Probabilistische Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden und ihrer Unsicherheiten (Verbundprojekt PArK)

innerhalb des Forschungsprogramms Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg

Wolfgang Enke ⁽³⁾, Andreas Hense ⁽²⁾, Frank Kreienkamp ⁽³⁾, Hans-Jürgen Panitz ⁽¹⁾, Gerd Schädler ⁽¹⁾, Christian Schölzel ⁽²⁾, Arne Spekat ⁽³⁾

⁽¹⁾ Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruher Institut für Technologie

⁽²⁾ Meteorologisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

⁽³⁾ Climate & Environmental Consulting Potsdam GmbH

2008 und 2010

Inhaltsverzeichnis

Teilprojekte "Dynamische regionale Simulation mit CCLM" und "Anwendung	
Bayesischer Statistik auf regionale Klimaänderungen"	3
Teilprojekt "Klimaänderungen der kommenden Dekaden, Szenarienrechnungen	
mit WETTREG"	51

Teilprojekte "Dynamische regionale Simulation mit CCLM" und "Anwendung Bayesischer Statistik auf regionale Klimaänderungen"

innerhalb des Forschungsprogramms Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg

Andreas Hense⁽²⁾, Hans-Jürgen Panitz⁽¹⁾, Gerd Schädler⁽¹⁾, Christian Schölzel⁽²⁾

⁽¹⁾ Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruher Institut für Technologie

⁽²⁾ Meteorologisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

2010

Inhaltsverzeichnis

1	Einl	eitung	5
	1.1	Motivation	5
	1.2	Ziel	6
	1.3	Vorgehensweise	7
	1.4	Stand der Kenntnisse	8
2	Met	noden	
	2.1	Dynamische Regionalisierung	10
	2.2	Das regionale Klimamodell CCLM	12
	2.3	Das statistische Downscaling WETTREG	13
	2.4	Probabilistisches Post-Processing	13
	2.4.1	Prinzip des Kernel-Dressings	14
	2.4.2	2 Autokovarianzstruktur	15
	2.5	Bayesisches Verfahren zur Modellgewichtung	16
3	Verv	vendete Datensätze	
4	Besc	hreibung der CCLM Simulationen	
	4.1	Modellgebiete	21
	4.2	Modellkonfigurationen und Rechenbedarf	22
5	Erge	bnisdarstellung	
	5.1	Evaluierung der CCLM Simulationen	24
	5.2	Sensitivitätsuntersuchungen	27
	5.3	Mehrwert von hoch aufgelösten regionalen Klimasimulationen	
	5.4	Probabilistische Klimaprojektionen mittels WETTREG	
	5.4.1	Mehrwert von probabilistischen Klimaprojektionen	
	5.4.2	2 Anwendung des Kernel-Dressings auf WETTREG	
	5.4.3	3 Stationsweise Betrachtung (WETTREG)	
	5.4.4	Räumliche Verteilung (WETTREG)	35
	5.4.5	5 Saisonale Unterschiede (WETTREG)	
	5.5	Probabilistische Klimaprojektionen aus gewichtetem RCM-Ensemble	
6	Zusa	ammenfassung	
L	iteratur.		

1 Einleitung

1.1 Motivation

Sowohl das natürliche Erdsystem, bestehend aus den Untersystemen Atmosphäre, Ozean, Kryosphäre, Landoberflächen und Biosphäre, als auch die sozio-ökonomische Anthroposphäre sind inhärent stochastisch und damit unsicher. Dies liegt an der großen Anzahl von Freiheitsgraden, den nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen den Systemen und den Instabilitäten innerhalb der Systeme. Eine angemessene Beschreibung vergangener, gegenwärtiger und zukünftiger Klimaänderungen und ihrer Auswirkungen einschließlich der innewohnenden Unsicherheiten kann deshalb nur durch statistische Verfahren erfolgen, z. B. durch die Angabe von Wahrscheinlichkeiten.

Es ist notwendig, dieses erweiterte Verständnis auch Anwendern von Klimainformationen nahe zu bringen. Dabei ist es wichtig zu vermitteln, dass eine probabilistische Beschreibung der Unsicherheit von Klimaänderungen naturwissenschaftlich angemessen ist und nichts mit vermeidbaren Fehlern zu tun hat. Unsicherheit resultiert aus inhärenten Eigenschaften des Systems, bedeutet aber auf keinen Fall eine Falsifikation der wissenschaftlichen Aussagen.

Die Quantifizierung der Unsicherheiten in den Klimaprojektionen und die Auswirkungen dieser Unsicherheiten auf die Klimafolgeforschung gehört auch zu den Themenschwerpunkten des vierten Sachstandberichts (4AR, IPCC, 2007) des Intergovernmental Panel on Climate Change. Will man nun Klimaprojektionen mit einer quantitativen Abschätzung ihrer Unsicherheiten auf der regionalen Skala etwa für Bundesländer in Deutschland erstellen, müssten alle Quellen von Unsicherheit (Klimarauschen, Klimamodellunterschiede, Wahl der antreibenden Klimaszenarien, bei regionalen Klimamodelle auch die Wahl des antreibenden Globalmodells) in Betracht gezogen werden.

Untersuchungen mit globalen Modellen zeigen, dass die Unsicherheit bezüglich der Szenarienauswahl bis etwa 2040/50 bei der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur vergleichbar ist mit dem Klimarauschen der Modelle und den Unterschieden zwischen den Modellen. Signifikante Differenzen zwischen den verschiedenen SRES-Szenarien treten erst ab 2050 auf (SRES: Special Reports on Emission Scenarios, Nakicenovic, et al., 2000). Für die global gemittelte Lufttemperatur liegt dieses Klimarauschen bei etwa 0.15°C (Schönwiese, 2003). Bei einer Erhöhung der Auflösung nimmt diese modellbedingte Variabilität zu; so liegt z. B. die Variabilität der zonal gemittelten Lufttemperatur in unseren Breiten bei etwa 0.5°C, der zonal gemittelte Niederschlag weist ein Rauschen in der Größenordnung von 50 % auf (ebenfalls Schönwiese, 2003). Demgegenüber liegt die laut IPCC (IPCC, 2001) prognostizierte mittlere globale Erwärmung unabhängig vom Szenario für 2030 im Bereich zwischen etwa 0.5 und 1°C und ist mithin nicht a priori zu vernachlässigen, weist allerdings ein kleineres Signal/Rauschen-Verhältnis auf.

Bezüglich der Unsicherheit des antreibenden Globalmodells liegen in Deutschland zwei unterschiedliche Konfigurationen des globalen ECHAM5/MPI-OM Modells vor, bei dem einmal als antreibender Faktor im 20. Jahrhundert nur die anthropogenen Einflüsse gewählt wurden und zum zweiten der vollständige Antrieb aus natürlichen (Solar und Vulkan) und anthropogenen Ursachen vorgeschrieben wurde. Für diese beiden Modellkonfigurationen gibt es je 3 Einzelrealisierungen, die sich durch die Wahl des Anfangswertes in Atmosphäre und Ozean im Januar 1860 unterscheiden. Die Anfangszustände sind einem langen Kontrolllauf unter vorindustriellen Antriebsbedingungen entnommen worden.

Die Mehrzahl der bislang veröffentlichten Klimaprojektionen bezieht sich auf die zweite Hälfte des 21. Jahrhunderts. Dies wird damit begründet, dass erst nach etwa 2050 deutliche Auswirkungen und Unterschiede zwischen den verschiedenen globalen Emissionsszenarien sichtbar werden. Andererseits zeichnet sich der einsetzende Klimawandel bereits sowohl in meteorologischen Beobachtungen (z. B. Jonas et al., 2005, Arbeitskreis KLIWA, 2004) direkt als auch in seinen Folgen (z. B. Landwirtschaft, Obstbau, Phänologie, Fauna) ab und es ist eine zeitliche Variation der Trends sowie eine Tendenz zur Beschleunigung seit Ende des letzten Jahrhunderts zu beobachten (Jonas et al., 2005).

1.2 Ziel

Ziel des hier beschriebenen Projektes ist daher die Entwicklung und Anwendung einer Methode zur Abschätzung der Klimaentwicklung während der Dekaden 2010 bis 2040 unter Verwendung mehrerer komplementärer Methoden und Datenquellen (probabilistisch-dynamische und statistische Downscaling-Verfahren, globale und regionale Modelle), um die wahrscheinlichste Entwicklung einschließlich der Unsicherheiten zu ermitteln. Die Quantifizierung der Unsicherheiten stellte dabei einen wesentlichen Aspekt für die Absicherung der Projektionen dar. Im Fokus der Arbeiten steht nicht die globale Entwicklung, sondern die Entwicklung auf der regionalen Skala.

Im Projekt werden folgende Fragestellungen untersucht:

- a) Mit welcher Gewichtung eines regionalen Ensembles von Klimasimulationen lassen sich die beobachteten Klimavariationen der letzten Jahrzehnte zeitlich konsistent beschreiben?
- b) Welche regionale Klimaentwicklung wird sich mit der optimalen Gewichtung in Zukunft am wahrscheinlichsten einstellen?
- c) Mit welcher Unsicherheit ist diese Prognose behaftet?
- d) Welche Projektionen für das regionale Klima der nächsten Dekaden erhält man, wenn statt regionaler Klimasimulationen empirisch/statistische Zusammenhänge oder nur globale Simulationen verwendet werden? Wie vergleichen sich die Ergebnisse der Methoden?

Für die Punkte a) bis c) sollen die in Min und Hense (2006a, 2007) beschriebenen Verfahren der Bayesischen Statistik zur Anwendung kommen, welche es ermöglichen, aus einem Ensemble von Simulationen das beste Mitglied zu identifizieren bzw. die optimalen Gewichtungen verschiedener Mitglieder zu bestimmen. Ein wichtiger Aspekt dieser Verfahren ist das datenadaptive Lernen. Diese Methodik erlaubt es, künftige Prognosen an die reale Entwicklung anzupassen; sie liefert somit die bestmöglich an die Realität angepasste Prognose. In Punkt d) sollen neben diesen probabilistisch-dynamischen Verfahren in Anwendung auf die globalen Modelle alternativ auch statistische Verfahren (WETTREG, Enke et al., 2005b) herangezogen und deren Sensitivität bezüglich Methodik und Eingangsdaten untersucht werden. Solche Sensitivitätsbetrachtungen in Kombination mit der Zusammenschau dieser beiden alternativen Prognoseverfahren ermöglichen eine fundierte Abschätzung der Unsicherheit regionaler Klimaprognosen für die nächsten Dekaden. Die Zusammenschau aller drei Ansätze liefert dann auch eine Art "Superensemble" der regionalen Klimaänderungen, das das gegenwärtige Wissen zur regionalen Klimaänderungen in Deutschland bzw. Baden-Württemberg in sich konsistent zusammenfasst. Das Ergebnis der Kopplung von Klimasimulationen mit dem statistischen Bayesverfahren ist eine Vorhersage von Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (PDF) von Zielgrößen, wie z. B. der bodennahen Lufttemperatur und des Niederschlags. Diese PDF's sind eine Möglichkeit, die Ergebnisse der Simulationen einschließlich der Unsicherheiten quantitativ zu erfassen. Der entscheidende Punkt der Bayesischen Statistik ist dabei die Berücksichtigung vorhandener Beobachtungen, die effektiv dazu dienen, die vorliegenden Modellsimulationen zu gewichten. Dies wird dynamisch erfolgen, damit die Kalibration der Modellsimulation anhand der Beobachtungen weder einmalig fixiert ist noch von Zeitscheibe zu Zeitscheibe beliebig springt. Vielmehr wird sich das Verfahren durch datenadaptives Lernen an wechselnde Verhältnisse in den Beobachtungen adjustieren.

Bislang wurden für Deutschland drei Klimasimulationen durchgeführt, die in die Kategorie der regionalen Klimarechnungen eingeordnet werden können. Dabei handelt es sich zum einen um die sogenannten REMO-UBA Simulationen (Jacob, 2005a; Jacob, 2005b; Jacob et al., 2008), die im Auftrag des Umweltbundesamtes (UBA) mit dem REMO-Modell (Jacob, 2001) durchgeführt wurden sowie die durch die Bundesanstalt für Gewässerkunde in Auftrag gegebenen REMO-BFG Rechnungen (Jacob and Tomassini, 2009). Zum anderen stehen die mit dem Modell CLM durchgeführten Konsortialrechnungen (CLM-CR) zur Verfügung (Hollweg et al., 2008). Allerdings sind die genannten Simulationen nicht ausreichend, um die Ziele des Projektes zu erreichen. Sie wurden mit horizontalen Auflösungen von 10 km (REMO-UBA, REMO-BFG) bzw. ca. 18 km (CLM-CR) ausgeführt. Diese Auflösungen sind für Regionen wie Baden-Württemberg mit komplexen Orographien (z. B. Vogesen - Rheintal - Schwarzwald) nicht fein genug, da modellbedingt die Orographie geglättet wird und infolgedessen klimawirksame, orographisch induzierte Prozesse nicht hinreichend erfasst werden. Außerdem muss dem Einfluss der Antriebsdaten durch die Verwendung verschiedener globaler Modelle Rechnung getragen werden. Daher werden im Projekt weitergehende Simulationen mit einer horizontalen Auflösung von 7 km durchgeführt, die auf dem Antrieb durch verschiedene globale Modelle basieren. Die Ergebnisse solcher detaillierten Klimaprojektionen werden in die statistischen Analysen und Vergleiche mit einbezogen.

1.3 Vorgehensweise

Um auf der regionalen Skala Baden-Württembergs Zukunftsszenarien zu berechnen und deren Unsicherheiten abschätzen zu können, werden Ensemblesimulationen mit dem CCLM (Klimaversion des COSMO-Modells des Deutschen Wetterdienstes) über insgesamt 67 Jahre (1968-2000 bzw. 2007-2040) durchgeführt, wobei die Jahre 1968 bis 1970 und 2007 bis 2010 jeweils als Einschwingphase des Modells betrachtet werden und daher nicht in die Analysen mit einfließen. Für den Zeitraum 1971-2000 erfolgt die Validierung des Modells durch Vergleiche mit Beobachtungen sowie die statistische Ermittlung der optimalen Gewichtung der Ensemblemitglieder (einschließlich eventueller Trends) für das Szenario 2011-2040. Hierbei wird sowohl auf bestehende Daten als auch auf Ergebnisse neu durchzuführender Rechnungen zurückgegriffen.

1.4 Stand der Kenntnisse

Man unterscheidet drei verschiedene Ursachen der Unsicherheiten bei Klimaaussagen. Da ist zum einen die systeminhärente Unsicherheit, die man gemeinhin mit dem Namen "Klimarauschen" (climatic noise) umschreibt. Die Ursache für das Klimarauschen ist einerseits die außerordentliche Komplexität des Klimasystems, die eine statistische Beschreibung erfordert, sowie andererseits die Nichtlinearitäten und Instabilitäten der Dynamik des Klimas, die zu einer Sensitivität bezüglich kleiner Störungen führen ("Schmetterlingseffekt") und damit Unsicherheiten im Klimasystem stimuliert. Die systeminternen Ursachen für Klimaunsicherheit sind detailliert in Hense (2002) zusammengefasst. Diese Form von Unsicherheit stellt eine natürliche Schranke für die Unsicherheitsquantifizierung dar und wird üblicherweise mit dem Begriff aleatorische Unsicherheit belegt. Die aleatorische Unsicherheit des realen Klimasystems kann man nicht etwa durch zeitliche Mittelung vermindern, da dies der Annahme eines ergodischen (transitiven) Systems bedarf, d. h. zeitliche Mittelung und Wahrscheinlichkeitsmittel können vertauscht werden. Das reale Klimasystem ist nicht-ergodisch, da die externen Antriebsfaktoren wie solare Strahlung, vulkanische Aktivität oder die Konzentrationen der Treibhausgase zeitlich variabel sind.

Die zweite Form von Unsicherheit entsteht durch die mangelhafte Kenntnis des betrachteten Systems (epistemische Unsicherheit). Im Gegensatz zur aleatorischen Unsicherheit kann man die epistemische Form der Unsicherheit durch Forschung oder auch durch eine statistische Nachbearbeitung verringern. Bei der Simulation des Klimasystems werden komplexe gekoppelte Zirkulationsmodelle der Atmosphäre und des Ozeans eingesetzt, die man als eine aktuelle, aber unvollständige Zustandsbeschreibung unseres Wissens bezüglich des Klimasystems auffassen kann: Klimasimulationen sind epistemisch unsicher. Da die komplexen Klimamodelle ein quasi-realistisches Abbild der Wirklichkeit einschließlich der nichtlinearen Wechselwirkungen in der Dynamik liefern, entwickeln sie außerdem aleatorische Unsicherheiten. Im Gegensatz zum realen System sind jedoch bezüglich beider Formen der Unsicherheit in Klimamodellen Abschätzungen möglich, die für die Projektionen der zukünftigen Entwicklung von erheblicher Bedeutung sind. So kann man die aleatorische Komponente einer Klimasimulation dadurch erfassen, dass man nicht nur eine Quasi-Realität erzeugt, sondern ein Ensemble von Simulationen (single model ensemble SME), die sich z. B. in ihren Anfangsbedingungen unterscheiden aber durch identische, zeitlich variable Antriebe gekennzeichnet sind. Nimmt man weiterhin an, dass die intellektuelle Tätigkeit der Entwicklung eines Klimamodells in verschiedenen Zentren und Instituten unabhängig erfolgte, kann eine Zusammenstellung der Ensemblesimulationen unterschiedlicher Klimamodelle (multi model ensemble MME) auch eine Abschätzung der epistemischen Komponente der Unsicherheit erlauben. Hier gibt es allerdings z. Z. eine Diskussion, inwieweit diese "Ensembles of opportunity", die man z. B. im Datenarchiv zum vierten Sachstandsbericht des IPCC findet, relevant sind. Denn in vielen Teilen sind gerade die globalen Klimamodelle nicht voneinander unabhängig (Tebaldi und Knutti, 2007). Eine andere Form der Abschätzung epistemischer Unsicherheit erfolgt durch Simulationen, bei denen innerhalb eines Gesamtmodells verschiedene alternative Untermodelle auswählt, die bestimmte einzelne, klimarelevante Prozesse in Atmosphäre oder Ozean beschreiben (perturbed physics ensemble PPE).

Die dritte Quelle für Unsicherheiten von Klimaänderungssimulationen entsteht aus der Wahl der Szenarien, die den zukünftigen zeitlichen Verlauf der antreibenden Faktoren des Klimasystems beschreiben. Dies sind neben den Treibhausgasen und Aerosolbeimischungen der Atmosphäre auch zukünftige Schwankungen in der solaren Einstrahlung und die völlig unvorhersehbaren Vulkanausbrüche.

Zur Bestimmung regionaler Klimaänderungen reichen die Simulationen globaler Modell nicht aus, da diese mit einer typischen horizontalen Auflösung von 100 km und gröber rechnen. Deshalb werden regionale Klimamodelle betrieben, die nur einen Ausschnitt der Erdoberfläche abdecken und die am Rand dieses Ausschnitts mit Informationen aus globalen Modellen angetrieben werden müssen. Damit ist eine weitere Quelle von Unsicherheiten bei regionalen Klimamodellen die Wahl des antreibenden Globalmodells.

Am Meteorologischen Institut der Universität Bonn ist in den letzten Jahren mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft und in Kooperation mit dem Meteorological Research Institute METRI des Koreanischen Wetterdienstes KMA eine Arbeit entstanden, die es sich zum Ziel gesetzt hatte, Klimaänderungssignale in den Beobachtungen der bodennahen Lufttemperatur des 20. Jahrhunderts (1900-1999, Jones und Moberg, 2003) nachzuweisen und ihren Ursachen zuzuordnen. Dies erfolgte unter expliziter Berücksichtigung der Quantifizierung der Unsicherheiten. Dazu wurden einerseits Modellsimulationen mit Hilfe des Klimamodells ECHO-G (Legutke und Voss, 1999) am Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) in enger Kooperation mit der Gruppe Modelle und Daten am Max-Planck-Institut (MPI) für Meteorologie in Hamburg durchgeführt. Anderseits konnten durch Zuarbeiten für den IPCC-4AR weitere 50 Simulationen von etwa 20 globalen Modellen analysiert werden. Eine ausführliche Beschreibung des theoretischen Hintergrunds des Bayesischen Verfahrens findet man in Min et al. (2004) und in Min und Hense (2006). Eine weiterführende Zusammenfassung der internationalen Aktivitäten auf dem Gebiet der Klimaänderungssignalanalyse ist durch die internationale ad-hoc Arbeitsgruppe zu Nachweis und Zuordnung von Klimaänderungen IDAG (2005) erstellt worden. Die hier präsentierte statistische Theorie basiert auf der so genannten Bayesischen Statistik (Berger, 1985; Berliner et al., 2000). Erste Ansätze für regionale, probabilistisch-dynamische Analysen von Klimamodellen durch nicht-Bayesische Statistik finden sich in Giorgi and Mearns (2002, 2003). Eine Bayesisch hierarchische Modellierung im Sinne einer klassischen Regression findet sich in Greene et al. (2006). Allerdings stützen sich diese Analysen alle nur auf regionale Aussagen aus globalen Modellen. Die Kombination einer probabilistisch-dynamischen Analyse mit regionalen Klimamodellen steht derzeit noch aus und soll hier bearbeitet werden. Beispiele zur einer vergleichbaren Analyse der Ergebnisse globaler Modelle finden sich in Smith et al. (2009) und Min und Hense (2006b).

