

copyright 2003 EUMETSAT



---

# Effekte der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre auf die Nordatlantische Oszillation

---

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian-Albrechts-Universität  
vorgelegt von

Ulrike Löptien



Kiel 2003



# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>v</b>
<b>Abstract</b>	<b>vii</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>xiii</b>
<b>Abkürzungen</b>	<b>xv</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Statistische Methoden</b>	<b>5</b>
2.1 Kreuzkorrelationen . . . . .	5
2.2 Spektren und Kreuzspektren . . . . .	7
2.3 Kreuzkorrelationen mit tiefpassgefilterten Daten . . . . .	8
2.4 EOF-Analyse . . . . .	9
<b>3 Charakteristika der beteiligten Komponenten</b>	<b>11</b>
3.1 Einleitung . . . . .	11
3.2 Datenquellen . . . . .	12
3.3 Meeresoberflächentemperatur (SST) . . . . .	13
3.3.1 Allgemeine Charakteristika . . . . .	13
3.3.2 Vergleich der verwendeten Datenquellen . . . . .	16
3.4 Die Flüsse an der Meeresoberfläche . . . . .	18
3.4.1 Allgemeine Betrachtungen . . . . .	18
3.4.2 Vergleich zwischen NCEP/NCAR und Modelldaten . . . . .	22
3.4.3 Zusammenhang der Flüsse untereinander . . . . .	25
3.5 Die atmosphärische Zirkulation über dem Nordatlantik . . . . .	26

3.5.1	Begriffsbildung . . . . .	26
3.5.2	Vergleich der statistischen Charakteristika in ECHAM4/OPYC3 und NCEP/NCAR-Daten . . . . .	31
<b>4</b>	<b>Die Nordatlantische Oszillation (NAO)</b>	<b>33</b>
4.1	Einleitung . . . . .	33
4.2	Das gefilterte Datenfeld . . . . .	34
4.3	Diskussion der Methode . . . . .	40
4.4	Variation des Bodendrucks auf monatlicher Zeitskala . . . . .	43
4.4.1	Die Kopplung der NAO-Zentren . . . . .	44
4.5	Dekadische Schwankungen . . . . .	47
4.5.1	Die Variabilität der synoptischen Fluktuationen . . . . .	48
4.6	Schlussfolgerung . . . . .	50
<b>5</b>	<b>Der Einfluss des Ozeans auf die Wärmeflüsse an der Meeresoberfläche</b>	<b>53</b>
5.1	Einleitung . . . . .	53
5.2	Die Wirkung der SST auf die Wärmeflüsse . . . . .	54
5.2.1	Abschätzungen mit Hilfe der Bulkformeln . . . . .	54
5.2.2	Lineare Kopplung mit der SST . . . . .	58
5.2.3	Niederfrequente Schwankungen . . . . .	61
5.3	Der Beitrag des ozeanischen Wärmetransports . . . . .	65
5.3.1	Die ozeanische Wärmetransportkonvergenz . . . . .	65
5.3.2	Die Kopplung zwischen ozeanischer Wärmetransportkonvergenz und den Wärmefläßen . . . . .	66
5.4	Schlussfolgerung . . . . .	70
<b>6</b>	<b>Die Kopplung zwischen NAO-Index und Ozean</b>	<b>71</b>
6.1	Einleitung . . . . .	71
6.1.1	Theoretische Überlegungen . . . . .	73
6.2	Statistische Untersuchungen der Kopplung zwischen NAO und SST . . .	75
6.3	Nicht-Stationaritäten im Zusammenhang zwischen NAO und SST . . . .	79
6.4	Der Einfluss der SST-Gradienten . . . . .	81
6.5	Niederfrequente Schwankungen . . . . .	85
6.6	Schlussfolgerung . . . . .	86

---

<b>7 Abschließende Betrachtungen</b>	<b>87</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>96</b>
<b>Danksagung</b>	<b>98</b>



# Zusammenfassung

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) ist das dominierende Muster der atmosphärischen Zirkulation im Bereich des Nordatlantiks. Diese erklärt auf Zeitskalen von über einem Monat, besonders im Winter, einen Großteil der Varianz der atmosphärischen Zirkulation in diesem Gebiet. Eine bisher unbeantwortete Frage in diesem Kontext ist, ob die NAO ein rein zufälliges atmosphärische Phänomen ist oder ob sie auf bestimmten Zeitskalen durch andere Prozesse kontrolliert wird. In der vorliegenden Arbeit wird der Zusammenhang zwischen der NAO und dem Ozean näher untersucht. Der Zustand des Ozeans wird dabei durch die Meeresoberflächentemperatur (SST) repräsentiert. Von Interesse ist vor allem eine mögliche Rückwirkung von SST-Anomalien auf die NAO. Die Untersuchungen in dieser Studie werden vorwiegend auf statistischer Basis mit Hilfe von Reanalysedaten (NCEP/NCAR) und, für die längeren Zeitskalen, mit den Daten des globalen gekoppelten Klimamodells ECHAM4/OPYC3 durchgeführt. Da die Flüsse an der Meeresoberfläche das Bindeglied zwischen Ozean und Atmosphäre darstellen, wird diesen vermehrt Beachtung geschenkt. Der Fokus liegt hierbei auf den Wärme- und Strahlungsflüssen. Es wird gezeigt, dass der Zusammenhang der anomalen Strahlungsflüsse mit den SST-Anomalien gering ist. Da die Wärme-flüsse zudem deutlich größere Schwankungen abweichend vom mittleren Jahregang als die Strahlungsflüsse zeigen, scheinen wenn überhaupt die Wärme-flüsse - speziell in der Region starker Zyklonenentwicklung bei Neufundland - entscheidend zu sein.

Ein wichtiger Aspekt dieser Arbeit ist zudem ein verbessertes Verständnis des NAO-Musters. Es wird nachgewiesen, dass die Verteilung der synoptischen Systeme hinreichend ist, das NAO-Muster zu generieren, und auch dekadische Schwankungen hiermit erklärt werden können. Dies führt zu der Auffassung, dass die NAO hauptsächlich eine Verschiebung der Zyklonenzugbahnen widerspiegelt. Dieses deutlichere Bild der NAO gibt Anhaltspunkte für mögliche Mechanismen der Einwirkung von SST-Anomalien. Mit Hilfe statistischer Analysen konnte jedoch keine direkte lineare Wirkung von SST-Anomalien auf die NAO nachgewiesen werden. Dies gilt für verschiedene Zeitskalen. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass dennoch eine Kopplung existiert, da nicht-stationäre oder nicht-lineare Wirkungen schwer statistisch nachweisbar sind. Analysen mit Modelldaten zeigen jedoch, dass anomale Wärme-flüsse auf monatlicher Zeitskala eher schwach von vorangegangenen SST-Anomalien abhängen. Vielmehr wird vor allem in den höheren Breiten ein Großteil der durch den Ozean herantransportierten Wärme innerhalb eines Monats über die Flüsse an die Atmosphäre abgeleitet. Die Wärme-flüsse ändern sich in diesem Fall stark, ohne dass dies in den monatlichen SST-Anomalien erkennbar ist. Ein Nachweis einer Wirkung von SST-Anomalien auf die atmosphärische Zirkulation ist auf dieser Zeitskala daher wenig wahrscheinlich. Erst auf längeren Zeitskalen (>10 Jahre) zeigt sich im Modell eine relativ starke Wirkung von SST-Anomalien auf die Wärme-flüsse.

Neben SST-Anomalien wurden die SST-Gradienten im Bereich des Golfstromes und an der Eiskante im östlichen Nordatlantik untersucht, da diese die Baroklinität in der At-

mosphäre erhöhen können. Auf Basis von Monatsmittelwerten konnte ein signifikanter Zusammenhang zwischen dem Auftreten scharfer SST-Gradienten und der NAO nachgewiesen werden. Auffällig ist hier eine deutliche Winter-zu-Winter Persistenz dieses Zusammenhangs, die in anderen Arbeiten auch in der Autokorrelation der NAO beobachtet wurde.

# Abstract

The North Atlantic Oscillation (NAO) represents the dominant mode of atmospheric variability in the North Atlantic region. This pattern explains, especially in winter, a large fraction of the atmospheric variance in this area, if time scales of more than one month are considered. An unresolved question in this context is, whether fluctuations of the NAO are purely random atmospheric phenomenon or time scales exist where the NAO is controlled by other processes. In this study, the connection between the NAO and the ocean is investigated. The state of the ocean is represented by the sea surface temperature (SST). The possible feedback of the SST on the NAO is of special interest.

The investigations in this study are mainly based on statistics using reanalysis data (NCEP/NCAR) and, for long-term analysis, data of the global coupled model ECHAM4/OPYC3. Since the atmosphere and the ocean are connected by energy fluxes, special attention is paid to these fluxes. The main focus is on heat and radiative fluxes. It is shown that the connection between radiative fluxes and SST anomalies is weak in general. Due to the much larger variability of the heat fluxes deviating from the annual mean cycle, compared with the radiative fluxes, and the stronger connection with the SST, these fluxes seem to be more important. Correlation analysis reveals that the storm formation region in the area of Newfoundland seems to be of special interest.

Another important aspect of this study is an improved understanding of the NAO-pattern. It is shown, that the distribution of the synoptic systems is sufficient to generate the NAO-pattern and even decadal fluctuations can be explained in this way. This implicates that the NAO reflects mainly a displacement of the cyclone tracks. The improved understanding of the NAO leads to concepts about the possible influence of SST anomalies on this atmospheric mode. However - the statistical analyses did not reveal a direct linear influence of SST anomalies on the NAO. This holds for different time scales. A more complicated non-linear or non-stationary coupling is anyway possible. But analyses of modelling data show, that based on monthly mean values anomalous heat fluxes are little influenced by preceding SST anomalies. Rather a bulk of the heat advected through the oceans is, especially in the higher latitudes, compensated through the atmosphere within one month. In this case heat fluxes change strongly, while changes in the monthly mean SST can not be observed. So an influence of SST anomalies on the atmospheric circulation on monthly time scales is unlikely. Primary on longer time scales (>10 years) a strong influence of SST anomalies on anomalous heat fluxes can be demonstrated in the model.

Beside SST-anomalies the sharp SST gradients in the vicinity of the Gulf Stream and on the ice edge in the northeast Atlantic got investigated because of their tendency to enhance the baroclinity of the atmosphere. Significant correlations between the NAO and the occurrence of sharp SST gradients based on monthly mean values are shown. In addition a winter-to-winter persistence, in correspondence with the persistence of the known autocorrelation of the NAO-index, of this connections is observable.



# Abbildungsverzeichnis

1.1	Schema über die Auswirkungen der NAO. . . . .	2
2.1	Typische Kreuzkorrelationsfunktion für Model I . . . . .	6
2.2	Typische Kreuzkorrelationsfunktion für Model II . . . . .	6
2.3	Typische Kreuzkorrelationsfunktion für Model III . . . . .	7
3.1	Mittlerer latenter und fühlbarer Wärmefluss der NCEP/NCAR-Daten im Winter. . . . .	11
3.2	Erste EOF der monatlichen Reynolds-SST im Winter (DJFM). . . . .	14
3.3	Standardabweichung der jahresgangbereinigten monatlichen Reynolds-SST im Winter. . . . .	14
3.4	Differenz aus den Mittelwerten der Ausgangsdaten und aus den Standardabweichungen der jahresgangbereinigten Reynolds- und der ECHAM4/OPYC3-SST im Winter. . . . .	16
3.5	Erste und zweite EOF der monatlichen ECHAM4/OPYC3-SST im Winter. . . . .	16
3.6	Zweite EOF der monatlichen tiefpassgefilterten ECHAM4/OPYC3-SST. . . . .	16
3.7	Korrelationen auf Basis von Tagesmittelwerten zwischen Lufttemperatur (2m) und spezifischer Feuchte (2m) und zwischen Windgeschwindigkeit (10m) und Lufttemperatur (2m). . . . .	19
3.8	Standardabweichungen der täglichen Lufttemperatur (2m), der spezifischen Feuchte (2m), der Windgeschwindigkeit (10m) und des latenten Wärmeflusses im Winter . . . . .	20
3.9	Mittlere Wärmeflüsse der NCEP/NCAR-Daten und die Differenz aus den Mittelwerten der NCEP/NCAR- und der ECHAM4/OPYC3-Wärmeflüsse im Winter. . . . .	22
3.10	Mittlere Strahlungsflüsse der NCEP/NCAR-Daten im Winter und die Differenz aus den Mittelwerten ECHAM4/OPYC3- und der NCEP/NCAR-Strahlungsflüsse im Winter. . . . .	23

3.11	Standardabweichung der monatlichen jahresgangbereinigten langwelligen Strahlung der NCEP/NCAR- und der ECHAM4/OPYC3-Daten. . . . .	23
3.12	Standardabweichung der monatlichen jahresgangbereinigten langwelligen Strahlung der NCEP/NCAR- und der ECHAM4/OPYC3-Daten. . . . .	23
3.13	Korrelationen der monatlichen Wärme -und Strahlungsflüsse untereinander (DJFM, NCEP/NCAR). . . . .	26
3.14	Zyklonenzahl nach Gulev et al. (2001) in den Wintern 1989 und 1969. . .	27
3.15	Varianz der hochpassgefilterten täglichen Druckanomalien in den Wintern 1989 und 1969. . . . .	27
3.16	Composite-Analyse der Zyklonenzahl und der hochpassgefilterten (<7 Tage) Bodendruckvarianzen der fünf Winter mit den höchsten und niedrigsten NAO-Indizes zwischen 1948 und 2001. . . . .	27
3.17	Tägliche Druckanomalien inklusive dem hochfrequenten Anteil auf den Azoren für die Winter 1969 und 1989. . . . .	28
3.18	Tägliche Druckanomalien inklusive dem hochfrequenten Anteil auf Island für die Winter 1969 und 1989. . . . .	28
3.19	Erste EOF und PC des gleitenden Duchschnitts (30 Tage) des täglichen Bodendrucks der NCEP/NCAR-Daten im Vergleich zu den ECHAM4/OPYC3-Daten. . . . .	32
3.20	Power Spektrum des monatlichen NAO-Indexes der NCEP/NCAR-Daten im Vergleich zu den ECHAM4/OPYC3-Daten. . . . .	32
4.1	Schematische Darstellung der Filtermethode der täglichen Druckdaten. .	34
4.2	Summe aus einem weißen Rauschprozess und einer Sinusfunktion inklusive dem 30-tägigen gleitenden Mittel des Gesamt- und des Rauschprozesses und im Vergleich das gleitende Mittel des gefilterten Prozesses . .	36
4.3	Korrelationen zwischen den mit Mehode 1 und mit Methode 2 gefilterten Bodendruckfeldern.. . . .	37
4.4	Ausschnitt aus den Bodendruckanomalien und den gefilterten Daten auf Island und den Azoren. . . . .	38
4.5	Mittlerer anomaler Zyklonendruck für die Region des Nordatlantiks im Winter. . . . .	38
4.6	Hovmoellerdiagramme der Bodendruckanomalien zwischen 55° und 65° N für die Originaldaten und die gefilterten Daten in den Wintern 1969 und 1989. . . . .	38
4.7	Zeitreihe der manuell ermittelten synoptischen Systeme im Vergleich zu den gefilterten Bodendruckanomalien auf Island im Winter 1970. . . . .	40

4.8	Zeitreihe der manuell ermittelten synoptischen Systeme im Vergleich zu den gefilterten Bodendruckanomalien auf den Azoren im Winter 1970. . . . .	40
4.9	Sinusfunktion mit addiertem abhängigen Rauschprozess inklusive dem gleitenden Mittel des Gesamt- und des Rauschprozesses und der gefilterten Daten. . . . .	42
4.10	Gleitendes Mittel des ursprünglichen Rauschprozesses und zweier gefilterter Prozesse mit verschiedenen Schwellwerten. . . . .	42
4.11	Zeitreihe und gleitendes Mittel der Druckanomalien auf Island und den Azoren im Vergleich zu den gefilterten Daten. . . . .	43
4.12	Quadrierte Kohärenz zwischen dem monatlichen gefilterten und dem originalen Bodendruck auf Island und den Azoren. . . . .	44
4.13	Erste und zweite EOF und PC des 30-tägigen Mittels des Bodendrucks im Bereich des Nordatlantiks. . . . .	44
4.14	Erste und zweite EOF und PC des gleitenden Mittels der gefilterten Daten (Methode 2). . . . .	44
4.15	Erste und zweite EOF und PC des gleitenden Mittels der gefilterten Daten (Methode 1). . . . .	46
4.16	100-monatiges gleitendes Mittel des Bodendrucks und der gefilterten Daten auf Island und den Azoren. . . . .	47
4.17	Erste EOF des 100-monatigen gleitenden Mittels des Bodendrucks und des gefilterten Bodendrucks (Methode 1). . . . .	47
4.18	Vertikaler Temperaturschnitt bei 55°W. . . . .	49
4.19	Saisonal gemittelte 400hPa-Temperatur und die mittlere Position der Polarfront in den Wintern 1969 und 1989. . . . .	49
4.20	Winter-NAO und die mittlere Position der Polarfront in 400hPa im Winter. . . . .	50
5.1	Monatliche SST- und Windanomalien am Gitterpunkt 65°E, 40°N im Winter. . . . .	55
5.2	Änderungen der monatlichen Standardabweichung des latenten Wärmeflusses in Abhängigkeit von der SST bei verschiedenen vorgeschriebenen stochastisch variierenden Windzeitreihen. . . . .	55
5.3	Änderungen des mittleren monatlichen latenten Wärmeflusses in Abhängigkeit von der SST bei verschiedenen vorgeschriebenen stochastisch variierenden Windzeitreihen. . . . .	57
5.4	Monatlicher latenter Wärmefluss am Gitterpunkt 65°E, 40°N im Winter. . . . .	57
5.5	Kreuzkorrelationen zwischen SST und latentem Wärmefluss an den Gitterpunkten 65°W, 35°N und 45°W, 35°N zu verschiedenen Zeitlags in Monaten. . . . .	59

5.6	Erste EOF der Korrelation zwischen monatlichen SST-Anomalien und anomalem latentem Wärmefluss zu verschiedenen Zeitlags in Monaten. . .	59
5.7	Korrelation zwischen monatlichen SST-Anomalien und anomaler langwelliger Strahlung zu verschiedenen Zeitlags (-2, -1, 0 und 1 Monat). . . .	60
5.8	Korrelation zwischen monatlichen SST-Anomalien und anomaler kurzwelliger Strahlung zu verschiedenen Zeitlags (-2, -1, 0 und 1 Monat). . . .	61
5.9	Korrelation zwischen SST und latentem Wärmefluss in verschiedenen Bandbreichen zum Zeitlag 0. . . . .	63
5.10	Korrelation zwischen tiefpassgefilterter (> 25 Monate) SST und kurzwelligem Strahlungsfluss zu den Zeitlags -14, -7, 0 und 7 Monaten. . . . .	65
5.11	Mittelwert der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz und Standardabweichung der jahrgangbereinigten ozeanischen Wärmetransportkonvergenz im Winter. . . . .	65
5.12	Korrelationen zwischen ozeanischer Wärmetransportkonvergenz und latentem Wärmefluss zu verschiedenen Zeitlags (-2, -1, 0 und 1 Monat) im Winter. . . . .	66
5.13	Korrelationen zwischen ozeanischer Wärmetransportkonvergenz und SST zu verschiedenen Zeitlags (-2, -1, 0 und 1 Monat) im Winter. . . . .	67
5.14	Zeitlicher Ausschnitt aus dem monatlichen latenten Wärmefluss und und der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz an den Gitterpunkten 35°E 50°N und 50°E 55°N. . . . .	69
5.15	Korrelationen zwischen tiefpassgefilterter ozeanischer Wärmetransportkonvergenz mit dem latentem Wärmefluss und mit der SST zu verschiedenen Zeitlags. . . . .	69
6.1	Korrelation zwischen winterlichem monatlichem NAO-Index und SST-Anomalien. . . . .	76
6.2	Korrelation zwischen winterlichem monatlichem NAO-Index und Anomalien des latenten Wärmeflusses. . . . .	76
6.3	Korrelation zwischen winterlichem monatlichem NAO-Index und SST-Anomalien bei führender SST. . . . .	77
6.4	Korrelation zwischen winterlichem monatlichem NAO-Index und Anomalien des latenten Wärmeflusses bei führendem latentem Wärmefluss. . .	77
6.5	Korrelation zwischen Winter-NAO-Index und SST zu verschiedenen Zeitlags in dem Zeitraum 1950-1965. . . . .	79
6.6	Korrelation zwischen Winter-NAO-Index und SST zu verschiedenen Zeitlags in dem Zeitraum 1977-1999. . . . .	81

6.7 Mittlerer SSST-Gradient in den Beispielwintern 1969 und 1989. . . . .	82
6.8 Mittlere Anomalien im SSST-Gradienten in den Beispielwintern 1969 und 1989. . . . .	82
6.9 Erste EOF der Anomalien im SSST-Gradienten in der Region südlich und nordöstlich von Neufundland. . . . .	82
6.10 Korrelation zwischen der Winter-NAO und der ersten EOF der Anomalien im SSST-Gradienten in zwei ausgewählten Gebieten. . . . .	83
6.11 Korrelation zwischen tiefpassgefiltertem monatlichem NAO-Index und SST-Anomalien zu verschiedenen Zeitlags in Monaten. . . . .	85



# Abkürzungen

AO	Arktische Oszillation
AR(1)	Autoregressiver Prozess erster Ordnung
DJFM	Dezember, Januar, Februar, März
EOF	Empirische Orthogonale Funktionen
ECHAM4/	
OPYC3	gekoppeltes globales Zirkulationsmodell des MPI in Hamburg
ENSO	El Nino Southern Oscillation
GCM	Globales Atmosphärenmodell
MOC	Meridionale Overturning Zirkulation
NAO	Nordatlantische Oszillation
NCEP	National Center for Atmospheric Research
NCAR	National Center for Environmental Prediction
SSST	Sea Surface Skin Temperature
SST	Meersoberflächentemperatur (Sea Surface Temperature)
THC	Thermohaline Zirkulation



# Kapitel 1

## Einleitung

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) ist das dominierende Muster der atmosphärischen Zirkulation im Bereich des Nordatlantiks. Dieser schon in den 20iger Jahren des letzten Jahrhunderts identifizierte Mode dominiert auf Zeitskalen von über einem Monat und erklärt, besonders im Winter, einen Großteil der Varianz der atmosphärischen Zirkulation in diesem Gebiet (Walker, 1924). Die NAO manifestiert sich in den Luftdruckanomalien als großräumiger Dipol mit Island und den Azoren als Zentren. Als Index für den Zustand der NAO wird normalerweise die Differenz des normalisierten Luftdrucks zwischen Stationsbeobachtungen in der Nähe von Portugal oder den Azoren und Island verwendet. Die gängigen Indizes unterscheiden sich leicht in der Wahl der Basispunkte und der Art der Normalisierung (Hurrell, 1995; Jones, 1997). Im Prinzip sind diese Indizes allerdings sehr ähnlich (Greatbatch, 2000). Im Wesentlichen sind die NAO-Indizes ein Mass für die Stärke der Westwinde im Bereich des Nordatlantiks. Neben der Betrachtung der Druckdifferenz zwischen zwei Basispunkten, ist eine weitere Möglichkeit, die führende PC bei einer EOF-Analyse des Nordatlantiks zugrunde zu legen. Durch die starke Dominanz des NAO-Musters führt auch diese Methoden in der Regel ebenfalls zu einem ähnlichen Index wie stationsbasierte Ansätze (Hurrell, 2003).

Gut untersucht sind die Auswirkungen der NAO auf Wetter- und Klimafluktuationen (Abb. 1.1). Diese sind wegen der weitreichenden Einflüsse besonders in Europa von großem Interesse (Kleppek, 2002; van Loon und Rogers, 1978; Wallace und Gutzler, 1981). So ist ein hoher NAO-Index mit relativ hohen Wintertemperaturen in Nordeuropa verknüpft, während es im Osten von Kanada kälter als normalerweise ist (Hurrell, 1995, 1996). Auch die Niederschläge werden stark von der NAO beeinflusst. In Wintern mit hohem Index ist besonders in Skandinavien mehr Niederschlag zu erwarten, während es in Südeuropa eher trockener ist. Insgesamt kann mit Hilfe der NAO 31% der Variabilität der Wintertemperaturen der gesamten Nordhemisphäre nördlich von 20°N erklärt werden (Hurrell, 1996). Die NAO ist also nicht nur bedeutend für die winterlichen Temperaturen im Bereich des Nordatlantiks, sondern beeinflusst die gesamte Nordhemisphäre.

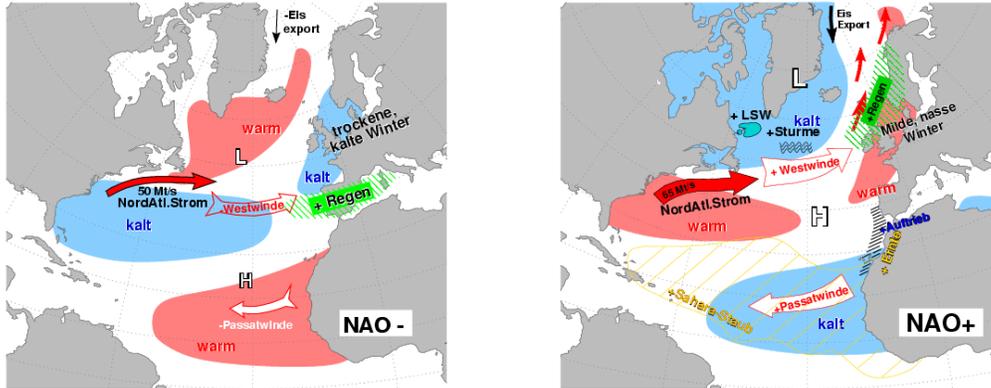


Abb. 1.1: Schema über die Auswirkungen der NAO. Die negative Phase ist links und die positive Phase rechts abgebildet (Schott, persönliche Mitteilungen).

Im Vergleich zu den gut untersuchten Auswirkungen der NAO sind Entstehung und Dynamik bisher eher wenig verstanden. Wichtige Fragen in diesem Kontext sind, ob die NAO rein zufällig schwankt oder ob sie auf bestimmten Zeitskalen durch andere Prozesse kontrolliert wird. Viele Studien fokussieren einen Einfluss der Meeresoberflächentemperatur (SST). Bei einer signifikanten Wirkung von SST-Anomalien auf die NAO ließe die große Wärmespeicherkapazität der Ozeane die Möglichkeit einer verbesserten Vorhersagbarkeit der NAO mit Hilfe der Ozeane erhoffen (Saunders und Quian, 2002). Die Frage nach möglichem Einfluss durch die Ozeane in den mittleren Breiten ist jedoch bisher immer noch umstritten (Kushnir, 1999, 2002). Im Wesentlichen herrscht Einigkeit darüber, dass die wirkenden Prozesse zeitskalenabhängig sein dürften, und es wird eine zunehmende Bedeutung der Ozeane auf längeren Zeitskalen ( $< 10$  Jahre) vermutet (Eden et al., 2002; Paeth et al., 2003; Watanabe und Kimoto, 2000).

In der vorliegenden Arbeit soll vor allem eine mögliche Wirkung des Ozeans auf die NAO näher untersucht werden. Dabei wird der Zustand des Ozeans durch die Meeressoberflächentemperatur (SST) repräsentiert. Da die Flüsse an der Meeresoberfläche das Bindeglied zwischen Ozean und Atmosphäre darstellen, werden diesen besondere Beachtung geschenkt. Der Fokus liegt dabei auf den Wärme- und Strahlungsflüssen. Diese wirken einerseits auf SST-Anomalien, werden andererseits wieder durch die SST-Anomalien beeinflusst. Dabei besteht die Tendenz der Flüsse, SST-Anomalien zu dämpfen, und zur Generierung von Anomalien ist die ozeanische Wärmetransportkonvergenz ein wichtiger Faktor. Die Stärke der einzelnen Effekte ist bisher noch ungeklärt (Cayan, 1992a). Diese besser zu verstehen ist essentiell für ein verbessertes Verständnis einer möglichen Einwirkung des Ozeans auf die Atmosphäre.

Die Untersuchungen in dieser Studie werden vorwiegend auf statistischer Basis mit Hilfe von Reanalysedaten (NCEP/NCAR) und, für die längeren Zeitskalen, mit den Daten des globalen gekoppelten Klimamodells ECHAM4/OPYC3 durchgeführt. Weiterhin wird das atmosphärische Muster der NAO näher untersucht, um einen Anhaltspunkt für möglicherweise wirkende Mechanismen zu erhalten. Es soll festgestellt werden, ob das atmosphärische Muster rein durch die Verteilung der synoptischen Systeme zustandekommt oder ob zusätzliche langperiodische Schwankungen im Druckfeld involviert sind.

Die Arbeit ist folgendermaßen gegliedert: In Kapitel 1 werden zunächst die generell eingesetzten statistischen Methoden kurz erklärt. In Kapitel 2 folgt die Beschreibung der Charakteristika der in dieser Studie häufig verwendeten Größen. Außerdem findet ein Vergleich der statistischen Eigenschaften der Reanalyse- und Modelldaten statt. In Kapitel 3 wird das NAO-Muster und die Bedeutung der synoptischen Systeme für die Generierung dieses Musters untersucht. Im 4. Abschnitt geht es um die Kopplung zwischen dem Ozean und den Flüssen an der Meeresoberfläche. Zum einen wird untersucht, inwieweit anomale Flüsse durch die SST gesteuert werden. Zum anderen wird der Einfluss der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz näher erläutert. Anschließend wird in Kapitel 5 der mögliche Einfluss der Meeresoberflächentemperatur auf die NAO in Hinblick auf die vorangegangenen Kapitel erörtert. Dabei werden auch die SST-Gradienten im Bereich des Golfstroms und an der Eiskante näher untersucht.



# Kapitel 2

## Statistische Methoden

Die Flüsse an der Meeresoberfläche und ihr Zusammenhang mit dem Zustand des Ozeans und der Atmosphäre werden in dieser Studie vor allem statistisch untersucht. Die verwendeten Methoden werden im Folgenden kurz vorgestellt. Dabei geht es vor allem um eine kurze Beschreibung der Wirkungsweise sowie der Vor- und Nachteile der Analysemethoden. Für eine detailliertere Beschreibung wird auf die entsprechende Literatur verwiesen.

