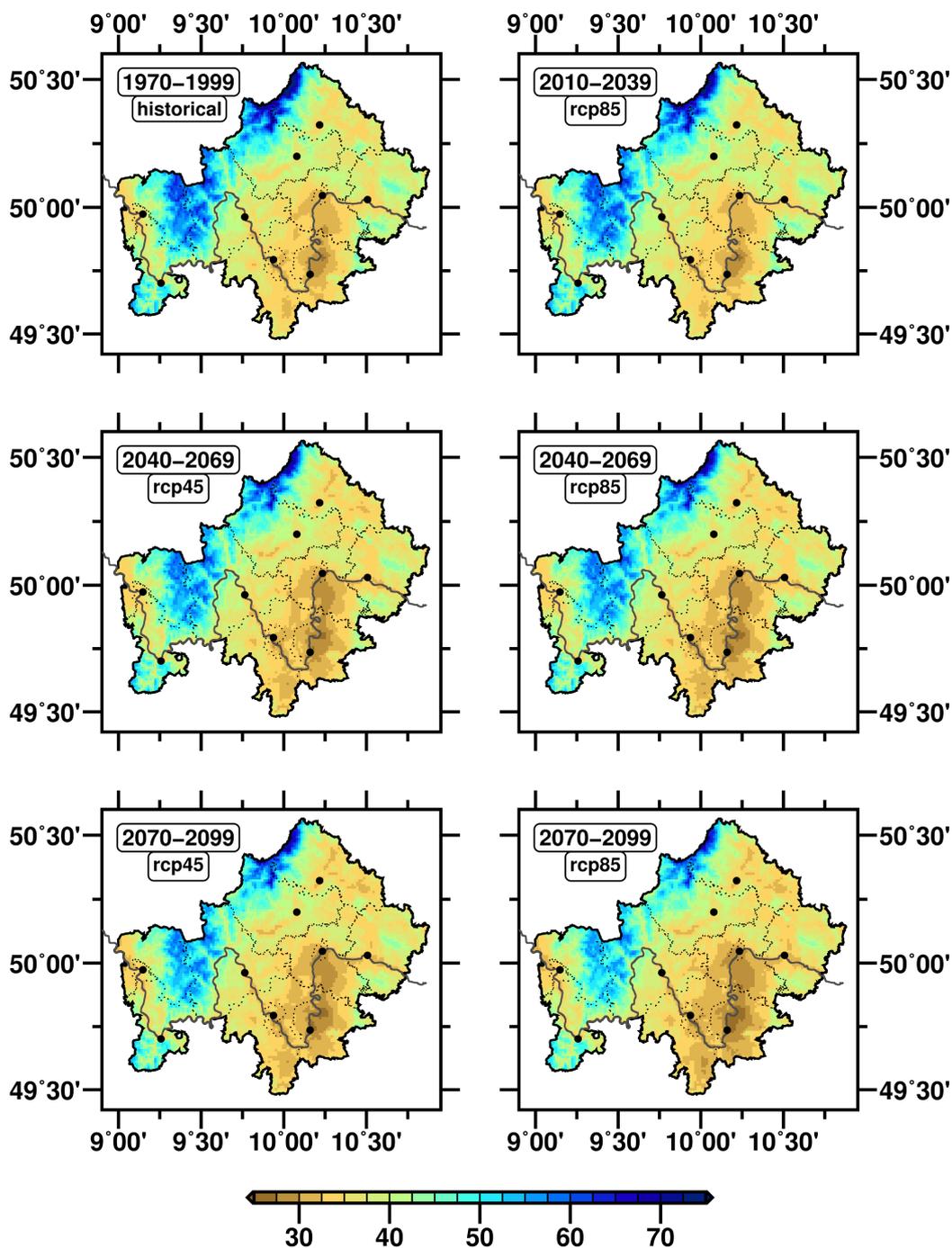


Abbildung 16: Mittlerer ganzjähriger Trockenheitsindex nach de Martonne (in mm/°C, Definition auf Seite 15) im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.3 Frosttage

Frosttage sind jene Tage und Nächte, in denen das Thermometer mindestens einmal unter den Gefrierpunkt fällt. Sie besitzen von Natur aus alljährliche Schwankungen von bis zu ± 30 Tagen (s. Abb. 17) und weisen eine klimatologisch rückläufige Tendenz auf ($\Delta_{\text{AKT}} = -5$ Tage). Diese setzt sich in den Projektionen kontinuierlich fort. Die Langzeittrends beider Szenarien verlaufen dabei bis zur Mitte des Jahrhunderts nahezu identisch und verbuchen einen Rückgang um weitere 15 Frosttage. Am Ende des 21. Jahrhunderts zählen wir in rcp45 durchschnittlich knapp 40, in rcp85 etwa 60 Frosttage pro Jahr weniger als noch 1970-1999.

Räumliche Unterschiede bleiben im Wesentlichen erhalten, verschoben sich aber insgesamt zu niedrigeren Werten (s. Abb. 18). Am ehesten *spürbar* wird der Rückgang an Frosttagen in den grundsätzlich wärmeren Gebieten entlang des Mains, mit fortschreitender Zeit in der gesamten Region. Am seltensten wird Frost vorraussichtlich im Raum Aschaffenburg, wo es in rcp85 gen Ende des 21. Jahrhunderts auch zu gänzlich frostfreien Jahren kommt. Am häufigsten friert es — auch künftig — in Rhön, Steigerwald und Haßbergen. Man beachte ferner, dass die Projektion für 2040-2069 in rcp85 (m.r.) sehr gut mit jener für 2070-2099 in rcp45 (u.l.) übereinstimmt.

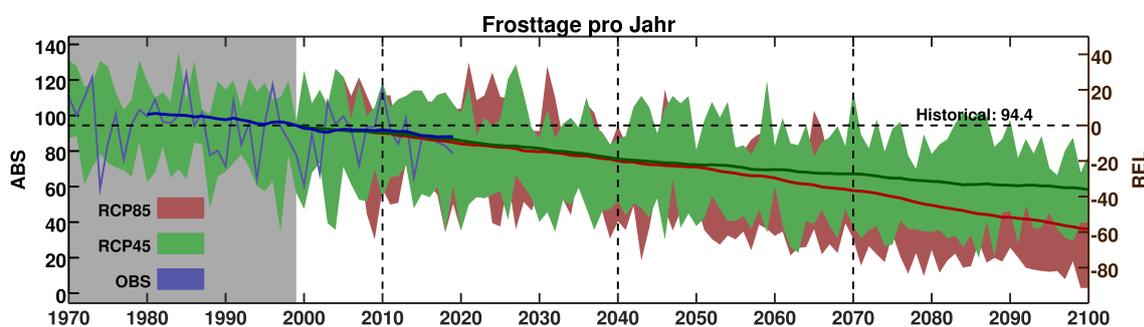


Abbildung 17:

Entwicklung der Anzahl an Frosttagen ($T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$) in Unterfranken pro Jahr. Gezeigt ist das regionale Mittel; jährlich (farbige Flächen, *variable* Kurven) und als fortlaufender Klimanormalwert über die jeweils letzten 30 Jahre (*glatte* Kurven).

Beobachtungsdaten des DWD sind blau dargestellt, grün und rot die Modellprojektionen in den Treibhausgasszenarien rcp45 bzw. rcp85. Die Spannweite des Ensembles ergibt sich aus dem kleinsten und größten Wert [MIN; MAX] des jeweiligen Jahres. Die Klimanormalwertkurven zeigen den Ensemblemittelwert (ENS) und spiegeln die *wahrscheinlichste* langfristige Tendenz im jeweiligen Szenario wider.

Auf der y-Achse ist links die absolute Häufigkeit aufgetragen und rechts die Differenz zum „Historical“-Referenzwert (schwarz gestrichelte Horizontale) von 1970-1999 (grau hinterlegt). Vertikale Linien definieren den Beginn einiger ausgewählter Klimaperioden (siehe auch Abb. 18).

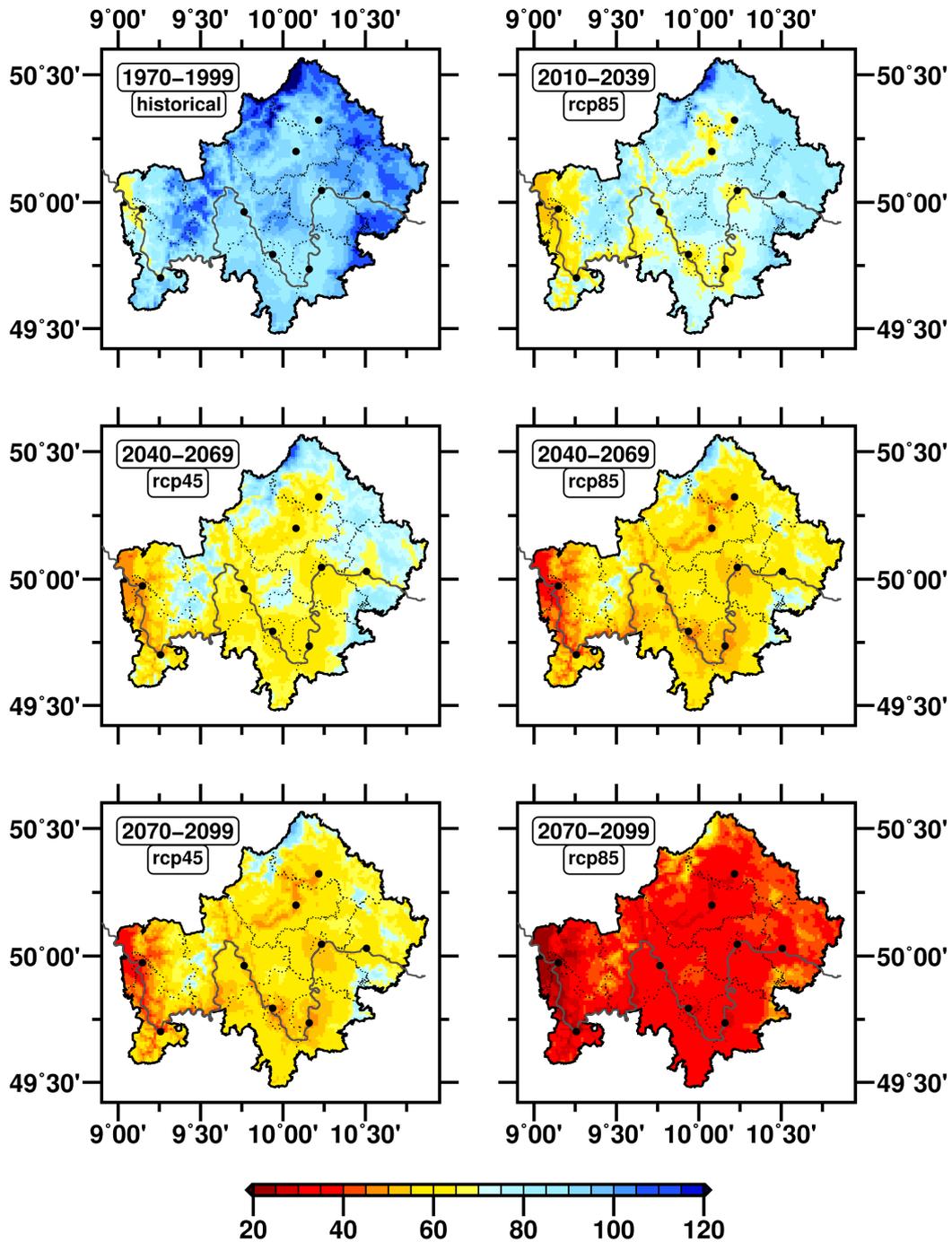


Abbildung 18: Mittlere Anzahl an Frosttagen ($T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$) pro Jahr im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.4 Eistage

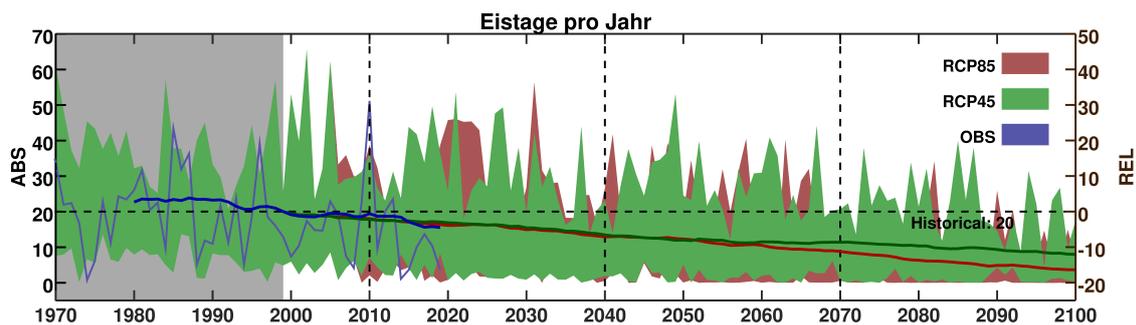


Abbildung 19: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für Eistage ($T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$).

Das kalte Extrem unter den Frosttagen sind Eistage, an denen die Lufttemperatur kontinuierlich unter dem Gefrierpunkt bleibt. Auch sie besitzen eine relativ hohe natürliche interannuelle Variabilität von etwa ± 20 Tagen (s. Abb. 17) und zeigen eine langfristig rückläufige Tendenz ($\Delta_{\text{AKT}} = -5$ Tage). Der Spitzenwert für Unterfranken stammt aus dem letzten schneereichen Winter von 2010 und beträgt rund 43 Eistage.

Ähnlich den Frosttagen aus Abschnitt 6.3 setzt sich der abnehmende Trend auch in den Projektionen der Eistage fort. Dieser verläuft in beiden Szenarien bis zur Mitte des Jahrhunderts nahezu gleich und beziffert um das Jahr 2050 einen weiteren Rückgang um 5 Eistage, was einer Halbierung des ursprünglichen Klimanormalwerts von 1970-1999 entspricht. Wir liegen damit in einem Bereich, in dem Eistage vielerorts nur noch *alle paar Jahre* auftreten. Dies betrifft insbesondere die wärmeren Gebiete entlang des Mains (s. Abb. 20). Gegen Ende des 21. Jahrhunderts finden wir in rcp45 (u.l.) noch durchschnittlich 10 oder mehr Eistage in den Hochlagen von Rhön, Spessart, Haßbergen und Steigerwald, während es im Rest der Region nur noch *sporadisch* zu solchen kommt. In rcp85 (u.r.) sind Eistage bis dato fast komplett verschwunden.

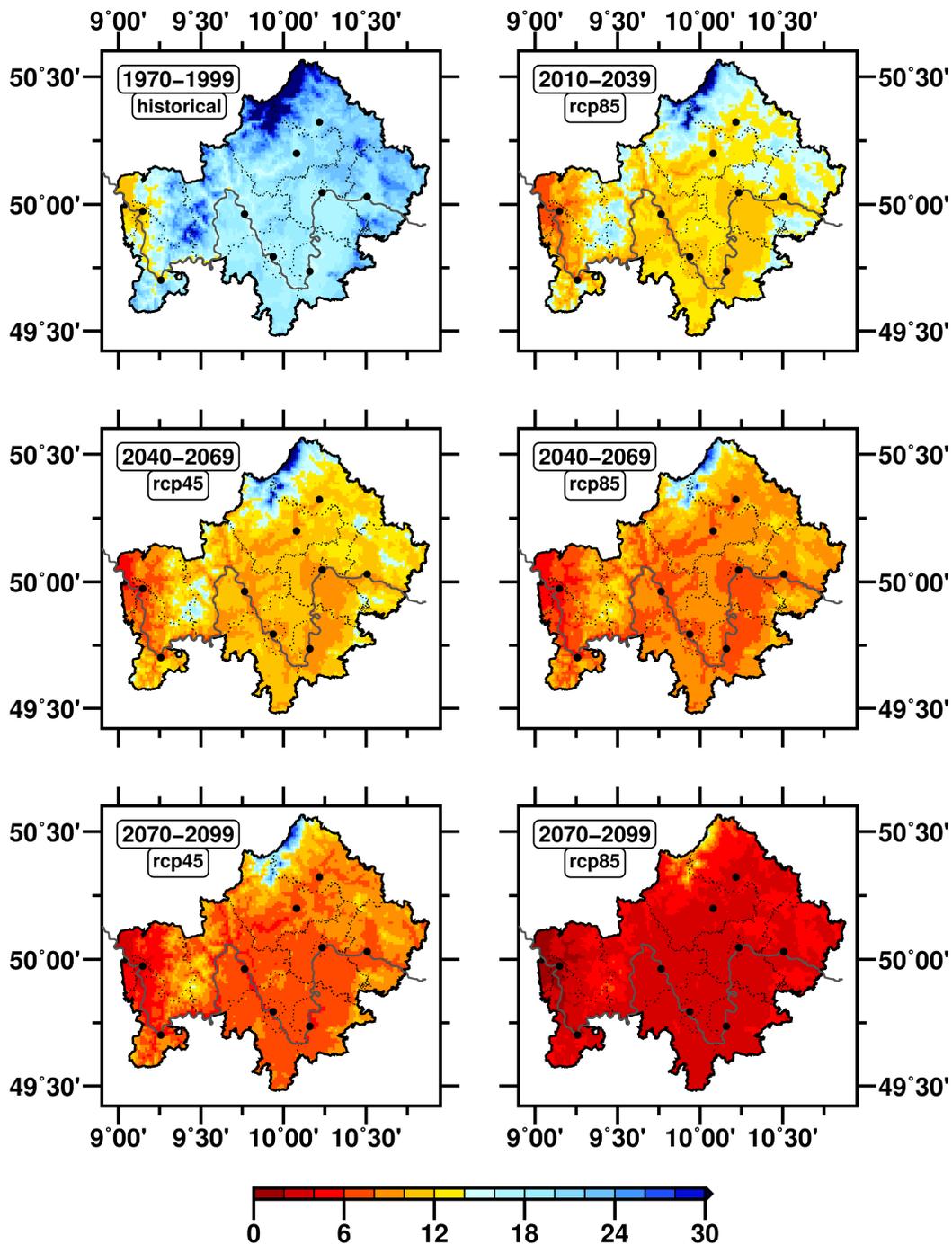


Abbildung 20: Mittlere Anzahl an Eistagen ($T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$) pro Jahr im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.5 Sommertage

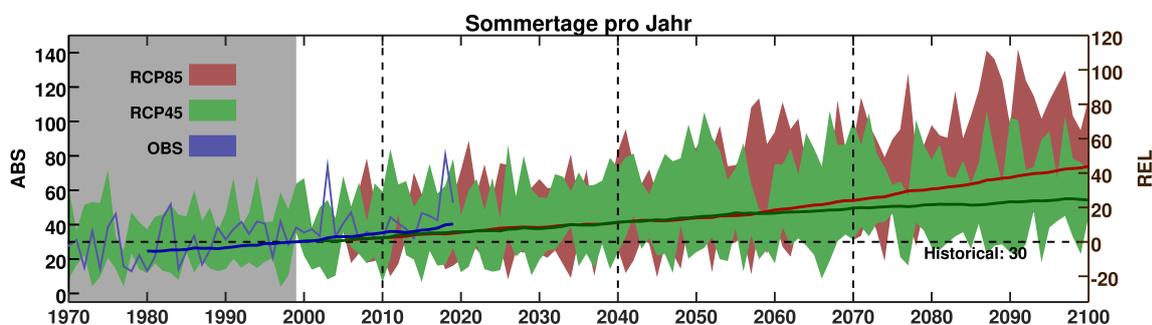


Abbildung 21: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für Sommertage ($T_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$).

