Jucundus Jacobeit

Klima im Wandel: welche Risiken zeigen sich im Klimasystem?

1 Einführung

Das Thema „Klimawandel" bleibt auf der Tagesordnung, weil sich die Wahrnehmung durchgesetzt hat, es nicht nur mit einem allmählichen Temperaturanstieg zu tun zu haben, sondern mit einer Entwicklung, die vielfältige und teils schwer kalkulierbare Risiken in sich birgt. Es kann an dieser Stelle nicht auf das gesamte Spektrum dieser potenziellen Risiken eingegangen werden, vielmehr sollen einige ausgewählte Beispiele diskutiert werden, denen grundlegende Bedeutsamkeit zukommt. So besteht etwa bei der künftigen Entwicklung des Meeresspiegelanstiegs keine Klarheit, ob es eher bei relativ moderaten Werten bleibt, wie sie das IPCC (2007) in seinem vierten Sachstandsbericht für die Spannbreite seiner Zukunftsszenarien angegeben hat (zwischen 18 und 59 cm bis gegen Ende des 21. Jahrhunderts mit einem Zentralwert für das ‚mittlere' Emissionsszenario A1B von unter 40 cm). Unser Augenmerk wird sich dabei nicht auf alternative Abschätzungen richten, die zu höheren Werten gelangen (z. B. 50 – 140 cm nach Rahmstorf 2007), sondern auf ein Phänomen, dessen Auswirkung auf den Meeresspiegelanstieg laut IPCC (2007) zu den ungelösten Fragen der heutigen Klimaforschung zählt: die verstärkte Eisflussdynamik in Auslassgletschern der kontinentalen Inlandeisschilde, die seit Mitte der 1990er-Jahre beobachtet worden ist (Kap. 2). Handelt es sich dabei lediglich um ein zyklisches Phänomen, bei dem verstärkte Eisverluste absehbar wieder von einer normalisierten Eisflussdynamik abgelöst werden, oder indizieren die jüngeren Beobachtungen den Beginn einer langfristigen Entwicklung, bei der durch dramatisch gesteigerte Eisverluste ein wesentlich stärkerer Meeresspiegelanstieg droht?

Ein weiteres Beispiel wird Projektionen regionaler und saisonaler Niederschlagsumverteilungen behandeln (Kap. 3), durch die sich ernsthafte Klimafolgen für Wasserhaushalt und Wasserverfügbarkeit ergeben können. Besondere Aufmerksamkeit erfahren auch befürchtete Zunahmen von Extremereignissen, die in Kapitel 4 exemplarisch mit Blick auf Starkniederschläge und Stürme

diskutiert werden. Schließlich beschäftigt die Klimaforschung die hoch brisante Frage, ob im Zuge der globalen Erwärmung an verschiedenen Stellen des Klimasystems kritische Schwellenwerte erreicht werden, an denen ein grundlegender Systemzustandswechsel eintritt, also eine Instabilität des Klimasystems. Diese weitläufige Frage wird abschließend in Kapitel 5 am Beispiel der thermohalinen Ozeanzirkulation aufgegriffen.

2 Beschleunigter Meeresspiegelanstieg durch verstärkte Eisflussdynamik?

Der mittlere Meeresspiegel ist seit 1993 durchschnittlich um 3,26 mm pro Jahr angestiegen (Ablain et al. 2010) und damit um mehr als doppelt so viel wie im Mittel während des 20. Jahrhunderts (ca. 1,5 mm pro Jahr, siehe Sterr 2007). Zwar dominiert nach IPCC (2007) dabei immer noch die thermische Expansion als Hauptursache, aber dennoch stellt sich die Frage, ob für diese Beschleunigung die seit etwa 1,5 Jahrzehnten beobachtete verstärkte Eisflussdynamik in Auslassgletschern der Inlandeisschilde verantwortlich ist und ob dies den Beginn eines weiter verschärften Meeresspiegelanstiegs in der Zukunft markiert. Nach Satellitenbeobachtungen der NASA (Abb. 1) hat sich in den letzten Jahren beim grönländischen Inlandeis zwar die Fläche mit Eisverlusten im Südosten deutlich vergrößert und auch nach Nordwesten ausgedehnt, auf der anderen Seite nimmt aber im Zentrum eine größere Fläche stärker an Eismächtigkeit zu. Ähnliche Unterschiede in der Eisentwicklung zwischen Randbereichen und Zentrum sind im IPCC-Report (2007) auch für die Antarktis aufgezeigt worden. In der gesamten Massenbilanz ergibt sich nach IPCC (2007) unter Berücksichtigung des jeweiligen Unsicherheitsbereichs für Grönland ein kleiner, aber von Null verschiedener Beitrag zum rezenten Meeresspiegelanstieg (0,21 +- 0,07 mm pro Jahr), während für die Antarktis der gleiche Betrag aufgrund seines wesentlich größeren Unsicherheitsbereichs (0,21 +- 0,35 mm pro Jahr) nicht als signifikant bezeichnet werden kann (der Wert Null liegt im 90 %-Konfidenzintervall). In der Zukunftsprojektion für das letzte Jahrzehnt des 21. Jahrhunderts (Abb. 2) wird der Beitrag der Antarktis zum Meeresspiegelanstieg für alle Hauptszenarien sogar leicht negativ abgeschätzt, bedingt durch positive Massenbilanz aufgrund zunehmender Niederschläge (in fester Form) bei erhöhten, aber nach wie vor frostigen Temperaturen. Nicht enthalten in diesen Abschätzungen ist aber der umstrittene Effekt verstärkter Eisflussdynamik in Auslassgletschern. Er wird vom IPCC gesondert veranschlagt (Abb. 2) und mangels genauerer Kenntnisse nur mit wenigen zusätzlichen Zentimetern Meeresspiegelanstieg angesetzt.

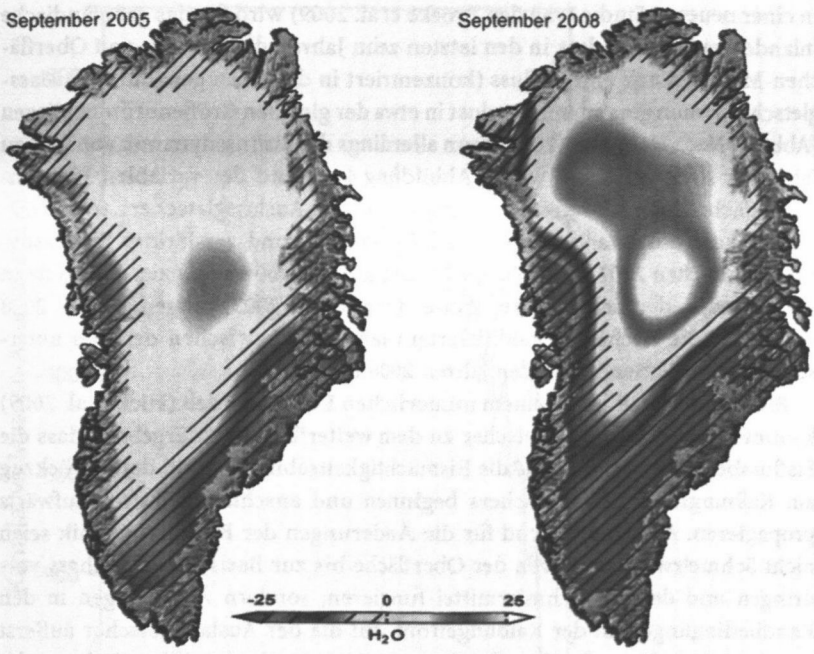

Abb. 1*: Änderungen in Grönlands Eismasse im Vergleich zwischen September 2005 und September 2008, gemessen im Rahmen des NASA-Projekts „Gravity Recovery and Climate Experiment" (verändert nach http://www.jpl.nasa.gov/news/news.cfm?release=2010-100) (21.12. 2010).

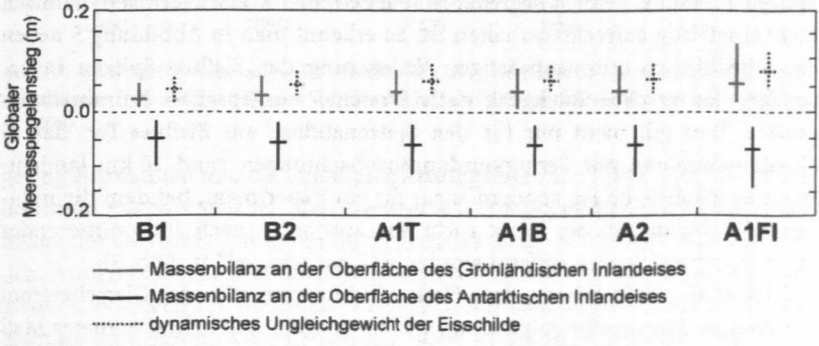

Abb. 2*: Beiträge des Grönländischen und des Antarktischen Inlandeises sowie des dynamischen Ungleichgewichts der Eisschilde zum global gemittelten Meeresspiegelanstieg 2090 - 2099 gegenüber 1980 - 1999 (inkl. 90 %-Konfidenzintervallen) für die wichtigsten Emissionsszenarien (verändert nach IPCC 2007).

