

Band 1 Kapitel 4: Zukünftige Klimaentwicklung

Volume 1 Chapter 4: Future Climate Developments

Koordinierende LeitautorInnen

Bodo Ahrens, Herbert Formayer

LeitautorInnen

Andreas Gobiet, Georg Heinrich, Michael Hofstätter, Christoph Matulla, Andreas F. Prein, Heimo Truhetz

Beiträge von

Ivonne Anders, Klaus Haslinger, Imran Nadeem, Martin Suklitsch, Matthias Themeßl

Für den Begutachtungsprozess

Matthias Rotach

Inhalt

ZUSAMMENFASSUNG	302	4.5	Forschungsbedarf	336
SUMMARY	302	4.5.1	Forschungsbedarf zu regionaler Klimamodellierung	336
KERNAUSSAGEN	302	4.5.2	Forschungsbedarf zur Interaktion mit der Klimafolgenforschung	337
4.1 Globale Klimaprojektionen mit Bezug zu Europa	303	4.6	Literaturverzeichnis	338
4.1.1 Temperatur	303			
4.1.2 Niederschlag, Luft- und Bodenfeuchte	304			
4.1.3 Wind	305			
4.1.4 Wetterlagen	306			
4.2 Regionale Klimamodellierung	307			
4.2.1 Einleitung	307			
4.2.2 Methoden in der regionalen Klimamodellierung	308			
4.2.3 Umgang mit Unsicherheiten in Klimaszenarien	313			
4.3 Regionale Klimaprojektionen mit Bezug zu Österreich	317			
4.3.1 Einleitung	317			
4.3.2 Klimaänderungsszenarien bis 2050 bzw. 2100	318			
4.4 Schnittstellen zur Klimafolgenforschung	329			
4.4.1 Einleitung	329			
4.4.2 Spezifische Anforderungen der Klimafolgenforschung	329			
4.4.3 Statistische Nachbearbeitung (regionaler) Klimamodellerggebnisse	330			
4.4.4 Österreichische Anwendungsbeispiele	335			

ZUSAMMENFASSUNG

Dieses Kapitel fasst den Erkenntnisstand der Forschung zur zukünftigen langfristigen Klimaentwicklung in Österreich, eingebettet in jene Europas, zusammen. Hier werden also wissenschaftliche Arbeiten zu Klimaprojektionen mit globalen und regionalen Klimamodellen aufgelistet und besprochen. Nicht diskutiert werden kurzfristige Klimaschwankungen verursacht durch natürliche Variabilität im Klimasystem (z. B. der atlantischen Multidekadischen Oszillation oder der ozeanisch-atmosphärischen El Niño/Southern Oscillation) und entsprechende Vorhersagen. Diese natürliche Variabilität verdeckt in Europa einen regionalen, langfristigen anthropogen verursachten Temperaturtrend bis ins dritte Jahrzehnt und einen langfristigen Niederschlagstrend bis in die zweite Hälfte des 21. Jahrhunderts. Besprochen wird der Kenntnisstand bezüglich der möglichen Klimaentwicklung unter Einfluss von anthropogenem Antrieb, wie der menschliche Einfluss auf die klimarelevanten Parameter Treibhausgaskonzentrationen, Aerosolkonzentrationen oder Landbedeckung, und natürlichem Klimaertrieb, wie die Veränderung der solaren Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre. Im Folgenden wird entsprechend zunächst die Darstellung der Klimaentwicklung Europas in Klimaprojektionen mit globalen Modellen besprochen, dann werden die verschiedenen Methoden der räumlichen Verfeinerung von Klimaprojektionen mit regionalen Klimamodellen eingeführt und schließlich die mögliche Entwicklung des Klimas in Österreich in Projektionen mit regionalen Modellen für das 21. Jahrhundert besprochen. Zuletzt wird exemplarisch dargestellt, wie die Information der Klimaprojektionen in der Folgeforschung genutzt werden kann.

SUMMARY

This chapter summarizes and assesses the state of scientific knowledge on future long-term climate change in Austria and Europe. This chapter discusses various climate projection studies that use global and regional climate models. This chapter will not discuss the short-term climate variations caused by the natural variability within the climate system and its corresponding predictions (e. g. Atlantic multi-decadal oscillation or ocean-atmosphere El Niño/Southern oscillation) Nevertheless, this natural climate variability conceals the anthropogenically-caused, regional, long-term temperature trend up until 2030 and the long-term precipitation trend until the second half of the 21st century. The chapter further discusses the influence of human-activity on relevant climate-affecting parameters such as land-use and land-cover, greenhouse gas and aerosol

concentrations, as well as natural climate forcing agents, such as the change in solar irradiation in the upper atmosphere. Accordingly, this chapter describes the evolution of European climate with respect to global climate model projections and several methods for increasing the spatial resolution of climate projections using regional models are introduced. The possible evolution of Austrian climate will be discussed using regional climate projections for the 21st century. Finally, a few case-study examples are used to display how information drawn from climate projections can be used in climate impact research.

KERNAUSSAGEN

- Ein weiterer Temperaturanstieg in Österreich ist zu erwarten (sehr wahrscheinlich). Dieser wird in der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts wegen der Trägheit des Klimasystems, der Langlebigkeit von Treibhausgasen in der Atmosphäre sowie der Trägheit der sozio-technischen Systeme nur wenig beeinflusst vom Emissionsszenario und beträgt etwa 1.4°C. Die Temperaturentwicklung danach wird durch die vom Menschen in den kommenden Jahren verursachten Treibhausgasemissionen sehr stark bestimmt und ist daher wesentlich beeinflussbar (sehr wahrscheinlich).
- Im 21. Jahrhundert ist eine Zunahme der Niederschläge im Winterhalbjahr und eine Abnahme im Sommerhalbjahr zu erwarten (wahrscheinlich). Im Jahresdurchschnitt zeichnet sich kein deutlicher Trend ab, da der Alpenraum im Übergangsbereich zwischen zwei Zonen entgegengesetzter Trends liegt (wahrscheinlich).
- Klimamodelle lassen für die Zukunft mehr Extremereignisse erwarten. Im 21. Jahrhundert werden Temperatur-extreme, z. B. die Anzahl der heißen Tage, deutlich mehr werden (sehr wahrscheinlich). Von Herbst bis Frühling werden starke und extreme Niederschläge wahrscheinlich zunehmen. Aussagen zu bisherigen Änderungen der Häufigkeit schadensverursachender Extremereignisse sind wegen unzureichender Datenlage mit erheblichen Unsicherheiten behaftet. Aussagen der Klimaszenarien hinsichtlich Intensität und Häufigkeit der Ereignisse in der Zukunft sind umso belastbarer je größer die räumlich/zeitliche Ausdehnung eines Extremereignisses (z. B. großräumige Trockenperioden) ist.
- Bei der Sonnenscheindauer zeigen die Klimamodelle keinen signifikanten Trend. Eine unterschiedliche saisonale Entwicklung analog zum Niederschlag ist wahrscheinlich.
- Vor allem für Aussagen über zukünftige Niederschlagsex-treme im Bereich des klimatisch komplexen Alpenraums bleibt ein erheblicher Forschungsbedarf bestehen.

- Für die regionale Klimamodellierung ist ein Verschmelzen von dynamischen und statistischen Methoden sinnvoll. Stärken der unterschiedlichen Ansätze werden kombiniert, um deren individuelle Schwächen zu kompensieren.
- Die regionale Klimamodellierung ist in Österreich sehr aktiv. Hier geht es speziell um eine bessere Abbildung jener Prozesse, die im Alpenraum relevant sind. Langfristig muss neben einer weiteren Verfeinerung der räumlichen Auflösung auch an die Integrierung weiterer Prozesse (insbesondere an der Landoberfläche) gearbeitet werden.

4.1 Globale Klimaprojektionen mit Bezug zu Europa

4.1 Global climate projections with respect to Europe

In Band 1, Kapitel 1 wurden bereits die globalen Klimamodelle diskutiert, mit deren Hilfe globale Klimaprojektionen durchgeführt werden. In diesem Abschnitt wird ein Überblick über die Ergebnisse globaler Klimamodelle in Europa gegeben. Da die räumliche Auflösung globaler Modelle relativ grob ist (die interpretierbaren räumlichen Skalen sind größer als einige 100 Kilometer; Good und Lowe, 2006), wird in diesem Abschnitt nicht detailliert auf Österreich oder den Alpenraum eingegangen. Die projizierte Klimaentwicklung Europas ist ein guter Indikator der Klimaentwicklung im Alpenraum, aber eine detailliertere regionale Analyse ist notwendig. Beispielsweise ist der von globalen Klimamodellen angezeigte Temperaturanstieg im Alpenraum um etwa 15 % größer als in einer Region, die ganz Europa (inklusive Teilen der begrenzenden Ozeane) überdeckt (Prein et al., 2011). Die detailliertere regionale Analyse mit regionalen Klimaprojektionen folgt in Band 1, Kapitel 4.

Die meisten der folgenden Ergebnisse beruhen auf einem Multi-Modell-Ensemble von 23 Klimaprojektionen mit globalen Klimamodellen, dem sogenannten CMIP3-Ensemble (Meehl et al., 2007) unter Verwendung der SRES Treibhausgasemissionsszenarien (siehe Band 1, Kapitel 1), welches auch die Grundlage für den 4. Sachstandsbericht (AR4) des Weltklimarates IPCC darstellt (Christensen et al., 2007). Diese Simulationen wurden in den letzten Jahren ausführlich analysiert und an dieser Stelle werden die Ergebnisse mit Europa bezug zusammengefasst. Mittlerweile wurde die nächste Ensemblegeneration CMIP5 (Taylor et al., 2012) globaler Klimasimulationen unter Verwendung neuer Szenarien des anthropogenen Klimaantreibs, der sog. RCP Szenarien (siehe

Band 1, Kapitel 1) veröffentlicht. Bisher wurden wenige detaillierte Analysen dieser globalen Simulationen für Europa veröffentlicht, allerdings haben Knutti und Sedláček (2013) gezeigt, dass die zeitlichen und räumlichen Temperatur- und Niederschlagsänderungen in CMIP3 und CMIP5 sehr ähnlich sind, wenn ähnliche Treibhausgasemissionsszenarien zugrunde gelegt sind (siehe Band 1, Kapitel 1; nach Rogelj et al. (2012) ist z. B. das in CMIP3 verwendete Szenario B1 (wahrscheinliche globale Erwärmung zwischen 1,1 und 2,9°C im Zeitraum 2090 bis 2099 im Vergleich mit dem Zeitraum 1980 bis 1999; IPCC (2007)) mit dem neueren Szenario RCP4.5 (wahrscheinliche globale Erwärmung zwischen 1,1 und 2,6°C im Zeitraum 2081 bis 2100 im Vergleich mit dem Zeitraum 1986 bis 2005; IPCC (2013): Summary for Policymakers) vergleichbar, wenn auch ein etwas beschleunigter globaler Temperaturanstieg in der ersten Hälfte und ein etwas reduzierter Anstieg in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts zu erwarten sind). Zukünftige Studien, die die CMIP5-Ergebnisse für Europa auswerten, lassen daher keine großen Überraschungen erwarten. Auch sind die regionalen Unsicherheiten der CMIP5-Simulationen in der Literatur auf der regionalen Skala noch nicht so eingehend diskutiert wie die der CMIP3-Simulationen. Beispielsweise simulieren die CMIP5-Modelle im Mittel einen stärkeren nordatlantischen Strahlstrom als die CMIP3-Modelle und als die Beobachtung zeigt (Cattiaux et al., 2013). Dies führt in den CMIP5-Simulationen zu einer Unterschätzung der Wintertemperaturen in Nordeuropa. Welche Auswirkungen dies auf getestete regionale Klimamodelle und Downscaling (siehe folgende Abschnitte) haben kann, ist bisher unklar. Eine erste kritische Betrachtung der Konsistenz der CMIP3/SRES- und der CMIP5/RCP-Simulationen ist in IPCC (2013), Working Group 1, Kapitel 12.4.9, zu finden.

Die CMIP3-Projektionen zeigen starke Unterschiede in den Klimaänderungssignalen für Nord- und Südeuropa (z. B. Christensen et al., 2007 und Giorgi und Coppola, 2007) durch den unterschiedlichen Einfluss der in Europa relevanten Klimaphänomene, wie nordatlantische Oszillation (NAO), außertropische Sturmsystembahnen und blockierende Wetterlagen. Deshalb werden diese zwei Gebiete häufig getrennt analysiert. Der Alpenraum liegt hierbei in der Übergangszone und wird daher von Prozessen, die in Nord- als auch in Südeuropa dominieren, beeinflusst.

4.1.1 Temperatur

In Abbildung 4.1 sind die CMIP3-Projektionen der Lufttemperatur über Europa (inklusive angrenzender Randmeere) dargestellt. Alle Modelle zeigen einen Temperaturanstieg. Bis

zur Mitte des Jahrhunderts resultieren die Emissionsszenarien B1, A1B und A2 in ähnlichen Temperaturzunahmen, welche zwischen 0,5 K bis 2,1 K betragen (je nach betrachtetem CMIP3 Ensemblemitglied und im Zeitraum 2031 bis 2050 im Vergleich zum Zeitraum 1971 bis 2000). Gegen Ende des Jahrhunderts (2071 bis 2100) steigt die Temperatur im A2-Szenario mit 3,1 K im Median (2,3 K bis 4,1 K Spannweite) wesentlich stärker als in den moderateren A1B- (Median: 2,7 K, Spannweite: 1,8 K bis 4,5 K) und B1 (Median 1,7 K, Spannweite: 1,3 K bis 3,2 K) Szenarien (Prein et al., 2011). Die mittleren Projektionen der CMIP5/RCP-Simulationen zeigen ähnliche Temperaturänderungen (für Zentraleuropa mehr als 1 K für das Szenario RCP2.6 und mehr als 5 K im pessimistischsten Szenario RCP8.5 bis Ende des 21. Jahrhunderts; IPCC (2013): WG1, Annex 1).

In Nordeuropa wird die stärkste Erwärmung im Winterhalbjahr erwartet. Christensen et al. (2007) erklären dies durch eine verkürzte Schneedeckendauer. In Südeuropa wird hingegen die stärkste Erwärmung im Sommer erwartet, was teilweise durch eine erhöhte Austrocknung des Bodens bedingt sein dürfte (z. B. Faggian und Giorgi 2009). Plavcová und Kyselý (2013) zeigen, dass sich in einigen CMIP3-Projektionen auch die Häufigkeit des Zirkulationsmusters Westwetterlage verschiebt: häufiger im Winter- und seltener im Sommer-

halbjahr. Dies kann das unterschiedliche Erwärmungsmuster durch die veränderte Zufuhr maritimer Luftmassen erklären. Eine Veränderung der atmosphärischen Zirkulation wird aber nicht als wesentlichste Ursache der projizierten Erwärmung angesehen (z. B. Rauthe und Paeth, 2004; Stephenson et al., 2006). In der freien Troposphäre (über der atmosphärischen Grenzschicht ~ 1000 bis 10000 m) ist die Temperaturzunahme stärker als in Bodennähe, was klimatologisch zu einem geringeren vertikalen Temperaturgradienten und potentiell zu einer Stabilisierung der Troposphäre führt (Prein et al., 2011).

Eine Intensivierung der interannualen Schwankungen der Sommertemperaturen ist wahrscheinlich (Giorgi und Bi, 2005; Rowell, 2005; Clark et al., 2006). Dies wird erklärt mit einer geringeren sommerlichen Bodenfeuchte, wodurch der dämpfende Effekt auf die Temperaturvariabilität durch Verdunstungskühlung und Wärmespeicherung im Boden verringert wird, und einem größeren Land-See-Kontrast im Sommerhalbjahr (Rowell, 2005; Lenderink et al., 2007; Senviratne et al., 2006; Hirschi et al., 2011). Damit würde ein beobachteter Trend in der Andauer von sommerlichen Hitzewellen in West- und Zentraleuropa fortgesetzt (Della-Marta et al., 2007). In Beobachtungsdaten im Alpenraum, die bis zu 250 Jahre zurückreichen, ist allerdings keine Intensivierung der interannualen Schwankungen von Monatsmittelwerten ersichtlich (Böhm et al., 2001; Hiebl et al., 2009). Des Weiteren zeigen die globalen Klimaprojektionen im Sommer einen Anstieg der Temperaturvariabilität auf Tagesbasis mit besonders starken Änderungen in südlichen und zentralen Teilen Europas (Hegerl et al., 2004; Meehl und Tebaldi, 2004; Clark et al., 2006). Dagegen wird eine Abnahme der winterlichen interannualen (Räisänen, 2001; Giorgi und Bi, 2005; Rowell, 2005) und täglichen (Hegerl et al., 2004; Kjellström et al., 2007) Temperaturvariabilität projiziert. Dies wird durch eine reduzierte Schneedeckendauer und eine starke Erwärmung der kalten Extreme erklärt.

Durch die generelle Erwärmung, zusammen mit den Veränderungen in der Variabilität, ist es sehr wahrscheinlich, dass Hitzewellen in Häufigkeit, Intensität und Dauer zunehmen werden (Barnett et al., 2006; Clark et al., 2006; Tebaldi et al., 2006; Senviratne et al., 2012; Kharin et al., 2013). Umgekehrt ist es sehr wahrscheinlich, dass die Anzahl von Frosttagen abnimmt (Tebaldi et al., 2006; Kharin et al., 2013).

4.1.2 Niederschlag, Luft- und Bodenfeuchte

In Bezug auf das Klimatelement Niederschlag ist die Übereinstimmung in den CMIP3-Projektionen wesentlich geringer als in Bezug auf Temperatur. Klar ersichtlich ist aber ein Nord-

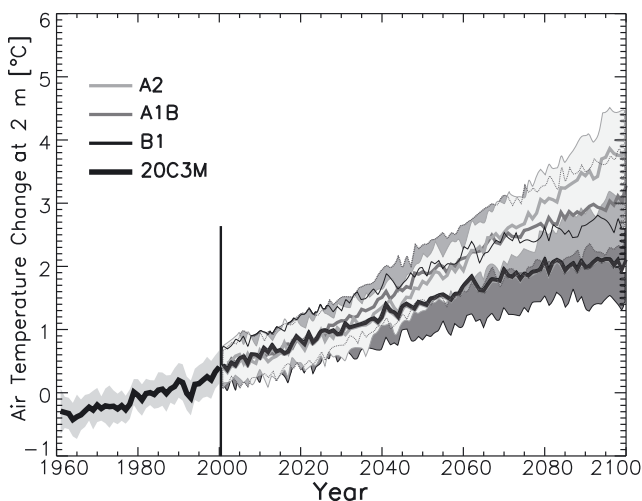


Abbildung 4.1 Änderung der bodennahen Temperatur im CMIP3-Ensemble über Europa (im Vergleich zur bodennahen mittleren Temperatur im Referenzzeitraum 1971–2000). Dicke Linien zeigen die Entwicklung der Ensemblemittelwerte für drei verschiedene Emissionsszenarien, Schattierungen zeigen die Standardabweichung des CMIP3-Ensembles. Adaptiert nach Prein et al. (2011)

Figure 4.1 Change in European near surface air temperatures from the CMIP3 ensemble (relative to the average temperature of the reference period 1971–2000). Thick lines indicate the multi-model mean of three different emission scenarios. Shaded areas indicate the standard deviation of the CMIP3 ensemble. Adapted after Prein et al. (2011)

Süd Kontrast in Europa mit einer zukünftigen Niederschlagsabnahme (der Mittel in 1980 bis 1999 und 2080 bis 2099) zwischen 4 % bis 27 % im Süden und einer Zunahme zwischen 0 % bis zu 16 % im Norden im A1B-Szenario (Christensen et al., 2007). Die Bereiche mit zu- und abnehmenden Niederschlägen unterliegen einer saisonalen Oszillation (Giorgi und Coppola, 2007), wobei sich die Zone mit Niederschlagsabnahmen im Sommer nach Norden und im Winter zurück nach Süden verschiebt. Diese Oszillation hängt mit einer saisonalen Nord-Süd-Migration eines Gebiets verstärkter antizyklonaler Zirkulation über dem nordöstlichen Atlantik zusammen (Giorgi und Coppola, 2007). Die Auswirkungen von Zirkulationsänderungen auf den Niederschlag thematisiert auch eine Studie von van Ulden und van Oldenborgh (2006). In dieser Studie wird gezeigt, dass es zu einem zusätzlichen Anstieg des Winterniederschlags in Zentraleuropa durch eine Intensivierung der Westwetterlagen kommen kann. Im Sommer hingegen ist eine Niederschlagsabnahme mit mehr Ostwetterlagen und antizyklonalen Strömungen verknüpft.

In Nord- und Zentraleuropa werden wahrscheinlich auch Niederschlagsextreme in Intensität und Häufigkeit zunehmen (z. B. Semenov und Bengtsson, 2002; Voss et al., 2002; Hegerl et al., 2004; Wehner, 2004; Kharin und Zwiers, 2005; Tebaldi et al., 2006; Benestad, 2007). Für den Mittelmeerraum ist eine Änderung von Extremniederschlägen ungewiss. Jedoch ist in Süd- und Zentraleuropa durch einen Rückgang der Anzahl von Niederschlagtagen (z. B. Semenov und Bengtsson, 2002; Voss et al., 2002; Heinrich et al., 2012) und eines Anstieges der Dauer der längsten Trockenperioden (z. B. Voss et al., 2002; Tebaldi et al., 2006) ein erhöhtes Risiko für Dürren wahrscheinlich. Dieselben Studien zeigen keine wesentlichen Änderungen in der Länge von Trockenperioden in Nordeuropa. Für den Zeitraum ab 1950 finden Sheffield et al. (2012) geringe Veränderungen in der globalen Dürrestatistik und warnen vor zu stark vereinfachender Diagnostik (z. B. dem Palmer Trockenheitsindex PDSI), die nicht ausreichend die komplexen Dürreprozesse und Rückkopplungen zwischen Temperatur-, Niederschlags-, Bodenfeuchteänderungen etc. berücksichtigt.

Eine sehr wahrscheinliche Folge des Temperaturanstiegs am Ende des 21. Jahrhunderts ist eine Verkürzung der Zeit in den Bedingungen für Schneefall herrschen und daher ist eine Verringerung der mittleren Schneehöhe in den meisten Regionen Europas zu erwarten (Rowell, 2005). Für den Alpenraum wird von einem Anstieg der Schneefallgrenze um 300–600 m bis zum Ende des Jahrhunderts (Gobiet et al., 2013), beziehungsweise mit etwa 120 m pro 1 K Erwärmung (Hantel und Maurer, 2011) gerechnet (siehe auch Abschnitt 4.3.3).

Mariotti et al. (2008) zeigen, dass die CMIP3-Projektionen mit sehr hoher Übereinstimmung im Mittelmeerbereich einen Rückgang von 20 % der Oberflächenwasserverfügbarkeit an Land und einen Anstieg 24 % des Frischwasserverlustes über dem Mittelmeer projizieren. Eine Abnahme der Bodenfeuchte im Mittelmeerraum und Zentraleuropa ist wegen der verringerten Niederschläge und der erhöhten Verdunstung im Frühling und Sommer sehr wahrscheinlich (Douville et al., 2002; Wang, 2005). In Nordeuropa stimmen die CMIP3-Projektionen bezüglich einer möglichen Bodenfeuchteänderung nicht überein (Wang, 2005).

Der projizierte Anstieg der spezifischen Feuchte in der Troposphäre ist konsistent mit einer erhöhten Wasserspeicherkapazität der Atmosphäre durch Erwärmung (z. B. Prein et al., 2011). Dies bedeutet im Mittel über Europa eine Zunahme der spezifischen Feuchte bis zu 30 % in der unteren Troposphäre bei gering veränderter relativer Feuchte. In den oberen Schichten der Troposphäre muss mit mehr als doppelt so hohem Anstieg (Prein et al., 2011) der spezifischen Feuchte gerechnet werden.

4.1.3 Wind

Ob Änderungen in den Windgeschwindigkeiten über Europa auftreten, ist ungewiss. Eine Reihe von Publikationen (z. B. Schmidt und von Storch, 1993; Bärring und von Storch, 2004; Alexanderson et al., 2000; Matulla et al., 2008; Matulla et al., 2012) zeigt, dass sich in den Beobachtungsdaten der letzten Jahrhunderte, die bereits von zunehmenden anthropogenen Treibhausgasemissionen geprägt waren, keine Veränderung der Sturmaktivität erkennen lässt. Mehrere Studien (z. B. Zwiers und Kharin, 1998; Knippertz et al., 2000; Leckebusch und Ulbrich, 2004; Prein et al., 2011) deuten auf einen Anstieg der mittleren und/oder extremen Windgeschwindigkeiten in Nord und/oder Zentraleuropa hin. Dies ist konsistent mit dem projizierten Anstieg des Nordatlantischen Oszillationsindex in den CMIP3-Projektionen (Meehl et al., 2007). Leckebusch et al. (2007) zeigen, dass für das Vereinigte Königreich und Deutschland ein Anstieg von durch Sturm verursachten Schäden von bis zu 37 % möglich ist. Daneben kann auch die interannuelle Variabilität von Extremereignissen steigen, wodurch sich das Risiko von extremen Sturmereignissen und dadurch induzierten Verlusten erhöhte (Leckebusch et al., 2007; Pinto et al., 2007). Im Alpenraum geben die Projektionen mit globalen Klimamodellen jedoch keine einheitlichen Hinweise auf zunehmende Windgeschwindigkeiten oder Windextreme (siehe auch Abschnitt 4.3.3).

4.1.4 Wetterlagen

Unter einer Wetterlage wird ein typischer Zustand der Atmosphäre über einem bestimmten Gebiet (z. B. Zentraleuropa) verstanden. Dabei wird meist ein zeitlicher Mittelwert aus mehreren Stunden (3-stündig bis 24-stündig) betrachtet. Zur Charakterisierung dieses Zustands werden räumliche Muster verschiedener Parameter, wie z. B. des Luftdrucks, des Geopotentials oder der Temperatur, verwendet (Phillip et al., 2010: EU COST Initiative 733).

Unterschiedliche Wetterlagen (z. B. die zyklonale Westlage) werden durch Variationen der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre ausgelöst. Die jeweiligen Wetterlagen bestimmen über charakteristische physikalische Prozesse (z. B. Staulage im Luv eines Gebirges) stark das lokale und regionale Wettergeschehen über dem jeweiligen Gebiet. Ist aus langjährigen Wetterbeobachtungen ein empirischer Zusammenhang zwischen lokalem und regionalem Wettergeschehen mit bestimmten Wetterlagen bekannt, dann lässt sich durch Bestimmung der Statistik der Wetterlagen, die aus globalen Klimaprojektionen schätzbar ist, auch Information über die lokale und regionale Klimaentwicklung ableiten. Dies setzt eine Stationarität des empirisch gefundenen Zusammenhangs auch für eine zukünftige Klimaentwicklung voraus. Mögliche Prozessketten, die globale Phänomene (z. B. El Niño-Southern Oscillation, Madden-Julian-Oscillation) über Wetterlagen mit dem regionalen Wetter und Klima im Alpenraum verknüpfen, sind in Wanner et al. (1997) dargestellt. Insbesondere extreme Wetterereignisse sind nicht zufällig in ihrem Auftreten, sondern sind systematisch mit bestimmten Zirkulationsmustern und Wetterlagen verbunden (Jacobeit et al., 2009).

Neben der Statistik der Wetterlagen (Häufigkeit, Andauer, Abfolge) kann es auch zu Veränderung der Ausprägung typischer Wetterlagen (z. B. wärmere Luftmasse bei ähnlichen Druckmustern) kommen. Ein Teil des über Europa beobachteten Temperaturanstiegs (im Zeitraum 1850 bis 2003) lässt sich durch eine Veränderung der Häufigkeit bestimmter Wetterlagen erklären (Phillip et al., 2007). Ob die Veränderung der täglichen Zirkulationsmuster rein zufälliger Natur ist oder durch die globale Erwärmung ausgelöst wird, bleibt darin zunächst offen. Zu Beginn des 20. Jahrhunderts dominierten in Mitteleuropa bis in die späten 1920er Jahre hinein zonale (Ost-West gerichtete) Zirkulationsformen. Danach zeigt sich bis Mitte der 1970er Jahre eine Zunahme der Häufigkeit von meridionalen Zirkulationsformen (Wanner et al., 1997). Bis zum Ende des 20. Jahrhunderts wurde eine stetige Zunahme des Luftdrucks im Alpenraum beobachtet, die sich durch eine deutliche Zunahme in der Andauer von antizyklonalen

Wetterlagen (im Allgemeinen Hochdruckgebiete) über West- und Südwesteuropa erklären lässt. Im Bereich der Westalpen nahmen im Zeitraum 1946 bis 1994 so genannte konvektive Wetterlagen zu Lasten von advektiven Wetterlagen zu. Die Trends sind im Winter am stärksten und werden durch eine Zunahme der Persistenz von Hochdruckgebieten verursacht (Stefanicki et al., 1998). Im Zeitraum 1979 bis 2002 finden Fricke und Kaminsky (2002) eine ausgeprägte Zunahme von Südwest-Wetterlagen bei einer gleichzeitigen Abnahme von Nordwestwetterlagen. Des Weiteren hat die Häufigkeit von zyklonalen Westlagen – solche bei denen ein Tiefdruckgebiet vom Atlantik her ostwärts über Europa zieht – vor allem im Sommerhalbjahr der Jahre 1881 bis 1998 abgenommen. In einer anderen Arbeit (Albrecht und Dietzer, 2006) wurden für Süd-Deutschland meridionale-, zonale- und gemischte Zirkulationsformen hinsichtlich Langzeittrends untersucht. Im Winterhalbjahr nehmen dabei von 1950 bis 2000 zonale Zirkulationsformen deutlich ab, meridionale hingegen zu. Die Ergebnisse für das Sommerhalbjahr sind von einer starken multidekadischen Variabilität geprägt und zeigen keine signifikanten Trends.

Zusammenfassend nimmt in Mitteleuropa bis dato der Einfluss meridionaler Zirkulationsformen zu wohingegen der Einfluss von Wetterlagen, die vom Atlantik her kommen, zurückgeht. Es existieren bereits für die Vergangenheit Unterschiede zwischen den verschiedenen Untersuchungen, da die Ergebnisse von der Festlegung des Untersuchungsgebiets und der Wahl der Wetterlagenklassifikation abhängen.

Veränderungen der großräumigen Zirkulation in der Klimazukunft werden mit Hilfe von globalen Klimamodellen untersucht. In einer Studie konnten von 23 untersuchten Klimamodellen lediglich acht Modelle die beobachtete Zirkulation und ihre Variabilität über Europa gut wiedergeben (van Ulden und van Oldenborgh, 2006). Zu einem sehr ähnlichen Ergebnis kommen auch Casado und Pastor (2011). Riediger und Gratzki (2014) untersuchen die simulierten Wetterlagen in einem Ensemble von sechs globalen Klimamodellen für den Zeitraum 1971 bis 2000 und zeigen, dass die Unsicherheit der Wetterlagenhäufigkeit des mittleren absoluten Fehlers des Ensemblemittels bei knapp 2 % liegt. Dabei werden Westlagen insbesondere im Sommerhalbjahr zu häufig und Ostlagen zu selten simuliert.

In der Klimazukunft zeigt sich in den Simulationen der Globalmodelle eine Zunahme der Häufigkeit und Verstärkung von antizyklonalen Zirkulationsformen über dem Westen und Südwesten Europas (Abbildung 4.2; Riediger und Gratzki, 2014). Das sommerliche Azorenhoch erstreckt sich demnach weiter nach Nordosten bis über Europa (z. B. Belleflamme,

2011). Plavcová und Kyselý (2013) folgern allerdings aus Untersuchungen von Projektionen dreier verschiedener globaler Modelle, dass nur eine winterliche Erwärmung in Zentraleuropa durch eine Veränderung der Wetterlagenstatistik erklärt wird (durch die Zunahme von Westlagen). Hier wird ein dringender Forschungsbedarf in Bezug auf die Stationarität des Zusammenhangs von Wetterlagen und lokalem und regionalem Klima deutlich.

4.2 Regionale Klimamodellierung

4.2 Regionale climate modelling

4.2.1 Einleitung

Auch wenn große Fortschritte bei der Entwicklung von globalen Klimamodellen gemacht wurden und die Prozesse, die auf Skalen von einigen hundert Kilometern erfassbar sind, adäquat abgebildet werden, ist es mit Klimaprojektionen globaler Klimamodelle nicht möglich, direkt auf regionale oder lokale Klimaänderungen zu schließen (von Storch et al., 1993; von Storch 1995; Meehl et al., 2007). Die räumliche und zeitliche Information ist somit für die Klimafolgenforschung, welche die Auswirkungen von Klimaszenarien auf sozio-ökonomische Strukturen und Ökosysteme abschätzt, nicht ausreichend (Lerner et al., 2000; Maraun et al., 2010). Um Aussagen über die

Auswirkungen des Klimawandels in Österreich treffen zu können, sind daher hochaufgelöst modellierte Klimaentwicklungen (mit räumlichen Gitterauflösungen von wenigen 10 km und besser) im Europäischen Alpenraum für die Vergangenheit und die Zukunft nötig.