Unsere erste Kenngröße im warmen Temperaturbereich sind Sommertage. An diesen erreicht das Thermometer mindestens einmal die $+25^{\circ}\text{C}$ -Marke. Die Beobachtungen zeigen eine langfristig zunehmende Tendenz, sowie zwei *Rekordjahre* 2003 und 2018 (s. Abb. 21). Ersteres wurde als das Jahr mit dem *Jahrhundertssommer* bekannt, doch schon 15 Jahre später wurde ein neuer Rekord aufgestellt: 2018 gab es in Unterfranken durchschnittlich 80 Sommertage, in Würzburg über 100. Abseits dieser zwei Extremjahre beträgt die natürliche interannuelle Variabilität aber selten mehr als ± 15 Tage um den langjährigen Mittelwert. Die aktuell registrierte Änderung gegenüber REF beträgt $\Delta_{\text{AKT}} = +10$ Sommertage und liegt etwas oberhalb der Projektion.

Bis zur Mitte des Jahrhunderts verlaufen die klimatologischen Tendenzen in beiden Szenarien wieder nahezu identisch. Sie beziffern dabei eine mittlere Zunahme um 10 weitere Sommertage. *Rekordjahre* können auf dem Niveau von 2018 liegen ($\rightarrow N_{2018}$) bzw. dieses noch um 20 Tage übersteigen (N_{2018}^{+20}). *Klassische Jahre* mit Werten im Bereich von REF sind aber weiterhin möglich. Nach 2050 beginnen die Klimatendenzen beider Szenarien auseinanderzudriften. Zum Ende des 21. Jahrhunderts stellt sich in rcp45 eine mittlere Zunahme um 25 Sommertage (Faktor 1.8) gegenüber 1970-1999 ein. Gleichzeitig wachsen *Rekordjahre* um weitere 5 Sommertage auf N_{2018}^{+25} . In rcp85 liegt der mittlere Zuwachs gegenüber REF bei +43 Sommertagen (Faktor 2.4). Dieses Szenario birgt *Rekordjahre* mit 140 Sommertagen (N_{2018}^{+60}), was in etwa 5 Monaten mit täglich 25°C und mehr entspricht.

Am deutlichsten *spürbar* werden Sommertage in den *Warmzonen* der Region, rund um Aschaffenburg, Schweinfurt, Kitzingen und Würzburg (s. Abb. 22). Innerhalb der Städte bilden sich aufgrund von Bebauung und Flächenversiegelung zudem lokale Wärmeinseln, welche in den RCMs bei EUR-11 ($\approx 12.5\text{km}$) nicht hinreichend aufgelöst werden. Sommertage u.ä. könnten sich in urbanen Gebieten daher deutlich schneller häufen, als es die Modelle projizieren. Gegen Ende des 21. Jahrhunderts zählen wir in rcp45 vielerorts pro Jahr durchschnittlich 50-60 Sommertage (u.l.), in rcp85 sind es 70-80 (u.r.). Die historische Häufigkeit von Sommertagen aus dem Raum Kitzingen (o.l.) findet sich dabei in tieferen Lagen der Rhön und im Spessart (rcp45) bzw. ausschließlich in den Hochlagen der Rhön (rcp85) wieder.

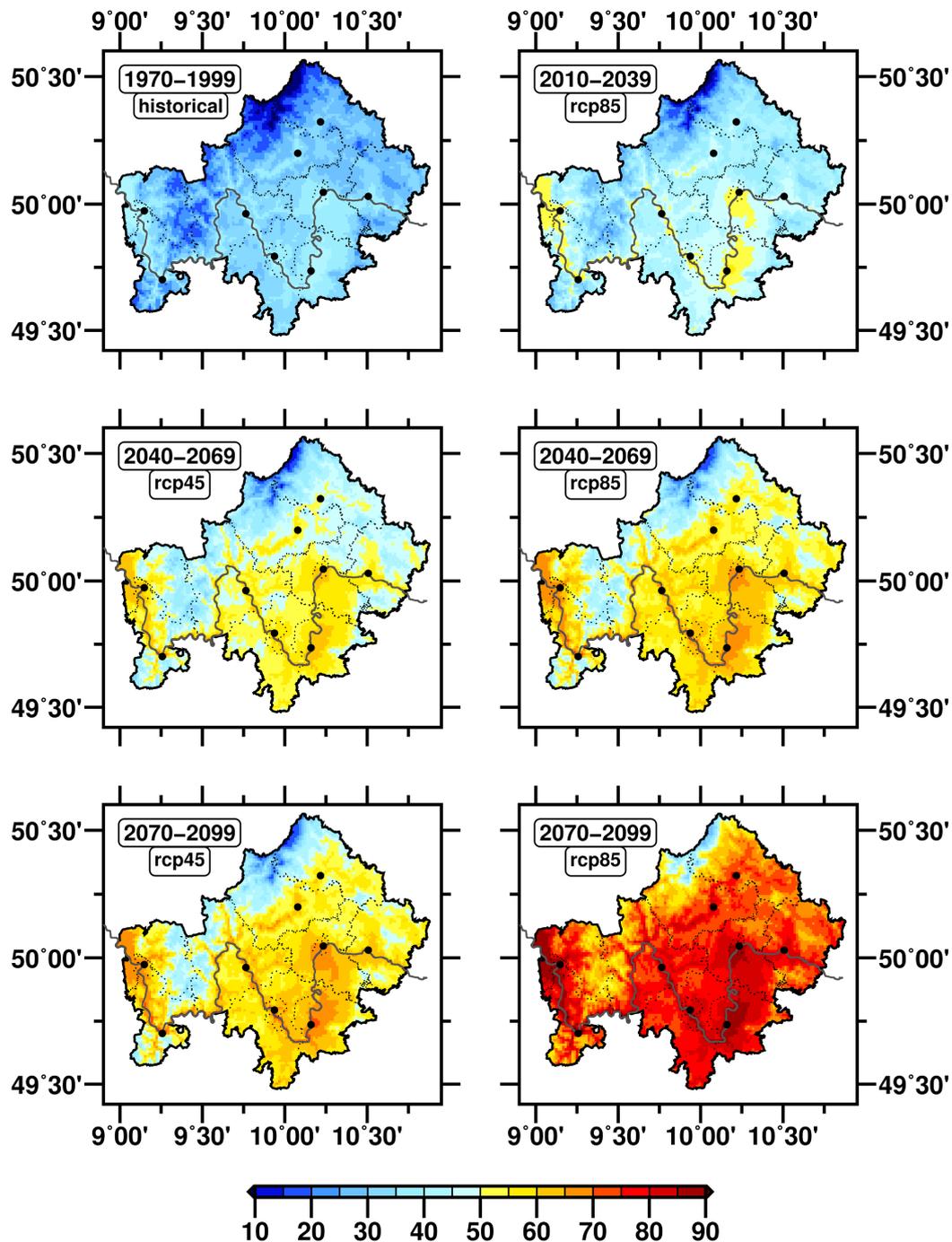


Abbildung 22: Mittlere Anzahl an Sommertagen ($T_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$) pro Jahr im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.6 Hitzetage

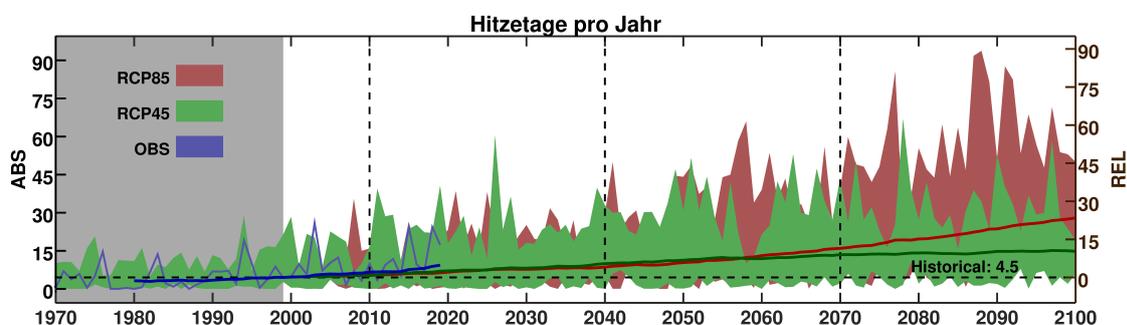


Abbildung 23: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für Hitzetage ($T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$).

Das heiße Extrem unter den Sommertagen sind Hitzetage, an denen das Thermometer auch die 30°C noch erreicht bzw. übersteigt. In den Beobachtungsdaten (s. Abb. 23) lässt sich eine langfristige Tendenz zu mehr Hitzetagen in Unterfranken erkennen. Diese reicht hin zu einer aktuellen Verdopplung des historischen Klimanormalwertes auf 9 Hitzetage pro Jahr. Ferner fallen die *Rekordjahre* 2003 und 2018 auf (siehe auch Abschnitt 6.5), sowie ein weiteres Extremjahr 2015. In jedem zählte die Region durchschnittlich 25 Hitzetage ($\rightarrow N_{2018}$), Würzburg noch rund 10 mehr. Abseits der Extrema liegt die natürliche interannuelle Variabilität bei etwa ± 5 Tagen.

Wie auch im vorherigen Abschnitt, setzt sich eine einheitlich zunehmende Tendenz in den Projektionen beider Szenarien fort. Zur Mitte des Jahrhunderts wird ein weiterer Anstieg um 5 Hitzetage erwartet. Dies entspricht in etwa der Verdreifachung des Ausgangswertes von 1970-1999. In *Rekordjahren* können bereits mehr als 50 Hitzetage ($2 \times N_{2018}$) erreicht werden. Ab 2050 driften die Klimanormalwertkurven beider Szenarien auseinander. In rcp45 findet keine weitere nennenswerte Zunahme statt, auch gewinnen Extremereignisse nur noch geringfügig an Ausmaß. In rcp85 stellt sich zum Ende des 21. Jahrhunderts hingegen eine Verfünf- bis -sechsfachung des historischen Normalwertes ein. *Rekordjahre* zählen dabei mehr als 75 Hitzetage ($3 \times N_{2018}$).

Am grundsätzlich häufigsten sind Temperaturen über 30°C in den *Ballungsgebieten* entlang des Mains zu finden (s. Abb. 24). Mit fortschreitender Zeit verbreiten und etablieren sich Hitzetage schließlich in der gesamten Region. Dabei herrschen immer öfter Temperaturen von über 30°C in Gebieten, in denen es bis dato gar nicht oder nur selten heiß wurde. Selbst für die Hochrhön finden wir in rcp45 durchschnittlich 1 Hitzetag pro Jahr am Ende des 21. Jahrhunderts, rund 20 sind es entlang des Mains und im fränkischen Weinland (u.l.). In rcp85 belaufen sich die Normalwerte auf 10 Hitzetage pro Jahr in der Hochrhön und stellenweise über 35 am Main (u.r.). Tagesmaximumtemperaturen von über 40°C sind dabei keine Seltenheit.

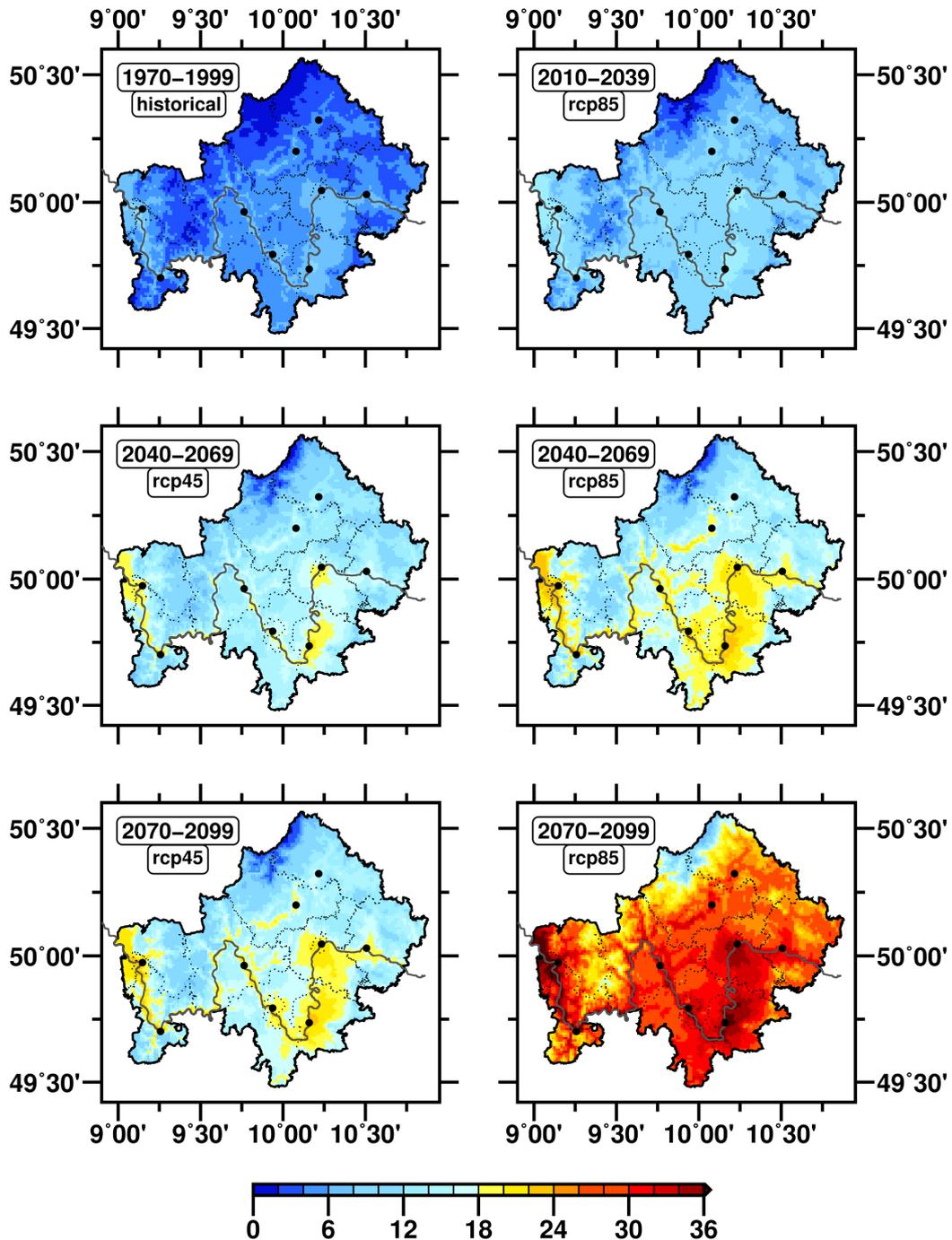


Abbildung 24: Mittlere Anzahl an Hitzetagen ($T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$) pro Jahr im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.7 Tropennächte

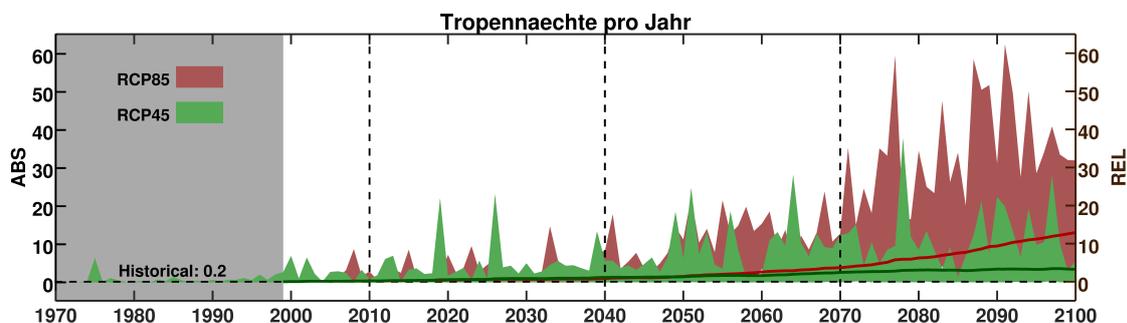


Abbildung 25: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für Tropennächte ($T_{\min} \geq 20^{\circ}\text{C}$).

Nach einem heißen Tag kann eine kühle abendliche Brise äußerst erfrischend sein. Unterschreitet das Thermometer jedoch auch während der Nacht eine Lufttemperatur von 20°C nicht, so spricht man von einer Tropennacht. Diese kamen in Unterfranken im letzten Jahrhundert nur *sporadisch* vor ($\text{REF}=0.2$) und sind eine tendenziell neue Erscheinung. Flächendeckende Beobachtungsdaten des DWD liegen uns hierzu leider nicht vor. Für Würzburg aber lautet der offizielle Referenzwert 0-1 Tropennächte pro Jahr. 2018 wurden 5 gemessen ($\rightarrow N_{2018}$).

Analog zu den vorherigen Temperaturindizes verlaufen die klimatischen Trends in beiden Szenarien bis 2050 relativ gleich (s. Abb. 25). Es werden durchschnittlich 2-3 Tropennächte pro Jahr projiziert, wobei in *Rekordjahren* bereits bis zu 25 möglich sind. Nach der Mitte des 21. Jahrhunderts beginnen sich die beiden Szenarien deutlich zu unterscheiden. In rcp45 wächst die mittlere Anzahl nur um eine weitere Tropennacht, wobei *Rekordjahre* bis zu 35 Tropennächte ($7 \times N_{2018}$) zählen können. In rcp85 steigt der Normalwert auf über 12 Tropennächte pro Jahr und *Rekordjahre* mit 60 Tropennächten ($12 \times N_{2018}$) und mehr sind möglich.

Das Phänomen der warmen Nächte verbreitet sich zunächst in niederen Lagen, mit fortschreitender Zeit aber in der gesamten Region (s. Abb. 26). Besonders betroffen sind einige Ausläufer der Rhön sowie die *Ballungsgebiete* entlang des Mains. In letzteren können sich aufgrund enger Bebauung zudem vermehrt lokale Wärmeinseln bilden, welche in den RCMs bei EUR-11 ($\approx 12.5\text{km}$) nur unzulänglich aufgelöst werden (siehe auch Abschnitt 6.5). Am Ende des 21. Jahrhunderts misst der Normalwert in rcp45 zwischen einer Tropennacht pro Jahr in den Mittelgebirgen bis etwa 10 in den Städten am Main (u.l.). Ein ähnliches Muster bietet sich uns in rcp85 (u.r.), allerdings um rund 10 Tropennächte zu höheren Werten hin verschoben.

