

1.1 Der Klimawandel ist voll im Gange: ein Überblick

ERICH ROECKNER & DANIELA JACOB

Der Klimawandel ist voll im Gange - Ein Überblick: Nach dem fünften Sachstandsbericht des IPCC ist die globale Mitteltemperatur in den vergangenen drei Jahrzehnten ungewöhnlich schnell gestiegen. Ein Großteil dieser Erwärmung kann auf menschliche Aktivitäten zurückgeführt werden. Über den Kontinenten ist die Erwärmung größer als über den Ozeanen. Besonders ausgeprägt ist sie jedoch in hohen nördlichen Breiten. Dies ist verbunden mit einem rapiden Rückgang der sommerlichen Meereisbedeckung in der Arktis, einem Rückgang der kontinentalen Schneebedeckung sowie einer geringeren Ausdehnung der Permafrostgebiete. Im 21. Jahrhundert werden sich diese Änderungen noch verstärken, sollten die anthropogenen Emissionen von Treibhausgasen unvermindert zunehmen. Auf der Basis von Modellprojektionen unterschiedlicher Szenarien wird bis zum Ende dieses Jahrhunderts eine Erwärmung von 1.0 ± 0.7 Grad im moderaten RCP2.6 Szenario bis hin zu 4.1 ± 1.6 Grad im »business as usual« RCP8.5 Szenario erwartet. Mit großer Wahrscheinlichkeit werden die Niederschlagsintensität sowie das Überschwemmungsrisiko in den meisten Regionen zunehmen, ebenso die Länge von Trockenperioden. Der Gegensatz zwischen trockenen und feuchten Klimazonen wird sich verstärken. Mit Hilfe hochauflösender Regionalmodelle können regionale Details besser als in globalen Modellen dargestellt werden. Dies ist besonders wichtig in Gebirgsregionen wie den Alpen z.B., in denen globale Modelle wegen der zu groben Gitterauflösung (ca. 200 km) nicht in der Lage sind, orographisch erzeugten Niederschlag oder die saisonale Schneebedeckung realistisch zu simulieren. Mithilfe eines »2-Schritt-Nesting-Verfahrens« (50 km Gitterabstand für Europa, 10 km für Mitteleuropa) konnte die Schneebedeckung der Alpen recht gut erfasst werden. Gegen Ende des 21. Jahrhunderts wird sich die dortige Schneebedeckung drastisch reduzieren, als Folge geringerer Schneefälle und verstärkter Schneeschmelze durch die höheren Temperaturen.

Climate change in progress - An overview: According to the Fifth Assessment Report of the IPCC an unprecedented increase in global temperature has been observed during the last three decades, and most of this warming can be attributed to human activities. The warming is larger over the continents than over the oceans and most pronounced at high northern latitudes – in accordance with a substantial decrease in the extent of sea ice, snow and permafrost. In the 21st century these changes will accelerate if greenhouse gas emissions increase unabatedly. Based on climate model projections of different scenarios, a warming between 1.0 ± 0.7 degree in the modest RCP2.6 scenario and 4.1 ± 1.6 degree in the »business as usual« RCP8.5 scenario can be expected until the end of this century. The precipitation intensity and risk of flooding will increase in most regions, the length of dry spells will increase nearly world-wide, and the contrast between dry and wet climate zones will be more pronounced. Dynamical downscaling can provide more detailed information on the regional scale. This is particularly important in mountainous regions where global models are too coarse to realistically capture orographic precipitation and snow amount, for example. Using a two-step nesting approach (50km resolution for Europe, 10km for Central Europe) our regional model, by the end of this century, predicts a substantial retreat of the snow covered area in the Alps caused by both reduced snowfall and enhanced melting.

Beobachtete Klimaänderungen

Im Zeitraum 1901 bis 2012 hat sich die Temperatur der Erdoberfläche um $0,88 \pm 0,14^\circ\text{C}$ erwärmt, wobei der Trend seit 1979 um mehr als 50% größer war als in den Jahrzehnten zuvor (IPCC 2013). Dieser verstärkte Trend kommt auch in der Häufung warmer Jahre zum Ausdruck: Mit einer Ausnahme (1998) fallen die 10 wärmsten Jahre seit Beginn regulärer Temperaturmessungen im Jahre 1850 in den Zeitraum 2002 bis 2013, wobei die globale Mitteltemperatur im Jahre 1998 durch ein extremes El Niño Ereignis (1997/98) verstärkt wurde.

Die Erwärmung der Erde weist eine Reihe von regionalen und saisonalen Unterschieden auf. So erwärmen sich die Kontinente schneller als die Ozeane: Im Zeitraum 1979 bis 2012 stieg die mittlere Landtemperatur um $0,86 \pm 0,16^\circ\text{C}$ an, während sich die Meeresoberfläche nur um $0,41 \pm 0,10^\circ\text{C}$ erwärmte. Besonders

ausgeprägt ist die Erwärmung im Winter und Frühling in hohen nördlichen Breiten, speziell in der Arktis. Die Folgen sind eine Abnahme der Schneebedeckung um 53% im Frühsommer (Juni) seit 1967, sowie eine Abnahme der arktischen Meereisbedeckung um $12,9 \pm 1,0\%$ seit 1978. Die Eisabnahme variiert saisonal und reicht von $6,1 \pm 1,7\%$ im Frühjahr (März–Mai) bis zu $23,8 \pm 5,1\%$ im Herbst (September–November).

Ähnlich wie das arktische Meereis sind auch andere Komponenten der Kryosphäre von der Erderwärmung betroffen. Besonders auffällig ist der Rückzug der meisten Gebirgsgletscher auf der Erde, der im Zeitraum 1971–2009 zu einem globalen Meeresspiegelanstieg von $2,3 \pm 1,4$ cm beigetragen hat. Hinzu kommt das Abschmelzen von Grönland mit einem Beitrag von $0,74 \pm 0,27$ cm zum Meeresspiegelanstieg (im kürzeren Zeitraum 1992–2011), sowie der Antarktis mit einem Beitrag von $0,46 \pm 0,17$ cm (1993–2010).

Auch die Permafrostgebiete in den Gebirgsregionen sowie in hohen geographischen Breiten sind von der globalen Erwärmung betroffen. Ein Auftauen der Böden hat Konsequenzen für den Wasserhaushalt, für den Kohlenstoffhaushalt, für die Stabilität des Untergrundes und kann zu Schädigungen der Infrastruktur führen. Seit 1980 hat sich die Temperatur der Permafrostböden im Mittel um ca. 2 Grad erhöht. Auf der Nordhemisphäre wird seitdem eine kontinuierliche Nordverschiebung der Permafrostgrenze beobachtet.

Die Lebensbedingungen für Menschen, Tiere und Pflanzen auf der Erde sind eng gekoppelt mit den Komponenten des Wasserkreislaufs, speziell mit dem Niederschlag, der Verdunstung und dem Wassergehalt des Erdbodens. Wegen der hohen natürlichen Variabilität des Wasserkreislaufs auf allen Zeitskalen sind jedoch signifikante Trends bisher schwerer nachweisbar als für die Temperatur oder für die Komponenten der Kryosphäre. Im Unterschied zur Temperatur werden beim Niederschlag sowohl positive wie negative Trends beobachtet. Im 20. Jahrhundert hat die Niederschlagsmenge in einigen Regionen signifikant zugenommen (östliche Teile der USA, Teile von Argentinien, Westaustralien, nördliche Teile von Eurasien), in anderen signifikant abgenommen (Sahel, Mittelmeergebiet, südliches Afrika sowie Teile von Südasien). In den vergangenen Jahrzehnten haben sich jedoch einige dieser Trends umgekehrt. So nimmt in der Sahelzone z.B. seit 1979 der Niederschlag signifikant zu. Ob dies ein Ausdruck von multidekadischer Variabilität ist oder durch die Änderungen der atmosphärischen Konzentrationen von Treibhausgasen und Aerosolen verursacht wurde, ist bisher nicht geklärt.

Für das Leben auf der Erde sind extreme Wetterereignisse von erheblicher Bedeutung. Unter extremen Wetterereignissen versteht man sehr seltene, überdurchschnittlich intensive Ereignisse mit schwerwiegenden Folgen für Natur, Mensch und Wirtschaft. Aufgrund der Angaben der Münchner Rückversicherung haben die durch extreme Wetterereignisse verursachten sozioökonomischen Schäden in den letzten Jahrzehnten drastisch zugenommen. Faktoren wie die wachsende Bevölkerungsdichte, besonders in Ballungsgebieten, sowie steigende Lebens- und Technologiestandards, die anfälliger für extreme Wettersituationen sind, können zu höheren Schadensstatistiken führen. Hinzu kommen mögliche Änderungen in der Häufigkeit dieser Ereignisse. So hat die globale Erwärmung bereits zu einer signifikanten Änderung von Temperaturextremen geführt. Besonders ausgeprägt ist die Abnahme der Zahl »kalter Nächte«, mit Minimumtemperaturen unterhalb des Gefrierpunktes, im Zeitraum 1951–2003. Eine signifikante Zunahme wird auch für die extrem warmen

Tage beobachtet, hier definiert als 90% Perzentil der Häufigkeitsverteilung. Auch die Länge von Hitzwellen hat sich in vielen Regionen der Erde erhöht.

Extreme Niederschlagsereignisse, hier definiert als 95% Perzentil der Häufigkeitsverteilung, haben seit 1950 in vielen Gebieten zugenommen, auch dort wo der mittlere Niederschlag abgenommen hat. Die Zahl intensiver atlantischer Hurrikane hat seit 1970 signifikant zugenommen, in guter Korrelation mit der Zunahme der Meeresoberflächentemperatur in diesem Gebiet. Bei kleinräumigen Phänomenen dagegen (Tornados, Gewitter, Hagel, Blitze, Staubstürme) ist dagegen eine signifikante Änderung nicht erkennbar. Die Zahl der extratropischen Winterstürme ist großen langperiodischen Schwankungen unterworfen. Ein eindeutiger Trend ist derzeit nicht erkennbar.

Nachweis anthropogener Klimaänderungen

Die oben skizzierten Klimatrends können sowohl durch interne Wechselwirkungen von Atmosphäre, Ozean, Landoberfläche und Kryosphäre, durch natürliche externe Faktoren wie Schwankungen der Sonneneinstrahlung oder heftige Vulkanausbrüche aber auch durch menschliche Aktivitäten verursacht worden sein. Hierzu gehören insbesondere die Verbrennung fossiler Vorräte von Kohle, Öl und Gas sowie eine geänderte Landnutzung. Ein statistischer Nachweis dieser anthropogenen Effekte konnte mittlerweile für eine Reihe von Variablen mit Hilfe einer Kombination von Klimasimulationen und Beobachtungsdaten erbracht werden.

Am Beispiel des Hamburger Klimamodells ECHAM5/ MPI-OM (ROECKNER et al. 2003, MARSLAND et al. 2003, JUNGCLAUS et al. 2006) soll zunächst die Methodik erläutert werden. Im ersten Schritt wurde das Klima der vergangenen 150 Jahre mit einer unterschiedlichen Kombination von beobachteten natürlichen und/oder anthropogenen Einflussgrößen (»Strahlungsantriebe«) simuliert. Dazu gehören Schwankungen der Sonneneinstrahlung, stratosphärisches Aerosol vulkanischen Ursprungs, Emissionen von Treibhausgasen (CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 und andere) sowie anthropogene Schwefelemissionen (SO_2). Im zweiten Schritt wurde der Einfluss dieser Strahlungsantriebe auf das beobachtete räumlich-zeitliche Muster der Temperatur durch eine formale Klimaänderungsnachweisanalyse mittels optimaler Fingerabdruckmuster quantifiziert (HASSELMANN 1979, ALLEN & STOTT 2003). Diese Methode besteht aus einer multivariaten Regression $y = \beta X + \zeta$, wobei y der Vektor der Beobachtungen einer betrachteten Variablen ist, die Matrix X die Vektoren der Signale enthält, die sich als Reaktion der Klimavariablen auf ein oder mehrere externe (natürliche oder anthropo-

gene) Antriebe ergeben, und ζ die interne Klimavariabilität darstellt. Als Ergebnis der Regression erhält man einen den verschiedenen Signalen (Antrieben) entsprechenden Vektor β von Regressionskoeffizienten, die angeben, mit welchem Faktor die aus den Modellsimulationen geschätzten Signale skaliert werden müssen, um eine bestmögliche Übereinstimmung der Modellmuster mit den Beobachtungen zu erreichen.