Verfahren, welche die Projektionen der globalen Modelle unter Berücksichtigung regionaler und lokaler Prozesse (z. B. detaillierte Orographie, Land-See Kontraste) auf die gewünschten kleinen Skalen hinunterskalieren, werden „Downscaling“-Verfahren (von Storch et al., 1993) genannt. Grundlegende Annahmen beim Downscaling sind, dass das regionalskalige Klimageschehen vom großräumigen Klimageschehen bestimmt wird und dass das großräumige Klimageschehen in den globalen Klimaprojektionen realistisch wiedergegeben wird. In der Klimamodellierung werden zwei grundlegende Downscaling-Zugänge unterschieden:

- Dynamisches Downscaling basiert auf Verfahren zur Lösung der physikalischen Grundgleichungen, die auch kleinskalige physikalische Prozesse der Atmosphäre beschreiben, die nicht von globalen Klimamodellen erfasst werden. Dies kann durch Anwendung eines regionalen Klimamodells mit hoher räumlicher Auflösung des Rechengitters für einen kleinen geographischen Ausschnitt erreicht werden (vgl. Giorgi und Bates, 1989; Giorgi und Mearns, 1991).

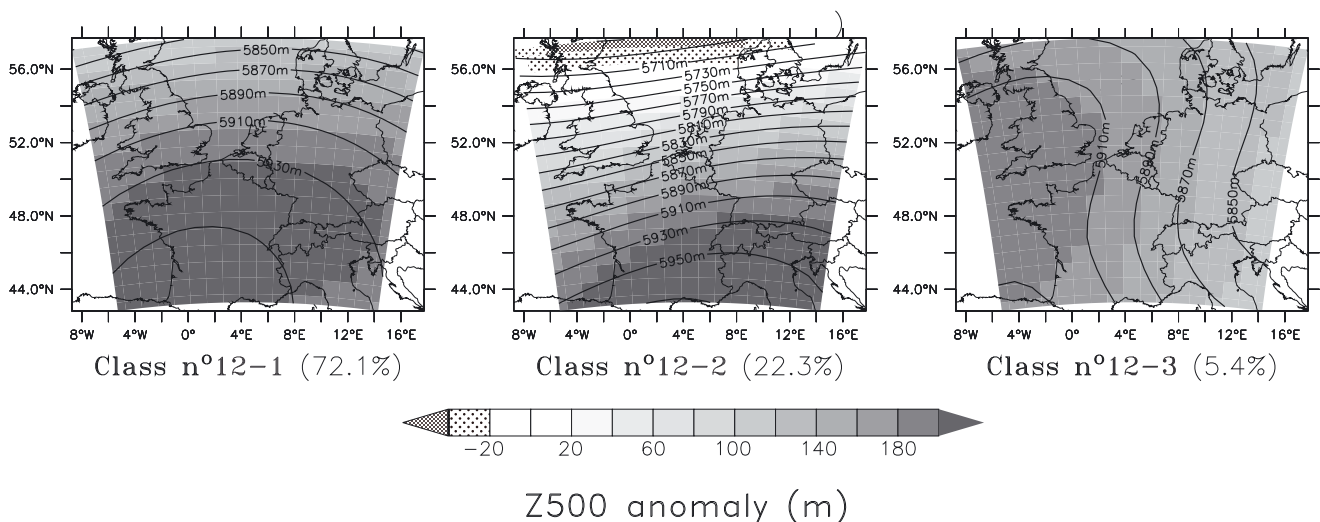


Abbildung 4.2 Anomalien der geopotentiellen Höhe auf dem Druckniveau 500 hPa im Globalmodell HadGEM1 bei Verwendung des Szenarios SRES A1B (2081–2100 minus 1961–1990). Über Westeuropa kommt es zu einem Druckanstieg durch das sich nach Osten ausdehnende Azorenhoch. Adaptiert nach Belleflamme et al. (2011)

Figure 4.2 Anomaly of the geopotential height at the 500 hPa level in the global model HadGEM1 and the SRES A1B scenario (2081–2100 minus 1961–1990). The pressure in Western Europe is increasing, due to an eastwards extension of the Azores High. Adapted after Belleflamme et al. (2011)

- Empirisches/statistisches Downscaling verwendet Informationen aus den globalen bzw. regionalen Klimaprojektionen (z. B. die zeitliche Abfolge von Wetterlagen) und auf der lokalen Skala (z. B. Beobachtungszeitserien der Temperatur einer Messstation und anderer Parameter für die Klimaprojektionen gemacht werden sollen). Diese Informationen werden mit statistischen Methoden in Beziehung gesetzt. Der abgeleitete statistische Zusammenhang ermöglicht es, eine lokalskalige Klimaentwicklung bei gegebenen globalen (regionalen) Klimaprojektionen abzuschätzen (vgl. von Storch et al., 1993).

Diese beiden Zugänge basieren zwar auf unterschiedlichen Prinzipien, werden in der modernen Klimamodellierung jedoch ergänzend eingesetzt, um bestmögliche regionale und lokale Klimaprojektion zu erstellen. Im folgenden Abschnitt 4.2.2 werden die Methoden der regionalen Klimamodellierung vorgestellt, diskutiert und verglichen. Abschnitt 4.2.3 gibt einen Überblick über die Aktivitäten der regionalen Klimamodellierung mit Bezug auf Österreich und Abschnitt 4.2.4 fasst den aktuellen Forschungsbedarf in der regionalen Klimamodellierung zusammen. Dies ergibt eine notwendige Hilfestellung bei der Bewertung der Ergebnisse regionaler Klimaprojektionen, die in Abschnitt 4.3 zusammengefasst werden.

4.2.2 Methoden in der regionalen Klimamodellierung

Dynamisches Downscaling

Die Funktionsweise von regionalen Klimamodellen (RCM) entspricht etwa der Funktionsweise von globalen Klimamodellen (siehe Band 1, Kapitel 1). Zentrales Element ist ein numerischer Lösungsalgorithmus, der die physikalischen Grundgleichungen, welche die Prozesse in der Atmosphäre beschreiben, näherungsweise löst. Dazu ist ein Rechengitter notwendig, welches die Auflösung des Klimamodells bestimmt. Ein feineres Rechengitter erlaubt eine bessere Darstellung der Orographie und anderer Prozesse im Modell (siehe Abbildung 4.3). Variablen, die durch den Lösungsalgorithmus auf dem Rechengitter berechnet werden, werden als prognostische Variablen (üblicherweise Druck, Temperatur, Geschwindigkeitskomponenten sowie ein Maß für die Feuchte der Luft) bezeichnet (vgl. Pielke, 2001). Alle kleinere skalierten Prozesse, welche durch das Rechengitter nicht mehr erfasst werden können, werden sub-gitterskalige Prozesse genannt und auf Zusammenhänge der prognostischen Variablen zurückgeführt und vereinfacht abgebildet. Diese vereinfachte

Abbildung wird als „Parametrisierung“ bezeichnet (vgl. Pielke, 2001; Stensrud, 2007). Parametrisiert werden müssen z. B. der Strahlungsgang durch die Atmosphäre, die planetare Grenzschicht, hochreichende Konvektion, Phasenumwandlung von atmosphärischem Wasser sowie Interaktionen zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre. Regionale Klimamodelle bieten heute auch die Möglichkeit des Ankoppelns komplexer externer Modelle, um je nach Anwendungsfall wichtige Komponenten des Klimasystems adäquat zu erfassen (z. B. regionale Ozeanmodelle, Modelle der Atmosphärenchemie, Boden-Vegetations-Modelle).

Die Entwicklung von regionalen Klimamodellen startete mit der steigenden Wahrnehmung des Klimawandels in den 1980er Jahren (Dickinson et al., 1989; Giorgi und Bates, 1989; Giorgi, 1990; Giorgi und Mearns, 1991). Das regionale Klimamodell „REGional Climate Model“ (RegCM), war das erste Modell, das für regionale Klimasimulationen von Filippo Giorgi und seinem Team am „National Center for Atmospheric Research“ (NCAR) in den USA entwickelt wurde. Es leitete sich von einem damals operationellen regionalen Wettervorhersagemodell ab. Änderungen und Modifikationen in der Modellierung des Strahlungsgangs, der Interaktion zwischen Biosphäre und Atmosphäre, der planetaren Grenzschicht, der Cumulus-Konvektion und der Phasenumwandlung des Wassers in der Atmosphäre machten aus dem meteorologischen Vorhersagemodell ein Modell, das sich für Klimastudien eignete. Mittlerweile gibt es eine Reihe weiterer regionaler Klimamodelle: HIRHAM (Christensen et al., 1996), REMO (Jacob und Podzun, 1997), ALADIN-Climate (Farda et al., 2010), COSMO-CLM (Böhm et al., 2006) und weitere. Diese Modelle werden von Entwicklungsgemeinschaften weiterentwickelt und betrieben. Beispielsweise wird das Modell REMO wesentlich am Max-Planck Institut für Meteorologie, Hamburg, dem Climate Service Centre, Hamburg, und anderen Einrichtungen verwendet. COSMO-CLM wird von der CLM Community¹ mit derzeit etwa 50 institutionellen Mitgliedern weiterentwickelt und verwendet.

Die verschiedenen Modelle sind in ihrer Struktur sehr ähnlich, unterscheiden sich aber in spezifischen Anpassungen für die Abbildung bestimmter Prozesse. Die genannten Modelle wurden in einer Vielzahl von Studien in Europa angewendet (siehe Abschnitt 4.3). HIRHAM zielt vor allem auf die Simulation des Klimas hoher Breiten, wie der Arktis (Dethloff et al., 1996), Skandinaviens (Christensen et al., 1998) und der Antarktis (van Lipzig et al., 1998), ab. Mit COSMO-CLM besteht auch große Erfahrung in tropischen Klimaten (Dobler

¹ www.clm-community.eu

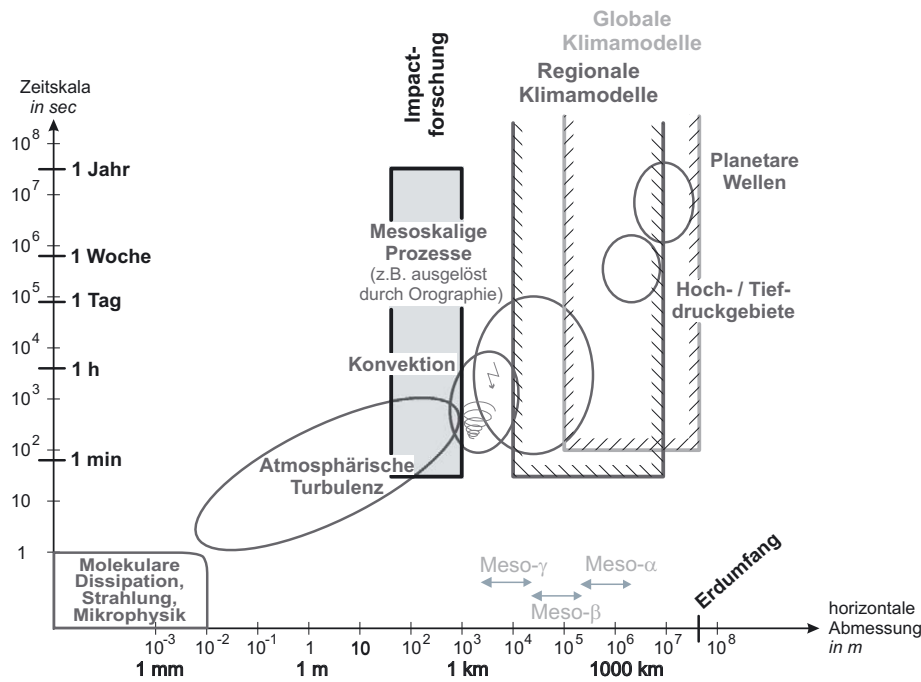


Abbildung 4.3 Atmosphärische Prozesse und deren Einteilung in Skalen. Die Wirkungsbereiche moderner globaler (hellgrau) und regionaler (dunkelgrau) Klimamodelle sowie die Anforderungen aus der Impactforschung (schwarz) sind schematisch dargestellt. Adaptiert nach: Deutscher Wetterdienst DWD

Figure 4.3 Typical scales of atmospheric processes. The resolved scales in state-of-the-art global climate models are indicated in light grey, regional models in dark grey and relevant scale in impact research in black. Adapted after: Deutscher Wetterdienst, DWD

und Ahrens, 2011; Kothe et al., 2013; Panitz et al., 2013). Es ist daher vorteilhaft, Ensembles von Projektion verschiedener Modelle zu untersuchen, um die jeweiligen Vorteile der verschiedenen Modelle zu nutzen.

Der Vorteil des feineren Rechengitters geht einher mit höheren Rechenkosten, daher berechnen die regionalen Modelle Klimaprojektionen auf einem geographisch begrenzten Gebiet. Dazu benötigen sie Informationen über den Zustand der Atmosphäre an den seitlichen Rändern des Rechengebietes (seitliche Randbedingungen) sowie detaillierte Informationen über die Beschaffenheit der Erdoberfläche (untere Randbedingungen). Üblicherweise werden die seitlichen Randbedingungen durch globale Klimaprojektionen oder (zum Zweck der Modellevaluation) durch Re-Analysedaten (Re-Analysen sind die beste mit Hilfe von Beobachtungsdaten gewonnene Beschreibung des vergangenen Wettergeschehens auf einem globalen Gitternetz) vorgegeben. Die Erdoberfläche (Seehöhe, Landnutzung, etc.) wird durch verfügbare Beobachtungsdatensätze beschrieben.

Regionale Klimamodelle lassen sich auch durch größere regionale Klimaprojektionen an den seitlichen Rändern antreiben. Dadurch lässt sich der Detailgrad der Klimaprojektionen sukzessive erhöhen. Dieses spezielle Verfahren wird als „nesting“ bezeichnet. Es existieren auch regionale Modelle, in denen ein grobes und ein feineres Nest interagieren (Smolarkiewicz und Grell, 1992). So ist man in der Lage, ein breiteres Spektrum an unterschiedlichen Skalen sowie skalenübergreifende Wechselwirkungen besser zu erfassen. Allerdings werden

durch zusätzliche Nestungsstufen auch Störungen und damit Modellunsicherheiten über die Gittersprünge an den Rändern in die Simulationen eingebracht. Eine Diskussion dieser Problematik findet sich in Beck et al. (2004) für die Anwendung eines regionalen Klimamodells im Alpenraum.

Alternativ zu diesen Nestungsstrategien gibt es einige wenige globale Klimamodelle, die eine variable horizontale Gitterauflösung erlauben. Diese Modelle können über der Region, die von speziellem Interesse ist, fokussieren. Ein wichtiges Beispiel ist das Modell ARPEGE-Climate (Déqué et al., 1994) des französischen Wetterdienstes Météo France, welches skalenübergreifende Wechselwirkungen auf dem Rechengitter gut abbilden kann, aber auch auf sehr verschiedenen Skalen sub-gitterskalige Prozesse parametrisieren muss, wodurch Unsicherheiten in die Simulationen eingebracht werden.

Durch die begrenzte Gitterauflösung, die notwendigen Parametrisierungen, nicht perfekte Randbedingungen und physikalische Eingangsparameter (Orographie, Landbedeckung, etc.) haben die regionalen Klimaprojektionen mit dynamischem Downscaling Unsicherheiten. Im Folgenden werden beispielhaft einige Evaluationsstudien von Simulationen zur Bestimmung von Unsicherheiten mit dem regionalen Klimamodell COSMO-CLM (CCLM) diskutiert. Dabei liegt der Schwerpunkt der Diskussion auf dem Alpenraum. Eine generelle Diskussion von Modellunsicherheiten findet in Band 1, Kapitel 1 sowie im nachfolgenden Abschnitt 4.2.3.

Abbildung 4.4 zeigt den Median des mittleren saisonalen Fehlers der Temperatur für den gesamten Alpenraum aus

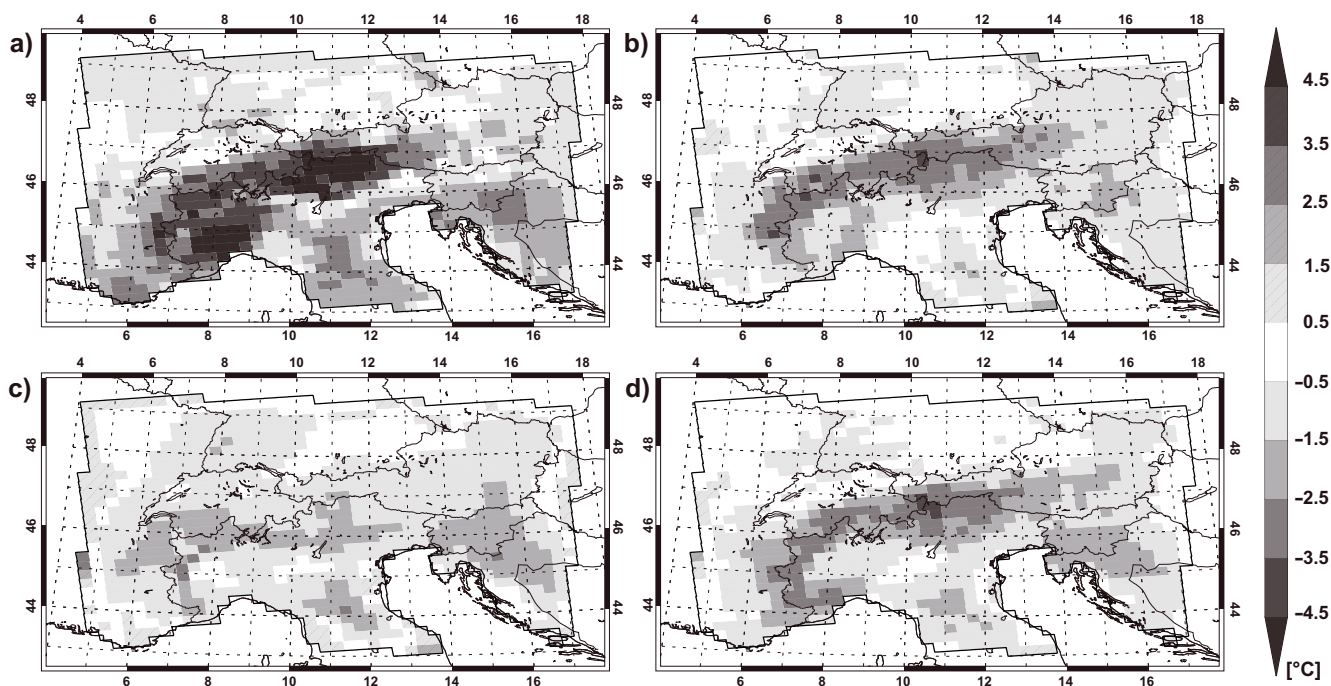


Abbildung 4.4 Median der Abweichungen (Bias) der mittleren saisonalen Temperaturen aus 8 Sensitivitäts-Simulationen des regionalen Klimamodells COSMO-CLM für den Alpenraum von Beobachtungswerten: a) Winter (DJF), b) Frühling (MAM), c) Sommer (JJA), d) Herbst (SON). Blaue Flächen: das RCM ist zu kalt; Rote Flächen: das RCM ist zu warm. Quelle: Suklitsch et al. (2008)

Figure 4.4 Median of the bias of the mean seasonal temperature of 8 simulations of the regional climate model COSMO-CLM in the Alpine region: a) winter (DJF), b) spring (MAM), c) summer (JJA), d) fall (SON). Blue areas indicate a cold bias and red areas a warm bias. Source: Suklitsch et al. (2008)

unterschiedlichen Sensitivitäts-Simulationen mit CCLM, welches mit Re-Analyse Daten (ERA-40) angetrieben wurde (Suklitsch et al., 2008). Die Temperaturen werden in jeder Jahreszeit unterschätzt und umspannen Werte zwischen 0°C und -4°C für Österreich. Deutlich ist auch eine Zunahme des mittleren Fehlers in alpinen Gebieten, außer im Sommer, zu erkennen. Zu sehr ähnlichen Resultaten kommt eine Untersuchung (auch für CCLM) von Haslinger et al. (2013), aber mit eher geringerer Temperaturunterschätzung in den Flachländern nördlich des Alpenhauptkamms von $0,0^{\circ}\text{C}$ bis $-1,5^{\circ}\text{C}$ und einer deutlichen Zunahme des mittleren Fehlers mit der Seehöhe (Abweichungen von $-3,0^{\circ}\text{C}$ bis $-4,0^{\circ}\text{C}$ über 1 000 m Seehöhe). Als mögliche Gründe für diesen Temperaturfehler können Effekte einer Überschätzung der Wolkenbedeckung oder aber auch Fehler in der Simulation der Oberflächenenergiebilanz genannt werden (vgl. Jaeger et al., 2008; Kothe et al., 2011).

Bei derselben Klimasimulation (Haslinger et al., 2013) bewegt sich der mittlere Fehler des Niederschlags in Österreich in Bereichen von 0 % bis +40 % in den nördlichen Flachländern, in den südöstlichen Gebieten wird der Niederschlag eher unterschätzt mit 0 % bis -20 %. Sehr deutlich ist der mittlere Fehler wiederum, ähnlich wie bei der Temperatur, in

den alpinen Bereichen: hier werden die Niederschlagsmengen teilweise um 70 % und mehr überschätzt. Wesentlich ist auch die Betrachtung der Häufigkeitsverteilung des simulierten Niederschlags. Starke Über- bzw. Unterschätzung der Anzahl der Tage mit Niederschlag oder der Niederschlagsintensität kann zu Kompensationseffekten führen. Eine Überschätzung der Intensität bei gleichzeitiger Unterschätzung der Tage mit Niederschlag kann zu sehr geringem mittleren Fehler führen, obwohl die Häufigkeitsverteilung im Modell nicht mit den Beobachtungen übereinstimmt (vgl. Dobler und Ahrens, 2008; Haslinger et al., 2013).

In Vautard et al. (2013) wurde eine Reihe von Modellsimulationen im Rahmen des Projekts EURO-CORDEX (siehe Tabelle 4.1) hinsichtlich Ihrer Fähigkeit, Hitzewellen realistisch wiederzugeben, evaluiert. Die regionalen Rechengitter hatten eine horizontale Gitterdistanz von entweder 50 km oder 12 km. Es zeigte sich, dass insbesondere die größeren Simulationen die Anzahl der Hitzetage in Hitzewellen überschätzten, die jährliche Abfolge der Hitzewellen der Vergangenheit aber gut wiedergegeben wurde.

Der mittlere Fehler in regionalen Klimasimulationen eines Modells wurde in Bezug auf Windgeschwindigkeiten und -richtungen beispielsweise von Truhetz et al. (2007) unter-

Tabelle 4.1 Zusammenstellung von regionalen Klimamodellierungen, die auch Österreich abdecken

Table 4.1 Collection of regional climate model results that include Austria

Projekt	Region	Gitterdistanz	Szenario	Webadresse
EURO-CORDEX	Europa	50 km, 12 km	RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5	http://www.euro-cordex.net
PRUDENCE	Europa	50 km	SRES A2	http://www.prudence.dmi.dk
reclip:century	Europa, GAR	50 km, 10 km	SRES A1B, B1, A2	http://reclip.ait.ac.at/reclip_century/
ReCliS:NG	GAR	10 km	RCP 2.6, RCP4.5	http://www.uni-graz.at/igam7www/igam7www_forschung/igam7www_reloclim/igam7www_reloclim_projekte/igam7www_reclis_ng.htm
ENSEMBLES	Europa	50 km, 25 km	SRES A1B (A2)	http://ensembles-eu.metoffice.com/
CECILIA	verschiedene europäische Subregionen	10 km	SRES	http://www.cecilia-eu.org/
ALP-IMP	Europe	11 km	Hindcast	http://www.zamg.ac.at/ALP-IMP/

sucht. Die Simulationen wurden mit ERA-40 Re-Analyse-Daten angetrieben und im Gebiet der Hohen Tauern analysiert. Bei einer räumlichen Auflösung von 10 km zeigte das Modell einen mittleren Fehler von $-1,8$ m/s und einen Root Mean Square Error von $6,3$ m/s im Vergleich zu Beobachtungsdaten von sechs Stationen im Untersuchungsgebiet. Abbildung 4.5 zeigt die Verteilung der Fehler von modellierten instantanen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von beobachteten 10-Minuten Mittelwerten. Dabei wird deutlich, dass vor allem die Klassen mit niedrigen Geschwindigkeiten bis $3,0$ m/s überschätzt und die Klassen höherer Geschwindigkeiten in zunehmendem Maße unterschätzt werden.

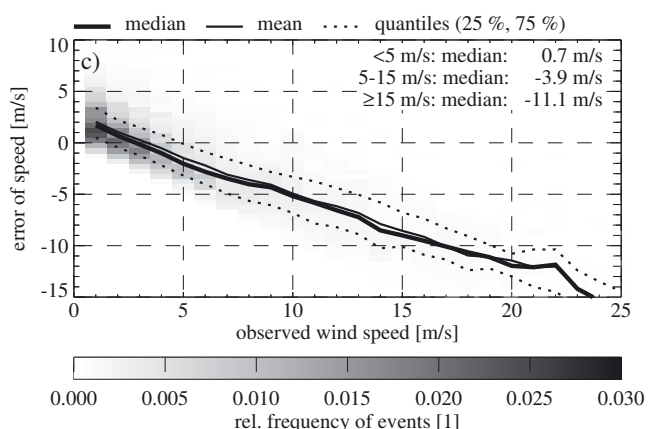


Abbildung 4.5 Unterschiede zwischen modellierten (instantane Modellwerte mit 10 km Auflösung) und beobachteten (10-Minuten Mittelwerte) Windgeschwindigkeiten an sechs repräsentativen Bodenstationen im Gebiet der Hohen Tauern. Adaptiert nach Truhetz et al. (2007)

Figure 4.5 Differences between modelled (model value with 10 km spatial resolution) and observed wind speed at 6 representative stations within the Hohen Tauern. Adapted after Truhetz et al. (2007)

Bei Klimasimulationen und daraus abgeleiteten Klimaänderungssignalen spielen Modellfehler eine bedeutende Rolle: sie sind mitverantwortlich für Unsicherheiten in Klimaänderungssignalen (Palmer et al., 2005). Prein et al. (2011) haben untersucht, wie sich einzelne Unsicherheitskomponenten (natürliche Klimavariabilität, Wahl des Modells, Wahl des Emissionsszenarios) zueinander verhalten. Sie konnten feststellen, dass Unsicherheiten in der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts in Europa hauptsächlich (zwischen 50 % und 85 %) aus der Wahl des globalen Klimamodells resultieren, während der Anteil der Emissionsszenarios unter 10 % liegt. Erst in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts gewinnen die Emissionsszenarios zunehmend an Bedeutung und erreichen etwa 35 %. Bei Klimaänderungssignalen aus regionalen Klimamodellen sind deren Unsicherheiten zusätzlich zu berücksichtigen. Déqué et al. (2007, 2012) haben die relativen Beiträge von globalen und regionalen Klimamodellen zur Gesamtunsicherheit in Europa untersucht: mit Ausnahme des Sommerniederschlags sind die Beiträge der globalen Klimamodelle im Allgemeinen größer als die der regionalen Modelle. Diese Aussage trifft auch für den Alpenraum zu. Heinrich und Gobiet (2011) konnten zeigen, dass die Beiträge der regionalen Klimamodelle an der Gesamtunsicherheit der Niederschlagsänderung in der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts im Frühling und Sommer etwa 50 % bis 65 % (je nach Region) betragen. Bei der Bewertung von Klimaänderungssignalen müssen diese Unsicherheiten mitdiskutiert werden.

Empirisch / statistisches Downscaling

Die wesentliche Idee des empirischen Downscaling besteht darin, ein statistisches Modell zu formulieren, welches die interessierende, regional- bzw. lokalskalige Klimavariablen (den

Prädiktand) abhängig von großskaligen Feldern (den Prädiktoren) formuliert. Das statistische Modell bildet die Beziehung zwischen dem großskaligen und dem lokalskaligen Wettergeschehen ab. Diese Vorgangsweise erinnert an die Arbeit eines Prognostikers, dessen Erfahrungsschatz es ihm erlaubt aus dem großskaligen Zustand der Atmosphäre auf die regionale Ausbildung des Wetters zu schließen. Für die Entwicklung des statistischen Modells müssen regional- bzw. lokalskalige Beobachtungszeitreihen des Prädiktanden und Zeitreihen der Prädiktoren für denselben Zeitraum verfügbar sein.

Statistische Verfahren sind relativ einfach realisierbar, benötigen vergleichsweise wenig Computerressourcen und kein detailliertes Wissen über die Beschaffenheit des Geländes. Daher stehen empirische Verfahren einem weiten Kreis von Anwendern offen.

Das empirisch/statistische Downscaling beruht auf folgenden Voraussetzungen:

- Die gewählten Prädiktoren bestimmen die regionale Variabilität des Prädiktanden und werden von einem Klimamodell realistisch beschrieben;
- Die Klimaänderung wird von den Prädiktoren erfasst;
- Die abgeleitete, empirische Beziehung zwischen den Skalen bleibt unter geänderten Klimabedingungen bestehen.

Gängige empirische Downscaling-Verfahren sind die Klassifikationsverfahren, die Wettergeneratoren und die Transferfunktionen, welche im Folgenden kurz beschrieben werden.

Klassifikationsverfahren

Klassifikationsverfahren definieren zuerst Wetterlagen und koppeln sie dann an regionalskalige Klimavariablen (z. B. Bárdossy et al., 1995). Die Gewichtung der regionalskaligen Zustände mit der Häufigkeit der dazugehörigen Wetterklassen ergibt das regionalskalige Klima. Verändert sich die Verteilung der Wetterklassen (z. B. in beobachtetem oder projiziertem Klima) im Laufe der Zeit, spricht man von Klimaänderung, die sich dann auch im regionalskaligen Klima ausdrückt. Die Leistung derartiger Verfahren ist davon bestimmt, inwieweit die grobskalige Klimavariabilität durch die Wetterklassen erfasst wird.

Das statistisch-dynamische Downscaling und die Analogmethode sind Beispiele für Klassifikationsverfahren. Statistisch-dynamisches Downscaling (Frey-Buness et al., 1995; Fuentes und Heimann, 2000) fußt auf regionalen Klimamodellsimulationen zur Erzeugung regionalskaliger Strukturen für die verschiedenen Wetterlagen. Diese werden für jede Klasse berechnet. Damit nutzt dieser Zugang die Vorzüge von

dynamischem (Beschreibung physikalischer Prozesse mittels dynamischer Modelle) und empirischem (z. B. geringe Rechenzeit) Downscaling. Ein Nachteil ist, dass die Entwicklung eines regionalen Gedächtnisses, welches sich in langzeitlichen regionalen Klimasimulationen entwickeln kann (z. B. über den Wassergehalt in tieferen Bodenschichten), in den kurzen Wetterlagensimulationen nicht möglich ist. Dies wird teilweise ausgeglichen, durch den Vorteil einer Vermeidung von Fehlerakkumulation in den Simulationen.

Die Analogmethode (Zorita et al., 1995; Zorita und von Storch, 1999) sucht zu jedem grobskaligen/synoptischen atmosphärischen Muster die ähnlichste Entsprechung (das „Analogon“) aus einem vorhandenen Datenpool von Beobachtungen. Die lokalskaligen Beobachtungswerte, die dem großskaligen Analogon aus dem Datenpool entsprechen, werden dann dem grobskaligen/synoptischen atmosphärischen Muster (etwa aus einer globalen Klimaänderungssimulation) zugeordnet. Neben der Wahl der Prädiktoren ist die Leistung der Analogmethode abhängig davon, in wie vielen räumlichen Dimensionen die Suche durchgeführt wird, ob nur ein synoptisches Muster oder eine Sequenz von Mustern Verwendung findet und welches Distanzmaß zur Beurteilung von Ähnlichkeit herangezogen wird (Matulla et al., 2007b). Neben seiner vergleichsweise Einfachheit besteht ein weiterer Vorteil des Verfahrens gegenüber linearen empirisch/statistischen Downscaling-Verfahren darin, dass die meist statistisch normalverteilten synoptischen Felder zur Erzeugung von nicht normalverteilten regionalen Variablen (z. B. täglicher Niederschlag) verwendet werden können.

