

4.2. Wie wird sich die atmosphärische Zirkulation im Raum Nordatlantik-Europa verändern?

4.2.1. Einleitung

Die erwartete globale Klimaveränderung wird das Klima des Alpenraums voraussichtlich gleich auf mehrere Arten beeinflussen: über Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation, über Veränderungen der Eigenschaften (z. B. der Temperatur und des Feuchtegehalts) der dem Alpenraum zugeführten Luftmassen und schliesslich direkt oder indirekt über Veränderungen zahlreicher, speziell das regionale Klima mitprägender Faktoren wie der Vegetation und der Schneedecke. All diese Einflüsse auf das Klima des Alpenraums sind über zahlreiche, komplexe Wechselwirkungen untrennbar miteinander verbunden. Den Zirkulationsveränderungen kommt jedoch insoweit eine Schlüsselrolle zu, als die Zirkulation einerseits direkt das Regionalklima prägt (z. B. über die mittleren langjährigen Häufigkeiten der wichtigen Wetterlagen) und andererseits eine primäre Quelle für die grosse kurz- und langfristige Variabilität unseres Wetters darstellt.

Die atmosphärische Zirkulation wird durch die Unterschiede in der solaren Einstrahlung zwischen den hohen und niederen Breiten sowie durch die grossräumige Ozean-Land Verteilung angetrieben (Roedel 1992, Peixoto und Oort 1992). Das Zirkulationsklima der mittleren Breiten ergibt sich dabei aus dem Zusammenspiel vieler Faktoren (siehe auch Fig. 2.16 A und B): Auf der Seite der unteren Randbedingungen sind es vor allem das Relief sowie die Energiebilanz und die Oberflächentemperatur der Kontinente und Meere, auf der Seite der hohen Breiten die Meereisverteilung und der Polarfrontjet und schliesslich auf der Seite der niederen Breiten der Subtropenjet und die Hadley-Zirkulation. Bei der erwarteten weiteren Veränderung der Zusammensetzung der Atmosphäre und somit auch der globalen Energiebilanz ist davon auszugehen, dass sich etliche dieser Faktoren direkt oder indirekt stark ändern werden.

Die Analyse vergangener Klimatrends aus Messdaten stellt einen möglichen Ansatz dar, um die zukünftigen Veränderungen in der Zirkulation abzuschätzen (z. B. Flohn et al. 1990, Schmutz und Wanner 1998). Rein empirische Studien tragen jedoch den zu erwartenden zukünftigen Randbedingungen des Klimasystems (Veränderungen im CO₂-Gehalt, Aerosole etc.) nur bedingt Rechnung. Die Komplexität des Systems erlaubt zudem eine Vielzahl von konkurrierenden Hypothesen über die zu erwartenden Veränderungen. So ist es zum Beispiel einerseits denkbar, dass die Stärke der Westwinddrift

in den mittleren Breiten aufgrund der von den meisten Klimamodellen prognostizierten Reduktion des Äquator-Pol-Temperaturgefälles in der unteren Troposphäre (Kattenberg et al. 1996) abnimmt, andererseits sprechen die Zunahme des Temperaturgradienten in der oberen Troposphäre (Kattenberg et al. 1996) oder die erhöhte Verfügbarkeit latenter Energie, die zur erhöhten Zyklonenbildung in einer wärmeren und feuchteren (Mitchell und Ingram 1992) Atmosphäre beiträgt, für das genau entgegengesetzte Szenario. Eine ausführlichere Diskussion dieser Probleme findet sich in Held (1993) und Rind (1998).

Eine zuverlässige Antwort auf die Frage nach zukünftigen Zirkulationsveränderungen kann somit, wenn überhaupt, nur mit Hilfe umfassender Modelle des Klimasystems gegeben werden, welche es ermöglichen, die verschiedenen, zum Teil gegenläufigen Effekte quantitativ gegeneinander abzuwägen. Nicht zuletzt dank der stetig zunehmenden räumlichen Auflösung und Präzision der GCMs sind in den letzten Jahren eine Reihe von Studien erschienen, in denen globale Szenarienrechnungen im Hinblick auf mögliche zukünftige Veränderungen der grossräumigen Zirkulation ausgewertet wurden. Unseres Wissens existiert jedoch noch keine befriedigende Zusammenstellung des momentanen Kenntnisstandes, insbesondere nicht im Hinblick auf den für das Klima der Alpen wichtigen Raum Nordatlantik-Europa.

Das Ziel dieses Kapitels ist es, erstens das in den vielen Fachpublikationen verstreute Wissen erstmals in einer Übersicht zusammenzutragen, um die von den GCMs simulierte Spannweite an zukünftigen möglichen Veränderungen der nordatlantisch-europäischen Zirkulation zu ermitteln. Zweitens sollen die vorliegenden Resultate kritisch diskutiert und allfällige Wissenslücken ausfindig gemacht werden.

4.2.2. Material und Methoden

Die Resultate dieses Kapitel basieren einzig auf der Analyse publizierter Arbeiten. Zu diesem Zweck wurde eine Literatur-Recherche durchgeführt, die sich auf die systematische Durchsicht wichtiger Fachzeitschriften (siehe Anhang B, Tab. B1), auf die Abfrage der Datenbanken INSPEC, Current Contents, und Meteorological and Geostrophysical Abstracts (je nach Datenbank Berücksichtigung der letzten 5–25 Jahre) sowie auf die Durchsicht von Arbeitsberichten des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (Hamburg), des GKSS Forschungszentrums (Geesthacht) sowie des Instituts für Physik

der Atmosphäre (DLR, Oberpfaffenhofen) stützte. In einem ersten Schritt ermittelten wir alle Publikationen, in denen über Szenarienrechnungen mit GCMs berichtet wurde. In einem zweiten Schritt analysierten wir dann alle Artikel, die relevante Information im Hinblick auf Zirkulationsveränderungen enthielten.

Spezifisch suchten wir nach Angaben über mögliche Veränderungen in der Intensität oder Häufigkeit sowie der Position und Form der folgenden Merkmale der atlantisch-europäischen Zirkulation: Auf Meeresniveau: Islandtief (IT), Azorenhoch (AH), kontinentales Hoch über Asien (im Winter) bzw. Tief (im Sommer) (KH/T, für die Verteilung der Druckgebilde siehe Fig. 2.12), Arktische (AO, Thompson und Wallace 1998) und Nordatlantische Oszillation (NAO, Hurrell 1995a) sowie die zwei eurasischen Fernkopplungsmuster EU1 und EU2 (Barnston und Livezey 1987). In der ganzen Troposphäre: Stärke der nördlichen Hadley-Zelle (HZ), Subtropenjet (STJ), Polarfrontjet (PFJ), Baroklinität der Westwinddrift (BK), potentielle (PE) und kinetische (KE) Energie der Atmosphäre, Regionen erhöhter synoptischer Variabilität (SV, typischerweise definiert durch die Tag-zu-Tag Variabilität des atmosphärischen Drucks auf einem bestimmten Höhenniveau), Zyklonen und deren Zugbahnen (Stormtracks, ST, typischerweise definiert durch die Druckvariabilität im Bereich zwischen ca. zwei und sechs Tagen) und Regionen persistenten, übernormalen Drucks (Blocking, BL).

4.2.3. Resultate

Im ersten Arbeitsgang fanden wir mehr als 140 Publikationen, 50 davon enthielten Angaben zu Zirkulationsveränderungen im Raum Nordatlantik-Europa. Aufgrund des umfangreichen Materials wird hier lediglich eine Zusammenfassung unserer Auswertungen gegeben. Die detaillierten Resultate sind im Anhang B (Tab. B2) zu finden.