Als dynamisches Modell wird das regionale Klimamodell CCLM verwendet, das als Klimamodell aus dem Wettervorhersagemodell LM des Deutschen Wetterdienstes (DWD) hervorgegangen ist. Eine erste europaweite Anwendung und Evaluierung erfuhr das CCLM im Rahmen der sogenannten Konsortialrechnungen (Hollweg et al., 2008). Eine Vielzahl weiterer Studien, für die das CCLM verwendet wurde bzw. die auf Ergebnissen des CCLM beruhen, ist in einem Sonderheft der Meteorologischen Zeitschrift (2008) zusammengefasst.

Die statistische Wetterlagen-basierte Regionalisierungsmethode WETTREG (Enke et al., 2005b) wurde für eine Reihe von regionalen Klimastudien (KLIWA, GLOWA/Elbe, Sachsen, Thüringen, Hessen auf Basis von ECHAM4, und für ganz Deutschland im Rahmen des UBA Forschungsvorhabens: "Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarien mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG 2005 auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES Szenarien B1, A1B und A2" erfolgreich eingesetzt. Der Vergleich der mit diesem Verfahren simulierten halbjährlichen Lufttemperatur und Niederschlagshöhe mit den Beobachtungen in den Klima-Regionen zeigt eine gute Übereinstimmung (Bartels, 2004).

Im Folgenden werden die Arbeiten und Ergebnisse beschrieben, die mit dem regionalen Klimamodell CCLM durchgeführt, respektive erzielt wurden, sowie die statistische Auswertung der Ergebnisse zur Ermittlung der optimalen Modellgewichte. Auf die Ergebnisse des WETTREG Verfahrens sowie ihrer statistischen Auswertung wird in diesem Bericht nicht weiter ausführlich eingegangen. Es wird an den entsprechenden Stellen auf die Veröffentlichungen und Berichte des Auftragsnehmers CEC (Climatic & Environmental Consulting) Potsdam GmbH verwiesen werden.

Im Kapitel 2 werden die Methoden des dynamischen Downscalings, die verwendeten Modelle sowie das Bayesische Auswerteverfahren beschrieben. Es folgt im Kapitel 3 eine Auflistung der verwendeten Datensätze. Die Konfiguration sowie die Modellgebiete für das regionale Klimamodell CCLM werden im Kapitel 4 dargestellt. Die ausführliche Ergebnisdarstellung und die Bewertung der Ergebnisse finden dann im 5. Kapitel statt, gefolgt von der Zusammenfassung im Kapitel 6.

2 Methoden

Dieses Kapitel beschreibt die Methode der dynamischen Regionalisierung, das regionale Klimamodell CCLM sowie das statistische Bayes Verfahren, mit dem Modellergebnisse weiter ausgewertet werden.

2.1 Dynamische Regionalisierung

Zur Untersuchung der regionalen Auswirkungen des Klimawandels sind globale Klimamodelle aufgrund ihrer groben Auflösung nicht geeignet. So verwendet das Modell ECHAM5 (Röckner et al., 2003) eine horizontale Auflösung von ca. 180 km, das Modell HadCM3 (Collins et al., 2006) sogar ca. 375 km. Dadurch werden z. B. regionale Geländestrukturen sehr stark geglättet, was zu großen Fehlern bei der Berechnung von Parametern wie Temperatur, Niederschlag und Wind führen kann, da sie von den Geländestrukturen beeinflusst werden.

Daher ist es notwendig, Modelle zu verwenden, die mit deutlich feineren Auflösungen von weniger als 10 km arbeiten können. Diese regionalen Klimamodelle betrachten aber, im Wesentlichen aus Gründen begrenzter Computerkapazitäten, nur einen Ausschnitt des globalen Systems Erde-Atmosphäre (Abb. 1).

Um sie zu betreiben, werden daher sowohl Anfangsbedingungen als auch Randwerte benötigt. Diese Informationen beziehen die regionalen Klimamodelle aus den Ergebnissen globaler Modelle, wobei die Daten durch geeignete Verfahren von der groben Auflösung des globalen Modells auf die feine des regionalen interpoliert werden. Diese Vorgehensweise wird als Regionalisierung bezeichnet. Man unterscheidet verschiedene Verfahren der Regionalisierung. Im Projekt PArK als Ganzes kommt zum einen das statistische Regionalisierungsverfahren WETTREG zur Anwendung. Auf diese Methode und die mit ihm im Rahmen von PArK erzielten Ergebnisse wird in diesem Bericht allerdings nicht detailliert eingegangen. An den notwendigen Stellen wird jeweils auf den bereits vorliegenden Abschlussbericht von CEC (Spekat et al., 2008) sowie auf Veröffentlichungen zu WETTREG verwiesen (Enke, 1968; Enke and Spekat, 1997; Enke et al., 2005a; Enke et al., 2005b). Zum anderen wird die Methode der dynamischen Regionalisierung verwendet. In diesem Fall wird mit den aus einem globalen Modell abgeleiteten Anfangs- und Randbedingungen ein dynamisches regionales Klimamodell angetrieben, in diesem Fall das CCLM. Diese Methode und die anschließende statistische Aufbereitung der erzielten Modellergebnisse sind der Gegenstand dieses Berichtes.



Abb. 1: Illustration der dynamischen Regionalisierung, bei der des Modellgebiet (hier Zentraleuropa) eines regionalen Modells durch einen Ausschnitt des globalen Systems definiert wird.

Um das Projektziel der Bereitstellung einer optimal gewichteten regionalen Prognose für die kommenden Dekaden zu erreichen, müssen sowohl für den Zielzeitraum 2011-2040 als auch für den Validierungszeitraum 1971-2000 Ensembles von CCLM-Simulationen berechnet werden. Darunter versteht man eine Reihe von Simulationen mit dem Regionalmodell CCLM, welche sich durch die Art, wie die Simulationen betrieben werden, unterscheiden. Im Rahmen des Projektes ergeben sich diese Unterschiede aus unterschiedlichen antreibenden globalen Modellen. Verwendet werden dazu Szenarienläufe der globalen Modelle ECHAM5/MPI-OM (Röckner et al., 2003) und HadCM3 (Collins et al., 2006) in verschiedenen Realisierungen, die alle auf dem A1B SRES-Emissionsszenario basieren. Die bereits existierenden Ergebnisse der REMO-UBA, REMO-BFG Simulationen und die CLM-Konsortialläufe werden als zusätzliche Datensätze in das Ensemble eingereiht und bei der statistischen Auswertung mit verwendet.

Die globalen Modelle arbeiten mit horizontalen Auflösungen von deutlich mehr als 150 km. Eine direkte Regionalisierung von der globalen Skala auf die regionale mit einer Zielauflösung von 7 km hätte somit einen Skalensprung von mehr als einem Faktor 20 zur Folge. Um diesen großen Sprung zu vermeiden, werden die Simulationen mit dem CCLM in 2 Regionalisierungsschritten durchgeführt (so genanntes 2-fach Nesting). Die erste Stufe besteht aus einer Simulation auf einem Gitter mit einer horizontalen Auflösung von ca. 50 km. Diese Rechnungen werden direkt mit den globalen Daten angetrieben. Das Modellgebiet deckt Europa und seine Umgebung ab

(Abb. 2). Darin eingebettet ist das Kerngebiet der Untersuchungen, das mit 7 km horizontal hoch aufgelöst dargestellt wird. Die zweite Stufe der Regionalisierung beinhaltet die hoch aufgelöste Simulation in diesem Kerngebiet. Die Antriebsdaten dafür werden aus den Ergebnissen der Rechnungen der ersten Nestingstufe abgeleitet.



Abb. 2: Modellgebiet der CCLM-Simulationen des IMK: links erste Nesting-(Regionalisierungs)Stufe, die Orographie ist in einer Auflösung von ca. 50 km dargestellt; rechts zweite Nesting-Stufe, die Orographie ist in einer Auflösung von ca. 7 km dargestellt.

2.2 Das regionale Klimamodell CCLM

Das regionale Klimamodells CCLM, dessen ursprüngliche Bezeichnung CLM lautet, basiert auf dem operationellen Wettervorhersagemodell LM (Lokal Modell) des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Die beiden Modelllinien wurden 2007 zusammengeführt, dass heißt, Physik und Numerik sind sowohl für die Anwendung des Modells als Wettervorhersagemodell als auch als Klimamodell identisch. Gleichzeitig wurden das Vorhersage Modell LM in COSMO und das Klimamodell in COSMO_CLM (CCLM) umbenannt. Details zu den Modellen findet man in Doms und Schättler (2002), Doms et al., (2007) sowie in Böhm et al., (2006).

Das CCLM ist ein dreidimensionales nicht-hydrostatisches Modell. Aufgrund der nichthydrostatischen Formulierung ist es möglich, räumliche Auflösungen zu verwenden, die feiner als 10 km sind. Das Modell löst ungefilterte prognostische Gleichungen für Wind, Lufttemperatur, Druck, verschiedene Phasen des Wassers, Bodentemperatur und Bodenwassergehalt. Vervollständigt werden die Gleichungen durch die Gleichung für ein ideales Gas und Parametrisierungen für die Strahlung, Wolken und Niederschlagsprozesse, Turbulenz, Bodenprozesse sowie den Energieaustausch zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre. Für die meisten dieser Prozesse können alternative Parametrisierungen gewählt werden. Die prognostischen Gleichungen können alternativ durch zwei Zeitintegrationsschemata gelöst werden, das Leapfrog bzw. das Runge-Kutta Verfahren, wobei ein Operatorsplitting die Lösungen für schnelle (z. B. Schallwellen) und langsame Prozesse trennt. Um die Erdkrümmung zu berücksichtigen, sind alle Gleichungen in Kugelkoordinaten formuliert. Das daraus resultierende Problem der Konvergenz der Meridiane mit singulären Punkten an den Polen wird umgangenen, indem die Gleichungen in ein gegenüber dem geographischen System rotiertes Gitter transformiert werden. Die Rotation erfolgt derart, dass der Schnittpunkt zwischen Äquator und Nullmeridian des rotierten Systems etwa im Zentrum des Modellgebietes liegen. Dieses Rotationsverfahren ist Abbildung 3 illustriert. Die transformierten Gleichungen werden durch Differenzenverfahren auf einem Arakawa C Gitter (Arakawa and Lamb, 1977) gelöst.



Abb. 3: Illustration des rotierten Koordinatensystems im CCLM. Rotierter Äquator und rotierter Nullmeridian (blaue Linien) schneiden sich im Zentrum eines angenommen Modellgebietes (rotes Rechteck). Der Nordpol wurde um 18° nach Osten und um 50.75° nach Süden verschoben und befindet sich somit relativ zum nicht-rotierten geographischen System bei 162° West und 39.25° Nord.

2.3 Das statistische Downscaling WETTREG

Die statistische Wetterlagen-basierte Regionalisierungsmethode WETTREG ist ausführlich im Abschlussbericht von CEC (Spekat et al., 2008) sowie in den entsprechenden Veröffentlichungen zu WETTREG diskutiert (Enke, 1968; Enke and Spekat, 1997; Enke et al., 2005a; Enke et al., 2005b). Dies beinhaltet neben den methodischen Aspekten auch die Beschreibung der im Folgenden verwendeten WETTREG-Ausgangsdaten (Kreienkamp et al., 2009).

2.4 Probabilistisches Post-Processing

In diesem Abschnitt wird eine kurze Einführung in die probabilistische Analyse des Modellausgangs der zuvor dargestellten Modelle gegeben. Eine ausführliche Beschreibung und Diskussion der hier verwendeten Methoden inklusive Referenzen ist in einer gesonderten Publikation zu finden (Schölzel und Hense, 2010). Die methodischen Untersuchungen widmeten sich der Frage, wie aus Ensembles regionaler oder globaler Klimamodelle probabilistische Informationen gewonnen werden können. Zu diesem Zweck wurden die bisherigen Methoden zur Problematik "Statistical post-processing of ensemble simulations" in einen allgemeinen Kontext einsortiert. Auf diese Weise ließ sich ein Methodenverständnis erarbeiten, welches die Entwicklung neuer, problemangepasster Verfahren erlaubte.

2.4.1 Prinzip des Kernel-Dressings

Mittlerweile existieren zahlreiche Methoden zur statistischen Nachbearbeitung von Ensemble-Simulationen. Die meisten haben ihren Ursprung in der numerischen Wettervorhersage, lassen sich jedoch auf Klimasimulationen übertragen. Dabei scheiden die Regressionsmethoden wie Gaussian Distribution Fit (GDF) und Non-homogeneous Gaussian regression (NGR) wegen starker Einschränkungen an die Verteilung der Zielgröße für weitere Betrachtungen aus. Das hier verwendete Verfahren basiert auf den Methoden des Ensemble dressing (z. B. Standard kernel dressing (SKD), Gaussian ensemble dressing (GED) oder Affine kernel dressing (AKD)), zu denen im entfernten Sinne auch das Bayesian model averaging (BMA) gehört. Ein Überblick ist in Schölzel und Hense (2010) gegeben.

Ähnlich wie bei Kerneldichteschätzern wird beim Ensemble dressing um jede Realisierung X_j eine Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (Kernel) f_K definiert und über alle Realisierungen gemittelt (Abb. 4). Im Falle des Standard kernel dressing folgt:

$$f_{ens}^{(SKD)}\left(\vec{y} \mid \vec{x}\right) = \frac{1}{n_{ens}} \sum_{j=1}^{n_{ens}} f_K\left(\frac{y - (a \cdot x_j + \omega)}{\sigma_D}\right)$$

mit einer Skalierung *a*, einem Versatz $\boldsymbol{\omega}$ und der sog. Dressing-varianz $\boldsymbol{\sigma}_D$. Das Gaussian ensemble dressing (GED) folgt aus der Standardnormalverteilung $f_K(.) = \phi(.)$, wobei anzumerken ist, dass die resultierende Ensemblevorhersage durchaus nicht normalverteilt sein kann (Kap. 2.4). Das Affine kernel dressing (AKD) ist demzufolge eine Erweiterung von $a(\vec{x})$, $\boldsymbol{\omega}(\vec{x})$ und $\boldsymbol{\sigma}_D(\vec{x})$ auf affin-lineare Funktionen von ensemble mean $m(\vec{x})$ und ensemble spread $v(\vec{x})$. Dabei gehen diese Verfahren i. A. von ununterscheidbaren Realisierungen aus. Im Gegensatz dazu werden beim Bayesian model averaging zusätzliche Gewichte w_j eingeführt, die die Wahrscheinlichkeit beschreiben, dass X_i im gewissen Sinne die "beste" Realisierung ist.

Neben dem praktischen Problem, dass die Schätzer der Gewichte (z. B. der Expectation-Maximization (EM)-Algorithmus) oft sehr sprunghafte Verteilungen der Gewichte erzeugen, ist das Verfahren bereits konzeptionell nicht auf ununterscheidbare Realisierungen anwendbar. Genau aus diesem Grunde werden die WETTREG-Simulationen als gleich gewichtet betrachtet, die verschiedenen RCM-Simulationen jedoch mit zusätzlichen Gewichten versehen (siehe unten).



Abb. 4: Illustration des Gaussian-Ensemble-Dressing. Graue Kurven bezeichnen den Kernel, der um jede Realisierung gelegt wird, blaue Kurven die resultierende Wahrscheinlichkeitsdichte.

2.4.2 Autokovarianzstruktur

Die klassischen, eindimensionalen Methoden wurden auf einen multivariaten Ansatz erweitert. dazu sei die Vorhersage oder Beobachtung durch den mehrdimensionalen Zustandsvektor $\vec{\mathbf{Y}}$ gegeben und die entsprechenden Ensemble-Vorhersagen durch $\vec{\mathbf{X}}_j$ für j = 1,...,m. Wie bei dem bisherigen Ansatz umfassen die Zustandsvektoren den zeitlichen Verlauf der entsprechenden Größen, sodass $\vec{\mathbf{Y}}$ und $\vec{\mathbf{X}}_j$ die Dimension n_i haben, die Zeitschritte in Jahren für den Projektionszeitraum. Die bedingte Wahrscheinlichkeitsdichte für $\vec{\mathbf{Y}}$, gegeben die Ensemblevorhersagen, ist dann wiederum durch das Gauß-Mixture-Modell

$$f_{ens}^{(mvt)}(\vec{y} \mid \vec{x}_1, ..., \vec{x}_m) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \frac{1}{\sqrt{\dots}} \exp\left(-\frac{1}{2}(\vec{y} - \vec{x}_j)^{\mathrm{T}} \sum_{D}^{-1} (\vec{y} - \vec{x}_j)\right)$$

gegeben, wobei $\sqrt{...}$ die typische Normalisierungskonstante einer nt-dimensionalen Gaußverteilung beschreibt. Die univariate Dressing-Varianz oder Bandbreite σ_D (Zwischenbericht 06/2008 des Meteorologsichen Instituts, Universität Bonn) erweitert sich somit natürlich zur Dressing-Kovarianz Σ_D , welche nicht nur die Unsicherheiten der Ensembles beschreibt sondern auch deren Autokovarianzstruktur.

Im Falle eines unverzerrten Ensembles mit ununterscheidbaren Realisierungen ist die Dressing-Kovarianz \sum_{D} proportional zur mittleren Kovarianz der Fehler $\sum_{D} = h_{opt} \sum_{\overline{e}}$. Der zusätzliche Faktor h_{opt} optimiert die Schätzung, analog zu den bekannten Verfahren der Kerneldichteschätzung nach Silverman (1986) und ist für den multivariaten Fall durch

$$h_{opt} = \left(\frac{4}{m(n_t+2)}\right)^{\frac{1}{n_t+4}}$$

gegeben. Es ist ein approximatives Maß, welches aus dem Minimum des mittleren, integrierten, quadratischen Fehlers der multivariaten Kerneldichteschätzung mittels eines Gauß-Kernels abgeleitet wird.

Im Folgenden seien der zeitliche Mittelwert und Trend durch $\vec{Z} = (Z_o, Z_1)^T$ gegeben. Mittels der Transformation $\vec{Y} \xrightarrow{P} \vec{Z}$ für Mittelwert Z_0 und Trend Z_1 innerhalb der Periode 1,..., n_t

$$\vec{Z} = \underbrace{\left(PP^{T}\right)^{-1}P\vec{Y}}_{Q} \text{ und } P = \frac{1}{n_{t}} \begin{pmatrix} 1 & 1 & 1 & \cdots & 1\\ 1 & 2 & 3 & \cdots & n_{t} \end{pmatrix}$$

lässt sich analytisch die bivariate Wahrscheinlichkeitsdichte für Mittelwert und Trend von \vec{Y} ableiten

$$f_{ens}(\vec{z} \mid \vec{x}_1, ..., \vec{x}_m) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \frac{1}{\sqrt{\dots}} \exp\left(-\frac{1}{2} (\vec{z} - Q\vec{x}_j)^T (Q^T \sum_D Q)^{-1} (\vec{z} - Q\vec{x}_j)\right).$$

Unter der Annahme, dass die mittlere Autokovarianz der Zeitreihe weitgehend konstant ist und das Klimarauschen invariant gegen Translationen in der Zeit ist, konvergieren die Schätzer der Dressing-Kovarianz $\hat{\Sigma}_{\bar{e}}$ gegen eine Toeplitz-Struktur. Diese Eigenschaft von $\hat{\Sigma}_{\bar{e}}$ wird nun als strukturelle Vorgabe erzwungen

$$\hat{\Sigma}_{\vec{\varepsilon}} = \begin{pmatrix} \hat{\sigma}_{\vec{\varepsilon}}(0) & \hat{\sigma}_{\vec{\varepsilon}}(-1) & \cdots & \cdots & \hat{\sigma}_{\vec{\varepsilon}}(-n_t+1) \\ \hat{\sigma}_{\vec{\varepsilon}}(1) & \hat{\sigma}_{\vec{\varepsilon}}(0) & & \vdots \\ \vdots & & \ddots & & \vdots \\ \vdots & & & \hat{\sigma}_{\vec{\varepsilon}}(0) & \hat{\sigma}_{\vec{\varepsilon}}(-1) \\ \hat{\sigma}_{\vec{\varepsilon}}(n_t-1) & \cdots & \cdots & \hat{\sigma}_{\vec{\varepsilon}}(1) & \hat{\sigma}_{\vec{\varepsilon}}(0) \end{pmatrix}$$

wobei sich die Autokovarianzfunktion $\hat{\sigma}_{\bar{e}}$ wie folgt schätzen lässt. Seien $x_j^{(t)}$ die einzelnen Ensemble-Mitglieder, j = 1,...,m, innerhalb des Anpassungszeitraumes $t = 1,...,\tilde{n}_t$. Da die Ensemble-Mitglieder als unverzerrt angenommen werden, kann jede Realisierung als die Summe aus wahrem Zustand und Fehler betrachtet werden. Somit bieten alle möglichen Kombinationen der Realisierungen, bezeichnet mit P und Länge |P|, einen Schätzer der Autokovarianzstruktur des mittleren Fehlers

$$\hat{\sigma}_{\bar{\varepsilon}}(\tau) = \sum_{t=|\tau|+1}^{\tilde{n}_{i}} \sum_{(i,j)\in P} \frac{\left(x_{i}^{(t)} - x_{j}^{(t)}\right)\left(x_{i}^{(t-\tau)} - x_{j}^{(t-\tau)}\right)}{2\tilde{n} \mid P \mid}.$$

Durch die Kombination der obigen Gleichungen ergibt sich die bivariate Wahrscheinlichkeitsdichte für Mittelwert und Trend von \vec{Y} .

