

# Plötzliche Stratosphärenenerwärmungen: Langfristige Variabilität sowie zukünftige Trends

DISSERTATION  
zur Erlangung des akademischen Grades eines  
Doktors der Naturwissenschaften  
am Fachbereich für Geowissenschaften  
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von  
Semjon Schimanke

Berlin, den 17. Januar 2011

Gutachter:  
Prof. Dr. Ulrich Cubasch  
Prof. Dr. Katja Matthes

Tag der Disputation: 20. Mai 2011

## Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird die Wirkung von steigenden Treibhausgaskonzentrationen auf die Anzahl großer Stratosphärenenerwärmungen (SSWs) auf Grundlage von Ensemblesimulationen und unter Berücksichtigung interner Variabilität untersucht. Dabei wird ein zur Beantwortung der Fragestellung weiterentwickelter Algorithmus zur Identifikation von SSWs verwendet. Hier wird gezeigt, dass SSWs durch die Implementierung eines Klimakriteriums besser von "Final Warmings" abgegrenzt werden können als mit früheren objektiven Verfahren. Der untersuchte große Datensatz wurde mit dem Ozean-Troposphäre-Stratosphäre Modell EGMAM (ECHO-G mit mittlerer Atmosphäre Modell) erzeugt und umfasst Kontrollsimulationen, Szenarienrechnungen inklusive Stabilisierungszeiträumen und idealisierte Experimente. Durch Anwendung des Algorithmus wird gezeigt, dass EGMAM im Vergleich zu den Beobachtungen die Anzahl an SSWs um ungefähr die Hälfte unterschätzt. Dennoch simuliert das Modell weitere Eigenschaften von SSWs wie die Stärke, die Dauer sowie das Abwärtswandern stratosphärischer Anomalien im Zusammenhang mit SSWs in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen.

Für den historischen Zeitraum von 1860-2000 kann für den leichten Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen kein Einfluss auf die Anzahl von SSWs festgestellt werden. Untersuchungen des 21. Jahrhunderts zeigen für alle Szenarien (B1, A1B und A2) trotz starker interner Variabilität einen Anstieg in der Anzahl von SSWs. Durch die Hinzunahme der im Anschluss an die transienten Phasen gerechneten Stabilisierungszeiträume und der idealisierten Experimente ergibt bei sich Betrachtung hinreichend großer Stichproben ein linearer Zusammenhang zwischen der Häufigkeit von SSWs und dem Strahlungsantrieb. Danach wird eine Verdopplung in der Anzahl von SSWs im Vergleich zum vorindustriellen Kontrolllauf erreicht, wenn das Treibhausgasniveau des A2-Szenarios im Jahr 2100 erreicht wird bzw. die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen vervierfacht werden.

Diese Abschätzung gibt erstmalig einen Überblick über die Unsicherheiten, die mit den verschiedenen Szenarien sowie interner Variabilität hinsichtlich der zukünftigen Häufigkeit von SSWs verknüpft sind. Als Ursache für die Zunahme an SSWs wird eine Steigerung des troposphärischen Wellenflusses in die Stratosphäre sowie die Verminderung der mittleren Windgeschwindigkeit in 60°N und 10 hPa identifiziert, welche durch den anthropogenen Klimawandel bedingt sind. Für die Südhemisphäre, in der das Modell weniger als ein SSW in 100 Jahren simuliert, verändert sich die Anzahl an SSWs mit steigenden Treibhausgaskonzentrationen hingegen nicht.

Im Anschluss an die projizierten Änderungen wird die Variabilität von SSWs auf verschiedenen Zeitskalen intensiv untersucht. So schwankt die Häufigkeit simulierter SSWs im Kontrolllauf unter vorindustriellen Bedingungen im Vergleich zu den Beobachtungen

zwischen 13% und 70%. Die Untersuchung des Frequenzspektrum, ermittelt mit einer Wavelet-Transformation, offenbart erstmalig eine periodische Schwingung in der Anzahl von SSWs mit einer Periode von 52 Jahren. Ferner wird in der Arbeit ein Mechanismus erarbeitet, welcher die Entstehung der multi-dekadischen Variabilität erklärt. Es wird gezeigt, dass Phasen mit einer erhöhten Anzahl von SSWs mit einem stärkerem troposphärischen Wellenfluss in die Stratosphäre, einem positiven Wärmefluss aus dem Nordatlantik in die Atmosphäre, einer erhöhten Anzahl von Blockierungen und positiven Scheeanomalien über Eurasien einhergehen. Der stärkste Zusammenhang besteht dabei zwischen den SSWs und dem Wärmefluss aus dem Nordatlantik. Die multi-dekadische Variabilität ist die Folge einer Eigenschwingung im Nordatlantik, die durch abwärtswandernde stratosphärische Anomalien im Spätwinter angeregt wird, welche in Verbindung mit SSWs stehen.

## Abstract

The effect of increasing greenhouse gas concentrations on the number of sudden stratospheric warmings (SSWs) is investigated on the basis of ensemble simulations under consideration of internal variability. Here, an existing algorithm is further optimized for the identification of SSWs to answer this scientific question. It is shown here that in comparison to previous objective methods SSWs are better distinguished from "Final Warmings" by implementing a climate criterion. The large analyzed data set is generated with the ocean-troposphere-stratosphere model EGMAM (ECHO-G with middle atmosphere model) and includes control simulations, scenario projections continued with stabilized concentrations and idealized experiments. The application of the algorithm shows that EGMAM generates only half the number of SSWs compared to observations. Nevertheless, further simulated properties of SSWs such as the strength, duration and downward coupling of stratospheric anomalies associated with SSWs are in good agreement with observations.

For the historical period 1860-2000 the slight increase in greenhouse gas concentrations does not affect the number of identified SSWs. Investigations of the 21st century show for all scenarios (B1, A1B and A2) an increase in the number of SSWs, which is superimposed by a considerable amount of internal variability. Only by including the stabilization periods and results of the idealized experiments the sample is sufficiently large to show a clear linear correlation between the number of SSWs and the radiative forcing. Following this relationship a doubling in the number of SSWs compared to the pre-industrial control run is achieved if the greenhouse gas levels of the A2-scenario in 2100 is reached or the CO<sub>2</sub> concentrations are quadrupled.

The present study gives for the first time an overview of the uncertainties associated with different scenarios as well as internal variability regarding the future number of SSWs. The cause for the increase of SSWs is a strengthening of resolved wave flux into the stratosphere and the weakening of the zonal mean zonal wind at 60°N and 10 hPa due to climate change. For the southern hemisphere, where the model simulates less than one SSW in 100 years, the number of SSWs does not change due to the increase of greenhouse gas concentrations.

Following the analyses of the projected changes, the variability of SSWs on different time scales is studied in detail on the basis of a long pre-industrial control run. The number of simulated SSWs under pre-industrial conditions varies between 13% and 70% of the observed amount. Investigations of the frequency spectrum, determined with a Wavelet transformation, reveals for the first time a periodic oscillation in the number of SSWs with a period of 52 years. Moreover, in this study a mechanism is developed to explain the

origin of this multi-decadal variability. It is shown that periods with an increased number of SSWs are connected to an increased tropospheric wave flux into the stratosphere, a positive heat flux from the North Atlantic into the atmosphere, an increased number of blockings and positive snow cover anomalies over Eurasia. The strongest link exists between SSWs and heat flux from the North Atlantic. The multi-decadal variability is the result of a natural mode in the North Atlantic, which is stimulated by downward progressing stratospheric anomalies related to SSWs.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1	Motivation . . . . .	1
1.2	Stand der Forschung . . . . .	3
1.3	Zielsetzung und Aufbau der Arbeit . . . . .	13
<b>2</b>	<b>Modellbeschreibung und Datenbasis</b>	<b>15</b>
2.1	Das Modell EGMAM . . . . .	15
2.2	Experimentbeschreibungen . . . . .	16
2.3	Verwendete Daten . . . . .	21
<b>3</b>	<b>Plötzliche Stratosphärenerwärmungen (SSWs)</b>	<b>23</b>
3.1	Definition von SSWs . . . . .	23
3.2	Identifikation von SSWs . . . . .	26
3.3	Vergleich von SSWs im Modell und Beobachtungen . . . . .	35
3.4	Der Einfluss auf die Troposphäre . . . . .	41
<b>4</b>	<b>Eigenschaften von SSWs unter erhöhten Treibhausgaskonzentrationen</b>	<b>47</b>
4.1	Der historische Zeitraum 1860-2000 . . . . .	48
4.2	Entwicklung der SSW-Häufigkeit in der Zukunft . . . . .	51
4.2.1	Szenariorechnungen . . . . .	51
4.2.2	Idealisierte Experimente . . . . .	55
4.3	Veränderungen bei den Eigenschaften von SSWs . . . . .	57
4.3.1	Rolle des verwendeten Klimaschwellenwertes . . . . .	60
4.4	Mechanismus für die Zunahme von SSWs durch ansteigende Treibhausgaskonzentrationen . . . . .	64
4.5	SSWs auf der Südhemisphäre . . . . .	72
<b>5</b>	<b>Niederfrequente Variabilität von SSWs</b>	<b>75</b>
5.1	Variabilität der SSWs . . . . .	75
5.2	Intrasaisonale Variabilität . . . . .	81
5.3	Wechselwirkung mit troposphärischen und ozeanischen Parametern . . . . .	85
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick</b>	<b>93</b>
6.1	Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . .	93
6.2	Diskussion . . . . .	99
6.3	Ausblick . . . . .	102
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>105</b>

<b>A Anhang</b>	<b>115</b>
A.1 Eliassen-Palm-Fluss . . . . .	115
A.2 Wavelet Analysen . . . . .	116
<b>Danksagung</b>	<b>119</b>

## Abkürzungsverzeichnis

AO	Arktische Oszillation
AO-GCM	Atmosphäre-Ozean GCM
BDC	Brewer-Dobson Zirkulation
CCM	Chemistry Climate Model
CFL	Courant-Friedrich-Levy (Kriterium)
CMIP3	Coupled Model Intercomparison Project Phase 3
ECHO-G	Vollständig gekoppeltes Ozean-Atmosphäre Modell (GCM)
ECMWF	European Center for Medium-range Weather Forecast
EGMAM	ECHO-G with Middle Atmosphere Model, verwendetes Modell
ENSO	El Niño Southern Oscillation
EOF	Empirische Orthogonalfunktion
ERA40	ECMWF Re-Analysis
GCM	General Circulation Model (globales Zirkulationsmodell)
MOC	Meridionale Umwälzzirkulation (Meridional Overturning Circulation)
NAM	Northern Annular Mode
NAO	Nordatlantische Oszillation
NH	Nordhemisphäre
OAF	Ozean-Atmosphäre-Flüsse
PD	Present Day (Simulation mit konstanten 1990-Bedingungen)
PI	Pre-Industrial (Simulation mit konstanten 1860-Bedingungen)
PNA	Pacific North American oscillation
QBO	Quasi zweijährige Schwingung (Quasi Biennial Oscillation)
SH	Südhemisphäre
SLP	Luftdruck auf Meereshöhe (Sea Level Pressure)
SST	Meeresoberflächentemperatur (Sea Surface Temperature)
SSW	Plötzlich Stratosphärenwärmung (Sudden Stratospheric Warming)
WMO	World Meteorological Organization

*Es gibt nichts Gutes. Außer man tut es.*  
[Erich Kästner]

# Kapitel 1

## Einleitung

### 1.1 Motivation

Die erste "explosionsartige Stratosphärenenerwärmung" wurde im Februar 1952 am Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin über Berlin beobachtet (Scherhag, 1952). Bis dahin galt die Stratosphäre als Schicht geringer Temperaturschwankungen. Diese denkwürdigen Messungen gingen als "Berliner Phänomen" in die meteorologische Literatur ein (Scherhag, 1958). Heute sind diese Phänome unter dem Begriff *plötzliche Stratosphärenenerwärmung* (in Anlehnung an die englischsprachige Bezeichnung *sudden stratospheric warming* im weiteren als SSW abgekürzt) bekannt. SSWs sind mit einem sprunghaften Temperaturanstieg von oft mehr als 50 K innerhalb weniger Tage verbunden. Nach Entdeckung des ersten SSWs wurde eine heftige Sonneneruption als Ursache vermutet (Scherhag, 1952). Erst im Laufe der Jahre und intensiver Stratosphärenforschung kristallisierte sich heraus, dass die Ursache für SSWs die Wechselwirkung zwischen der stratosphärischen Zirkulation und troposphärischer Wellenaktivität ist (erstmalig gezeigt von Matsuno (1971)).

Seit der Entdeckung von SSWs wurde ein starker Einfluss auf das bodennahe Wettergeschehen vermutet. So bringt Scherhag (1952) das Auftreten des ersten SSWs mit einer deutlichen Verschlechterung in der Güte der Wettervorhersage über mehrere Tage nach dem SSW in Verbindung. Spätestens mit der Studie von Baldwin und Dunkerton (2001) ist gezeigt, dass SSWs das bodennahe Wetter über einen Zeitraum von bis zu 60 Tagen nach dem Eintreten des SSWs beeinflussen. Baldwin und Dunkerton (2001) zeigen, wie sich stratosphärische Anomalien abwärts bis in die Troposphäre durchsetzen und dort eine negative Phase der Arktischen Oszillation (AO) begünstigen. Die AO ist eng mit der nordhemisphärischen Variabilität des Winterwetters verknüpft. Dieser Zusammenhang hat das Potential für langfristige, saisonale Vorhersagen. Die Anzahl an Untersuchungen, die diesen Zusammenhang bestätigen, wächst stetig (z.B. Limpasuvan et al., 2004; Kuroda, 2008;

Gerber et al., 2010). Kolstad et al. (2010) demonstrieren, dass Schwachwirbelereignisse in der Stratosphäre (SSWs sind die stärksten dieser Art) zu vermehrten Kaltluftausbrüchen auf der Nordhemisphäre führen. Orsolini et al. (2009) stellen fest, dass im Vergleich von Nachhersagen (entspricht dem englischen *hindcast*) mit Modellen mit tiefem bzw. hohem Modelloberrand SSWs zur größten Verbesserung beitragen.

Ist es wiederum möglich, SSWs vorherzusagen, kann die Zeitspanne einer saisonalen Vorhersage nochmal deutlich erweitert werden. Der integrierte Wellenfluss aus der Troposphäre in die Stratosphäre ist ein Indikator, der die Stärke des Polarwirbels bestimmt (Newman et al., 2001; Polvani und Waugh, 2004) und ist damit ein möglicher Parameter für die Vorhersage von SSWs. Weitere Studien zeigen, dass troposphärische Druckanomalien Vorboten von SSWs sind (unter anderem Martius et al., 2009; Garfinkel et al., 2010; Kolstad und Charlton-Perez, 2010), während andere auf den Einfluss der Schneebedeckung in Eurasien im Oktober verweisen (Cohen et al., 2007; Fletcher et al., 2009). Darüber hinaus haben auch externe Einflüsse, wie z.B. die Variabilität der Sonne, einen Einfluss auf die Entstehung von SSWs. Labitzke (2005) zeigt, dass SSWs bevorzugt in Phasen erhöhter solarer Einstrahlung entstehen, sofern sich die QBO (quasi zweijährige Schwingung, aus dem Englischen *quasi biennial oscillation*) in ihrer östlichen Phase befindet.

Neben den genannten natürlichen internen und externen Einflüssen auf SSWs beschäftigen sich einige Studien mit der Frage, welchen Einfluss der anthropogene Klimawandel auf SSWs in der Zukunft haben wird. Jüngste Untersuchungen zeichnen hier immer noch kein klares Bild. Während einige Modellstudien die Zunahme von SSWs durch steigende Treibhausgaskonzentrationen prognostizieren (Charlton-Perez et al., 2008; Bell et al., 2009), finden andere Studien kaum Änderungen in der Anzahl der SSWs in der Zukunft (SPARC CCMVal, 2010). Aus der mittlerweile fast 60-jährigen Beobachtungsreihe lässt sich noch kein Trend ableiten, was unter anderem daran liegt, dass SSWs einer großen Variabilität unterliegen. Ein dramatischer Rückgang von SSWs in den 1990er Jahren führte zu Spekulationen, dies sei eine Folge des Klimawandels (Butchart et al., 2000). Mit Beginn des neuen Jahrtausends nahm die Anzahl an SSWs aber wieder deutlich zu, so dass über den gesamten Zeitraum kein Trend festzustellen ist.

Hieraus leiten sich die Hauptfragestellungen dieser Arbeit ab. Es wird untersucht, wie sich der anthropogene Klimawandel auf die Anzahl der SSWs auswirkt und welche Mechanismen mögliche Änderungen erklären können. Darüber hinaus wird erforscht, welche Wechselwirkungen im Klimasystem die große Variabilität in der Anzahl der SSWs erklären können, die die Identifizierung von Trends erschweren. Beide Fragestellungen sind bisher weitestgehend unbeantwortet und können auf Grund der kurzen Beobachtungszeitreihen nur mit Modellsimulationen bearbeitet werden. Als Folge der eingeschränkten Rechenleis-

tung gibt es jedoch nur eine begrenzte Anzahl von Klimasimulationen, die für eine solche Auswertung in Frage kommen. Hierbei ist die Simulation der Wechselwirkung zwischen Ozean, Troposphäre und Stratosphäre unabdingbar. Viele Klimamodelle verfügen entweder nicht über einen gekoppelten Ozean oder sie simulieren stratosphärische Prozesse nur unzureichend. In dieser Arbeit wird ein Ozean-Troposphären-Stratosphären Modell verwendet, das über eine Ozeankomponente und eine hochreichende Atmosphäre verfügt, in der stratosphärische Prozesse gut repräsentiert sind. Darüber hinaus steht ein großes Ensemble an Simulationen zur Verfügung, welches es erlaubt, Unsicherheiten zu minimieren, die in anderen Studien überwiegen. Mit Hilfe dieses großen Datensatzes werden robuste Ergebnisse erzeugt, die es erlauben, Wirkungsketten zu identifizieren, die bisher noch weitgehend unerkannt geblieben sind.

## 1.2 Stand der Forschung

### Entstehung von SSWs

In beiden Hemisphären herrschen in der Stratosphäre leichte östliche Winde in den Sommermonaten vor (Juni-August in der Nordhemisphäre und Dezember-Februar in der Südhemisphäre), die im Herbst von westlichen Winden abgelöst werden. Die Stärke dieser Westwinde nimmt dann bis in die Mitte des Winters zu, wobei der Bereich der stärksten Winde ungefähr die Grenze des Polarwirbels kennzeichnet (Waugh und Polvani, in press). Im Frühling nimmt die Intensität der Westwinde wieder ab, bevor sich im Sommer erneut östliche Winde etablieren. Ursache für die Entstehung der Polarwirbel ist die fehlende solare Einstrahlung in den Wintermonaten, die einen starken Temperaturgradienten zum kalten Winterpol und damit starke Zonalwinde bewirkt. SSWs treten dann in den Wintermonaten auf, wenn der Polarwirbel zusammenbricht und die normalerweise vorherrschenden starken West- durch Ostwinde ersetzt werden. Hierbei kann es sowohl zu *Verschiebungen* oder Teilungen (im Folgenden als *Split* bezeichnet, aus dem Englischen übernommen) des Polarwirbels kommen.

Es herrscht Einigkeit darüber, dass der dynamische Mechanismus, der für die Entstehung von SSWs verantwortlich ist, auf der Wechselwirkung zwischen aufwärtswandernden planetaren (Rossby) Wellen und dem zonalen Grundstrom beruht (Welle-Grundstrom-Wechselwirkung) (Andrews et al., 1987). Diese Idee wurde zum ersten Mal von Matsuno (1971) postuliert, welcher die Wechselwirkung mit Hilfe eines quasi-linearen Modells demonstrierte. Die in der Troposphäre angeregten planetaren Wellen propagieren in die Stratosphäre, bis sie im Bereich einer *kritischen Schicht* dissipieren. Dies bewirkt eine Abbremsung des Grundstroms und induziert eine meridionale Sekundärzirkulation. Die

Meridionalzirkulation bewirkt dabei eine Erwärmung unterhalb der kritischen Schicht in den polaren Breiten und kann zur Entstehung eines SSWs führen (Matsuno, 1971).

Damit troposphärische Wellen in die Stratosphäre wandern können, muss eine Bedingung erfüllt sein, die von Charney und Drazin (1961) wie folgt formuliert wird:

$$0 < \bar{u} - c < \bar{u}_c \quad \text{mit } \bar{u}_c \equiv \frac{\beta}{k^2 + l^2 + \frac{f_o^2}{4H^2N^2}}$$

$\bar{u}$ : Zonalwind;  $c$ : Phasengeschwindigkeit der Welle relativ zum Erdboden;  $\beta$ : Ableitung des Coriolisparameters nach der Breite;  $k+l$ : zonale und meridionale Wellenzahl;  $f_o^2$ : Coriolisparameter;  $N$ : Brunt-Väisälä-Frequenz;  $H$ : Skalenhöhe

Wellen können meridional und vertikal nur dann propagieren, wenn ihre Phasengeschwindigkeit kleiner als der Zonalwind und gleichzeitig die kritische Geschwindigkeit  $\bar{u}_c$  größer als die Differenz des Zonalwindes und der Phasengeschwindigkeit ist. Da  $\bar{u}_c$  mit größeren Wellenzahlen kleiner wird, sind es in erster Linie lange, planetare Wellen (Welle 1 und 2), die in die Stratosphäre eindringen können. Für stationäre Wellen ( $c=0$ ) gilt, dass sich diese nur in westlichen und nicht zu starken Strömungen ausbreiten können. Beobachtungen bestätigen, dass Amplifizierungen der Wellen 1 und 2 zu SSWs führen können (Labitzke, 1977, 1981). Allerdings muss der Polarwirbel dafür von seiner klimatologischen Form abweichen, z.B. geschwächt oder verformt sein, da die Wellenflüsse sonst primär äquatorwärts abgelenkt werden (Andrews et al., 1987). Labitzke (1981) beschreibt, dass die Amplifizierung der Welle 1 eine charakteristische Vorbedingung ist, um den Zonalstrom so zu verändern, dass Anomalien mit der Wellenzahl 2 diesen leichter durchwandern können. In der Phase des Zusammenbruchs nimmt die Amplitude der Welle 1 dann schnell ab, während die der Welle 2 zunimmt. Dieser Ablauf kann jedoch nicht für alle SSWs bestätigt werden (Andrews et al., 1987). Es scheint aber gesichert, dass sich SSWs meist in mehreren Phasen entwickeln (Krüger et al., 2005).

Im Falle eines entsprechend *konditionierten* Polarwirbels brechen die Wellen bevorzugt in den polaren Breiten und führen zu einer Abbremsung des Zonalstroms. Zur Erhaltung des geostrophischen Gleichgewichts muss sich die Luft nach dem thermischen Windgesetz am Pol erwärmen. Dies geschieht durch adiabatisches Absinken und beschreibt die Meridionalzirkulation von Matsuno (1971). Wenn diese Prozesse stark genug sind, entsteht ein SSW.

Demzufolge ist der Ursprung für die Entstehung von SSWs (der verstärkte Wellenfluss) in der Troposphäre zu suchen (Polvani und Waugh, 2004). Garfinkel et al. (2010) zeigen, dass der Polarwirbel am einfachsten und effektivsten beeinflusst wird, wenn das klimatologische

Wellenmuster der Troposphäre verstärkt wird. Als wichtigste Regionen identifizieren sie das osteuropäische Hochdruckgebiet sowie das klimatologische Tief über dem Nordpazifik. Kolstad und Charlton-Perez (2010) finden in Reanalyse-Daten und Modellsimulationen, dass ein Dipolmuster in der geopotentiellen Höhe quer über den Eurasischen Kontinent ein Vorbote für ein Schwachwirbelereignis in der Stratosphäre ist. Beide genannten Studien bringen die beschriebenen Muster mit Anomalien in der Eurasischen Schneebedeckung in Verbindung, die ein solches Muster hervorrufen bzw. verstärken könnte. Kolstad und Charlton-Perez (2010) zeigen außerdem, dass der verstärkte Wellenfluss in die Stratosphäre bis zu einem Monat vor dem stratosphärischen Ereignis stattfindet. Das bestätigt eine Studie von Polvani und Waugh (2004), die zeigen, dass sich die höchste Korrelation zwischen dem Wärmefluss (vergleiche Anhang A.1) in 100 hPa und der Polarwirbelstärke nicht für instantane Werte des Wärmeflusses ergeben, sondern wenn man diesen über mindestens 20 Tage im Vorfeld integriert.

Weitere Studien belegen, dass einem SSW fast immer eine troposphärische Blockierung vorausgeht, welche zu einem verstärkten Wellenfluss in die Stratosphäre führt (Martius et al., 2009). Es wird betont, dass Blockierungen als Vorläufer von Verschiebungen immer im Atlantik vorkommen, während bei Splits die Blockierungen auch im Pazifik auftreten können. Liberato et al. (2007) zeigen, dass Verschiebungen durch Rossby-Wellen der zonalen Wellenzahl 1 ausgelöst werden, während Splits bevorzugt bei positiven Anomalien der Welle 2 auftreten. Des Weiteren weisen Mettewman et al. (2009) darauf hin, dass der Wirbel vor einem Split anders konditioniert ist als vor einer Verschiebung. Vor einem Split ist der Wirbel stärker ausgeprägt als vor Verschiebungen, während er bei Verschiebungen mit der Höhe wesentlich stärker nach Westen geneigt ist.

Brönnimann (2007) (und enthaltene Zitate) untersuchen den Einfluss von ENSO (aus dem Englischen *El Niño Southern Oscillation*) auf SSWs und finden eine erhöhte Anzahl von SSWs während El Niños. Garfinkel et al. (2010) merken an, dass dieser Zusammenhang über die Telekonnektion von El Niño in den Nordpazifik gesteuert wird, von wo aus dann planetarische Wellen den Polarwirbel beeinflussen.

### **Identifikation von SSWs**

Die Identifizierung von SSWs erfolgte viele Jahre ausschließlich mit Hilfe täglicher synoptischer Höhenwetterkarten. Erst die Zunahme an verfügbaren Daten in den letzten Jahren hat unter anderem dazugeführt, dass Algorithmen für die Identifizierung von SSWs entwickelt wurden. Die zwei am stärksten verbreiteten Algorithmen der letzten Jahre sind die von Limpasuvan et al. (2004) und Charlton und Polvani (2007). Limpasuvan et al. (2004) verwenden für die Klassifizierung von SSWs die Zeitreihe der ersten Hauptkomponenten, die aus der EOF-Analyse (Entwicklung empirischer Orthogonalfunktionen, z.B. Schönwie-

se, 2006) der täglichen nordhemisphärischen Zonalmittel des Zonalwindes in 50 hPa folgt. Anschließend werden die unter einem Schwellenwert liegenden Ereignisse als SSWs klassifiziert. Da die Zeitserie identisch mit dem NAM-Index (aus dem Englischen *Northern Annular Mode*) ist, nennt man diesen Ansatz NAM-Methode. Im Unterschied dazu orientiert sich der Ansatz von Charlton und Polvani (2007) an dem nach der WMO entscheidenden Parameter. Sie identifizieren SSWs allein mit Hilfe des zonal gemittelten Zonalwindes in 10 hPa und 60°N. Da diese Methode an die klassische Definition von SSWs angelehnt ist, wird diese in der Literatur meist als Standardmethode bezeichnet.

McLandress und Shepherd (2009a) diskutieren, dass beide Algorithmen zu unterschiedlichen Ergebnissen führen können, wenn man zukünftige Trends von SSWs berechnet. Während sie in Modellsimulationen mit der Standardmethode eine Zunahme von SSWs durch den Anstieg von CO<sub>2</sub> ermitteln, können sie mit Hilfe der NAM-Methode keinen Trend nachweisen. Bell et al. (2009) weisen darauf hin, dass das absolute SSW-Kriterium zur Identifizierung bevorzugt werden sollte, da letztlich der absolute Wind entscheidend für die Wellenausbreitung ist und somit das troposphärische Wetter und Klima beeinflusst. Daher wird in dieser Arbeit ein Algorithmus verwendet, der auf der Standardmethode von Charlton und Polvani (2007) basiert.

## **Anthropogene Änderungen in der Stratosphäre**

Schon frühe Überlegungen zu Strahlungsflüssen haben gezeigt, dass sich die Stratosphäre mit zunehmender Konzentration von CO<sub>2</sub> abkühlen wird, da die thermische Ausstrahlung von CO<sub>2</sub> in der Stratosphäre gegenüber der Absorption überwiegt (Fels et al., 1980). Beobachtungen bestätigen die theoretischen Überlegungen (Randel et al., 2009). Für den Zeitraum 1979 bis 2007 wurde in der Stratosphäre ein Temperaturrückgang von 0.5 K/Dekade und 1.5 K/Dekade für die untere bzw. obere Stratosphäre beobachtet (Randel et al., 2009). Da sich die Troposphäre besonders im Bereich der oberen tropischen Troposphäre erwärmt, verändert sich der meridionale Temperaturgradient im Tropopausenniveau (z.B. Baldwin et al., 2007). Über das thermische Windgesetz ändert sich die Stärke der Zonalwinde. Somit auch die Bedingungen für die Ausbreitung von Wellen in der Atmosphäre, die dann leichter in die Stratosphäre vordringen können (Rind et al., 1998; Garcia und Randel, 2008; Haklander et al., 2008). Ferner herrscht - zumindest in Simulationen mit Klimamodellen - darüber Einigkeit, dass die stratosphärische Meridionalzirkulation (nach ihren Entdeckern Brewer-Dobson-Zirkulation genannt, BDC) durch den Klimawandel beschleunigt wird (z.B. Butchart et al., 2006; Baldwin et al., 2007; Garcia und Randel, 2008), auch wenn explizite Mechanismen noch diskutiert werden (Garcia und Randel, 2008; Haklander et al., 2008; McLandress und Shepherd, 2009b). Während Garcia und Randel (2008) vom Modell aufgelöste Wellen als Hauptquelle für die Beschleunigung identifizie-

ren, zeigen McLandress und Shepherd (2009b) in ihrem Modell, dass aufgelöste Wellen nur 60% ausmachen und der restliche Anteil auf parametrisierte orografische Schwerewellen zurückgeführt werden kann. In Beobachtungen können bisher keine Änderungen in der BDC festgestellt werden. Engel et al. (2009) leiten aus Ballonmessungen von Spurengasen das Alter der stratosphärischen Luft ab und zeigen, dass sich die BDC über 24 km Höhe seit Beginn der Messungen (1975) nicht signifikant beschleunigt hat.

Die stratosphärische Abkühlung kann im globalen Mittel als robust angesehen werden, lokal gibt es allerdings noch einige Unsicherheiten. Dies gilt insbesondere für die untere arktische Stratosphäre, die Region in der sich SSWs ereignen. So hängen berechnete Trends sowohl vom betrachteten Monat wie dem betrachteten Zeitraum ab. Zum Beispiel weisen Beobachtungen der 30 hPa-Temperatur einen negativen Trend für den Zeitraum 1957 bis 1979 auf (-1,6 K/Dekade), der im folgenden Zeitraum bis 2001 durch einen positiven Trend ersetzt wird (+2 K/Dekade). Über den gesamten Zeitraum resultiert ein leicht negativer Trend (Labitzke und Kunze, 2005). Veränderungen in der Persistenz des arktischen Polarwirbels hängen ebenfalls vom betrachteten Zeitraum ab und werden in einer Studie von Langematz und Kunze (2006) identifiziert.

### **SSW-Trends in Beobachtungen und Modellen**

Untersuchungen von Trends in der Anzahl von SSWs in Beobachtungsdatensätzen sind aufgrund der kurzen Datenreihen noch nicht aussagekräftig. Während man zum Ende des letzten Jahrtausends noch von einem dramatischen Rückgang von SSWs berichtete (z.B. Gillett et al., 2002), hat sich dieser Trend im letzten Jahrzehnt umgekehrt (Cohen et al., 2009). So wurden in den zehn Wintern vor 1997/98 lediglich ein einziges und in den zehn darauffolgenden Wintern zehn SSWs identifiziert (vergleiche Tabelle 3.2, Seite 32). Damit wird deutlich, dass die hohe interne natürliche Variabilität eines der Hauptprobleme bei der Bestimmung von Trends ist. Dies gilt sowohl für die Beobachtungen als auch für Modelluntersuchungen (Butchart et al., 2000; Charlton-Perez et al., 2008).

Trotz des dokumentierten Einflusses von SSWs auf das bodennahe Klima ist die Auswirkung des anthropogenen Klimawandels, insbesondere des Anstieges der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen, auf die Anzahl von SSWs bisher kaum untersucht. Modellstudien, die dieser Frage nachgehen, liefern unterschiedliche Ergebnisse. Während einige Studien einen starken Rückgang in der Anzahl von SSWs unter steigenden CO<sub>2</sub>-Konzentrationen finden (Rind et al., 1998), deuten andere Studien auf einen Anstieg in der Anzahl von SSWs hin (z.B. Charlton-Perez et al., 2008; McLandress und Shepherd, 2009a; Bell et al., 2009). Weitere Studien können überhaupt keinen signifikanten Trend in der Anzahl von SSWs durch den anthropogenen Klimawandel finden (z.B. Butchart et al., 2000; SPARC CCM-Val, 2010). Dabei können sowohl Zeitscheiben- (z.B. Rind et al., 1998; Bell et al., 2009)

wie auch transiente Experimente (z.B. Butchart et al., 2000; Charlton-Perez et al., 2008) jeweils zu unterschiedlichen Ergebnissen führen. Bell et al. (2009) vermuten, dass die Wirkung von CO<sub>2</sub>-Änderungen auf die Anzahl der SSWs stark nicht-linear ist. In Zeitscheibenexperimenten mit ungefähr 30 Simulationsjahren finden sie für eine Verdopplung der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen lediglich einen geringen Anstieg, während nach Vervierfachung die Anzahl doppelt so hoch ist.

### **Mögliche Ursachen für Unsicherheiten bei SSW-Trends**

Für die unterschiedlich prognostizierten Trends in der Anzahl von SSWs könnte eine vom Grundzustand des Polarwirbels abhängige Sensitivität der Stratosphäre verantwortlich sein, wie sie von Kodera et al. (2008) und Sigmond und Scinocca (2010) gefunden wird. Denn die Stärke des Zonalstroms ist im höchsten Maße entscheidend, wie troposphärische Wellen in der mittleren Atmosphäre reflektiert, absorbiert und abgelenkt werden (Andrews et al., 1987).

Ein verstärkter Wellenantrieb aus der Troposphäre kann sowohl zu einer Verstärkung wie auch zu einer Abschwächung des Polarwirbels führen, je nachdem, ob die Wellen verstärkt äquatorwärts oder polwärts gelenkt werden, wie Kodera et al. (2008) in Beobachtungsdaten zeigen. So ist die Stratosphäre empfänglicher für troposphärische Wellenaktivität, wenn der Stratopausenjet im solaren Minimum schwächer ist und Wellen bevorzugt Richtung Pol ablenkt. Die Brewer-Dobson-Zirkulation (BDC) wird verstärkt und bewirkt eine Erwärmung der unteren polaren Stratosphäre. Die resultierende Abnahme des Temperaturgradienten in Richtung der mittleren Breiten schwächt den Stratopausenjet. Damit verbunden ist auch eine höhere Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von SSWs. Im solaren Maximum tritt dann der gegenteilige Effekt auf. Der Jet ist stärker ausgeprägt, troposphärische Wellen gelangen schwerer in die Stratosphäre und werden vermehrt äquatorwärts abgelenkt.

Sigmond et al. (2004, 2008) zeigen in Modellstudien, dass sich ein ähnlich zweigeteilter Einfluss auch für CO<sub>2</sub>-Änderungen nachweisen lässt. CO<sub>2</sub>-Änderungen in der Troposphäre bewirken eine ähnliche Anomalie, wie Kodera et al. (2008) für das solare Minimum finden. Höhere CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in der Stratosphäre hingegen ähneln eher dem Fall erhöhter solarer Einstrahlung. Hierbei ist entscheidend, wie stark der Zonalwind in der unteren Stratosphäre ist, weil die Windstärke ausschlaggebend für die Ausbreitung von Wellen in die Stratosphäre ist. Darüber hinaus zeigen Sigmond und Scinocca (2010), dass sich die Reaktion der Stratosphäre auf einen stärkeren Wellenfluss auch über die Stärke der Dämpfung der orografischen Schwerewellenparameterisierung steuern lässt. Dabei reagiert der Polarwirbel auf ein stärkeres Wellen-Forcing bei schwächerer (stärkerer) Dämpfung ähnlich, wie für das solare Maximum (Minimum) von Kodera et al. (2008) beschrieben.

### **Ensemble-Ansätze**

Um trotz großer Variabilität signifikante Aussagen über zukünftige Entwicklungen treffen zu können, benötigt man eine große Datenbasis. Dafür können verschiedene Techniken verwendet werden, wie z.B. Ensemblerechnungen oder Multi-Modell-Ansätze. Für Ensemblerechnungen werden mehrere Simulationen mit dem gleichen Antrieb gerechnet und Unterschiede können z.B. über die Startbedingungen vorgegeben werden. Bei Multi-Modell-Ansätzen werden Ergebnisse verschiedener Modelle verglichen und Ensemblemittel gebildet, womit Fehler minimiert und Unsicherheiten erfasst werden, die von der Modellformulierung abhängig sind. Darüber hinaus gibt es auch die Möglichkeit, in Gleichgewichts- oder Zeitscheibenexperimenten verschiedene Zustände zu simulieren. Eine Gleichgewichtssimulation ist ein Experiment, das feste Werte für z.B. Treibhausgaskonzentrationen und solaren Antrieb verwendet. Dem Modell wird dabei mehr Zeit gegeben, einen Gleichgewichtszustand für den vorgeschriebenen Antrieb zu erreichen. In transienten Simulationen wird kein Gleichgewicht erreicht, da träge Komponenten des Klimasystems (z.B. der Ozean) mit einer Verzögerung auf einen Antrieb reagieren.

Neben Unsicherheiten, die aus Modellformulierungen entstehen, bestehen auch Zweifel an zugrunde zu legenden zukünftigen wirtschaftlichen und sozialen Entwicklungen und dem damit verbundenen Ausstoß von klimarelevanten Gasen. Daher gibt es verschiedene Szenarien, mit denen versucht wird, Unsicherheiten in der zukünftigen Entwicklung zu erfassen (Nakicenovic, 2000).

Für die Identifizierung von SSW-Trends wurden bisher Ensemblerechnungen (McLandress und Shepherd, 2009a), Multi-Modell-Ansätze (Charlton et al., 2007; SPARC CCMVal, 2010) und idealisierte Simulationen (Bell et al., 2009) verwendet.

### **Troposphären-Stratosphären-Troposphären Wechselwirkung**

Bekannte Einflussfaktoren für die Stärke des Polarwirbels sind z.B. die QBO und der solare 11-jährige Sonnenzyklus (Matthes et al., 2010) sowie die ENSO-Phase (Brönnimann, 2007). Zusätzlich weisen eine Reihe von Veröffentlichungen seit Ende der 1990er Jahre auf den Einfluss der eurasischen Schneebedeckung im Spätherbst auf die Intensität des Polarwirbels im folgenden Winter hin (Cohen und Entekhabi, 1999; Saito et al., 2001; Saito und Cohen, 2003). Die Schneebedeckung ist der Oberflächenparameter im Klimasystem mit der größten zeitlichen und räumlichen Variabilität (Cohen und Fletcher, 2007) und besitzt zugleich starken Einfluss auf Klima relevante Parameter, wie z.B. die Oberflächenalbedo. So zeigen Untersuchungen, dass ein Index der Oktober-Schneebedeckung zu besseren saisonalen Vorhersagen führt als auf Basis des ENSO-Index erstellte Prognosen (Cohen und Fletcher, 2007; Cohen et al., 2010).

Die Wirkungskette, die mit einer positiven Schneebedeckung im Oktober beginnt und zu einer negativen AO/NAO im Spätwinter führt, wird in Cohen et al. (2007) (dort Abbildung 6) postuliert: Positive Anomalien in der Schneebedeckung im Oktober führen in erster Linie zu einer Veränderung der Albedo. Die erhöhte Reflektion einfallender Strahlung bewirkt eine stärkere diabatische Abkühlung an der Oberfläche. Das sibirische Winterhoch, das sich durch strahlungsbedingte Abkühlung ausbildet, wird verstärkt. Änderungen in der nordhemisphärischen Strömung in Verbindung mit der Topographie Asiens verstärken dann den aufwärts gerichteten Wellenfluss aus der Troposphäre. Diese aus Beobachtungen abgeleiteten Erkenntnisse konnten mit Modellsimulationen bestätigt werden. Fletcher et al. (2009) schreiben in einem 100 Mitglieder umfassenden Ensemble positive Schneeanomalien im Oktober und November vor und zeigen, wie daraus ein stärkerer Wellenfluss resultiert. Die Wechselwirkung zwischen vertikal propagierenden Wellen und dem zonalen Grundstrom in der Stratosphäre vermindert im Verlauf des Winters die Stärke des Polarwirbels (Cohen et al., 2007) und erhöht die Wahrscheinlichkeit für SSWs. Im weiteren Verlauf des Winters breiten sich die stratosphärischen Anomalien nach unten aus (z.B. Baldwin und Dunkerton, 2001) und begünstigen, dass sich in der Troposphäre eine negative AO-Phase mit entsprechenden Temperaturanomalien einstellt. Die negative AO-Phase am Ende des Winters ist eine Verstärkung des Eingangssignals, womit es sich um eine positive Rückkopplung im System Landoberfläche-Troposphäre-Stratosphäre handelt (Cohen et al., 2007).

Die Signifikanz der Wechselwirkung zwischen der Schneebedeckung und dem Polarwirbel wurde teilweise in Frage gestellt. So finden z.B. Hardiman et al. (2008) bei der Evaluierung der CMIP3-Modelle nur einen geringen Zusammenhang zwischen der Schneebedeckung und der Wintertemperatur auf der Nordhemisphäre. Grund dafür könnte allerdings die unterschätzte Variabilität der Schneebedeckung in den Modellen sein (Hardiman et al., 2008). Neueste Analysen der CMIP3-Läufe stützen wiederum die Hypothese, dass die Schneebedeckung einen entscheidenden Anteil an der Wintervariabilität hat. Kolstad und Charlton-Perez (2010) zeigen, dass Druckanomalien quer über dem Eurasischen Kontinent, die wahrscheinlich in Verbindung mit Schneeanomalien stehen, entscheidend zur Schwächung des Polarwirbels beitragen. Zu einem ähnlichen Schluss gelangt die Studie von Garfinkel et al. (2010). Sie identifizieren ebenfalls eine Verstärkung der klimatologischen Wellenstruktur als Hauptursache für die Schwächung des Polarwirbels und können entsprechende Änderungen auf Schneeanomalien zurückführen.

Dass Schneeanomalien im Oktober einen wirkungsvollen Einfluss auf das nordhemisphärische Winterwetter haben können, wurde im Winter 2009/10 eindrucksvoll bestätigt (Cohen et al., 2010). 2009 wurde die größte Schneedeckenausbreitung in einem Oktober seit 1976 gemessen und der Polarwirbel war über den gesamten Winter gestört. In den Medi-

en machte der Winter als äußerst schneereicher und kalter Winter verbreitet Schlagzeilen. Cohen et al. (2010) hatten diese Anomalien mit ihrem statistischen Modell treffend prognostiziert, wobei ein Großteil der Prognosegüte auf die Schneeanomalien im Oktober zurückzuführen ist.

Die von Cohen et al. (2007) postulierte Wechselwirkung gilt zunächst für die saisonale Skala. Allerdings zeigen Beobachtungen der Oktober-Schneebedeckung, dass diese einen 20-jährigen (1988-2008) positiven Trend aufweist. Im selben Zeitraum wird die Zunahme von SSWs beobachtet und Cohen et al. (2009) machen den positiven Trend in der Schneebedeckung dafür verantwortlich. Solche, mehrere Dekaden anhaltende, Trends beinhalten das Potential für entsprechend langfristige Prognosen, das diesen Mechanismus umso interessanter erscheinen lässt. Cohen et al. (2010) spekulieren, dass der Trend durch den anthropogenen Klimawandel bewirkt werden könnte und entgegen der Intuition in Zukunft vermehrt kältere Winter auf der Nordhalbkugel auftreten könnten.

### **Potentieller Einfluss des Ozeans auf SSWs**

Sucht man nach einem Zusammenhang zwischen ozeanischen Anomalien und SSWs, findet man in der aktuellen Literatur eine erhöhte Wahrscheinlichkeit für SSWs, wenn im tropischen Pazifik die Meeresoberflächentemperatur höher als normal ist (entspricht einem positiven ENSO-Ereignis) (Brönnimann (2007) und enthaltene Referenzen). Ein Zusammenhang zwischen extratropischen Anomalien und der stratosphärischen Zirkulation wurde bisher noch nicht nachgewiesen, ist aber Teil dieser Arbeit. Hinweise auf eine solche Wechselwirkung lassen sich allerdings in der Literatur finden. Für einzelne Blockierungswetterlagen im Bereich Nordatlantik/Europa haben Croci-Maspoli und Davies (2009) auf die entscheidende Rolle positiver SST-Anomalien im Nordatlantik verwiesen. Ohne diese positiven SST-Anomalien würden sich Blockierungswetterlagen oft nicht ausbilden bzw. wären instabiler und kurzlebiger. Da Blockierungen bekannte Vorläufer für SSWs sind (Martius et al., 2009), kann der Zustand des Nordatlantiks Einfluss auf die Entstehung/Nichtentstehung von SSWs haben. Als Beispiel kann der von Croci-Maspoli und Davies (2009) untersuchte Winter 2005/06 genannt werden. Die positiven SST-Anomalien waren entscheidend für die Ausbildung von Blockierungswetterlagen, welche gewöhnlich mit einem stärkeren Wellenantrieb in die Stratosphäre verbunden sind. Passend dazu wurde im Winter 2005/06 eine Schwächung des Polarwirbels beobachtet und ein SSW im Januar 2006 registriert.

Wu und Liu (2005) verweisen darauf, dass diese Nordatlantische dekadische Variabilität nur als gekoppelte Ozean-Atmosphäre-Mode existiert. Hinweise auf das gekoppelte Verhalten sowie die dekadische Variabilität findet man unter anderem in Eisbohrkernen aus Grönland. Fischer und Mieding (2005) zeigen, dass Seesalzaerosole eine niederfrequen-

te Schwingung mit einer Periode von 62 Jahren aufweisen. Diese Variabilität ist an die Schwankungen der SST geknüpft. Denn SST-Anomalien haben Einfluss auf den meridionalen Druckgradienten im Nordatlantik und beeinflussen somit die Lage des Sturmbands. Der Transport der Seesalzaerosole hängt wiederum stark von der Lage des Sturmbands ab. SSTs stehen indessen in Verbindung mit der Stärke der MOC (meridional overturning circulation), die mit einer Periode von 70-80 Jahren schwingt (Keenlyside et al., 2008). Über die dokumentierten Wechselwirkungen zwischen Nordatlantik und Atmosphäre hinaus könnten niederfrequente Schwingungen des Ozeans Einfluss auf die Anzahl von SSWs haben.

## 1.3 Zielsetzung und Aufbau der Arbeit

### Ziele dieser Arbeit

In dieser Arbeit wird ein - in seinem Umfang momentan einzigartiger - Datensatz verwendet. Der Datensatz umfasst mehr als 3500 Simulationsjahre mit einem Ozean-Troposphären-Stratosphären GCM und bietet die Möglichkeit, den Einfluss von Änderungen in der Konzentration von Treibhausgasen auf das Gesamtsystem im Detail zu untersuchen. Der Datensatz umfasst Kontrollsimulationen, Szenarienrechnungen sowie idealisierte Experimente mit alleinigem Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen. Die Szenarienrechnungen wurden für B1, A1B und A2 jeweils als kleines Ensemble mit drei Mitgliedern gerechnet. Der Schwerpunkt der Arbeit liegt auf der Erfassung von Trends und Variabilität von großen Stratosphärenerwärmungen (SSWs) sowie der Identifizierung zugehöriger Mechanismen.