Wettergeneratoren

Wettergeneratoren geben die statistischen Eigenschaften von meteorologischen Variablen wieder, welche das lokale Klima beschreiben. Dabei produzieren sie zumeist Werte auf der (sub)täglichen Zeitskala. Verschiedene Typen von Wettergeneratoren (z. B. Richardson, 1981; Racsco et al., 1991; Wilks, 1999; Furrer et al., 2007) basieren auf unterschiedlichen Verfahren, tägliche Niederschlagsereignisse zu simulieren. In Semenov et al. (1998) finden sich Vergleiche zwischen verschiedenen Ansätzen. Wettergeneratoren können zur Erzeugung langer Zeitreihen genutzt werden, welche das beobachtete Klima beschreiben, aber auch dazu, das Klima entsprechend Klimaänderungsszenarien zu modellieren. Eine Variante beim Einsatz von Wettergeneratoren zum statistischen Downscaling besteht darin, die Parameter der Wettergeneratoren vom großskaligen Zustand der Atmosphäre steuern zu lassen und derart den lokalskaligen Zustand zu erzeugen (Wilby et al., 1998; Charles et al., 1999; Matulla und Haas, 2003; Ahrens, 2003).

Transferfunktionen

Transferfunktionen gehören zu den am häufigsten verwendeten Downscaling-Verfahren. Dabei gibt es lineare und nicht-lineare Methoden. Multiple lineare Regressionsmodelle, die als Prädiktoren entweder Reihen atmosphärischer Variablen an grobskalig aufgelösten atmosphärischen Feldern (Winkler et al., 1997; Sailor und Li, 1999) oder die Koeffizienten der Hauptkomponenten atmosphärischer Felder (Hewitson und Crane, 1992; Matulla et al., 2002) verwenden, sind Beispiele für relativ einfache lineare Methoden. Eine weitere Variante besteht in der Verwendung von gekoppelten Musterpaaren (ein synoptisches und ein regionales Muster). Zu diesen Methoden gehört die Kanonische Korrelationsanalyse (von Storch und Zwiers, 1999), die Singulärwertzerlegung (Bretherton et al., 1992) und die Redundanzanalyse (Tyler, 1982).

Die Kanonische Korrelationsanalyse und die Singulärwertzerlegung maximieren die Korrelation der Gewichtszeitreihen der typischen Muster jedes Paares. Bei der Redundanzanalyse wird hingegen die simulierte Varianz der Koeffizienten des lokalskaligen Musters maximiert. Mit Hilfe der Kanonischen Korrelationsanalyse wurden beispielsweise für die Iberische Halbinsel (von Storch et al., 1993), die Schweizer Alpen (Gyalistras et al., 1994), Rumänien (Busuioc und von Storch, 1996) und Kamerun (Penlap et al., 2004) Schätzungen für künftige Niederschlagsverteilungen abgeleitet.

WASA (1998) konnte zeigen, dass die Leistung der Redundanzanalyse in der Praxis jener der Kanonischen Korrelationsanalyse ähnelt. Eine weitere Methode bieten die Neuronale Netze, die – je nach ihrer Komplexität – als lineare oder nicht-lineare Downscaling-Methode verwendet werden (Zorita und von Storch, 1999; Trigo und Palutikof, 1999; Hewitson und Crane, 1996; Weichert und Bürger, 1998).

Vergleich von dynamischen und statistischen Methoden

Die vorgestellten Downscaling-Verfahren haben ihre spezifischen Vor- und Nachteile. Aus physikalischer Sicht ist der dynamische Ansatz befriedigender, weil kleinräumigere atmosphärische Prozesse explizit formuliert werden. Das macht jedoch eine detaillierte Kenntnis des Geländes notwendig (Topographie, Bodenbeschaffenheit, etc.). Die Simulation der Prozesse in der Atmosphäre sowie zwischen Hydrosphäre, Boden, Vegetation und Atmosphäre stellen hohe Anforderungen an die Rechen- und Speicherleistung der Recheninfrastruktur und machen Hochleistungsrechner, wie sie an Klimarechenzentren eingesetzt werden, notwendig. Tatsächlich stellt

der hohe Rechenaufwand eine der bedeutendsten Einschränkungen der regionalen Klimamodelle dar, welcher, trotz andauernder fortschreitender technologischer Entwicklungen, den erreichbaren Horizontalaufösungen sowie der zeitlichen Ausdehnung der Simulationsperioden technische Grenzen setzt. Daher sind auch die Möglichkeiten der Modellevaluation eingeschränkt und die Charakterisierung von Modellfehlern sowie die Abschätzung des Unsicherheitsbereiches von regionalen Klimaänderungssignalen nur approximativ. Außerdem beinhalten Simulationsergebnisse von dynamischen Modellen systematische Abweichungen von Beobachtungsdaten, deren Einfluss auf Klimaänderungsprojektionen diskutiert werden muss.

Empirisches Downscaling benutzt, wie oben erwähnt, Beobachtungsreihen auf den Skalen der globalen Klimamodelle sowie auf der regionalen Skala und setzt diese mittels statistischer Verfahren zueinander in Beziehung. Der physikalische Zusammenhang wird somit implizit erfasst. Die Gültigkeit der statistischen Beziehung außerhalb des Beobachtungszeitraums muss allerdings vorausgesetzt werden. Der Vorteil des empirischen Downscaling ist, dass die Ansprüche an Computerressourcen vergleichsweise gering sind.

Für die regionale Klimamodellierung ist ein Verschmelzen von dynamischen und statistischen Methoden sinnvoll. Stärken der unterschiedlichen Ansätze werden kombiniert, um deren Schwächen zu kompensieren. In der Praxis werden statistische Methoden auf Simulationsergebnisse von regionalen Klimamodellen angewandt, um in der Evaluation festgestellte Abweichungen zu korrigieren. Darüber hinaus können statistische Methoden ein weiteres Downscaling ermöglichen (siehe Abbildung 4.6.) Diese Bemühungen sollen letztendlich dazu führen, den Anforderungen der Klimaimpaktforschung gerecht zu werden. Detaillierte Ausführungen dazu sind in Abschnitt 4.3 zu finden.

4.2.3 Umgang mit Unsicherheiten in Klimaszenarien

Klimaszenarien können nie exakt sein. Ganz im Gegenteil, Klimaszenarien weisen teilweise beträchtliche Unsicherheiten auf und es können in der Regel nur Bandbreiten möglicher zukünftiger Entwicklungen angegeben werden. In diesem Abschnitt wird beschrieben was die Ursachen dieser Bandbreiten sind, wie sie bestimmt werden können, und wie Nutzer von Klimaszenarien damit umgehen können.

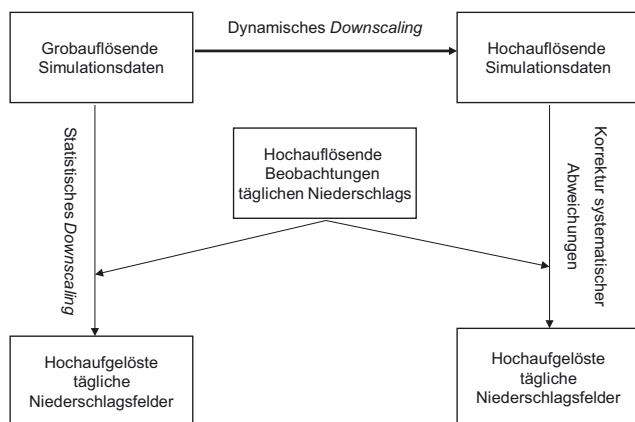


Abbildung 4.6 Dynamisches und statistisches Downscaling in der regionalen Klimamodellierung. Adaptiert nach Dobler und Ahrens (2008)

Figure 4.6 Dynamical and statistical downscaling within the regional climate modelling framework. Adapted after Dobler and Ahrens (2008)

Ursachen der Bandbreite von Klimaprojektionen

Emissionsszenarien

Die zukünftige Entwicklung der Emissionen von klimawirksamen Treibhausgasen und Aerosolen kann nicht vorhergesagt werden, sie kann nur für verschiedene Annahmen zur Entwicklung der Bevölkerung, der Weltwirtschaft, des technologischen Fortschritts und des menschlichen Handelns projiziert werden. Dazu wurden Szenarien entwickelt, die bestimmte zeitliche Verläufe von Treibhausgasemissionen bzw. atmosphärischer Treibhausgaskonzentrationen liefern, die den Klimamodellen als Randbedingung vorgegeben werden. Die Emissionsszenarien, welche den Klimaprojektionen des 4. Sachstandsberichts des IPCC zugrunde liegen, sind als SRES-Szenarien (Special Report on Emission Scenarios, Nakicenovic et al., 2000) bekannt. Den Klimaprojektionen des 5. Sachstandsberichts des IPCC werden neue Szenarien in Form von Repräsentativen Konzentrationspfaden (RCP) vorgegeben (Van Vuuren et al., 2011), die auch in Band 1, Kapitel 1 beschrieben sind. Abbildung 4.1 zeigt die Temperaturentwicklung über Europa in Abhängigkeit von unterschiedlichen SRES-Emissionsszenarien (dicke Linien). Bis zum Ende dieses Jahrhunderts reicht die Bandbreite von etwa +2°C bis fast +4°C.

Natürliche Klimavariabilität

Die natürliche Klimavariabilität entsteht einerseits durch externe Einflüsse, wie Schwankungen der Solarstrahlung oder

Vulkanausbrüche, und andererseits durch interne, nichtlineare Wechselwirkungen zwischen den Komponenten des Klimasystems. Diese Wechselwirkungen führen dazu, dass das Klimasystem nur teilweise vorhersagbar ist. Das Klimasystem entwickelt sich von nur geringfügig unterschiedlichen Anfangsbedingungen zu sehr unterschiedlichen Zuständen weiter. Die natürliche Variabilität wird abgeschätzt, indem mehrere Klimasimulationen, die sich nur in den Anfangsbedingungen unterscheiden, durchgeführt werden (z. B. Deser et al., 2012). Ergebnisse solcher Simulationen bleiben innerhalb einer gewissen Bandbreite, da der vorhersagbare Anteil des Klimasystems völlig zufällige Ergebnisse verhindert. Mit dieser Ensemblemethode lässt sich auch die Unsicherheit in der Repräsentation der natürlichen Variabilität in Klimamodellen eingrenzen. Es kann aber nicht ausgeschlossen werden, dass in den Modellen unberücksichtigte Prozesse oder Wechselwirkungen auch Überraschungen der zukünftigen Klimaentwicklung außerhalb der abgeschätzten Bandbreite hervorbringen können.

Unsicherheiten der Modellierungsmethoden

Die Unsicherheiten der Modellierungsmethoden sind grundsätzlich von den systemimmanenten Unsicherheiten durch natürliche Klimavariabilität zu unterscheiden, da sie durch wissenschaftlichen Fortschritt verringert werden können. Die Darstellung natürlicher Klimavariabilität kann durch den wissenschaftlichen Fortschritt verbessert werden (z. B. Chen und Lin, 2011). Eine grundsätzliche Beschreibung von Modellunsicherheiten findet sich in Band 1, Kapitel 1. Generell können folgende Typisierungen von Ursachen durchgeführt werden.

- **Numerische Beschränkungen:** Approximationsfehler entstehen aus der begrenzten Auflösung des Rechengitters. Erst im Idealfall, wenn die Gitterweite gegen Null geht, gehen die diskretisierten Modellgleichungen in die physikalischen Gleichungen über (Großmann und Roos, 2005).
- **Parametrisierungen:** Modellschwächen ergeben sich auch aus fehlenden oder unzureichenden Parametrisierungen von sub-gitterskaligen, nicht erfassten Prozessen, wie z. B. Strahlung, Bewölkung, Schnee, Konvektion.
- **Geo-physikalische Parameter:** Unzureichend bekannte geo-physikalische Parameter zur Charakterisierung der Wechselwirkungen zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre (Hechtel et al., 1990; Brunzell et al., 2011) beeinflussen die Modellierung der Prozesse.
- **Fehlerfortpflanzung:** Fehler von Globalen Klimamodellen, insbesondere hinsichtlich dekadischer Variabilität, atmosphärischer Zirkulation (CutOff, Jet-Splitting) und

Persistenzen (Blocking) (Woollings, 2010; Scaife et al., 2010; Franzke und Woollings, 2011), übertragen sich auf das Regionalmodell.

- Fehlende Rückkopplung: Viele RCM werden durch Einwegkopplung (siehe Abschnitt 4.2) von GCM angetrieben. Dadurch werden wichtige Rückkopplungen auf die großräumige Dynamik unzureichend erfasst (z. B. Tang et al., 2013).

Einige dieser Unsicherheiten in Klimaprojektionen können durch eine Nachbearbeitung der Modellergebnisse zumindest verkleinert werden. Es werden empirisch/statistische Downscaling-Verfahren angewandt, um Abweichungen zu Beobachtungsdaten zu korrigieren und dabei gleichzeitig die Auflösung von RCM zu verbessern (Dobler und Ahrens, 2008; Maraun et al., 2010; Themeßl et al., 2011a,b; siehe auch Abschnitt 4.4).

Wie wichtig sind die einzelnen Beiträge zur Bandbreite?

Um die Größe der Projektionsunsicherheiten bestimmen zu können, werden die Ergebnisse unterschiedlicher und möglichst unabhängig voneinander entwickelter Klimamodelle verglichen und die Bandbreite der Ergebnisse bestimmt. Solche Untersuchungen von „Ensembles“ von Klimamodellen sind

nur durch weltweite Zusammenarbeit möglich, da einerseits einzelne Forschungsgruppen den enormen Rechenaufwand für die vielen benötigten Klimasimulationen nicht leisten können und andererseits nur durch voneinander weitgehend unabhängige Modellentwicklung gewährleistet werden kann, dass auch die Fehler der Modelle möglichst unabhängig voneinander sind. Dadurch wird die Wahrscheinlichkeit gemeinsamer unbekannter Modellfehler verringert. In Abbildung 4.1 ist die durch Modellunsicherheit entstehende Bandbreite (ausgedrückt durch die Standardabweichung eines Multi-Modell Ensembles) der Temperaturprojektionen durch dünne Linien Bereiche angedeutet.

In den letzten Jahren wurden einige Arbeiten über die Bedeutung der einzelnen Beiträge der Bandbreite in Klimaszenarien veröffentlicht. Einige wichtige Arbeiten in diesem Zusammenhang stammen von Hawkins und Sutton (2009, 2011), die die Komponenten Emissionsszenario, natürliche Variabilität und Modellunsicherheit untersuchen, Prein et al. (2011), die ähnliche Untersuchungen gezielt für Europa durchführten, und Déqué et al. (2007, 2012), die speziell auf den Vergleich der Bandbreiten globaler und regionaler Klimamodelle eingehen. In Abbildung 4.7 ist eine Analyse der Bandbreitenkomponenten für Temperatur und Niederschlagsprojektionen über Europa dargestellt (Prein et al., 2011). Diese Analyse basiert auf allen im 4. Sachstandsbericht des IPCC verwendeten Simulationen (CMIP3, Meehl et al., 2007) mit

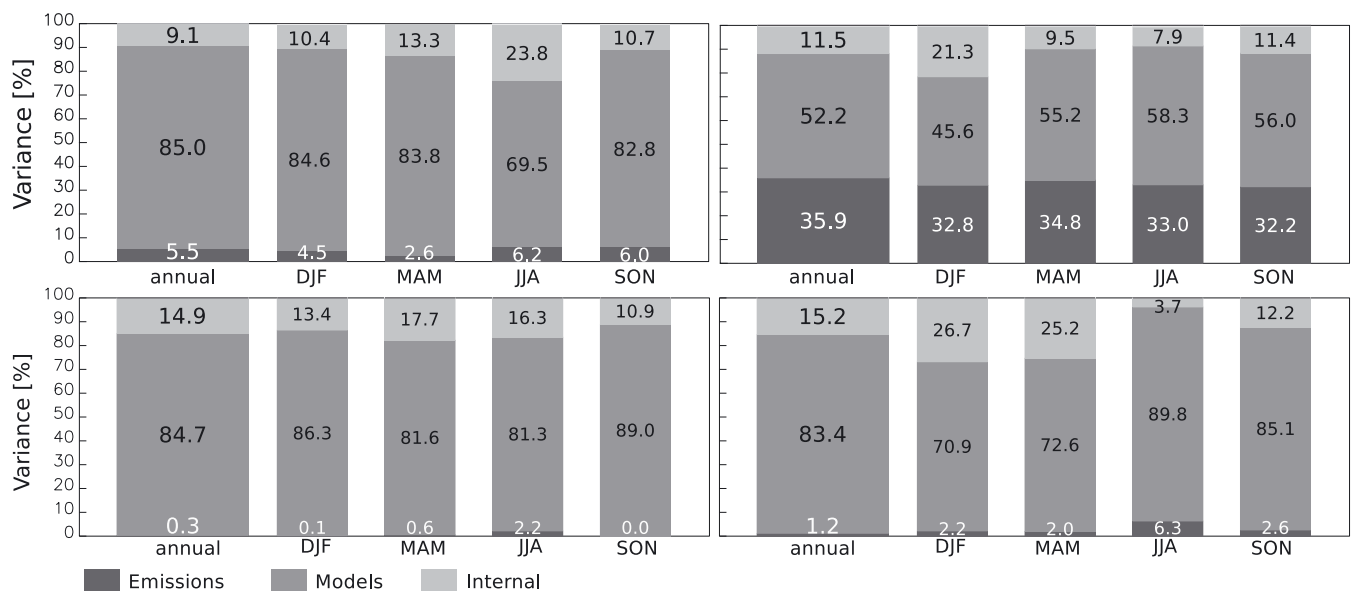


Abbildung 4.7 Der relative Beitrag unterschiedlicher Komponenten zur Unsicherheit in Temperatur- (oben) und Niederschlagsprojektionen (unten) über Europa im 30-jährigen Jahresmittel (annual), Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON). Links: 2021–2050; Rechts: 2071–2100. Adaptiert nach Prein et al. (2011)

Figure 4.7 Relative contribution of different components to the uncertainty in temperature (up) and precipitation projections (down) for Europe in a 30 year mean, annual, winter (DJF), spring (MAM), summer (JJA), fall (SON). Left 2021–2050, right 2071–2100. Adapted after Prein et al. (2011)

den Emissionsszenarien A2, A1B und B1. Es ist deutlich zu sehen, dass die Modellunsicherheit dominiert und dass der Einfluss der Emissionsszenarien erst gegen Ende des Jahrhunderts (rechts) bei Temperaturprojektionen (obere Reihe) stark zu tragen kommt. Der Einfluss der natürlichen Variabilität beträgt zwischen etwa 10 und 25 %. Hierbei ist zu beachten, dass sich diese Werte auf 30-jährige Mittelwerte beziehen. Bei der Betrachtung kürzerer Perioden nimmt die natürliche Variabilität einen größeren Stellenwert ein.

Déqué et al. (2007, 2012) untersuchten die Bandbreite regionaler Klimamodelle im Vergleich zu globalen Klimamodellen über Europa und zeigten, dass in den meisten Fällen die Bandbreite der globalen Modelle überwiegt, außer im Sommer für Niederschlag. Der Anteil der Regionalmodelle beträgt etwa 40 % (mit Variationen je nach Region, Saison und Parameter).

Eine direkte Schlussfolgerung der Ergebnisse zur Unsicherheitsbandbreite ist, dass es für die mittel- und langfristige Klimafolgenforschung (Zeithorizont bis 2050) wichtig ist, mit den Ergebnissen möglichst vieler unterschiedlicher Klimamodelle zu arbeiten, um die Bandbreite der erwarteten Klimaänderung nicht zu unterschätzen. Um Nutzern von regionalen Klimasimulationen im Alpenraum eine Einschätzung zu erlauben, wo in dieser Bandbreite die von ihnen verwendeten Simulationen angesiedelt sind, sind die Klimaänderungssignale für Temperatur und Niederschlag der in den letzten Jahren verfügbaren Klimasimulationen in Abbildung 4.8 vergleichend dargestellt.

Speziell die systematischen Limitierungen bei den Klimamodellen verhindern, dass die Modellergebnisse direkt für die Weiterverwendung in den Modellen der Klimafolgenforschung verwendet werden können. Wie man dennoch deren

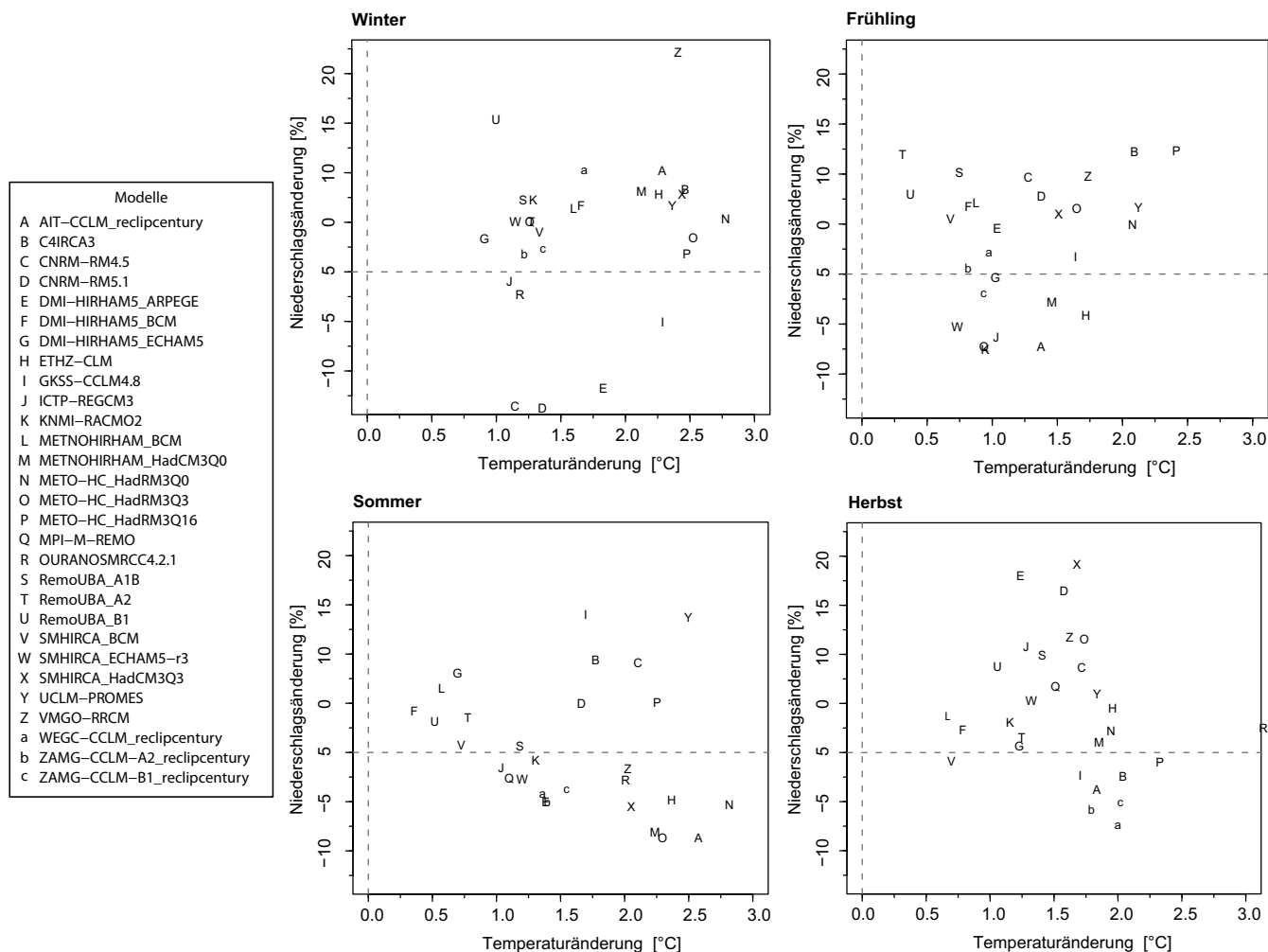


Abbildung 4.8 Temperatur [°C] und Niederschlags [%] Klimaänderungssignal (2021–2050 verglichen mit 1971–2000) der meisten verfügbaren regionalen Klimasimulationen für den Alpenraum. Grundlage: ENSEMBLES, reclip:century, REMO-UBA

Figure 4.8 Climate change signal (2021–2050 versus 1971–2000) for temperature [°C] and precipitation [%] for most available regional climate simulations within the Alpine region. Based on ENSEMBLES, reclip:century, REMO-UBA

Informationen für die Klimafolgenforschung zugänglich machen kann wird in Abschnitt 4.4 diskutiert.

4.3 Regionale Klimaprojektionen mit Bezug zu Österreich

4.3 Regional climate projections with respect to Austria

4.3.1 Einleitung

In den letzten Jahren haben sich sowohl das Verständnis regionaler Klimaprozesse als auch ihre Modellierung sehr verbessert. Auf der europäischen Skala zeigen die Ergebnisse globaler (GCM, vgl. Abschnitt 4.1) und regionaler Klimamodelle (RCM), dass in den nächsten Jahrzehnten mit weiterer Erwärmung, Niederschlagszunahme im Norden und Niederschlagsabnahme im Süden zu rechnen ist (vgl. Abschnitt 4.3.2). Für kleinere Gebiete mit besonderen regionalen Klimaeigenschaften, wie zum Beispiel den Alpenraum mit seiner komplexen Orografie, sind GCM aufgrund ihrer groben horizontalen Auflösung von einigen hundert Kilometern nur bedingt aussagekräftig (vgl. Abschnitt 4.1).

Um räumlich detaillierte Aussagen über die Zukunft unseres Klimas machen zu können, kommen daher vornehmlich RCM zum Einsatz. Erste Abschätzungen im Rahmen einer konsistenten Ableitung von Klimaänderungsszenarien auf Ökosysteme in Österreich gehen auf die späten 1990er Jahre zurück. Ein Beispiel für derartige Aktivitäten in Österreich ist die Generierung von Klimaänderungsszenarien an rund 11 000 Waldinventurpunkten quer über Österreich aus transienten Klimamodellläufen. Diese Szenarien wurden verwendet, um ein waldökologisches Wachstumsmodell anzutreiben (siehe Lexer et al., 2000; Lexer et al., 2001; Matulla et al., 2002). Damit wurden potentielle Veränderungen in der Zusammensetzung der Artenvielfalt des österreichischen Waldes beschrieben. In weiterer Folge wurde eine Reihe von Klimaänderungsszenarien (für Temperatur sowie Niederschlag mit monatlicher und täglicher Auflösung) an rund 30 Stationen entwickelt (an den sogenannten ALOCLIM-Stationen – Auer et al., 2001; Auer et al., 2007; Matulla und Haas, 2003; Matulla, 2005).

Es gibt zahlreiche Modellsimulationen für Vergangenheit und Zukunft, die den Alpenraum bzw. Österreich abdecken. Dabei reichen die räumlichen Auflösungen der Ergebnisse langer Simulationen von 50 km bis hin zu 10 km. Die zurzeit für Österreich wichtigsten und aktuellsten Klimarechnungen sind im Rahmen des national geförderten Projektes reclip:century,

des EU Projekts ENSEMBLES und des COordinated Regional climate Downscaling Experiment (CORDEX), einer Initiative des World Climate Research Programme (WCRP), entstanden. In reclip:century wurde ein Ensemble aus transienten Klimasimulationen für den größeren Alpenraum bzw. für Österreich mit 10 km x 10 km Rasterweite in stündlicher Auflösung erstellt. Für die Simulationen wurden die regionalen Klimamodelle MM5 und COSMO-CLM verwendet, die auf Daten zweier globaler Klimamodelle (ECHAM5, HADCM3) basieren, denen drei IPCC Treibhausgasanstiegsszenarien (A1B, B1, A2) zugrunde liegen. Dadurch konnte trotz limitierter finanzieller Ressourcen eine gewisse Bandbreite der möglichen Entwicklungen abgedeckt werden. Ausgewählte Temperatur- und Niederschlagsdatensätze sowie weitere ausgewählte Indikatoren werden der Öffentlichkeit über ein Web-Interface mit Funktionen für Datensuche und Download bereitgestellt².

Die CORDEX Initiative hat zum Ziel, hochaufgelöste Klimaänderungsinformationen für alle Kontinente bereitzustellen. Im Rahmen des von Österreich (Uni Graz, Wegener Center) und Deutschland (Climate Service Center Hamburg) ko-kordinierten Europäischen Zweigs (EURO-CORDEX) dieser Initiative werden mehr als 30 Klimaprojektionen für Gesamteuropa mit einer räumlichen Auflösung von 12,5 km unter Nutzung von 10 regionalen Klimamodellen in Kombination mit 8 globalen Klimamodellen und drei unterschiedlichen zukünftigen Emissionsszenarien (RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5) erstellt.

Neben diesen hoch aufgelösten Simulationen, welche insbesondere für den orographisch komplexen Alpenraum von großer Bedeutung sind, wird auch ein sehr großes Ensemble (mehr als 60 Simulationen) in einer Auflösung von 50 km erzeugt, welches insbesondere für die Einschätzung von Unsicherheiten eine wertvolle Datenbasis liefern wird. Erste Ergebnisse aus EURO-CORDEX wurden in Jacob et al. (2014) und Vautard et al. (2013) publiziert und werden im Laufe des Jahres 2014, ähnlich wie derzeit schon globale Klimasimulationen, über das „Earth System Grid Framework“ online frei verfügbar sein.

Weitere wichtige internationale Projekte waren PRUDENCE (Jacob et al., 2007) und ENSEMBLES (van der Linden und Mitchell, 2009).

Eine Übersicht dieser und weiterer wichtiger nationaler und internationaler Projekte, die regionale Klimasimulationen bereitstellen, welche Österreich abdecken und damit hier für Klimaanalysen zur Verfügung stehen, ist in Tabelle 4.1 zusammengestellt. Die Tabelle kann nur einen Ausschnitt der vielfältigen Projekte und verfügbaren Simulationen abbilden. Sobald

² http://reclip.ait.ac.at/reclip_century/

das Österreichische Klimadatenzentrum des CCCA eingerichtet ist, werden dort systematisch Informationen zu österreich-relevanten Klimaszenarien gesammelt, sowie Metadaten und, wenn möglich, die Szenariendaten selbst zugänglich gemacht.

Den Projekten ist gemeinsam, dass sie Klimaänderungssimulationen mit möglichst vielen regionalen Klimamodellen, genestet in möglichst unterschiedlichen Klimaprojektionen unter verschiedenen Treibhausgasemissionsszenarien durchführten. Dadurch basieren die entwickelten Klimaänderungsszenarien einem möglichst großen Ensemble von Einzelprojektionen. Ein Vorteil ist, dass Ausreißer gesondert diskutiert werden und gegebenenfalls in der Erstellung der Klimaänderungsszenarien ein geringeres Gewicht erhalten können. Vor allem lassen sich durch die Auswertung des Ensembles Spannweiten der Klimaänderung (z. B. einer Temperaturänderung zwischen einem kleinsten und einem größten Wert) angeben. Dies ist ein Maß für die Projektionsunsicherheit. Ist die anzugebene Spannweite sehr groß, dann deutet dies auch auf besondere Unsicherheiten in der Projektion der entsprechenden Klimaelemente hin (siehe auch Abschnitt 4.2.3).

In diesem Kapitel werden nur die direkten Ergebnisse von regionalen Klimamodellen, also meteorologische Kenngrößen wie Temperatur, Niederschlag und ähnliches, vorgestellt. Abgeleitete Größen wie Trockenstressindikatoren oder Aussagen zu Hochwasserrisiko werden in Band 2 behandelt, da für derartige Informationen meist eine weitere Interpretation bzw. eine modellhafte Bearbeitung unter Berücksichtigung der Bodenverhältnisse, der Topografie und anderen Faktoren notwendig ist. Auch der Schnee wird in Band 2, Kapitel 2 behandelt. Schnee wird zwar direkt in regionalen Klimamodellen berechnet, jedoch können die Schneeergebnisse nicht direkt lokal interpretiert werden. Dies liegt einerseits daran, dass selbst die derzeit höchst aufgelösten regionalen Klimamodelle mit 10 km Gitterdistanz die Alpen Täler nicht richtig auflösen können, andererseits handelt es sich bei Schnee um eine akkumulierende Größe, sodass auch Modellfehler (z. B. Niederschlagsüberschätzung im Gebirge) akkumulieren und nicht durch einfache Fehlerkorrekturverfahren nachträglich verbessert werden können.

4.3.2 Klimaänderungsszenarien bis 2050 bzw. 2100

Klimaszenarien für Europa

Die folgenden Ergebnisse basieren auf der Auswertung von 21 regionalen Klimasimulationen des ENSEMBLES-Projekts, die auf dem SRES A1B-Emissionsszenario und 8 unterschied-

lichen globalen Klimasimulationen beruhen. Die Einschränkung auf ein Emissionsszenario ist für die 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts von Bedeutung, da die projizierten Klimaänderungen bis 2050 nur gering, bis 2100 aber deutlich unter Annahme verschiedener Treibhausgasszenarien variieren (vgl. Abschnitt 4.1.1). Die Verwendung von nur 8 globalen Simulationen stellt in Bezug auf die Einschätzung der Modellunsicherheiten keine Einschränkung dar (Heinrich et al., 2013).