In einer neueren Studie (van den Broeke et al. 2009) wird für das grönländische Inlandeis aufgezeigt, dass in den letzten zehn Jahren die Beiträge von Oberflächen-Massenbilanz und Eisfluss (konzentriert in den oben genannten Auslassgletschern) zum gesamten Eisverlust in etwa der gleichen Größenordnung liegen (Abb. 3). Nach Hamilton (2010) kann allerdings die Eisflussdynamik von Jahr zu Jahr sehr stark variieren, wie in Abbildung 4 anhand der variablen Einmündungsfläche des südostgrönländischen Helheim-Auslassgletschers für ausgewählte Jahre dokumentiert wird. So hat sich aufgrund verstärkter Eisflussdynamik zwischen 2001 und 2005 die Fläche um etwa 60 % reduziert, 2006 dann aber wieder deutlich höhere Werte (wie etwa 2003) angenommen. 2008 schwankte die Fläche bei modifiziertem Jahresgang zwischen deutlich unterschiedlichen Werten wie in den Jahren 2006 und 2005.

Eine jüngere Studie mit einem numerischen Eisflussmodell (Nick et al. 2009) kommt für den Helheim-Gletscher zu dem weiterführenden Ergebnis, dass die Eisflussbeschleunigung sowie die Eismächtigkeitsabnahme und der Eisrückzug am Kalbungsende des Gletschers beginnen und anschließend stromaufwärts propagieren. Ausschlaggebend für die Änderungen der Eisflussdynamik seien nicht Schmelzwässer, die von der Oberfläche bis zur Basis des Gletschers vordringen und dort als Schmiermittel fungieren, sondern Änderungen in den Randbedingungen an der Kalbungsfront, auf die der Auslassgletscher äußerst rasch reagiere. Derartige Randbedingungen werden in den klimatischen oder ozeanischen Verhältnissen gesehen, die in einzelnen Jahren oder Jahressequenzen beträchtliche Anomalien aufweisen können (etwa positive Meerestemperaturanomalien als Auslöser beschleunigten Eisflusses). In einem ‚front-stress perturbation experiment' wird weiterhin aufgezeigt, dass die Andauer von Spitzen-Eisabfluss zeitlich begrenzt ist und extremer Massenverlust dynamisch nicht langfristig aufrechtzuerhalten ist. So erkennt man in Abbildung 5 neben der allmählichen stromaufwärtigen Verlagerung der Eisfluss-Spitzen insbesondere den raschen Rückgang nach Erreichen ausgeprägter Kulminationspunkte. Dies gilt nicht nur für den Spitzenabfluss am Eisfluss-Tor, das in Übereinstimmung mit Fernerkundungsbeobachtungen rund 10 km landeinwärts zu lokalisieren ist, sondern sogar für ein Experiment, bei dem die induzierende Störung an der Front nicht wie ansonsten nach intermittierender Einwirkungszeit wieder entfernt worden ist („no removal" in Abb. 5).

Nick et al. (2009) folgern, dass Eisflussänderungen nahe der Gletscherfront kurzfristige dynamische Anpassungen widerspiegeln und kein geeignetes Maß für die Beurteilung längerfristiger Massenbilanzänderungen des gesamten Eisschildes darstellen. Insofern können die zukünftigen Massenverluste zumindest beim Helheim-Gletscher weniger ausgeprägt sein als es in den vergangenen Jahren beobachtet worden ist. Sollte dies für alle relevanten Auslassgletscher gelten, wäre das Risiko eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs eher als

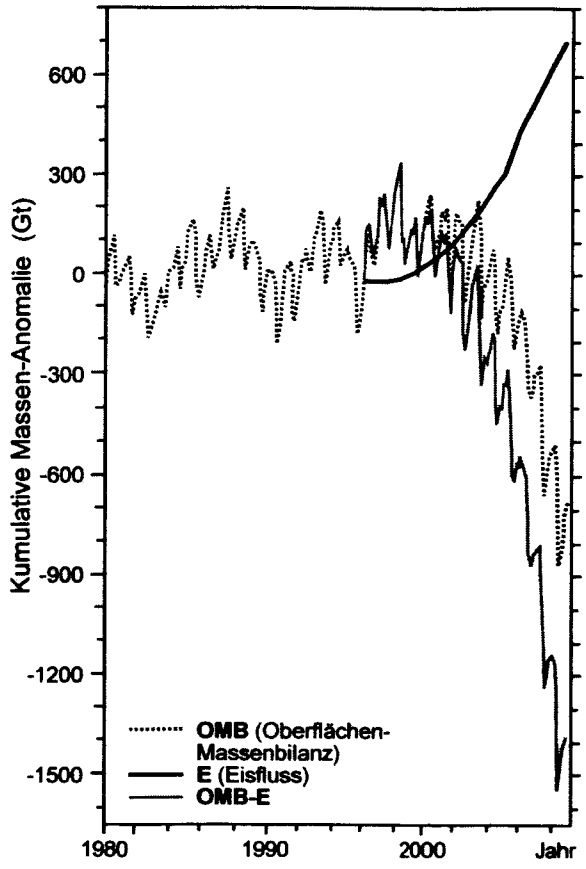

Abb. 3*: Kumulative Anomalien der Oberflächen-Massenbilanz, des Eisflusses sowie der resultierenden Gesamtbilanz für das Grönländische Inlandeis (verändert nach van den Broeke et al. 2009).

gering einzustufen und die moderaten Anstiegsraten nach IPCC (2007) – primär bestimmt aus thermischer Meereswasserausdehnung und Oberflächenmassenbilanz der Gletscher – müssten nicht grundsätzlich als obsolet betrachtet werden. Andererseits ist aber auch nicht auszuschließen, dass lokale Bedingungen an der Gletscherfront, die einen (wenn auch nur vorübergehenden) verstärkten Eisfluss induzieren, künftig gehäuft oder wirksamkeitsgesteigert auftreten. Insbesondere bei positiven Meerestemperaturanomalien als potenzieller Auslöser dürfte dies eine nicht unrealistische Perspektive sein, die längerfristig-kumulativ doch stärkere Eisverluste implizieren könnte. Das hier nur kurz an-

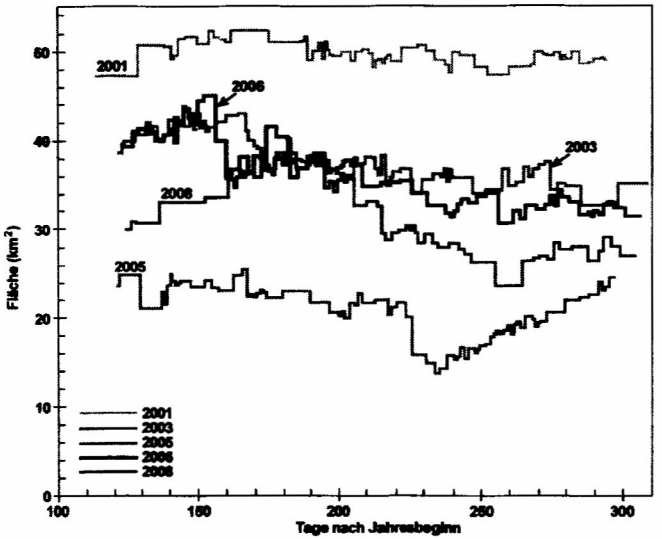

Abb. 4*: Flächenentwicklung des Helheim-Auslassgletschers (SE-Grönland) für ausgewählte Einzeljahre (verändert nach Hamilton 2010).

gerissene kontrovers diskutierte Problem wird die Klimaforschung weiter intensiv beschäftigen.

Ein weiteres potenzielles Risiko in diesem Kontext liegt darin, dass der Meeresspiegelanstieg regional mehr oder weniger stark um den globalen Mittelwert herum variieren kann, wie es bereits für die letzten Jahrzehnte beobachtet worden ist (IPCC 2007), bedingt durch den Einfluss von Windsystemen und Meeresströmungen. Dies kann dazu führen, dass manche Küsten viel weniger, andere dagegen viel stärker vom Meeresspiegelanstieg betroffen sein werden als es ein globaler Mittelwert zum Ausdruck zu bringen vermag. Bezüglich der Rolle des grönländischen Inlandeises hat eine jüngst publizierte Modellstudie (Kopp et al. 2010) für die hypothetische Annahme eines Abschmelzvolumens, das einem globalen Meeresspiegelanstieg von 1 m entsprechen würde (etwa ein Siebtel der gesamten Eismasse Grönlands), das bemerkenswerte Ergebnis erbracht, dass der Meeresspiegel sich an der Nordseeküste kaum verändern würde, vor Grönland selbst sogar einige Meter fallen würde, und das Gros des Anstiegs sich auf südlichere Regionen verteilen würde (bedingt durch regional reduzierte Schwerkraftwirkung aufgrund der Massenverluste am Eiskörper). Die regional differenzierten Dimensionen globaler Veränderungen im Klimasystem bergen also spezifische Risikomomente, denen sich die Forschung künftig weit stärker widmen muss als bisher.