Abb. 1.1-1 zeigt als Beispiel den zeitlichen Verlauf der globalen Jahresmitteltemperatur für insgesamt vier Klimasimulationen mit unterschiedlichem Strahlungsantrieb zusammen mit den Beobachtungen (links) sowie den zeitlichen Verlauf der simulierten globalen Niederschlagsänderungen (rechts).

Die beste Übereinstimmung mit der beobachteten Temperaturkurve im gesamten Zeitraum erhält man, wenn sowohl natürliche als auch anthropogene Effekte berücksichtigt werden. Die Berücksichtigung anthropogener Antriebe allein reicht aus, um den beobachteten Erwärmungstrend der letzten 50 Jahre zu simulieren, während natürliche Antriebe allein diesen Trend nicht erfassen können. Umgekehrt werden die Temperaturvariationen in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts mit natürlichem Antrieb deutlich besser erfasst als mit anthropogenem Antrieb allein. Der kühlende Einfluss der Sulfataerosole wird durch Vergleich der roten und blauen Kurve deutlich. Ohne den Einfluss anthropogener Schwefelemissionen liegt die Temperatur im Jahre 2000 etwa 0,5 °C oberhalb der beobachteten. Der Verlauf des Niederschlags folgt weitgehend dem der Temperatur. Dies gilt sowohl für die jährlichen Schwankungen als auch für die längerfristigen Trends, die insbesondere bei Vernachlässigung der Schwefelemissionen sehr hoch ausfallen.

Mit Hilfe des oben skizzierten Verfahrens können

für die letzten 50 Jahre des 20. Jahrhunderts alle anthropogenen Signale in den Beobachtungen nachgewiesen werden. Vernachlässigt man allerdings den Sulfat-Antrieb und benutzt nur den Strahlungsantrieb aus Treibhausgasen sowie die Sonnen- und Vulkaneffekte (rote Kurve), so unterscheidet sich die resultierende Simulation zwar noch signifikant von der internen Klimavariabilität, sie ist jedoch nicht mehr konsistent mit den Beobachtungen, d.h. die anthropogenen Schwefelemissionen spielen eine wichtige Rolle bei der Simulation der Klimaänderung. Das Signal, das allein aus natürlichen Antrieben resultiert, kann in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts nicht nachgewiesen werden. Dieses Resultat entspricht vielen anderen Studien, die eine Rolle der natürlichen Antriebe vor allem der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts zuordnen. Diese Interpretation wird bestätigt, wenn man die Klimaentwicklung über das gesamte Jahrhundert betrachtet. In diesem Fall kann auch das natürliche Signal in den Beobachtungen nachgewiesen werden.

Zieht man die historischen Klimasimulationen aller Klimamodelle heran, die für den vierten Sachstandsbericht des IPCC (AR4) einen Beitrag geleistet haben, so ist die beobachtete Temperaturänderung der vergangenen 50 Jahre primär auf den Anstieg der atmosphärischen Konzentrationen von Treibhausgasen und Aerosolen zurückzuführen. Die Wahrscheinlichkeit, dass die Erwärmung eine Folge natürlicher Prozesse ist, liegt bei <5%. Die anthropogenen Signale konnten auch für die arktische Meereisausdehnung, für den ozeanischen Wärmeinhalt und für den Meeresspiegelanstieg nachgewiesen werden. Allerdings ist die statistische Unsicherheit hier größer als bei den Temperaturänderungen. Dies gilt auch für die großräumigen Niederschlagsänderungen (zonale Mittelwerte über den Kontinenten; ZHANG et al. 2007).

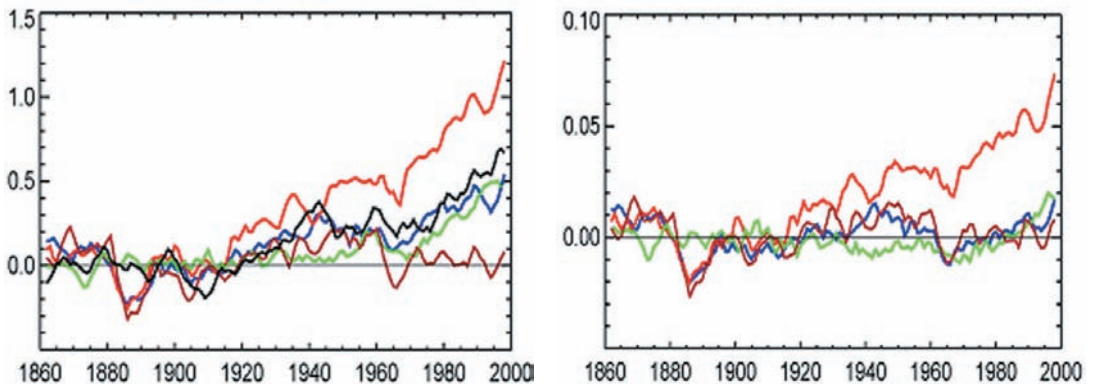


Abb. 1.1-1: Simulierte und beobachtete globale Jahresmitteltemperatur an der Erdoberfläche 1860–2000 (links; °C) sowie simulierter globaler Jahresniederschlag (rechts; mm/Tag). Gezeigt sind die Ensemblemittel von jeweils 3 Einzel-simulationen mit dem gekoppelten Modell (ECHAM5/MPI-OM) als Abweichung vom jeweiligen Mittel 1860–1900.

Beobachtungen - **Natürliche Antriebe (Sonne, Vulkane)** - **Anthropogene Antriebe (Treibhausgase, Sulfat)**
Natürlicher und anthropogener Antrieb mit Sulfat - **Natürlicher und anthropogener Antrieb aber ohne Sulfat**

Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert

Globale Änderungen

Die projizierten Klimaänderungen hängen entscheidend von der Wahl des Emissionsszenarios ab. Für die im Rahmen des AR4 durchgeführten Klimasimulation wurde ein »moderates« Szenario gewählt (B1), ein »mittleres« (A1B) und ein »extremes« (A2). Hinzu kommen die Szenarien B2, A1T und A1FI, für die globale Temperaturänderungen nur mit Hilfe vereinfachter Energiebilanzmodelle abgeschätzt worden sind. Nimmt man alle sechs Szenarien und berücksichtigt auch den modellbedingten Schwankungsbereich innerhalb des jeweiligen Szenarios, so ist mit einer globalen Erwärmung zwischen 1,8 °C (1,1–2,9 °C) für B1 und 4,0 °C (2,4–6,4 °C) für A1FI zu rechnen (jeweils 2090–99 bezogen auf 1980–99)

In den Klimasimulationen werden viele der heute schon beobachteten Temperaturänderungen reproduziert und im 21. Jahrhundert weiter verstärkt. *Abb. 1.1-2* (links) zeigt am Beispiel des ECHAM5/MPI-OM Modells die geographische Verteilung von 30-jährigen Temperaturänderungen für die Szenarien A1B und B1 (ROECKNER et al. 2006). Für beide Szenarien gilt, dass sich die Kontinente schneller aufheizen als die Ozeane. Besonders ausgeprägt ist die Erwärmung in hohen nördlichen Breiten infolge der positiven Eisalbedo-

Temperatur-Rückkopplung. In diesen Gebieten ist der Erwärmungstrend, wie heute schon beobachtet, etwa doppelt so groß wie im globalen Mittel. Die Ozeane reagieren dagegen relativ träge, da hier die Erwärmung aufgrund von vertikalen Mischungsprozessen über ein größeres Volumen verteilt wird als über den Landflächen. Besonders effizient sind die vertikalen Mischungsprozesse im Nordatlantik und im südlichen Ozean. Hier werden daher auch die geringsten Erwärmungsraten simuliert.

Eine direkte Folge der globalen Erwärmung sind höhere Verdunstungsraten und damit auch höhere Niederschläge. Höhere Niederschläge werden vor allem in Äquatornähe sowie in hohen geographischen Breiten simuliert (*Abb. 1.1-2*, rechts), geringere Niederschläge vor allem in den Subtropen (Ozeane, Mittelmeergebiet, Südafrika, Australien). Damit vergrößern sich die Gegensätze zwischen ariden Klimazonen (Subtropen) und humiden Klimazonen (Tropen, hohe Breiten). Die Änderungen des Niederschlags in Europa und anderen Gebieten (z.B. Südamerika, Zentralafrika) stehen in engem Zusammenhang mit einer jahreszeitlichen Verschiebung der Klimazonen. Im Mittelmeergebiet wird eine ausgeprägte Niederschlagsabnahme im Winter simuliert. Im Sommer verschiebt sich diese Anomalie nordwärts, so dass dann Teile von Süd- und Mitteleuropa von der Niederschlagsabnahme betroffen sind. In Mitteleuropa und besonders in Skandinavien nehmen

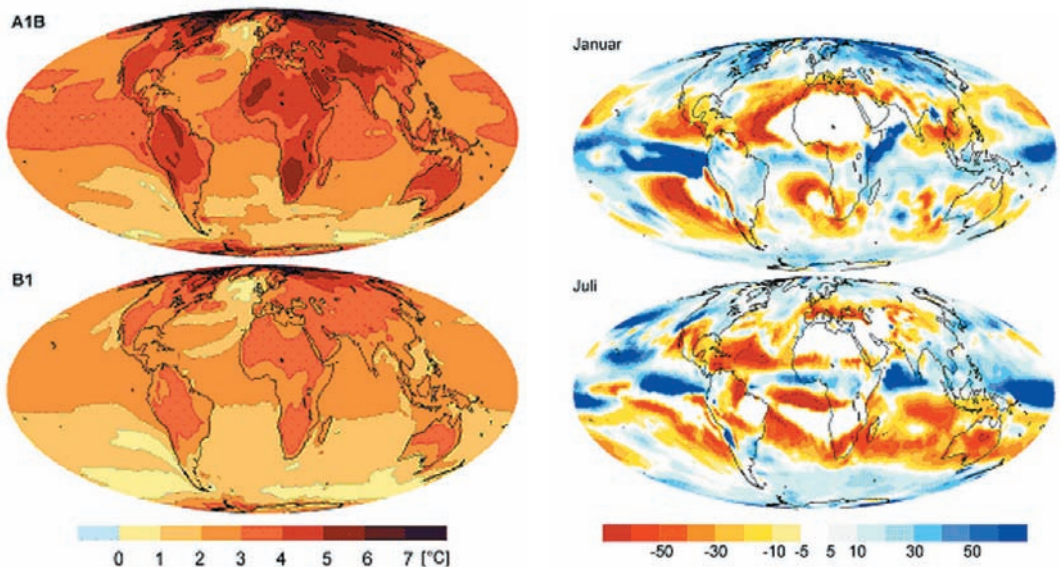


Abb. 1.1-2. Links: Temperaturänderungen (°C) in Erdbodennähe in den Szenarien A1B und B1. Gezeigt ist die Differenz (Ensemblemittel) der 30-Jahresmittel (2071–2100) minus (1961–1990). Rechts: Änderungen des jährlichen Niederschlags für die Monate Januar und Juli. Gezeigt ist die relative Änderung (%) im Zeitraum 2071–2100 (Ensemblemittel) bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1961–1990 für das Szenario A1B.

die Niederschlagsmengen im Winter systematisch zu.

Vergleicht mit diese Ergebnisse mit den AR4 Simulationen, so sieht man, dass die großräumigen Muster der Temperaturänderungen von allen Modellen in ähnlicher Weise simuliert werden. Die Unterschiede sind besonders im globalen Mittelwert erkennbar (1,7–4,4 °C in A1B). Beim Niederschlag sind die regionalen Unterschiede größer. In den meisten Modellen wird allerdings eine Niederschlagszunahme in hohen Breiten simuliert, wie heute schon beobachtet, und eine Niederschlagsabnahme in den Subtropen zu allen Jahreszeiten. Weniger konsistent sind die simulierten Niederschlagsänderungen in den Tropen. Diese Niederschlagsstendenzen sind eng gekoppelt mit Änderungen der atmosphärischen Zirkulation. Von allen Modellen wird z.B. eine Abschwächung und polwärtige Ausdehnung der Hadleyzelle simuliert. Die subtropische Absinkbewegung erfasst damit größere Gebiet, der Niederschlag in diesen Gebieten nimmt ab und die Vegetationszonen verschieben sich polwärts. Diese Tendenzen sind in abgeschwächter Form bereits heute erkennbar (SEIDEL & RANDEL 2007).