2.5 Bayesisches Verfahren zur Modellgewichtung

Die obigen Ansätze der probabilistischen Interpretation gehen von a-priori ununterscheidbaren Realisierungen aus. Sobald verschiedene Modellketten miteinander kombiniert werden, ist diese Annahme nicht mehr haltbar und es müssen zusätzliche Modellgewichte eingeführt werden. Da-

$$f_{ens}^{(BMA)}(y \mid \vec{x}) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^{m} w_j \cdot f_k \left((\vec{y} - \vec{x}_j)^T \sum_{D}^{-1} (\vec{y} - \vec{x}_j) \right).$$

Typischerweise werden diese Gewichte mittels Bayes-Factors (BF) oder Expectation-Maximization-Algorithmus (EM-Algorithmus) geschätzt. Somit ist das BMA eng mit dem Kernel-Dressing verwandt, jedoch können die Ergebnisse grundlegend verschieden sein. Darüber hinaus ist es konzeptionell nicht auf ununterscheidbare Realisierungen anwendbar, wie im folgenden Abschnitt erläutert wird, sodass eine Mischform aus BMA und multivariatem GED entwickelt wurde. Praktische Probleme ergeben sich bei der Bestimmung der Gewichte. Zunächst scheint es plausibel, dass bei der Kombination von Klimasimulationen Methoden mit individuellen Modellgewichten präzisere Anpassungen liefern als gleich gewichtete Verfahren. Jedoch ist der Grad an Übereinstimmung von Simulation und Beobachtung im Beobachtungszeitraum nicht direkt auf den Projektionszeitraum übertragbar. Auf vergleichsweise kurzen Zeitskalen, zum Beispiel 1961-2000 oder 2011-2040, spielt die natürliche Klimavariabilität eine entscheidende Rolle, welches die Bestimmung der Modellgewichte erschwert. Insbesondere im nordatlantischen/europäischen Raum, wo sich eine größere natürliche Variabilität des Klimas abzeichnet, sind die Gewichte stärker von zufälligen Übereinstimmungen zwischen Simulation und Beobachtung betroffen. Hoch aufgelöste, regionale Klimasimulationen haben darüber hinaus eine stärkere stochastische Komponente als großräumige Mittel. Vergleichbare Studien verwenden daher oft räumliche Mittelwerte.

Die Herausforderung liegt in der Wahl einer geeigneten Kostenfunktion oder Norm zur Bewertung der Abweichung zwischen Beobachtung und Simulation. Der Standard-Ansatz über einen gemittelten oder gitterpunktsweisen RMSE ist nicht zwingend die gewünschte Zielgröße. Vielmehr sollen gezielt Informationen gefiltert oder bewertet werden, die die räumlichen Muster und den zeitlichen Verlauf der jeweiligen Zielvariablen z. B. der bodennahen Lufttemperatur widerspiegeln. Aus diesem Grund werden räumlich-zeitliche Basisfunktionen (nicht vollständig) bzw. Muster gewählt und Beobachtungsfelder und Simulation auf diese projiziert. Sei \vec{Y} der Zustandsvektor, der sowohl die zeitliche Information (Jahre) wie auch die räumliche Struktur (Gitterpunkte) beinhaltet, dann definieren wir

$\vec{Y} = (\vec{e}_1 \vec{e}_2 \vec{e}_3 \dots) \vec{Z} + \vec{\varepsilon}$

mit Fehler $\vec{\varepsilon}$, Projektion \vec{Z} und Basisfunktionen $\vec{e}_1, \vec{e}_2,...$ Die Basisvektoren setzen sich z. B. aus den möglichen Monomen zeitlicher und räumlicher Muster bis zur maximal zweiten Ordnung zusammen (Abb. 5). In der der folgenden Anwendung beschränken wir uns auf Mittelwert und Trend der linearen Gradienten zuzüglich eines Basisvektors, der die jeweilige Modell- bzw. Stationshöhe beschreibt . Dann lässt sich die 8-dimensionale Projektion $\vec{Z} = (\vec{Z}_1, \vec{Z}_2,...)^T$ mittels der Transformation

$$\vec{Z} = \underbrace{\left(\widetilde{P}\widetilde{P}^{T}\right)^{-1}\widetilde{P}\vec{Y}}_{Q}$$
 mit $\widetilde{P} = \left(\vec{e}_{1}\vec{e}_{2}...\right)^{T}$

schätzen. Dies entspricht implizit der Methode der kleinsten Fehlerquadrate, allerdings zur Bestimmung der räumlich-zeitlichen Muster.



Abb. 5: Elementare räumliche (a, b, c, d) und zeitliche (e, f) Muster der Basisprojektionen zur Bestimmung der Beobachtungsgewichte.

Zur Bestimmung der Modellgewichte werden Modellgruppen M_k mit k = 1,...,m' bestimmt, die alle ununterscheidbaren Realisierungen zusammenfassen, zum Beispiel die beiden Konsortialrechnungen des CLM. Die Gewichte ergeben sich dann aus den Gewichten für die jeweilige Modellgruppe $w_j = w_k$ für alle j = 1,...,m und $j \in M_k$, welche mithilfe des Bayes-Theorems bestimmt werden.

$$w_k = [M_k | \vec{Z}_{obs}] = \frac{[\vec{Z}_{obs} | M_k][M_k]}{[\vec{Z}_{obs}]}$$

Dabei bezeichnet \vec{Z}_{obs} die Beobachtung, deren Randverteilung durch

$$[\vec{Z}_{obs}] = \sum_{k=1}^{m'} [\vec{Z}_{obs} \mid M_k] [M_k]$$

berechenbar ist. Für die Priori-Verteilung der jeweiligen Modellgruppe $[M_k]$ wählt man standardmäßig eine nicht-informative Wahrscheinlichkeitsdichte. Alternativ lassen sich weitere Vorinformationen über die Qualität des jeweiligen Modells einarbeiten. Die Likelihood, d. h. die bedingte Wahrscheinlichkeit für die Beobachtung Z_{abs} gegeben Modell M_k , ergibt sich durch eine Marginalisierung $[\vec{Z}_{obs} \mid M_{k}] = \int [\vec{Z}_{obs}, \vec{Z} \mid M_{k}] d\vec{Z} = \int [\vec{Z}_{obs} \mid \vec{Z}] [\vec{Z} \mid M_{k}] d\vec{Z}$

wobei $[\vec{Z} | M_k]$ dem gleich gewichteten Mittel aus Gleichung (4) entspricht, allerdings lediglich für $j \in M\vec{k}$ und im Raum der räumlich-zeitlichen Projektionen. Die letzte zu bestimmende Größe ist die Fehlervariabilität der Beobachtungen $\vec{Z}_{obs} | \vec{Z} \sim N(., \sum_{obs})$. Da zur Schätzung der Kovarianzmatrix \sum_{obs} nur eine Realisierung vorliegt, wird sie als proportional zur mittleren Kovarianz der Modellsimulationen angenommen. Die Motivation für diesen Ansatz liegt in der Annahme, dass die unterschiedlichen Realisierungen, ggf. mit einer Skalierung, ungefähr die natürliche Klimavariabilität widerspiegeln.

3 Verwendete Datensätze

Übersichten über die im Projekt PArK verwendeten Datensätze sind in den Tabellen 1 bis 3 aufgelistet. Sie enthalten außerdem eine Kurzcharakterisierung der einzelnen Daten sowie Verweise auf zugehörige Referenzen.

Tab. 1: Auflistung der globalen Datensätze, die für das regionale Klimamodell als externer Antrieb verwendet wurden

	Auflösung		Zoit		Vor	Geeignet	
Name	Raum (km)	RaumZeitZeitTypver-(km)(h)abschnittTypwendung		für Klima- prognose	Referenz		
ERA40	≈ 125	6	1968- 2001	Reanalysen	CCLM Antrieb für Evaluierung	nein	Simmons and Gibbons, 2000; Uppala et al., 2005
ECHAM5_ 20C_full_1	≈ 180	6	1968- 2001	Klima- simulation Gegenwart	CCLM Antrieb	nein	Röckner, 2005a
ECHAM5_ 20C_full_2	≈ 180	6	1968- 2001	Klima- simulation Gegenwart	CCLM Antrieb	nein	Röckner, 2005b
ECHAM5_ A1B_1	≈ 180	6	2007- 2040	Klima- simulation Zukunft	CCLM Antrieb	ja	Röckner et al., 2006a
ECHAM5_ A1B_2	≈ 180	6	2007- 2040	Klima- simulation Zukunft	CCLM Antrieb	ja	Röckner et al., 2006b
HADCM3 Q0_C20	≈ 375	6	1968- 2001	Klima- simulation Gegenwart	CCLM Antrieb	nein	Collins et al., 2006
HADCM3 Q0_C20	≈ 375	6	2007- 2040	Klima- simulation Zukunft	CCLM Antrieb	ja	Collins et al., 2006

	Auflösung		Zeit-		Verwen-		
Name	Raum (km)	Zeit (h)	abschnitt	Тур	dung	Referenz	
ECA&D (EOBS)	≈ 50	6	1968-2000	Beobachtungs- klimatologie	Vergleich mit CCLM auf 50 km Basis	Haylock et al., 2008	
Niederschlags- klimatologie Alpen	≈ 2	6	1971-2000	Hochaufgelöste Beobachtungs- klimatologie	Vergleich mit CCLM auf 7 km Basis	Frei and Schär, 1998; Schwarb et al., 2001	
Niederschlags- klimatologie DWD	≈ 1	6	1971-2000	Hochaufgelöste Beobachtungs- klimatologie	Vergleich mit CCLM auf 7 km Basis	Müller- Westermeier, 1995	

Tab. 2: Auflistung der Messdaten, die zum Vergleich mit den CCLM Ergebnissen verwendet wurden

Tab. 3: Auflistung weiterer regionaler Simulationen zur Verwendung in der statistischen Analyse

Name	Auf- lösung	Zeit- abschnitt	Тур	Atmos. Forcing	GCM- Antrieb	Referenz
REMO- UBA	≈ 10	1951-2100	Dynamisches regionales Modell	1 x C20 1 x A1B, B1, A2	ECHAM5/ MPI-OM (Lauf 1)	Jacob, 2005a; Jacob, 2005b; Jacob et al., 2008
REMO- BFG	≈ 10	2001-2100	Dynamisches regionales Modell	1 x C20 1 x A1B	ECHAM5/ MPI-OM (Lauf 2)	Jacob and Tomassini, 2009
CLM Konsortial- läufe	≈ 18	1960-2100	Dynamisches regionales Modell	3 x C20 2 x A1B	ECHAM5/ MPI-OM (Lauf 1, 3)	Rockel et al., 2008
WETTREG	Einzelne Stationen	1960-2100	Statistisches Regionalisierungs -verfahren	Verschiedene	Verschiedene inkl. RCM- Antrieb	Spekat et al., 2008; Kreienkamp et al., 2009

In der Tabelle 1 sind alle globalen Modelle aufgeführt, deren Ergebnisse als externe Antriebsdaten, d. h. als Anfangs- und Randbedingungen, für das regionale Klimamodell CCLM benutzt wurden. Bei den globalen ERA40 Reanalysen handelt es sich um Analysen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMWF), Reading, Großbritannien, die durch die Assimilation von Beobachtungen ein möglichst reales Bild des globalen Klimas der letzen Dekaden darstellen. Sie werden daher als Antrieb der Evaluierungsläufe mit dem CCLM verwendet. Der Vergleich der Ergebnisse der Evaluierungslaufe mit Beobachtungsklimatologien erfolgt auf Basis der in Tabelle 2 aufgeführten Daten. Zur Generierung von Gegenwart- und Zukunftsensembles und zur Abschätzung des Einflusses der regionalen Klimaänderung werden die Ergebnisse der globalen Modell ECHAM5 und HADCM3 als Antrieb für das CCLM benutzt. Zur Berechnung des globalen Gegenwartsklimas berücksichtigt ECHAM5 nicht nur den anthropogenen, sondern auch den Strahlungsantrieb durch Änderungen der Sonnenaktivität sowie durch

21

Vulkanausbrüche. Die Simulation des Klimas des 21. Jahrhundert basiert hier auf dem SRES-Emissionsszenario A1B (Nakicenovic und Swart, 2000). Dieses Szenario beschreibt einen globalen CO₂-Anstieg um ca. 100 % von ca. 8 Gt Kohlenstoff im Jahr 2000 auf ca. 16 Gt im Jahr 2050, und dann eine Abnahme auf ca. 13.5 Gt im Jahr 2010. Die beiden Realisierungen 1 und 3, die aus der Gesamtheit aller ECHAM5 Modelllaufe selektiert wurden, unterscheiden sich durch die Anfangsbedingungen, mit denen das Modell für das Jahr 1860 gestartet wurde. Um bei der Ensemblegenerierung eine zusätzliche Alternative zur ECHAM-Familie (auch REMO-UBA und REMO-BFG werden durch Daten des ECHAM Modells angetrieben) als globalen Antrieb zu berücksichtigen, wurden vom Hadley Centre des Britischen Wetterdienstes, Exeter, Ergebnisse von Klimasimulationen mit dem Modell HADCM3 zur Verfügung gestellt. Die im Projekt verwendeten Daten basieren dabei auf der Standardversion 3.0 des Modells (Collins et al., 2006).

Die mit dem CCLM Modell erzielten Ergebnisse wurden mit verfügbaren Gegenwartsklimatologien verglichen (Tab. 2), die aus Beobachtungen abgeleitet wurden. Das betrifft sowohl die Ergebnisse von Einzelsimulationen, wie z. B. die durch die ERA40 Reanalysen angetriebenen Evaluierungsrechnungen, als auch die Ensembleergebnisse. Der Evaluierung der mit ERA40 angetriebenen Rechnungen erfolgte im Wesentlichen in der Regionalisierungsstufe 1 (ca. 50 km Auflösung) anhand der ECA&D (European Climate Assessment and Data) Daten (Haylock et al., 2008). Dabei handelt es sich um einen Datensatz, dessen Gitterstruktur exakt der des CCLM Modells in der ersten Nestingstufe entspricht. Die hoch aufgelösten Niederschlagsdaten aus dem Alpenraum und des Deutschen Wetterdienstes (Tab. 2) wurden insbesondere bei der Bewertung der Ensembleergebnisse in der Nestingstufe 2 (ca. 7 km Auflösung) benutzt. Die notwendige Aufbereitung dieser Niederschlagsklimatologien, um sie als Vergleichsdaten für Modellergebnisse verwenden zu können, ist bei Früh et al. (2006, 2007) beschrieben. Verwendet wurden sie unter anderem bei der Evaluierung des Niederschlags in Südwestdeutschland (Feldmann et al., 2008), resultierend aus den REMO-UBA Simulationen sowie den CLM-Konsortialläufen.

Um die Zahl der Mitglieder der Gegenwarts- und Zukunftsensemble mit Blick auf die statistische Abschätzung der Klimaentwicklung der kommenden Dekaden noch weiter zu vergrößern, wurden auch Datensatze der REMO-UBA und REMO-BFG Simulationen berücksichtigt.

4 Beschreibung der CCLM Simulationen

4.1 Modellgebiete

Wie bereits in Kapitel 2 beschrieben, wird für die dynamische Regionalisierung mit dem Modell CCLM ein zweistufiges Verfahren (2-fach Nesting) angewendet. In der ersten Stufe werden die Modellrechnungen in einem Gebiet ausgeführt, das von einem Gitter mit einer horizontalen Maschenweite von 0.44° (≈ 50 km) überzogen ist. Diese Rechnungen werden direkt mit den globalen Daten angetrieben. Das Modellgebiet deckt Europa, Nordafrika und zum Teil den Nahen Osten ab (Abb. 2, links). Dieses Gebiet wurde in enger Anlehnung an das Rechengebiet der CLM-Konsortialläufe gewählt (Hollweg et al., 2008), um ggf. direkt mit den Ergebnissen dieser Konsortialrechnungen vergleichen zu können. Außerdem ist es groß genug gewählt, um synoptisch-skalige Systeme in der Atmosphäre erfassen zu können, die ihrerseits einen Einfluss auf die Verhältnisse im eigentlichen Kerngebiet der Untersuchungen haben. Dieses Kerngebiet (Abb. 2, rechts) umfasst Zentraldeutschland, die Schweiz, die Benelux-Länder, Teile Frankreichs, die Alpen, sowie Norditalien. Das eigentliche Untersuchungsgebiet Baden-Württemberg liegt etwa im Zentrum des Kerngebietes. Für das Modell wird dieses Kerngebiet mit einem Gitter überzogen, dessen horizontale Maschenweite 0.0625° (≈ 7 km) beträgt. Der Wahl des Kerngebietes als Modellgebiet für die hoch aufgelösten regionalen Klimasimulationen lagen eine Reihe von Testsimulationen zu Grunde, die sowohl im Zwischenbericht vom 31.12.2007 zum Unterprojekt "Dynamische Regionalisierung mit CLM" als auch in Meissner et al. (2009) beschrieben sind. In diesen Testrechnungen wurde der Einfluss der Größe des Modellgebietes auf den Gesamtniederschlag im Untersuchungsgebiet Baden-Württemberg analysiert. Es zeigte sich, dass zur Vermeidung von Randeffekten das Modellgebiet an jeder Seite mindestens um 200 km über das Untersuchungsgebiet hinausgehen muss. Außerdem müssen orographische Strukturen wie die Alpen, die sich in unmittelbarer Nahe zum Untersuchungsgebiet befinden und die aufgrund der geographischen Gegebenheiten nicht ausgeklammert werden können, möglichst vollständig in das Modellgebiet integriert sein. Kleinere Testregionen als das im linken Bereich der Abbildung 2 gezeigte, deren Südrand den Alpennordrand bzw. den Alpenhauptkamm schnitten, führten zu unrealistisch hohen Niederschlagen in Baden-Württemberg. Erst durch die Berücksichtigung der Alpen stabilisierten sich bei zunehmender Größe des Modellgebietes die Ergebnisse für Baden-Württemberg. Die maximale Niederschlagssumme variierte dann nur noch um ±7 %, die minimalen um ±16 %. Die über die Fläche Baden-Württembergs gemittelten Monatssummen waren dann nahezu identisch (Meissner et al., 2009). Diese Testrechnungen zeigten allerdings bereits, dass die hoch aufgelösten Modellrechnungen die beobachteten Niederschläge überschätzen, eine Tendenz die insbesondere im Winter und im Frühjahr zu beobachten ist (Feldmann et al., 2008).

4.2 Modellkonfigurationen und Rechenbedarf

In diesem Abschnitt werden tabellarisch die wichtigsten Eigenschaften der Modellkonfigurationen für beide Regionalisierungsstufen zusammengefasst (Tab. 4). Vollständige Listen aller Namelistparameter des Modells und ihrer Werte findet man im Anhang A. Wie bereits in Kapitel 2 beschrieben, werden in dem zweistufigen dynamischen Regionalisierungsverfahren die Modellrechnungen der Stufe 1 direkt mit den aus den globalen Modellen (Tab. 1) angetrieben. Dazu werden mittels geeigneter Interpolationsverfahren Anfangs- und Randbedingungen aus den globalen Daten für das CCLM berechnet. Die Anfangs- und Randwerte für die Simulationen der Stufe 2 werden aus den CCLM Ergebnissen der Nestingstufe 1 abgeleitet. In beiden Fallen erfolgt die Initialisierung mit den Anfangswerten einmal zu Beginn der Modellläufe, die Randwerte werden im 6-stündigen Abstand erneuert.

Zu den Anfangswerten gehören auch Informationen über Feuchte und Temperatur im Erdboden. Ihre zeitliche Entwicklung im Modellgebiet wird im Boden-Vegetationsmodell des CCLM berechnet. Zu den Randbedingungen am und im Erdboden gehören auch die Topographie sowie Informationen über die Land-See-Verteilung, die Verteilung der Bodenarten inkl. Wasserflächen, die Pflanzenbedeckung des Bodens, der sogenannte Blattflachenindex (Leaf Area Index, LAI), die Wurzeltiefen, die Verteilungen von Laub- und Nadelbäumen und die Klimatemperatur in tieferen Bodenschichten. Diese Informationen werden im sogenannten PEP Präprozessor (Smiatek et al., 2008) hoch aufgelöst für jedes Modellgebiet erstellt. Ursprünglich wurden diese Daten als zeitlich invariant angesehen. Allerdings unterliegen insbesondere Parameter wie die Pflanzenbedeckung und der LAI einen Jahresgang, der bei Klimasimulationen berücksichtigt werden muss. Dies geschieht durch eine sinusoidale Vegetationsfunktion, die die Werte für diese Größen zwischen einem Winterminimum und einem Sommermaximum interpoliert.

Unter Berücksichtigung des zweistufigen Regionalisierungsverfahrens lasst sich aus Tabelle 1 ableiten, dass insgesamt 14 Modelllaufe mit dem CCLM durchgeführt wurden. Dazu wurden Hochleistungsrechenanlagen am Hochleistungsrechenzentrum (HLRS) in Stuttgart benutzt. Der dazu notwendige gesamte Rechenzeitaufwand ist in Tabelle 5 zusammengefasst. Die tatsächliche Dauer für alle 14 Simulationen betrug etwa ein halbes Jahr. Diese relativ geringe Zeit war nur möglich durch massive Parallelisierung des Modells und die Nutzung mehrere Knoten auf den verwendeten Parallelrechnern am HLRS. Die tatsächlich benötigte CPU-Zeit betrug etwa 6500 Tage oder ca. 17.8 Jahre. Diese Zahlen verdeutlichen den tatsächlichen Rechenzeitbedarf für hoch aufgelöste regionale Klimasimulationen. Hinzu kommt die benötigte Gesamtkapazität zur Speicherung aller notwendigen Eingabedaten sowie der Ergebnisse von ca. 50 Tbyte.