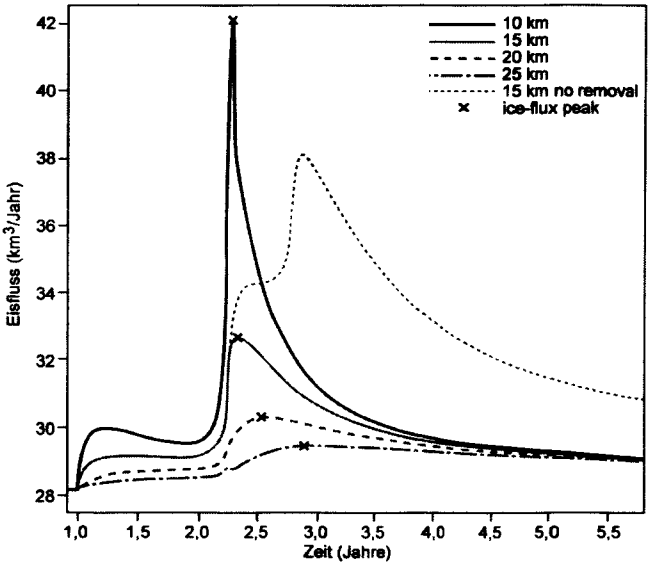

Abb. 5*: Modellierte Reaktion im Eisfluss des Helheim-Auslassgletschers (SE-Grönland) in verschiedenen Entfernungen von der Kalbungsfront für ein „front-stress perturbation experiment" (siehe Text). „No removal" repräsentiert ein Experiment, bei dem die induzierende Störung an der Front nicht wie ansonsten nach intermittierender Einwirkungszeit wieder entfernt worden ist. „Ice-flux peak" kennzeichnet den jeweiligen Spitzen-Eisfluss an den verschiedenen Lokalitäten (verändert nach Nick et al. 2009).

3 Regionale und saisonale Niederschlagsumverteilungen?

Im vierten Sachstandsbericht des IPCC (2007) werden für die beiden letzten Jahrzehnte des 21. Jahrhunderts (Szenario A1B) schon bei globaler Betrachtung räumlich unterschiedliche Niederschlagsveränderungen erkennbar. Dabei stehen – mit gewisser jahreszeitlicher Verlagerung – den Überschüssen in innertropischen Bereichen und in mittleren bis hohen Breiten Defizite vor allem in randtropisch-subtropischen Gebieten gegenüber. Dies bedeutet, dass feuchte Regionen tendenziell mit weiter steigenden Niederschlägen zu rechnen haben, während trockene Regionen, in denen schon heute Probleme beim Wasserhaushalt und bei der Wasserverfügbarkeit bestehen, mit weiter zurückgehenden Niederschlägen konfrontiert werden dürften. Bestätigt wird dies in regionalen Klimamodellsimulationen des PRUDENCE-Projekts (Abb. 6) für den europäischen Raum, die hinsichtlich der jährlichen Niederschlagsmenge – in diesem Beispiel für das stärkere Emissionsszenario A2 – deutliche Zunahmen im Norden und ebenso deutliche Abnahmen im Süden zeigen (Mitteleuropa liegt mit insgesamt schwachen Änderungssignalen im Übergangsraum).

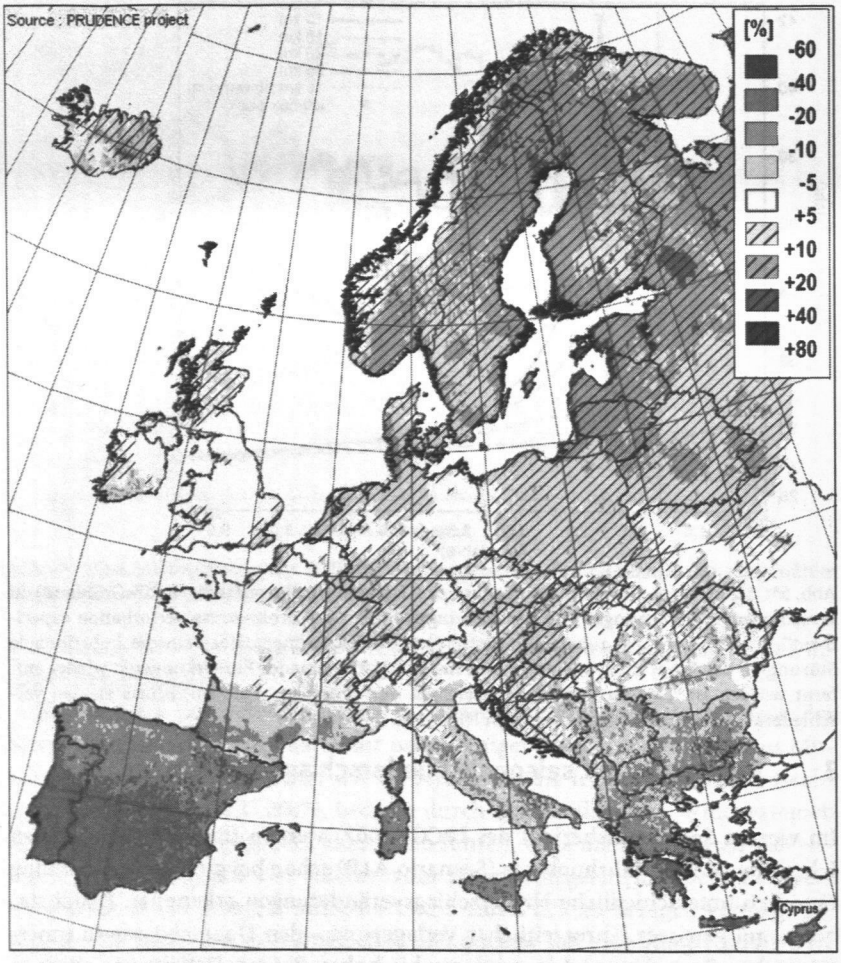

Abb. 6*: Prozentuale Änderung im mittleren Jahresniederschlag zwischen 2071–2100 und 1961–1990 nach Klimamodellsimulationen des PRUDENCE-Projekts für das Emissionsszenario A2 (verändert nach http://peseta.jrc.ec.europa.eu/docs/ClimateModel.html (20.12.2010)).

Risikobehaftet ist diese mutmaßliche Entwicklung vor allem für den Mittelmeerraum, der als wechselfeuchte Region ganz besonderen Herausforderungen gegenübersteht. Abb. 7 verdeutlicht – auf der Basis statistischer Downscaling-Abschätzungen (Hertig & Jacobeit 2008), hier für das schwächere Emissionsszenario B2 – die regionalspezifischen Niederschlagsänderungen während der mediterranen Regenzeit von Oktober bis Mai: man erkennt neben Zunahmen im Kern der winterlichen Regenzeit, die auf den Norden und Westen des Mittelmeerraums konzentriert sind, vor allem Abnahmen, von denen zeitlich vor-

nehmlich die Anfangs- und Endphasen der Regenzeit betroffen sind, räumlich insbesondere die trockenen Regionen im Süden und Osten. Auch wenn diese projizierten Niederschlagsänderungen nur zu einem geringen Teil statistische Signifikanz erreichen (Hertig & Jacobeit 2008), so indizieren sie doch ein latentes Risiko für Verschlechterungen im Wasserhaushalt weiter Teile der gesamten Mittelmeerregion. Dies wird unterstrichen durch weiterführende hydrologische Abschätzungen für ein ostmediterranes Beispielsgebiet, das obere Jordan-Einzugsgebiet (Abb. 8), in dem bis Ende des 21. Jahrhunderts mit erheblichen Einbußen von teils mehr als 30 % bei der Grundwasserneubildung gerechnet werden muss (Kunstmann 2007).