Wie oben erwähnt, zeigen Indikatoren auf der Basis von globalen Beobachtungsdaten der letzten 50 Jahre generell eine Zunahme der Nachttemperaturen und Länge von Hitzewellen, eine Abnahme der Frosttage sowie eine Zunahme der nassen Tage bzw. der maximalen 5-Tages-Niederschlagsmengen während eines Jahres. Die Berechnung der genannten Indikatoren mit dem ECHAM5/MPI-OM Modell bestätigen diese Veränderungen für das 20. Jahrhundert. In den Klimaprojektionen setzen sich die Trends fort, wobei sie in den extremeren A2- und A1B-Szenarien erwartungsgemäß stärker ausgeprägt sind als im B1-Szenario.

Abb. 1.1-3 zeigt die prozentualen Veränderungen zweier Niederschlagsindikatoren im A1B Szenario, nämlich den maximalen 5-Tages-Niederschlag während eines Jahres (links) und die maximale Länge einer Trockenperiode während eines Jahres (rechts), jeweils am Ende des 21. Jahrhundert (2071–2100) im Vergleich zum Mittelwert der Jahre 1961–1990. In weiten Teilen der Erde nimmt die maximale 5-Tages-Niederschlagsmenge und damit auch die Hochwassergefahr zu. In Europa zeichnet sich dieser Trend vor allem in den Wintermonaten ab. Gleichzeitig nimmt die maximale Länge der Trockenperioden während eines Jahres zu, besonders ausgeprägt in Mittel- und Südeuropa sowie in niederen geographischen Breiten (Mittelamerika, Brasilien, südliches Afrika, Australien). Zusätzlich zu den Änderungen des mittleren Niederschlag (Abb. 1.1-2, rechts) wird somit auch eine Zunahme in den Extremen beiderlei Vorzeichens simuliert. Ein größerer Anteil des mittleren Niederschlags wird durch Starkniederschläge verursacht, während gleichzeitig die Abstände zwischen Niederschlagsereignissen zunehmen. Wie zu erwarten nimmt im wärmeren Klima auch die Länge der Hitzewellen zu (nicht gezeigt). Im 20. Jahrhundert dauert eine Hitzeperiode in Europa mit Temperaturen von mindestens 5 °C über dem monatlichen Klimamittel durchschnittlich etwa 10 Tage. Am Ende des 21. Jahrhundert erhöht sich die mittlere Dauer im A1B-Szenario auf über 60 Tage. Dies bedeutet, dass eine Hitzewelle, wie sie im Sommer 2003 in Europa auftrat, in Zukunft zur Normalität würde (SILLMANN & ROECKNER 2008).

Die hier gezeigten Änderungen in den Niederschlagsextremen sind typisch für die im AR4 Bericht dokumentierten Ergebnisse. Danach werden Hitzewel-

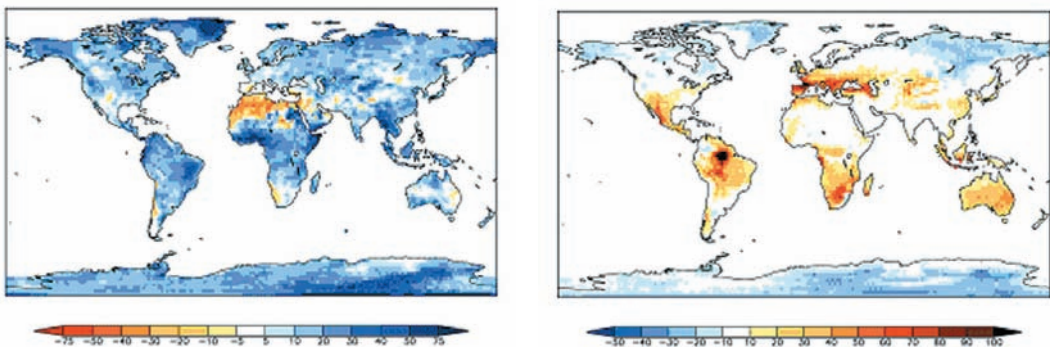


Abb. 1.1-3. Links: Änderung des Extremniederschlags im Szenario A1B. Der Extremniederschlag ist hier definiert als maximale Niederschlagsmenge in einem 5-Tages-Zeitraum während eines Jahres. Dargestellt ist die prozentuale Änderung des 30-jährigen Mittelwertes im Zeitraum 2071–2100 bezogen auf den Mittelwert 1961–1990.

Rechts: Änderung der Trockenperioden im Szenario A1B. Eine Trockenperiode ist hier definiert als maximale Anzahl von aufeinanderfolgenden Tagen innerhalb eines Jahres mit einer täglichen Niederschlagsmenge unterhalb eines Schwellwertes von 1mm. Dargestellt ist die prozentuale Änderung des 30-jährigen Mittelwertes 2071–2100 bezogen auf den Mittelwert 1961–1990.

len häufiger vorkommen als heute und im Mittel länger andauern, die Zahl der Frosttage nimmt in mittleren und hohen geographischen Breiten ab. Die Zahl extremer Niederschlagsereignisse wird zunehmen und es wird von allen Modellen eine sommerliche Austrocknung der Kontinente in mittleren geographischen Breiten vorhergesagt.

Die selbst im moderaten B1 Szenario zu erwartende Erwärmung wird vermutlich deutlich höher ausfallen als die globale Erwärmung im 20. Jahrhundert. Außer den oben diskutierten Temperatur- und Niederschlagsänderungen ist ein verstärktes Abschmelzen des arktischen Meereises zu erwarten, ein schnellerer Meeresspiegelanstieg, bedingt durch die thermische Ausdehnung des Wassers aber auch durch Abschmelzen von Gletschern und Inlandeis, speziell Grönland, sowie eine beschleunigte Abnahme der Schnee- und Permafrostgebiete.

Regionale Klimaänderungen

Um die Auswirkungen globaler Klimaänderungen auf Regionen in Europa zu untersuchen, werden regionale Klimamodelle in globale Klimamodelle eingebettet. So ist es möglich, wie mit einer Lupe eine spezielle Region viel detaillierter zu untersuchen und eine Brücke zwischen globalen Klimaänderungen und möglichen lokalen Konsequenzen zu schlagen. Eine Zusammenstellung beobachteter und berechneter Klimaänderungen in einzelnen Regionen der Erde befindet sich im AR4 Bericht (WG I, IPCC 2007).

Im Folgenden werden exemplarisch Klimaänderungen für Europa betrachtet. Im Eu-Projekt PRUDENCE (prudence.dmi.dk) nahmen 10 europäische Forschergruppen mit ihren regionalen Klimamodellen an einem Simulationsexperiment teil, um die Bandbreiten in Klimasignalen, die durch die verwendeten Modellketten erzeugt werden, zu analysieren. Eine detaillierte Darstellung der Ergebnisse befindet sich in Jacob et al. 2007. Zur Analyse wurde Europa in 8 verschiedene Regionen unterteilt (Abb. 1.1-4). Die Klimasimulationen zeigen ein A2 Szenario für die Zeit 2071 bis 2100 im Vergleich zu 1961 bis 1990.

Die Jahresgänge der Temperatur- und Niederschlagssignale in den einzelnen Regionen sind in Abb. 1.1-5 dargestellt. Hierbei zeigt die gestrichelte Linie, die Ergebnisse des Globalmodells, in das die regionalen Modelle eingebettet wurden, und die grau schraffierten Bereiche zeigen die durch die Regionalmodellergebnisse aufgespannte Bandbreite.

In allen Regionen ist das Temperatursignal positiv (Abb. 1.1-5, oben) und zeigt je nach Region einen stark ausgeprägten Jahresgang. Insbesondere in den Regionen Europas, die durch maritime Luftmassen dominiert sind, ist die Bandbreite, die durch die Modelle erzeugt wird, klein und wesentlich geringer als das Signal selbst. In Osteuropa scheint die Unsicherheit im Klimaänderungssignal, die durch die verschiedenen Regionalmodelle erzeugt wird, am stärksten. Dies liegt daran, dass hier lokale und regionale Prozesse dominieren, die in den Modellen unterschiedlich gut wieder-

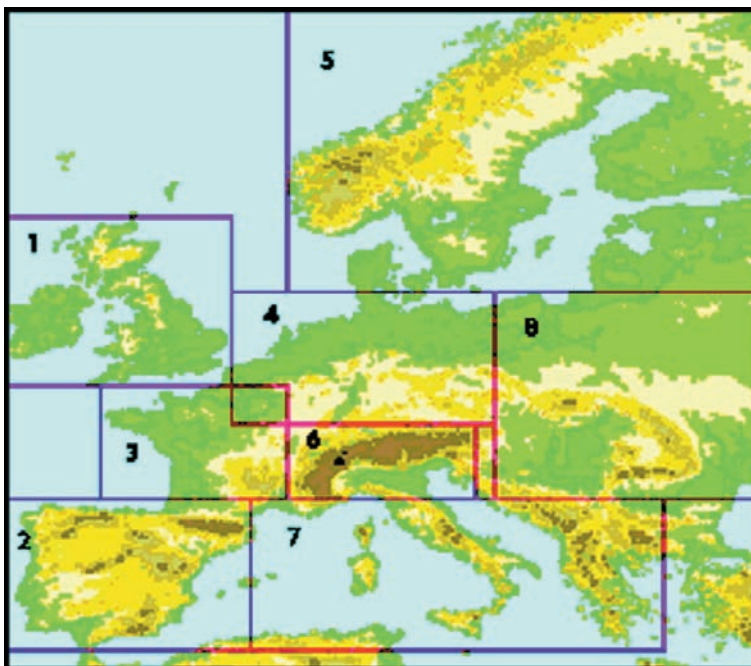


Abb. 1.1-4: Analyseregionen in Europa, erstellt innerhalb des Prudence-Projektes.