Im Mittel müssen zwischen den Perioden 1961 bis 1990 und 2021 bis 2050 über Europa (inklusive umliegendem Ozean) Temperaturänderungen von $+1,6^{\circ}\text{C}$ ($0,27^{\circ}\text{C}/\text{Jahrzehnt}$) im Winter und $+1,5^{\circ}\text{C}$ ($0,25^{\circ}\text{C}/\text{Jahrzehnt}$) im Sommer erwartet werden (Heinrich und Gobiet, 2011). In beiden Saisonen treten regionale Unterschiede auf, mit einer sehr starken Erwärmung von über $2,2^{\circ}\text{C}$ im Winter in Nordost-Europa und im Sommer in Südeuropa. Tendenziell führt eine größere Kontinentalität zu einem verstärkten Erwärmungstrend.

Die Spannweite des Ensembles ist im Vergleich zum Multimodell-Mittelwert der Klimaänderung klein. Der Variationskoeffizient (die Standardabweichung der 21 simulierten Trends über dem mittleren Trend) ist in Regionen mit großen Temperaturänderungen über Land kleiner als 0,5 und alle Modelle zeigen eine Erwärmung an. Daher ist es unter Annahme des A1B-Emissionsszenarios praktisch sicher, dass sich Europa im 21. Jahrhundert weiter erwärmen wird.

Die räumlichen Unterschiede der Temperaturänderung im Winter können zum Teil durch die geringere Erwärmung des Atlantiks und die damit einhergehende Beeinflussung des maritimen Klimas im Westen Europas in Kombination mit veränderten Schnee-Albedo-Rückkopplungs-Mechanismen in den nördlichen und östlichen Teilen Europas erklärt werden (Rowell, 2005). Plavcová und Kyselý (2013) zeigen, dass sich in den ENSEMBLES-Projektionen auch die Häufigkeit des Zirkulationsmusters Westwetterlage verschiebt. Die winterliche Westwetterlage, die relative warme atlantische Luftmassen nach Nordeuropa bringt, wird häufiger. Dagegen wird im Sommer die im Mittelmeerraum kühlende Westwetterlage seltener. Dieser Effekt ist aber von geringerer Wichtigkeit (Rauthe und Paeth, 2004; Stephenson et al., 2006; van Ulden et al., 2007). Die hohen Temperaturänderungen im Süden Europas können außerdem mit einer früheren und schnelleren Abnahme der Bodenfeuchte in Verbindung gebracht werden (Wetherald und Manabe, 1995; Gregory et al., 1997).

Die aus den ENSEMBLES-Simulationen erwarteten Niederschlagsänderungen bis 2050 weisen über Europa sehr starke regionale Unterschiede auf, wie etwa einen deutlichen Nord-Süd-Kontrast (Heinrich und Gobiet, 2011). Es muss mit einer Abnahme in den südlichen Teilen (insbesondere im

Sommer) und einer Zunahme in den nördlichen Teilen Europas (insbesondere im Winter) gerechnet werden. Dies ist wiederum konsistent mit den globalen Projektionsergebnissen (vgl. Abschnitt 4.1.2). Die Unterschiede zwischen den Modellsimulationen sind zwar deutlich größer als bei Temperatur (Variationskoeffizient meist deutlich größer als 1), im Norden und Süden Europas aber im Vergleich zum Multimodell-Mittelwert immer noch relativ klein, daher kann auch dieses Muster als wahrscheinlich angesehen werden (van der Linden und Mitchell, 2009). Diese Aussage wird auch durch das Vorgängerprojekt PRUDENCE gestützt, dessen Ergebnisse qualitativ gut mit den ENSEMBLES-Ergebnissen übereinstimmen (Christensen und Christensen, 2007).

Der stark ausgeprägte Nord-Süd-Kontrast der Niederschlagsänderung kann auf Veränderungen in der Zirkulation und auf thermodynamische Faktoren zurückgeführt werden (Christensen et al., 2007; Kendon, 2009). Die winterliche Niederschlagszunahme im Norden Europas wird von einem, mit der Erwärmung einhergehenden, Anstieg an atmosphärischem Wassergehalt mitbestimmt, wohingegen bei der Niederschlagsabnahme im Süden im Sommer eine Rückkopplung mit abnehmender Bodenfeuchte eine Rolle spielt (Kendon, 2009). Die Verschiebung der Übergangzone Richtung Norden im Winter und Richtung Süden im Sommer wurde als „European Climate Change Oscillation“ bezeichnet und hängt mit einer saisonalen Verschiebung der Zugbahnen nordatlantischer Tiefdruckgebiete zusammen (Giorgi und Coppola, 2007).

Die geografische Lage der Übergangzone von trockeneren Bedingungen im Süden zu feuchteren im Norden ist jedoch mit sehr großen Unsicherheiten behaftet. Insbesondere für den Alpenraum und Österreich sind Niederschlagsprojektionen sehr unsicher und die Bandbreite der Möglichkeiten sehr groß.

Klimaszenarien für Österreich und den Alpenraum

Ein Ensemble von regionalen Klimaprojektionen mit speziellem Fokus auf den Alpenraum wurden in Heinrich und Gobiet (2011), Heinrich et al. (2012) und Gobiet et al. (2013) analysiert. Berücksichtigt wurden sämtliche Simulationen aus ENSEMBLES und teilweise drei zusätzliche Simulationen, die mit einer hohen horizontalen Auflösung von 10 km speziell für den Alpenraum im österreichischen Projekt reclip:century (Loibl et al., 2011a) gerechnet wurden. Alle analysierten Simulationen basieren auf dem A1B-Emissionsszenario. Während dies bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts nur eine kleine Einschränkung ist, muss für das Ende des 21. Jahrhunderts beachtet werden, dass die hier gezeigten Änderungen unter Annahme des A1B-Szenarios nur einen von vielen möglichen

Entwicklungspfaden der Menschheit repräsentieren. Andere gebräuchliche Szenarien führen zu schwächeren (Szenario B1) beziehungsweise stärkeren (Szenario A2) Änderungen (siehe auch Abschnitt 4.1.2). Eine Diskussion der zugrunde liegenden Prozesse für die Änderungen findet in Abschnitt 4.1 sowie im Abschnitt „Klimaszenarien für Europa“ statt.

Da viele der regionalen Simulationen nur mit zwei verschiedenen globalen Klimamodellen angetrieben wurden (ECHAM5 und HadCM3), sind einfache Multimodell-Statistiken möglicherweise verzerrt. Um eine von derartigen systematischen Fehlern bereinigte Abschätzung zu erlangen, wurden auf regionaler Basis die fehlenden Temperatur- und Niederschlagsänderungen der ENSEMBLES Simulationsmatrix nach Déqué (2007) rekonstruiert und die Ergebnisse für den gesamten Alpenraum sowie für vier Subregionen („HISTALP Regionen“) im Detail untersucht. Eine feinere räumliche Differenzierung der Ergebnisse sollte nicht erfolgen. Die einzelnen Gitterpunktweite der Regionalmodelle können nicht interpretiert werden, da die effektive Auflösung der Modelle deutlich schlechter ist als die Gitterauflösung (mindestens um einen Faktor 4).

In Abbildung 4.9 sind die mittleren erwarteten Veränderungen der Temperatur, des Niederschlags, der Globalstrahlung, der relativen Luftfeuchte und der Windgeschwindigkeit für den Alpenraum im Vergleich zur Referenzperiode 1961 bis 1990 für den Zeitraum 2021 bis 2050 sowie 2069 bis 2098 für Sommer und Winter dargestellt. Die Temperaturänderung zeigt somit in der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts eine mittlere Erwärmung des Alpenraumes von 1,6°C (0,27°C/Jahrzehnt) im Winter und 1,7°C (0,28°C/Jahrzehnt) im Sommer. Damit liegt der Alpenraum im Winter nahe dem Europa-Mittel der Erwärmung und im Sommer leicht darüber. Abbildung 4.10 weist zusätzlich auf eine überdurchschnittliche Erwärmung entlang des Alpenhauptkammes hin. Mehr Details zur Höhenabhängigkeit des Klimaänderungssignals in den Alpen sind in Kotlarski et al. (2012) und Gobiet et al. (2013) zu finden. Die Unterschiede zwischen den Modellen sind im Vergleich zum Multimodell-Mittelwert klein (Variationskoeffizient meist kleiner als 0,5) und alle Modelle zeigen eine Erwärmung an. Daher ist es praktisch sicher, dass sich unter Annahme des A1B-Emissionsszenarios der Alpenraum im 21. Jahrhundert weiter erwärmen wird. In Abbildung 4.10 ist der Jahresgang der Änderung für die Perioden 2021 bis 2050 und 2069 bis 2098 dargestellt. Die mittlere Erwärmung ist im Winter und Spätsommer etwas stärker als in den restlichen Jahreszeiten, allerdings sind diese Unterschiede klein gegenüber der Bandbreite, die durch die unterschiedlichen Simulationen aufgespannt wird. So gut wie sicher ist allerdings unter

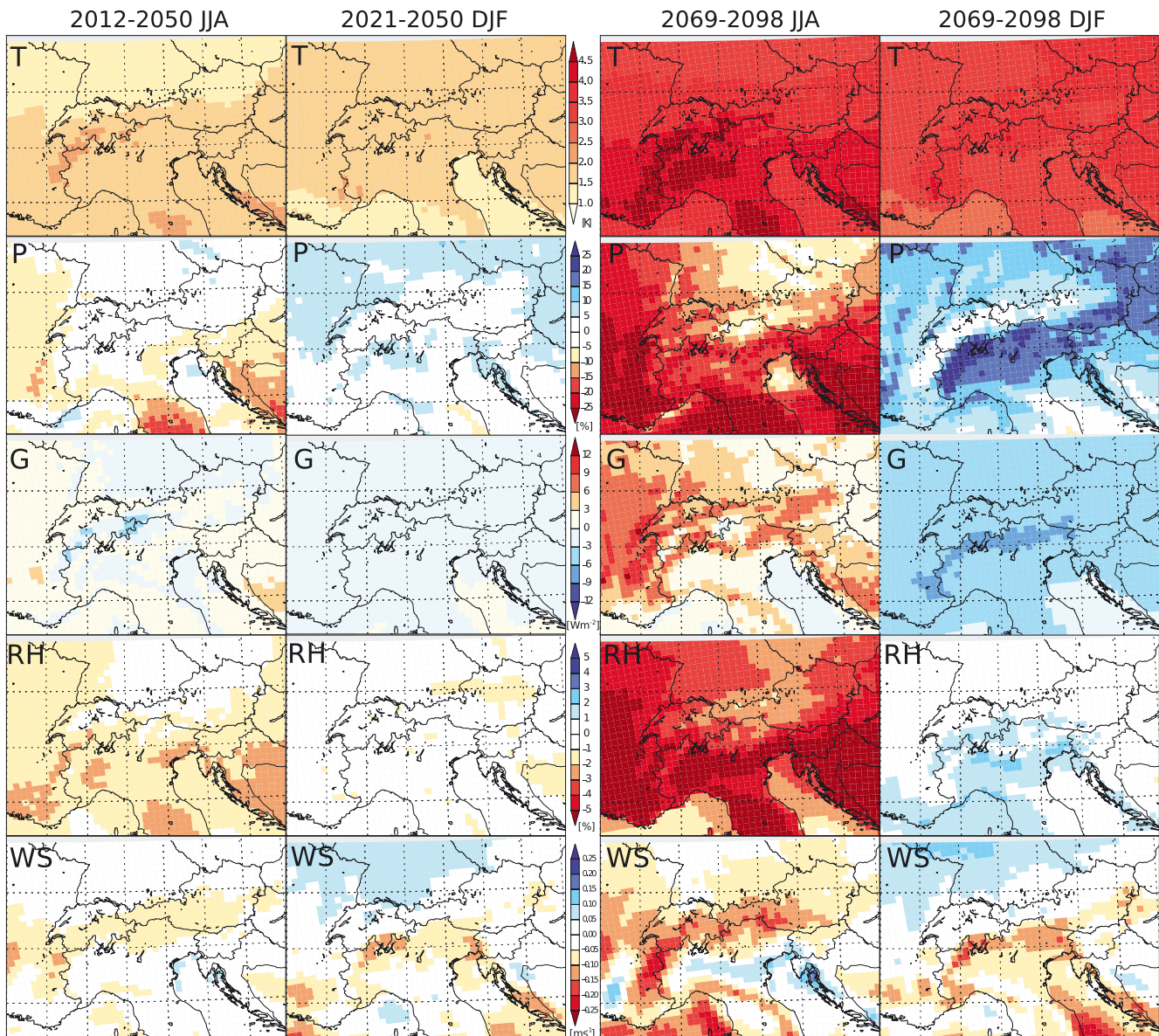


Abbildung 4.9 Räumliche Verteilung des erwarteten Klimawandels im Sommer (JJA) und Winter (DJF) in den Alpen: Temperatur (T), Niederschlag (P), Globalstrahlung (G), relative Feuchte (RH) und Windgeschwindigkeit (WS) im Vergleich zur Referenzperiode 1961-1990. Links: 2021-2050, rechts: 2069-2098. Quelle: Gobiet et al. (2014)

Figure 4.9 Spatial pattern of expected climate change in the Alpine region for temperature (T), precipitation (P), global radiation (G), relative humidity (RH), and wind speed (WS) relative to the reference period 1961-1990 in summer (JJA) and winter (DJF). Left columns: 2021-2050, right columns: 2069-2098. Source: Gobiet et al. (2014)

dem A1B-Emissionsszenario eine Erwärmung um etwa 3,5°C bis zum Ende des 21. Jahrhunderts.

Die Niederschlagsänderung bis Mitte des 21. Jahrhunderts weist eine mittlere Zunahme von 3,7 % im Winter und eine Abnahme von 3,1 % im Sommer auf. Der Multimodell-Mittelwert deutet auf den Einfluss des Alpenhauptkammes auf die räumliche Verteilung der Klimaänderung hin. Dabei wird eine Tendenz zur Niederschlagszunahme nördlich der Alpen im Frühling, Sommer und Herbst projiziert, während die südlichen und westlichen Teile des Alpenraums

Abnahmen aufweisen. Die mit dieser Nord-Süd-Trennung der Niederschlagsänderung verbundenen Unsicherheiten sind jedoch sehr groß. In Abbildung 4.10 ist der Jahresgang der Änderung für die Perioden 2021 bis 2050 und 2069 bis 2098 dargestellt. Obwohl schon zu Mitte des 21. Jahrhunderts (links) die bereits beschriebene Tendenz zu mehr Niederschlag im Winter und weniger Niederschlag im Sommer im Median zu erkennen ist, zeigen die Modelle in dieser Periode keinerlei Einigkeit über die Richtung der Änderung und die Unsicherheiten sind sehr groß. Zu Ende des 21. Jahr-

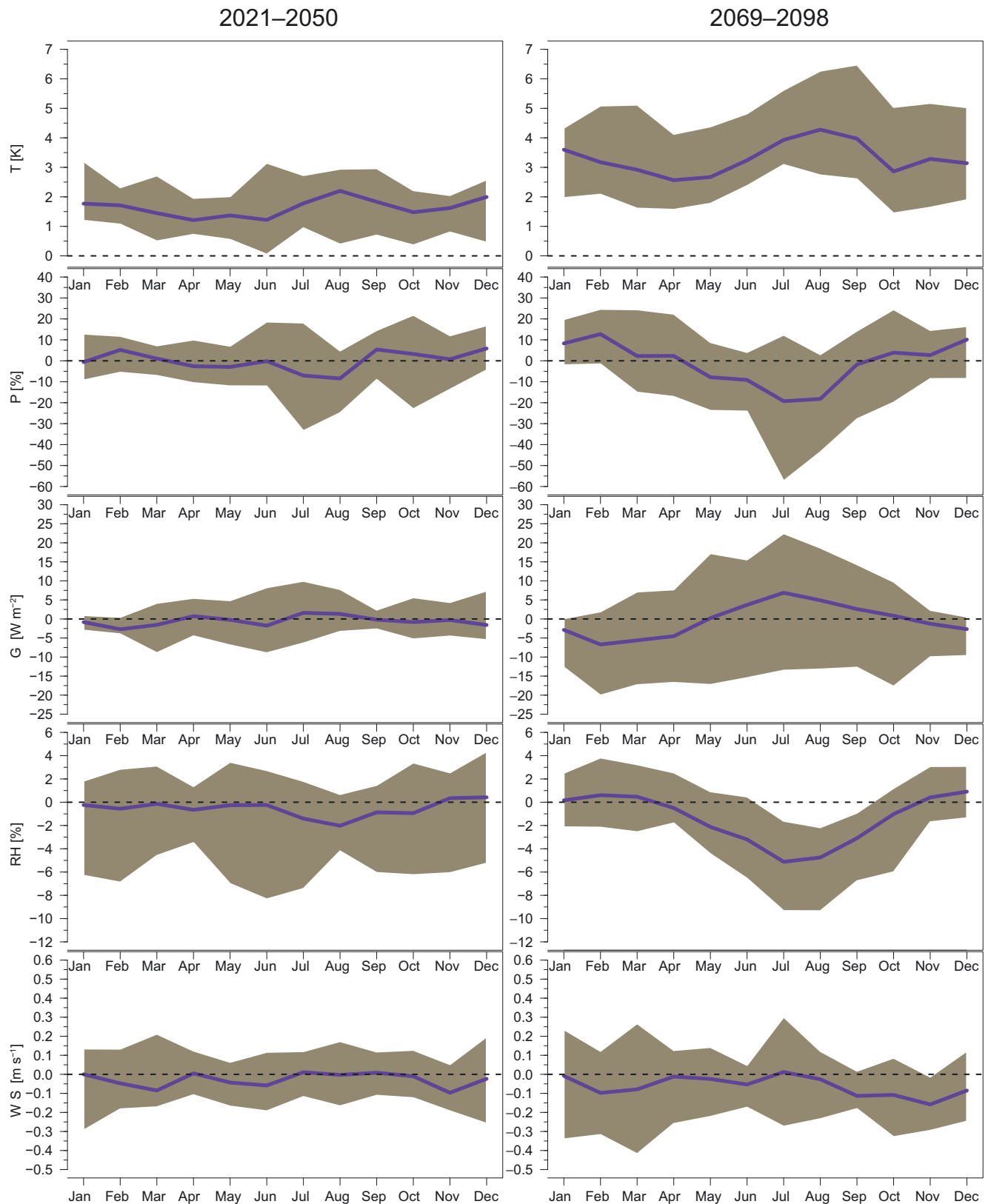


Abbildung 4.10 Jahresgang des erwarteten Klimawandels in den Alpen: Änderung der Temperatur (T), Niederschlag (P), Globalstrahlung (G), Relative Feuchte (RH) und Windgeschwindigkeit (WS) im Vergleich zur Referenzperiode 1961-1990. Links: 2021–2050, rechts: 2069–2098. Die blaue Linie zeigt den Median und die graue Schattierung den 10.–90. Perzentilebereich des Multi-Modell-Ensembles. Quelle: Gobiet et al. (2014)

Figure 4.10 Annual cycle of expected monthly mean change in the Alpine region of temperature (T), precipitation (P), global radiation (G), relative humidity (RH), and wind speed (WS) relative to the reference period 1961–1990. Left column: 2021–2050, right column: 2069–2098. The blue line indicates the median, the grey area the 10–90 percentile range of the multi model ensemble. Source: Gobiet et al. (2014)

hunderts (rechts), zeigt sich aber unter dem A1B-Szenario eine sehr deutliche Tendenz zu trockeneren Verhältnissen im Sommer (etwa -20%) und feuchteren Verhältnissen im Winter (etwa $+10\%$).

Die Temperaturänderungen der auf regionaler Basis berechneten ENSEMBLES-Simulationsmatrix für die vier HISTALP-Regionen ergeben eine Temperaturänderung im Median von $+1,9^\circ\text{C}$, $+1,8^\circ\text{C}$, $+1,8^\circ\text{C}$ und $+1,8^\circ\text{C}$ für die Regionen Nordost, Nordwest, Südost und Südwest im Winter, und $+1,7^\circ\text{C}$, $+1,6^\circ\text{C}$, $+2,0^\circ\text{C}$ und $+1,9^\circ\text{C}$ im Sommer. Der kleinste (größte) Unsicherheitsbereich, definiert als Differenz zwischen 90. und 10. Perzentil, beträgt $1,2^\circ\text{C}$ für die Südwest-Region ($1,4^\circ\text{C}$ für die Nordost-Region) im Winter und $1,5^\circ\text{C}$ für die Nordwest-Region ($1,9^\circ\text{C}$ für die Südwest-Region) im Sommer. Die Niederschlagsänderung im Median beträgt $+3,9\%$, $+2,7\%$, $+4,7\%$, und $+3,7\%$ für die vier oben genannten Regionen im Winter, und $+1,8\%$, $-0,4\%$, $-3,1\%$ und $-2,1\%$ im Sommer. Der kleinste (größte) Unsicherheitsbereich, beträgt $13,8\%$ für die Südwest-Region ($21,4\%$ für die Nordwest-Region) im Winter und $21,8\%$ für die Nordwest-Region ($30,2\%$ für die Südwest-Region) im Sommer. Zusammenfassend zeigen die Bandbreiten der Klimaänderung (jener Bereich in dem 80% der Simulationen liegen), dass unter dem A1B-Szenario bis zur Mitte des Jahrhunderts eine weitere Erwärmung in jeder Saison und auch in Teilregionen des Alpenraums so gut wie sicher ist, aber künftige Niederschläge sowohl zu- als auch abnehmen können.

Abbildung 4.10 zeigt die Änderung der Globalstrahlung (kurzwellige Sonnen- und Himmelstrahlung). Ähnlich wie beim Niederschlag ergibt sich bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts nur eine sehr leichte Veränderung im Jahresgang, zu Ende des Jahrhunderts allerdings schon eine deutliche Zunahme im Sommer und Abnahme im Winter. Dies ist konsistent mit den Niederschlagsprojektionen, da niederschlagsproduzierende Wolken die Sonneneinstrahlung abschirmen. Die Relative Feuchte zeigt in den Projektionen eine deutliche Abnahme um ca. 5% bis zum Ende des Jahrhunderts.

Vergleichbare Studien mit regionalen Klimamodellen lieferten ähnliche Ergebnisse. Zum Beispiel verwendeten Buser et al. (2010) ein bayesianisches Verfahren, basierend auf sieben RCM-Simulationen aus ENSEMBLES, um eine probabilistische Abschätzung der zukünftigen Temperaturentwicklung für acht europäische Subregionen zu erlangen. Die berechnete Temperaturänderung für den Alpenraum beträgt im Median $+1,2^\circ\text{C}$, $+1,6^\circ\text{C}$, $+1,5^\circ\text{C}$ und $+1,6^\circ\text{C}$ für Frühling, Sommer, Herbst und Winter zwischen den beiden Perioden 1961 bis 1990 und 2021 bis 2050.

Weitere regionale Abschätzungen der Temperatur- und Niederschlagsänderungen für den Alpenraum bis zum Ende des 21. Jahrhunderts, können Christensen und Christensen (2007) für die Ergebnisse aus PRUDENCE entnommen werden. Die geschätzten Temperaturänderungen (Niederschlagsänderungen) unter dem A2-Emissionsszenario betragen im Multimodell-Mittelwert $+3,3^\circ\text{C}$ (0%), $+5,0^\circ\text{C}$ (-26%), $+4,2^\circ\text{C}$ (-7%) und $+3,5^\circ\text{C}$ ($+20\%$) für Frühling, Sommer, Herbst und Winter zwischen den beiden Perioden 1961 bis 1990 und 2071 bis 2100. Der Unsicherheitsbereich der Temperaturänderung (Niederschlagsänderung) reicht dabei, mit einem Signifikanzniveau von 99% , von $+2,7^\circ\text{C}$ bis $+4,3^\circ\text{C}$ ($+0,01\text{ mm/Tag}$ bis $+0,69\text{ mm/Tag}$) im Winter und von $+3,9^\circ\text{C}$ bis $+6,7^\circ\text{C}$ ($-0,27\text{ mm/Tag}$ bis $-1,21\text{ mm/Tag}$) im Sommer (Déqué et al., 2007).

Strauss et al. (2013) schätzen mittels eines statistischen Extrapolationsverfahrens die Temperaturerhöhung in Österreich auf Basis von Beobachtungsdaten für die nächsten 33 Jahre auf $1,6^\circ\text{C}$. Dieser Wert liegt mit $0,48^\circ\text{C/Jahrzehnt}$ deutlich über den Abschätzungen auf Basis von regionalen Klimamodellen (etwa $0,25$ bis $0,3^\circ\text{C/Jahrzehnt}$), was auf den beobachteten sehr starken Temperaturtrend der letzten Jahrzehnte zurückzuführen ist. Ob dieser Trend, durch natürliche Variabilität beeinflusst, zu einer Überschätzung des künftigen Klimawandels geführt hat, oder ob regionale Klimamodelle den zukünftigen Trend systematisch unterschätzen ist derzeit nicht geklärt.

Extremereignisse

Meteorologische Extremereignisse sind in der Klimaforschung von großem Interesse, da diese eine signifikante Auswirkung auf die Natur, die Infrastruktur und das menschliche Leben haben können. Ob und inwieweit sich die Häufigkeit oder Intensität von seltenen bzw. exzessiven Ereignissen im Klimawandel verändert, ist daher auf der gesamten Welt Gegenstand laufender Untersuchungen. Die noch vorhandenen Unsicherheiten in den Zukunftserwartungen extremer Ereignisse gehen nicht nur auf die noch zu geringe räumliche und zeitliche Auflösung der Klimamodelle zurück, sondern liegen auch in der hohen Nichtlinearität dieser Phänomene begründet. Eine umfassende Diskussion zu meteorologischen Extremereignissen findet sich in Band 2, Kapitel 3.

Szenarien für Extremereignisse

Temperatur

Klimaänderungsprojektionen der Temperatur gelten in der Klimawissenschaft als die am besten abgesicherten. Dennoch bleiben auch hier noch wichtige Aspekte offen oder unzureichend berücksichtigt, vor allem, wenn es um atmosphärische Persistenzen, die natürliche Variabilität des Klimas oder um mögliche Rückkoppelungseffekte, wie z.B. jene aus der Schneebedeckung, Wolkenbedeckung oder Bodenfeuchte, geht.

In einer frühen Untersuchung wurden für Österreich moderate Extreme der Temperatur mittels statistischen Downscaling-Verfahren aus Monatsfeldern globaler Klimamodellsimulationen untersucht (Formayer et al., 2003). Im Vergleich der relativen Häufigkeit von Tropentagen ($T_{\max} \geq 30^\circ\text{C}$) und Sommertagen ($T_{\max} \geq 25^\circ\text{C}$) für unterschiedliche Zeitperioden für Wien zeigt sich ein Anstieg in der Häufigkeit von Tropentagen von 10 % auf 24 % sowie von 40 % auf 69 % im Fall der Sommertage (2020 bis 2049 verglichen mit 1961 bis 1990). Bei einer anderen Untersuchung für Wien und Graz zur nächtlichen Abkühlung wurden mittels Analogverfahren tägliche Maxima und Minima der Temperatur aus globalen Klimamodellsimulationen abgeleitet (Gerersdorfer et al., 2006). Im Vergleich zur Periode 1961 bis 1990 erhöht sich demnach die Anzahl der „warmen Nächte“ von 3,6 auf 22,9 in Graz sowie von 9,9 auf 33,6 in Wien an der Station Hohe Warte im Szenario für 2019 bis 2048. Als warme Nacht wird in dieser Arbeit eine Nacht mit Minimum nicht unter 18°C bezeichnet wenn diese auf ein Tagesmaximum von $\geq 30^\circ\text{C}$ folgt.

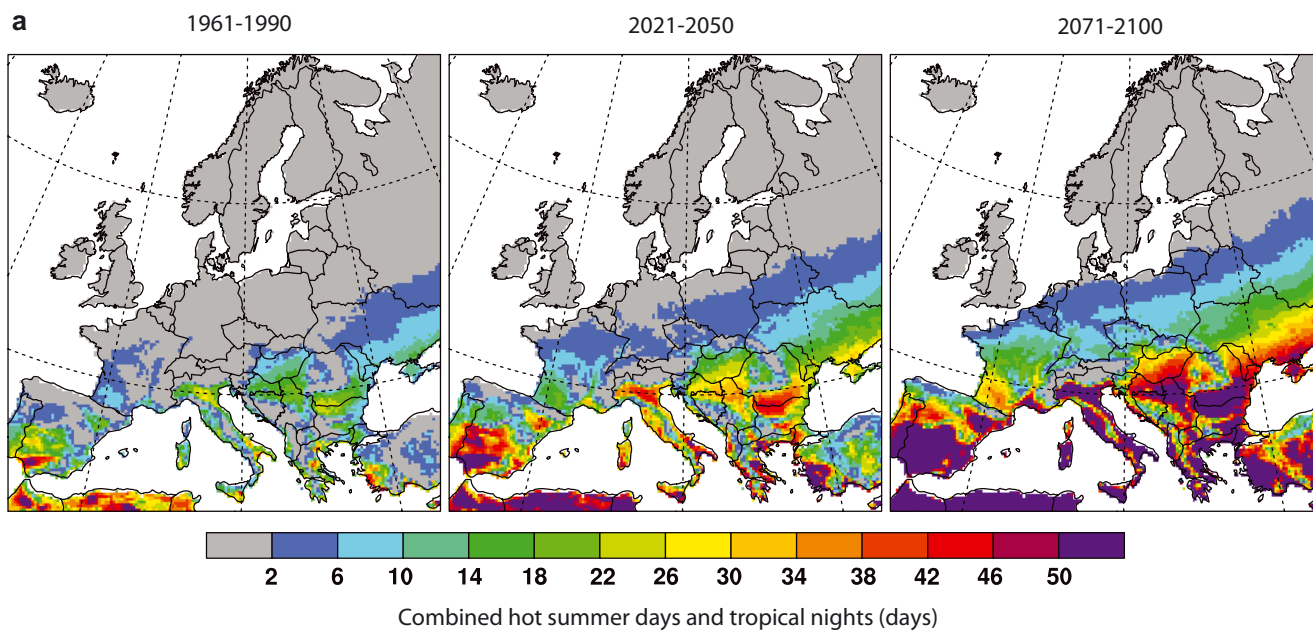
Die Veränderung von verschiedenen Indizes für tägliche Temperaturextremwerte in der Klimazukunft wurde im Projekt PRUDENCE u.a. auch für den Alpenraum untersucht (Kjellström et al., 2007). Dabei wurde jeweils das Klimaszenario A2 (minus CTRL) aus zehn regionalen Klimamodellen für die Periode 2071 bis 2100 mit der Periode 1961 bis 1990 verglichen. Je nach Modell nimmt in Österreich die Temperatur für das 95. Perzentil von T_{\max} (JJA) um 4 bis 9°C , sowie für das 5. Perzentil von T_{\min} (DJF) um 5 bis 8°C zu. Die räumlichen Unterschiede über Europa und zum Teil auch über Österreich variieren zwischen den Modellen. Vor allem aber auch das Klimasignal selbst unterscheidet sich erheblich zwischen den Modellen obwohl alle Regionalmodelle mit dem gleichen Globalmodell HadAM3H bzw. HadCM3 im Emissionsszenario A2 angetrieben wurden. Die Autoren zeigen zudem, dass der jeweilige Modellfehler zu den Randwerten der Verteilung von T_{\max} und T_{\min} hin systematisch größer ist.

Eine andere Untersuchung (Nikulin et al., 2011) bestätigt im Übrigen die stärkere Erhöhung der kältesten Temperaturminima ($+6^\circ\text{C}$) im Vergleich mit jener der wärmsten Temperaturmaxima ($+4^\circ\text{C}$) im A1B-Szenario. Hierfür wurde ein regionales Klimamodell (RCA3) mit sechs verschiedenen globalen Klimamodellen angetrieben und die Simulationen verglichen.

Fischer und Schär (2010) analysierten die Ergebnisse aus einer Multimodel-Simulation mit regionalen Klimamodellen aus dem ENSEMBLES-Projekt hinsichtlich der Veränderung von Hitzewellen und Temperaturextremen. Dabei zeigte sich eine Erhöhung der Temperatur beim Auftreten von Hitzeperioden im Sommer der Klimazukunft von $+4^\circ\text{C}$ in Österreich (Periode 2071 bis 2100). Die Häufigkeit im Auftreten von Hitzewellen (HWF90: Überschreitung des 90. Perzentils für T_{\max} an 6 aufeinander folgenden Tagen) wird dabei von 5 auf 15/Jahr bis zum Ende des Jahrhunderts ansteigen.

In Abbildung 4.11 ist die Veränderung der sommerlichen (JJA) Hitzebelastung dargestellt. Dieser Index ist ein kombiniertes Maß aus heißen Tagen und darauf folgenden tropischen Nächten. Besonders in Südostösterreich wird eine starke Zunahme auf bis zu 30 solcher Tage simuliert (zum Vergleich 7 Tage während der Periode 1961 bis 1990).