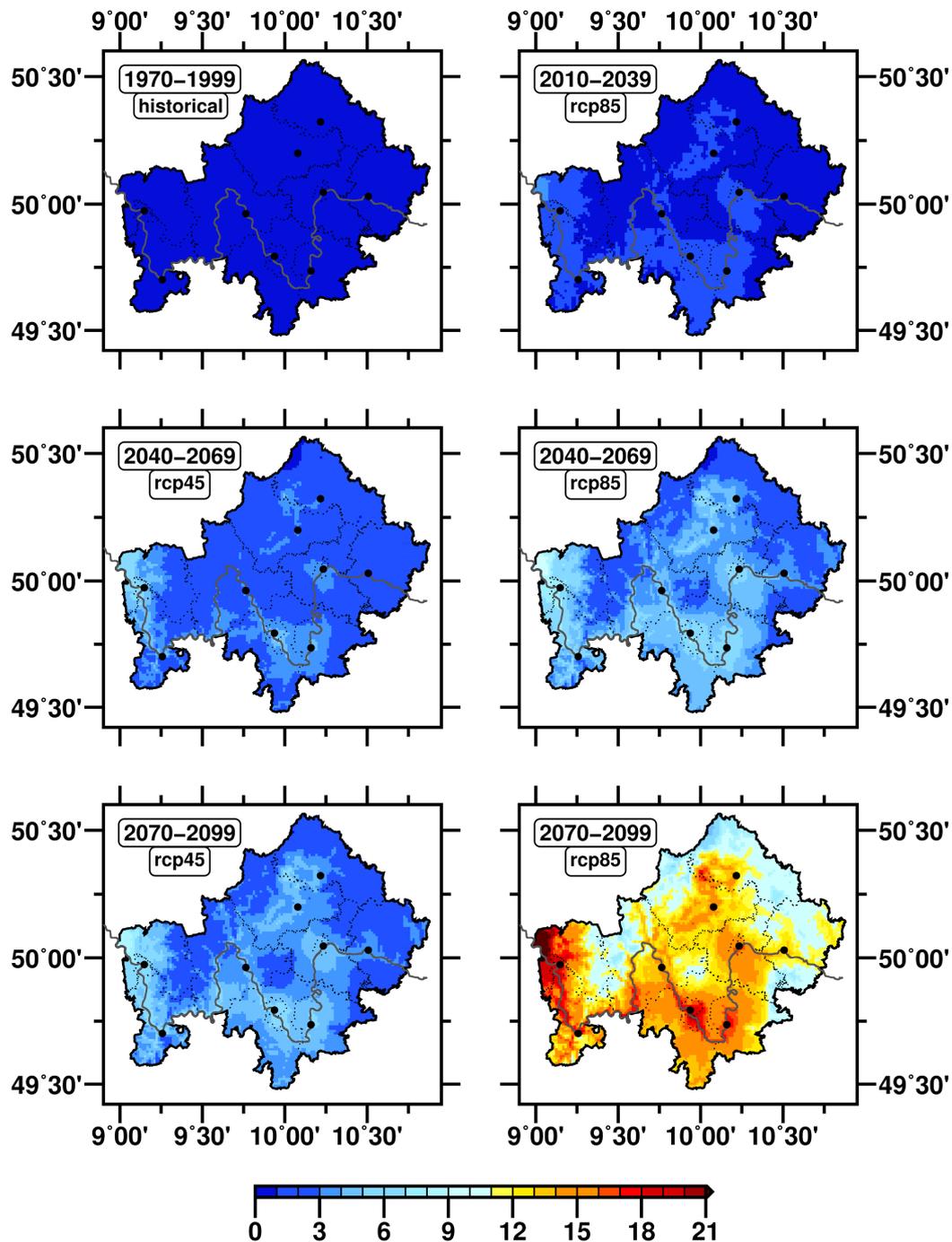


Abbildung 26: Mittlere Anzahl an Tropennächten ($T_{\min} \geq 20^{\circ}\text{C}$) pro Jahr im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.8 Regentage

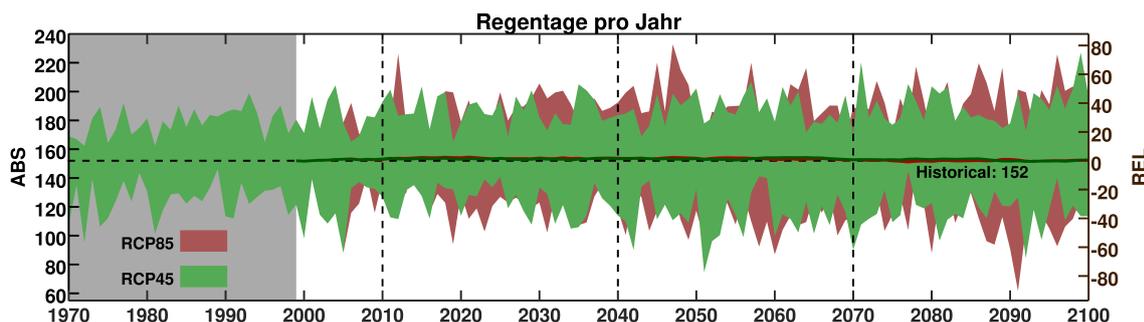


Abbildung 27: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für Regentage ($PP \geq 1\text{mm}$).

Eine Basisgröße unter den Niederschlagsereignissen sind Regentage. An diesen fällt pro Quadratmeter mindestens 1mm (entspricht 1 Liter) Regen oder Schnee. Ein flächendeckender Beobachtungsdatensatz liegt uns hierzu leider nicht vor.

In den Modellsimulationen finden wir über den gesamten Zeitraum und unabhängig vom Treibhausgasszenario einen nahezu gleichbleibenden Klimanormalwert (s. Abb. 27). Jedoch wächst die interannuelle Variabilitätsspanne im Lauf des 21. Jahrhunderts von historisch rund ± 40 Regentagen (Zeitraum 1970-1999, entspricht $\pm 0.25 \times \text{REF}$) auf bis zu ± 80 Regentage ($\pm 0.5 \times \text{REF}$). Konkret bedeutet dies, die Schere zwischen *verregneten* und *heiter bis sonnigen* Jahren geht auseinander. *Normale* Jahre wird es trotzdem weiterhin geben. Über die tatsächliche Niederschlagsmenge gibt diese Kenngröße keine Auskunft.

Räumliche Variationen der klimatologisch mittleren Häufigkeit von Regentagen bleiben weitestgehend unverändert (s. Abb. 28): Am seltensten regnet es im fränkischen Weinland, am häufigsten in den Mittelgebirgslagen von Spessart und Rhön. Es zeichnet sich dennoch eine schwache Homogenisierung ab, wobei die Mittelgebirgslagen gen Ende des 21. Jahrhunderts einen leichten Rückgang um 10 Regentage verbuchen und die Trockengebiete einen Zuwachs um etwa 5 (u.l./u.r.).

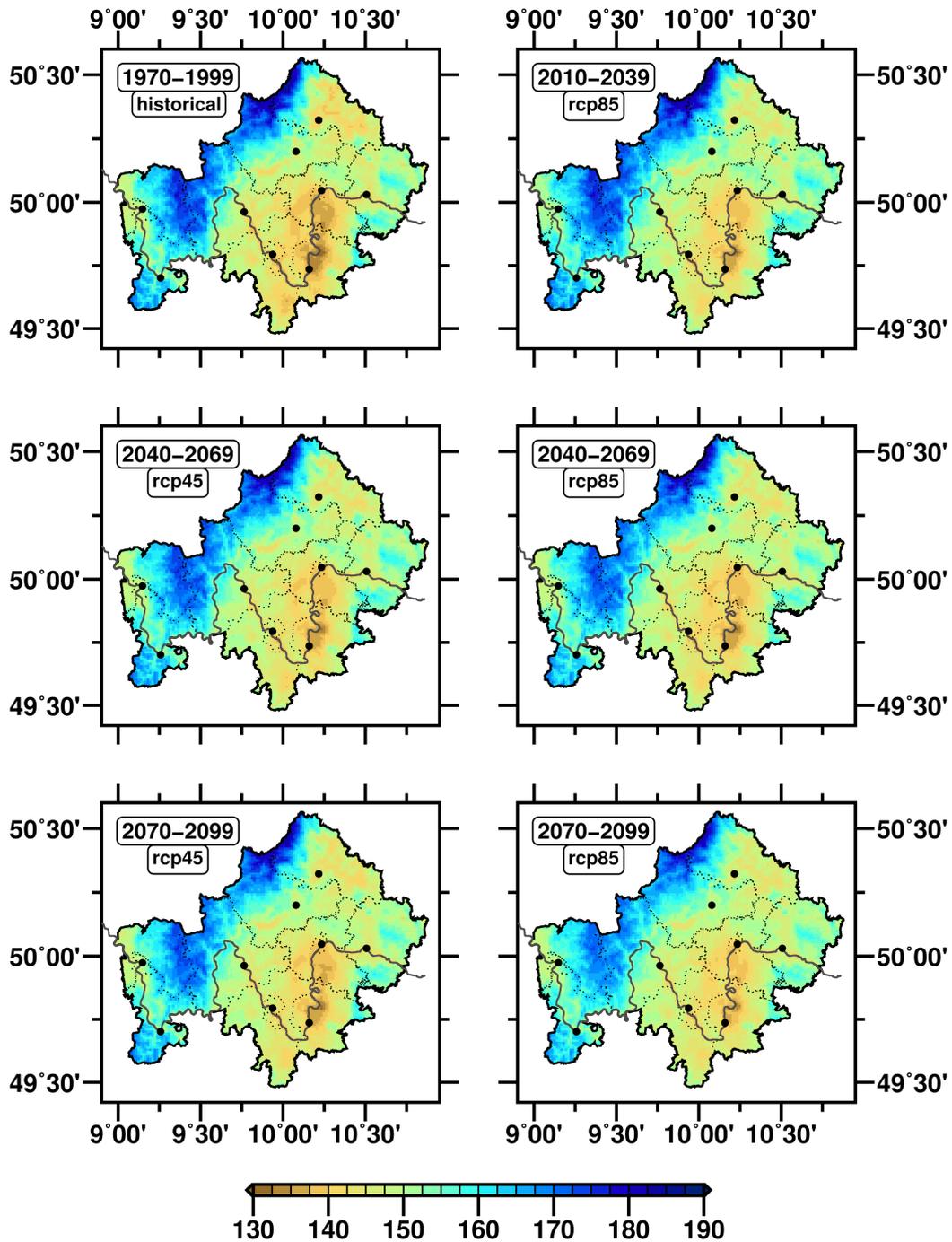


Abbildung 28: Mittlere Anzahl an Regentagen ($PP \geq 1\text{mm}$) pro Jahr im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.9 Regenreiche Tage

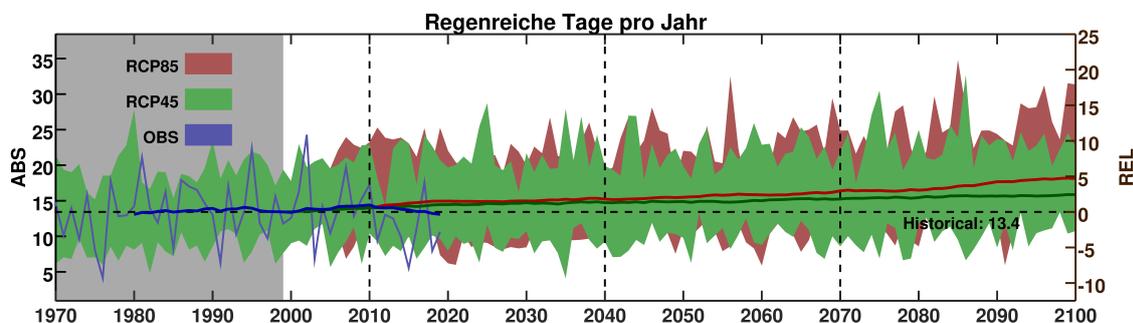


Abbildung 29: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für regenreiche Tage ($PP \geq 10\text{mm}$).

Fallen binnen 24 Stunden mindestens 10mm Regen oder Schnee pro Quadratmeter, so spricht man von regenreichen Tagen. In den Beobachtungsdaten finden wir eine interannuelle Variabilität von etwa ± 10 regenreichen Tagen und nur geringe langfristige Schwankungen (s. Abb. 29). Während der letzten 10 Jahre ist die beobachtete Tendenz leicht rückläufig. In den Projektionen hingegen finden wir klimatologische Trends hin zu mehr regenreichen Tagen. Diese verlaufen in beiden Treibhausgasszenarien bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts nahezu gleich und beziffern einen mittleren Zuwachs um 2 regenreiche Tage. In *Rekordjahren* werden bereits 5-10 regenreiche Tage mehr gezählt als während ebensolcher im historischen Zeitraum 1970-1999. In der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts trennen sich die Entwicklungspfade beider Szenarien. Während die mittlere Häufigkeit in rcp45 nur um 1 zusätzlichen regenreichen Tag ansteigt, beläuft sich der Zuwachs in rcp85 auf durchschnittlich 3 weitere regenreiche Tage. *Rekordjahre* liegen in beiden Szenarien um etwa 10 regenreiche Tage über den historischen Extremwerten und sind häufiger in rcp85 zu finden.

Ähnlich den Regentagen aus Abschnitt 6.8 kommen regenreiche Tage seltener im fränkischen Weinland und häufiger in den Mittelgebirgslagen vor (s. Abb. 30). Dieses Muster wird sich im Verlauf des restlichen 21. Jahrhunderts zwar nicht grundlegend ändern, sich aber insgesamt zu höheren Werten verschieben. Da die Modelldaten eine ursprüngliche Auflösung von räumlich etwa 12.5km und zeitlich 24h besitzen, können wir an dieser Stelle leider nicht eindeutig zwischen verschiedenen Niederschlagsformen vom kontinuierlichen Landregen über mehrere Stunden bis zum konvektiven Platzregen binnen weniger Minuten unterscheiden. Es wird aber vermutet, dass die hier gezeigten Ergebnisse größtenteils auf Landregenereignisse zurückzuführen sind, da kleinskalige Konvektionsereignisse, sprich Sommergewitter, von den Modellen nur unzureichend bis gar nicht aufgelöst werden.

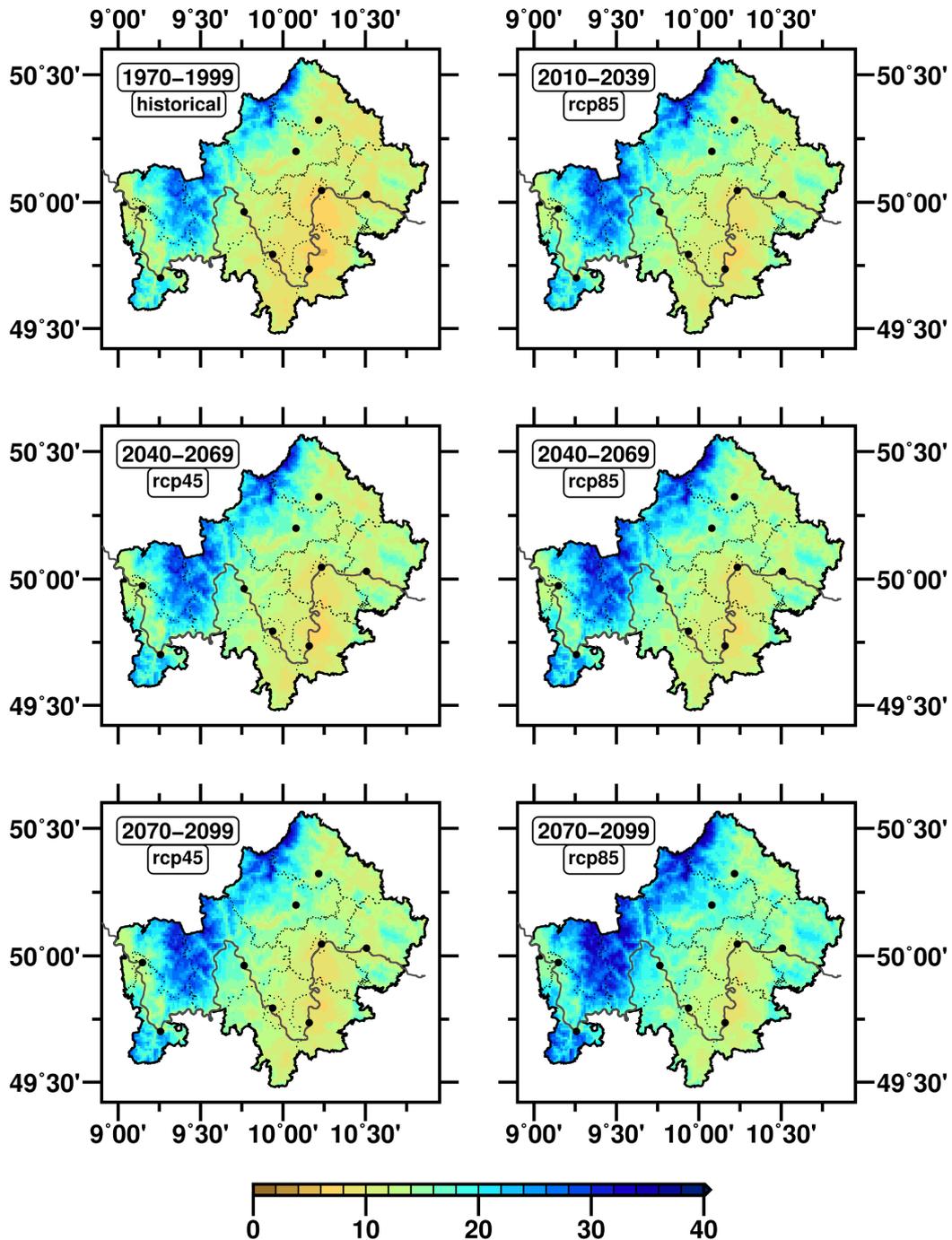


Abbildung 30: Mittlere Anzahl an regenreichen Tagen ($PP \geq 10\text{mm}$) pro Jahr im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.10 Starkregentage

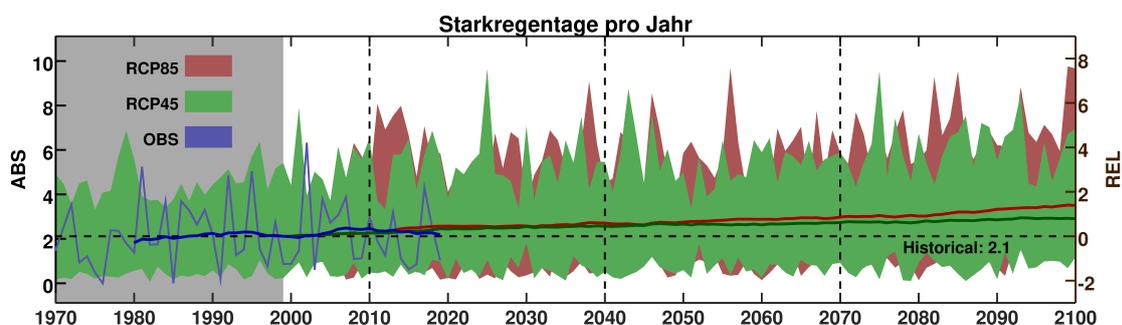


Abbildung 31: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für Starkregentage ($PP \geq 20\text{mm}$).

Das nasse Extrem unter den Regentagen sind die Starkregentage. An diesen fällt innerhalb von 24 Stunden mindestens 20mm Regen oder Schnee pro Quadratmeter. Aus den Beobachtungsdaten geht ein zeitlich stabiler Klimanormalwert für Unterfranken von 2 Starkregentagen pro Jahr hervor (s. Abb. 31). Alljährliche Schwankungen liegen weitestgehend in der gleichen Größenordnung, nur das *Rekordjahr* 2002 lag mit durchschnittlich 6 Starkregentagen deutlich darüber. In den Projektionen lassen sich zunächst schwache, aber kontinuierliche Tendenzen zu mehr Starkregentagen erkennen. Bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts beläuft sich der durchschnittliche Zuwachs in beiden Treibhausgasszenarien auf einen halben Starkregentag pro Jahr, sprich ein weiterer Starkregentag alle zwei Jahre. Zum Ende des 21. Jahrhunderts erweitert sich dies um einen weiteren Starkregentag alle zwei Jahre in rcp45 bzw. um einen weiteren Starkregentag jedes Jahr in rcp85. *Rekordjahre* zählen in beiden Szenarien etwa 9 Starkregentage.

Ähnlich den regenreichen Tagen im vorherigen Abschnitt zeichnen sich räumliche Variationen unter den Starkregentagen durch eine geringe Häufigkeit im fränkischen Weinland und ein stärkeres Vorkommen in den Mittelgebirgslagen von Rhön und Spessart aus (s. Abb. 32). Dieses Muster ändert sich im Verlauf des restlichen 21. Jahrhunderts nicht grundlegend, verschiebt sich aber im Ganzen zu höheren Werten. Kräftige Gewitterschauer, welche im Volksmund auch gerne als *Starkregen* bezeichnet werden, sind per Definition nicht zwangsläufig Starkregentage. Ferner sind die hier gezeigten Ergebnisse vermutlich Resultat von ausgiebigen Landregenereignissen, da örtliche Gewitter vom Modellenensemble nur unzulänglich bis gar nicht aufgelöst werden (siehe auch Abschnitt 6.9). Gewiss ist aber, dass mit wärmer werdenden Durchschnittstemperaturen der Energiegehalt der Atmosphäre steigt, womit sich gleichermaßen das Potential für teils auch schwere Unwetter erhöht.