	Regionalisierungsstufe 1		Regionalisierungsstufe 2		
Modellversion	COSMO_4.2_CLM1		COSMO_4.2_CLM1		
Horizontale Auflösung	0.44° (≈50 km)		0.0625° (≈7 km)		
Zahl der horizontalen Gitzterpunkte	118 x 111		124 x 140		
Zahl der Atmosphärenschichten		40		40	
Zahl der Bodenschichten		9	9		
Modellgebiet in rotierten Koordinaten	Länge	Breite	Länge	Breite	
Pol	-162.00°	39.25°	-170.00°	40.00°	
Südwestecke	-29.53°	-26.73°	-5.00°	-6.00°	
Südostecke	21.95°	-26.73°	2.69°	-6.00°	
Nordostecke	21.95°	21.67°	2.69°	2.69°	
Nordwestecke	-29.53°	21.67°	-5.00	2.69°	
Numerisches Zeitintegrationsverfahren	Runge-Kutta		Leapfrog		
Numerischer Zeitschritt	240 sec		40 sec		
Simulatioszeitraum	01.01.1968-31.12.2000		01.01.2007-31.12.2040		
Auswertezeitraum	01.01.1968-31.12.2000		01.01.2011-31.12.2040		
Spin-Up-Zeitraum	3 Jahre		4 Jahre		
Zeitintervall Randwerte	6 h		6 h		

Tab. 4: Zusammenfassung der CCLM Modellkonfigurationen

Tab. 5: Gesamtrechenzeitbedarf für CCLM Simulationen

Nesting- stufe	Zeit Gitterpunkte	Reale Dauer (d)	CPU-Zeit (d)	Zahl der Läufe
1	118 x 111 x 40	56.3	1475	7
2	0.44° (≈50 km)	131	5051	7
Total	118 x 111	187.3	6526	14

5 Ergebnisdarstellung

5.1 Evaluierung der CCLM Simulationen

Zur Evaluierung der CCLM Modellrechnungen wurden die durch die ERA40 Reanalysen angetriebenen Simulationen des Klimas des 20. Jahrhunderts in der ersten Regionalisierungsstufe herangezogen (Tab. 1). Dazu wurden die Modellergebnisse für die Lufttemperatur in zwei Meter Höhe (T_2M) und den Gesamtniederschlag (TOT_PREC) mit der ECA&D (Haylock et al., 2008) Beobachtungsklimatologie verglichen. Dieser Datensatz existiert für den Zeitraum 1950-2006 und überdeckt die Landmassen Europas. Die täglichen Mittelwerte liegen auf einem rotierten Gitter vor, das dem für die Modellrechnungen der Nestingstufe 1 entspricht. Daher waren keine Interpolationen der Modellergebnisse oder der Beobachtungsdaten notwendig. Aufgrund der unterschiedlichen Topographien von Modell und ECA&D Daten war einzig eine Anpassung der Werte der berechneten 2-Meter Temperatur an die Topographie der ECA&D Daten notwendig. Dies geschah unter der Annahme eines mittleren feuchtadiabatischen Temperaturgradienten von 0.0065 K/m. Die einfache Anpassungsgleichung lautet:

 $T_{2m}' = T_{2m} + 0.0065 \left(H_{surf}^{CCLM} - H_{surf}^{ECAD} \right),$

wobei $T_{2m}^{'}$ und $T_{2m}^{}$ die angepasste bzw. die vom Modell berechnete 2-Meter Temperatur in Kelvin, H_{surf}^{CCLM} und H_{surf}^{ECAD} die Topographien des Modellgebietes bzw. des ECA&D Gebietes in Meter bezeichnen.

Die Vergleiche geschahen auf Basis von Tagesmittelwerten für die Temperatur und Tagesssummen für den Gesamtniederschlag, wobei nur für beide Gebiete gemeinsame Gitterpunkte über Land in den Vergleich einflossen und außerdem berücksichtigt wurde, dass die Zeitreihe der ECA&D Daten zum Teil lückenhaft war. Diese Lücken wurden auf die Modellergebnisse übertragen, so dass der Vergleich auf einer für beide Datensätze identischen Raum-Zeit Basis stattfand. Unter Berücksichtigung einer dreijährigen Einschwingphase für das Modell wurden die Daten für den Zeitraum 1971 bis 2001 verglichen.

Abbildung 6 zeigt die Zeitreihen der Monatsmittelwerte von T_2M der Modellrechnungen (CCLM) und des Beobachtungsdatensatz (ECA&D) für das gesamte von beiden Datensätzen gemeinsam überdeckte Gebiet. Gemittelt wurde sowohl zeitlich über jeden Monat der Periode 1971 bis 2001 als auch über das Gebiet. Obwohl die Übereinstimmung zwischen dem Modellergebnis und der Messdaten zufriedenstellend erscheint, weist das Modellergebnis eine negative Abweichung (Cold Bias) auf, die im Mittel -1K beträgt. Beide Temperaturdatensätze zeigen allerdings einen nahezu identischen Verlauf des Temperaturtrends (Abb. 6), wobei die Trendkurve für die Modellergebnisse zu jedem Zeitpunkt um etwa -1K verschoben ist. Die Trends der Temperaturanomalien sind nahezu identisch (Abb. 7). Das legt die Vermutung nahe, dass die Berechnung von Temperaturänderungen realistischere Ergebnisse liefert als die Simulation der absoluten Werte. Der "Cold Bias" ist ein Problem der CCLM Version 4.2 und seiner Vorgängerversion 4.0, das auch von anderen Autoren berichtet wurde (z. B. Suklitsch et al., 2008, Jaeger et al., 2008). In aktuellen Versionen des Modells konnte durch zahlreiche Programmmodifikationen dieser Cold Bias im Mittel wieder behoben werden.



Abb. 6: Monatsmittel von T_2M und Temperaturtrend über die Jahre 1971 bis 2001. Rote Kurven: CCLM Evaluierungslauf. Blaue Kurven: ECA&D Beobachtungsklimatologie



Abb. 7: Anomalien $(T - T_{avg})$ der Monatsmittel von T_2M und ihr Trend über die Periode 1971-2001. Rote Kurven: CCLM Evaluierungslauf, $T_{avg} = 280.72$ K; Blaue Kurven: ECA&D Beobachtungsklimatologie, $T_{avg} = 281.70$ K.

Die Zeitreihen der Flächenmittel der Monatssummen des Gesamtneiderschlags TOT_PREC sind in Abbildung 8 dargestellt. Im Gegensatz zur Temperatur wird der Niederschlag vom Modell überschätzt. Im Mittel ist er um 11 mm höher als der klimatologische Niederschlag des ECA&D Datensatzes. Diese Überschätzung tritt im Wesentlichen in den Winter-, Frühjahres- und Herbstmonaten auf (Abb. 9), und sie kann von Unterregion zu Unterregion des Modellgebietes variieren. Als ein Beispiel sind in Abbildung 10 die Jahresgänge der mittleren Monatssummen für ein Gebiet gezeigt, das in etwa dem eigentlichen Untersuchungsgebiet Baden-Württemberg entspricht.



Abb. 8: Flächenmittel der Monatssummen von TOT_PREC für die Periode 1971-2001. Rote Kurven: CCLM Evaluierungslauf; Blaue Kurven: ECA&D Beobachtungsklimatologie.



Abb. 9: Jahresgang der mittleren Monatssummen von TOT_PREC im gesamten Modellgebiet für die Periode 1971-2001. Rote Kurven: CCLM Evaluierungslauf; Blaue Kurven: ECA&D: Beobachtungsklima-tologie.



Abb. 10: Jahresgang der mittleren Monatssummen von TOT_PREC in Baden-Württemberg für die Periode 1971-2001. Rote Kurven: CCLM Evaluierungslauf; Blaue Kurven: ECA&D: Beobachtungsklima-tologie.

Auch für Baden-Württemberg ist die Übereinstimmung zwischen dem Modellergebnis und der Beobachtung in den Sommermonaten am besten. Im Januar und im März treten Abweichungen von ca. 30 mm auf. Im Jahresmittel beträgt der Unterschied zwischen dem Modellresultat und der Messwertklimatologie für Baden-Württemberg etwa 16 mm.

5.2 Sensitivitätsuntersuchungen

Meissner et al. (2009) haben den Einfluss verschiedener globaler Reanalysedaten (in diesem Fall ERA40 (Uppala et al., 2005) sowie NCEP (Kalnay et al., 1996)), unterschiedlicher Gitterauflösungen und variierender Initialisierung des Bodens auf die Ergebnisse des CCLM Modells untersucht. Sie identifizierten dabei eine geeignete Modellkonfiguration mit einer hohen Gitterauflösung von 7 km, die auch für die Rechnungen der Regionalisierungsstufe 2 im PArK Projekt verwendet wurde.

Im Rahmen von PArK wurden weitere Sensitivitätsuntersuchungen durchgeführt. Untersucht wurden die Einflüsse der Startzeit und des Zeitintegrationsschemas auf die Modellergebnisse. Als Referenz für den Vergleich wurden die Ergebnisse des mit den ERA40 Reanalysen angetriebenen Evaluierungslaufes, Regionalisierungsstufe 1 (Tab. 1, Tab. 4) benutzt.

Einfluss der Startzeit auf die Modellergebnisse

Hierzu wurden die Simulationen, die im Referenzfall am 01. Januar 1968 gestartet wurden und bis zum 31. Dezember 2001 dauerten, am 01. Januar 1985 neu initialisiert. Gerechnet wurden 17 Jahre bis zum 31. Dezember 2001. Verglichen wurden Ergebnisse dieses Testlaufes sowohl mit Ergebnissen des Referenzlaufes über den gesamten Zeitraum 1968 bis 2001 als auch mit Resultaten, die sich aus der Referenzsimulation für die Periode 1985 bis 2001 ergaben. Die Unterschiede, die sich für die Temperatur in zwei Meter Höhe ergeben, sind sehr gering. Im Mittel betragen sie weniger als 0.5 %, und zwar unabhängig vom betrachteten Vergleichszeitraum. Das wird beispielhaft in der Abbildung 11 und der Abbildung 12 verdeutlicht. Sie zeigen zum einen die relative Abweichungen der monatlichen Mittelwerte von T_2M im gesamten Modellgebiet und über den Testzeitraum 1985 bis 2001 (Abb. 11), zum anderen, für das Gebiet Baden-Württembergs, die relativen Abweichungen des mittleren Jahresganges von T_2M (Abb. 12). In Abbildung 12 werden dabei die Ergebnisse der Sensitivitätsrechung sowohl mit den Ergebnissen des Referenzlaufes für den Zeitraum 1985 bis 2001, als auch mit den Ergebnissen des Referenzlaufes für den gesamten Evaluierungszeitraum 1971 bis 2001 verglichen.



Abb. 11: Relative Abweichungen der monatlichen Mittelwerte von T_2M zwischen der Testsimulation mit geänderter Startzeit und der Referenzsimulation, bezogen auf die Referenzsimulation.



Abb. 12: Relative Abweichungen des mittleren Jahresganges von T_2M in Baden-Württemberg zwischen der Testsimulation mit geänderter Startzeit und der Referenzsimulation, bezogen auf die Referenzsimulation. Rot: Testzeitraum 1985-2001 minus vollständigem Evaluierungszeitraum 1971-2001; Blau: Testzeitraum 1985-2001 minus korrespondierendem Evaluierungszeitraum

Interessant ist, zu untersuchen, wie lang es dauert, bis die Ergebnisse des Testlaufes sich in etwa den Ergebnissen der Referenzsimulation angleichen. Dabei findet man, dass dies bei der Temperatur nach einer "Einschwingphase" von drei bis vier Jahren der Fall ist (Abb. 11). Beim Niederschlag dauert dieser Vorgang etwa 1 Jahr länger (Abb. 13). Insgesamt sind für den Niederschlag die Unterschiede zwischen dem Testlauf und der Referenzsimulation höher als bei der Temperatur. Nach der Einschwingzeit von ca. 4 Jahren reichen sie von -8 % bis zu 7 % (Abb. 13). Für die mittlere monatliche Niederschlagssumme ergeben sich die größten Unterschiede sich beim Vergleich des 17-jährigen Testzeitraumes mit dem Gesamtzeitraum der Referenzsimulation. Bezogen auf das gesamte Modellgebiet variieren sie zwischen -4 % und 2 %. In Unterregionen wie Baden-Württemberg können sie sogar mehr als ± 10 % betragen. Vergleich man dagegen nur die Ergebnisse für die Periode 1985 bis 2001, so bewegen sich die Unterschiede zwischen -2 % und 3 % für das gesamte Modellgebiet und zwischen -6 % und 3 % für Baden-Württemberg.



Abb. 13: Relative Abweichungen der monatlichen Mittelwerte von TOT_PREC zwischen der Testsimulation mit geänderter Startzeit und der Referenzsimulation, bezogen auf die Referenzsimulation.

Einfluss des Zeitintegrationsschemas.

Im regionalen Klimamodell CCLM stehen mit dem Leapfrog- und dem Runge-Kutta-Verfahren zwei Zeitintegrationsschemata zur Verfügung. Für die Referenzsimulation wurde das Runge-Kutta-Schema verwendet. Der Zeitschritt betrug 240 sec (Tab. 4). Um die Stabilität der Ergebnisse bei der Wahl einer alternativen Integrationsmethode zu untersuchen, wurden die Simulationen am 01.01.1968 erneut gestartet, allerdings unter Verwendung des Leapfrog-Schemas. Dabei wurde der Zeitschritt von 240 sec nicht geändert, da die numerische Stabilität des Leapfrog-Verfahrens bei diesem Zeitschritt immer garantiert war. Diese Testrechnungen umfassten 18 Jahre bis zum 31.12.1985. Das Leapfrog-Verfahren hat die Tendenz, höhere Temperaturen und mehr Niederschlag zu erzeugen. Im Mittel über das gesamte Modellgebiet und alle Jahre ist die 2Meter Temperatur bei Anwendung des Leapfrog-Schemas etwa 0.1 Grad höher. Die größte Abweichung beträgt etwa 0.3 K und tritt im April auf (Abb. 14). Über Mitteleuropa beträgt die Abweichung im Jahresmittel ca. 0.4 K, wobei im Frühjahr nahezu 0.8 K erreicht werden können (Abb. 15). Für Baden-Württemberg ist der Einfluss des Leapfrog-Verfahrens sowohl qualitativ als auch quantitativ vergleichbar mit dem über Mitteleuropa.



Abb. 14: Mittlere Abweichungen für T_2M zwischen der Testsimulation mit Leapfrog und der Referenzsimulation im gesamten Modellgebiet.



Abb. 15: Mittlere Abweichungen für T_2M zwischen der Testsimulation mit Leapfrog und der Referenzsimulation in Mitteleuropa.

Aus Abbildung 16 lässt sich abschätzen, dass die mittlere Monatssumme des Niederschlags im gesamten Modellgebiet um 4.2 mm höher ist, wenn Leapfrog verwendet wird. Allerdings können die Abweichungen regional und in Abhängigkeit von der Jahreszeit deutlich höher sein. So werden z. B. über Mitteleuropa im späten Frühjahr sogar Abweichungen bis 25 % bzw. 21 mm erreicht, im Jahresmittel produziert das Leapfrogverfahren etwa 5.1 mm mehr Niederschlag pro Monat. In Baden-Württemberg beträgt die Amplitude der Schwankungen etwa 24 mm (-12 mm bis 12 mm) (Abb. 17). Im Jahresmittel fällt aber auch in Baden-Württemberg bei Verwendung von Leapfrog mehr Niederschlag, und zwar etwa 4.1 mm pro Monat.



Abb. 16: Mittlere Abweichungen für TOT_PREC zwischen der Testsimulation mit Leapfrog und der Referenzsimulation im gesamten Modellgebiet.



Abb. 17: Mittlere Abweichungen für TOT_PREC zwischen der Testsimulation mit Leapfrog und der Referenzsimulation in Baden-Württemberg.

5.3 Mehrwert von hoch aufgelösten regionalen Klimasimulationen

Als nicht-hydrostatisches Modell kann das regionale Klimamodell CCLM auch mit horizontalen Gitterweiten arbeiten, die kleiner als 10 km sind, und somit Einflüsse von topographischen Strukturen auf die atmosphärischen Bedingungen besser wiedergeben als Modelle, die eine gröbere Auflösung verwenden. Dies wird an einem Beispiel in Abbildung 18 (H. Feldmann, pers. Mitteilungen) demonstriert.



Abb. 18: Effekt von horizontaler Auflösung und verbesserter Modellphysik. Dargestellt sind relative Abweichungen der mittleren Jahressumme des Niederschlags zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen. Links: REMO, Mitte: CLM-CR, Rechts: CCLM. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Die Abbildung zeigt die normalisierte Differenz zwischen der mit drei verschiedenen Modellen berechneten und der beobachteten Jahressumme des Niederschlags über Baden-Württemberg, gemittelt über die Periode 1971 bis 2000. Dem Vergleich liegen die hoch aufgelösten Niederschlagsklimatologien für die Alpen und des DWD zugrunde (Tab. 2). Als Normalisierungsfaktor diente das klimatologische Mittel der gemessenen Jahressummen des Niederschlags. Man sieht, dass das Modell REMO (Jacob et al. 2008; Abb. 18, oben links) und die Vorgängerversion CLM des CCLM (CLM-CR, Hollweg et al., 2008; Abb. 18, oben rechts) westlich des Schwarzwaldes zu viel und östlich des Schwarzwaldes zu wenig Niederschlag produzieren. REMO verwendete eine Auflösung von 10 km, das CLM-CR eine Maschenweite von etwa 18 km, und beide Modelle berücksichtigen keinen horizontalen Transport des Niederschlags. Beide Modelle wurden durch Daten des globalen Modells ECHAM5 angetrieben. Den CCLM Ergebnissen liegt eine Simulation mit 7 km Auflösung (Regionalisierungsstufe 2, Tab. 4) zugrunde, die auf einem Antrieb mit ECHAM5 "full forcing" beruht (Tab. 1). Das CCLM Modell reproduziert die realen räumlichen Niederschlagsstrukturen deutlich besser als die beiden anderen Modelle. Das ist auf die Kombination von feinerer horizontaler Auflösung und der Verbesserung des CCLM im Zusammenhang mit der Parametrisierung von mikro-physikalischen Prozessen und der Berücksichtigung des Niederschlagstransportes zurückzuführen.

5.4 Probabilistische Klimaprojektionen mittels WETTREG

5.4.1 Mehrwert von probabilistischen Klimaprojektionen

Ziel der hier vorgestellten Verfahren ist, über die Darstellung einzelner Erwartungswerte hinaus zu gehen und dem Bedürfnis nach quantitativ belastbaren Abschätzungen von Klimaänderungssignalen und ihren Unsicherheiten nachzukommen. Sämtliche Klimaprojektionen sind mit Unsicherheiten behaftet, seien sie epistemischer oder aleatorischer Natur (siehe Einleitung). Es ist bekannt, dass sich mit reinen Mittelwerten keine risikobehafteten Entscheidungen im Bezug auf die zu erwartenden Klimaänderungen fällen lassen. Um von einer qualitativen zu einer quantitativen Abschätzung überzugehen ist es unerlässlich mit Wahrscheinlichkeiten zu arbeiten. Dabei ist es wichtig zu verstehen, dass eine probabilistische Projektion nicht nur methodisch relevant ist, sondern einen praktischen Mehrwert bringt: Eintrittswahrscheinlichkeiten für bestimmte klimatologische Größen und deren Kombinationen können bei gegebener Vulnerabilität unmittelbar in eine Risikoanalyse überführt werden.

Diese probabilistische Betrachtungsweise im Bezug auf regionale Klimaänderungen legt eine neue Darstellung in Form von Über-/Unterschreitungs-Wahrscheinlichkeiten (engl. Probability maps) nahe. Probability Maps sind deutlich verschieden von der klassischen Darstellung von Mittelwert und ggf. Standardabweichung, da sie die Asymmetrie der Verteilung berücksichtigen. Kapitel 5.4.3 zeigt, dass diese offensichtlich nicht vernachlässigbar ist, betrachtet man die Verteilungsfunktionen für Mittelwert und Trend an einzelnen Stationen. Insbesondere durch die Schiefe der Verteilungen befindet sich mehr Wahrscheinlichkeitsmasse abseits des Mittelwertes der Verteilungen. Klassische Betrachtungen unter der impliziten Annahme der Normalverteilung würden somit die Variabilität der Temperaturänderungen unterschätzen. Diese Unterschätzung der resultierenden Gefahren bei der praktischen Anwendung auf Klimaänderungsszenarien bzw. der Interpretation von Modellausgangsdaten kann somit gemindert werden.

5.4.2 Anwendung des Kernel-Dressings auf WETTREG

Die in Kapitel 2.4 vorgestellte Methode wird auf die Ausgangsdaten des WETTREG-Verfahrens basierend auf verschiedenen Realisierungen globaler und regionaler Klimasimulationen angewendet (Kap. 2.3, Kap. 3, Abschlussbericht der Arbeitsgruppe Potsdam/CEC). Für jedes globale und regionale Modell liegen zehn Realisierungen von WETTREG vor. Hier werden insbesondere die folgenden Realisierungen betrachtet: (1) Lauf 1 bis 3 des globalen gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell ECHAM5/MPI-OM, für die Zeiträume 1961-2000 (20C) und 2011-2030 unter dem A1B-Szenario, (2) Lauf 1 und 2 der Konsortialläufe des regionalen Klimamodells CLM, mit den Randbedingungen aus den jeweiligen Läufen des o. g. ECHAM5/MPI-OM. Weitere Simulationen, z. B. Ensembles von ECHAM5, ECHO-G, BCCR, CGCM3, etc. wurden analog analysiert, sind hier jedoch nicht dargestellt.