Für Oberösterreich wurde von Kromp-Kolb et al. (2009) eine Untersuchung über die zukünftig zu erwartende Hitzebelastung durchgeführt. Dabei wurden sowohl „heiße Tage“ als auch Hitze-Episoden nach Kysely (mindestens 3 aufeinander folgende Tage mit $T_{\max} \geq 30^\circ\text{C}$; Kysely, 2004) aus Temperaturfeldern des globalen Klimamodells ECHAM5 statistisch abgeleitet. So nimmt beispielsweise an der Station Linz/Hörsching die mittlere Anzahl der Tropentage von 9,6 (1976 bis 2005) auf 16,3 (2010 bis 2039) zu. Bis zum Ende dieses Jahrhunderts soll sich die Anzahl der Tropentage im Szenario A1B hier sogar verdreifacht haben. Waren Kysely-Episoden im aktuellen Klima noch mit 8 Ereignissen pro Jahr zu beobachten, steigt die Häufigkeit gegen Mitte dieses Jahrhunderts je nach Emissionsszenario bereits auf 13 bis 21 Episoden an. Zu ganz ähnlichen Aussagen gelangt auch eine andere Untersuchung, die für die Stadt Wien durchgeführt wurde (Formayer et al., 2007). Dabei wurde im Gegensatz zur ersten Untersuchung für Oberösterreich direkt mit regionalen Klimasimulationen des Regionalmodells REMO in Verbindung mit einer Bias-Korrektur gearbeitet. In dieser Arbeit wurden verschiedene temperatursensitive Indikatoren für verschiedene Standorte innerhalb Wiens berechnet – eine Auswahl ist in Abbildung 4.12 zusammengestellt. Neben der markanten Veränderung der Indikatoren speziell nach der zweiten Hälfte des Jahrhunderts, werden auch die Auswirkungen des Stadteffekts veranschaulicht. An den zwei heißesten Wiener Stationen er-



Abdruck mit freundlicher Genehmigung von Macmillan Publishers Ltd.: Nature Geoscience 3, S. 398–403, Abb.3a, © 2010

Abbildung 4.11 Veränderung des Hitzestresses in Europa (Kombination aus Hitzetagen und tropischen Nächten; Anzahl an Tagen). Mittelwert aus Multimodel-Simulationen regionaler Klimamodelle (ENSEMBLES-Projekt) 2071–2100 verglichen mit 1961–1990. Quelle: Fischer und Schär (2010)

Figure 4.11 Change in heat stress in Europe (combination of hot summer days and tropical nights; number of days). Average of multi-model simulations from regional climate models (ENSEMBLES-project). 2071–2100 versus 1961–1990. Source: Fischer and Schär (2010)

gibt sich in dieser Studie ein Anstieg der Hitzetage von derzeit rund 15 Ereignissen im Mittel auf etwa 30 bis zur Mitte des Jahrhunderts, bis zum Ende des Jahrhunderts liegen die Werte zwischen 45 und 50 Ereignissen. Gleichzeitig nehmen kalte Nächte mit Frost in der Innenstadt von derzeit rund 50 Ereignissen auf unter 40 zur Mitte des Jahrhunderts und knapp über 20 am Ende des Jahrhunderts ab.

Dürre

Calanca (2007) analysierte die Eintrittswahrscheinlichkeit und Intensität von Dürreepisoden im Alpenraum in der Klimazukunft 2071 bis 2100 des Modells HIRHAM4 für das Szenario A2. Dafür wurde in Anlehnung an den bekannten Palmer-Drought-Severity-Index ein modifizierter Index entwickelt. Die Ergebnisse zeigen eine Verdreifachung in der Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer Dürre im Vergleich zur Vergangenheit (1961 bis 1990). Die Intensitäten bei einer Dürre selbst sollen sich dabei verdoppeln. Der Autor betont mögliche Unsicherheiten in den Ergebnissen, die sich aus den zu Grunde liegenden Niederschlagszenarien des Klimamodells ergeben.

Besondere Schwierigkeiten in der Ableitung von Klimaszenarien hinsichtlich Trockenperioden oder landwirtschaftlicher Dürren ergeben sich aus der schlechten Abbildung von Persis-

tenzen außergewöhnlicher Trockenphasen in Klimamodellen (Blenkinsop und Fowler, 2007). Die Autoren betonen in ihrer Untersuchung für Europa, dass die simulierten Veränderungen in der Häufigkeit und Charakteristik von Dürren ganz wesentlich vom Untersuchungsgebiet und der Art des Ereignisses abhängen. Die Unsicherheiten der Ergebnisse wiederum sind von der Wahl des Regionalmodells sowie des antreibenden Globalmodells abhängig.

In einer aktuellen Studie von Heinrich und Gobiet (2011) wurde die zukünftige Veränderung von Feuchte- und Trockenepisoden in Europa aus acht regionalen Klimamodellsimulationen unter Verwendung des IPCC-Emissionsszenarios A1B (ENSEMBLES-Projekt) untersucht. Dabei zeigen sich speziell im äußersten Norden (Süden) Europas eindeutige und statistisch signifikante Veränderungen zu feuchteren (trockeneren) Bedingungen im Vergleich von 2012 bis 2050 gegenüber 1961 bis 1990. Im Alpenraum sind die Ergebnisse etwas differenzierter zu betrachten, hier zeigt sich im scZ-Index (self-calibrated Palmer Z-Index) im Mittel eine Verschiebung zu feuchteren Bedingungen von +37 % im Winter sowie zu trockeneren Bedingungen von –31 % im Sommer. Bei der Analyse der Charakteristiken der Trocken- und Feuchtephasen selbst ergeben sich im Alpenraum keine bedeutenden Veränderungen in der Klimazukunft.

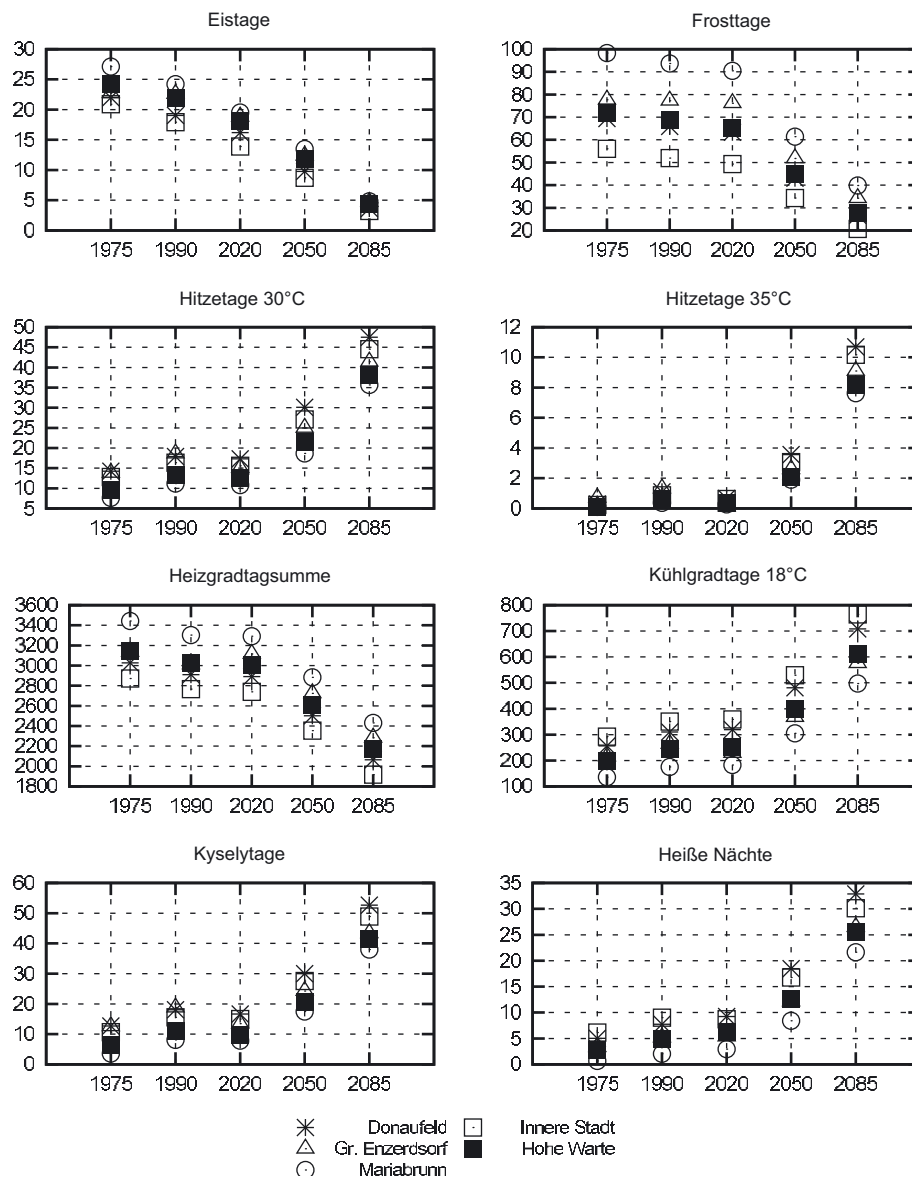


Abbildung 4.12 Auswahl an thermischen Indikatoren für 5 Standorte in Wien. Die Auswertungen beruhen auf fehlerkorrigierte Regionalszenarien von REMO-UBA A1B. Adaptiert nach Formayer et al. (2007)

Figure 4.12 Selection of thermal indicators for 5 locations within Vienna, based on bias corrected regional scenarios of REMO-UBA A1B. Adapted after Formayer et al. (2007)

Änderungsszenarien von Dürren sind vor allem auf der regionalen Skala mit Unsicherheiten behaftet. Die wesentlichsten Gründe dafür sind immer noch schwierig zu simulierende Größen, wie die lokale Bodenfeuchte, der regionale Niederschlag oder aber auch die Simulation von Persistenzen der atmosphärischen Zirkulation.

Niederschlag

Groismann et al. (1999) untersuchten die Veränderung der statistischen Charakteristiken des Niederschlags aus langjährigen, täglichen Messungen acht unterschiedlicher Länder der Welt. Dabei wurde gezeigt, dass sich der Formparameter der Verteilung örtlich und zeitlich quasi-konstant verhält, aber

der Skalierungsparameter in Raum und Zeit höchst variabel ist. Eine beobachtete Veränderung des Mittelwerts von +5 % bedingt somit eine 4-fache Zunahme der moderaten Extreme (z. B. 25 mm Grenzwert für Russland, Kanada, Norwegen, Polen), da sich die Anzahl der Niederschlagstage selbst nicht verändert hat. Für die Zukunft lässt sich daraus das Potential für eine erhöhte Wahrscheinlichkeit von starken Niederschlägen in einer wärmeren (und feuchteren) Atmosphäre ableiten. Eine mathematisch-theoretische Bestätigung dieser Hypothese ist in Katz (1999) zu finden.

Frei et al. (2003) vergleichen Niederschlagsindizes aus Simulationen von fünf verschiedenen regionalen Klimamodellen (ca. 50 km Auflösung) im Alpenraum auf Tagesbasis und schlussfolgern, dass die Modelle in der Lage sind, die wichtigen

räumlichen Muster von mesoskaligen (200 km), starken Niederschlägen (90. Perzentil) klimatologisch zu reproduzieren.

In einer nachfolgenden Studie (Frei et al., 2006) wurde die zukünftige Veränderung von Niederschlagsextremen im Alpenraum anhand von sechs verschiedenen regionalen Klimamodellen untersucht. Die Modelle zeigen dabei im Winter (DJF) eine Erhöhung der Anzahl der Niederschlagstage als auch der Niederschlagsintensitäten von 10 %. Betreffend der mehrtägigen Starkniederschläge (5-tägige Summen, 5-jährliches Ereignis) lässt sich aber für Mitteleuropa kein einheitliches Vorzeichen im Klimasignal erkennen.

Es zeigt sich eine deutliche Abnahme bei der Anzahl der Niederschlagstage als auch bei den mittleren saisonalen Summen. Bei den extremen 1-Tagesniederschlägen (5, 10 bzw. 50 jährliche Ereignisse) zeigt sich aber bei fast allen Modellen eine deutliche Erhöhung der Intensitäten.

Hofstätter und Matulla (2010) analysierten Starkniederschlagsereignisse in Österreich auf Tagesbasis mittels statistischer Downscaling-Verfahren für die Klimazukunft aus ECHAM5. Sie finden eine noch stärkere Zunahme der Intensitäten als Frei et al. (2006) von 17–26 % im Sommerhalbjahr (2007 bis 2051 verglichen mit 1963 bis 2006) bei 30-jährlichen Niederschlagsereignissen. Des Weiteren wurde eine besonders ausgeprägte Zunahme im Südosten und Osten Österreichs während der Herbstmonate gefunden, welche als Hinweis auf eine mögliche Veränderung der Häufigkeit von bestimmten Wetterlagen (Vb-Lagen) im östlichen Alpenraum interpretiert wurde.

Die Veränderungen der jährlichen maximalen Tagesniederschläge wurde für Mitteleuropa (Sommer – JJA) auch von Beniston et al. (2007) analysiert. Für die Periode 2071 bis 2100 zeigen die in PRUDENCE verwendeten regionalen Klimamodelle dabei aber höchst diverse Ergebnisse. Die Änderungen der Mittelwerte umfasst je nach Modell –45 % bis –10 %, die jährlichen Tagesmaximalwerte ändern sich um –26 % bis +22 %.

Dankers und Hiederer (2008) zeigten bei einer Analyse des regionalen Klimamodells HIRHAM, dass sich die extremsten Tagesniederschläge (Intensität: 99er Perzentil) vor allem in der Osthälfte Österreichs in der Periode 2071 bis 2100 bereits um bis zu 40 % stärker werden könnten. Auch die jährlichen Maximalwerte von 5-tägigen Niederschlagssummen deuten auf eine ähnliche Zunahme hin (vorwiegend Alpennordseite).

Hochaufgelöste regionale Klimamodellsimulationen (< 20 km) wurden von Smiatek et al. (2009) für den Alpenraum verglichen. Dabei zeigt sich erneut eine Bestätigung der Abnahme des mittleren Sommerniederschlags (JJA) um 30 % sowie eine Zunahme der Winterniederschläge um 5 % bis

25 % in der GAR. Überraschend und konträr zu anderen Untersuchungen ist die Erkenntnis, dass sich die Mengen bei den starken Niederschlagsereignissen (90er Perzentil aller Niederschlagstage) im Sommer kaum verändern sollen.

Die zukünftige Veränderung der jährlichen Niederschlagsmaxima mit 20-jährlicher Wiederkehrwahrscheinlichkeit wurde von Nikulin et al. (2011) für Europa analysiert. Die Autoren verwendeten das regionale Klimamodell RCA3 in 49 km Auflösung und analysierten sechs Simulationen mit unterschiedlichen Globalmodellen als Antrieb. Im Alpenraum wird eine Erhöhung der Intensitäten bei 20-jährigen Ereignissen im Winter von 5 % bis 15 % sowie im Sommer von etwa 10 % bis 20 % simuliert.

Abschließend bleibt anzumerken, dass in fast allen Studien über Niederschlagsextreme der Zukunft bis dato lediglich die Änderungen von Mittelwerten auf saisonaler Basis oder die Überschreitungswahrscheinlichkeiten von fixen Perzentilen für große Gebiete untersucht wurde. Des Weiteren wird mehrfach auf eine mögliche überproportionale Veränderung der Niederschlagsintensitäten besonders bei höheren Perzentilen hingewiesen. Je detaillierter die Analysen über Niederschlagsextreme sind desto größer werden im Allgemeinen die Unsicherheiten und Modelldifferenzen. Oft zeigt sich in den Ergebnissen der Simulationen hoch aufgelöster Regionalmodelle ein derart komplexes räumliches Muster im Klimasignal für die Zukunft, dass eine klare Interpretation nicht möglich ist. Vor allem für Aussagen über zukünftige Niederschlagsextreme insbesondere im klimatisch komplexen Alpenraum bleibt somit ein erheblicher Forschungsbedarf bestehen. Des Weiteren besteht auch erheblicher Forschungsbedarf in der Frage der Ursachen und Wechselwirkungen der einzelnen physikalischen Mechanismen bzw. Prozesse, welche zu einer Niederschlagsänderung führen können. Dies gilt insbesondere für extreme Niederschlagsereignisse mit konvektivem Charakter.

Wind

Extreme Windgeschwindigkeiten können bei meteorologischen Phänomenen unterschiedlichster Art entstehen. Diese Phänomene reichen von Frontpassagen und Sturmtiefs über Gewitter bis hin zu Föhnereignissen. Vor allem kleinräumige und kurzlebige Phänomene werden dabei oft gar nicht oder nur indirekt über Parametrisierungen in den aktuellen Klimamodellen erfasst. Fast alle Aussagen über Veränderungen der Sturmhäufigkeiten und Intensitäten in der Klimazukunft beziehen sich somit auf die Untersuchung von großräumigen Tiefdruckgebieten und deren Druckfeldern. Ein solches Er-

eignis ist beispielsweise das Orkantief Kyrill im Jänner 2007 über Europa. Für extreme Windereignisse die mit Gewittern oder Frontpassagen verbunden sind, existieren für Österreich derzeit keine Untersuchungen.

Die Analyse von Indizes für großräumige Windextreme für den Winter (DJF) aus acht verschiedenen Regionalmodellen (Projekt PRUDENCE) von Beniston et al. (2007) zeigt eine schwache Zunahme von unter 5 % des 90er Perzentils der Windgeschwindigkeit (Tagesmittelwert) für Österreich in der Zukunft.

Als Ursache dieser Zunahme wird die vom Globalmodell HadAM3H simulierte Verstärkung des Druckgradienten über Nordwesteuropa angegeben. Die Intensivierung der Frontalzone im Winter soll so zu einer verstärkten Tiefdrucktätigkeit in Europa führen. Im Sommer (JJA) wird eine Zunahme von Tagen mit niedrigen Windgeschwindigkeiten angegeben.

Zu ähnlichen Ergebnissen kommen auch die Autoren einer anderen Studie (Donat et al., 2010), in der das Risiko von Sturmschäden in Europa analysiert wird. Globale Klimamodelle zeigen demnach für die nächsten Jahrzehnte eine weitere Verlagerung der Zugbahnen der atlantischen Tiefdruckgebiete nach Norden hin (55. bis 60. Breitengrad). In der Nordhemisphäre zeigt sich gleichzeitig eine deutlich reduzierte Anzahl von extratropischen Tiefdruckgebieten.

Sogenannte Sturmtiefs weisen allerdings eine verstärkte Häufigkeit an bestimmten Hot Spots – wie etwa im Bereich des Nordost-Atlantiks – auf. In Europa selbst nimmt in den Multi-Model-Ensembles regionaler Klimamodellsimulationen

die Frequenz der Sturmtage um 19–33 % zu, Nordwest- und Westwetterlagen werden häufiger. Darüber hinaus steigt die Windgeschwindigkeit bei Sturmereignissen in großen Teilen von Mittel- und Nordeuropas um 5 %. Diese Zunahme wird hauptsächlich durch den höheren Wasserdampfgehalt der Atmosphäre und der damit verbundenen Zunahme verfügbarer Energie begründet. Eine generelle Abnahme und Abschwächung der Sturmtätigkeit ist im Mittelmeerraum zu erkennen (Abbildung 4.13).

Nikulin et al. (2011) vergleichen die Simulationen des Regionalmodells RCA3, jeweils angetrieben mit sechs unterschiedlichen Globalmodellen, und zeigen, dass für das Gebiet von Österreich mit keiner bzw. einer schwachen Abnahme der Windgeschwindigkeiten bei 20-jährigen Ereignissen von täglichen Windmaxima zu rechnen ist (Multi-Model Mittel). Allerdings unterscheiden sich die Ergebnisse im Detail deutlich und reichen je nach Modell von –10 bis +10 %. Klimaprojektionen über Extremwerte des Windes sind somit immer noch mit bedeutenden Unsicherheiten behaftet. Viele Fragestellungen müssen darüber hinaus erst hinreichend untersucht werden.

Gewitter und Hagel

Veränderungen in der Häufigkeit oder Intensität von Gewittern und Hagel sind eine der aktuellsten aber auch schwierigsten Fragen der Klimaforschung. Die Schwierigkeiten liegen vor allem in der Seltenheit des Phänomens und der damit

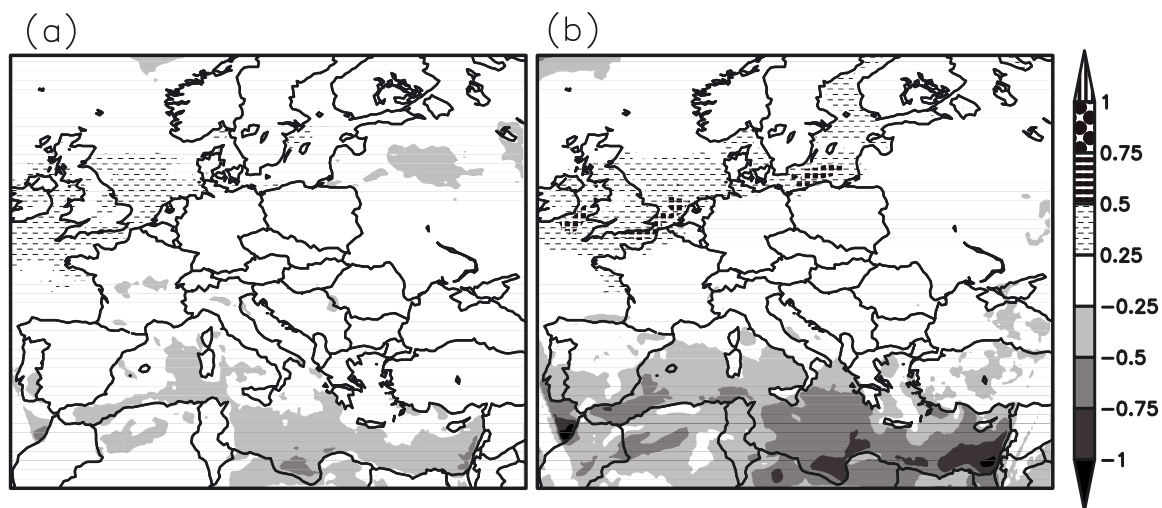
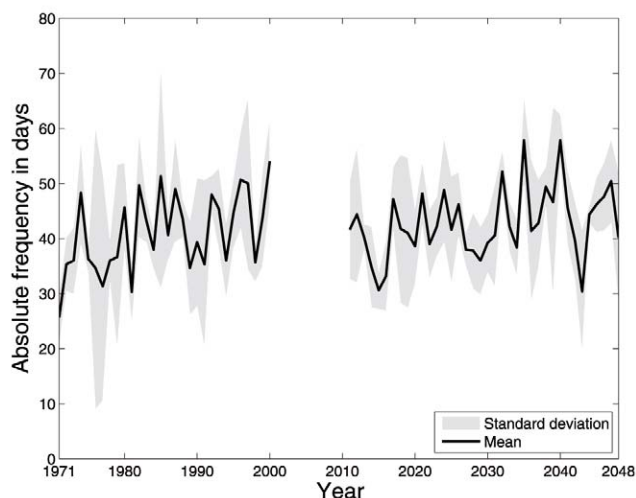


Abbildung 4.13 RCM-Ensemble Mittelwert für das anthropogene Klimasignal des 98er Perzentils der maximalen täglichen Windgeschwindigkeit im Klimaszenario A1B. Die Stärke der Änderungen ist durch die Schattierung dargestellt (Einheit: m/s). a) A1B (2021–2050) –20 °C. b) A1B (2071–2100) –20 °C. Adaptiert nach Donat (2010); verwendet unter Creative Commons 3.0

Figure 4.13 RCM-ensemble mean climate change signal of the 98 percentile of the maximum daily wind speed from the A1B scenarios. The strength of the change (m/s) is indicated by the shading. a) A1B (2021–2050) –20 °C. b) A1B (2071–2100) –20 °C. Adapted after Donat (2010); verwendet unter Creative Commons 3.0



Long-term trends of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models using a Bayesian approach/Kapsch, M.-L., Kunz, M., Vitolo, R., Economou, T./Journal of Geophysical Research 117 © 2012 American Geophysical Union. All Rights Reserved

Abbildung 4.14 Anzahl der mit Hagel verbundenen Wetterlagen für den Kontrolllauf (C20, 1971–2000) sowie für die zukünftigen Szenarien für das Modell CCLM-Echam5, CCLM-KL, und CCLM-CC3ma. Quelle: Kapsch et al., 2012

Figure 4.14 Numbers of weather pattern associated with hailstorms within the control run (C20, 1971–2000) and future scenarios of the model CCLM-ECHAM5, CCLM-KL and CCLM-CC3ma. Source: Kapsch et al., 2012

verbundenen unzureichenden Datengrundlage für die Vergangenheit begründet. Vor allem für den Westen der USA, aber auch für Mitteleuropa existieren einige erste Arbeiten, die mit abgeleiteten Hagel- oder Konvektionsindizes arbeiten.

Für Mitteleuropa zeigt sich dabei eine Zunahme von Tagen mit einer erhöhten Konvektionsbereitschaft in den letzten 30 Jahren (Mohr und Kunz, 2013). Als Ursache werden die Erhöhung der bodennahen Temperatur und spezifischen Feuchte genannt. Die positiven Trends in den Konvektionsindizes zeigen sich allerdings nicht mehr so deutlich, wenn auch vertikale Stabilität der atmosphärischen Schichtung mit berücksichtigt wird.

In der Analyse von Wetterlagen, die über ein hohes Potential für Hagelereignisse verfügen, zeigt sich ebenfalls eine schwache, aber statistisch signifikante, Zunahme (Kapsch, 2011, Abbildung 4.14). Regionale Klimamodellsimulationen lassen in diesem Zusammenhang keine Veränderung für die Zukunft (2010 bis 2050) erkennen (Kapsch et al., 2012).

Eine weitere Untersuchung von regionalen Klimamodellsimulationen zum Hagelpotential (PH-Index) über Deutschland lässt eine leichte Zunahme des PHI im Nordwesten und Süden erkennen (Mohr und Kunz, eingereicht 2013b).

Zum Schluss soll auf eine – in der wissenschaftlichen Gemeinschaft kontrovers diskutierte – Studie über die Entwick-

lung von Gewittern und Hagel im Westen der USA hingewiesen werden (Mahoney et al., 2012). Die Autoren finden für die Zukunft eine Abnahme von Hagel, trotz einer Zunahme der Häufigkeit von starken Gewittern und Hagel in höheren Luftschichten. Dies wird auf eine Zunahme der Höhe des Schmelzniveaus in den Gewittern im Klimawandel zurückgeführt. Durch die höhere Schmelze kommt damit weniger Hagel am Boden an. Dies führt zu einer Abnahme des Schadensrisikos durch Hagel, aber zu einer möglichen Zunahme des Risikos durch lokale Überschwemmungen.

Zusammenschau Extremereignisse

Die Erfassung von Veränderungen der Extremwerte einzelner Klimaelemente für Österreich stellen sowohl für die Analyse von Messdaten, aber noch viel mehr für die Modellierung mittels Klimamodellen, eine große Herausforderung dar. Diese Aussage ergibt sich schon allein aus der Definition von Extremereignissen als besonders selten auftretende Ereignisse. Neben der Seltenheit des Eintretens können Extremereignisse auch sehr kleinräumig sein (z. B. Gewitterniederschläge), was ihre Erfassung noch zusätzlich erschwert. Bestehende Messnetze sind daher oft nicht in der Lage, Extremereignisse zu erfassen. Für die Analyse von Messdaten braucht man sehr lange und homogene Beobachtungsreihen um statistisch signifikante Veränderungen der Extreme bestimmen zu können. Im Falle der Klimamodelle ist eine entsprechende Abbildung der zugrundeliegenden physikalischen Prozesse, die die Extremereignisse verursachen, notwendig. In Band 1, Kapitel 3 und 4 wurde gezeigt, dass diese Voraussetzungen meist nicht erfüllt sind. Das heißt, dass die entsprechenden Messreihen oft zu kurz sind und die Klimamodelle derzeit noch nicht in der Lage sind, Extremereignisse der meisten Klimaelemente zu simulieren. Diesen Wissenslücken steht jedoch die Notwendigkeit der Aussagen für Extremwerte auf Grund ihrer oft drastischen Folgewirkungen (z. B. Hochwasser- und Sturmschäden) gegenüber. Die Auswertung von Studien auf internationaler Ebene (siehe z. B. Seneviratne et al., 2012) zeigt die große Relevanz dieser Problemstellung.

Für den Alpenraum und auch für Österreich gibt es mehrere Versuche, mittels Regionaler Klimamodelle Aussagen über Änderungen von Extremereignissen zu erhalten (siehe Abschnitt 4.3). Zusätzlich können verschiedene Methoden angewandt werden, um die Aussage-schärfe über Veränderungen der Extremwerte sowohl für die Vergangenheit aber besonders auch für die Zukunft zu erhöhen:

- Erzeugen hinreichend großer Stichproben durch Methoden der Statistik und anschließender Anwendung von Methoden der Extremwertstatistik (siehe z. B. Parajka und Blöschl, 2012).
- Abschätzung der Extremwerte aus der Veränderung von robusteren Lagemaßen einer Häufigkeitsverteilung (z. B. Veränderung des Extremniederschlags aus der Verschiebung des Mittelwerts des Niederschlags, siehe z. B. Benestad et al., 2013).
- Abschätzung aus Proxygrößen beziehungsweise durch Kausalmodellierungen (siehe z. B. Matulla et al., 2008; Lenderink und Meijgaard, 2008).

Fasst man die bestehenden Studien die in Band 1, Kapitel 3 und 4 vorgestellt wurden zusammen und bewertet sie entsprechend ihrer Evidenz und Übereinstimmung, können für Österreich folgende Änderungen festgestellt werden:

- Temperaturextreme haben sich in der Vergangenheit sehr ähnlich verändert wie die Mitteltemperaturen. Ähnliches ist auch für die Zukunft mit großer Sicherheit zu erwarten. Das bedeutet, dass heiße Tage seit 1980 deutlich zugenommen haben und auch in Zukunft deutlich zunehmen werden (analoge Abnahme der kalten Tage).
- Die Bewertung der Änderung von Niederschlagsextremen entzieht sich sowohl für die Vergangenheit aber insbesondere für die Zukunft einer quantitativen Aussage. Großräumige Extremniederschläge haben seit 1980 eher zugenommen (Schöner et al., 2011). Aus der Zunahme des Niederschlagsmittels im Winter bis 2050 ist auch eine mäßige Zunahme der großflächigen Extremereignisse nördlich des Alpenhauptkammes zu erwarten.
- Winterliche Sturmereignisse, die in Zusammenhang mit großräumigen Druckgebilden stehen, haben trotz einer massiven Temperaturzunahme seit 1980 zu keiner Zunahme der Sturmhäufigkeit geführt. Auch für die Zukunft ist derzeit keine Veränderung ableitbar.

4.4 Schnittstellen zur Klimafolgenforschung

4.4 Interfaces to impact research

4.4.1 Einleitung

Die Beschäftigung mit dem Klima, sowohl der Vergangenheit als auch seiner zukünftigen Entwicklung, ist schon lange nicht mehr nur den Meteorologen oder den Klimaforschern im engeren Sinne vorbehalten. Meteorologisch/klimatologische Daten werden in einer Unzahl an Anwendungen in den verschiedensten Disziplinen benötigt (vgl. Tabelle 4.2). Diese reichen von der direkten Verwendung von meteorologischen Zeitreihen in Prozessmodellen in der Hydrologie oder der Pflanzenwachstumsmodellierung bis hin zu hochkomplexen Indikatoren für die Versicherungswirtschaft oder sozio-ökonomischen Fragestellungen. Die meisten Personen, die sich mit Klimaszenarien beschäftigen, aber nicht direkt aus der Klimaforschung kommen, sind es zwar gewohnt mit meteorologischen Daten zu arbeiten, gehen aber bei der Verwendung von Klimaszenariendaten davon aus, dass diese dieselbe Qualität und statistischen Eigenschaften besitzen, wie die Beobachtungen. Natürlich können Modellergebnisse diesen Anspruch nicht erfüllen und daher müssen Klimaszenariendaten nachbearbeitet werden. Dies sollte durch Experten erfolgen, die auch Erfahrung mit der Klimamodellierung haben, da bei der Nachbereitung das Wissen über die Qualitäten und Probleme des jeweiligen Klimamodells von Vorteil ist.