Folgende Fragestellungen sollen in dieser Arbeit behandelt werden:

- Existierende Algorithmen zur Identifizierung von SSWs führen insbesondere bei der Abgrenzung von Final Warmings zu Fehlern. Wie kann dieser Fehler reduziert werden?
- Wie verändert sich die Anzahl von SSWs durch den Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen? Wie robust sind die Ergebnisse und gibt es einen Mechanismus, der die Änderungen erklärt? Wann ist mit einer Sättigung eines solchen Effekts zu rechnen?
- Was sind die Gründe für Änderungen in der Anzahl von SSWs? Können die einzelnen Einflussfaktoren quantifiziert werden?
- Die kurzen Beobachtungsreihen deuten an, dass es eine längerfristige Variabilität in der Anzahl von SSWs gibt. Kann dies mit Hilfe langer Kontrollsimulationen bestätigt werden?
- Saisonale Vorhersagen beruhen z.B. auf Wechselwirkungen zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre (Cohen et al., 2009). In dieser Arbeit wird untersucht, ob durch die Hinzunahme des Subsystems Ozean auch längerfristige (z.B. dekadische) Vorhersagen erfolgversprechend sein könnten.

## **Aufbau der Arbeit**

Die Arbeit besteht aus insgesamt sechs Kapiteln. Dabei sind wesentliche Erkenntnisse der Arbeit, insbesondere der Kapitel 3, 4 und 5, in wissenschaftlichen Artikeln beschrieben (Huebener et al., 2009; Schimanke et al., 2011). Allerdings werden die Ergebnisse hier ausführlicher diskutiert, als es in den Veröffentlichungen möglich war.

Die Arbeit gliedert sich wie folgt:

**Kapitel 2:** Das verwendete Modell wird mit den wichtigsten Eigenschaften beschrieben. Anschließend wird auf die verwendeten Modell- sowie die zum Vergleich herangezogenen Beobachtungsdaten eingegangen.

**Kapitel 3:** Im Kapitel werden zunächst typische Eigenschaften von SSWs beschrieben, bevor anschließend ausführlich darauf eingegangen wird, wie SSWs mit Hilfe eines Algorithmus identifiziert werden. Der Algorithmus basiert auf dem Ansatz von Charlton und Polvani (2007), wurde in dieser Arbeit jedoch optimiert. Abschließend werden beobachtete mit den vom Modell simulierten SSWs verglichen.

**Kapitel 4:** Hier werden die Auswirkungen von ansteigenden Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre auf die Anzahl von SSWs untersucht. Ferner wird ein Mechanismus abgeleitet, der die Änderungen erklärt und die Rolle unterschiedlicher Faktoren in der Troposphäre und Stratosphäre quantifiziert.

**Kapitel 5:** Es wird mit Hilfe der längsten zur Verfügung stehenden Kontrollsimulation niederfrequente Variabilität von SSWs untersucht und ein erklärender Mechanismus entwickelt.

**Kapitel 6:** Die Ergebnisse werden zusammengefasst und im Vergleich mit aktuellen Arbeiten diskutiert. Die Arbeit schließt mit einem Überblick über offene Fragestellungen ab.

# Kapitel 2

## Modellbeschreibung und Datenbasis

### 2.1 Das Modell EGMAM

EGMAM (**E**CHO-**G** mit **m**ittlerer **A**tmosphäre **M**odell, siehe Huebener et al., 2007; Körper et al., 2009; Spanghel et al., 2010) ist ein gekoppeltes Klimamodell zur Darstellung der allgemeinen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation (englisch General Circulation Model, GCM) und besteht aus einem tiefreichenden Ozean- und einem Atmosphärenmodell. Es basiert auf dem AO-GCM ECHO-G (**E**CHAM4+ **H**OPE-**G**, Legutke und Voss, 1999), wobei die atmosphärische Komponente von EGMAM um eine vollständige Stratosphäre und untere Mesosphäre erweitert wurde. Das Atmosphärenmodell entspricht dem mittleren Atmosphären-ECHAM4 (MA-ECHAM4, Manzini und McFarlane, 1998). Der dynamische Kern und die Parametrisierung nicht aufgelöster Prozesse ist dem des Standardmodells ECHAM4 sehr ähnlich. Das Modell basiert auf den prognostischen Gleichungen für Vorticity, Divergenz, logarithmischen Bodendruck, Temperatur, spezifische Feuchte und das Mischungsverhältnis des Gesamtwolkenwassers. Eine detaillierte Beschreibung von ECHAM4 findet sich in Roeckner et al. (1996). Die wesentliche Änderung im Modell ist die vertikale Ausdehnung, die im MA-ECHAM4 gegenüber ECHAM4 von 10 hPa ( $\sim 30$  km) auf 0.01 hPa ( $\sim 80$  km) erhöht wurde. Die Anzahl der Level wurde von 19 auf 39 erhöht. Es wird ein hybrides Sigma-Druck Koordinatensystem verwendet mit 26 Leveln oberhalb von 200 hPa und fünf unterhalb von 850 hPa. Die horizontale Auflösung ist beibehalten worden und beträgt T30 (ungefähr  $3,75^\circ$ ).

Die vertikale Erweiterung erforderte Anpassungen in der Schwerewellenparametrisierung, am Strahlungscode sowie an der horizontalen Diffusion. Diese wurden nach der Vorgabe von Manzini und McFarlane (1998) implementiert. Hierbei basiert die orografische Schwerewellenparametrisierung auf der Formulierung von McFarlane (1987). Nicht-orografische Schwerewellen werden durch die Parametrisierung der Impulsdeposition eines kontinuierlichen Spektrums nicht stationärer Wellen dargestellt (Hines, 1997a,b). Weitere Details über

die Implementierung in MA-ECHAM4 sind zu finden in Manzini et al. (1997) und Manzini und McFarlane (1998). Darüber hinaus waren Anpassungen bei den freien Parametern zur Wolkenparametrisierung notwendig, um die globale Mitteltemperatur im Bereich der Unsicherheit anderer Modelle zu simulieren (Niehörster, 2009). Der Zeitschritt wurde gegenüber ECHO-G auf 900 s halbiert, um dem Courant-Friedrich-Levy (CFL) Kriterium in der mittleren Atmosphäre zu genügen, wo höhere Windgeschwindigkeiten auftreten.

Es sollte erwähnt werden, dass die verbesserte vertikale Auflösung nicht ausreicht, um eine QBO (quasi-biannual oscillation) in der Stratosphäre modellintern zu generieren (Giorgetta et al., 2006). Der Modellwind in der unteren tropischen Stratosphäre ist permanent ein schwacher östlicher Wind, womit im Modell eine beständige QBO-Ost-Phase herrscht. Das Parametrisierungsschema für Prozesse an der Oberfläche berechnet ein Temperaturprofil in fünf Bodenschichten bis 10 m Tiefe, den Wassergehalt des Bodens sowie die Schneebedeckung über Land. Schnee fällt bis zum Erdboden, wenn die Temperatur in allen Schichten unterhalb der Schicht, aus der der Schnee fällt, geringer ist als  $2^{\circ}\text{C}$ . Der Schnee schmilzt, sobald die Oberflächentemperatur und die Temperatur der obersten Bodenschicht über  $0^{\circ}\text{C}$  steigt. Schneebedeckung beeinflusst die Oberflächenalbedo, den Wärmeaustausch zwischen Boden und Atmosphäre und nach dem Schmelzen die Bodenfeuchtigkeit.

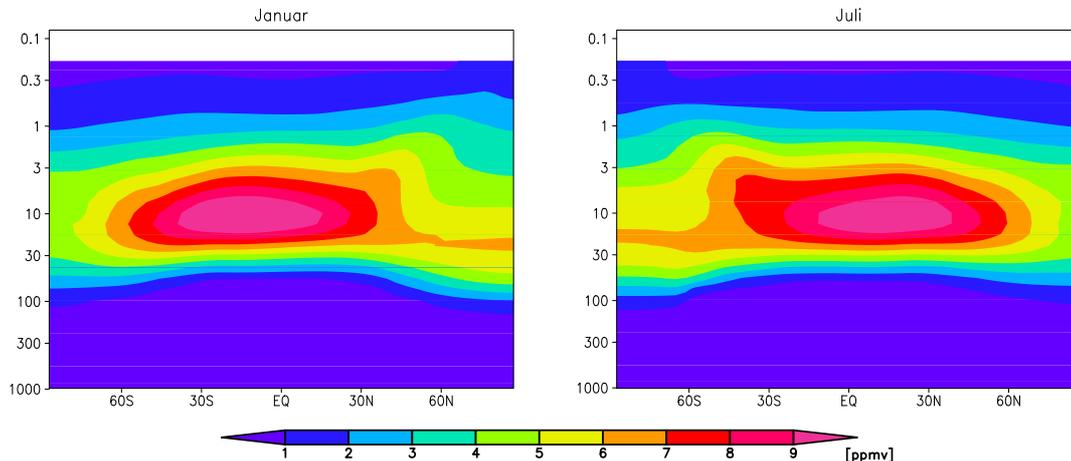
Das gekoppelte Ozeanmodell (HOPE-G, Wolff et al., 1997) ist gegenüber ECHO-G unverändert. HOPE-G besitzt eine horizontale Auflösung von  $2.8^{\circ}$  (entspricht T42) mit einer Äquatorverfeinerung bis minimal  $0,5^{\circ}$  und 20 vertikalen Schichten. Für die Bilanz des Wärme- und Frischwasseraustauschs mit der Atmosphäre wird eine Flusskorrektur verwendet. Das Modell beinhaltet ein dynamisches und thermodynamisches Meereis-Modell (Legutke und Voss, 1999). Der Zeitschritt in HOPE-G ist 7200 s. Die Kopplung mit dem Atmosphärenmodell erfolgt via OASIS und ist von der vertikalen Erweiterung nicht beeinflusst. Lediglich die Flusskorrektur musste für EGMAM neu berechnet werden. Die Felder, die zwischen den Modellen ausgetauscht werden, sind nach Legutke und Voss (1999) die Meeresoberflächentemperatur (SST), die effektive Meereisdicke, die Meereiskonzentration und die Schneehöhe. Außerdem werden im Atmosphärenmodell Impuls-, Frischwasser- und Wärmeflüsse sowie die solare Strahlung berechnet und an HOPE-G übergeben.

## 2.2 Experimentbeschreibungen

### Allgemeines

Alle Experimente wurden im Rahmen des ENSEMBLES-Projektes gerechnet. Die Rechnungen wurden am Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) in Hamburg auf einem SX-6

Computer durchgeführt. Unter Verwendung von 8 CPUs<sup>1</sup> benötigte ein Modelljahr ca. 2 Stunden, womit bis zu 12 Jahre an einem Tag simuliert werden konnten. Für alle Simulationen wurden der Modelloutput für sechsstündige Mittel gespeichert. Ein Großteil der hier verwendeten Daten steht online über die CERA<sup>2</sup>-Datenbank zur Verfügung.



**Abbildung 2.1** Ozon-Klimatologie im a) Januar und b) Juli wie sie in allen Experimenten verwendet wird (nach Brühl, 1993).

Die Ozonfelder werden in allen Simulationen monatlich als zonales Mittel vorgeschrieben. Sie beruhen auf einer Berechnung mit einem zweidimensionalen Atmosphären-Chemie-Modell (Brühl, 1993). Die Ozonfelder werden exemplarisch für die Monate Januar und Juli in Abbildung 2.1 gezeigt. Es ist gut zu sehen, dass sich die maximale Ozonkonzentration in der mittleren tropischen Stratosphäre befindet. Außerdem folgen im Verlauf des Jahres die maximalen Ozonkonzentrationen dem Sonnenhöchststand.

Es werden Gleichgewichtssimulationen mit fest vorgeschriebenen Antrieben und transiente Experimente gerechnet. Für die transienten Experimente werden Treibhausgaskonzentrationen unter Verwendung von SRES-Szenarien vorgeschrieben sowie idealisierte Anstiege der CO<sub>2</sub>-Konzentration verwendet.

### Kontrollsimulationen

In dieser Studie werden zwei Kontroll- bzw. Gleichgewichtssimulationen ausgewertet. Eine Simulation wurde unter konstanten 1860-Bedingungen gerechnet und repräsentiert das vorindustrielle Klima (englisch: pre-industrial, daher abgekürzt PI). Die zweite Kontrollsimulation wird mit konstanten 1990-Bedingungen angetrieben und simuliert das heutige Klima (englisch: present day, PD). Die verwendeten Antriebe unterscheiden sich

<sup>1</sup>central processing unit

<sup>2</sup>Climate and Environmental Retrieving and Archiving

lediglich in den vorgeschriebenen Treibhausgaskonzentrationen sowie der Solarkonstanten. Während für PI die Solarkonstante und GHG-Konzentrationen von 1860 verwendet werden, dem Beginn der Industrialisierung, werden in PD Werte von 1990 vorgeschrieben. Den größten Unterschied machen die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen aus. Weitere Unterschiede bestehen in der Luftkonzentration von Methan (CH<sub>4</sub>) und Lachgas (N<sub>2</sub>O). Für alle weiteren Parameter (z.B. Landnutzung) werden in beiden Kontrollsimulationen 1990-Bedingungen vorgeschrieben. Einen Überblick über alle betrachteten Experimente inklusive CO<sub>2</sub>-Konzentration und Strahlungsantrieb relativ zu PI findet man in Tabelle 2.1.

Die Startbedingungen für den Ozean sind zwei langen Kontrollsimulationen mit ECHO-G entnommen. Trotzdem benötigt der PD-Lauf eine Einschwingzeit von 250 Jahren, bis sich der Ozean nahe dem Gleichgewicht befindet. Anschließend wurden weitere 300 Jahre simuliert, die in dieser Arbeit für die Auswertung herangezogen werden (vergleiche Tabelle 2.1). Unter vorindustriellen Bedingungen wurde das Modell für 600 Jahre integriert. Für die Auswertung werden allerdings nur 550 Jahre berücksichtigt, da für die restlichen 50 Jahre die zeitlich hochaufgelösten Atmosphärendaten aufgrund technischer Probleme nicht verfügbar waren.

Die zwei untersuchten Kontrollsimulationen werden im weiteren Verlauf der Arbeit mit **PI** (550 Jahre mit vorindustriellen Bedingungen) und **PD** (300 Jahre mit 1990-Bedingungen) bezeichnet.

## Szenarios

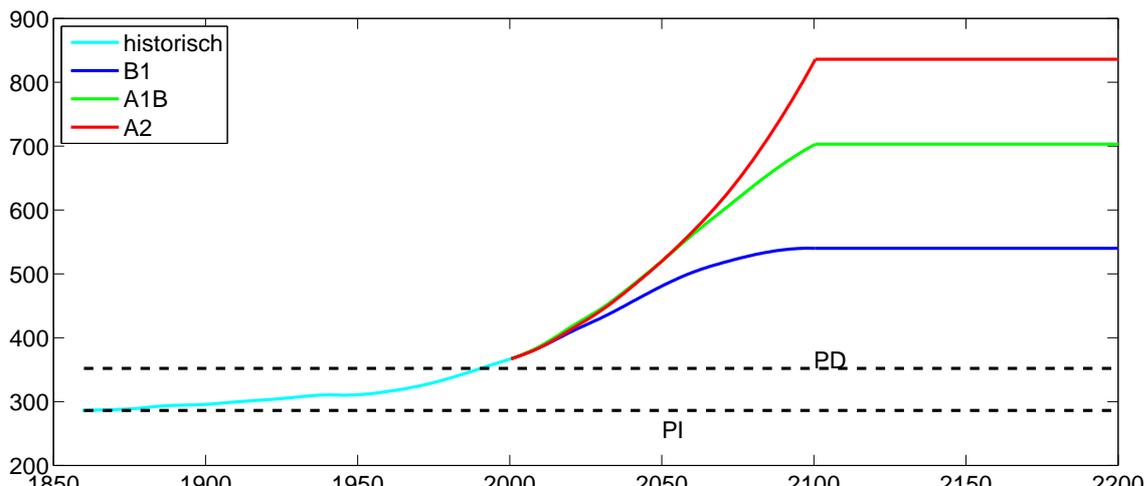
Der Einfluss von Treibhausgasen wird auf Grundlage verschiedener Szenario-Rechnungen abgeschätzt. Für die Abschätzung von Unsicherheiten wird für jedes Szenario ein kleines Ensemble mit drei Mitgliedern gerechnet. Die einzelnen Mitglieder unterscheiden sich lediglich durch den Aufsetzpunkt. Die Läufe wurden vom PI-Lauf mit einem zeitlichen Abstand von 50 Jahren gestartet und bilden ein sogenanntes "initial conditions ensemble". Die Startpunkte sind die Modelljahre 106 (Mitglied 2), 156 (Mitglied 1) bzw. 206 (Mitglied 3) des PI-Laufes.

Nach der Initialisierung mit 1860-Bedingungen wurden für den Zeitraum bis 2000 historische Änderungen der Treibhausgaskonzentrationen vorgeschrieben (Huebener et al., 2007). Diese Daten sind online unter [www.cnrm.meteo.fr/ensembles/](http://www.cnrm.meteo.fr/ensembles/) verfügbar. Der Anstieg im historischen Zeitraum vollzieht sich bis ins Jahr 1950 relativ langsam. Danach wurde ein stärkerer Anstieg bei den Emissionen und damit auch bei den Konzentrationen festgestellt (Abbildung 2.2).

Im Anschluss werden vom IPCC prognostizierte Änderungen der Treibhausgase bis zum Jahr 2100 vorgeschrieben. Es werden die SRES-Szenarien (*special report on emissions*

**Tabelle 2.1** Überblick über die durchgeführten Experimente. Die erste Zeile gibt den Zeitraum mit transientem Antrieb wieder, während in der zweiten Zeile die Dauer mit festem Antrieb (Kontrollsimulation bzw. Stabilisierungszeitraum) steht. Die Zahlen beziehen sich auf die simulierten Jahre bzw. die Summe der Jahre. In der dritten Zeile stehen die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen [ppmv] am Ende des Simulationszeitraums. Die unterste Zeile gibt den im Vergleich zu PI zusätzlichen Strahlungsantrieb aller Treibhausgase wieder [W/m<sup>2</sup>]. Der Strahlungsantrieb wurde nach der vereinfachten Formel von Ramaswamy et al. (2001) mit der Annahme einer planetaren Albedo von 0,3 berechnet.

	vor-industriell (PI)	1990-Bedingungen (PD)	historisch	B1	A1B	A2	2XCO2	4XCO2
transient			1860-1999 (3x)	2000-2100 (3x)	2000-2100 (3x)	2000-2100 (3x)	70 years	70 years
konstante Treibhausgaskonzentrationen	550 years	300 years		2101-2200 (2x)	2101-2200 (3x) 2201-2300 (1x)	2101-2163 (1x)	300 years	300 years
CO <sub>2</sub> Konzentrationen [ppmv]	286.2	352.0	367.0	540.0	703.0	836.0	574.3	1144.8
Strahlungsantrieb [W/m <sup>2</sup> ]	-	1.9	2.2	4.3	6.0	7.6	3.7	7.5



**Abbildung 2.2** Vorgeschriebene CO<sub>2</sub>-Konzentrationen [ppmv] von 1860 bis 2200 für alle Szenarien und die Kontrollläufe (gestrichelte Linien).

*scenarios*) B1, A1B und A2 verwendet, die von Nakicenovic (2000) beschrieben werden. Ab dem Jahr 2000 beschreiben die Szenarien mit ihren unterschiedlichen Annahmen über z.B. Bevölkerungswachstum und Globalisierung den Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen. So geht man z.B. im A2-Szenario von einer heterogenen Welt aus, in der lokale Eigenheiten bewahrt werden. Die ökonomische Entwicklung bleibt überwiegend regional begrenzt und der weltweite Technologietransfer ist nicht so ausgeprägt wie in anderen globalen Szenarien. Darüber hinaus wird im A2-Szenario von einem kontinuierlichen globalen Bevölkerungswachstum ausgegangen. Im Unterschied dazu geht man im B1-Szenario davon aus, dass die weltweite Gemeinschaft schnell zusammenwächst und dass das Bevölkerungswachstum gebremst wird. Der Schwerpunkt liegt auf globalen Lösungen für alle ökonomischen und sozialen Probleme, was die Einführung sauberer und ressourcenschonender Technologien beinhaltet. Das A1B-Szenario setzt auf eine zukünftige Welt mit sehr schnellem Wirtschaftswachstum und einer ab Mitte des 21. Jahrhunderts abnehmenden Bevölkerungszahl. Für die Energiegewinnung wird eine ausgewogene Mischung aller Energiequellen angenommen.

Dementsprechend gehen die Emissionen im B1-Szenario ab Mitte des 21. Jahrhunderts zurück, während sie im A2-Szenario bis zum Ende des 21. Jahrhunderts weiter ansteigen. In A1B bleiben die Emissionen ab Mitte des 21. Jahrhunderts ungefähr konstant. Die zeitliche Entwicklung der vorgeschriebenen CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in der Atmosphäre ist in Abbildung 2.2 dargestellt. Da jedes Szenario mit drei Realisierungen gerechnet wird, stehen für den Zeitraum 2000 bis 2100 neun Simulationen für die Auswertung zur Verfügung. Im Anschluss an die transienten Phasen des 21. Jahrhunderts werden die Simulationen für einzelne Mitglieder der Szenarien unter gleich bleibenden Treibhausgaskonzentrationen fortgeführt. Wie Tabelle 2.1 zu entnehmen ist, werden zwei B1- sowie alle drei A1B-

Mitglieder bis ins Jahr 2200 stabilisiert. Eine A1B-Simulation wird darüber hinaus bis ins Jahr 2300 gerechnet. Ein einzelnes Mitglied des A2-Szenarios wird für 63 Jahre stabilisiert. Für die Stabilisierungszeiträume stehen dementsprechend 663 Modelljahre mit konstanten Bedingungen des Jahres 2100 zur Verfügung.

Nachfolgend werden die Simulationen der Szenarienrechnungen mit **B1**, **A1B** und **A2** bezeichnet, sofern die Phase des transienten Anstiegs und der Stabilisierungszeitraum gemeint ist. Die Bezeichnungen **B1-TRANS**, **A1B-TRANS** und **A2-TRANS** beziehen sich ausschließlich auf die transiente Phase (2000-2100) und **B1-STAB**, **A1B-STAB** und **A2-STAB** dementsprechend nur auf die Stabilisierungszeiträume nach dem Jahr 2100. Darüber hinaus sind, wenn im Text nicht abweichend beschrieben, immer die Mittel über alle Mitglieder gemeint.

### Idealisierte Experimente

Zusätzlich werden noch zwei Experimente mit einem idealisierten CO<sub>2</sub>-Anstieg betrachtet. Der Anstieg erfolgt nach Vorgabe des *Coupled Model Intercomparison Project, Phase II protocol* (Covey et al., 2003) mit einer jährlichen Erhöhung von 1%. Dieser Anstieg wird einmal für 70 Jahre realisiert. Dann hat sich die CO<sub>2</sub>-Konzentration verdoppelt. In einem zweiten Experiment wird der Anstieg für weitere 70 Jahre fortgesetzt. Hier sind die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen demzufolge viermal höher als zu Beginn (siehe Tabelle 2.1). Die Experimente sind vom PI aus initialisiert und erreichen somit CO<sub>2</sub>-Konzentrationen von 574,3 bzw. 1144,8 ppmv. Startjahr ist das Modelljahr 156 genau wie für die transiente historische Simulation des zweiten Mitglieds. Im Anschluss werden beide Experimente für 300 Jahre stabilisiert. Da keine weiteren Treibhausgasänderungen berücksichtigt werden, sind die Strahlungsantriebe vergleichbar mit den Szenarienrechnungen B1 und A2 (siehe Tabelle 2.1). Die Experimente sind von nun mit den Bezeichnungen **2XCO2** und **4XCO2** gekennzeichnet.

## 2.3 Verwendete Daten

### Modelldaten

Wie bereits beschrieben, stehen für alle Simulationen sechsstündliche Ausgaben zur Verfügung. Allerdings sind für die meisten Auswertungen Daten mit einer zeitlich geringeren Auflösung ausreichend. Für die Berechnung von Differenzen langjähriger Mittel wurden z.B. monatliche Mittel verwendet. Daten mit täglicher Auflösung wurden für die Berechnung der SSWs (Temperatur und Zonalwind) sowie für die Identifizierung von Blockierungen (geopotentielle Höhe) verwendet. Für die Berechnung des EP-Flusses (vergleiche

Anhang A.1), der EP-Divergenz (Anhang A.1) sowie für den meridionalen Wärmefluss werden die Daten mit der zeitlich höchsten Auflösung (sechsstündlich) verwendet. In die Berechnung gehen die Temperatur, der Zonal- und Meridionalwind, die Vertikalbewegung und die geopotentielle Höhe auf allen Modellleveln ein.

Für die verwendeten ozeanischen Wärmeflüsse werden nur monatliche Daten verwendet. Da sich der Ozean zu Beginn von PI noch nicht im Gleichgewicht befindet und ozeanische Daten dementsprechend einen Trend aufweisen, werden die ersten 140 Jahre nicht betrachtet. Anschließend ist der Trend vernachlässigbar. Ozeanische Größen gehen nur in die Untersuchungen im Kapitel 5 ein. Da eine Kopplung mit der Atmosphäre nachgewiesen werden soll, werden in diesem Abschnitt auch für die atmosphärischen Daten lediglich die letzten 410 Jahre von PI verwendet.

## Beobachtungsdaten

Zum Vergleich mit den Beobachtungen werden Reanalysedaten verwendet. Reanalysedaten sind eine Synthese aus Beobachtungs- und Modelldaten. Dabei werden durch Datenassimilation Wettervorhersagemodelle an die verfügbaren Beobachtungsdaten angeglichen, um für einen gegebenen Zeitpunkt den Zustand der Atmosphäre so genau wie möglich zu erfassen. Die Reanalyse hängt dabei um so stärker von der Dynamik und Physik des Modells ab, desto geringer die Dichte der zu Verfügung stehenden Beobachtungsdaten ist. Aufgrund der geringeren Anzahl an Beobachtungen nehmen die Unsicherheiten z.B. mit der Höhe zu. Assimilierte Beobachtungsdaten umfassen ein weites Spektrum und beinhalten unter anderem Messungen von bodengebundenen Stationen, Radiosonden, Bojen, Flugzeugen und seit etwa 1970 die der Satelliten. In dieser Arbeit werden die Reanalysen des *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (abgekürzt **ERA40**, Uppala et al., 2005) und des *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (**NCEP/NCAR**, Kalnay et al., 1996) verwendet.

Die ERA40-Daten liegen für die Jahre 1958-2001 vor. Für die Identifizierung von SSWs werden tägliche Daten der Temperatur und des Zonalwindes in 10 hPa verwendet. Darüber hinaus wird zur Modellvalidierung der meridionale Wärmefluss berechnet. Die NCEP/NCAR-Daten werden lediglich für die Identifizierung von SSWs verwendet und liegen für den Zeitraum seit 1948 vor.

Zum Vergleich des weiterentwickelten Algorithmus zur Identifizierung von SSWs wird außerdem der Datensatz der Stratosphären Gruppe der Freien Universität Berlin (**FUB-Analyse**) herangezogen. Die Daten findet man online unter <http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/produkte/northpole/index.html> und zusätzlich sind sie in komprimierter Form in Tabelle 3.2 wiedergegeben.

# Kapitel 3

## Plötzliche

## Stratosphärenerwärmungen (SSWs)

Dieses Kapitel gibt einen Überblick über plötzliche Stratosphärenerwärmungen (SSWs) in Beobachtungen und dem verwendeten Modell. Zunächst werden Stratosphärenerwärmungen definiert, bevor anschließend ausführlich erläutert wird, wie in dieser Arbeit SSWs mit Hilfe eines weiterentwickelten Algorithmus identifiziert werden. Dabei werden die Verbesserungen gegenüber anderen Algorithmen herausgearbeitet. Anschließend werden die Häufigkeit und die Eigenschaften modellierter SSWs mit Beobachtungsdaten verglichen. Das Kapitel endet mit der Untersuchung des Einflusses von SSWs auf das troposphärische Wetter.

### 3.1 Definition von SSWs

#### Definition von SSWs

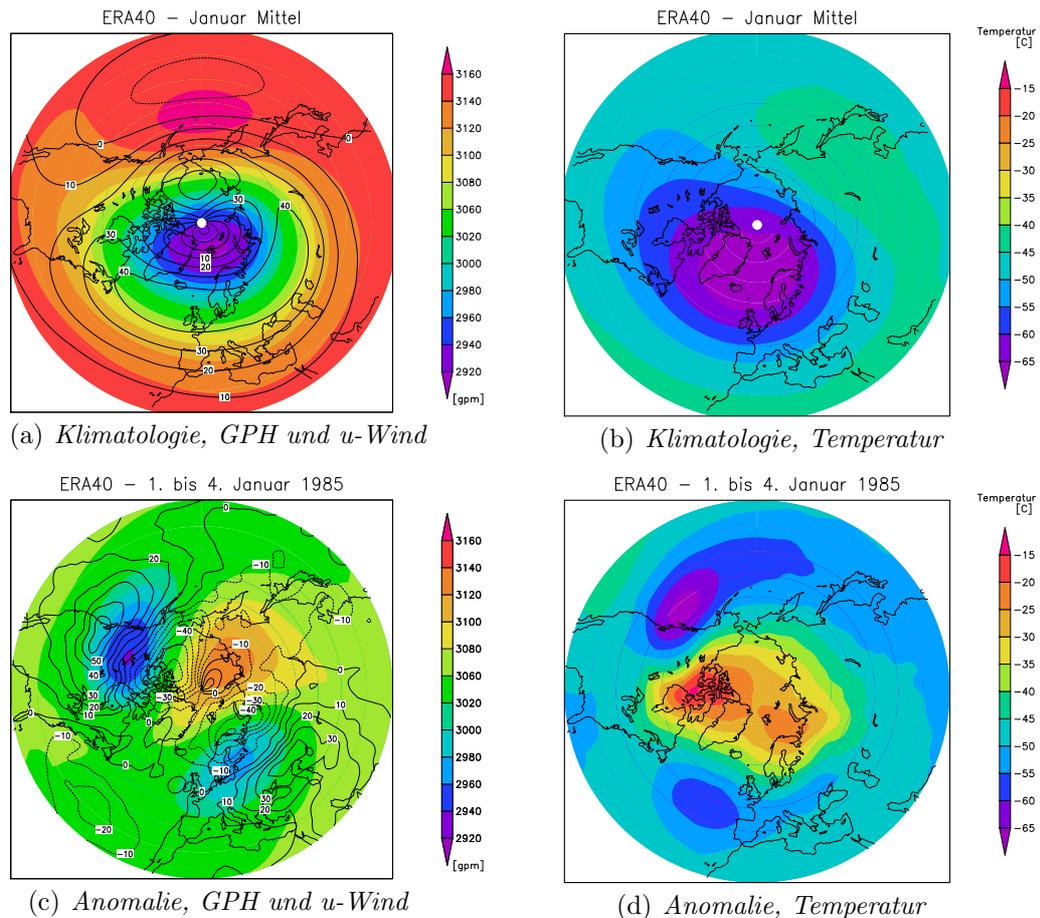
Die polare Stratosphäre ist im Winter infolge fehlender Einstrahlung durch tiefe Temperaturen und niedrige geopotentielle Höhen gekennzeichnet (vergleiche Abbildung 3.1 a+b). In ca. 60°N befindet sich um den Nordpol eine Region mit starken Westwinden (Abbildung 3.1 a), welche durch den Temperaturunterschied und damit einhergehend den geopotentiellen Gradienten hervorgerufen werden. Dieser Zustand charakterisiert im zeitlichen Mittel den polaren Wirbel der Nordhemisphäre (abgekürzt NH) in den Wintermonaten der gesamten Stratosphäre. Das klimatologische Zentrum des Polarwirbels befindet sich mit den geringsten Temperaturen und niedrigsten Geopotential im Mittel nicht direkt über dem Nordpol, sondern ist geringfügig Richtung Europa verschoben, wie in Abbildung 3.1 exemplarisch für 10 hPa dargestellt ist, außerdem ist der Polarwirbel elliptisch verformt. Diese beiden Eigenarten (Verschiebung und Verformung) gelten nur

für den arktischen Wirbel, während der antarktische Polarwirbel nahezu kreisförmig und mit dem Zentrum über dem Pol positioniert ist (nicht gezeigt). Die Ursache ist auf die unterschiedliche Verteilung der Kontinente, Ozeane und Gebirgszüge auf der Nord- und Südhemisphäre (SH) zurückzuführen. Die Verteilung auf der NH bewirkt einen stärkeren Wellenfluss in die Stratosphäre, woraus sich die Verformung und Verschiebung des Wirbels ergibt.

Wie in der Einleitung beschrieben, wird der Wirbel in einzelnen Jahren so stark gestört, dass sich die klimatologische Situation völlig umkehren kann. Die polare Stratosphäre kann sich dabei innerhalb einer Woche um mehr als 40 K erwärmen (Kuroda, 2008), womit sich der Temperaturgradient umkehrt. Gleichzeitig wird das Geopotential über dem Nordpol erhöht und der Polarwirbel wird durch ein Hochdruckgebiet ersetzt. Mit dem Zusammenbruch des Polarwirbels schwächen sich die westlichen Winde ab und können im zonalen Mittel aus Ost wehen. Tritt diese Situation ein, also eine Umkehr des Temperaturgradienten zwischen dem Pol und  $60^\circ\text{N}$  sowie eine östliche Strömung in  $60^\circ\text{N}$ , spricht man von einer großen Stratosphärenerwärmung (aus dem Englischen: major stratospheric warming, in dieser Arbeit mit SSW abgekürzt), wie sie von der WMO (World Meteorology Organisation) definiert ist (z.B. Andrews et al. (1987) Seite 259 oder Krüger et al. (2005)). SSWs entstehen hauptsächlich in den Monaten Januar und Februar, können allerdings im gesamten erweiterten Winter (November bis März) auftreten (Charlton und Polvani, 2007).

Man unterscheidet zwei Typen von SSWs, bei denen der Wirbel entweder stark nach Süden (über  $60^\circ\text{N}$ ) verschoben (*Verschiebung*, im Englischen *displacement*) oder in zwei Hälften geteilt (im Folgenden als *Split* bezeichnet, aus dem Englischen übernommen) ist (Labitzke und Naujokat, 2000). Splits finden in der gesamten Stratosphäre fast gleichzeitig statt, wobei sich ein Wirbel über der Hudson Bay und einer über Sibirien etabliert (Mettheman et al., 2009). Meistens ist der sibirische Teil beständiger und führt zu einer Wiederherstellung des Polarwirbels, während der kanadische in der Folge zusammenbricht. Verschiebungen entwickeln sich über mehrere Tage, so dass der Wirbel oft schon zehn Tage vorher nach Süden verschoben ist. Ein Tag vor Eintreten des SSWs befindet sich der Wirbel zwischen  $67$  und  $74^\circ\text{N}$ , wobei die Verschiebung immer in Richtung Eurasien erfolgt. Mit der Höhe ist der verschobene Wirbel nach Westen geneigt (Mettheman et al., 2009).

SSWs treten im Mittel ungefähr jeden zweiten Winter auf, wobei die Anzahl an Verschiebungen und Wirbelteilungen fast gleich ist. Charlton und Polvani (2007) identifizieren im ERA40-Datensatz 15 Verschiebungen und 13 Splits. Eine Wirbelteilung ereignete sich am 1. Januar 1985. Diese ist in Abbildung 3.1 c+d) dargestellt. Das hohe Geopotential über dem Pol für den Zeitraum vom 1. bis 4. Januar 1985 zeigt an, dass sich ein Hochdruck-



**Abbildung 3.1** Geopotential [gpm], Zonalwind [m/s] und Temperatur [K] in 10 hPa für ERA40. a) und b) zeigen die klimatologische Verteilungen im Januar gemittelt über die Jahre 1957-2001. c) und d) zeigen die Anomalien während des SSWs vom 1. bis 4. Januar 1985.

gebiet etabliert hat. Der ehemalige Polarwirbel ist geteilt und befindet sich über Kanada und Europa. Entlang des 60. Breitenkreises wehen nur schwache und meist östliche Winde. Darüber hinaus hat sich die gesamte polare Stratosphäre erwärmt. Es herrschen verbreitet Temperaturen oberhalb von  $-30\text{ C}$ , woraus sich eine Abweichung von über  $30\text{ K}$  im Vergleich zum klimatologischen Mittel ergibt.

Auf der Südhemisphäre entstehen SSWs aufgrund des wesentlich stabileren Wirbels äußerst selten. Seit Beginn der Beobachtungen wurde nur ein SSW registriert. Dieses ereignete sich am 26. September 2002 (Krüger et al., 2005).

### Weitere stratosphärische Phänomene

Neben SSWs gibt es auch kleine Stratosphärenenerwärmungen (im Englischen *minor warmings*). Diese können ebenfalls intensiv sein und mit einer Umkehr des Temperaturgradi-

enten einher gehen. Allerdings kehren sie die stratosphärische Zirkulation in 10 hPa nicht um (Labitzke und Naujokat, 2000). Kleine Stratosphärenenerwärmungen treten häufiger als SSWs auf und sind auch auf der Südhemisphäre zu beobachten.

Mit Hilfe dynamischer Eigenschaften werden des weiteren *Canadian warmings* unterschieden. Diese treten bevorzugt im Frühwinter auf, wenn sich das stratosphärische Aleutenhoch intensiviert und nordwärts verlagert. Canadian warmings können sowohl den Temperaturgradienten als auch den Westwind umdrehen, womit sie die Kriterien für ein SSW erfüllen. Dennoch repräsentieren sie keinen Zusammenbruch des Polarwirbels (Labitzke und Naujokat, 2000).

Außerdem gibt es *Final warmings*, welche dynamische Eigenschaften besitzen, die denen von SSWs ähnlich sein können (Labitzke, 1977). Sie beschreiben den Übergang des kalten Polarwirbels während des Winters zu einem warmen Hoch im Sommer und werden deshalb nicht als SSW klassifiziert. Dementsprechend treten Final warmings jedes Jahr in der Nord- und Südhemisphäre auf (Black et al., 2006). Der Zeitpunkt, an dem die Winterzirkulation mit Westwinden zur Sommerzirkulation mit Ostwinden umschlägt, kann stark variieren, so dass man zwischen frühen und späten Übergängen unterscheiden kann (Ayarzagüena und Serrano, 2009). Ferner werden je nach Intensität große und kleine Final Warmings unterschieden (Labitzke und Naujokat, 2000).

Schliesslich gibt es noch das Gegenstück zu einem SSW, ein besonders intensiv ausgeprägter Polarwirbel (im Englischen oft *vortex intensification*). Die meisten mit Starkwirbelereignis verknüpften Aspekte sind denen eines SSWs ähnlich, nur mit umgekehrten Vorzeichen (Limpasuvan und Yung, 2005). Die Anomalien sind allerdings schwächer ausgeprägt und entwickeln sich langsamer als während eines SSWs. Darüber hinaus weisen Polvani und Waugh (2004) darauf hin, dass im eigentlichen Sinne nur SSWs als extreme stratosphärische Ereignisse betrachtet werden können, da diese mit außergewöhnlichen Umständen (Wellenfluss und -brechen) verbunden sind.

## 3.2 Identifikation von SSWs

Bis vor einigen Jahren wurden SSWs ausschließlich mit Hilfe synoptischer Wetterkarten der mittleren Atmosphäre identifiziert. Bei dieser Methode werden neben den von der WMO benannten starren 10 hPa-Kriterien, auch Parameter anderer Höhen berücksichtigt, womit die einzelnen Ergebnisse letztendlich subjektiv identifiziert werden. Der ansteigende zeitliche Bedarf für die Auswertung durch die Zunahme an Simulationen, führte zu der Entwicklung von Algorithmen für die Identifizierung von SSWs. Neben der schnelleren Erfassung von SSWs bieten Algorithmen den Vorteil, objektiv zu sein, während eine Analyse von Hand immer einen subjektiven Charakter behält.

Zwei Studien haben sich in den letzten Jahren der Entwicklung eines Algorithmus gewidmet. Dies sind die Arbeiten von Limpasuvan et al. (2004) und Charlton und Polvani (2007). Dabei benutzen Limpasuvan et al. (2004) die Zeitserie der ersten Hauptkomponenten der nordhemisphärischen, täglichen Anomalien des zonal gemittelten Zonalwindes in 50 hPa. Mit diesem Parameter werden zwar Extremereignisse in der Stratosphäre erfasst, zu denen ohne Zweifel auch SWSs gehören, darüber hinaus aber auch Minor Warmings und Schwachwirbelereignisse, die weder SWSs noch *Minor Warmings* laut WMO-Definition sind. Der Vorteil besteht darin, dass diese Definition unabhängig von der Klimatologie des Zonalwindes ist (McLandress und Shepherd, 2009a). Im Gegensatz dazu verwendet die Studie von Charlton und Polvani (2007) für die Identifizierung von SWSs den zonal gemittelten Zonalwind in 10 hPa und 60°N. SWSs werden identifiziert, wenn im zonalen Mittel Ostwind vorherrscht, wie von der WMO definiert. Diese Methode dient dieser Arbeit als Grundlage und wird daher im nächsten Abschnitt genauer vorgestellt.

### Der verwendete Algorithmus

Grundlage für den im Rahmen dieser Arbeit weiter entwickelten Algorithmus ist die Erkennungsmethode von Charlton und Polvani (2007). Diese identifizieren SWSs allein mit dem zonal gemittelten 10 hPa Zonalwind in 60° nördlicher Breite. SWSs werden von November bis März erfasst, da SWSs per Definition nur im Winter auftreten. Die Voraussetzung für ein SSW ist, dass im zonalen Mittel der Wind aus Ost weht. Im Anschluss muss an mindestens 10 aufeinander folgenden Tagen Westwind herrschen. Dieses Kriterium kann bis zum 30. April erfüllt werden. Mit diesem einfachen Ansatz soll ausgeschlossen werden, dass es sich nicht um ein Final Warming handelt. Außerdem wird im Anschluss an ein SSW für die Dauer von 20 Tagen kein weiteres Ereignis gezählt. Dies entspricht der doppelten Zeitspanne für die Einstellung des strahlungsbedingten Gleichgewichts in der Stratosphäre (Newman und Rosenfield, 1997). Die von Charlton und Polvani (2007) im ERA40-Datensatz identifizierten SWSs sind für den späteren Vergleich mit dem neuen Algorithmus in Tabelle 3.2 (Seite 32) wiedergegeben.

Wie bereits erwähnt, basiert der in dieser Arbeit verwendete Algorithmus auf dem Vorschlag von Charlton und Polvani (2007), weicht an einigen entscheidenden Stellen aber davon ab. Zunächst wird der Temperaturgradient zwischen 60°N und dem Nordpol in 10 hPa als zusätzliches Kriterium eingeführt. Dabei ist eine polwärtige Temperaturabnahme als negativer Gradient definiert. Nur wenn sowohl der Zonalwind und der Temperaturgradient negativ sind, wird ein SSW klassifiziert. Damit werden alle Kriterien aufgegriffen, die von der WMO zur Klassifizierung von SWSs genannt werden. Für die Umkehr des Temperaturgradienten gilt, dass diese bis zu drei Tage vor der Umkehr des Zonalwindes erfolgen darf. Dies wird damit begründet, dass die hier betrachtete Temperaturanomalie

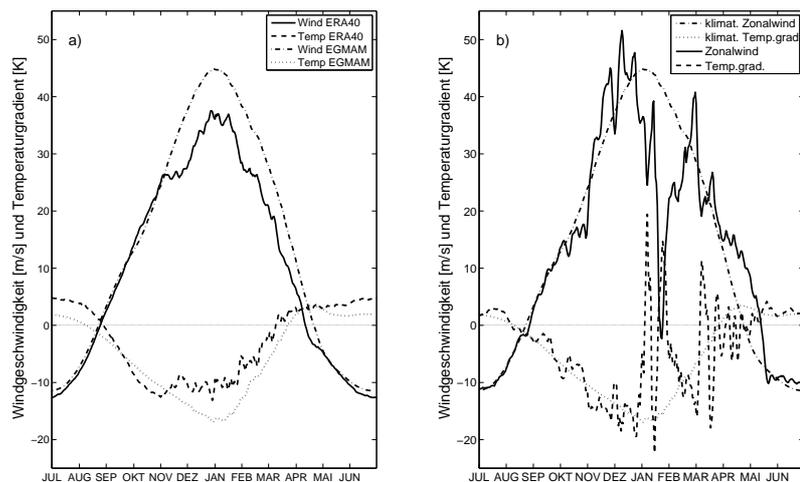
führend gegenüber dem Windsignal ist (Labitzke (1977); Krüger et al. (2005)).

Sobald beide Kriterien (Umkehr des Temperaturgradienten und im Mittel östliche Winde) erfüllt sind, wird der Startpunkt des SSWs definiert. Da in dieser Arbeit die Dauer eines SSWs als neue Kenngröße für SSWs eingeführt wird, muss das Ende eines SSWs klar bestimmt sein und wird durch mindestens 10 aufeinander folgende Tage mit Westwind definiert.

Charlton und Polvani (2007) geben an, nach der Identifikation eines SSWs für 20 Tage kein neues Ereignis zu zählen. Das entspricht ungefähr der doppelten Zeitspanne, die es benötigt, bis die Stratosphäre in 10 hPa ein Strahlungsgleichgewicht erreicht. In dieser Arbeit werden die unterschiedlichen zeitlichen Vorgaben (10 Tage Westwind und 20 Tage kein neues SSW) aus Charlton und Polvani (2007) vereinheitlicht, da die Definition der Dauer ohne diese Vereinheitlichung nicht möglich wäre. Dabei werden die Parameter so gewählt, dass neue SSWs bereits nach 10 Tagen klassifiziert werden können. Eine Vereinheitlichung auf 20 Tage wird ebenfalls getestet und liefert ähnliche Ergebnisse (siehe unten).

Der letzte aber wesentliche Unterschied zwischen beiden Algorithmen ist die Abgrenzung von Final Warmings, die beim Übergang zur Sommerzirkulation auftreten (Labitzke, 1977). Charlton und Polvani (2007) grenzen SSWs von Final Warmings lediglich durch zehn aufeinander folgende Tage mit Westwind ab. Das kann allerdings nicht mit der Wiederherstellung des Polarwirbels gleich gesetzt werden, da die durchschnittliche Wirbelstärke im Normalfall nach zehn Tagen noch nicht erreicht wird. Daher wird in dieser Arbeit ein zusätzliches Kriterium eingeführt, das direkt mit der Wiederherstellung des Polarwirbels verbunden werden kann. Grundlage ist die klimatologische Stärke des Polarwirbels (Abbildung 3.2). Wird die mittlere Stärke (hier dient die Windgeschwindigkeit als Maß) des Polarwirbels nach einem Ereignis an mindestens einem Tag wieder erreicht, ist davon auszugehen, dass der Polarwirbel wiederhergestellt ist. Das Erreichen des Klimagrenzwertes muss hierbei erfolgen, bevor der klimatologische Wind schwächer als 5 m/s wird. Der Vergleich erfolgt demnach mit den täglichen klimatologischen Werten. Im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte Tests haben gezeigt, dass das Klimakriterium die Wiederherstellung des Polarwirbels deutlich besser beschreibt, als zehn aufeinander folgende Tage mit Westwind, wie es von Charlton und Polvani (2007) vorgeschlagen wird. Im Gegensatz dazu geht die Anzahl klassifizierter SSWs durch die Einführung des Temperaturgradienten nur leicht zurück. Das wurde auch von Charlton und Polvani (2007) angemerkt.

In ERA40 wird die klimatologische Winterzirkulation am 4. April schwächer als 5 m/s, während dieser Wert in EGMAM erst am 14. April unterschritten wird (Fig. 3.2a). Es sollte angemerkt werden, dass für alle untersuchten Simulationen der Klimaschwellwert



**Abbildung 3.2** a) Jahresgang aller Parameter für ERA40 und den vorindustriellen Kontrolllauf, die für die Erfassung von SSWs relevant sind. b) Klimatologischer Jahresgang in PI und ein Modelljahr mit SSW. Die Parameter sind der zonalgemittelte Zonalwind in  $60^\circ\text{N}$  [m/s] und der Temperaturgradient zwischen  $60^\circ\text{N}$  und dem Nordpol [K] jeweils in 10 hPa.