Das Ensemble-Kernel-Dressing (Kap. 2.4) besteht aus jeweils zehn Realisierungen pro RCM/GCM-Simulation für den Zeitraum 1961-2000 und 2011-2030. Unter der Annahme, dass sich jede Realisierung als Summe des wahren Zustands und des Rauschen ergibt, kann man alle 45 möglichen Differenzen zwischen den Realisierungen bilden. Damit lassen sich die Autokovarianzfunktion sowie die Dressing-Kovarianz schätzen, wie in Kapitel 2.4.2 erläutert ist.

5.4.3 Stationsweise Betrachtung (WETTREG)

Die Ergebnisse für die 2 Meter-Temperatur im Jahresmittel auf Basis der CLM-Simulationen sind in Abbildung 19 gezeigt. Exemplarisch wurde die Station Baden-Baden (48.73°N, 8.25°E, 240 m) ausgewählt; die restlichen 72 Stationen können analog abgerufen werden. Die Rohdaten sind als Zeitreihe in den oberen Abbildungen zu finden. Die unteren Abbildungen zeigen die Randverteilung der Wahrscheinlichkeitsdichten für Mittelwert und Trend sowie die entsprechende bivariate Verteilung. Alle Angaben sind Anomalien relativ zum Mittel über den Zeitraum 1961-1990. Als Vergleich zum Betrachtungszeitraum 2011-2030 wurden die Verteilungen auch für die Jahre 1981-2000 berechnet.



 Abb. 19: Probabilistische Interpretation der WETTREG-Ensemblewerte der 2m-Temperatur an der Station Baden-Baden (48.73N, 8.25E, 240m) relativ zu 1961-1990, basierend auf den CLM-Simulationen. Oben: Zeitreihe der Ensemble-Realisierungen unter den 20C3M- und A1B-Szenarien (grau), sowie den Ensemble-Mean und Ensemble-Spread mit Gauß-Kernelglättung σ_kern=2 Jahre (blau). Links unten: Randverteilung der Temperaturanomalie für das Mittel 1981-2000 sowie 2011-2030. Mitte unten: Randverteilung für den 20-jährigen Trend 1981-2000 sowie 2011-2030. Rechts unten: entsprechende bivariate Verteilung mit den Erwartungswerten der einzelnen Realisierungen

Es lässt sich nach wie vor beobachten, dass der Mittelwert der 2m-Temperatur ansteigt. Für 2011-2030 liegt das Maximum der Verteilung bei einer Temperaturerhöhung bei etwa 0.6 K bis 0.7 K gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990. Die Unsicherheiten sind im Vergleich zu den Änderungen des Erwartungswertes gering. Das Maximum der Wahrscheinlichkeitsdichte für den Trend innerhalb des Zeitraums 2011-2030 liegt bei beiden CLM-Simulationen bei ungefähr 0.2 K/20 a . Im Unterschied zum Mittelwert über eine bestimmte Zeitspanne zeigt der Trend innerhalb der 20-jährigen Zeitspanne naturgemäß eine größere Varianz – ist also weniger präzise zu bestimmen. Die Schiefe der Verteilung des Trends in 2011-2030 verdeutlicht, dass die oft implizit gemachte Annahme der Normalverteilung nicht zu halten ist. In diesem Fall bedeutet es, dass negative Trends zwar weniger wahrscheinlich sind, aber durchaus auftreten können. Die bivariaten Verteilungen in den jeweiligen Zeitspannen zeigen kaum Abhängigkeiten von Mittelwert und Trend. Die wesentliche Information lässt sich also durch die Randverteilungen wiedergeben.

Zum Vergleich sind Abbildung 20 die entsprechenden Ergebnisse auf Basis der drei ECHAM5-Simulationen dargestellt. Wie zu erwarten sind die Resultate ähnlich. Insbesondere der erste und zweite Lauf von ECHAM5 zeigen kohärente Fluktuationen zu den entsprechenden CLM-Läufen. Das bestätigt, dass sich die zeitliche Struktur der GCM-Simulationen bis in die regionalen Läufe abzeichnet, vor allem die simulierte Abkühlung in den 80er Jahren.



Abb. 20: Wie Abbildung 19 jedoch für WETTREG basierend auf den drei Läufen von ECHAM5/MPI-OM.

5.4.4 Räumliche Verteilung (WETTREG)

Wie in Kapitel 5.4.1 erläutert hat die Darstellung der Erwartungswerte alleine ob der fehlenden Unsicherheiten eine geringe Wertigkeit. Abbildung 21 zeigt die zugehörigen Wahrscheinlichkeiten für bestimmte Schwellenwerte des Mittelwertes (oben) und des Trends (unten) im Zeitraum 2011-2030. Analog zu den bisherigen Ergebnissen ist eine allgemeine Nord-Süd-Struktur zu beobachten, wobei der Süden einen weniger starken Temperaturanstieg aufweist. Dies betrifft insbesondere die Höhenlagen, allerdings ist anzumerken, dass die Anomalien zum Referenzzeitraum 1981-2000 stationsweise berücksichtigt werden. Somit ist keine direkte Höhenkorrektur der Temperatur erforderlich. Mögliche Abhängigkeiten von der Orographie wären demzufolge indirekter Natur.



Abb. 20: Räumliche Verteilung der Überschreitungs-Wahrscheinlichkeiten (engl. probability maps) des zeitlichen Mittelwertes (oben) und Trends (unten) der Jahresmitteltemperatur (ANN) im Zeitraum 2011-2030 für WETTREG basierend auf den CLM-Simulationen. Graue Kontur: Räumliche Glättung mittels Thin-Plate-Splines (Anpassungsfehler σ_{TPS}).

Nicht alle räumlichen Muster sind parallel verschoben, wie es unter der klassischen Annahme der Normalverteilung mit einheitlicher Fehlervarianz zu erwarten wäre. Dennoch zeigen die Wahrscheinlichkeiten für den Mittelwert keine auffälligen Ausreißer. Nur im Süden liegt die Wahrscheinlichkeit Temperaturänderungen über 0.5 K zu beobachten bei rund 60 %, im Norden sind es zu rund 95 % über 0.5 K . Die Muster der Wahrscheinlichkeiten für $T_{ANN} \ge 0.6$ K sollten im Wesentlichen die Erwartungswerte widerspiegeln. Vor allem verdeutlichen sie die drastisch die Konsequenzen der probabilistischen Betrachtung: $T_{ANN} \ge 0.6$ K liegt zwischen 30 % und 60 %. Dementsprechend markant sind die räumlichen Unterschiede für den hier als extrem anzunehmenden Fall $T_{ANN} \ge 0.7$ K. Im Süden ist dieser kaum wahrscheinlicher als 10 %, im Norden reicht er bis 50 %. Hier liegt die für Folgeprozesse entscheidungsrelevante Information: Wenn ein bestimmtes regional unabhängiges Ereignis/Problem ab einem bekanntem, a-priori festgelegten Schwellenwert auftritt, so liegen die Wahrscheinlichkeiten dieses Ereignis regional abhängig zwischen 10 % und 50 %. Dies könnte potenzielle Auswirkungen zeigen, z. B. auf die Raumplanung.
Bei den Trends im Zeitraum 2011-2030 Abbildung 21 zeigt sich eine ähnliche Struktur wie für die Anomalien. Das ist nicht selbstverständlich, da die Anomalien des Mittelwertes über 2011-2030 im Bezug auf 1961-1990 nicht zwingend an den Trend innerhalb der Periode 2011-2030 gekoppelt sind. Statistisch gesehen sind sie sogar im Wesentlichen unabhängig (Abb. 19 und Abb. 20). Der mittlere Erwartungswert in der gesamten Region liegt um 0.15 K/20 a und somit variieren die Wahrscheinlichkeiten diesen Schwellenwert zu überschreiten zwischen 60 % im Norden und 35 % für zwei Stationen im Süden. Es ist insbesondere auffällig, dass die Wahrscheinlichkeiten einen negativen Trend zu beobachten im Süden unter 20 % liegen, welches ein wichtiges Ergebnis ist, da die Erwartungswerte des Trends wie auch des Mittelwertes einen positiven Trend über die gesamte Region suggerieren. Das Gleiche gilt für den Fall, einen doppelt so hohen Trend wie den Erwartungswert zu beobachten, d. h. 0.3 K/20 a, bei dem die entsprechenden Wahrscheinlichkeiten von 10 % bis 20 % reichen.

Aquivalente Karten sind für die ECHAM5-Simulationen erstellt worden (nicht gezeigt). Durch die deutlich geringere räumliche Auflösung der GCM-Simulationen produziert das statistische Downscaling naturgemäß weniger markante Strukturen im Raum. Darüber hinaus dienen die probabilistischen Projektionen auf Basis von ECHAM5 lediglich als Referenz für die Ergebnisse mittels CLM, insbesondere um die Propagation des Temperatursignals und dessen Unsicherheit durch die Modellkette hindurch zu verdeutlichen.



Abb. 21: Wie Abbildung 20 jedoch für die Wintermonate (Dez-Feb).

5.4.5 Saisonale Unterschiede (WETTREG)

Analog zur Jahresmitteltemperatur wurden die Ergebnisse für die Wintermonate, d. h. T_{DJF} , betrachtet. Zur Vereinfachung sind lediglich die Wahrscheinlichkeitskarten dargestellt (Abb. 22). Zunächst lässt sich beobachten, dass der allgemeine Anstieg der Wintertemperatur im Zeitraum 2011-2030 im Vergleich zu 1961-1990 deutlich intensiver und variabler ist als das Jahresmittel. Der Erwartungswert über alle Stationen liegt bei ungefähr 1.25 K mit einer Standardabweichung von etwa 0.5 K . Dementsprechend wurden die Schwellenwerte in der oberen Reihe von Abbildung 22 gewählt: 1 K , 1.25 K und 1.5 K.

Die räumliche Struktur von T_{DJF} spiegelt eine ähnliche Nord-Süd-Struktur wieder, wie sie für die Anomalien der Jahresmitteltemperatur zu beobachten sind, allerdings mit einer stärkeren räumlichen Variabilität. Des Weiteren sind die räumlichen Muster weniger kohärent im Bezug auf die unterschiedlichen Schwellenwerte, welches eine stärkere Abweichung von einer symmetrischen Verteilung anzeigt. Zum Beispiel ist die Wahrscheinlichkeit eine 20-jährige Temperaturanomalie von mehr als 1 K zu beobachten nahe 85 % im Norden Baden-Württembergs, aber unter 50 % im äußersten Süden, insbesondere in den Höhenlagen. Die stärkste Variabilität ist für T_{DJF} ≥ 1.25 K gegeben, mit Wahrscheinlichkeiten zwischen 15 % und 75 %. Im Gegensatz dazu zeigen die oberen Schwellenwerte ein vergleichsweise schwaches, räumliches Muster, welches nicht zwingend an die gleichen Stationen gekoppelt ist. Auf Basis der hier verwendeten Ensembles lässt sich zusammenfassen, dass der Mittelwert von T_{DJF} im Zeitraum 2011-2030 ein stärkere räumliche Variabilität im Erwartungswert sowie in der Unsicherheit haben wird.

Wie für die Jahresmitteltemperatur T_{ANN} lässt sich der Trend von T_{DJF} innerhalb der Periode 2011--2030 betrachten. Dabei stellt sich heraus, dass das räumliche Muster weniger markant ist als für den Mittelwert (Abb. 21, unten). Der Erwartungswert des Trends liegt um 0.25 K/20 a mit einer Standardabweichung von ungefähr 0.5 K, d. h. deutlich höher und variabler als für das Jahresmittel T_{ANN} . Dennoch sind negative Trends weniger wahrscheinlich. Die entsprechenden Wahrscheinlichkeiten überschreiten die 15 % nicht und sind vergleichsweise homogen in der gesamten Region. Im Gegensatz dazu sind die Wahrscheinlichkeiten einen enormen Trend von 0.5 K/20 a zu beobachten nahe 30 % im nördlichen Baden-Württemberg.

Für dieses intensive Verhalten der Wintertemperaturen gibt es im Wesentlichen drei Gründe. Erstens sind die Anomalien im Projektionszeitraum durch die relativ kalten Anomalien im Referenzzeitraum 1961-1990 beeinflusst, insbesondere durch die niedrigen Wintertemperatur im ersten CLM-Lauf, welche sich durch den entsprechenden ECHAM5-Lauf begründen. Zweitens lässt sich erwarten, dass mittlere Temperaturänderungen konzeptionell die Wintermonate stärker beeinflussen als die anderen Jahreszeiten. Letztendlich wird die erhöhte Variabilität der Wintertemperatur an jeder Station durch die Mittelung über kürzere Zeiträume verstärkt.

5.5 Probabilistische Klimaprojektionen aus gewichtetem RCM-Ensemble

Im Gegensatz zu der stationsweisen Betrachtung wie im vorhergehenden Abschnitt muss die direkte Verwendung der Ergebnisse von regionalen Klimamodellen auf eine andere Art erfolgen. Dies ist unter anderem dadurch begründet, dass die üblicherweise an Gitterpunkten vorliegenden Simulationsdaten sehr stark räumlich korreliert sind und deswegen zu einem Zustandsvektor zusammengefasst werden müssen. Zusammen mit der Zeitinformation ergibt sich daraus ein hochdimensionales Problem, für das die inversen Kovarianzmatrizen zum multivariaten Kerneldressing nicht geschätzt werden können. Deswegen wird eine Projektion auf a-priori vorgegebene Muster vorgenommen, deren Amplituden dann entsprechend des Kernel-Dressings analysiert werden. Im vorliegenden Fall sind dies die orographische Höhe im Analysegebiet, der Flächenmittelwert der Temperaturabweichung von der durch die Orographie induzierten Temperaturvariabilität sowie deren Gradienten in Nord/Süd bzw. in Ost/West Richtung. Die genaue Vorgehensweise ist im Kapitel 2.5 beschrieben.

Aufgrund der großen Anzahl von Freiheitsgraden, die in der Statistik gemeinsam betrachtet werden, sind die Ergebnisse sehr komplex. Die folgende Interpretation konzentriert sich deshalb auch erstmals auf vergleichbare Resultate aus der WETTREG Anwendung. Allerdings ist der wesentliche Unterschied die Wichtung der modellbasierten Wahrscheinlichkeitsdichten mit den Beobachtungen des Zeitraums 1971-2000. In Abbildung 22 sind die eindimensionalen Wahrscheinlichkeitsverteilungen für die Wintertemperaturen Dezember-Januar-Februar im Eichzeitraum dargestellt, die dann in die Wichtungsberechnung eingehen. Die Wahrscheinlichkeitsdichte für die Beobachtungen ist jeweils durch die grau schraffierte Kurve gekennzeichnet. In der linken Spalte findet man die aus den multidimensionalen Ergebnissen bestimmte Dichte für das zeitliche Mittel, in der rechten Spalte die Wahrscheinlichkeitsdichte für den Trend über den betrachteten Zeitraum. So zeigt die obere Abbildungsreihe, dass im Flächenmittel der höhen-korrigierten bodennahen Lufttemperatur die Konsortialsimulationen des CLM den größten Überlapp mit der Beobachtungs-Dichte haben, gefolgt von den CLM-IMK Läufen. Die REMO-UBA/BFG Simulationen zeigen dagegen für das betrachtete Gebiet und den ausgewählten Zeitraum einen systematischen Unterschied.

Der wahrscheinlichste Wert des lineare Trend der flächengemittelten und höhenkorrigierten bodennahen Lufttemperatur ist in allen drei Regionalmodellen ähnlich negativ im Gegensatz zu den Beobachtungen was vermutlich auf das alle Regional-Modellen antreibende Globalmodell ECHAM5/MPI-OM zurückzuführen ist. Allerdings zeigt die durch das Kerneldressing modellierte natürliche Klimavariabilität, dass eine deutlich größer als Null bestehende Wahrscheinlichkeit (proportional zur Fläche der Überlappung) besteht, dass sowohl in den Beobachtungen als auch allen Simulationen ein vergleichbarer, flächengemittelter Trend der bodennahen Lufttemperatur auftreten kann.

Ein deutlicher Unterschied besteht dagegen zwischen den Modellen bei der mittleren vertikalen Stabilität (linke Teilabbildung in der zweiten Reihe). Hier unterschieden sich praktisch alle Wahrscheinlichkeitsdichten mit den geringsten Unterschieden zwischen den beiden CLM Versionen. Insbesondere sind die Beobachtungen deutlich stabiler mit einem mittleren Temperaturhöhengradienten von ~- 0.45 K/100 m. Im Trend zeigen sich im Gegensatz dazu keine Unterschiede, die größte Wahrscheinlichkeit besteht für den Fall, dass keine langfristige Änderung auftritt. Die Ergebnisse für die horizontalen Temperaturgradienten sind wiederum sehr divers: so reproduziert REMO-UBA/BFG für die meridionale mittlere Temperaturabnahme nahezu perfekt die Beobachtungen, während beide CLM Versionen sich deutlich von der Realität unterscheiden. Die dazu gehörigen Dichten für die Trends sind allerdings alle vergleichbar und um einen wahrscheinlichsten Wert von ~Null zentriert.

Analoge Betrachtungen lassen sich für die Sommertemperaturen Juni bisAugust durchführen und sind in Abbildung 23 gegeben. Wesentliche Unterschiede zeigen sich im Flächenmittel, bei dem die CLM-IMK Läufe einen deutlichen Versatz zu niedrigeren Temperaturen aufweisen. Umgekehrt zu den Wintertemperaturen wird für die Sommermonate die mittlere vertikale Stabilität leicht überschätzt, jedoch mit deutlich geringeren Differenzen. Für die horizontalen Temperatur-



gradienten ergibt sich bei den Sommermonaten ebenfalls ein diverses Bild, wobei REMO-UBA/BFG die meridionale mittlere Temperaturabnahme nahezu ideal wiedergibt.

Abb. 22: Randverteilungen der Koeffizienten der Basismuster für die Wintertemperatur (T_{DJF}) im Zeitraum 1971-2000, wiederum aufgeteilt in Mittelwert (linke Spalte) und Trend (rechte Spalte) über die betrachtete Periode (siehe Kapitel 2.5).



Abb. 23: Wie Abbildung 22 jedoch für das Sommermittel (Juni bis August).

Zum Abschluss dieser Diskussion der Ergebnisse für den Eichzeitraum sei noch darauf hingewiesen, dass hier eine probabilistische Verifikation der räumlich-zeitlichen Variabilität im dem Gebietsausschnitt der betrachteten Modelle stattgefunden hat, die ihren quantitativen Ausdruck in den Modellgewichten zur Wichtung der Wahrscheinlichkeitsdichten wiederfindet.

Die entsprechende Darstellung der Ergebnisse findet man in Abbildung 24 für die Wintertemperatur und in Abbildung 25 für die Sommertemperatur. Die mit einer gestrichelten Linie gekennzeichnete Wahrscheinlichkeitsdichte ist wiederum die aus den Beobachtungen geschätzte (identisch Abbildung 22). Die durch die grauen, schraffierten Kurven gekennzeichneten Dichten sind die mit den Beobachtungsgewichten (s. Kap. 2.5) kombinierten Modelldichten aus Abbildung 22 für den Eichzeitraum 1971-2000. Die mit einer blauen, schraffierten Kurve bezeichneten Dichten sind dann die kombinierten Ergebnisse für den Projektionszeitraum 2011-2040. Die Ergebnisse zeigen für die zeitgemittelten Muster (linke Spalte der Abbildungen in Abbildung 24), insbesondere für den Projektionszeitraum, multimodale Dichten, für die zunächst einmal keine physikalische Erklärung wie z. B. Mehrfachgleichgewichte in einem nichtlinearen System besteht. Vielmehr deutet dies auf eine zu geringe Stichprobe hin, entweder für die natürliche Variabilität (zu wenig Ensemblerealisierungen für jedes Einzelmodell) oder für die Modellunsicherheit (zu wenig Modelle bzw. nicht genügend Stichproben durch veränderte Parameter in fixierten Parametrisierungen subskaliger Prozesse oder variierte Parametrisierungsverfahren).

Hier zeigen sich die Grenzen des gegenwärtig Möglichen auf, die allerdings nicht projektspezifisch sind. Eine Verbesserung der Situation und damit auch eine konsistentere Modellierung der Wahrscheinlichkeitsdichten ist erst mit den in ein bis zwei Jahren verfügbaren Simulationen des CMIP5/CORDEX Programms möglich. Erstaunlicherweise sind allerdings die zu den dreißigjährigen Trends gehörigen Wahrscheinlichkeitsdichten deutlich weniger variabel, was natürlich auf den verhältnismäßig großen Überlapp der Dichten für die Trends in Abbildung 22 zurückzuführen ist. Eine detaillierte Analyse steht allerdings noch aus. Bemerkenswert ist auch das Ergebnis, dass die modellgewichtete Dichte für den dreißigjährigen Trend der flächengemittelten bodennahen Temperatur im Projektionszeitraum 2011-2040 (Abb. 24 oben rechts) sehr nahe an der entsprechenden Beobachtung für den Eichzeitraum 1971-2000 liegt. D. h. die im Eichzeitraum simulierten im Erwartungswert bzw. wahrscheinlichsten Wert negativen Trends werden in den Simulationen erst in den folgenden 30-40 Jahren durch den anthropogenen Antrieb umgedreht.