4.4.2 Spezifische Anforderungen der Klimafolgenforschung

Im Rahmen des ACRP-Projekts KlimDatz (Formayer et al., 2011b) wurde unter anderem untersucht, welche Personen und Einrichtungen die Daten und Informationen auf einem österreichischen Klimadatenzentrum nützen würden (Loibl et al., 2011b). In Tabelle 4.2 sind die Hauptergebnisse dieser Untersuchung dargestellt, wobei die Gesamtzahl an Rück-

Tabelle 4.2 Nutzergruppen in Österreich, die Klimadaten (sowohl Beobachtungen als auch Szenarien) verwenden. Quelle: Loibl et al. (2011b)
Table 4.2 Austrian user groups working with climate data (observation as well as scenarios). Source: Loibl et al. (2011b)

Benutzergruppen	[%]	Benutzergruppen	[%]
Klimafolgenforschung	31	Behörden & Kommunen	9
Land- & Forstwirtschaft	23	Versicherungen, Exekutive, Katastrophenschutz	5
Wissenschaft	14	Bildung, Medien, Öffentlichkeit	4
Energie / Wasserwirtschaft	10	Sonstige	4

meldungen 139 betrug. Dies bedeutet bei der geringen Größe der österreichischen Forschungsgemeinschaft eine sehr hohe Rücklaufquote. Man erkennt deutlich das breite Interesse der Forschung aber auch der Gesellschaft an Informationen zum Klima in der Vergangenheit und der Zukunft.

Etwa die Hälfte der Interessierten kommt direkt aus dem Forschungs- und Wissenschaftsbereich. Bei dieser Gruppe muss man davon ausgehen, dass die Ansprüche an die Qualität der räumlich / zeitlichen Auflösung und der verfügbaren Parameter am höchsten ist, da diese Gruppe die Klima(szenarien)-Daten in eigenen Prozessmodellen und Algorithmen weiter verwendet. Die Nutzer aus den angeführten Wirtschaftssektoren, den Behörden und der interessierten Öffentlichkeit wiederum sind weniger an Datenreihen interessiert, sondern an aufbereiteten Informationen entweder von direkten klimatologischen Analysen, als auch an aufbereiteten Informationen aus der Klimafolgenforschung.

Die Bereitstellung an klimarelevanter Information für die letztere Gruppe muss Aufgabe der gesamten Forschungsgemeinschaft sein. Um die Qualitätsansprüche der ersten Gruppe zu erfüllen, sind in erster Linie die Klimaforschung selbst – und hier insbesondere auch die Klimamodellierer – gefordert, da für die Aufbereitung von Klimaszenarien unbedingt das Wissen für die Qualität und die Probleme der verwendeten Klimamodelle und Regionalisierungsansätze mit einfließen muss.

Der überwiegende Teil der Modelle und Ansätze in der Klimafolgenforschung wurde entwickelt, um Untersuchungen in der Gegenwart oder der Vergangenheit durchzuführen. Die Komplexität der verwendeten Modelle und Ansätze richtete sich hierbei unter anderem auch nach der Verfügbarkeit an meteorologischen Daten. Durch die Weiterentwicklung der Messtechnik, der Datenspeicherung und -bearbeitung wurde es in den letzten Jahrzehnten immer leichter, Zugang zu zeitlich hoch aufgelösten meteorologischen Daten und zu mehr meteorologischen Parametern zu bekommen.

Ein gutes Beispiel für diese Weiterentwicklung ist die Berechnung der Verdunstung. War es früher meist ausreichend, die Verdunstung mittels der Haudeformel (Haude, 1955) aus Temperatur und Luftfeuchtigkeit auf Monatsbasis zu schätzen, so wird heute häufig der Penman-Monteith-Ansatz (Monteith, 1981) gewählt. Für diese Methode benötigt man jedoch zumindest tägliche Daten und man braucht zusätzlich die Strahlung und Windgeschwindigkeit.

Für die Klimafolgenforschung wäre es natürlich das Einfachste, wenn für Untersuchungen unter Szenariobedingungen die gleichen Modelle angewendet werden könnten wie für die Untersuchungen in der Vergangenheit. Dies bedeutet jedoch, dass die Qualität der meteorologischen Szenariodaten

denen von meteorologischen Messungen entsprechen sollten und neben Temperatur und Niederschlag immer häufiger auch Szenarien für die relative Luftfeuchtigkeit, die Globalstrahlung und den Wind benötigt werden. Zudem sollten die Szenariodaten die statistischen Eigenschaften von Punktdaten erfüllen und nicht von Daten auf Gitterflächen, da die Klimafolgenmodelle meist mit Stationsdaten – und damit Punktdaten – kalibriert sind. Wie aus den Untersuchungen im Rahmen von KlimDatz (Loibl et al., 2011b) hervorgeht, werden auch immer häufiger sub-tägige zeitliche Auflösungen (15 Minuten- oder Stundendaten) gewünscht.

Diese steigenden Anforderungen der Klimafolgenforschung sind aus Sicht der Klimamodellierung nur schwer zu erfüllen. Bei den statistischen Methoden der Regionalisierung von Klimaszenarien werden zwar meist lokale Stationsmessungen zur Ableitung der Szenarien verwendet, wodurch die Ergebnisse jenen von Punktdaten entsprechen, jedoch sind die statistischen Zusammenhänge zwischen großräumigen meteorologischen Feldern und lokalen Bedingungen nicht für alle meteorologischen Parameter gleich gut und generell können bessere Aussagen auf Monatsbasis gemacht werden. Die statistischen Zusammenhänge werden auf Tages- und Subtagesbasis deutlich schwächer.

Bei der regionalen Klimamodellierung wiederum ist es zwar möglich, Tages- und auch Subtagesdaten direkt zu berechnen – in reclip:century wurden der Großteil der Parameter stündlich abgespeichert – jedoch reicht die Qualität der derzeitigen Modelle nicht aus, die Ergebnisse direkt in der Klimafolgenforschung zu verwenden. Hierzu muss eine Nachbearbeitung der Modellergebnisse erfolgen. Neben einer Fehlerkorrektur ist auch eine weitere Lokalisierung der Ergebnisse notwendig, da die derzeit höchst aufgelösten regionalen Szenarien eine Auflösung von 10 km haben. Somit entspricht ein Gitterpunkt einer Fläche von 100 km². Diese Auflösung ist noch nicht geeignet, die Komplexität des Geländes innerhalb der Alpen adäquat abzubilden.

4.4.3 Statistische Nachbearbeitung (regionaler) Klimamodellergebnisse

Methoden der statistischen Fehlerkorrektur

Die hier beschriebenen Fehlerkorrekturen beziehen sich auf Klimaszenarien aus dynamischem Downscaling (regionaler Klimamodellierung). Beim statistischen Downscaling fließen bei der Methodik selbst lokale Beobachtungsdaten ein. Diese können daher nicht für eine weitere Verbesserung der Ergebnisse verwendet werden.

Wie in Abschnitt 4.2 dargestellt, können die absoluten Fehler regionaler Klimamodelle bei uns im Alpenraum sowohl bei der Temperatur als auch insbesondere beim Niederschlag deutlich größer sein, als das Klimaänderungssignal bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts. Diese Problematik erlaubt es nicht, die Modellergebnisse direkt für Folgeuntersuchungen zu verwenden. Daher wurden in der Vergangenheit verschiedene Ansätze entwickelt, um die Szenarien für die Klimafolgenforschung nutzbar zu machen. Eine Übersichtsarbeit über diese Methoden und ihre Vor- und Nachteile bei Tagesniederschlägen im Alpenraum findet sich bei Themeßl et al. (2011a).

Die einfachste und älteste Methode, Klimaszenarien zu nutzen, besteht in der Verwendung des Klimaänderungssignals. Hierbei werden für zwei verschiedene Zeitscheiben (etwa die Perioden 1961 bis 1990 und 2071 bis 2100) die interessierenden Klimakenngrößen (z. B. Monatsmitteltemperatur) berechnet und die Differenzen zwischen diesen beiden Zeitscheiben bestimmt. Um aus dem Klimaänderungssignal wieder Zeitreihen zu generieren, kann man entweder das Klimaänderungssignal direkt auf reale Beobachtungsdaten aus dem Zeitraum der ersten historischen Zeitscheibe aufsetzen, oder diese mittels Wettergeneratoren erzeugen (siehe Abschnitt 4.2.2). Bei Szenarien auf Monatsbasis ist es auch möglich, vom Klimamodell eine Zeitreihe der Anomalien zu berechnen und diese auf die Klimatologie der Beobachtungen aufzusetzen. Diese Methode hat gegenüber der ersteren den Vorteil, auch Veränderungen der Variabilität zu berücksichtigen und nicht nur eine Mittelwertverschiebung, ist jedoch für Tagesdaten nicht geeignet.

Grundsätzlich kann man bei komplexeren statistischen Fehlerkorrekturen zwischen direkten und indirekten Methoden unterscheiden. Bei den direkten Methoden wird ein statistischer Zusammenhang zwischen demselben Parameter im Modell und der lokalen Beobachtung verwendet, also etwa Temperatur-Modell versus Temperatur-Beobachtung. Die indirekten Methoden entsprechen jenen vom statistischen Downscaling (siehe Abschnitt 4.2), wo aus einen oder mehreren Modellparametern die lokale Größe geschätzt wird (etwa Analogmethode, oder Multiple Linear Regression), wobei hier nicht Ergebnisse von Globalmodellen verwendet werden, sondern eben Ergebnisse der regionalen Modellierung.

Eine sehr erfolgreiche direkte Methode der Fehlerkorrektur auch von Tagesdaten ist das „Quantile mapping“. Diese Methode wurde erstmals von Michele Déqué (Déqué, 2007) auf regionale Klimamodellergebnisse angewandt. Hierbei wird ein Parameter – etwa Tageswerte der Temperatur oder des Niederschlags – eines Klimamodells und der lokalen Beobachtung nach der Größe sortiert und eine empirische kumulative Häu-

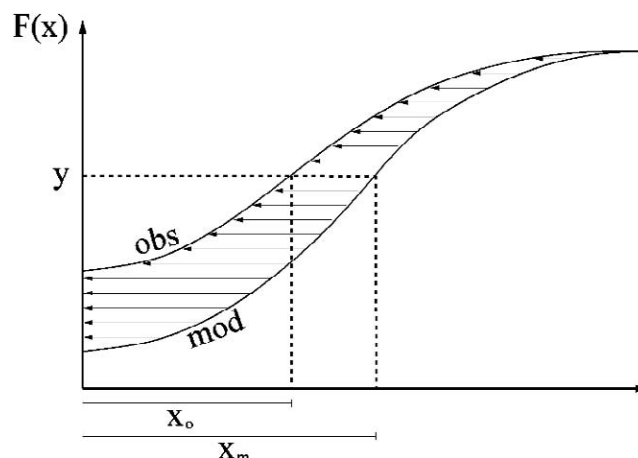


Abbildung 4.15 Schema der Fehlerkorrektur mittels Quantile mapping. Exemplarisch dargestellt ist die kumulative Häufigkeitsverteilung eines Parameters des Modells (mod) und der Beobachtung (obs). Für jeden Perzentilwert (y) wird die Differenz zwischen Modell und Beobachtung ($X_m - X_o$) bestimmt. Quelle: Formayer und Haas (2009)

Figure 4.15 Diagram of the quantile mapping bias correction technique. Shown is the cumulative frequency distribution of a parameter from the model (mod) and of the observation (obs). For every percentile value (y) the difference between model and observation ($X_m - X_o$) is calculated. Source: Formayer and Haas (2009)

figkeitsverteilung von beiden Datensätzen erstellt (siehe Abbildung 4.15). Aus den Differenzen dieser beiden empirischen Häufigkeitsverteilungen kann man entweder direkt eine Fehlerkorrekturfunktion bestimmen (Formayer, 2011a, Themeßl 2011b), oder man passt eine theoretische Verteilungsfunktion (Piani, 2009) an.

Mithilfe des Quantile mapping erfolgt nicht nur eine Korrektur der mittleren Bedingungen, sondern es wird die gesamte Verteilungsfunktion einer Variablen von den Beobachtungsdaten auf die Klimamodellergebnisse übertragen. Dadurch wird nicht nur der Mittelwert nahezu perfekt reproduziert (siehe Abbildung 4.16), sondern auch „mäßige“ Extreme. Werte, die innerhalb der ersten und 99. Perzentile liegen, sollten bei richtiger Implementierung durchaus reproduziert werden. Wirklich schadensverursachende Extreme, die nur alle 10–20 Jahre oder noch seltener vorkommen, sind hingegen problematisch. Diese Ereignisse sind häufig nicht einmal in den Beobachtungsdaten enthalten. Bei Stationen, wo diese vorkommen, sieht man häufig, dass diese absoluten Extreme wenig mit der Verteilungsfunktion unterhalb der 99er Perzentile zu tun haben, da hier besondere Prozesse oder die Überlagerung mehrerer Prozesse wirksam werden. Bei Untersuchungen von schadensverursachenden Extremen sind daher statistische Standardverfahren zur Fehlerkorrektur nicht hilfreich.

Eine wesentliche Voraussetzung für die statistische Fehlerkorrektur ist die Verfügbarkeit meteorologischer Daten. Um

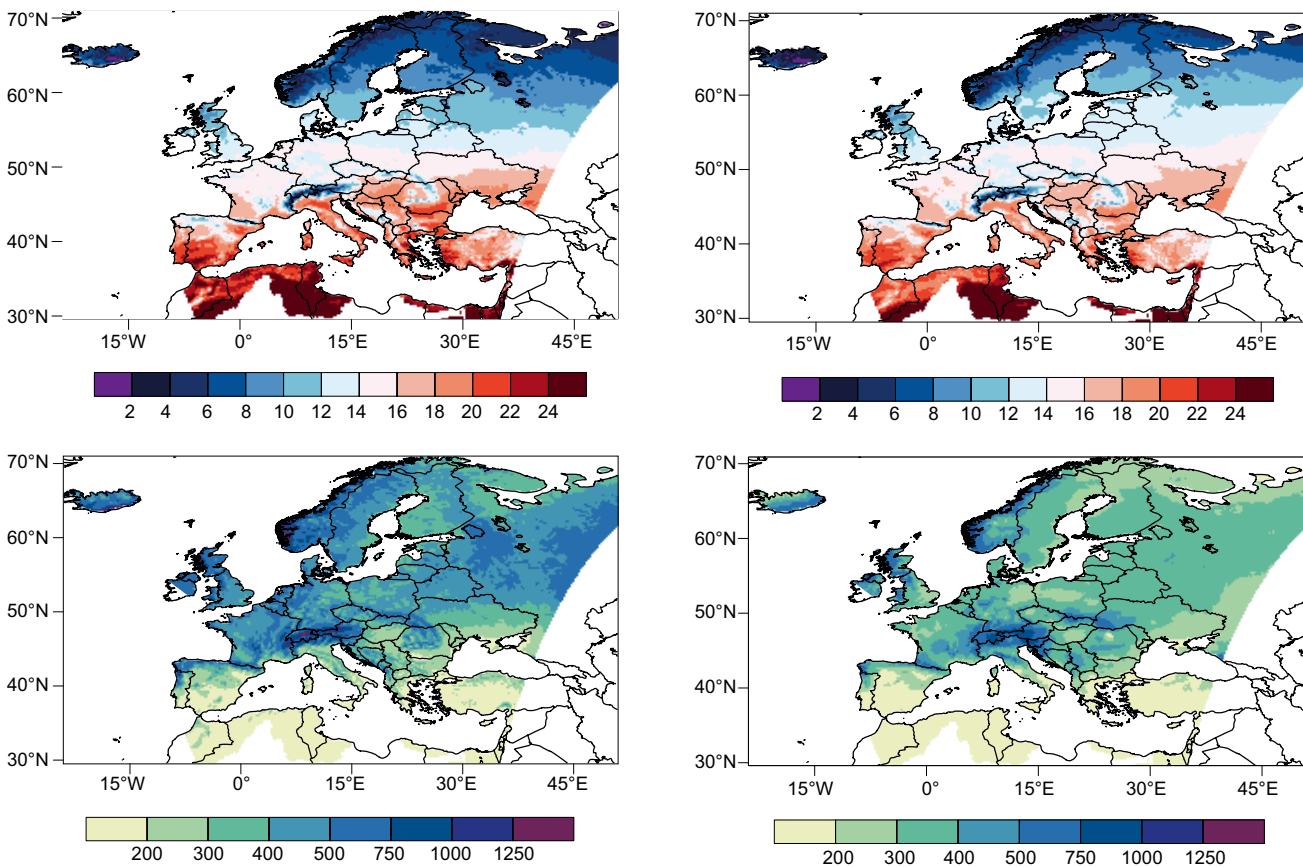


Abbildung 4.16 Beispiel der Wirkung der Fehlerkorrektur mittels Quantile mapping auf die mittlere Sommertemperatur (oben) und den Sommerniederschlag (unten) in Europa. Links der mittlere Fehler der unkorrigierten Ergebnisse des Regionalmodells; rechts der mittlere Fehler nach Fehlerkorrektur (Basisszenario REMO Zeitraum 1971–2000 aus ENSEMBLES; Beobachtungen E-OBS)

Figure 4.16 Example of the effect of bias correction with quantile mapping on summer temperature (up) and on summer precipitation (down). Left is the mean bias of the uncorrected results of the regional model and right is the mean bias after bias correction (Base scenario REMO 1971–2000 from ENSEMBLES; Observations from E-OBS)

etwa eine hinreichend große Anzahl an Beobachtungsdaten für ein Quantile Mapping auf Tagesbasis zu haben, sind mindestens 20 Jahre an Beobachtungen, besser 30 Jahre, notwendig. Damit man die flächendeckende Verfügbarkeit von Klimamodellergebnissen auch nutzen kann, ist es sinnvoll, die Fehlerkorrektur nicht mittels Stationsdaten, sondern mit flächig interpolierten Daten durchzuführen. Innerhalb des EU-Projekts ENSEMBLE wurde hierfür ein europäischer Datensatz für Temperatur (Minimum, Maximum und Mittel) sowie Niederschlag auf Tagesbasis erstellt (E-OBS, Haylock et al., 2008), der beginnend mit 1950 bis laufend diese Daten mit 25 km Auflösung zur Verfügung stellt. Die Qualität dieses E-OBS-Datensatzes ist schon vielfach diskutiert worden und speziell im Alpenraum ist die verwendete geringe Stationsdichte nicht in der Lage, die räumliche Variabilität speziell des Niederschlags abzubilden. Oft ist aber E-OBS der einzig verfügbare Datensatz, der flächige Zeitreihen mit hinreichen-

der Länge mit Tagesdaten zur Fehlerkorrektur zur Verfügung stellt. Für den Niederschlag gibt es im Alpenraum jedoch eine Alternative, die auch unbedingt verwendet werden soll. Der gerasterte Tagesdatensatz für Niederschlag der ETH Zürich (Frei und Schär, 1998) bietet gerasterte Tagesniederschläge von 1971 bis 1999 für den gesamten Alpenraum mit 10 km räumlicher Auflösung. Seit 2012 steht zudem eine erweiterte Version dieses Datensatzes zur Verfügung (EURO4M-APGD, Isotta et al., 2013).

Generell kann gesagt werden, dass mit komplexen Fehlerkorrekturverfahren wie dem Quantile mapping die Klimamodellergebnisse soweit aufbereitet werden, dass eine Verwendung in nachgeschalteten Prozessmodellen möglich ist. Dennoch werden bei diesen statistischen Verfahren Annahmen unterstellt, die nicht immer und nicht für jeden Parameter gegeben sein müssen. Beim Quantile mapping unterstellt man implizit, dass der Fehler des jeweiligen Klimamodells nur von der geografischen

Lage, der Jahreszeit und dem Perzentil des Wertes abhängt und dieser Zusammenhang nicht durch den Klimawandel verändert wird. Ein weiterer Nachteil ist, dass die Fehlerkorrektur für einzelne Gitterpunkte erfolgt und dadurch die räumliche Struktur etwa eines Niederschlagsfeldes modifiziert wird. Zudem erfolgt die Fehlerkorrektur für jeden Parameter separat. Dadurch kann die physikalische Konsistenz der Parameter untereinander geschwächt werden. Trotz dieser Einschränkungen bedeutet die Verfügbarkeit von flächigen, fehlerkorrigierten Regionalmodellszenarien einen bedeutenden Fortschritt für die Anwendung von Klimaszenarien in der Klimafolgenforschung.

Methoden der Lokalisierung

Die Fehlerkorrektur allein reicht in einer Region mit so komplexer Landschaft, wie dem Alpenraum, nicht aus, um die Anwendbarkeit von Klimaszenarien in der Folgenforschung sicherzustellen. Bei statistischem Downscaling oder der Fehlerkorrektur mit Stationsdaten erhält man natürlich auch nur Szenarien an den Stationen. Wenn flächige Szenarien oder Punktdaten an anderen Orten benötigt werden muss man sich mit der Problematik des Upscalings beschäftigen. Bei mit Rasterdaten fehlerkorrigierten Szenarien reicht hingegen die Auflösung vom einigen 10 km bei E-OBS und dem Niederschlagsdatensatz der ETH Zürich nicht aus, um etwa die alpinen Täler realistisch aufzulösen.

Mit der Problematik des Übergangs von Punktmessungen in flächige Daten hat sich in den letzten Jahren die COST-Aktion 719 (Szalai et al., 2004) beschäftigt. In Österreich haben sich Ahrens und Beck (2008) sowie Schaumberger (2011) intensiv mit dieser Problematik auseinandergesetzt. Bei allen diesen Ansätzen werden geostatistische Verfahren verwendet, wobei neben meteorologischen Werten zusätzliche Informationen, wie die Seehöhe, topografische Eigenschaften, etc., verwendet werden. Sind funktionale Abhängigkeiten gegeben (vor allem Seehöhenabhängigkeiten), so können diese für die Interpolation genutzt werden. Diese Methoden können direkt für Szenarien an Stationen verwendet werden.

Neben diesen rein vom Gelände abhängigen Methoden, ist es aber auch möglich, Informationen von remote sensing-Technologien, oder Wettervorhersagemodellen zu nutzen. Im Nowcasting-Produkt INCA der ZAMG (Haiden et al., 2010) werden all diese Verfahren genutzt, um meteorologische Parameter mit einer räumlichen Auflösung von 1 km für ganz Österreich und einer zeitlichen Auflösung von 1 Stunde (Niederschlag 15 min.) zu erstellen. Leider gibt es den INCA Datensatz noch zu kurz – seit 2003 für Temperatur und Niederschlag, seit 2005 auch für Strahlung, Luftfeuchte und Wind

– um ihn direkt für die Fehlerkorrektur von Klimaszenarien zu nutzen. Jedoch ist es möglich, die INCA Informationen für die Lokalisierung von Klimaszenarien einzusetzen.

Eine Anwendung von INCA Daten zur Lokalisierung von Klimaszenarien ist in Abbildung 4.17 dargestellt (Pospichal et al., 2010; Formayer, 2011a). Aus den vorhandenen INCA-Daten wurden Monatsmittelwerte berechnet und bei der Temperatur die Differenz der Monatsmittelwerte zwischen INCA und Klimamodell bestimmt. Diese Differenz zwischen den hochaufgelösten INCA-Daten und den gröberen Modelwerten wird zwar vorwiegend durch die unterschiedliche Seehöhe bestimmt, beinhaltet jedoch auch Informationen über die Inversionsituation. In Abbildung 4.17 ist die unterschiedliche Temperaturstruktur eines 25 km Modells im Vergleich mit der 1 km INCA-Temperaturstruktur für die Jännertemperatur dargestellt. Hier wird nicht nur der Effekt der Seehöhe sichtbar, sondern auch die Wirkung der nächtlichen und winterlichen Inversion. Auch für andere Parameter, wie Niederschlag oder Globalstrahlung, zeigt die INCA-Klimatologie realistische räumliche Strukturen. Diese Strukturen können den regionalen Klimaszenarien aufgeprägt werden.

Methoden der zeitlichen Disaggregation

Neben einer räumlichen Lokalisierung ist bei speziellen Anwendungen eine höhere zeitliche Auflösung als Tagesdaten notwendig. Bei neueren regionalen Klimamodellläufen wie etwa bei reclip:century werden zwar teilweise schon Stundenwerte abgespeichert, bei Verwendung von internationalen Szenarien sind jedoch häufig nur Tageswerte verfügbar. Zudem ist auch eine Fehlerkorrektur auf Stundenbasis nicht so einfach realisierbar.

Für die zeitliche Disaggregation stehen je nach Parameter verschiedene Möglichkeiten zur Verfügung. Eine gute Übersicht über gängige Methoden findet sich in Debele et al. (2007). Bei der Temperatur liefern die Klimamodelle üblicherweise das Tagesmaximum und -minimum, daher werden die meisten Disaggregierungsansätze auf die Interpolation dazwischen angewandt. Hierfür wird häufig ein Kosinusprofil verwendet. Für die Untersuchung von Beschneigungsstunden wurde von Hofstätter und Formayer (2011) ein anderer Ansatz verfolgt. Aus lokalen Stundendaten wurden die Temperaturwerte gelistet und an diesen gereihten Verlauf ein Polynom angepasst.

Die relative Luftfeuchtigkeit wird meist als Funktion der Temperatur angesetzt, wobei der Dampfdruck entweder als konstant angesetzt oder zwischen den Tagen interpoliert wird.

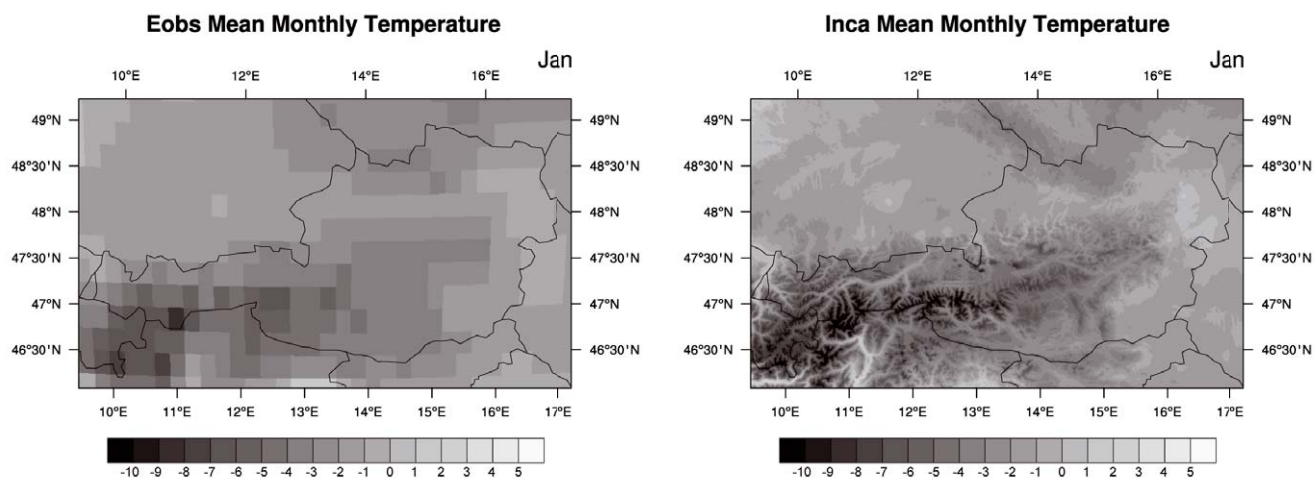
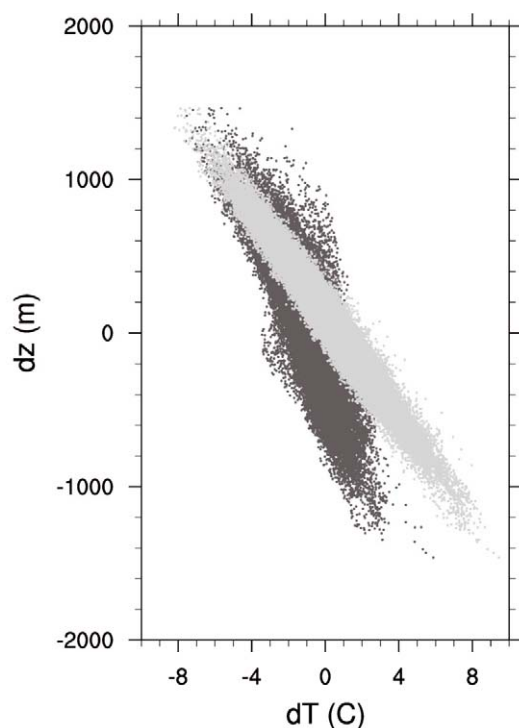


Abbildung 4.17 Vertikalgradient der Temperatur, bestimmt aus den Differenzen der mittleren Monatsmitteltemperatur im Jänner und im Juli zwischen INCA und E-OBS. Man erkennt die wesentlich komplexere Wiedergabe der winterlichen Temperaturinversionen in den INCA-Daten. Unten links: Temperaturstruktur eines Modells mit 25 km Auflösung im Jänner, unten rechts: INCA-Temperaturstruktur der Jännertemperatur (2003-2010). Quelle: Formayer (2011a)

Figure 4.17 Up: Vertical gradient of air temperature estimated from the difference of the mean monthly temperature in January and July between INCA and E-OBS. The figure highlights the more complex representation of the thermal inversion during winter in INCA. Bottom left: Temperature structure in a model with 25 km resolution in January. Bottom right: INCA temperature structure for January (average 2003-2010). Source: Formayer (2011a)

Am komplexesten ist die Disaggregation von Niederschlagswerten, da hier kaum typische Tagesgänge vorgegeben sind. Yaqub et al. (2011) konnten zwar für Österreich eine räumliche und saisonale Differenzierung der Tagesgänge des Niederschlags aufzeigen, diese reicht jedoch für eine Disaggre-

gierung nicht aus. Da eine realistische Darstellung besonders hoher Niederschlagsintensitäten für viele Anwendungen essentiell ist, kann man hier entweder nur mit Fallstudien arbeiten oder muss komplexere statistische Modelle (Koutsoyiannis et al., 2003) anwenden.

Synthetische und halbsynthetische Zeitreihen

Neben der Aufbereitung kontinuierlicher Klimamodellergebnisse ist es auch möglich, mittels statistischer Methoden zeitlich hoch aufgelöste Datensätze zu erzeugen, wobei nur das Klimaänderungssignal verwendet wird.

Eine Variante wurde von Strauss et al. (2013) für Österreich entwickelt. Hierbei wird auf einen Temperaturtrend ein Anomaliefeld aufgesetzt, das aus Beobachtungsdaten jeweils in Monatsblöcken entnommen wird. Alle anderen Parameter, wie Niederschlag, Strahlung, Luftfeuchte und Wind, werden demselben Monatsblock entnommen, wodurch eine physikalische Konsistenz erreicht wird. Mittels Zufallsgenerator werden aus dem Beobachtungszeitraum Monatsblöcke ausgewählt. Dadurch ist es möglich, eine beliebige Anzahl an Szenarien mit gleichem Temperaturtrend aber variabler saisonaler und interannualer Variabilität zu erzeugen.

Klassische Wettergeneratoren wie etwa LarsWG (Semenov et al., 1998) berechnen aus Beobachtungsdaten statistische Kenngrößen, die benutzt werden können, um Zeitreihen mit konstantem Klima und einer der Realität entsprechenden Variabilität auf Tagesbasis zu reproduzieren. Durch Aufsetzen des Klimaänderungssignals für Temperatur, Niederschlag und Strahlung können beliebig lange Zeitreihen für verschiedene Klimazustände erzeugt werden.

Einen Sonderfall stellen sogenannte Testreferenzjahre dar. Diese werden etwa bei der energetischen Gebäudemodellierung eingesetzt und sind sogar durch eine Norm geregelt (ÖNORM EN ISO 15927-4). Hierbei wird aus Stundenanalen jener Parameter, die notwendig sind, um Energiebilanzen zu berechnen, ein Jahr zusammengestellt. Das Jahr wird aus realen Beobachtungen derart zusammengestellt, dass auf Monatsbasis die Klimanormalwerte erreicht werden. Dadurch spiegelt dieses Testreferenzjahr die mittleren Zustände wider, inklusive des typischen Tages- und Jahresganges und der typischen täglichen Variabilität. Durch das Aufsetzen der Klimaänderungssignale auf die Klimanormalwerte und die Auswahl der entsprechenden Monate kann man auch Testreferenzjahre unter Klimawandelbedingungen erzeugen.

4.4.4 Österreichische Anwendungsbeispiele

Der sich entfaltende Klimawandel wird verstärkt auf die verschiedensten Sparten des Lebens Einfluss ausüben. Die sich ändernde Verletzlichkeit von Ökosystemen oder urbaner Bauungsstruktur sind Beispiele dafür. Daher sind Abschätzungen der künftigen Verletzlichkeiten ökologisch und ökonomisch von signifikanter Bedeutung. Solche Abschätzungen

setzen eine enge Kooperation der Klimaforschung mit der Klimafolgenforschung voraus. Fast alle der im Band 2 dieses Berichts dargestellten Klimafolgenforschungsergebnisse wurden in Kooperation zwischen Klima- und Klimafolgenforschung durchgeführt. Hier ist nur eine kleine Auswahl kurz dargestellt.