(Zonalwind) aus PI verwendet wird. Nur so kann erreicht werden, dass Änderungen tatsächlich eine Zu- bzw. Abnahme an SSWs anzeigen, die nicht auf die Änderung des Klimaschwellwertes zurückzuführen sind. Darüber hinaus ist PI der längste zur Verfügung stehende Lauf und besitzt somit die stabilste Klimatologie.

Abbildung 3.2 b zeigt die PI-Klimatologie und exemplarisch ein PI-Jahr, in dem ein SSW auftritt. Mit der Verminderung der Einstrahlung etabliert sich ab Ende des Sommers des exemplarischen Jahres der Polarwirbel und folgt dabei dem klimatologischen Verlauf. Dabei fluktuiert die mittlere Windstärke permanent um die klimatologischen Mittelwerte. Im Dezember erreicht der Wirbel dann mit mehr als 40 m/s seine für das Modell mittlere Stärke. Im Verlauf des Januars wird die Wirbelstärke zweimal plötzlich reduziert. Aber während die Wirbelstärke im ersten Fall (Anfang Januar) lediglich auf Werte um 25 m/s reduziert wird, kehrt sich der Wirbel im zweiten Fall um. Die zonalgemittelte zonale Windgeschwindigkeit nimmt Werte kleiner Null an, was einem mittleren Ostwind entspricht. Mit beiden Ereignissen ist eine Umkehr des Temperaturgradienten verbunden, so dass das zweite Ereignis die ersten beiden Kriterien erfüllt, die zur Identifizierung eines SSWs nötig sind. Im Verlauf des Februars regeneriert sich der Polarwirbel wieder und übertrifft Mitte des Monats den klimatologischen Wert, womit auch das dritte Kriterium (die Klimaschwelle) erfüllt ist. Damit ist ausgeschlossen, dass es sich um ein Final Warming handelt und das Ereignis wird als SSW klassifiziert. Ereignisse in Abbildung 3.2b, in denen sich nur der Temperaturgradient umkehrt (z.B. Anfang Januar), sind minor Warmings.

Der Einfluss der verschiedenen, neu eingeführten Parameter sowie aller Änderungen ge-

genüber Charlton und Polvani wird mit Hilfe von Tabelle 3.1 diskutiert. Dargestellt ist die Anzahl der als SSW klassifizierten Ereignisse mit dem ursprünglichen Algorithmus nach Charlton und Polvani (2007) sowie dem modifizierten Algorithmus. Desweiteren werden Ergebnisse mit verschiedenen Konfigurationen gezeigt. Wie oben schon erwähnt, bewirken die neu eingeführten Parameter "Klimaschwelle" und "Temperaturgradient" einen Rückgang in der Anzahl der Ereignisse, während sich die Anzahl der SSWs durch die Reduzierung auf 10 Tage erhöht. Im Vergleich des ursprünglichen Algorithmus (183 SSWs in Summe über alle 548 PI-Winter) mit dem veränderten (113 SSWs) sieht man, dass in der Summe die Anzahl der SSWs deutlich reduziert wird. Lässt man lediglich den Temperaturgradienten als Entscheidungskriterium weg, erhöht sich die Anzahl der SSWs um 2 auf 115. Wie auch schon von Charlton und Polvani (2007) erwähnt, ist dieser Effekt also nur gering. Der Großteil der Reduzierung (73 SSWs) ist auf die Einführung des klimatologischen Schwellwertes zurückzuführen. Lässt man beide reduzierenden Parameter weg, erhöht sich die Anzahl an SSWs um 5 gegenüber dem Algorithmus von Charlton und Polvani (2007). Diese Zunahme ist auf die Reduzierung des Zeitfensters bis zum nächsten SSW zurückzuführen. Demnach werden fünf SSWs in dieser Einstellung zweimal gezählt, die zuvor als ein Ereignis gewertet wurden. Eine Zählung von SSWs mit Klimaschwelle und Temperaturgradient sowie der ursprünglichen Anzahl von 20 Tagen ohne neues SSW reduziert die Anzahl von SSWs um drei auf 110 SSWs. Noch stärker lässt sich die Anzahl verringern, wenn man zusätzlich noch die Anzahl an Tagen mit anschließendem Westwind von 10 auf 20 erhöht (103 SSWs). Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Verwendung der Klimaschwelle den mit Abstand größten Einfluss hat.

Ein weiterer Unterschied zu Charlton und Polvani (2007), auf den hier allerdings nicht genauer eingegangen wird, ist der Zeitpunkt, bis zu dem die 10 Tage Westwind geherrscht haben müssen. Bei Charlton und Polvani (2007) reicht der Zeitraum bis zum 30. April, während in dieser Arbeit die 10 Tage Westwind bis zum 14. April geherrscht haben müssen. Dies ist direkt an das Klimakriterium geknüpft, da an diesem Tag der klimatologische Wind schwächer als 5 m/s wird.

Der Vergleich für den ERA40-Datensatz offenbart wesentlich geringere Unterschiede. Nach der Methode von Charlton und Polvani (2007) werden zwischen 1958-2001 26 SSWs registriert, während nach der angepassten Methode lediglich 3 SSWs weniger gezählt werden. Dabei werden fünf von Charlton und Polvani (2007) klassifizierte SSWs als Final Warmings aussortiert, da der klimatologische Wind nicht vor dem 4. April übertroffen wird (z.B. in den Wintern 1983/84 und 1987/88, siehe Tabelle 3.2). Auf der anderen Seite werden durch die Reduzierung auf 10 Tage zwischen zwei Ereignissen zwei Events je zweimal gezählt, die zuvor nur einmal in die Zählung eingingen (im Winter 1969/70 und 1979/80, siehe Tabelle 3.2).

**Tabelle 3.1** Sensitivität des Algorithmus zur Identifikation von SSWs bezüglich der gewählten Parameter. Die Zahlen geben die identifizierten SSWs in der vorindustriellen Kontrollsimulation in Abhängigkeit zu den veränderten Parametern wieder. In der ersten Spalte findet sich zum Vergleich die Anzahl der SSWs, die mit dem Original-Algorithmus von Charlton und Polvani (2007) klassifiziert werden.

Nach Charlton und Polvani (2007)	183
Neuer Algorithmus	113
Neu - ohne Temperaturgradient	115
Neu - ohne Klimaschwelle	186
Neu - ohne Temperaturgradient und ohne Klimaschwelle	188
Neu - und 20 Tage kein neues SSW	110
Neu - und mindestens 20 Tage Westwind im Anschluss	103

Daraus ergibt sich, dass die Einführung des Klimakriteriums für das Modell eine wesentlich größere Rolle spielt als für den ERA40-Datensatz. Für ERA40 beläuft sich der Rückgang auf 11,5%, während die Anzahl an Ereignissen im Modell um 38,3% reduziert wird. Das weist darauf hin, dass die Anzahl früher Final Warmings, die nach Charlton und Polvani (2007) als SSWs klassifiziert werden, im Modell wesentlich höher ist als in den Beobachtungen.

Abschließend lässt sich sagen, dass die Änderungen des Algorithmus in erster Linie dazu führen, SSWs besser von Final Warmings abzugrenzen und somit eine Überschätzung von SSWs im Spätwinter vermieden wird.

Im Allgemeinen zeigt der Vergleich der in ERA40 analysierten SSWs mit der FUB-Analyse (Tabelle 3.2), dass die ERA40-Daten gut geeignet sind, um SSWs zu identifizieren. Gleiches gilt auch für den NCEP/NCAR-Datensatz, wie von Charlton und Polvani (2007) berichtet wird. Lediglich zu Beginn des ERA40-Datensatzes wird die Anzahl von SSWs im Vergleich zur FUB-Analyse leicht überschätzt.

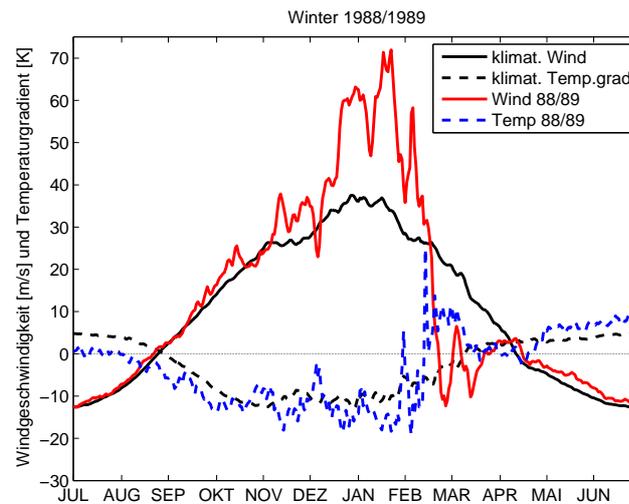
### Der stratosphärische Winter 1988/89

Zur Demonstration der Verbesserung gegenüber Charlton und Polvani (2007) wird genauer auf den Verlauf des Winters 88/89 eingegangen. Charlton und Polvani (2007) identifizieren hier ein SSW, das von dem in der hier vorliegenden Arbeit verwendeten Algorithmus nicht identifiziert wird und in der FUB-Analyse als Final-Warming geführt wird (vgl. Tabelle 3.2).

Der Polarwirbel war in diesem Winter von Mitte Dezember bis Ende Januar deutlich stärker als im klimatologischen Mittel ausgeprägt, mit zonalen Mittelwerten von zeitweise mehr als 70 m/s (vgl. Abb. 3.3). Wie für die Entstehung von SSWs typisch, wurde der Polarwirbel im Februar in mehreren kurzen Phasen geschwächt, bis der mittlere Zonalwind

**Tabelle 3.2** Vergleich identifizierter SSWs in der FUB-Analyse (Labitzke und Naujokat, 2000) und aus dem ERA40-Datensatz. Für die Reanalyse wurden die SSWs mit dem Algorithmus von Charlton und Polvani (2007) (CP07) und der modifizierten Version (neu) identifiziert. Für die FUB-Analyse ist anzumerken, dass C für ein Canadian Warming und F für ein Final Warming steht. Diese werden nur aufgeführt, wenn ein solches Ereignis in den ERA40-Daten als SSW klassifiziert wurde. Die gesamte FUB-Analyse ist unter <http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/produkte/northpole/index.html> zu finden.

Winter	FUB	ERA40		Winter	FUB	ERA40	
		neu	CP07			neu	CP07
51/52	SSW	no data	no data	80/81	SSW	SSW	SSW
52/53	-	no data	no data	81/82	C	SSW	SSW
53/54	-	no data	no data	82/83	-	-	-
54/55	SSW	no data	no data	83/84	F	-	SSW
55/56	-	no data	no data	84/85	SSW	SSW	SSW
56/57	SSW	no data	no data	85/86	-	-	-
57/58	SSW	no data	SSW	86/87	SSW	SSW	SSW
58/59	-	-	-	87/88	SSW+F	SSW	2 SSWs
59/60	-	SSW	SSW	88/89	F	-	SSW
60/61	-	-	-	89/90	-	-	-
61/62	-	-	-	90/91	SSW	-	-
62/63	SSW	SSW	SSW	91/92	-	-	-
63/64	-	-	-	92/93	-	-	-
64/65	-	-	-	93/94	-	-	-
65/66	SSW+C	2 SSWs	2 SSWs	94/95	-	-	-
66/67	-	-	-	95/96	-	-	-
67/68	SSW	SSW	SSW	96/97	-	-	-
68/69	C	2 SSWs	2 SSWs	97/98	-	-	-
69/70	SSW	2 SSWs	SSW	98/99	2 SSWs	SSW	2 SSWs
70/71	SSW	SSW	2 SSWs	99/00	-	SSW	SSW
71/72	-	-	-	00/01	SSW	SSW	SSW
72/73	SSW	SSW	SSW	01/02	2 SSWs	no data	2 SSWs
73/74	-	-	-	02/03	SSW	no data	no data
74/75	-	-	-	03/04	SSW	no data	no data
75/76	-	-	-	04/05	-	no data	no data
76/77	SSW	SSW	SSW	05/06	SSW	no data	no data
77/78	-	-	-	06/07	SSW	no data	no data
78/79	F	SSW	SSW	07/08	SSW	no data	no data
79/80	F	2 SSWs	SSW	08/09	SSW	no data	no data

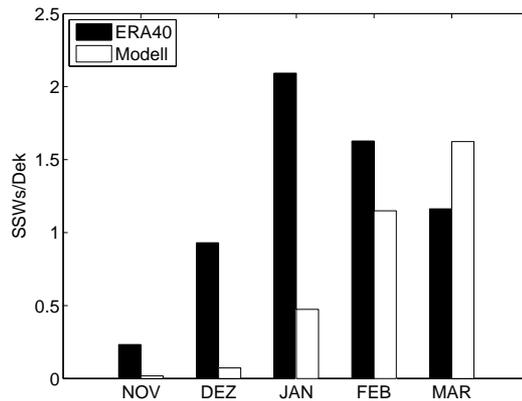


**Abbildung 3.3** Der Zonalwind und der Temperaturgradient für den Winter 1988/89. Zusätzlich sind der Jahresgang des Zonalwindes und des Temperaturgradienten dargestellt.

am 21. Februar negativ (entspricht einem Ostwind) wurde. Anschließend schwankte bis Ende März der zonale Mittelwind zwischen Ost- und Westwinden hin und her, wobei die Ostwindphasen deutlicher ausgeprägt waren. Grund für die Identifizierung von Charlton und Polvani (2007), dieses Ereignis als SSW zu zählen, ist eine 21-tägige Phase mit Westwind Ende März/Anfang April. 10 Tage mit Westwind reichen ihrem Algorithmus zur Identifizierung aus. Allerdings kann man die Westwindphase nicht als Wiederherstellung der Winterzirkulation betrachten, da das Maximum der zonal gemittelten Strömung zu keinem Zeitpunkt größer als 4 m/s ist. Außerdem befindet sich das Maximum mit 3.6 m/s am 11. April an dem Zeitpunkt, an dem der klimatologische Wind von West auf Ost dreht. Mit den Anpassungen des Algorithmus - in diesem Fall die Hinzunahme der Klimaschwelle - wird dieses Ereignis in dieser Arbeit nicht als SSW gezählt. Es wird als Final Warming aussortiert, da gemäß des "Klimakriteriums" die klimatologische Wirbelstärke zu keinem Zeitpunkt zwischen dem Eintreten des Ereignisses (21. Februar) und dem letzten möglichen Tag (4. April) erreicht wird. Es sei angemerkt, dass Final Warmings in dieser Arbeit nicht gezählt und ausgewertet werden, weshalb diese in Tabelle 3.2 in den entsprechenden Spalten nicht extra vermerkt sind.

### Unterschiede in der monatlichen Verteilung von SSWs

Die monatliche Verteilung der SSWs ist ein wesentliches Indiz dafür, wie realistisch die stratosphärische Variabilität in dem Modell wiedergegeben wird. In der folgenden Diskussion wird bezüglich dieser Charakteristik nochmal auf die Unterschiede zwischen dem ursprünglichen und dem angepassten Algorithmus eingegangen. Abbildung 3.4 zeigt die monatlichen Verteilungen der SSWs von November bis März für die ERA40-Daten und



**Abbildung 3.4** Mit dem Algorithmus nach Charlton und Polvani (2007) identifizierte SSWs für den ERA40-Datensatz und den Kontrolllauf unter vorindustriellen Bedingungen (PI).

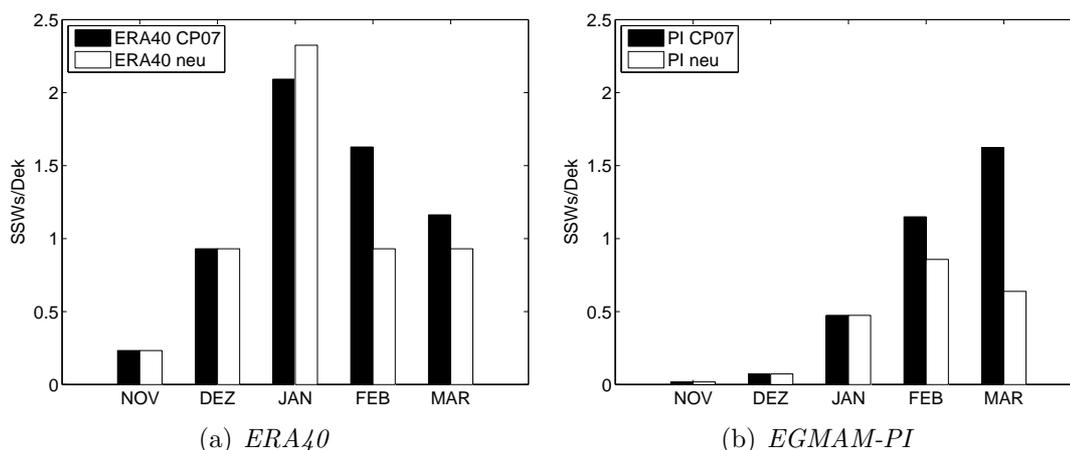
PI, analysiert mit dem Algorithmus nach Charlton und Polvani (2007). Während die maximale Anzahl in ERA40 im Januar zu finden ist, nimmt die Anzahl von SSWs im Modell bis in den März zu. Dabei gilt, dass die Anzahl an SSWs im Modell von November bis Februar unterschätzt und im März überschätzt wird. Die größten Unterschiede ergeben sich im Dezember und Januar.

Abbildung 3.5 zeigt, in welchen Monaten die Anpassungen des Algorithmus wirksam werden. Wie für ERA40 schon im Vorfeld diskutiert, nimmt die Anzahl identifizierter SSWs insgesamt um drei SSWs ab. Wie in der Abbildung 3.5 a) zu sehen ist, geht die Anzahl an SSWs im Februar um drei und im März um ein SSW zurück. Ein Februar-Ereignis, das jetzt nicht mehr gezählt wird, ist das aus dem zuvor diskutierten Winter 1988/89. Im Januar wird ein SSW mehr registriert und die Zahlen für November und Dezember bleiben unverändert.

Für das Modell ergeben sich wesentlich deutlichere Unterschiede. Dabei findet die Reduzierung den Erwartungen entsprechend in erster Linie im Spätwinter statt. Von November bis Januar bleiben die Werte konstant, während sie im Februar und März deutlich zurückgehen (vgl. Abbildung 3.5b und Tabelle 3.3). Dabei wird die Anzahl von SSWs im Februar um ungefähr ein Viertel und im März um mehr als die Hälfte reduziert. Die maximale monatliche Anzahl an SSWs wird durch den starken Rückgang von März-Ereignissen in den Februar verschoben.

**Tabelle 3.3** Absolute Anzahl der SSWs in PI (insgesamt 548 Winter) mit dem alten (nach Charlton und Polvani) und neuen Algorithmus.

	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Gesamt
neu	1	4	26	47	35	113
alt	1	4	26	63	89	183



**Abbildung 3.5** Identifizierte SSWs mit dem Algorithmus nach Charlton und Polvani (2007) (CP07) und dem in dieser Arbeit weiterentwickelten Algorithmus. Für den ERA40-Datensatz und den vorindustriellen Kontrolllauf (PI).

Die monatliche Verteilung der SSWs im Modell ist damit dichter an den Beobachtungen als mit dem ursprünglichen Algorithmus. Es wird darauf hingewiesen, dass die Anpassung des Algorithmus nicht mit dem Ziel erfolgte, die Verteilungen anzunähern. Änderungen erfolgten insbesondere deshalb, um Final Warmings besser von SSWs abzugrenzen. Wie bereits beschrieben, entstehen im Modell offensichtlich mehr frühe Final Warmings als in den Beobachtungen und die Abgrenzung dieser Ereignisse bewirkt eine Angleichung der Verteilungen. Gründe für diese Unterschiede zwischen dem Modell und den Beobachtungen werden in dieser Arbeit nicht weiter untersucht. Es wird allerdings darauf hingewiesen, dass Charlton et al. (2007) eine vergleichbar schiefe Verteilung - mit den meisten SSWs im März - in zwei von sechs GCMs identifizieren. Die Verwendung des in dieser Arbeit entwickelten Algorithmus hätte für diese Modelle wahrscheinlich einen ähnlichen Effekt. Alle weiteren in dieser Arbeit gezeigten Ergebnisse beruhen ausschließlich auf dem neuen, angepassten Algorithmus.

### 3.3 Vergleich von SSWs im Modell und Beobachtungen

#### Mittlere Häufigkeit von SSW

Der Vergleich der SSWs im Modell und den Beobachtungen beginnt mit der Untersuchung der berechneten Mittelwerte. Für die Reanalysedatensätze ergeben sich Durchschnittswerte zwischen 4,2 SSWs/Dek für NCEP (Winter 1948/1949 bis 2008/2009) und 5,3 SSWs/Dek für ERA40 (1958/1959 bis 2000/2001). Mit dem ursprünglichen Algorith-

mus finden Charlton und Polvani (2007) in ERA40 und NCEP im Mittel 6,2 SSWs/Dek, wobei die Häufigkeit in NCEP ebenfalls geringer ist als in ERA40. Unterschiede in den Reanalysedatensätzen erklären sich durch die mit der Höhe reduzierte Beobachtungsdichte. Daraus folgt, dass die Ergebnisse stärker von der Modellphysik abhängen. Aus der FUB-Analyse leiten sich in Abhängigkeit des betrachteten Zeitraums Häufigkeiten zwischen 3,5 und 4,7 SSWs/Dek ab (Tabelle 3.4). Der höhere Wert ergibt sich für den längeren Zeitraum und folgt aus der Häufung an SSWs ab dem Jahr 2000 (vergleiche Tabelle 3.2). Die aufgezeigte Spannweite weist darauf hin, dass die tatsächliche Häufigkeit von SSWs für die reale Welt noch nicht endgültig bestimmt werden kann, da der Wert noch mit Unsicherheiten behaftet ist.

**Tabelle 3.4** Mittlere Anzahl an SSWs [SSWs/Dek] für die verwendeten Beobachtungsdatensätze und beide Kontrollsimulationen. Für die Beobachtungsdatensätze werden die Mittel über die Winter 1958/1959 bis 2000/2001 angegeben, da diese in allen Datensätzen zur Verfügung stehen. In Klammern werden die Ergebnisse über den gesamten Zeitraum angegeben, 1948/1949 bis 2008/2009 für NCEP und 1951/1952 bis 2008/2009 für FUB. Für FUB werden nur klassifizierte SSWs berücksichtigt und keine Canadian Warmings, wie sie z.B. in Tabelle 3.2 vermerkt sind. Für PI (vorindustrielle Bedingungen) und PD (1990-Bedingungen) wird über alle Modelljahre gemittelt.

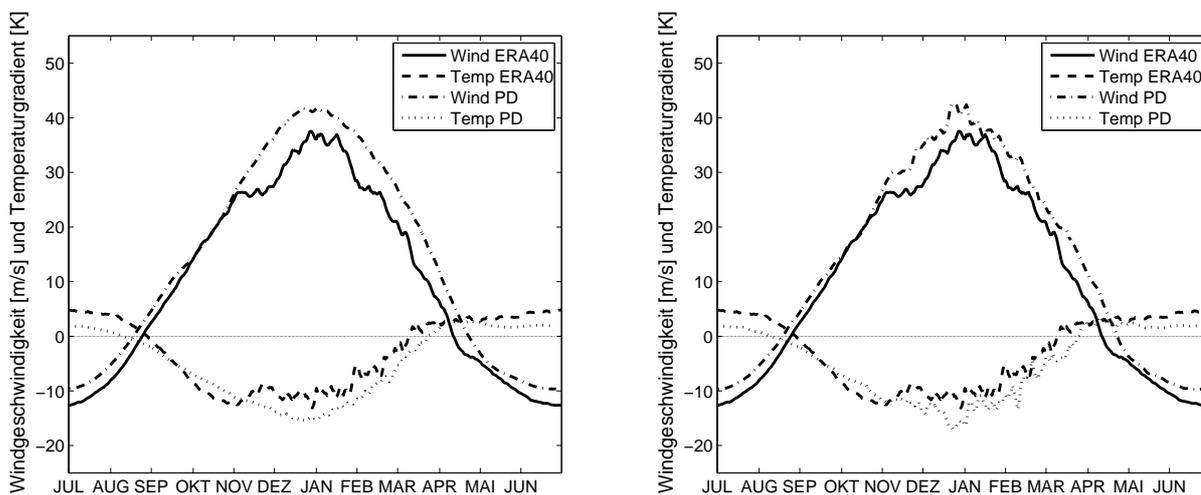
	FUB	NCEP	ERA40	PI	PD
SSWs/Dek	3,5 (4,7)	4,2 (4,4)	5,3	2.1	2.5

In PD simuliert das Modell im Mittel 2,5 SSWs/Dek. (Tabelle 3.4). Das ist ungefähr die Hälfte im Vergleich zu den Beobachtungen. Im Vergleich mit ähnlich komplexen GCMs wird klar, dass es sich dabei um ein verbreitetes Problem bei GCMs handelt. Charlton et al. (2007) zeigen in einer Multi-Modell-Studie, dass fünf der sechs untersuchten GCMs zu wenige SSWs generieren. CCMs schneiden in diesem Vergleich wesentlich besser ab. Viele CCMs simulieren SSWs mit einer ähnlichen Häufigkeit wie in Beobachtungen (SPARC CCMVal, 2010). Dazu sollte angemerkt werden, dass CCMs ihren Fokus prinzipiell auf stratosphärischen Prozessen haben und in der erwähnten Studie z.B. nur eins der 18 CCMs einen interaktiven Ozean besitzt.

In dieser Arbeit wird nicht zwischen den beiden SSW-Typen Split und Verschiebung unterschieden. Es wird aber darauf hingewiesen, dass es sich bei den klassifizierten SSWs in EGMAM meist um Verschiebungen handelt (Sinigoj, 2007). Nur 15% der Ereignisse sind Splits, womit sich das Verhältnis deutlich von den Beobachtungen unterscheidet. Charlton und Polvani (2007) findet für die Reanalysen nur eine leicht erhöhte Anzahl von Verschiebungen gegenüber Splits.

Der simulierte Jahresgang, für die Parameter die zur Identifizierung von SSWs benutzt

werden, zeigt den typischen negativen Temperaturgradient im Winter und einen positiven im Sommer (Abb. 3.6). Dieser steht über die thermische Windrelation in direktem Zusammenhang mit den starken Westwinden im Winter und den östlichen Winden im Sommer. Wie in Abbildung 3.6 a) zu sehen ist, erfolgt der Übergang von der Winter- zur Sommerzirkulation Mitte April. Im Vergleich zu ERA40 wird der Temperaturgradient zwischen  $60^\circ\text{N}$  und dem Nordpol in 10 hPa von Anfang November bis zum Ende des Winters im Modell überschätzt. Damit verbunden ist ein um ca. 6 K zu kalter Polarwirbel (Huebener et al., 2007), ein ebenfalls typisches Defizit für Mittelatmosphären GCMs (Pawson und Coauthors, 2000). Daraus resultiert eine Überschätzung der Windgeschwindigkeit in  $60^\circ\text{N}$  und 10 hPa. Im Nordwinter liegt das mittlere simulierte Maximum bei über 41,8 m/s im Vergleich zu 37,5 m/s in ERA40. Dieser stärkere, weniger gestörte Polarwirbel steht mit der Unterschätzung von SSWs in direktem Zusammenhang.



**Abbildung 3.6** Vergleich des Jahresgangs des Zonalwindes [m/s] und des Temperaturgradienten [K] in 10 hPa für a) ERA40 sowie die PD-Klimatologien und b) ERA40 sowie die ersten 43 Jahre in PD.

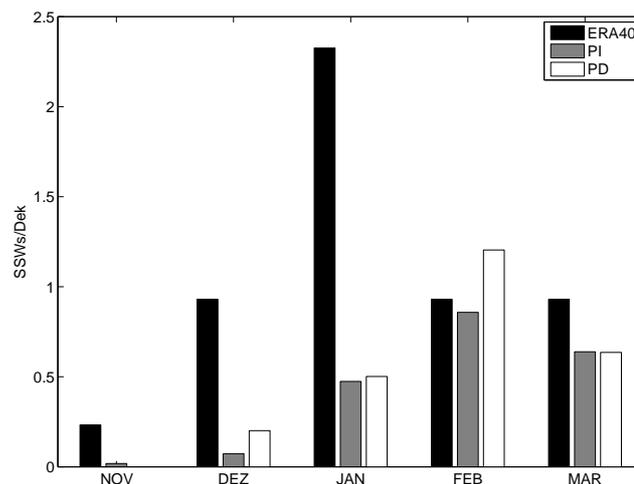
Der glatte Verlauf des modellierten Jahresgangs in Abbildung 3.6 a) lässt vermuten, dass dies durch die Unterschätzung der SSW-Häufigkeit bzw. fehlende Variabilität bedingt ist. Dies ist jedoch nicht der Fall, wie mit Abbildung 3.6 b) demonstriert wird. In diesem Fall gehen in die Mittelung genauso viele Jahre, wie in ERA40 zur Verfügung stehen (43 Jahre), in die Berechnung ein. Der zeitliche Verlauf in 43 PD-Jahren ist ähnlich variabel wie in ERA40. Demzufolge ist der glatte Verlauf der längeren Mittelungsperiode (300 Jahre) und nicht fehlender Variabilität geschuldet.

Unter vorindustriellen Bedingungen (PI) entwickeln sich im Modellklima durchschnittlich 2,1 SSWs/Dek. (113 SSWs in 548 Wintern). Die Anzahl ist damit etwas geringer als in PD, unterscheidet sich von dieser aber nicht signifikant (getestet mit dem Wilcoxon

Rangsummentest (Schönwiese, 2006), siehe Tabelle 3.4). Das ist verbunden mit einem etwas stärkeren Stratopausenjet (Abb. 3.2), der im klimatologischen Mittel ein Maximum von 44,8 m/s erreicht.

### Vergleich der monatlichen Verteilungen

Es folgt der Vergleich der monatlichen Verteilung für ERA40, PI und PD mit dem in dieser Arbeit verwendeten Algorithmus (siehe Abbildung 3.7). Im Dezember und Januar wird die Anzahl der SSWs deutlich unterschätzt. Während es in PD nur 0,2 (0,5) SSWs/Dek. im Dezember (Januar) gibt, werden in ERA40 0,9 (2,3) SSWs registriert. Im November tritt kein SSW im PD-Lauf auf, wobei auch nur ein SSW in ERA40 gezählt wird (28. November 1968). Im Februar und März ist die mittlere Anzahl allerdings ähnlich der beobachteten Häufigkeit. In den Reanalysen liegt das Maximum im Januar, im Modell im Februar.



**Abbildung 3.7** Monatliche Verteilung der SSWs [SSWs/Dek] in ERA40, PI und PD.

Für PI wurde die monatliche Verteilung bereits bei der Diskussion um Auswirkung des neuen Algorithmus diskutiert (vergleiche Abbildung 3.5). Es ist zu ergänzen, dass die Verteilungen von PD und PI sehr ähnlich sind. In Übereinstimmung mit dem etwas geringeren Mittelwert von PI ist die SSW-Häufigkeit in den Monaten Dezember bis Februar gegenüber PD leicht reduziert. Erwähnenswert ist, dass im November ein SSW identifiziert wird, während im gesamten PD-Lauf keines klassifiziert wird.

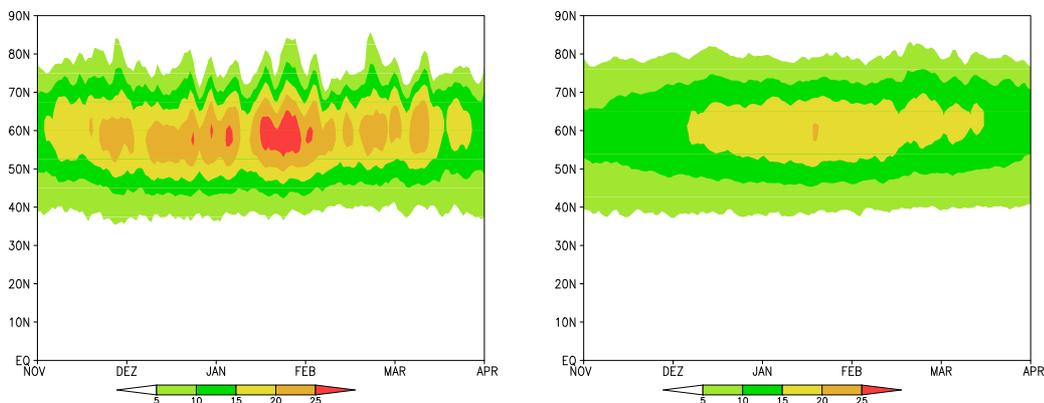
Im Vergleich mit anderen GCMs steht EGMAM mit der dokumentierten monatlichen Schiefe nicht allein da (Charlton et al., 2007). Im Fall der monatlichen Verteilung gilt dies ferner genauso für die CCMs. In keinem der 18 untersuchten CCMs stimmt die monatliche Verteilung mit den Beobachtungen überein (SPARC CCMVal, 2010). Dabei

werden - je nach Modell - mal die Anzahl früher mal später SSWs unter- bzw. überschätzt.

**Tabelle 3.5** Klimatologischer Wärmefluss [K m/s] für die PI Simulation und die Unterschiede zu ERA40 für die Monate November bis März und das Mittel über diese Monate. Die Werte sind als Gebietsmittel über  $40^{\circ}\text{N}$ - $80^{\circ}$  in 100 hPa berechnet. Die Werte in Klammern geben relative Änderungen an.

	Nov	Dez	Jan	Feb	Mär	Nov-Mär
PI	9,6	11,9	13,3	12,2	10,5	11,5
Unterschied zu ERA40	-2,7 (-22%)	-2,5 (-17%)	-2,3 (-15%)	-1,1 (-8%)	-1,1 (-9%)	-2,0 (-14,6%)

Abbildung 3.8 illustriert den klimatologischen meridionalen Wärmefluss (siehe Anhang A.1) in ERA40 und PI von November bis April in 100 hPa. Abgesehen von der generellen Unterschätzung des Wellenantriebs, stimmt die Struktur und der jahreszeitliche Verlauf gut mit den Beobachtungen überein. Betrachtet man die Gebietsmittel zwischen  $40$  und  $80^{\circ}\text{N}$  (siehe Tabelle 3.5), erkennt man, dass der größte absolute sowie relative Unterschied ( $-2,7$  K m/s bzw.  $22\%$ ) im November auftritt. Dieser Unterschied verringert sich im Verlauf des Winters auf lediglich  $-1,1$  K m/s ( $8$  bzw.  $9\%$ ) im Februar und März. Im Mittel über



**Abbildung 3.8** Meridionaler Wärmefluss in 100 hPa [K m/s] von November bis April für ERA40 (links) und den vorindustriellen Kontrolllauf (rechts).

den gesamten ausgedehnten Winter (November bis März) ist der meridionale Wärmefluss ungefähr  $15\%$  geringer als in ERA40. Die Unterschätzung des meridionalen Wärmeflusses insbesondere zu Beginn des Winters ist mit dafür verantwortlich, dass die Anzahl der SSWs im (Früh-) Winter im Modell unterrepräsentiert ist. So steuert der Wärmefluss in 100 hPa, welcher ein Maß für Wellenaktivität ist, die die Stratosphäre erreicht, die Temperatur der unteren polaren Stratosphäre (Newman et al., 2001) und ist essentiell für die Entstehung von SSWs. Dass in EGMAM die Beziehung zwischen Wärmefluss und Pol-

temperatur gut mit Beobachtungen übereinstimmt, wurde z.B. in Huebener et al. (2007) gezeigt.

### Vergleich weiterer modellierter und beobachteter Eigenschaften von SSWs

Zunächst soll auf die Stärke eines SSWs eingegangen werden. Charlton und Polvani (2007) sowie McLandress und Shepherd (2009a) definieren die Stärke eines SSWs über die Temperaturanomale der polaren Stratosphäre. Per Definition ist dies die gemittelte Temperaturabweichung vom klimatologischen Wert  $\pm 5$  Tage um den Startpunkt eines SSW. Charlton und Polvani (2007) mitteln über den Bereich nördlich von  $50^\circ\text{N}$ , während McLandress und Shepherd (2009a) nur nördlich von  $60^\circ\text{N}$  mitteln. Das übliche Niveau ist 10 hPa, wobei auch andere Niveaus verwendet werden können (z.B. 50 hPa in McLandress und Shepherd, 2009a). In dieser Arbeit wird die polare Temperaturanomale in 10 hPa zwischen  $60^\circ\text{N}$  und  $90^\circ\text{N}$  berechnet, da dies der Höhe und den geografischen Breiten entspricht, die zur Identifizierung von SSWs verwendet werden. Für den ERA40-Datensatz ergibt sich eine Temperaturanomale von 11,8 K mit einer Standardabweichung von 6,4 K. Die Stärke der SSWs im Modell ist mit 13,1 K (12,4 K) in PI (PD) im Mittel etwas stärker jedoch im Bereich der Standardabweichung von ERA40 (siehe Tabelle 3.6). Für den NCEP-Datensatz ergibt sich eine mittlere Stärke von 10,6 K (6,6 K) in 10 hPa (50 hPa) (McLandress und Shepherd, 2009a).

Darüber hinaus werden in dieser Studie zwei neue Definitionen für die Stärke eines SSWs verwendet, die direkt aus den für den Algorithmus nötigen Parametern abgeleitet werden können. Als Stärke eines SSWs werden die maximale Umkehr des Temperaturgradienten sowie der maximale Ostwind während eines SSWs verwendet. Für ERA40 ergibt sich eine mittlere Stärke von 13,8 K (9,4 m/s) unter Verwendung des Temperaturgradienten (Ostwindes). Das Modell simuliert SSWs mit einer Stärke von 18,6 K (17,5 K) für PI

**Tabelle 3.6** Stärke und Dauer von SSWs. Die Stärke ist auf drei verschiedene Arten definiert: die Temperaturanomale der Polkappe ( $60\text{-}90^\circ\text{N}$ ) in 10 hPa, die maximale Umkehr des Temperaturgradienten und den maximalen Ostwind.

	ERA40	PI	PD
Temperaturanomale [K]	11,8	13,1	12,4
Temperaturgradient [K]	13,8	18,6	17,5
Maximaler Ostwind [m/s]	9,4	9,8	10,3
duration [days]	7,6	8,8	10,9

(PD) und 9,8 m/s (10,3 ms). Alle drei Berechnungen zeigen, dass die Stärke von SSWs im Modell leicht überschätzt wird. Dies gilt sowohl für den vorindustriellen wie den Lauf mit 1990-Bedingungen. Der größte Unterschied ergibt sich nach der Definition mit Hilfe

des Temperaturgradienten. Hier liegen die Werte mehr als eine Standardabweichung vom ERA40-Mittel entfernt. Generell werden alle drei Berechnungen als sinnvoll erachtet. Der geringste Rechenaufwand ist dabei mit dem Temperaturgradienten und dem Ostwind verbunden, da diese schon für die Identifizierung eines SSWs berechnet werden müssen. Dennoch wird im weiteren Verlauf dieser Arbeit zusätzlich die polare Temperaturanomalie als Maß für die Stärke verwendet, um vergleichbar mit der Literatur zu bleiben.

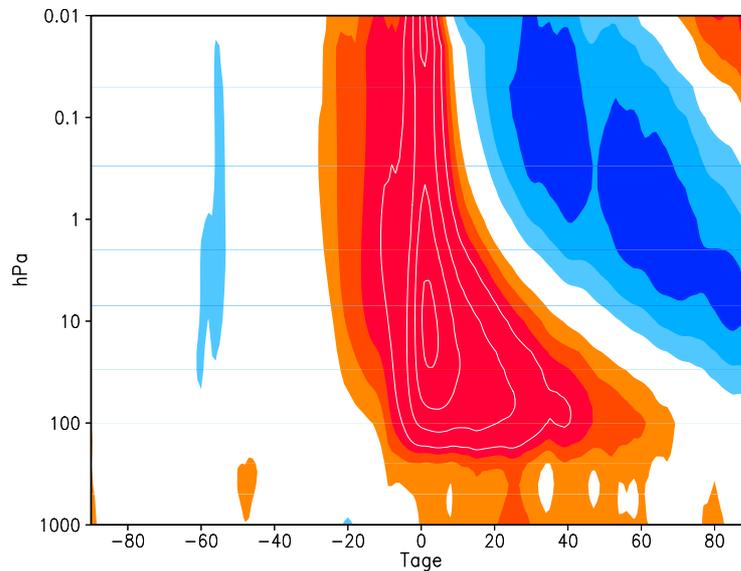
Die bereits im Vorfeld definierte Dauer eines SSWs ist für ERA40 im Mittel 7,6 Tage. Für das Modell ergeben sich erneut etwas überhöhte Werte, 8,8 und 10,9 Tage für PI und PD. Demnach stimmen die SSWs in den charakteristischen Eigenschaften Stärke und Dauer gut mit denen der Beobachtungen überein, wodurch ein weiteres Mal belegt wird, dass die stratosphärische Dynamik gut vom Modell wiedergegeben wird. Ferner ist festzuhalten, dass es keine signifikanten Unterschiede zwischen PI und PD gibt, wenn die mittleren Häufigkeiten sowie die Eigenschaften von SSWs verglichen werden.

## 3.4 Der Einfluss auf die Troposphäre

### Das Abwärtswandern des Signals

Wie in der Einleitung bereits angesprochen, belegen viele Studien den Einfluss von SSWs auf den nordhemisphärischen Winter (z.B. Baldwin und Dunkerton, 2001; Limpasuvan et al., 2004; Kuroda, 2008; Gerber et al., 2010). Um die Kopplung zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre zu illustrieren, werden häufig EOF-Analysen für das Geopotential nördlich von 20°N auf verschiedenen Druckniveaus durchgeführt. Am Boden entspricht das der AO (Arktische Oszillation), wie sie von Thompson und Wallace (1998) definiert wird, während man für den übrigen Teil der Atmosphäre vom *northern annular mode* (NAM) spricht (Baldwin und Dunkerton, 2001). Die erhaltenen Muster entsprechen der vorherrschenden Variabilität und können für verschiedene Zeitskalen, z.B. auf Grundlage von Tages-, Monats- oder Jahresbasis, berechnet werden. Weitere Studien verwenden andere Parameter, um die Kopplung zu demonstrieren, wie z.B. Anomalien der geopotentiellen Höhe nördlich einer bestimmten Breite (Cohen et al., 2010) oder den zonal gemittelten Zonalwind (Christiansen, 2001). Baldwin und Thompson (2009) vergleichen die verschiedenen Methoden zur Darstellung der Kopplung und zeigen, dass diese am besten mit der Zeitserie der ersten Hauptkomponenten zu zeigen ist, welche auf Basis zonal gemittelter, täglicher Geopotentialfelder berechnet wird. Ähnlich gut schneidet die Anomalie des Geopotentials nördlich von 60°N ab. Beide Größen sind stark negativ korreliert. So ist die Korrelation in der gesamten Stratosphäre kleiner als -0,99 und in der restlichen Atmosphäre nicht größer als -0,96 (Baldwin und Thompson, 2009). Die-

ser Parameter wird in dieser Arbeit verwendet, um die Kopplung zwischen der mittleren Atmosphäre und der Troposphäre zu demonstrieren.



**Abbildung 3.9** Die tägliche auf Standardabweichungen normierte Anomalie der geopotentiellen Höhe gemittelt über alle Flächen nördlich von  $60^{\circ}\text{N}$  zwischen 1000 und 0,01 hPa. Der Tag ist relativ zum Beginn des SSWs. Das Mittel wird über alle SSWs im Januar und Februar in PI gebildet. Die Intervalle sind 0,25 für die Farben und 0,5 für die weißen Linien. Werte zwischen -0,25 und 0,25 sind nicht dargestellt. Die Darstellung erfolgt in Anlehnung an Baldwin und Dunkerton (2001).

In Abbildung 3.9 sind die auf Standardabweichung normierten Anomalien des polaren Geopotentials, zentriert um den Anfang eines SSWs, für Januar und Februar SSWs dargestellt. SSWs sind mit positiven Anomalien der geopotentiellen Höhe in der gesamten Stratosphäre und Mesosphäre bis zum Modelloberrand verbunden. Das stärkste Signal befindet sich in 10 hPa, was damit zusammenhängt, dass der Algorithmus zur Identifikation von SSWs 10 hPa-Werte verwendet. Im Anschluss an ein SSW zeigt sich das erwartete Abwärtswandern der positiven Anomalien, wie es z.B. auch in Abbildung 2 von Baldwin und Dunkerton (2001) zu sehen ist. Positive Anomalien herrschen anschließend im Mittel über 60 Tage in der unteren Stratosphäre und der gesamten Troposphäre vor, während sich in höheren Leveln negative Anomalien etablieren. Man beachte, dass die Anomalien bis zum Modelloberrand in 0,01 hPa gezeigt werden, während in Studien, die auf Beobachtungen beruhen (z.B. Cohen et al., 2010), die Abbildungen meistens nur bis 10 hPa reichen. Wie bereits in anderen Untersuchungen gezeigt (z.B. Baldwin und Dunkerton, 2001), erscheinen die Anomalien zuerst am Oberrand der Abbildung (in der Mesosphäre) und wandern anschließend abwärts. Deshalb sei nochmal darauf hingewiesen, dass der Ursprung des Signals in der Troposphäre zu finden ist und mit einer verstärkten Wellenaktivität erklärt werden kann (Polvani und Waugh, 2004).

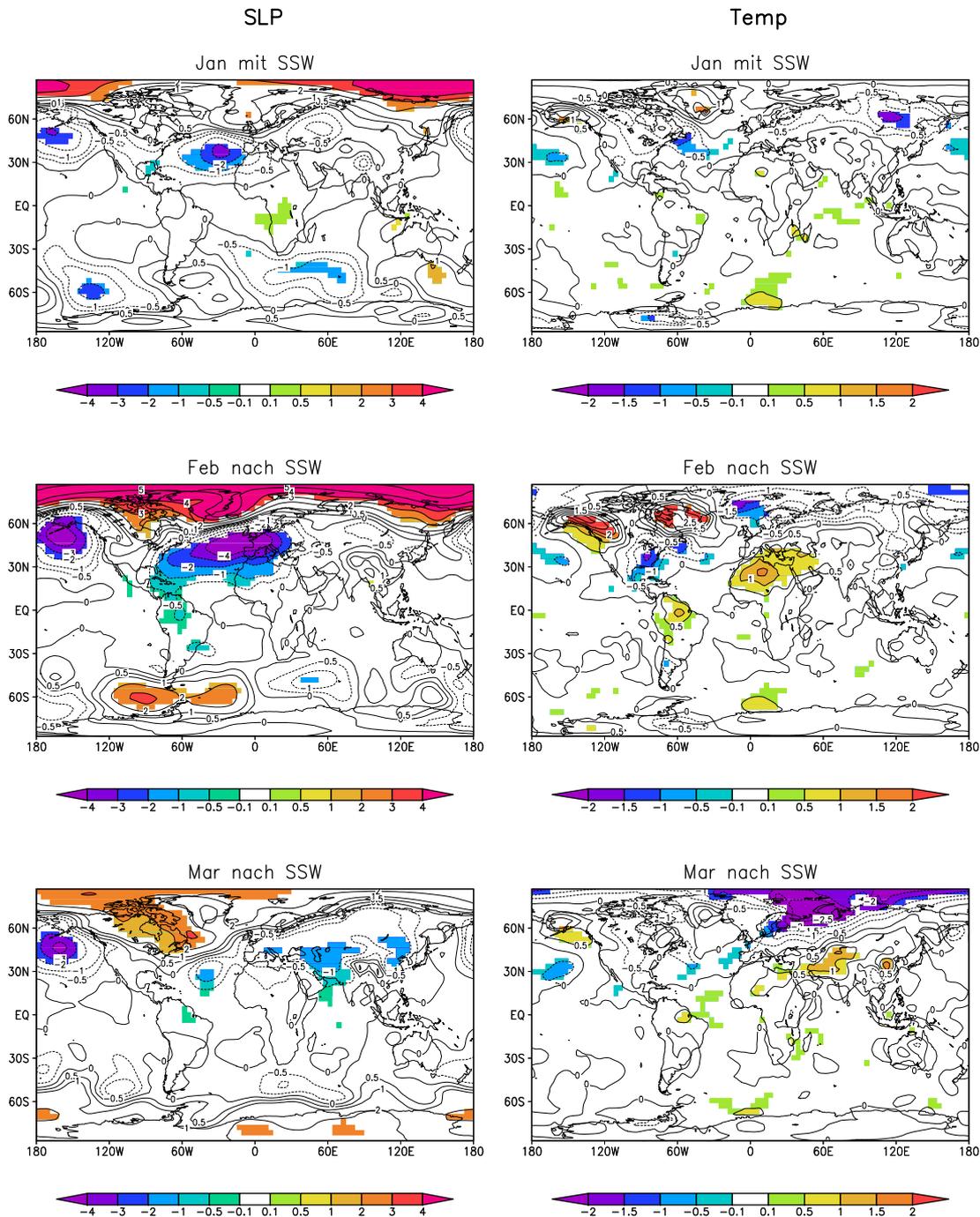
Es kann festgehalten werden, dass das Modell das Abwärtswandern stratosphärischer Anomalien im Vergleich mit den Beobachtungen äußerst realistisch wiedergibt.