Nicht so gravierend sind die mutmaßlichen hydroklimatischen Änderungen in Mitteleuropa, wenngleich auch bei wenig geänderten Jahresniederschlagssummen (vgl. Abb. 6) saisonale Umverteilungen nicht unbeträchtlichen Ausmaßes in Rechnung zu stellen sind. Abbildung 9 gibt ein Beispiel aus dem Bundesland Bayern, bei dem – hier für den näherliegenden Projektionszeitraum 2021 – 2050 – die gegenteilige Niederschlagsentwicklung im Winter (positiv) und im Sommer (negativ) zu erkennen ist. Für die Wasserversorgung während der Vegetationsperiode stellen derartige saisonale Niederschlagsumverteilungen durchaus ein nicht zu vernachlässigendes Moment dar. Allerdings muss ergänzend hinzugefügt werden, dass gerade Niederschlagsabschätzungen mit erheblichen Unsicherheiten behaftet sind. Das zeigt etwa der neue Global Change Atlas (2009) für das obere Donaueinzugsgebiet, bei dem die räumlich besonders hoch aufgelösten saisonalen Niederschlagsprojektionen zweier verschiedener regionaler Klimamodelle in Teilen der räumlichen Änderungsmuster nicht einmal im Vorzeichen übereinstimmen. Es besteht also nach wie vor hoher Forschungsbedarf, um die Risiken von Niederschlagsänderungen und die daraus resultierenden Änderungen der Wasserverfügbarkeit besser einschätzen zu können.

4 Zunahme von Extremereignissen?

Dieser Aspekt des Klimawandels genießt besondere Aufmerksamkeit, da spektakulärere Auswirkungen erwartet werden als bei langsamen Änderungen mittlerer Verhältnisse. Entgegen landläufigen Meinungen von einer generellen Zunahme extremer Ereignisse im Gefolge des Klimawandels zeigen differenziertere Betrachtungen (z. B. Schönwiese 2007; Jacobeit 2008), dass sowohl hinsichtlich der Art von Extremereignissen als auch bezüglich der räumlichen Betroffenheit unterschieden werden muss. An dieser Stelle können nur zwei ausgewählte Beispiele etwas näher beleuchtet werden, wir konzentrieren uns auf Starkniederschläge sowie Sturmereignisse.

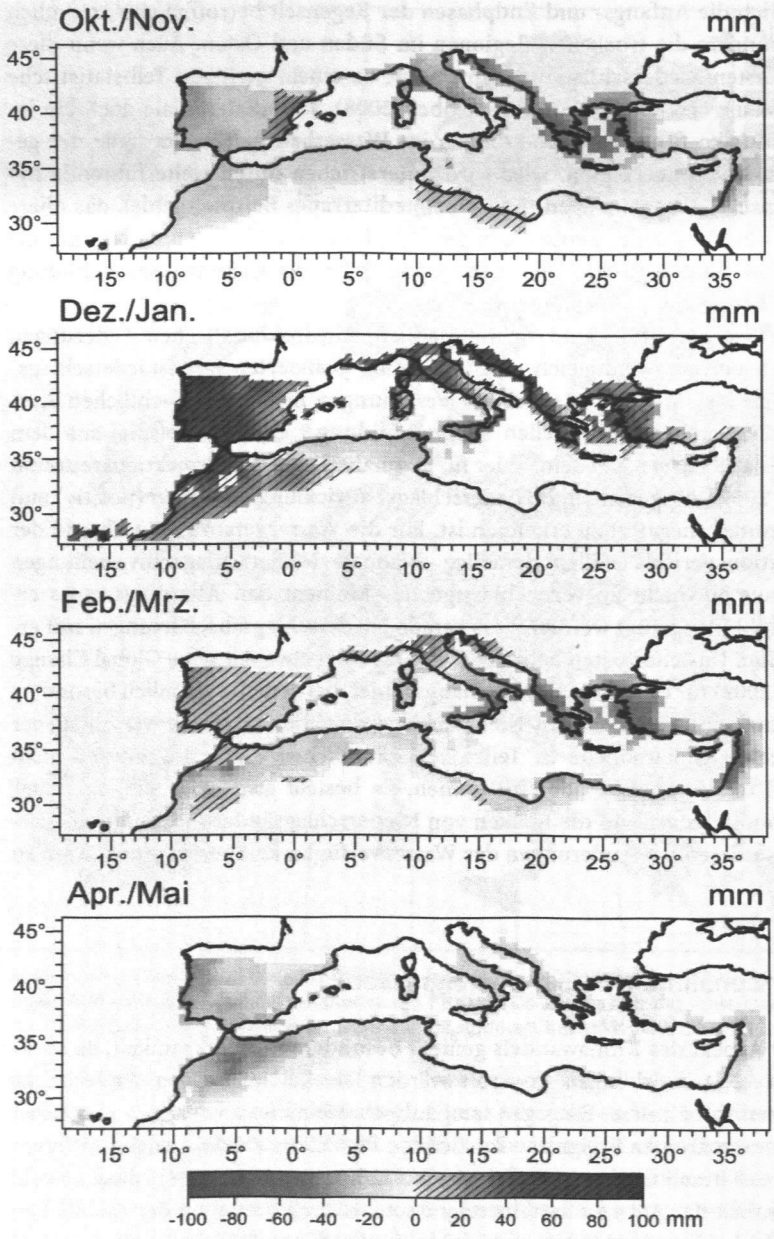

Abb. 7*: Niederschlagsänderungen (Oktober bis Mai) zwischen 2071 – 2100 und 1990 – 2019 nach statistischem Downscaling aus großskaligen ECHAM4-Prädiktoren (1000 hPa und 500 hPa geopotenzielle Höhen sowie 1000 hPa spezifische Feuchtigkeit) für das Emissionsszenario B2 (verändert nach Hertig & Jacobeit 2008).

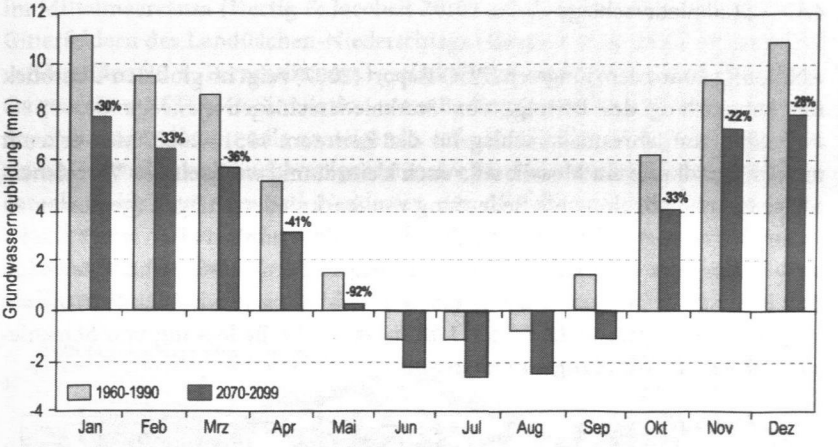

Abb. 8*: Prozentuale Änderungen der mittleren monatlichen Grundwasserneubildung zwischen 2070 – 2099 und 1961 – 1990 im oberen Jordan-Einzugsgebiet nach gekoppelten Klima-Hydrologie-Simulationen für das Emissionsszenario B2 (verändert nach Kunstmann 2007).

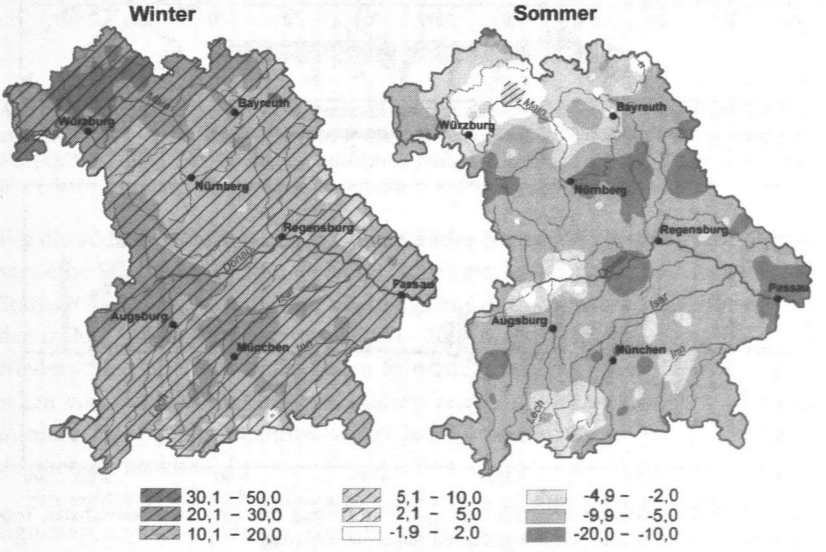

Abb. 9*: Prozentuale Änderung des Niederschlags in Bayern im Winter- und Sommerhalbjahr zwischen 2021 – 2050 und 1971 – 2000 nach wetterlagenbasiertem Downscaling aus großskaligen ECHAM4-Prädiktoren (Modell WETTREG) für das Emissionsszenario B2 (verändert nach Bay. Landesamt für Umwelt 2008).