### 2.1 Kreuzkorrelationen

Um die zeitliche Abfolge der wirkenden Prozesse näher zu beleuchten, wird besonderer Wert auf die Analyse der Gestalt von Kreuzkorrelationen gelegt. In der vorliegenden Arbeit wird die Kreuzkorrelationsfunktion gitterpunktweise für den gesamten Nordatlantik berechnet. Die Gestalt einer typischen Kreuzkorrelationsfunktion wird, wenn möglich, mittels EOF-Analyse herausgefiltert. Zum Vergleich wurden außerdem Schnitte zu verschiedenen Zeitlags betrachtet. Zur weiteren Analyse werden die konzeptionellen Modelle von J. S. von Storch (1994) herangezogen. Diese gehen von zwei Teilsystemen  $X$  und  $Y$  aus, die im Folgenden üblicherweise durch die Flusskomponenten und die NAO oder die Meeresoberflächentemperatur repräsentiert werden. Die betrachteten Zufallsvariablen seien zur Entwicklung der konzeptionellen Modelle mit  $x$  und  $y$  bezeichnet. Dabei sei angenommen, dass  $x$  und  $y$  in einen intern ( $x'$  bzw.  $y'$ ) und extern ( $x^*$  bzw.  $y^*$ ) erzeugten Teil zerlegt werden können, d.h.

$$x = x' + x^* \text{ und } y = y' + y^*$$

Weiter wird entsprechend der Theorie der stochastischen Klimamodelle (Hasselmann, 1976) angenommen, dass die interne Dynamik durch einen AR(1)-Prozess, also einen Prozess, der nur von der direkten Vergangenheit und einer Zufallskomponente abhängt, beschrieben werden kann. Aber auch wenn das nicht der Fall ist, sollten die

Grundeigenschaften der Kreuzkorrelationsfunktionen erhalten bleiben (Frankignoul, 1985).

Da Kreuzkorrelationsfunktionen jedoch nur dafür geeignet sind mehr oder weniger lineare Zusammenhänge zwischen Zufallsvariablen aufzudecken, muss weiterhin angenommen werden, dass die Reaktion auf einen externen Antrieb wenigstens approximativ linear ist. Für diese Grundannahmen treten im Wesentlichen drei Fälle auf: entweder beide Teilsysteme beeinflussen sich gegenseitig oder ein Teilsystem hat nur interne oder nur externe Dynamik. Daraus ergeben sich verschiedene Gestalten der Kreuzkorrelationsfunktionen, die im Folgenden näher beschrieben werden. Dabei geben die Abzissen in den Abbildungen die Zeitlags an. Die Variable  $y$  führt jeweils bei negativen Zeitlags.

### Modell I

Teilsystem  $Y$  hat keine eigene interne Dynamik, d.h.

$$y = y^* \text{ und } x = x' + x^*$$

In diesem Fall ist die Kreuzkorrelationsfunktion symmetrisch mit größter Amplitude bei dem Lag, der der negativen Reaktionszeit von  $y$  auf  $x$  entspricht. Je nachdem, ob die Korrelation positiv oder negativ ist, erhält man eine der rechts abgebildeten Kurven.

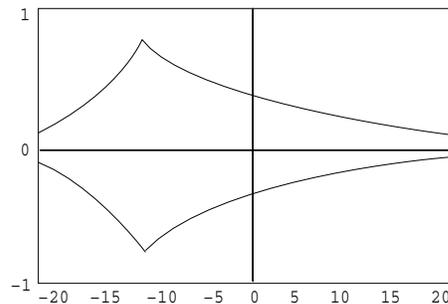


Abb.2.1: Typische Kreuzkorrelationsfunktion für Modell I

### Modell II

Teilsystem  $X$  hat nur interne Dynamik und wird extern nicht von  $X$  beeinflusst, d.h.

$$x = x' \text{ und } y = y' + y^*$$

In diesem Fall verschwindet die Kreuzkorrelationsfunktion, wenn  $y$  führt. Die Form wird durch die Parameter des AR(1)-Prozesses bestimmt. Je nachdem, ob die Korrelation positiv oder negativ ist, ergibt sich eine der beiden abgebildeten Beispielkurven.

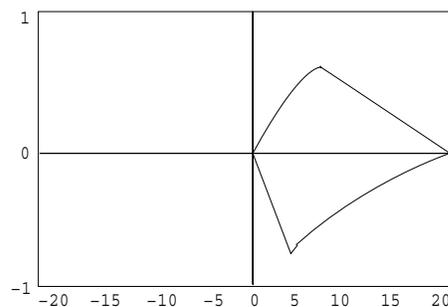


Abb.2.2: Typische Kreuzkorrelationsfunktion für Modell II

### Modell III

Beide Systeme haben sowohl externe als auch interne Dynamik, d.h.

$$x = x' + x^* \text{ und } y = y' + y^*$$

In diesem Fall addieren sich die beiden vorangehenden Modelle und es sind Extrema sowohl wenn  $x$  als auch wenn  $y$  führt zu erwarten. Diese können einheitliche oder umgekehrte Vorzeichen haben und sich in der Stärke unterscheiden.

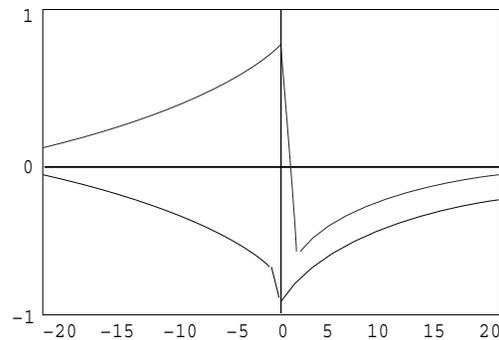


Abb.2.3: Typische Kreuzkorrelationsfunktion für Model III

## 2.2 Spektren und Kreuzspektren

Anstatt die statistischen Eigenschaften eines stochastischen Prozesses im zeitlichen Rahmen zu beschreiben, können diese ebenfalls im Fourierraum betrachtet werden (Schlittgen und Streitberg, 1991; Jenkins und Watts, 1968). Die Fouriertransformation bildet eine eins-zu-eins Abbildung zwischen dem Signal zu bestimmten Zeitpunkten und den Informationen, inwieweit bestimmte Frequenzen zu dem Signal beitragen und inwieweit die Phase der Oszillation mit den Phasen anderer Oszillationen verbunden ist. Abgesehen von verschiedenen Normalisierungskonventionen, ist die Fouriertransformierte einer Funktion  $s(t)$  gegeben durch

$$\tilde{s}(f) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} s(t) e^{2\pi i f t} dt$$

und die einer endlichen, diskreten Zeitreihe durch

$$\tilde{s}_k = \frac{1}{\sqrt{(N)}} \sum_{n=1}^N s_n e^{2\pi i k n / N} dt.$$

Dabei bezeichnen  $f_k = k/N\Delta t$  die Frequenzen,  $k = -N/2, \dots, N/2$ , und  $\Delta t$  das Samplingintervall. Beide Operationen sind somit invertierbare, lineare Operationen.

Das *Power Spektrum* eines Prozesses ist definiert als der quadrierte Modulus der stetigen Fouriertransformierten,  $S(f) = |\tilde{s}(f)|^2$ . Dies ist das Quadrat der Amplitude, mit der die Frequenz  $f$  zu dem Signal beiträgt. Ein Extremwert im Spektrum deutet also auf eine erhöhte Variabilität auf Zeitskalen nahe diesem Extremum im Vergleich zu anderen Zeitskalen hin. Geschätzt wird diese Größe für eine endliche, diskrete Zeitreihe üblicherweise mit Hilfe des Periodogramms,  $S_k = |\tilde{s}_k|^2$ . Da dieses jedoch schlechte Schätzeigenschaften besitzt, wird in der Regel über ein gleitendes Fenster im Zeitraum gemittelt.

Während das *Power Spektrum* also die Variabilität einer Zeitreihe in verschiedenen Frequenzbereichen untersucht, betrachtet das *Kreuzspektrum* inwieweit die Variabilität zweier Zeitserien im Spektralraum verknüpft ist (Granger und Watts, 1964). Das Kreuzspektrum ist im Allgemeinen komplexwertig. Meist wird es mit Hilfe von Polarkoordinaten als *Phasen-* und *Amplitudenspektrum* dargestellt. Dabei deutet das Amplitudenspektrum auf die Stärke des Zusammenhangs beider Zeitreihen hin, während das Phasenspektrum, meist angegeben in Grad, auf die Phasenbeziehung zwischen beiden Zeitreihen schließen lässt.

Power- und Kreuzspektren werden in der vorliegenden Studie wiederum in der Regel gitterpunktweise für den gesamten Nordatlantik berechnet. Um das Spektrum grafisch darstellen zu können, wird es über verschiedene Bandbereiche gemittelt, um so die Energie in bestimmten Bandbereichen zu visualisieren.

### 2.3 Kreuzkorrelationen mit tiefpassgefilterten Daten

Ein entscheidender Nachteil der Kreuzspektralanalyse ist, dass nur die Hauptphasenbeziehung ersichtlich ist. Wie stark Kopplungen bei anderen zeitlichen Verschiebungen sind, ist mit dieser Analyse nicht ersichtlich. Um einen genaueren Einblick in die Mechanismen auf langen Zeitskalen zu bekommen, wurden daher Kreuzkorrelationen mit gefilterten Daten durchgeführt. Ein einfaches gleitendes Mittel würde die Korrelationen jedoch nur 'verschmieren', so dass die Daten in den folgenden Analysen mit Hilfe von Waveletfilterung tiefpassgefiltert wurden (Torrence und Compo, 1998; Whitcher und Guttrop, 2000). Durch das Herausfiltern der langperiodischen Schwingungen ändern sich damit die bei Kreuzkorrelationen üblichen Signifikanzniveaus. Um diese für die betrachteten Fälle festzulegen, wurden daher Monte-Carlotests mit *Surrogatdaten* durchgeführt (Kantz und Schreiber, 1997). *Surrogatdaten* zu einer gegebenen Zeitreihe sind Daten, die aus korrelierten Zufallszahlen bestehen, die das gleiche Power Spektrum besitzen, wie die Ursprungsdaten. Dies wird erreicht, indem sich die Fouriertransformierte der Ursprungsdaten und der Surrogatdaten nur in ihrer Phase unterscheiden, bei beiden Zeitreihen jedoch dieselben Amplituden ins Power Spektrum eingehen. Gewonnen werden diese durch Hin- und Rücktransformation der Ursprungsdaten in den

Fourierraum, wobei die ursprüngliche Phasenbeziehung mittels Zufallsgenerator geändert wird. Durch dieses Vorgehen werden zudem eventuell vorhandene nicht-lineare Zusammenhänge zerstört, so dass Surrogatdaten häufig bei Tests auf nicht-Linearitäten verwendet werden.

## 2.4 EOF-Analyse

Die Analyse der *Empirischen Orthogonalen Funktionen* (EOFs) ist eine Methode, um in einem zeitabhängigen Vektor  $\vec{x}'(t)$  Muster simultaner Variationen zu finden (von Storch und Zwiers, 1999, pp.303). Die betreffende zeitabhängige Variable wird dabei in zeitabhängige Koeffizienten (*Principal Componentes*),  $\alpha_i(t)$ , und feste Muster,  $\vec{e}_i$ , zerlegt:

$$\vec{x}'(t) = \sum_{i=1}^k \alpha_i(t) \vec{e}_i.$$

Die Muster  $\vec{e}_i$  werden orthogonal gewählt, so dass optimale PCs,  $\alpha_i(t)$ , durch einfache Projektion des Ursprungsfeldes,  $\vec{x}'(t)$ , auf die Muster,  $\vec{e}_i$ , gewonnen werden. Die Berechnung von Muster und Koeffizienten erfolgt durch Minimierung von:

$$\sum_t \left( \vec{x}'(t) - \sum_{i=1}^k \alpha_i(t) \vec{e}_i \right)^2 = \min.$$

Als Lösung ergeben sich die Eigenvektoren der Kovarianzmatrix sortiert nach Größe der Eigenwerte  $\lambda_i$ . Dabei gilt:

$$\text{Var}(\vec{x}) = \sum_{i=1}^m \lambda_i \quad \text{und} \quad \text{Var}(\langle \vec{x}, \vec{e}_i \rangle) = \lambda_i$$

Der Anteil der i-ten EOF an der gesamten Varianz ist also  $\lambda_i / \sum_j \lambda_j$ . Zum Test der Stabilität dieses Musters gibt es keinerlei Signifikanztests. Es ist jedoch möglich, zu prüfen, ob die Muster deutlich voneinander getrennt sind. Eine Hilfe hierzu bieten im Falle eines normalverteilten zeitabhängigen Vektors North's rule of thumbs. Im Zweifelsfall sollte man daher die Muster mit verschiedenen anderen Verfahren überprüfen. Auch sollte man sich bei diesem häufig angewandten Verfahren der Gefahren bei der Interpretation der Muster bewusst sein (Ambaum et al., 2001). So hängt die EOF-Analyse stark vom gewählten räumlichem Bereich ab. Außerdem handelt es sich um ein nicht lokales Verfahren, d.h. die Werte an zwei Punkten hängen nicht nur von diesen beiden Punkten, sondern vom gesamten Datensatz ab. Zusätzlich besteht das Problem der Orthogonalität. Diese rein statistische Forderung ist unter Umständen physikalisch wenig sinnvoll, da physikalisch sinnvolle Moden nicht zwingend orthogonal zueinander stehen müssen.



# Kapitel 3

## Charakteristika der beteiligten Komponenten

### 3.1 Einleitung

In den folgenden Untersuchungen wird die atmosphärische Zirkulation vor allem durch die NAO und der Ozean durch die Meeresoberflächentemperatur (SST) repräsentiert. Für die Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre sind die Flüsse von Energie und Impuls an der Meeresoberfläche entscheidend, weshalb diesen verstärkte Beachtung geschenkt wird.

Die Flüsse sind das Bindeglied zwischen Atmosphäre und Ozean, der für die Atmosphäre durch die SST sichtbar ist. Sie setzen sich zusammen aus den Strahlungsflüssen (lang- und kurzwellige Strahlung), den Wärmeflüssen (fühlbare und latente Wärme) und Impulsfluss. Zusätzlich wird der Frischwasserfluss hinzugerechnet, für den man allerdings kaum verlässliche Daten erhält. Für den Ozean ist zudem der Eintrag turbulenter kinetischer Energie wichtig, da dieser entscheidend die Deckschichttiefe beeinflusst.

In den folgenden Betrachtungen stützen wir uns vor allem auf die Wärme- und Strahlungsflüsse, da diese für den Energietransfer vom Ozean in die Atmosphäre entscheidend sind. Bei einer angegebenen Flussrichtung vom Ozean in die Atmosphäre dämpfen verstärkte Wärme- und Strahlungsflüsse an der Meeresoberfläche SST-Anomalien und übertragen Energie an die Atmosphäre. Beides wirkt auf die Flüsse zurück. Damit kann ein besseres Verständnis dieser Flüsse zu einem besseren Verständnis der Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre beitragen.

In den mittleren Breiten weichen die Wärmeflüsse und insbesondere die latente Wärme weitaus stärker vom mittleren Jahresgang ab als die Strahlungsflüsse (Bjerknes, 1964). An der Eiskante dominiert der anomale Fluss fühlbarer Wärme, ansonsten - vor allem in der Golfstromregion - die anomalen latenten Wärmeflüsse (Abb. 3.1).

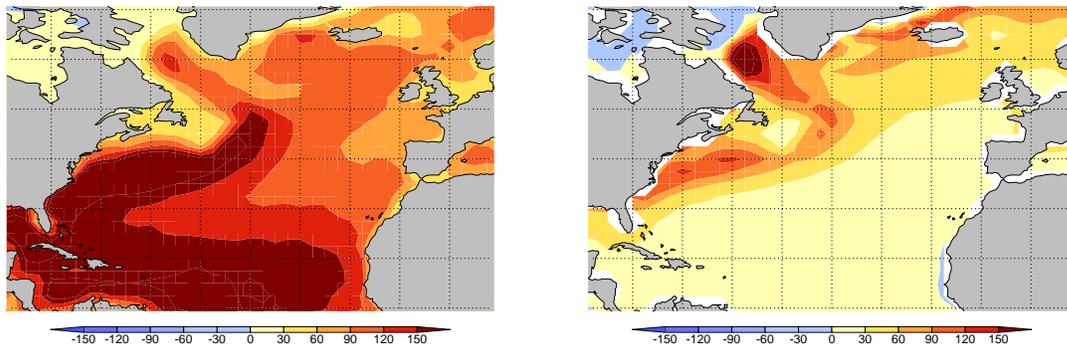


Abb. 3.1: Mittlerer latenter (links) und fühlbarer Wärmefluss (rechts) der NCEP/NCAR-Daten im Winter (DJFM) in  $W/m^2$ .

Insgesamt sind die Variationen in den Flüssen stark jahreszeitabhängig (nicht gezeigt). In den folgenden Untersuchungen liegt der Fokus auf der Wintersaison, da die atmosphärische Zirkulation anhand der NAO untersucht werden soll und diese im Winter am stärksten ausgeprägt ist (Greatbatch, 2000).

Bevor im Weiteren der Zusammenhang zwischen diesen Komponenten näher untersucht wird, werden im folgenden Kapitel die Charakteristika der einzelnen Komponenten näher betrachtet und die verschiedenen Datenquellen verglichen. Im Falle der atmosphärischen Zirkulation werden zunächst die üblichen Begriffsbildungen erklärt und beispielhaft die Unterschiede dargestellt. Ein genauere Analyse der NAO erfolgt in Kapitel 4.

## 3.2 Datenquellen

Als Datenbasis für die atmosphärischen Größen dienten vor allem NCEP/NCAR-Reanalysedaten. Dies sind globale Datenanalysen mit aktuellen Modell- und Datenassimilationstechniken. Die Idee hinter dem Reanalyseprojekt war es, einen modellkonsistenten langjährigen Datensatz zu schaffen, in dem, im Gegensatz zu den jeweils aktuellen operationellen Modellen, nur eine Modellphysik zugrunde gelegt wird (Kalnay et al., 1996).

Verwendet wurden Daten auf monatlicher und täglicher Basis auf einem  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ -Gitter in dem Zeitraum 1948-2001. Die ursprünglichen NCEP/NCAR-Flüsse sind 6-stündliche Daten, die aus Grundgrößen aus 6-stündlichen Vorhersagen des NCEP T62-Modells berechnet wurden. Als untere Randbedingung für das Modell diente hier ein vorgeschriebenes SST-Feld, das bis 1988 vom UK Metoffice und später von Reynolds stammte (Reynolds und Smith, 1994). Die Reynolds-SST-Daten wurden durch optimale Interpolation (OI) auf wöchentlicher Basis auf einem  $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter berechnet. Die Analyse benutzt in situ- und Satelliten SST's. Vor Analysestart wurde der Bias in den

Satellitendaten mit Hilfe der Methode von Reynolds (1988) und Reynolds und Marsico (1993) korrigiert. Ein Beschreibung der OI-Analyse findet man in Reynolds und Smith (1994). Um die Daten in unseren Analysen mit den NCEP/NCAR-Daten vergleichen zu können, wurden diese auf ein  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ -Gitter interpoliert. Hierzu verwendet wurde die Methode von Akima (1970).

Da die Datenbasis für die Betrachtungen von langperiodischen (dekadischen und multidekadischen) Schwankungen nicht ausreicht, wurden zudem Daten aus einem 300-jährigem Modelllauf des gekoppelten globalen Zirkulationsmodells ECHAM4/OPYC3 hinzugezogen. Die Daten stammen aus einem Kontrolllauf unter heutigen Klimabedingungen. Die atmosphärische Komponente des Modells, ECHAM4, ist eine Weiterentwicklung durch das Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI) in Hamburg aus dem Vorgängermodell des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF). Dieses hat eine horizontale Auflösung von T42 (approx.  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ ) und 19 Schichten in der Vertikalen. Nähere Informationen findet man bei Röckner (1996). OPYC3 ist ein isopycnisches 3-Komponenten Modell, das den inneren Ozean, eine Deckschicht und Meereis enthält (Oberhuber, 1993). Die horizontale Auflösung stimmt polwärts von  $38^\circ$  Nord mit der Atmosphäre überein. Die meridionale Auflösung nimmt zum Äquator hin zu, um die äquatorialen Wellen aufzulösen. In der Vertikalen wurden 11 Schichten benutzt.

OPYC3 wurde nach einer Spin-up-Phase von 1000 Jahren an das Atmosphärenmodell gekoppelt und es erfolgte eine weitere Spin-up-Phase von 100 Jahren. Während dieser Phase wurden die Terme zur Flusskorrektur bestimmt. Die verbleibende Drift während der ersten 100 Jahre der Kontrollsimulation ist relativ klein. In den folgenden Untersuchungen werden die ersten 300 Jahre (100-399) dieser Kontrollsimulation verwendet.

Alle Flussangaben sind Netto-Werte. Die angegebene Flussrichtung ist bei allen Datensätzen vom Ozean in die Atmosphäre gerichtet. Dies gilt auch für die kurzweilige Strahlung. Anomaliebildung erfolgte durch Subtraktion des mittleren Jahresgangs. Für die Berechnung der Kreuzkorrelationsfunktionen wurde zusätzlich der lineare Trend entfernt, und für die Kreuzspektren wurde außerdem mit der mittleren Standardabweichung normiert. Der verwendete Bereich des Nordatlantiks reicht von  $90^\circ$ W bis  $10^\circ$ E und  $10^\circ$ N bis  $70^\circ$ N.

### **3.3 Meeresoberflächentemperatur (SST)**

#### **3.3.1 Allgemeine Charakteristika**

Für die Berechnung der Energieflüsse an der Meeresoberfläche wäre normalerweise die Kenntnis der Temperatur der obersten dünnen Schicht des Ozeans (SSST) notwendig. Diese kann durch Radiometermessungen gewonnen werden. In situ-Messungen ermitteln jedoch in der Regel die Temperatur der Ozeandeckschicht (SST). Da die netto Wär-

meflüsse und die langwellige Strahlung vor allem direkt an der Meeresoberfläche kühlende Effekte haben, während die kurzwellige Strahlung tiefer in den Ozean eindringt, ist die SSST in der Regel um einige 10tel Grad kälter als die SST. Dieser Unterschied nimmt mit zunehmender Windgeschwindigkeit durch verstärkte Durchmischung ab. In der Regel sind eher SST als SSST-Messungen erhältlich, so dass bei der Berechnung der Flüsse normalerweise Korrekturfaktoren mit einbezogen werden. In den mittleren und hohen Breiten liegt der Unterschied zwischen beiden Größen bei maximal 0.3 K (WGASF, 2000). In den weiteren Analysen werden in der Regel SST-Daten verwendet. Nur auf täglicher Basis wird auf SSST-Daten zurückgegriffen.

Die Charakteristika der SST sind bereits durch viele Studien bekannt. Während kleinskalige Störungen in hochaufgelösten Daten sichtbar sind, existieren getrennte, großskalige Charakteristika in der SST der mittleren Breiten, die ähnlich zur räumlichen Ausdehnung der niederfrequenten, atmosphärischen Muster sind (Alexander, 2000, Abb. 3.2).

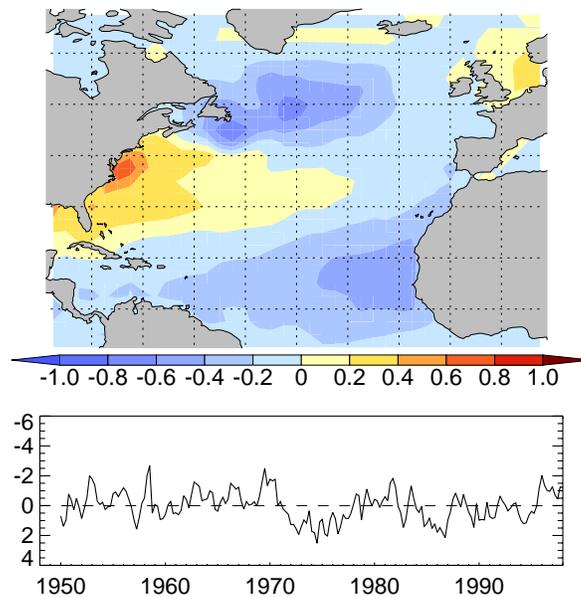


Abb. 3.2: Erste EOF der monatlichen Reynolds-SST im Winter (DJFM). Erklärte Varianz: 27%

Die Intensität der SST-Muster ist in den mittleren Breiten vergleichsweise schwach. Während der mittlere Jahresgang örtlich über 10K betragen kann, sind Abweichungen vom mittleren Jahresgang in der Regel gering und die Standardabweichung der jahresgangbereinigten SST im Winter liegt an den meisten Stellen des Nordatlantiks unter 1K (Abb. 3.3).

Allerdings sind diese Anomalien Ausdruck einer Änderung des Wärmeinhalts der gut durchmischten Ozeandeckschicht und repräsentieren somit ein großes Wärmereservoir mit einer großen Persistenz verglichen mit atmosphärischen Größen (e-folding Zeitskala typischerweise 3-5 Monate) (Deser et al., 2003). Diese großskaligen Anoma-

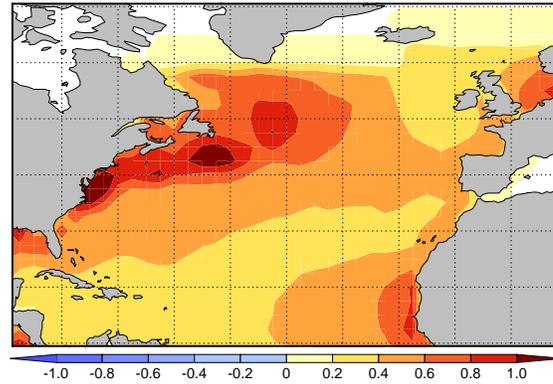


Abb. 3.3: Standardabweichung der jahresgangbereinigten monatlichen Reynolds-SST im Winter in K (DJFM).

lien sind auf monatlicher und saisonaler Skala in der Regel gut mit den darüberliegenden Lufttemperaturanomalien korreliert (Kushnir et al., 2002). In den Extratropen hängen die dominierenden Muster der monatlichen und saisonalen SST-Anomalien stark mit den vorausgehenden Mustern der Zirkulationsanomalien zusammen (Frankignoul und Reynolds, 1983). Dieser Zusammenhang ist im Winter am stärksten ausgeprägt. Dabei werden negative SST-Anomalien mit stärkeren Westwinden als normal in Verbindung gebracht, positive SST-Anomalien mit schwächeren Westwinden als normal. Davis (1976) and Barnett (1981) folgerten, dass extratropische SST-Anomalien auf dieser Zeitskala durch Änderungen in den Oberflächenflüssen und geänderten Ekmantransport entstehen. Die anomalen Ekmantransporte sind normalerweise in Phase mit dem lokalen Oberflächenforcing und z.T. von ähnlicher Größenordnung (Seager, 2000). In den Jahren 1970-80 kam die Hypothese auf, dass im Winter entstandene SST-Anomalien im folgenden Sommer unter einer dünnen, stabilen Schicht versteckt werden und durch stärkere Winddurchmischung im folgenden Herbst wieder zum Vorschein kommen (reemergence). Alexander et al. zeigten 1999, dass in der Tat an verschiedenen Orten im Nord Pazifik Winter- und Frühjahrs-SST-Anomalien nur in den tieferen Schichten signifikant mit der Sommertemperatur korreliert sind (unterhalb der saisonalen Deckschicht). Im folgenden Herbst und Winter dagegen sind Korrelationen an der Oberfläche sichtbar. Dies ist beispielsweise ein Anteil an SST-Anomalien, der nicht instantan durch die Wärmeflüsse hervorgerufen wird.

Die Dominanz der Oberflächenflüsse für die Generierung von SST-Anomalien ist zeitskalenabhängig und stimmt nur für relativ kurze Skalen. Schon 1964 fand Bjerknes auf Dekaden Muster in der SST, die sich von den Mustern interannualer Variabilität unterscheiden. Bjerknes argumentierte, dass dekadische SST-Anomalien im Gegensatz zu interannualen Schwankungen durch Änderungen von Stärke und Position des windgetriebenen subtropischen Gyre entstanden. Neuere Studien bestätigen diese Zeitskalenabhängigkeit (Deser und Blackmon, 1993; Kushnir, 1994; Eden und Jung, 2001).

### 3.3.2 Vergleich der verwendeten Datenquellen

Da es sich bei den Modelldaten um eine Kontrollsimulation handelt, sind Modell und Reanalysedaten nicht direkt vergleichbar. Als Anhaltspunkt für die Güte der Modelldaten wurden ihre statistischen Charakteristika mit denen der Reanalysedaten verglichen.

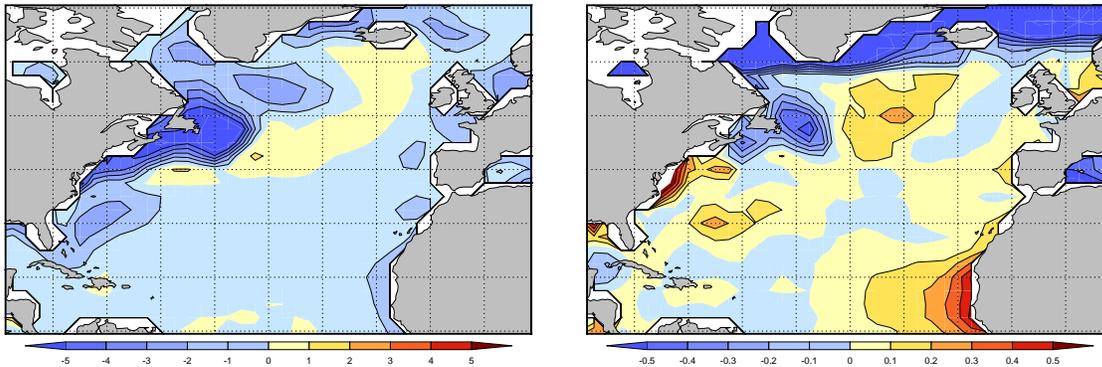


Abb. 3.4: Differenz aus den Mittelwerten der Ausgangsdaten (links) und den Standardabweichungen der jahresgangbereinigten Reynolds- und der ECHAM4/OPYC3-SST (rechts) im Winter in K (DJFM).