### **Einfluss auf die Temperatur und den Luftdruck am Erdboden**

Im folgenden werden Anomalien im bodennahen Luftdruck (SLP) und der 2m-Temperatur auf Grundlage von Monatsmitteln diskutiert. Dargestellt sind Abweichungen vom klimatologischen Mittel für den Monat, in dem sich das SSW ereignet hat sowie die zwei darauffolgenden Monate. Wie der Abbildung zur vertikalen Kopplung zu entnehmen ist, herrscht für ungefähr zwei Monate nach einem SSW eine positive Anomalie im Geopotential über den polaren Breiten vor. Wie bereits erwähnt, entspricht dies einer negativen AO-Phase, wie sie von Thompson und Wallace (1998) definiert wurde. Positive AO-Phasen sind neben dem Luftdruckanstieg über der Arktis durch negative SLP-Anomalien in mittleren Breiten charakterisiert. Auftretende Temperaturanomalien sind mit der AO hochkorreliert. In Verbindung mit den SLP-Anomalien kommt es während einer negativen AO-Phase zu einer Abkühlung Eurasiens und einer Erwärmung über Labrador (Thompson und Wallace, 1998).

Anomalien in Verbindung mit SSWs sehen demzufolge sehr ähnlich aus. Während die SLP-Anomalie im Monat des SSWs zunächst nur im Ansatz erkennbar ist, verstärkt sie sich im Monat nach dem SSW und ist auch zwei Monate nach einem SSW noch deutlich ausgeprägt, nun jedoch wieder schwächer (Abbildung 3.10, linke Spalte). Im Monat nach einem SSW ist der Luftdruck über den polaren Breiten um mehr als 5 hPa erhöht, während der Luftdruck in den mittleren Breiten reduziert ist. Insbesondere gilt dies für eine Region die sich vom Atlantik über Mittel- und Südeuropa erstreckt (Reduzierung um über 3 hPa) sowie dem Nordpazifik. Die beschriebenen Änderungen unterscheiden sich verbreitet signifikant von der Klimatologie und spiegeln die Muster von Thompson und Wallace (1998) für eine negative AO wieder. Darüber hinaus gibt es eine hohe Übereinstimmung mit den Ergebnissen anderer Studien, die ebenfalls bodennahe Anomalien nach SSWs untersucht haben (Baldwin und Dunkerton, 2001; Charlton und Polvani, 2007). Ferner wird hervorgehoben, dass die stärksten Änderungen im Druckgradienten über dem Atlantik auftreten. Es wird vermutet, dass diese über drei Monate anhaltenden Anomalien einen Einfluss auf den trägen Ozean haben können (vergleiche Kapitel 5).

Die mit den Luftdruckanomalien verknüpften Temperaturanomalien sind negativ über dem nördlichen Eurasien und positiv über Nordamerika (Abb. 3.10, rechte Spalte). Zwei Regionen sind besonders von positiven Temperaturanomalien geprägt. Zum einen ist das der Bereich um die Labradorsee und auf der anderen Seite Alaska sowie der Nordwesten Kanadas. Ferner gibt es ausgedehnte und signifikant positive Temperaturanomalien über dem nördlichen Afrika, die sich bis in den mittleren Osten erstrecken. Im Gegensatz zu



**Abbildung 3.10** Linke Spalte: SLP-Anomalien im Januar mit SSW (oben), im Februar nach einem SSW (mitte) und im März zwei Monate nach einem Januar-SSW (unten). Rechte Spalte: Wie die linke nur für Anomalien in der 2m-Temperatur. Farbige Bereiche kennzeichnen Gebiete, in denen die Anomalien mindestens auf dem 90%-Niveau signifikant sind (t-test). Es sind Anomalien für PI dargestellt.

den SLP-Anomalien erweisen sich die Temperaturanomalien als resistenter und sind auch zwei Monate nach einem SSW noch vorhanden. Dabei zeichnet sich das nördliche Eurasien mit einer negativen Temperaturdifferenz von über 2 K noch zwei Monate nach einem SSW aus.

Ohne im Rahmen dieser Arbeit näher darauf eingehen zu können, wird darauf hingewiesen, dass in Abbildung 3.10 auch signifikante Anomalien im SLP und der Temperatur zu sehen sind, die sich auf der SH befinden. Die Region mit der stärksten Druckanomalie (über +3 hPa) befindet sich dabei im Antarktischen Ozean südlich von Südamerika. Anomalien in Verbindung mit SSWs, die über die nördlichen polaren und mittleren Breiten hinausgehen, werden bisher nur in wenigen Studien untersucht. So findet Kuroda (2008) einen Einfluss von SSWs der sich bis etwa 20°S erstreckt. Er zeigt, dass die tropische Konvektion der Südhemisphäre nach einem SSW verstärkt ist. In der Stratosphäre reichen die Änderungen ebenfalls bis auf die SH. Während eines SSW ist die BDC verstärkt und der tropische Auftrieb intensiviert sich (McLandress und Shepherd, 2009a). Generell besteht bei dieser Fragestellung noch viel Forschungsbedarf, dem in dieser Arbeit nicht nachgekommen wird.

Dieses Kapitel hat sich intensiv mit der Identifikation sowie dem Vergleich von modellierten und beobachteten Eigenschaften von SSWs beschäftigt. Im nächsten Kapitel geht es nun um Änderungen bei SSWs, die sich durch die Zunahme der Treibhausgaskonzentrationen ergeben.



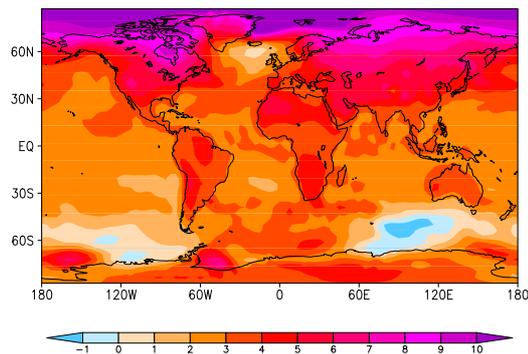
# Kapitel 4

## Eigenschaften von SSWs unter erhöhten Treibhausgaskonzentrationen

Das Modell simuliert einen Anstieg der bodennahen Lufttemperatur für das 21. Jahrhundert von 3,2, 2,1 bzw. 1,5 K für die Ensemblemittel der Szenarien A2, A1B und B1 (siehe Huebener et al. (2007), deren Abbildung 1). Ähnlich zu den Resultaten des IPCC-Berichts (IPCC, 2007) ist die bodennahe Erwärmung in den hohen nördlichen Breiten und über den Kontinenten besonders deutlich ausgeprägt. Am stärksten ist die Erwärmung in der Arktis, da sie in dieser Region durch die positive Eis-Albedo-Rückkopplung verstärkt wird. In A1B-STAB beträgt die Temperaturzunahme in der Arktis im Vergleich zu PI teilweise mehr als 10 K (siehe Abbildung 4.1).

Betrachtet man die durch den Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen bedingten Änderungen in verschiedenen Höhen, findet man, dass sich die Troposphäre generell erwärmt, während sich die Stratosphäre abkühlt. Neben der starken bodennahen Erwärmung in der Arktis, findet man ein zweites Maximum in der oberen tropischen Troposphäre. Die stärkste Abkühlung, hervorgerufen durch eine stärkere Emission als Absorption von  $\text{CO}_2$  in der mittleren Atmosphäre, findet sich in der Mesosphäre in ca. 0,3 hPa. Hier geht die Temperatur in A1B-STAB im Vergleich zu PI um mehr als 16 K zurück.

Die soeben beschriebenen Muster des anthropogenen Klimawandels können als bekannt und gesichert angesehen werden. Noch nicht zufriedenstellend beantwortet ist jedoch die Frage, wie sich die Veränderung der Treibhausgaskonzentrationen auf die Anzahl der SSWs auswirkt. Dieser Frage wird in diesem Kapitel nachgegangen. Das Kapitel beginnt mit der Betrachtung von SSWs im historischen Zeitraum von 1860-2000 (Abschnitt 4.1) und wird dann mit der Diskussion möglicher zukünftiger Änderungen fortgesetzt (Abschnitt 4.2). Dabei werden in diesem Kapitel alle zur Verfügung stehenden Simulationen



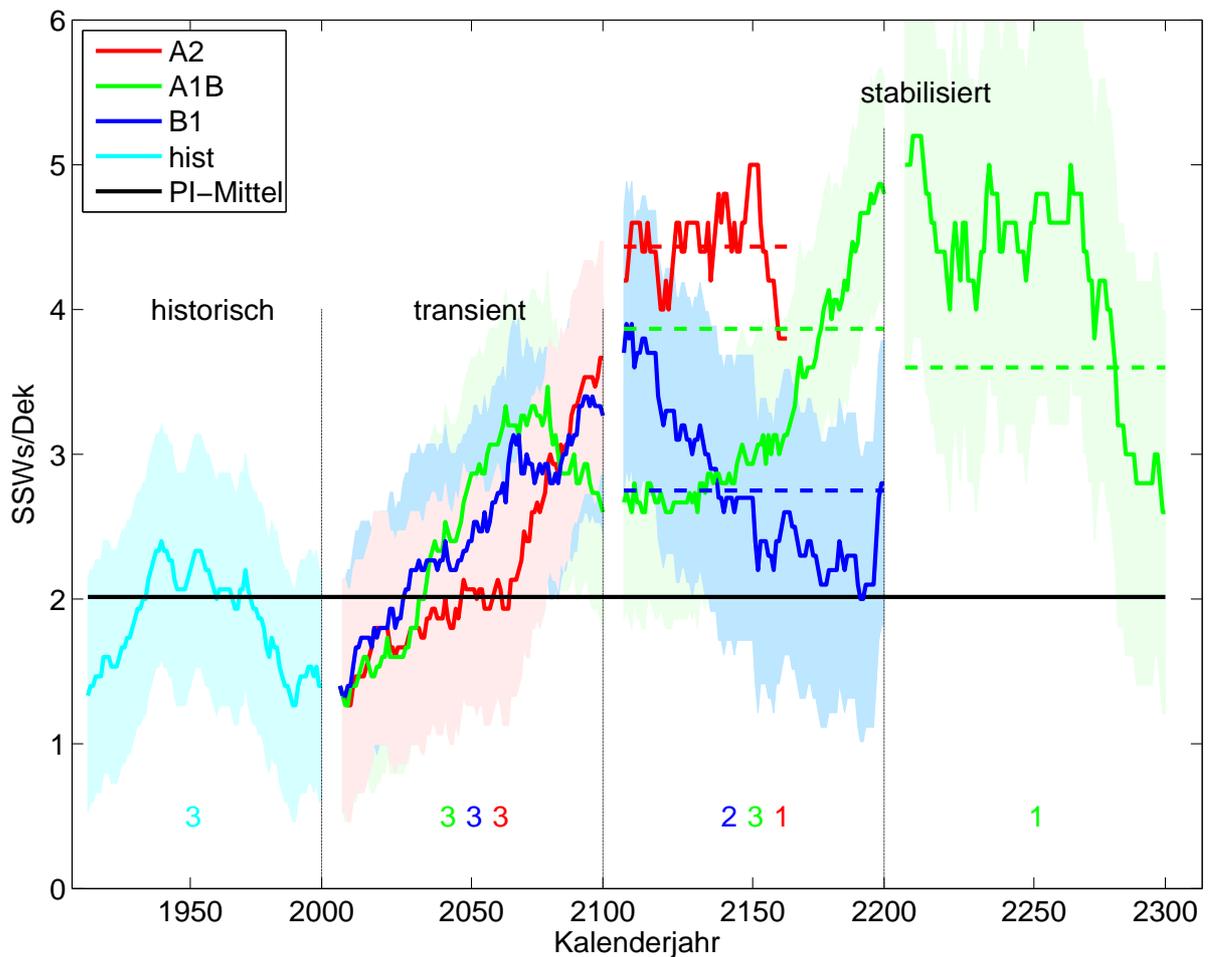
**Abbildung 4.1** Änderungen in der 2m-Temperatur als Jahresmittel zwischen dem vorindustriellen Kontrolllauf und dem Stabilisierungszeitraum des A1B-Szenarios.

verwendet, um ein möglichst robustes Signal abzuleiten. Anschließend wird untersucht, inwiefern Trends in der Anzahl von SSWs von Änderungen in deren Eigenschaften und Charakteristiken begleitet werden (Abschnitt 4.3). Daran anknüpfend, wird ein Mechanismus entwickelt, der auf Grundlage von Änderungen in der Troposphären-Stratosphären Wechselwirkung und stratosphärischer Dynamik abgeleitet wird (Abschnitt 4.4). Das Kapitel schließt mit einer kurzen Betrachtung modellierter südhemisphärischer SSWs (Abschnitt 4.5).

## 4.1 Der historische Zeitraum 1860-2000

Die zeitliche Entwicklung der SSWs im historischen Zeitraum (1860-2000) ist als 50-jähriges gleitendes Mittel in Abbildung 4.2 dargestellt. In der Darstellung ist die Abzisse so beschriftet, dass zum indizierten Modelljahr das Mittel über die vorherigen 50 Jahre gezeigt wird. Der erste Wert (1,33 SSWs/Dek) entspricht dem Mittel über die Winter 1860/1861 bis 1909/1910. Das gezeigte Ensemblemittel unterliegt trotz der Mittelung einer starken Variabilität. Der Vertrauensbereich des Ensemblemittels schließt den Mittelwert der vorindustriellen Simulation immer mit ein, so dass sich trotz Veränderung der Treibhausgaskonzentration kein signifikanter Unterschied für den historischen Zeitraum ableiten lässt. Demzufolge haben die geringen Anstiege der Treibhausgaskonzentrationen keinen Einfluss auf die Anzahl von SSWs oder die Änderungen sind im Vergleich zur Variabilität zu gering, um ein signifikantes Signal zu erhalten.

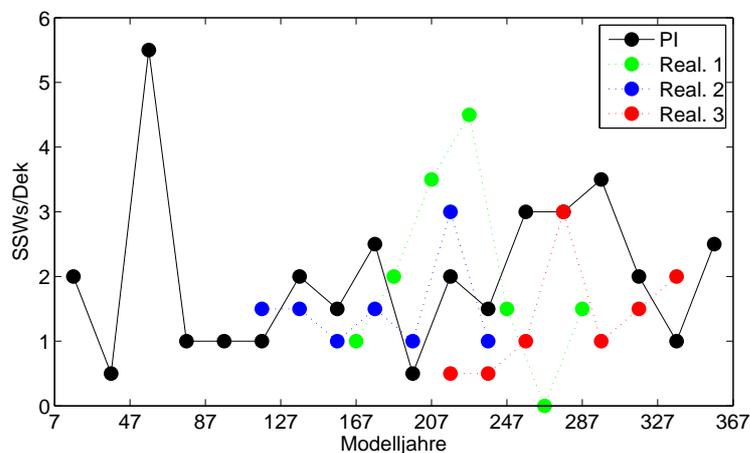
Im historischen Zeitraum treten im Ensemblemittel 1,6 SSWs/Dek auf. Das sind weniger SSWs als die 2,1 SSWs/Dek im vorindustriellen Kontrolllauf (vergleiche Tabelle 4.1). Die Mittelwerte für die einzelnen Mitglieder sind 1,4, 1,5 und 2,0 SSWs/Dek. Diese Werte deuten auf eine hohe Variabilität auf langen Zeitskalen hin. Bei gleichem Antrieb unterscheiden sich die Mittelwerte um fast 50% über einen Zeitraum von 140 Jahren.



**Abbildung 4.2** Die Anzahl der SSWs/Dek als Ensemblemittel des 50-jährigen gleitenden Mittels. Die Darstellung ist so gewählt, dass die Mittelwerte jeweils das Mittel über die 50 vorhergehenden Jahre darstellen. Der Darstellung entnommene Wert für das Jahr 2000 (1,3 SSWs/Dek) gibt dementsprechend das Mittel für die Jahre 1951-2000 wieder. Der farbige Bereich repräsentiert das 95% Vertrauensintervall welches als  $\pm 2 \cdot \sigma / \sqrt{\text{Anzahl der Mitglieder}}$  definiert ist. Diskontinuitäten der gleitenden Mittel sind bedingt durch die unterschiedliche Mitgliederanzahl in den verschiedenen Perioden (farbige Zahlen unten in der Abbildung). Die schwarze Linie repräsentiert den Mittelwert der vorindustriellen Simulation (2,1 SSWs/Dek) und die gestrichelten Linien entsprechen den Szenarienmitteln über das entsprechende Jahrhundert im Stabilisierungszeitraum.

Im Vergleich zum Kontrolllauf mit 1990-Bedingungen, wo ähnliche Treibhausgaskonzentrationen wie zum Ende der historischen Experimente verwendet wurden, entstehen im historischen Zeitraum ungefähr 40% weniger SSWs (2,5 SSWs/Dek in PD, siehe Tabelle 4.1). Die Anzahl der SSWs liegt allerdings im Bereich der Variabilität der Kontrollläufe mit vorindustriellen sowie 1990-Bedingungen (siehe Abbildung 4.2 und Kapitel 5). Für die Betrachtung der zukünftigen Entwicklung von SSWs in den Szenarienrechnungen ist es wichtig zu bemerken, dass die Anzahl von SSWs in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts aufgrund interner Variabilität sehr niedrig ist. Dies gilt für alle einzelnen Mitglieder und daraus resultierend auch für das Ensemblemittel. Zwischen 1950 und 1999 entstehen im Ensemblemittel lediglich 1,4 SSWs/Dek. In den einzelnen Mitgliedern sind die mittleren Häufigkeiten 1,0, 1,4 und 1,8 SSWs/Dek. Damit ist die Anzahl der SSWs in allen Läufen zum Ende des 20. Jahrhunderts geringer als im Mittel über den gesamten historischen Zeitraum.

An dieser Stelle sollte noch erwähnt werden, dass die gewählten Startpunkte für die historischen Simulationen nur einen geringen Einfluss auf die spätere Entwicklung von SSWs haben. Die veränderten Treibhausgaskonzentrationen gehen einher mit einer zügigen Entkoppelung vom vorindustriellen Kontrolllauf - zumindest in der Anzahl der simulierten SSWs (siehe Abbildung 4.3). So steigt die Anzahl an SSWs in der ersten Realisierung in den ersten 80 Jahren an, während die Anzahl in PI keinen Trend aufweist. Anschließend



**Abbildung 4.3** Die Anzahl der SSWs für den vorindustriellen Kontrolllauf (PI) und den historischen Zeitraum. Dargestellt sind 20-jährige Mittel bezogen auf das Modelljahr. Die verschiedenen Realisierungen für den historischen Zeitraum sind farbig dargestellt. Dabei ist die Zeitachse so gewählt, dass der historische Zeitraum an den Aufsetzpunkt von PI anschließt. Beispielsweise ist die zweite Realisierung (blau) auf das 107. Jahr von PI aufgesetzt, so dass der erste Wert für die Modelljahre 108 bis 127 gilt. Der Aufsetzpunkt für die erste Realisierung ist das Jahr 157 und für die dritte Realisierung das Jahr 207.

nimmt die Zahl an SSWs in der ersten Realisierung stark ab und über einen Zeitraum von mindestens 20 Jahren wird kein SSW simuliert. In PI entstehen im vergleichbaren

Modelljahr mit 3 SSWs/Dek überdurchschnittlich viele SSWs. Für die zweite Realisierung verhält es sich anders. Auch wenn sich die absoluten Werte von PI unterscheiden, sind die 20-jährigen Änderungen in dieser Simulation immer vom selben Vorzeichen. Dies deutet darauf hin, dass niederfrequente Schwingungen aus dem Kontrolllauf in die historische Simulation übergehen können und dort die Entwicklung von SSWs beeinflussen. Dies trifft allerdings nur auf eine von drei Realisierungen zu. Eine ausführliche Untersuchung niederfrequenter Variabilität folgt in Kapitel 5.

Der Abbildung 4.3 ist auch zu entnehmen, wie die einzelnen Mitglieder zu der Variabilität des Ensemblemittels im historischen Zeitraum beitragen. Das Maximum im Ensemblemittel findet man um das Jahr 1950 (Mittel über die Jahre 1901-1950) in Abbildung 4.2. Dieses Maximum ergibt sich aus den Höchstwerten der Mitglieder eins (4,5 SSWs/Dek) und drei (3 SSWs/Dek), während das zweite Mitglied zu diesem Zeitpunkt keine erhöhte Anzahl von SSWs aufweist (1,5 SSWs/Dek). Diese Werte entsprechen dem vierten Wert der jeweiligen Realisierung in Abbildung 4.3, welcher das Mittel über die Jahre 1921-1940 repräsentiert. Somit ist gezeigt, dass die Bildung des Ensemblemittels eine deutliche Reduzierung der Variabilität bewirkt.

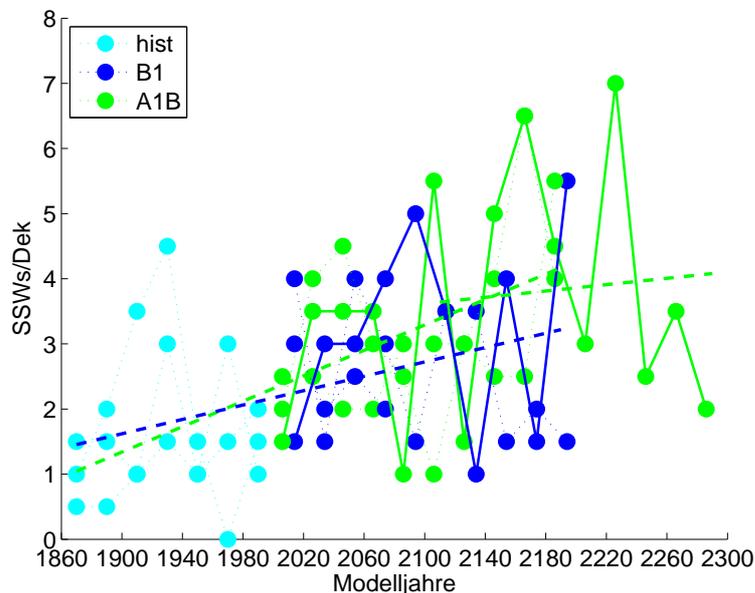
## 4.2 Entwicklung der SSW-Häufigkeit in der Zukunft

### 4.2.1 Szenariorechnungen

Die zeitliche Entwicklung der SSW-Häufigkeit zwischen den Jahren 2000 und 2300 ist für alle Szenarien und der gerechneten Stabilisierung im Anschluss an den historischen Zeitraum in Abbildung 4.2 dargestellt. Die Anzahl der SSWs steigt im 21. Jahrhundert in allen Szenarien an und übersteigt den Mittelwert des vorindustriellen Kontrolllaufs. Die farbigen Flächen geben das  $2\sigma$  Vertrauensintervall unter Berücksichtigung der Anzahl der Mitglieder für das gleitende Mittel an (vergleiche Abbildungsunterschrift). Wenn das Vertrauensintervall das Mittel des vorindustriellen Laufes nicht einschliesst, bedeutet dies, dass sich das Szenarienmittel auf dem 95%-Niveau signifikant unterscheidet. Am Ende des 21. Jahrhunderts gilt dies für das B1 sowie das A2 Szenario. Gleitende Mittel in der Anzahl der SSWs einzelner Mitglieder aller Szenarien übertreffen das entsprechende Maximum (3,6 SSWs/Dek) des Kontrolllaufes. Dies ist ein weiterer Indiz für die Erhöhung der Anzahl von SSWs durch den Anstieg von Treibhausgasen.

Die Anstiege sind begleitet von einer hohen Variabilität. So zeigt A2-TRANS zu Beginn des 21. Jahrhunderts den geringsten Anstieg in der Anzahl der SSWs (obwohl die Treibhausgaskonzentrationen genauso stark wie in A1B ansteigen), in der zweiten Hälfte jedoch einen sehr starken Anstieg. A1B-TRANS zeigt einen verstärkten Anstieg zu

Beginn des 21. Jahrhunderts und sogar einen Rückgang zum Ende des Jahrhunderts. Dementsprechend ist der Unterschied zum Kontrolllauf in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts nicht signifikant (das Vertrauensintervall schliesst das Mittel des Kontrolllaufes ein). Da die Treibhausgaskonzentrationen zu diesem Zeitpunkt stark ansteigen (vergleiche Abbildung 2.2), ist der Rückgang nur durch interne Variabilität zu erklären, wie sie z.B. auch in PI auftritt (Abb. 4.3). Betrachtet man das gesamte Jahrhundert, ist die Anzahl der SSWs, trotz der geringen Anzahl an SSWs zum Ende des historischen Zeitraums, für A1B-TRANS und A2-TRANS gegenüber dem Kontrolllauf signifikant erhöht (siehe Tabelle 4.1). Für B1-TRANS liegt der Mittelwert von 2,8 SSWs/Dek ebenfalls über den PI und PD-Werten. Mit dem Wilcoxon-Rangsummentest (Schönwiese, 2006) ergibt sich allerdings kein signifikanter Unterschied.



**Abbildung 4.4** Anzahl der SSWs von 1860 bis 2300. Es werden jeweils 20-jährige Mittelwerte für alle Mitglieder der Szenarien B1 und A1B gezeigt. Die durchgezogenen Linien heben den zeitlichen Verlauf eines Mitglieds hervor. Die gestrichelten Linien stellen den linearen Trend über den entsprechenden Zeitraum da.

In Abbildung 4.4 ist die Anzahl der SSWs über den Zeitraum 1860-2300 nochmal für B1 und A1B dargestellt. Diesmal wird allerdings kein Ensemblemittel und kein gleitendes Mittel dargestellt, um unter anderem auf die Variabilität der einzelnen Mitglieder eingehen zu können. Es werden 20-jährige Mittel für jedes einzelne Mitglied gezeigt. Darüber hinaus werden berechnete lineare Trends für die Anzahl der SSWs über verschiedene Zeiträume dargestellt. Wie zu erwarten, ist die interne Variabilität in der Anzahl der SSWs noch größer als in Abbildung 4.2. Für eine Realisierung des A1B-Szenarios ergeben sich zum Ende des 21. Jahrhunderts folgende Werte in der Anzahl der SSWs. Zwischen 2081 und 2100 entsteht im Mittel nur ein SSW/Dek, während in den 20 darauffolgenden Jahren

im Schnitt 5,5 SSWs/Dek simuliert werden. Weitere 20 Jahre später (2121-2140) sind es im Mittel erneut nur noch 1,5 SSWs/Dek. Demzufolge werden in einigen Dekaden der Stabilisierungsphase weniger SSWs simuliert als im Mittel über den historischen Zeitraum und dies obwohl die mittlere Anzahl an SSWs in A1B-STAB fast doppelt so hoch ist wie im historischen Zeitraum (Tabelle 4.1). Eine ähnliche Variabilität ist für alle Realisierungen der Szenarien B1 und A1B erkennbar.

Darüber hinaus ist allerdings trotz der großen Variabilität eine klare Zunahme in der Anzahl der SSWs zu erkennen. Dies wird zunächst durch die eingezeichneten linearen Trends deutlich. Die berechneten Zunahmen sind 0,055 SSWs/Dek für B1 und 0,10 SSWs/Dek für A1B jeweils für den Zeitraum 1860-2200. Zudem erweisen sich beide Trends nach Bestimmung des Trend/Rauschverhältnisses (Schönwiese, 2006) als signifikant. Vergleichbare Trends ergeben sich, wenn man nur die 20-jährigen Minima und Maxima betrachtet. Im historischen Zeitraum treten in 20 Jahren mit wenig SSWs nur ein bis zwei Ereignisse auf, eine 20-jährige Periode verzeichnet sogar kein einziges SSW. In den Szenarien liegt die mittlere Anzahl in den Minima höher. Es gibt zwar wenige 20-Jahres-Perioden mit nur zwei SSWs, meist sind es aber drei oder vier SSWs. Auch die Maxima steigen mit zunehmenden Treibhausgaskonzentrationen an. Während im historischen Zeitraum nur einmal mehr als 3,5 SSWs/Dek registriert werden, wird dieser Wert in den Szenarien regelmäßig übertroffen. Das absolute Maximum findet sich mit 14 SSWs in den Jahren 2201-2220 (7 SSWs/Dek) in A1B-STAB. Dabei fällt auf, dass die Höchstwerte wesentlich öfter in A1B erreicht werden als in B1. Höhere Treibhausgaskonzentrationen bewirken dementsprechend nicht nur einen Anstieg in der mittleren Anzahl von SSWs sondern auch einen Anstieg der maximalen Anzahl von SSWs/Dek. Schließlich sei noch darauf hingewiesen, dass der Anstieg hauptsächlich in der transienten Phase von 2000 bis 2100 stattfindet. Betrachtet man lediglich A1B-STAB, ist der lineare Trend wesentlich geringer (0,024 SSWs/Dek) und nicht mehr signifikant.

Huebener et al. (2007) untersuchten bereits einen Teil der in dieser Arbeit verwendeten Simulationen. Sie ermitteln mehr als eine Verdopplung in der Anzahl von SSWs beim Vergleich des letzten historischen Abschnitts (1961-2000, mit 20 SSWs) und dem Ende des A2-Szenarios (2061-2100, mit 44 SSWs). Im Unterschied zu dieser Arbeit werden SSWs mit einer subjektiven und damit zeitintensiven Methode identifiziert. Dies ist auch ein Grund, weshalb dort nur ein Bruchteil der zur Verfügung stehenden Simulationen ausgewertet wurde. Unter Verwendung des weiterentwickelten objektiven Algorithmus kann deren Ergebnis weitestgehend bestätigt werden. Mit dem Algorithmus ergeben sich 18 SSWs für 1961-2000 und 48 SSWs für 2061-2100. Betrachtet man jedoch die Variabilität im gesamten historischen Zeitraum, muss angemerkt werden, dass dieser starke Anstieg dadurch begünstigt ist, dass die Anzahl an SSWs zwischen 1961 und 2000 gering ist

**Tabelle 4.1** Mittlere Anzahl von SSWs/Dek für alle ausgewerteten Experimente. Wenn mehreren Realisierungen gerechnet wurden, ist das Ensemblemittel dargestellt. Die erste Zeile enthält alle Zeiträume mit variablen (transienten) Treibhausgaskonzentrationen. Die zweite Spalte enthält die Werte für die Kontrollsimulationen und die Stabilisierungszeiträume (konstante Treibhausgaskonzentrationen). Die Anzahl der Mitglieder sowie die Anzahl der Modelljahre kann man Tabelle 2.1 (Seite 19) entnehmen. Ein \* zeigt an, dass der Unterschied zu PI (2,1 SSWs/Dek) auf dem 95%-Niveau signifikant ist. Bei \*\* ist der Unterschied auf dem 99%-Niveau signifikant. Signifikanzen wurden mit dem Wilcoxon-Rangsummen-Test berechnet (Schönwiese, 2006).

	PI	PD	Historisch	B1	A1B	A2	2XCO2	4XCO2
transient			1,6	2,8	2,7*	2,9*	3,1	4,3**
konstante GHG	2,1	2,5		2,8	3,9** 3,6**	4,2**	2,6	3,6**

und deutlich unter den mittleren historischen, PI- und PD-Werten liegt. Die abgeleitete Verdopplung stellt demnach eine Überschätzung des eigentlichen Signals dar.

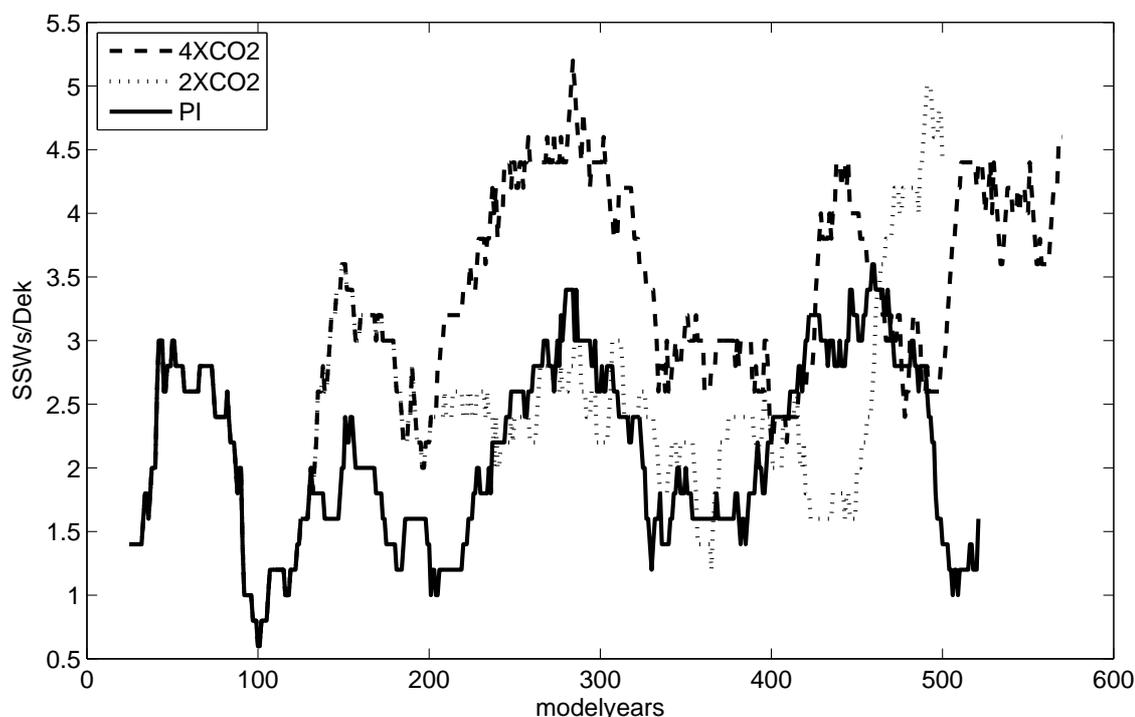
Während der Stabilisierungsphase im 22. Jahrhundert kann generell kein weiterer Anstieg in der Anzahl der SSWs beobachtet werden. Dies geht aus den Abbildungen 4.2 und 4.4 hervor. Die Ensemblemittel (zwei Mitglieder für B1-STAB, drei für A1B-STAB und eins für A2-STAB) schwanken um ihre neuen, im Vergleich zum Kontrolllauf höheren, Mittelwerte. Dabei liegt der Mittelwert von A1B-STAB signifikant (95%-Level, getestet mit dem Wilcoxon-Rangsummentest, Tabelle 4.1) über dem B1-STAB Wert. Aufgrund interner Variabilität ist die Anzahl von SSWs am Ende des 22. Jahrhunderts geringer als am Ende des 21. Jahrhunderts. Allerdings ist dieser Unterschied nicht signifikant. Auf der anderen Seite steigt die Anzahl der SSWs in A1B-STAB im gesamten 22. Jahrhundert weiter bis zu einem Maximum von 4,8 SSWs/Dek an. Dieser für das Ensemblemittel erreichte Wert ist höher als alle Werte die im 550-jährigen Kontrolllauf für das gleitende Mittel erzielt wurden. Die Maxima für die einzelnen Mitglieder sind 3,6, 5,6 und 5,8 SSWs/Dek. Betrachtet man das gesamte 22. Jahrhundert ist die mittlere Anzahl von SSWs/Dek 2,6 bzw. 3,9 für das B1-STAB und A1B-STAB (vergleiche Tabelle 4.1). In den 62 Jahren A2-STAB entstehen im Mittel 4,2 SSWs/Dek.

Das 23. Jahrhundert ist nur für ein einzelnes Mitglied des A1B-Szenarios gerechnet worden. SSWs entwickeln sich weiterhin mit einer hohen Anzahl von 3,6 SSWs/Dek im Mittel über das gesamte Jahrhundert. Die Abnahme zum Ende des Jahrhunderts ist erneut auf interne Variabilität zurückzuführen, da der Antrieb konstant bleibt. Außerdem ist anzumerken, dass der Wert auch nach dem Rückgang über dem Mittel des Kontrolllaufes bleibt (siehe Abbildung 4.2). Insgesamt ist das Signal in A1B-STAB neben interner Variabilität stabil. Daher werden die gesamten, zur Verfügung stehenden, 400 Jahre von

A1B-STAB im Abschnitt 4.4 für die Erarbeitung eines Mechanismus herangezogen. Dieser soll erklären, welche physikalischen Gründe für die Zunahme in der Anzahl von SSWs vorliegen.

### 4.2.2 Idealisierte Experimente

Ergänzend zu den Szenarienrechnungen werden die beiden idealisierten Simulationen 2XCO<sub>2</sub> und 4XCO<sub>2</sub> betrachtet. Die Zeitspanne des 1%-Anstiegs der Treibhausgaskonzentrationen ist durch einen starken Zuwachs in der Anzahl der SSWs gekennzeichnet. Dies gilt für beide idealisierten Experimente (siehe Abbildung 4.5). Gemeinsam mit den Ergebnissen des vorherigen Abschnitts impliziert dies, dass die stärkste Zunahme in der Anzahl von SSWs in Phasen des stärksten Treibhausgasanstiegs erfolgt.



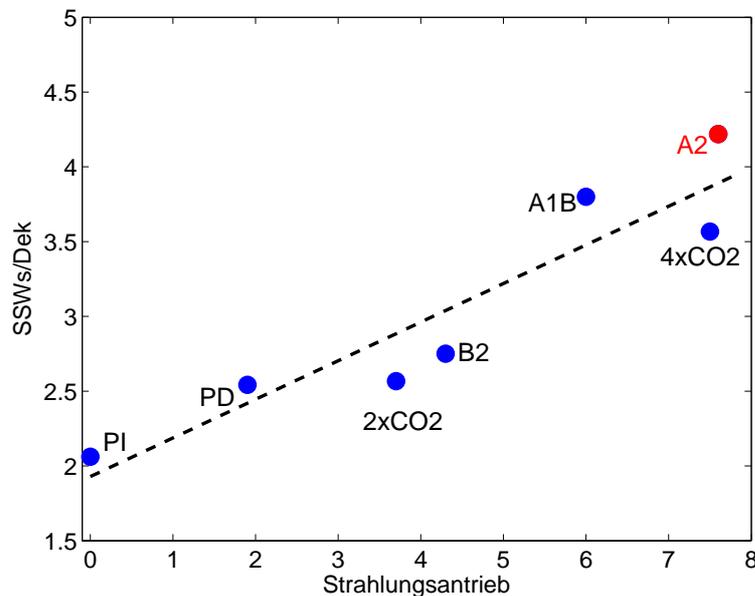
**Abbildung 4.5** 50-jährige gleitende Mittel der idealisierten Experimente und des vorindustriellen Kontrolllaufes. Der Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen bis zur Verdopplung benötigt 70 Jahre, anschließend werden noch 300 Jahre zur Stabilisierung gerechnet. Der Startpunkt für die Verdopplung ist das Jahr 157 des vorindustriellen Laufes. Der 4XCO<sub>2</sub>-Lauf startet nach der Verdopplung (Modelljahr 227) und wird anschließend ebenfalls 300 Jahre stabilisiert.

Mit durchschnittlich 2,8 SSWs/Dek in den 300 stabilisierten Jahren von 2XCO<sub>2</sub> unterscheidet sich die Anzahl an SSWs nicht signifikant von den Kontrollläufen. Eine erhöhte Anzahl von SSWs wird erst zum Ende des Stabilisierungszeitraums erreicht (siehe Abbildung 4.5). Allerdings ist die Ursache hierfür interne Variabilität und kann nicht mit

dem zu diesem Zeitpunkt schon lange konstanten Treibhausgaskonzentrationen in Verbindung gebracht werden. Andererseits findet man eine deutlich erhöhte Frequenz im Stabilisierungszeitraum von 4XCO<sub>2</sub> (3,6 SSWs/Dek). Man beachte, dass die Treibhausgaskonzentrationen in den Stabilisierungszeiträumen der idealisierten Experimente denen der Szenarien ähnlich sind. Der Strahlungsantrieb von 2XCO<sub>2</sub> (4XCO<sub>2</sub>) entspricht ungefähr dem schwächsten (stärksten) Szenario B1-STAB (A2-STAB) (vergleiche Tabelle 2.1). Dementsprechend ist die Reaktion auf die CO<sub>2</sub>-Verdopplung im Stabilisierungszeitraum ähnlich gering wie im B1-Szenario.

### Das Verhältnis zwischen der Anzahl an SSWs und die Treibhausgaskonzentration

In diesem Abschnitt wird der Frage nachgegangen, inwiefern sich ein funktionaler Zusammenhang zwischen dem Anstieg der Treibhausgaskonzentration und der Anzahl der SSWs feststellen lässt. Wie gezeigt wurde, ist die Variabilität in der Anzahl der SSWs sehr groß, weshalb im folgenden nur Mittel über mehrere 100 Jahre betrachtet werden, um ein möglichst robustes Signal zu erhalten. Ferner wird die Untersuchung auf die Kon-



**Abbildung 4.6** Die mittlere Anzahl an SSWs/Dek in den Kontrollläufen und Stabilisierungszeiträumen der Szenarien und idealisierten Experimenten aufgetragen gegen den Strahlungsantrieb [ $W/m^2$ ] relativ zum vorindustriellen Kontrolllauf. Die blauen Punkte entsprechen Mittelwerten über mindestens 200 Jahre, während das Mittel für A2-STAB aus lediglich 63 Wintern berechnet wird und daher rot dargestellt ist. Die gestrichelte Linie ist die berechnete Regressionsgerade.

trollsimulationen und die Stabilisierungszeiträume beschränkt, damit transiente Effekte das Ergebnis nicht verfälschen. Einzig der A2-STAB-Wert beruht auf lediglich 63 Jah-

ren, da dieses Szenario nicht länger stabilisiert wurde. Die Langzeitmittel der Anzahl an SSWs/Dek sind in Abbildung 4.6 gegen den Strahlungsantrieb relativ zu PI aufgetragen. Der Abbildung ist zu entnehmen, dass es offensichtlich einen linearen Zusammenhang zwischen der mittleren Anzahl an SSWs und dem Strahlungsantrieb gibt. An der Regressionsgeraden kann abgelesen werden, dass es in einem vorindustriellen Klima im Mittel ungefähr 2 SSWs/Dek gibt. Mit einem zusätzlichen Strahlungsantrieb von vier  $4 \text{ W/m}^2$ , ein Wert der ungefähr für das B1-Szenario und nach Verdopplung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration erreicht wird, nimmt die Anzahl an SSWs um 50% auf dann 3 SSWs/Dek zu. Zu einer Verdopplung der Häufigkeit von SSWs kommt es danach bei einem zusätzlichen Strahlungsantrieb von  $8 \text{ W/m}^2$ . Dies trifft auf das idealisierte Experiment 4XCO2 und A2-STAB zu. Dieser lineare Zusammenhang leitet sich aus über 2100 simulierten Jahren und sieben verschiedenen Treibhausgaskonzentrationen ab und kann, zumindest für das Modell, als sehr robust angesehen werden.

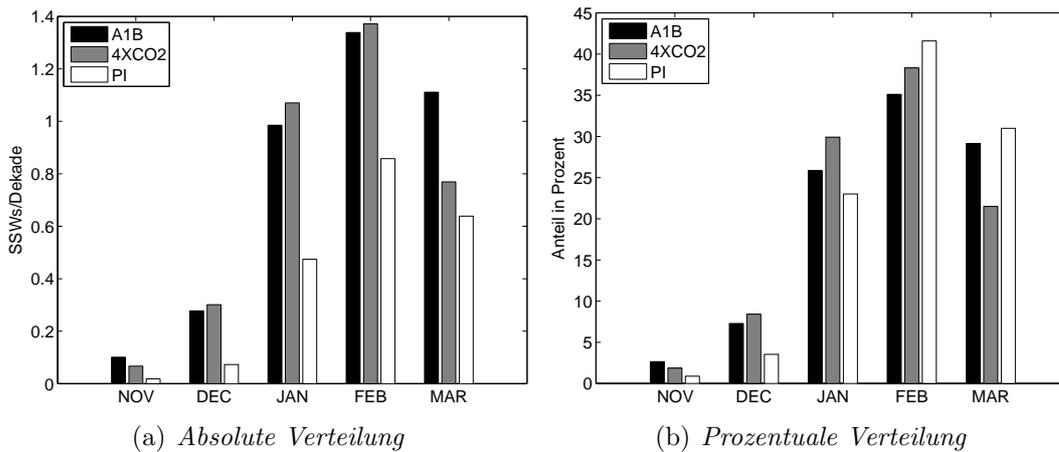
In anderen Untersuchungen finden sich Hinweise auf einen nicht-linearen Zusammenhang. Bell et al. (2009) untersuchen die Anzahl die von SSWs in einem vorindustriellen Kontrolllauf, nach Verdopplung und Vervierfachung der  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen. Allerdings simulieren sie je nur 25, 35 und 30 Jahre. Interessanterweise finden sie in Übereinstimmung mit den hier gezeigten Ergebnissen, dass sich die Anzahl von SSWs nach Vervierfachung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration verdoppelt. Da ihr Spektrum an Simulationen jedoch wesentlich kleiner ist, können sie keinen linearen Zusammenhang ableiten.

### 4.3 Veränderungen bei den Eigenschaften von SSWs

Neben der absoluten Häufigkeit von SSWs können sich durch den Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen die charakteristischen Eigenschaften der SSWs verändern. Ob und welche Eigenschaften sich ändern, wird im folgenden Abschnitt untersucht.

Die Zunahme in der Anzahl der SSWs findet in allen Monaten statt. Dabei ist die absolute Steigerung im Januar am größten (siehe Abbildung 4.7a). Im Vergleich zu 0,47 Januar-SSWs/Dek im Mittel von PI (das ist weniger als ein SSW in 20 Jahren) treten Januar-SSWs in A1B-STAB und 4XCO2 mehr als doppelt so oft auf. Demzufolge werden im zukünftigen Modellklima SSWs im Januar im Mittel ungefähr einmal in 10 Jahren registriert. Die meisten SSWs werden aber nachwievor im Februar identifiziert (1,37 bzw. 1,34 SSWs/Dek in 4XCO2 und A1B-STAB) und die absolute Zunahme ist mit plus 0,5 SSWs/Dek nur unwesentlich geringer als im Januar. Betrachtet man prozentuale Änderungen, findet man die größten Zunahmen im Frühwinter. So verdreifacht sich die Anzahl an SSWs gegenüber PI z.B. im Dezember. Die absoluten Werte bleiben jedoch gering. Während in 550 Jahren simuliertes vorindustrielles Klima vier SSWs im Dezem-

ber registriert werden, sind es elf in den 400 Jahren von A1B-STAB und neun in den 300 Jahren Stabilisierung nach Vervierfachung der  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen. Im November werden auch in einem zukünftigen Klima SSWs äußerst selten auftreten. Mit insgesamt vier SSWs im November ist die Anzahl dabei für A1B-STAB am größten. Darüber hinaus fällt in Abbildung 4.7a) auf, dass sich die Zunahme an SSWs im März zwischen A1B-STAB und 4XCO2 deutlich unterscheidet. In A1B-STAB verdoppelt sich die Anzahl an März-Ereignissen beinahe, während der Zuwachs in 4XCO2 nur gering ausfällt.