4.1 Starkniederschläge

Abbildung 10 aus dem jüngsten IPCC-Report (2007) zeigt im globalen Überblick die Entwicklung des Beitrags von Starkniederschlägen (jenseits des 95 %-Perzentils) am Jahresniederschlag für den Zeitraum 1951 – 2003. Man erkennt auf der Trendkarte ein Mosaik teils auch kleinräumig wechselnder Vorzeichen. Steigende und abnehmende Bedeutung von Starkniederschlägen (gemessen an ihrem Beitrag zum Jahresniederschlag) lösen sich räumlich also immer wieder ab, was den stark von lokalen Faktoren geprägten Niederschlagscharakter zeigt. Erst in der global integrierten Zeitreihe von Abbildung 10 wird deutlich, dass in jüngster Zeit (etwa seit Ende der 1980er-Jahre) die Bedeutung von Starkniederschlägen im Mittel zugenommen hat.

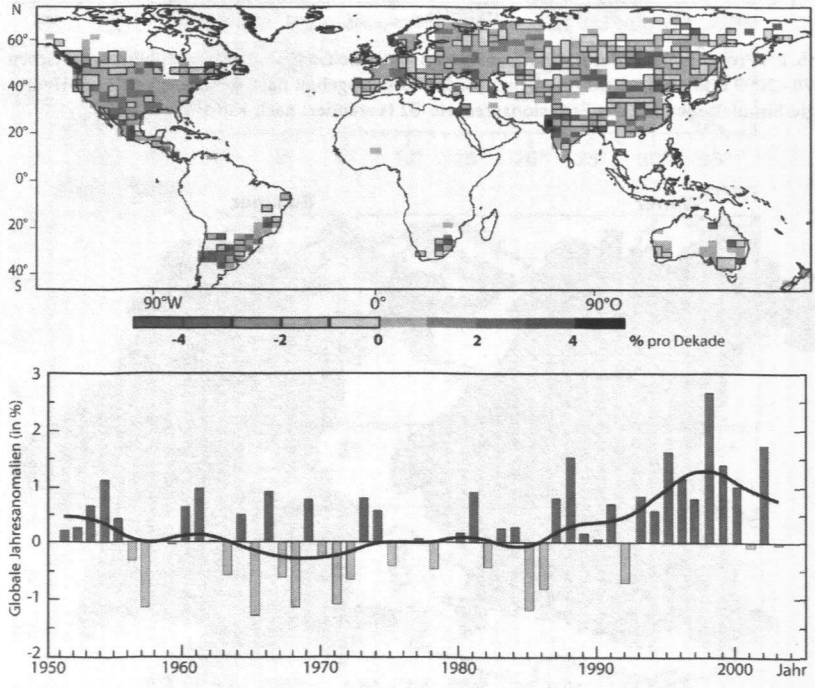

Abb. 10*: Oben: Beobachtete Trends 1951 – 2003 im Beitrag der niederschlagsreichsten Tage (jenseits des 95 %-Perzentils) zum gesamten Jahresniederschlag.
Unten: Globale jährliche Anomalien dieses Beitrags, ausgedrückt als Prozentabweichung vom Mittel der Periode 1961 – 1990 (verändert nach IPCC 2007).

Auch ein szenario-basierter Blick in die Zukunft lässt teils kleinräumig variierende Änderungen beim Starkniederschlag erkennen. Abbildung 11 zeigt statistische Downscaling-Abschätzungen für den Kernwinter (Dezember / Januar)

im Mittelmeerraum (Hertig & Jacobeit 2010) auf der Grundlage von täglichen Gitterfeldern des Landflächen-Niederschlags (Haylock et al. 2008), interannuell variierenden 95 %-Perzentilen und großskaligem atmosphärischem Prädiktor-Output einer ECHAM5-Simulation unter Bedingungen des A1B-Szenarios. Die Abschätzungen liefern teils ansteigende, teils rückläufige 95 %-Perzentile, d. h. sowohl intensivere als auch weniger intensive Starkniederschläge, wobei ersteres vor allem im Zentrum und Nordosten des Mittelmeerraumes vertreten ist, letzteres im Westen und Norden. Zirkulationsdynamische sowie lokale Einflussfaktoren für derartige regionale Unterschiede sind dabei erst noch zu entschlüsseln.

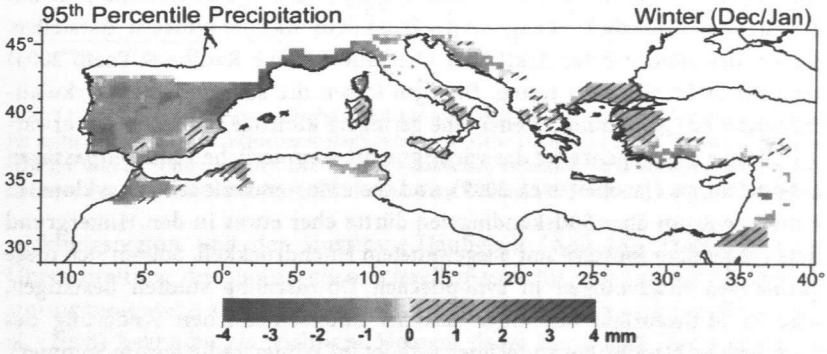

Abb. 11*: Veränderungen im 95 %-Perzentil des täglichen Niederschlags im Winter (Dez / Jan) zwischen 2071 – 2100 und 1961 – 1990 nach statistischem Downscaling aus großskaligen ECHAM5-Prädiktoren (500 hPa geopotenzielle Höhen, 850 hPa spezifische Feuchtigkeit, 1000 hPa relative Vorticity) für das Emissionsszenario A1B (nach Hertig & Jacobeit 2010).

Für die süd-mitteleuropäischen Bundesländer Baden-Württemberg und Bayern sagt eine Studie des KLIWA-Projekts (2006) einheitlichere Auswirkungen beim Starkniederschlag voraus, nun allerdings auf das gesamte Winterhalbjahr, auf den früheren Projektionszeitraum 2021 – 2050 und die Häufigkeit von Tagen mit Niederschlag oberhalb eines festen Schwellenwertes (25 mm) bezogen: abgesehen von wenigen Stations-Ausnahmen zeigt sich flächenhaft verbreitet eine mittlere Häufigkeitszunahme, wobei jedoch kleine Werte (bis zu 1,5 Tage) deutlich dominieren.

Ein weiterer möglicher Zugang zur Änderungsabschätzung von Extremereignissen – neben regionaler Klimamodellierung (z. B. Paeth & Hense 2005) und der Ableitung von Transferfunktionen zwischen großer Prädiktoren- und kleiner Prädiktanden-Skala (z. B. Hertig & Jacobeit 2010) – besteht darin, großräumige atmosphärische Zirkulationsmuster oder Zirkulationsklassen heranzuziehen (synoptisches Downscaling). Abbildung 12 zeigt beispielhaft aus einer Clusterklassifikation der täglichen nordatlantisch-europäischen Bodenluft-

druckfelder des Zeitraums 1850–2003 (Philipp et al. 2007) diejenigen Zirkulationsklassen, die für mitteleuropäische Starkniederschläge im Winter bzw. im Sommer hervorgehobene Bedeutsamkeit besitzen (gemessen an einem signifikant höheren Anteil an diesen Extremtagen als an den übrigen Tagen, vgl. Jacobeit et al. 2009). Etwaige künftige Änderungen dieser Zirkulationsmuster hinsichtlich Auftrittshäufigkeit sowie musterspezifischer Eigenschaften werden mutmaßlich auch Frequenz und Intensität mitteleuropäischer Starkniederschlagsereignisse beeinflussen. Ohne laufenden Untersuchungen dazu vorgreifen zu wollen, sei an dieser Stelle auf mögliche jahreszeitliche Unterschiede in der künftigen Entwicklung hingewiesen: die beiden winterlichen Zirkulationsmuster aus Abbildung 12, die Varianten einer zonalen Zirkulationsform mit östlich bzw. südöstlich verlagertem zyklonalem Aktionszentrum darstellen, dürften bei intensivierter Arktischer Oszillation (siehe Rauthe & Paeth 2004) verstärkt in Erscheinung treten. Dagegen lassen die sommerlichen Zirkulationsmuster aus Abbildung 12 eher eine geringere künftige Repräsentanz erwarten: Muster c ist gleichzeitig das wichtigste für sommerliche Kaltfrontpassagen in Mitteleuropa (Jacobeit et al. 2009), und auch Muster d mit seinem zyklonalen Aktionszentrum über Südskandinavien dürfte eher etwas in den Hintergrund treten gegenüber Mustern mit ausgeweitetem Hochdruckkeil. Sollten sich diese qualitativen Erwartungen in synoptischen Downscaling-Studien bestätigen, wäre in Mitteleuropa mit einer saisonal unterschiedlichen Änderung des Starkniederschlagsrisikos zu rechnen (erhöht im Winter, reduziert im Sommer). Allerdings ist erneut auf erhebliche Abschätzungsunsicherheiten hinzuweisen, die im Fall von Extremereignissen noch gravierender sind als bei mittleren Werten.