Abb. 24: Randverteilungen der Koeffizienten der Basismuster für die Wintertemperatur (T_{DJF}) in den Zeiträumen 1971-2000 und 2011-2040 für ein Ensemble-Kernel-Dressing aus allen vorliegenden RCM-Simulationen.



Abb. 25: Wie Abbildung 24 jedoch für das Sommermittel (Juni-August).

6 Zusammenfassung

In diesem Bericht findet sich eine umfassende statistisch-dynamische Analyse von Beobachtungen und Simulationen regionaler Klimavariabilität in Baden-Württemberg. Die Ziele waren

a) Mit welcher Gewichtung eines regionalen Ensembles von Klimasimulationen lassen sich die beobachteten Klimavariationen der letzten Jahrzehnte zeitlich konsistent beschreiben?

Eine allgemeine, auf Bayes-Statistik beruhende Wichtungsmethode wurde entwickelt und auf das im Projekt zusammengestellt Ensemble von Simulationen mit regionalen Klimamodellen angewendet. Es ist wichtig zu erwähnen, dass diese Wichtungsmethode bedingte Wahrscheinlichkeiten für ein Modell bei gegebenen Beobachtungen bestimmt aber dabei im Gegensatz zu allen anderen Verfahren aus der Literatur, die Modelle bewerten sollen ("Metriken"), die räumlich zeitliche Variabilität berücksichtigen. Allerdings zeigen sich in den Ergebnissen insbesondere für den Projektionszeitraum deutlich die Grenzen des vorhandenen Ensembles von dynamischen Simulationen auf. In der Literatur wird dies seit kurzem als ein Problem des sogenannten "Ensembles of opportunity" bezeichnet, weil die vorhandenen Realisierungen eben nicht nach statistischen Maßstäben erzeugt wurden. Dies Problem war zu Beginn des Projektes in dieser Deutlichkeit nicht zu erwarten und hat sich in den letzten ein bis zwei Jahren auch auf internationaler Ebene als generell schwierig herausgestellt. Eine Verbesserung der Situation ist z. Z. entweder über das statistische Downscaling oder in ein bis zwei Jahren über die dann neu verfügbaren CMIP5/CORDEX Simulationen zu erwarten.

b) Welche regionale Klimaentwicklung wird sich mit der optimalen Gewichtung in Zukunft am wahrscheinlichsten einstellen?

Hier wurden sowohl aus den dynamischen als auch statistischen Downscaling Simulationen Wahrscheinlichkeitskarten für ausgewählte Ereignisse erstellt (z. B. das Auftreten besonders stark positiver oder negativer Trends über 20 Jahre oder Mittelwerte jenseits bestimmter Schwellwerte). Diese zeigen zum einen eine deutliche Nord-Süd Abhängigkeit innerhalb von Baden-Württemberg, die für die Interpretation und Anwendung in der Klimafolgeforschung relevant sind. Anderseits ist hier methodisch Neuland beschritten worden, da für regionale Klimaänderungssimulationen derartige statistische Nachbereitungen bislang noch nicht existieren. Durch die eingereichten Veröffentlichungen sollen diese Methoden der Nachbereitung und Interpretation von regionalen Klimasimulationen in den fünften Sachstandsbericht des IPCC einfließen.

c) Mit welcher Unsicherheit sind diese Projektionen behaftet?

Die Unsicherheiten auf der regionalen Skala, so zeigen es die nachbereiteten Simulationen auf der Basis des statistischen Downscalings auf, sind zum Teil erheblich. Besonders deutlich wird dies z. B. an den Jahresmitteltemperaturen für Baden-Baden: basierend auf den vorliegenden Simulationen besteht auf für die ersten Dekaden des 21. Jahrhunderts eine Wahrscheinlichkeit von etwa 20 %, dass der Temperaturtrend über den zwanzig-jährigen Zeitraum 2011-2030 negativ ist. Obwohl über längere Zeitskalen die Temperatur aufgrund der steigenden Treibhausgaskonzentrationen ansteigt, sorgen die unvorhersagbaren, internen Klimafluktuationen, die in dem globalen Modell entstehen und dann an die regionalen Modell weitergegeben und verfeinert werden, auf der interannuellen Zeitskala für diesen scheinbaren Widerspruch. Ein wesentlicher Beitrag entsteht vermutlich durch die stochastische Komponente der Nord-Atlantischen Oszillation NAO, die wesentlich die Klimavariabilität in Mitteleuropa im Winter und Frühjahr beeinflusst. Diese Ergebnisse sind sicherlich bedeutsam für die Kommunikation von Klimaänderungen an die allgemeine Öffentlichkeit.

d) Welche Projektionen f
ür das regionale Klima der n
ächsten Dekaden erh
ält man, wenn statt regionaler Klimasimulationen empirisch/statistische Zusammenh
änge oder nur globale Simulationen verwendet werden? Wie vergleichen sich die Ergebnisse der Methoden? Ein wesentliches Ergebnis des Projektes ist es, dass eine adäquate probabilistische Nachbereitung z. Z. nur mit Hilfe eines statistischen Downscalings zu erreichen ist, weil hierdurch genügend Realisierungen der internen Variabilität a-posteriori aus den dynamischen Simulationen erzeugt werden. Allerdings erfordert dies auch modifizierte Ansätze zum statistischen Downscaling, um z. B. die doppelte Nutzung von Beobachtungen für die Eichung des statistischen Modells und für die Wichtung mit Hilfe der Bayes Statistik zu vermeiden.

Literatur

Arakawa, A., and Lamb, V. R., 1977: Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. Methods in Computational Physics, 17, Academic Press, 173-265.

Arbeitskreis KLIWA, 2004: 2. KLIWA-Symposium: Fachvorträge Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft. KLIWA-Berichte Heft 4, 249 pp.

Bartels, H., 2004: Vergleich regionaler Klimaszenarienrechnungen für Süddeutschland. In: KLIWA-Heft 4: "Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft – Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 3. und 4.5.2004 in Würzburg", Arbeitskreis KLIWA (Hrsg.), 255 pp, ISBN 3-937911-16-2.

Berger J. O., 1985: Statistical decision theory and Bayesian analysis, 2nd Ed. Springer, New York-Berlin, 617 pp.

Berliner, L. M., Levine, R. A., Shea, D. J., 2000: Bayesian climate change assessment. J. Climate, 13, 3805–3820, DOI: 10.1175/1520-0442(2000)013<3805:BCCA>2.0.CO; 2

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 application. COSMO Newsletter, No. 6, 225-235.

http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/newsLetters/default.htm Collins, M., Booth, B. B. B., Harris, G. R., Murphy, J. M., Sexton, D. M. H., and Webb, M. J., 2006: Towards quantifying uncertainty in transient climate change. Climate Dynamics, 27, 127-147, DOI: 10.1007/s00382-006-0121-0

Doms, G., and Schättler, U., 2002: A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part I: Dynamics and Numerics. Deutscher Wetterdienst, Offenbach/Main, 134 pp. <u>http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm#p1</u>

Doms, G., Förstner, J., Heise, E., Herzog, H.-J., Raschendorfer, M., Reinhardt, T., Ritter, B., Schrodin, R., Schulz J.-P., and Vogel, G., 2007: A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part II: Physical parameterization. Deutscher Wetterdienst, Offenbach/Main, 139 pp.

http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm#p1 http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoPhysParamtr.pdf

Enke, W. ,1986: Ein Verfahren zur Aufstellung statistischer Prognosealgorithmen als Einheit von Cluster-, Diskriminanz- und Regressionsanalyse. Z. Meteorol 36: 117-122

Enke, W., Spekat, A., 1997: Downscaling climate model outputs into local and regional weather elements by classification and regression. Clim Res 8: 195-207

Enke, W., Schneider, F., and Deutschländer, Th., 2005a: A novel scheme to derive optimized circulation pattern classifications for downscaling and forecast purposes. Theoretical and Applied Climatology, Vol. 82, 51-63. DOI10.1007/s00704-004-0116-x Enke, W., Deutschländer, Th., Schneider, F., Küchler, W., 2005b: Results of five regional climate studies applying a weather pattern based downscaling method to ECHAM4 climate simulations. Meteorol. Z., Vol. 14, 247-257.

Feldmann, H., Früh, B., Schädler, G., Panitz, H.-J., Keuler, K., Jacob, D., and Lorenz, Ph., 2008: Evaluation of the Precipitation for Southwest Germany from High Resolution Simulations with Regional Climate Models. Meteorol. Z., 17, 455.465.

Früh B., Schipper, J. W., Pfeiffer, A., and Wirth, V., 2006: A Pragmatic Approach for Downscaling Precipitation in Alpine Scale Complex Terrain. Meteorol. Z. 15: 631-646.

Früh B., Bendix, J., Nauss, T., Paulat, M., Pfeiffer, A., Schipper, J. W., Thies, B., and Wernli, H., 2007: Verification of precipitation from regional climate simulations and remotesensing observations with respect to ground-based observations in the upper Danube catchment. Meteorol. Z. 16: 275-293.

Giorgi, F., and Mearns, L. O., 2002: Calculation of average, uncertainty range, and reliability of regional climate changes from AOGCM simulations via the "Reliability Ensemble Averaging" (REA) method. J. Climate, 15, 1141-1158, DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<1141:COAURA>2.0.CO;2

Giorgi, F., and Mearns, L. O., 2003: Probability of regional climate change based on the Reliability Ensemble Averaging (REA) method, Geophys. Res. Lett., 30(12), 1629, DOI:10.1029/2003GL017130.

Greene A.M., Goddard, L., and Lall, U., 2006: Probabilistic multi model regional temperature change projections, J. Climate, 19, 4326–4343, DOI: 10.1175/JCLI3864.1

Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D., and New, M., 2008: A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006. J. Geophys. Res., 113, D20119, doi: 10.1029/2008JD010201.

Hense, A., 2002: Klimavariabilität durch interne Wechselwirkungen, PROMET, 28, 108-116.

Hollweg, H.-D., Böhm, U., Fast. I., Hennemuth, B., Keuler, K., Keup-Thiel, E., Lautenschlager, M., Legutke, S., Radtke, K., Rockel, B., Schubert, M., Will, A., Woldt, M., Wunram, C., 2008: Ensemble Simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 Global Scenarios. Model and Data group, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Technical Report No. 3, pp.150, ISSN 1619-2257.

IPCC, 2001: Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. http://www.ipcc.ch/

IPCC, 2007: Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. <u>http://www.ipcc.ch/</u>

Jacob, D, 2001: A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. Meteorol. Atmos. Phys. 77, 61–73

Jacob, D., 2005a: REMO Climate of the 20th century run, UBA project, 0.088 degree resolution run NO. 006210, 1H DATA. CERA-DB "REMO_UBA_C20_1_R006210_1H"

http://cerawww.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO_UBA_C20_1_R006210_1 H

Jacob, 2005b: REMO A1B SCENARIO RUN, UBA PROJECT, 0.088 DEGREE RESOLU-TION, RUN NO. 006211, 1H DATA. World Data Center for Climate. CERA-DB "REMO_UBA_A1B_1_R006211_1H"

http://cerawww.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO_UBA_A1B_1_R006211_1 H Jacob, D., Göttel, H., Kotlarski, S., Lorenz, P., und Sieck, K., 2008: Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland - Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Tech. Rep. Abschlussbericht zum UFOPLAN-Vorhaben 204 41 138, 11, 154pp, UBA-Reihe Climate Change, Dessau.

Jacob, D.; and Tomassini, L. 2009: REMO A1B scenario run, BFG project, 0.088 degree resolution, 1h data. World Data Center for Climate. CERA-DB "REMO_BFG_A1B_1H" http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO_BFG_A1B_1H

Jaeger, E. B., Anders, I., Lüthi, D., Rockel, B., Schar, Ch., and Seneviratne, I., 2008: Analysis of ERA40-driven CLM simulations for Europe. Meteorol. Z., 17, 349-367.

Jonas, M., Staeger, T., und Schönwiese, C.D., 2005: Berechnung der Wahrscheinlichkeiten für das Eintreten von Extremereignissen durch Klimaänderungen – Schwerpunkt Deutschland - Forschungsbericht 20141254, herausgegeben vom Umweltbundesamt, 251 pp.

Jones, P. D., and Moberg, A., 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: anAn extensive revision and an update to 2001., J. Climate, 16, 206-223.

Legutke, S., and Voss, R., 1999: The Hamburg atmosphere-ocean coupled circulation model ECHO-G. Technical Report No. 18, German Climate Computing Centre (DKRZ), Hamburg, Germany, 62 pp.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., andJoseph, D., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-470.

Kreienkamp, F., Spekat, A., and Enke, W., 2009: Sensitivity studies with a statistical downscaling method - the role of the driving large scale model, Meteorol. Z., 18, 597-606.

Meissner, C., Schädler, G., Panitz, H.-J., Feldmann, H., and Kottmeier, Ch., 2009: Highresolution sensitivity studies with the regional climate model COSMO-CLM. Meteorol. Z., 18, 543-557, DOI 10.1127/0941-2948/2009/0400.

Meteorologische Zeitschrift, Vol. 17, 2008: Regional climate modelling with COSMO-CLM (CCLM). 529 pp, Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, ISSN 0941-2948.

Min, S.-K., Hense, A., Paeth, H., and Kwon, W. T., 2004: A Bayesian decision method for climate change signal analysis., Meteorol. Z., 13, 421-436.

Min, S.-K., and Hense, A., 2006a: A Bayesian assessment of climate change using multimodel ensembles. Part I: Global mean surface temperatures. J. of Climate, 19, 3237–3256 DOI: 10.1175/JCLI3784.1

Min S.-K. and Hense, A., 2006b: A Bayesian approach to climate model evaluation and multimodel averaging with an application to global mean surface temperatures from IPCC AR4 coupled climate models, Geophys.Res.Lett, 33, L08708, doi:10.1029/2006GL025779

Min S.-K., and Hense, A., 2007: A Bayesian assessment of climate change using multimodel ensembles. Part II: Regional and seasonal mean surface temperatures. J. Climate, 20, 2769-2790, DOI: 10.1175/JCLI4178.1.

Nakicenovic, N., and Swart, R. (Hrsg.), 2000: Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 599 pp.

http://www.grida.no/climate/ipcc/emission/index.htm

Rockel, B., Will, A., and Hense, A., 2008: The regional climate model COSMO-CLM (CCLM), Meteorol. Z. 17, 347-348.

Roeckner E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornblueh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U., and Tomkins, A., 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, MPI-Report 349, 127 pp., ISSN 0937-1060.

Roeckner, E. 2005a: IPCC MPI-ECHAM5_T63L31 MPI-OM_GR1.5L40 20C3M_all run no.1: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. CERADB "EH5-T63L31_OM_20C3M_1_6H"

http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=EH5-T63L31 OM 20C3M 1 6H Roeckner, 2005b: IPCC MPI-ECHAM5_T63L31 MPI-OM_GR1.5L40 20C3M_all run no.3: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. CERADB "EH5-T63L31_OM_20C3M_3_6H"

http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=EH5-T63L31 OM 20C3M 3 6H Roeckner, E., Lautenschlager, and M., Schneider, H., 2006a: IPCC-AR4 MPIECHAM5_T63L31 MPI-OM_GR1.5L40 SRES A1B run no.1: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/EH5-T63L31_OM-GR1.5L40_A1B_1_6H]

Roeckner, E., Lautenschlager, M., and Schneider, H., 2006b: IPCC-AR4 MPIECHAM5_T63L31 MPI-OM_GR1.5L40 SRES A1B run no.3: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/EH5-T63L31_OM-GR1.5L40_A1B_3_6H]

Schölzel, C. and Hense, A., 2010: Probabilistic assessment of regional climate change in Southwest Germany by ensemble dressing, accepted for publication in Climate Dynamics Schönwiese, C.-D., 2003: Klimatologie. Ulmer-Verlag, 440 pp.

Simmons, A. J., and Gibson, J. K., 2000: The ERA-40 Project Plan. ERA-40 Project Report Series 1, 62 p

Smiatek, G., Rockel, B., and Schättler, U., 2008: Time invariant data preprocessor for the climate version of the COSMO model (COSMO-CLM). Meteorol. Z., 17, 395-405.

Smith R. L., Tebaldi, C., Nychka, D., and Mearns, L. O, 2009: Bayesian Modeling of Uncertainty in Ensembles of Climate Models; Journal of the American Statistical Association. 104(485): 97-116. doi:10.1198/jasa.2009.0007

Spekat, A., Enke, W., und Kreienkamp, F, 2008: Probabilistische Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden und ihrer Unsicherheiten (PArK): Anwendung von Methoden zu Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden, Szenarienrechnungen mit WETTREG. Abschlussbericht zum Projekt PArK, AZ 23-8801.10, Climate & Environmental Consulting Potsdam GmbH (CEC), September 2008, 32 pp.

Suklitsch, M., Gobiet, A., Leuprecht, A., and Frei, Ch.: 2008: High resolution sensitivity studies with the regional climate model CCLM in the Alpine region. Meteorol. Z., 17, 467-476.

Tebaldi C. and Knutti, R., 2007: The use of the multimodel ensemble in probabilistic climate projections, Phil.Trans.Roy.Soc. A, 365, 2053-2075

Uppala, M., P.W. Kållberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bechtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly, X Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R.P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A. Balmaseda, A.C.M. Beljaars, L. Van de Berg, J. Bildlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fischer, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B.J. Hoskins, L. Isaksen, P.A.E.M. Janssen, R. Jenne, A.P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N.A. Rayner, R.W. Saunders, P. Simon, A.

Sterl, K.E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, J. Woolen, 2005: The ERA40 reanalysis, Q.J.R Meteorol. Soc., 131, 2961-3012.

Teilprojekt "Klimaänderungen der kommenden Dekaden, Szenarienrechnungen mit WETTREG"

innerhalb des Forschungsprogramms Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg

Wolfgang Enke, Frank Kreienkamp, Arne Spekat Climate & Environmental Consulting Potsdam GmbH

2008

Inhaltsverzeichnis

K	Kurzfassung			
1	Ein	leitung	53	
	1.1	Grundlagen	53	
	1.2	Verfahrensbeschreibung	54	
2.	Zus	ammenfassung der Arbeitsschritte	55	
	2.1 Klimar	Aufgabe 1.1: Beschaffung, Strukturierung und Auswertung von Daten verschiedener nodelle	55	
	2.2 selben	Aufgabe 1.2: Bandbreitenabschätzung durch die Betrachtung verschiedener Läufe der Modells	3 56	
	2.3 Klimar	Aufgabe 1.3: Vergleich des WETTREG-Antriebs durch ein globales und ein regional nodell	es 56	
	2.4 Leitgrö	Aufgabe 2: Durchführung von Simulationsrechnungen unter Verwendung der Ben Gebietsmitteltemperatur und mittlerer Gebietsniederschlag	56	
	2.5 Häufig	Aufgabe 3: Anwendung des Regionalisierungsverfahrens auf extrapolierte keitsverteilungen der Wetterlagen	57	
3	Zus	ammenfassung der Ergebnisse	58	
	3.1	Validierung	58	
	3.2	Klimaänderungssignale bis 2030	62	
	3.3 Gitterr	Teilaufgabe 1.3: Rechnungen mit unterschiedlicher horizontaler Auflösung des netzes	66	
	3.4	Dokumentation der Jahresgänge von Klimasignalen bei anderen Modellen	70	
	3.5 Leitgrö	Aufgabe 2: Durchführung von Simulationsrechnungen unter Verwendung der ößen Gebietsmitteltemperatur und mittlerer Gebietsniederschlag	73	
	3.6 von Zi	Aufgabe 3: Extrapolation der gegenwärtigen Entwicklung der Häufigkeitsverteilung rkulationsmustern in die Periode bis 2030.	76	
4.	Faz	it	76	
А	Appendix			
L	Literaturverzeichnis			

Kurzfassung

Im Rahmen des Verbundprojektes PArK (Probabilistische Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden und ihre Unsicherheiten) wurden als Beitrag von Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH Regionalisierungen mit dem WETTREG-Verfahren für Baden-Württemberg ausgeführt. Dazu erfolgte für mehrere Läufe der Modelle ECHAM4 ECHO-G, ECHAM5, ECHAM5 Full Forcing sowie das norwegische BCCR, das kanadische CGCM und das Regionalmodell CLM die Datenakquisition und -aufbereitung. Sofern verfügbar wurden die 20C-Daten des Zeitraums 1971-2000 und die A1BSzenarios 2001-2030 aufbereitet. Die einzelnen Läufe wurden danach als Antrieb für das WETTREG-Verfahren benutzt. Ziel war es, die Bandbreite der Modelle (i) bezüglich ihrer Fähigkeit, das Klima der Gegenwart zu reproduzieren und (ii) bezüglich der durch sie errechneten Änderungsraten von Temperatur und Niederschlag bis zum ersten Drittel des 21. Jahrhunderts zu dokumentieren und zu analysieren. Hinzu kamen alternative Ansätze bei denen das Niederschlagsverhalten mit stärkerem Gewicht in das WETTREG-Verfahren einging bzw. Änderungstendenzen bei der Häufigkeit von Zirkulationsmustern im Zeitraum 1961-2000 zur Steuerung der Szenariobildung bis 2030 eingesetzt wurden.

In diesem Bericht wird ein Überblick über die Bearbeitungsschritte gegeben und Ergebnisse bezüglich des Antriebs des statistischen Regionalisierungsverfahrens WETTREG mit den unterschiedlichen Antrieben zusammengefasst. Die von CEC erstellten simulierten Zeitreihen werden, gemeinsam mit dynamischen Regionalisierungsläufen von CLM, als Basismaterial für eine probabilistische Analyse im Rahmen von PArK-Bayes bereitgestellt.