Die analysierten Publikationen bezogen sich auf 33 globale Klimaänderungs-Simulationen, die während der letzten 15 Jahre mit 24 verschiedenen Modellkonfigurationen an sieben Forschungszentren durchgeführt wurden (Tab. 4.1). Bei den 33 Simulationen handelte es sich um zwölf Simulationen mit einfachen Mischungsschicht-Ozeanmodellen, zwölf weiteren Simulationen mit voll gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen GCMs (AOGCM; siehe Tab. B2), sowie um neun Zeitscheibenexperimente. Bei letzteren werden mögliche Veränderungen der Meeresoberflächen-Temperaturen sowie wei-

tere Randbedingungen für die Atmosphäre (z. B. die Verteilung des Meereseises) nicht berechnet, sondern einer transienten Simulation mit einem voll gekoppelten atmosphärisch-ozeanischem GCM entnommen.

Bei den meisten Simulationen wurde der Effekt von anderen Treibhausgasen als CO₂ (wie z. B. von Methan, CH₄, oder Lachgas, N₂O) nur vereinfacht dargestellt, indem eine etwas höhere CO₂-Konzentration angenommen wurde («äquivalenter CO₂ Gehalt»). In einigen neueren Simulationen wurde auch das Forcing durch Sulfataerosole (SA) einbezogen. Die SA bewirken ein direktes wie auch indirektes Forcing im Klimasystem. Das direkte Forcing ergibt sich durch die Streuung und Reflexion der einfallenden Sonnenstrahlung an den Sulfatpartikeln, das indirekte Forcing kommt dadurch zu Stande, dass die Partikel als Kondensationskeime für Wolkenröpfchen dienen und dadurch zum Beispiel die Wolkenalbedo erhöhen.

Bei den Rechnungen mit Mischungsschicht-Ozeanen wurde in neun Fällen vom «2xCO₂»-Forcing ausgegangen, wobei in einem Fall die einzelnen

Tabelle 4.1: Übersicht der in dieser Studie berücksichtigten Klimamodellierungszentren, der globalen atmosphärischen Modellfamilien und der Anzahl der Simulationsexperimente. ARPEGE/IFS: Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle/Integrated Forecast System; CCM: Community Climate Model; CSCO2: Climate Sensitivity and Carbon Dioxide; ECHAM: Modell des ECMWF, modifiziert für Klimasimulationen in HAMBURG. Bei CNRM EMERAUDE handelt sich um ein Vorläufermodell von ARPEGE/IFS und bei CSCO2 um eine Weiterentwicklung von CCM0 (für eine Übersicht der verschiedenen NCAR-Modelle siehe Hurrell 1995b).

Modellierungszentrum	Atmosphärische Modellfamilie	Anzahl berücksichtigter Modellkonfigurationen/ Simulationsexperimente
Météo-France und Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), Toulouse und Paris; European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), Reading, UK	ARPEGE/IFS und CNRM EMERAUDE	3 / 4
Canadian Climate Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma), Victoria, Canada	CCCma	2 / 3
National Center for Climate Research (NCAR), Boulder, Colorado, USA	CCM und CSCO2	5 / 9
Max-Planck Institut für Meteorologie (MPI), Hamburg	ECHAM	6 / 8
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), Princeton, USA	GFDL	2 / 2
Goddard Institute for Space Studies, (GISS), New York, USA	GISS	3 / 3
United Kingdom Met. Office (UKMO) und Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Bracknell, UK	UKMO	3 / 4

Treibhausgase (THG) separat berücksichtigt wurden. In den drei weiteren Mischungsschicht-Experimenten wurden die Auswirkungen der historischen CO₂-Erhöhung (heute vs. präindustriell), des indirekten SA-Forcings allein, und des kombinierten «2xCO₂» und direkten SA-Forcings untersucht. Bei den AOGCM-Simulationen wurde in einem Fall von einem zeitkonstanten «2xCO₂» Forcing und in sieben weiteren Fällen von einem zeitabhängigen, stetigen Anstieg der CO₂-Konzentrationen ausgegangen, wobei wieder nur bei einer einzigen Simulation die THG separat berücksichtigt wurden. In vier weiteren AOGCM-Studien wurden ein zeitabhängiges, kombiniertes «CO₂-SA»-Forcing verwendet, wobei in drei Simulationen nur das direkte SA-Forcing, und in einer Simulation sowohl das direkte wie auch indirekte SA-Forcing berücksichtigt wurden. Bei den von uns ausgewerteten Zeitscheibenexperimenten schliesslich wurde in sieben Fällen von einer Verdoppelung des atmosphärischen CO₂-Gehalts («2xCO₂») und in je einem Fall von einem «2.5xCO₂»- beziehungsweise einem «3xCO₂»-Forcing ausgegangen.

Nach unserer Auswertung lagen für 32 der 33 Simulationen Angaben zu Zirkulationsveränderungen im Winter und für 20 Simulationen Angaben zum Sommer vor. In sieben Fällen lag Information über mögliche Veränderungen in jährlich gemittelten Grössen vor, während für die Übergangsjahreszeiten nur für vier Simulationen Angaben zu möglichen Zirkulationsveränderungen gefunden wurden (siehe Tab. B2). Die Jahreszeiten wurden in den Publikationen teilweise unterschiedlich definiert, in einigen Fällen lagen Angaben nur über einzelne Monate vor. Der Einfachheit halber wurden allerdings für die weitere Auswertung Analyseresultate mit leicht variierenden Definitionen unter einer Jahreszeit zusammengefasst.

Aufgrund der beschränkten Datenlage werden im nachfolgenden nur die Resultate für den Winter und Sommer näher vorgestellt. Der Winter wurde in den meisten Publikationen als die Periode vom Dezember bis Februar, der Sommer als Juni bis August definiert.

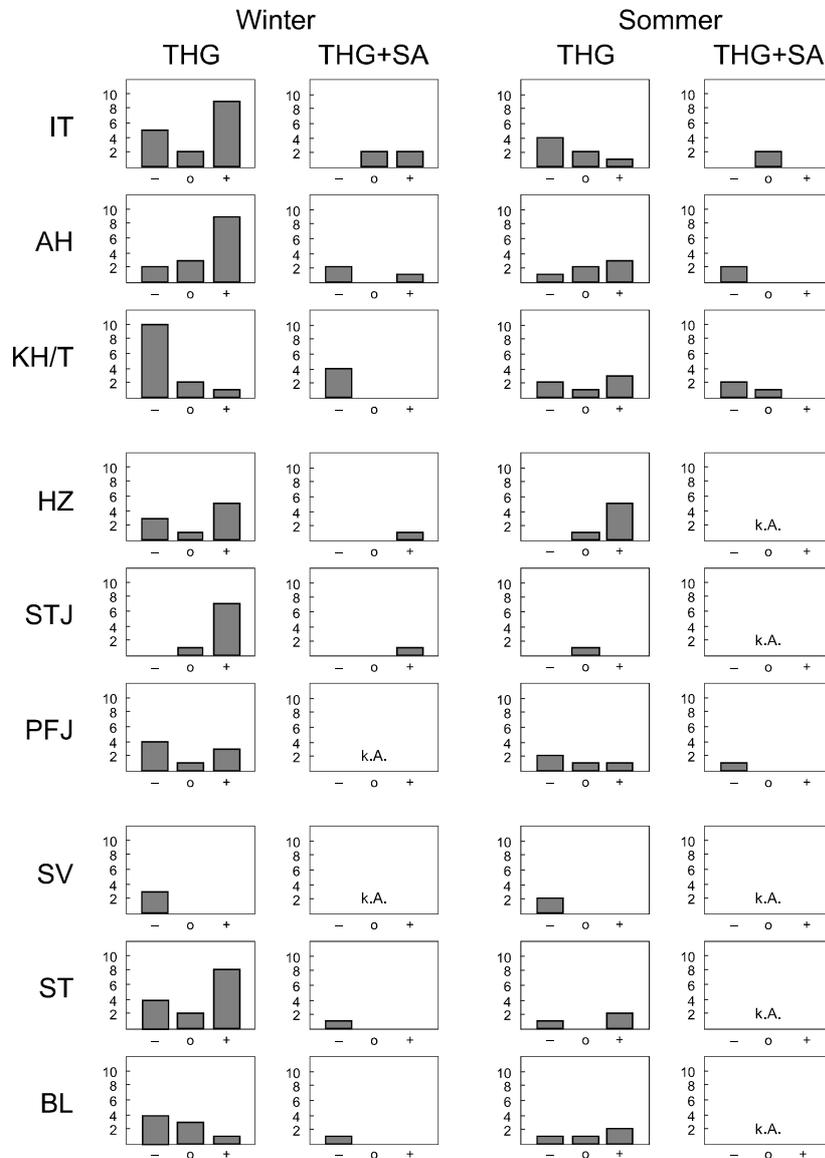
Figur 4.1 gibt eine Zusammenfassung der diagnostizierten Veränderungen der Intensität von Zirkulationsmerkmalen getrennt nach Winter und Sommer und für die folgenden zwei Klassen von Forcings: nur THG (CO₂ sowie eventuell weitere THG; insgesamt 27 Simulationen) sowie kombiniertes THG- und SA-Forcing (davon vier Simulationen mit direktem SA-Forcing sowie eine mit direktem plus indirektem SA-Forcing). Auf eine feinere Unterteilung, zum Beispiel nach Gleichgewichts- und zeitabhängigen AOGCM-Experimenten, wurde aufgrund der relativ kleinen Anzahl von Simulationen in den jeweiligen Klassen verzichtet. Auf die eine gefundene Simulation (Nr. 15 in Tab. B2), in der allein das indirekte Forcing durch SA untersucht wurde, wird hier ebenfalls nicht näher eingegangen.