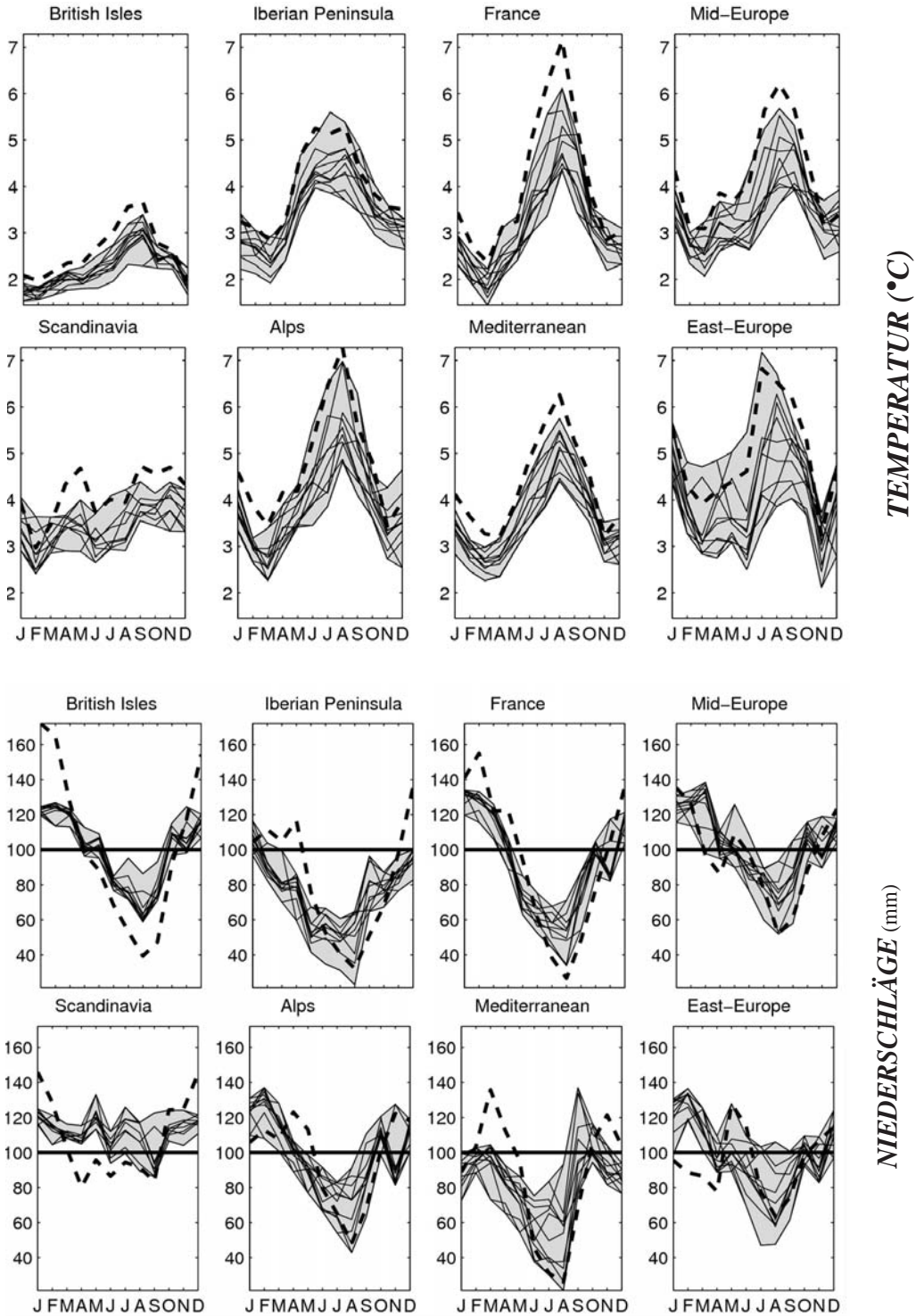


Abb. 1.1-5: Jahresgänge der Temperatursignale (°C, oben) und Niederschlagssignale (% , unten) in den einzelnen Prudence-Regionen. Gestrichelt sind die Ergebnisse des Globalmodells dargestellt, der graue Bereich zeigt die mit den regionalen Modellen berechnete Bandbreite. In der unteren Abbildung bedeutet 100, die mittlere Niederschlagsmenge im Zeitraum 1961–1990

geben werden können. Die möglichen Änderungen im Niederschlag scheinen eine Zweiteilung Europas aufzuzeigen: für Skandinavien wird eine Niederschlagszunahme in fast allen Monaten berechnet, während im Mittelmeerraum der Niederschlagsrückgang weite Teile des Jahres dominiert. Auch im Niederschlags-signal gibt es Regionen, in denen die Modelle wenige Abweichungen von einander zeigen und auch für diese klimatologische Größe gilt, dass in vielen Monaten und Regionen, das Klimaänderungssignal größer ist als die Bandbreite der Modellergebnisse. Manchmal weicht das regionale Klimaänderungssignal deutlich von dem mit dem Globalmodell errechneten ab (z.B. Osteuropa im Winter, Mittelmeer im Frühjahr). Dies zeigt den Einfluss der höheren Modellauflösung, die lokale und regionale Gegebenheiten, wie die Geländehöhe, deutlich realistischer berücksichtigen kann.

Die horizontalen Muster der Klimasignale in Europa sollen beispielhaft an Hand der Modellergebnisse eines regionalen Modells dargestellt werden. Für diese Studien wurde das am Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M) entwickelte regionale Modell REMO in das globale Klimamodell ECHAM5/MPI-OM des MPI-M integriert, d.h. an den seitlichen Rändern des

Untersuchungsgebietes strömen Luftmassen, wie sie im Globalmodell berechnet wurden, in das Berechnungsgebiet des regionalen Modells hinein. In REMO wird dann ein regionales Klima unter Berücksichtigung der globalen Informationen und der lokalen und regionalen Gegebenheiten ausgerechnet. Das hierfür eingesetzte regionale Klimamodell REMO [2,3] zeigt die Klimaentwicklung des vergangenen Jahrhunderts recht realitätsnah, wie der Vergleich zu Beobachtungen – auch in stark strukturiertem Gelände wie den Alpen [1] – ergibt. Diese Überprüfung ist notwendig, um die Güte der Modellergebnisse zu bewerten. Die regionalen Modellergebnisse sind weitgehend ähnlich zu den mit dem globalen Modell ausgerechneten. Durch die höhere horizontale Gitterauflösung liefert das regionale Modell jedoch wesentlich mehr kleinräumige Informationen, die regional auch durch die Beschaffenheiten des Untergrundes (Hügeligkeit, Bewuchs) abweichen können. Zusätzlich wird eine wesentlich höhere Genauigkeit bei der Simulation seltener kleinräumiger Extremereignisse erreicht (z.B. sommerliche Starkniederschläge).

Für eine mögliche Projektion des Klimas bis 2100 wird REMO mit einer Gitterweite von 50 km für Europa betrieben. So können mögliche unterschiedliche

Run Experiment_IPCC_A1B: 2m Air-Temperature [°C]
climate seasonal mean 2041–2050

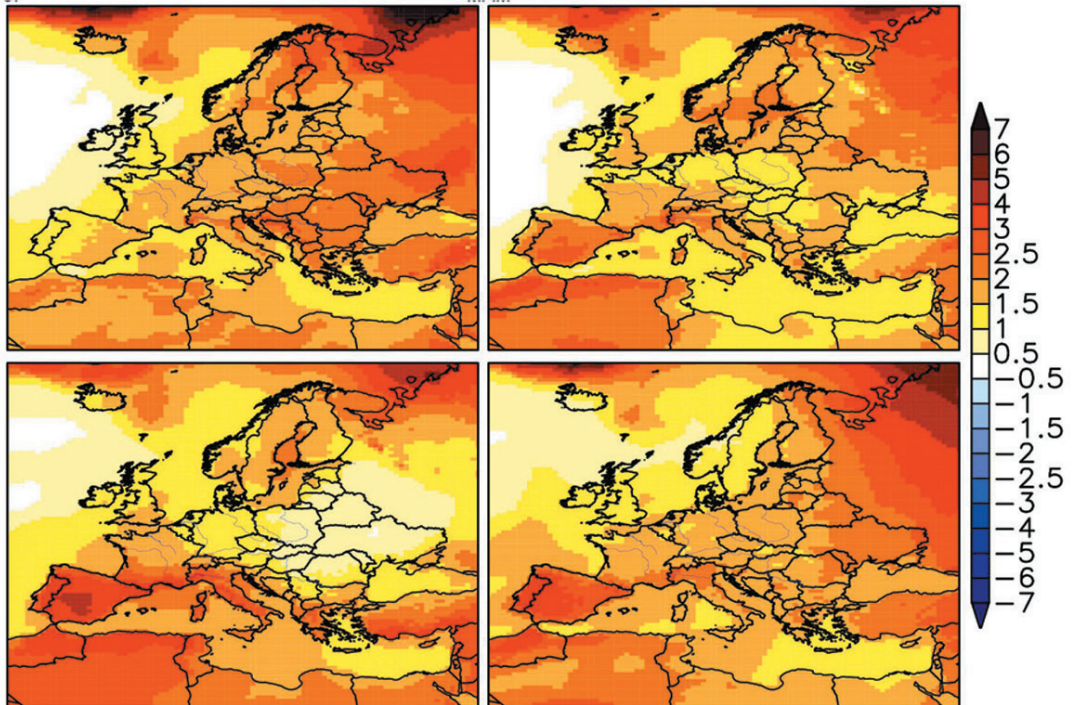


Abb. 1.1-6: Jahreszeitliche Abweichung der Mitteltemperatur (°C) in 2 m über Grund um 2050 von der Referenzperiode 1961–1990. Winter (o.l.), Frühjahr (o.r.), Sommer (u.l.) und Herbst (u.r.)

Entwicklungen in Nord-, Zentral- und Südeuropa erfasst werden. Alle Klimasimulationen – global und regional – wurden mit Unterstützung des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ) durchgeführt.

Exemplarisch ist für das A1B Szenario aus *Abb. 1.1-6* zu erkennen, dass die Temperaturerhöhung in Europa regional unterschiedlich stark stattfindet. Schon für die Dekade 2040–2050 wird für den Mittelmeerraum ein Anstieg der Sommertemperaturen (*Abb. 1.1-6*, unten links) von mehr als 2,5° im Vergleich zu 1961 bis 1990 berechnet, während in weiten Teilen Zentraleuropas nur weniger als 1° Erwärmung erwartet wird. In den Wintermonaten (*Abb. 1.1-6*, oben links) hingegen beträgt die berechnete Temperaturerwärmung ca. 1,5° bis 2° und erstreckt sich von Skandinavien bis zum Mittelmeer. Nur in Regionen unter direktem Einfluss des Atlantiks (Großbritannien, Portugal, Teile von Spanien) fällt im Winter der Temperaturanstieg geringer aus. Die Verhältnisse in der letzten Dekade des Jahrhunderts sind in *Abb. 1.1-7* dargestellt und zeigen eine großräumige Erwärmung des gesamten Kontinents um mehr als 3° im Sommer und Winter.

Gleichzeitig mit den projizierten Temperaturänderungen werden Niederschlagsänderungen berechnet.

Schon zur Mitte des 21. Jahrhunderts (*Abb. 1.1-8*) zeigt sich ein deutlicher Trend zur Niederschlagsabnahme von bis zu 50% und mehr im Mittelmeerraum in allen Jahreszeiten, während insbesondere Skandinavien im Winter mit mehr Niederschlag rechnen muss. Für die Sommermonate wird nach dem A1B Szenario auch in weiten Teilen Nord- und Zentraleuropas ein Niederschlagsrückgang (z.B. Großbritannien mehr als 30%) ermittelt. Dies scheint mit einer Verlagerung des Azorenhochs nach Nordosten verbunden zu sein, das die großräumigen Strömungen im Vergleich zu heute verschiebt. Hierzu sind weitere Untersuchungen geplant. Die schon bis 2050 berechneten Trends verstärken sich zum Ende des Jahrhunderts in ganz Europa (*Abb. 1.1-9*), mit einer weiträumigen Niederschlagsabnahme im Sommer bis nach Südskandinavien.

Für den Monat Januar wurde die Veränderung der Zahl der Schneetage bis 2100 analysiert, wiederum für das IPCC-Szenario A1B. Für ganz Europa wird eine deutliche Abnahme der Schneehöhe berechnet, die sich sogar auch auf Skandinavien auswirkt. Betrachtet man in *Abb. 1.1-10* die Gebiete, in denen mehr als 3 Tage Schnee mit einer Höhe >3 cm liegt (weiße und rote Linien), so zeigt sich der Rückzug des Schnees sehr deutlich.

Run Experiment_IPCC_A1B: 2m Air-Temperature [°C]
climate seasonal mean 2091–2100

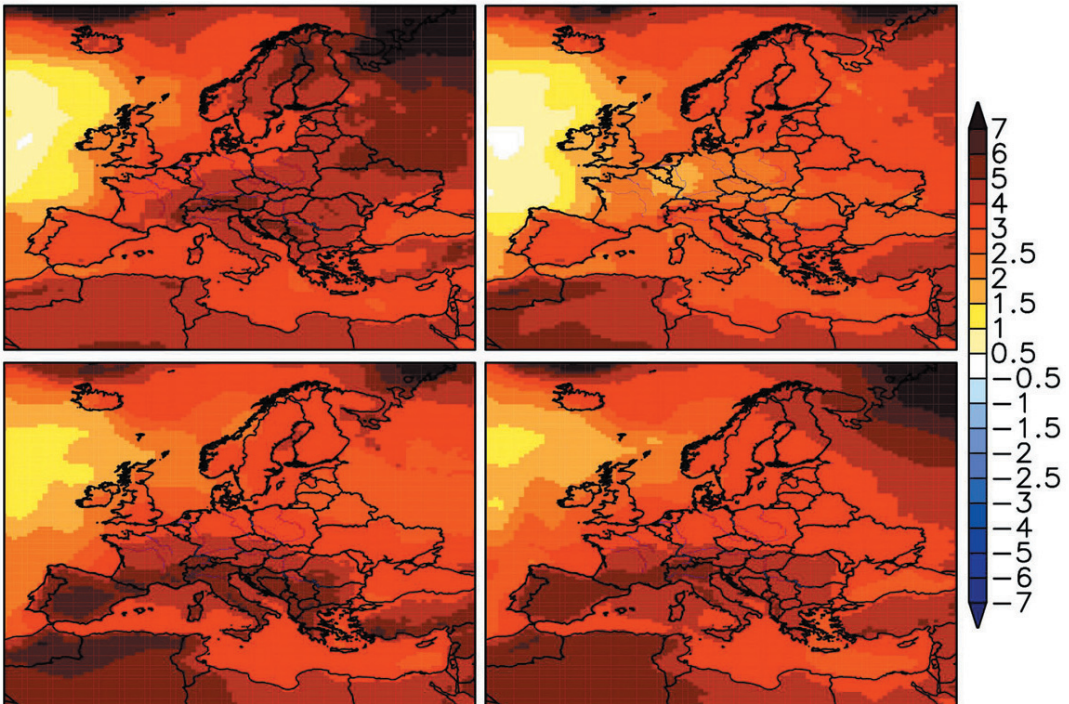


Abb. 1.1-7: Jahreszeitliche Abweichung der Mitteltemperatur (°C) in 2 m über Grund um 2100 von der Referenzperiode 1961–1990. Winter (o.l.), Frühjahr (o.r.), Sommer (u.l.) und Herbst (u.r.)