**Abbildung 4.7** a) Monatliche Verteilung der SSWs im Stabilisierungszeitraum von A1B (400 Jahre) und 4XCO2 (300 Jahre) sowie von PI (550 Jahre). a) Absolute und b) prozentuale Werte.

Die prozentuale Verteilung der SSWs über die Monate ist in Abbildung 4.7 b) dargestellt. Wie sich aus den bereits beschriebenen relativen Änderungen ableiten lässt, verschiebt sich die prozentuale Verteilung der SSWs in die frühen Monate November und Dezember sowie den Januar. In den beiden Folgemonaten treten prozentual betrachtet weniger SSWs auf. Demzufolge erhöht sich die Anzahl an SSWs zwar in allen Monaten, doch durch die stärkere prozentuale Zunahme in den frühen Monaten kommt es generell zu einer Verschiebung hin zu mehr frühen SSWs. Es bleibt noch anzumerken, dass die Anzahl an SSWs/Dek trotz der teilweise starken Zunahme in den Monaten November bis Januar geringer bleibt als in ERA40 (vergleiche Abbildung 3.7). Im Februar und März, die Monate in denen die Kontrollläufe vergleichbar sind mit ERA40, simuliert EGMAM in einem zukünftigen Klima mehr SSWs als momentan beobachtet werden können.

Beispielhaft wird in Tabelle 4.2 der meridionale Wärmefluss in 100 hPa zwischen  $40^{\circ}\text{N}$  bis  $80^{\circ}\text{N}$  für A1B-STAB gezeigt. Die stärksten Zunahmen im Wellenfluss in die Stratosphäre mit je +23% findet man im November und Dezember, während die Zunahme in den übrigen Monaten ungefähr 10% beträgt. Die größere Zunahme früher SSWs steht demzufolge in direkten Zusammenhang mit einem stärkeren Anstieg des troposphärischen Wellenflusses

**Tabelle 4.2** Klimatologischer Wärmefluss [K m/s] für den Stabilisierungszeitraum des A1B-Szenarios im Vergleich zu PI (vergleiche Tabelle 3.5) für die Monate November bis März und das Mittel über diese Monate. Die Werte sind als Gebietsmittel über 40-80°N in 100 hPa berechnet. Die Werte in Klammern geben relative Änderungen an.

	Nov	Dez	Jan	Feb	Mär	Nov-Mär
A1B-STAB	11,8	14,6	15,1	13,2	11,5	13,2
Unterschied zu PI	2,2 (+23%)	2,7 (+23%)	1,8 (+12%)	1,0 (+8%)	1,0 (+10%)	1,7 (+15%)

in die Stratosphäre in den frühen Wintermonaten. Allerdings hängt die Anzahl der entstehenden SSWs von mehr als dem reinen Wellenantrieb ab, weshalb die Anzahl an SSWs nachwievor im Februar maximal ist, obwohl der Wärmefluss im Dezember und im Januar stärker ist als im Februar. Der Vergleich der A1B-STAB-Werte mit den Wärmeflüssen in ERA40 zeigt, dass sich diese sehr ähnlich sind. Dennoch entwickeln sich in A1B-STAB deutlich weniger SSWs. Dies verdeutlicht nochmal, dass die klimatologische Windstruktur in der Stratosphäre einen großen Einfluss auf die Ablenkung der Wellen und somit auf die Anzahl der SSWs hat.

Inwiefern die Zunahme an SSWs mit Veränderungen der Eigenschaften verbunden ist, kann Tabelle 4.3 entnommen werden. Es werden, mit den in Kapitel 3 definierten Parametern Stärke (Anomalie der Poltemperatur, maximaler Temperaturgradient und maximale Windumkehr) und Dauer die Eigenschaften der SSWs in den Stabilisierungszeiträumen mit denen von PI und PD verglichen. Alle drei definierten Parameter für die Stärke eines SSWs weisen auf einen leichten Rückgang in der Stärke von SSWs hin. Dabei ist der Rückgang in der Intensität der SSWs in keiner ersichtlichen Form von der Stärke des Antriebs abhängig. Die größte Reduzierung in der Windumkehr findet man zum Beispiel für das schwächste Szenario (B1). Einen deutlichen Rückgang in der Stärke der SSWs in allen drei Parametern ergibt sich nur für A1B-STAB. Alle anderen Simulationen zeigen bei mindestens einem Parameter eine ähnliche Stärke wie sie auch in einer der Kontrollsimulationen beobachtet wird.

Die durchschnittliche Dauer eines SSWs wird durch den Anstieg von Treibhausgaskonzentrationen kaum beeinflusst und ist wenn dann leicht erhöht. Lediglich für zwei Simulationen unterscheidet sich die Dauer von den Kontrollsimulationen. Für A1B-STAB und A2-STAB ist die Dauer der SSWs gegenüber PI und PD erhöht, während sie für alle anderen Experimente im Bereich der Kontrollsimulationen bleibt (vergleiche Tabelle 4.3). Zusammenfassend gilt, dass die Intensität bzw. Stärke von SSWs in einem zukünftigen Klima leicht abnehmen wird, während die Dauer der Ereignisse weitestgehend unverändert bleibt. Lediglich an der monatlichen Verteilung ändert sich etwas. Es wird für die Zukunft

eine stärkere Zunahme früher SSWs erwartet. Dies erklärt sich durch eine deutlich stärkere Zunahme des meridionalen Wärmeflusses in den Monaten November und Dezember.

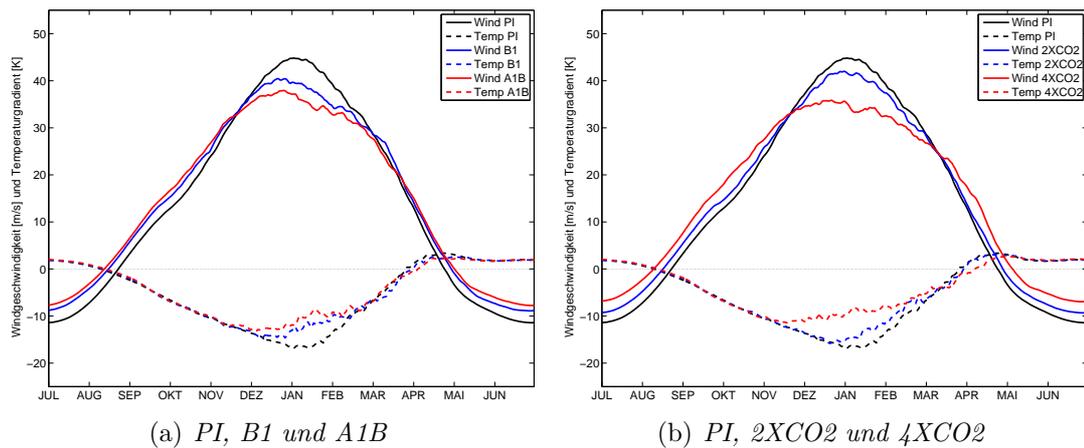
### 4.3.1 Rolle des verwendeten Klimaschwellenwertes

In dieser Arbeit wird, wie in Abschnitt 3.2 beschrieben, für die Auswertung aller Simulationen das gleiche Klimakriterium verwendet. Dieses wird der vorindustriellen Kontrollsimulation entnommen. Dies ist notwendig, um die Ergebnisse der Klimaänderungsrechnungen besser bewerten zu können. Ein Schwellwert, der sich einem sich ändernden Klima anpasst, lässt nicht mehr klar unterscheiden, ob die Anzahl an SSWs tatsächlich zugenommen hat oder ob nur mehr SSWs klassifiziert werden, weil sich der Schwellwert verändert. Dennoch soll die Möglichkeit, das Klimakriterium der jeweiligen Simulation zu entnehmen, im folgenden diskutiert werden. Dies geschieht mit dem Ziel herauszufinden, ob die Verwendung des festen Schwellwertes das Ergebnis beeinflusst.

Wie sich der Jahresgang der Parameter, die für die Identifizierung von SSWs herangezogen werden, gegenüber PI verändert, ist in Abbildung 4.8 für die Stabilisierungszeiträume von B1, A1B, 2XCO<sub>2</sub> und 4XCO<sub>2</sub> dargestellt. Generell gilt, dass die mittlere Windgeschwindigkeit in 10 hPa und 60°N durch die Zunahme der Treibhausgaskonzentrationen in den Monaten Dezember bis Februar zurückgeht, während sie sowohl im Herbst wie auch im Spätwinter/Frühling leicht zunimmt. Darüber hinaus sind die vorherrschenden sommerlichen Ostwinde in einem zukünftigen Klima schwächer ausgeprägt, was insgesamt eine deutliche Abflachung des jahreszeitlichen Verlaufs zur Folge hat. In Übereinstimmung damit verringert sich der mittlere Temperaturunterschied in den Wintermonaten zwischen 60°N und der Polregion. Während des Sommers bleibt er allerdings nahezu unverändert. Ferner ist der Abbildung zu entnehmen, dass die Änderungen umso größer sind, je stärker die vorgeschriebenen Treibhausgasänderungen sind. Das stärkste Signal ergibt sich demnach für 4XCO<sub>2</sub>. (Dabei ist zu beachten, dass A2-STAB wegen der kurzen

**Tabelle 4.3** Charakteristische Eigenschaften von SSWs unter verschiedenen Treibhausgaskonzentrationen. Stärke von SSWs als Anomalie der Poltemperatur, Wind- und Temperaturgradientumkehr sowie die Dauer von SSWs. Die Eigenschaften wurden für PI und PD über den gesamten simulierten Zeitraum berechnet. Für die Szenarien und die idealisierten Experimente werden nur die Stabilisierungszeiträume berücksichtigt.

	PI	PD	B1-STAB	A1B-STAB	A2-STAB	2XCO <sub>2</sub>	4XCO <sub>2</sub>
Temperaturanomalie [K]	13,1	12,4	12,4	10,7	12,3	11,8	10,9
Temperaturgradient [K]	18,6	17,5	17,5	14,9	15,7	17,6	15,3
Max. Ostwind [m/s]	9,8	10,3	6,8	9,1	10,1	8,4	9,8
Länge [Tage]	8,8	10,9	8,7	11,3	13,1	9,0	11,0



**Abbildung 4.8** Täglich gemittelte Werte des zonal gemittelten Zonalwindes (in 60N) und des Temperaturgradienten (Pol-60N) in 10 hPa für a) PI im Vergleich zu B1-STAB und A1B-STAB sowie b) PI im Vergleich zu 2XCO2 und 4XCO2.

Stabilisierungsphase nicht dargestellt wird.) Der maximale Rückgang beträgt im Januar für 4XCO2 über 11 m/s und für A1B-STAB mehr als 9 m/s. Lediglich für 2XCO2 ist der Unterschied zu PI mit maximal 4 m/s nur gering. Die stärkeren Westwinde in den Monaten März und April haben auch eine spätere Umstellung zur Sommerzirkulation zur Folge.

Die beschriebenen Änderungen entsprechen im wesentlichen den Trends, die sich aus Reanalyse- und Beobachtungsdaten für die Winter 1979/1980 bis 1998/1999 ableiten lassen. In entsprechenden Datensätzen finden Langematz und Kunze (2006) eine Abschwächung des Polarwirbels im Winter und eine Intensivierung im Frühling. Außerdem stellen sie fest, dass sich der Polarwirbel im Herbst früher etabliert und der Übergang zur Sommerzirkulation später ereignet. Allerdings sind die Ergebnisse aufgrund der hohen Jahr-zu-Jahr Variabilität nicht signifikant und nicht eindeutig, wenn man den gesamten zur Verfügung stehenden Zeitraum (1965-2005) verwendet. Außerdem muss an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, dass Langematz und Kunze die beschriebenen Änderungen in erster Linie mit dem Rückgang der Ozon- und nicht mit dem Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen in Verbindung bringen.

Die beschriebenen Änderungen im Jahresgang des Zonalwindes haben über den verwendeten Klimaschwellwert Einfluss auf die Anzahl identifizierter SSWS. Zunächst wird diskutiert, inwiefern Änderungen zu einer Zu- bzw. Abnahme von klassifizierten SSWS führen können, bevor auf die entstehenden Unterschiede eingegangen wird. Da der Klimaschwellwert zwischen Dezember und Mitte März niedriger liegt, kann dieser leichter erreicht werden. Ereignisse, die mit dem höheren Schwellwert aus PI als Final Warming aussortiert werden, könnten so als SSW identifiziert werden und zu einer Erhöhung in der Anzahl

an SSWs führen. Für den Algorithmus ist ebenfalls maßgebend, zu welchem Zeitpunkt der klimatologische Zonalwind Werte kleiner als 5 m/s erreicht. Dies ist für PI am 14. April der Fall. Für B1-STAB und 2XCO2 wird dieser Grenzwert drei, für A1B-STAB fünf und für 4XCO2 neun Tage später erreicht (Abb. 4.8). Der spätere Übergang zur Sommerzirkulation kann die Anzahl an SSWs erhöhen, da mehr Zeit für die Regenerierung des Polarwirbels zur Verfügung steht. Auf der anderen Seite kann die Anzahl an SSWs zurückgehen, da das Klimakriterium ab Mitte März höher ist und demnach schwerer erreicht werden kann.

Für 4XCO2 sei noch darauf hingewiesen, dass die verhältnismäßig starke Zunahme der Windgeschwindigkeit im März (Abb. 4.8), damit in Verbindung gebracht werden kann, dass die Zunahme an März-Ereignissen durch den Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen geringer als in A1B-STAB ausfällt (vergleiche Abbildung 4.7). Dies gilt unabhängig vom verwendeten Schwellwert und ist lediglich eine Folge, des im März klimatologisch stärker ausgeprägten Polarwirbels.

Wie sich die Anzahl identifizierter SSWs durch die Verwendung des Schwellwertes in Abhängigkeit vom Experiment ändert, ist in Tabelle 4.4 wiedergegeben. In B1-STAB werden mit dem angepassten Schwellwert zwei zusätzliche SSWs klassifiziert. Für A1B-STAB und beide idealisierten Experimente ergibt sich ein leichter Rückgang in der Anzahl. Lediglich für 4XCO2 ist die Änderung mit einem Rückgang von sieben SSWs (100 statt 107 SSWs) etwas stärker ausgeprägt.

**Tabelle 4.4** Anzahl identifizierter SSWs für B1-STAB, A1B-STAB, 2XCO2 und 4XCO2 unter Verwendung des Schwellwertes aus dem vorindustriellen Kontrolllauf (PI, linke Spalte) und dem an die entsprechende Simulation angepassten Schwellwert (mittlere Spalte). Die rechte Spalte gibt die Differenz beider Berechnungen wieder.

	PI Schwellwert	Angepasster Schwellwert	Differenz
B1-STAB	52	54	2
A1B-STAB	151	149	-2
2XCO2	76	74	-2
4XCO2	107	100	-7

Betrachtet man die Änderungen in den einzelnen Monaten (Tabelle 4.5), wird deutlich, dass die Verwendung eines anderen Klimakriteriums sich am stärksten auf die Identifikation später (Februar und März) SSWs auswirkt. Es ist hervorzuheben, dass Änderungen innerhalb eines Monats und für ein Szenario sowohl positiv wie auch negativ ausfallen können. Für das erste Mitglied von B1-STAB wird im März ein weiteres SSW identifiziert, während die Anzahl in der zweiten Realisierung um zwei SSWs abnimmt. Insgesamt steigt die Anzahl in einem Mitglied von B1-STAB an, während sie in einem anderen zurückgeht. Außerdem sind die auftretenden Änderungen zum Teil innerhalb einer Simulation

konträr. So ergibt sich z.B. für die dritte Realisierung von A1B-STAB eine Zunahme im Januar und Februar, aber eine Abnahme im März. Für 4XCO2 ist hervorzuheben, dass die Reduzierung um sieben SWSs allein im März stattfindet. Damit bestätigt sich die Vermutung, dass ein angepasster Schwellwert sowohl zur Ab- wie auch Zunahme in der Anzahl von SWSs führen kann.

**Tabelle 4.5** Änderungen in der Anzahl identifizierter SWSs durch die Verwendung des angepassten Schwellwertes. Die Änderungen sind für B1-STAB und A1B-STAB für alle stabilisierten Mitglieder wiedergegeben. Die Änderungen sind getrennt für die Monate November bis März sowie die sich daraus ergebende Summe dargestellt.

	Nov	Dez	Jan	Feb	Mär	Gesamt
B1-STAB Mitglied 1	0	0	0	3	1	4
B1-STAB Mitglied 2	0	0	0	0	-2	-2
A1B-STAB Mitglied 1	0	0	0	-1	-1	-2
A1B-STAB Mitglied 2	0	0	0	-1	1	0
A1B-STAB Mitglied 3	0	0	1	2	-3	0
2XCO2	0	0	0	1	-3	-2
4XCO2	0	0	0	0	-7	-7
Summe	0	0	1	4	-14	-9

Im Mittel lässt sich ein Ergebnis ableiten, dass zu den beschriebenen Windänderungen passt. Im Januar und Februar ist die mittlere Windgeschwindigkeit in einem zukünftigen Klima reduziert. Demzufolge führt die Verwendung des angepassten Schwellwertes zu einer Zunahme an klassifizierten SWSs in diesen Monaten. Auf der anderen Seite geht die Anzahl an März-SWSs in Verbindung mit der Verstärkung des Windes im Spätwinter/Frühling zurück. Letztlich ist noch anzumerken, dass auf Ereignisse im November und Dezember in keiner Simulation ein Einfluss besteht.

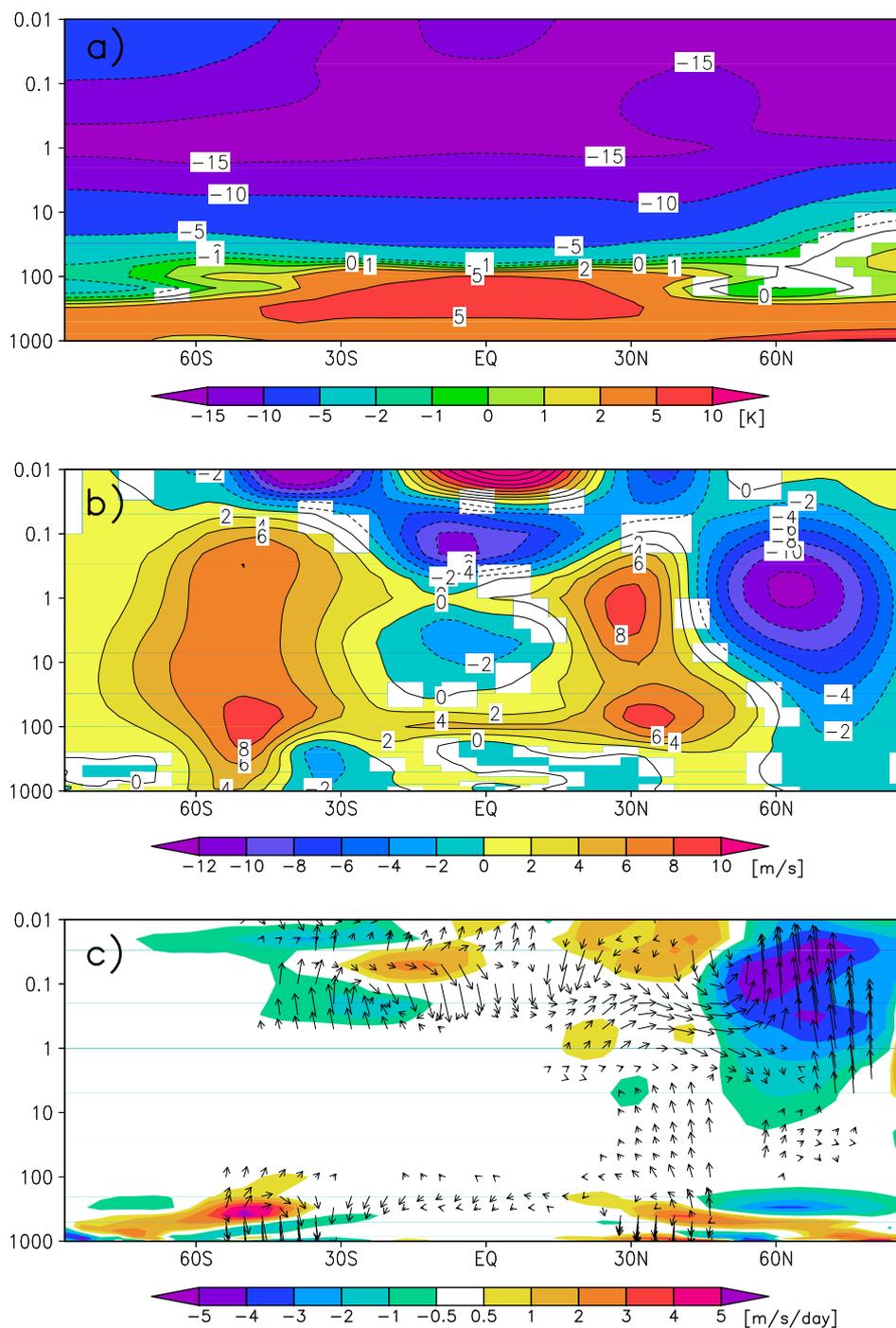
Generell gilt, dass die Rolle des verwendeten Schwellwertes als geringfügig eingestuft werden kann, da die Änderungen im Vergleich zur absoluten Anzahl der SWSs sowie den Treibhausgas induzierten Anstiegen gering sind.

## 4.4 Mechanismus für die Zunahme von SSWs durch ansteigende Treibhausgaskonzentrationen

In den letzten Jahren hat es viele Studien gegeben, die Auswirkungen von veränderten Treibhausgasen auf die stratosphärische Zirkulation untersucht haben. Dabei wird auf Beobachtungen (z.B. Langematz und Kunze, 2006; Kodera et al., 2008) und Modellstudien (z.B. Butchart et al., 2006; Baldwin et al., 2007; Haklander et al., 2008; McLandress und Shepherd, 2009a) zurückgegriffen. Die Spannweite der gefundenen Ergebnisse ist groß, z.B. variieren modellierte Temperaturänderungen der unteren polaren Stratosphäre zwischen keiner Änderung (Charlton-Perez et al., 2008; SPARC CCMVal, 2010) und über 7,5 K Temperaturanstieg (Bell et al., 2009). Insbesondere die Unsicherheiten aus anderen Modellstudien sollen an dieser Stelle mit den in dieser Arbeit ermittelten Änderungen verglichen und diskutiert werden. Es sei angemerkt, dass beobachtete und viele modellierte Änderungen oft auf kurzen Zeiträumen basieren, die mit den hier vorliegenden robusten Zahlen hinterlegt werden sollen. Dies geschieht mit dem primären Ziel, die Veränderungen mit dem größten Einfluss auf den Anstieg in der Anzahl der SSWs zu identifizieren. Als Grundlage für diese Untersuchungen werden die 550-Jahre PI mit A1B-STAB (400 Jahre) verglichen.

Die durch den Treibhausgasanstieg bedingte Erwärmung der oberen tropischen Troposphäre und die Abkühlung der unteren Stratosphäre in mittleren Breiten verstärken den meridionalen Temperaturgradienten in der oberen Troposphäre/unteren Stratosphäre. Nach der thermischen Windrelation folgt daraus, dass sich auch die Windverhältnisse in der darüber liegenden Stratosphäre verändern müssen (Baldwin et al., 2007). In Abbildung 4.9a) ist zu sehen, dass die Temperatur in der oberen tropischen Troposphäre um mehr als 5 K zunimmt, während die Temperatur auf dem gleichen Niveau der mittleren Breiten nahezu unverändert bleibt. Der Temperaturunterschied verschärft sich demnach um 5 K und verstärkt den Zonalwind in 100 hPa und 30°N um mehr als 6 m/s (Abbildung 4.9b und 4.10). Ergebnisse in anderen Studien liefern generell Änderungen mit dem gleichen Vorzeichen, variieren jedoch erheblich in der Amplitude. Sigmond et al. (2004) finden nach Verdopplung der CO<sub>2</sub>-Konzentration eine Verstärkung des meridionalen Temperaturgradienten um ungefähr 8 K, was mit einer Zunahme des Westwindes von über 9 m/s zwischen 100 bis 50 hPa und 30-40°N verbunden ist. Dagegen nimmt die Windgeschwindigkeit bei doppelter CO<sub>2</sub>-Konzentration in einer Untersuchung von Bell et al. (2009) nur um 2,5 m/s zu.

Die veränderte Windstruktur verändert die Bedingungen für troposphärische Wellen, die in die Stratosphäre wandern. Im Modell nimmt mit zunehmenden Treibhausgaskonzentrationen der aufwärtsgerichtete EP-Fluss (Berechnung siehe Anhang A.1) oberhalb der

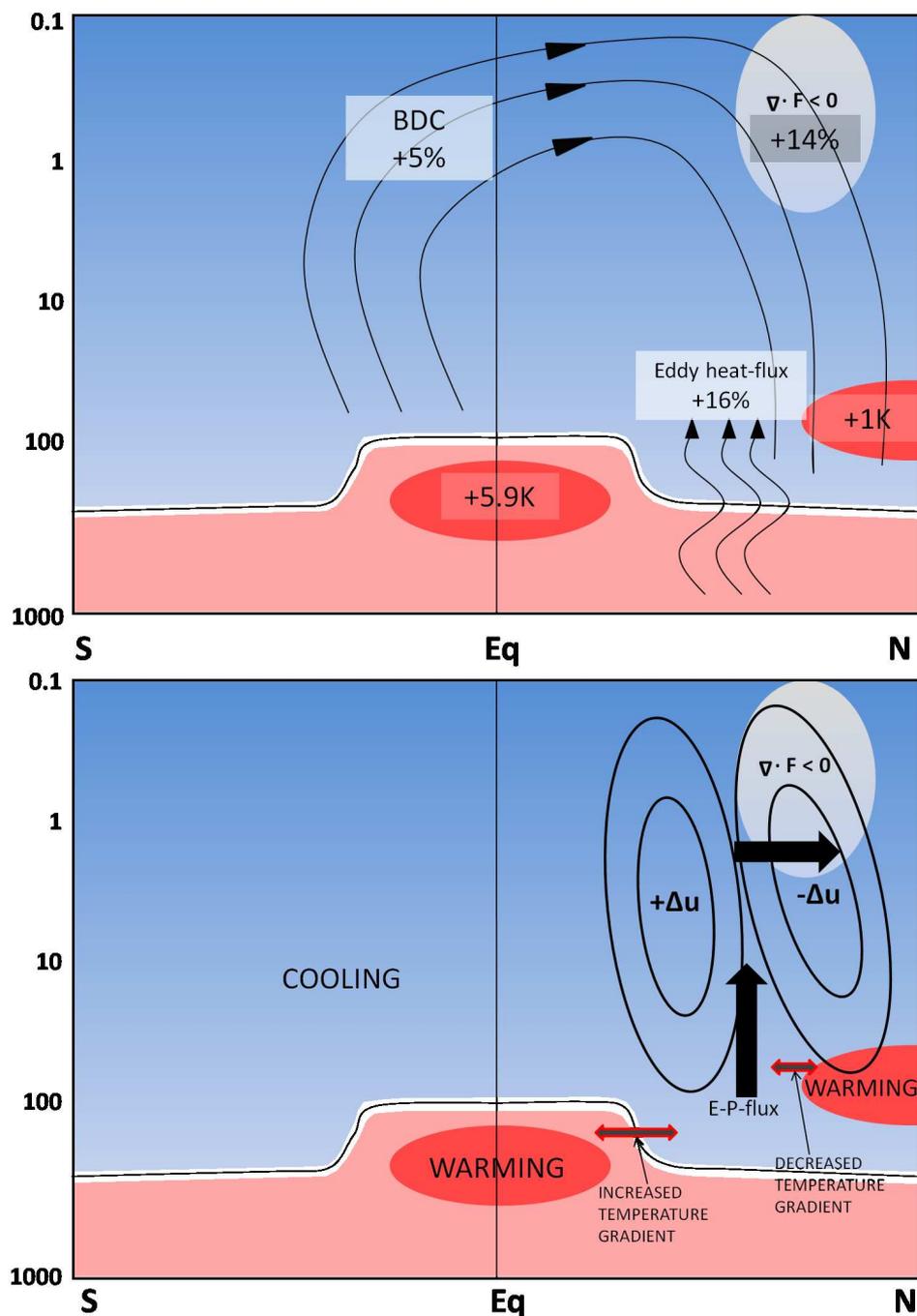


**Abbildung 4.9** Differenzen zwischen dem Stabilisierungszeitraum der A1B-Simulationen (400 Jahre) und dem vorindustriellen Kontrolllauf (550 Jahre) als Mittel über die Monate Dezember, Januar und Februar. Dargestellt sind zonale Mittel a) der Temperatur [K], b) des Zonalwindes und c) der EP-Flussdivergenz [m/s/Tag] (farbig) sowie des EP-Flusses (Pfeile). Für Temperatur- und Windanomalien kennzeichnen die farbigen Flächen signifikante Unterschiede (95%-Niveau mit einem Student-t-Test).

Tropopause zu (Abbildung 4.9c). Für den dazu proportionalen meridionalen Wärmefluss ergibt sich zwischen 40-80°N und 100 hPa eine Zunahme von ungefähr 1,8 K m/s ( $\sim 16\%$ ) für die Monate Dezember bis Februar (vergleiche Abbildung 4.10). Unterscheidet man die einzelnen Monate, ist die Zunahme zu Beginn des Winters größer als im Spätwinter, jedoch in jedem Monat positiv (vergleiche Tabelle 4.2). Weitere Modellstudien zeichnen in Klimaänderungsszenarien und idealisierten Experimenten ein gemischtes Bild. So kommen einige Studien auch zu dem Schluss, dass der Wellenfluss in die Stratosphäre zunimmt (Rind et al., 1998; Sigmond et al., 2004), während in einem Multi-Modell-Vergleich kein signifikanter Trend festgestellt werden kann (SPARC CCMVal, 2010). Darüber hinaus gibt es Studien, die innerhalb des Winters unterschiedliche Trends finden. Auf der einen Seite finden Charlton-Perez et al. (2008) eine Abnahme im Dezember und eine Zunahme im Februar und März, während Bell et al. (2009) die stärkste Zunahme in den frühen Wintermonaten verzeichnen.

In Höhe der Stratopause werden die planetaren Wellen aufgrund veränderter Ausbreitungsbedingungen polwärts abgelenkt (Abbildung 4.9, 4.10). Damit verbunden ist eine Zunahme der EP-Fluss-Konvergenz um  $\sim 14\%$  im Bereich 45-75°N und zwischen 1 und 0,1 hPa (Abbildung 4.10). Diese geht einher mit einer Schwächung des Zonalstroms und induziert, als Folge der reduzierten Coriolisablenkung, eine polwärts gerichtete Bewegung. Folglich kommt es zu einer Verstärkung der meridionalen Residualzirkulation oder BDC um  $\sim 5\%$  in 1 hPa (Abbildung 4.10). Somit bestätigt sich mit EGMAM, was mit den meisten GCMs prognostiziert wird, dass die BDC durch ansteigende Treibhausgaskonzentrationen beschleunigt wird (z.B. Rind et al., 1998; Butchart und Scaife, 2001; Butchart et al., 2006; Sigmond et al., 2004; Baldwin et al., 2007; SPARC CCMVal, 2010). Darüber hinaus belegen verschiedene Studien, dass die Zunahme von skaligen Wellen die primäre Quelle für die Beschleunigung der BDC ist (z.B. Butchart und Scaife, 2001; Butchart et al., 2006; Bell et al., 2009).

Die Verstärkung der BDC bewirkt durch adiabatisches Absinken zusätzlich eine Erwärmung der unteren polaren Stratosphäre und ist, verbunden über die thermische Windrelation, eine weitere Konsequenz der verstärkten EP-Fluss-Konvergenz und der Abnahme des Zonalwindes in der mittleren Atmosphäre, wie es von Sigmond et al. (2004) gezeigt wird. Für die untere polare Stratosphäre errechnet EGMAM, dass die strahlungsbedingte Abkühlung durch adiabatische Erwärmung kompensiert wird und zu einer statistisch signifikanten Erwärmung von 1 K in A1B-STAB im Vergleich zu PI (Abbildung 4.9a) führt. Auch dieser Wert liegt im Bereich anderer Modellergebnisse, die zumeist eine leichte Erwärmung (Sigmond et al., 2004) oder keine Temperaturänderung verzeichnen (SPARC CCMVal, 2010). Die Spanne reicht dabei von -0,09 K (Charlton-Perez et al., 2008) bis über 7,5 K (Januarwert nach Vervierfachung der CO<sub>2</sub>-Konzentration, Bell et al., 2009).



**Abbildung 4.10** Schematische Darstellung des anthropogenen Effekts auf die Atmosphäre im Nordwinter mit dem Fokus auf die für die Entstehung von SSWs relevanten Parameter (siehe Abschnitt 4.4 für mehr Details). Die angegebenen Zahlenwerte beziehen sich auf Unterschiede zwischen der A1B-STAB (400 Jahre) und PI (550 Jahre). Die Differenzen wurden über folgende Gebiete gebildet: BDC (Residualzirkulation) 40S-50°N in 1 hPa [kg/s], EP-Flussdivergenz 45N-75°N und 1-0.1 hPa [m/s/Tag], meridionaler Wärmefluss 40N-80°N in 100 hPa [K m/s], und Temperatur 30S-30N, 250-100 hPa und 80N-90N, 100-30 hPa [K].

Der Zonalwind - an dem für den Algorithmus verwendeten Ort (10 hPa, 60°N) - wird um 5 m/s abgeschwächt (Abbildung 4.9b). Ein noch stärkeres Signal findet sich in Höhe der Stratopause. In Übereinstimmung mit der Zunahme der EP-Fluss-Konvergenz wird der Zonalwind um mehr als 12 m/s abgebremst (Abbildung 4.9b,c). Diese Ergebnisse entsprechen anderen Modellstudien, die sich ebenfalls mit zukünftigen Trends von SWS beschäftigen. So finden Charlton-Perez et al. (2008) zwar nur einen geringen Rückgang der zonalen Windgeschwindigkeit, aber die Ergebnisse von McLandress und Shepherd (2009a) (-8 m/s in 60°N und 10hPa) und Bell et al. (2009) (-5 m/s bei CO<sub>2</sub>-Verdopplung und bis -20 m/s bei Vervierfachung) schließen die hier gezeigten Ergebnisse ein. Diese Abschwächung zusammen mit der Verstärkung des Westwindes in der Stratosphäre bei 30°N entspricht eine südliche Verschiebung des Polar Night Jets (Charlton-Perez et al., 2008). Es sollte angemerkt werden, dass eine solche Dipolstruktur im Zonalwind in Folge der Wechselwirkung mit planetaren Wellen als typisches Muster entsteht (Kodera et al., 2008).

Für die relativ kurze SSW-Zeitreihe aus den Beobachtungen lässt sich, wie beschrieben, bisher noch kein Trend ableiten. Beobachtete Änderungen im Zonalwind, der Temperatur und mögliche Änderungen im EP-Fluss sind den aus den Modellen abgeleiteten allerdings ähnlich (Kodera et al., 2008) und deuten an, dass die Modelle mögliche Änderungen gut wiedergeben. Es muss allerdings angemerkt werden, dass Kodera et al. (2008) vergleichbare Änderungen durch den Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen in den Beobachtungen nur finden, wenn sie zwischen Jahren mit erhöhter und reduzierter Sonnenintensität unterscheiden. Die in den Modellen gezeigten Änderungen gelten dabei nur für die Jahre mit verringerter solarer Einstrahlung. Für diese Jahre finden Kodera et al. (2008) auch eine Verstärkung des Zonalwindes nördlich von 60°N sowie eine Verstärkung südlich davon, eine leichte Temperaturzunahme in der unteren polaren Stratosphäre und eine bevorzugte Ablenkung planetarer Wellen in Richtung Pol.

Im Vergleich mit den genannten Modellstudien lässt sich festhalten, dass die Ergebnisse der hier vorliegenden Arbeit immer im Bereich anderer Untersuchungen liegen. Die Unterschiede in den verschiedenen Studien sind teilweise erheblich. An dieser Stelle lässt sich jedoch nicht beurteilen, ob diese Unsicherheiten auf zu kurze Simulationen und damit einhergehender Variabilität oder auf unterschiedliche Modellformulierungen zurückzuführen sind. Die hier gezeigten Ergebnisse sind sicherlich als robust anzusehen, da sie auf Mittelwerten über sehr lange Zeiträume beruhen.

Für die Zunahme in der Anzahl der SWS lässt sich zusammenfassend sagen, dass zwei Faktoren entscheidend sind. Erstens, die Zunahme planetarer Wellenaktivität aus der Troposphäre in die Stratosphäre, welche im Modell 16% beträgt. Dieser troposphärische

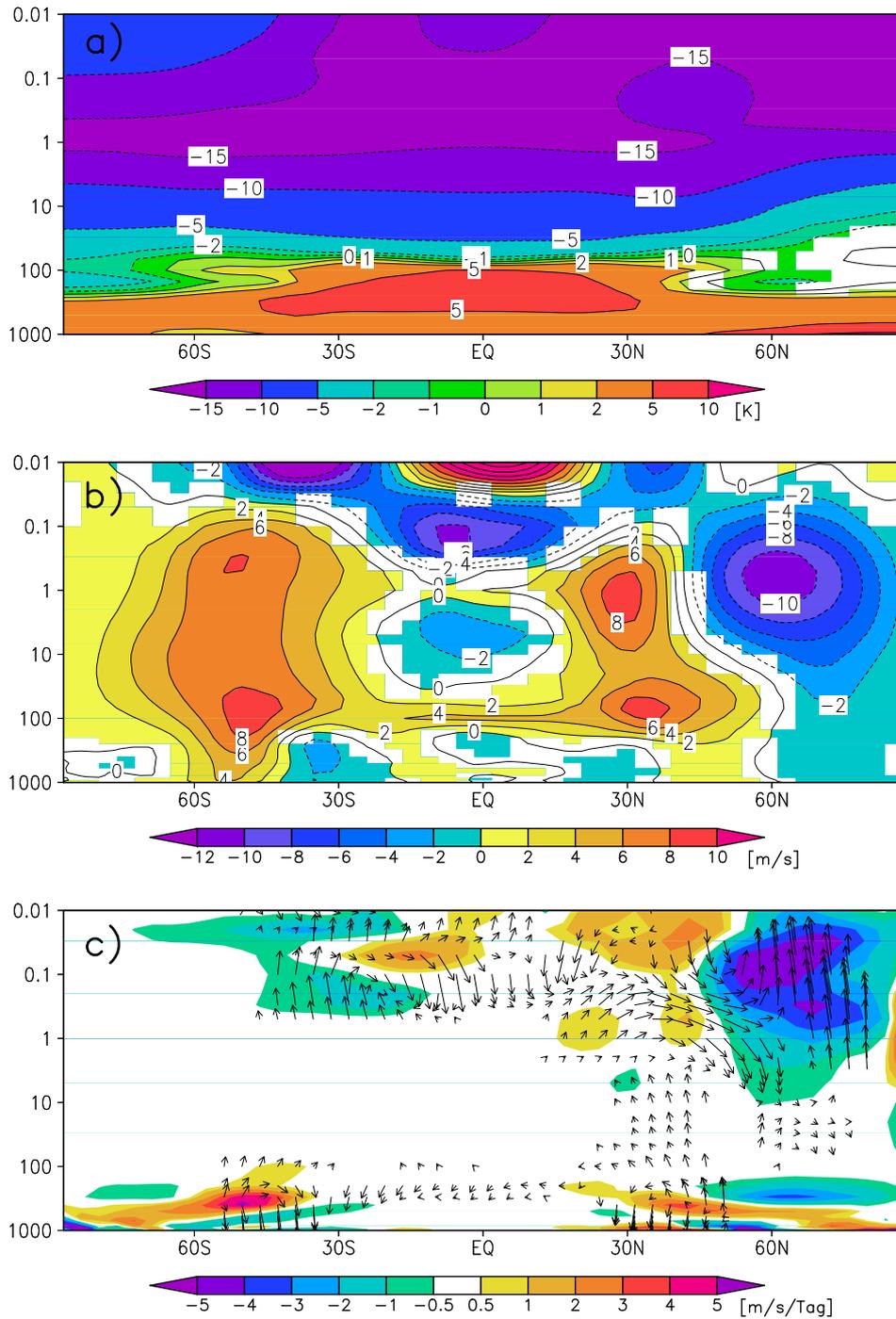
Antrieb steuert zu großen Teilen die Stärke des Polarwirbels (Newman et al., 2001; Polvani und Waugh, 2004) und ist somit mitverantwortlich für die Zunahme der SSWs. Darüber hinaus ist die stärkere Zunahme im Frühwinter ein Grund für die saisonale Verschiebung hin zu mehr frühen SSWs, wie im Abschnitt 4.3 gezeigt wurde. Zweitens, der Rückgang des Zonalwindes in 60°N und 10 hPa, der Ort an dem SSWs definiert werden. Die Reduzierung des Westwindes erleichtert es Störungen, die aus der Troposphäre in die Stratosphäre propagieren den mittleren Wind auf Ost zu drehen. Somit sind geringere Wellenflüsse ausreichend, um ein SSW zu bewirken, was die Anzahl der SSWs ebenfalls erhöht. Aus den beschriebenen Änderungen wird abgeleitet, dass es in erster Linie eine Kombination dieser beiden Parameter ist, die den Anstieg in der Anzahl der SSWs in EGMAM bewirkt. Hierbei bleibt offen, inwiefern die Zunahme der Häufigkeit von SSWs selbst die in Abbildung 4.9 beschriebenen Änderungen beeinflusst. Diese Problematik wird im folgenden Abschnitt diskutiert.

### **Änderungen ohne die Berücksichtigung von Wintern mit SSWs**

Im letzten Abschnitt des Kapitels wird auf die Frage eingegangen, inwieweit die beschriebenen Änderungen in der Klimatologie, speziell in den polaren Breiten, vom vermehrten Auftreten der SSWs beeinflusst sind. Dieser Fragestellung wird erst in zwei Studien nachgegangen, die zu völlig konträren Ergebnissen führen. McLandress und Shepherd (2009a) schließen aus ihren Untersuchungen, dass die Zunahme der SSWs keinen Einfluss auf die Klimatologie hat, sondern Änderungen lediglich durch die Zunahme planetarer Wellen bewirkt werden. Auf der anderen Seite postulieren Bell et al. (2009), dass ihre Ergebnisse einen starken Einfluss der Zunahme der SSWs auf das Klima der unteren polaren Stratosphäre implizieren.

Um dieser Frage nachzugehen, werden ähnlich wie in den beiden genannten Studien, Winter mit und ohne SSWs separiert. Unterschiede zwischen PI und A1B-STAB bezogen auf Winter, in denen keine SSWs auftreten, sind in Abbildung 4.11 wiedergegeben. Die Änderungen werden als Mittel über die Monate Dezember bis Februar gezeigt, wobei auch Winter ausgeschlossen sind, in denen sich das SSW im November oder März ereignet. Die Anzahl der berücksichtigten Winter reduziert sich damit auf 448 (statt 550) für PI und 270 (statt 400) für A1B-STAB. Damit ist die Datenbasis nachwievor sehr groß.

Der Vergleich mit Abbildung 4.9 zeigt, dass die Muster und Amplituden im Vergleich aller Winter mit denen ohne SSWs sehr ähnlich sind. Der EP-Fluss in die Stratosphäre wird in beiden Fällen verstärkt und es kommt in Höhe der Tropopause zu einer polwärtigen Ablenkung. Dementsprechend sind die Änderungen der EP-Fluss-Divergenz fast identisch. Die Abschwächung des Zonalwindes unterscheidet sich in beiden Fällen minimal und ist etwas geringer, wenn Winter ohne SSWs betrachtet werden. So ist der Zonalwind in Höhe



**Abbildung 4.11** Identisch mit Abbildung 4.9, außer dass nur Winter ohne SSWs berücksichtigt werden.

der Stratopause lediglich um 10 m/s statt 12 m/s geschwächt. In 10hPa und 60°N beträgt der Rückgang 4 m/s anstelle von 5 m/s. Die Windschwächung erstreckt sich dennoch über die gesamte polare Atmosphäre und ist auch in der Troposphäre signifikant. Die gezeigten Windänderungen bekräftigen somit die Schlussfolgerungen von McLandress und Shepherd (2009a) und widersprechen Bell et al. (2009).

Die Muster der Temperaturänderungen sind bis auf die unterere polare Stratosphäre identisch. Diese Region zeichnet sich, wie gezeigt wurde, durch ein starkes und insbesondere lange anhaltendes (ungefähr 60 Tage) Signal in Verbindung mit SSWs aus (siehe Abbildung 3.9 auf Seite 42). Im Gegensatz zu Wintern ohne SSWs findet man hier keinen signifikanten Temperaturunterschied, während unter Einbeziehung aller Winter eine signifikante Erwärmung festgestellt wird. Dies lässt auf einen Einfluss durch die Zunahme von SSWs auf das Klima schließen. Es überwiegt jedoch die adiabatische Erwärmung, die durch eine stärkere BDC und damit durch ein stärkeres Absinken in polaren Breiten erzeugt wird. Durch reine Änderungen im Strahlungsfluss würde die Temperatur in der unteren polaren Stratosphäre um ungefähr 2 K zurückgehen (Bell et al., 2009). Dynamisch erfolgt dementsprechend eine Erwärmung um ungefähr 3 K, da eine geringe wenn auch nicht signifikante positive Anomalie beobachtet werden kann (Abbildung 4.11). Durch die Zunahme an SSWs wird die Erwärmung um ungefähr 1 K verstärkt. Damit beruht ein Großteil der Temperaturanomalie auf Änderungen, die nicht auf die gesteigerte Anzahl von SSWs zurückzuführen sind.

Folglich konnte gezeigt werden, dass beide bisherigen Studien nur einen Teil der Prozesse identifiziert haben. McLandress und Shepherd (2009a) unterschätzen den Einfluss einer Zunahme an SSWs auf den mittleren Zustand der Atmosphäre, während auf der anderen Seite Bell et al. (2009) die gesamte Erwärmung der unteren polaren Stratosphäre nur durch die Zunahme an SSWs erklären.

## 4.5 SSWs auf der Südhemisphäre

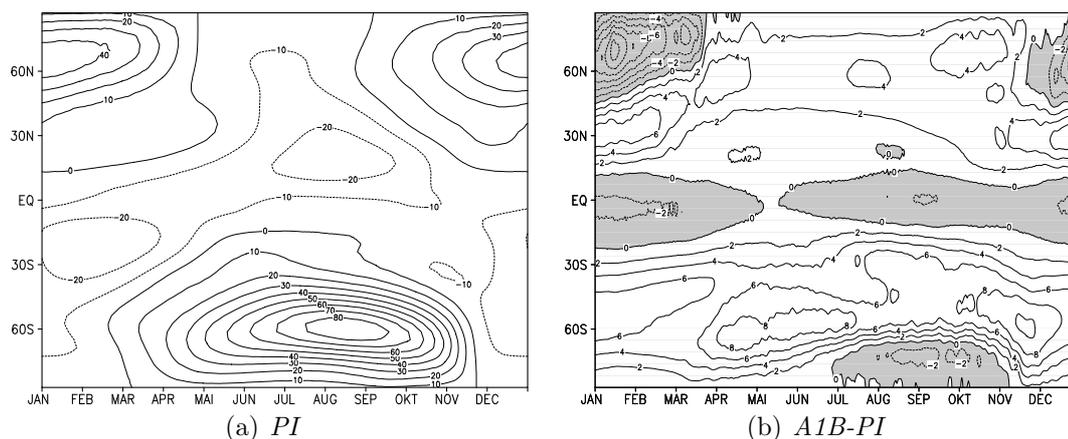
Zum Abschluss des Kapitels wird untersucht, ob die Anzahl südhemisphärischer SSWs ebenfalls durch die Zunahme der Treibhausgaskonzentrationen beeinflusst wird. Die Schwierigkeit dieser Fragestellung beruht in erster Linie darauf, dass SSWs auf der SH nur äußerst selten auftreten, da der südhemisphärische Polarwirbel im Winter (Juni bis Oktober) deutlich stabiler als der nordhemisphärische ist. So ist auf der SH seit Beginn der Aufzeichnungen (1940) erst ein einziges SSW registriert worden (Krüger et al., 2005). Die Verwendung des entwickelten Algorithmus für die SH offenbart, dass SSWs auf der SH im Modell seltener als alle 100 Jahre auftreten. Dabei können SSWs zwischen dem 1. Mai und dem 30. Oktober entstehen und "Final Warmings" werden genauso wie für die NH mit Hilfe des Klimaschwellwertes abgegrenzt. In den langen Kontrollexperimenten entstehen je nur ein (PI) bzw. zwei (PD) SSWs (Tabelle 4.6). Da über Wiederkehrperioden in der Realität noch nichts bekannt ist, kann es als Erfolg verzeichnet werden, dass das Modell in der Lage ist, SSWs auf der SH zu simulieren. In den 18 untersuchten CCMs, welche SSWs auf der NH mit einer den Beobachtungen vergleichbaren Anzahl simulieren, wird auf der SH kein einziges SSW klassifiziert (SPARC CCMVal, 2010).