Wie aus Figur 4.1 zu ersehen ist, variierte die Anzahl der gefundenen Analysen je nach Jahreszeit, Forcing und Zirkulationsmerkmal beträchtlich. Am meisten Informationen lagen für das reine THG-Forcing und den Winter vor. Für diesen Fall wurde vielfach eine Verstärkung des AH (Erhöhung des Kerndrucks) und des STJ sowie eine Abschwächung des KH gefunden. Für das IT, die HZ und die ST zeigten die verfügbaren Studien eher eine Verstärkung (d. h. im Fall des IT eine Vertiefung des Kerndrucks), und für die SV und die BL-Häufigkeit eher eine Abschwächung. Beim PFJ wurde in ungefähr gleich vielen Simulationen eine Verstärkung wie eine Abschwächung diagnostiziert. Unter dem kombinierten THG- und SA-Forcing lagen weit weniger Angaben vor, die wiederum auf eine Abschwächung des KH und eine Verstärkung des IT hinwiesen.

Für den Sommer fanden wir unter dem THG-Forcing bei der Mehrzahl der Studien eine Abschwächung des IT und eine Verstärkung des AH und der HZ. Für die weiteren Zirkulationsmerkmale ergab sich bei der relativ kleinen Anzahl von gefundenen Angaben kein klares Bild. Dasselbe traf auch unter dem kombinierten THG- und SA-Forcing zu, wo besonders wenige Angaben vorlagen. Diese wiesen eher auf keine Veränderung beim IT und auf eine Abschwächung des AH und KT hin (Fig. 4.1).

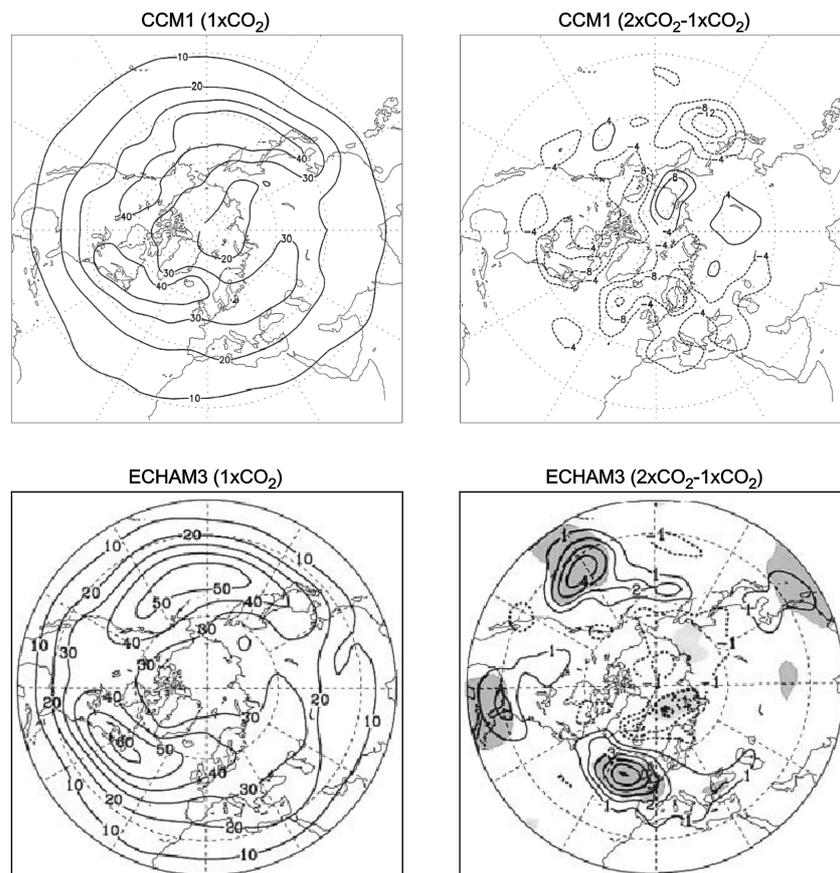
Bei den obigen Resultaten liessen sich zwei Gruppen von Modellen unterscheiden: während die US-amerikanischen und kanadischen Modelle eher eine Abschwächung der Zirkulation simulierten, ergaben die meisten europäischen Modelle eher eine Intensivierung der Zirkulation. Figur 4.2 zeigt typische Resultate für die Stormtracks, wie sie von je einem amerikanischen und einem europäischen Modell unter heutigen und «2xCO₂»-Bedingungen berechnet wurden.

Zusammengezählt über alle betrachteten Simulationsexperimente und Jahreszeiten ergaben die US-kanadischen (bzw. europäischen) Simulationen in 6 (3) Fällen eine Abschwächung, in 4 (4) Fällen keine Intensitätsveränderung und in 4 (8) Fällen eine Verstärkung des IT. Beim PFJ wurde in allen sechs analysierten US-kanadischen Simulationen eine Abschwächung gefunden, während die europäischen Modelle in nur einem Fall eine Abschwächung, in zwei Fällen keine Veränderung und in vier Fällen eine Verstärkung simulierten. Für die ST schliesslich wurden in 4 (2) Fällen eine Abschwächung, in 1 (1) Fall keine Veränderung, und in 2 (8) Fällen eine Verstärkung gefunden. Ähnliche Unterschiede liessen sich auch in den Resultaten zu den Zyklonenhäufigkeiten und -intensitäten feststellen (nicht gezeigt). Für alle weiteren Zirkulationsmerkmale ergaben sich keine deutlichen Unterschiede zwischen den US-kanadischen und den europäischen Simulationen.