Eine innovative Anwendung eines statistischen Downscaling-Verfahrens wurde bei einer direkten Verknüpfung von meteorologischen Feldern mit phänologischen Daten durchgeführt (Matulla et al. 2003). Die Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Phänologie (die Lehre vom Jahresablauf periodisch wiederkehrender Wachstums- und Entwicklungserscheinungen der Tier- und Pflanzenwelt) wurde bereits in mehreren österreichischen Studien untersucht (z. B. Scheifinger et al., 2002; Matulla et al., 2003). Scheifinger et al. (2007) weisen auf die Verschiebung von Eintrittsphasen phänologischer Pflanzenphasen in einem sich ändernden Klima hin. Die Abbildung 4.18 zeigt die Ergebnisse für die Phase „Flieder – erste Blüte“. Die Szenarien (A1B und B1) sind aus hinunterskalierten globalen Klimaänderungsszenarien abgeleitet. Die Resultate zeigen eine deutliche Verschiebung zu früheren Eintrittszeitpunkten.

Eine sehr aufwendige Aufbereitung von Klimaszenarien geschieht im derzeit laufenden Forschungsprojekt Serac-CC. In diesem Forschungsprojekt wird die Auswirkung des Klimawandels auf drei kleine alpine Einzugsgebiete untersucht, die in unterschiedlichen Seehöhenstufen liegen. Die Herausforderungen für die Aufbereitung der meteorologischen Kenngrößen liegen einerseits bei der notwendigen räumlichen Auflösung, andererseits in der hohen zeitlichen Auflösung (15 min. Eingabedaten für die hydrologische Modellierung) dar. Die Fehlerkorrektur und Lokalisierung erfolgt mittels Quantile mapping und die Lokalisierung auf 1×1 km² erfolgt mittels INCA-Daten und der in Abschnitt 4.4.3 beschriebenen Methodik.

Für die zeitliche Diskretisierung wurden teilweise eigene Ansätze entwickelt (Goler und Formayer, 2012). Dies ist vor allem für eine sinnvolle zeitliche Disaggregation des Niederschlags notwendig, da natürlich die Niederschlagsintensität ein wesentlicher Faktor für das Abflussverhalten derart kleiner Einzugsgebiete ist. Neben der reinen statistischen Aufbereitung der Eingabedaten für die hydrologische Modellierung wird aber auch mittels synoptischer Methoden die Belastbarkeit der Klimaszenarien hinsichtlich konvektiver Prozesse in diesen Gebieten untersucht.

Für das EU FP7-Projekt ACQWA wurden auf Basis der ENSEMBLES-Simulationen maßgeschneiderte Klimaszenarien als Input für eine Reihe von hydrologischen Impaktstudien erzeugt.

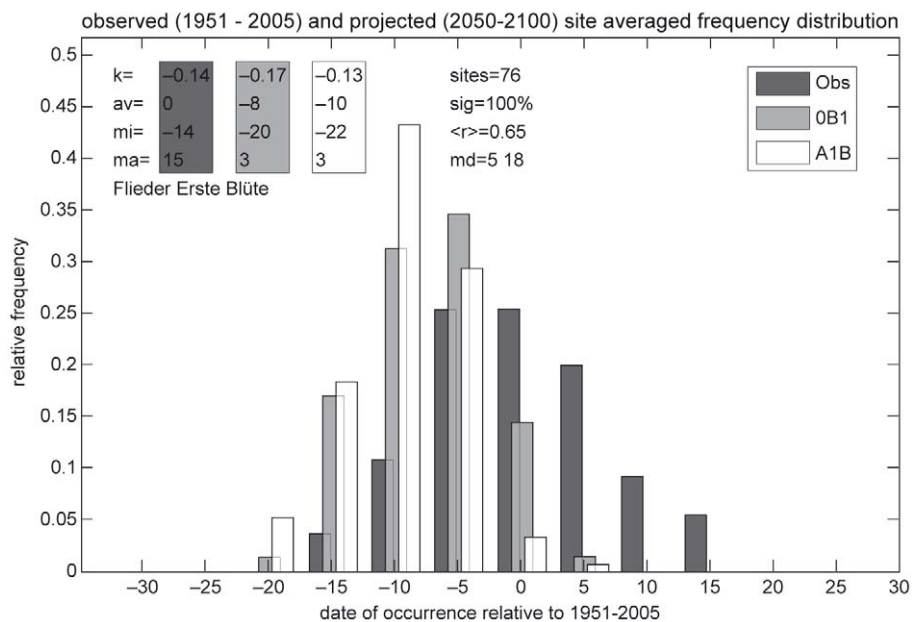


Abbildung 4.18 Verteilung der Eintrittstermine der ersten Blüte des Flieders in Österreich. Die Vorverschiebung der Eintrittstermine ist beim A1B-Emissions-Szenario stärker ausgeprägt als beim B1-Szenario. Quelle: Mattula et al. (2003)

Figure 4.18 Frequency of the first flowering dates of lilacs in Austria. The shift in the date of first flowering is stronger in the A1B scenario than in the B1 scenario. Source: Mattula et al. (2003)

Obwohl der ENSEMBLES-Datensatz zur Zeit des ACQWA-Projekts der beste verfügbare Datensatz regionaler Klimaszenarien war, enthält er doch beachtliche Modellfehler, die eine direkte Anwendung in Impaktstudien unmöglich machen. Der gesamte ENSEMBLES-Datensatz wurde daher mithilfe einer Quantilen-basierten Transfermethode nachbearbeitet (quantile mapping (QM), Themeßl et al., 2011a; 2011b) um Fehler sowohl im Mittelwert als auch in der Form der Verteilung sowie im Jahresgang als auch im räumlichen Muster zu verringern. QM wurde nicht nur auf die üblichen Variablen Temperatur und Niederschlag angewendet, sondern auf Stationsbasis sehr erfolgreich auch auf Globalstrahlung, relative Feuchte und Windgeschwindigkeit (Wilcke et al., 2013). Dieser Datensatz bildet die Grundlage für eine Vielzahl von Studien über die Auswirkungen des Klimawandels im Alpenraum, etwa auf Wasserkraft, Gletscher, Naturgefahren und andere.

4.5 Forschungsbedarf

4.5 Research needs

4.5.1 Forschungsbedarf zu regionaler Klimamodellierung

In der regionalen Klimamodellierung zielt die Forschung im Wesentlichen auf Verbesserungen im methodischen Bereich ab. Getrieben durch die steigenden Anforderungen der Kli-

mafolgenforschung sollen beispielsweise korrekte räumliche und zeitliche Verteilungen einzelner Klimaelemente sowie eine verbesserte physikalische Konsistenz der Klimaelemente untereinander erreicht werden (vgl. Maraun et al., 2010). Das bedeutet, es werden Weiterentwicklungen im Bereich des dynamischen und des statistischen Downscalings, sowie deren Kombination benötigt. Eine Voraussetzung dafür ist das Verständnis der Wechselwirkungen der verschiedenen Prozesse im Klimasystem „Erde“ (vgl. Rial et al., 2004).

Im Bereich des dynamischen Downscalings konnten bereits erste Verbesserungen durch eine Erhöhung der Auflösung im Alpenraum unter ~4 km Gitterpunktabstand (und damit eine verbesserte Abbildung der Topographie) erzielt werden. Hohenegger et al. (2008) und Meissner et al. (2009) konnten zeigen, dass dadurch verbesserte Temperaturverteilungen und realistischere Niederschlagsereignisse im Sommer abgebildet werden können. Darüber hinaus konnten Prein et al. (2013) und Suklitsch et al. (2011) zeigen, dass Tagesgänge von konvektiven Niederschlägen (Startzeitpunkt und Maximum), kleinräumige extreme Niederschlagsraten, die räumliche Verteilung von Niederschlag auf Stundenbasis und die Erstreckung und Form von Niederschlagsereignissen verbessert werden. Allerdings ist diese Erhöhung der Auflösung aus mehreren Gründen nicht trivial, da

- die regionalen Klimamodelle ursprünglich für geringere Auflösungen konzipiert wurden, ihre Parametrisierungen müssen daher überarbeitet werden (vgl. Leung et al., 2003),

- hoch aufgelöste Information zur Charakterisierung der Erdoberfläche, die zum Betrieb der Modelle benötigt wird, gegenwärtig z.T. noch nicht befriedigend vorhanden ist, gewinnt aber zunehmend an Bedeutung (Brunsell et al., 2011),
- Beobachtungsdaten zur Modellevaluation, die das komplette Spektrum der natürlichen räumlichen und zeitlichen Variabilität umfassen, existieren oft nur in Ausnahmefällen existieren, was die Suche nach alternativen Referenzdaten erforderlich macht (z. B. den Einsatz von Nowcasting-Systemen) (Prein und Gobiet, 2011; Prein et al., 2013) und
- die technischen Ressourcen ausgebaut werden müssen.

Zusätzlich steht die Implementierung und Evaluation von weiteren Sub-Modellen/Modellkopplungen (z. B. von dynamischen Vegetationsmodellen, biogeochemischen Stoffkreisläufen, regionalen Ozeanmodellen, usw.) im Vordergrund.

Im Bereich des empirisch/statistischen Downscalings ist ein Vergleich verschiedener methodischer Zugänge zur Beantwortung unterschiedlicher sozio-ökonomischer Fragestellungen (wie etwa der künftigen Entwicklung von Extremniederschlägen) im Forschungsfokus, d.h. die Entwicklung von geeigneten Validierungsverfahren, welche die abgebildete Variabilität von relevanten Klimatelementen auf Zeitskalen von Stunden bis hin zu Dekaden sowie im Raum bewerten. Ebenso sollen diese Verfahren die simulierten Beziehungen der Klimatelemente untereinander auf ihre Tauglichkeit evaluieren. Die Weiterentwicklung empirischer Downscaling-Verfahren zur Erzeugung bisher noch nicht beobachteter Extremereignisse und die Generierung raum-zeitlich hoch aufgelöster Beobachtungsfelder (z. B. stündliche Gitterfelder mit 100 x 100 m²) ist notwendig.

Diese Schwerpunkte sind die Voraussetzungen zur Erzeugung von robusten Klimaänderungsszenarien.

4.5.2 Forschungsbedarf zur Interaktion mit der Klimafolgenforschung

Alle statistischen Methoden zur Nachbearbeitung von Klimaszenarien beinhalten auch negative Effekte, daher muss das langfristige Ziel sein, die Qualität der Klimamodelle so zu erhöhen, dass keine Fehlerkorrektur mehr notwendig ist. Nur in den Modellen werden die Prozesse direkt untersucht und werden auch Rückkopplungseffekte berücksichtigt. Österreich ist zwar nicht direkt an der globalen Klimamodellierung beteiligt, dennoch ist es wichtig, dass hier österreichisches Know-how einfließt. Sei es durch Einbringung von Beobachtungsdaten zur Modellevaluierung oder durch Rückmeldung, welche Probleme die Globalmodelle im Alpenraum zeigen.

Die regionale Klimamodellierung wird in Österreich sehr aktiv betrieben. Hier geht es speziell um eine bessere Abbildung jener Prozesse, die im Alpenraum relevant sind. Langfristig muss neben einer weiteren Verfeinerung der räumlichen Auflösung auch an der Integrierung weiterer Prozesse (konvektionsauflösende Modelle, Rückkopplungseffekte mit Biosphäre, Chemiemodellierung, etc.) gearbeitet werden.

Basis für alle statistischen Methoden sind belastbare, räumlich und zeitlich hoch aufgelöste Beobachtungsdatensätze. Der Histalp-Datensatz der ZAMG kann hier als gutes Beispiel dienen, in welche Richtung die Entwicklung gehen muss. Gerasterte Beobachtungsdatensätze, basierend auf qualitätsgeprüften Beobachtungsdaten, die in hinreichender Dichte vorhanden sind, um die räumliche Variabilität im Alpenraum abzudecken, sind die Basis für die historische Untersuchung des Klimas und seiner Auswirkungen, aber auch für die Aufbereitung von Klimaszenarien. Hier ist auch internationale Kooperation notwendig, damit länderübergreifende Datensätze zur Verfügung stehen.

Natürlich muss auch an der Weiterentwicklung der statistischen Methoden der Datennachbereitung weiter geforscht werden. Folgende Ziele stehen hier im Vordergrund:

- Die Erhaltung der physikalischen Konsistenz zwischen den Parametern.
- Die Erhaltung der räumlich/zeitlichen Strukturen der meteorologischen Felder.
- Eine bessere Repräsentation von Extremen.

Neben der rein statistischen Bearbeitung der Modellergebnisse ist es weiterhin unerlässlich, sich mit der Repräsentation relevanter Prozesse in den Modellen zu beschäftigen. Wichtig ist hierbei die Entwicklung von Methoden, „soft knowledge“ über die Qualität der Prozessabbildung in den Modellen, bei der Interpretation von Klimaszenarien und daraus abgeleiteten Folgenforschungsaussagen nutzbar zu machen.

Die Schnittstelle Klima-/Klimafolgenforschung ist von signifikanter Relevanz. Die Forschung, die Anleitungen, wie man sich auf mögliche Veränderungen der Umwelt einstellen kann, bieten kann, ist voranzutreiben (Wald, Gewässer, Tourismus, Infrastruktur, etc.), wobei ein wesentlicher Faktor sein wird, die interdisziplinäre Zusammenarbeit weiterhin zu fördern und auszubauen.

4.6 Literaturverzeichnis

4.6 References

- Ahrens, B., 2003. Rainfall downscaling in an alpine watershed applying a multiresolution approach. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108, 8388. doi:10.1029/2001JD001485
- Ahrens, B., Beck, A., 2008. On upscaling of rain-gauge data for evaluating numerical weather forecasts. *Meteorology and Atmospheric Physics* 99, 155–167. doi:10.1007/s00703-007-0261-8
- Albrecht, F.M., Dietzer, B., 2006a. Langzeitverhalten der Starkniederschläge in Baden-Württemberg und Bayern: KLIWA-Projekt A 1.1.3 “Trenduntersuchungen extremer Niederschlagsereignisse in Baden-Württemberg und Bayern“. Dt. Wetterdienst, Abt. Hydrometeorologie, Offenbach.
- Albrecht, F.M., Dietzer, B., 2006b. Langzeitverhalten der Starkniederschläge in Baden-Württemberg und Bayern: KLIWA-Projekt A 1.1.3 “Trenduntersuchungen extremer Niederschlagsereignisse in Baden-Württemberg und Bayern“. Dt. Wetterdienst, Abt. Hydrometeorologie, Offenbach.
- Alexandersson, H., Tuomenvirta, H., Schmith, T., Iden, K., 2000. Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set., *Climate Research* 14.
- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestret, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Müller-Westermeier, G., Kveton, V., Bochnicek, O., Stastny, P., Lapin, M., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Dolinar, M., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Majstorovic, Z., Nieplová, E., 2007. HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology* 27, 17–46. doi:10.1002/joc.1377
- Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., 2001. ALOCLIM-Austrian Long-term Climate 1767-2000. Multiple Instrumental Climate time series from Central Europe. (No. 395), *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik. Heft 25. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.*
- Bárdossy, A., Duckstein, L., Bogardi, I., 1995. Fuzzy rule-based classification of atmospheric circulation patterns. *International Journal of Climatology* 15, 1087–1097. doi:10.1002/joc.3370151003
- Barnett, D.N., Brown, S.J., Murphy, J.M., Sexton, D.M.H., Webb, M.J., 2006. Quantifying uncertainty in changes in extreme event frequency in response to doubled CO₂ using a large ensemble of GCM simulations. *Clim Dyn* 26, 489–511. doi:10.1007/s00382-005-0097-1
- Bärring, L., von Storch, H., 2004. Scandinavian storminess since about 1800. *Geophysical Research Letters* 31. doi:10.1029/2004GL020441
- Beck, A., 2004. Impact of nesting strategies in dynamical downscaling of reanalysis data. *Geophysical Research Letters* 31. doi:10.1029/2004GL020115
- Belleflamme, A., Fettweis, X., Erpicum, M., 2011. Evaluation of the present and future general circulation over Greenland simulated by the IPCC AR5/CMIP5 GCMs with the help of a circulation type classification. EGU2011-1206, European Geosciences Union General Assembly 2011.
- Benestad, R.E., Hygen, H.O., van Dorland, R., Cook, J., Nuccitelli, D., 2013. Agnotology: learning from mistakes. *Earth System Dynamics* 4, 451–505. doi:10.5194/esdd-4-451-2013
- Benestad, R.E., 2007. Novel methods for inferring future changes in extreme rainfall over Northern Europe. *Clim Res* 34, 195–210. doi:10.3354/cr00693
- Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, C.A.T., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., Palutikof, J., Schöll, R., Semmler, T., Woth, K., 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change* 81, 71–95. doi:10.1007/s10584-006-9226-z
- Blenkinsop, S., Fowler, H.J., 2007. Changes in European drought characteristics projected by the PRUDENCE regional climate models. *International Journal of Climatology* 27, 1595–1610. doi:10.1002/joc.1538
- Böhm, R., Auer, I., Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., Schöner, W., 2001. Regional temperature variability in the European Alps: 1760–1998 from homogenized instrumental time series. *Int. J. Climatol.* 21, 1779–1801. doi:10.1002/joc.689
- Böhm, U., Kücken, M., Ahrens, W., Block, A., Hauffe, D., Keuler, K., Rockel, B., Will, A., 2006. CLM-the Climate Version of LM: Brief Description and Long-Term Applications. *COSMO Newsletter* 6, 225–235.
- Bretherton, C.S., Smith, C., Wallace, J.M., 1992. An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate* 5, 541–560. doi:10.1175/1520-0442(1992)005<0541:AIOMFF>2.0.CO;2
- Brunsell, N.A., Mechem, D.B., Anderson, M.C., 2011. Surface heterogeneity impacts on boundary layer dynamics via energy balance partitioning. *Atmospheric Chemistry and Physics* 11, 3403–3416. doi:10.5194/acp-11-3403-2011
- Buser, C., Künsch, H., Schär, C., 2010. Bayesian multi-model projections of climate: generalization and application to ENSEMBLES results. *Climate Research* 44, 227–241. doi:10.3354/cr00895
- Busuioc, A., von Storch, H., 1996. Changes in the winter precipitation in Romania and its relation to the large-scale circulation. *Tellus* 48A, 538–552.
- Calanca, P., 2007. Climate change and drought occurrence in the Alpine region: How severe are becoming the extremes? *Global and Planetary Change* 57, 151–160. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.001
- Casado, M.J., Pastor, M.A., 2011. How well do IPCC AR4 models simulate circulation types? EGU2011-1206, European Geosciences Union General Assembly 2011.
- Cattiaux, J., Douville, H., Peings, Y., 2013. European temperatures in CMIP5: origins of present-day biases and future uncertainties. *Clim Dyn* 41, 2889–2907. doi:10.1007/s00382-013-1731-y
- Charles, S.P., Bates, B.C., Hughes, J.P., 1999. A spatiotemporal model for downscaling precipitation occurrence and amounts. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012) 104, 31657–31669. doi:10.1029/1999JD900119
- Chen, J.-H., Lin, S.-J., 2011. The remarkable predictability of interannual variability of Atlantic hurricanes during the past decade. *Geophysical Research Letters* 38. doi:10.1029/2011GL047629
- Christensen, J.H., Christensen, O.B., Lopez, P., van Meijgaard, E., Botzet, M., 1996. The HIRHAM 4 regional atmospheric climate model (Scientific Report No. 96-4). Danish Meteorological Institute (DMI), Copenhagen.
- Christensen, O.B., Christensen, J.H., Machenhauer, B., Botzet, M., 1998. Very high-resolution regional climate simulations over Scandinavia-Present climate. *Journal of Climate* 11, 3204–3229. doi:10.1175/1520-0442(1998)011<3204:VHRRCS>2.0.CO;2

- Christensen, J.H., Christensen, O.B., 2007. A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change* 81, 7–30. doi:10.1007/s10584-006-9210-7
- Christensen, J.H., Hewitson, B., Busiuc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W.-T., Laprise, R., Magaña Rueda, V., Mearns, L., Menéndez, C.G., Räisänen, A., Rinke, A., Sarr, A., Whetton, P., 2007. Regional Climate Projections, in: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, M., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Clark, R.T., Brown, S.J., Murphy, J.M., 2006. Modeling Northern Hemisphere Summer Heat Extreme Changes and Their Uncertainties Using a Physics Ensemble of Climate Sensitivity Experiments. *Journal of Climate* 19, 4418–4435. doi:10.1175/JCLI3877.1
- Dankers, R., Hiederer, R., 2008. Extreme temperatures and precipitation in Europe: analysis of a high-resolution climate change scenario (JRC Scientific and Technical Reports No. EUR 23291 EN / No. 52).
- Debele, B., Srinivasan, R., Yves Parlange, J., 2007. Accuracy evaluation of weather data generation and disaggregation methods at finer timescales. *Advances in Water Resources* 30, 1286–1300. doi:10.1016/j.advwatres.2006.11.009
- Della-Marta, P.M., Haylock, M.R., Luterbacher, J., Wanner, H., 2007. Doubled length of western European summer heat waves since 1880. *Journal of Geophysical Research* 112. doi:10.1029/2007JD008510
- Déqué, M., Dreveton, C., Braun, A., Cariolle, D., 1994. The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics* 10, 249–266. doi:10.1007/BF00208992
- Déqué, M., 2007. Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change* 57, 16–26. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.030
- Déqué, M., Rowell, D.P., Lüthi, D., Giorgi, F., Christensen, J.H., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., Castro, M., Hurk, B., 2007. An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change* 81, 53–70. doi:10.1007/s10584-006-9228-x
- Déqué, M., Somot, S., Sanchez-Gomez, E., Goodess, C.M., Jacob, D., Lenderink, G., Christensen, O.B., 2012. The spread amongst ENSEMBLES regional scenarios: regional climate models, driving general circulation models and interannual variability. *Climate Dynamics* 38, 951–964. doi:10.1007/s00382-011-1053-x
- Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V., Teng, H., 2012. Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. *Climate Dynamics* 38, 527–546. doi:10.1007/s00382-010-0977-x
- Dethloff, K., Rinke, A., Lehmann, R., Christensen, J.H., Botzet, M., Mächenhauer, B., 1996. Regional climate model of the Arctic atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 101, 23401–23422. doi:10.1029/96JD02016
- Deutscher Wetterdienst - DWD, n.d. URL <http://www.dwd.de/>
- Dickinson, R.E., Errico, R.M., Giorgi, F., Bates, G.T., 1989. A regional climate model for the western United States. *Climatic Change* 15, 383–422.
- Dobler, A., Ahrens, B., 2008. Precipitation by a regional climate model and bias correction in Europe and South Asia. *Meteorologische Zeitschrift* 17, 499–509. doi:10.1127/0941-2948/2008/0306
- Dobler, A., Ahrens, B., 2011. Four climate change scenarios for the Indian summer monsoon by the regional climate model COSMO-CLM. *Journal of Geophysical Research* 116. doi:10.1029/2011JD016329
- Donat, M.G., 2010. European wind storms, related loss potentials and changes in multi-model climate simulations (Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades eines Doktors der Naturwissenschaften). Fachbereich für Geowissenschaften der Freien Universität Berlin, Berlin.
- Douville, H., Chauvin, F., Planton, S., Royer, J.-F., Salas-Méla, D., Tyteca, S., 2002. Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Climate Dynamics* 20, 45–68. doi:10.1007/s00382-002-0259-3
- Faggian, P., Giorgi, F., 2009. An analysis of global model projections over Italy, with particular attention to the Italian Greater Alpine Region (GAR). *Climatic Change* 96, 239–258. doi:10.1007/s10584-009-9584-4
- Farda, A., Déué, M., Somot, S., Horányi, A., Spiridonov, V., Tóth, H., 2010. Model ALADIN as regional climate model for Central and Eastern Europe. *Studia Geophysica et geodaetica* 54, 313–332. doi:10.1007/s11200-010-0017-7
- Fischer, E.M., Schär, C., 2010. Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nature Geoscience* 3, 398–403. doi:10.1038/ngeo866
- Formayer, H., Matulla, C., Haas, P., Groll, N., 2003. StartClim.5: Diagnose von Extremereignissen aus großräumigen meteorologischen Feldern, in: StartClim.2003: Startprojekt Klimaschutz. Erste Analysen Extremereignisse Und Ihrer Auswirkungen in Österreich. Endbericht. Wien, pp. 29–32.
- Formayer, H., Haas, P., Hofstätter, M., Radanovics, S., Kromp-Kolb, H., 2007. Räumlich und zeitlich hochaufgelöste Temperaturszenarien für Wien und ausgewählte Analysen bezüglich Adaptionsstrategien (Endbericht einer Studie im Auftrag der Wiener Umweltschutzabteilung - MA 22 der Stadt Wien gemeinsam mit der MA 27 - EU-Strategie und Wirtschaftsentwicklung.). Institut für Meteorologie, Universität für Bodenkultur, Wien.
- Formayer, H., 2011a. Aufbereitung von Klimaszenarien für die Klimafolgenforschung, in: Tagungsband Des 4. Österreichischen MeteorologInnentag. Presented at the 4. Österreichischer MeteorologInnentag, Klagenfurt am Wörthersee.
- Formayer, H., Gerersdorfer, T., Seibert, P., Loibl, I., Peters-Anders, J., Züger, J., Pretenthaler, F., Töglhofer, C., Themeßl, M., Gobiet, A., Truhez, H., Schleidt, K., Waitz-Vetter von der Lilie, W., Kroiss, F., Anders, I., Jurkovic, A., Kaindl, G., 2011b. KlimDATZ-Concept for an „Austrian Climate Data Centre“ (Zitierbarer Endbericht des gleichnamigen ACRP Forschungsprojektes AC0K00016).
- Formayer, H., Haas, P., 2009. Correction of RegCM3 model output data using a rank matching approach applied on various meteorological parameters, in: CECILIA Deliverable 3.2: RCM Output Localization Methods.
- Franzke, C., Woollings, T., 2011. On the Persistence and Predictability Properties of North Atlantic Climate Variability. *Journal of Climate* 24, 466–472. doi:10.1175/2010JCLI3739.1
- Frei, C., Schär, C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International*

- Journal of Climatology 18, 873–900. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(19980630)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9
- Frei, C., Schär, C., 2001. Detection probability of trends in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. *Journal of Climate* 14, 1568–1584.
- Frei, C., Christensen, J.H., Déqué, M., Jacob, D., Jones, R.G., Vidale, P.L., 2003. Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012) 108. doi:10.1029/2002JD002287
- Frei, C., Schöll, R., Fukutome, S., Schmidli, J., Vidale, P.L., 2006. Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journal of Geophysical Research* 111. doi:10.1029/2005JD005965
- Frey-Buness, F., Heimann, D., Sausen, R., 1995. A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. *Theoretical and Applied Climatology* 50, 117–131. doi:10.1007/BF00866111
- Fricke, W., Kaminski, U., 2002. Ist die Zunahme von Starkniederschlägen auf veränderte Wetterlagen zurückzuführen?, GAW Brief des Deutschen Wetterdienstes Nr 12.
- Fuentes, U., Heimann, D., 2000. An Improved Statistical-Dynamical Downscaling Scheme and its Application to the Alpine Precipitation Climatology. *Theoretical and Applied Climatology* 65, 119–135. doi:10.1007/s007040070038
- Furrer, E.M., Katz, R.W., 2007. Generalized linear modeling approach to stochastic weather generators. *Climate Research* 34, 129–144. doi:10.3354/cr034129
- Gerersdorfer, T., Formayer, H., Moshhammer, H., Frank, A., Haas, P., Leitner, B., 2006. Untersuchung zur nächtlichen Abkühlung in einem sich ändernden Klima (Endbericht zum Projekt StartClim2005.A1b, Teilprojekt von StartClim2005 „Klimawandel und Gesundheit“ No. StartClim2005.A1b). Institut für Meteorologie Universität für Bodenkultur, Medizinische Universität Wien, ZPH Institut für Umwelthygiene, Wien.
- Giorgi, F., Bates, G.T., 1989. The Climatological Skill of a Regional Model over Complex Terrain. *Monthly Weather Review* 117, 2325–2347. doi:10.1175/1520-0493(1989)117<2325:TCSOA R>2.0.CO;2
- Giorgi, F., 1990. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate* 3, 941–963. doi:10.1175/1520-0442(1990)003<0941:SORCUA>2.0.CO;2
- Giorgi, F., Mearns, L.O., 1991. Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Reviews of Geophysics* 29, 191–216. doi:10.1029/90RG02636
- Giorgi, F., Bi, X., 2005. Regional changes in surface climate interannual variability for the 21st century from ensembles of global model simulations. *Geophysical Research Letters* 32. doi:10.1029/2005GL023002
- Giorgi, F., Coppola, E., 2007. European climate-change oscillation (ECO). *Geophysical Research Letters* 34. doi:10.1029/2007GL031223
- Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J., Stoffel, M., 2014. 21st century climate change in the European Alps—A review. *Science of The Total Environment*. doi:10.1016/j.scitotenv.2013.07.050
- Goler, R.A., Formayer, H., 2012. Temporal disaggregation of daily meteorological data to 15-minute intervals for use in hydrological models.
- Good, P., Lowe, J., 2006. Emergent behavior and uncertainty in multimodel climate projections of precipitation trends at small spatial scales. *Journal of climate* 19, 5554–5569. doi:10.1175/JCLI3932.1
- Gregory, J.M., Mitchell, J.F.B., Brady, A.J., 1997. Summer drought in northern midlatitudes in a time-dependent CO₂ climate experiment. *Journal of Climate* 10, 662–686. doi:10.1175/1520-0442(1997)010<0662:SDINMI>2.0.CO;2
- Groisman, P.Y., Karl, T.R., Easterling, D.R., Knight, R.W., Jamason, P.F., Hennessy, K.J., Suppiah, R., Page, C.M., Wibig, J., Fortuniak, K., 1999. Changes in the probability of heavy precipitation: important indicators of climatic change. *Climatic Change* 42, 243–283.
- Großmann, C., Roos, H.-G., 2005. Numerische Behandlung partieller Differentialgleichungen. Teubner Studienbücher Mathematik, Wiesbaden.
- Gyalistras, D., von Storch, H., Fischlin, A., Beniston, M., 1994. Storch H von, Fischlin A, Beniston M (1994) Linking GCM-simulated climatic changes to ecosystem models: case studies of statistical downscaling in the Alps. *Climate Research* 4, 167–189.
- Haiden, T., Kann, A., Pistotnik, G., Stadlbacher, K., Wittmann, C., 2010. Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) System description. Central Institute for Meteorology and Geodynamics, Vienna, Austria.
- Hantel, M., Maurer, C., 2011. The median winter snowline in the Alps. *Meteorologische Zeitschrift* 20, 267–276. doi:10.1127/0941-2948/2011/0495
- Haslinger, K., Anders, I., Hofstätter, M., 2013. Regional climate modelling over complex terrain: an evaluation study of COSMO-CLM hindcast model runs for the Greater Alpine Region. *Clim Dyn* 40, 511–529. doi:10.1007/s00382-012-1452-7
- Haude, W., 1955. Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. *Deutscher Wetterdienst*, Bad Kissingen.
- Hawkins, E., Sutton, R., 2009. The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society* 90, 1095–1107. doi:10.1175/2009BAMS2607.1
- Hawkins, E., Sutton, R., 2011. The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Climate Dynamics* 37, 407–418. doi:10.1007/s00382-010-0810-6
- Haylock, M.R., Hofstra, N., Klein Tank, A.M.G., Klok, E.J., Jones, P.D., New, M., 2008. A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113. doi:10.1029/2008JD010201
- Hechtel, L.M., Stul, R.B., Moeng, C.-H., 1990. The Effects of Nonhomogeneous Surface Fluxes on the Convective Boundary Layer: A Case Study Using Large-Eddy Simulation. *Journal of the Atmospheric Sciences* 47, 1721–1741. doi:10.1175/1520-0469(1990)047<1721:TEONSF>2.0.CO;2
- Hegerl, G.C., Zwiers, F.W., Stott, P.A., Kharin, V.V., 2004. Detectability of anthropogenic changes in annual temperature and precipitation extremes. *Journal of Climate* 17, 3683–3700. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<3683:DOACIA>2.0.CO;2
- Heinrich, G., Gobiet, A., 2011. Expected Climate Change and its Uncertainty in the Alpine Region (No. WEGC Report to ACRP Nr. 02/2011). Wegener Center for Climate and Global Change, Graz, Austria.
- Heinrich, G., Gobiet, A., Truhetz, H., 2012. recip:century2: Extended uncertainty analysis of the reclip:century ensemble (WEGC Report to ACRP No. Nr. 01/2012). Wegener Center for Climate and Global Change, University of Graz, Graz, Austria.
- Heinrich, G., Gobiet, A., Truhetz, H., Mendlik, T., 2013. Expected Climate Change and its Uncertainty in the Alpine Region: Exten-