**Tabelle 4.6** Absolute Anzahl an SSWs auf der Südhemisphäre in allen Mitgliedern. Die Phasen des transienten Anstiegs sowie die Stabilisierungsphasen werden für alle Experimente gemeinsam betrachtet. SSWs werden auf der Südhemisphäre zwischen dem 1. Mai und 30. Oktober identifiziert.

	PI	PD	B1	A1B	A2	2XCO <sub>2</sub>	4XCO <sub>2</sub>
Anzahl SSWs	1	2	1	0	2	0	1

In den Szenarien und idealisierten Experimenten kann aufgrund dieser sehr geringen Anzahl kein Trend durch den Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen festgestellt werden. In keinem Experiment (und dabei werden für die Szenarien die Summen über die Mitglieder betrachtet) entstehen mehr als zwei SSWs. In A1B und 2XCO<sub>2</sub> wird kein einziges SSW simuliert. Um die Wirkung der Treibhausgase auf die Dynamik der SH abschätzen zu können, wird in Abbildung 4.12 die tägliche breitenabhängige Windstruktur und Änderungen zwischen PI und A1B-STAB gezeigt.

Der Polarwirbel der SH ist mit Werten von über 80 m/s in 10 hPa deutlich stärker als der nordhemisphärische Polarwirbel. Änderungen entlang von 60°S sind über das gesamte Jahr positiv und stehen für eine Verstärkung des Polarwirbels. Darüber hinaus etabliert sich der Polarwirbel früher und der Zusammenbruch wird hinausgezögert. Im Frühwinter (Mai/Juni) ist der Westwind in 60°S um ca. 8 m/s verstärkt, während die Änderung von August bis Oktober 4 m/s beträgt. Diese Änderungen sind denen der NH entgegengesetzt, wo sich der Westwind in 10 hPa und 60°N von Mitte November bis in den März ab-



**Abbildung 4.12** a) Klimatologischer täglicher Zonalwind in 10 hPa zwischen 90S-90°N für PI. b) Differenz zwischen dem Stabilisierungszeitraum von A1B und PI. Negative Werte sind grau unterlegt.

schwächt (Abb. 4.12). Lediglich südlich von 60°S geht der Westwind leicht zurück, womit sich der Polarwirbel bevorzugt an seiner äquatorialen Seite verstärkt. Dementsprechend ändern sich die Temperaturen in der Stratosphäre (nicht gezeigt). Der Temperaturgradient in 50hPa zwischen 60°S und dem Südpol verstärkt sich über den gesamten Winter, wobei die Abkühlung des Polarwirbels zwischen 4 K im Mai/Juni und 2 K im September/Oktober beträgt, während die Abkühlung in 50°S 1 K beträgt. Im Gegensatz dazu erwärmt sich der Polarwirbel der NH im Januar um bis zu 3 K. Eine stärkere Abkühlung des südhemisphärischen Polarwirbels finden Bell et al. (2009). Nach Verdopplung (Ver vierfachung) der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen sinkt die Temperatur des Polarwirbels bei ihnen um bis zu 5 K (10 K). Ähnlich wie in EGMAM findet die Verstärkung des Polarwirbels insbesondere auf der äquatorialen Seite von April bis Dezember statt. Die Abkühlung des Polarwirbels lässt eine größere strahlungsbedingte Abkühlung vermuten, während auf der NH dynamische Einflüsse überwiegen. Folglich ist auf der SH - im Unterschied zur NH - nicht mit der Zunahme von SSWs durch steigende Treibhausgaskonzentrationen zu rechnen.



# Kapitel 5

## Niederfrequente Variabilität von SSWs

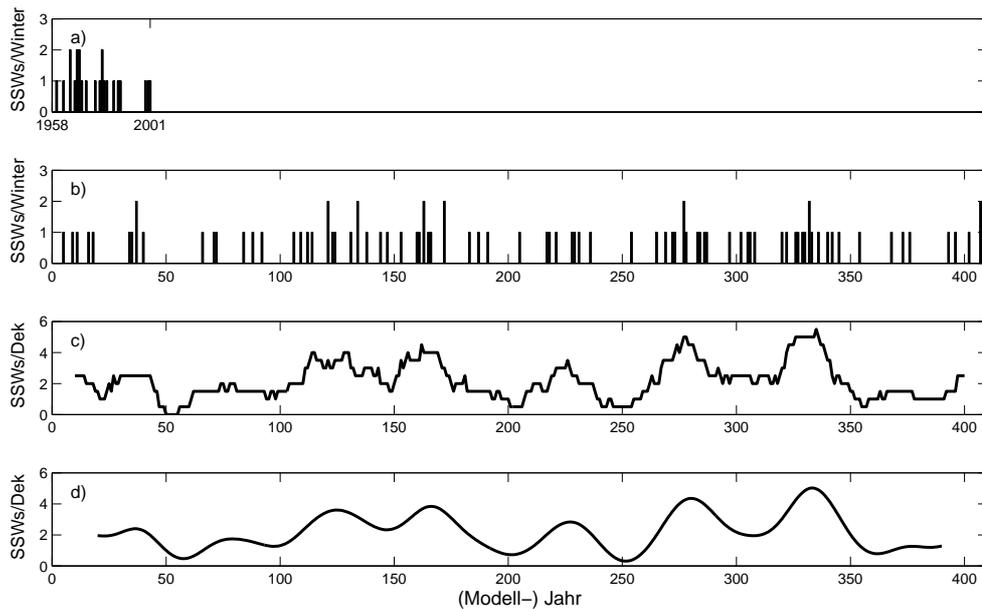
Im vorigen Kapitel wird starke Variabilität in der Anzahl von SSWs als Problem bei der Identifikation von Trends genannt. Dieser Umstand ist ebenfalls aus der Literatur bekannt (Butchart et al., 2000; Charlton-Perez et al., 2008). In diesem Kapitel daher wird untersucht, inwiefern es regelmäßige Schwankungen in der Anzahl von SSWs gibt, die im System Ozean-Troposphäre-Stratosphäre z.B. als Eigenschwingung entstehen. Die Untersuchungen beschränken sich im wesentlichen auf den vorindustriellen Kontrolllauf, der durch den konstanten externen Antrieb besonders geeignet ist, da sich ausschließen lässt, dass die Schwingungen durch Variationen im vorgeschriebenen Antrieb erzeugt werden. Für die Szenarienrechnungen müsste man z.B. Auswirkungen durch den Anstieg der Treibhausgase berücksichtigen, was die Detektion von intern generierten Schwingungen erschwert. Gemäß der Annahme, dass niederfrequente Variabilität aus der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre entsteht, wird das Subsystem Ozean in die Untersuchungen eingeschlossen.

### 5.1 Variabilität der SSWs

Wie gezeigt wurde, wird die mittlere Anzahl von SSWs im Modell deutlich unterschätzt, dennoch ist die Variabilität auf kürzeren Zeitskalen vergleichbar zu der anhand von ERA40 festgestellten. Abbildung 5.1 zeigt das Auftreten von SSWs in ERA40 und PI. Wie in den Beobachtungen, gibt es im Modell Winter ohne, mit einem oder mit zwei SSWs.

In PI und PD (nicht gezeigt) finden sich mehrere längere Zeitspannen ohne SSWs, während es in den Beobachtungen nur einen vergleichbaren Abschnitt gibt. In den 1990er Jahren wird mit den ERA40-Daten in zehn aufeinander folgenden Wintern kein Ereignis als SSW klassifiziert (vgl. Tabelle 3.2). Dieses Fehlen von SSWs wird in der Arbeit von Gillett

et al. (2002) mit dem Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen in Verbindung gebracht. Allerdings gibt es auch Perioden, in denen die Anzahl von SSWs erhöht ist. Dies gilt sowohl für ERA40 als auch das Modell. In den 1960er und 1970er Jahren findet man bis zu 9 SSWs/Dek und auch in den letzten Wintern traten SSWs wieder vermehrt auf (11 SSWs zwischen 1998/99 und 2008/09 in der FUB-Analyse). Im Modell wird das Maximum von 9 SSWs/Dek nur einmal erreicht (nicht gezeigt). In Zeiträumen mit vermehrter Häufigkeit beträgt die Anzahl meistens zwischen 4 und 6 SSWs/Dek.

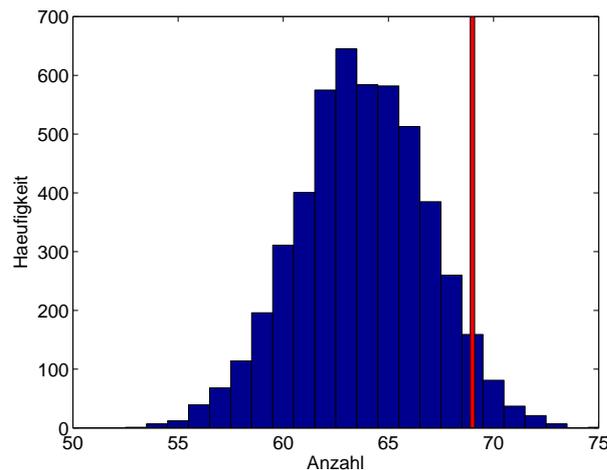


**Abbildung 5.1** SSWs in Reanalysen und dem vorindustriellen Kontrolllauf. a) Die Anzahl von SSWs in ERA40 pro Winter. b-d) Die SSW-Zeitreihe des vorindustriellen Kontrolllaufes als: b) ungefilterte Zeitreihe (SSWs pro Winter), c) 20-jähriges gleitendes Mittel und d) nach Anwendung eines digitalen Butterworth-Filters dritter Ordnung mit einer Grenzperiode von 20 Jahren.

Der längste Zeitraum ohne identifiziertes SSW beträgt in PI 25 und in PD 19 aufeinander folgende Winter. Neben diesen längeren Zeiten ohne SSWs lässt sich Abbildung 5.1 entnehmen, dass es ebenfalls mehrere Dekaden umfassende Zeiträume mit einer erhöhten Anzahl von SSWs in PI gibt, wie zum Beispiel um die Modelljahre 150, 275 oder 330. Die Modellvariabilität legt die Vermutung nahe, dass die 1990er Jahre in den Beobachtungen keine Ausnahme waren und dass es in der realen Atmosphäre durchaus auch Perioden ohne SSWs geben könnte, die länger als zehn Jahre sind.

Nachfolgend wird untersucht, ob die Häufung von SSWs (und damit auch die Häufung von Wintern ohne SSW) im Modell dem Erwartungswert entspricht oder ob sich SSWs bevorzugt in mehreren Wintern hintereinander ereignen. Dafür werden die SSWs gezählt, bei denen es in mindestens einem der fünf vorherigen Wintern ebenfalls ein SSW gibt. In

101 Wintern von PI gibt es ein oder mehr SSWS. Für 69 dieser Winter gilt, dass es in mindestens einem der fünf vorherigen Winter ebenfalls ein SSW gibt. Um eine statistische Aussage zu treffen, ob dieser Wert über den Erwartungen liegt, wird die Zeitreihe 5000-mal zufällig vertauscht und anschließend wieder die Anzahl der Winter bestimmt, bei denen sich im Vorfeld ein SSW ereignet hat. Die Summe der Ergebnisse nach Vertauschung ist als Häufigkeitsverteilung in Abbildung 5.2 dargestellt, wobei der Wert der Originalreihe (69 SSWS) in rot eingetragen ist.



**Abbildung 5.2** Häufigkeitsverteilung für die Anzahl an Wintern mit SSW, denen mindestens ein Winter mit SSW in den letzten 5 Jahren vorgelagert ist. Die Wahrscheinlichkeitsverteilung ergibt sich aus 5000 Permutationen der PI-Reihe. Der Wert der Originalreihe (69 SSWS) ist in rot eingetragen.

Es ist zu sehen, dass die Häufigkeitsverteilung der Vertauschungen annähernd normalverteilt ist. Weiter ist der Abbildung zu entnehmen, dass der PI-Wert deutlich am oberen Rand der Verteilung liegt. Lediglich 6,2% (3%) der Vertauschungen besitzen einen Wert von mindestens (über) 69 und der Mittelwert beträgt 63,7 SSWS. Die Häufung von SSWS liegt bei fünf betrachteten Jahren für PI demnach deutlich über dem Erwartungswert.

Höhere Werte als man aus Vertauschungen ableitet, findet man auch, wenn man drei oder vier frühere Winter in Betracht zieht (nicht gezeigt), wobei die Prozentwerte und damit die Wahrscheinlichkeiten für eine systematische Häufung etwas geringer sind (22,5 bzw. 13%). Die Ergebnisse der gleichen Tests für PD sehen ähnlich aus (nicht gezeigt). Unabhängig davon ob drei, vier oder fünf vorherige Winter betrachtet werden, ist die Anzahl an Wintern mit SSWS mit einem Ereignis in einem vorherigen Winter stets über den Erwartungen, die sich aus zufälligen Permutationen ergeben. Letztlich kann aus diesen Untersuchungen abgeleitet werden, dass SSWS öfters gehäuft über mehrere Jahre auftreten, als es sich per Zufall ergeben würde.

Im folgenden wird untersucht, ob die nachgewiesene Häufung periodische Eigenschaften besitzt. Bisher wurde in keiner Studie eine regelmäßige langfristige Variabilität in der

Anzahl von SSWs gefunden. Lediglich in der Studie von Cohen et al. (2009) wird darauf verwiesen, dass die Beobachtungen einen 20-jährigen positiven Trend in der Anzahl der SSWs aufweisen. Während sich in den 1990er Jahren fast keine SSWs ereigneten, findet seit ca. 10 Jahren fast jeden Winter ein SSW statt. Denkbar ist, dass dieser Trend Teil einer niederfrequenten Schwingung ist. So würde sich eine 20-jährige Schwingung ergeben, wenn sich im nächsten Jahrzehnt wieder bedeutend weniger SSWs ereignen würden. Für Beobachtungen bleibt diese Aussage aber spekulativ, da die Zeitreihe bisher nicht genug Daten umfasst, um eine seriöse Aussage zu treffen.

Für die lange vorindustrielle Kontrollsimulation (PI) kann eine solche Untersuchung aber durchgeführt werden. Um langfristige Schwingungen hervorzuheben, wird die SSW-Zeitreihe in Abbildung 5.1 neben den ursprünglichen Winterwerten auch als tiefpassgefilterte Winterreihe dargestellt. In Abbildung 5.1c) wird dabei zunächst ein einfaches gleitendes Mittel verwendet, das mathematisch betrachtet einem rechteckigen Tiefpassfilter entspricht (Schönwiese, 2006). Dargestellt ist das 20-jährige gleitende Mittel. Die gefilterte Reihe liefert einen ersten Hinweis für die Existenz einer niederfrequenten Eigenschaft der Zeitreihe. Mit einer Periode von ungefähr 50 Jahren wechseln sich Minima und Maxima ab. So findet man lokale Minima in der Nähe der Modelljahre 50, 100, 150, 200, 250, 300 und 350 und Maxima in den Jahren zwischen den Minima. Am stärksten ist die Amplitude der Schwingung zwischen den Jahren 200 und 350 ausgeprägt. Im absoluten Minimum wurde über mehr als 20 Jahre kein SSW registriert, während im absoluten Maximum 11 SSWs in 20 Jahren (5,5 SSWs/Dek.) identifiziert wurden.

In Abbildung 5.1d) wird die multi-dekadische Variabilität mit Hilfe eines digitalen Butterworth-Filters dritter Ordnung mit einer Grenzperiode von 20 Jahren dargestellt. Dabei unterdrückt der Butterworth-Filter höhere Frequenzen deutlich stärker als der zuvor verwendete Rechteckfilter. Dies macht sich im glatten Verlauf der Kurve bemerkbar. Das untere und obere Ende der Zeitreihe ist nicht dargestellt, da Randeffekte den tatsächlichen Verlauf verfälschen könnten. Die Filterung hebt die multi-dekadische Variabilität der Zeitreihe durch den glatten Verlauf noch stärker hervor und bestätigt, dass sich die Schwingung über die gesamte Simulation erstreckt. Es wird ebenfalls bestätigt, dass die Amplitude der Schwingung in der zweiten Hälfte der Simulation stärker als zu Beginn der Simulation ausgeprägt ist.

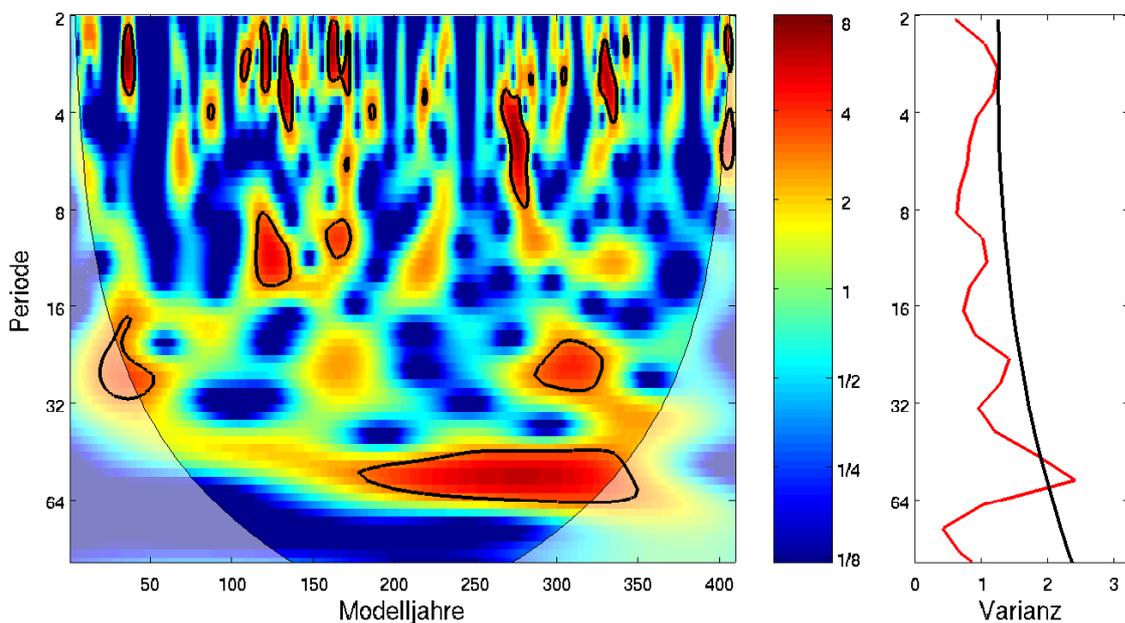
Es sollte angemerkt werden, dass im Modell während Perioden mit einer erhöhten Anzahl von SSWs fast so viele Ereignisse identifiziert werden, wie in den Beobachtungen. Für ERA40 werden 23 SSWs in 43 Wintern gezählt und die Maxima für 43 Modellwinter in PI und PD liegen bei 16 SSWs (70% des ERA40-Wertes) bzw. 18 SSWs (78%). Vergleicht man den Wert mit den Minima (3 SSWs bzw. 13% in PI und PD) ist die Diskrepanz jedoch gewaltig. Dieser Vergleich verdeutlicht, dass man vorsichtig sein muss, wenn man

relativ kurze Zeiträume miteinander vergleicht. Viele Studien validieren ihr Modell, indem sie 1960-1999 Werte aus dem Modell mit Beobachtungen vergleichen (z.B. Huebener et al., 2007 oder SPARC CCMVal, 2010). Für SWSs gilt, wie gerade gezeigt, dass solche Zeiträume stark von interner Variabilität geprägt sein können und nicht ausreichend sind, um die Modelleistung zu beurteilen. So befindet sich das Modell bei 70% und mehr im Bereich der Beobachtungen, während 13% eine drastische Unterschätzung darstellt. Unbeantwortet bleibt dabei natürlich die Frage, wie groß die Variabilität auf längeren Zeitskalen in den Beobachtungen ist und wo der wahre Mittelwert liegt. In Abschnitt 3.3 wird z.B. gezeigt, dass die SWS-Häufigkeit in der FUB-Analyse zwischen 3,5 SWSs/Dek (1958/1959 bis 2000/2001) und 4,7 SWSs/Dek (1951/1952 bis 2008/2009) in Abhängigkeit des betrachteten Zeitraums variiert. Für eine robuste Abschätzung des wahren Mittelwerts werden demzufolge längere Beobachtungszeitreihen benötigt. Da Simulationen mit CCMs, welche für die Darstellung stratosphärischer Prozesse optimiert sind, jedoch SWSs mit einer zu der beobachteten mittleren Häufigkeit passenden Rate produzieren, ist davon auszugehen, dass SWSs in der Natur mit ungefähr 5 SWSs/Dek auftreten. Es sei aber nochmal darauf hingewiesen, dass die monatliche Verteilung von SWSs in keinem untersuchten CCMs die beobachtete Verteilung wiedergibt (SPARC CCMVal, 2010). Für Modellvalidierungen (zumindest für die Anzahl von SWSs) muss die Empfehlung in jedem Fall lauten, sich möglichst lange Zeiträume anzuschauen, die mindestens 100 Jahre umfassen.

Filtertechniken können nur erste Hinweise auf vorhandene Periodizitäten in Daten liefern, weshalb nachfolgend eine Frequenzanalyse durchgeführt wird. Da es sich bei der zu analysierenden SWS-Zeitreihe um eine quasi-binäre handelt, ist dabei mit Vorsicht vorzugehen. Eine passende Methode zur Identifizierung von Frequenzen ist die Wavelet-Analyse (persönliche Kommunikation Horenko, Mai 2010). Die Wavelet-Analyse ist nach Torrence und Compo (1998) durchgeführt worden. Details zu Wavelet-Analysen finden sich auch im Anhang (Abschnitt A.2, Seite 116).

Ergebnisse der kontinuierlichen Wavelet-Analyse für die SWS-Zeitreihe sind in Abbildung 5.7b) zu sehen. Die Darstellung zeigt im Zeit-Frequenz-Raum, zu welchem Zeitpunkt die Zeitreihe wieviel Energie auf welcher Frequenz hat. Die schwarze Linie kennzeichnet den Bereich, ab welchem die Energie das 95%-Signifikanzniveau (berechnet mit einer Monte-Carlo Permutation, vgl. Abschnitt A.2) übersteigt. Das stärkste Signal wird für Perioden zwischen 40 und 60 Jahren (Abb.5.7b) gefunden, wobei das absolute Maximum bei 52 Jahren liegt. Außerhalb des Bereichs, der durch Randeffekte beeinflusst wird (englisch *cone of influence*), besitzt diese Schwingung immer eine erhöhte Energie, die Signifikanz ist jedoch auf die zweite Hälfte der Simulation beschränkt (Abb.5.7a). Be-

trachtet man die gesamte Simulation im zeitlichen Mittel, ist die 52-jährige Schwingung die einzige, die das Signifikanzniveau überschreitet (Abb.5.7b). Auf anderen Zeitskalen existiert verstärkte Energie nur temporär. Das stärkste Signal besitzt hier eine Periode mit ungefähr 25 Jahren. Somit ergänzen sich die Ergebnisse der Wavelet-Analyse gut mit den Schlussfolgerungen, die aus den Abbildung 5.1b) und c) mit den tiefpassgefilterten Zeitreihen abgeleitet wurden. Es wird geschlussfolgert, dass die multi-dekadische Schwingung über die gesamte Simulation vorhanden ist und in der zweiten Hälfte die größere Amplitude besitzt.



**Abbildung 5.3** Kontinuierliche Wavelet-Analyse nach Torrence und Compo (1998) für die SSWs aus PI. Im Zeit-Frequenz-Raum (links) und integriert über die gesamte Simulation (rechts). Die Einheit ist in beiden Fällen die Varianz ( $\sigma^2$ ). Die schwarzen Linien zeigen die 95%-Signifikanzschwelle im Vergleich zu roten Rauschen basierend auf der Autokorrelation der Zeitserie. Der von Randeffekten beeinflusste Bereich ist als leichter Schatten dargestellt und wird durch eine dünne schwarze Linie abgegrenzt.

Da neben der 52-jährigen Schwingung keine weiteren Perioden über die gesamte Simulation signifikant sind, konzentriert sich diese Arbeit im weiteren auf die multi-dekadische 52-jährige Schwingung. Das Auffinden einer multi-dekadischen Schwingung in der Anzahl von SSWs, führt direkt zu der Frage, wie eine solche langfristige Schwingung in der Stratosphäre generiert wird. Bisher sind keine internen stratosphärischen Prozesse auf einer multi-dekadischen Zeitskala bekannt, so dass die Hypothese lautet, dass eine solche Schwingung von außerhalb angeregt wird. Zur Erklärung der multi-dekadischen Variabilität werden daher im weiteren Verlauf Parameter des Ozeans (Hydrosphäre), der Kryosphäre sowie der Atmosphäre mit einbezogen. Wie in der Einleitung postuliert, ist

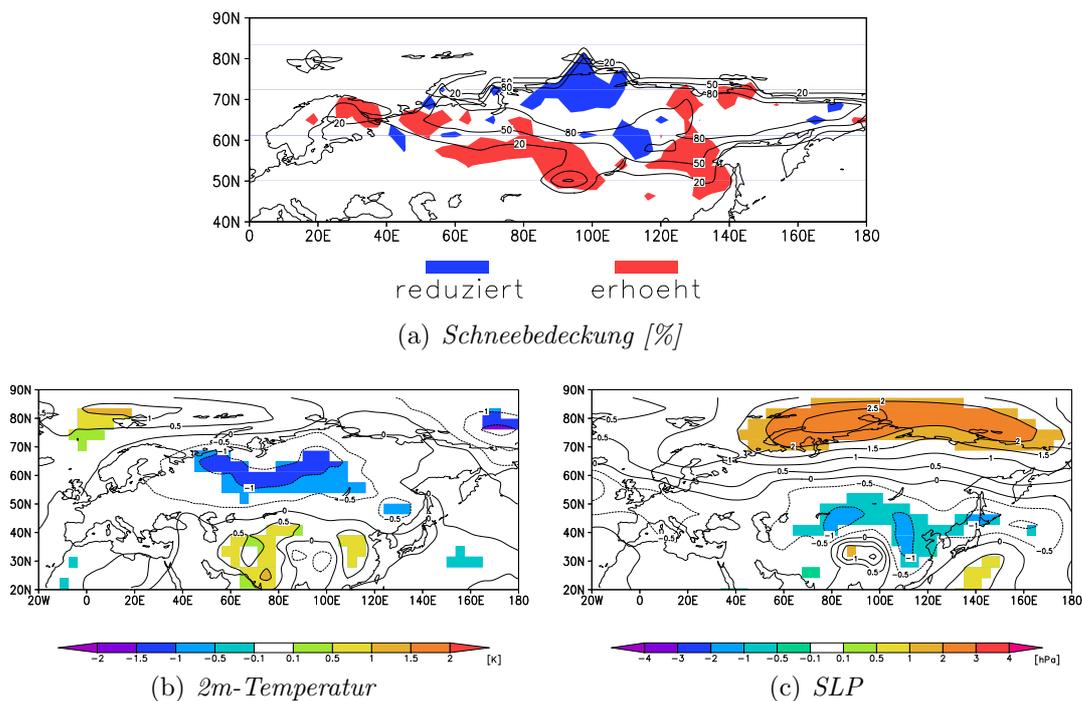
eine Hypothese dieser Arbeit, dass die Kopplung dieser Sphären zur multi-dekadischen Variabilität in der Stratosphäre führt. Im nächsten Abschnitt wird zunächst untersucht, ob Schneeanomalien im Oktober den Polarwirbel im Januar beeinflussen, wie z.B. von Cohen et al. (2007) vorgeschlagen. Im Anschluss wird die Wechselwirkung verschiedener Parameter auf der multi-dekadischen Zeitskala untersucht.

## 5.2 Intrasonale Variabilität

Im folgenden wird untersucht, ob der von Cohen et al. (2007) postulierte Mechanismus auf der saisonalen Skala vom Modell erfolgreich simuliert wird. Cohen et al. (2007) beschreibt den Mechanismus in sechs Schritten, die in diesem Abschnitt alle für das Modell überprüft werden. Die Idee des Mechanismus ist, dass eine positive Schneedeckenanomalie im Oktober über Eurasien zu einer negativen Anomalie in der Stärke des Polarwirbels im Januar und darüber zu einer negativen AO-Phase führt (ausführlicher in der Einleitung, Kapitel 1).

Ausgangspunkt für den Mechanismus ist die Anomalie der eurasischen Schneebedeckung im Oktober (Abbildung 5.4 a). Die Anomalie entspricht der Differenz zwischen Oktobern, denen im Januar ein SSW folgte, und der klimatologischen Schneebedeckung im Oktober. Positive und negative Anomalien sind farbig in rot und blau dargestellt. Die Isolinien entsprechen der prozentualen Wahrscheinlichkeit für die Ausbreitung der Schneebedeckung im klimatologischen Mittel für den Oktober. So bedeutet die 50%-Isolinie, dass die Schneerausdehnung im Mittel in jedem zweiten Winter bis dorthin reicht. Die südliche Grenze der Schneerausdehnung in einem normalen Oktober verläuft ungefähr vom nördlichen Ende des Urals bis zum Baikalsee, dann nach Osten und entlang der Küste des Ochotskischen Meeres bis zum östlichen Ende Russlands. Die Nördliche Grenze wird vom Polarmeer gebildet. Die Unterschiede zwischen den 20%- und 80%-Isolinien charakterisieren die hohe räumliche Variabilität der Schneebausdehnung im Oktober. In jedem fünften Winter ist nur der nördlichste Streifen Sibiriens mit Schnee bedeckt, während in schneereichen Oktobern die Grenze deutlich nach Westen und Süden verschoben ist. Im Vergleich mit Oktobern vor einem SSW im Januar fällt auf, dass in diesem Fall die Schneerausdehnung größer ist als im Normalfall. Die Regionen mit einer höheren Schneebedeckung befinden sich dabei meist südlich der klimatologischen 50%-Linie und umfassen damit die Regionen mit der größten Variabilität. Bereiche mit einer Reduzierung der Schneebedeckung finden sich im Norden Sibiriens, in Regionen in denen in der Regel im Oktober Schnee liegt (Abb. 5.4 a).

Mit dieser Untersuchung wird bestätigt, dass vor einem gestörten Wirbel bzw. einem SSW positive Schneeanomalien über Eurasien vorherrschen. Dabei ist der Nachweis im



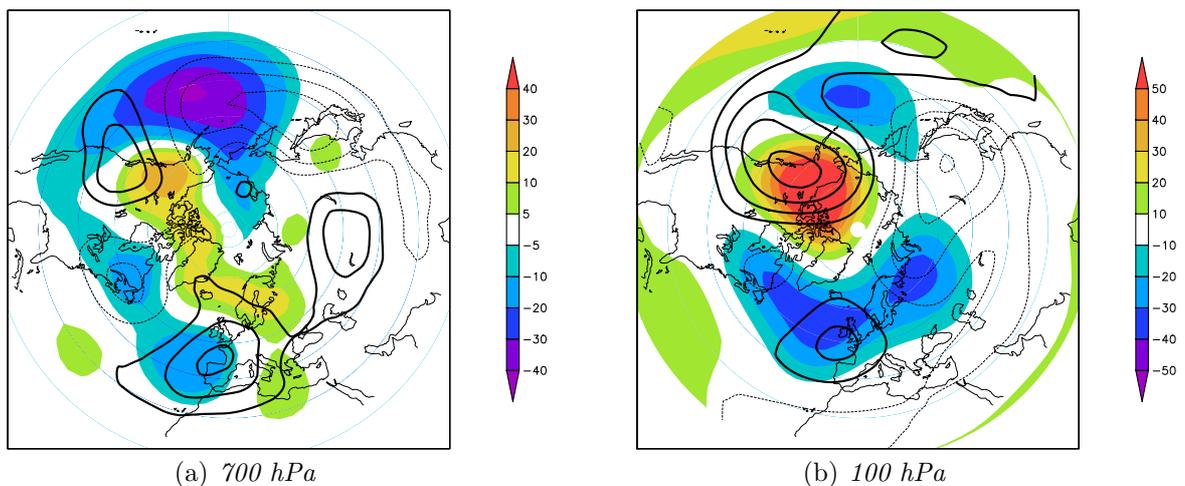
**Abbildung 5.4** Schnee-, Temperatur- und SLP-Anomalien in Oktober, denen im Januar ein SSW folgte. Dementsprechend 25 Oktober-Werte, dies entspricht der Anzahl an SSWs im Januar von PI. a) Schneeanomalien: Farbige Flächen kennzeichnen die Anomalien, Isolinien entsprechen der klimatologischen Schneebedeckung im Oktober, jeweils in Prozent. b) 2m-Temperatur: Farbige Flächen kennzeichnen signifikante Anomalien im Vergleich zur Klimatologie [K]. c) SLP: Farbige Flächen kennzeichnen signifikante Anomalien im Vergleich zur Klimatologie [hPa].

Vergleich zu anderen Studien umgekehrt erbracht worden. Während normalerweise der Einfluss der eurasischen Schneebedeckung auf den Polarwirbel untersucht wird (z.B. Fletcher et al., 2009), wird hier gezeigt, welche Bedingungen vor einem SSW herrschen. Beide Ansätze führen zur selben Schlussfolgerung: Positive Schneeanomalien begünstigen einen schwächeren Polarwirbel im Januar bzw. erhöhen die Wahrscheinlichkeit für ein SSW.

Der zweite Schritt des Mechanismus ist mit der Wirkung der Schneeanomalie verbunden. Eine positive Schneeanomalie erhöht die Albedo und bewirkt somit eine stärkere Reflexion einfallender Strahlung. Außerdem besitzt Schnee eine isolierende Wirkung, der den Wärmefluss aus dem Boden reduziert. Beides führt lokal zu einer diabatischen Abkühlung. In Übereinstimmung mit der stärkeren Schneeausbreitung findet man in Oktober vor Januar-SSWs verbreitet negative Temperaturanomalien über dem nördlichen Teil des asiatischen Kontinents. Verbreitet sind die Änderungen signifikant und die Abkühlung beträgt mehr als 1 K (Abbildung 5.4 b). Des weiteren begünstigen die negativen Temperaturanomalien die Entwicklung des sibirischen Winterhochs (Cohen et al., 2007). In Abbildung 5.4 c) ist zu sehen, dass der Luftdruck auf Meeresniveau gegenüber der Kli-

matologie nördlich von  $60^{\circ}\text{N}$  und damit in weiten Teilen Sibiriens erhöht ist, wobei das Maximum mit über 2,5 hPa an der Grenze zum Nordpolarmeer liegt.

Wie sich diese zunächst bodennahen Änderungen auf den aufwärtsgerichteten Wellenfluss auswirken, wird z.B. in der Studie von Fletcher et al. (2009) beschrieben. Die diabatische Abkühlung bewirkt eine Aufwölbung der isentropen Flächen über Sibirien. Damit ist unter Berücksichtigung der Erhaltung der potentiellen Vorticity die charakteristische Ausbildung eines Hochs stromaufwärts (westlich) und eines Tiefs stromabwärts (östlich) verbunden. Diese Anomalie verstärkt dann den Wellenfluss in die Stratosphäre. Dieser Ablauf beschreibt den Übergang von einem thermisch direkten (Abkühlung durch positive Schneeanomalien) zu einem dynamischen Wellenantrieb, der die gesamte Nordhemisphäre umfasst (Fletcher et al., 2009). In Beobachtungen zeigt sich, dass die zeitliche Verzögerung zwischen der Schneeanomalie und dem verstärkten Wellenfluss ungefähr ein Monat beträgt und die Kopplung mit der Stratosphäre im Verlauf des Winters zunimmt (Saito et al., 2001). In Abbildung 5.5 werden daher Dezember-Anomalien in der geopotentiellen Höhe nach Schneeanomalien im Oktober bzw. vor einem SSW im Januar für 700 und 100 hPa gezeigt. Zusätzlich sind die orographisch bedingten klimatologischen stationären

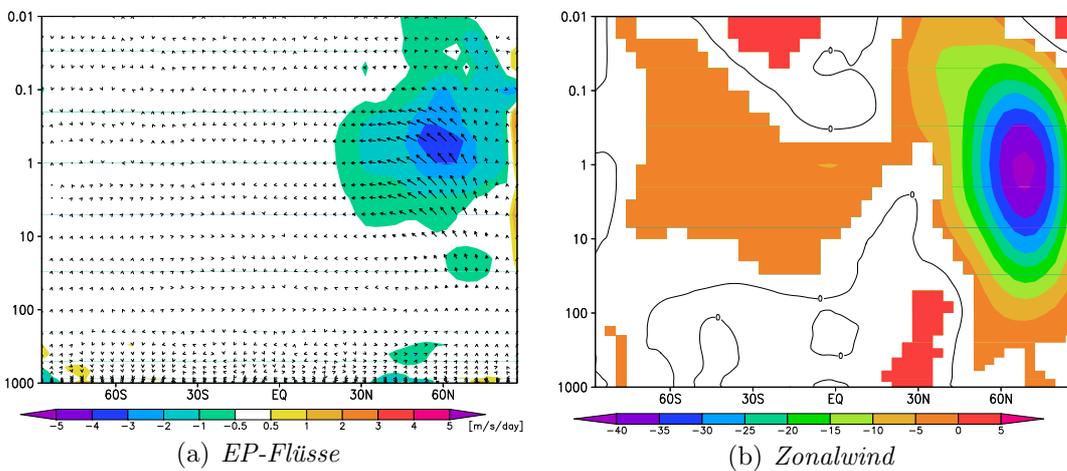


**Abbildung 5.5** Klimatologische stationäre Wellen (Isolinien) und Anomalien (farbige Flächen) in einem Dezember vor einem SSW im Januar der Geopotentiellenhöhen. Isolinienabstand beträgt in 700 hPa 30 m und in 100 hPa 50 m.

Wellen eingezeichnet, die sich aus der Abweichung vom zonalen Mittel ergeben. In 700 hPa findet man die stärksten Anomalien über dem nördlichen Pazifik. Diese befinden stromabwärts der Schneeanomalie und sind in Einklang mit der Erklärung von Fletcher et al. (2009) negativ. Positive Anomalien existieren stromaufwärts über Skandinavien und dem Mittelmeer, welche über den Atlantik und Grönland mit positiven Anomalien über dem nordwestlichen Kanada verbunden sind. Die Anomalien passen zu den Überlegungen von

Fletcher et al. (2009) und den Ergebnissen von Kolstad und Charlton-Perez (2010) sowie Garfinkel et al. (2010), welche in Beobachtungen und Modellen ein ähnliches Muster vor Schwachwirbelereignissen finden.

In 100 hPa gibt es ein Zentrum positiver Anomalien über nordwest Kanada und größtenteils negative Anomalien über den restlichen Gebieten der Nordhemisphäre, was erneut in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Kolstad und Charlton-Perez (2010) (deren Abbildung 3) ist. Für beide Niveaus gilt, dass die Lage der Anomalien meistens einer Amplifizierung der klimatologischen Wellen entspricht. So befinden sich in 100 hPa die stärksten positiven Anomalien im Bereich des klimatologischen Hochs während negative Anomalien den Bereich der klimatologisch geringsten Geopotentiellenhöhe umgeben. Damit ist eine Zunahme der Wellenaktivität von der Troposphäre in die Stratosphäre



**Abbildung 5.6** a) Differenzen zwischen der Dezember Klimatologie und Dezembereignissen im Januar ein SSW folgte. Dargestellt für den EP-Fluss (Vektoren) und der EP-Fluss-Divergenz (Farben). Die Vektoren sind mit dem Inversen der Höhe (in hPa) skaliert, um die Flüsse in der mittleren Atmosphäre hervorzuheben. b) Anomalien im zonal gemittelten Zonalwind zwischen Januar mit und ohne SSW. Farbige Flächen sind signifikant auf dem 90% Niveau (t-Test).

verbunden. Veränderungen im EP-Fluss zeigen eine Verstärkung der klimatologischen Wellenflüsse mit einer Zunahme der vertikalen Komponente in 100 hPa zwischen 40-80°N von über 18% gegenüber der Klimatologie. Damit verbunden ist eine Zunahme der EP-Fluss-Konvergenz in der mittleren Atmosphäre nördlich von 30°N (Abbildung 5.6a). Die Wirkung auf den Zonalwind ist im Dezember noch begrenzt und kaum signifikant (nicht gezeigt), während der Polarwirbel im Januar sehr geschwächt ist (Abbildung 5.6b). Damit wurden die Schritte 3 (verstärkte Wellenaktivität) und 4 (die Schwächung des Polarwirbels) des Mechanismus nach Cohen et al. (2007) bestätigt.

Die beiden letzten Schritte des postulierten Mechanismus (das Abwärtswandern strato-

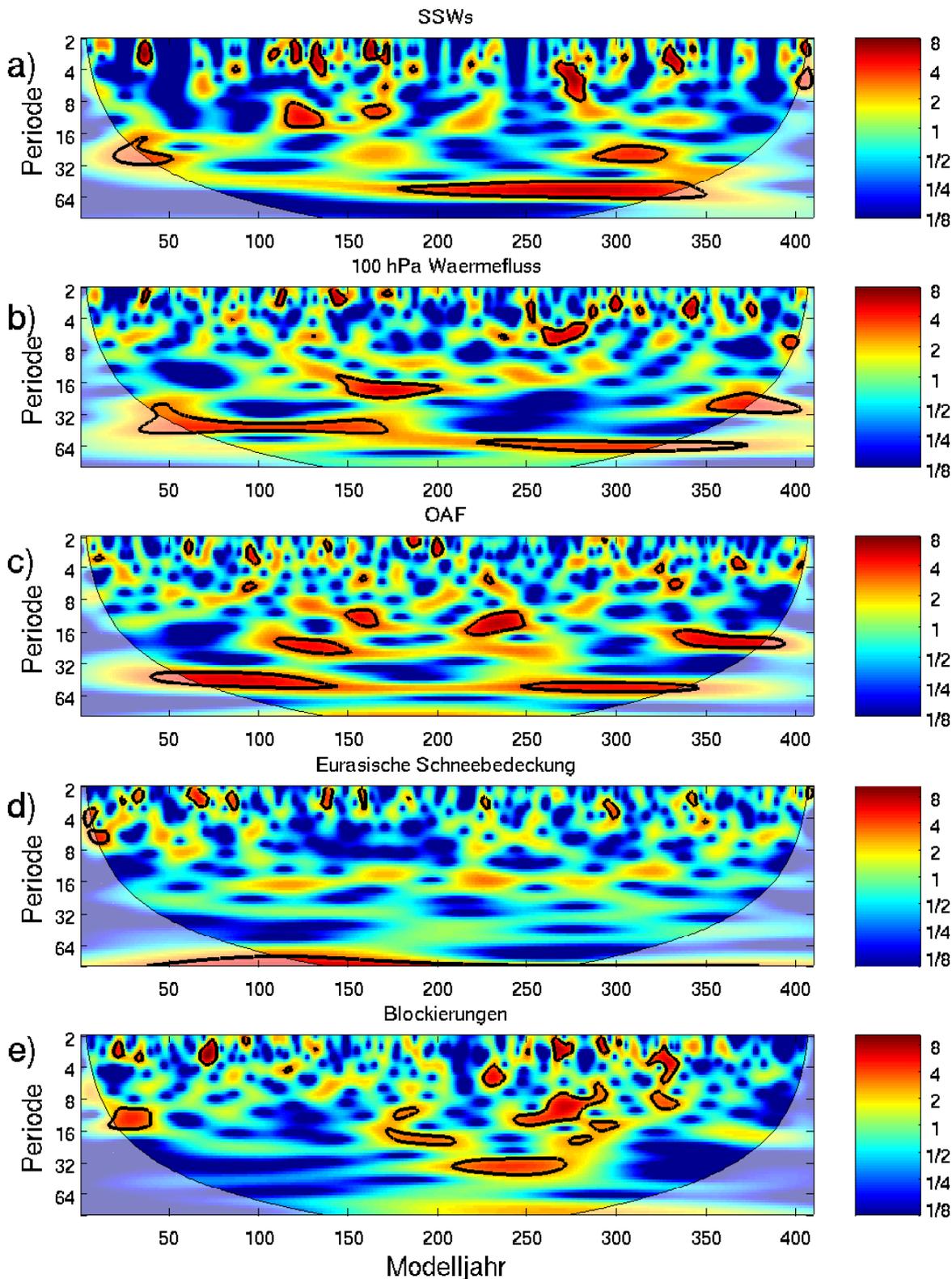
sphärischer Anomalien und letztlich die negative AO-Phase am Boden) wurden bereits in Kapitel 3 für alle SSWs im Januar und Februar gezeigt. Dieser Zusammenhang bestätigt sich auch, wenn man nur die 25 SSWs im Januar betrachtet (nicht gezeigt). Abschließend kann festgehalten werden, dass der postulierte Mechanismus, der den Einfluss positiver Schneeanomalien auf die Stärke des Polarwirbels und anschließend auf die Phase der AO beschreibt, mit den gezeigten Ergebnissen bestätigt und vom Modell gut simuliert wird.

### 5.3 Wechselwirkung mit troposphärischen und ozeanischen Parametern

Wie bereits diskutiert, ist nicht davon auszugehen, dass die multi-dekadische Variabilität in der Stratosphäre generiert wird. Daher wird versucht, eine Verbindung mit anderen Klimasubsystemen zu finden. Es werden im folgenden Parameter des Ozeans, der Kryos- und der unteren Atmosphäre betrachtet. Zur Identifizierung von Frequenzen wird erneut auf die Wavelet-Analyse zurückgegriffen.

Als erstes wird der meridionale Wärmefluss in 100 hPa, gemittelt zwischen 40 und 80°N, für die Wintermonate (Dezember bis Februar) analysiert. Dabei handelt es sich um einen Proxy für troposphärische Wellen, die in die Stratosphäre eindringen (Newman et al., 2001). Die Wavelet-Analyse offenbart, dass der meridionale Wärmefluss mit Perioden zwischen 40 und 60 Jahren, die signifikant verstärkte Energie besitzen, variiert (Abb. 5.7b). Im besonderen gilt dies für die Modelljahre 200 bis 350, wo Perioden mit 50 bis 60 Jahren besonders verstärkt sind. Dies stimmt sehr gut mit der Analyse der SSW Zeitserie überein, für die eine 52-jährige Periode gefunden wurde, welche in der zweiten Hälfte der Simulation die größten Amplituden besitzt.