Figur 4.1: Zusammenfassung der von sieben globalen Klimamodellfamilien simulierten Veränderungen in der Intensität von Zirkulationsmerkmalen im Raum Nordatlantik-Europa. Gezeigt wird die Anzahl von Simulationen, bei denen die jeweiligen Veränderungen diagnostiziert wurden. Für eine Übersicht der betrachteten Simulationen siehe Text und Tabelle 4.1. THG: Veränderungen aus Simulationen unter Annahme eines Nur-Treibhausgas-Forcings; THG+SA: Simulationen unter Annahme eines kombinierten THG- und Sulfataerosol-Forcings; -: Abschwächung; o: keine Veränderung; +: Verstärkung; k.A.: keine Angaben; IT: Islandtief; AH: Azorenhoch; KH/T: kontinentales Hoch über Asien (im Winter) bzw. Tief (im Sommer); HZ: Stärke der nördlichen Hadley-Zelle; STJ: Subtropenjet; PFJ: Polarfrontjet; SV: synoptische Variabilität; ST: Stormtracks; BL: Blocking (Häufigkeit). Die Angaben zu HZ, STJ und SPJ beziehen sich in den meisten Simulationen auf zonale Mittel für die N-Hemisphere.

Die gefundenen Angaben zu möglichen Veränderungen in einer Reihe von für das atlantisch-europäische Klima wichtigen Fernkopplungsmustern sind in Tabelle 4.2 zusammengefasst. Die meisten Informationen wurden für die NAO und den Winter gefunden. Der räumlich fixe NAO-Zirkulationsindex zeigte für den Winter in vier verschiedenen AOGM-Simulationen entweder keinen (Nr. 7), einen leicht positiven (Nr. 24) oder einen leicht negativen (Nr. 32 und 33) Trend. Bei zwei Simulationen (Nr. 10 und 11) ergab sich im Jahresmittel eine Westverschiebung des südlichen, beim Azorenhoch liegenden NAO-Aktionszentrums (aufgrund der verwendeten Analysemethodik wider-



Figur 4.2: Vergleich der simulierten Stormtracks in zwei verschiedenen globalen Klimamodellen. Gezeigt sind jeweils die erhaltenen Resultate für das heutige Klima (links) sowie die berechneten Veränderungen unter «2xCO₂»-Bedingungen (rechts). Oben: Resultate für das CCM1-GCM (aus Zhang und Wang 1997, Simulationen Nr. 16 in Tab. B2, Anhang B); unten: Resultate für das ECHAM3-GCM (aus Schubert et al. 1998, Simulationen Nr. 21 in Tab. B2, © Springer, reproduziert mit freundlicher Genehmigung des Springer Verlags).

spiegelt dieses Resultat jedoch vor allem die simulierten Veränderungen im Winterhalbjahr), während bei drei weiteren Simulationen für den Winter eine generelle Abschwächung (Nr. 16) bzw. Süd- (Nr. 30) und Ostverschiebung (Nr. 24) des gesamten NAO-Musters erhalten wurde. Für alle anderen Jahreszeiten und Fernkopplungsmuster lagen nur wenige Informationen vor (Tab. 4.2).

Tabelle 4.2: Zusammenfassung von simulierten Veränderungen in für das europäische Klima wichtigen Fernkopplungsmustern. Gezeigt sind alle gefundenen Angaben aus 50 Publikationen zu 33 globalen Klimasimulationen (siehe auch Tab. 4.1). Die Simulationsnummern beziehen sich auf die erste Kolonne in Tabelle B2 (Anhang B). AO: Arktische Oszillation (Thompson und Wallace 1998); NAO: Nordatlantische Oszillation (Barnston und Livezey 1987); EU1, EU2: Eurasisches Muster 1 und 2 (Barnston und Livezey 1987); THG: Treibhausgase; DFSA: Direktes Forcing von Sulfataerosolen; *: Simulation mit einem voll gekoppelten AOGCM unter einem zeitabhängigen Forcing.

Fernkopplungsmuster	Forcing	Jahreszeit	Diagnose	Simulationsnr.
AO	THG+DFSA *	Winter	Positiver Trend im AO-Index	7
EU1	THG	Winter	Abschwächung des skandinavischen und E-Verschiebung des sibirischen Aktionszentrums	16
	THG	Winter	NE-Verschiebung beider Aktionszentren	30
EU2	THG	Winter	SW-Verschiebung beider Aktionszentren	30
NAO	THG	Jahr	W-Verschiebung des südlichen Aktionszentrums	10
	THG	Winter	S-Verschiebung beider Aktionszentren	30
	THG	Januar	Generelle Abschwächung des Musters	16
	THG	April	NW-Verschiebung beider Aktionszentren	16
	THG *	Jahr	W-Verschiebung des südlichen Aktionszentrums	11
	THG *	Winter	Leichte Verstärkung des räumlich fixen NAO-Index; NE-Verschiebung beider Aktionszentren	24
	THG *	Winter	Leicht negativer Trend im NAO-Index	32
	THG+DFSA *	Winter	Kein Trend im NAO-Index	7
	THG+DFSA *	Winter	Leicht negativer Trend im NAO-Index	33

Die gefundenen Informationen über mögliche Veränderungen in der Position einiger weiterer Zirkulationsmerkmale werden in Tabelle 4.3 zusammengefasst. Für das reine THG-Forcing und den Winter deuteten die wenigen gefundenen Angaben auf eine mögliche Nordwärtsverschiebung von IT, AH, HZ, STJ, und PFJ hin. Für die STs wurde ebenfalls eine Nordwärtsverschiebung oder keine Positionsveränderung diagnostiziert. Für KH lag keine einzige, für SV eine und für BL zwei Angaben vor (in allen Fällen Nordwärtsverschiebung). Für das kombinierte THG- und SA-Forcing im Winter und für den Sommer lagen nur spärliche und teilweise widersprüchliche Informationen vor. Bei insgesamt 14 vorliegenden Analysen wurde in sieben Fällen eine Nordwärts- und in fünf eine Südwärtsverschiebung einzelner Zirkulationsmerkmale diagnostiziert (Tab. 4.3).

Einige Angaben über mögliche Veränderungen in der Form einzelner Zirkulationsmerkmale wurden für den Fall des reinen THG-Forcings und den Winter gefunden: in zwei Simulationen wurden eine Ostwärtsverlängerung des IT, einmal zusammen mit einer Nordwärtsverschiebung (Nr. 5 in Tab. B2) und einmal ohne jegliche Positionsveränderung (Nr. 23), diagnostiziert.

Tabelle 4.3: Zusammenfassung der von sieben globalen Klimamodellfamilien simulierten Veränderungen in der Position von Zirkulationsmerkmalen im Raum Nordatlantik-Europa. Gezeigt sind die Anzahl von Simulationen, bei denen die jeweiligen Positionsveränderungen diagnostiziert wurden. Für eine Übersicht der betrachteten Simulationen siehe Text und Tabelle 4.1. THG: Veränderungen aus Simulationen unter Annahme eines Nur-Treibhausgas-Forcings; THG+SA: Simulationen unter Annahme eines kombinierten THG- und Sulfataerosol-Forcings; o: keine Positionsveränderung; NW, N, NE, E, S: Verschiebung nach Nordwest, bzw. Nord, Nordost, Ost, oder Süd; k.A.: keine Angabe; -: keine entsprechende Diagnose gefunden; IT: Islandtief; AH: Azorenhoch; KH/T: kontinentales Hoch über Asien (im Winter) bzw. Tief (im Sommer); HZ: nördliche Hadley-Zelle; STJ: Subtropenjet; PFJ: Polarfrontjet; SV: Region erhöhter synoptischer Variabilität; ST: Stormtracks; BL: Blocking (Häufigkeitsmaximum). Die Angaben zu HZ, STJ und SPJ beziehen sich in den meisten Simulationen auf zonale Mittel für die N-Hemisphäre.