Die Übereinstimmung der Mittelwerte der NCEP/NCAR und der ECHAM4/OPYC3-SST ist generell hoch, wobei dies u.a. Ergebnis der Flusskorrektur ist. Eine Ausnahme ist die Region vor Neufundland, wo Diskrepanzen von mehr als 5K auftreten und auch die Standardabweichungen von NCEP/NCAR und den Modelldaten stark differieren (Abb.3.4). Dieses Problem tritt in den meisten Ozeanmodellen auf, da diese oft große Probleme bei der korrekten Simulation der Golfstromablösung haben. Erst in sehr hoch auflösenden Modellen ( $1/10^\circ$ ) scheint das Problem behoben werden zu können (Chassignet und Garaffo, 2001). Für unsere weiteren Analysen muss diese Region somit mit Vorsicht betrachtet werden. Die Standardabweichungen differieren zusätzlich an der Eiskante und in der Auftriebsregion vor Afrika. Auch hier ist die geringe Übereinstimmung der Eiskante in Modell und Reynolds-Daten nicht verwunderlich. Außerdem gibt es in dieser Region kaum Beobachtungen. Überraschend sind die Diskrepanzen in der Auftriebsregion vor Afrika.

Auch bei EOF-Analysen der Modelldaten dominiert in der ersten EOF das 'Neufundlandmuster' (Abb. 3.5). Da sich die erste EOF jedoch weitgehend auf dieses Muster beschränkt und die 1. EOF gut separiert von den folgenden EOFs ist, kann man diese EOF bei Vergleichen mit den NCEP/NCAR-Daten außer Acht lassen und die folgenden EOFs vergleichen. Man erhält dann für beide Datensätze in den führenden EOFs das schon von Bjerknes erwähnte Tripolmuster, das durch das Windfeld im Zusammenhang mit der NAO erklärbar ist (vgl. Abb. 3.2 und 3.5). Bei den Reynoldsdaten ist diese Muster jedoch schwächer und hat eine stärkere Nord-Süd-Ausdehnung. Auch zeigen Spektralanalysen der PCs beider Datensätze bei den Reynoldsdaten eine ausgeprägtere Rote

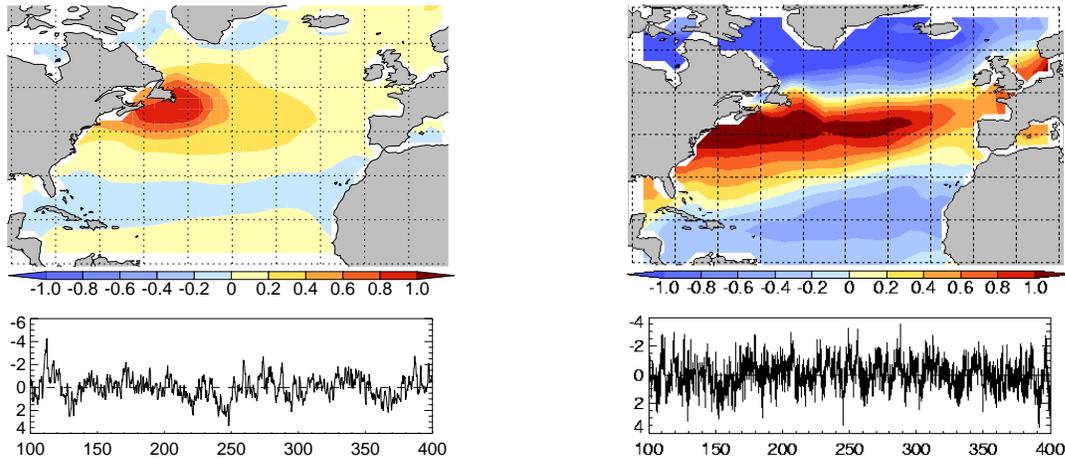


Abb. 3.5: Erste (links) und zweite (rechts) EOF der monatlichen ECHAM4/OPYC3-SST im Winter (DJFM).

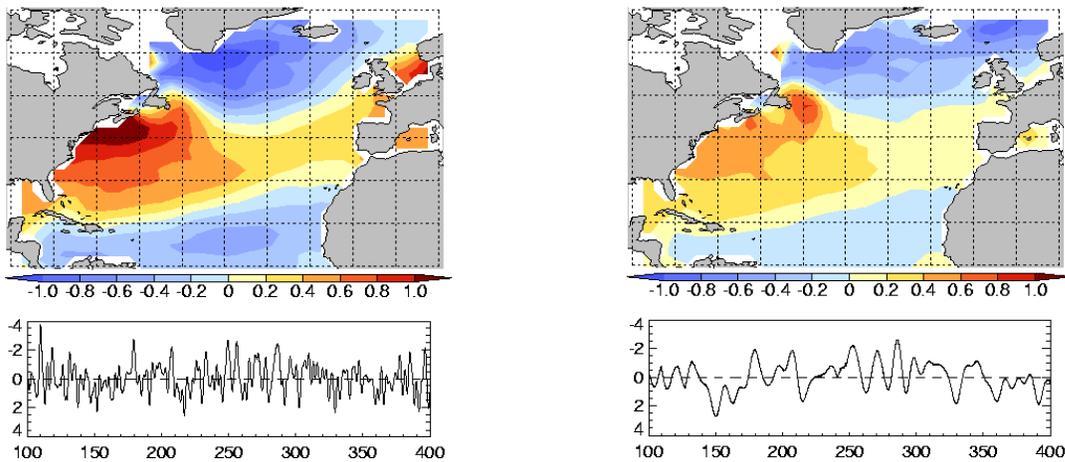


Abb. 3.6: Zweite EOF der monatlichen tiefpassgefilterten ECHAM4/OPYC3-SST (links: >25 Monate, rechts: > 100 Monate).

als bei den Modelldaten (nicht abgebildet). Es ist daher nicht verwunderlich, dass die erste EOF der Reynoldsdaten eher den ersten EOFs mit tiefpassgefilterten Modelldaten ähnelt.

Die von Bjerknes beobachtete Zeitskalenabhängigkeit der SST-Muster findet man auch in den Modelldaten. Einen Hinweis hierauf geben EOF-Analysen mit tiefpassgefilterten Daten. Herausgefiltert wurden Perioden über 25 Monate und über 100 Monate. Wieder werden die ersten EOFs durch die ungewöhnliche Schwankungen im Bereich vor Neufundland dominiert. Erst die zweiten EOFs zeigen die bekannten Muster, die vergleichbar zu den Reynolds-Daten sind (Abb. 3.6). Vergleicht man die zweiten EOFs der monatlichen und tiefpassgefilterten ECHAM4/OPYC3-Daten (> 25 und > 100 Monate), so erkennt man Muster, die denen von Bjerknes erwähnten sehr ähnlich sind. Der drit-

te südliche Pol verschwindet und die Anomalie vor der amerikanischen Küste breitet sich in Nord-Süd-Richtung aus. Die erklärten Varianzen der zweiten EOFs der gefilterten und ungefilterten Daten liegen bei 12%. Allerdings sind diese durch das dominante 'Neufundlandmuster' stark gedrückt und liegen in den Reanalysedaten deutlich höher.

Insgesamt spiegeln die Modelldaten also die Haupteigenschaften der Reynolds-SST wider und solange die Region um Neufundland bei der Interpretation vernachlässigt wird, scheinen die Daten für weitere Analysen geeignet.

## 3.4 Die Flüsse an der Meeresoberfläche

### 3.4.1 Allgemeine Betrachtungen

Latente und fühlbare Wärmeflüsse sind die Hauptmechanismen, mit denen der Ozean die durch die Energie aus dem Strahlungsüberschuss gewonnene Wärme an die Atmosphäre abgeben kann. Global werden etwa 60% der durch die an der Erdoberfläche absorbierten solaren Strahlung entstandenen Wärme durch die Wärmeflüsse an die Atmosphäre übertragen - ein Großteil durch die Ozeane (Cayan, 1992b). Für die Wärmebalance sind also sowohl Wärme- als auch Strahlungsflüsse entscheidend. Die interannuale Variabilität wird jedoch - besonders in den mittleren Breiten - durch die Wärmeflüsse dominiert (Bjerknes, 1964).

Die Güte der Flussdaten steht jedoch zur Diskussion. Da die turbulenten Flüsse, i.e. Wärmeflüsse und Impulsfluss, nicht direkt gemessen werden können, müssen sie entweder aus den Fluktuationen der Wingschwindigkeit, der spezifischen Feuchte und der potentiellen Temperatur abgeleitet werden (direkte Methode bzw. eddy correlation method) oder aus den standardmäßig gemessenen Größen SST, Lufttemperatur, Feuchte, Wind und Druck parametrisiert werden (Bulkformeln). Hier ergeben sich je nach Parametrisierung deutliche Unterschiede in Mittelwert und Schwankungsbereich. Renfrew et al. (2002) haben gezeigt, dass die NCEP-Parametrisierung für hohe Temperaturkontraste und hohe Windgeschwindigkeiten zu einer starken Überschätzung der Wärmeflüsse führt. Allerdings gibt es bisher noch kein verlässlichstes Flussprodukt und alle Produkte weisen signifikante Fehler in verschiedenen Regionen auf und es bestehen nach wie vor Schwierigkeiten, die globale Wärmebalance zu schließen (WGASF, 2000).

Relativ verlässlich stimmen in den meisten Gebieten jedoch Zeiten des Anstiegs und der Abnahme der Flüsse überein (Gulev et al., 2000), so dass die Daten für Korrelationsanalysen gut geeignet sind. Gebiete mit geringer Beobachtungsdichte, wie beispielsweise die Labradorsee, sollten jedoch mit Vorsicht behandelt werden. Kreuzspektralanalysen in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel zeigen, dass ein hoher Zusammenhang der Schwankungen von COADS und NCEP/NCAR-Daten auf allen Skalen erhalten bleibt (nicht abgebildet). Schwierigkeiten gibt es unter Umständen bei quantitativen Betrachtungen. Auch bei Trendanalysen müssen Effekte der durch die im Laufe der Zeit zu-

nehmende Beobachtungsdichte der Grundparameter und eventuelle Änderungen der Messverfahren berücksichtigt werden.

Auch die Strahlungsflüsse werden, obwohl sie im Prinzip direkt messbar sind, oft aus SST, Lufttemperatur und Feuchtemessungen inklusive Bewölkungsbeobachtungen und solarem Einfallswinkel parametrisiert. Hier ergeben sich somit ähnliche Probleme wie bei den Wärmeflüssen. Da die Strahlungsflüsse abweichend vom mittleren Jahresgang jedoch weit weniger schwanken als die Wärmeflüsse (Bjerknes, 1964), dominieren in der Regel die Wärmeflüsse die anomale Energieabgabe bzw. -aufnahme des Ozeans.

Über das Verhalten der Wärmeflüsse auf kurzen Zeitskalen kann grob die nähere Betrachtung der Bulkformeln Anhaltspunkte geben. Für fühlbare ( $Q_h$ ) und latente Wärme ( $Q_e$ ) lauten diese in ihrer generellen Form:

$$Q_h = C_p C_t \rho (SST - T_{a\gamma}) v \quad \text{und} \\ Q_e = L C_e \rho (0.622/P) (e_0 - e_z) v,$$

wobei  $v$  die skalare Windgeschwindigkeit,  $P$  den Bodendruck,  $T_{a\gamma}$  die Lufttemperatur korrigiert mit dem adiabatischen Temperaturgefälle,  $C_p$  die spezifische Wärme von Luft bei konstantem Druck,  $L$  die Kondensationswärme der Verdunstung,  $e_0 - e_z$  den Feuchtegradienten,  $\rho$  die Luftdichte und  $C_t$  und  $C_e$  Transferkoeffizienten bezeichnen (Gulev et al., 2000). Die Transferkoeffizienten hängen dabei von SST, Windgeschwindigkeit und Feuchte bzw. Lufttemperatur ab, wodurch Nicht-Linearitäten in den einzelnen Parametern entstehen. Zur Berechnung der Transferkoeffizienten gibt es viele Ansätze und diese sind nach wie vor eine Quelle großer Unsicherheiten bei Berechnung der Wärmeflüsse.

Im Wesentlichen hängen die Wärmeflüsse jedoch multiplikativ von der Windgeschwindigkeit und dem Wärme- bzw. Feuchtegradienten zwischen Meeresoberfläche und unteren Luftschichten ab. Diese Abhängigkeit wird durch die Transferkoeffizienten in der Regel noch verstärkt, da diese Produkte auch in den Transferkoeffizienten enthalten sind. Das bedeutet, dass geringe Windgeschwindigkeiten den Einfluss des Temperatur bzw. Feuchtegradienten dämpfen, während hohe Windgeschwindigkeiten diesen verstärken.

Die Temperatur des Ozeans variiert besonders in küstenfernen Gebieten eher langsam im Vergleich zu den atmosphärischen Größen und wird wiederum entscheidend von den vorangehenden Flüssen beeinflusst. Die hochfrequenten Schwankungen der Wärmeflüsse hängen somit überwiegend von den atmosphärischen Größen ab. Dabei sind die hochfrequenten Schwankungen relativ entscheidend und mehr als die Hälfte der totalen Oberflächenflussvariabilität bewegt sich auf Zeitskalen unter 1 Monat (Alexander, 1997). Dabei sind diese hochfrequenten Schwankungen im Golfstrombereich von Cape Hatteras bis  $40^\circ - 45^\circ W$  eng an hochfrequente Schwankungen im Druckfeld gekoppelt (Zolina und Gulev, 2003).

Ohne genauer auf die Parametrisierung einzugehen, können Abbildung 3.7 und 3.8 Aufschluss über das Verhalten der Flüsse geben. Neben der Variabilität auf der jeweils be-

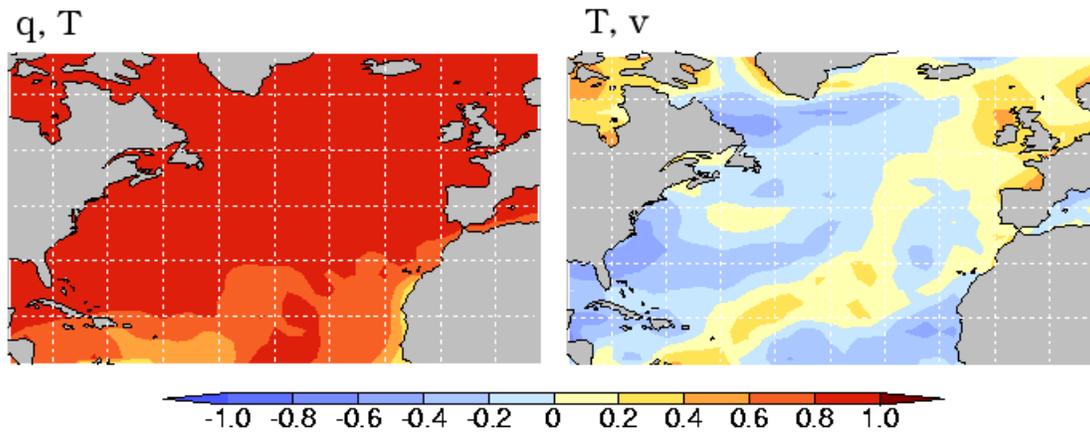


Abb. 3.7: Korrelationen auf Basis von Tagesmittelwerten zwischen Lufttemperatur (2m) und spezifischer Feuchte (2m) und zwischen Windgeschwindigkeit (10m) und Lufttemperatur (2m).

trachteten Zeitskala ist der Zusammenhang zwischen spezifischer Feuchte und Windgeschwindigkeit bzw. zwischen Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit entscheidend. Abbildung 3.7 zeigt die Korrelation zwischen Windgeschwindigkeit und Lufttemperatur. In Übereinstimmung mit dem hohen Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und spezifischer Feuchte, ergeben Korrelationen zwischen Windgeschwindigkeit und spezifischer Feuchte ähnliches Bild. Solange nicht - bei dem gegebenen multiplikativen Zusammenhang - ein Parameter auf der betrachteten Zeitskala dominiert, ergibt sich bei positiv korrelierten Parametern eine mehr oder weniger lineare Abhängigkeit des betrachteten Flusses von beiden Parametern. Antikorrelation der Parameter führt dagegen zu einer gegenseitigen Dämpfung der Parameter und die erwarteten Schwankungen der abgeleiteten Größe sind vergleichsweise gering und ein Zusammenhang mit den Ausgangsparametern schwach.

In Abbildung 3.7 ist die Korrelation zwischen der Lufttemperatur in 2m Höhe (T) und der Windgeschwindigkeit in 10m Höhe (v) auf der Basis von täglichen Mittelwerten abgebildet. In den folgenden Überlegungen wird implizit angenommen, dass der Zusammenhang bei höherer zeitlicher Auflösung ähnlich ist. Im östlichen Teil des Nordatlantik erkennt man einen schwach positiven, zumeist signifikanten Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeit und 2m Lufttemperatur. Etwas größer ist der Zusammenhang in der Nähe der Landmassen mit Ausnahme des Auftriebsbereichs vor Afrika. Im westlichen Nordatlantik dagegen ist die Korrelation eher negativ. Die Absolutwerte sind auch hier in weiten Gebieten klein, aber überwiegend signifikant. Die Parameter neigen hier eher dazu sich in den Bulkformeln gegenseitig zu dämpfen, während sie sich im östlichen Bereich eher gegenseitig verstärken. Allerdings sind beide Effekte aufgrund der geringen Korrelationen schwach.

Ein ähnliches Bild ergibt sich für die latente Wärme, da Lufttemperatur und spezifische Feuchte stark gekoppelt sind (Abb. 3.7.(links)). Die Standardabweichungen beider

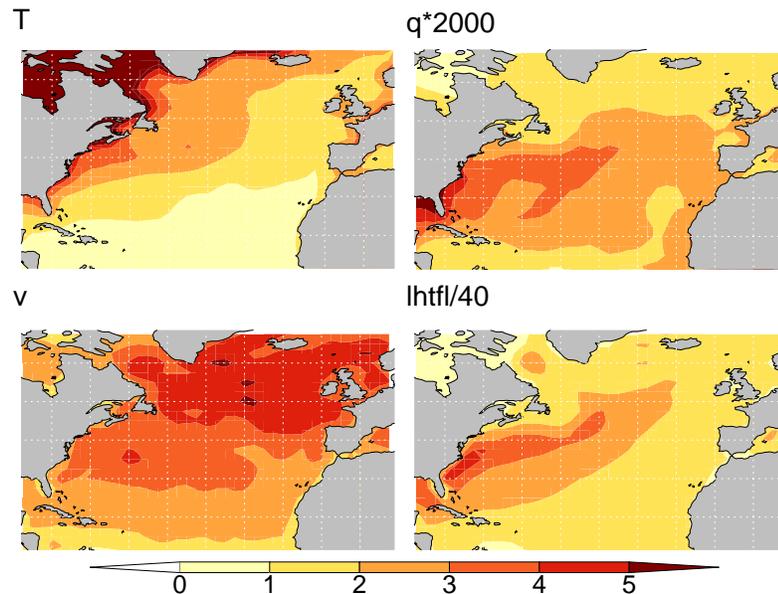


Abb. 3.8: Standardabweichungen der Winterdaten (DJFM) der Lufttemperatur (2m) in K, der spezifischen Feuchte (2m) in kg/kg, der Windgeschwindigkeit (10m) in m/s und des latenten Wärmeflusses in  $W/m^2$ . Aus Darstellungsgründen wurde der latente Wärmefluss mit Faktor 1/40 und die spezifische Feuchte mit Faktor 2000 multipliziert.

Größen (Abb. 3.8 (oben)) zeigen jedoch deutlich verschiedene Variabilitäten in Abhängigkeit von der Region. Entsprechend der Variabilitäten von Temperatur und Windgeschwindigkeit variiert der Fluss fühlbarer Wärme mehr in den hohen Breiten, während die latente Wärme die größte Variabilität in den niedrigeren Breiten und vor allem im Golfstrombereich aufweist (vgl. Abb. 3.1).

Untersucht man die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Parameter in den Bulkformeln auf Monatsbasis, verkompliziert sich das Bild. Nun wird in Falle der Flüsse die SST entscheidender. Dabei wird die SST gemäß der Bulkformeln die Amplitude des Windeinflusses modulieren. Die Anpassung der unteren Luftschichten an die SST kann diesen Effekt besonders bei schwachem Wind dämpfen.

Zudem ist wichtig, wie die Schwankungen der einzelnen Parameter gesteuert werden. Im Falle der Lufttemperatur ist in den mittleren Breiten beispielsweise ein starker Einfluss der Windrichtung zu vermuten. So zeigen Bond und Fleagle (1988), dass die größten Wärmeflüsse in den mittleren Breiten in den Kaltluftsektionen von Zyklonen auftreten. Dementsprechend fand Cayan (1992) für Monatsdaten eine starke Abhängigkeit der Wärmeflüsse in den mittleren Breiten von der Windrichtung. Die größten positiven Flussanomalien werden mit nördlichen und nordwestlichen Winden assoziiert.

Um die Hauptvariationsmuster in den betrachteten Flüssen zu untersuchen, wurden EOF-Analysen mit Monatsmittelwerten und mit tiefpassgefilterten Daten durchgeführt. In den Wärmeflüssen zeigt sich für den Nordatlantik als dominantes Muster das Tripolmuster, das auch in der SST im Zusammenhang mit der NAO auftaucht (nicht abgebildet). Dabei ist bei der fühlbaren Wärme die mit der Anomalie vor der amerikanischen Küste verbundene Anomalie um Europa weitaus stärker ausgeprägt als bei der latenten Wärme. Ein sehr ähnliches Muster taucht auch in der langwelligigen Strahlung auf, während die kurzwellige Strahlung stark durch eine schwankende Lage der ITCZ dominiert ist und Muster in den höheren Breiten kaum mehr Varianz erklären (nicht abgebildet).

EOF-Analysen mit in Analogie zur SST tiefpassgefilterten Daten (>25 und > 100 Monate) zeigen, dass sich für alle Flüsse die dominanten EOFs vom Muster her in Abhängigkeit von der Zeitskala kaum mehr ändern (nicht abgebildet). Lediglich für die latente Wärme schwächt sich wie in den SST-Daten langsam der dritte südliche Pol des typischen, mit der NAO verknüpften Tripolmusters ab. Betrachtet man Power Spektren der Flüsse auf Monatsbasis zeigen alle Flussfelder eine leichte Röte (nicht abgebildet).

### 3.4.2 Vergleich zwischen NCEP/NCAR und Modelldaten

Auch bei Betrachtung der Flüsse sind, wie schon bei der Betrachtung der SST, die NCEP/NCAR- und Modelldaten nicht direkt vergleichbar. Um die Tatsache zu verdeutlichen, werden die Mittelwerte und die Standardabweichungen der einzelnen Flusskomponenten miteinander verglichen. Zusätzlich werden EOF-Analysen durchgeführt und sowohl die Muster als auch die spektralen Charakteristika beider Datensätze untersucht.

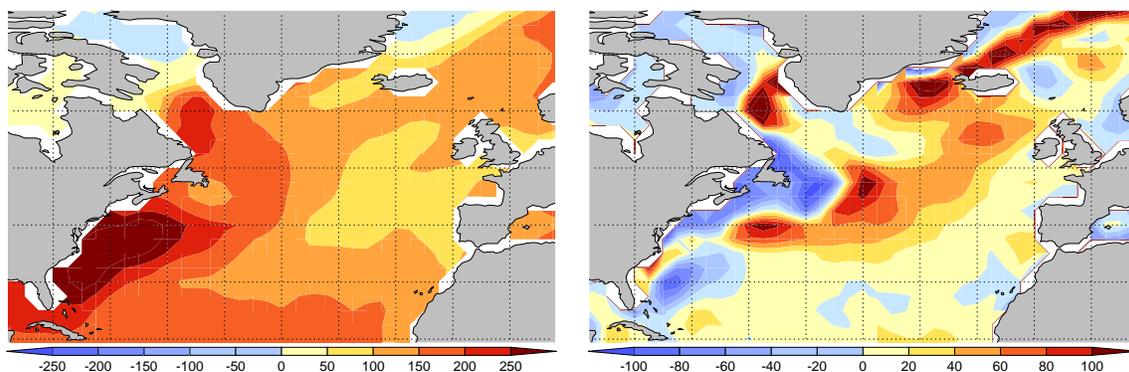


Abb. 3.9: Mittlere Wärmeflüsse der NCEP/NCAR-Daten im Winter (links) und die Differenz aus den Mittelwerten der NCEP/NCAR- und der ECHAM4/OPYC3-Wärmeflüsse im Winter in  $W/m^2$  (rechts).

Beim Vergleich der Mittelwerte (Abb. 3.9), sind bei den Wärmeflüssen vor allem an der Eiskante und in der aus den SST-Betrachtungen bekannten Region um Neufundland deutliche Unterschiede erkennbar. Die generellen Muster sehen jedoch ähnlich aus mit vergleichbarer Intensität.

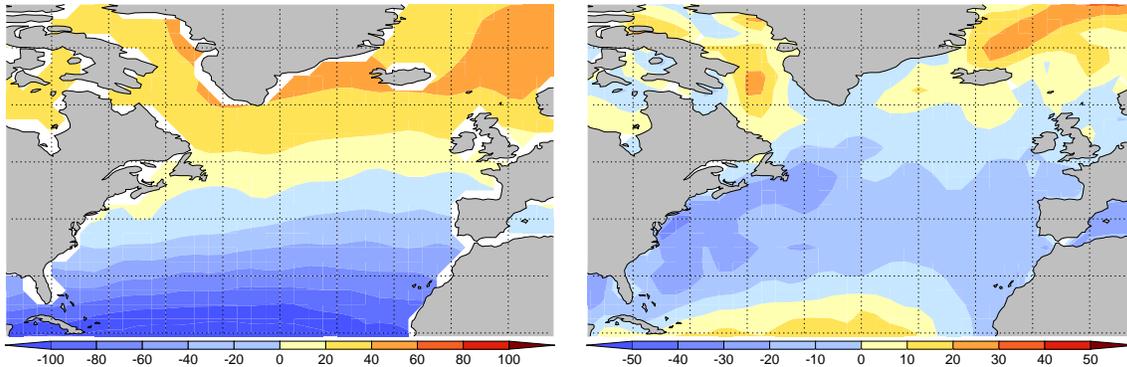


Abb. 3.10: Mittlere Strahlungsflüsse (= Summe aus lang- und kurzwelliger Strahlung) der NCEP/NCAR-Daten im Winter (links) und die Differenz aus den Mittelwerten ECHAM4/OPYC3- und der NCEP/NCAR-Strahlungsflüsse im Winter in  $W/m^2$  (rechts).

Gleiches gilt für die Strahlungsflüsse (Abb. 3.10). Allerdings reicht in den Modelldaten (ECHAM4/OPYC3) die Zone, in der die kurzwellige Strahlung dominiert, nicht ganz so weit nach Norden wie in den NCEP/NCAR-Daten und die Intensität in den niederen Breiten ist dafür stärker ausgeprägt. Außerdem besteht ein leichtes Strahlungsdefizit in der Golfstromregion.

Die Variationen der Wärmeflüsse abweichend vom mittleren Jahresgang in Modell- und NCEP-Daten stimmen i.a. recht gut überein (nicht abgebildet). Dabei liegt der Hauptvariationsbereich der latenten Wärme im Bereich des Golfstromes, der der fühlbaren Wärme an der Eiskante. Damit ähnelt die Struktur des Musters stark dem der Mittelwerte (vgl. Abb. 3.1). Die Differenz der Standardabweichungen liegt fast überall unter  $5W/m^2$ . Leicht höhere Werte ergeben sich in der Golfstromregion. Aber auch hier liegen die Unterschiede unter 10% der NCEP/NCAR-Werte. Einzig in dem 'Problembe- reich' vor Neufundland liegen die Werte deutlich höher. Es ist jedoch schon aus den SST-Betrachtungen klar, dass dieses Gebiet problematisch ist und somit auch in den Flüssen keine realistischen Werte zu erwarten sind.

Die langwellige Strahlung schwankt in den Beobachtungen kaum abweichend von Jahresgang (NCEP/NCAR) (Abb. 3.11). Zwar nehmen nach Norden hin die Schwankungen zu, liegen aber auch hier weitestgehend unter  $10W/m^2$ . Dies zeigt sich sowohl in den NCEP/NCAR-Daten als auch im Modell. Im Fall der kurzwelligen Strahlung dagegen zeigen beide Standardabweichungen deutliche Unterschiede. Die kurzwellige Strahlung schwankt bei Betrachtung der NCEP/NCAR-Daten abweichend vom Jahresgang

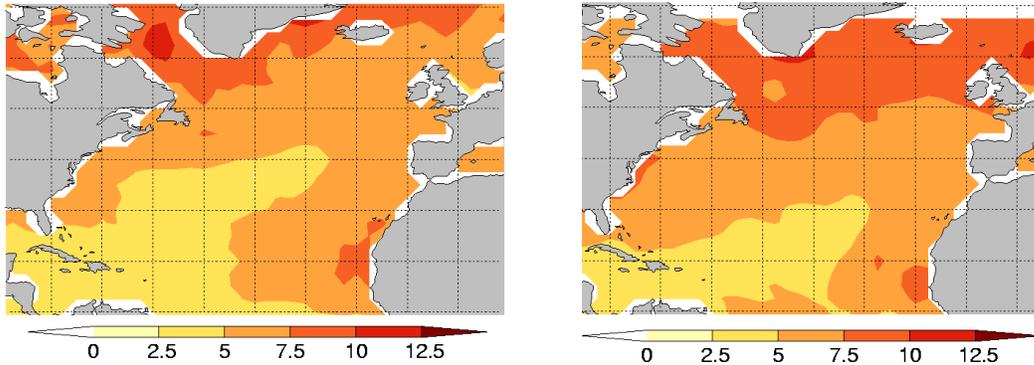


Abb. 3.11: Standardabweichung der monatlichen jahresgangbereinigten langwelligen Strahlung der NCEP/NCAR-Daten (links) und der ECHAM4/OPYC3-Daten (rechts) in  $W/m^2$ .