4.2 Sturmereignisse

Hier ist zunächst zwischen tropischen und außertropischen Ereignissen zu unterscheiden. Bei ersteren soll der Blick gleich auf die extreme Erscheinungsform der Wirbelstürme gerichtet werden. Nach einer viel zitierten Studie von Emanuel (2005) hat sich den langfristig gestiegenen Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Nordatlantik entsprechend auch der Energieumsatz durch Hurricanes gesteigert (latente Wärme als Hauptenergiequelle tropischer Wirbelstürme!). Mithin muss auch von einer steigenden Intensität dieser Wirbelstürme bei fortschreitender Erwärmung ausgegangen werden. Anders sehen jedoch die Verhältnisse bei der Hurricane-Häufigkeit aus: nach einer jüngeren Modellstudie von Knutson et al. (2008) ergibt sich für Warmklima-Simulationen gegenüber den Kontrolllauf-Bedingungen eine Entkopplung zwischen den (gestiegenen) Meeresoberflächentemperaturen in der primären Wirbelsturm-Ent-

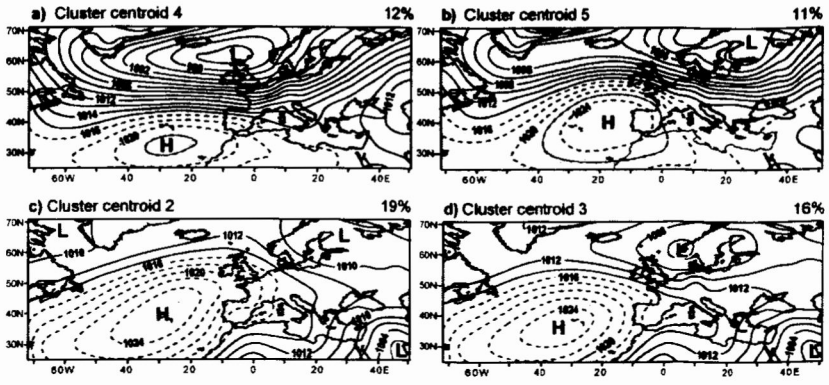

Abb. 12*: Nordatlantisch-europäische Zirkulationsklassen, die eine hervorgehobene Bedeutung für mitteleuropäische Starkniederschläge aufweisen (siehe Jacobeit et al. 2009); a und b: Winter (DJF), c und d: Sommer (JJA). Die Zirkulationsklassen entstammen saisonalen Clusterklassifikationen täglicher Bodenluftdruckfelder aus dem Zeitraum 1850–2003 (Philipp et al. 2007).

wicklungsregion und der Hurricane-Häufigkeit (Abb. 13). Trotz genereller Überschreitung des thermischen Schwellenwerts für eine potenzielle Wirbelsturmgenese steigt also die Anzahl atlantischer Hurricanes nicht an. Knutson et al. (2008) begreifen als wichtiges Moment dabei die globale Verbreitung ansteigender tropischer Meeresoberflächentemperaturen bei fortschreitender Erwärmung (im Unterschied zu den 1990er-Jahren, als erhöhte Temperaturen nur im tropischen Nordatlantik auftraten und dort parallel auch die Hurricane-Häufigkeit zunahm, da die veränderten SST-Gradienten zu einer Nordwärtsverlagerung der atlantischen ITC und einer Zunahme der troposphärischen Instabilität geführt hätten). Darüber hinaus dürfte maßgeblich sein, dass in einem wärmeren Klima die vertikale Windscherung, die für eine vollendete Wirbelsturmausbildung nicht zu groß sein darf, mutmaßlich zunehmen wird, bedingt durch geringere meridionale Temperaturgradienten in der unteren Troposphäre (stärkere Erwärmung der hohen Breiten!) und höhere Gradienten in der oberen Troposphäre (verstärkte latente Energiefreisetzung in den konvektionsaktiven Regionen der niederen Breiten!). Insgesamt lässt sich also das langfristige klimawandelbedingte Risiko bei tropischen Wirbelstürmen nicht in einer Häufigkeitszunahme, sondern in einer Intensitätssteigerung ausmachen.

Wie sehen nun die Verhältnisse bei außertropischen Sturmereignissen aus? Beobachtet wurde beispielsweise im Großraum Britische Inseln / Nordsee / Nordmeer eine Sturmindex-Zunahme seit den 1960er-Jahren bis Anfang der 1990er-Jahre (IPCC 2007), die im Zusammenhang mit dem damaligen markanten Anstieg im NAO-Index stand. Anschließend hat sich jedoch wieder eine rückläufige Ent-

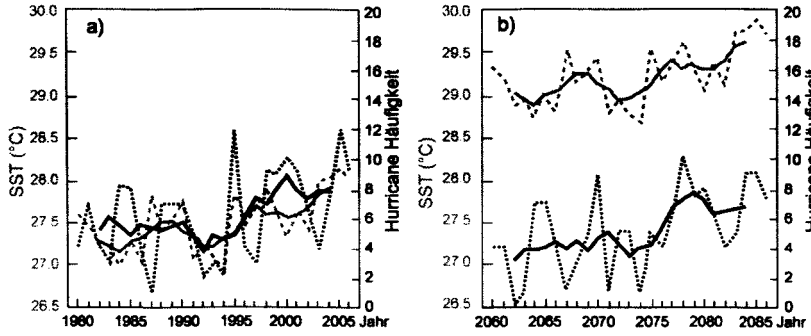

Abb. 13*: Hurricane-Häufigkeit (August-Oktober) und Meeresoberflächentemperaturen (SST) in der Hauptentstehungsregion aus einem Multimodell-Ensemble für (a) Kontrolllauf und (b) Warmklima-Simulation gemäß Emissionsszenario A1B (verändert nach Knutson et al. 2008).

wicklung eingestellt, sodass offen bleibt, welche Anteile in Sturmindex-Zeitreihen auf natürliche (multi-)dekadische Variabilität zurückgehen und welche auf möglicherweise überlagerte langfristige Klimatrends. Modellprojektionen für die zweite Hälfte des 21. Jahrhunderts zeigen auch durchaus unterschiedliche Entwicklungen auf: so gelangen Donat et al. (2010) in einer Untersuchung über winterhalbjährliche Wetterlagenhäufigkeiten während mitteleuropäischer Sturmtage zu dem Ergebnis, dass im Gegensatz zu Jetztzeit-Beobachtung und Modell-Kontrolllauf unter A1B-Szenario-Bedingungen gegen Ende des 21. Jahrhunderts eine Zunahme an Sturmtagen zu verzeichnen ist, vor allem in Verbindung mit Westwetterlagen. Zahn und von Storch (2010) hingegen erhalten im nördlichen Nordatlantik durchgängig niedrigere Häufigkeiten mesoskaliger Polartiefs, die mit schweren Sturmereignissen einhergehen, und dies sogar für eine beachtliche Bandbreite unterschiedlicher Szenarien (von B1 über A1B bis zu A2). Eine nach Häufigkeit und Intensität differenzierte Zukunftsprojektion für 2060–2100 (A1B-Szenario) legen Pinto et al. (2007) vor: danach verringert sich im nordatlantisch-europäischen Raum die Zyklonenhäufigkeit fast überall, die Intensität der Zyklonen zeigt aber in einem begrenzten Gebiet von den Britischen Inseln bis in den südwestlich vorgelagerten Atlantik eine markante Zunahme. Erneut könnte also das klimawandelbedingte Risiko bei Sturmereignissen eher im Bereich der Intensität als im Bereich der Häufigkeit zu finden sein. Allerdings zeigt Abbildung 14, dass bei dieser Thematik grundsätzlich mit erheblichen Modellunsicherheiten gerechnet werden muss: so erkennt man bei der Zukunftsabschätzung (2060–2100, A1B-Szenario) für das 98 %-Perzentil der maximalen täglichen Windgeschwindigkeit im 10 m-Niveau – ein gängiger Schwellenwert für schadensträchtige Starkwindereignisse – deutliche Unterschiede bei den drei Einzelläufen einer Ensemble-Simulation, die in den jeweiligen Anfangsbedin-

gungen nur geringfügig differieren und damit einen Eindruck von der modellinternen Variabilität vermitteln. Resultieren im ersten Lauf signifikante Zunahmen in weiten Teilen der europäischen Mittelbreiten, so verkleinert sich dieses Gebiet bereits im zweiten Lauf und im dritten Lauf bleibt kaum etwas davon übrig. Derartige Unsicherheiten dürfen aber nicht als Entwarnung missinterpretiert werden, vielmehr stellt die Unsicherheit selbst ein spezifisches Risikomoment dar.