Merkmal	Winter						Sommer											
	THG						THG+SA					THG				THG+SA		
	o	NW	N	NE	E	k.A.	o	N	E	S	k.A.	o	N	S	k.A.	o	S	k.A.
IT	1	1	5	1	2	17	.	1	1	1	2	.	.	.	27	.	1	4
AH	1	.	4	1	.	21	.	1	.	.	4	.	1	.	26	.	.	5
KH/T	27	5	.	.	2	25	.	.	5
HZ	.	.	2	.	.	25	5	.	1	.	26	.	.	5
STJ	.	.	3	.	.	24	.	.	.	1	4	.	.	.	27	.	.	5
PFJ	.	.	2	.	.	25	5	.	1	.	26	.	.	5
SV	.	.	1	.	.	26	5	.	1	.	26	.	.	5
ST	3	1	4	.	.	19	5	1	1	.	25	.	.	5
BL	.	.	2	.	.	26	5	.	.	.	27	.	.	5

In letzterer Simulation wurde auch eine Westwärtsverlängerung des AH, wieder ohne jegliche Positionsveränderung gefunden. Bei vier Simulationen (Nr. 18, 21, 23 und 30) ergab sich eine Ostwärts- und bei einer Simulation (Nr. 22) eine Südostwärtsverlängerung des ST.

Ein weiterer wichtiger Aspekt der Zirkulation der mittleren Breiten ist die Zyklontätigkeit. Auch hier wurden Angaben vor allem nur für das reine THG-Forcing und den Winter gefunden. Für die ganze Nordhemisphäre nahm in einer Simulation (Nr. 5) die totale Anzahl Zyklonen ab, die Häufigkeit von Zyklonen mit sehr tiefem Kerndruck jedoch zu. Für den gesamten Nordatlantik ergab sich in zwei Simulationen (Nr. 21 und 22) eine NE- bzw. N-Verschiebung des Maximums der Zyklonenhäufigkeit. Dabei blieb in beiden Simulationen die totale Anzahl Zyklonen ungefähr gleich, aber es wurden mehr mittelstarke und weniger sehr schwache und sehr starke Zyklonen berechnet. In einer weiteren Simulation (Nr. 23) ergab sich hingegen für den Nordatlantik eine leichte Abnahme der Zyklonenhäufigkeit bei gleichzeitiger Abnahme der mittleren Zyklonenintensität. Für den Nordwest-Atlantik und die Ostküste der USA wurden in einem Fall (Nr. 31) eine Zunahme, und in zwei Fällen (Nr. 16 und 21) eine Abnahme der Zyklonenhäufigkeit gefunden. Für den Nordost-Atlantik wurden in drei Fällen (Nr. 31, 32, 33) insgesamt weniger, aber mehr tiefe Zyklonen simuliert. In je einem Fall wurde eine Zunahme der Zyklonenhäufigkeit südöstlich von Grönland (Nr. 21), über der Nordsee und der Biskaya (Nr. 23), sowie über Nordeuropa (Nr. 18) diagnostiziert. In fünf Simulationen (Nr. 16, 21, 22, 32, 33) ergab sich schliesslich eine Abnahme der Zyklonenhäufigkeit über dem Mittelmeer.

4.2.4. Diskussion

Unsere Analyse von globalen Klimasimulationen aus den letzten zirka 15 Jahren zeigte sehr komplexe und teilweise stark unterschiedliche Reaktionen der Klimamodelle im Raum Nordatlantik-Europa. In der Folge diskutieren wir zuerst die wichtigsten Gemeinsamkeiten und Unterschiede in den Modellantworten. Dann besprechen wir die möglichen Gründe für diese Unterschiede und gehen der Frage nach den «glaubwürdigsten» Szenarien nach.

Gemeinsamkeiten

Trotz der grossen Variabilität der Modellantworten fiel bei allen Simulationen immer wieder auf, dass je nach Zirkulationsmerkmal, Jahreszeit und Region stark unterschiedliche Veränderungen simuliert wurden. So zeigte sich z. B. bei den Simulationen Nr. 13, 16, 26 und 27 (siehe Tab. B2), dass die Veränderungen der HZ, des PFJ und des STJ ganz unterschiedliche Vorzeichen aufweisen können. Ein weiteres Beispiel sind die Simulationen Nr. 5, 21, 31, 32 und 33, die alle darauf hindeuten, dass zukünftige Veränderungen bei den Zyklonenhäufigkeiten je nach Intensitätsklasse unterschiedlich ausfallen könnten. Bei Simulation Nr. 13 schliesslich wurde eine starke jahreszeitliche Abhängigkeit der Veränderungen in der BL-Häufigkeit und -Intensität gefunden, während aus Simulation Nr. 31 beispielsweise hervorging, dass die SV zwar insgesamt abnehmen, der ST sich aber dabei verstärken kann. Diese sowie viele weitere Beispiele (z. B. Tab. 4.2) zeigen klar, dass die Kenntnis möglicher Veränderungen von einzelnen Zirkulationsmerkmalen in der Regel keine einfachen Rückschlüsse auf die gleichzeitig zu erwartenden Veränderungen in anderen Merkmalen zulässt.

Eine recht kohärentes Bild wurde im Hinblick auf die Intensitätsveränderungen für das AH und KH, zumindest für den Winter, gefunden (Fig. 4.1). Die von den Modellen häufig simulierte Abschwächung des KH bei einer generellen Erwärmung scheint plausibel, handelt es sich doch bei diesem um ein thermisch bedingtes «kaltes» Bodenhoch. Die in mehreren Simulationen gleichzeitig festgestellte Intensivierung des AH sowie die in einigen Fällen damit einhergehende Abnahme der Zyklonentätigkeit im Mittelmeer scheinen aus Gründen der Massenkonsistenz ebenfalls plausibel, obwohl Veränderungen in der atmosphärischen Dynamik hier ebenfalls eine Rolle spielen dürften. So ist es denkbar, dass die in den meisten Modellen gefundene Verstärkung des STJ auch zu verstärkter Subsidenz in den Subtropen führen könnte. Zudem dürfte in den Simulationen, bei denen eine Intensivierung des PFJ erhalten wurde, eine verstärkte Divergenz und Absinkbewegung im

äquatorwärts gerichteten Ast der planetaren Wellen ebenfalls einen Beitrag zur Verstärkung des AH geleistet haben.

Die häufig gefundene Verstärkung des STJ (Fig. 4.1) ist vermutlich auf die in den meisten Modellen simulierte Zunahme des meridionalen Temperaturgradienten in der oberen Troposphäre zurückzuführen (vgl. Liang et al. 1996, Mitchell und Johns 1997). Diese Zunahme ergibt sich in den Modellen typischerweise aufgrund einer verstärkten Verdunstung in den Tropen, die mit einer entsprechend verstärkten Freisetzung von latenter Energie und höherreichender Konvektion in der tropischen Troposphäre einhergeht (z. B. Washington und Meehl 1984, Mitchell und Ingram 1992, Oglesby und Saltzman 1992, Mahfouf et al. 1994, Murphy und Mitchell 1995). Die Verstärkung des STJ könnte in einigen Simulationen auch mit der erhaltenen Intensivierung der HZ zusammenhängen, da der STJ einen Teil seiner Masse und seines Drehimpulses aus dem oberen, polwärts gerichteten Zweig der HZ bezieht.