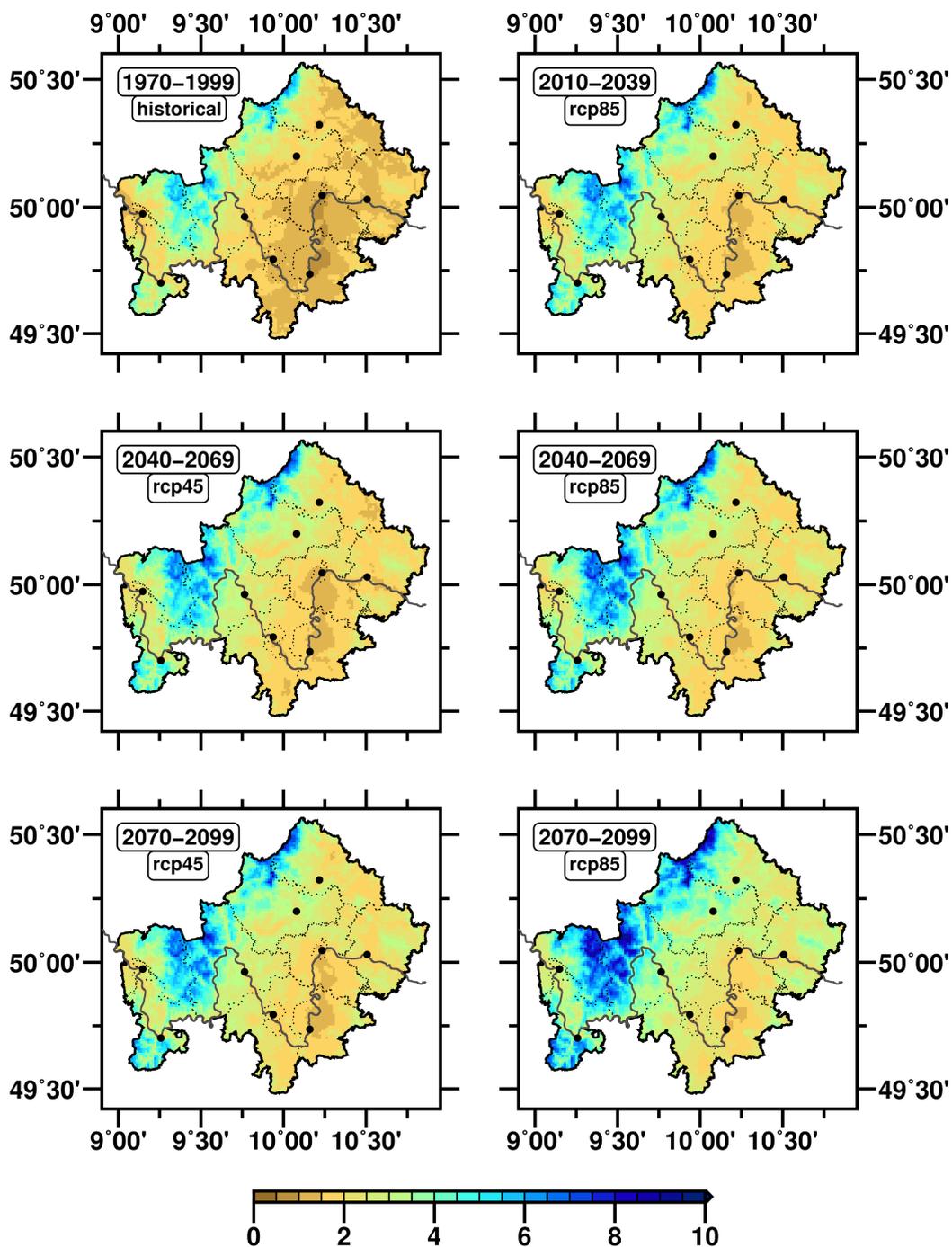


Abbildung 32: Mittlere Anzahl an Starkregentagen ($PP \geq 20\text{mm}$) pro Jahr im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.11 Trockenperioden: Häufigkeit

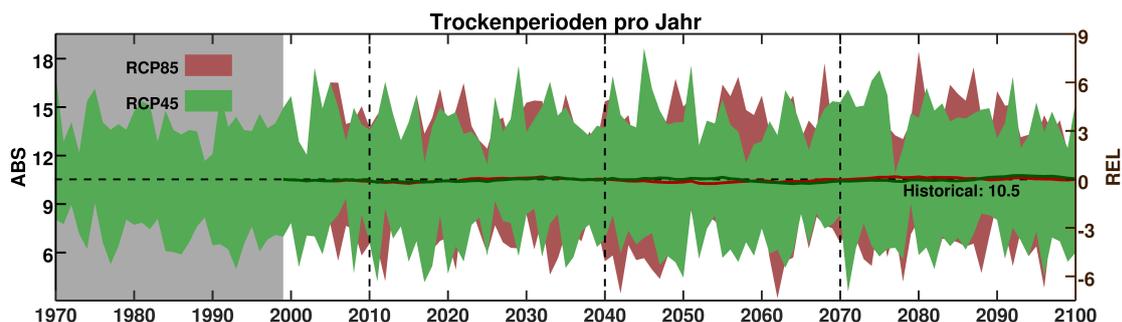


Abbildung 33: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für die Anzahl an Trockenperioden (mindestens 6 Tage mit $PP \leq 1\text{mm}$).

Das Gegenteil von Regentagen sind Trockentage, an denen weniger als 1mm Niederschlag pro Quadratmeter fällt. Folgen 6 Trockentage aufeinander, so spricht man von einer Trockenperiode. Die Bodenfeuchte spielt in dieser Definition zunächst keine Rolle. Flächendeckende Beobachtungsdaten liegen uns hierzu leider keine vor und wir beschränken uns auf die Modellsimulationen.

Demnach wird die Region durchschnittlich 10 mal pro Jahr von Trockenperioden heimgesucht, wobei die interannuelle Variabilität in einer Größenordnung von gut ± 5 Trockenperioden pro Jahr liegt (s. Abb. 33). Im weiteren Verlauf des 21. Jahrhunderts ändert sich unabhängig vom Treibhausgasszenario weder die mittlere Häufigkeit, noch die Amplitude alljährlicher Schwankungen maßgeblich. Räumliche Variationen (s. Abb. 34) erinnern stark an jene, wie wir sie unter den Regentagen in Abschnitt 6.8 finden. Dies liegt natürlich nahe, da beide Größen gewissermaßen umgekehrt proportional zueinander sind. In den eher regnerischen Mittelgebirgslagen von Rhön und Spessart zählen wir pro Jahr daher durchschnittlich 5 Trockenperioden weniger als im fränkischen Weinland. Dieser Unterschied nimmt mit der Zeit um 1 ab, sprich wir verzeichnen eine leichte Homogenisierung. Ansonsten bleibt das ursprüngliche Muster während des gesamten 21. Jahrhunderts nahezu unverändert.

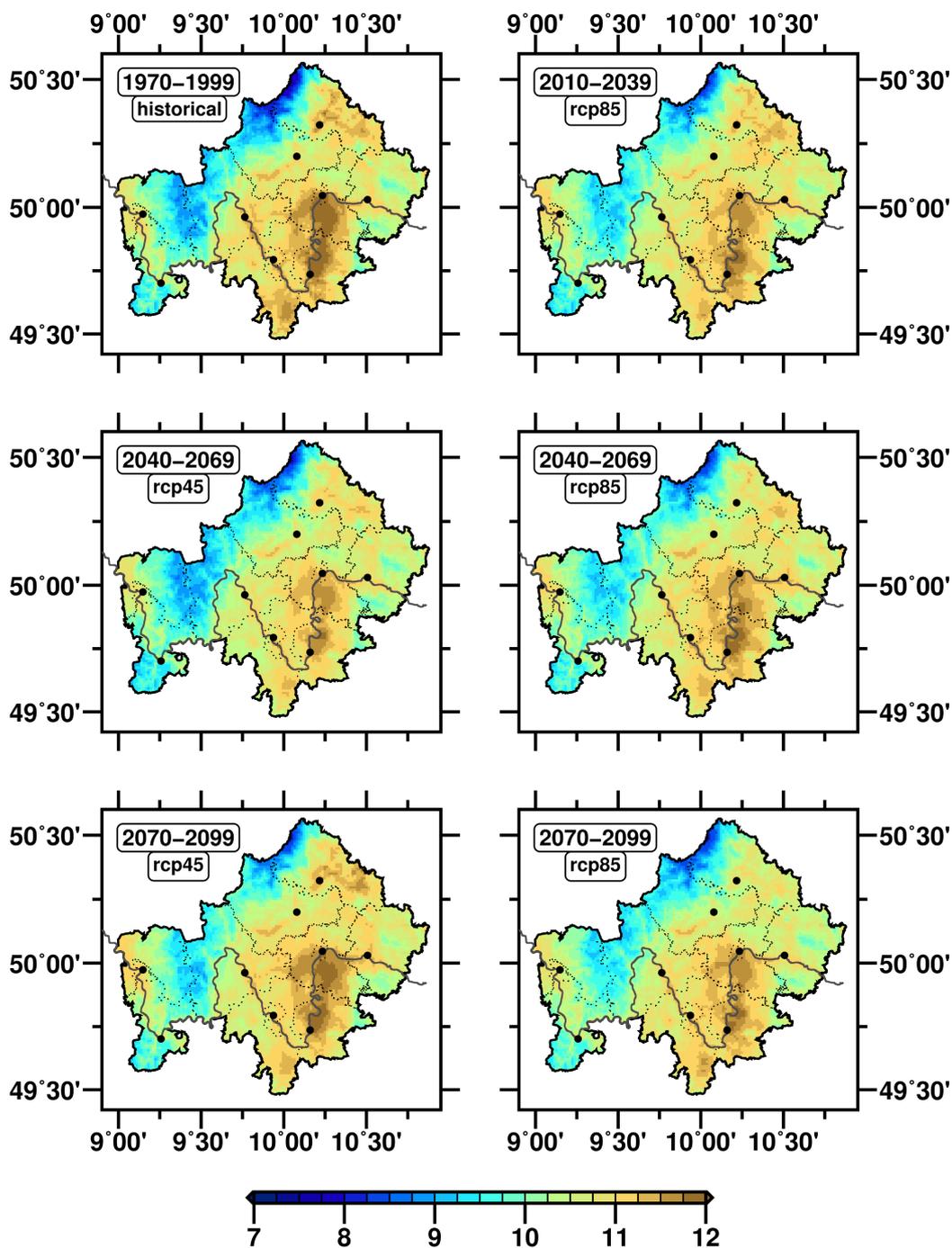


Abbildung 34: Mittlere Anzahl an Trockenperioden (mind. 6 Tage mit $PP \leq 1\text{mm}$) im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.11 Trockenperioden: Mittlere Dauer

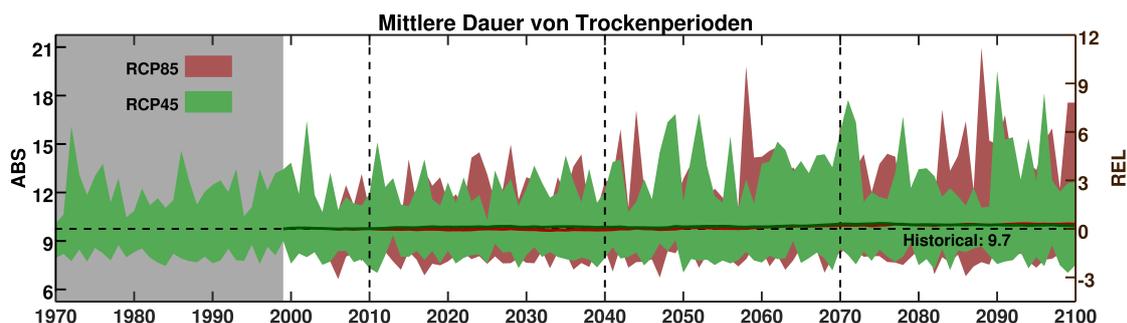


Abbildung 35: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für die mittlere Dauer von Trockenperioden (mindestens 6 Tage mit $PP \leq 1\text{mm}$).

Nun entscheidet nicht die Häufigkeit allein über die Relevanz wiederkehrender Trockenperioden, sondern vielmehr auch deren Dauer. Hierzu betrachten wir zunächst alle Ereignisse innerhalb eines gegebenen Jahres und ermitteln die durchschnittliche Dauer. Es stellt sich heraus, dass die historisch mittlere Verweilzeit von Trockenphasen im Unterfrankenensemble bei etwa 10 Tagen liegt (s. Abb. 35). Dieser Mittelwert steigt im Lauf des 21. Jahrhunderts nur geringfügig. Zwar ist eine eindeutige Tendenz zu immer länger weilenden Dürreperioden nicht ersichtlich, aber es kommen mit fortschreitender Zeit immer häufiger *Rekordjahre* zum Vorschein. Diese lassen sich fast ausschließlich auf das CLM-Modell zurückführen, welches als einziges der 6 RCMs auch *lange* Trockenperioden von mehr als 30 Tagen simuliert (siehe auch Seiten 50f.).

Räumliche Unterschiede in der mittleren Dauer von Trockenperioden (s. Abb. 36) folgen der allgemeinen Niederschlagsverteilung in der Region. Am durchschnittlich *kürzesten* verweilen Trockenphasen in den Mittelgebirgslagen und am *längsten* im fränkischen Weinland, sowie im Raum Aschaffenburg. Dieses Muster ändert sich im Lauf des 21. Jahrhunderts nicht grundlegend, verschiebt sich aber zunächst zu kürzeren, anschließend zu länger weilenden Trockenphasen. Man beachte jedoch, dass die Unterschiede in den klimatologischen Mittelwerten räumlich wie zeitlich kaum mehr als 1 Tag betragen.

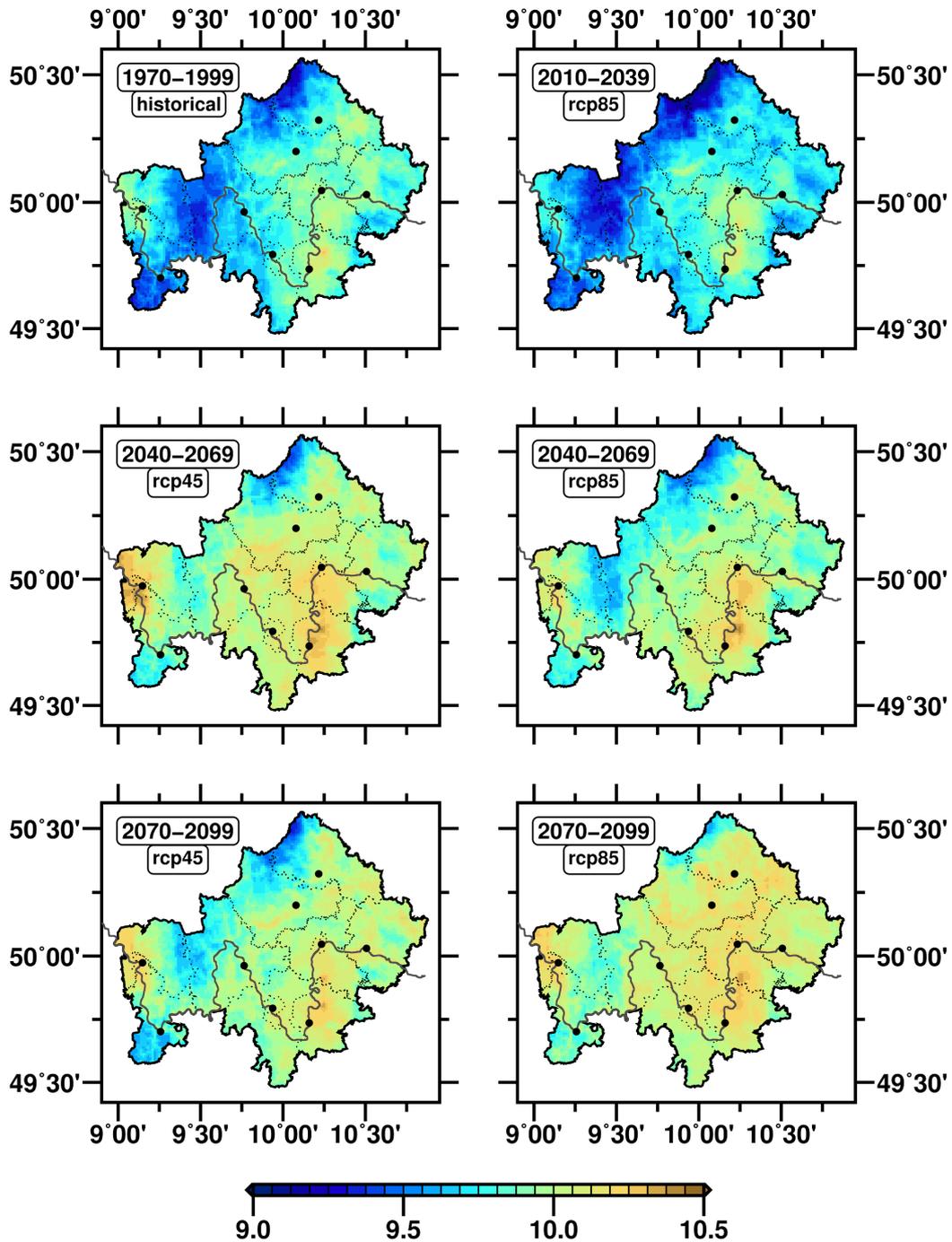


Abbildung 36: Mittlere Dauer von Trockenperioden (mind. 6 Tage mit $PP \leq 1\text{mm}$) im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.11 Trockenperioden: Längste im Jahr

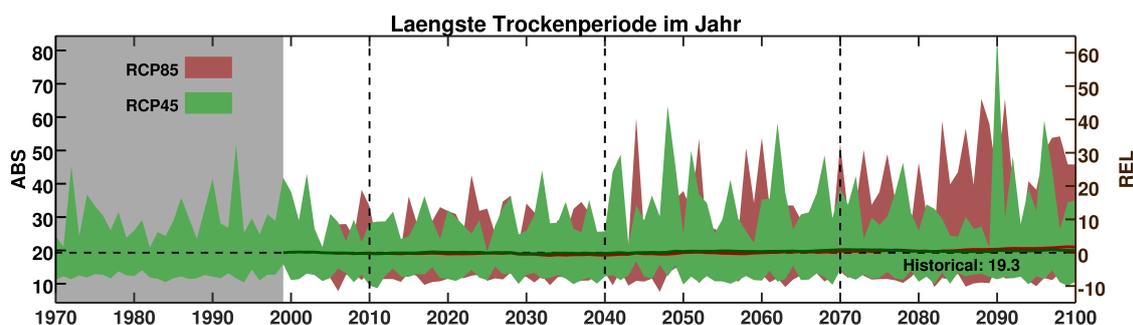


Abbildung 37: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für die jeweils längste Trockenperiode eines Jahres (mindestens 6 Tage mit $PP \leq 1\text{mm}$).

Lenken wir den Fokus nun auf die Extrema und betrachten nur die jeweils längste Trockenperiode innerhalb eines Jahres. Der historische Referenzwert für Unterfranken beträgt im Modellensemble etwa 19 Tage, sprich knapp 3 Wochen kein Regen (s. Abb. 37). *Rekordjahre* mit über 30 aufeinanderfolgenden Tagen ohne Niederschlag treten nahezu ausschließlich im CLM-Modell auf. Analog zur Diskussion auf Seite 48 verschiebt sich der klimatologische Mittelwert auch unter den längsten Trockenperioden nur geringfügig zu höheren Werten. Im CLM-Modell zeigen sich zur Mitte des 21. Jahrhunderts in beiden Treibhausgasszenarien vermehrt Spitzenwerte um die 60 Tage. Dies entspricht 2 Monaten ohne Niederschlag. Das absolute *Rekordjahr* mit knapp 3 Monaten Trockenheit verbuchen wir in rcp45 gen Ende des 21. Jahrhunderts. Dieses ist jedoch relativ *alleinstehend*, wohingegen wir in rcp85 zweimonatige Dürrephasen in aufeinanderfolgenden Jahren verzeichnen. In den übrigen 5 RCMs finden wir dementsprechend kaum Ereignisse jenseits der 30 Tage. Hier stellt sich die Frage, auf was wir vertrauen sollen, dem Einen oder den Fünf? Gewiss ist allemal, dass wir 2018 in Unterfranken vielerorts die Marke von 30 Tagen Dürre *geknackt* haben.