- ded Uncertainty Assessment of the reclip:century and ENSEMBLES Multi-Model Dataset, Scientific Report. Wegener Center Verlag, Graz, Austria.
- Hewitson, B.C., Crane, R.G., 1992. Regional-scale climate prediction from the GISS GCM. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 97, 249–267. doi:10.1016/0031-0182(92)90212-N
- Hewitson, B.C., Crane, R.G., 1996. Climate downscaling: techniques and application. *Clim Res* 7, 85–95. doi:10.3354/cr007085
- Hiebl, J., Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., Maugeri, M., Lentini, G., Spinoni, J., Brunetti, M., Nanni, T., Percec Tadić, M., Bihari, Z., Dolinar, M., Müller-Westermeier, G., 2009. A high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region.
- Hiebl, J., Hofstätter, M., 2012. No increase in multi-day temperature variability in Austria following climate warming. *Climatic Change* 113, 733–750. doi:10.1007/s10584-011-0389-x
- Hirschi, M., Seneviratne, S.I., Alexandrov, V., Boberg, F., Boroneant, C., Christensen, O.B., Formayer, H., Orłowsky, B., Stepanek, P., 2011. Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nature Geosci* 4, 17–21. doi:10.1038/ngeo1032
- Hofstätter, M., Formayer, H., 2011. Modellierung der Schneedecke unter Berücksichtigung maschineller Beschneigung, in: Pretenthaler, F., Formayer, H. (Eds.), *Tourismus Im Klimawandel: Zur Regionalwirtschaftlichen Bedeutung Des Klimawandels Für Die Österreichischen Tourismusgemeinden*, Studien Zum Klimawandel in Österreich. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, pp. 41–47.
- Hofstätter, M., Matulla, C., 2010. PRISK-CHANGE. Veränderung des Risikos extremer Niederschlagsereignisse als Folge des Klimawandels (Abschlussbericht der Fachabteilung Klimavariabilität / Modellierung in der Abteilung Klimaforschung).
- Hohenegger, C., Brockhaus, P., Schär, C., 2008. Towards climate simulations at cloud-resolving scales. *Meteorologische Zeitschrift* 17, 383–394. doi:10.1127/0941-2948/2008/0303
- Kyselý, J., 2004. Mortality and displaced mortality during heat waves in the Czech Republic. *International journal of biometeorology* 49, 91–97. doi:10.1007/s00484-004-0218-2
- IPCC, 2007. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2012. Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. A special Report of Working groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- IPCC, 2013a. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2013b. Summary for Policymakers, in: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Isotta, F.A., Frei, C., Weigluni, V., Percec Tadić, M., Lassègues, P., Rudolf, B., Pavan, V., Cacciamani, C., Antolini, G., Ratto, S.M., Munari, M., Micheletti, S., Bonati, V., Lussana, C., Ronchi, C., Panettieri, E., Marigo, G., Vertačnik, G., 2014. The climate of daily precipitation in the Alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data: CLIMATE OF DAILY PRECIPITATION IN THE ALPS. *International Journal of Climatology* 34, 1657–1675. doi:10.1002/joc.3794
- Jacob, D., Podzun, R., 1997. Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics* 63, 119–129.
- Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O.B., Christensen, J.H., Castro, M., Déqué, M., Giorgi, F., Hagemann, S., Hirschi, M., Jones, R., Kjellström, E., Lenderink, G., Rockel, B., Sánchez, E., Schär, C., Seneviratne, S.I., Somot, S., Ulden, A., Hurk, B., 2007. An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate. *Climatic Change* 81, 31–52. doi:10.1007/s10584-006-9213-4
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O.B., Bouwer, L.M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., Kröner, N., Kotlarski, S., Kriegsmann, A., Martin, E., Meijgaard, E., Moseley, C., Pfeifer, S., Preuschmann, S., Radermacher, C., Radtke, K., Rechied, D., Rounsevell, M., Samuelsson, P., Somot, S., Soussana, J.-F., Teichmann, C., Valentini, R., Vautard, R., Weber, B., Yiou, P., 2014. EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change* 14, 563–578. doi:10.1007/s10113-013-0499-2
- Jacobeit, J., Rathmann, J., Philipp, A., Jones, P.D., 2009. Central European precipitation and temperature extremes in relation to large-scale atmospheric circulation types. *Meteorologische Zeitschrift* 18, 397–410. doi:10.1127/0941-2948/2009/0390
- Jaeger, E.B., Anders, I., Lüthi, D., Rockel, B., Schär, C., Seneviratne, S.I., 2008. Analysis of ERA40-driven CLM simulations for Europe. *Meteorologische Zeitschrift* 17, 349–367. doi:10.1127/0941-2948/2008/0301
- Kapsch, M., 2011. Longterm variability of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models (Diplomarbeit). Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Kapsch, M.-L., Kunz, M., Vitolo, R., Economou, T., 2012. Long-term trends of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models using a Bayesian approach. *Journal of Geophysical Research* 117. doi:10.1029/2011JD017185
- Katz, R.W., 1999. Extreme value theory for precipitation: sensitivity analysis for climate change. *Advances in Water Resources* 23, 133–139. doi:10.1016/S0309-1708(99)00017-2
- Kendon, E.J., Rowell, D.P., Jones, R.G., 2009. Mechanisms and reliability of future projected changes in daily precipitation. *Climate Dynamics* 35, 489–509. doi:10.1007/s00382-009-0639-z
- Kharin, V.V., Zwiers, F.W., 2005. Estimating extremes in transient climate change simulations. *Journal of Climate* 43.
- Kharin, V.V., Zwiers, F.W., Zhang, X., Wehner, M., 2013. Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble. *Climatic Change* 119, 345–357. doi:10.1007/s10584-013-0705-8
- Kjellström, E., Bärring, L., Jacob, D., Jones, R., Lenderink, G., Schär, C., 2007. Modelling daily temperature extremes: recent climate and future changes over Europe. *Climatic Change* 81, 249–265. doi:10.1007/s10584-006-9220-5

- Knippertz, P., Ulbrich, U., Speth, P., 2000. Changing cyclones and surface wind speeds over the North-Atlantic and Europe in a transient GHG experiment. *Climate Research* 15, 109–122.
- Knutti, R., Sedláček, J., 2013. Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate model projections. *Nature Climate Change* 3, 369–373. doi:10.1038/nclimate1716
- Kothe, S., Dobler, A., Beck, A., Ahrens, B., 2011. The radiation budget in a regional climate model. *Climate Dynamics* 36, 1023–1036. doi:10.1007/s00382-009-0733-2
- Kothe, S., Lüthi, D., Ahrens, B., 2013. Analysis of the West African Monsoon system in the regional climate model COSMO-CLM: ANALYSIS OF THE WEST AFRICAN MONSOON SYSTEM IN COSMO-CLM. *International Journal of Climatology* 34, 481–493. doi:10.1002/joc.3702
- Kotlarski, S., Bosshard, T., Lüthi, D., Pall, P., Schär, C., 2012. Elevation gradients of European climate change in the regional climate model COSMO-CLM. *Climatic change* 112, 189–215. doi:10.1007/s10584-011-0195-5
- Koutsoyiannis, D., Onof, C., Wheeler, H.S., 2003. Multivariate rainfall disaggregation at a fine timescale. *Water Resources Research* 39. doi:10.1029/2002WR001600
- Kromp-Kolb, H., Formayer, H., Haas, P., Hofstätter, M., Schwarzl, I., 2009. Beobachtete Veränderung der Hitzeperioden in Oberösterreich und Abschätzung der möglichen zukünftigen Entwicklungen. Band 1 der Forschungsreihe „Auswirkungen des Klimawandels auf Oberösterreich“ im Auftrag des Umweltlandesrates Rudi Anschober, Land Oberösterreich (BOKU-Met Report No. 12). Inst. für Meteorologie (BOKU-Met), Universität für Bodenkultur Wien, Wien.
- Leckebusch, G.C., Ulbrich, U., 2004. On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change. *Global and Planetary Change, Extreme climatic events* 44, 181–193. doi:10.1016/j.gloplacha.2004.06.011
- Leckebusch, G.C., Ulbrich, U., Fröhlich, L., Pinto, J.G., 2007. Property loss potentials for European midlatitude storms in a changing climate. *Geophysical Research Letters* 34. doi:10.1029/2006GL027663
- Lenderink, G., Ulden, A., Hurk, B., Meijgaard, E., 2007. Summer-time inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations: analysis of the surface energy budget. *Climatic Change* 81, 233–247. doi:10.1007/s10584-006-9229-9
- Lenderink, G., van Meijgaard, E., 2008. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nature Geoscience* 1, 511–514. doi:10.1038/ngeo262
- Leung, L.R., Mearns, L.O., Giorgi, F., Wilby, R.L., 2003. Regional Climate Research: Needs and Opportunities. *Bulletin of the American Meteorological Society* 84, 89–95. doi:10.1175/BAMS-84-1-89
- Lexer, M.J., Honninger, K., Scheifinger, H., Matulla, C., Groll, N., Kromp-Kolb, H., 2000. The sensitivity of central European mountain forests to scenarios of climatic change: methodological frame for a large-scale risk assessment. *Silva Fennica* 34, 113–129.
- Lexer, M.J., Honninger, K., Scheifinger, H., Matulla, C., Groll, N., Kromp-Kolb, H., Schadauer, K., Starlinger, F., Englisch, M., 2001. The sensitivity of Austrian forests to scenarios of climatic change: a large-scale risk assessment based on a modified gap model and forest inventory data, Monographien. Umweltbundesamt, Wien.
- Loibl, W., Formayer, H., Schöner, W., Truhetz, H., Anders, I., Gobiet, A., Heinrich, G., Köstl, M., Nadeem, I., Peters-Anders, J., Schicker, I., Suklitsch, M., Züger, H., Juli 2011a. reclip:century 1: Models, Data and GHG-Scenarios, Simulations (Final Report ACRP Project Number: A760437). AIT Austrian Institute of Technology, Wien.
- Loibl, W., Peters-Anders, J., Züger, J., 2011b. AP2 Teilbericht. Datenbedarf nach Nutzergruppen – Ergebnisse einer Erhebung Diskussion von Hard- und Softwareerfordernissen, Teilbericht Partner 1., in: Formayer, H., Gerersdorfer, T., Seibert, P., Loibl, I., Peters-Anders, J., Züger, J., Pretenthaler, F., Töglhofer, C., Themeßl, M., Gobiet, A., Truhez, H., Schleidt, K., Waitz-Vetter von der Lilie, W., Kroiss, F., Anders, I., Jurkovic, A., Kaindl, G. (Eds.), Concept for an „Austrian Climate Data Centre“. p. Anhang–1–39.
- Mahoney, K., Alexander, M.A., Thompson, G., Barsugli, J.J., Scott, J.D., 2012. Changes in hail and flood risk in high-resolution simulations over Colorado’s mountains. *Nature Climate Change* 2, 125–131. doi:10.1038/nclimate1344
- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A.M., Chandler, R.E., Kendon, E.J., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H.W., Sauter, T., Themeßl, M., Venema, V.K.C., Chun, K.P., Goodess, C.M., Jones, R.G., Onof, C., Vrac, M., Thiele-Eich, I., 2010. Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics* 48. doi:10.1029/2009RG000314
- Mariotti, A., Zeng, N., Yoon, J.-H., Artale, V., Navarra, A., Alpert, P., Li, L.Z.X., 2008. Mediterranean water cycle changes: transition to drier 21st century conditions in observations and CMIP3 simulations. *Environmental Research Letters* 3, 044001. doi:10.1088/1748-9326/3/4/044001
- Matulla, C., Groll, N., Kromp-Kolb, H., Scheifinger, H., Lexer, M.J., Widmann, M., 2002. Climate change scenarios at Austrian National Forest Inventory sites. *Climate Research* 22, 161–173.
- Matulla, C., Haas, P., 2003. Prädiktorsensitives Downscaling gekoppelt mit Wettergeneratoren: saisonale und tägliche CC-Szenarien in komplex strukturiertem Gelände (No. GKSS Report 2003/24). GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH, Geesthacht.
- Matulla, C., Scheifinger, H., Menzel, A., Koch, E., 2003. Exploring two methods for statistical downscaling of Central European phenological time series. *International Journal of Biometeorology* 48, 56–64. doi:10.1007/s00484-003-0186-y
- Matulla, C., 2005. Predictor-sensitive empirical downscaling. An example in complex topographic terrain. *Meteorologische Zeitschrift* 14, 31–47.
- Matulla, C., Schmutz, S., Melcher, A., Gerersdorfer, T., Haas, P., Dezember 1, 2007a. Assessing the impact of a downscaled climate change simulation on the fish fauna in an Inner-Alpine River. *Int J Biometeorol* 52, 127–137. doi:10.1007/s00484-007-0107-6
- Matulla, C., Zhang, X., Wang, X.L., Wang, J., Zorita, E., Wagner, S., Storch, H., Juli 7, 2007b. Influence of similarity measures on the performance of the analog method for downscaling daily precipitation. *Climate Dynamics* 30, 133–144. doi:10.1007/s00382-007-0277-2
- Matulla, C., Schöner, W., Alexandersson, H., Storch, H., Wang, X.L., 2008. European storminess: late nineteenth century to present. *Climate Dynamics* 31, 125–130. doi:10.1007/s00382-007-0333-y
- Matulla, C., Hofstätter, M., Auer, I., Böhm, R., Maugeri, M., von Storch, H., Krueger, O., 2012. Storminess in northern Italy and the Adriatic Sea reaching back to 1760. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, The Climate of Venetia and Northern Adriatic* 40–41, 80–85. doi:10.1016/j.pce.2011.04.010
- Meehl, G.A., Stocker, T.F., Collins, W.D., Friedlingstein, P., Gaye, A.T., Gregory, J.M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J.M., Noda,

- A., Raper, S.C.B., Watterson, I.G., Weaver, A.J., Zhao, Z.C., 2007. Global Climate Projections, in: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, M., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Meehl, G.A., Tebaldi, C., 2004. More Intense, More Frequent, and Longer Lasting Heat Waves in the 21st Century. *Science* 305, 994–997. doi:10.1126/science.1098704
- Meissner, C., Schädler, G., Panitz, H.-J., Feldmann, H., Kottmeier, C., 2009. High-resolution sensitivity studies with the regional climate model COSMO-CLM. *Meteorologische Zeitschrift* 18, 543–557. doi:10.1127/0941-2948/2009/0400
- Mohr, S., Kunz, M., 2013a. Changes in the Hail Potential Over Past and Future Decades – Identification Using a Logistic Hail Model. *Journal of Geophysical Research – eingereicht*.
- Mohr, S., Kunz, M., 2013b. Recent trends and variabilities of convective parameters relevant for hail events in Germany and Europe. *Atmospheric Research, 6th European Conference on Severe Storms 2011*. Palma de Mallorca, Spain 123, 211–228. doi:10.1016/j.atmosres.2012.05.016
- Monteith, J.L., 1981. Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 107, 1–27. doi:10.1002/qj.49710745102
- Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., de Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grübler, A., Jung, T.Y., Kram, T., La Rovere, E.L., Michaelis, L., Mori, S., Morita, T., Pepper, W., Pitcher, H., Price, L., Riahi, K., Roehrl, A., Rogner, H.-H., Sankovski, A., Schlesinger, M., Shukla, P., Smith, S., Swart, R., van Rooijen, S., Victor, N., Dadi, Z., 2000. *Special Report on Emissions Scenarios (SRES), A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Nikulin, G., Kjellström, E., Hansson, U., Strandberg, G., Ullerstig, A., 2011. Evaluation and future projections of temperature, precipitation and wind extremes over Europe in an ensemble of regional climate simulations: TEMPERATURE, PRECIPITATION AND WIND EXTREMES OVER EUROPE. *Tellus A* 63, 41–55. doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00466.x
- ÖNORM, 2005. *ÖNORM EN ISO 15927-4 - Wärme- und feuchte-technisches Verhalten von Gebäuden - Berechnung und Darstellung von Klimadaten - Teil 4: Stündliche Daten zur Abschätzung des Jahresenergiebedarfs für Heiz- und Kühlsysteme (ISO 15927-4:2005)*.
- Palmer, T.N., Shutts, G.J., Hagedorn, R., Doblas-Reyes, F.J., Jung, T., Leutbecher, M., 2005. Representing model uncertainty in weather and climate prediction. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 33, 163–193. doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122552
- Panitz, H.-J., Dosio, A., Büchner, M., Lüthi, D., Keuler, K., 2013. COSMO-CLM (CCLM) climate simulations over CORDEX-Africa domain: analysis of the ERA-Interim driven simulations at 0.44° and 0.22° resolution. *Climate Dynamics*. doi:10.1007/s00382-013-1834-5
- Parajka, J., Blöschl, G., 2012. MODIS-based snow cover products, validation and hydrologic applications, in: Chang, N.B., Hong, Y. (Eds.), *Multiscale Hydrologic Remote Sensing*. CRC Press, pp. 185–212.
- Penlap, E.K., Matulla, C., von Storch, H., Kamga, F.M., 2004. Downscaling of GCM scenarios to assess precipitation changes in the little rainy season (March-June) in Cameroon. *Climate Research* 26, 85–96.
- Philipp, A., Bartholy, J., Beck, C., Erpicum, M., Esteban, P., Fettweis, X., Huth, R., James, P., Jourdain, S., Kreienkamp, F., Krennert, T., Lykoudis, S., Michalides, S.C., Pianko-Kluczynska, K., Post, P., Álvarez, D.R., Schiemann, R., Spekat, A., Tymvios, F.S., 2010. Cost733cat – A database of weather and circulation type classifications. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, Classifications of Atmospheric Circulation Patterns – Theory and Applications* 35, 360–373. doi:10.1016/j.pce.2009.12.010
- Philipp, A., Della-Marta, P.M., Jacobeit, J., Fereday, D.R., Jones, P.D., Moberg, A., Wanner, H., 2007. Long-Term Variability of Daily North Atlantic–European Pressure Patterns since 1850 Classified by Simulated Annealing Clustering. *Journal of Climate* 20, 4065–4095.
- Piani, C., Haerter, J.O., Coppola, E., 2009. Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology* 99, 187–192. doi:10.1007/s00704-009-0134-9
- Pielke, R.A., 2001. *Mesoscale Meteorological Modeling*, 2 edition. ed. Academic Press, San Diego.
- Pinto, J.G., Fröhli, E.L., Leckebusch, G.C., Ulbrich, U., 2007. Changing European storm loss potentials under modified climate conditions according to ensemble simulations of the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. *Natural Hazards Earth System Sciences* 7, 165–17.
- Plavcová, E., Kyselý, J., 2013. Projected evolution of circulation types and their temperatures over Central Europe in climate models. *Theoretical and Applied Climatology* 114, 625–634. doi:10.1007/s00704-013-0874-4
- Pospichal, B., Formayer, H., Haas, P., Nadeem, I., 2010. Bias correction and localization of regional climate scenarios over mountainous area on a 1x1 km grid.
- Prein, A.F., Gobiet, A., 2011. NHCM-1: Non-hydrostatic climate modelling. Part I: Defining and Detecting Added Value in Cloud-Resolving Climate Simulations (Scientific Report No. No. 39-2011). Wegener Center Verlag.
- Prein, A.F., Gobiet, A., Suklitsch, M., Truhetz, H., Awan, N.K., Keuler, K., Georgievski, G., 2013. Added value of convection permitting seasonal simulations. *Climate Dynamics* 1–23. doi:10.1007/s00382-013-1744-6
- Prein, A.F., Gobiet, A., Truhetz, H., 2011. Analysis of uncertainty in large scale climate change projections over Europe. *Meteorologische Zeitschrift* 20, 383–395. doi:10.1127/0941-2948/2011/0286
- Racsko, P., Szeidl, L., Semenov, M., 1991. A serial approach to local stochastic weather models. *Ecological modelling* 57, 27–41. doi:10.1016/0304-3800(91)90053-4
- Räisänen, J., 2001. Hiilidioksidin lisääntymisen vaikutus Pohjois-Euroopan ilmastoon globaaleissa ilmastomalleissa (The impact of increasing carbon dioxide on the climate of northern Europe in global climate models). *Terra* 1130.
- Rauthe, M., Paeth, H., 2004. Relative importance of Northern Hemisphere circulation modes in predicting regional climate change. *Journal of climate* 17, 4180–4189. doi:10.1175/JCLI3140.1
- Rial, J.A., Pielke Sr., R.A., Beniston, M., Claussen, M., Canadell, J., Cox, P., Held, H., de Noblet-Ducoudré, N., Prinn, R., Reynolds, J.F., Salas, J.D., 2004. Nonlinearities, Feedbacks and Critical Thresholds within the Earth's Climate System. *Climatic Change* 65, 11–38. doi:10.1023/B:CLIM.0000037493.89489.3f

- Richardson, C.W., 1981. Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. *Water Resources Research* 17, 182–190. doi:10.1029/WR017i001p00182
- Riediger, U., Gratzki, A., 2014. Future weather types and their influence on mean and extreme climate indices for precipitation and temperature in Central Europe. *Meteorologische Zeitschrift*. doi:10.1127/0941-2948/2014/0519
- Rogelj, J., Meinshausen, M., Knutti, R., 2012. Global warming under old and new scenarios using IPCC climate sensitivity range estimates. *Nature Clim. Change* 2, 248–253. doi:10.1038/nclimate1385
- Rowell, D.P., 2005. A scenario of European climate change for the late twenty-first century: seasonal means and interannual variability. *Climate Dynamics* 25, 837–849. doi:10.1007/s00382-005-0068-6
- Sailor, D.J., Li, X., 1999. A semiempirical downscaling approach for predicting regional temperature impacts associated with climatic change. *Journal of Climate* 12, 103–114.
- Scaife, A.A., Woollings, T., Knight, J., Martin, G., Hinton, T., 2010. Atmospheric Blocking and Mean Biases in Climate Models. *Journal of Climate* 23, 6143–6152. doi:10.1175/2010JCLI3728.1
- Schaumberger, A., 2011. Räumliche Modelle zur Vegetations- und Ertragsdynamik im Wirtschaftsgrünland. Lehr- und Forschungszentrum für Landwirtschaft Raumberg-Gumpenstein, Irnding.
- Scheifinger, H., Menzel, A., Koch, E., Peter, C., Ahas, R., 2002. Atmospheric mechanisms governing the spatial and temporal variability of phenological phases in central Europe. *International Journal of Climatology* 22, 1739–1755. doi:10.1002/joc.817
- Schicker, I., Seibert, P., 2009. Simulation of the meteorological conditions during a winter smog episode in the Inn Valley. *Meteorology and Atmospheric Physics* 103, 211–222. doi:10.1007/s00703-008-0346-z
- Schmidt, H., von Storch, H., 1993. German Bight storms analyzed. *Nature* 365, 791–791.
- Schöner, W., Böhm, R., Haslinger, K., 2011. Klimaänderung in Österreich – hydrologisch relevante Klimatelemente. *Österr Wasser- und Abfallw* 63, 11–20. doi:10.1007/s00506-010-0271-5
- Semenov, M.A., Brooks, R.J., Barrow, E.M., Richardson, C.W., 1998. Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates. *Climate research* 10, 95–107.
- Semenov, V., Bengtsson, L., 2002. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Climate Dynamics* 19, 123–140. doi:10.1007/s00382-001-0218-4
- Seneviratne, S.I., Lüthi, D., Litschi, M., Schär, C., 2006. Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature* 443, 205–209. doi:10.1038/nature05095
- Seneviratne, S.I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C.M., Kanae, S., Jossin, J., Lu, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., Zhang, X., 2012. Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment., in: Field, C.B., Barros, V., Stocker, T.F., Qin, D., Dokken, D.J., Ebi, K.L., Mastrandrea, M.D., Mach, K.J., Plattner, G.-K., Allen, S.K., Tignor, M., Midgley, P.M. (Eds.), *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* ., A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 109–230.
- Sheffield, J., Wood, E.F., Roderick, M.L., 2012. Little change in global drought over the past 60 years. *Nature* 491, 435–438. doi:10.1038/nature11575
- Smiatek, G., Kunstmann, H., Knoche, R., Marx, A., 2009. Precipitation and temperature statistics in high-resolution regional climate models: Evaluation for the European Alps. *Journal of Geophysical Research* 114. doi:10.1029/2008JD011353
- Smolarkiewicz, P.K., Grell, G.A., 1992. A class of monotone interpolation schemes. *Journal of Computational Physics* 101, 431–440. doi:10.1016/0021-9991(92)90018-T
- Stefanicki, G., Talkner, P., Weber, R.O., 1998. Frequency Changes of Weather Types in the Alpine Region since 1945. *Theor Appl Climatol* 60, 47–61. doi:10.1007/s007040050033
- Stensrud, D.J., 2007. *Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Stephenson, D., Vitolo, R., Ferro, C., 2009. Clustering of Extreme Storms [http://www.eurandom.nl/events/workshops/2009/Climate/stephenson.pdf].
- Stephenson, D.B., Pavan, V., Collins, M., Junge, M.M., Quadrelli, R., 2006. North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment. *Climate Dynamics* 27, 401–420. doi:10.1007/s00382-006-0140-x
- Strauss, F., Formayer, H., Schmid, E., 2013. High resolution climate data for Austria in the period 2008-2040 from a statistical climate change model. *International Journal of Climatology* 33, 430–443. doi:10.1002/joc.3434
- Suklitsch, M., Gobiet, A., Leuprecht, A., Frei, C., 2008. High Resolution Sensitivity Studies with the Regional Climate Model CCLM in the Alpine Region. *Meteorologische Zeitschrift* 17, 467–476. doi:10.1127/0941-2948/2008/0308
- Suklitsch, M., Gobiet, A., Truhetz, H., Awan, N.K., Göttel, H., Jacob, D., 2011. Error characteristics of high resolution regional climate models over the Alpine area. *Climate Dynamics* 37, 377–390. doi:10.1007/s00382-010-0848-5
- Szalai, S., Bihari, Z., Szentimrey, T., Lakatos, M. (Eds.), 2004. *Proceedings from the Conference on spatial interpolation in climatology and meteorology*. EUR-OP, Budapest, Hungary.
- Tang, H., Eronen, J.T., Micheels, A., Ahrens, B., 2013. Strong interannual variation of the Indian summer monsoon in the Late Miocene. *Climate Dynamics* 41, 135–153. doi:10.1007/s00382-012-1655-y
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93, 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Tebaldi, C., Hayhoe, K., Arblaster, J.M., Meehl, G.A., 2006. Going to the Extremes: an intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Climatic Change* 79, 185–211. doi:10.1007/s10584-006-9051-4
- Themeßl, J.M., Gobiet, A., Leuprecht, A., August 2011a. Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models. *International Journal of Climatology* 31, 1530–1544. doi:10.1002/joc.2168
- Themeßl, M.J., Gobiet, A., Heinrich, G., September 23, 2011b. Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. *Climatic Change* 112, 449–468. doi:10.1007/s10584-011-0224-4
- Trigo, R.M., Palutikof, J.P., 1999. Simulation of daily temperatures for climate change scenarios over Portugal: a neural network model approach. *Climate Research* 13, 45–59.

- Truhetz, H., Gobiet, A., Kirchengast, G., 2007. Evaluation of a dynamic-diagnostic modelling approach to generate highly resolved wind fields in the Alpine region. *Meteorologische Zeitschrift* 16, 191–201. doi:10.1127/0941-2948/2007/0192
- Tyler, D.E., 1982. On the optimality of the simultaneous redundancy transformations. *Psychometrika* 47, 77–86. doi:10.1007/BF02293852
- Van der Linden, P., Mitchell, J.F.B. (Eds.), 2009. ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, Fitz-Roy Road, Exeter EX1 3PB, UK.
- Van Lipzig, N.P.M., Van Meijgaard, E., Oerleman, J., 1998. Evaluation of a regional atmospheric model for January 1993, using in situ measurements from the Antarctic. *Annals of Glaciology* 27, 507–514.
- Van Ulden, A., Lenderink, G., Hurk, B., Meijgaard, E., 2007. Circulation statistics and climate change in Central Europe: PRUDENCE simulations and observations. *Climatic Change* 81, 179–192. doi:10.1007/s10584-006-9212-5
- Van Ulden, A.P., van Oldenborgh, G.J., 2006. Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics* 6, 863–881.
- Van Vuuren, D.P., Stehfest, E., Elzen, M.G.J. den, Kram, T., Vliet, J. van, Deetman, S., Isaac, M., Goldewijk, K.K., Hof, A., Beltran, A.M., Oostenrijk, R., Ruijven, B. van, 2011. RCP2.6: exploring the possibility to keep global mean temperature increase below 2°C. *Climatic Change* 109, 95–116. doi:10.1007/s10584-011-0152-3
- Vautard, R., Gobiet, A., Jacob, D., Belda, M., Colette, A., Déqué, M., Fernández, J., García-Díez, M., Goergen, K., Güttler, I., Halenka, T., Karacostas, T., Katragkou, E., Keuler, K., Kotlarski, S., Mayer, S., Meijgaard, E., Nikulin, G., Patarčić, M., Scinocca, J., Sobolowski, S., Suklitsch, M., Teichmann, C., Warrach-Sagi, K., Wulfmeyer, V., Yiou, P., 2013. The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EURO-CORDEX project. *Climate Dynamics* 41, 2555–2575. doi:10.1007/s00382-013-1714-z
- Von Storch, H., 1995. Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research. *Meteorologische Zeitschrift* 4, 72–80.
- Von Storch, H., Zorita, E., Cubasch, U., 1993. Downscaling of global climate change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime. *Journal of Climate* 6, 1161–1171. doi:10.1175/1520-0442(1993)006<1161:DOGCCCE>2.0.CO;2
- Von Storch, H., Zwiers, F.W., 1999. *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press.
- Voss, R., May, W., Roeckner, E., 2002. Enhanced resolution modelling study on anthropogenic climate change: changes in extremes of the hydrological cycle. *Int. J. Climatol.* 22, 755–777. doi:10.1002/joc.757
- Wang, G., 2005. Agricultural drought in a future climate: results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th assessment. *Climate Dynamics* 25, 739–753. doi:10.1007/s00382-005-0057-9
- Wanner, H., Rickli, R., Salvisberg, E., Schmutz, C., Schüepp, M., 1997. Global climate change and variability and its influence on Alpine climate — concepts and observations. *Theor Appl Climatol* 58, 221–243. doi:10.1007/BF00865022
- WASA, 1998. Changing Waves and Storms in the Northeast Atlantic? *Bulletin of the American Meteorological Society* 79, 741–760. doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0741:CWASIT>2.0.CO;2
- Wehner, M.F., 2004. Predicted twenty-first-century changes in seasonal extreme precipitation events in the Parallel Climate Model. *Journal of Climate* 17, 4281–4290.
- Weichert, A., Bürger, G., 1998. Linear versus nonlinear techniques in downscaling. *Climate Research* 10, 83–93.
- Wetherald, R.T., Manabe, S., 1995. The mechanisms of summer dryness induced by greenhouse warming. *Journal of Climate* 8, 3096–3108. doi:10.1175/1520-0442(1995)008<3096:TMOSDI>2.0.CO;2
- Wilby, R.L., Wigley, T.M.L., Conway, D., Jones, P.D., Hewitson, B.C., Main, J., Wilks, D.S., 1998. Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water resources research* 34, 2995–3008. doi:10.1029/98WR02577
- Wilcke, R.A.I., Mendlik, T., Gobiet, A., 2013. Multi-variable error correction of regional climate models. *Climatic Change* 120, 871–887. doi:10.1007/s10584-013-0845-x
- Wilks, D.S., 1999. Multisite downscaling of daily precipitation with a stochastic weather generator. *Climate Research* 11, 125–136.
- Winkler, J.A., Palutikof, J.P., Andresen, J.A., Goodess, C.M., 1997. The simulation of daily temperature time series from GCM output. Part II: Sensitivity analysis of an empirical transfer function methodology. *Journal of Climate* 10, 2514–2532. doi:10.1175/1520-0442(1997)010<2514:TSODTT>2.0.CO;2
- Woollings, T., 2010. Dynamical influences on European climate: an uncertain future. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 368, 3733–3756. doi:10.1098/rsta.2010.0040
- Yaqub, A., Seibert, P., Formayer, H., 2011. Diurnal precipitation cycle in Austria. *Theoretical and Applied Climatology* 103, 109–118. doi:10.1007/s00704-010-0281-z
- Zorita, E., Hughes, J.P., Lettemaier, D.P., von Storch, H., 1995. Stochastic Characterization of Regional Circulation Patterns for Climate Model Diagnosis and Estimation of Local Precipitation. *Journal of Climate* 8, 1023–1042. doi:10.1175/1520-0442(1995)008<1023:SCORCP>2.0.CO;2
- Zorita, E., von Storch, H., 1999. The Analog Method as a Simple Statistical Downscaling Technique: Comparison with More Complicated Methods. *Journal of Climate* 12, 2474–2489. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<2474:TAMAAS>2.0.CO;2
- Zwiers, F.W., Kharin, V.V., 1998. Changes in the Extremes of the Climate Simulated by CCC GCM2 under CO₂ Doubling. *Journal of Climate* 11, 2200–2222. doi:10.1175/1520-0442(1998)011<2200:CITEOT>2.0.CO;2