Die vielfach simulierten Nordwärtsverschiebungen von Zirkulationsmerkmalen (Tab. 4.3) haben vermutlich gleich mehrere Ursachen. Die Nordwärtsverschiebung des AH ist im Einklang mit den Resultaten von theoretischen und empirischen Untersuchungen, wonach bei einer Abnahme des bodennahen Äquator-Pol-Temperaturgradienten, wie sie in fast allen Simulationen erhalten wurde, mit einer Verschiebung des subtropischen Hochdruckgürtels nach Norden zu rechnen ist (siehe Lockwood 1979, S. 113). Die Nordwärtsverschiebung der HZ (und somit auch des STJ) könnte auf den grösseren Landanteil und somit die stärkere Erwärmung der Nordhalbkugel im Vergleich zur Südhalbkugel zurückgehen (Oglesby und Saltzman 1992, Liang et al. 1996, siehe aber auch Philander et al. 1996). Die simulierten Verschiebungen des IT, ST und PFJ schliesslich dürften mit der in allen Modellen simulierten, starken Erwärmung in den hohen Breiten zusammenhängen. Diese Erwärmung geht mit einer Abnahme der statischen Stabilität der Atmosphäre (Held 1993) und in etlichen Simulationen auch mit einem Rückzug des Meereises einher. Diese beiden Veränderungen dürften in den Modellen eine Nordwärtsverschiebung der Gebiete der grössten Baroklinität und somit des IT zur Folge gehabt haben.

Unterschiede

Unsere Analyse ergab in vielen Fällen keine eindeutigen Resultate: So wurde bei den Intensitätsveränderungen der verschiedenen Zirkulationsmerkmale in 14 der 23 Fälle, in denen für ein gegebenes Merkmal, Jahreszeit und Forcing Resultate aus mehr als einer Simulation vorlagen, sowohl eine Ver-

stärkung des Merkmals wie auch dessen Abschwächung diagnostiziert (Fig. 4.1), für den winterlichen NAO-Index wurden in den Modellen alle denkbaren Veränderungen realisiert (positiver, negativer oder gar kein Trend, Tab. 4.2), und im Hinblick auf mögliche Positionsveränderungen der Zirkulationsmerkmale wurden in fünf der total neun Fälle, bei denen mehr als ein Simulationsresultat vorlag, keine eindeutigen Aussagen erhalten (Tab. 4.3).

Recht grosse Diskrepanzen wurden im Hinblick auf die möglichen Veränderungen für das IT, den PFJ und den ST, der Zyklonen- und Sturmtätigkeit sowie, in etwas kleinerem Mass, für das BL gefunden (Fig. 4.1). Die verschiedenen Modellreaktionen gingen typischerweise mit komplexen, oftmals signifikanten Veränderungen im simulierten polwärtigen atmosphärischen Energietransport einher. Die Reaktionen der Modelle auf der kontinentalen Skala hingen in erster Linie vom Auftreten und der Stärke von vier wichtigen Veränderungen ab: (i) der Abnahme des meridionalen Äquator-Pol-Temperaturgradienten in Bodennähe, (ii) der Zunahme desselben Gradienten in der oberen Troposphäre, (iii) der erhöhten Verfügbarkeit von latenter Energie aufgrund eines erhöhten atmosphärischen Wasserdampfgehalts und (iv) einem effizienteren Energietransport durch atmosphärische Wirbel, ebenfalls aufgrund des erhöhten Wasserdampfgehalts. Für eine weitergehende Diskussion der einzelnen Modellresultate sei hier auf die entsprechenden Publikationen verwiesen (Rind 1986 und 1988, Flohn et al. 1990, Branscome und Gutowski 1992, Siegmund 1992, Held 1993, Pollack et al. 1993, Hall et al. 1994, Boer 1995, Gutowski Jr. et al. 1995, Senior 1995, Zhang und Wang 1997, Carnell und Senior 1998, Reader und Boer 1998, Rind 1998, Rind et al. 1998).

Unterschiedliche Intensitätsveränderungen wurden ebenfalls im Hinblick auf die HZ erhalten. Die HZ wird vor allem von der solaren Einstrahlung und der Freisetzung latenter Energie angetrieben (z. B. Rind und Rossow 1984), so dass die simulierten Verstärkungen vermutlich auf die in den Modellen erhaltene Intensivierung des hydrologischen Zyklus in den Tropen zurückzuführen sind (z. B. Washington und Meehl 1984, Oglesby und Saltzman 1992, Senior 1995, Déqué et al. 1998). Wo eine Abschwächung der HZ gefunden wurde, ging diese möglicherweise auf die Simulation eines effizienteren polwärtigen Energietransports (aufgrund des höheren atmosphärischen Wasserdampfgehalts, Boer 1995), oder eines verminderten Energieverlusts in den subtropischen Wüstengebieten (wieder aufgrund von Veränderungen im Wasserdampf oder der Bewölkung, Bengtsson et al. 1996) zurück.

Woher kommen die Unterschiede?

Auch wenn sich die simulierten Veränderungen innerhalb der einzelnen Modelle kausal zurückverfolgen und insoweit auch «begründen» lassen, stellt sich die Frage nach den Ursachen der Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellen. Es würde den Rahmen der vorliegenden Studie sprengen, alle in Frage kommenden Ursachen zu besprechen oder deren relative Beiträge an der Gesamtunsicherheit genauer zu bestimmen, welche mit der Abschätzung von Zirkulationsveränderungen einhergeht. Untenstehend begnügen wir uns deshalb mit einer kurzen Diskussion der unserer Ansicht nach wichtigsten Gründe für die gefundenen Unterschiede.

Der erste und vielleicht wichtigste Grund hängt mit den Unsicherheiten und Fehlern bei der Modellierung des globalen Klimas zusammen. Die in den Klimamodellen simulierten Veränderungen stellen das Nettoresultat einer Vielzahl von komplexen Wechselwirkungen dar (siehe Einleitung), wobei je nach Modell die Auswahl und Darstellung der relevanten Prozesse variiert. So können zum Beispiel der Einbezug der Stratosphäre (Rind et al. 1998), oder eine verbesserte Darstellung des Meereises und der Ozeanzirkulation (Kothavala et al. 1999) die simulierte Klimasensitivität und Zirkulation stark beeinflussen. Zum Beispiel hatte der Übergang von der T42/L30-Version des ARPEGE/IFS-Modells (Simulationen Nr. 2 und 3 in Tab. B2) nach der verbesserten L31-Version mit räumlich variabler horizontaler Auflösung (Simulation Nr. 4) zur Folge, dass anstatt einer positiven eine negative SLP-Anomalie über Europa simuliert wurde (siehe auch Déqué et al. 1998). Ein weiteres Beispiel ist die Simulation Nr. 30 mit dem UKMO-GCM, die eine Verstärkung der ST über dem Nordost-Atlantik und Europa ergab (Hall et al. 1994), während das voll gekoppelte HadCM2-Nachfolgemodell (Simulation Nr. 32) eine Abschwächung des ST ergab (Carnell und Senior 1998).

Noch grössere Unterschiede sind in der Regel zwischen Modellen aus verschiedenen Modellfamilien (Tab. 4.1) zu erwarten. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, worauf die gefundene, recht deutliche Dichotomie zwischen den Resultaten der US-kanadischen und europäischen Modelle zurückzuführen ist. Ein möglicher Grund könnte sein, dass die Klimaforscher ihre Modelle eher innerhalb der eigenen Forschungsgemeinschaft als in Zusammenarbeit mit der anderen Gemeinschaft weiterentwickeln. Die grosse Sensitivität der simulierten Zirkulationsveränderungen auf die Modellierungsdetails entspricht hierbei vermutlich der Sensitivität des realen Systems, dessen Verhalten ja entscheidend von der quantitativen Balance zwischen teilweise entgegengesetzt wirkenden Prozessen abhängt.