Räumliche Unterschiede unter den längsten Trockenperioden (s. Abb. 38) ähneln stark ihren Artverwandten aus dem vorherigen Abschnitt. Sie verweilen durchschnittlich kürzer in den Mittelgebirgslagen und länger im fränkischen Weinland, sowie im Raum Aschaffenburg. Dieses Muster verändert sich im Lauf des 21. Jahrhunderts nicht grundlegend, verschiebt sich aber zunächst zu kürzeren, anschließend zu länger weilenden Dürrephasen.

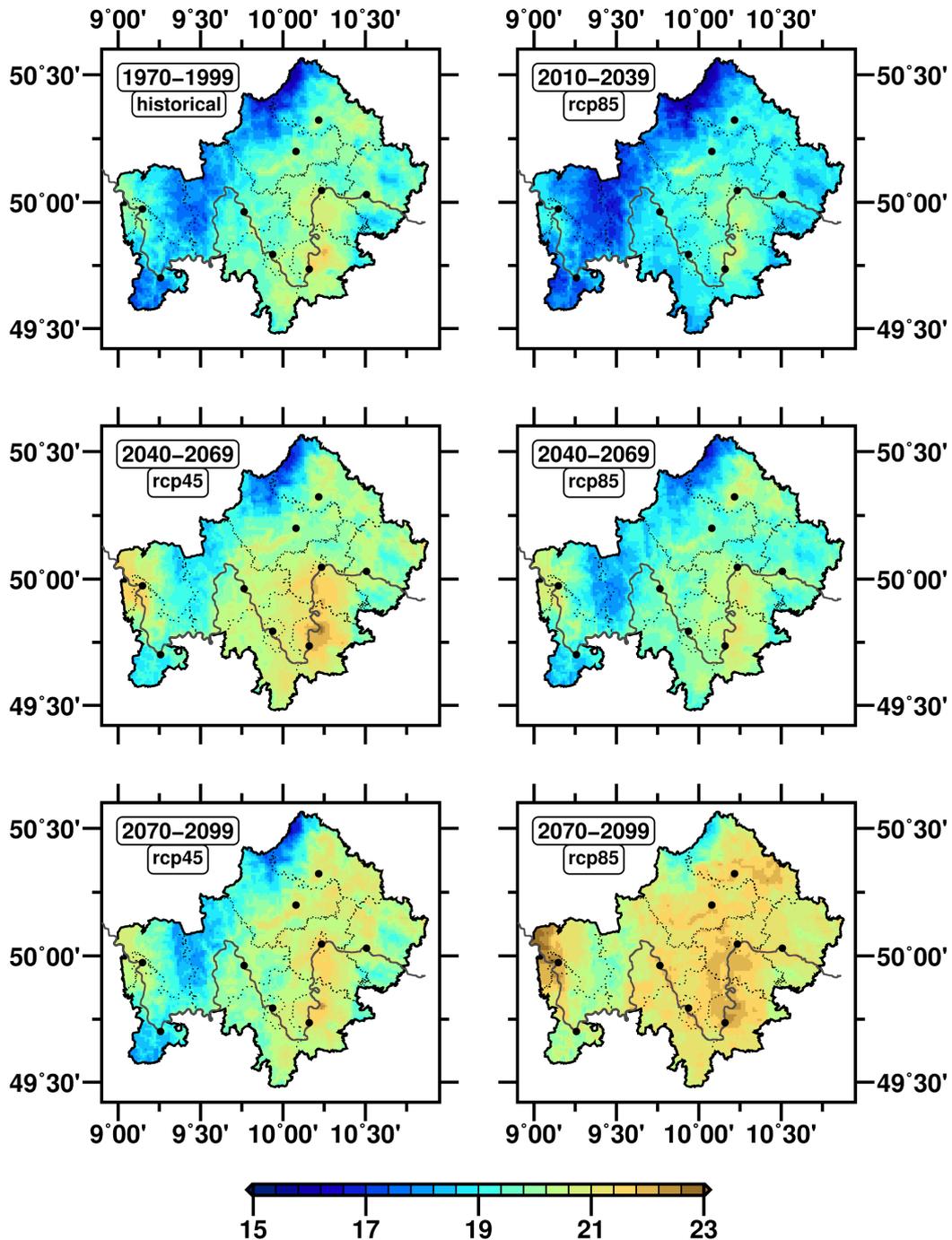


Abbildung 38: Mittlere Dauer der jeweils längsten Trockenperiode eines Jahres (mind. 6 Tage mit $PP \leq 1$ mm) im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.12 Vegetationsbeginn

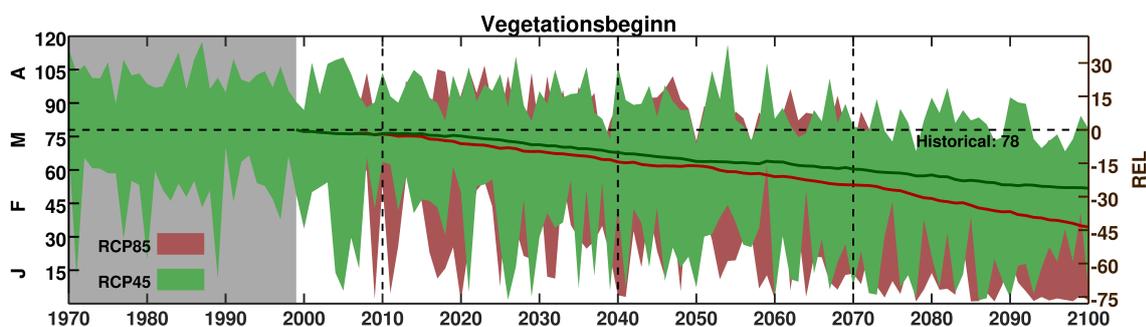


Abbildung 39: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für den Beginn der thermischen Vegetationsperiode (Kalendertag, Definition auf Seite 14). Die Großbuchstaben entlang der y-Achse markieren jeweils die Mitte des Kalendermonats.

Da wir nicht in der Zone dauergrüner Wälder beheimatet sind, sondern durch Jahreszeiten geprägt sind, können wir jedes Jahr aufs neue den Zyklus vom Austrieb bis zur reifen Frucht in der heimischen Pflanzenwelt beobachten, sei es in der Landwirtschaft oder natürlichen Flora. Entscheidende Faktoren für den Vegetationsbeginn sind dabei Licht, Wasser und Wärme. Eine relativ simple Methode, um den Zeitpunkt zu bestimmen, stützt sich lediglich auf den Temperaturfaktor (Definition auf Seite 14). Diese so genannte *thermische* Vegetationsperiode ist für unsere Belange aber völlig ausreichend. Flächendeckende Beobachtungsdaten liegen uns hierzu leider nicht vor.

Im Unterfrankenensemble ist der historisch durchschnittliche Vegetationsbeginn gegen Ende März und schwankt mit den Jahren um ± 3 Wochen zwischen Anfang März und Mitte April (s. Abb. 39). Werte im Januar erfüllen zwar das Temperaturkriterium, sind aufgrund der geringen Lichtverfügbarkeit aber nur bedingt realistisch. Bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts verfrüht sich der Vegetationsbeginn in den Modellen um durchschnittlich 2-3 Wochen. Die Unterschiede zwischen beiden Treibhausgasszenarien sind bis dato gering. Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts verfrüht sich der Vegetationsbeginn in rcp45 um durchschnittlich knapp 4 Wochen, in rcp85 um 6 Wochen. Die räumlichen Unterschiede (s. Abb. 40) erinnern dabei stark an das zugrunde liegende Temperaturmuster. In den generell *wärmeren* Tälern entlang des Mains beginnt die Vegetationsperiode 4-6 Wochen früher als in den *kühleren* Mittelgebirgslagen von Spessart und Rhön. Dieses Muster bleibt im Verlauf des 21. Jahrhunderts erhalten, verschiebt sich aber im Ganzen zu einem früheren Vegetationsbeginn.

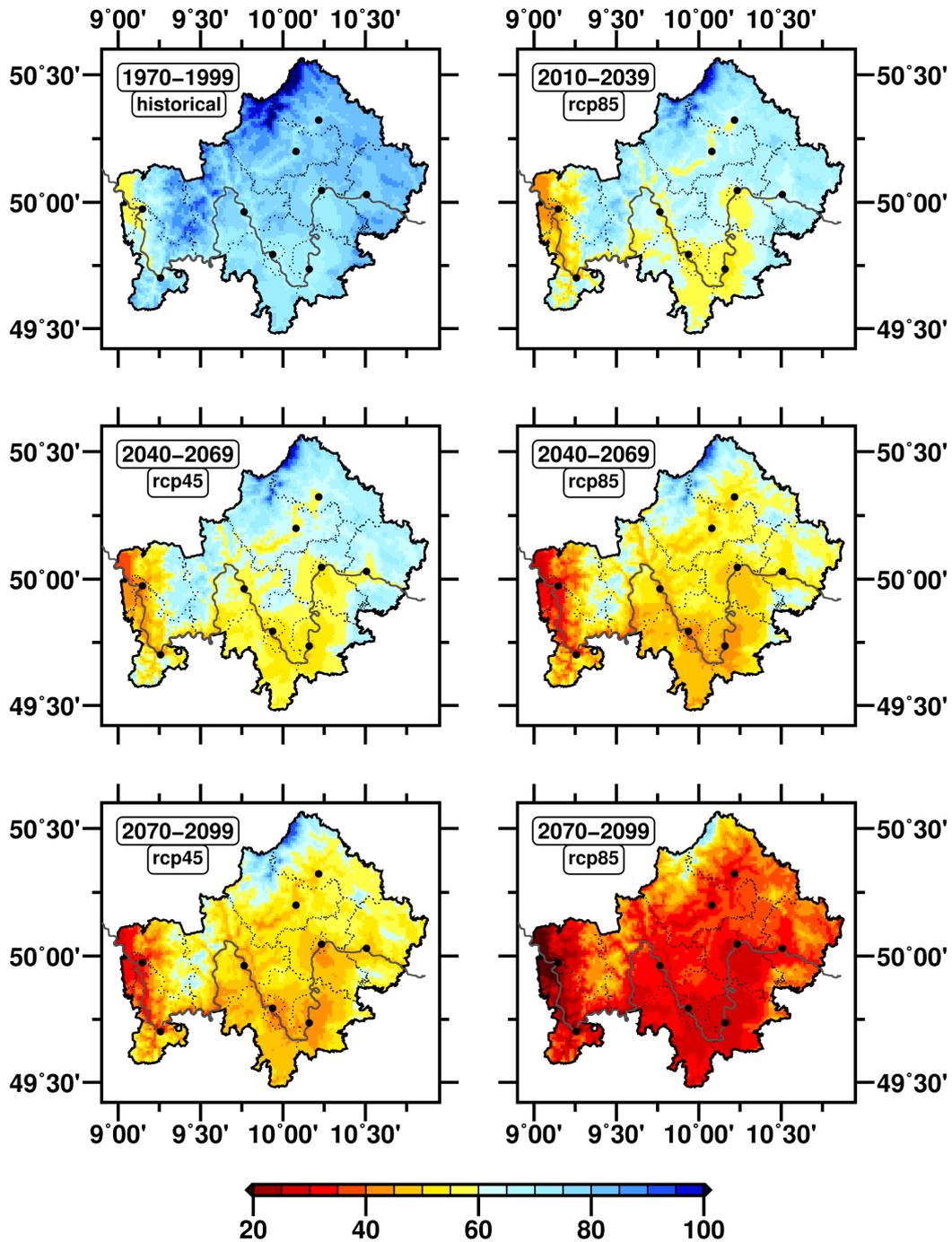


Abbildung 40: Mittlerer Beginn der thermischen Vegetationsperiode (Kalendertag, Definition auf Seite 14) im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.12 Vegetationsdauer

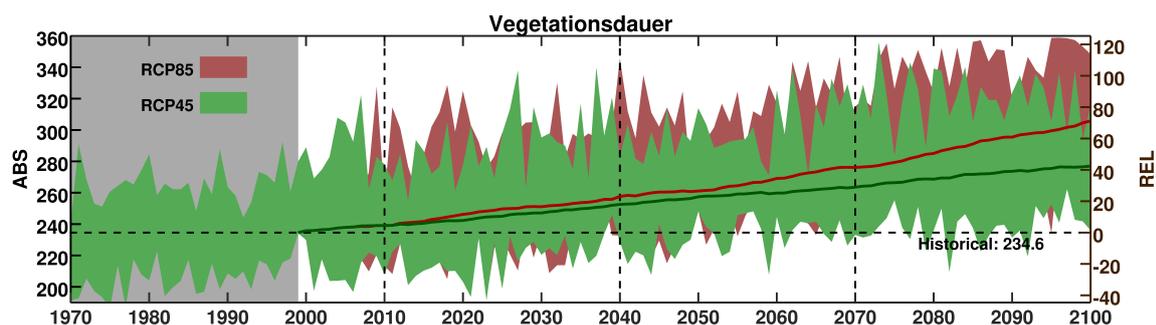


Abbildung 41: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für die Dauer der thermischen Vegetationsperiode (in Tagen, Definition auf Seite 14).

Analog zum Vegetationsbeginn lässt sich auch das Vegetationsende und daraus die Dauer der thermischen Vegetationsperiode bestimmen (Definition auf Seite 14). In der Referenzperiode 1970-1999 beträgt diese im Unterfrankenensemble durchschnittlich 34 Wochen bei einer interannuellen Variabilität von bis zu ± 6 Wochen (s. Abb. 41). Bis zum Jahr 2050 verlängert sich die mittlere Vegetationsdauer in beiden Treibhausgasszenarien um etwa 4 Wochen. Am Ende des 21. Jahrhunderts sind es 6 Wochen in rcp45 und 10 Wochen in rcp85. Man beachte aber, dass eine *natürliche* Vegetationsdauer von über 300 Tagen aufgrund des Lichtmangels zur Wintersonnenwende eher unwahrscheinlich ist. Teils ganzjährige Vegetationsperioden ergeben sich womöglich nur aus der hier verwendeten Methode.

Räumliche Unterschiede in der Vegetationsdauer folgen wieder dem generellen Temperaturmuster von Unterfranken. In den *wärmeren* Gebieten der Region haben die Pflanzen durchschnittlich länger Zeit zu wachsen, als in den *kühleren* Mittelgebirgen (s. Abb. 42). Dieses Muster bleibt im Lauf des 21. Jahrhunderts bestehen, verschiebt sich aber insgesamt zu längeren Vegetationsperioden. Örtliche Unterschiede betragen bis zu 80 Tage zwischen den Hochlagen der Rhön und dem Raum Aschaffenburg.

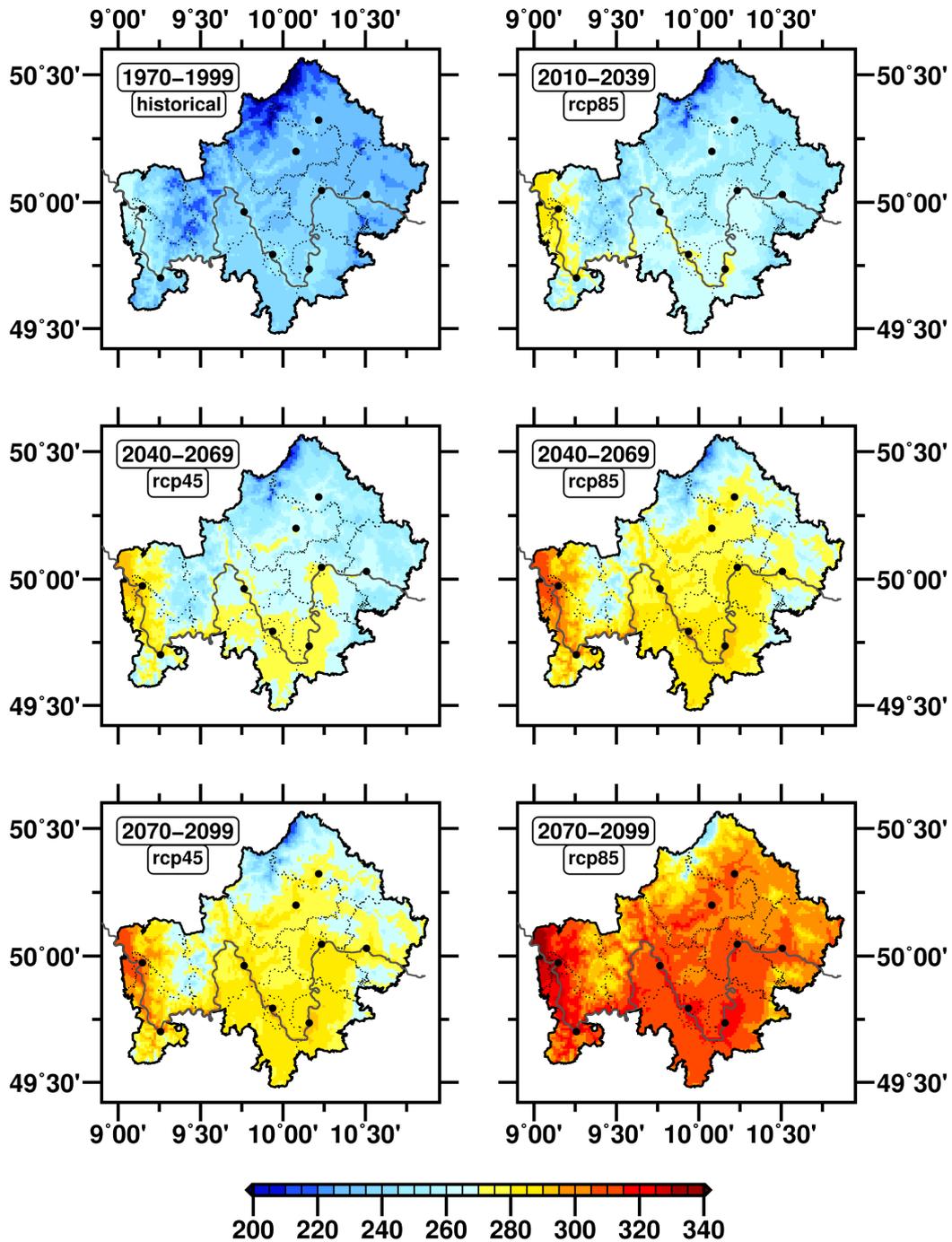


Abbildung 42: Mittlere Dauer der thermischen Vegetationsperiode (in Tagen, Definition auf Seite 14) im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.13 Letzter Frost im Frühjahr

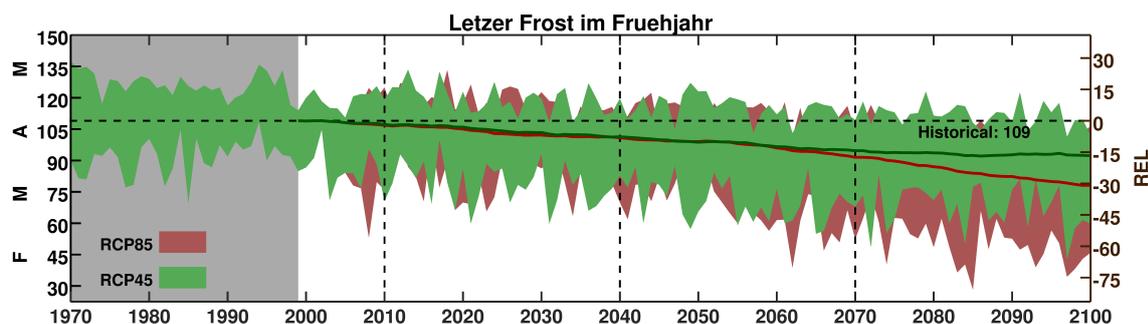


Abbildung 43: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für den letzten Kalendertag mit Frost im Frühjahr ($T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$). Die Großbuchstaben entlang der y-Achse markieren jeweils die Mitte des Kalendermonats.