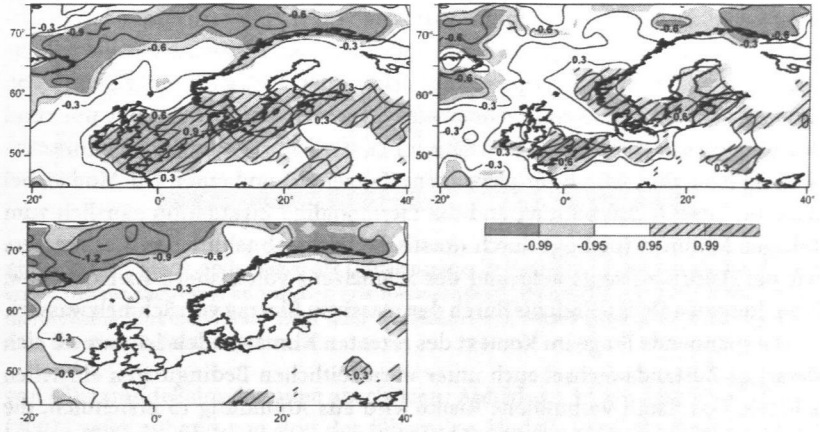

Abb. 14*: Änderungen im 98 %-Perzentil der maximalen täglichen Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe zwischen 2060 – 2100 und 1960 – 2000 für das Emissionsszenario A1B. Gezeigt sind die Ergebnisse für drei ECHAM5-Ensemble-Mitglieder, die Farben indizieren signifikante Änderungen auf entsprechendem Vertrauensniveau (verändert nach Pinto et al. 2007).

5 Instabilität des Klimasystems?

Diese Frage ist besonders brisant, da sie die Möglichkeit thematisiert, nach einer Phase allmählicher und unspektakulärer Veränderungen in den Bereich kritischer Schwellenwerte („tipping points") im Klimasystem zu gelangen, an denen ein mehr oder weniger abrupter und markanter Systemzustandswechsel eintreten kann. In diesem Zusammenhang werden sehr unterschiedliche Mechanismen bzw. Prozesskomponenten diskutiert, die von einer potenziellen Instabilität des grönländischen und westantarktischen Inlandeises (siehe auch Kap. 2) über das Auftauen von Permafrostböden und die Lösung mariner Methanhydrate bis zum Kollaps des Amazonas-Regenwaldes und einer sogenannten Bistabilität tropischer Monsune reichen (siehe z. B. Latif 2009). An dieser Stelle soll als ausgewähltes Beispiel lediglich die thermohaline Ozeanzirkulation (Broecker 1991) im nordatlantischen Bereich diskutiert werden, von der man gutbegründet annimmt, dass ihre Zustandswechsel im Zusammenhang

stehen mit einer Reihe spektakulärer Paläoklimaereignisse wie den Dansgaard-Oeschger-Events (abrupte Erwärmungen von mehreren K innerhalb weniger Jahrzehnte), den Heinrich-Events (Eisberg-Armadas von den glazialen Inlandeisschilden, die zur Ablagerung charakteristischer Sedimentschichten auf dem Ozeanboden geführt haben) oder dem spätglazialen Jüngeren Dryas-Ereignis (Kälterückfall nach der Entleerung des Agassiz-Schmelzwasserstausees in den Atlantik). Rahmstorf (2002) unterscheidet drei verschiedene Systemzustände der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik: einen Warm-Modus mit kräftiger Tiefenwasserbildung östlich und südwestlich von Grönland sowie voll intakter Ozeanzirkulation (gegenwärtig ausgebildet und auch im Kontext von Dansgaard-Oeschger-Events wahrscheinlich), einen Kalt-Modus mit um rund 50 % abgeschwächter Ozeanzirkulation bei südlich verlagerter Tiefenwasserbildung (charakteristisch für pleistozäne Kaltzeiten) und einen Off-Modus, bei dem die Tiefenwasserbildung und die thermohaline Zirkulation gänzlich zum Erliegen kommen (bedingt durch drastische Dichteabnahme des Meerwassers wie bei Heinrich-Events aufgrund des Schmelzens von Eisberg-Armadas bzw. beim Jüngeren Dryas-Ereignis durch den massiven Eintrag von Schmelzwasser).

Die spannende Frage im Kontext des rezenten Klimawandels ist nun, ob sich derartige Zustandswechsel auch unter warmzeitlichen Bedingungen einstellen können. Das damit verbundene Risiko wird aus Abbildung 15 ersichtlich, die eine modellsimulierte regionale Abkühlung im nordostatlantisch-nordwesteuropäischen Raum von mehr als 10 K für den Fall einer künstlichen Frischwasser-Störung zeigt, die die thermohaline Zirkulation auf 18 % ihrer Stärke in vorindustriellen Zeiten einbrechen lässt. Welche rezenten Vorgänge können eine Dichteabnahme des Meerwassers hervorbringen, und führt uns dies an den Rand einer Instabilität des Klimasystems?

Zur ersten Frage ist sowohl auf das Ansteigen der Meerestemperaturen hinzuweisen (nicht nur an der Oberfläche, sondern auch in den oberen Ozeanschichten, vgl. IPCC 2007) als auch auf die Veränderungen der Salinität. Diese Veränderungen indizieren bereits in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts ansteigende Werte im randtropisch-subtropischen Bereich (vorwiegend verdunstungsgesteuert), dagegen abnehmende Trends im subpolaren Bereich (IPCC 2007), der insbesondere die nordatlantischen Regionen der Tiefenwasserbildung einschließt. Diese rückläufige Entwicklung der Salzkonzentration kann summarisch auf steigende Niederschläge, vermehrten Abfluss von den Kontinenten und schmelzendes Eis zurückgeführt werden. Neben den verschiedenartigen Beiträgen aus Grönland (siehe Kap. 2) ist dabei insbesondere auch das arktische Meereis zu berücksichtigen, dessen umfangreiches Abschmelzen dem Ozean salzarmes Wasser zuführt. Die Größenordnung der resultierenden Auswirkung auf die nordatlantische Tiefenwasserbildung und die Stärke der thermohalinen Zirkulation lässt sich wiederum am ehesten mithilfe

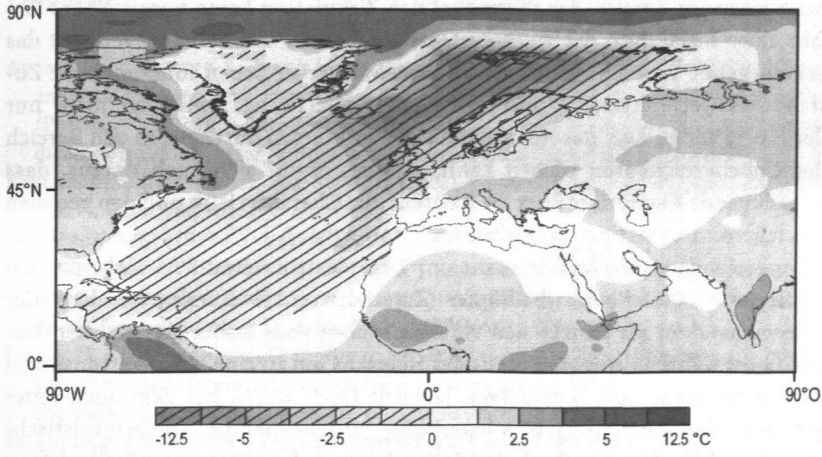

Abb. 15*: Modellierte Änderungen der Lufttemperatur im Vergleich zu den 1860er-Jahren in der ersten Dekade nach einer künstlichen Frischwasserstörung im nördlichen Nordatlantik, die die thermohaline Zirkulation auf 18 % ihrer vorindustriellen Stärke einbrechen lässt (verändert nach Wood et al. 2006).

von Klimamodellsimulationen abschätzen: Abbildung 16 aus dem IPCC-Report (2007) zeigt anhand von drei der führenden Modelle eine Abschwächung um etwa 25 % bis zum Ende des 22. Jahrhunderts, die eindeutig zu klein ist, um eine großräumige Abkühlung hervorzurufen oder gar einen Wechsel in den Off-Modus auszulösen.

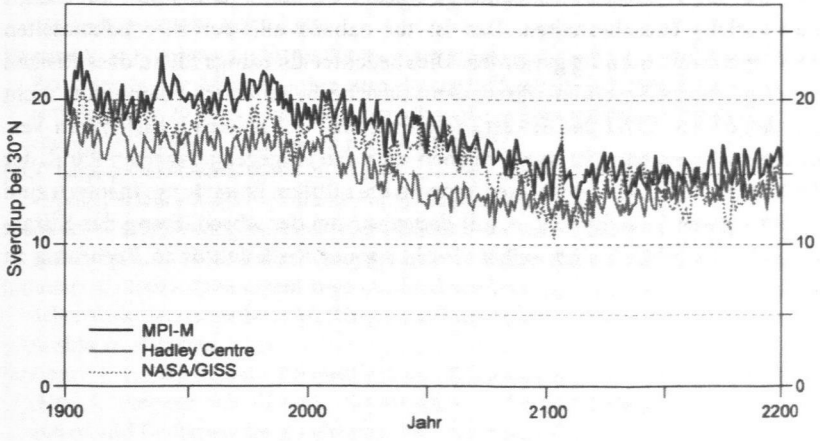

Abb. 16*: Zeitliche Änderung der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik bei 30°N zwischen 1900 und 2200 nach drei verschiedenen Modellsimulationen (verändert nach IPCC 2007).