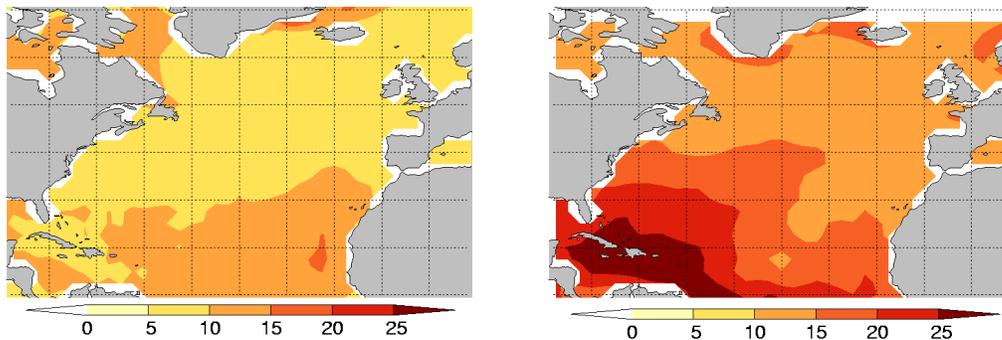


Abb. 3.12: Standardabweichung der monatlichen jahresgangbereinigten kurzwelligen Strahlung der NCEP/NCAR-Daten (links) und der ECHAM4/OPYC3-Daten (rechts) in  $W/m^2$ .

relativ gleichmäßig verteilt im Bereich zwischen  $7 - 12 W/m^2$  (Abb. 3.12). Leichte Erhöhung der Werte zeigten sich in den niederen und hohen Breiten.

Im Modell nehmen die Strahlungsschwankungen nach Norden hin ab. Dies ist in den NCEP/NCAR-Daten nicht bzw. nur ganz im Ansatz zu sehen (Abb. 3.12). Betragsmäßig sind die Abweichungen - aufgrund der ohnehin eher geringen Schwankungen abweichend vom Jahresgang - jedoch gering.

Bei einer EOF-Analyse der Modelldaten erhält man für die Wärmeflüsse, ähnlich wie bei der Betrachtung von SST-Anomalien (Kapitel 3.3.2), als ersten bzw. zweiten Mode gut separierte EOF's, die fast ausschließlich die Variabilität des im Modell problematischen Gebietes um Neufundland widerspiegeln. Wenn man für die Wärmeflüsse diejenige EOF, die durch die Region um Neufundland dominiert ist, ausschließt, zeigen sich in den NCEP/NCAR und den Modelldaten ähnliche Muster. In den Wärmeflüssen haben

die PCs etwas mehr spektrale Energie auf den tiefen Frequenzen als die NCEP/NCAR-Daten. Für die Strahlungsflüsse sehen die Power Spektren der ersten PCs in Modell und NCEP/NCAR-Daten ähnlich aus (nicht abgebildet).

### 3.4.3 Zusammenhang der Flüsse untereinander

Für den Energiehaushalt der Meeresoberfläche stellt die kurzwellige Strahlungsflüsse eine Energiequelle dar, während die übrigen betrachteten Flüsse überwiegend eine Senke sind. Damit ist mehr oder weniger ein Gleichgewichtszustand und damit auch eine gewisse Kopplung der Flüsse untereinander zu erwarten. Diese Kopplung wird mit Hilfe von Korrelationsanalysen näher untersucht. In Abbildung 3.13 sind die räumlichen Korrelationen der betrachteten Flüsse untereinander gezeigt. Latente und fühlbare Wärme sind, wie schon aus den Überlegungen aus Kapitel 3.4.1 zu vermuten war, auf allen Zeitskalen eng gekoppelt, auch wenn die Intensitäten der beiden Flüsse sich sehr unterscheiden können. Die Korrelation zwischen beiden Größen auf Monatsbasis liegt fast überall über 0.8 und auch Kreuzspektralanalysen zeigen auf allen Frequenzen quadrierte Kohärenzen bei einer Phasenverschiebung von Null in ähnlicher Größenordnung.

Die Strahlungsflüsse untereinander sind über die Bewölkung verbunden. Vermehrte Bewölkung läßt weniger kurzwellige Strahlung auf die Erdoberfläche vordringen, vermehrt also bei der von uns angegebenen Flussrichtung vom Ozean in die Atmosphäre die kurzwellige Strahlung. Andererseits führt vermehrte Bewölkung zu verminderter netto langwelliger Strahlung. Insgesamt ergibt sich für die Strahlungsflüsse somit eine Antikorrelation. Die Kopplung der Strahlungsflüsse untereinander ist jedoch nicht so stark wie die Kopplung der Wärme Flüsse untereinander. Für die Strahlungsflüsse ergeben sich in den mittleren Breiten Werte um -0.4 und darunter. Der Zusammenhang nimmt in den niederen Breiten deutlich zu. Hier liegen die Korrelationen bei -0.8 und darunter. Auch hier zeigen Kreuzspektralanalysen keine entscheidenden Änderungen des Zusammenhangs in den verschiedenen Bandbereichen.

Die Kopplung zwischen Strahlungs- und Wärme flüssen ist im allgemeinen am schwächsten ausgeprägt und ist auf den nordwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes konzentriert. Dabei liegen die Korrelationen mit der kurzwelligen Strahlung bei -0.4 und sind auf den westlichen Nordatlantik beschränkt, während die Kopplung mit der langwelligen Strahlung deutlich stärker (Korrelation: 0.6-0.8) und weiträumiger sind. Auch hier zeigen Kreuzspektralanalysen quasi das gleiche Bild auf allen Zeitskalen.

Erklärbar ist dieser Zusammenhang über die Zyklonen, die vor allem in westliche Nordatlantik mit Wärme flussanomalien (Zolina und Gulev, 2003) und vermehrter Bewölkung verbunden sind. So würden wir bei einer Zyklone über dem Ozean eine Zunahme von latentem Wärme fluss, eine Abnahme der langwelligen Strahlung und eine Zunahme der nach oben gerichteten kurzwelligen Strahlung erwarten. Außerdem hängt die

langwellige Strahlung, wie die Wärmeflüsse u.a. von der Meeresoberflächentemperatur ab, so dass ein weiteres verbindendes Element hinzu kommt.

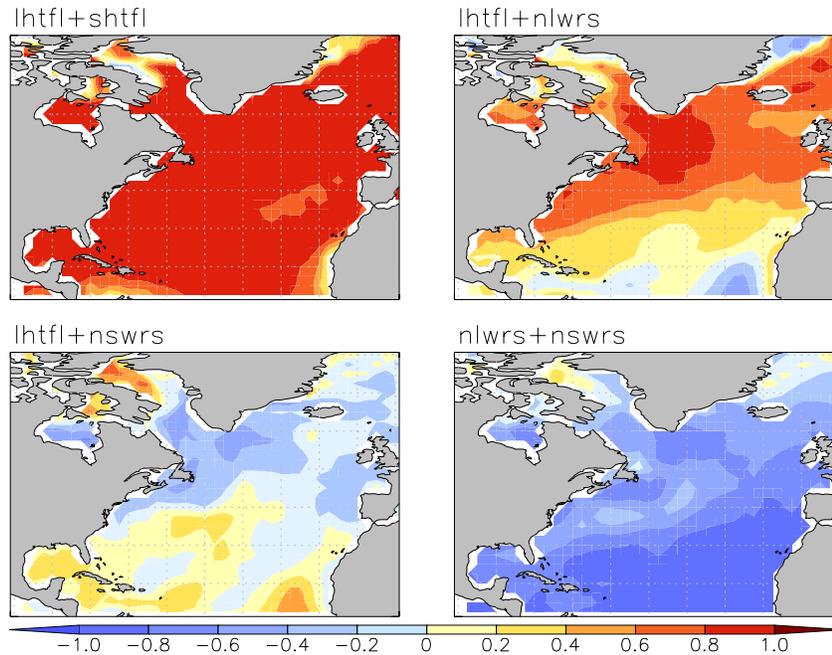


Abb. 3.13: Korrelationen der Wärme -und Strahlungsflüsse untereinander (DJFM; monatlich; NCEP/NCAR; 1948-2001). Korrelationen zwischen fühlbarer und latenter Wärme sind oben links, zwischen latenter Wärme und kurzweiliger Strahlung unten links, zwischen latenter Wärme und langweiliger Strahlung oben rechts und zwischen lang- und kurzweiliger Strahlung unten rechts abgebildet.

## 3.5 Die atmosphärische Zirkulation über dem Nordatlantik

### 3.5.1 Begriffsbildung

Im weiteren Verlauf der Arbeit wird die atmosphärische Winterzirkulation im Bereich des Nordatlantiks mit Hilfe des NAO-Indexes charakterisiert. Es gibt zahlreiche Studien, die die NAO mit kurzskaligen Phänomenen wie Zyklonen, transienten Eddies und den hochfrequenten Schwankungen verschiedener meteorologischer Größen in Verbindung bringen (Chang, 2002; Rogers, 1990; Uhl, 2001). Die Ergebnisse unterscheiden sich teilweise deutlich voneinander. In der vorliegenden Arbeit wird der Zusammenhang zwischen synoptischen Systemen und NAO in Kapitel 4 näher untersucht. Um die Ergebnisse besser einordnen zu können werden in diesem Kapitel die üblichen Begriffe zur Beschreibung hochfrequenter atmosphärischer Variabilität erläutert und beispielhaft verglichen.

Der größte Teil des von uns betrachteten Gebiets liegt in der Zone der Westwinddrift. Das Bild der atmosphärischen Zirkulation wird somit hauptsächlich durch die synoptischen Störungen bestimmt, die im Winter am stärksten ausgeprägt sind. EOF-Analysen von Tagesmittelwerten des Bodendrucks zeigen somit relativ kleinskalige Muster mit geringer erklärter Varianz. Bildung von verschiedenen gleitenden Mittelwerten und anschließende EOF-Analysen zeigen, dass sich das Bild auf einer Skala von 20-30 Tagen ändert und großräumige Strukturen erkennbar sind (nicht abgebildet). Dominant ist das NAO-Muster. Dieses wird im Allgemeinen durch einen Nord-Süd-Dipol mit Zentren Azoren und Island repräsentiert und bleibt auch auf längeren Zeitskalen dominant.

Neben dieser rein zeitlichen Mittelung gibt es verschiedene andere Arten, die atmosphärische Zirkulation zu betrachten. Übliche Methoden zur Untersuchung von synoptischen Systemen sind Zyklonentrack-Algorithmen, die den tiefen Kerndruck von Zyklonen verfolgen und so deren Zugbahnen bestimmen, oder die Betrachtung der Varianzen verschiedener hochpassgefilterter meteorologischer Größen (Chang, 2002). Letztere seien im Folgenden mit Stormtracks bezeichnet. Sowohl die Anzahl von Zyklonen pro Winter, als auch die Stormtracks zeigen verschiedenes Verhalten in Wintern mit hohem und niedrigem NAO-Index. Während jedoch Korrelationen der Zyklonenzahlen pro Winter mit dem NAO-Index einen deutlichen Dipol ähnlich dem NAO-Muster zeigen (Ubl, 2001), erkennt man in den Stormtracks vor allem eine Intensitätsänderung und eine Verschiebung, die jedoch nicht wie bei den Zyklonen zu einem NAO-ähnlichen Dipolmuster führt (Chang, 2000, Abb. 3.15). Daher werden im Folgenden beide Begriffe anhand der Beispielwinter 1969 und 1989 erläutert. Die Winter zeichnen sich durch ihre besonders ausgeprägten NAO-Indizes aus. 1969 war ein besonders niedriges, 1989 ein besonders hohes Indexjahr.

Zunächst sind als phänomenologische Betrachtungsweise die von Gulev et al. (2001) berechneten Zyklonenzahlen pro Gitterfeld für die fraglichen Winter abgebildet (Abb. 3.14). Die Zyklonenzahl resultiert hierbei auf einem Zyklonentrack-Algorithmus von Grigoriev et al. (2000) auf der Basis von 6-stündigen NCEP/NCAR-Daten. Gezählt wird pro Gitterbox die Überquerung des tiefen Kerndrucks der Zyklonen. Die Gitterboxgrößen werden dabei an die speziellen Erfordernisse angepasst (Zolina und Gulev, 2002). Verweilt eine Zyklone länger als einen Zeitschritt in einer Gitterbox, so wird diese trotzdem nur einmal gezählt. Zyklonen über 1000 hPa und solche mit einer Lebenszeit von weniger als 12h wurden von der Analyse ausgeschlossen.

Neben dem relativ aufwendigen Zyklonentracking werden oft die weniger aufwendig zu bestimmenden Stormtracks betrachtet (Chang, 2002). In Abbildung 3.15 sind die Varianzen des hochpassgefilterten Drucks für die Winter 1989 und 1969 abgebildet.

Im Prinzip ergeben sich zwar ähnliche Muster - 1989 sind sowohl Zyklonenzahl als auch die Stormtracks im Bereich von Neufundland bis nach Island im Vergleich zu 1969 deutlich erhöht - , es gibt jedoch auch deutliche Abweichungen (Abb. 3.14 und 3.15). Insbesondere scheinen sich die 1969 anomal vielen weit südlich ziehende Zyklonen in den Stormtracks relativ wenig niederzuschlagen.

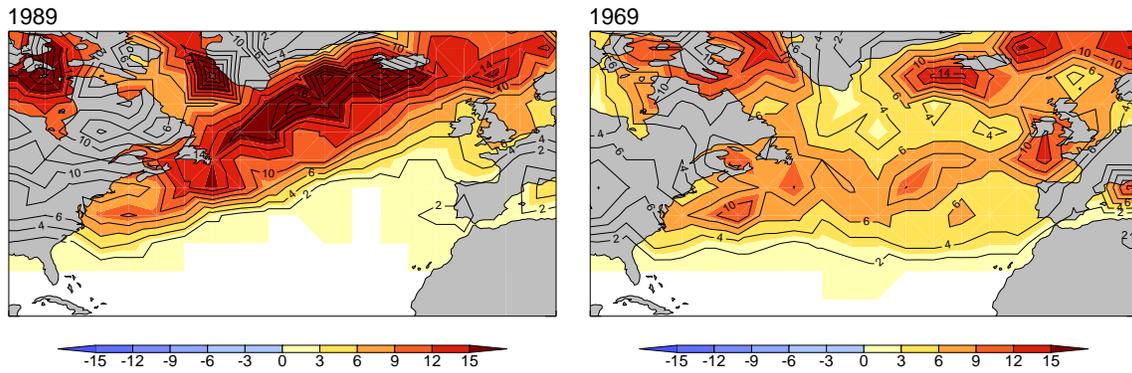


Abb.3.14: Zyklonenzahl nach Gulev et al. (2001) pro Winter 1989 (links) und 1969 (rechts).

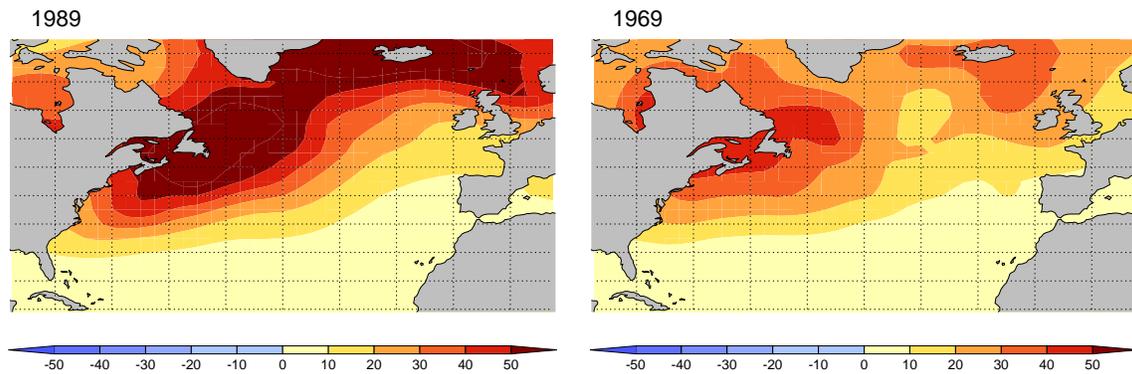


Abb. 3.15: Varianz der hochpassgefilterten ( $< 7$  Tage) täglichen Druckanomalien im Winter 1989 (links) und 1969 (rechts).

Erkennbar ist dies auch bei Composite-Analysen, bei denen Zyklonenzahl und Stormtracks der jeweils fünf Winter mit den höchsten NAO-Indizes von den fünf Wintern mit den niedrigsten Indizes subtrahiert werden (Abb. 3.16). So ergibt sich bei Betrachtung der Zyklonen ein deutlicher Dipol, während man bei Betrachtung der Stormtracks fast ausschließlich eine Reduktion der Stormtracks im Norden erhält.

Um die Gründe zu analysieren, werden als Zentren der NAO die Zeitreihen Islands und der Azoren in den beiden Beispielwintern näher untersucht. Island liegt in dem Bereich, in dem von hohen zu niedrigen Indexjahren sowohl die Zyklonenzahl als auch die Stormtracks reduziert sind, auf den Azoren nimmt dagegen nur die Zyklonenzahl zu, während die Stormtracks relativ unverändert sind.

Betrachtet man die Bodendruckzeitreihen der Azoren für die Winter 1969 und 1989 und die dazugehörigen hochpassgefilterten Daten (rot), so zeigt sich, dass häufige Perioden anomal hohen Drucks, die hochfrequenten Schwankungen gleichermaßen beeinflusst wie häufige Perioden anomal tiefen Drucks (Abb.3.17). Während 1969 deutlich mehr

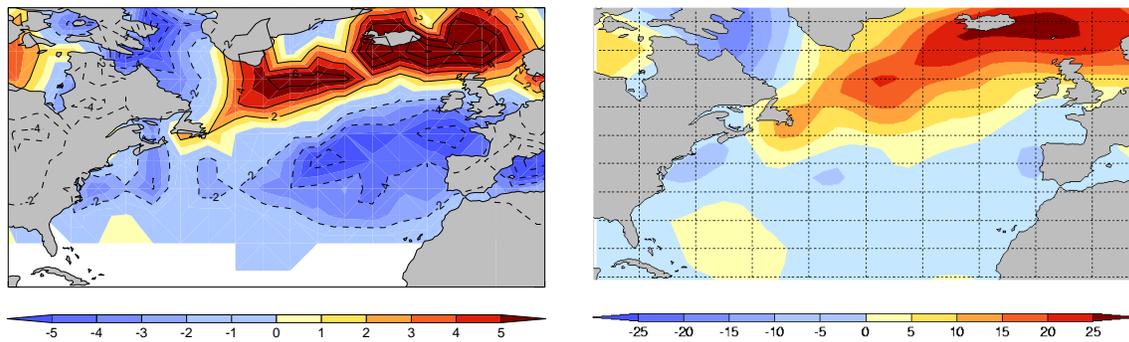


Abb.3.16: Composite-Analyse der Zyklonenzahl (links) und der hochpassgefilterten (<7 Tage) Bodendruckvarianzen (rechts) der fünf Winter mit den höchsten und niedrigsten NAO-Indizes zwischen 1948 und 2001.

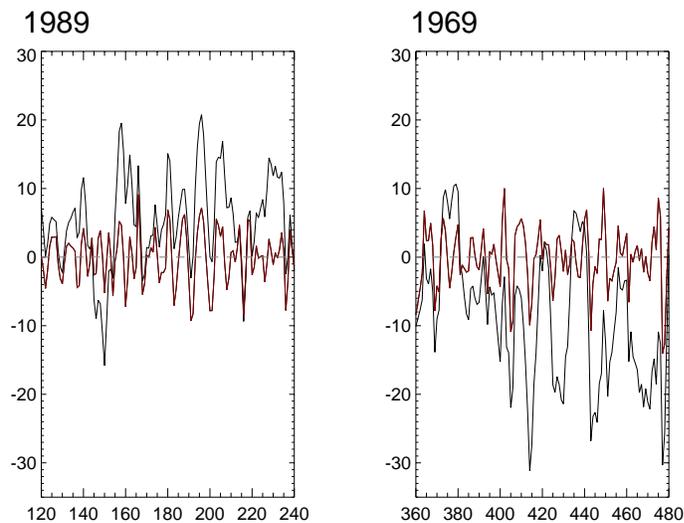
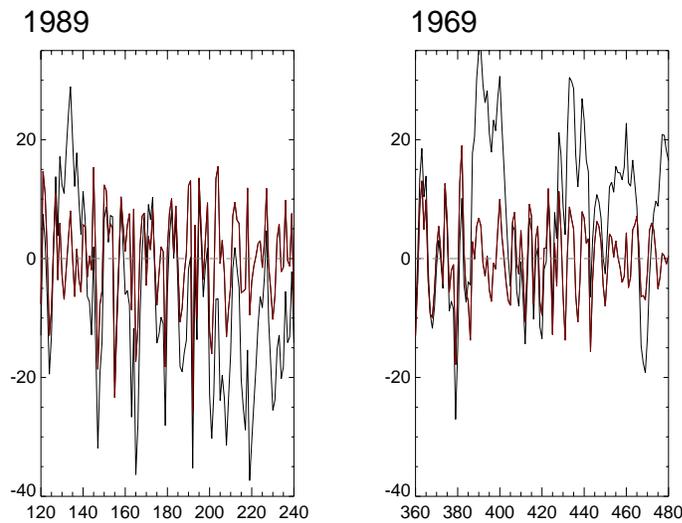


Abb. 3.17: Tägliche Druckanomalien (schwarz) inklusive dem hochfrequenten Anteil (rot; bis zu 7 Tagen) auf den Azoren für die Winter 1969 und 1989 in hPa

Phasen anomal tiefen Drucks existieren als 1989, erkennt man kaum Unterschiede in den hochpassgefilterten Zeitreihen. Auf Island ist das zumindest in diesen Jahren anders, da hier Phasen anomal hohen Drucks persistenter zu sein scheinen und somit weniger Einfluss auf die hochfrequente Variabilität haben (Abb. 3.18). Die hochpassgefilterten Zeitreihen unterscheiden sich daher deutlich voneinander. Die hier angestellten Überlegungen sind exemplarisch, scheinen aber aufgrund der systematischen Unterschiede von Zyklonenzahl und Stromtracks im Zusammenhang mit der NAO eine gewisse Allgemeingültigkeit zu haben.



*Abb. 3.18: Tägliche Druckanomalien (schwarz) inklusive dem hochfrequenten Anteil (rot; bis zu 7 Tagen) auf Island für die Winter 1969 und 1989 in hPa*

Ein weiterer häufig im Zusammenhang mit synoptischen Systemen verwendeter Begriff sind die 'transienten Eddies'. Auf eher theoretischer Basis zerlegt man in der Regel das Strömungsfeld in stehende zonale Zirkulation (standing zonal circulations), stehende Wellen- und Wirbelstörungen (standing eddies), fortschreitende zonale Zirkulationen (transient zonal circulation) und fortschreitende Wellen- und Wirbelstörungen (transient eddies). Auch hier steht immer noch zur Debatte, welche Komponente einen Anteil am NAO-Index hat (Limpasuvan und Hartmann, 1999; DeWeaver und Nigam, 2002). Diese vier Begriffe entsprechen den vier Termen, die bei erst zonaler und dann zeitlicher Mittelung des Strömungsfeldes entstehen. Eine direkte Identifikation mit den synoptischen Systemen ist allerdings nicht möglich, da die transienten Eddies, wenn überhaupt, nur einen Teil der synoptischen Störungen darstellen, da sowohl Zyklonen als auch Antizyklonen einen Beitrag zu allen anderen Komponenten liefern. So wird eine durchziehende Zyklone im Bereich der Westwinddrift zum Beispiel den zonalen Grundstrom im Süden von sich verstärken und im Norden von sich abschwächen. Dies würde auch das zeitliche Mittel beeinflussen. Es ist daher schwer zu trennen, welcher Anteil der stehenden zonalen Zirkulation wirklicher 'Hintergrund' ist und welcher Anteil aus den synoptischen Systemen resultiert. Ähnliche Überlegungen gelten für die stehenden Wellen und Wirbelstörungen. Hinzu kommt noch, dass an einem Ort beispielsweise bei sehr vielen durchziehenden Zyklonen die stehenden Komponenten insoweit beeinflusst werden können, dass eine durchziehende Zyklone quasi 'Normalität' ist. In diesem Fall entstünde in dem Moment, in dem kein synoptisches System durchzieht, ein Beitrag zu den transienten Eddies.

Insgesamt können Zyklonen und Antizyklonen einen Beitrag zu jeder Komponente liefern, der schwer quantifizierbar ist. Eine direkte Übertragung der synoptischen Systeme auf diese eher theoretische Aufteilung ist demnach nicht möglich. Da auch die Betrachtung von Zyklonenzugbahnen und Stromtracks deutliche Unterschiede gezeigt hat, muss ein Vergleich der Ergebnisse aus Kapitel 4 mit anderen Studien, die mit anderen Begriffen gearbeitet haben, mit Vorsicht betrachtet werden. Eine optimale Begriffsbildung existiert dabei nicht, und die verwendete Größe richtet sich in der Regel nach dem Ziel der jeweiligen Studie. In der vorliegenden Arbeit soll in Kapitel 4 der Beitrag der synoptischen Systeme zum NAO-Muster näher untersucht werden. Für diese eher phänomenologische Fragestellung wäre sowohl die Betrachtung von hochpassgefilterten Daten als auch von transienten Eddies ungeeignet, da in diesen Begriffen quasi nur noch Teile der synoptischen Systeme enthalten sind.

### **3.5.2 Vergleich der statistischen Charakteristika in ECHAM4/OPYC3 und NCEP/NCAR-Daten**

Für die nachfolgenden Analysen ist es wichtig, dass die atmosphärische Zirkulation im Modell realistisch wiedergegeben wird. Auf synoptischer Skala wurden der Vergleich von NCEP/NCAR und ECHAM4/OPYC3-Daten vor allem anhand von Zyklonencharakteristika durchgeführt. Die Zyklonen in beiden Datensätzen wurden sehr gründlich von Olga Zolina untersucht (working report, 2001). Hier stellte sich vor allem heraus, dass ECHAM4/OPYC3-Zyklonen langsamer ziehen und länger leben. Insgesamt liefert das Modell also weniger Zyklonen. Auch der Kerndruck der Zyklonen ist im Modell im Durchschnitt etwas schwächer. Die Zugbahnen scheinen in beiden Datensätzen relativ gut übereinzustimmen. Sandy Ubl untersuchte zudem die mittlere Zyklonenzahl pro Winter in den Modell- und in den NCEP/NCAR-Daten (Ubl, 2001). Beide Muster stimmen bis auf leichte Verschiebungen gut überein. In beiden Fällen liegt das Maximum bei Grönland. Im Falle der Modellzyklonen ist es leicht westlich von Grönland zu beobachten, während im Falle der NCEP/NCAR-Zyklonen zwei Maxima nördlich und südlich von Grönland existieren. Insgesamt sehen die Muster der mittleren Zyklonenzahl pro Winter trotz der leicht verschobenen Maxima in beiden Datensätzen sehr ähnlich aus.

Betrachtet man die längeren Zeitskalen, zeigen beide Datensätze ein ausgeprägtes NAO-Muster in der ersten EOF der 30-tägigen gleitenden Mittel. Die in Abbildung 3.19 gezeigten Muster stimmen recht gut überein. Das Zentrum um die Azoren ist in den ECHAM4/OPYC3-Daten etwas schwächer ausgeprägt als in den NCEP/NCAR-Daten, aber ansonsten sind Lage und Intensität des Musters vergleichbar. Bei der Berechnung der Powerspektren der NAO-Indizes beider Datensätze zeigt sich allerdings eine deutlich ausgeprägtere Rote in den ECHAM4/OPYC3-Daten im Vergleich zu den NCEP/NCAR-Daten (Abb. 3.20), wobei durch die relative Kürze der Zeitreihe der NCEP/NCAR-Daten eine Vergleichbarkeit nur bedingt gegeben ist. Trotzdem scheint der ECHAM4/OPYC3-Index im Vergleich zum NCEP/NCAR-Index weniger Energie auf den kurzen Zeitskalen und mehr Energie auf den langen Zeitskalen zu haben. Hier

liegt die Vermutung nahe, dass sich die langsamere und schwächere synoptische Aktivität der ECHAM4/OPYC3-Daten auch in der schwächeren Energie der großräumigen Drucksysteme auf kurzen Skalen niederschlägt. Nähere Erläuterungen zu diesem Thema folgen in Kapitel 4.

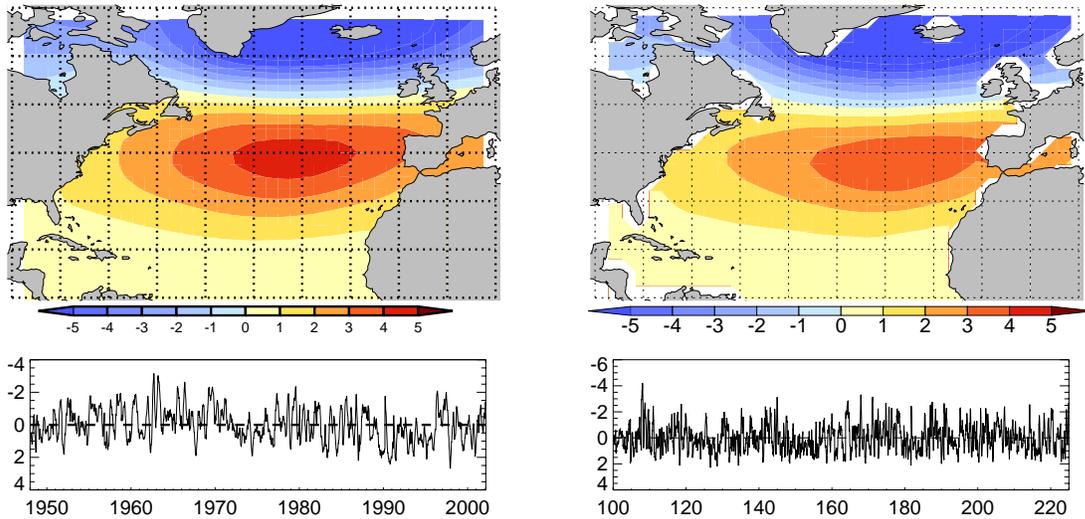


Abb. 3.19: Erste EOF und PC des gleitenden Mittels (30 Tage) des täglichen Bodendrucks der NCEP/NCAR-Daten (links) im Vergleich zu den ECHAM4/OPYC3-Daten (rechts). Bei den ECHAM4/OPYC3-Daten sind nur die ersten 125 Jahre der PC dargestellt.