1 Einleitung

1.1 Grundlagen

Im Rahmen des Verbundprojektes Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg beschäftigt sich der Verbund Probablilistische Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden und ihrer Unsicherheiten (PArK) mit dem Vergleich und der Bewertung von Klimamodellresultaten. Der anvisierte Zeitbereich ist dabei das erste Drittel des 21. Jahrhunderts. Die Verbundkomponente der Firma CEC Potsdam GmbH umfasst eine Reihe von Produktionsläufen mit der statistischen Klimaregionalisierungsmethode WETTREG.

In der ersten und zweiten Projektphase (bis Frühjahr/Sommer 2008) lag das Augenmerk auf einer verbesserten Abschätzung der Bandbreite von WETTREG-Resultaten, die in der Vergangenheit lediglich angetrieben von Daten des Laufs 1 des globalen Klimamodells ECHAM5 für die drei SRES-Emissionsszenarios durchgeführt wurden – in diesen Phasen entstand auch der überwiegende Teil der Datensätze, die der Arbeitsgruppe an der Universität Bonn für die probabilistische Abschätzung der regionalen Klimaänderungen zur Verfügung gestellt wurden; in der dritten Projektphase wurde weiteren Fragestellungen nachgegangen:

- Aufgabe 1.3 Einfluss der Modellauflösung bei der Mustersuche.
- Aufgabe 2: Einfluss der F
 ührungsgr
 ö
 ße Niederschlag bei der Musterbildung.

• Aufgabe 3: Alternativer Ansatz zur Beschreibung des Klimaverhaltens der unmittelbaren Zukunft: Extrapolation von gegenwärtigen Häufigkeitstrends der Zirkulationsmuster.

In diesem Abschlussbericht werden zunächst die Grundgedanken des WETTREG-Verfahrens kurz umrissen. Danach erfolgt eine Vorstellung der Schritte, die der Auftragnehmer seit dem 3. Zwischenbericht bearbeitet hat. Den darauf folgenden Teil bildet eine zusammenfassende Dokumentation der im ersten [Spekat u. a. 2007b], zweiten [Spekat u. a. 2007c] und dritten [Spekat u. a. 2008a] Zwischenbericht dokumentierten Arbeitsschritte und Resultate¹.

1.2 Verfahrensbeschreibung

Die Grundidee des WETTREG-Verfahrens ist, dass das reale Wettergeschehen am Boden durch eine Abfolge großräumiger Wetterlagen bestimmt wird, die durch Feldverteilungen (Druck, Temperatur, Feuchte usw.) in der freien Atmosphäre beschrieben werden können. Diese Strömungsmuster ihrerseits können relativ gut durch globale und regionale Klimamodelle beschrieben werden [Enke und Spekat 1997], [Enke u. a. 2005a].

Als erster Verfahrensschritt erfolgt eine objektive Wetterlagenklassifikation mit Feldern der freien Atmosphäre. Die Zeitreihen der Messdaten werden anhand der Leitgröße Temperatur (d. h. jahrgangsbereinigte zeitlich geglättete Tagesmitteltemperatur [über alle betrachteten Stationen gemittelt]) in übernormal warme bzw. unternormal kalte Abschnitte unterteilt [Enke u. a. 2005b]. Per Zufallsgenerator wird eine Neukombination der Witterungsabschnitte zu einer simulierten Zeitreihe unter der Prämisse einer bestmöglichen Annäherung an die vorgegebene Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen des Temperaturregimes (aus GCM/RCM abgeleitet) durchgeführt. Aufeinander folgende Wetterlagen (neu aneinander kombinierte Tage) müssen eine Übergangswahrscheinlichkeit von mehr als 10 % aufweisen. Jeder Tag dieser simulierten Zeitreihe enthält eine Zuordnung zu Wetterlagen des Temperatur- und Feuchteregimes und den originalen Datumsbezug zum 'Jetzt'-Klima (1971-2000). Der Jahresgang der meteorologischen Größen, der als Abweichung vom stationsspezifischen Jahresgang vorliegt, wird anschließend auf die simulierte Zeitreihe aufgeprägt. Die simulierten Werte liegen auf dieser Verarbeitungsstufe im Wertebereich der Messwerte, können jedoch eine andere Häufigkeitsverteilung annehmen.

Um sich ändernde Extremwerte darzustellen, wird für alle meteorologischen Größen bis auf den Niederschlag eine wetterlagenspezifische Änderung auf die simulierte Zeitreihe aufgeprägt, die an einem repräsentativen Gitterpunkt des GCM als Änderung der großräumigen Felder der entsprechenden Dekade in Relation zur Dekade 2001-2010 mittels Regressionsbeziehung bestimmt wird.

Anmerkung zum Feuchteregime: Das bei WETTREG bisher eingesetzte Verfahren benutzt den in Mengenklassen eingeteilten Niederschlag nur zur Anpassung der mittleren Verteilung der Niederschlagsklassen an die Häufigkeitsverteilung des Feuchteregimes (Anpassung für jede Dekade und jeden Simulationslauf separat) für das gesamte Untersuchungsgebiet (Mittel über alle Stationen). Für jede Niederschlagsklasse erfolgt, beginnend mit der trockensten Klasse, die Zufallsauswahl eines Tages, eine Niederschlagserhöhung um 10 % an allen Stationen und eine erneute Bestimmung der Häufigkeitsverteilung. Dieser Vorgang wird so lange wiederholt, bis die

¹ Hinweis: Die Kartendarstellungen im ersten und zweiten Zwischenbericht mussten wegen eines Fehlers in der Kartenerstellungs-Software korrigiert werden. Ein entsprechender Bericht mit Korrekturen und Ergänzungen wurde 2008 erstellt [Spekat u. a. 2008b].

vorgegebene Häufigkeitsverteilung des Feuchteregimes erreicht ist (einzelne Tage können auch mehrfach selektiert werden) [Enke u. a. 2005a]. In der letzten Projektphase wurde im Rahmen der Aufgabe 2 untersucht, welcher Einfluss von der Verwendung der Mengenklassen als Merkmal für die Bildung von Zirkulationsmustern ausgeht, d. h. statt der Temperatur wurde der Niederschlag als Führungsgröße benutzt (s. Kap. 3.5).

Das Verfahren wurde für eine Reihe von regionalen Klimastudien (KLIWA, GLOWA Elbe, Sachsen, Thüringen, Hessen) für ECHAM4 und mit ECHAM5 für Sachsen und Hessen im Rahmen regionaler Studien sowie für ganz Deutschland im Rahmen des UBA Forschungsvorhabens *Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland...* mit den Daten des ECHAM5–OM Laufs 1 erfolgreich eingesetzt [Spekat u. a. 2007a]. Es liefert Zeitreihen täglicher Werte meteorologischer Elemente bis hin zu Einzelstationen. Das Verfahren ist auch in der Lage, eine Projektion der Änderung extremer Wettererscheinungen in einem Klimaszenario zu simulieren.

2. Zusammenfassung der Arbeitsschritte

2.1 Aufgabe 1.1: Beschaffung, Strukturierung und Auswertung von Daten verschiedener Klimamodelle

Seit Projektbeginn im Mai 2007 wurde eine umfangreiche Quellidentifikation und Akquisition von Ausgangsdaten durchgeführt, wobei die Anforderungen an die Daten wie folgt sind:

- Tägliche Daten
- Atlantisch-europäischer Ausschnitt
- Zeitrahmen: 1961-2000 (20C-Lauf), 2010-2030 (Szenario)
- Atmosphärenfelder: Geopotential, Temperatur und Feuchte 1000, 850, 700 und 500 hPa, Precipitable Water (letzteres optional)
- Szenario: A1B
- Mehrere Modellläufe (optional).

Die für das Projekt vorhandenen Datenquellen und die darauf hin akquirierten Daten sind im ersten Zwischenbericht [Spekat u. a. 2007b] zusammengefasst. In den nachfolgenden Projektphasen wurden folgende Daten transferiert und weiter aufbereitet – eine Übersicht über den Bestand findet sich im Anhang:

- Modell ECHAM4 ECHO-G mit so genanntem Full Forcing. Es handelt sich um vier Läufe, davon zwei von 1961-2030 und zwei von 1961-2100; die Daten ab 2001 entstammen dem Szenario A1B.
- Modell ECHAM5 mit so genanntem Full Forcing. Es handelt sich um drei 20C-Läufe 1951-2000.
- Dynamisches Regionalsierungsmodell CLM. Zwei 20C-Läufe 1961-2000 und zwei Szenarioläufe A1B 2001-2100.

Aufgaben 1.1 und 1.2 (s. nachfolgendes Kapitel) sind stark miteinander verzahnt, da es sich um die Betrachtung der Sensitivität der WETTREG-Methode bezüglich des Antriebs durch verschiedene globale Modelle und ggf. verschiedener Läufe dieser Modelle handelt. Im Rahmen von Aufgabe 1.1 wurden die Daten der Modelle CGCM, BCCR, ECHAM5, ECHAM5 Full Forcing (nur 20C-Daten) und ECHO-G analysiert.

2.2 Aufgabe 1.2: Bandbreitenabschätzung durch die Betrachtung verschiedener Läufe des selben Modells

Für diese Aufgabenstellung wurden A1B-Szenariodaten und 20C-Kontrolllaufdaten mehrerer Läufe von ECHAM5, ECHAM5 Full Forcing (nur 20C-Daten) und ECHO-G betrachtet. Im Zwischenbericht [Spekat u. a. 2008b] finden sich umfangreiche Darstellungen für Baden-Württemberg, sowohl für die Mitteltemperatur als auch für den Niederschlag. Die Analyse erfolgte in drei Kategorien: (i) Vergleich der Modelle/Läufe für 20C-Daten und Klimamessungen im Zeitraum 1971-2000 in Form von Karten und Gebietsmitteln sowie (ii) Betrachtung der zeitlichen Entwicklung von Mitteltemperatur und Niederschlag verschiedener Modelle/Läufe im Zeitraum 1971-2030 und (iii) Vergleich des Temperatur- bzw. Niederschlagssignals verschiedener Modelle/Läufe unter Verwendung der Referenzperioden 2001-2030 (Szenario A1B) und 1971-2000 (20C-Kontrolllauf).

2.3 Aufgabe 1.3: Vergleich des WETTREG-Antriebs durch ein globales und ein regionales Klimamodell

Es wurden Rechnungen mit unterschiedlicher horizontaler Auflösung des Gitternetzes durchgeführt – im Rahmen der Aufgaben 1.1 und 1.2 erfolgte dies bereits für globale Modelle. Damit kann der Einfluss der Maschenweite des Gitternetzes auf das Modell WETTREG abgeschätzt werden. In einem Vergleich erfolgte die Gegenüberstellung von Daten des Modells ECHAM5, Lauf 1 (20C und Szenario A1B) mit denen des regionalen Klimamodells CLM ([Böhm u. a. 2006] und [Rockel u. a. 2008]) in einer Auflösung von 18 × 18 km, sowie eines zweiten CLM-Laufs mit der gleichen Auflösung, der auf ECHAM5 Lauf 2 basiert. Es ist zu beachten, dass hierbei das regionale Klimamodell nicht direkt, d. h. unter Auswertung seiner in der Gitterpunktsauflösung vorliegenden atmosphärischen Größen zur Analyse kam. Vielmehr wurde die Eigenschaft von CLM, großräumige atmosphärische Strukturen zu bilden resp. zu modifizieren und das diesbezügliche Diagnoseverhalten von WETTREG untersucht.

2.4 Aufgabe 2: Durchführung von Simulationsrechnungen unter Verwendung der Leitgrößen Gebietsmitteltemperatur und mittlerer Gebietsniederschlag

Zur Adaption des Regionalisierungsverfahrens auf eine bestimmte Region in Deutschland wurde bisher die Temperatur (d. h. die jahresgangsbereinigte und zeitlich geglättete Tagesmitteltemperatur [über alle betrachteten Stationen gemittelt]) verwendet. Somit konnte der Witterungsablauf z. B. in Baden-Württemberg in übernormal warme bzw. unternormal kalte Abschnitte unterteilt werden. Mit gleicher Berechtigung kann statt der Temperatur der regional gemittelte Niederschlag als Leitgröße verwendet werden. Zur Klärung der Fragestellung, wie sensibel das Regionalisierungsverfahren WETTREG auf eine Änderung der Leitgröße reagiert, werden Rechnungen mit regional gemitteltem Niederschlag als Leitgröße durchgeführt. Die so definierten Witterungsabschnitte unterteilen die beobachteten Zeitreihen entsprechend in für die Jahreszeit zu trockene bzw. zu feuchte Abschnitte.

Damit kann abgeschätzt werden, wie gut im Vergleich zur ansonsten praktizierten (d. h. temperaturorientierten) Vorgehensweise einerseits das "Jetzt'-Klima unter Verwendung der ERA40-Wetterlagen rekonstruiert werden kann, andererseits stehen zusätzliche Szenarios für Baden-Württemberg bis 2030 zur Verfügung. Die beiden Komponenten des Vergleichs sind ECHAM5 Lauf 1, Szenario A1B mit Temperatur bzw. Niederschlag als Führungsgröße.

2.5 Aufgabe 3: Anwendung des Regionalisierungsverfahrens auf extrapolierte Häufigkeitsverteilungen der Wetterlagen

Motivation: In den letzten 15 bis 20 Jahren haben sich deutliche Änderungen in der Häufigkeitsverteilung von Wetterlagen, wie sie mit WETTREG ermittelt wurden, ergeben (s. Abb. 1 und 2) mit dem Ergebnis, dass die Häufigkeit und Ausprägung von extrem warmen Sommern und extrem feuchten Wintern zugenommen hat. Auf der anderen Seite zeigen die globalen Modelle diese Entwicklung noch nicht, was auch Auswirkungen auf die Temperaturanstiegsraten in den WETTREG-Regionalisierungen hat. Die Klimaszenarios A1B, A2 und B1 zeigen zudem erst ab Mitte dieses Jahrhunderts einen signifikant voneinander abweichenden Trend. Eine Fortschreibung der beobachteten Trends in der Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen bis zum Jahr 2030 kann somit als weitere Möglichkeit angesehen werden, die relativ kurzfristige klimatische Entwicklung in Baden-Württemberg abzuschätzen. Es sei darauf hingewiesen, dass diese Vorgehensweise eine echte Alternative zur Vorgehensweise von WETTREG ist, da die Klimaentwicklung nicht aus die Häufigkeiten der wiedererkannten Zirkulationsmuster im Szenario hergeleitet wird, sondern, für einen begrenzten Zeitraum, an ihre Stelle die Resultate eines extrapolierten Trends treten.



Abb. 1: Verlauf der relativen Häufigkeit der zehn Zirkulationsmuster (1: am kältesten...10: am wärmsten) in den Dekaden 1961-1970 bis 2031-2040. Die Werte der ersten vier Dekaden wurden aus Reanalysen bestimmt; die Werte der Dekaden ab 2001-2010 setzen das Trendverhalten der Vordekaden fort.



Abb. 2: Wie Abb. 1, jedoch für den Sommer.

3 Zusammenfassung der Ergebnisse

3.1 Validierung

Zunächst soll gezeigt werden, welche Abweichungen beim Vergleich einer vom Modell simulierten Periode mit gemessenen Daten auftreten. Dazu werden die 20C-Läufe der einzelnen Modelle mit WETTREG für den Zeitabschnitt 1971-2000 regionalisiert und für Baden-Württemberg mit den in dieser Zeit aufgetretenen Mittelwerten von Temperatur und Niederschlag verglichen. Kartendarstellungen für die einzelnen Modelle (sowohl in den Jahreszeiten als auch für das Jahr) finden sich in den Zwischenberichten. Abbildung 3 und 4 stellen den direkten Vergleich der verschiedenen Modelle und Läufe für Flächenmittel der Temperatur bzw. des Niederschlags dar. Sie bilden die Quintessenz von Aufgabe 1 des CEC-Anteils am PArK-Verbundprojekt ab, gemeinsam mit den entsprechenden Abbildungen zu den Klimasignalen in Kapitel 3.2. Zudem schreiben die Abbildungen die bisherigen Vergleiche, z. B. im Zwischenbericht [Spekat u. a. 2008b] – dort Abbildung 2.28 – fort und erweitern diese in dreierlei Hinsicht: (i) es kommen Ergebnisse hinzu, die aus dem Antrieb von WETTREG mit Daten von zwei Läufen des Regionalmodells CLM gewonnen wurden (Bezeichnung CLM1 und CLM2), (ii) es erfolgt eine Darstellung von WETTREG, angetrieben mit ECHAM5 Lauf 1 unter Einsatz des Niederschlags als Führungsgröße (Bezeichnung E5R1) und (iii) die Darstellungen erfolgen jahreszeitlich differenziert.



Abb. 3: Vergleich der Simulation WETTREG, angetrieben mit 20C-Daten von verschiedenen Modellen, jeweils über 10 Simulationen gemittelt, mit Beobachtungsdaten der Jetztzeit für die Jahreszeiten und das gesamte Jahr. Element: Tagesmitteltemperatur. BCCR: Modell des norwegischen Bjerknes-Centers; CGCM: Modell des kanadischen Klimazentrums; E4G1-E4G4: ECHAM4 ECHO G-Läufe; E5L1-E5L3: ECHAM5-Läufe; E5R1: Regionalisierung von ECHAM5, Lauf 1 mit Niederschlag als Leitgröße; E5F1-E5F3: ECHAM5-Läufe mit Full Forcing; CLMx: CLM-Modell mit 18 × 18 km Auflösung, basierend auf ECHAM5 Lauf 1 bzw. 2.

Es wird deutlich, dass die Kontrollläufe aller Modelle die gemessene Jahrestemperatur (Abb. 3, Jahr) bzw. den gemessenen Jahresniederschlag mit nur geringen Abweichungen wiedergeben. In den Jahreszeiten sind die Unterschiede sowohl saisonal als auch zwischen den einzelnen Modell-Antrieben schon deutlicher. Bei der Temperatur wird zumeist ein Korridor von $\pm 0,2^{\circ}$ C nicht verlassen – lediglich im Winter treten etwas größere systematische Abweichungen auf und die WETTREG-Simulationen des Klimas der Gegenwart sind um rund 0,4°C zu kalt. Beim Niederschlag sind Abweichungen von ± 5 % praktisch keine Bedeutung beizumessen – erst ab einer Größenordnung von 10% kann von Hinweisen auf systematische Abweichungen gesprochen werden. Dieser Bereich wird aber nur von wenigen Modellen erreicht; allerdings ist es interessant, dass die verschiedenen Modell-Antriebe bei den saisonalen Abweichungen im Grund zu gleichsinnigen Resultaten führen. Aus dem saisonal spezifischen Vorzeichenwechsel kann geschlossen werden, dass die Modelle Defizite bei der Reproduktion des Niederschlagsjahresgangs des Gegenwartsklimas besitzen.



BCCR E4G1 E4G2 E4G2 E4G2 E4G3 E4G3 E4G3 E5L1 E5L1 E5L1 E5L3 E5L1 E5L3 E5F1 E5F1 E5F1 E5F1 CLM_1 CLM_2



-5

-10

3.2 Klimaänderungssignale bis 2030

Nachdem im vorigen Kapitel ein Eindruck der Fähigkeit verschiedener Modelle gewonnen wurde, das Klima der Gegenwart zu reproduzieren, soll nun verglichen werden, welche Klimaänderungssignale sich aus den Simulationen der Modelle errechnen lassen. Dazu wurde mit dem ersten Drittel des 21. Jahrhunderts ein Zeithorizont gewählt, der zwar keine sehr starken Klimasignale zeitigt, in dem aber andererseits das Risiko des Auftretens starker externer Einflüsse im Verhältnis gering ist. Zum Vergleich kamen Modelle und Modellläufe, für die sowohl einen 20C-Lauf als auch ein Szenariolauf zur Verfügung stand. Diese dienten als Antrieb für WETTREG, d. h. als Quelle für die Wiedererkennung der vorgegebenen warmen und kalten Zirkulationsmuster, deren spezifische Häufigkeitsverteilung per Wettergenerator zur Synthese von Zeitreihen benutzt wurde und deren zukünftige interne Änderungen in den physikalischen Atmosphärenbedingungen zur Modulation der synthetisierten Zeitreihen zum Einsatz kam.

Das Kollektiv der Modelle zur Analyse der Änderungssignale umfasst zusätzlich die Ergebnisse des Extrapolations-Experiments (vgl. Kapitel 2.5) – hier wäre eine Validierung, wie sie im vorigen Kapitel vorgenommen wurde, sinnlos. Dafür fehlen bei den Änderungssignalen die ECHAM5 Full Forcing-Läufe, da diese nur für das Gegenwartsklima existieren. Die Klimasignale von Temperatur und Niederschlag sind in Abbildung 5 und 6 dargestellt. In diesen wird Abbildung 2.28 aus [Spekat u. a. 2008b] fortgeschrieben, erweitert um das Extrapolations-Experiment (Bezeichnung: Extrapol), das Experiment mit dem Niederschlag als Führungsgröße (Bezeichnung: E5R1) und die beiden zum Antrieb von WETTREG verwendeten CLM-Läufe (Bezeichnung: CLM1 und CLM2); zusätzlich werden die Signale in Abbildungen 5 und 6 jahreszeitlich differenziert wiedergegeben.