Ein zweiter wichtiger Grund für die gefundenen Unterschiede bestand in der getroffenen Szenarienannahmen. Am wichtigsten dürften wohl die verwendeten Forcing-Szenarien sein, welche in den von uns betrachteten Studien stark variierten (Tab. B2). So hatte zum Beispiel für ein und das gleiche Modell der Einbezug des direkten SA-Forcings (in Simulation Nr. 33) im Vergleich zur Simulation unter einem alleinigen THG-Forcing (Nr. 32) zum Teil stark unterschiedliche Auswirkungen auf die simulierte Zirkulation und die Klimaveränderung über Europa zur Folge (Mitchell und Johns 1997, siehe auch Räisänen 1998). Andererseits führte bei einem anderen Modell die Berücksichtigung des direkten SA-Forcings (Simulation Nr. 6) lediglich zu einer Abschwächung der unter dem reinen THG-Forcing (Nr. 5) erhaltenen Veränderungsmuster im langjährig mittleren SLP-Feld, aber zu keinen prinzipiell neuen Mustern (Reader und Boer 1998).

Leider lagen zur Zeit der Erstellung der vorliegenden Arbeit nur wenige Simulationen mit Einbezug des SA-Forcings vor, so dass es bei der gegebenen Datenlage sehr schwierig ist, mögliche Aerosol-Effekte auf die Zirkulation zu isolieren. Nicht zuletzt trugen aber auch eine Reihe weiterer Annahmen, die in den von uns betrachteten Studien ebenfalls stark variierten, wie zum Beispiel die Definition des Referenzklimas oder die unterschiedlichen Rand- und Initialbedingungen für die verschiedenen Simulationen (Tab. B2) zur gefundenen Variabilität in den Modellantworten bei.

Ein weiterer möglicher Grund für die teilweise divergierenden Resultate ist, dass die natürliche Variabilität des Klimas in den meisten Analysen nicht gebührend berücksichtigt wurde. Obwohl die europäisch-atlantische Zirkulation eine grosse dekadische Variabilität zeigt (z. B. Schmutz und Wanner 1998, Luterbacher et al. 1999), lagen in den meisten Studien Simulationsergebnisse für nur 5–10 Jahre vor. Nur bei 14 der 33 betrachteten Simulationen wurden 20 oder mehr Jahre analysiert (Tab. B2). Somit ist davon auszugehen, dass viele der gefundenen Unterschiede zwischen den simulierten Referenz- und der geänderten Klimata oder den verschiedenen Modellen statistisch nicht signifikant sind. (Dies bedeutet allerdings nicht, dass es keine solche Unterschiede gibt, sondern lediglich, dass sich diese bei den vorliegenden Stichprobengrößen nicht nachweisen lassen).

Weitere methodische Probleme betrafen schliesslich die Auswertung der Simulationsergebnisse. Die von uns gesammelten Ergebnisse wurden nach unterschiedlichen Methoden ermittelt, und es ist bekannt, dass die Ergebnisse von Zirkulationsanalysen je nach Wahl der Statistik (atmosphärische Variable, Höhengniveau, Frequenzbereich oder Phänomen) und Analyseprozedur stark variieren können (z. B. Carnell et al. 1996, Schubert et al. 1998). Schliesslich mussten die uns interessierenden Angaben oftmals aus relativ groben Grafiken herausgelesen oder nach Durchsicht mehrerer Publika-

tionen zum gleichen Simulationsexperiment zusammengestellt werden, so dass im einen oder anderen Fall Interpretationsfehler nicht ausgeschlossen werden können.

Welches ist das glaubwürdigste Szenario?

Aufgrund der grossen Unsicherheiten bezüglich der zukünftigen globalen sozio-ökonomischen Entwicklung kann das zukünftige Forcing des Klimasystems nicht präzise vorausgesagt werden (z. B. Grübler 1999). Somit ist es prinzipiell auch nicht möglich, objektiv nachprüfbare Eintretenswahrscheinlichkeiten für Klimaszenarien anzugeben. Trotzdem kann es zum Beispiel für klimabezogene Massnahmen oder Planungsaufgaben von Interesse sein, das glaubwürdigste Szenario zu einem gegebenen Satz von Schlüsselannahmen zu kennen.

Eine naheliegende Möglichkeit, das «wahrscheinlichste» Szenario für ein gegebenes Forcing zu bestimmen, besteht darin, die für dieses Forcing von mehreren Klimamodellen simulierte mittlere, bzw. häufigste (Fig. 4.1) Antwort zu ermitteln. In unserem Fall scheint dieses Vorgehen jedoch aus mehreren Gründen problematisch:

Erstens werden unseres Wissens die gefundenen Übereinstimmungen zwischen den Modellen bisher nur schlecht verstanden. So wurden in Kapitel 4.2.4. lediglich einige von mehreren in Frage kommenden Gründe für die festgestellten, gemeinsamen Reaktionen besprochen. Es ist aber durchaus möglich, dass das gleiche Resultat in den verschiedenen Modellen auf unterschiedliche Ursachen zurückgeht, so dass die gefundenen Ähnlichkeiten die tatsächlichen Modellierungsunsicherheiten überdecken. Auch könnten mehrere Modelle das gleiche Resultat aufgrund der gleichen Fehler ergeben. Und schliesslich gab es selbst in den Fällen, wo eine relativ häufige Übereinstimmung erzielt wurde, einzelne Simulationen, die den jeweils angegebenen, auf den ersten Blick plausiblen Erklärungen für die gefundenen Gemeinsamkeiten klar widersprechen. So wurden zum Beispiel in Simulation Nr. 13 keine Abschwächung oder sogar eine Verstärkung des KH im Winter oder in den Simulationen Nr. 27 und 29 nur kleine Veränderungen des Äquator-Pol Temperaturgradienten und keine Anzeichen einer systematischen Nordwärtsverschiebung der Zirkulation gefunden.

Zweitens ermittelten wir in unserer Studie die häufigsten Modellantworten anhand einer beschränkten und heterogenen Datenbasis von Simulationsergebnissen, die den momentanen Wissensstand möglicherweise nur unzureichend wiedergibt. Während zum Beispiel beim Atmospheric Model Intercomparison

Project (AMIP – Phase I: Simulation des Klimas der Jahre 1979–1988, siehe <http://www-pcmdi.llnl.gov/amip/>) 33 Modellierungsgruppen aus der ganzen Welt mit nicht weniger als 46 verschiedenen Modellen und beim Coupled Model Intercomparison Project (CMIP – Phase I: Simulation des 1xCO₂ Klimas, siehe <http://www-pcmdi.llnl.gov/cmip/>) immerhin 16 Gruppen mit 20 Modellen beteiligt sind, konnten wir lediglich auf die Resultate von 7 Gruppen und 24 Modellen zurückgreifen (Tab. 4.1). Ein weiteres Problem unserer Analyse war, dass einzelne Modelle oder Modellierungsgruppen dank häufiger Simulationen und entsprechenden Publikationen bei unserer Auswertung besonders stark vertreten waren (Tab. 4.1). Aufgrund der relativ geringen Anzahl der insgesamt uns zur Verfügung stehenden Simulationen sowie deren schwieriger Vergleichbarkeit wurde aber bei der Ermittlung der wahrscheinlichsten Modellantworten auf eine Gewichtung der verschiedenen Resultate verzichtet.

Schliesslich ist anzumerken, dass wir die einzelnen Zirkulationsmerkmale separat ausgewertet haben: Die Zusammenstellung der häufigsten Veränderungen braucht daher nicht mit der in Realität am ehesten zu erwartenden *Kombination von Veränderungen* der einzelnen Zirkulationsmerkmale übereinzustimmen. Eine Auswertung, welche auf die gleichzeitige Reaktion von mehreren Zirkulationsmerkmalen eingeht, benötigt eine vollständigere als die uns zur Verfügung stehende Datenbasis und bleibt somit späteren Studien vorenthalten.