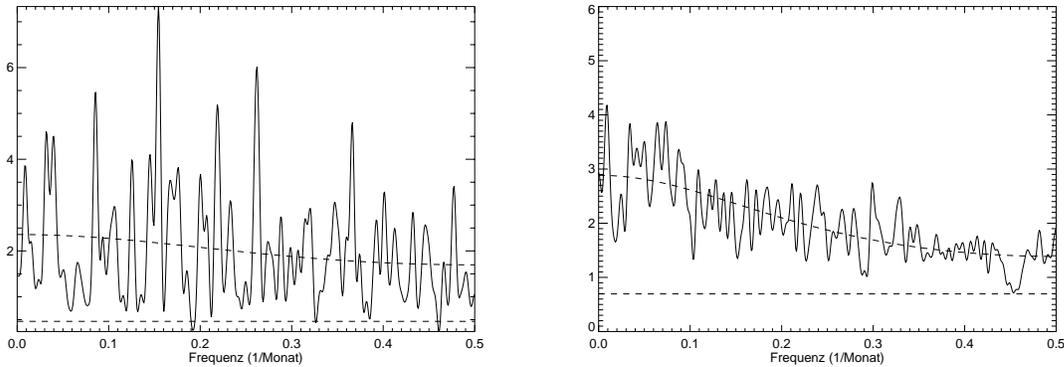


Abb. 3.20: Power Spektrum des monatlichen NAO-Indexes der NCEP/NCAR-Daten (links) im Vergleich zu den ECHAM4/OPYC3-Daten (rechts).

# Kapitel 4

## Die Nordatlantische Oszillation (NAO)

### 4.1 Einleitung

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) ist das dominante Muster der atmosphärischen Zirkulation im Bereich des Nordatlantiks auf Zeitskalen von über einem Monat. Die Zusammenhänge zwischen Wetter und Klima Europas und des Nordatlantiks und der NAO sind im Wesentlichen bekannt und verstanden. Dagegen sind die Dynamik der NAO und die Ursachen ihrer Variation noch weitgehend unverstanden.

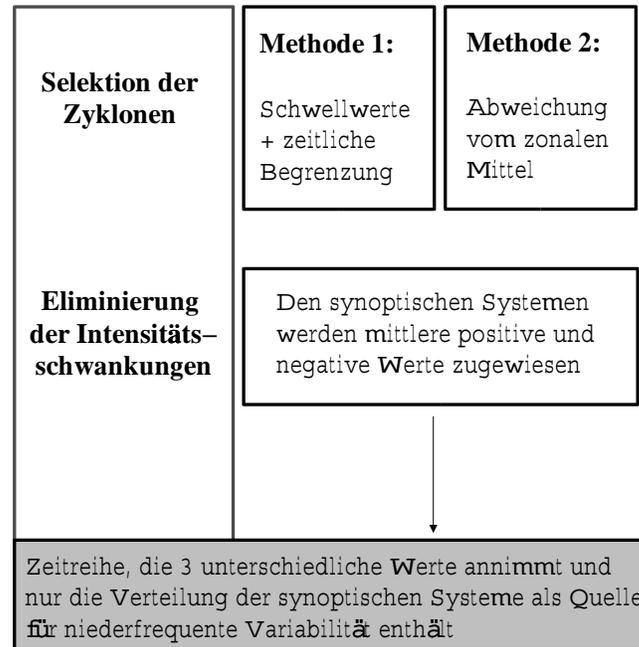
In dem folgenden Kapitel soll die Rolle der synoptischen Störungen für die Variabilität der NAO untersucht werden. Beantwortet werden soll die Frage, ob die Verteilung der synoptischen Systeme allein verantwortlich ist für die Entstehung des NAO-Musters, oder ob zusätzliche längerperiodische Schwankungen im Druckfeld involviert sind, die nicht durch den Durchzug synoptischer Systeme entstehen. Letztendlich läuft dies auf die Frage hinaus, ob eine Verschiebung der Zyklonenzugbahnen das NAO-Muster generiert. Eine starke Verbindung zwischen Zyklonenaktivität und NAO-Index wurde schon in früheren Studien festgestellt (Gulev et al., 2001; Rogers, 1990; Ubl, 2001). Allerdings gibt es bisher keine quantitativen Vergleiche, inwieweit die synoptischen Systeme für das NAO-Muster verantwortlich sind.

Um die Frage des Einflusses der synoptischen Systeme auf die NAO zu klären, werden NCEP/NCAR Reanalysedaten und im Vergleich Daten des globalen gekoppelten Zirkulationsmodells ECHAM4/OPYC3 gefiltert, indem lokale Intensitätsschwankungen in den synoptischen Systemen eliminiert werden. Diese Methode wurde entwickelt, da es mit herkömmlichen Methoden schwierig ist, quantitative Aussagen über den Zusammenhang zwischen dem Anteil der niederfrequenten Bodendruckanomalien, der durch synoptische Systeme hervorgerufen wird, und den gesamten niederfrequenten Bodendruckanomalien zu machen. So zeigen z.B. Korrelationsanalysen nur, dass ein

Zusammenhang zwischen den niederfrequenten Schwankungen im Bodendruck und den synoptischen Systemen besteht. Man kann jedoch keine Aussage darüber machen, inwieweit die hochfrequenten Schwankungen an langperiodischen Druckschwankungen beteiligt sind. Auch Bandpassfilterung führt nicht zu dem gewünschten Resultat, da hier die niederfrequenten Schwankungen entfernt werden. Es ist daher nicht mehr abzuschätzen, in wieweit hochfrequente Schwankungen das langperiodische Mittel beeinflussen. Eine genauere Erläuterung der für unsere Zwecke entwickelten Filtermethode folgt in Kapitel 4.2. Die zugrunde liegende Idee hierbei ist es, lokal die Verteilung der synoptischen Systeme als einzige Quelle für niederfrequente Variabilität zu erhalten. Großräumig gesehen schwankt die Intensität der synoptischen Systeme, da z.B. auf nördlichen Bahnen ziehende Zyklonen deutlich ausgeprägter sind als solche auf südlichen Bahnen. Würde man dies außer Acht lassen, könnte man nicht hoffen, durch die Verteilung der synoptischen Systeme die beobachtete langperiodische Variabilität im Bodendruckfeld rekonstruieren zu können. Bei dem Vergleich der niederfrequenten Variabilität im Druck der Ausgangsdaten und der gefilterten Daten werden als Basispunkte des NAO-Indexes Island und den Azoren besonders Beachtung geschenkt. Außerdem werden die führenden Muster in den niederfrequenten Bodendruckschwankungen der gefilterten- und der Originaldaten verglichen. Als Hauptentstehungsort für Zyklonen wird zusätzlich die Lage der Polarfront in 400hPa Höhe in Verbindung mit dem NAO-Index untersucht.

## 4.2 Das gefilterte Datenfeld

Um lokal die Intensitätsschwankungen in den synoptischen Systemen zu eliminieren, wurden die täglichen Druckanomalien von 1948 bis 2001 (NCEP/NCAR) an jedem Gitterpunkt gefiltert. Ein Übersichtsschema über die Filtermethode ist in Abbildung 4.1 gezeigt. Die einzelnen Schritte werden im Folgenden näher erläutert. Durch die Filterung soll erreicht werden, dass dieses gefilterte Datenfeld nur die Verteilung der Zyklonen und Antizyklonen als Quelle für langperiodische Variabilität enthält. Erreicht wird dies, indem zuerst mit zwei verschiedenen, unten näher erläuterten Methoden synoptische Systeme selektiert werden. Den synoptischen Systemen werden dann pro Jahreszeit und pro Gitterpunkt feste mittlere Werte zugewiesen. Zu den Zeitpunkten, an denen an einem Gitterpunkt kein synoptisches System ermittelt wurde, wird die betreffende Zeitreihe auf den Wert Null gesetzt. Ziel ist es, zu prüfen, ob die dem NAO-Index zugrunde liegende eher niederfrequente Variabilität im Druckfeld allein durch die Verteilung der synoptischen Systeme entstehen kann oder ob zusätzliche niederfrequente Variationen involviert sein müssen. Es wird daher die niederfrequente Variabilität der gefilterten Daten mit der der Originaldaten verglichen. Ist die niederfrequente Variabilität der Originaldaten bedeutend größer als die der gefilterten Daten, so müssen neben der Verteilung der synoptischen Systeme zusätzliche Ursachen für die niederfrequenten Druckschwankungen beteiligt sein.



*Abb. 4.1: Schematische Darstellung der Filtermethode pro Gitterpunkt und Jahreszeit.*

Als Illustration der Idee ist in Abbildung 4.2 (links) ein weißer Rauschprozess mit einer addierten Sinusfunktion abgebildet. Die rote Kurve zeigt das 30-tägige gleitende Mittel des Gesamtprozesses, die blaue Kurve das gleitende Mittel des zugrunde gelegten Rauschprozesses. In der rechten Abbildung wurden die Daten in der beschriebenen Weise gefiltert, wobei in diesem Fall im Gegensatz zu den Beobachtungen der zugrunde liegende Rauschprozess bekannt ist. Dafür können die hochfrequenten Schwankungen nicht, wie in realen Daten, mit Zyklonen und Antizyklonen identifiziert werden. In diesen künstlichen Testdaten werden daher, anders als in den Beobachtungen, die hochfrequenten Schwankungen mit Hilfe des Ursprungsrauschprozesses selektiert. Die hochfrequenten Schwankungen, die im zugrunde liegenden Rauschprozess bestimmte Schwellwerte überschreiten, erhalten alle die gleichen festen positiven und negativen mittleren Werte. Diese mittleren Werte werden aus den Daten des Gesamtprozesses gewonnen: es werden alle positiven und negativen Anomalien des Gesamtprozesses gemittelt, für die mit Hilfe des Ursprungsprozesses hochfrequente Störungen selektiert wurden. Als Schwellwerte wurden dabei im Vergleich zur Variabilität des Rauschprozesses mittlere Werte ( $\pm 5$ ) gewählt. Die Sensitivität gegenüber den Schwellwerten ist dabei vergleichsweise gering. Nur extreme Schwellwerte, wie z.B. 0.1 oder 20 führen zu leicht erniedrigter bzw. erhöhter Variabilität. Die resultierende langperiodische Va-

riabilität (blaue Kurve) entspricht der des Ursprungsrauschprozesses und die Variabilität, die aus der hinzuaddierten Sinusfunktion resultierte wurde eliminiert. Als Vergleich zeigt die rote Kurve in der rechten Abbildung nochmals die langperiodische Variabilität des Ausgangsprozesses.

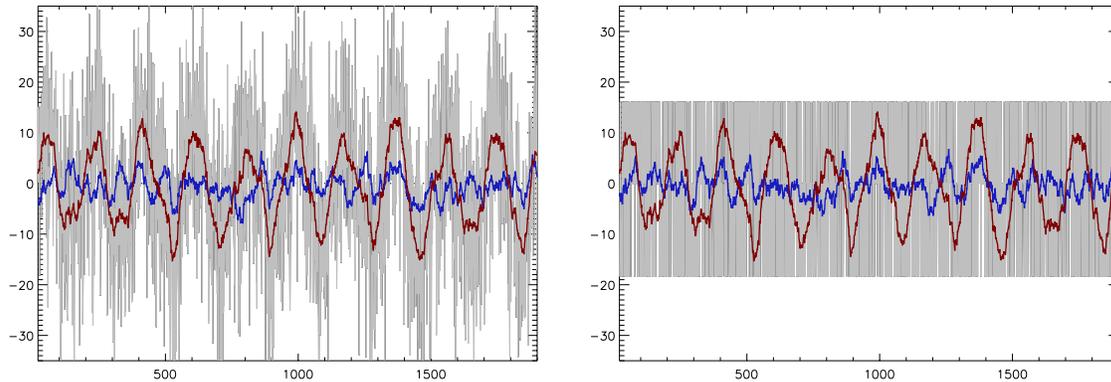


Abb. 4.2: Links: Summe aus einem weißen Rauschprozess und einer Sinusfunktion inklusive dem 30-tägigen gleitenden Mittel (rot) und im Vergleich das 30-tägige gleitende Mittel des Rauschprozesses ohne addiertem Sinus (blau). Rechts: obiger gefilterter Prozess inklusive dem 30-tägigen gleitenden Mittel (blau) und im Vergleich das 30-tägige gleitende Mittel des ursprünglichen Prozesses (rot)

Die größte Schwierigkeit bei dieser Art der Filterung ist in der Praxis, die hochfrequenten Fluktuationen zu ermitteln. Hierbei gibt es keine allgemein gängige Methode: Zyklonentrackingalgorithmen, d.h. Algorithmen die den Kerndruck von Zyklonen verfolgen, benutzen verschiedene Kriterien ausgehend von Lebensdauer, Intensität, Vertiefungsrate und Geschwindigkeit. Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Algorithmen sind beträchtlich (Zolina und Gulev, 2002). Um dem relativ großen Rechenaufwand beim Zyklonentracking zu entgehen, verwenden einige Studien Schwellwerte, um zumindest das Verhalten ab einem bestimmten Druckniveau relativ einfach untersuchen zu können (Lambert, 2002). Für die vorliegende Studie sind Zyklonentrackingalgorithmen ungeeignet, da wir am gesamten Einflussbereich der Zyklonen interessiert sind und nicht nur an dem Kerndruck. Außerdem müssen zudem Antizyklonen charakterisiert werden, für die es bisher keine vergleichbaren Algorithmen gibt.

In dieser Studie werden zwei Methoden zum Aufinden der synoptischen Systeme verwendet und die Resultate verglichen. Bei der ersten Methode werden die synoptischen Systeme durch Schwellwerte, die maximal für 10 Tage unter- bzw. überschritten werden dürfen, selektiert. Als Schwellwerte für Zyklonen ( $S_Z$ ) und Antizyklonen ( $S_A$ ) wurden für den Winter  $S_Z=-11$  und  $S_A=6\text{hPa}$ ,  $S_Z=-8$  und  $S_A=5\text{hPa}$  für Frühjahr und Herbst und  $S_Z=-6$  und  $S_A=4\text{hPa}$  für die Sommermonate verwendet. Die Festlegung der Schwell-

werte ist dabei naturgemäß problematisch. Zu große Schwellwerte führen dazu, dass schwache Systeme nicht erkannt werden, während relativ kleine Werte durch die zeitliche Begrenzung ebenfalls zu nicht erkannten synoptischen Systemen führen. Die hier erwähnten Schwellwerte wurden durch Optimierung von Zyklonen bzw. Antizyklonenintensität multipliziert mit der zeitlichen Dauer von den synoptischen Systemen in Abhängigkeit vom Schwellwert festgelegt. Bei diesen Schwellwerten werden allerdings viele extreme synoptische Systeme nicht erkannt. Abhilfe wird durch einen zweiten Lauf durch die Daten mit extremeren Schwellwerten ( $S_Z - 7\text{hPa} / S_A + 9\text{hPa}$ ) aber gleicher maximaler Lebensdauer der Systeme geschaffen. Die Sensitivität der Filterung gegenüber einer Veränderung der Schwellwerte um einige hPa ist relativ gering. Die Schwellwertmethode birgt allerdings die Gefahr, dass das Auffinden der synoptischen Systeme vom langperiodischen Mittel beeinflusst werden könnte.

Daher wird als Vergleich eine weitere Methode verwendet, bei der dieses Problem nicht auftritt. Bei dieser zweiten Methode werden die synoptischen Systeme als Druckabweichung von zonalen Mittel ermittelt. Auch hier sind Schwellwerte nötig. Diese werden nach Norden hin intensiver und bewegen sich auf Island bei einer Größenordnung von  $-8\text{hPa} / +8\text{hPa}$  im Winter und  $-6\text{hPa} / +6\text{hPa}$  im Sommer. Auf den Azoren ist der Betrag der Schwellwerte aufgrund der hier weit weniger stark ausgeprägten Druckanomalien um etwa  $1 - 2\text{hPa}$  geringer. Möglichst gut angepasste Schwellwerte erhöhen hierbei die Genauigkeit. Schwankungen um einige hPa ändern die Ergebnisse wenig und die Sensitivität gegenüber den Schwellwerten ist noch geringer als bei der ersten Methode. Allerdings wird diese Methode in den hohen Breiten ungenauer. Nach Norden hin funktioniert diese Methode nur bis etwa  $70^\circ\text{N}$ . Hier kann nicht mehr von zonalen Abweichungen vom Mittelwert ausgegangen werden, da durch das enger werdende Gitter ein synoptisches System hier einen Großteil des gesamten zonalen Bereichs umfassen kann. Für unsere Zwecke ist es jedoch ausreichend, sich auf den Bereich südlich von  $70^\circ\text{N}$  zu beschränken. Allerdings muss auch schon nördlich von Island mit Ungenauigkeiten gerechnet werden.

Nach der Ermittlung der synoptischen Systeme wird an jedem Gitterpunkt eine gefilterte Zeitreihe erzeugt, indem den ermittelten Zyklonen und Antizyklonen ein fester, nur saisonal schwankender mittlerer Druckwert zugeordnet wird. Diese Werte variieren von Gitterpunkt zu Gitterpunkt. Im dem Fall, dass zu einem bestimmten Zeitpunkt weder Zyklone noch Antizyklone ermittelt wurden, erhält die gefilterte Zeitreihe den Wert Null. Vergleicht man die mit beiden Methoden zum Auffinden der synoptischen Systeme gefilterten Zeitreihen, so erhält man eine relativ hohe Übereinstimmung. In den mittleren Breiten liegen die Korrelationen zwischen den mit beiden Methoden gefilterten Zeitreihen deutlich über 0.8 und im weiteren relevanten Bereich um 0.7 (Abb. 4.3). Im Weiteren sind i.a. die Ergebnisse der zweiten Methode zum Auffinden der synoptischen Systeme abgebildet. Methode 1 liefert in der Regel eher höhere Übereinstimmung mit den Originaldaten, birgt aber wie gesagt die Gefahr, dass das Auffinden der synoptischen Systeme vom langperiodischen Mittel beeinflusst wird.

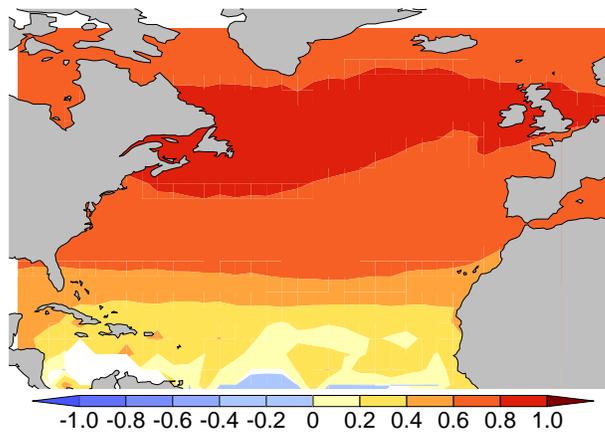


Abb. 4.3: Korrelationen zwischen den mit Methode 1 und mit Methode 2 gefilterten Bodendruckfeldern.

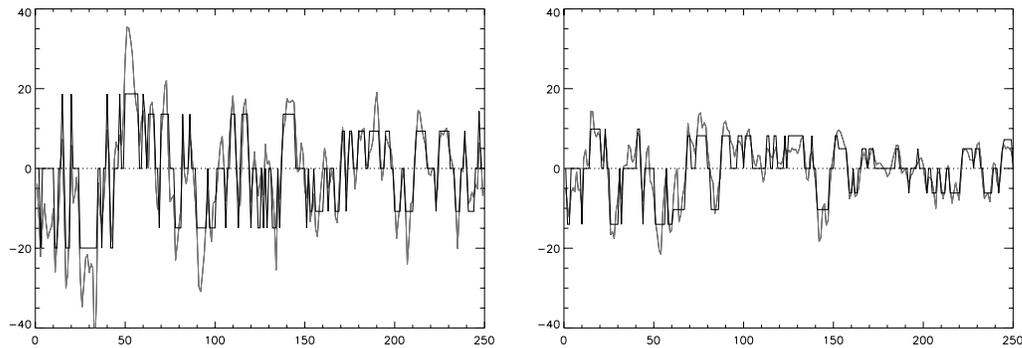


Abb. 4.4. Ausschnitt aus den Bodendruckanomalien und den gefilterten Daten (blau) auf Island (links) und den Azoren (rechts) (hPa, 0-250 Tage)

Als Illustration für die Filterung sind in Abbildung 4.4 Ausschnitte aus den Bodendruckanomalien auf Island und den Azoren inklusive der zugehörigen mit Methode 2 gefilterten Zeitreihen abgebildet. Man erkennt pro Saison und Gitterpunkt 3-Stufenfunktionen, d.h. die gefilterten Zeitreihen nehmen pro Gitterpunkt und Saison nur drei Werte an. Die Intensität der synoptischen Systeme ist generell auf Island weit ausgeprägter als auf den Azoren. Um die Unterschiede in der Stärke der selektierten synoptischen Systeme deutlich zu machen, sind in Abbildung 4.5 die mittleren anomalen Zyklondrucke der mit Methode 2 selektierten Zykklonen im Winter abgebildet. Methode 1 ergibt ein ähnliches Bild. Auch die Antizyklonen zeigen für beide Methoden eine Intensivierung in den Anomalien nach Nordosten hin.

Um einen Eindruck zu bekommen, in wieweit die gefilterten Daten die synoptischen Systeme der Originaldaten wiedergeben, sind in Abbildung 4.6 Hovmoellerdiagramme

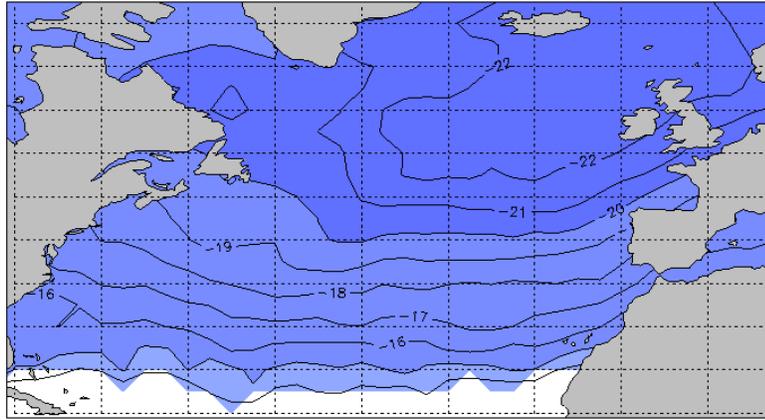


Abb. 4.5: Mittlerer anomaler Zyklonendruck bei den mit Methode 2 selektierten Zyklonen (hPa) für die Region des Nordatlantiks im Winter (DJF, 1948-2001).

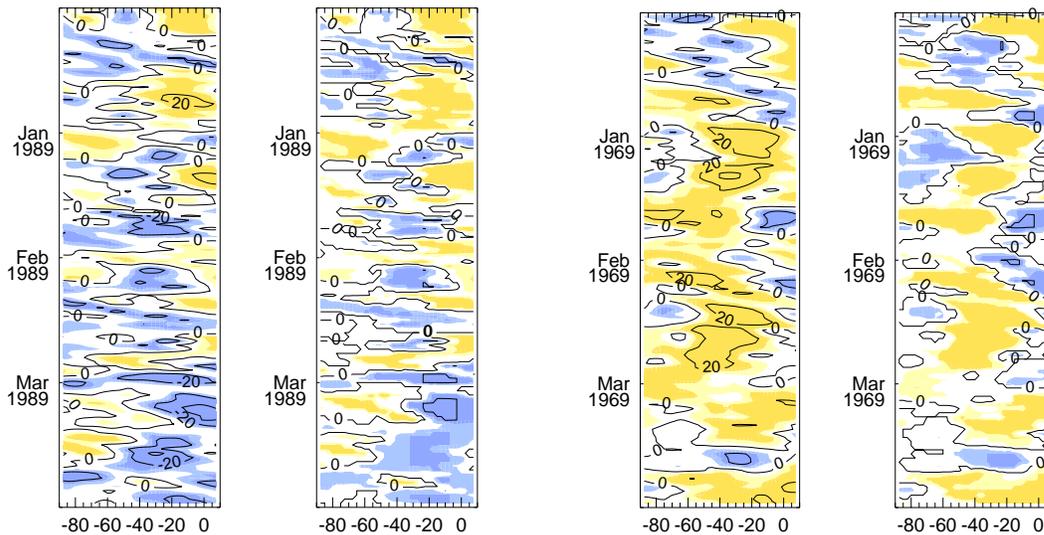


Abb. 4.6: Hovmoellerdiagramme der Bodendruckanomalien zwischen  $55^\circ$  und  $65^\circ$  N für die Originaldaten (jeweils links) und die gefilterten Daten in den Wintern 1989 (links) und 1969 (rechts). Positive Werte ab  $10\text{hPa}$  sind gelb, negative Werte ab  $-15\text{hPa}$  blau gefärbt. Die zeitliche Auflösung umfasst jeweils die 3 Wintermonate, die Längengrade reichen von  $90^\circ$  W bis zu  $10^\circ$  E.

für die Originaldaten und die gefilterten Daten mit zwischen  $55^\circ$  und  $65^\circ$  N gemittelten Werten abgebildet. Der abgebildete Bereich reicht von  $90^\circ$  W bis zu  $10^\circ$  E, so dass der nördliche Nordatlantik mit der Region um Island eingeschlossen ist. Die linken beiden Abbildung zeigen Diagramme für den Winter 1989, einen Winter mit besonders

hohem NAO-Index, während die rechten Abbildungen Diagramme für einen besonders ausgeprägten niedrigen NAO-Index Winter 1969 zeigen. In beiden Jahren stimmen die Haupteigenschaften im gefilterten Datenfeld und den Originaldaten gut überein. Nur wenige Strukturen sind im gefilterten Datenfeld zu schwach wiedergegeben. Dies ist beispielsweise Mitte Februar 1989 relativ weit westlich beim tiefen Druck oder im März 1969 beim hohen Druck der Fall. Weiterhin fällt die weitaus größere Anzahl von Tiefdruckgebieten in dieser nördlichen Region um Island im Jahr 1989 im Vergleich zu 1969 ins Auge. Dies stimmt gut überein mit Ubls (2001) Vergleich der Zyklonenzahl pro Winter im Zusammenhang mit dem NAO-Index.

### 4.3 Diskussion der Methode

Das größte Problem bei der vorgestellten Methode ist das korrekte Auffinden der synoptischen Systeme. Als Test für die bei der Filterung (Methode 2) angewendeten Kriterien, werden für den Winter 1970 die Zeitpunkte des Durchzuges von Zyklonen und Antizyklonen bei Island und den Azoren manuell ermittelt. Den Druckgebilden werden dann die selben Werte zugeordnet, die bei Filtermethode 2 verwendet worden sind. Die so erstellten Zeitreihen werden in Abbildung 4.7 und 4.8 mit den gefilterten (Methode 2) Zeitreihen verglichen. Man erkennt sowohl für Island als auch für die Azoren eine hohe Übereinstimmung zwischen den gefilterten Daten und den manuell ermittelten synoptischen Systemen. Dementsprechend zeigen die langperiodischen Schwankungen (30-tägiges gleitendes Mittel) beider Zeitreihen ein ähnliches Verhalten. Die Korrelationen der 30-tägigen gleitenden Mittel liegen auf Island bei 0.82 und auf den Azoren bei 0.84. Die langperiodische Variabilität resultierend aus den synoptischen Systemen scheint mit der von uns angewandten Methode eher unterschätzt als überschätzt zu werden. Eine künstliche Überschätzung der durch die synoptischen Systeme hervorgerufenen langperiodischen Variabilität scheint somit nicht zu befürchten zu sein. Analoge Ergebnisse erhält man wiederum auch für die erste Methode des Auffindens der synoptischen Systeme.

Eine weitere mögliche Schwierigkeit bei der vorgestellten Filtermethode ist die vermutete Kopplung zwischen großskaligen niedrigen Druckanomalien und anomal vielen Zyklonen. Gleiches gilt für großskalige hohe Druckanomalien und anomal viele Antizyklonen. Durch die Abhängigkeit der hochfrequenten Schwankungen von der niederfrequenten Variabilität können die mittleren positiven und negativen Werte extremer sein, als sie es ohne zusätzliche niederfrequente Schwankungen wären. Dieses Problem besteht vor allem, wenn kaum Zeitpunkte ohne Störungen vorhanden sind. In unserem Fall wurden, bezogen auf die Gesamtzeit, mit beiden Methoden in maximal 55% der Zeit synoptische Systeme gefunden. In den meisten Gebieten liegt diese Zahl noch deutlich tiefer (nicht abgebildet). Außerdem ist das Verhältnis von hochfrequentem Rauschen und niederfrequenter Variabilität nicht so extrem, dass von dem beschriebenen Effekt große Auswirkungen erwartet werden. Er sollte in unserem Fall äußerst gering sein.

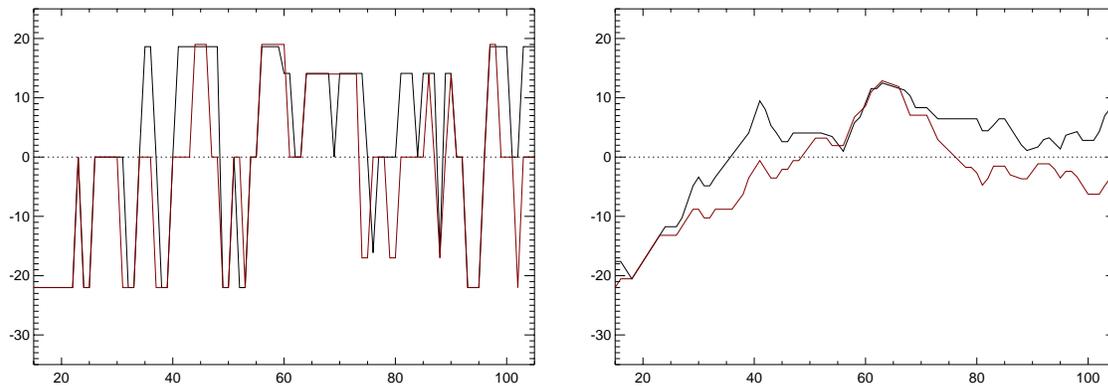


Abb. 4.7: Zeitreihe der manuell ermittelten und mit festem Druckwert versehenen Zyklonen und Antizyklonen (rot) im Vergleich zu den gefilterten Bodendruckanomalien auf Island (schwarz) im Winter 1970. Links: Tägliche Auflösung; Rechts: 30 Tage gleitendes Mittel.