Temperatursignale

Die Modell- bzw. Lauf-spezifischen Temperatursignale für den Zeitbereich bis 2030 liegen für das Jahr, das Frühjahr und den Sommer bis zu 0,7°C auseinander, beim Herbst beträgt diese Bandbreite rund 1°C und im Winter sind es nahezu 2°C. Dabei ist es aufschlussreich, weitere Vergleiche anzustellen:

- Die vier ECHAM4 ECHO-G Läufe (E4G … E4G4) weisen eine besonders hohe Bandbreite auf, wobei sich Lauf 3 in der Gruppe der Modelle mit dem geringsten Temperatursignal und die Läufe 1 und 4 unter denjenigen mit den stärksten Temperatursignalen befinden.
- Die Bandbreite zwischen den Modell-Läufen ist bei den drei Vertretern von ECHAM5 (E5L1 … E5L3) zwar auch gut erkennbar aber doch deutlich geringer als bei ECHAM4 ECHO-G. Hier wird insbesondere erkennbar, dass der in vielen Studien (z. B. [Jacob u. a. 2007], [Spekat u. a. 2007a] sowie zahlreiche Studien für Umweltbehörden des Bundes und der Länder) verwendete Lauf 1 von ECHAM 5 sich im mittleren bis unteren Teil der Signal-Bandbreite befindet. Insbesondere fällt dies im Frühjahr auf, wo die WETTREG-Simulationen basierend Lauf 1 auch für andere Untersuchungsregionen zu einem besonders niedrigen Signal führen².

² Auch bei längeren Zeithorizonten, d. h. zu Mitte oder Ende des 21. Jahrhunderts bleibt diese Frühjahrs-Tendenz von Lauf 1 erhalten.

- Auch das Regionalmodell CLM wurde in zwei Läufen als Eingang für WETTREG-Regionalisierungen eingesetzt. Dabei basiert CLM1 auf ECHAM5 Lauf 1 und CLM2 auf ECHAM 5 Lauf 2. Parallel zu den höheren Temperatursignalen von E5L2 gegenüber E5L1 tritt ein gleichsinniger Unterschied auch bei den jeweiligen CLM-Läufen auf.
- Die Modelle BCCR und CGCM sowie die Ergebnisse der WETTREG-Simulationen mit dem Niederschlag als Führungsgröße (E5R1) liegen bei der Temperatur im unteren bis mittleren Bereich der Signal-Bandbreite.
- Die Extrapolation der gegenwärtigen Wetterlagenhäufigkeiten in den Zeitraum bis 2030 ergibt (bis auf den Herbst) höhere Temperatursignale als der bisher prominent eingesetzte Lauf 1 von ECHAM5.

Niederschlagssignale

Insgesamt ist beim Niederschlag festzustellen, dass die Änderungssignale zwischen 2001-2030 und 1971-2000 zumeist geringer als 10 % sind – bei Jahr und Frühjahr sogar verbreitet geringer als 5 %. Weitere bemerkenswerte Resultate sind:

- Die vier Läufe von ECHAM4 ECHO-G weisen untereinander in Sommer, Herbst und Winter eine Bandbreite von rund 10 Prozentpunkten auf. Für das Jahr und das Frühjahr sind die Unterschiede marginal.
- Die drei ECHAM5-Läufe sind bezüglich des Niederschlags einander sehr ähnlich.
- Auch die beiden an die ECHAM5-Läufe 1 und 2 gekoppelten CLM-Läufe zeigen nur marginale Unterschiede beim Niederschlagssignal.
- Die Modelle BCCR und CGCM finden sich im unteren bis mittleren Bereich der Signal-Bandbreite.
- Die Verwendung von ECHAM5 Lauf 1 als Antrieb für WETTREG unter Verwendung des Niederschlags als Führungsgröße (E5R1) führt ebenfalls zu Niederschlags-Simulationen, die im unteren bis mittleren Signal-Bandbreitenbereich liegen lediglich im Winter liegt das Zunahmeniveau bei diese Modellvariaten vor allen anderen.
- In den Jahreszeiten mit nennenswerten Niederschlagssignalen gehören die Regionalisierungen des Extrapolations-Experiments zu den Vertretern des oberen Bandbreitenbereichs. Es ist zudem interessant, dass im Herbst bei dieser Variante ein zu den anderen Modellen und Läufen gegenläufiges Signal auftritt.



Abb. 5: Vergleich der Simulation WETTREG, angetrieben mit A1B Szenariodaten von verschiedenen Modellen, jeweils über 10 Simulationen gemittelt, für den Zeitraum 2001-2030, mit 20C-Daten des Zeitraums 1971-2000 für die Jahreszeiten und das gesamte Jahr. Element: Tagesmitteltemperatur. BCCR: Modell des norwegischen Bjerknes-Centers; CGCM: Modell des kanadischen Klimazentrums; E4G1-E4G4: ECHAM4 ECHO G-Läufe; E5L1-E5L3: ECHAM5-Läufe; E5R1: Regionalisierung von ECHAM5, Lauf 1 mit Niederschlag als Leitgröße; Extrapol: Experiment mit extrapoliertem Trend der Häufigkeit gegenwärtiger Zirkulationsmuster; CLMx: CLM-Modell mit 18 × 18 km Auflösung, basierend auf ECHAM5 Lauf 1 bzw. 2.

Extrapol -CLM_1 -CLM_2 -

E5L2 -E5L3 -E5R1 -

- CGCM -E4G1 -E4G2 -E4G2 -E4G3 -E4G4 -E5L1 -

BCCR





Abb. 6: Wie Abbildung 5, jedoch für den Niederschlag

3.3 Teilaufgabe 1.3: Rechnungen mit unterschiedlicher horizontaler Auflösung des Gitternetzes

Die Dokumentation zu dieser Teilaufgabe in Form von Kartendarstellungen und zeitlichem Verlauf der Dekadenmittel bezüglich CLM Lauf 1 mit Auflösung 18 × 18 km erfolgte im 3. Zwischenbericht [Spekat u. a. 2008a]. Des Weiteren sind Ergebnisse des WETTREG-Antriebs mit dem CLM-Lauf in den Vergleichsabbildungen 3 bis 6 und den Ringdiagrammen in den Abbildungen 12 und 14 einbezogen.

Im Zuge der letzten Phase des CEC-Teils von PArK wurde eine weitere Bandbreitenstudie durchgeführt, die in den anderen Zwischenberichten noch nicht dokumentiert ist: Es wurde ein zweiter CLM-Lauf mit 18 × 18 km Gitterweite, der auf ECHAM5 Lauf 2 basiert, aufbereitet und mit WETTREG regionalisiert. Ein Teil der diesbezüglichen Resultate wurde bei der Übersicht in den vorigen Abschnitten bereits dargestellt und diskutiert. Auf den Folgeseiten ist dokumentiert:

- Validierung der Temperatur im Vergleich der Perioden 1971-2000 bei regionalisierten Daten von CLM Lauf 2 mit Messwerten für die Jahreszeiten und das Jahr (Abb. 7).
- Validierung des Niederschlags im Vergleich der Perioden 1971-2000 bei regionalisierten Daten von CLM Lauf 2 mit Messwerten für die Jahreszeiten und das Jahr. (Abb. 8)
- Dekadenzeitreihen für Temperatur und Niederschlag mit der zeitlichen Entwicklung der 10Jahres-Mittel; erkennbar ist zudem die internen Bandbreite der WETTREG-Simulationen durch das Plotten der Resultate der zehn Einzelsimulationen.
- Ringdiagramme des Klimasignals von WETTREG-Simulationen, angetrieben mit CLM Lauf 2 für Temperatur und Niederschlag. Verglichen wurden die Zeitabschnitte 2001-2030 (Szenario A1B) und 1971-2000 (Kontrolllauf). Damit können Rückschlüsse auf die jahreszeitliche Klimaentwicklung gezogen werden.



Abb. 7: Abweichung der Tagesmitteltemperatur in Baden-Württemberg. Vergleich von WETTREG-Daten (Antrieb durch 20C-Daten des regionalen Klimamodells CLM, Lauf 2) mit Messdaten. Vergleichsperiode: 1971-2000. Dargestellt sind die Resultate für die einzelnen Jahreszeiten und das Jahr.



Abb. 8: Wie Abbildung 8, jedoch für den Niederschlag



Abb. 9: Dekadenzeitreihen für die WETTREG-Regionalisierungen von CLM Lauf 2, Temperatur und Niederschlag. Jeder rote Punkt steht für eine Einzelsimulation – da die Auflösung 0,1°C beträgt, können mehrere Punkte auf der selben Stelle stehen. Die Einträge der x-Achse zeigen jeweils den Beginn einer Dekade. Datenbasis: Mittel aller Stationen in Baden-Württemberg.



 Abb. 10 Ringdiagramme für die WETTREG-Regionalisierungen von CLM Lauf 2, Temperatur und Niederschlag. Verglichen werden die Regionalisierung des Szenarios A1B im Zeitraum 2001-2030 mit den 20C-Daten des Zeitraums 1971-2000. Der äußere Ring zeigt die Monatsmittel, der mittlere die Jahreszeitenmittel und das zentrale Zwölfeck den Jahreswert. Datenbasis: Mittel aller Stationen in Baden-Württemberg.





Abb. 11: Ringdiagramm für den Vergleich des Szenarios A1B, Periode 2001-2030 mit den 20C-Daten, Periode 1971-2000. Element: Tagesmitteltemperatur. Modelle BCCR, CGCM und ECHAM4 ECHO G, Läufe 1 bis 4.



Abb. 12: Wie Abbildung 11, jedoch für die Modelle ECHAM5 Lauf 1-3, ECHAM5 Lauf 1 mit Niederschlag als Führungsgröße (E5R1), Extrapolation der Häufigkeitstrends gegenwärtiger Zirkulationsmuster und CLM Lauf 1.



Abb. 13: Ringdiagramm für den Vergleich des Szenarios A1B, Periode 2001-2030 mit den 20C-Daten, Periode 1971-2000. Element: Niederschlag. Modelle BCCR, CGCM und ECHAM4 ECHO G, Läufe 1 bis 4.


Abb. 14: Wie Abbildung 13 jedoch für die Modelle ECHAM5 Lauf 1-3, ECHAM5 Lauf 1 mit Niederschlag als Führungsgröße, Extrapolation der Häufigkeitstrends gegenwärtiger Zirkulationsmuster und CLM Lauf 1.

3.5 Aufgabe 2: Durchführung von Simulationsrechnungen unter Verwendung der Leitgrößen Gebietsmitteltemperatur und mittlerer Gebietsniederschlag.

Im Zuge dieser Aufgabe entstanden Auswertungen, deren Resultate z. B. in die Vergleichsabbildungen 3-6 und die Ringdiagrammen Abbildung 12 und 14 dieses Berichts einbezogen wurden. Zudem findet sich in Abbildungen 15 und 16 Gegenüberstellungen des zeitlichen Verlaufs für die WETTREG-Regionalisierungen mit von ECHAM 5 Lauf mit Temperatur (E5L1) und Niederschlag (E5R1) als Führungsgröße. Für den zeitlichen Verlauf der regionalisierten Temperatur (Abb. 15) lässt sich konstatieren, dass die Nutzung des Niederschlags als Führungsgröße qualitativ ähnliche Verläufe wie bei der Nutzung der Temperatur als Führungsgröße bewirkt. Die Unterschiede sind in den Übergangsjahreszeiten am deutlichsten, in Sommer, Winter und Jahr jedoch gering.



Abb. 15: Dekadenverlauf der Tagesmitteltemperatur in Baden-Württemberg. Datenbasis: WETTREG-Daten an allen Klimastationen Baden-Württembergs, Antrieb durch ECHAM5 Lauf 1 mit der Temperatur als Führungsgröße (rote Punkte) und Antrieb durch ECHAM5 Lauf 1 mit dem Niederschlag als Führungsgröße (blaue Punkte). 1961-2000: 20C-Lauf. 2001-2030: A1B-Szenario. Dargestellt sind die Resultate für die einzelnen Jahreszeiten und das Jahr.

Die Betrachtung des zeitlichen Verlaufs des regionalisierten Niederschlags (Abb. 16) ergibt, dass zumindest in einigen Dekaden, die Variabilität bei Verwendung des Niederschlags als Führungsgröße gegenüber der Führungsgröße Temperatur zunimmt. Qualitativ ist der Verlauf über die betrachteten Dekaden bei beiden Führungsgrößen ähnlich, mit Ausnahme des Winters, wo aus den niederschlagsgeführten Rechnungen eine stärkere Neigung zu Niederschlagsreichtum folgt.



Abb. 16: Wie Abbildung 14, jedoch für den Niederschlag

3.6 Aufgabe 3: Extrapolation der gegenwärtigen Entwicklung der Häufigkeitsverteilung von Zirkulationsmustern in die Periode bis 2030.

Bei dieser im Rahmen von PArK erstmals praktizierten Variante der Szenario-Bildung wurde bewusst die Basis der Muster-Wiedererkennung in Szenarios verlassen und ein alternativer Weg eingeschlagen: Die Extrapolation nimmt Signale der unmittelbaren Vergangenheit (seit den 60er Jahren) auf und verlängert die in dieser Zeit errechneten Häufigkeitstrends der vorgegebenen Zirkulationsmuster in die nahe Zukunft. Damit werden in den entsprechenden Dekaden alternative Häufigkeitsverteilungen zum Antrieb des WETTREG-Verfahrens vorgegeben. Die Autoren sind sich bewusst, dass dieses Vorgehen nur für einen begrenzten zukünftigen Zeitraum Bedeutung haben kann. Jedoch kann für diesen Zeitraum eine Alternative zu den Simulationen der globalen Modelle (so wie den darauf basierenden Regionalisierungen) geboten werden, da diese insbesondere die rezenten starken Klimaveränderungen nicht überzeugend widerspiegeln.

Im Kontext der WETTREG-Regionalisierungen mit den verschiedenen Modellen und Modellläufen wurden die Ergebnisse der Extrapolation bereits diskutiert (s. Kapitel 3.2). An dieser Stelle seien ergänzend die Ringdiagramme aufgeführt, in denen sich jahreszeitliche Entwicklungen beim Temperatur- bzw. Niederschlagssignal ablesen lassen.



Abb. 17: Ringdiagramme für die das Extrapolations-Experiment, Temperatur und Niederschlag. Verglichen werden die WETTREG-Regionalisierung, basierend auf extrapolierten Häufigkeitsverteilungen der Zirkulationsmuster (aus dem Zeitraum 1961-2000) im Zeitraum 2001-2030 mit den Klimadaten des Zeitraums 1971-2000. Der äußere Ring zeigt die Monatsmittel, der mittlere die Jahreszeitenmittel und das zentrale Zwölfeck den Jahreswert. Datenbasis: Mittel aller Stationen in Baden-Württemberg.

4. Fazit

Mit den WETTREG-Regionalisierungen unter Verwendung einer Reihe von globalen und regionalen Klimamodellen kann wichtigen Fragen mit Bezug zur Bandbreite von Klimamodell-Aussagen nachgegangen werden. Es bestätigt sich, dass die Modelle den Klimawandel in sich ändernde atmosphärische Muster umsetzen. Dieser Vorgang unterliegt einer modellspezifischen Bandbreite. Dabei sind auch beim Vergleich von mehreren Läufen des selben Modells Unterschiede zu konstatieren, die ebenfalls Beiträge zu einer Bandbreite der Resultate liefern. Diese Bandbreite besser sichtbar werden zu lassen, ist ein bedeutendes Ergebnis der Untersuchungen von CEC im Rahmen von PArK, denn in bisherigen Studien mit dieser Regionalisierungsmethode – aber auch den Regionalisierungen mit dynamischen Modellen (z. B. REMO oder CLM) – wurde ein Lauf von ECHAM5 zu Grunde gelegt.

Des Weiteren wurde erstmals eine Variante der WETTREG-Methode analysiert, in der nicht der Temperatur, sondern dem Niederschlag eine für die statistische Regionalisierung bedeutende Rolle beigemessen wurde. Die Ergebnisse zeigen ein Verbesserungspotenzial bei der jahreszeitlichen Differenzierung von Klimasignalen.

Eine Teilstudie ging der Frage nach, ob Information im rezenten Klimasignal identifizierbar steckt, die in die unmittelbare Zukunft fortgeschrieben, eine Verbesserung in der Beschreibung des bereits jetzt eingetretenen deutlichen Klimawandels ermöglicht. Diese erstmals im Rahmen von PArK verfolgte Strategie, ergibt, insbesondere gegenüber dem in anderen Studien sehr häufig verwendeten Lauf 1 von ECHAM5, stärkere Temperatursignale.

Die zahlreichen WETTREG-Regionalisierungen werden innerhalb des PArK-Verbundes zudem als Eingang für ein probalistisches Verfahren zur Analyse des regionalen Klimawandels verwendet.

Appendix

Bei CEC vorhandene Datensätze.

- ECHAM5/MPI-OM
 - o Lauf 1; 20C; 1961-2000. Szenarios A1B, A2, B1; 2001-2100
 - o Lauf 2 und 3; 20C; 1961-2000. Szenario A1B; 2001-2100
 - o Lauf 3; 20C; 1961-2000. Szenario A1B; 2001-2100
- ECHAM5/MPI Full Forcing
 - o Lauf 1 bis 3; 20C; 1951-2000
 - Lauf 2; 20C; 1951-2000
 - Lauf 3; 20C; 1951-2000
- ECHAM4 ECHO-G, Universität Bonn
 - o Lauf A41 bis A44; 20C; 1961-2000
 - Lauf A51 und A52; A1B; 2001-2100
 - o Lauf A53 und A54; A1B; 2001-2030
- Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Victoria, BC, Kanada
 - o Modellvariante 3.1 Auflösung T63
 - o Lauf 1; 20C; 1961-2000
 - o Lauf 1; A1B; 2046-2065 und 2081-2100
- Bjerknes Centre for Climate Research, Norwegen

- o Lauf 1; 20C; 1961-2000
- o Lauf 1; A1B; 2046-2065 und 2081-2100
- CLM-Konsortialläufe
 - o Lauf 1 und 2; 20C; 1961-2000
 - o Lauf 1 und 2; A1B; 2001-2100

Literaturverzeichnis

- [Böhm u. a. 2006] Böhm, U.; Kücken, M.; Ahrens, W.; Block, A.; Hauffe, D.; Keuler, D.; Rockel, B.; Will, A.: CLM – The Climate Version of LM: Brief description and long-term applications. In: COSMO Newsletter 6 (2006)
- [Enke u. a. 2005a] Enke, W.; Deutschländer, Th.; Schneider, F.; Küchler, W.: Results of five regional climate studies applying a weather patter based downscaling method to ECHAM4 climate simulations. In: Meteorol. Z. 14 (2005), S. 247-257
- [Enke u. a. 2005b] Enke, W.; Schneider, F.; Deutschländer, Th.: A novel scheme to derive optimized circulation pattern classifications for downscaling and forecast purposes. In: Theor. Appl. Climatol. 82 (2005), S. 51-63
- [Enke und Spekat 1997] Enke, W.; Spekat, A.: Downscaling Climate Model Outputs into local and regional Weather Elements by Classification and Regression. In: Climate Research 8 (1997), S. 195-207
- [Jacob u. a. 2007] Jacob, D.; Göttel, H.; Kotlarski, S.; Lorenz, P.; Sieck, K.: Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland. Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Abschlussbericht zum UFOPLAN-Vorhaben 204 41 138 / Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg. 2007. – Forschungsbericht
- [Rockel u. a. 2008] Rockel, B.; Will, A.; Hense, A.: Special Issue: COSMOCLM. In: Meteorologische Zeitschrift, Vol. 17,4, 2008
- [Spekat u. a. 2007a] Spekat, A.; Enke, W.; Kreienkamp, F.: Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2 (Endbericht). Im Rahmen des Forschungs- und Entwicklungsvorhabens: Klimaauswirkungen und Anpassungen in Deutschland – Phase I: Erstellung regionaler Klimaszenarios für Deutschland des Umweltbundesamtes. / Umweltbundsamt. 2007 (Förderkennzeichen 204 41 138). – Forschungsbericht
- [Spekat u. a. 2007b] Spekat, A.; Enke, W.; Kreienkamp, F.: Probabilistische Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden und ihre Unsicherheiten (PArK): Anwendung von Methoden zur Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden, Szenarienrechnungen mit WETTREG. Erster Zwischenbericht. / Land Baden-Württemberg, vertreten durch das Umweltministerium (UM), dieses vertreten durch die Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe. 2007. – Forschungsbericht. AZ 23-8801.10

- [Spekat u. a. 2007c] Spekat, A.; Kreienkamp, F.; Enke, W.: Probabilistische Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden und ihre Unsicherheiten (PArK): Anwendung von Methoden zur Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden, Szenarienrechnungen mit WETTREG. Zweiter Zwischenbericht. / Land Baden-Württemberg, vertreten durch das Umweltministerium (UM), dieses vertreten durch die Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe. 2007. – Forschungsbericht
- [Spekat u. a. 2008a] Spekat, A.; Kreienkamp, F.; Enke, W.: Probabilistische Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden und ihre Unsicherheiten (PArK): Anwendung von Methoden zur Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden, Szenarienrechnungen mit WETTREG. Dritter Zwischenbericht. / Land Baden-Württemberg, vertreten durch das Umweltministerium (UM), dieses vertreten durch die Landesanstalt für Umwelt, Messungenund Naturschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe. 2008. – Forschungsbericht
- [Spekat u. a. 2008b] Spekat, A.; Kreienkamp, F.; Enke, W.: Probabilistische Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden und ihre Unsicherheiten (PArK): Anwendung von Methoden zur Abschätzung regionaler Klimaänderungen der kommenden Dekaden, Szenarienrechnungen mit WETTREG. Korrigierte und ergänzte Fassung des zweiten Zwischenberichts. / Land Baden-Württemberg, vertreten durch das Umweltministerium (UM), dieses vertreten durch die Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe. 2008. – Forschungsbericht