Zwar wurde bereits in Abschnitt 6.3 über die Häufigkeit und Variabilität von Frosttagen in Unterfranken gesprochen, dabei aber noch keine direkte Verbindung zur regionalen Pflanzenwelt hergestellt. Dies soll an dieser Stelle nachgeholt werden, indem eine *Bedrohung* der Vegetation durch Spätfröste abgeschätzt wird. Hierzu wird zunächst der jeweils letzte Kalendertag mit Frost im Frühjahr betrachtet. Entsprechende Beobachtungsdaten liegen uns hierfür leider keine vor, im Unterfrankenensemble aber finden wir den historisch durchschnittlich letzten Frosttag etwa Mitte April. Alljährliche Schwankungen haben eine Spanne von ± 3 Wochen und liegen zwischen Anfang April und den Eisheiligen Mitte Mai (s. Abb. 43).

Bis zum Jahr 2050 verfrüht sich der durchschnittlich letzte Frosttag in beiden Treibhausgasszenarien sukzessive um rund 10 Tage. Am Ende des 21. Jahrhunderts ist eine Verfrühung des letzten Frosts gegenüber 1970-1999 um durchschnittlich 15 Tage in rcp45 und 30 Tage in rcp85 zu beziffern. Räumliche Variationen (s. Abb. 44) reflektieren die grundlegenden Temperaturunterschiede innerhalb der Region. In den *Warmzonen* entlang des Mains, aber auch im Raum Bad Kissingen und Bad Neustadt a.d. Saale ist der durchschnittlich letzte Frosttag im Frühjahr rund 3-4 Wochen eher als in höher gelegenen Gebieten. Dieses Muster bleibt bis zum Ende des 21. Jahrhunderts bestehen, verschiebt sich in rcp45 aber gen Ende März bis Anfang April (u.l.) bzw. in rcp85 fast gänzlich in den März hinein (u.r.).

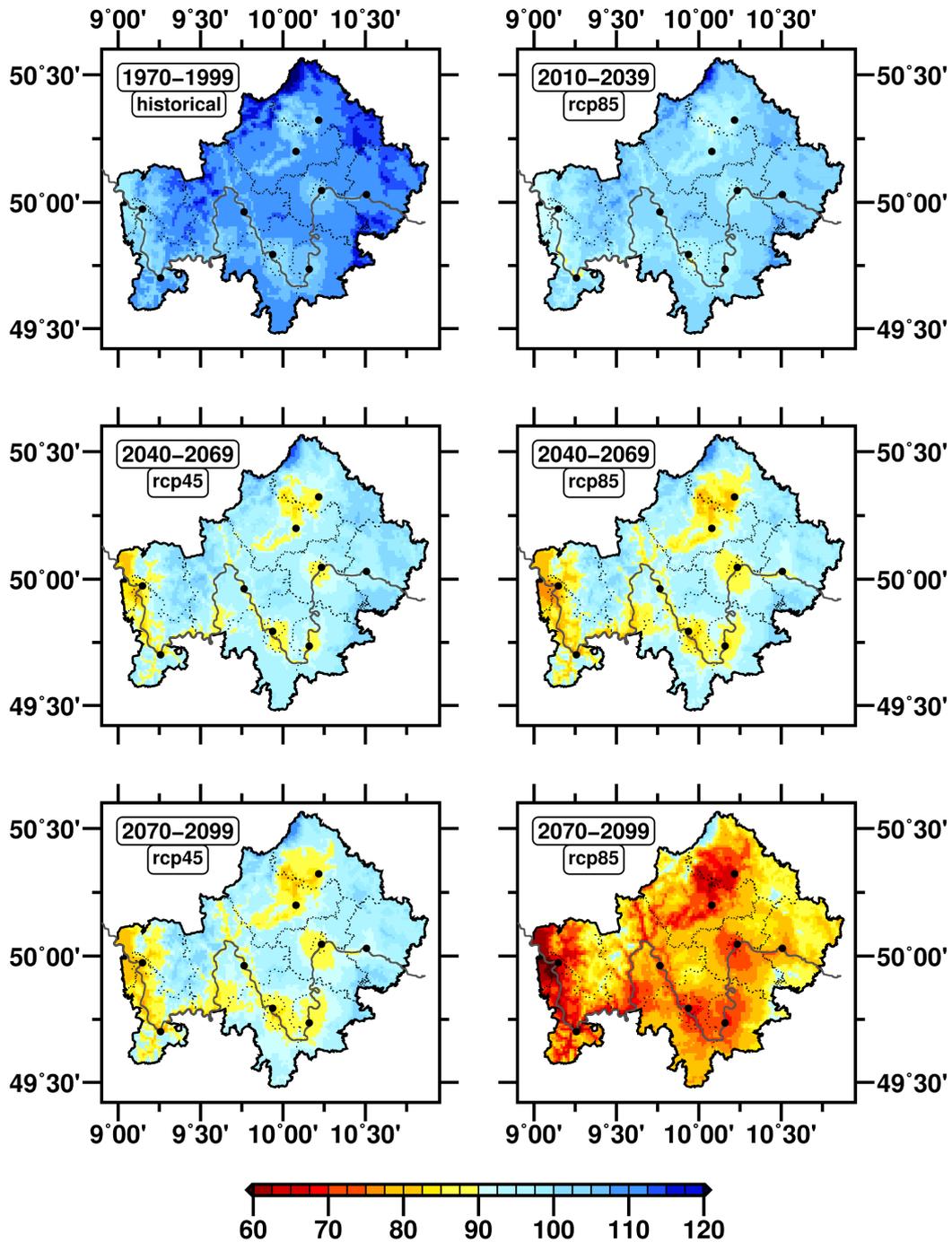


Abbildung 44: Mittlerer Zeitpunkt des letzten Frosts im Frühjahr (Kalendertag, $T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$) im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgaszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.13 Spätfröste: Wahrscheinlichkeit

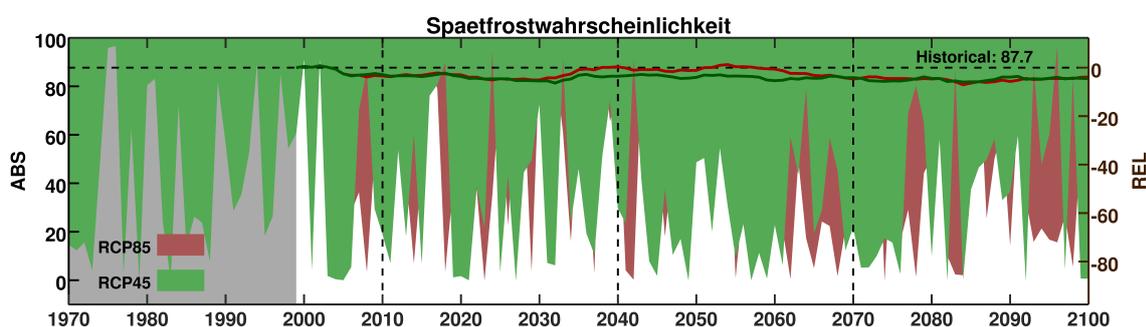


Abbildung 45: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für die Wahrscheinlichkeit von Frost nach Vegetationsbeginn (in %, Definition auf Seite 14).

Damit der letzte Frost im Frühjahr tatsächlich per Definition zum Spätfrost wird, muss er nach Beginn der Vegetationsperiode eintreten (siehe auch Abschnitte 4 und 6.12). Die historisch mittlere Wahrscheinlichkeit für Spätfroste beträgt im Unterfrankenensemble nahezu 88%, sie sind also eine völlig *normale* Erscheinung. In den Projektionen für das 21. Jahrhundert variiert die mittlere Spätfrostwahrscheinlichkeit nur geringfügig und nimmt unabhängig vom Treibhausgasszenario letztlich um knapp 5% ab (s. Abb. 45). Die geringsten Werte verzeichnen wir rund um die Rhön, während die Spätfrostwahrscheinlichkeit in den übrigen Gebieten Unterfrankens mindestens 20% höher liegt (s. Abb. 46). Dieses Muster bleibt im Lauf des 21. Jahrhunderts erhalten, verschiebt sich aber insgesamt zu etwas niedrigeren Werten. Die mittlere Spätfrostwahrscheinlichkeit liegt dennoch stets bei über 50%.

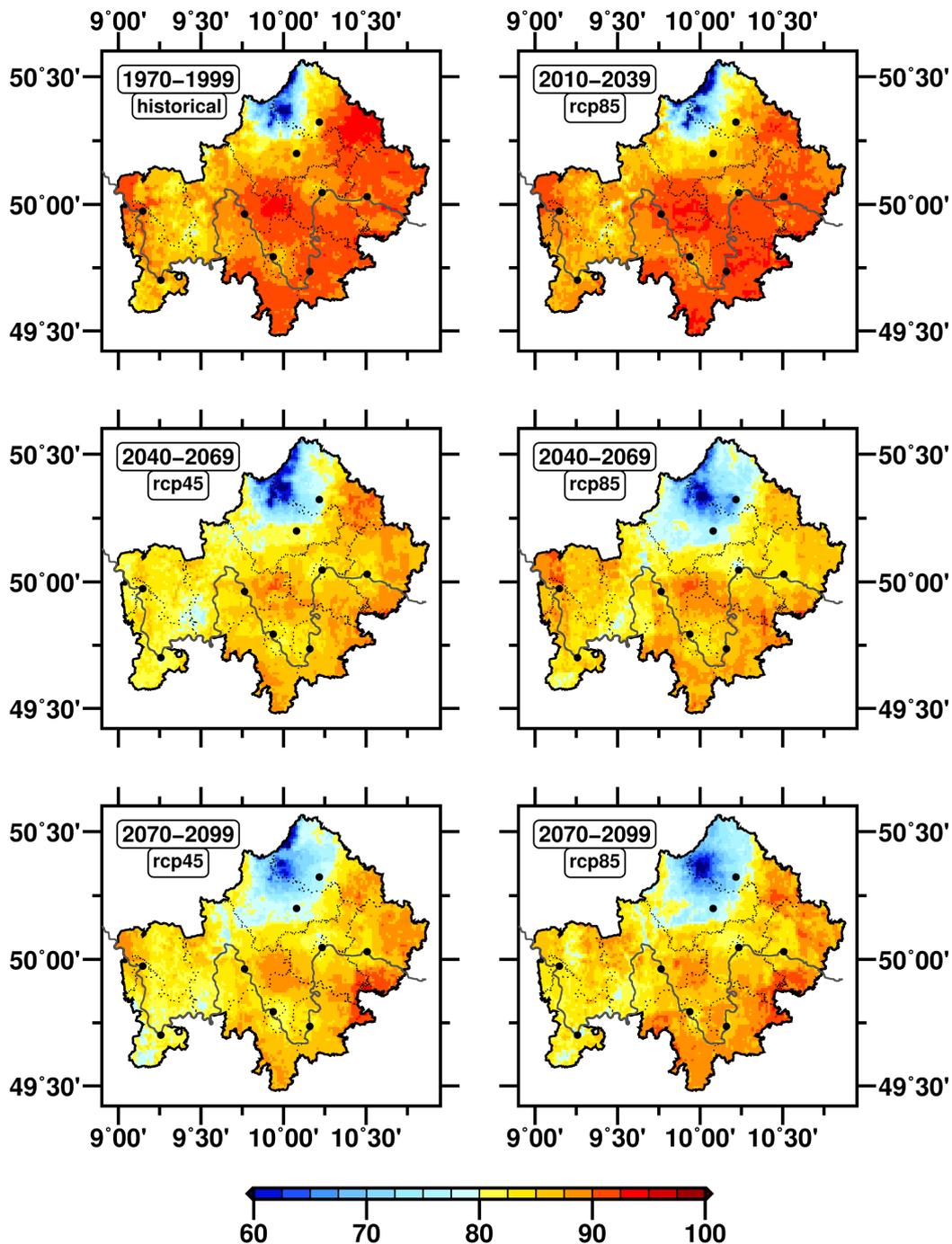


Abbildung 46: Mittlere Wahrscheinlichkeit für Frost nach Vegetationsbeginn (in %, Definition auf Seite 14) im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.13 Spätfröste: Zeitlicher Versatz

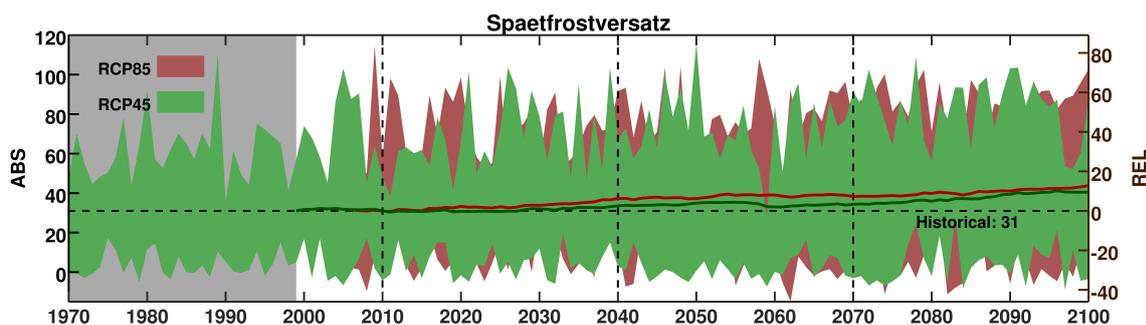


Abbildung 47: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für den zeitlichen Versatz von Spätfrösten (in Tagen seit Vegetationsbeginn, Definition auf Seite 14).

Nun können Spätfröste die regionale Vegetation in verschiedenen Stadien ihres Wachstums treffen und je nach Umstand keine oder eben verheerende Schäden anrichten. Um hierfür ein Gefahrenpotential abzuschätzen, wird der zeitliche Versatz zwischen Vegetationsbeginn (siehe auch Abschnitte 4 und 6.12) und dem letzten Frost im Frühjahr ermittelt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 47 gezeigt.

In der Referenzperiode 1970-1999 kommt es demnach im Durchschnitt 1 Monat nach Vegetationsbeginn noch zu Spätfrösten. Werte von über 100 Tagen sind nur bedingt realistisch und resultieren wahrscheinlich aus Unsicherheiten in der Berechnung des Vegetationsbeginns. Der mittlere zeitliche Versatz von Spätfrösten variiert in beiden Treibhausgaszenarien leicht und wächst bis zum Ende des 21. Jahrhunderts sukzessive um 2 Wochen. Den im Durchschnitt kürzesten Zeitversatz zwischen Vegetationsbeginn und Spätfrost finden wir rund um die Rhön (s. Abb. 48). Im Raum Aschaffenburg und entlang des Maindreiecks ist die Vegetation in ihrem Wachstum hingegen um bis zu 6 Wochen weiter. Insbesondere für landwirtschaftlich stark genutzte Flächen auf den Anhöhen links und rechts des Mains könnten solche späten Fröste problematisch werden (u.). Über Gedeihen oder Nichtgedeihen entscheidet letztlich natürlich auch, wie häufig junge Triebe innerhalb eines gleichen Frühjahrs von Spätfrösten heimgesucht werden. Dieser Aspekt liegt jedoch nicht mehr im Kernumfang dieser Arbeit.

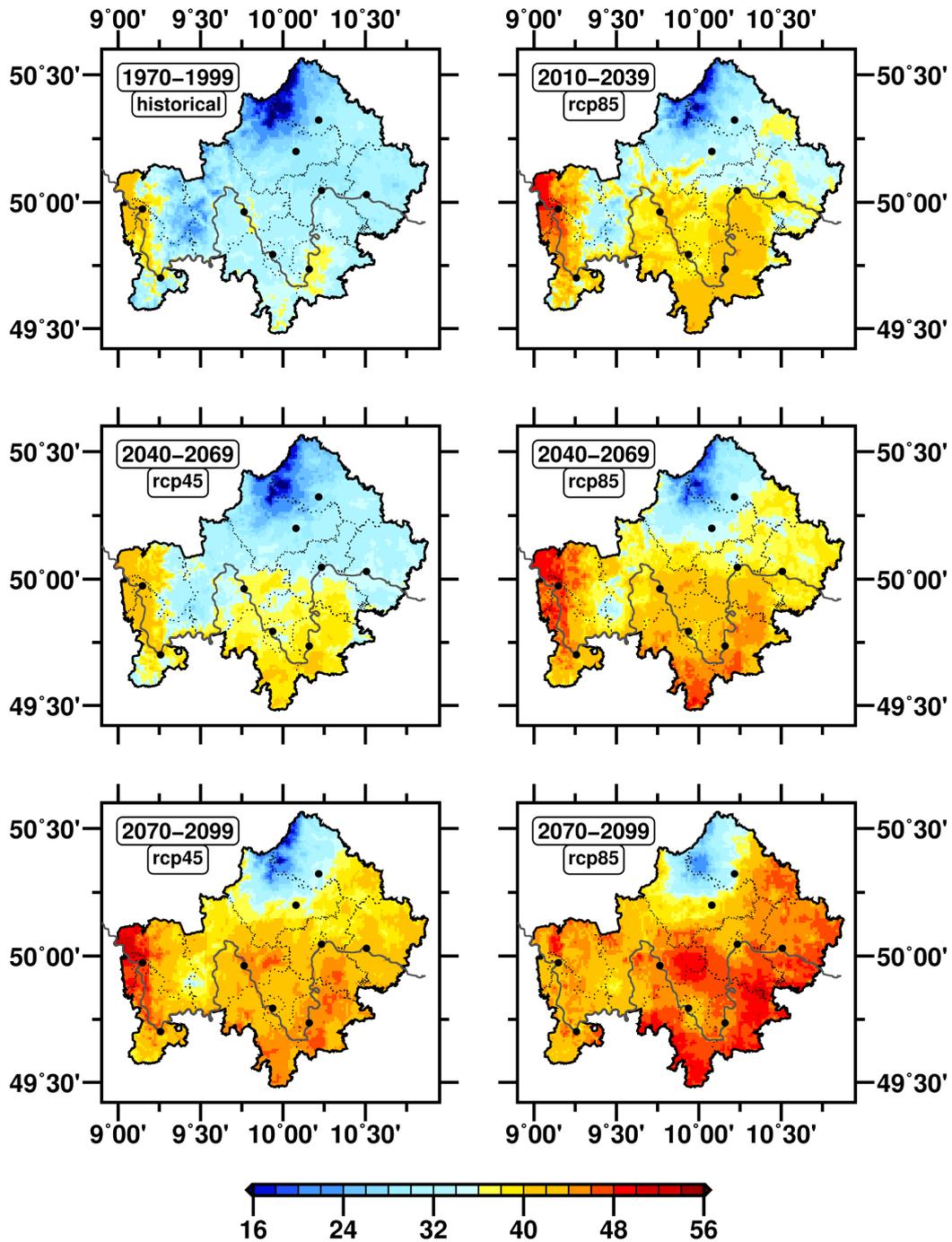


Abbildung 48: Mittlerer zeitlicher Versatz von Spätfrösten (in Tagen seit Vegetationsbeginn, Definition auf Seite 14) im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

6.14 Huglin-Index

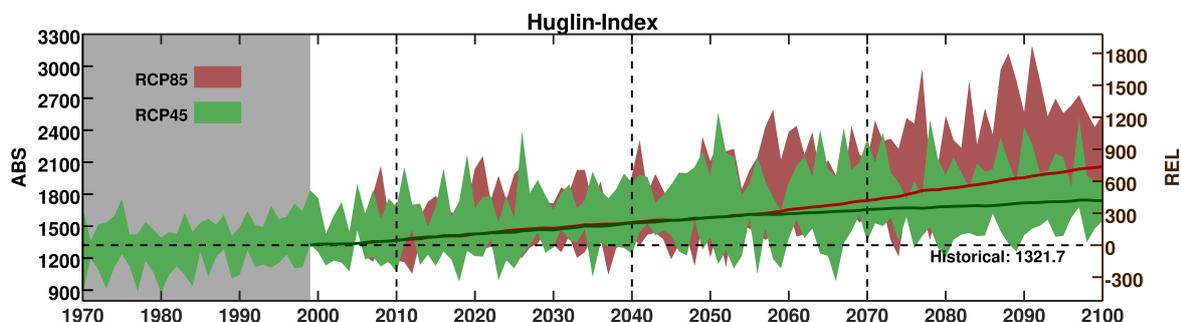


Abbildung 49: Wie Abbildung 17 auf Seite 30 für den Huglin-Index (Siehe auch Seiten 15f.).