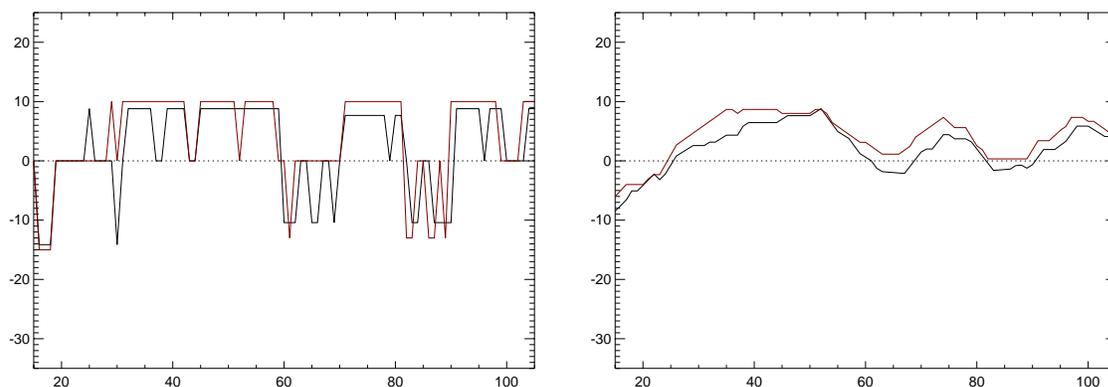


Abb. 4.8: Zeitreihe der manuell ermittelten und mit festem Druckwert versehenen Zyklonen und Antizyklonen (rot) im Vergleich zu den gefilterten Bodendruckanomalien auf den Azoren (schwarz) im Winter 1970 (NCEP/NCAR). Links: Tägliche Auflösung; Rechts: 30 Tage gleitendes Mittel.

Als Test wurden zusätzlich einige Rauschprozesse mit addierten Sinusfunktionen generiert, bei denen die Verteilung des Rauschprozesses von der Phase der Sinusfunktion abhängt und sich die Größenordnung der hoch- und niederfrequenten Schwankungen in einem realistischen Rahmen bewegt. Ein Beispiel ist in Abbildung 4.9 und 4.10 abgebildet. Die Korrelation des 30-tägigen gleitenden Mittels des Ursprungsrauschprozesses und des Gesamtprozesses liegt bei 0.66. Die Zeit, in der synoptische Systeme selektiert

wurden, liegt hier bei 75% der Gesamtzeit. Hierauf wurde wiederum die Filterung mit verschiedenen Schwellwerten zum Auffinden der hochfrequenten Schwankungen im Ursprungsrauschprozess angewendet.

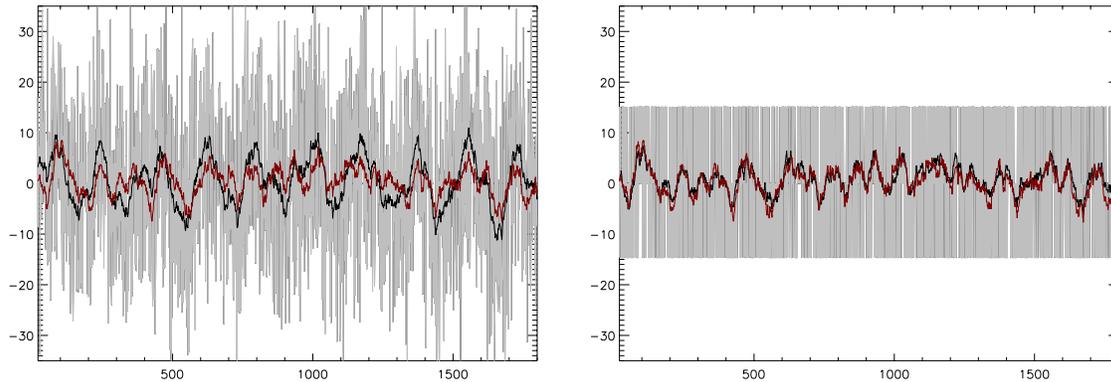


Abb. 4.9: Links: Rauschprozess mit addierter Sinusfunktion, wobei die Verteilung des Rauschprozesses von der Phase der Sinusfunktion abhängt. Die rote Linie zeigt das 30-tägige gleitende Mittel des Gesamtprozesses, während die schwarze Kurve das 30-tägige Mittel des ursprünglichen Rauschprozesses zeigt (Korr: 0.66).

Rechts: gleitendes Mittel des ursprünglichen Rauschprozesses im Vergleich mit dem gleitenden Mittel des gefilterten Prozesses (Schwellwerte  $\pm 5$ ).

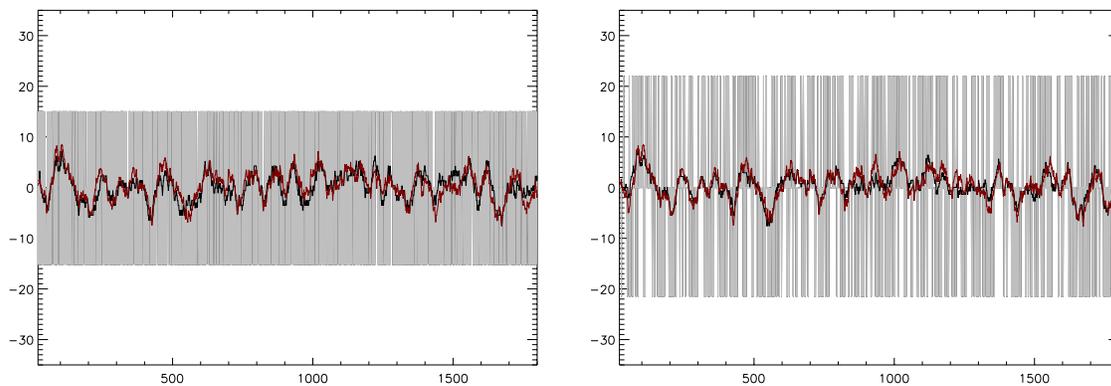


Abb. 4.10: Gleitendes Mittel des ursprünglichen Rauschprozesses im Vergleich mit dem gleitenden Mittel zweier gefilterter Prozesse mit verschiedenen Schwellwerten:  $\pm 0.1$  (links) und  $\pm 15$  (rechts).

Es zeigt sich in diesem wie auch in anderen Tests, dass die Kopplung der hochfrequenten Variabilität an die niederfrequente unproblematisch zu sein scheint. Auch herrscht hier eine recht große Toleranz gegenüber den Schwellwerten wie bei den Versuchen mit Rauschprozessen, die nicht von der niederfrequenten Variabilität abhängen. Das be-

deutet, dass es nicht essentiell ist, alle synoptischen Systeme zu finden, sondern dass eine gewisse Regulierung über die Intensität der synoptischen Systeme stattfindet.

#### 4.4 Variation des Bodendrucks auf monatlicher Zeitskala

Aufgrund der üblichen Definition des NAO-Indexes, ist ein Verständnis der Variationen in den Bodendruckanomalien auf Island und den Azoren wesentlich zum besseren Verständnis der NAO. Es wird daher zunächst der Einfluss der Verteilung der synoptischen Systeme auf die langperiodischen Schwankungen der Druckanomalien dieser beiden Punkte untersucht. In Abbildung 4.11 sind die Zeitserien der Druckanomalien auf Island (links) und den Azoren (rechts). Zum Vergleich sind außerdem die mit der oben beschriebenen Methode 2 gefilterten Zeitreihen abgebildet.

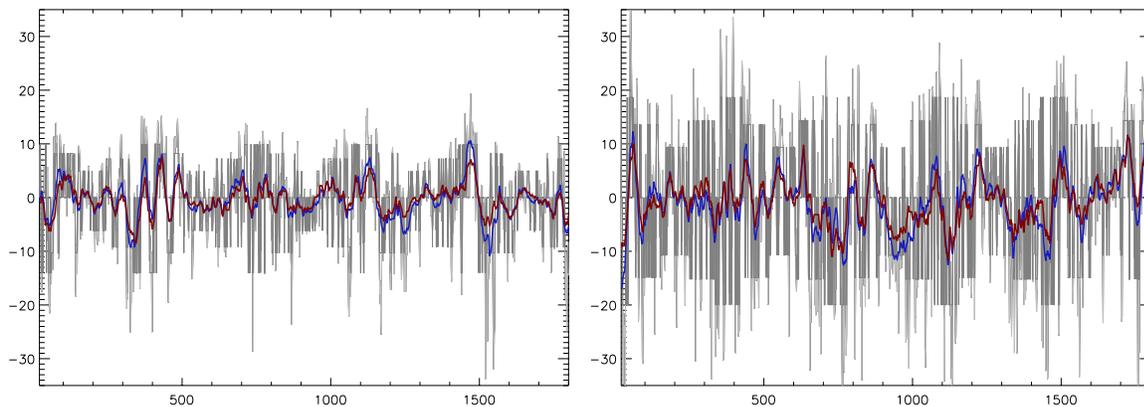


Abb. 4.11: Zeitserie der Druckanomalien auf Island (links) und den Azoren (rechts) im Vergleich zu den gefilterten Daten (Methode 2) an den gleichen Gitterpunkten. Die dicken Linien zeigen das 30-tägige gleitende Mittel. Die Werte der Originaldaten sind blau, die der gefilterten Daten rot abgebildet. Korrelationen der gleitenden Mittelwerte (1948-2001): 0.85 (Island) und 0.87 (Azoren)

Die dicken Linien zeigen das 30-tägige gleitende Mittel. Die Werte der Originaldaten sind blau, die der gefilterten Daten rot dargestellt. Die Übereinstimmung beider Zeitserien ist sehr groß (Korr. 0.85 und 0.87). Nur die Extrema sind in den gefilterten Daten teilweise etwas zu schwach ausgeprägt. Ein möglicher Grund sind nicht ermittelte synoptische Systeme. Der Großteil der anomalen Druckschwankungen ist aber offensichtlich auf die Verteilung der synoptischen Systeme zurückzuführen. Für zusätzliche langperiodische Schwankungen in den Bodendruckanomalien ist nur noch wenig Raum. Lokal ist also vor allem die Verteilung der synoptischen Systeme (Häufigkeit und Verweildauer) und nicht deren Intensität entscheidend.

Um den Zusammenhang der gefilterten Daten mit den Originaldaten auf allen Zeitskalen zu überprüfen, wurden Kreuzspektralanalysen durchgeführt. In Abbildung 4.12 sind die quadrierte Kohärenz für Island und die Azoren abgebildet. Der Zusammenhang zwischen beiden Zeitreihen ist in allen Bandbereichen hoch. Die quadrierte Kohärenz sinkt auch in den Minima mit einer Ausnahme nicht unter Werte von 0.7. Damit sind lokale Intensitätsschwankungen in den synoptischen Systemen nicht wichtig, um langperiodische Druckschwankungen erklären zu können. Auf Island und den Azoren ist die Verteilung der synoptischen Systeme allein hinreichend für die Generierung von Druckschwankungen auf einer Zeitskala von über einem Monat.

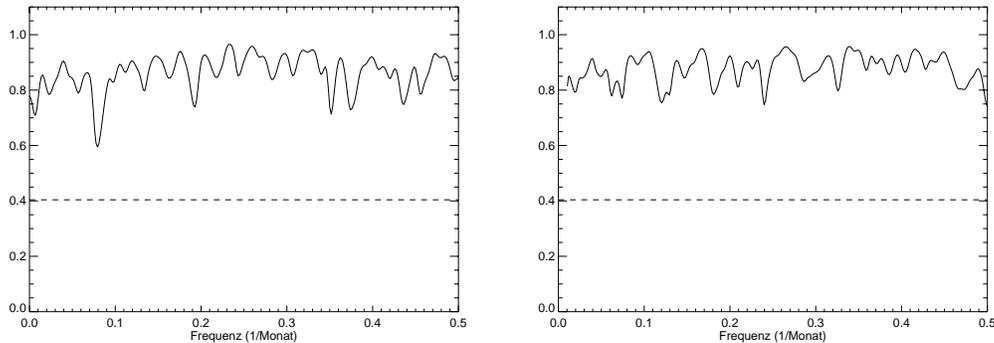


Abb. 4.12: Quadrierte Kohärenz zwischen dem monatlichen gefilterten und dem originalen Bodendruck auf Island (links) und den Azoren (rechts) (NCEP/NCAR)

#### 4.4.1 Die Kopplung der NAO-Zentren

Die NAO zeichnet sich durch simultane Verstärkung bzw. Abschwächung des Islandtiefs und des Azorenhochs aus. Erklärbar ist diese Kopplung der NAO-Zentren mit den Ergebnissen aus dem vorangegangenen Kapitel durch Betrachtung der Zyklonen. Diese sind einerseits besser untersucht als Antizyklonen und andererseits trägt eine Zyklone durch ihre größere Intensität in der Regel mehr zu niederfrequenten Druckschwankungen bei als eine Antizyklone.

Dadurch dass Zyklonen selten paarweise über den Nordatlantik ziehen und über eine gewisse Persistenz der Zugbahnen ist eine Kopplung der NAO-Zentren erklärbar: bei relativ weit nördlich ziehenden Zyklonen ist der Druck weiter südlich relativ hoch. Analog führen relativ weit südlich ziehende Zyklonen dort zu einer Druckabsenkung, während der Druck im Norden zur gleichen Zeit relativ hoch bleibt. Zusätzlich sind die mittleren Druckanomalien der synoptischen Systeme im Nordosten des Nordatlantiks am extremsten (Abb. 4.5). Dadurch wird diese Region in der EOF-Analyse besonders stark gewichtet. Aufgrund dieser Überlegungen ist es nicht verwunderlich, dass die erste EOF

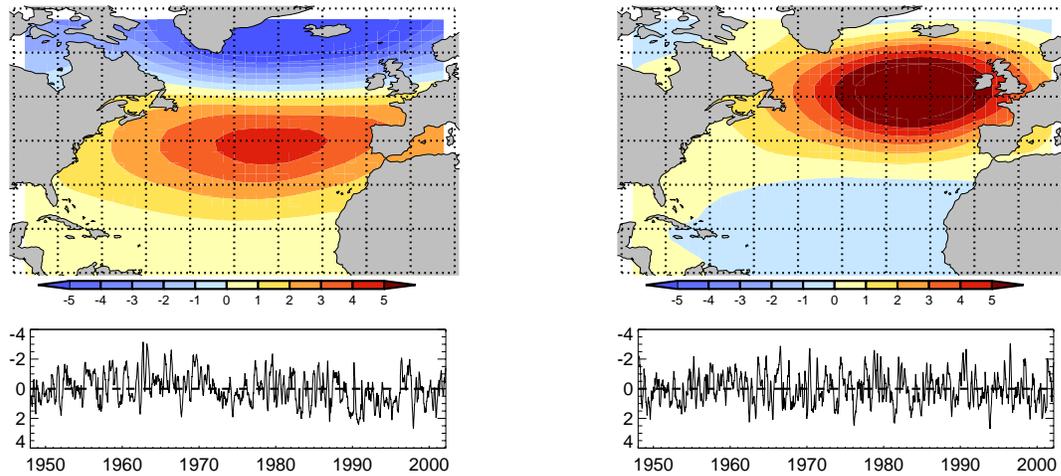


Abb. 4.13: Erste (links) und zweite (rechts) EOF und die zugehörigen PCs des 30tägigen gleitenden Mittels des Bodendrucks im Bereich des Nordatlantiks. Erklärte Varianzen: 37% (EOF1) und 24% (EOF2).

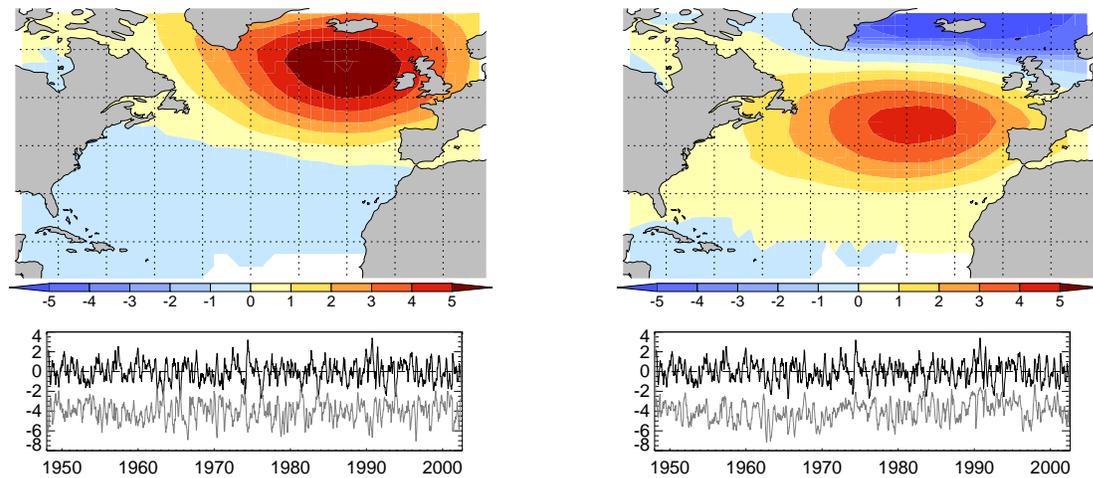


Abb. 4.14: Erste und zweite EOF und PC des 30-tägigen gleitenden Mittels der gefilterten Daten (Methode 2) und zum Vergleich den zugehörigen PCs der Ursprungsdaten mit verschobenem Mittelwert (grau). Korrelationen: 0.5 (PC1) und 0.75 (PC2). Die Anteile an erklärter Varianz sind 29% (EOF1) und 23% (EOF2)

des Bodendrucks auf Zeitskalen, auf denen nicht mehr einzelne synoptische Systeme das Bild dominieren, eine dipolartige Struktur zeigt. Die 2. EOF, das Ost-Atlantikmuster, spiegelt dagegen eine eher mittlere Zugbahn der Zykklonen oder eine Blockingsituation über dem zentralen Nordatlantik wieder (Abb. 4.13).

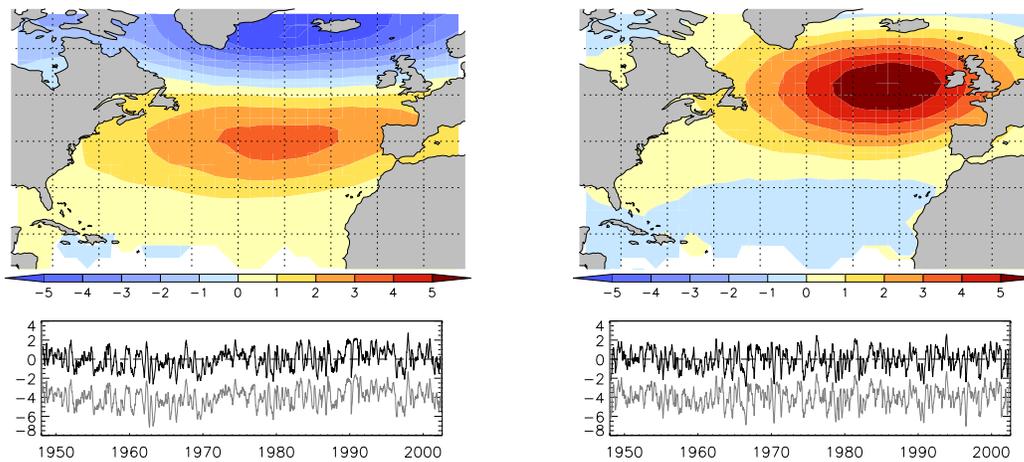


Abb. 4.15 Erste und zweite EOF und PC des 30-tägigen gleitenden Mittels der gefilterten Daten und zum Vergleich die erste und zweite PC der Ursprungsdaten mit verschobenem Mittelwert (grau). Korrelationen: 0.99 (PC1) und 0.98 (PC2). Die Anteile an erklärter Varianz sind 35% (EOF1) und 25% (EOF2)

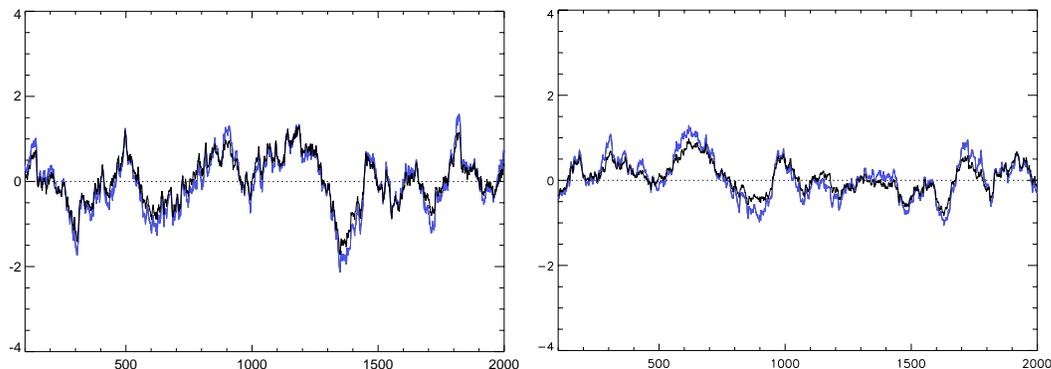
Um die oben angestellten Überlegungen zu bestätigen, wurde eine EOF-Analyse mit den gefilterten Daten durchgeführt. Abbildung 4.14 zeigt die erste und zweite EOF des gefilterten Datenfeldes zusammen mit den zugehörigen PCs. Zum Vergleich sind auch die PCs des ursprünglichen Datenfeldes mit verschobenem Mittelwert abgebildet (grau). Die ersten EOFs der Testdaten zeigt deutlich das NAO-Muster und das Ost-Atlantikmuster. Bei der EOF-Analyse treten allerdings die Schwierigkeiten der zweiten Methode, in den hohen Breiten Zyklogen zu Tage. Hierdurch liegt die Hauptvarianz in den mittleren und nicht in den hohen Breiten. Deshalb sind die ersten beiden EOF's vertauscht. Auch sind die Muster etwas zu weit nach Norden verschoben und der nördliche Pol im NAO-Muster ist deutlich zu schwach. Die erklärten Varianzen liegen bei 29% und 23%. Die erste PC der Originaldaten und die zweite PC der gefilterten Daten sind mit 0.5 korreliert. Wesentlich höher korreliert sind die anderen beiden PCs mit 0.75 und hier stimmen auch die Muster und die erklärten Varianzen besser überein. Diese relativ schlechte Übereinstimmung der führenden Muster der EOF-Analyse mit den Originaldaten bedeutet jedoch nicht, dass die synoptischen Systeme nicht hinreichend sind, um das NAO-Muster zu generieren. Vielmehr deutet dies auf die Problem der 2. Methode, weit nördlich ziehende Zyklogen zu finden, hin. So zeigen Vergleiche der Zeitreihen des 30-tägigen gleitenden Mittels der Original- und der gefilterten Daten i.d.R. südlich von Island eine hohe Übereinstimmung. Erst nördlich von Island ist die Variabilität deutlich verringert (nicht abgebildet).

Weit näher an den Beobachtungen sind die gefilterten Daten, bei denen die synoptischen Systeme mit Methode 1 selektiert wurden (Abb. 4.15). Dabei besteht der Hauptunterschied in einer höheren Varianz in der Region nördlich von Island im Vergleich

zu den mit Methode 2 gefilterten Daten (nicht abgebildet). Bei Anwendung der ersten Methode stimmen Muster und PCs sehr gut überein, nur dass das Muster der gefilterten Daten um 1-2 hPa zu schwach ist. Dies kann teilweise auf nicht selektierte synoptische Systeme zurückzuführen sein. Nichts desto trotz zeigt sich, dass lokale Intensitätsschwankungen in den synoptischen Systemen nicht entscheidend sind, um das NAO-Muster zu generieren. Die angestellten Untersuchungen deuten also darauf hin, dass die NAO kein niederfrequentes Phänomen ist, das unabhängig von den synoptischen Systemen existiert. Vielmehr ist die Verteilung der synoptischen Systeme entscheidend um das Muster zu generieren.

## 4.5 Dekadische Schwankungen

Um nicht nur monatliche, sondern auch längerperiodische Schwankungen untersuchen zu können, wurde das Klimamodell ECHAM4/OPYC3 herangezogen. Die täglichen Bodendruckanomalien wurden nach der oben vorgestellten Methode gefiltert. Aufgrund der langsameren Zuggeschwindigkeit der Zyklonen im ECHAM4/OPYC3 Modell im Vergleich zu den NCEP-Daten (Zolina, 2001), wurde bei Methode 1 die Zeitbegrenzung für die synoptische Skala auf 12 Tage erhöht. Auch die Schwellwerte wurden mit Hilfe der oben genannten Optimierungsmethode leicht variiert. Die Schwellwerte von Methode 2 wurden beibehalten.



*Abb. 4.16: 100-monatiges gleitendes Mittel des Bodendrucks (blau) und der gefilterten Daten (schwarz) auf Island (links) und den Azoren (rechts) in hPa. Korrelation: 0.73 und 0.72*

In Abbildung 4.16 sind die Zeitreihen auf Island und den Azoren dargestellt und in Abbildung 4.17 die ersten EOFs der Ursprungsdaten und der gefilterten Daten. Nach Filterung der Daten wurden aus den gefilterten und den ungefilterten Daten Monatsmittelwerte berechnet und im Weiteren die 100-monatigen gleitenden Mittel näher betrachtet. Die Ergebnisse sind sehr ähnlich wie im monatlichen Fall: der zeitliche Verlauf

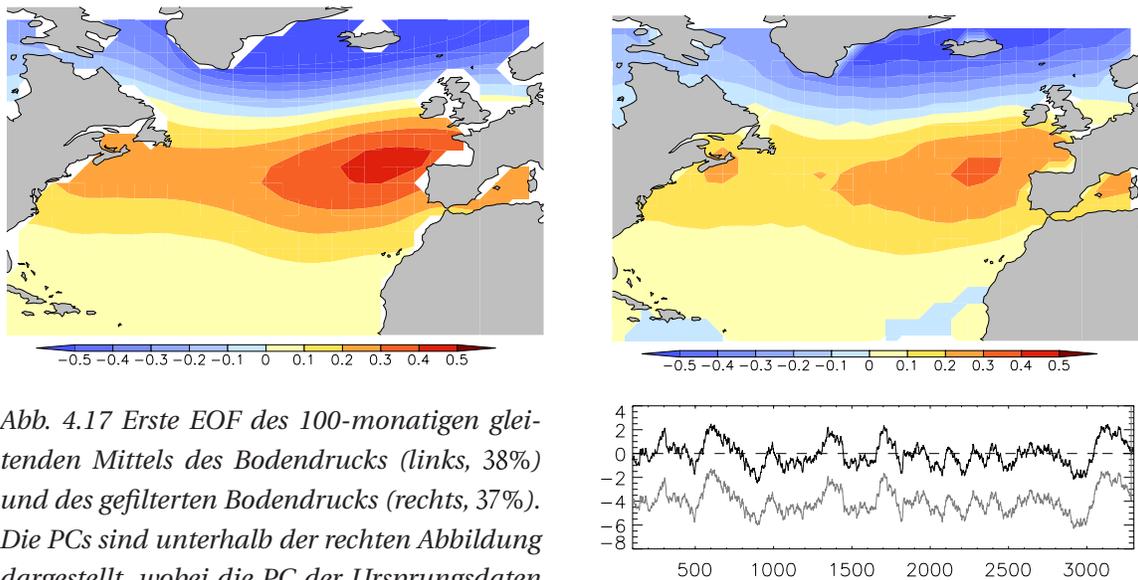


Abb. 4.17 Erste EOF des 100-monatigen gleitenden Mittels des Bodendrucks (links, 38%) und des gefilterten Bodendrucks (rechts, 37%). Die PCs sind unterhalb der rechten Abbildung dargestellt, wobei die PC der Ursprungsdaten im Mittel verschoben wurde (grau). Die Korrelation der PCs beträgt 0.97.

der langperiodischen Druckentwicklung auf Island und den Azoren kann fast vollständig durch die Variabilität infolge des Durchzugs synoptischer Systeme erklärt werden. Bei der EOF-Analyse treten mit Methode 2 allerdings die gleichen Probleme auf wie im monatlichen Fall und die Muster sind nur bedingt vergleichbar. Mit Methode 1 stimmen die EOF-Muster und die PCs sehr gut überein. Lediglich die Amplitude ist in den gefilterten Daten etwas geringer. Aber auch hier lässt sich folgern, dass lokale Intensitätsschwankungen in den synoptischen Systemen nicht entscheidend sind, um langperiodische Druckschwankungen erklären zu können.

#### 4.5.1 Die Variabilität der synoptischen Fluktuationen

Die zeitliche und räumliche Verteilung der Zyklonen wird durch die absolute Zahl der Zyklonen, die den Nordatlantik überqueren und durch deren Zugbahn bestimmt. Die Zahl der den Nordatlantik überquerenden Zyklonen variiert beträchtlich von Winter zu Winter. Die totale Anzahl liegt zwischen 50-100 Zyklonen pro Wintersaison (DJFM).

Diese hohe Variabilität wird durch einen negativen Trend dominiert (Gulev et al., 2001). Im Zusammenhang mit der NAO würden wir eher einen positiven Trend vermuten, da diese in den letzten Dekaden relativ stark ausgeprägt war, wenn man die letzten Jahre außer Acht lässt. Auch sonst zeigt ein augenscheinlicher Vergleich der Anzahl der den Nordatlantik überquerenden Zyklonen mit dem NAO-Index wenig Übereinstimmung. Wir erwarten also, dass die Position der Zyklonenzugbahnen bzw. die Position des Polarjets die Hauptursache für Schwankungen im NAO-Index sind.