Auch wenn im Bereich der thermohalinen Zirkulation keine unmittelbare Gefahr einer Instabilität des Klimasystems gegeben zu sein scheint, verdient das grundlegende Problem kritischer Schwellenwerte, an denen fundamentale Zustandswechsel eintreten können, besondere Beachtung. Dies liegt nicht nur darin begründet, dass das Ausmaß an Folgewirkungen durchaus in den Bereich des Unbeherrschbaren rücken kann, sondern ergibt sich auch daraus, dass ungenügende Kenntnisse über die Existenz, die Charakteristik und den genauen Wertebereich derartiger Schwellenwerte vorliegen. Noch komplexer wären die zu erwartenden Verhältnisse, wenn im Zuge des Klimawandels nicht nur ein bestimmter schwellenwertbedingter Zustandswechsel eintritt, sondern der Systemcharakter als ganzer sich verändert, etwa vom bisherigen stabilen Klimasystem während eines Großteils des Holozäns hin zu einem fast-intransitiven System im Sinne von Lorenz (vgl. Jacobeit 1993; 2007), bei dem auch unter gleichen Randbedingungen wiederholte, unregelmäßige (deterministisch-chaotische) Zustandswechsel stattfinden können. So muss abschließend festgestellt werden, dass wir noch weit von einem tiefergehenden Systemverständnis unseres Klimasystems entfernt sind.

6 Schlussgedanke

Bei der Behandlung risikobezogener Fragestellungen darf es keinen einseitigen ‚Alarmismus' geben, vielmehr ist eine wissenschaftlich differenzierende Vorgehensweise erforderlich. Dabei ergeben sich nicht nur unterschiedliche Ergebnisse auf verschiedenen Betrachtungsfeldern, sondern insbesondere auch substanzielle Unsicherheiten. Das ist für nahezu alle der hier behandelten Phänomene offenkundig geworden. Dies bedeutet allerdings nicht, dass Risiken damit geringer einzustufen wären, denn Unsicherheitsbereiche beinhalten nicht nur denjenigen Rand des Erwartungsspektrums, der näher an bisherigen Verhältnissen angesiedelt ist, sondern eben auch den entgegengelagerten Rand, der deutlich stärker davon abweichen kann als die mittlere Erwartung. Insofern sind die inhärenten Unsicherheiten, mit denen wir bei der Abschätzung des Klimawandels konfrontiert sind, selbst als ein eigener Risikofaktor in Rechnung zu stellen.

Literatur

Ablain M., Lombard A., Picot N. & Cazenave A. (2010): Error Estimation of the global and local mean sea level trends from Jason-1&2 and T/P data. Ocean Sciences Meeting (Portland 2010): http://www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/news/indicators/msl/MSL_error_estimation_Ablain_Portland2010.pdf (21.12.2010)

Bayerisches Landesamt für Umwelt (2008): Bayerns Klima im Wandel – erkennen und handeln. Augsburg.

Broecker W. S. (1991): The great ocean conveyor. In: Oceanography (4)2: 79–91.

van den Broeke M., Bamber J., Ettema J., Rignot E., Ernst Schrama E., van de Berg W. J., van Meijgaard E., Velicogna I. & Wouters B. (2009): Partitioning Recent Greenland Mass Loss. In: Science (326): 984–986.

Donat M. G., Leckebusch G. C., Pinto J. G. & Ulbrich U. (2010): European storminess and associated circulation weather types: future changes deduced from a multi-model ensemble of GCM simulations. In: Climate Research (42): 27–43.

Emanuel K. (2005): Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. In: Nature (436): 686–688.

GLOWA-Danube-Projekt LMU München (ed.) (2009): Global Change Atlas: http://www.glowa-danube.de/atlas/ (21.12.2010)

Hamilton G. (2010): Rapid ice sheet changes: Southeast Greenland and beyond. Workshop on "Palaeoclimatology, Oceanography and Glaciology in the Helheim Glacier region". Copenhagen.

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

Hertig E. & Jacobeit J. (2008): Assessments of Mediterranean precipitation changes for the 21st century using statistical downscaling techniques. In: International Journal of Climatology (28)8: 1025–1045.

Hertig E. & Jacobeit J. (2010): Future Assessments of Temperature and Precipitation Extremes in the Mediterranean area. Deutsch-Österreichisch-Schweizerischer Meteorologentag 2010 in Bonn: http://www2.meteo.uni-bonn.de/dach2010/Veroeffentlichung/DACH2010-175_Jacobeit.pdf (18.11.2010)

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2007): Climate Change 2007 – The Physical Science Basis (= Volume I of the Assessment Report 4 (AR4)).

Jacobeit J. (1993): Möglichkeiten und Probleme der Abschätzung zukünftiger Klimaänderungen. In: Würzburger Geographische Arbeiten (87): 419–430.

Jacobeit J. (2007): Zusammenhänge und Wechselwirkungen im Klimasystem. In: Endlicher W. & Gerstengarbe F.-W. (Hrsg.): Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. Potsdam, 1–16.

Jacobeit J. (2008): Neuere Perspektiven des Klimawandels. In: Kulke E. & Popp H. (Hrsg.): Umgang mit Risiken: Katastrophen – Destabilisierung – Sicherheit. Tagungsband Deutscher Geographentag 2007. Bayreuth, 115–155.

Jacobeit J., Rathmann J., Philipp A. & Jones P. D. (2009): Central European precipitation

and temperature extremes in relation to large-scale atmospheric circulation types. In: Meteorologische Zeitschrift (18)4: 397 – 410.

KLIWA (Klimaveränderung und Wasserwirtschaft) (2006): Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland – Abschätzung der Auswirkungen auf den Wasserhaushalt. Karlsruhe. (= KLIWA-Berichte Heft 9).

Knutson T. R., Sirutis J. J., Garner S. T., Vecchi G. A. & Held I. M. (2008): Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions. In: Nature Geoscience (1): 359 – 364.

Kopp R. E., Mitrovica J. X., Griffies S. M., Yin J., Hay C. C. & Stouffer R. J. (2010): The impact of Greenland melt on local sea levels: a partially coupled analysis of dynamic and static equilibrium effects in idealized water-hosing experiments. In: Climatic Change (103): 619 – 625.

Kunstmann H. (2007): Regionale Auswirkung der Klimaänderung auf die Wasserverfügbarkeit in klimasensitiven Gebieten. In: Endlicher W. & Gerstengarbe F.-W. (Hrsg.): Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. Potsdam, 67 – 74.

Latif M. (2009): Klimawandel und Klimadynamik. Stuttgart.

Nick F. M., Vieli A., Howat I. M. & Joughin I. (2009): Large-scale changes in Greenland outlet glacier dynamics triggered at the terminus. In: Nature Geoscience (2): 110 – 114.

Paeth H. & Hense A. (2005): Mean versus extreme climate in the Mediterranean region and its sensitivity to future global warming conditions. In: Meteorologische Zeitschrift (14): 329 – 347.

Philipp A., Della Marta P., Jacobeit J., Fereday D., Jones P. D., Moberg A. & Wanner H. (2007): Long-term variability of daily North-Atlantic-European Pressure Patterns since 1850 classified by Simulated Annealing Clustering. In: Journal of Climate (20)16: 4065 – 4095.

Pinto J. G., Fröhlich E. L., Leckebusch G. C. & Ulbrich U. (2007): Changing European storm loss potentials under modified climate conditions according to ensemble simulations of the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. In: Nat. Hazards Earth Syst. Sci. (7): 165 – 175.

Rahmstorf S. (2002): Ocean circulation and climate during the past 120.000 years. In: Nature (419): 207 – 214.

Rahmstorf S. (2007): A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. In: Science (315): 368 – 370.

Rauthe M. & Paeth H. (2004): Relative importance of Northern Hemisphere Circulation modes in predicting regional climate change. In: Journal of Climate (17): 4180 – 4189.

Schönwiese Ch.-D. (2007): Wird das Klima extremer? Eine statistische Perspektive. In: Endlicher W. & Gerstengarbe F.-W. (Hrsg.): Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. Potsdam, 34 – 43.

Sterr H. (2007): Folgen des Klimawandels für Ozeane und Küsten. In: Endlicher W. & Gerstengarbe F.-W. (Hrsg.): Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. Potsdam, 86 – 97.

Wood R., Collins M., Gregory J., Harris G. & Vellinga M. (2006): Towards a Risk Assessment for Shutdown of the Atlantic Thermohaline Circulation. In: Schellnhuber H. J., Cramer W., Nakicenovic N., Wigley T. & Yohe G. (eds.): Avoiding Dangerous Climate Change. Cambridge, 49 – 54.