Für einen jeden Genießer und Sommelier ist Frankenwein ein fester Begriff. Dies hat Geschichte, denn seit dem 8. Jahrhundert werden an den Hängen entlang des Mains vorzügliche Weißweinsorten wie beispielsweise die *Klassiker* Silvaner, Bacchus und Müller-Thurgau angebaut. Mit Fortschreiten der 2. Industrialisierung wurde nach Methoden gesucht, vorhandene und eventuell neue Weinlagen anhand ihrer klimatischen Gegebenheiten zu katalogisieren. Ein rein temperaturbasierter Wärmesummenindex wurde 1986 von Pierre Huglin in Frankreich vorgestellt. Dieser ermöglicht es abzuschätzen, welche Rebsorte im jeweiligen Interessensgebiet am voraussichtlich besten gedeiht. Mathematische Definitionen sowie eine Zuordnungstabelle sind auf Seiten 15f. zu finden.

Flächendeckende Beobachtungsdaten liegen uns hierzu leider keine vor, im Modellensemble aber beträgt der historisch mittlere Huglin-Index für ganz Unterfranken etwas mehr als 1300 und weist interannuelle Schwankungen von rund ± 300 auf (s. Abb. 49). Bis zum Jahr 2050 verlaufen die klimatologischen Tendenzen in beiden Treibhausgasszenarien nahezu identisch und beziffern einen mittleren Anstieg des Huglin-Index um 300. Dieser Unterschied entspricht nach Tabelle 2 auf Seite 16 einem empfohlenen Rebsortenwechsel von beispielsweise Bacchus zu Spätburgunder. Die interannuelle Variabilitätsspanne vergrößert sich indes einseitig zu höheren Werten mit *Rekordjahren* von bis zu 900 über dem Referenzwert. In der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts trennen sich die Entwicklungspfade beider Szenarien. Während der mittlere Huglin-Index in rcp45 nur um zusätzliche 100 steigt, bemisst der weitere Zuwachs in rcp85 durchschnittlich 400. Ferner wird in rcp45 keine Intensivierung von *Rekordjahren* deutlich, in rcp85 hingegen wachsen diese gen Ende des 21. Jahrhunderts auf Absolutwerte von über 3000 Punkten. Dem würde keine heimische Rebsorte mehr standhalten.

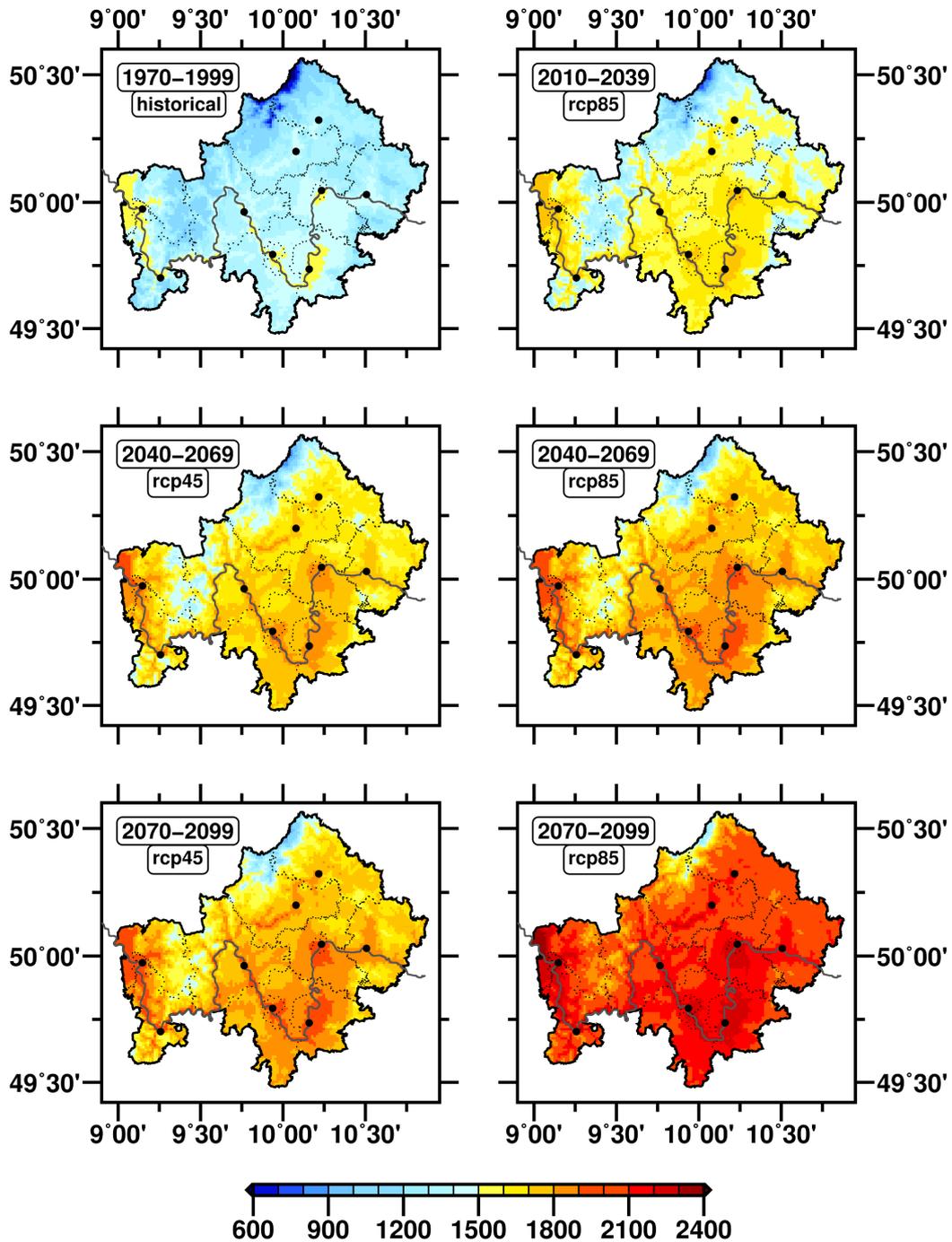


Abbildung 50: Mittlerer Huglin-Index (Siehe auch Seiten 15f.) im Referenzzeitraum 1970-1999 (o.l.) und in den Treibhausgasszenarien rcp45 (links) und rcp85 (rechts). Gezeigt ist jeweils der Ensemblemittelwert für die Klimaperioden 2010-2039 (rcp85, o.r.), 2040-2069 (Mitte) und 2070-2099 (unten). Schwarze Punkte markieren die Lage einiger Städte in der Region (Legende auf Seite 18).

Betrachten wir die räumlichen Unterschiede des klimatologischen Huglin-Index in Abbildung 50, so wird zunächst deutlich, dass sich die Weinbauggebiete am Ende des vergangenen Jahrhunderts auf einige wenige Gebiete entlang des Mains beschränken (o.l.: $HI \geq 1300$). Da der Huglin-Index jedoch keine Hangneigung berücksichtigt, erstrecken sich die tatsächlichen Anbauggebiete über weitere Flächen. Machen wir nun ein Gedankenexperiment und nehmen an, wir hätten einen Weinberg im fränkischen Weinland. Bisweilen haben wir dort Bacchus kultiviert, allerdings wird es Zeit für eine Neubepflanzung. Für die aktuelle Klimaperiode (o.r.) empfiehlt sich bereits der Umstieg auf Silvaner, vorausgesetzt wir stellen die Bewässerung sicher und haben einen gesunden, geeigneten Boden. Ab Mitte des 21. Jahrhunderts (m.) wird es dem Silvaner schließlich zu warm und es böte sich Riesling oder bereits eine mediterrane Rebsorte wie Merlot als Nachfolger an. Am Ende des 21. Jahrhunderts eignen sich für unseren Weinberg nur noch Rotweine wie Trollinger und Syrah in rcp45 (u.l.) bzw. südfranzösische Sorten wie Carignan in rcp85 (u.r.). Dies setzt natürlich voraus, dass wir unseren Weinberg vor Schäden durch extreme Hitze, Dürre, Spätfrösten und anderen Naturgefahren bewahren. Unsere Ausgangssorte Bacchus ließe sich mittlerweile in der Rhön kultivieren — und zwar nur noch dort.

7 Diskussion und Ausblick

Wir haben in dieser Arbeit Beobachtungs- und Modelldaten von bodennaher Lufttemperatur und Niederschlag im Regierungsbezirk Unterfranken während des 20. und 21. Jahrhunderts untersucht und ausgewertet. Insbesondere klimatologisch langfristige Tendenzen und die interannuelle Variabilität waren Forschungsschwerpunkte. Wir konnten einen mittleren Temperaturanstieg von knapp 1°C innerhalb der letzten 30 Jahre feststellen, sowie einen geringfügigen Rückgang des Jahresniederschlags um 1%. In den Projektionen setzt sich die Erwärmung fort und beträgt am Ende des 21. Jahrhunderts zwischen 2°C im Treibhausgasszenario rcp45 und 4°C in rcp85. Frost- und Eistage werden in der Folge immer seltener und Sommer-/ Hitzetage sowie Tropennächte immer häufiger. Gleichzeitig verschieben sich die saisonalen Niederschlagsmuster zu tendenziell feuchteren Wintern und trockeneren Sommern. Extremereignisse, sowohl Trockenheit als auch Starkregen, gewinnen sukzessive an Intensität. Ferner drohen der regionalen Vegetation und Landwirtschaft zunehmend Schäden durch Spätfröste und Hitze. Bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts finden wir trotz verschiedener Emissionpfade kaum Unterschiede im Klimaänderungssignal beider Treibhausgasszenarien. Erst in der zweiten Jahrhunderthälfte zeigen sich deutlich *verheerendere* Folgen im „Business as usual“-Szenario rcp85.

Hier drängt sich unumgänglich die Frage auf: Was muss unternommen werden, um eine Entwicklung wie rcp85 zu vermeiden und noch auf Kurs rcp45 zu kommen? Eine Antwort finden wir in Abbildung 51. Hier sind mögliche Emissionspfade aufgetragen, welche das verbleibende CO_2 -Budget gemäß Pariser Klimaziele einhalten und damit in guter Näherung unserem Treibhausgasszenario rcp45 entsprechen. Legen wir demnach ein 600Gt -Budget zugrunde, so müssen die weltweiten CO_2 -

Emissionen ab sofort bis 2040 kontinuierlich auf 0 heruntergefahren werden. Erhöhen wir das Budget um 200Gt in der Hoffnung keine Kippunkte im physikalischen Klimasystem zu überschreiten, so hätte die Weltbevölkerung noch bis zum Jahr 2050 Zeit CO₂-neutral zu werden. Nachdem bisweilen keine effizienten Technologien zu *Carbon Capture and Storage* in Aussicht sind, also Methoden um anthropogenes CO₂ wieder aus der Atmosphäre zu entnehmen, werden grundlegende Veränderungen in unseren Lebensstilen, Konsummustern und Wirtschaftsmodellen erforderlich sein.

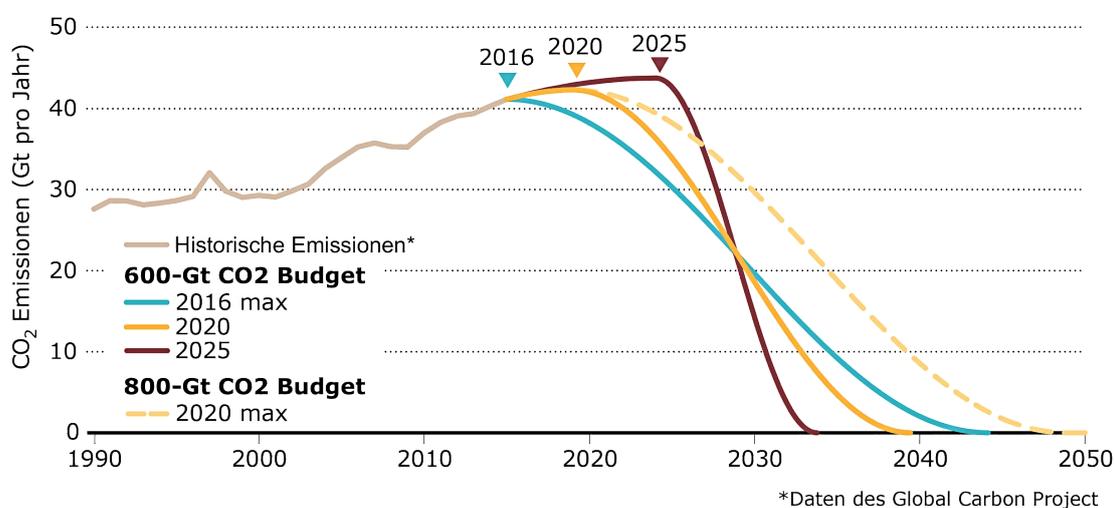


Abbildung 51:

Mögliche Emissionspfade, um das verbliebene CO₂-Budget aus rcp45 noch einzuhalten (600Gt) bzw. rcp85 deutlich zu unterbieten (800Gt). Jahreszahlen markieren den Zeitpunkt der maximalen CO₂-Emission. (Rahmstorf, 2017)

Da die Treibhausgasproblematik bei der Verbrennung von fossilen Brennstoffen seit den 1960er-Jahren bekannt ist und sich trotz aller Warnungen seitens der Wissenschaft und mittlerweile offensichtlicher Umweltveränderungen verhältnismäßig wenig getan hat, bestehen berechtigte Zweifel an der Einhaltung des Pariser Klimaabkommens. Ob wir allerdings bis zum Ende des 21. Jahrhunderts *Business as usual* betreiben und an fossilen Energieträgern festhalten ist ebenso fraglich. Die Wahrheit wird letzten Endes wohl irgendwo in der Mitte liegen. Darüber hinaus dürfen wir nicht vergessen, dass die Projektionen auf numerischen Klimamodellen beruhen, welche die Wirklichkeit eben nur in guter Annäherung beschreiben. Trotz modernster Wissenschaft sind nicht alle Zusammenhänge im gekoppelten Klimasystem der Erde bis ins letzte Detail geklärt und es könnte sich aufgrund uns bisweilen unbekannter Prozesse auch eine komplett verschiedene Gesamtentwicklung ergeben. Es darauf ankommen zu lassen wäre aber schlichtweg fahrlässig. Ferner müssen wir bedenken, dass selbst unter einem rcp45-Szenario viele Küstenbereiche vom steigenden Ozean überschwemmt werden und sich die Wüstengebiete Afrikas ausdehnen. Zahlreiche

Menschen sind schon jetzt ihrer Heimat beraubt und müssen sich einen neuen Ort zum leben suchen, ganz zu schweigen vom bedrohten Artenreichtum in der Tier- und Pflanzenwelt. Der Klimawandel ist mehr als nur Physik, er ist die globale Herausforderung des 21. Jahrhunderts. Wir als Menschen tragen die Verantwortung für die Bewohnbarkeit unseres Planeten. Im gegenwärtigen Zeitgeist des Kapitalismus muss Klimaschutz daher unmittelbar rentabel bzw. gegenteiliges sehr kostspielig werden. Eine Treibhausgasabgabe auf alle klimawirksamen Substanzen wäre ein konsequenter Schritt zur Eindämmung weiterer Emissionen. Die Uhr hat 12 geschlagen. Wir müssen handeln, und zwar jetzt!

A Tabellen

Auf umliegenden Seiten sind die klimatologischen Kenngrößen aus den Abschnitten 6.2 bis 6.14 in Form von Übersichtstabellen zusammengefasst. Tabelle 5 listet regionale Mittelwerte für ganz Unterfranken, Tabelle 6 die 1km²-Gitterzelle über der Altstadt von Würzburg (ohne Stadtklimaeffekte).

Tabelle 5: Übersicht klimatologischer Kennzahlen für Unterfranken

Gelistet sind die Klimanormalwerte REF/ AKT/ ENS, sowie zugehörige Extremjahre MIN/ MAX für verschiedene Klimaperioden und Treibhausgasszenarien. [ENS⁻ und ENS⁺] grenzen den Unsicherheitsbereich der mittleren Ensembleprognose ENS ein. Werte für die Klimaperioden 1970-1999 und 1990-2019 ergeben sich, sofern vorhanden, aus Beobachtungsdaten. Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert entstammen dem Unterfrankenensemble. Einheit sind Ereignisse pro Kalenderjahr für die Kenngrößen [1-2; 4-9] bzw. Kalendertag für [3].

Kennzahl	Szenario	Klimaperiode																				
		1970-1999			1990-2019			2010-2039					2040-2069					2070-2099				
		MIN	REF	MAX	MIN	AKT	MAX	MIN	[ENS ⁻	ENS	ENS ⁺	MAX	MIN	[ENS ⁻	ENS	ENS ⁺	MAX	MIN	[ENS ⁻	ENS	ENS ⁺	MAX
[1] Eistage	rcp45	0.8	20.0	43.4	1.1	15.5	51.2	0.1	8.2	13.8	21.9	53.4	0.1	4.4	11.4	19.4	53.0	0.0	4.4	8.1	17.0	39.8
	rcp85							0.0	8.5	13.2	22.5	56.2	0.0	3.6	9.0	17.3	41.7	0.0	1.2	3.7	8.8	34.0
[2] Frosttage	rcp45	58.9	94.4	123.4	60.8	88.1	117.2	34.8	61.0	76.3	93.4	128.7	22.8	49.1	67.2	84.7	119.2	19.9	44.2	58.9	78.9	113.5
	rcp85							30.8	61.5	75.5	90.1	129.6	18.6	43.8	58.5	73.8	114.4	3.0	24.2	36.5	47.5	76.7
[3] – Letzter	rcp45	–	109.0	–	–	–	–	59.8	90.9	101.2	106.9	133.4	55.0	85.7	95.1	100.1	127.1	42.8	81.6	92.5	100.8	122.9
	rcp85							63.5	93.4	101.2	107.0	133.2	38.8	80.9	92.2	102.6	122.4	28.3	66.0	78.1	88.2	116.5
[4] Sommertage	rcp45	12.9	30.0	51.8	20.7	40.4	80.5	6.7	35.2	40.9	49.0	86.1	8.8	39.2	48.9	70.6	105.9	16.4	47.0	54.6	73.5	105.8
	rcp85							8.3	35.9	40.7	50.4	88.7	9.6	43.0	53.9	73.8	113.3	19.0	57.6	73.0	102.9	141.8
[5] Hitzetage	rcp45	0.0	4.5	19.1	0.5	9.3	25.9	0.0	4.6	9.7	13.0	60.2	0.0	7.1	13.2	26.2	52.9	0.0	8.6	15.0	27.4	66.8
	rcp85							0.0	4.7	8.3	12.1	38.4	0.0	8.8	15.8	27.6	65.9	0.9	16.0	27.5	53.5	93.7
[6] Tropennächte	rcp45	–	0.2	–	–	–	–	0.0	0.2	1.3	2.8	23.1	0.0	0.6	2.5	6.7	28.2	0.0	1.0	3.5	9.4	37.7
	rcp85							0.0	0.2	0.9	2.3	14.7	0.0	1.3	3.8	8.2	23.8	0.0	3.6	12.7	30.6	62.4
[7] Regentage	rcp45	–	152.0	–	–	–	–	105.0	129.7	153.7	180.2	205.0	74.9	119.6	152.9	182.6	206.7	84.8	122.0	152.4	187.5	226.8
	rcp85							94.3	127.3	153.9	181.5	225.9	87.2	117.4	152.5	190.6	232.5	61.9	114.4	152.5	189.6	225.5
[8] Regenreiche –	rcp45	4.1	13.4	22.3	5.6	13.1	24.3	4.1	12.1	14.9	18.0	28.7	6.3	12.9	15.2	17.3	27.0	6.6	12.9	15.9	19.0	32.6
	rcp85							6.0	12.5	15.3	18.3	26.7	5.9	13.8	16.2	18.7	32.5	6.0	15.7	18.2	20.3	34.8
[9] Starkregentage	rcp45	0.0	2.1	5.2	0.2	2.2	6.3	0.1	1.5	2.6	4.4	9.6	0.2	1.7	2.7	4.4	8.7	0.1	1.8	2.9	4.7	9.5
	rcp85							0.2	1.6	2.7	4.8	9.1	0.1	1.8	2.9	4.5	9.7	0.1	2.5	3.5	5.0	9.8

Fortsetzung 5: Übersicht klimatologischer Kennzahlen für Unterfranken

Einheit sind mm/°C für die Kenngrößen [10-12], Ereignisse pro Kalenderjahr für [13], Tage für [14-15; 17; 19], Kalendertag für [16], % für [18] und dimensionslos für [20].