Die Lage des Polarjets und die Lage der Polarfront in 400-500 hPa sind eng gekoppelt. In Abbildung 4.18 ist ein Vertikalschnitt durch die Atmosphäre bei 55°W am 1. Januar 1970 dargestellt. Man erkennt die Lage der Front deutlich im Bereich der gesamten Troposphäre bei etwa 50°N. Um obige Überlegungen zu bestätigen, betrachten wir die 400hPa-Lufttemperatur und separieren die Front als höchsten Temperaturgradienten zwischen  $-28^{\circ}$  and  $-42^{\circ}$  C im fraglichen Breitenbereich. In Abbildung 4.19 sind die

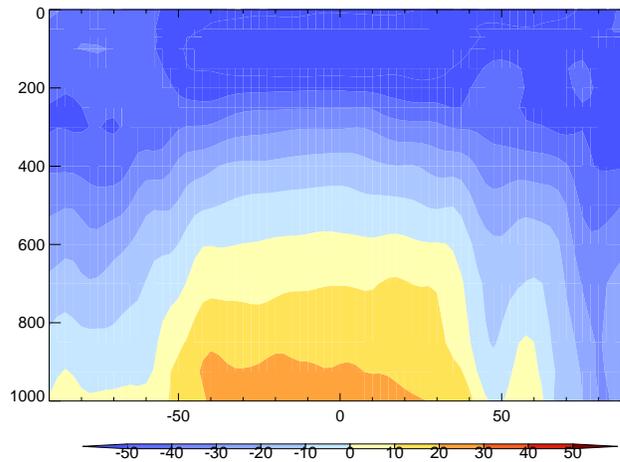


Abb. 4.18: Vertikaler Temperaturschnitt ( $^{\circ}$ C) bei 55°W am 1. Januar 1970 von 90°S – 90°N. Y-Achsenbeschriftung: hPa

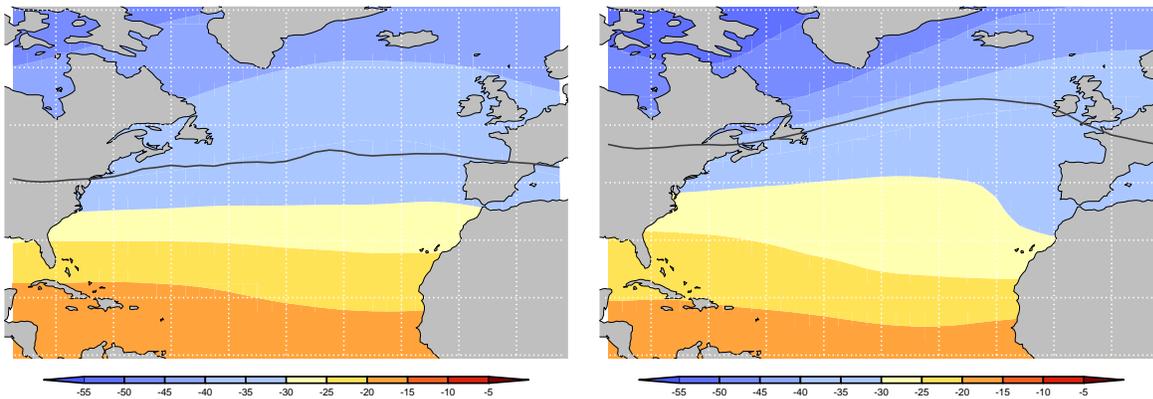


Abb. 4.19: Saisonale gemittelte 400hPa-Temperatur und die mittlere Position der Polarfront in den Wintern 1969 (links) und 1989 (rechts)

mittleren 400hPa-Wintertemperaturen (DJFM) und die mittlere Lage der Front für ein Jahr mit hohem (1989) und niedrigem (1969) NAO-Index abgebildet. In dem Jahr mit hohem NAO-Index liegt die Front deutlich weiter im Norden und die Baroklinität ist deutlich stärker ausgeprägt als in dem niedrigen NAO-Jahr. Composite-Analysen mit

den jeweils fünf Jahren mit den höchsten und niedrigsten NAO-Indizes im Zeitraum 1948-2001 ergeben ein ähnliches Bild.

Zusätzlich ist in Abbildung 4.20 neben der mittleren winterlichen Lage der Front der NAO-Index gezeigt. Die Korrelation von 0.78 unterstützt die Hypothese, dass der NAO-Index im Wesentlichen die mittlere Lage der Front pro Winter und damit die Zugbahnen der Zyklonen widerspiegelt.

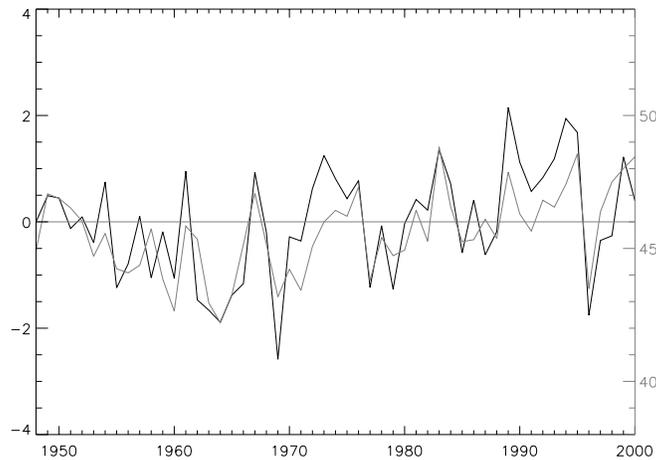


Abb. 4.20: Winter-NAO (grau) und die mittlere Position der Polarfront (schwarz) in 400hPa im Winter (DJFM); Korrelation: 0.78

## 4.6 Schlussfolgerung

Die vorgestellten Untersuchungen haben gezeigt, dass die Verteilung der synoptischen Systeme hinreichend ist, das NAO-Muster zu generieren. Intensitätsschwankungen in den synoptischen Systemen sind nur infolge von geänderten Zugbahnen entscheidend, spielen lokal jedoch keine bedeutende Rolle. Untersuchungen der Lage der Polarfront im Zusammenhang mit der NAO zeigen außerdem, dass das NAO-Muster durch die Schwankungen der Zyklonenzugbahnen erklärbar ist. Das bedeutet, dass die NAO im Grunde ein Index ist, der die Verschiebung der Zyklonenzugbahnen widerspiegelt. Wie in Kapitel 3 erläutert, lassen sich hieraus keine direkten Rückschlüsse auf die viel diskutierte Frage ziehen, ob bei der Generierung des NAO-Musters eher die transienten Eddies oder die stehenden Zirkulationen eine Rolle spielen (DeWeaver und Nigam, 2002; Limpasuvan und Hartmann, 1999), da sie synoptischen Systeme bei derartigen Zerlegungen alle Komponenten beeinflussen.

Trotzdem helfen die vorgestellten Ergebnisse sehr, ein klareres Bild von der NAO zu bekommen und viele Phänomene besser zu verstehen. Im Kontext dieser Arbeit ist dementsprechend im Grunde die Frage, ob SST-Anomalien zu einer Verschiebung der Zyklonenzugbahnen beitragen können und in wieweit diese die Zyklogenese beeinflussen. Es braucht somit nicht so sehr über die Speisung großskaliger Drucksysteme spekuliert werden.



# Kapitel 5

## Der Einfluss des Ozeans auf die Wärmeflüsse an der Meeresoberfläche

### 5.1 Einleitung

Die Wärmeflüsse an der Meeresoberfläche spielen eine doppelte Rolle für die Dynamik großskaliger SST-Anomalien: Sie tragen einerseits zu deren Generierung bei und werden andererseits wieder durch die SST-Anomalien beeinflusst. Die Flüsse kontrollieren also teilweise die Persistenz von SST-Anomalien und sorgen zudem für den Energieaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre. Dabei sind fühlbarer und latenter Wärmefluss eng gekoppelt (Cayan, 1992a). Grundsätzlich haben die Flüsse die Tendenz, SST-Anomalien abzuschwächen. Eine Intensivierung einer SST-Anomalie kann demnach nicht über direkte Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre erreicht werden. Hier wird die ozeanische Wärmetransportkonvergenz wichtig.

Die Stärke der einzelnen Effekte ist bisher noch ungeklärt. Nach bisherigen Forschungsergebnissen sorgen Fluktuationen der nordatlantischen Windverhältnisse von Jahr zu Jahr für die großskalige Ausbildung von SST Anomalien. Kurzskalige Variationen in der SST sind die lokale und instantane Antwort auf den Wärmeaustausch mit der Atmosphäre, der vor allem durch stochastische atmosphärische Variabilität gesteuert wird (Cayan, 1992b; Battisti et al 1995).

Vor allem am westlichen Randstrom spielt Advektion durch Ozeanströmungen eine wesentliche Rolle bei der Entwicklung von SST Anomalien auf längeren Zeitskalen. Dies hat möglicherweise Auswirkungen auf das Klima (Bjerknes, 1964). Solche Zusammenhänge liefern zudem die Möglichkeit, die Vorhersagbarkeit der atmosphärischen Zirkulation in den mittleren Breiten durch Einbeziehung von SST-Anomalien zu erhöhen, da die SST im Vergleich zur Atmosphäre eher träge ist und eine höhere Persistenz hat

(Hasselmann, 1976). Gesucht wird daher ein Einfluss der SST auf die atmosphärische Zirkulation der mittleren Breiten, insbesondere auf den NAO-Index (Czaja und Frankignoul, 2002; Czaja und Frankignoul, 1999). Eine solche Kopplung ist nur über die Flüsse an der Meeresoberfläche möglich. Ein starker Einfluss der SST-Anomalien auf die atmosphärische Zirkulation ist daher dann nicht zu erwarten, wenn die SST-Anomalien in den mittleren Breiten einen geringen Einfluss auf die Flüsse haben.

In folgenden Kapitel wird daher untersucht, wie stark anomale Flüsse mit SST-Anomalien zusammenhängen und zwar auf verschiedenen Zeitskalen.

In Kapitel 5.3 wird der ozeanische Beitrag an der Änderung von SST-Anomalien mit Hilfe der Deckschichttiefe im Modell abgeschätzt. Zusätzlich wird der Einfluss der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz auf die Flüsse auf verschiedenen Zeitskalen untersucht. Die zugrunde liegende Idee ist, dass die durch den Ozean herantransportierte Wärme fast instantan über die Flüsse abgeleitet wird. In diesem Fall würden sich die ozeanischen Wärmetransporte nur relativ wenig in der SST niederschlagen und die SST wäre als Prediktor für die atmosphärische Zirkulation nur bedingt geeignet.

## 5.2 Die Wirkung der SST auf die Wärmeflüsse

### 5.2.1 Abschätzungen mit Hilfe der Bulkformeln

Es stellt sich zunächst die Frage, in wieweit SST-Schwankungen die Wärmeflüsse beeinflussen können. Nach den in Kapitel 3.4 angestellten Überlegungen ist es prinzipiell möglich, Änderungen der Flüsse abhängig von der SST direkt zu berechnen. Mit der Bulkformel (vgl. Kap. 3.4.1) für die fühlbare Wärme gilt:

$$\frac{\partial Q_h}{\partial SST} = C_p C_t \rho v.$$

Nach dieser Beziehung nimmt der Fluss sensibler Wärme  $Q_h$  mit wachsender SST zu und zwar linear anwachsend mit der Windgeschwindigkeit  $v$ . Da der Transferkoeffizient  $C_t$  jedoch eine Funktion der SST, der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit ist, kommt es zu Nicht-Linearitäten, und die Änderungen der fühlbaren Wärme in Abhängigkeit von der SST sind nicht mehr so leicht abzuschätzen. Analoge Überlegungen gelten für die latente Wärme. In wieweit Änderungen der SST für die Wärmeflüsse an der Meeresoberfläche eine Rolle spielen könnten, wird im Folgenden daher mit Hilfe von fiktiven, stochastischen Daten anhand der Bulkformeln untersucht. Zudem wird untersucht, ob Varianz und Mittelwert der Wärmeflüsse nur vom Monatsmittel von Wind und spezifischer Feuchte bzw. Lufttemperatur abhängen, oder ob auch die Variabilität der atmosphärischen Parameter innerhalb eines Monats entscheidend ist. Dabei spielt

die angenommene Korrelation zwischen den einzelnen Größen eine Rolle. Diese wird in Anlehnung an Abbildung 3.7 in diesem fiktiven Fall als vernachlässigbar angesehen.

Getestet wird zunächst an einem Beispielgitterpunkt, wie weit sich die monatlichen Wärme-flüsse bei gleichen atmosphärischen Parametern durch Änderung der SST im realistischen Rahmen verändern. Hierfür werden stochastische atmosphärische Daten in die Bulkformeln eingesetzt und Monatsmittelwerte bei verschiedenen SSTs berechnet. Anschließend werden sowohl Varianz und Mittelwert der atmosphärischen Parameter variiert und der Einfluss auf das Ergebnis überprüft.

Als Ausgangspunkt wird in den hier vorgestellten Untersuchungen der Gitterpunkt 65E, 40N im westlichen Randstrombereich gewählt. Es werden weiße Rauschprozesse für den Betrag des 10m Windes, die spezifische Feuchte und die Lufttemperatur in 2m Höhe mit der Verteilung der 6-stündlichen NCEP/NCAR-Daten an dem gewählten Gitterpunkt im Winter 1969 generiert. Mittelwert und Standardabweichung werden vorgegeben. Verwendet werden 1440 Daten pro Monat, was halbstündlichen Messungen entspricht. Aufgrund der in Kapitel 3.4 festgestellten sehr schwachen Korrelationen zwischen Wind und Feuchte bzw. Wind und Lufttemperatur werden die Daten als unkorreliert angenommen. Auch der Tagesgang wurde nicht weiter berücksichtigt, da der Wind auf offener See kaum einen Tagesgang zeigt. Es kommt also durch den Tagesgang zu keiner zusätzlichen Kopplung zwischen Wind und Feuchte bzw. Lufttemperatur. Die Reihenfolge der Daten spielt bei der Bildung von Monatsmitteln keine Rolle und es sind in den zugrunde liegenden Verteilungen Daten von allen Tageszeiten vorhanden.

Für die Bulkformeln werden die Parametrisierungen von Isemer und Hasse (1987) verwendet. Vergleiche mit direkten Messungen der R/V Knorr in der Labrador See zeigten gute Übereinstimmungen (Bumke et al., 2002). Andere Parametrisierungen könnten die qualitativen Ergebnisse ändern. Im Prinzip ist jedoch zu erwarten, dass die relative Stärke des Einflusses der verschiedenen Parameter bei anderer Parametrisierung wenig Änderung zeigt, da verschiedene Parametrisierungen i.d.R. zu hoch korrelierten Daten führen (Gulev et al, 2000).

Die Ergebnisse sind in Abb. 5.1 - 5.3 dargestellt. Abbildung 5.1 zeigt die monatlichen anomalen Schwankungen von SST (links) und Wind (rechts) am betrachteten Gitterpunkt im Winter (DJFM). Dies zeigt den realistischen Schwankungsbereich von Wind- und SST-Anomalien an dem betrachteten Gitterpunkt. Die anomalen SST-Schwankungen sind hier im Randstrombereich relativ groß (vgl. Abb.3.3) und Werte von  $\pm 2^\circ$  C sind keine Seltenheit. Betrachtet man die Originaldaten, so kommen Werte zwischen  $10$  und  $16^\circ$  C vor. Der anomale Wind zeigt Schwankungen um  $\pm 3.5$  m/s.

Abbildung 5.2 zeigt auf der linken Seite die Änderungen der monatlichen Standardabweichung des latenten Wärme-flusses in Abhängigkeit von der SST bei dem gleichen Windfeld mit der Standardabweichung der Ursprungsdaten ( $3.17$  m/s) und halbiertes Standardabweichung ( $1.15$  m/s). Rechts sind analoge Berechnungen mit ursprünglichem ( $11$  m/s) und auf  $9$  und  $7$  m/s reduzierten Mittelwert des Windfeldes abgebildet. Man erkennt in allen Fällen bei vorgegebenem Wind einen deutlichen Einfluss

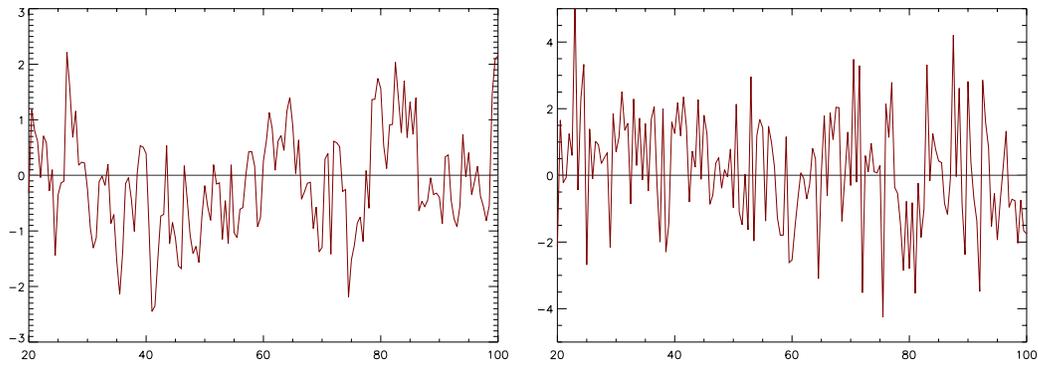


Abb. 5.1 Monatliche SST- (links) und Windanomalien (rechts) im Winter am Gitterpunkt  $65^{\circ}\text{E}$ ,  $40^{\circ}\text{N}$  in K bzw.  $\text{m/s}$  (NCEP/NCAR).

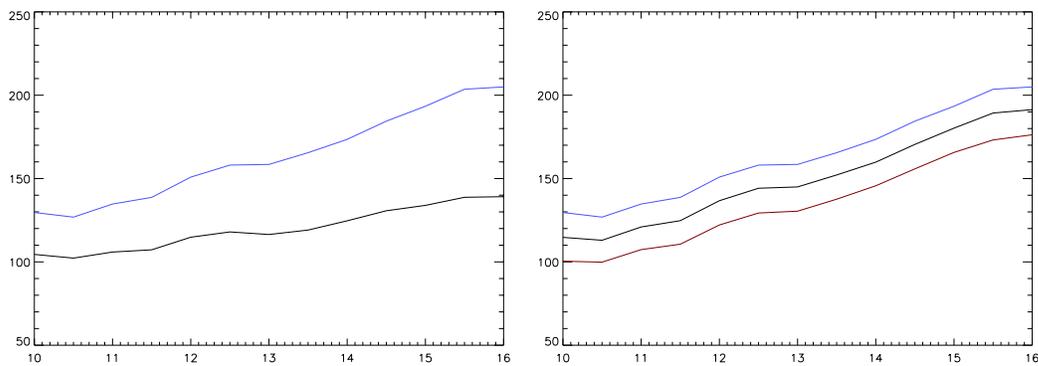
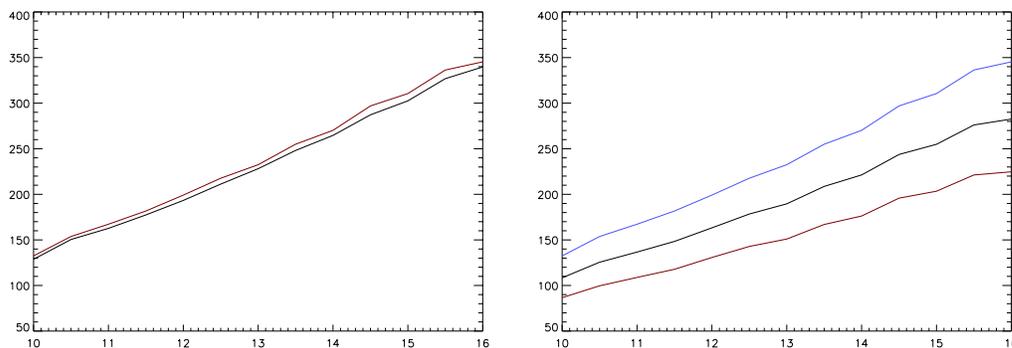


Abb. 5.2 Links: Änderungen der monatlichen Standardabweichung ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) des latenten Wärmeflusses in Abhängigkeit von der SST ( $^{\circ}\text{C}$ ) bei vorgeschriebenem stochastisch variierendem Wind und spezifischer Feuchte (blau) und das analoge Experiment bei vorgeschriebenem Windfeld mit halbiertes Standardabweichung, aber gleichem Mittelwert (schwarz).

Rechts: wie oben (blau) und analoge Berechnungen für ein um  $2\text{m/s}$  (schwarz) und  $4\text{m/s}$  (rot) reduziertes Windfeld.

der SST auf die Standardabweichung des latenten Wärmeflusses. Vor allem die Standardabweichung des Windes ist entscheidend für den Einfluss der SST. Bei verringerter Standardabweichung des Windes ist der Einfluss der SST auf die Standardabweichung der latenten Wärme deutlich reduziert. Im Gegensatz zu einem Anstieg von vorher ca.  $20(\text{W}/\text{m}^2)/\text{K}$  liegt der Anstieg der Standardabweichung nun nur noch bei knapp über  $10(\text{W}/\text{m}^2)/\text{K}$ . Auch die Gesamtvarianz ist in diesem Fall deutlich geringer. Auch der Mittelwert des Windes ist entscheidend. Er wirkt auf die mittlere Standardabweichung der latenten Wärme (ca.  $15(\text{W}/\text{m}^2)/\text{m/s}$ ), ändert aber im Prinzip nichts am Einfluss der SST-Anomalien. Dieser liegt relativ konstant bei ca.  $20(\text{W}/\text{m}^2)/\text{K}$ .

In Abbildung 5.3 ist das analoge Experiment für die Monatsmittelwerte der latenten Wärme aufgetragen. Abgebildet sind links die Änderungen des monatlichen latenten Wärmeflusses in Abhängigkeit von der SST bei dem gleichen Windfeld mit ursprünglicher und halbiertes Standardabweichung. Rechts erkennt man die Auswirkungen einer Reduzierung des mittleren Windes auf die Änderungen des monatlichen latenten Wärmeflusses in Abhängigkeit von der SST. In allen Fällen ist der Einfluss der SST bei gegebenem Wind nahezu linear. Dieser liegt im Ausgangsexperiment bei ca.  $40(\text{W}/\text{m}^2)/\text{K}$ . Dieser Anstieg hängt offenbar nicht von der Stärke der Variationen im Wind ab (Abb. 5.3 links). Allerdings wirkt die mittlere Stärke des Windes deutlich auf den Einfluss der SST (Abb 5.3 rechts). Bei stärkeren mittleren Wind ist dieser deutlich höher als bei schwächerem Wind.



*Abb. 5.3 Links: Änderungen des mittleren monatlichen latenten Wärmeflusses ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) in Abhängigkeit von der SST ( $^{\circ}\text{C}$ ) bei vorgeschriebenem stochastisch variierendem Windfeld ( $\text{m}/\text{s}$ ) und spezifischer Feuchte ( $\text{kg}/\text{kg}$ ) (schwarz) und die analoge Rechnung bei dem selben vorgeschriebenem Windfeld mit halbiertes Standardabweichung, aber gleichem Mittelwert (rot).*

*Rechts: wie oben (blau) und analoge Berechnungen für ein um  $2\text{m}/\text{s}$  (schwarz) und  $4\text{m}/\text{s}$  (rot) reduziertes Windfeld.*

Insgesamt ist ein deutlicher Einfluss der SST auf die latente Wärme bei zusätzlicher Abhängigkeit vom Wind und von der spezifischen Feuchte möglich. Dabei gelten für die spezifische Feuchte, bis auf die nicht beobachtete Änderung des SST-Einflusses mit dem Mittelwert, ähnliche Ergebnisse wie für den Wind. Die spezifische Feuchte ist jedoch in der Realität nicht unabhängig von der SST, so dass der Einfluss des Windes deutlich stärker sein dürfte. Ist man an monatlichen Schwankungen der latenten Wärme interessiert, so genügt es offenbar, sich auch bei der Betrachtung des Windes auf Monatsmittelwerte zu beschränken. Dabei ändern Variationen in der spezifischen Feuchte erwartungsgemäß wenig am Einfluss der SST auf die Wärmeflüsse. Erst bei Analysen von Variabilität oder Extremwerten wird die Variabilität der einzelnen Parameter entscheidend.

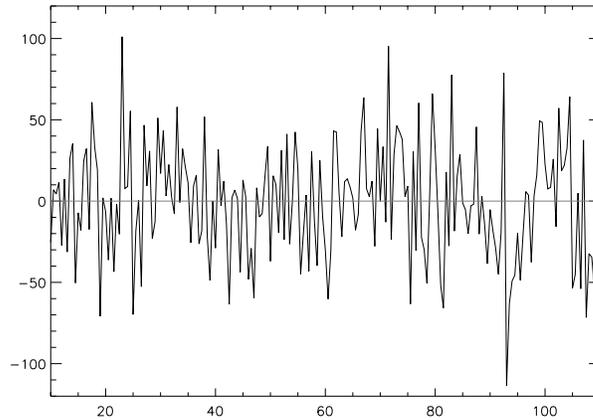


Abb. 5.4 Monatlicher latenter Wärmefluss am Gitterpunkt  $65^{\circ}\text{E}, 40^{\circ}\text{N}$  in  $\text{W}/\text{m}^2$  im Winter (NCEP/NCAR, 1948-2001).

Die Schwankungen resultierend aus Änderungen der SST sind im Vergleich mit den Schwankungen der latenten Wärme an dem untersuchten Gitterpunkt beträchtlich (Abb. 5.4). Der Hauptschwankungsbereich der monatlichen latenten Wärme liegt bei  $\pm 70 \text{W}/\text{m}^2$ . Nach unseren Experimenten können derartige Schwankungen durchaus durch realistische SST-Schwankungen erreicht werden. Die selben Flusswerte können jedoch gleichermaßen durch Variationen des Windes oder der Feuchte erreicht werden. Experimente mit anderen Zufallsprozessen und SST-Bereichen zeigen ebenso wie Experimente mit fühlbaren Wärmeflüssen ähnliche Ergebnisse. Nicht berücksichtigt in den vorgestellten Experimenten wurde die Temperaturanpassung der unteren Luftschichten an die SST. Diese ist bei schwachen Winden ausgeprägter als bei starkem Wind. Für kurzperiodische Schwankungen der Wärmeflüsse wird daher der Wind als entscheidender Faktor angesehen. Ein weiterer nicht berücksichtigter Faktor ist die Dämpfung der SST-Anomalien durch die veränderten Wärmeflüsse. Die vorgestellten Effekte der SST sind also in der Natur vermutlich vor allem bei schwachem Wind weniger stark ausgeprägt, während der Einfluss des Windes verstärkt ist.

### 5.2.2 Lineare Kopplung mit der SST

In den vorangegangenen Untersuchungen wurde gezeigt, dass SST-Schwankungen einen deutlichen Einfluss auf die Wärmeflüsse haben können und ein Großteil der Variabilität in den Flüssen durch SST-Schwankungen hervorgerufen werden könnte. Allerdings können analoge Schwankungen ebenso durch Veränderungen im Mittelwert der atmosphärischen Parameter hervorgerufen werden. Es ist daher fraglich, inwieweit man direkt aus anomalen SST's auf geänderte Flüsse schließen kann. Ein messbarer Einfluss wäre eine notwendige Voraussetzung dafür, SST-Anomalien für eine bessere Vorhersagbarkeit der atmosphärischen Zirkulation zu nutzen. Um die approximativ li-

nearen Zusammenhänge zwischen SST und den Flüssen näher zu untersuchen, werden an allen Gitterpunkten des Nordatlantiks Kreuzkorrelationsfunktionen zwischen den einzelnen Flusskomponenten und der SST berechnet und deren Gestalt mit den konzeptionellen Modellen aus Kapitel 2 verglichen. Verwendet werden zunächst Monatsdaten von NCEP/NCAR. Später werden zusätzlich tiefpassgefilterte Modelldaten untersucht. Bei den berechneten Kreuzkorrelationsfunktionen führen die Flüsse jeweils bei positivem Zeitlag und das 95% Signifikanzniveau für die Korrelation der Monatsdaten von NCEP/NCAR liegt bei Werten knapp unter 0.1.

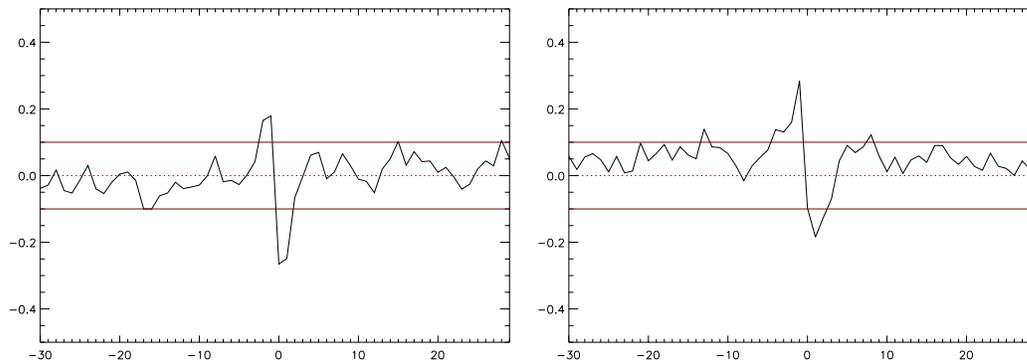


Abb. 5.5 Kreuzkorrelationen zwischen SST und latentem Wärmefluss am Gitterpunkt  $65^{\circ}\text{W}, 35^{\circ}\text{N}$  (links) und  $45^{\circ}\text{W}, 35^{\circ}\text{N}$  (rechts) zu verschiedenen Zeitlags in Monaten. Die latente Wärme führt bei positivem Zeitlag. Die roten Linien kennzeichnen das 95%-Signifikanzniveau.

In Abbildung 5.5 sind beispielhaft zwei Korrelationsfunktionen zwischen SST und latenter Wärme abgebildet (SST führt bei negativem Zeitlag). Die linke Kurve stammt aus dem westlichen Randstrombereich ( $65^{\circ}\text{W}, 35^{\circ}\text{N}$ ), während der andere betrachtete Punkt weiter östlich liegt ( $45^{\circ}\text{W}, 35^{\circ}\text{N}$ ). Vergleicht man die Korrelationsfunktionen mit den in Kapitel 2 vorgestellten konzeptionellen Modellen, so kann man in beiden Fällen auf zwei Systeme mit eigener Dynamik schließen, die sich wechselseitig beeinflussen. Bei um einen Monat führender SST erhält man positive Korrelationen um 0.2-0.3. Zum Zeitlag Null und bei führender latenter Wärme sind die Korrelationen negativ und von ähnlicher Größenordnung.