Run Experiment_IPCC_A1B: Precipitation [%]
climate seasonal mean 2041–2050

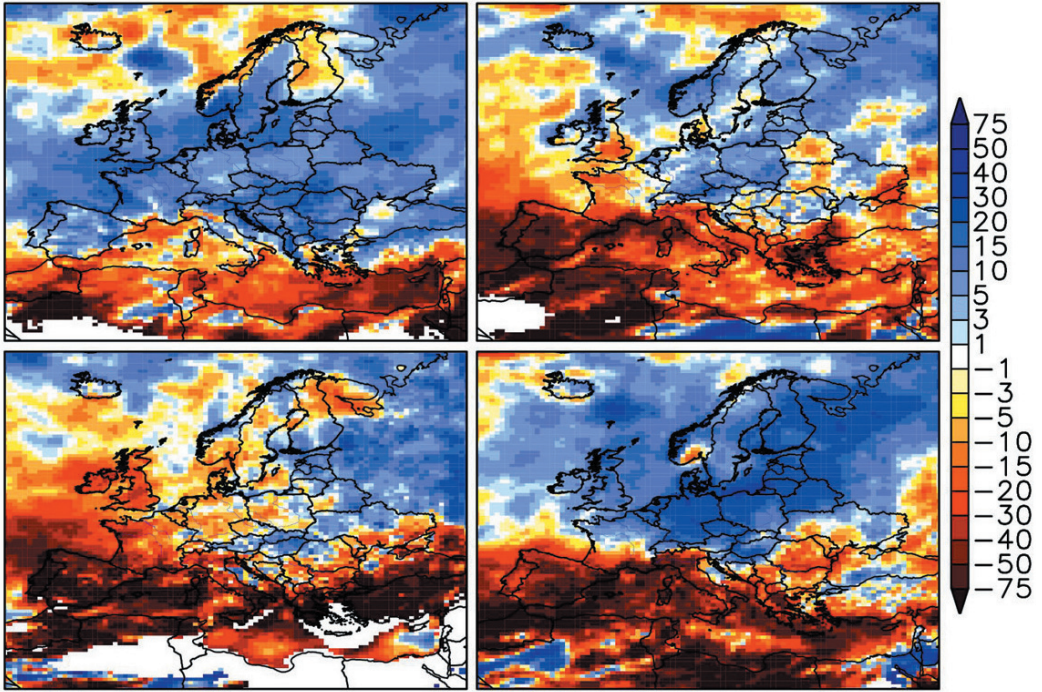


Abb. 1.1-8: Jahreszeitliche Abweichung der Niederschlagsmenge (%) um 2050 von der Referenzperiode 1961–1990. Winter (o.l.), Frühjahr (o.r.), Sommer (u.l) und Herbst (u.r)

climate seasonal mean 2091–2100

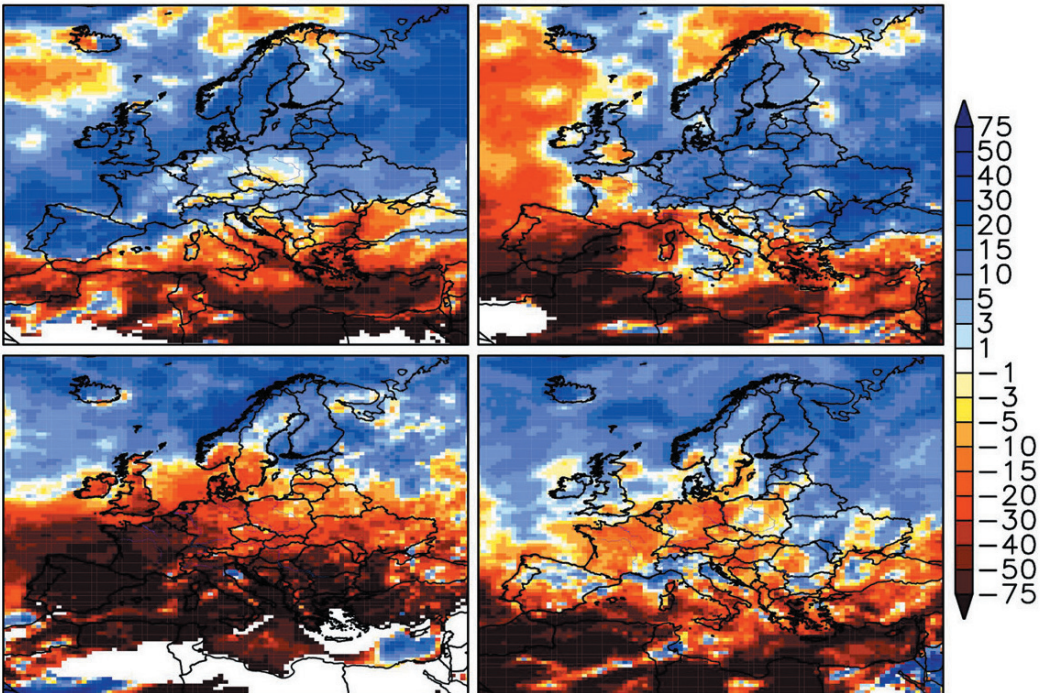


Abb. 1.1-9: Jahreszeitliche Abweichung der Niederschlagsmenge (%) um 2100 von der Referenzperiode 1961–1990. Winter (o.l.), Frühjahr (o.r.), Sommer (u.l) und Herbst (u.r)

Beispielhaft für extreme Situationen wird die Entwicklung der Anzahl der Frosttage ($T_{min} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$) und der heißen Tage ($T_{max} > 30\text{ }^{\circ}\text{C}$) untersucht: In ganz Europa kann schon bis 2050 die Zahl der Frosttage deutlich abnehmen. Gleichzeitig nimmt die Zahl der heißen Tage im A1B-Szenario bis 2100 um 5 bis 50 Tage zu. Nur für England und Skandinavien wird keine Zunahme der heißen Tage berechnet.

Deutschland ist von möglichen Klimaänderungen unterschiedlich stark betroffen:

Im Auftrag des Umweltbundesamtes (UBA) hat das MPI-M mit Unterstützung des Deutschen Klimarechenzentrum Szenarien für mögliche Klimaänderungen in Deutschland bis zum Jahr 2100 erarbeitet [5]. Die Klimasimulationen mit REMO wurden mit einer räumlichen Auflösung von 10 km durchgeführt. Hierbei liefern diese Simulationen Erkenntnisse, die es bislang noch nicht in dieser Detailliertheit gab.

Die Ergebnisse dieser Klimasimulationen lassen sich auf folgende Aussagen verdichten: Je nach Veränderungen der Treibhausgase könnten bis zum Ende des Jahrhunderts die Temperaturen in Deutschland — vor allem im Süden und Südosten — um mehr als $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Vergleich zu den letzten 50 Jahren steigen. Im Sommer kann es in weiten Teilen Deutschlands weniger Niederschläge geben. Im Winter könnten im Süden und Südosten mehr Niederschläge fallen, wobei allerdings wegen der gestiegenen Temperaturen weniger Schnee fallen kann. Das langjährige Mittel der Jahresnieder-

schlagsmenge scheint jedoch etwa gleich zu bleiben.

Die Ergebnisse im Detail: Mehr Treibhausgase können in Deutschland zu einer mittleren Erwärmung führen, die im Jahr 2100 – abhängig von der Höhe zukünftiger Treibhausgasemissionen – zwischen $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ liegt (Abb. 1.1-II, oben). Die Entwicklung der jährlichen Niederschlagssummen zeigt eine ausgeprägte dekadische Variabilität, jedoch keinen generellen Trend (Abb. 1.1-II, unten).

Diese Erwärmung wird sich saisonal und regional unterschiedlich stark ausprägen (Abb. 1.1-12). Am stärksten dürften sich der Süden und Südosten Deutschlands im Winter erwärmen. Bis zum Jahr 2100 könnten die Winter hier um mehr als $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ wärmer werden als im Zeitraum 1961 bis 1990.

Gleichzeitig könnten in Zukunft – im Vergleich zum Zeitraum 1961–1990 – die sommerlichen Niederschläge großflächig abnehmen. Besonders stark gehen in den Simulationen die Sommerniederschläge in Süd- und Südwest-Deutschland sowie in Nordost-Deutschland zurück. Hier könnte es bis zum Ende dieses Jahrhunderts im Vergleich zu heute ein Minus von bis zu 30% bei den Sommerniederschlägen geben (Abb. 1.1-13, links). Im Gegensatz hierzu könnte im Winter ganz Deutschland feuchter werden (Abb. 1.1-13, rechts). Vor allem in den Mittelgebirgen Süd- und Südwest-Deutschlands ist über ein Drittel mehr Niederschlag zu erwarten als heute. Blickt man zum deutschen Küstenraum, so fällt auf, dass bis zum Jahr 2100 die Erwärmung der

Run Experiment_IPCC_REMO: Schneetage und Isolinie bei 3 Tagen
climate yearly mean 30_years

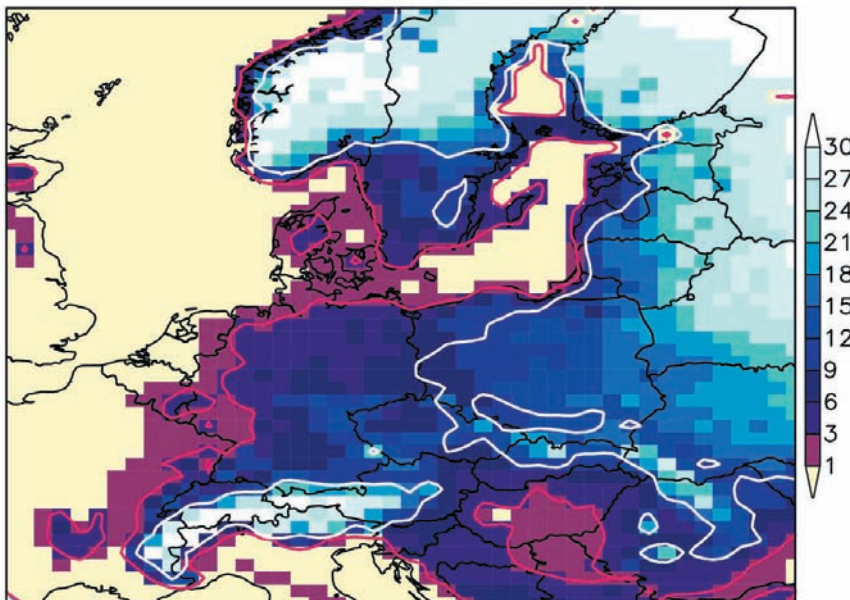


Abb.1.1-10: Verteilung der Schneetage im Januar für das heutige Klima (1961–1990) sowie die 3 Tage-Isolinie des gegenwärtigen Klimas (rot) und des A1B-Szenarios (2091–2100). Ein Schneetag liegt vor, wenn die Schneehöhe mehr als 3 cm beträgt.