Eine alternative Möglichkeit, das glaubwürdigste Szenario zu ermitteln, könnte darin bestehen, sich nur auf die «besten» Modelle abzustützen. Prinzipiell ist davon auszugehen, dass innerhalb einer Modellfamilie den jeweils neueren Modellen eher zu trauen ist, da diese in der Regel detaillierter und vollständiger sind als ihre Vorgänger. Allerdings muss eine höhere horizontale Auflösung nicht in jeder Hinsicht bessere Resultate bringen (z. B. Rind 1988, Senior 1995), und die Berücksichtigung neuer Prozesse kann im Prinzip auch neue Fehlerquellen mit sich bringen. Im Hinblick auf die Simulation von Zirkulationsveränderungen, die sich in für die globalen Modelle recht feinen Zeit- und Raumskalen abspielen, ist eine Akzentuierung dieses Problems zu erwarten.

Die Bewertung von Klimasimulationen ist aber auch sonst mit grösseren Schwierigkeiten verbunden. Unseres Wissens gibt es noch keine allgemein anerkannte Methode, um die Güte von Klimamodellen objektiv zu erfassen, insbesondere nicht im Hinblick auf die Zirkulation der mittleren Breiten. Hinzu kommen Limitierungen bei der zur Verfügung stehenden empirischen Datenbasis, sowie Unsicherheiten bei den Initialbedingungen und Forcings (z. B. Hegerl et al. 1997), welche für die Simulation des heutigen Klimas vorgegeben werden müssen. Nicht zuletzt wird der Vergleich zwischen den ge-

messenen und simulierten Trends in Zirkulationsmerkmalen durch die grosse natürliche Variabilität des Klimas erschwert (z. B. Osborn et al. 1999, Ulbrich und Christoph, 1999). So zeigen die Messdaten für das 20. Jahrhundert keine signifikanten Veränderungen der Windgeschwindigkeiten und Sturmintensitäten im Nordostatlantik (WASA Group 1998), aber möglicherweise eine leichte Nordwärtsverschiebung der ST (Schuesser et al. 1997) und für die letzten zirka 20 Jahre einen positiven Trend im NAOI (Hurrell und van Loon 1997). Um herauszufinden, inwieweit die von uns betrachteten Simulationsresultate nicht nur zufällig mit diesen Trends übereinstimmen oder von diesen abweichen, wären weitergehende Untersuchungen nötig.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass nach dem heutigen Wissensstand selbst bei einem fest vorgegebenen Forcing die Frage nach den am ehesten zu erwartenden Zirkulationsveränderungen nicht ohne Weiteres beantwortet werden kann. Unsere Bestandesaufnahme von Gemeinsamkeiten und Unterschieden in den Modellantworten dürfte aber für Klimawirkungsstudien und bei der Formulierung von Arbeitshypothesen für die zukünftige Forschung von Nutzen sein.

4.2.5. Fazit

Trotz einer Vielzahl von globalen Klimasimulationen und zugehörigen Analysen lassen sich bis heute keine eindeutigen Aussagen über die zu erwartenden Zirkulationsveränderungen im Raum Nordatlantik-Europa machen. Die bisher erarbeiteten Resultate zeigen jedoch klar, dass ein Fortschreiten der globalen Erwärmung komplexe und signifikante Veränderungen der nordatlantisch-europäischen Zirkulation nach sich ziehen dürfte.

Die meisten heute verfügbaren Analysen beziehen sich auf den Winter und deuten für diese Jahreszeit auf eine Verstärkung des Azorenhochs und des Suptropenjets sowie eine Abschwächung des Eurasischen Kontinentalhochs, verbunden mit einer generellen Nordwärtsverschiebung der Zirkulation, hin. Diese Resultate sind jedoch mit grösseren Unsicherheiten behaftet. Die wichtigsten Gründe dafür sind Unsicherheiten über das zukünftige Forcing des Klimasystems, Unsicherheiten und Fehler bei den globalen Klimamodellen sowie methodische Schwierigkeiten bei der Erfassung und Beurteilung der simulierten Zirkulationsveränderungen.

Die von uns betrachteten Klimamodelle ergaben je nach Zirkulationsmerkmal zum Teil komplett entgegengesetzte Szenarien. So wurde für die meisten europäischen Modelle eine Intensivierung der Zirkulation (und Sturmtätigkeit) im Nordatlantik gefunden, während die US-amerikanischen und kanadischen Modelle eher eine Abschwächung der Zirkulation simulierten. Dieser Befund zeigt einmal mehr, dass bei Aussagen über das zukünftige Klima, etwa bei der Diskussion von Klimaschutzmassnahmen oder der Herleitung regionaler Klimaszenarien, die Resultate aller Forschungsgemeinden beizuziehen sind, ansonsten die vorhandenen Unsicherheiten stark unterschätzt werden.

Unsere Studie zeigte erhebliche Lücken im momentanen Forschungs- und Wissensstand auf. So gibt es bisher nur relativ wenig Analysen für den Sommer und die Übergangsjahreszeiten. Die wenigen vorliegenden Resultate weisen jedoch auch für diese Jahreszeiten auf die Möglichkeit von komplexen und markanten Veränderungen in der Zirkulation hin. Aufgrund der ganzjährigen Bedeutung von Zirkulationsanomalien für das mitteleuropäische Klima sowie der hohen Sensitivität zum Beispiel der Forst-, Land- und Wasserwirtschaft auf solche Anomalien, scheint hier ein Forschungsbedarf dringend ausgewiesen.

Forschungslücken bestehen auch im methodischen Bereich. Die hier analysierten Resultate stammten nur von einer relativ kleinen Anzahl von Modellfamilien, während für viele der heute existierenden Modelle überhaupt keine Angaben zu möglichen Zirkulationsveränderungen gefunden wurden. Auch sonst scheinen bei der Archivierung, Analyse und Dokumentation der globalen Klimamodellresultate dringend Verbesserungen angebracht, um, basierend auf dem neuesten Wissensstand und innert angemessener Frist, reproduzierbare und für die Praxis relevante Aussagen herleiten zu können. Insbesondere wären auch standardisierte Methoden und Tests zu entwickeln, die es erlauben, die Güte von Klimamodellen und die Signifikanz der erhaltenen Zirkulationsveränderungen im Hinblick auf eine bestimmte Region (wie z. B. den Alpenraum oder Europa) objektiv abzuschätzen.

Die fehlenden und teilweise widersprüchlichen Aussagen über mögliche zukünftige Veränderungen der grossräumigen Zirkulation betreffen logischerweise auch die regionale Skala. Im klimatisch sensitiven Alpenraum ist sogar mit einer Verstärkung der Unsicherheiten des globalen Klimasignals zu rechnen, was wiederum ebenfalls Anlass zu widersprüchlichen Szenarien geben dürfte.

In dieser Situation scheint es angebracht, erstens den Bereich der im Prinzip möglichen, zukünftigen Klimaveränderungen im Alpenraum anhand von systematischen Sensitivitätsstudien einzugrenzen. Zweitens sind die Resultate aus möglichst vielen globalen Klimamodellen mittels verschiedener Methoden alpenspezifisch quantitativ auszuwerten und zu diskutieren. Auf diese beiden Vorgehensweisen wird nun in den folgenden zwei Unterkapiteln näher eingegangen.



Der Wintersturm «Lothar» richtete in der Altjahreswoche 1999 in Frankreich und in der Schweiz beträchtliche Schäden an. In der ganzen Schweiz hat der Sturm schätzungsweise 15 Millionen Bäume umgeknickt (Bild oben, bei Frutigen), im Kandertal wurden zahlreiche Häuser abgedeckt (Bild unten, bei Kandergrund),. Fotos: Hans Rudolf Schneider, Berner Oberländer BOZ.