Um den ozeanischen Einfluss auf die Atmosphäre und die Anzahl der SSWs genauer zu untersuchen, wird der Wärmefluss zwischen dem Ozean und der Atmosphäre berechnet. Da verschiedene Studien den Einfluss tropischer SSTs auf die Polarwirbelstärke beschreiben (z.B. Brönnimann, 2007) wurden diese zuerst untersucht. Allerdings besitzen alle tropischen Ozeane (im Pazifik, Indik und Atlantik) nur auf kürzeren Zeitskalen Variabilität (nicht gezeigt). Für ENSO gilt, dass dieses Phänomen im Modell simuliert wird, allerdings wechseln sich El Niño und La Niña fast regelmäßig von Jahr zu Jahr ab. ENSO unterliegt also einer zweijährigen Schwingung im Modell. Es kann demzufolge keine Verbindung zwischen den tropischen Becken und der multi-dekadischen Variabilität in der Anzahl der SSWs hergestellt werden. Im Gegensatz zu den tropischen Becken, offenbart eine Wavelet-Analyse für Wärmeflüsse im Nordpazifik Variabilität auf Zeitskalen, die länger sind als für die SSWs, z.B. mehr als 100 Jahre (nicht gezeigt). Daraus wird abgeleitet, dass die



**Abbildung 5.7** Kontinuierliches Waveletpowerspektrum nach Torrence und Compo (1998) für a) die SSW-Zeitreihe, b) den 100 hPa Wärmefluss (40 bis 80°N, DJF), c) den ozeanischen-atmosphärischen Wärmefluss im Nordatlantik (40 bis 80°N, NDJ), d) Eurasische Schneebedeckung im Oktober und e) Blockierungen im Oktober/November. Die Einheit ist für alle Größen die Varianz ( $\sigma^2$ ). Die schwarze Linie zeigt das 95%-Niveau im Vergleich zu rotem Rauschen nach dem AR1-Koeffizienten an. Der *cone of influence* wird als leichter Schatten dargestellt.

ozeanischen Becken und der Nordpazifik für die multi-dekadische Variabilität der SSWs nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Ergebnisse der Wavelet-Analyse für den flächengemittelten nordatlantischen (40-80°N, 70W-30E, Mittel jeweils November bis Januar) Ozean-Atmosphäre Wärmefluss (OAF) werden in Abbildung (Abb. 5.7c) gezeigt. Hier findet man, ähnlich zu den SSWs, verstärkte Variabilität für Perioden zwischen 40 und 60 Jahren über die gesamte Simulation. Die 95%-Prozent Signifikanzschwelle wird für zwei je 100-jährige Zeitabschnitte übertroffen (Abb. 5.7c).

Die Wavelet-Analyse für die Eurasische Schneebedeckung und Blockierungen wird für den Spätherbst bzw. den Frühwinter durchgeführt. Dies geschieht in Anlehnung an den demonstrierten saisonalen Mechanismus von Cohen et al. (2007). Die Analyse der Oktober Schneebedeckung erfolgt für Gebiete zwischen 0-188°O und nördlich von 24°N. Blockierungen werden für die gesamte Nordhalbkugel im Oktober und November gezählt (basierend auf der Methode von Tibaldi und Molteni, 1990). Während Schneebedeckung in Beobachtungen eine quasi-dekadische Oszillation aufweist (Saito und Cohen, 2003), entspricht die Zeitreihe im Modell fast weißem Rauschen. Lediglich für Perioden um 20 Jahre und in der zweiten Hälfte der Simulation auch für Perioden zwischen 40 und 60 Jahren findet man temporär erhöhte Energie (Abb. 5.7d). Allerdings wird zu keinem Zeitpunkt das 95%-Signifikanzniveau übertroffen. Für Blockierungen ergibt sich zeitlich begrenzt signifikant erhöhte Energie für Frequenzen mit einer Dauer zwischen 10 und 20 Jahren, während längere Zeitskalen kaum ein Signal aufweisen (Abb. 5.7e).

Um Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Parametern zu untersuchen, wird jetzt die Wavelet-Kohärenz mit der SSW-Zeitserie berechnet (auf Grundlage von Grinsted et al. (2004), vergleiche Abschnitt A.2). Die Werte können zwischen 0 (kein Zusammenhang) und 1 (perfekter Zusammenhang) liegen und entsprechen dem spektralen Zusammenhang der Zeitreihen für das jeweilige Frequenzband. Der meridionale Wärmefluss in 100 hPa zeigt für alle Frequenzen einen nicht stationären Zusammenhang mit der SSW-Zeitserie (Abb. 5.8a). Die Phasen-Pfeile zeigen an, dass beide Zeitserien zum Großteil in Phase schwingen. Das stimmt mit der Vorstellung überein, dass ein starker Wellenfluss aus der Troposphäre zu SSWs führen kann. Die stärkste Kohärenz beider Zeitserien findet man jedoch für die multi-dekadische Zeitskala (Abb. 5.8a). Im ersten Teil der Simulation schließt dies Perioden von 20 bis 40 Jahren ein. Ab Modelljahr 150 findet man eine hohe Kohärenz für ein schmales, aber sehr robustes Band mit Perioden um 60 Jahren, dass allerdings nur temporär signifikant ist.

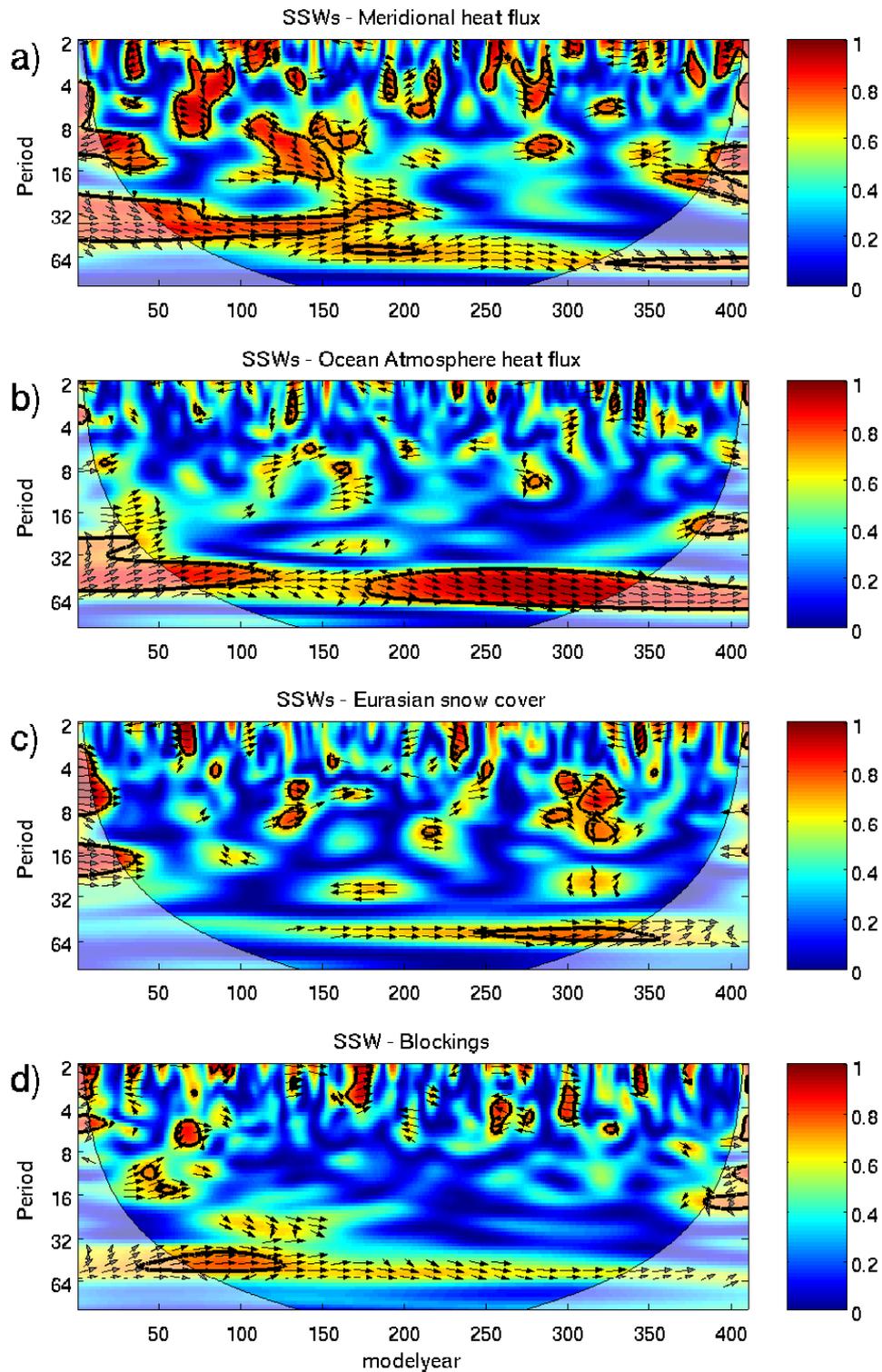
Der Zusammenhang von OAF und SSW-Zeitserien ist in Abbildung 5.8b) dargestellt. Ein deutlicher Zusammenhang ergibt sich für Perioden zwischen 40 und 65 Jahren. Die maximale Kohärenz, die zugleich hoch signifikant ist, findet man für Perioden von 55

Jahren. Dies entspricht ungefähr der Frequenz, die in der SSW-Zeitreihe am stärksten ausgeprägt ist (52 Jahre, vgl. Abb. 5.3 b). Die Richtung der Phasenpfeile gibt an, dass ein starker Wärmefluss aus dem Ozean in die Atmosphäre mit einer erhöhten Anzahl von SSWs verbunden ist. Darüber hinaus gilt, dass der OAF die SSWs in den ersten 150 Jahren leicht anführt (ein Jahr), während in der zweiten Hälfte der Simulation die SSWs mit ca. 3-4 Jahren führen.

Obwohl die Wavelets der Schneebedeckung und Blockierungen nur wenig Energie auf der multi-dekadischen Zeitskala haben, offenbart die Wavelet-Kohärenz mit den SSWs einen deutlichen, wenn auch nur zeitweise signifikanten, Zusammenhang für Perioden um 55 Jahre (Abb. 5.8c+d). Beide Parameter variieren auf allen Zeitskalen in Phase mit den SSWs, so dass eine größere Schneebedeckung sowie eine höhere Anzahl von Blockierungen mit einer erhöhten Anzahl von SSWs in Verbindung steht. Es wird geschlossen, dass der saisonale Mechanismus von Cohen et al. (2007) Teil eines multi-dekadischen Musters ist.

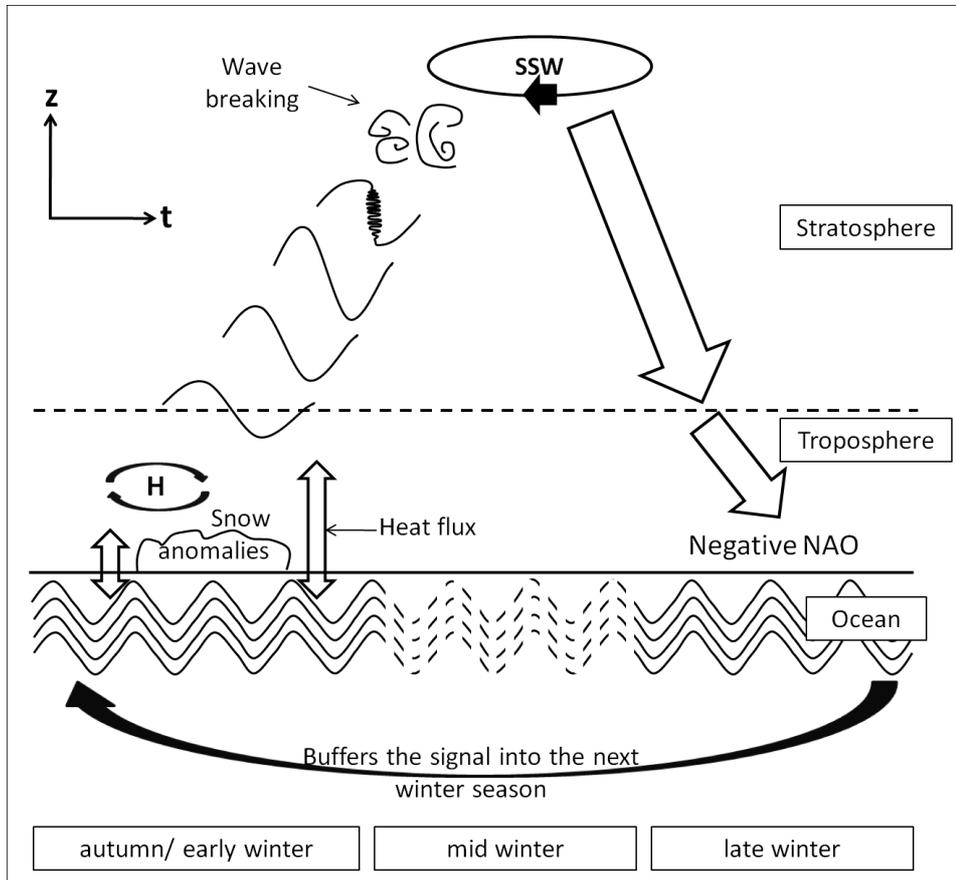
Die Wavelet-Kohärenz-Analyse zeigt, dass alle untersuchten Parameter in Phase variieren, wenn man die multi-dekadische Frequenz betrachtet. Für die Entwicklung eines Arbeitsmechanismus ist anzumerken, dass für die Analyse zwischen den einzelnen Parametern eine kleine Zeitverschiebung existiert. So wird die Schneebedeckung im Oktober ermittelt und die Blockierungen im Oktober/November. Dies geschieht in Anlehnung an den Mechanismus von Cohen et al. (2007). OAF wird für die Monate November bis Januar bestimmt und der Wärmefluss in 100 hPa in den Monaten Dezember bis Februar. Am Schluss der zeitlichen Abfolge treten die SSWs auf. Denn wie in Abschnitt 3.3 beschrieben, entstehen die meisten SSWs von Januar bis März. Durch diesen zeitlichen Versatz der Eingangsgrößen, führen diese die Entwicklung der SSWs im späteren Verlauf des Winters per Definition an.

Wie sich aus diesen Zusammenhängen eine multi-dekadische Variabilität in der Anzahl der SSWs ergeben kann, ist in Abbildung 5.9 dargestellt. Dabei handelt es sich um eine Erweiterung der konzeptionellen Modelle von Reichler et al. (2005) und Cohen et al. (2007). Verstärkte Flüsse aus dem Nordatlantik in die Atmosphäre sorgen gemeinsam mit einer größeren Schneeausdehnung und einer erhöhten Anzahl von Blockierungen zu einem stärkeren Wellenfluss aus der Troposphäre in die Stratosphäre. Der Polarwirbel wird dadurch geschwächt und die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von SSWs ist erhöht. Im weiteren Verlauf des Winters propagieren die stratosphärischen Anomalien in der Atmosphäre abwärts und bewirken eine negative NAO-Phase. Diese Störungen werden dann als stochastischer Antrieb im Nordatlantik absorbiert und regen eine Oszillation mit einer Eigenschwingung des Ozeans an, wie es von Hasselmann (1976) beschrieben wird. Die Eigenfrequenz des Nordatlantiks lässt dann das gesamte gekoppelte System nahezu in Pha-



**Abbildung 5.8** Quadrierte Wavelet-Kohärenz nach Grinsted et al. (2004) für die SSW-Zeitserie mit a) dem 100 hPa Wärmefluss, b) OAF, c) Schneebedeckung in Eurasien und d) der Anzahl der Blockierungen auf der Nordhemisphäre. Die Pfeile zeigen die Phasenbeziehung zwischen den beiden Zeitserien an (z.B. nach rechts: in Phase; nach links: in Antiphase; nach unten: SSWs führen mit einer Phasenverschiebung von  $90^\circ$ )

se schwingen. Dementsprechend können unter Einbeziehung des Ozeans Anomalien über einen längeren Zeitraum (mehrere Jahre) Bestand haben und in einer multi-dekadischen Variabilität der SWS resultieren.



**Abbildung 5.9** Mechanismus für die Generierung einer multidekadischen Variabilität.

Weitere Untersuchungen deuten darauf hin, dass die tropischen Ozeane zur Variabilität auf den kurzen Skalen beitragen (nicht gezeigt). Ein Zusammenhang zwischen SSTs und SWS wurde in verschiedenen Studien gezeigt. In EGMAM ist der Zusammenhang zwischen Wärmefluss in die Atmosphäre und SWS auf der jährlichen Zeitskala für den Indischen Ozean am größten. Ein Einfluss des Nordpazifiks auf die multi-dekadische Variabilität der SWS kann in dieser Arbeit nicht gefunden werden. Die Wavelet-Kohärenz zwischen den Zeitreihen ist nur gering (nicht gezeigt). Allerdings finden Pinto et al. (2011) in PD Phasen über je ungefähr 100 Jahre, in denen die PNA und NAO mal deutlich stärker bzw. schwächer miteinander gekoppelt sind. Sie spekulieren, dass diese Kopplung zum Teil über die Stratosphäre wirkt, was wiederum Auswirkungen auf die Anzahl von SWS haben könnte. Weitere Studien zeigen, dass der Nordpazifik eine der Regionen ist, in der SWS aus der Troposphäre angeregt werden könnten (Garfinkel et al., 2010). Wie ein solcher Einfluss in EGMAM aussehen und welchen Anteil er am multi-dekadischen Mechanismus

haben könnte, bedarf weiterer tiefergehende Analysen, die im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden konnten.

### Sonderrolle von Wintern mit mehr als einem SSW

Abschließend wird getestet, ob die Tatsache, dass in einigen Wintern mehr als ein SSW klassifiziert wird, Einfluss auf die gefundene 52-jährige Schwingung in der Anzahl der SSWs hat. Dafür wird zunächst untersucht, ob die Wahrscheinlichkeit für ein zweites SSW erhöht ist, wenn in dem Winter schon ein SSW aufgetreten ist. Diese Analyse schliesst die Entwicklung von SSWs in PD mit ein.

Da im November und Dezember zu wenige SSWs auftreten, um eine Abhängigkeit im späteren Verlauf des Winters zu untersuchen, beschränken sich die gezeigten Ergebnisse in Tabelle 5.1 auf den Spätwinter. In PI (PD) gibt es 25 (15) SSWs im Januar, im weiteren Verlauf dieser Winter (Februar und März) gab es 6 (3) weitere SSWs. Relativ sind das 24% (20%) womit die Wahrscheinlichkeit gegenüber der Modellklimatologie von 15% (18,4%) leicht erhöht ist. Für ein Februar mit SSW gilt, dass dieser mit einer Wahrscheinlichkeit von 6,8% (16,7%) von einem März mit SSW gefolgt wird. In der Modellklimatologie tritt in 6,4% der Fälle ein SSW im März auf. Betrachtet man beide Kontrollläufe, scheint die Wahrscheinlichkeit für ein SSW im Spätwinter leicht erhöht, wenn es früher im Winter schon ein SSW gegeben hat. Allerdings folgen auf ~80% der Januar und Februar SSWs Monate ohne weiteres SSW, womit die absolute Wahrscheinlichkeit gering bleibt.

**Tabelle 5.1** Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines SSWs im Februar und März, wenn im Januar/Februar des selben Winters schon ein SSW auftrat. Die letzte Spalte enthält die klimatologische Auftrittswahrscheinlichkeit für ein SSW des entsprechenden Monats. Daten basieren allen Wintern in PI (548) und PD (299).

	Anzahl der SSWs im Januar	Wahrscheinlichkeit für ein weiteres SSW im Februar oder März	klimatologische Wahrscheinlichkeit für ein SSW im Feb/März
PI	25	24% (6 SSWs)	15%
PD	15	20% (3 SSWs)	18,4%
	Anzahl der SSWs im Februar	Wahrscheinlichkeit für ein weiteres SSW im März	klimatologische Wahrscheinlichkeit für ein SSW im März
PI	44	6,8% (3 SSWs)	6,4%
PD	36	16,7% (6 SSWs)	6,4%

Diese erhöhte Wahrscheinlichkeit ist teilweise der Anpassung des Algorithmus geschuldet, dass ein zweites SSW bereits nach zehn Tagen identifiziert werden kann. Um sicher zu stellen, dass die erhöhte Wahrscheinlichkeit für ein weiteres SSW nach einem frühen Ereignis nicht entscheidenden Einfluss auf die Identifizierung der 52-jährigen Periode hat, wird

eine weitere Frequenzanalyse durchgeführt. Die Wavelet-Analyse mit der SSW-Zeitserie wird wiederholt, wobei diesmal pro Winter maximal ein SSW berücksichtigt wird. Es zeigt sich, dass die 52-jährige Periode nachwievor signifikant ausgeprägt ist und die Klassifizierung von zwei SSWs in einem Winter keine große Wirkung auf die gefundene Frequenz hat (nicht gezeigt). Ähnliches gilt für die Wavelet-Kohärenzen, Unterschiede zur Originalzeitreihe sind kaum zu erkennen (nicht gezeigt).

# Kapitel 6

## Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick

Die Wintervariabilität der nordhemisphärischen polaren Stratosphäre zeichnet sich durch die Entstehung von SSWs aus. Diese sind von der WMO durch einen zonal gemittelten östlichen Zonalwind bei 60°N sowie die Umkehr des Temperaturgradienten zwischen 60 und 90°N jeweils in 10 hPa definiert und entsprechen einem Zusammenbruch des Polarwirbels. Anomalien, die in Verbindung mit SSWs entstehen, wandern durch die Stratosphäre abwärts in die Troposphäre, wo sie das Wettergeschehen über mehrere Wochen hinweg beeinflussen können.

In dieser Arbeit wird die Problemstellung erörtert, welchen Einfluss der Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen auf die Anzahl der SSWs in der Zukunft hat. Ferner wird untersucht, wie sich die hohe Variabilität - insbesondere auf langen Zeitskalen - in der Anzahl der SSWs erklären lässt. Grundlage, der in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen, ist ein Algorithmus zur Identifikation von SSWs, welcher weiterentwickelt wurde, um "Final Warmings" besser abzugrenzen. Erstmals werden entsprechende Untersuchungen ausgehend von einem sehr großen Datensatz durchgeführt, der mit einem gekoppelten Ozean-Troposphäre-Stratosphäre-Modell produziert wurde.

### 6.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

Die im Rahmen dieser Arbeit erzielten Ergebnisse basieren auf einer objektiven Methode zur Identifikation von SSWs auf einem im Rahmen der Arbeit weiterentwickelten Algorithmus (ausgehend von Charlton und Polvani, 2007). Im Vergleich zu Charlton und Polvani (2007) besteht der wesentliche Unterschied darin, dass ein Temperaturgradient und ein Klimakriterium als zusätzliche Indikatoren eingeführt werden. Den größten Unterschied bei der Identifizierung von SSWs bewirkt die Einführung des Klimaschwellwertes, wel-

cher zu einer wesentlichen Verbesserung in der Abgrenzung von "Final Warmings" führt (Kapitel 3.2). Darüber hinaus werden Parameter zur Klassifizierung der Stärke sowie der Dauer eines SSWs eingeführt. Der neue Algorithmus wird dazu verwendet, einen großen Satz von Experimenten zu untersuchen, die mit dem Stratosphären-Troposphären-Ozean-Modell EGMAM gerechnet wurden. Neben langen Kontrollsimulationen unter konstanten vorindustriellen (aus dem Jahr 1860, PI) und heutigen (1990, PD) Bedingungen werden transiente Szenarienrechnungen mit anschließender Stabilisierung ausgewertet. Ferner werden idealisierte Experimente untersucht, in denen der CO<sub>2</sub>-Gehalt verdoppelt bzw. vervierfacht wird, um die Ergebnisse der Szenarienläufe zu stützen.

Zunächst wird untersucht, wie gut das Modell mit den Beobachtungen übereinstimmt und im Vergleich zu anderen Modellen steht. Im Mittel wird die Anzahl an SSWs im Modell gegenüber den Beobachtungen um ungefähr die Hälfte unterschätzt. Während im Modell in PI (PD) 2,1 (2,5) SSWs/Dek simuliert werden, identifiziert der Algorithmus in den Reanalysedatensätzen ERA40 und NCEP 5,3 bzw. 4,2 SSWs/Dek. Die meisten dem Stand der Wissenschaft entsprechenden GCMs weisen ein ähnliches Defizit auf. Charlton et al. (2007) zeigen in einer Studie, dass fünf von sechs GCMs weniger SSWs simulieren als beobachtet werden. Lediglich in CCMs, die allerdings auf die stratosphärische Dynamik zugeschnitten sind, werden SSWs ähnlich häufig wie in Beobachtungen simuliert (SPARC CCMVal, 2010).

Der Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen wird von 1860 bis in das Jahr 2100 transient simuliert. Bis in das Jahr 2000 werden dafür beobachtete Treibhausgaskonzentrationen vorgeschrieben. Ab dem Jahr 2000 werden die SRES-Szenarien B1, A1B und A2 verwendet. Für alle Szenarien sowie den historischen Zeitraum wird ein kleines Ensemble mit drei Mitgliedern gerechnet. Einzelne Mitglieder werden im Anschluss an das Jahr 2100 mit konstanten Treibhausgaskonzentrationen fortgesetzt. Gemeinsam mit den Kontrollsimulationen stehen damit mehr als 3500 Simulationsjahre zur Verfügung, die einen einzigartigen Datensatz bilden, der im Rahmen des ENSEMBLES-Projekt erzeugt wurde. Für den historischen Zeitraum kann bis zum Ende des 20. Jahrhunderts kein signifikanter Trend in der Anzahl der SSWs identifiziert werden (Kapitel 4.1). Dies liegt zum einen daran, dass der Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen in diesem Zeitraum noch relativ moderat ist und dementsprechend - wenn überhaupt - nur geringe Änderungen zu erwarten wären. Falls der Anstieg Auswirkungen auf die Anzahl der SSWs hat, kann dies aufgrund der hohen internen Variabilität im Auftreten von SSWs nicht nachgewiesen werden. In einer früheren Studie (Fischer et al., 2008) mit neun Simulationen, bei denen neben Treibhausgasen auch zusätzliche Parameter wie z.B. die solare Einstrahlung variieren, kann ebenfalls kein Trend festgestellt werden.

Im 21. Jahrhundert bewirkt der Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen in allen untersuchten Szenarien einen Anstieg in der Anzahl von SSWs (Kapitel 4.2). Im Ensemblemittel steigt die Anzahl bis zur zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts auf 3,3, 2,6 bzw. 3,7 SSWs/Dek für die Szenarien B1, A1B und A2 an. Dabei ist der Wert für das A1B-Szenario am Ende des 21. Jahrhunderts aufgrund interner Variabilität geringer als über das gesamte Jahrhundert (2,7 SSWs/Dek). Der in EGMAM für A1B simulierte lineare Anstieg (ungefähr +0,1 SSWs/Dek, siehe Kapitel 4.2, Abbildung 4.4) entspricht dem in AMTRAC (Atmospheric Model With Transport and Chemistry) gefundenen. Charlton-Perez et al. (2008) ermitteln - für das A1B-Szenario - eine Zunahme von  $\sim 3$  SSWs/Dek am Ende des 20. Jahrhunderts auf  $\sim 4$  SSWs/Dek bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Einen wesentlich stärkeren Anstieg für das A1B-Szenario von  $\sim 60\%$  simuliert das CMAM (Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis GCM) (McLandress und Shepherd, 2009a). In anderen Studien kann wiederum keine Zunahme (z.B. Butchart et al., 2000; SPARC CCMVal, 2010) oder sogar eine Abnahme (Rind et al., 1998) durch den Anstieg von Treibhausgasen festgestellt werden. Dementsprechend groß sind bisher die Unsicherheiten über die zukünftige Entwicklung in der Anzahl der SSWs. Die in dieser Arbeit präsentierten Ergebnisse liefern einen wichtigen Beitrag für eine künftige Einschätzung, da sie auf einem großen Datensatz beruhen und dementsprechend robust sind. Ferner werden durch die Verwendung verschiedener Szenarien sowie der Berücksichtigung interner Variabilität auftretende Unsicherheiten abgeschätzt.

Im Anschluss an die transiente Phase wird ein Teil der Simulationen mit den Treibhausgaskonzentrationen aus dem Jahr 2100 stabilisiert. In der Stabilisierungsphase entstehen im Mittel 2,8, 3,8 und 4,2 SSWs/Dek in B1-STAB, A1B-STAB und A2-STAB. Dabei ist die Zunahme in A1B-STAB und A2-STAB gegenüber PI hochsignifikant. Diese Resultate sind absolut neuartig, da in keiner - zumindest mir bekannten - Arbeit, Stabilisierungszeiträume von Szenarien hinsichtlich der Anzahl von SSWs untersucht werden. Unter Hinzunahme der idealisierten Experimente vervollständigt sich das Bild weiter. Hier ergibt sich nach Verdopplung bzw. Vervierfachung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration eine mittlere Anzahl von 2,6 und 3,6 SSWs/Dek. Fügt man alle Werte der Kontrollläufe und Stabilisierungsphasen (Szenarien und idealisierte Experimente) zusammen und setzt diese mit dem Strahlungsantrieb ins Verhältnis, ergibt sich ein linearer Zusammenhang zwischen dem Treibhausgasantrieb und der Anzahl der SSWs (Kapitel 4.2, Abbildung 4.6). Im Vergleich zweier idealisierter Experimente, stellen Bell et al. (2009) fest, dass die Anzahl an SSWs bei Verdopplung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration im Vergleich zur durchgeführten Kontrollsimulation nur leicht zunimmt, während sie bei Vervierfachung verdoppelt wird. Sie finden also einen nicht-linearen Zusammenhang, der im Gegensatz zu dem in dieser Arbeit gezeigtem Ergebnis steht. Dabei ist anzumerken, dass ihre Abschätzung auf lediglich  $\sim 30$

Simulationsjahren basiert und somit aufgrund der angesprochenen internen Variabilität großer Unsicherheit unterliegt. Der in dieser Arbeit abgeleitete Zusammenhang zwischen SSWs und Treibhausgasen lässt darauf schließen, dass eine Verdopplung in der Anzahl an SSWs wahrscheinlich ist, wenn die Treibhausgaskonzentrationen das Niveau des A2-Szenarios am Ende des 21. Jahrhunderts ( $\sim +7,5 \text{ W/m}^2$  Strahlungsantrieb im Vergleich zu PI) erreichen.

Die Untersuchungen dieser Arbeit haben ferner gezeigt, dass dieser Zusammenhang allerdings nur für die NH gilt. Für die SH kann kein Trend in der Anzahl der SSWs festgestellt werden. Änderungen im Zonalwind und der Temperatur deuten darauf hin, dass der südhemisphärische Polarwirbel durch den Anstieg der Treibhausgase eher stabiler als schwächer wird.

Desweiteren deuten die Ergebnisse daraufhin, dass sich die Anzahl der SSWs in erster Linie während der Phasen des starken Anstiegs der Treibhausgaskonzentrationen erhöht, während in der Stabilisierungsphase kein deutlicher Trend zu erkennen ist. Dies gilt für die Szenariorechnungen und die idealisierten Experimente. Für die Anzahl von SSWs relevanten Veränderungen im Klimasystem finden also direkt oder nur mit kurzer Verzögerung zu Änderungen im Strahlungsantrieb statt. Vergleichbare Erkenntnisse können in der bekannten Literatur nicht gefunden werden, da die vorhandenen Studien nur transiente Abschnitte betrachten (z.B. Charlton-Perez et al., 2008; McLandress und Shepherd, 2009a) oder sich lediglich auf die Stabilisierungsphasen beziehen (Bell et al., 2009). Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, dass es längerfristige Änderungen in der Anzahl der SSWs gibt, die in Verbindung mit der Trägheit des Ozeans stehen. Die hohe interne Variabilität verhindert hierbei eine klare Schlussfolgerung. Ergänzend wird angemerkt, dass in den untersuchten Simulationen die bodennahe Lufttemperatur in der Stabilisierungsphase weiter ansteigt, wobei der Großteil der Erwärmung zu diesem Zeitpunkt bereits abgeschlossen ist (Körper et al., 2009).

Die Zunahme in der Anzahl von SSWs findet grundsätzlich in allen Monaten statt (Kapitel 4.3). Allerdings ist die prozentuale Zunahme von November bis Januar stärker, so dass es zu einer Verschiebung hin zu mehr frühen SSWs kommt. Dies steht in direktem Zusammenhang mit Veränderungen im meridionalen Wärmefluss, der ebenfalls stärker in den frühen Monaten zunimmt. Dieses Ergebnis entspricht dem von Bell et al. (2009), während es dem von Charlton-Perez et al. (2008) widerspricht, die eine stärkere Zunahme später Ereignisse finden. Außerdem ist mit der Zunahme an SSWs eine leichte Abnahme in der Stärke der SSWs zu verzeichnen. Dies gilt für alle drei verwendeten Definitionen (Anomalie der Polkappentemperatur, Umkehr des Temperaturgradienten und maximaler zonal gemittelter Ostwind). McLandress und Shepherd (2009a) finden in Verbindung mit

einem SSW einen deutlich stärkeren Rückgang in der Stärke von SSWs. In ihren A1B-Simulationen (2055-2099) geht die Anomalie der Polkappentemperatur gegenüber 1960-2004 um 25% zurück. Die Untersuchungen von Charlton-Perez et al. (2008) sowie Bell et al. (2009) kommen jedoch zu dem Schluss, dass sich die Eigenschaften von SSWs in der Zukunft nicht ändern. Die hier vorgestellten Ergebnisse stützen demnach die Erkenntnisse bisheriger Untersuchungen. Konsequenterweise kann keine bedeutende Änderung in der neu eingeführten Größe zur Bestimmung der "Dauer eines SSWs" gezeigt werden. SSWs sind im Mittel in allen Simulationen mit einer ungefähr 10-tägigen Andauer von Ostwinden in 10 hPa und 60°N verbunden.

Während in anderen Studien die Ursachen für die Zunahme an SSWs als weitestgehend unbekannt hingestellt werden (Charlton-Perez et al., 2008), wird in dieser Arbeit ein potentieller Mechanismus für die Zunahme von SSWs entwickelt (Kapitel 4.4). Dieser wird aus den Differenzen von PI und A1B-STAB abgeleitet. Die gefundenen Änderungen werden mit der Literatur verglichen und hinsichtlich bestehender Unsicherheiten diskutiert. Der Mechanismus beinhaltet eine Verschärfung des meridionalen Temperaturgradienten in  $\sim 100$  hPa zwischen den tropischen und mittleren Breiten und damit verbunden eine Zunahme des Westwindes in der unteren Stratosphäre zwischen 30 und 40°N. Darüber hinaus verstärkt sich der Wellenfluss aus der Troposphäre in die Stratosphäre. Änderungen in der Windstruktur der Stratosphäre sorgen für eine polwärtige Ablenkung der EP-Flüsse und eine verstärkte EP-Flusskonvergenz in der oberen polaren Stratos- und gesamten Mesosphäre. Daran gekoppelt ist eine Intensivierung der BDC und eine adiabatische Erwärmung der unteren polaren Stratosphäre. Der Polarnachtstrahlstrom ist nach Süden verschoben und in 60°N und 10 hPa nimmt der klimatologische Westwind um 5m/s ab.

Die Zunahme in der Anzahl der SSWs ist auf eine Kombination dieser Änderungen zurückzuführen, wobei zwei Faktoren im besonderen Maße verantwortlich sind. Erstens, die Zunahme des troposphärischen Wellenflusses in die Stratosphäre ( $\sim +16\%$ ) und zweitens die Verminderung der mittleren Windgeschwindigkeit in 60°N und 10 hPa ( $-5\text{m/s}$ ) (vergleiche Kapitel 4.4, Abbildung 4.10). Der verstärkte Antrieb aus der Troposphäre erhöht die Wahrscheinlichkeit für SSWs, da Wellen und Wellenbrechen eine notwendige Bedingung für die Entstehung von SSWs sind. Auf der anderen Seite können SSWs durch kleinere Störungen ausgelöst werden, da der Westwind im Mittel schwächer ist und dementsprechend weniger Energie zum Abbremsen des Polarwirbels benötigt wird. Dieses Ergebnis steht im gewissen Widerspruch zur Arbeit von McLandress und Shepherd (2009a), welche die Abnahme des Zonalwindes als alleinige Ursache für die Zunahme identifizieren und einen verstärkten Wellenfluss als Faktor ausschließen.

Desweiteren konnte gezeigt werden, dass die Zunahme an SSWs an sich das mittlere Klima der Stratosphäre nur geringfügig verändert. Die Temperaturzunahme der unter polaren Stratosphäre - die Region, in der SSWs den größten Einfluss haben - geht nur zu einem Viertel auf die Zunahme von SSWs zurück. Drei Viertel stehen in Verbindung mit der intensivierten BDC, was eine stärkere adiabatische Erwärmung am Pol zur Folge hat. Im Gegensatz dazu zeigen Bell et al. (2009) in einem Experiment mit CO<sub>2</sub>-Verdopplung, dass die Erwärmung nicht ohne die Zunahme der SSWs erklärt werden kann. Hier sei erwähnt, dass sich ihre Untersuchungen nur auf  $\sim 30$  Simulationsjahre stützen und demzufolge stark von interner Variabilität beeinflusst sein könnten.

Im Anschluss an die Klimaänderungssimulationen wird die Variabilität von SSWs auf verschiedenen Zeitskalen intensiv untersucht (Kapitel 5). Vergleicht man z.B. Perioden von 43 Wintern (entspricht der Anzahl von Wintern in ERA40) in PI, variiert die Anzahl an SSWs zwischen drei und 16 SSWs. Im Vergleich zu ERA40 (23 identifizierte SSWs) schwankt die Anzahl dementsprechend zwischen 13% und 70%. In PD liegt das Maximum in einer 43-jährigen Periode sogar bei fast 80% der ERA40 SSWs. Es sei an dieser Stelle angemerkt, dass die monatliche Verteilung in Phasen vermehrter SSWs im Modell nahezu unverändert bleibt, frühe SSWs werden in ihrer Anzahl dementsprechend weiterhin unterschätzt. Aus der kurzen Beobachtungszeitreihe lässt sich eine solche multi-dekadische Variabilität nicht ableiten. Allerdings gibt es auch in Beobachtungen Phasen mit erhöhter und erniedrigter SSW Häufigkeit (Tabelle 3.2). In verschiedenen Modellstudien werden ebenfalls Hinweise auf eine multi-dekadische Variabilität in der Anzahl von SSWs (Butchart et al., 2000; Charlton-Perez et al., 2008; McLandress und Shepherd, 2009a) oder in der Stärke des Polarwirbels (Kolstad und Charlton-Perez, 2010) gefunden. Jedoch hat sich keine Studie der Untersuchung der multi-dekadischen Variabilität direkt gewidmet.

Für PI kann gezeigt werden, dass Häufungen von SSWs deutlich öfter auftreten, als nach einer zufälligen Verteilung zu erwarten ist. Das Frequenzspektrum als Ergebnis einer Wavelet-Analyse offenbart eine periodische Schwingung in der Anzahl von SSWs mit einer Periode von 52 Jahren (Abb. 5.3, Seite 80). Die Stärke dieser Schwingung ist gegenüber rotem Rauschen auf dem 95%-Niveau signifikant erhöht, was bisher in keiner anderen Studie gezeigt werden konnte.

Auf Grundlage eines Konzepts, das eurasische Schneeanomalien im Oktober mit der Wirbelintensität in Januar verknüpft (Reichler et al., 2005; Cohen et al., 2007), wird ein Mechanismus erarbeitet, welcher die Entstehung der multi-dekadischen Variabilität erklärt (Kapitel 5.3). Hierzu wird mit Wavelet-Kohärenzanalysen gezeigt, dass Phasen mit einer erhöhten Anzahl von SSWs mit stärkerem Wellenfluss in die Stratosphäre, einem posi-

tiven Wärmefluss aus dem Nordatlantik in die Atmosphäre, einer erhöhten Anzahl von Blockierungen und positiven Scheeanomalien über Eurasien einhergehen. Der stärkste Zusammenhang besteht dabei zwischen den SSWs und dem Wärmefluss aus dem Nordatlantik. Dabei werden alle Parameter, mit Ausnahme der SSWs, für den Herbst/Frühwinter bestimmt, so dass auf der saisonalen Skala eine zeitliche Verschiebung vorliegt. Die genannten Parameter führen die Entwicklung von SSWs dementsprechend an. Das im Spätwinter abwärts transportierte Signal wird dann vom Ozean aufgenommen und regt, in Anlehnung an die Überlegungen von Hasselmann (1976), eine Eigenschwingung des Nordatlantiks an. Durch eine Wechselwirkung mit der Atmosphäre schwingt das gesamte gekoppelte System in Phase. Für den Nordatlantik sind multi-dekadische Schwingungen sowohl aus Beobachtungen (Fischer und Mieding, 2005) wie auch Simulationen (Jungclaus et al., 2005) bekannt. Ferner wird der Einfluss dieser Oszillationen auf das europäische und nordamerikanische Klima verbreitet diskutiert (Keenlyside et al., 2008). Allerdings wird die Wechselwirkung mit der Stratosphäre in keiner Studie systematisch untersucht, was die oben beschriebenen Ergebnisse neu und einzigartig macht.

## 6.2 Diskussion

SSWs werden in dieser Arbeit mit Hilfe eines Algorithmus identifiziert, der auf der Stärke des Zonalwindes in  $60^{\circ}\text{N}$  und 10 hPa basiert. Dieser Ansatz beruht auf der Definition der WMO und wird daher auch als Standardmethode bezeichnet. Dabei wird ein Ereignis nur dann als SSW klassifiziert, wenn der zonalgemittelte Zonalwind  $< 0$  m/s ist. McLandress und Shepherd (2009a) weisen darauf hin, dass die Verwendung eines solchen starren Schwellwertes starken Einfluss auf mögliche Trends hat, wenn sich das Klima in Zukunft verändert. Sie identifizieren SSWs zusätzlich zum Standardschema mit einer Methode, die den NAM-Index des Geopotentials verwendet. Dies ist ein relatives Kriterium, das auf Anomalien basiert, welche unabhängig vom Klimawandel sind. Unter Verwendung der Standardmethode finden sie in ihren Experimenten einen Anstieg in der Anzahl von SSW um ca. 60% vom Ende des 20. bis zum Ende des 21. Jahrhunderts, während sie mit der NAM-Methode keinen signifikanten Unterschied in der Anzahl der SSWs feststellen können. Da es allerdings in erster Linie von der absoluten Windgeschwindigkeit abhängt, ob planetare Wellen in die Stratosphäre eindringen können und wie diese abgelenkt werden, wurde in dieser Arbeit ein an die Standardmethode angelehnter Algorithmus verwendet. Dies wird auch von Bell et al. (2009) empfohlen.

Zum jetzigen Zeitpunkt scheint es nicht möglich vorherzusagen, wann sich die gefundene Zunahme in der Anzahl von SSWs in den Beobachtungen bemerkbar machen wird. Der positive Trend über die letzten 20 Jahre (Cohen et al., 2009) ist hoher Wahrscheinlichkeit

nach interne Variabilität und zukünftige Dekaden mit weniger SSWs als zuletzt müssen durchaus erwartet werden. Wann Änderungen eintreten, kann in erster Linie wegen der hohen Variabilität nicht vorhergesagt werden. Aber natürlich spielt auch die tatsächliche Entwicklung der Treibhausgaskonzentrationen eine entscheidende Rolle. Wie gezeigt wurde, ist die Spannbreite einer möglichen Steigerung in den Szenarienrechnungen mit anschließender Stabilisierung groß, z.B. +23% bzw. +85% für B1-STAB und A1B-STAB im Vergleich zu PI. Während es dementsprechend noch dauern wird, bis sich durch den Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen bedingte Änderungen in der Anzahl von SSWs bemerkbar machen, sind Änderungen weiterer Parameter schon heute messbar. Die Stratosphäre kühlte sich zwischen 1979 und 2005 im Mittel zwischen 0,5-1,5 K/Dekade ab, wobei die stärksten Änderungen in Höhe der Stratopause beobachtet werden (Randel et al., 2009), wie auch von EGMAM projiziert wird. Auf der anderen Seite lassen Beobachtungsdaten bisher nicht darauf schließen, dass sich die BDC beschleunigt (Engel et al., 2009), wie in der Modellwelt einschließlich EGMAM vorhergesagt wird. Engel et al. (2009) finden keinen Rückgang im Alter stratosphärischer Luft oberhalb von 24 km, was bei einer Verstärkung der BDC zu erwarten ist. Das Ausräumen von Unsicherheiten in den Modellen und Beobachtungen, die zu dieser Diskrepanz führen, bedarf noch Forschungsarbeit in der Zukunft (SPARC CCMVal, 2010).

Der beschriebene Anstieg in der Anzahl von SSWs muss, da die absolute Anzahl von SSWs in einem Winter begrenzt ist, zwangsläufig zu einem Zeitpunkt vollendet sein. Man kann von einer Sättigung des Treibhausgaseffekts auf die Anzahl der SSWs sprechen. Eine Prognose, wann eine solche Sättigung in einem Modell erreicht wird, hängt wesentlich davon ab, wie stark der Trend im Modell ist und wie viele SSWs das Modell unter heutigen Bedingungen simuliert. So ergibt sich zwar für EGMAM und HadSM3-L64 (Bell et al., 2009) jeweils eine Verdopplung nach Vervierfachung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration, allerdings liegen die absoluten Häufigkeiten auf dem neuen Niveau mit  $\sim 4$  und 12 SSWs/Dek weit auseinander. Im HadSM3-L64 entstehen demnach in vielen Wintern zwei SSWs und eine baldige Sättigung des  $\text{CO}_2$ -Effekts scheint wahrscheinlich. Auch in der Studie von McLandress und Shepherd (2009a) scheint eine Sättigung mit 9 SSWs/Dek so gut wie erreicht. Dabei ist zu bedenken, dass sie SSWs im Abstand von minimal 60 Tagen identifizieren, womit die Wahrscheinlichkeit auf zwei SSWs in einem Winter deutlich reduziert wird. Darüber hinaus stellen Bell et al. (2009) fest, dass der Anstieg in erster Linie durch eine Zunahme von Verschiebungen erfolgt, während die Anzahl der Splits gleich bleibt.

Wie gerade aufgeführt, kann die mittlere Anzahl an SSWs von Modell zu Modell sehr unterschiedlich sein. Daneben können auch relativ kleine Änderungen innerhalb eines Modells starke Auswirkungen haben. Sigmond und Scinocca (2010) zeigen, dass die Stabilität des Polarwirbels und die Wirkung von Änderungen der Treibhausgaskonzentration

über die Schwerewellenparametrisierung gesteuert werden kann. In einer neuen Version von EGMAM zeigt sich, dass neben der Schwerewellenparametrisierung auch andere Parameter wesentlichen Einfluss haben können. So sinkt die Anzahl simulierter SSWs auf lediglich 1,35 SSWs/Dek in einem über 700 Jahre langen Kontrolllauf unter vorindustriellen Bedingungen, nachdem Änderungen an der Landnutzung, der Ozonklimatologie, dem Aerosolschema, Wolkenparametern und der Fluss-Korrektur vorgenommen wurden. Die monatliche Verteilung wird dabei auch beeinflusst. Die meisten SSWs treten zwar trotz Rückgang nach wie vor im Februar auf, interessanterweise nimmt aber die Anzahl an SSWs im November zu.

Die multi-dekadische Variabilität in der Anzahl von SSWs ist ein neues und wesentliches Ergebnis dieser Arbeit. Diese wird bisher nur in PI untersucht. Allerdings finden sich Hinweise, dass die multi-dekadische Schwingungen auch unter steigenden Treibhausgaskonzentrationen vorhanden ist. In Kapitel 4 wird sowohl für die Szenarien wie auch die idealisierten Experimente auf eine hohe niederfrequente Variabilität hingewiesen. Ferner scheint dabei, zumindest in einigen Simulationen, die Anzahl an SSWs in Phase mit PI zu schwingen, dem Initialisierungslauf. Dies gilt insbesondere für das zweite Mitglied der historischen Simulationen (siehe Abb. 4.3) und 4XCO<sub>2</sub> (Abb. 4.5). Eine multi-dekadische Variabilität, die in dieser Arbeit jedoch nicht mit einer Frequenzanalyse verifiziert wird, scheint auch in einem Mitglied von A1B vorhanden zu sein (Abschnitt 4.2). Folglich scheint sich der in dieser Arbeit vorgeschlagene Mechanismus auch unter erhöhten Treibhausgaskonzentrationen zu bestätigen. Cohen et al. (2010) diskutieren in ihrer Studie ebenfalls die Möglichkeit, dass der Klimawandel Einfluss auf ihren saisonalen Mechanismus haben könnte, der Teil des hier vorgestellten multi-dekadischen Mechanismus ist. Sie beschreiben, dass eine Erwärmung der Troposphäre, welche dann in der Lage ist mehr Wasserdampf aufzunehmen, für vermehrte Schneefälle im Oktober sorgen könnte. Nach ihrem Mechanismus könnte die Anzahl kalter Winter auf der NH demnach unter steigenden Treibhausgaskonzentrationen zunehmen.