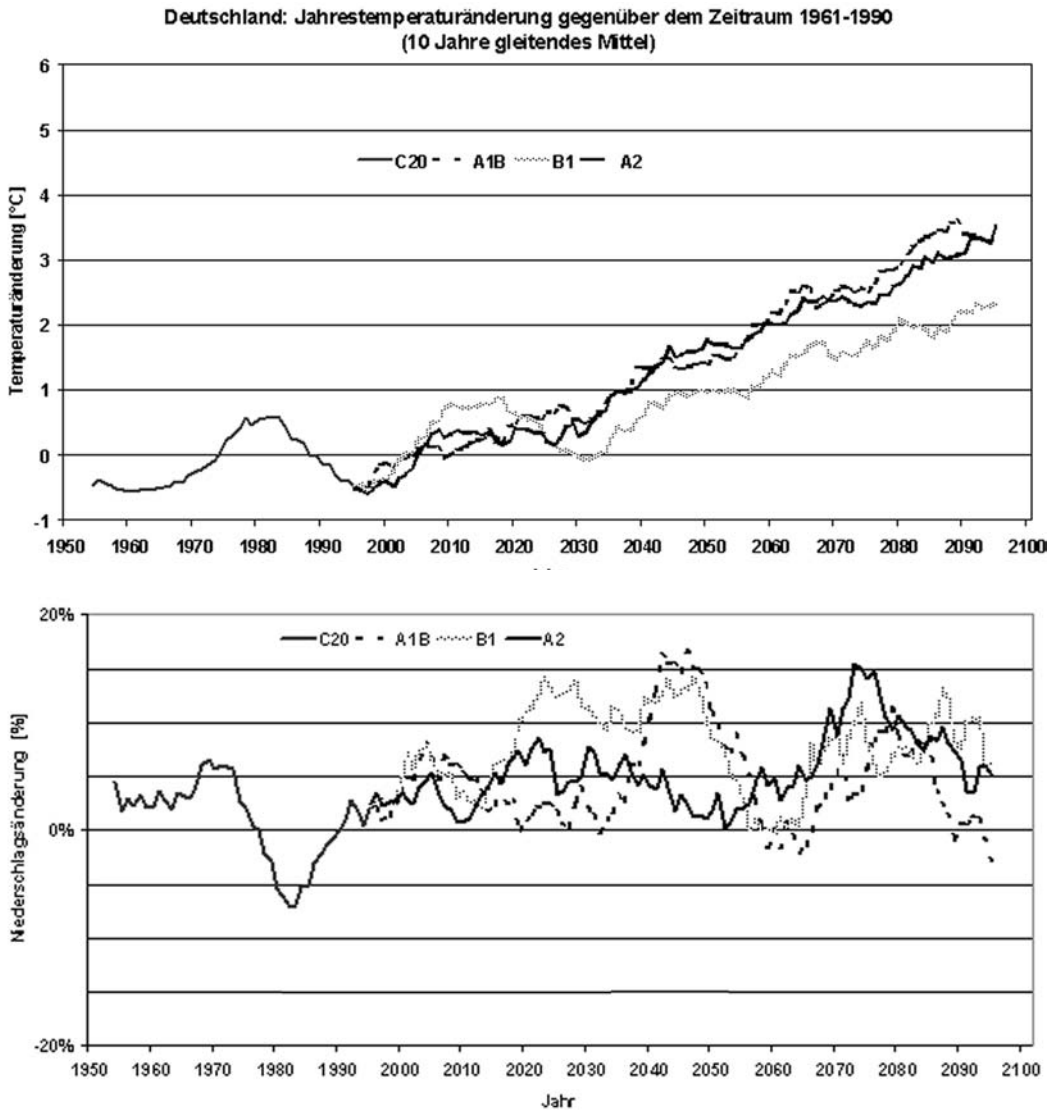


Abb. 1.1-II: mittlere Jahrestemperaturänderung (oben) und mittlere relative Niederschlagsänderung (unten) zur Klimanormalperiode 1961-1990 in Deutschland als gleitendes 10-Jahresmittel

Ostseeküste mit 2,8 °C etwas stärker sein könnte als die der Nordseeküste (2,5 °C). Obwohl sich an beiden Küsten die jährliche Niederschlagsmenge nicht ändert, dürfte den Touristen gefallen, dass es im Sommer bis zu 25% weniger regnen könnte. Im Winter gibt es jedoch bis zu 30% mehr Niederschlag.

Wegen gleichzeitig steigender Wintertemperaturen in den Alpen — bis zum Ende des Jahrhunderts könnten es mehr als 4 °C sein — wird der Niederschlag häufiger als Regen denn als Schnee fallen (s. Abb. 1.1-14). Fiel in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts dort im Jahr etwa ein Drittel des Gesamtniederschlags als Schnee, könnte es bis Ende des 21. Jahrhunderts nur noch ein

Sechstel sein. Diese Veränderungen haben zur Folge, dass sich die Zahl der Tage mit mehr als 3 cm Schneehöhe pro Jahr reduzieren, und zwar stärker in niedrigen Regionen wie z.B. Garmisch-Partenkirchen und Mittenwald, für die Abnahmen um deutlich mehr als die Hälfte möglich sein können. In den höheren Regionen wie Zermatt und St. Moritz wird jedoch nur eine Reduktion um ca. ein Drittel berechnet.

Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts könnten daher die schneebedeckten Flächen im Alpenraum sehr stark schrumpfen, wenn die Erwärmung stark zu nimmt (z.B. > 4 °C). Doch auch schon bei einer Temperaturzunahme von 3 °C, wie sie bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts

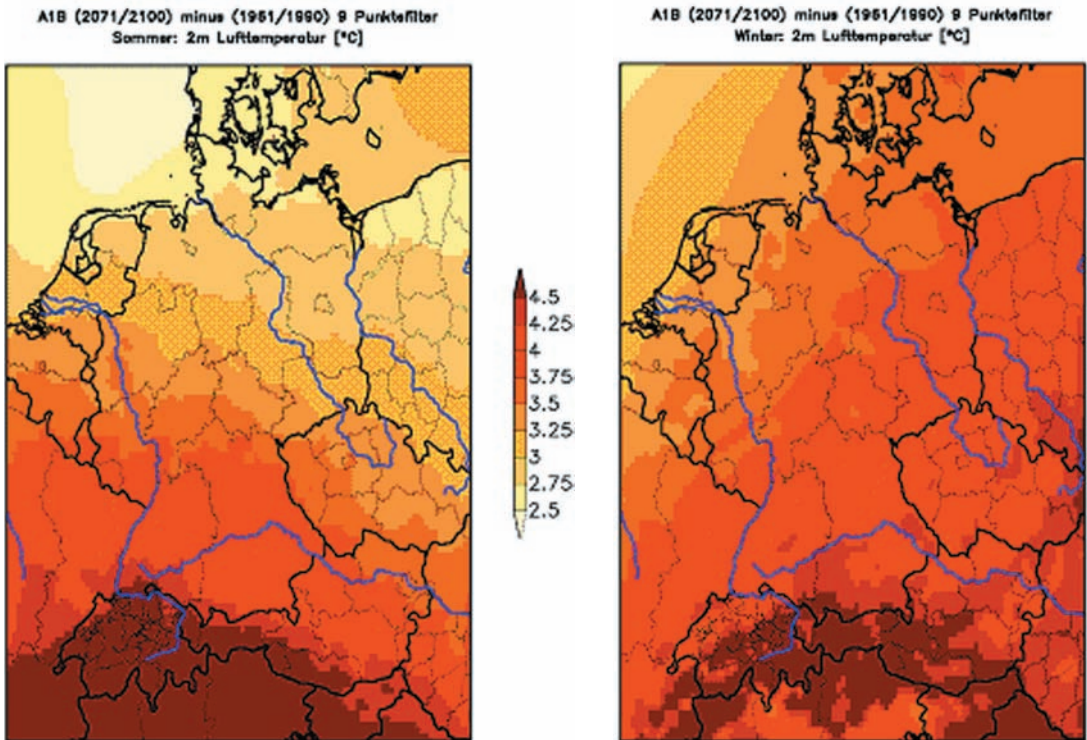


Abb. 1.1-12: Relative Temperaturänderung im Sommer (*linkes*) und im Winter (*rechtes Bild*) für die Jahre 2071–2100 gegenüber dem Vergleichszeitraum 1961–1990 unter der Annahme des A1B-Szenarios. Das Änderungssignal wurde mit digitalen 9 Punktefiltern geglättet.

simuliert wird, können sehr große schneebedeckte Flächen verschwinden, die heute noch als Schnee sicher gelten (Abb. 1.1-15).

Diese schnellen und tiefgreifenden Veränderungen des Klimas in Deutschland können gravierende Folgen für die Menschen und die Umwelt haben. Die Schadenpotentiale extremer Wetterereignisse wie Hitzewellen, Starkniederschläge und Stürme sind oftmals noch wesentlich größer als jene der schleichenden Klimaänderungen. Deswegen sind zurzeit am MPI-M detaillierte Analysen der Klimaszenarien in Arbeit, um Aussagen zur Häufigkeit und Stärke künftiger Extremereignisse machen zu können.

Abb. 1.1-16 zeigt hierzu eine zu erwartende Veränderung der Anzahl an Sommertageperioden (zusammenhängende Tage mit einer Maximaltemperatur > 25 °C) für das SRES B2 Emissionsszenario für drei europäische Einzugsgebiete (Nordeuropa: Lulealven, Mitteleuropa: Rhein, Südeuropa: Ebro). Hiernach ist in allen Gebieten für den Zeitraum 2071–2100 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961–1990 mit einer deutlichen Häufigkeitszunahme insbesondere der langen Perioden zu rechnen.

Im Einzugsgebiet des Lulealven steigt die Häufigkeit von Perioden der Längen 3–10 Tage (11–20 Tage)

von 2 auf 10 (von 0 auf 1) Ereignisse pro 30 Jahre. Sommertageperioden mit einer Länge von mehr als 20 Tagen treten im »kalten« Skandinavien auch im Klimaszenario nicht auf.

Anders verhält es sich im Rhein- und Ebroeinzugsgebiet. Im Rhein zeigen sich im Klimaszenario Periodenlängen > 40 Tage. Derartige lange und heiße Zeiträume treten im berechneten Kontrollklima, das die heutigen klimatischen Bedingungen repräsentiert, nicht auf. Auch im Ebroeinzugsgebiet steigt die Anzahl langer, heißer Perioden mit Längen > 51 Tage deutlich von 17 auf 26 Ereignisse pro 30 Jahre. Hier muss in der Zukunft also fast jedes Jahr mit langen Hitzeperioden gerechnet werden.

Die beschriebenen Veränderungen in Anzahl und Länge von Hitzeperioden werden unweigerlich mit einer erhöhten Auftretswahrscheinlichkeit von Niedrigwasserereignissen verbunden sein. Für den Pegel Kaub (Rhein) ergaben erste Analysen aus der klimatologischen Wasserbilanz für das B2 Emissionsszenario hierzu eine deutliche Häufigkeitszunahme von möglichen Niedrigwasserperioden (definiert als zusammenhängende Tage mit einem mittleren Abfluss < 750 m³/s) bis zu 21 Tagen Länge.