Kennzahl	Szenario	Klimaperiode																				
		1970-1999			1990-2019			2010-2039					2040-2069					2070-2099				
		MIN	REF	MAX	MIN	AKT	MAX	MIN	[ENS ⁻	ENS	ENS ⁺	MAX	MIN	[ENS ⁻	ENS	ENS ⁺	MAX	MIN	[ENS ⁻	ENS	ENS ⁺	MAX
[10] Trockenheitsindex	rcp45	25.1	40.7	53.4	27.3	38.5	50.4	20.3	39.3	40.5	42.0	60.4	18.5	34.6	39.3	42.2	54.3	21.3	35.9	38.8	43.1	56.3
	rcp85							25.0	39.2	40.7	43.0	56.9	18.4	34.9	39.2	43.6	60.8	11.8	33.0	38.2	42.6	57.7
[11] – Sommer	rcp45	15.4	31.5	42.2	18.0	30.0	42.0	11.9	29.1	31.3	33.2	54.6	9.4	25.4	30.3	33.8	51.2	7.0	26.2	29.8	34.2	47.6
	rcp85							15.6	30.3	32.3	34.4	49.3	6.4	25.7	30.2	35.3	62.2	5.9	23.9	28.5	33.7	47.1
[12] – Winter	rcp45	34.0	58.1	88.6	32.3	54.1	80.4	34.9	53.7	57.1	59.4	85.0	25.3	50.5	55.5	60.7	80.1	26.5	49.9	54.5	58.7	84.2
	rcp85							32.4	52.1	56.0	59.7	87.8	28.6	50.1	55.0	58.5	85.2	22.3	48.0	54.5	61.0	89.1
[13] Trockenperioden	rcp45	-	10.5	-	-	-	-	4.2	8.3	10.5	12.6	17.5	4.5	8.1	10.4	12.6	18.6	3.6	8.1	10.6	12.4	17.3
	rcp85							4.2	8.4	10.5	12.5	16.5	3.2	7.7	10.5	13.1	17.7	3.8	7.9	10.5	12.5	18.4
[14] – mittlere Dauer	rcp45	-	9.7	-	-	-	-	7.0	8.9	9.8	11.4	15.1	7.1	8.9	10.0	12.9	16.9	7.0	8.9	10.0	12.7	19.5
	rcp85							6.9	8.7	9.7	11.6	14.9	6.8	8.7	9.9	12.4	19.8	6.8	8.8	10.1	13.8	20.9
[15] – Längste d.J.	rcp45	-	19.3	-	-	-	-	8.7	15.5	19.1	25.5	43.9	9.8	15.3	20.1	33.8	63.2	9.4	15.5	20.0	32.5	84.5
	rcp85							9.6	14.3	18.6	26.7	42.5	7.6	14.8	19.6	30.1	59.4	9.1	14.9	21.1	42.3	65.4
[16] Veg.-Beginn	rcp45	-	78.0	-	-	-	-	1.9	63.3	68.1	72.5	110.8	2.7	47.0	61.1	70.9	116.1	1.5	41.1	52.0	59.6	96.8
	rcp85							1.2	58.0	64.6	70.2	106.7	2.2	42.5	53.3	63.0	101.9	1.0	26.4	34.9	43.6	86.1
[17] Veg.-Dauer	rcp45	-	234.6	-	-	-	-	191.7	246.0	252.0	261.0	339.6	207.8	252.0	263.1	275.9	338.6	209.7	265.8	276.5	290.3	355.6
	rcp85							193.2	246.2	255.8	266.4	329.7	215.2	265.7	276.2	287.6	346.5	234.5	298.7	304.6	312.3	358.9
[18] Spätfrost [%]	rcp45	-	87.7	-	-	-	-	0.0	68.8	84.1	95.1	100.0	0.0	70.9	83.5	92.0	100.0	0.0	72.5	83.3	92.6	100.0
	rcp85							0.0	75.9	87.8	97.5	100.0	0.3	68.7	83.4	95.9	100.0	0.1	68.0	83.7	92.7	100.0
[19] – zeitl. Versatz	rcp45	-	31.0	-	-	-	-	-5.9	23.8	33.1	40.8	103.6	-7.2	20.6	34.0	51.1	115.4	-8.7	28.1	40.4	52.7	108.7
	rcp85							-4.6	27.8	36.6	47.5	98.9	-14.7	24.8	38.9	59.0	107.9	-11.2	25.2	43.2	56.5	102.4
[20] Huglin-Index	rcp45	-	1322	-	-	-	-	982	1417	1522	1631	2386	988	1424	1648	1924	2563	1207	1571	1740	1992	2513
	rcp85							1047	1391	1527	1638	2156	1118	1605	1737	1980	2593	1217	1756	2049	2455	3194

Tabelle 6: Übersicht klimatologischer Kennzahlen für Würzburg

Gelistet sind die Klimanormalwerte REF/ AKT/ ENS, sowie zugehörige Extremjahre MIN/ MAX für verschiedene Klimaperioden und Treibhausgasszenarien. [ENS⁻ und ENS⁺] grenzen den Unsicherheitsbereich der mittleren Ensembleprognose ENS ein. Werte für die Klimaperioden 1970-1999 und 1990-2019 ergeben sich, sofern vorhanden, aus Beobachtungsdaten. Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert entstammen dem Unterfrankenensemble. Einheit sind Ereignisse pro Kalenderjahr für die Kenngrößen [1-2; 4-9] bzw. Kalendertag für [3].

Kennzahl	Szenario	Klimaperiode																				
		1970-1999			1990-2019			2010-2039				2040-2069				2070-2099						
		MIN	REF	MAX	MIN	AKT	MAX	MIN	[ENS ⁻	ENS	ENS ⁺	MAX	MIN	[ENS ⁻	ENS	ENS ⁺	MAX	MIN	[ENS ⁻	ENS	ENS ⁺	MAX
[1] Eistage	rcp45 rcp85	0	14.7	37	0	10.6	46	0	5.9	10.0	16.7	48	0	3.1	8.2	14.0	47	0	2.7	5.6	12.5	33
								0	6.3	9.6	18.2	48	0	2.3	6.5	13.6	41	0	0.7	2.5	6.3	31
[2] Frosttage	rcp45 rcp85	48	79.1	115	38	69.9	104	19	44.7	62.3	80.0	120	14	33.1	54.4	73.0	110	7	34.0	47.3	65.0	104
								13	45.0	61.8	77.9	121	6	31.9	46.6	62.0	101	1	15.9	28.0	37.1	72
[3] – Letzter	rcp45 rcp85	–	100.6	–	–	–	–	41	78.3	93.5	99.0	127	35	73.6	86.6	94.7	123	17	70.7	84.0	90.5	123
								46	80.6	93.3	98.8	124	14	68.9	82.7	97.2	118	–	54.9	67.8	80.0	112
[4] Sommertage	rcp45 rcp85	21	41.8	63	31	53.7	103	12	49.5	54.1	62.8	97	14	51.3	62.6	85.4	124	28	61.5	69.1	88.1	121
								14	47.8	54.0	64.6	107	16	57.1	68.0	87.7	131	33	71.4	88.3	116.1	154
[5] Hitzetage	rcp45 rcp85	1	7.7	23	2	13.3	34	0	7.4	14.3	18.8	69	0	12.3	19.3	34.3	64	1	14.3	21.4	35.7	74
								0	8.4	13.1	18.0	50	0	14.3	22.4	37.3	78	3	24.3	36.3	65.9	113
[6] Tropennächte	rcp45 rcp85	–	0.4	–	–	–	–	0	0.7	2.4	4.6	29	0	1.6	4.5	10.4	35	0	2.4	6.0	13.8	46
								0	0.5	2.0	3.9	26	0	2.8	6.8	13.1	32	0	7.8	18.9	39.5	79
[7] Regentage	rcp45 rcp85	–	139.8	–	–	–	–	92	118.4	141.6	169.1	197	68	110.8	142.0	173.1	197	75	114.5	142.1	177.1	217
								87	117.9	142.0	169.6	220	80	108.5	140.8	179.2	223	53	105.0	141.5	180.6	216
[8] Regenreiche –	rcp45 rcp85	0	8.0	16	2	7.9	19	1	6.9	9.0	11.8	25	3	8.6	9.7	11.2	18	2	8.7	10.2	13.1	26
								1	7.8	10.1	12.4	21	1	9.3	10.5	11.8	25	2	10.8	11.8	12.9	31
[9] Starkregentage	rcp45 rcp85	0	1.1	5	0	1.5	5	0	0.7	1.4	2.6	7	0	1.0	1.5	3.0	6	0	0.8	1.6	2.9	6
								0	0.9	1.5	2.8	7	0	1.1	1.6	2.9	8	0	1.6	2.1	3.3	8

Fortsetzung 6: Übersicht klimatologischer Kennzahlen für Würzburg

Einheit sind mm/°C für die Kenngrößen [10-12], Ereignisse pro Kalenderjahr für [13], Tage für [14-15; 17; 19], Kalendertag für [16], % für [18] und dimensionslos für [20].

Kennzahl	Szenario	Klimaperiode																				
		1970-1999			1990-2019			2010-2039					2040-2069					2070-2099				
		MIN	REF	MAX	MIN	AKT	MAX	MIN	[ENS ⁻	ENS	ENS ⁺	MAX	MIN	[ENS ⁻	ENS	ENS ⁺	MAX	MIN	[ENS ⁻	ENS	ENS ⁺	MAX
[10] Trockenheitsindex	rcp45 rcp85	18.8	31.0	41.5	20.9	30.1	41.5	15.6	29.6	30.9	32.2	46.3	15.4	27.0	30.3	32.6	43.4	16.0	27.6	30.2	33.1	41.4
								18.2	30.0	31.5	32.9	45.4	13.1	26.4	30.3	33.9	52.9	9.4	25.0	29.6	33.4	43.8
[11] – Sommer	rcp45 rcp85	13.2	25.0	33.2	14.8	24.7	34.6	9.5	23.0	24.8	26.7	46.7	7.9	21.1	24.2	26.9	40.5	4.2	20.8	24.0	27.2	37.9
								12.8	24.5	25.9	27.6	47.6	6.0	20.6	24.1	28.5	57.7	4.8	18.5	22.6	27.5	41.2
[12] – Winter	rcp45 rcp85	24.8	41.9	67.2	24.7	39.8	58.4	24.1	38.9	41.6	42.8	65.3	20.0	37.1	41.2	44.5	59.8	20.1	38.1	40.9	43.7	61.8
								24.7	38.0	41.5	43.6	65.5	19.6	36.2	40.9	43.2	62.8	17.6	35.8	41.3	46.4	64.8
[13] Trockenperioden	rcp45 rcp85	-	11.3	-	-	-	-	3	8.9	11.4	13.4	18	5	9.2	11.1	13.0	20	3	8.9	11.2	12.6	19
								5	9.2	11.3	13.1	18	3	8.4	11.3	13.3	19	4	8.8	11.2	13.2	19
[14] – mittlere Dauer	rcp45 rcp85	-	9.8	-	-	-	-	7.0	8.8	9.9	11.7	16.2	10.1	9.0	10.1	13.0	17.4	7.0	8.9	10.1	13.1	20.1
								7.1	8.8	9.8	12.0	17.2	6.6	8.8	10.1	12.9	19.7	6.6	9.0	10.2	14.1	21.8
[15] – Längste d.J.	rcp45 rcp85	-	20.2	-	-	-	-	9	15.9	19.8	28.0	53	9	16.2	20.9	35.9	69	9	16.0	20.8	33.1	100
								9	15.1	19.5	28.7	55	9	15.7	20.2	30.3	68	8	15.8	21.7	43.9	85
[16] Veg.-Beginn	rcp45 rcp85	-	64.5	-	-	-	-	1	53.0	57.2	61.4	108	1	32.1	48.4	57.9	109	1	25.9	39.0	47.0	95
								1	43.1	51.7	59.1	104	1	29.1	39.5	48.6	91	1	16.9	24.9	34.2	82
[17] Veg.-Dauer	rcp45 rcp85	-	254.4	-	-	-	-	201	267.1	269.6	273.8	365	218	272.3	281.4	296.7	366	205	286.5	294.7	309.6	365
								212	260.1	275.6	291.5	349	227	284.5	295.6	306.4	366	242	315.9	320.6	328.0	365
[18] Spätfrost [%]	rcp45 rcp85	-	87.8	-	-	-	-	0	60.0	85.0	93.3	100	0	76.7	85.0	93.3	100	0	73.3	82.2	93.3	100
								0	73.3	88.9	100.0	100	0	70.0	85.0	96.7	100	0	60.0	85.0	96.7	100
[19] – zeitl. Versatz	rcp45 rcp85	-	36.1	-	-	-	-	-16	20.3	36.3	45.3	117	-18	27.0	38.2	55.6	117	-22	29.8	45.0	61.7	115
								-7	28.6	41.7	55.2	112	-13	26.7	43.2	68.1	109	-15	20.7	42.9	57.9	97
[20] Huglin-Index	rcp45 rcp85	-	1556	-	-	-	-	1191	1650	1758	1865	2630	1228	1663	1887	2157	2781	1458	1808	1975	2223	2754
								1283	1622	1762	1869	2390	1357	1841	1972	2216	2831	1470	1997	2289	2697	3463

Literatur

- Blüthgen, J., und W. Weischet. *Allgemeine Klimageographie*. Walter de Gruyter, Berlin, 1980. (Siehe S. 15).
- CORDEX. „European Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment“, 2019. Besucht am 27.09.2019. <https://euro-cordex.net/>. (Siehe S. 12).
- DKRZ. „Deutsches Klimarechenzentrum: Earth System Grid Federation Portal“, 2019. Besucht am 27.09.2019. <https://esgf-data.dkrz.de/>. (Siehe S. 11).
- DWD. „Climate Data Center des Deutschen Wetterdienstes“, 2020. Besucht am 24.08.2020. https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/. (Siehe S. 12).
- . „Klimaprojektionen und Klimavorhersagen — Wie entstehen Aussagen über das zukünftige Klima?“, 2019. Besucht am 23.01.2020. https://www.dwd.de/SharedDocs/broschuere/DE/klima/broschuere_klimaforschung.pdf. (Siehe S. 9, 11).
- Hamburger Bildungsserver. „Klimawandel und Klimafolgen“, 2020. Besucht am 22.01.2020. <https://bildungsserver.hamburg.de/klimawandel/>. (Siehe S. 2–6, 9, 10).
- Helmholtz-Gemeinschaft. „Regionaler Klimaatlas“, 2020. Besucht am 21.01.2020. <https://regionaler-klimaatlas.de/>. (Siehe S. 14).
- Huglin, P. *Biologie et écologie de la vigne*. Techn. Ber. 1986. (Siehe S. 62).
- InsideClimate News. „Bob Berwyn: Massive Permafrost Thaw Documented in Canada, Portends Huge Carbon Release“, 2017. Besucht am 14.07.2020. <https://insideclimatenews.org/news/27022017/global-warming-permafrost-study-melt-canada-siberia>. (Siehe S. 8).
- Jacob, D., J. Petersen, B. Eggert, A. Alias, O. B. Christensen, L. M. Bouwer, A. Braun, A. Colette, M. Déqué, G. Georgievski u. a. „EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research“. *Regional environmental change* 14, Nr. 2 (2014): 563–578. (Siehe S. 11).
- Kaspar, F., G. Müller-Westermeier, E. Penda, H. Mächel, K. Zimmermann, A. Kaiser-Weiss und T. Deutschländer. „Monitoring of climate change in Germany – Data, products and services of Germany’s National Climate Data Centre“. *Adv. Sci. Res* 10, Nr. 99 (2013): 106.
- Klimanavigator. „Der Wegweiser zum Klimawissen in Deutschland“, 2019. Besucht am 28.08.2019. <https://www.klimanavigator.eu/>.
- Kraus, H. *Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer Verlag, 2007. (Siehe S. 4).
- Latif, M. *Klimawandel und Klimadynamik*. UTB Ulmer, 2009. (Siehe S. 2).

- Lesch, H., und K. Kamphausen. *Die Menschheit schafft sich ab: Die Erde im Griff des Anthropozän*. Komplett-Media, 2016.
- Lingenhöhl, D. „Jetstream: Das Wetter schlägt Wellen“, 2013. Besucht am 28. 01. 2020. <https://www.spektrum.de/news/das-wetter-schlaegt-wellen/1214310>. (Siehe S. 17).
- Maraun, D., und M. Widmann. *Statistical downscaling and bias correction for climate research*. Cambridge University Press, 2018.
- Martonne, E. de. „L'indice d'aridité“. *Bulletin de l'Association de géographes français* 9 (1926). (Siehe S. 15).
- Meyer, L., S. Brinkman, L. van Kesteren, N. Leprince-Ringuet und F. van Boxmeer. „IPCC, 2014: *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Geneva, Switzerland“ (2014). (Siehe S. 10).
- NOAA. „National Oceanic and Atmospheric Administration: Earth System Research Laboratory“, 2020. Besucht am 11. 03. 2020. <https://www.esrl.noaa.gov/>. (Siehe S. 7).
- Oke, T. R. *Boundary layer climates*. Routledge, 2002.
- Paeth, H., und F. Pollinger. „Changes in mean flow and atmospheric wave activity in the North Atlantic sector“. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 145, Nr. 725 (2019): 3801–3818. (Siehe S. 26).
- Rahmstorf, S. „Koalitionsverhandlungen: Vollbremsung fürs Klima?“, 2017. Besucht am 22. 01. 2020. <https://www.spektrum.de/kolumne/vollbremsung-fuers-klima/1512245>. (Siehe S. 65).
- Schwab, A. „Klimawandel im bayerischen Weinbau: Tendenzen und Entwicklungen“, 2013. Besucht am 21. 01. 2020. https://www.stmuv.bayern.de/themen/klimaschutz/forschung/kongress_klimaforschung_bayern/doc/vortrag_schwab.pdf. (Siehe S. 16).
- Stock, M., F. Badeck, F.-W. Gerstengarbe, D. Hoppmann, T. Kartschall, H. Österle, P. C. Werner und M. Modinski. „Perspektiven der Klimaänderung bis 2050 für den Weinbau in Deutschland. Schlussbericht zum FDW-Vorhaben Klima 2050“. *PIK Reports Potsdam*, Nr. 106 (2007): 91f. (Siehe S. 15).
- Talley, L. D. *Descriptive physical oceanography: An introduction*. Academic Press, 2011. (Siehe S. 4).
- Warner, Thomas Tomkins. *Numerical weather and climate prediction*. Cambridge University Press, 2010. (Siehe S. 9).
- WetterKontor. „Wetterrückblick für Würzburg“, 2020. Besucht am 24. 08. 2020. <https://www.wetterkontor.de/de/wetter/deutschland/monatswerte-station.asp?id=10655>. (Siehe S. 1).

Literatur

Wikipedia. „Fränkisches Weinland“, 2020. Besucht am 01.08.2020. [https://de.wikipedia.org/wiki/Franken_\(Weinanbaugebiet\)](https://de.wikipedia.org/wiki/Franken_(Weinanbaugebiet)).

— . „Sonne“, 2020. Besucht am 01.04.2020. <https://de.wikipedia.org/wiki/Sonne>.