Auch wenn die Beobachtungsdatenreihen zu kurz sind, um dort eine multi-dekadische Variabilität zu identifizieren, findet man doch Hinweise darauf, dass es sie auch in der realen Welt geben könnte. So fallen die 1990er-Jahre dadurch auf, dass die Anzahl an SSWs sehr gering ist (Labitzke und Naujokat, 2000), während die Anzahl an SSWs in den letzten zehn Jahren stark zugenommen hat (Cohen et al., 2009). Diese Variabilität könnte Teil einer multi-dekadischen Variabilität sein. Da Beobachtungsdaten in den nächsten Jahren aber nicht ausreichen werden und zudem auch Faktoren wie Treibhausgaskonzentrationen oder Sonnenvariabilität Einfluss auf SSWs haben, muss mit weiteren Modellstudien das Ergebnis verifiziert werden. Letztendlich würde ein besseres Verständnis der multi-dekadischen Variabilität einen Beitrag für die dekadische Vorhersagbarkeit leisten, in erster Linie für

die Nordhemisphäre im Winter.

### 6.3 Ausblick

Der in dieser Arbeit präsentierte Mechanismus für eine multi-dekadische Variabilität in der Anzahl von SSWs beruht auf Untersuchungen mit einem einzelnen Modell (EGMAM). Dieses gekoppelte Ozean-Troposphären-Stratosphären Modell erweist sich generell als brauchbares Werkzeug, um Wechselwirkung zwischen den simulierten Sphären zu demonstrieren, wie es für den multi-dekadischen Mechanismus nötig ist. Ein nächster Schritt sollte die Verifizierung des vorgestellten Mechanismus in einem weiteren gekoppelten Modell oder nach Möglichkeit in einem Multi-Modell-Ensemble sein. Grundlage für eine derartige Untersuchung könnten die CMIP3-Daten sein, welche z.B. von Hardiman et al. (2008) und Kolstad et al. (2010) unter anderem hinsichtlich des Einflusses der Schneebedeckung verwendet werden. Ferner ist für den Mechanismus zu untersuchen, wie das Signal im Ozean gespeichert wird. Welche Rolle spielen z.B. Anomalien der Ozeantemperatur, der Salzkonzentration, der Meereisbedeckung oder bei Frischwasserflüssen? Besteht ein Zusammenhang mit der niederfrequenten Variabilität des Nordpazifiks? Inwiefern wird der Mechanismus durch ansteigende Treibhausgaskonzentrationen modifiziert?

Die letzte Fragestellung könnte, direkt an diese Arbeit anknüpfend, mit Hilfe des hier verwendeten Datensatzes untersucht werden, welcher mit Sicherheit das Potential für weitere Untersuchungen hat. Darüber hinaus werden aber weitergehende Experimente nötig sein, um Faktoren in die Untersuchungen mit einzubeziehen, die hier explizit ausgeschlossen wurden. Insbesondere für die Identifikation zukünftiger Trends in der Anzahl von SSWs wird der anthropogene Anstieg in der Konzentration von Treibhausgasen isoliert von anderen Faktoren betrachtet. Zukünftige Simulationen sollten vorzugsweise eine realistische QBO (siehe z.B. Giorgetta et al., 2006), einen Antrieb, der den solaren Zyklus einschließt (Meehl et al., 2009), sowie chemische Rückkopplungen berücksichtigen, da hier Wechselwirkungen mit dem Auftreten von SSWs zu erwarten sind. Während verschiedene Untersuchungen einzelne Aspekte beleuchten, fehlt es an Studien, die alle Faktoren (inklusive gekoppelten Ozean) in einem Modell vereinen. So ist bereits belegt, dass in Verbindung mit der QBO die Anzahl von SSWs durch den solaren Zyklus beeinflusst wird (Labitzke, 1987; Kodera und Kuroda, 2002). Erste Hinweise darauf, dass es eine Wechselwirkung zwischen Sonnenaktivität und steigenden Treibhausgaskonzentrationen gibt, liefert Kodera et al. (2008). Bei chemischen Prozessen ist insbesondere die Regenerierung der Ozonschicht gemeint, die ebenfalls großen Einfluss auf die stratosphärische Dynamik hat (SPARC CCMVal, 2010). In Folge der beschleunigten BDC schließen viele Studien auf eine schnellere Erholung der Ozonschicht als zunächst angenommen (Butchart und Scaife,

2001; Baldwin et al., 2007) und entsprechende Effekte sollten berücksichtigt werden. Letztlich wird die Dynamik der SH nur sehr knapp in dieser Arbeit behandelt. Eine detaillierte Untersuchung, wie sie für die Nordhemisphäre durchgeführt wird, steht noch aus.



# Literaturverzeichnis

- [Andrews et al. 1987] ANDREWS, D. G. ; HOLTON, J. R. ; LEOVY, C. B.: *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, 1987. – 489 S
- [Ayarzagüena und Serrano 2009] AYARZAGÜENA, Blanca ; SERRANO, Encarna: Monthly Characterization of the Tropospheric Circulation over the Euro-Atlantic Area in Relation with the Timing of Stratospheric Final Warmings. In: *Journal of Climate* 22 (2009), S. 6313–6224
- [Baldwin et al. 2007] BALDWIN, M. P. ; DAMERIS, M. ; SHEPHERD, T. G.: How Will the Stratosphere Affect Climate Change. In: *Science* 316 (2007), S. 1576–1577
- [Baldwin und Dunkerton 2001] BALDWIN, M. P. ; DUNKERTON, T. J.: Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes. In: *Science* 294 (2001), S. 581–584
- [Baldwin und Thompson 2009] BALDWIN, Mark. P. ; THOMPSON, David W.: A critical comparison of stratosphere-troposphere coupling indices. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 135 (2009), S. 1661–1672
- [Bell et al. 2009] BELL, C. J. ; GRAY, L. J. ; KETTLEBOROUGH, J.: Changes in Northern Hemisphere stratospheric variability under increased CO<sub>2</sub> concentrations. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 00 (2009), S. 1–12
- [Black et al. 2006] BLACK, Robert X. ; MCDANIEL, Brent A. ; ROBINSON, Walter A.: Stratosphere-Troposphere Coupling during Spring Onset. In: *Journal of Climate* 19 (2006), S. 4891–4901
- [Brönnimann 2007] BRÖNNIMANN, S.: Impact of El Nino Southern Oscillation on European climate. In: *Reviews of Geophysics* 45 (2007), S. RG3003
- [Brühl 1993] BRÜHL, C.: Atmospheric effects of stratospheric aircraft: Report of the 1992 Models and Measurements Workshop. In: *NASA Ref. Publ.* 1292II (1993). – 240 pp., NASA Goddard Space Flight Cent., Greenbelt, Md.
- [Butchart et al. 2000] BUTCHART, N. ; AUSTIN, J. ; KNIGHT, J. R. ; SCAIFE, A. A. ; GALLANI, M. L.: The Response of the Stratospheric Climate to Projected Changes in the Concentrations of Well-Mixed Greenhouse Gases from 1992 to 2051. In: *Journal of Climate* 13 (2000), S. 2142–2159
- [Butchart und Scaife 2001] BUTCHART, N. ; SCAIFE, A. A.: Removal of chlorofluorocarbons by increases mass exchange between the stratosphere and troposphere in a changing climate. In: *Nature* 410 (2001), S. 799–802

- [Butchart et al. 2006] BUTCHART, N. ; SCAIFE, A. A. ; BOURQUI, M. ; GRANDPRE, J. de ; HARE, S. H. E. ; KETTLEBOROUGH, J. ; LANGEMATZ, U. ; MANZINI, E. ; SASSI, F. ; SHIBATA, K. ; SHINDELL, D. ; SIGMOND, M.: Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer Dobson circulation. In: *Climate Dynamics* 27 (2006), S. 727–741
- [Charlton und Polvani 2007] CHARLTON, A. J. ; POLVANI, L. M.: A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part I: Climatology and Modeling Benchmarks. In: *Journal of Climate* 20 (2007), S. 449–469
- [Charlton et al. 2007] CHARLTON, A. J. ; POLVANI, L. M. ; PERLWITZ, J. ; SASSI, F. ; MANZINI, E. ; SHIBATA, K. ; PAWSON, S. ; NIELSEN, J. E. ; RIND, D.: A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part II: Evaluation of Numerical Model Simulations. In: *Journal of Climate* 20 (2007), S. 470–488
- [Charlton-Perez et al. 2008] CHARLTON-PEREZ, A. J. ; POLVANI, L.M. ; AUSTIN, J. ; LI, F.: The frequency and dynamics of stratospheric sudden warmings in the 21st century. In: *Journal of Geophysical Research* 113 (2008), S. D16116
- [Charney und Drazin 1961] CHARNEY, J.G. ; DRAZIN, P.G.: Propagation of Planetary-Scale Disturbances from the Lower into the Upper Atmosphere. In: *Journal of Geophysical Research* 66 (1961), S. 83–109
- [Christiansen 2001] CHRISTIANSEN, Bo: Downward propagation of zonal mean zonal wind anomalies from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis. In: *Journal of Geophysical Research* 106 (2001), S. 27307–27322
- [Cohen et al. 2007] COHEN, Judah ; BARLOW, Mathew ; KUSHNER, Paul J. ; SAITO, Kazuyuki: Stratosphere-Troposphere Coupling and Links with Eurasian Land Surface Variability. In: *Journal of Climate* 20 (2007), S. 5335–5343
- [Cohen et al. 2009] COHEN, Judah ; BARLOW, Mathew ; SAITO, Kazuyuki: Decadal Fluctuations in Planetary Wave Forcing Modulate Global Warming in Late Boreal Winter. In: *Journal of Climate* 22 (2009), S. 4418–4426
- [Cohen und Entekhabi 1999] COHEN, Judah ; ENTEKHABI, Dara: Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability. In: *Geophysical Research Letters* 26 (1999), S. 345–348
- [Cohen und Fletcher 2007] COHEN, Judah ; FLETCHER, Christopher: Improved Skill of Northern Hemisphere Winter Surface Temperature Predictions Based on Land-Atmosphere Fall Anomalies. In: *Journal of Climate* 20 (2007), S. 4118–4132
- [Cohen et al. 2010] COHEN, Judah ; FORSTER, James ; BARLOW, Mathew ; SAITO, Kazuyuki ; JONES, Justin: Winter 2009–2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event. In: *Geophysical Research Letters* 37 (2010), S. L17707
- [Covey et al. 2003] COVEY, C. ; ACHUTARAO, K. M. ; CUBASCH, U. ; JONES, P. ; LAMBERT, S. J. ; MANN, M. E. ; PHILLIPS, T. J. ; TAYLOR, K. E.: An overview of

- results from the Coupled Model Intercomparison Project. In: *Global and Planetary Change* 37 (2003), S. 103–133
- [Crocì-Maspoli und Davies 2009] CROCI-MASPOLI, Mischa ; DAVIES, Huw D.: Key Dynamical Features of the 2005/06 European Winter. In: *Monthly Weather Review* 137 (2009), S. 664–678
- [Engel et al. 2009] ENGEL, A. ; MÖBIUS, T. ; BÖNISCH, H. ; SCHMIDT, U. ; HEINZ, R. ; LEWIN, I. ; ATLAS, E. ; AOKI, S. ; NAKAZAWA, T. ; SUGAWARA, S. ; MOORE, F. ; HURST, D. ; ELKINS, J. ; SCHAUFFLER, S. ; ANDREWS, A. ; BOERING, K.: Age of stratospheric air unchanged within uncertainties over the past 30 years. In: *nature geoscience* 2 (2009), S. 28–31
- [Fels et al. 1980] FELS, S. B. ; MAHLMAN, J. D. ; SCHWARZKOPF, M.D. ; SINCLAIR, R. W.: Stratospheric Sensitivity to Perturbations in Ozone and Carbon Dioxide: Radiative and Dynamical Response. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 37 (1980), S. 2265–2297
- [Fischer et al. 2008] FISCHER, A. M. ; SCHRANER, M. ; ROZANOV, E. ; KENZELMANN, P. ; POBERAJ, C. S. ; BRUNNER, D. ; LUSTENBERGER, A. ; LUO, B. P. ; BODECKER, G. E. ; EGOROVA, T. ; SCHMUTZ, W. ; PERTER, T. ; BRÖNNIMANN, S.: Interannual-to-decadal variability of the stratosphere during the 20th century: ensemble simulations with a chemistry-climate model. In: *Atmos. Chem. Phys.* 8 (2008), S. 7755–7777
- [Fischer und Mieding 2005] FISCHER, Hubertus ; MIEDING, Birgit: A 1000-year ice core record of interannual to multidecadal variations in atmospheric circulation over the North Atlantic. In: *Climate Dynamics* 25 (2005), S. 65–74
- [Fletcher et al. 2009] FLETCHER, C. ; HARDIMAN, S. ; KUSHNER, P. ; COHEN, J.: The Dynamical Response to Snow Cover Perturbations in a Large Ensemble of Atmospheric GCM Integrations. In: *Journal of Climate* 22 (2009), Nr. 5, S. 1208–1222
- [Garcia und Randel 2008] GARCIA, Rolando R. ; RANDEL, William J.: Acceleration of the Brewer-Dobson Circulation due to Increases in Greenhouse Gases. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 65 (2008), S. 2731–2739
- [Garfinkel et al. 2010] GARFINKEL, Chaim I. ; HARTMANN, Dennis L. ; SASSI, Fabrizio: Tropospheric Precursors of Anomalous Northern Hemisphere Stratospheric Polar Vortices. In: *Journal of Climate* 23 (2010), S. 3282–3299
- [Gerber et al. 2010] GERBER, Edwin P. ; BALDWIN, Mark P. ; AKIYOSHI, Hideharu ; AUSTIN, John ; BEKKI, Slimane ; BRAESICKE, Peter ; BUTCHART, Neal ; CHIPPERFIELD, Martyn ; DAMERIS, Martin ; DHOMSE, Sandip ; FRITH, Stacey M. ; GARCIA, Rolando R. ; GARNY, Hella ; GETTELMAN, Andrew ; HARDIMAN, Steven C. ; KARPECHKO, Alexey ; MARCHAND, Marion ; MORGENSTERN, Olaf ; NIELSEN, J. E. ; PAWSON, Steven ; PETER, Tom ; PLUMMER, David A. ; PYLE, John A. ; ROZANOV, Eugene ; SCINOCCA, John F. ; SHEPHERD, Theodore G. ; SMALE, Dan: Stratosphere-Troposphere Coupling and Annular Mode Variability in Chemistry-Climate Models. In: *Journal of Geophysical Research* 115 (2010), S. D00M06

- [Gillett et al. 2002] GILLETT, N. P. ; ALLEN, M. R. ; McDONALD, R. E. ; SENIOR, C. A. ; SHINDELL, D. T. ; SCHMIDT, G. A.: How linear is the Arctic Oscillation response to greenhouse gases? In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002), S. D3
- [Giorgetta et al. 2006] GIORGETTA, M. ; MANZINI, E. ; ROECKNER, E. ; ESCH, M. ; BENGTTSSON, L.: Climatology and Forcing of the Quasi-Biennial Oscillation in the MAECHAM5 Model. In: *Journal of Climate* 19 (2006), S. 3882–2901
- [Grinsted et al. 2004] GRINSTED, A. ; MOORE, J. C. ; JEVREJEVA, S.: Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. In: *Nonlinear Processes in Geophysics* 11 (2004), S. 561–566
- [Haklander et al. 2008] HAKLANDER, A. J. ; SIEGMUND, P. C. ; SIGMOND, M. ; KELDER, H. M.: How does the northern-winter wave driving of the Brewer-Dobson circulation increase in an enhanced-CO<sub>2</sub> climate simulation? In: *Geophys. Res.Lett.* 35 (2008), April, S. L07702
- [Hardiman et al. 2008] HARDIMAN, Steven C. ; KUSHNER, Paul J. ; COHEN, Judah: Investigating the ability of general circulation models to capture the effects of Eurasian snow cover on winter climate. In: *Journal of Geophysical Research* 113 (2008), S. D21123
- [Hasselmann 1976] HASSELMANN, K.: Stochastic climate models Part I. Theory. In: *Tellus* 28 (1976), S. 473–485
- [Hines 1997a] HINES, C. O.: Doppler spread parameterization of gravity wave momentum deposition in the middle atmosphere, 1, Basic formulation. In: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 59 (1997), S. 371–386
- [Hines 1997b] HINES, C. O.: Doppler spread parameterization of gravity wave momentum deposition in the middle atmosphere, 2, Broad and quasi monochromatic spectra and implementation. In: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 59 (1997), S. 387–400
- [Huebener et al. 2007] HUEBENER, H. ; CUBASCH, U. ; LANGEMATZ, U. ; SPANGHEHL, T. ; NIEHÖRSTER, F. ; FAST, I. ; KUNZE, M.: Ensemble climate simulations using a fully coupled ocean-troposphere-stratosphere general circulation model. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 365 (2007), S. 2089–2101
- [Huebener et al. 2009] HUEBENER, H. ; SPANGHEHL, T. ; SCHIMANKE, S. ; NIEHÖRSTER, F. ; CUBASCH, U.: Climate change simulations with a fully coupled ocean-troposphere-stratosphere model. In: WOHLGEMUTH, Volker (Hrsg.): *Information Technology and Climate Change*, URL <http://www.trafoberlin.de/978-3-89626-879-2.htm>, 2009, S. 9–18
- [IPCC 2007] IPCC ; MILLER, H. L. (Hrsg.): *Climate Change, The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller (Eds.), 2007

- [Jungclaus et al. 2005] JUNGCLAUS, Johann H. ; HAAK, Helmuth ; LATIF, Mojib ; MIKOLAJEWICZ, Uwe: Arctic-North Atlantic Interactions and Multidecadal Variability of the Meridional Overturning Circulation. In: *Journal of Climate* 18 (2005), Nr. 19, S. 4013–4031. – URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI3462.1>
- [Kalnay et al. 1996] KALNAY, E. ; KANAMITSU, M. ; KISTLER, R. ; COLLINS, W. ; DEAVEN, D. ; GANDIN, L. ; IREDELL, M. ; SAHA, S. ; WHITE, G. ; WOOLLEN, J. ; ZHU, Y. ; LEETMAA, A. ; REYNOLDS, R. ; CHELLIAH, M. ; EBISUZAKI, W. ; HIGGINS, W. ; JANOWIAK, J. ; MO, K. C. ; ROPELEWSKI, C. ; WANG, J. ; JENNE, Roy ; JOSEPH, Dennis: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (1996), Nr. 3, S. 437–471
- [Keenlyside et al. 2008] KEENLYSIDE, N. S. ; LATIF, M. ; JUNGCLAUS, J. ; KORNBLUEH, L. ; ROECKNER, E.: Advancing decadal-scale climate prediction in the North Atlantic sector. In: *Nature* 453 (2008), S. 84–88
- [Kodera et al. 2008] KODERA, K. ; HORI, M. E. ; YUKIMOTO, S. ; SIGMOND, M.: Solar modulation of the Northern Hemisphere winter trends and its implications with increasing CO<sub>2</sub>. In: *GRL* 35 (2008), S. L03704
- [Kodera und Kuroda 2002] KODERA, K. ; KURODA, Y.: Dynamical response to the solar cycle. In: *JGR* 107 (2002), Nr. D24, S. 4749
- [Kolstad et al. 2010] KOLSTAD, Erik W. ; BREITEIG, Tarjei ; SCAIFE, Adam A.: The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136 (2010), Nr. Part B, S. 886–893
- [Kolstad und Charlton-Perez 2010] KOLSTAD, Erik W. ; CHARLTON-PEREZ, Andrew J.: Observed and simulated precursors of stratospheric polar vortex anomalies in the Northern Hemisphere. In: *Climate Dynamics* Online First (2010)
- [Körper et al. 2009] KÖRPER, J. ; SPANGEHL, T. ; CUBASCH, U. ; HUEBENER, H.: Decomposition of projected regional sea level rise in the North Atlantic and its relation to the AMOC. In: *Geophysical Research Letters* 36 (2009), S. L19714
- [Krüger et al. 2005] KRÜGER, K. ; NAUJOKAT, B. ; LABITZKE, K.: The unusual midwinter warming in the southern hemisphere stratosphere 2002: a comparison to northern hemisphere phenomena. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 62 (2005), Nr. 3, S. 603–613. – revised version
- [Kuroda 2008] KURODA, Y.: Effect of stratospheric sudden warming and vortex intensification on the tropospheric climate. In: *Journal of Geophysical Research* 113 (2008), S. D15110
- [Labitzke 1977] LABITZKE, K.: Interannual Variability of the Winter Stratosphere in the Northern Hemisphere. In: *Monthly Weather Reviews of Geophysics* 105 (1977), S. 762–770

- [Labitzke 1987] LABITZKE, K.: Sunspots, the QBO and the stratospheric temperature in the north polar region. In: *Geophys. Res. Lett.* 14 (1987), Nr. 5, S. 535–537
- [Labitzke 2005] LABITZKE, K.: On the Solar Cycle-QBO-Relationship: A Summary. In: *J.A.S.-T.P.* 67 (2005), S. 45–54. – special issue
- [Labitzke und Kunze 2005] LABITZKE, K. ; KUNZE, M.: Stratospheric temperatures over the Arctic: Comparison of three data sets. In: *Meteorologische Zeitschrift* 14 (2005), Nr. 1, S. 65–74
- [Labitzke und Naujokat 2000] LABITZKE, K. ; NAUJOKAT, B.: The Lower Arctic Stratosphere in Winter since 1952. In: *SPARC Newsletter* 15 (2000), S. 11–14
- [Labitzke 1981] LABITZKE, Karin: The Amplification of Height Wave 1 in January 1979: A Characteristic Precondition for the Major Warming in February. In: *Monthly Weather Review* 109 (1981), May, S. 983–989
- [Langematz und Kunze 2006] LANGEMATZ, U. ; KUNZE, M.: An update on dynamical changes in the Arctic and Antarctic stratosphere polar vortices. In: *Climate Dynamics* 27 (2006), S. 647–660
- [Legutke und Voss 1999] LEGUTKE, S. ; VOSS, R.: The Hamburg Atmosphere-Ocean Coupled Circulation Model ECHO-G. In: *DKRZ-Report* (1999), Nr. 18. – ISSN 0940-9327
- [Liberato et al. 2007] LIBERATO, M.L.R. ; CASTANHEIRA, J.M. ; TORRE, L. de la ; DACAMARA, C.C. ; GIMENO, L.: Wave Energy Associated with the Variability of the Stratospheric Polar Vortex. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 64 (2007), S. 2683–2694
- [Limpasuvan und Yung 2005] LIMPASUVAN, D. L. Hartmann D. W. J. Thompson K. J. ; YUNG, Y. L.: Stratosphere-troposphere evolution during polar vortex intensification. In: *Journal of Geophysical Research* 110 (2005), S. D24101
- [Limpasuvan et al. 2004] LIMPASUVAN, V. ; THOMPSON, D. W. J. ; HARTMANN, D. L.: The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings. In: *Journal of Climate* 17 (2004), S. 2584–2596
- [Manzini et al. 1997] MANZINI, E. ; MCFARLANE, N. A. ; MCLANDRESS, C.: Impact of the Doppler spread parameterization on the simulation of the middle atmosphere circulation using the MA ECHAM4 general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 102, 25,751-25,762. In: *Journal of Geophysical Research* 102 (1997), S. 25751–25762
- [Manzini und McFarlane 1998] MANZINI, E. ; MCFARLANE, N.A.: The effect of varying the source spectrum of a gravity wave parameterization in a middle atmosphere general circulation model. In: *Journal of Geophysical Research* 103 (1998), S. 31523–31539
- [Martius et al. 2009] MARTIUS, O. ; POLVANI, L. M. ; DAVIES, H. C.: Blocking precursors to stratospheric sudden warming events. In: *Geophysical Research Letters* 36 (2009), S. L14806

- [Matsuno 1971] MATSUNO, T.: A Dynamical Model of the Stratospheric Sudden Warming. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 28 (1971), S. 1479–1494
- [Matthes et al. 2010] MATTHES, K. ; MARSH, D. R. ; GARCIA, R. R. ; KINNISON, D. E. ; SASSI, F. ; WALTERS, S.: Role of the QBO in modulating the influence of the 11 year solar cycle on the atmosphere using constant forcings. In: *Journal of Geophysical Research* 115 (2010), S. D18110
- [McFarlane 1987] MCFARLANE, N. A.: The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 44 (1987), S. 1775–1800
- [McLandress und Shepherd 2009a] MCLANDRESS, C. ; SHEPHERD, T.: Impact of climate change on stratospheric sudden warmings as simulated by the Canadian Middle Atmosphere Model. In: *Journal of Climate* in press (2009)
- [McLandress und Shepherd 2009b] MCLANDRESS, C. ; SHEPHERD, T. G.: Simulated Anthropogenic Changes in the Brewer-Dobson Circulation, Including Its Extension to High Latitudes. In: *Journal of Climate* 22 (2009), S. 1516–1540
- [Meehl et al. 2009] MEEHL, G. A. ; ARBLASTER, J. M. ; MATTHES, K. ; SASSI, F. ; LOON, H. van: Amplifying the Pacific Climate System Response to a Small 11-Year Solar Cycle Forcing. In: *Science* 325 (2009), S. 1114. – - top down and bottom up mechanisms - top down: changes in the stratosphere lead to an enhancement and expansion of tropospheric tropical precipitation maxima - bottom up: Meehl mechanism; expansion of Hadley and a stronger Walker circulation; different to La Nina ==¿ cold event like
- [Metthewman et al. 2009] METTHEWMAN, N. J. ; ESLER, J. G. ; CHARLTON-PEREZ, A. J. ; POLVANI, L. M.: A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part III: Polar Vortex Evolution and Vertical Structure. In: *Journal of Climate* 22 (2009), March, Nr. 6, S. 1566–1585
- [Nakicenovic 2000] NAKICENOVIC, N. ; NAKICENOVIC, N. (Hrsg.) ; SWART, R. (Hrsg.): *Special Report on Emissions Scenarios*. Cambridge University Press, 2000. – 612 S
- [Newman et al. 2001] NEWMAN, P. A. ; NASH, E. R. ; ROSENFELD, J. E.: What controls temperature of the Arctic stratosphere during spring? In: *Journal of Geophysical Research* 106 (2001), S. 19999–20010
- [Newman und Rosenfield 1997] NEWMAN, P. A. ; ROSENFELD, J. E.: Stratospheric thermal damping times. In: *Geophysical Research Letters* 24 (1997), Nr. 4, S. 433–436
- [Niehörster 2009] NIEHÖRSTER, Falk: *Unsicherheiten in Rückkopplungsmechanismen in Klimaänderungsprojektionen*, Freie Universität Berlin, Dissertation, 2009
- [Orsolini et al. 2009] ORSOLINI, Yvan J. ; KINDEM, I. T. ; KVAMSTO, N. G.: On the potential impact of the stratosphere upon seasonal dynamical hindcasts of the North Atlantic Oscillation: a pilot study. In: *Climate Dynamics* online first (2009)

- [Pawson und Coauthors 2000] PAWSON, S. ; COAUTHORS: The GCM Reality Inter-comparison Project for SPARC (GRIPS): Scientific Issues and Initial Results. In: *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 81 (2000), S. 781–796
- [Pinto et al. 2011] PINTO, J. G. ; REYERS, M. ; ULBRICH, U.: The variable link between the PNA and NAO in observations and in multi-century CGCM simulations. In: *Climate Dynamics* 36 (2011), S. 337–354
- [Polvani und Waugh 2004] POLVANI, Lorenzo M. ; WAUGH, Darryn W.: Upward Wave Activity Flux as a Precursor to Extreme Stratospheric Events and Subsequent Anomalous Surface Weather Regimes. In: *Journal of Climate* 17 (2004), S. 3548–3554
- [Ramaswamy et al. 2001] RAMASWAMY, V. ; BOUCHER, O. ; HAIGH, J. ; HAUGLUSTAIN, D. ; HAYWOOD, J. ; MYHRE, G. ; NAKAJIMA, T. ; SHI, G. ; SOLOMON, S. ; HOUGHTON, J. T. (Hrsg.): *Radiative forcing of climate change, in Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., 2001. – 351–416 S
- [Randel et al. 2009] RANDEL, William J. ; SHINE, Keith P. ; AUSTIN, John ; BARNETT, John ; CLAUD, Chantal ; GILLET, Nathan P. ; KECKHUT, Philippe ; LANGEMATZ, Ulrike ; LIN, Roger ; LONG, Craig ; MEARS, Carl ; MILLER, Alvin ; NASH, John ; SEIDEL, Dian J. ; THOMPSON, David W. J. ; WU, Fei ; YODEN, Shigeo: An update of observed stratospheric temperature trends. In: *Journal of Geophysical Research* 114 (2009), S. D02107
- [Reichler et al. 2005] REICHLER, Thomas ; KUSHNER, Paul J. ; POLVANI, Lorenzo M.: The Coupled Stratosphere-Troposphere Response to Impulsive Forcing from the Troposphere. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 62 (2005), S. 3337–3352
- [Rind et al. 1998] RIND, D. ; SHINDELL, D. ; LONERGAN, P. ; BALACHANDRAN, N. K.: Climate Change and the Middle Atmosphere. Part III: The Doubled CO<sub>2</sub> Climate Revisited. In: *J. Clim.* 11 (1998), S. 876–894
- [Roeckner et al. 1996] ROECKNER, E. ; ARPE, K. ; BENGTSSON, L. ; CHRISTOPH, M. ; CLAUSSEN, M. ; DÄLLMÉN, L. ; ESCH, M. ; GIORGETTA, M. ; SCHLESE, U. ; SCHULZWEIDA, U.: The Atmospheric General Circulation Model ECHAM4: Model Description and Simulation of PresentDay Climate. In: *DKRZ-Report No. 218* (1996)
- [Saito und Cohen 2003] SAITO, Kazuyuki ; COHEN, Judah: The potential role of snow cover in forcing interannual variability of the major Northern Hemisphere mode. In: *Geophysical Research Letters* 30 (2003), Nr. 6, S. 1302–1305
- [Saito et al. 2001] SAITO, Kazuyuki ; COHEN, Judah ; ENTEKHABI, Dara: Evolution of Atmospheric Response to Early-Season Eurasian Snow Cover Anomalies. In: *Monthly Weather Review* 129 (2001), S. 2746–2760
- [Scherhag 1952] SCHERHAG, R.: Die explosionsartige Stratosphärenenerwärmung des Spätwinters 1951/1952. In: *Deutscher Wetterdienst (US Zone)* 6 (1952), S. 51–63

- [Scherhag 1958] SCHERHAG, R.: Das "Berliner Phänomen" und das Geophysikalische Jahr. In: *Beilage zur Wetterkarte des DWD* 136 (1958), S. 1–3
- [Schimanke et al. 2011] SCHIMANKE, Semjon ; KÖRPER, Janian ; SPANGEHL, Thomas ; CUBASCH, Ulrich: Multi-decadal variability of sudden stratospheric warmings in an AOGCM. In: *Geophysical Research Letters* 38 (2011), S. L01801
- [Schönwiese 2006] SCHÖNWIESE, C.: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Borntraeger, 2006. – ISBN 3-443-01043-1
- [Sigmond und Scinocca 2010] SIGMOND, M. ; SCINOCCA: The influence of basic state on the Northern Hemisphere circulation response to climate change. In: *Journal of Climate* 23 (2010), Nr. 6, S. 1434–1446
- [Sigmond et al. 2008] SIGMOND, M. ; SCINOCCA, J.F. ; KUSHNER, P. J.: Impact of the stratosphere on tropospheric climate change. In: *GRL* 35 (2008), S. L12706. – low-top vs. high-top models and parametrization
- [Sigmond et al. 2004] SIGMOND, M. ; SIEGMUND, P.C. ; MANZINI, E. ; KELDER, H.: A Simulation of the Separate Climate Effects of Middle-Atmospheric and Tropospheric CO<sub>2</sub> Doubling. In: *J. Clim.* 17 (2004), S. 2352–2367. – stronger BDC; weaker westerlies; warmer pole
- [Sinigoj 2007] SINIGOJ, P. A. M.: *Untersuchung der dynamischen Wechselwirkung zwischen Stratosphäre und Troposphäre im EGMAM-Modell*, Freie Universität Berlin, Diplomarbeit, 2007
- [Spanghel et al. 2010] SPANGEHL, T. ; CUBASCH, U. ; RAIBLE, C. C. ; SCHIMANKE, S. ; KÖRPER, J. ; HOFER, D.: Transient climate simulations from the Maunder Minimum to present day: Role of the stratosphere. In: *JGR* 115 (2010), Nr. D00I10, S. 1:18
- [SPARC CCMVal 2010] SPARC CCMVAL ; EYRING, V. (Hrsg.) ; SHEPHERD, T. G. (Hrsg.) ; WAUGH, D. W. (Hrsg.): *SPARC Report on the Evaluation of Chemistry-Climate Models*. SPARC Report No. 5, WCRP-132, WMO/TD-No. 1526, 2010. – URL <http://www.atmos.physics.utoronto.ca/SPARC>
- [Thompson und Wallace 1998] THOMPSON, David W. J. ; WALLACE, John M.: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. In: *Geophysical Research Letters* 25 (1998), S. 1297–1300
- [Tibaldi und Molteni 1990] TIBALDI, Stefano ; MOLTENI, Franco: On the operational predictability of blocking. In: *Tellus* 42A (1990), S. 343–365
- [Torrence und Compo 1998] TORRENCE, C. ; COMPO, G. P.: A Practical Guide to Wavelet Analysis. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 79 (1998), S. 61–78
- [Uppala et al. 2005] UPPALA, S. M. ; KALLBERG, P. W. ; SIMMONS, A. J. ; ANDRAE, U. ; BECHTOLD, V. Da C. ; FIORINO, M. ; GIBSON, J. K. ; HASELER, J. ; KELLY, A. Hernandez G. A. ; LI, X. ; ONOGI, K. ; SAARINEN, S. ; SOKKA, N. ; ALLAN, R. P. ;

- ANDERSSON, E. ; ARPE, K. ; BALMASEDA, M. A. ; BELJAARS, A. C. M. ; BERG, L. Van D. ; BIDLOT, J. ; BORMANN, N. ; CAIRES, S. ; CHEVALLIER, F. ; DETHOF, A. ; DRAGOSAVAC, M. ; FISHER, M. ; FUENTES, M. ; HAGEMANN, S. ; HOLM, E. ; HOSKINS, B. J. ; ISAKSEN, L. ; JANSSEN, P. A. E. M. ; JENNE, R. ; MCNALLY, A. P. ; MAHFOUF, J.-F. ; MORCRETTE, J.-J. ; RAYNER, N. A. ; SAUNDERS, R. W. ; SIMON, P. ; STERL, A. ; TRENBERTH, K. E. ; UNTCH, A. ; VASILJEVIC, D. ; VITERBO, P. ; WOOLLEN, J.: The ERA-40 re-analysis. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131 (2005), S. 2961–3012
- [Waugh und Polvani in press] WAUGH, Darryn W. ; POLVANI, Lorenzo M.: Stratospheric Polar Vortices. In: *Geophysical Monograph Series* (in press)
- [Wolff et al. 1997] WOLFF, J. ; MAIER-REIMER, E. ; LEGUTKE, S.: The Hamburg Ocean Primitive Equation Model. In: *DKRZ-Report* Nr. 13 (1997), S. 110
- [Wu und Liu 2005] WU, Lixin ; LIU, Zhengyu: North Atlantic Decadal Variability: Air-Sea Coupling, Oceanic Memory, and Potential Northern Hemisphere Resonance. In: *Journal of Climate* 18 (2005), S. 331–349

# Anhang A

## A.1 Eliassen-Palm-Fluss

Der Eliassen-Palm-Fluss (EP-Fluss) ist Teil der transformierten Eulerschen Gleichungen (englisch Transformed Eulerian-Mean equations, TEM) (Andrews et al., 1987, Kapitel 3.5). Er besitzt lediglich eine meridionale und eine senkrechte Komponente, während der zonale Fluss Null ist ( $\mathbf{F} \equiv (0, F^{(\phi)}, F^{(z)})$ ). Die Komponenten sind in Kugel- und logarithmischen Druckkoordinaten wie folgt definiert:

$$F^{(\phi)} \equiv \rho_0 a \cos \phi (\bar{u}_z \overline{v'\theta'} / \bar{\theta}_z - \overline{v'u'})$$

$$F^{(z)} \equiv \rho_0 a \cos \phi \{ [f - (a \cos \phi)^{-1} (\bar{u} \cos \phi)_\phi] \overline{v'\theta'} / \theta_z - \overline{w'u'} \}$$

Für die Divergenz des EP-Fluss gilt:

$$\nabla \cdot \mathbf{F} \equiv (a \cos \phi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \phi} (F^{(\phi)} \cos \phi) + \frac{\partial F^{(z)}}{\partial z}$$

Die Symbole haben ihre gewöhnliche Bedeutung, so entsprechen z.B. Variablen der Art  $\bar{u}$  dem Zonalmittel und  $u'$  den Abweichungen davon (vergleiche Andrews et al., 1987). Der Vorteil der TEM-Gleichungen ist, dass die Divergenz des EP-Fluss ein Maß dafür ist, welchen Einfluss aufgelöste Wellen auf den Grundstrom haben. Dabei bewirkt eine Divergenz des EP-Fluss eine Beschleunigung nach Osten und eine Konvergenz eine Beschleunigung nach Westen. Da die winterliche Zirkulation im Mittel eine westliche Strömung ist, bewirkt eine Konvergenz des EP-Fluss eine Abbremsung des zonalen Grundstroms.

In dieser Arbeit wird an einigen Stellen als Proxy für den vertikalen EP-Fluss der *meridionale Wärmefluss* ( $\overline{v'\theta'}$ ) verwendet. Dass dieser hauptsächlich für den vertikalen EP-Fluss verantwortlich ist, ergibt sich, wenn man  $\mathbf{F}$  in die quasi-geostrophische Form überführt (siehe Andrews et al., 1987).

## A.2 Wavelet Analysen

Für die Analyse einer Zeitreihe hinsichtlich enthaltener Frequenzen bietet die Mathematik verschiedene Möglichkeiten wie z.B. die Fourier- oder Wavelet-Transformation. Die Fourier-Analyse überführt eine Zeitserie zunächst in eine Summe aus Sinus- und Cosinusfunktionen. Mit Hilfe der Fourier-Transformation wird dann ermittelt, wie die Zeitreihenvarianz auf die einzelnen Frequenzen verteilt ist (Schönwiese, 2006). Dabei schliesst die Fourier-Analyse bzw. -Transformation immer die gesamte Zeitserie ein und ist dementsprechend nicht geeignet, um zeitlich begrenzte Signale zu identifizieren.

Eine Weiterentwicklung bzw. logische Folge ist die "Zeitfenster-Fourier-Transformation", welche in der Lage ist, zeitlich begrenzte Frequenzen in einer Zeitserie zu finden. Dabei wird die Fourier-Transformation gleitend über einen zeitlich begrenzten Ausschnitt der gesamten Reihe durchgeführt. Diese Methode ist mit einigen Ungenauigkeiten behaftet, da sie hohe und tiefe Frequenzen über das gleiche Zeitfenster betrachtet (Torrence und Compo, 1998).

Die Wavelet-Transformation kann hingegen benutzt werden, um Zeitserien zu analysieren, die nicht-stationäre Energie auf verschiedenen Zeitskalen beinhaltet, wobei die Signale zeitlich lokalisiert werden. Dieses Verfahren wird im folgenden kurz erläutert. Ausführliche Beschreibung finden sich z.B. in Torrence und Compo (1998), Grinsted et al. (2004) sowie in der Hilfe von *MATLAB*<sup>1</sup>.

Während in Fourier-Analysen das Signal in Sinus- und Cosinuswellen aufgeteilt wird, wird das Signal in einer Wavelet-Analyse in sogenannte *Wavelets* (-Funktionen) zerteilt. Die Wavelets können vielfältige Formen besitzen, welche als Mutter-Wavelets bezeichnet werden. Allgemeine Eigenschaften aller Wavelets sind unter anderem, dass sie im zeitlichen Mittel Null und - anders als eine Sinuswelle - zeitlich begrenzt sind. Ein weiterer Unterschied zu Sinuswellen, welche einen glatten und gleichmäßigen Verlauf besitzen, ist, dass Wavelets unregelmäßig und unsymmetrisch sein können. Allein aus diesen Unterschieden wird deutlich, dass Wavelet-Transformationen wesentlich besser für unregelmäßige Signale mit abrupten Übergängen, die darüber hinaus zeitlich begrenzt sein können, geeignet sind als Fourier-Transformationen.

In dieser Arbeit wird nur eine Mutter-Wavelet verwendet, die *Morlet-Wavelet*. Deshalb wird im folgenden nur auf diese näher eingegangen. Die Form der Morlet-Wavelet ist über folgende Formel beschrieben:

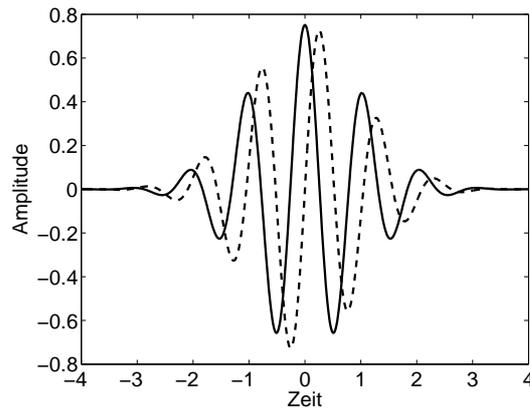
$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\frac{1}{2}\eta^2}$$

Dabei ist  $\omega_0$  eine dimensionlose Frequenz und  $\eta$  eine dimensionslose Zeitangabe. In dieser Arbeit wird  $\omega_0 = 6$  als Einstellung verwendet, welche eine gute Balance zwischen zeitlicher Genauigkeit und den aufgelösten Frequenzen darstellt. Der Index 0 bei  $\psi_0$  zeigt an, dass es sich dabei bereits um die normalisierte Wavelet-Funktion handelt, die die Einheit Energie besitzt. Grafisch ist der Real- und Imaginärteil in Abbildung A.1 dargestellt.

Die Wavelet-Transformation einer Zeitserie ( $x_n, n = 1, \dots, N$ ) mit dem gleichmäßigen Zeitintervall  $\delta t$  ist definiert als die Faltung von  $x_n$  mit der skalierten und normalisierten

---

<sup>1</sup>*MATLAB* wurde verwendet, um die in dieser Arbeit gezeigten Ergebnisse von Wavelet-Analysen sowie entsprechende Abbildungen zu erzeugen.



**Abbildung A.1** Der Real- (durchgezogenen Linie) und Imaginärteil (gestrichelt) für die normalisierte Morlet-Wavelet mit  $\omega_0 = 6$ .

Wavelet. Die Überföhrungsfunktion lautet:

$$W_n^X(s) = \sqrt{\frac{\delta t}{s}} \sum_{n'=1}^N x_{n'} \psi_0\left[(n' - n) \frac{\delta t}{s}\right]$$

Durch die Variation des Skalierungsparameters  $s$  (mit  $\eta = s \cdot t$ ) und eine Berechnung entlang des lokalen Zeitindex  $n$  erhält man als Ergebnis die Variation auf allen Skalen sowie die sich mit der Zeit ändernden Amplituden. Dabei ist die Energie der Wavelet als  $|W_n^X(s)|^2$  definiert und das komplexe Argument von  $W_n^X(s)$  kann als lokale Phase der Wavelet interpretiert werden. Die typische Darstellungsform ist dann das Wavelet-Powerspektrum, in dem die normierte Varianz (entspricht der quadratischen Standardabweichung) aufgetragen wird, wie z.B. in Abbildung 5.3 auf Seite 80. Die Abschätzung der Signifikanz ergibt sich durch den Vergleich mit dem Fourier-Powerspektrum einer synthetischen Zeitreihe die mit Hilfe des Autokorrelationskoeffizienten des Eingangsdatensatzes bei einer zeitlichen Verschiebung um einen Zeitschritt (AR1<sup>2</sup>-Prozess) erzeugt wird. Torrence und Compo (1998) haben mit Hilfe der Monte Carlo Methode gezeigt, dass dies eine gute Abschätzung für das AR1-Spektrum der Wavelet ist.

### Wavelet-Kohärenz

Um zwei Zeitserien im Zeit-Frequenz-Raum miteinander zu vergleichen, kann die Wavelet-Kohärenz berechnet werden, welche nach Torrence und Compo (1998) wie folgt definiert ist:

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(|s^{-1}W_n^X(s)|^2) \cdot S(|s^{-1}W_n^Y(s)|^2)}$$

Dabei ist  $S$  eine Glättungsfunktion und  $W_n^{XY}(s)$  die Kreuzwavelet zwischen beiden transformierten Zeitserien  $W_n^X(s)$  und  $W_n^Y(s)$ . Es ist augenscheinlich, dass diese Form eine hohe Ähnlichkeit mit dem traditionellen Korrelationskoeffizienten hat. Daher macht es Sinn,

<sup>2</sup>Auto-Regression erster Ordnung

sich die Wavelet-Kohärenz als lokalen Korrelationskoeffizienten im Zeit-Frequenz-Raum vorzustellen.

Das Signifikanzniveau wird ebenfalls mit Hilfe einer Monte Carlo Methode bestimmt, wobei 300 Zeitreihen getestet werden, die in Abhängigkeit der AR1-Größe erzeugt werden. Letztlich lässt sich die Phasenverschiebungen zwischen beiden Größen berechnen, um eine Aussage über den zeitlichen Versatz der Zeitreihen treffen zu können (siehe Grinsted et al., 2004).

# Danksagung

Zunächst möchte ich mich bei Prof. Ulrich Cubasch bedanken, dass er es mir ermöglicht hat, diese Arbeit in seiner Arbeitsgruppe zu schreiben. Er hat es mir von Beginn an ermöglicht, an Konferenzen und Workshops teilzunehmen, um frühzeitig in Kontakt und Austausch mit internationalen Kollegen zu treten. Darüber hinaus möchte ich mich für sein Vertrauen bedanken, dass ich größtenteils frei über meine Forschungstätigkeit entscheiden zu durfte.

Bei Prof. Ulrich Cubasch und Prof. Katja Matthes möchte ich mich dafür bedanken, dass sie die Begutachtung dieser Arbeit übernommen haben.

Mein besonders großer Dank geht an Dr. Thomas Spangehl für das gründliche Korrekturlesen. Darüber hinaus konnte ich mit ihm als Zimmerkollege jederzeit wissenschaftliche Fragestellungen diskutieren, was ich immer wieder gerne genutzt habe.

Für die Durchsicht der Arbeit möchte ich mich auch bei Dr. Andreas Kerschbaumer bedanken.

Außerdem gilt meine Dankbarkeit meinen beiden Korrekturleserinnen - meine Mutter und meine Schwiegermutter -, die vorhandene Tipp- und Rechtschreibfehler aufgespürt haben.

Mein Dank geht auch an Irina Fast, Dr. Falk Niehörster und Dr. Thomas Spangehl, die die Simulationen im Rahmen des ENSEMBLE-Projekts durchgeführt haben, die in dieser Arbeit ausgewertet wurden.

Wichtig ist es mir auch, mich bei meiner Mittags- und Kaffeerunde zu bedanken. Ich vermisse schon jetzt die Diskussionen, die mal mehr mal weniger um unsere Arbeit kreisten. In jedem Falle kam ich nach den Pausen stets motivierter zurück an Schreibtisch.

Der größte Dank gilt jedoch meiner Familie, die mich stets unterstützt und aufgemuntert hat. Dabei denke ich insbesondere an meine Frau, Mirjam, die mir immer den Rücken freigehalten hat. Mirjam, ich liebe dich!



## **Selbstständigkeitserklärung**

Hiermit versichere ich, die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet zu haben.

Berlin, den 17.01.2010

Semjon Schimanke