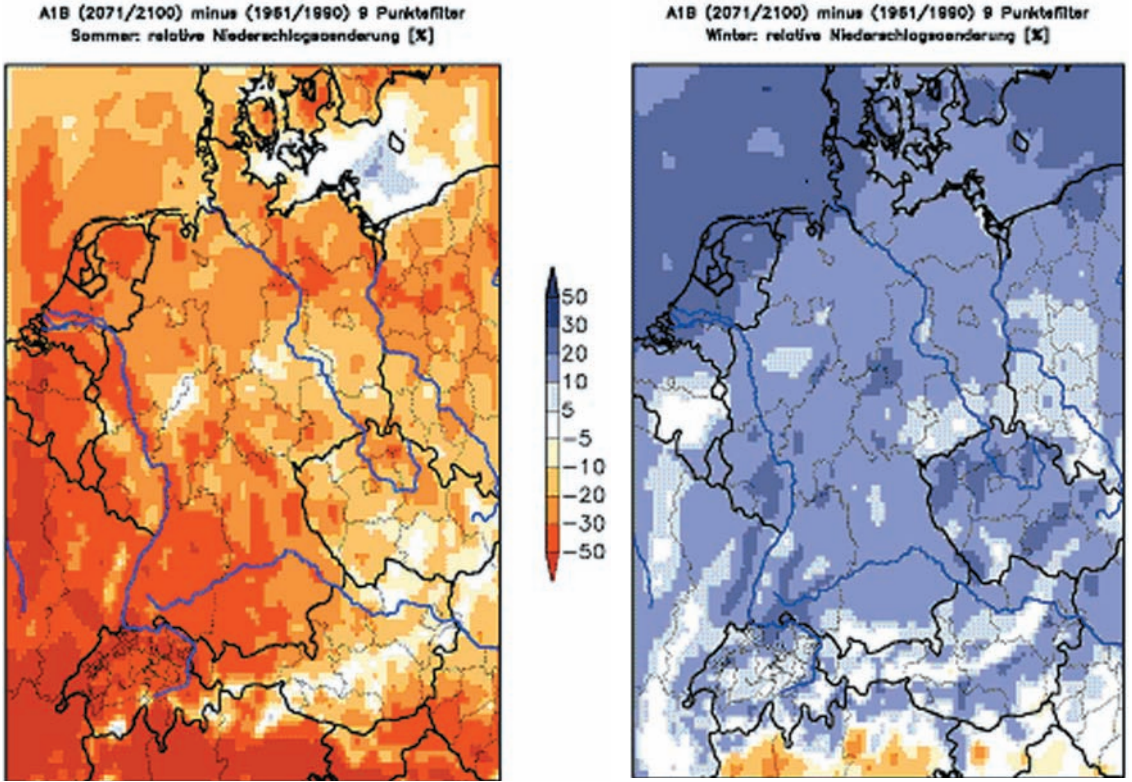


Abb. 1.1-13: Relative Niederschlagsänderung im Sommer (*linkes*) und im Winter (*rechtes Bild*) für die Jahre 2071–2100 gegenüber dem Vergleichszeitraum 1961–1990 unter der Annahme des A1B-Szenarios. Das Änderungssignal wurde mit digitalen 9 Punktefiltern geglättet.

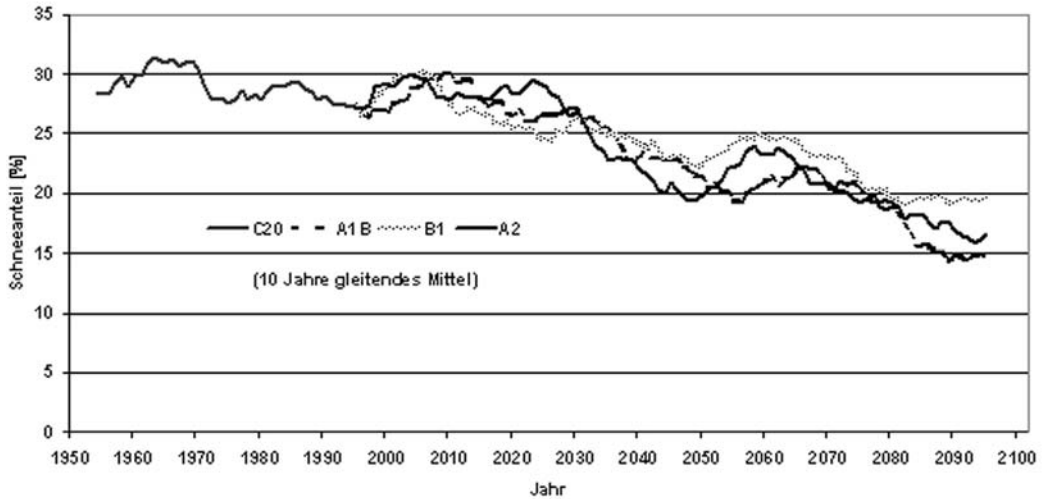
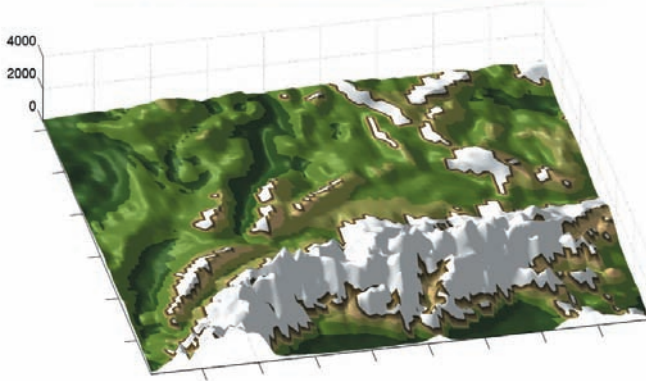
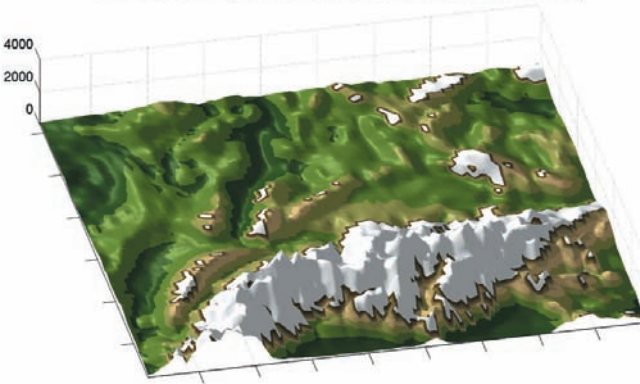


Abb.1.1-13: Mittlerer Schneeanteil am Jahresniederschlag in den Alpen als gleitende 10 Jahresmittel.

CTRL 1960-1989 (weiss: mittlere Schneehöhe > 2 mm w.e.)



A1B 2020-2049 (weiss: mittlere Schneehöhe > 2 mm w.e.)



A1B 2070-2099 (weiss: mittlere Schneehöhe > 2 mm w.e.)

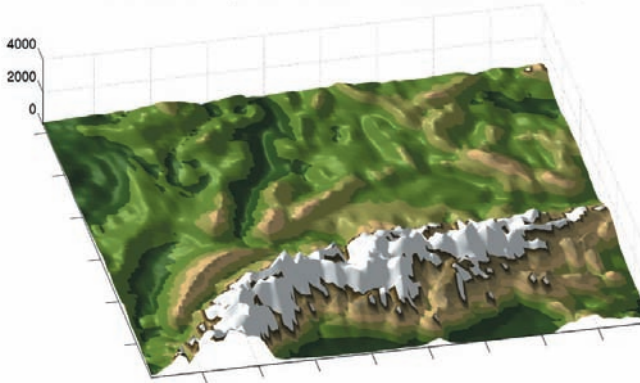


Abb. 1.1-14: Mittlere Schneehöhen > 2mm Wasseräquivalent (weiß) als 30-jährige Mittel nach dem A1B- Szenario

Klimaänderungen und die Ausbreitung von Krankheiten

Ein möglicher klimatischer Indikator zur Analyse der potenziellen Ausbreitung von Krankheiten ist die Jahresmitteltemperatur von 10 °C. Abb. 1.1-17 zeigt die Lage der 10 °C Grenze in Europa für 1961–1990 (links) und deren Verschiebung in Zeitraum 1991–2000. Sicherlich hat sich ihre Lage auch in den letzten Jahren

weiter nach Norden verschoben und erreicht in einzelnen Jahren schon fast Hamburg.

Für Deutschland kann aus den Beobachtungen des Deutschen Wetterdienstes ebenfalls diese Temperatursolinie bestimmt werden. In Abb. 1.1-18 zeigt sich im Südwesten Deutschlands eine deutliche Ausbreitung der Gebiete mit einer Jahresmitteltemperatur von mehr als 10 °C.

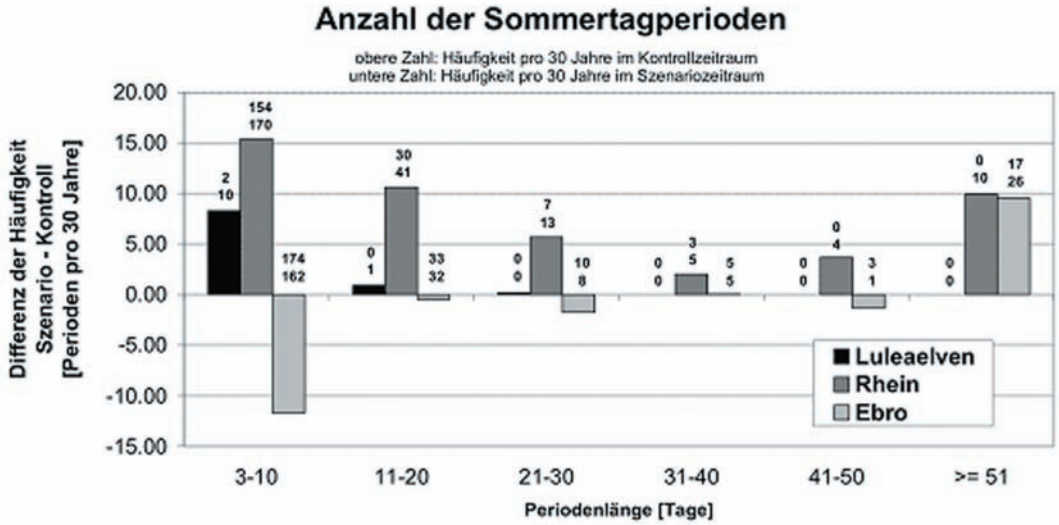


Abb. 1.1-15: Zukünftige Veränderung der Anzahl von Sommertagperioden (zusammenhängende Tage mit einer Maximaltemperatur > 25 °C) in drei europäischen Einzugsgebieten für das SRES B2 Emissionsszenario.

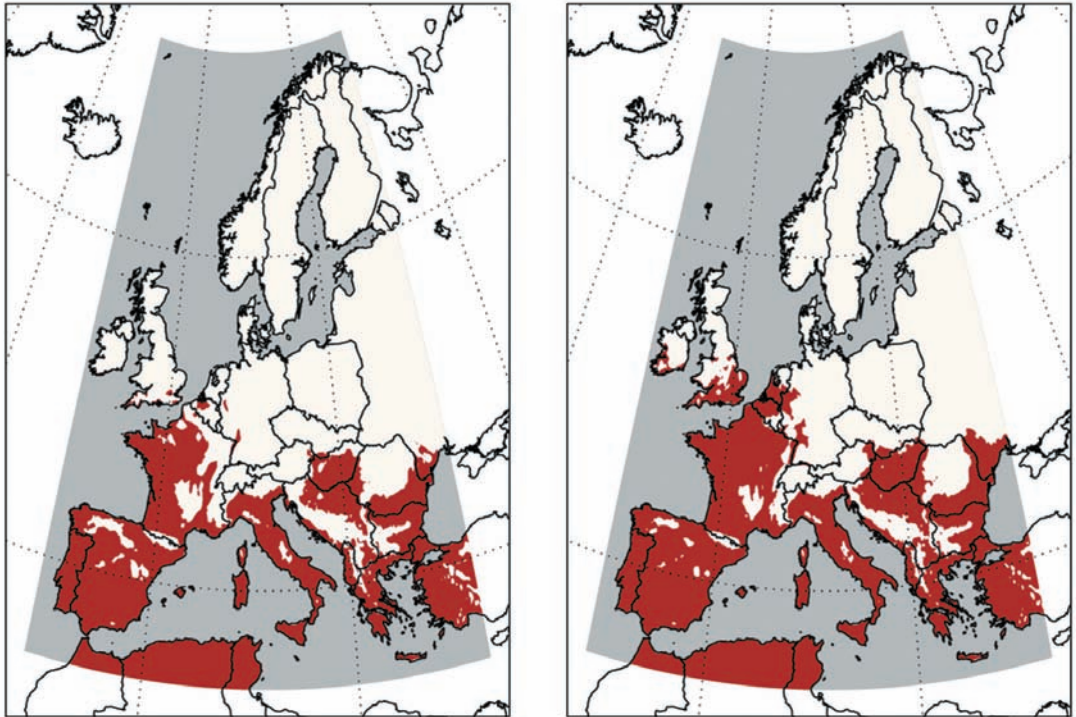


Abb. 1.1-16: Rot eingefärbte Gebiete mit einer Jahresmitteltemperatur größer als 10 °C, 1961–1990 links, und 1991–2000, rechts. Abgeleitet aus der CRU-Klimatologie (MIRCHEL et al. 2004).

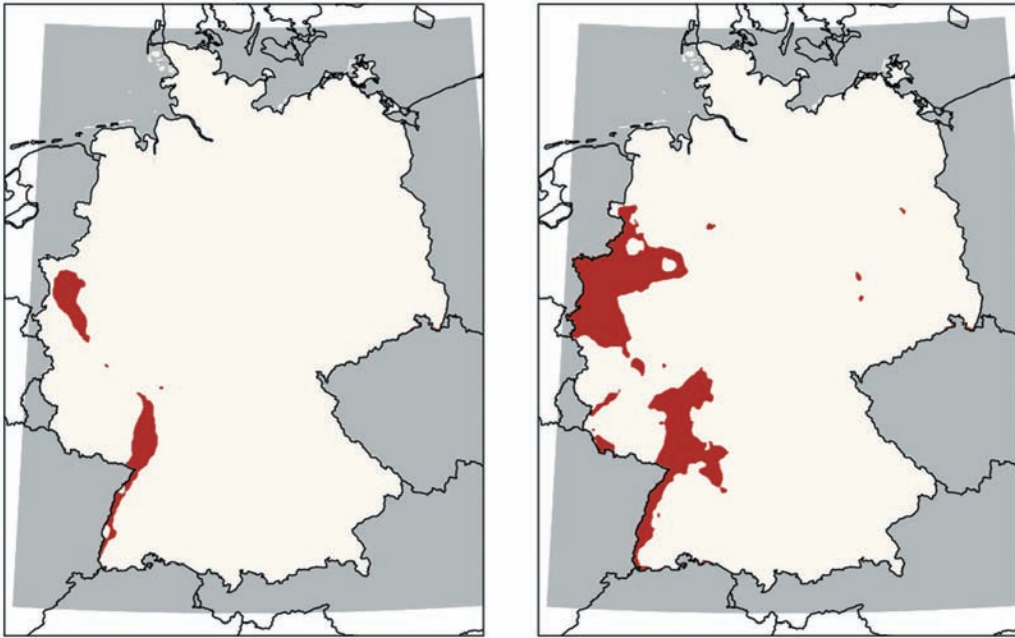


Abb. 1.1-17: Rot eingefärbte Gebiete mit einer Jahresmitteltemperatur größer 10 °C, 1961–1990 links, und 1991–2000, rechts. Abgeleitet aus der Beobachtungen des Deutschen Wetterdienstes.

Abschliessend zeigt Abb. 1.1-19 mögliche Verschiebungen der 10 °C Grenze in Europa, wie sie mit REMO für ein A1B und ein B1 Szenario für 2021 bis 2050 und für 2071 bis 2100 berechnet werden. Bis zum Ende diesen Jahrhunderts ist es möglich, dass diese Grenzlinie bis nach Südkandinavien vorrückt.

Danksagungen: Wir danken Katharina Bülow, Holger Göttel, Stefan Hagemann, Sven Kotlarski, Philip Lorenz und Lorenzo Tomassini vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg, die zur Durchführung der Modellrechnungen, der Erstellung der Abbildungen und Auswertungen der REMO- Ergebnisse beigetragen haben.

Literatur

ALLEN, M. R. & P. A. STOTT (2003): Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting. Part I: Theory. *Climate Dynamics*, 21, 477-491.

FREI C., CHRISTENSEN, J. H., DEQUE, M., JACOB, D., JONES, R.G. & P. L. VIDALE (2003): Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps', *J. Geophys. Res.* 108 (D3), 4124, doi:10.1029/2002JD002287.

HASSELMANN, K. (1979): On the signal-to-noise problem in atmospheric response studies. In: *Meteorology of Tropical Oceans* [D.B. Shaw (ed.)]. Royal Meteorological Society, Bracknell, UK, pp. 251-259.

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., BÄRRING, L., CHRISTENSEN, O.B., CHRISTENSEN, J. H., HAGEMANN, S., HIRSCHI, M., KJELLSTRÖM, E., LENDERINK, G., ROCKEL, B., SCHÄR, C., SENEVIRATNE, S. I., SOMOT, S., VAN ULDEN, A. & B. VAN DEN HURK (2007): An inter-comparison of regional climate models for Europe: Design of the experiments and model performance', *PRUDENCE Special Issue, Climatic Change*, Vol.81, Supplement 1, May 2007.

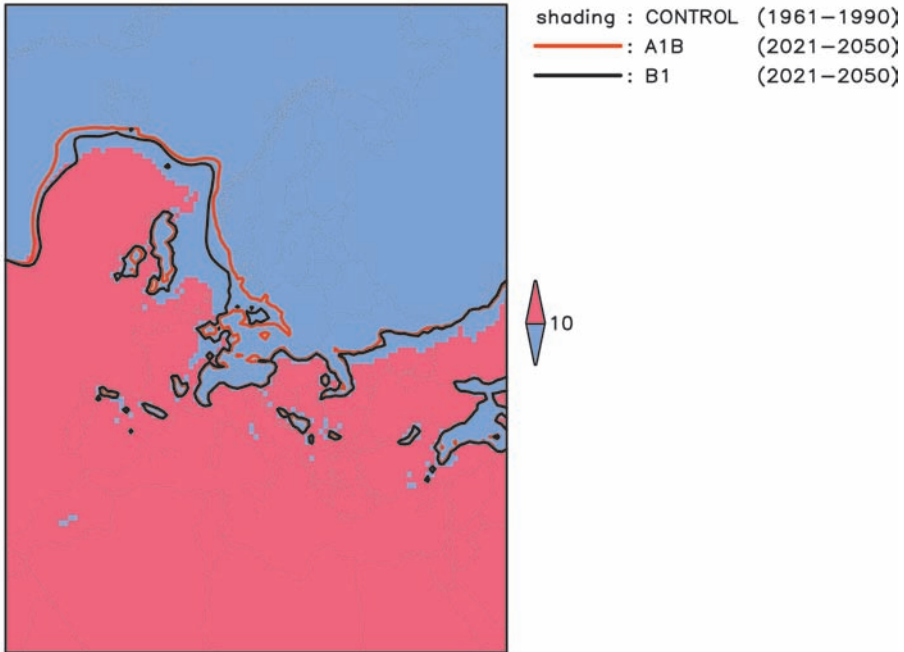
JACOB, D., GOETTEL, H. & P. H. LORENZ (2007): Hochoaufgelöste regionale Klimaszenarien für Deutschland, Österreich und die Schweiz, in *DMG Mmitteilungen*, 01/2007, 10-12, www.dmg-ev.de.

JUNGCLAUS, J. H., N. KEENLYSIDE, M. BOTZET, H. HAAK, J.-J. LUO, M. LATIF, J. MAROTZKE, U. MIKOLAJEWICZ & E. ROECKNER (2006): Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM. *Journal of Climate*, 19, 3952-3972.

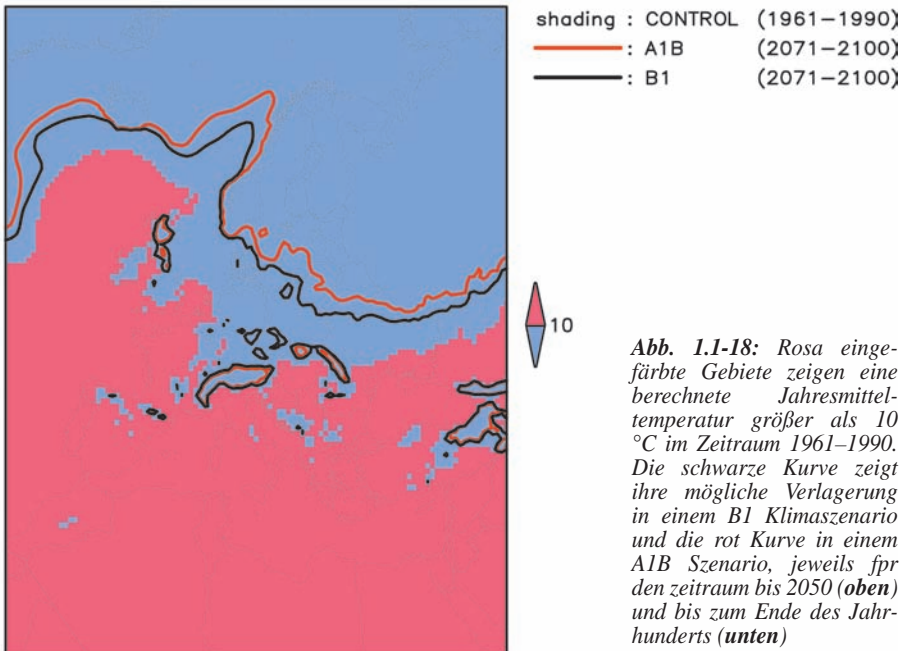
IPCC (2007) (AR4): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds.: Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller. Cambridge University Press [verfügbar unter <http://www.ipcc.ch>].

IPCC (2013) (AR5): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K.

REMO 0.44°: shift of 10°C isotherm
until 2021–2050
(annual mean of 2m temperature)



REMO 0.44°: shift of 10°C isotherm
until 2071–2100
(annual mean of 2m temperature)



*Abb. 1.1-18: Rosa eingefärbte Gebiete zeigen eine berechnete Jahresmitteltemperatur größer als 10 °C im Zeitraum 1961–1990. Die schwarze Kurve zeigt ihre mögliche Verlagerung in einem B1 Klimaszenario und die rote Kurve in einem A1B Szenario, jeweils für den Zeitraum bis 2050 (**oben**) und bis zum Ende des Jahrhunderts (**unten**)*

- Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley (eds.]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 S.
- MARSLAND, S. J., H. HAAK, J. H. JUNGCLAUS, M. LATIF & F. RÖSKE (2003): The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean Modelling*, 5, 91-127.
- MITCHELL, T. D., T. R. CARTER, P. D. JONES, M. HULME & M. NEW (2004): A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100). Tyndall Working paper 55, Tyndall Centre, UEA, Norwich, UK, 25 pp. <http://www.tyndall.ac.uk>
- ROECKNER, E., G. BÄUML, L. BONAVENTURA, R. BROKOPF, M. ESCH, M. GIORGETTA, S. HAGEMANN, I. KIRCHNER, K. KORNBLUEH, E. MANZINI, A. RHODIN, U. SCHLESE, U. SCHULTZWEIDA & A. TOMPKINS (2003): The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description. Max-Planck-Inst. F. Meteor., Report No. 349. Hamburg.
- ROECKNER E., R. BROKOPF, M. ESCH, M. GIORGETTA, S. HAGEMANN, L. KORNBLUEH, E. MANZINI, U. SCHLESE & U. SCHULTZWEIDA (2006): Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *Journal of Climate* 19, 3771-3791.
- SEIDEL, D. J. & W. J. RANDEL (2007): Recent widening of the tropical belt: Evidence from tropopause observations. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 112, D20113.
- SILLMANN, J. & E. ROECKNER (2008): Indices for extreme events in projections of anthropogenic climate change. *Climatic Change*, 86, 83-104.
- ZHANG, X., F. W. ZWIERS, G. C. HEGERL, F. H. LAMBERT, N. P. GILLET, S. SOLOMON, P. A. STOTT & T. NOZAWA (2007): Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature*, 448, 461-465.
- Kontakt:**
Dr. Erick Roeckner
Prof. Dr. Daniela Jacob
Max Planck Institut für Meteorologie, Hamburg
erich.roeckner@mpimet.mpg.de
daniela.jacob@hzg.de

Roeckner, E. & D. Jacob (2014): Der Klimawandel ist voll im Gange: ein Überblick. In: Lozán, J. L., Grassl, H., Karbe, L. & G. Jendritzky (Hrsg.). Warnsignal Klima: Gefahren für Pflanzen, Tiere und Menschen. 2. Auflage. Elektron. Veröffent. (Kap. 1.1) - www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de.