Da die Gestalt der Korrelationsfunktionen in diesem Fall für den Nordatlantik relativ einheitlich ist, lässt sich eine EOF-Analyse anwenden, um die typische Form der Korrelationsfunktionen im Bereich des Nordatlantiks darzustellen (erkl. Varianz: 78%).

Abb. 5.6 zeigt die erste EOF und PC des Feldes der Korrelationsfunktionen zwischen anomalem latentem Wärmefluss und SST. Die SST führt auch hier bei negativem Zeitlag. Um die Stärke der Korrelation an einem Gitterpunkt zu einem bestimmten Zeitlag abzuschätzen, muss der Wert der PC zu dem gewählten Zeitlag mit dem betreffenden Wert im EOF-Muster multipliziert werden. Man erhält wie in den beiden Korrelationsfunk-

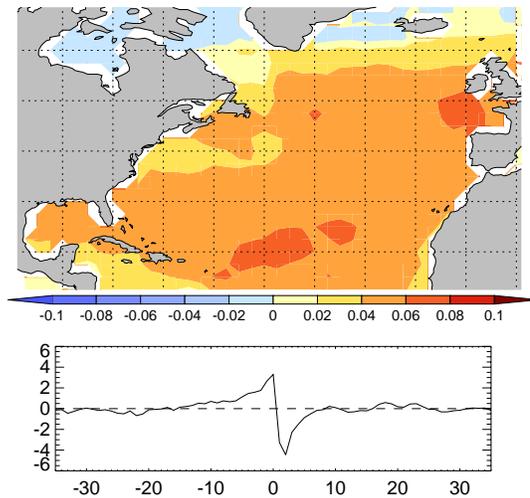


Abb. 5.6 Erste EOF der Korrelation zwischen monatlichen SST-Anomalien und anomalem latentem Wärmefluss zu verschiedenen Zeitlags in Monaten (NCEP/NCAR). Die latente Wärme führt bei positivem Zeitlag.

tionen aus Abbildung 5.5 zum Zeitlag -1 Monat beckenweit zwar kleine aber signifikante Werte zwischen 0.2-0.3 und zu den Zeitlags 0 und 1 Monat ähnlich hohe negative Werte.

Damit führen offenbar anomal hohe SST-Werte zu einer Verstärkung der Wärmeflüsse und die Wärmeflüsse wiederum bedingen eine Abkühlung der Meeresoberfläche. Dieser Abkühlende Effekt setzt sich schon innerhalb eines Monats durch, so dass zum Zeitlag Null die Korrelationen bereits negativ sind. Allerdings sind beide Kopplungsmechanismen vergleichsweise schwach. So ist beispielsweise die Kopplung zwischen NAO und Wärmefluss auf dieser Zeitskala deutlich stärker als die hier beobachtete Kopplung zwischen SST und Wärmefluss (s.u.). Ein ähnliches Bild erhält man für die fühlbare Wärme. In diesem Fall sind die Korrelationen allerdings etwas schwächer.

Für die Strahlungsflüsse erhält man kein so einheitliches Bild der Kreuzkorrelationsfunktionen (Abb. 5.7 und 5.8). Eine relativ einfache Darstellung per EOF-Analyse ist in diesem Fall daher nicht möglich. Abgebildet sind aus diesem Grund die Schnitte zu verschiedenen Zeitlags (-2, -1, 0 und 1 Monat). Generell sind die Korrelationen hier noch schwächer als bei Betrachtung der Wärmeflüsse. Für die langwellige Strahlung ergibt sich die gleiche wechselseitige Beeinflussung von SST und Fluss wie bei den Wärmeflüssen (Abb. 5.7). In diesem Fall sind die Korrelationen jedoch noch geringer und kaum mehr signifikant.

Die Korrelationen zwischen SST und kurzweiliger Strahlung liegen in den mittleren Breiten zumeist unter dem 95%-Signifikanzniveau (Abb. 5.8). In den niederen Breiten

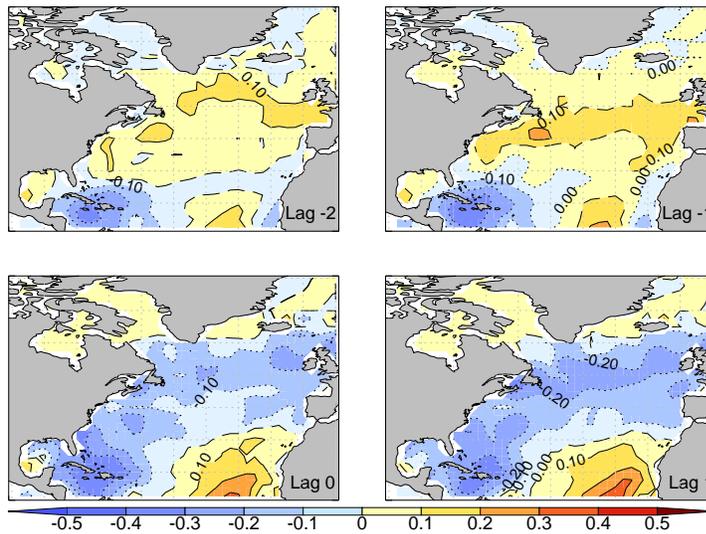


Abb. 5.7 Korrelation zwischen monatlichen SST-Anomalien und anomaler langwelliger Strahlung zu verschiedenen Zeitlags (-2, -1, 0 und 1 Monat). Die langwellige Strahlung führt bei positivem Zeitlag.

dagegen sind signifikante Korrelationen erkennbar. Dies ist vor allem südlich von Florida der Fall und lässt sich über den hier - im Gegensatz zu den mittleren Breiten - starken Einfluss der SST auf die Bewölkung erklären. Die zunächst überraschende geringe Korrelation zwischen SST und kurzweiliger Strahlung in den mittleren Breiten wird verständlicher, wenn man bedenkt, dass hier die kurzweilige Strahlung abweichend vom Jahresgang relativ kleine Schwankungen aufweist (Bjerknes, 1964). Auch wenn die kurzweilige Strahlung im jahreszeitlichen Wandel absolut entscheidend für die Generierung von SST Anomalien ist, haben die relativ kleinen Schwankungen abweichend vom mittleren Jahresgang wenig Effekt auf anomale SST-Schwankungen.

Spaltet man die Daten nach Jahreszeiten auf und führt hinterher Korrelationsanalysen durch, so ergibt sich keine signifikante Änderung der bisher vorgestellten Ergebnisse (nicht abgebildet). Der in unseren Analysen festgestellte lineare Effekt von SST-Anomalien auf die Flüsse an der Meeresoberfläche ist also eher gering und der Anteil der mit Hilfe von SST-Anomalien erklärbaren Varianz liegt in allen Fällen deutlich unter 10%. Insbesondere ist ein Zusammenhang mit den Strahlungsflüssen kaum nachweisbar. Damit erwarten wir auf Monatsbasis eine eher schwache direkte Vorhersagbarkeit der großskaligen atmosphärischen Zirkulation mit Hilfe von SST-Anomalien.

### 5.2.3 Niederfrequente Schwankungen

In den vorherigen Kapiteln ist gezeigt worden, dass auf Monatsbasis zwar ein Einfluss von SST-Anomalien auf die Wärme flüsse entstehen kann, die Monatsmittelwerte der atmosphärischen Parameter jedoch mindestens ebenso entscheidend sind. Der direk-

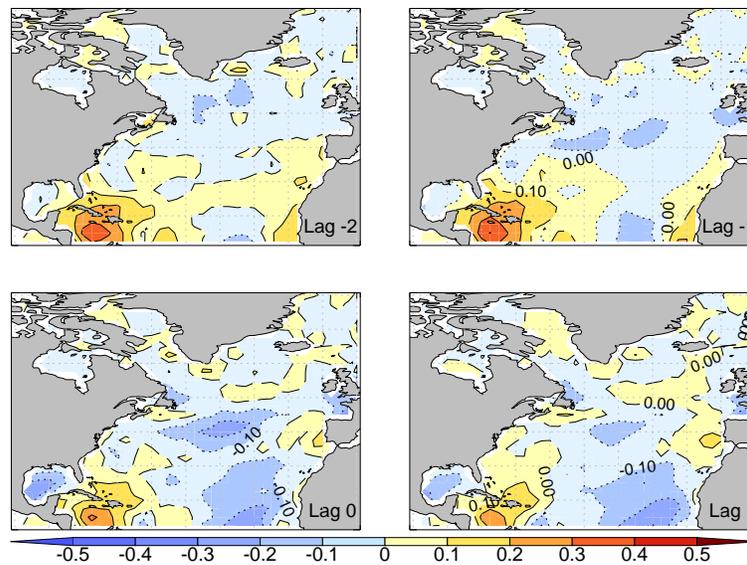


Abb. 5.8 Korrelation zwischen monatlichen SST-Anomalien und anomaler kurzweiliger Strahlung zu verschiedenen Zeitlags (-2, -1, 0 und 1 Monat). Die kurzweilige Strahlung führt bei positivem Zeitlag.

te lineare Effekt der SST-Anomalien auf die Wärmeflüsse ist eher schwach und es sind weniger als 10% der Schwankungen in den Wärmeflüssen mit Hilfe der SST erklärbar. Es stellt sich jedoch die Frage, ob der gleiche Mechanismus auch auf längeren Zeitskalen wirksam ist, oder ob nun die SST-Variabilität überwiegt. Das rote Spektrum der SST weist auf eine solche Möglichkeit hin. Um die Zusammenhänge im niederfrequenten Bereich näher zu untersuchen, wurden neben Kreuzspektralanalysen Kreuzkorrelationsanalysen mit tiefpassgefilterten Daten durchgeführt. Als Basis dienten wegen der Kürze der Beobachtungszeitreihen Modelldaten. Diese zeigen bei Betrachtung der Kreuzkorrelationsfunktionen auf Basis von Monatsmittelwerten im Prinzip ähnliche Zusammenhänge wie die NCEP/NCAR-Daten (nicht abgebildet). Der einzige Unterschied besteht darin, dass die Auskühlung der Meeresoberfläche zum Zeitlag 0 schwächer ausgeprägt ist. Da die Prozesse jedoch in der richtigen Reihenfolge ablaufen und die Korrelationen ansonsten von ähnlicher Größenordnung sind, scheinen die Modelldaten für weitere Untersuchungen geeignet.

Zunächst wurden Kreuzspektralanalysen mit den Modelldaten durchgeführt, um die interessanten Bandbereiche herauszufinden (nicht abgebildet). Im Falle der langwelligen Strahlung sind die quadrierten Kohärenzen mit den darunter liegenden SST-Anomalien in allen Bandbereichen klein und liegen zumeist unter 0.2. Lediglich in der Region um Neufundland sind diese im Frequenzbereich 0.0-0.05 (1/Monat) leicht erhöht. Bei der kurzweiligen Strahlung treten quadrierte Kohärenzen über 0.2 auf den

hohen Frequenzen nur in den niederen Breiten auf. In den für uns interessanteren mittleren Breiten erhält man erst im Schwankungsbereich von mehr als 20 Monaten quadrierte Kohärenzen von über 0.2.

Die stärksten Zusammenhänge erhält man bei den Kreuzspektralanalysen für die Wärmeflüsse. Für latente und fühlbare Wärmeflussanomalien ergaben sich erkennbare Zusammenhänge auf einer Zeitskala von mehr als 20 Monaten. Hier erhält man quadrierte Kohärenzen zwischen 0.4 und 0.7 im Bereich südlich von Grönland, um Neufundland und teilweise im westlichen Randstrombereich bei schwach negativer Phasenbeziehung. Diese kann auf zwei Arten interpretiert werden und spricht entweder für führende SST-Anomalien bei positiver Korrelation oder für führende latente Wärme bei negativer Korrelation. Da die Phasenbeziehung jedoch nur schwach negativ ist und wir keine allzugroßen Zeitlags in dieser Beziehung erwarten, ist die erste Interpretation wahrscheinlicher. Im Bandbereich zwischen 3 und 20 Monaten tauchen hohe quadrierte Kohärenzen in den niederen Breiten und besonders in der Auftriebsregion vor Afrika auf (0.6-0.8). In diesem Fall ist die Phasenbeziehung stark negativ und die wahrscheinlichere Interpretation der Phasenbeziehung ist ein führender latenter Wärmefluss bei negativem Zusammenhang. Erklärbar ist der hohe Zusammenhang zum einen durch den direkten abkühlenden Effekt der latenten Wärme und zum anderen durch eine Kopplung über den Wind. So erhöht vermehrter Wind die Wärmeflüsse und führt auf der anderen Seite zu verstärktem Auftrieb vor Afrika und dadurch zu einer kalten SST-Anomalie.

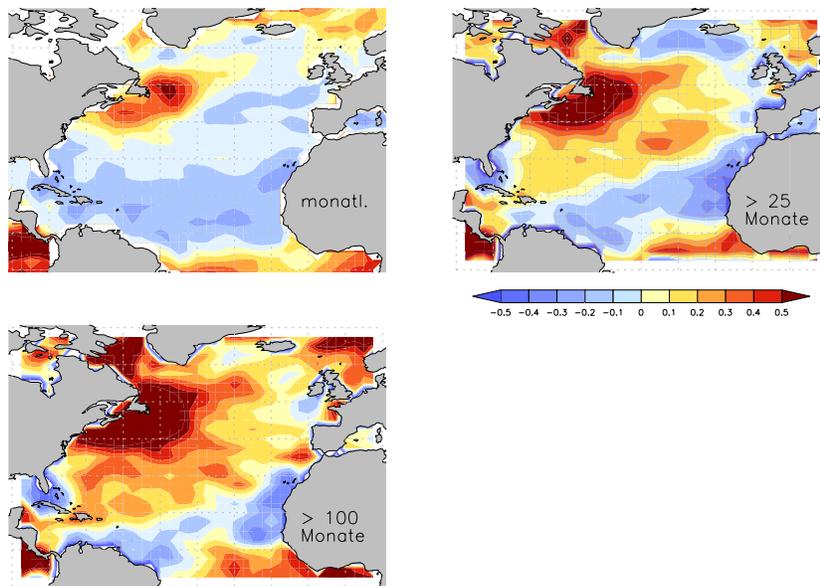


Abb. 5.9 Korrelation zwischen SST und latentem Wärmefluss in verschiedenen Bandbreichen zum Zeitlag 0.

Ein größerer Effekt der SST-Anomalien in den mittleren und hohen Breiten auf die Wärmeflüsse als auf Basis von Monatsmittelwerten ist auf saisonaler Zeitskala nicht erkennbar. Daher werden im Folgenden nur die langperiodischen Schwankungen ( $> 25$  Monate und  $> 100$  Monate) näher untersucht. Um nicht nur die Hauptzusammenhänge zu erhalten und die lead-lag-Beziehungen genauer zu untersuchen, werden Kreuzkorrelationsfunktionen von tiefpassgefilterten Daten betrachtet. Die Signifikanzniveaus werden, wie in Kapitel 1 erläutert, mit Hilfe von 1000 Realisationen von Surrogatdaten festgelegt. Sie liegen im Falle der Filterung mit 25 Monaten zwischen 0.08 und 0.1 bzw. -0.08 und -0.1. Bei einer Filterung der Fluktuationen von mehr als 100 Monaten erhält man leicht höhere Werte.

Bei der Betrachtung der Kreuzkorrelationsfunktionen zwischen Anomalien des latenten Wärmeflusses und der SST erkennt man eine Linearisierung des Zusammenhangs zwischen beiden Größen auf längeren Zeitskalen (Abb. 5.9). Auf Monatsbasis erhält man noch, mit Ausnahme der Region um Neufundland, fast überall negative Korrelation, die auch in den NCEP/NCAR-Daten festgestellt wurde. Auf längeren Skalen dehnt sich das Gebiet positiver Korrelation immer weiter aus mit Maximalwerten um 0.8. Selbst wenn die Region um Neufundland sollte aufgrund der starken Abweichungen von den NCEP/NCAR-Daten in Mittelwert und Varianz (Kapitel 3.4.2) bei der Interpretation vernachlässigt wird, bleibt im Rest des Beckens der beschriebene Effekt deutlich beobachtbar. Wieder sind die Ergebnisse für den fühlbaren Wärmefluss ähnlich (nicht abgebildet).

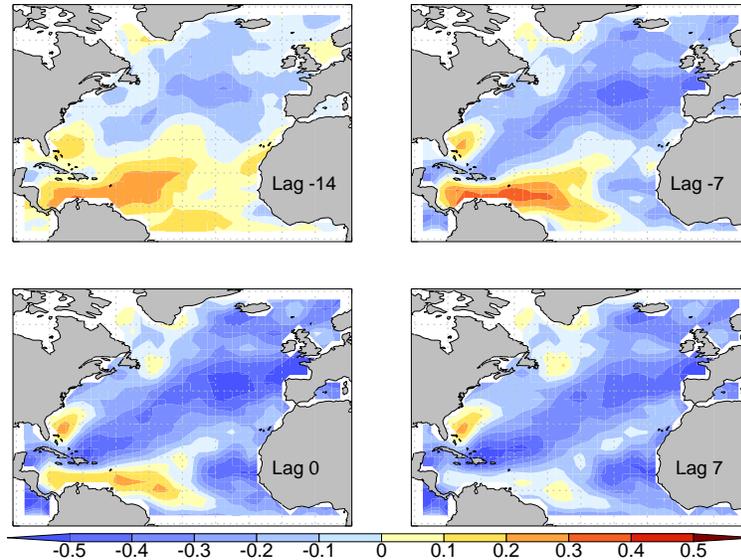


Abb. 5.10 Korrelation zwischen tiefpassgefilterter ( $> 25$  Monate) SST und kurzweiligem Strahlungsfluss zu den Zeitlags -14, -7, 0 und 7 Monaten. Die kurzweilige Strahlung führt bei positiven Zeitlags.

Ein weiterer bemerkenswerter Punkt ist, dass die kurzwellige Strahlung auf längeren Zeitskalen einen größer werdenden Einfluss auf die Generierung von SST-Anomalien zu haben scheint, als auf der Basis von Monatsmittelwerten (vgl. Abb. 5.8). So erkennt man in Abb. 5.10 - in den mittleren Breiten vor allem im östlichen Bereich - bei führender kurzwelliger Strahlung Korrelationen von -0.4 und darunter. Da in der vorliegenden Studie die Flüsse vom Ozean in die Atmosphäre gerichtet sind, spricht dies für eine Erhöhung der SST durch hohe Einstrahlung bzw. verminderte SST durch anomal niedrige Einstrahlung. Bei einer Filterung von mehr als 100 Monaten steigt die (negative) Korrelation noch weiter an mit Werten z.T. unter -0.5 (nicht abgebildet). Lediglich im Falle der langwelligen Strahlung hat die Filterung mit Ausnahme der relativ eng begrenzten Region um Neufundland wenig Effekt (nicht abgebildet). Dies stimmt gut mit den Ergebnissen aus der Kreuzspektralanalyse überein.

## 5.3 Der Beitrag des ozeanischen Wärmetransports

### 5.3.1 Die ozeanische Wärmetransportkonvergenz

In diesem Kapitel wird die Rolle der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz für die Wärmeeflüsse untersucht. Die ozeanische Wärmetransportkonvergenz wird mit Hilfe der Deckschichttiefe aus den Modelldaten abgeschätzt. Nach der Wärmebudgetgleichung der ozeanischen Deckschicht,

$$c\rho \int_{-h}^0 \frac{\partial SST}{\partial t} dz = -Q_s - Q_e - Q_h - Q_b + Q_v,$$

werden Änderungen in der SST in Abhängigkeit der Deckschichttiefe ( $h$ ) durch Einwirkung der Flüsse an der Meeresoberfläche ( $Q_s, Q_e, Q_h, Q_b$ ) und horizontalen Transport und Entrainment im Ozean ( $Q_v$ ) hervorgerufen.  $Q_h$  und  $Q_e$  bezeichnen fühlbare und latente Wärme und  $Q_s$  und  $Q_b$  kurz- und langwellige Strahlung. Wieder sind hier alle Flussrichtungen vom Ozean in die Atmosphäre gerichtet. Die Größen  $c$  und  $\rho$  stehen für Wärmekapazität und Dichte.

Die ozeanische Wärmetransportkonvergenz (Entrainment + horizontale Transporte) lässt sich also als Residuum abschätzen, da Deckschichttiefe und die beteiligten Flusskomponenten als Monatsmittelwerte aus dem Klimamodell gegeben sind. Wieder liegt bei den folgenden Betrachtungen der Fokus auf der Wintersaison. Wegen der hohen Wärmekapazität sind große Energiemengen nötig, um die Deckschichttemperatur leicht zu erhöhen: Beispielsweise benötigt eine Erhöhung der SST um 1 Grad bei einer Deckschichttiefe von 100m im Monatsmittel  $153W/m^2$ .

Wie Abbildung 5.11 zeigt, ist erwartungsgemäß die mittlere Wärmetransportkonvergenz im Bereich des westlichen Randstromes am höchsten ( $> 100W/m^2$ ). Größenordnungsmäßig liegt dies zwischen dem mittleren latenten und fühlbaren Wärmefluss in

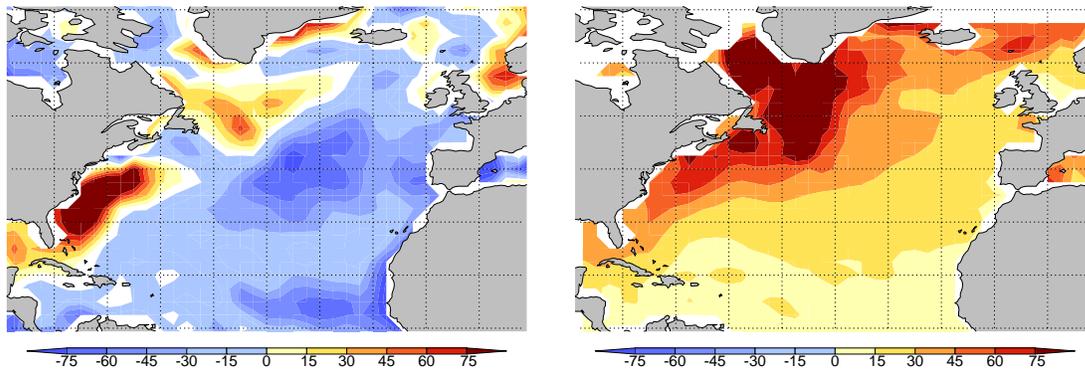


Abb. 5.11 Mittelwert der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz (links) und Standardabweichung der jahrgangbereinigten (rechts) ozeanischen Wärmetransportkonvergenz im Winter (DJFM) in  $\text{W}/\text{m}^2$  (ECHAM4/OPYC3).

dieser Region (Abb.3.1). Im östlichen Bereich des Nordatlantiks dagegen ist die Wärmetransportkonvergenz des Ozeans negativ, d.h. im Mittel wird aus dieser Region vom Ozean Wärme abgeführt. Beckenweit sind die Werte eher gering und sie erreichen nur in wenigen Gebieten Größenordnungen von über  $60 \text{ W}/\text{m}^2$ . Auch die Schwankungen unabhängig vom mittleren Jahresgang sind beträchtlich (Abb. 5.11 (rechts)) und sie sind größtenteils mehr als doppelt so stark wie die des latenten Wärmeflusses (nicht abgebildet). Dabei treten die größten Schwankungen erwartungsgemäß wieder im Randstrombereich und südlich von Grönland auf. EOF-Analysen zeigen als führendes Muster den schon aus den Analysen mit SST und latenter Wärme bekannten Tripol. Auch auf längeren Zeitskalen zeigen sich sehr ähnliche dominante Muster. Allerdings sind die erklärten Varianzen vergleichsweise gering. Beispielsweise erklärt die 1. EOF der jahrgangbereinigten Winterdaten nur 6% der Gesamtvarianz.

### 5.3.2 Die Kopplung zwischen ozeanischer Wärmetransportkonvergenz und den Wärmeflüssen

Kapitel 5.1 hat gezeigt, dass die linearen Kopplungen zwischen den Wärmeflüssen und der SST eher gering sind. Hier wird nun der Einfluss der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz auf die Wärmeflüsse untersucht. Dazu wird die Konvergenz mit den Wärmeflüssen zu verschiedenen Zeitlags korreliert.

In den mittleren und besonders in den hohen Breiten erkennt man in Abbildung 5.12 instantan eine starke lineare Kopplung zwischen der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz und dem latenten Wärmefluss. Die Korrelationen liegen in großen Gebieten deutlich über 0.5. Zu allen anderen Zeitlags sind die Korrelationen erheblich schwächer. Bei um einen Monat führender latenter Wärme ergeben sich ebenfalls relativ hohe Korrelationen in den niederen Breiten. Ein Teil der hohen Korrelationen entsteht hier-

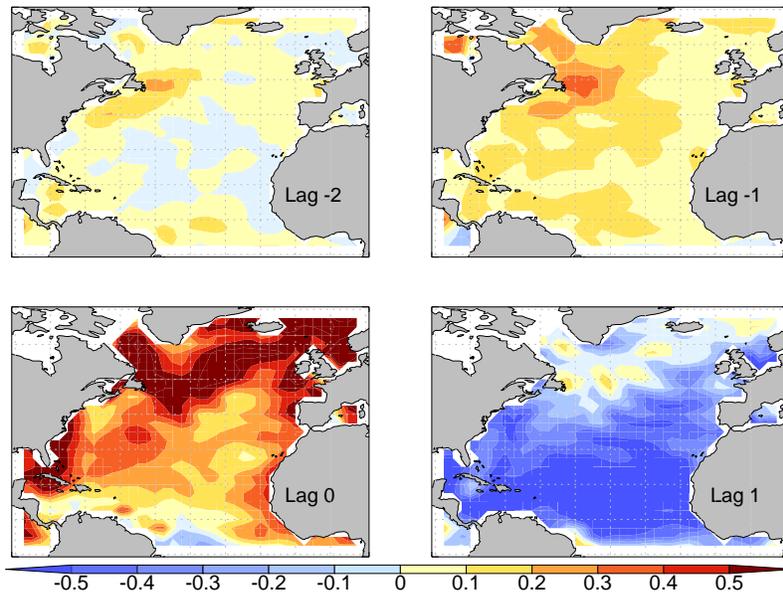


Abb. 5.12 Korrelationen zwischen ozeanischer Wärmetransportkonvergenz und latentem Wärmefluss zu verschiedenen Zeitlags (-2, -1, 0 und 1 Monat) im Winter (DJFM). Die latente Wärme führt bei positivem Zeitlag (ECHAM4/OPYC3).

bei vermutlich durch den durch anomal hohe Winde verstärkten Auftrieb vor der afrikanischen Küste. Anomal hohe Windgeschwindigkeiten führen hier also einerseits zur direkten Erhöhung der latenten Wärme und andererseits zeitverzögert zu verstärktem Aufquellen von kaltem Tiefenwasser und einer Erniedrigung der SST.

Ein ähnliches Bild wie für die latente Wärme ergibt sich für die fühlbare Wärme. Analoge Untersuchungen mit der SST anstelle der Wärmeflüsse führt zu maximalen Korrelationen zum gleichen Zeitlag, die jedoch deutlich schwächer ausgeprägt sind. Meistens liegen diese unter 0.3 und nur in den absoluten Maxima über 0.4. Insgesamt spricht dies für eine sofortige Dämpfung von SST-Anomalien durch die Wärmeflüsse. Anscheinend wird ein Großteil dessen, was durch den Ozean herantransportiert wurde, in weniger als einem Monat über die Atmosphäre abtransportiert.

Ein größenordnungsmäßiger Vergleich der latenten Wärme und der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz an einigen Testgitterpunkten (Abb. 5.14) bestätigen dieses Bild. Unklar bleibt bei den angestellten Untersuchungen, welche Prozesse im Ozean für die Wärmetransportkonvergenz verantwortlich sind. Anhand der Zeitskala kann man auf Monatsbasis jedoch mutmaßen, dass es sich überwiegend um Ekmantransport handelt (Pond und Pickard, 1983). Wir können damit schlussfolgern, dass SST-Anomalien auf monatlicher Zeitskala sowohl durch die Flüsse als auch durch Ekman-

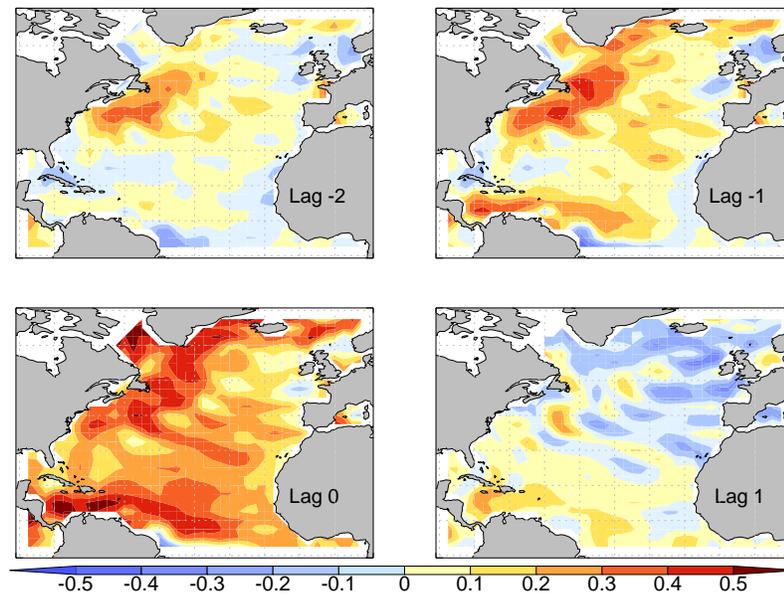


Abb. 5.13 Korrelationen zwischen ozeanischer Wärmetransportkonvergenz und SST zu verschiedenen Zeitlags (-2, -1, 0 und 1 Monat) im Winter (DJFM). Die SST führt bei positivem Zeitlag (ECHAM4/OPYC3).

transport generiert werden (vgl. Davis, 1976; Barnett, 1981). Außerdem schlägt sich ein Großteil der durch den Ozean herantransportierten Wärme nur wenig in der SST nieder, sondern wird über die Flüsse schnell an die Atmosphäre abgegeben.

Auf längeren Zeitskalen erhält man ein etwas anderes Bild. Betrachtet man das Spektrum der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz auf Monatsbasis, so ist dies im Wesentlichen blau (nicht abgebildet). Damit sind Schwankungen auf langen Zeitskalen eher gering mit Ausnahme des westlichen Randstrombereichs inclusive der Region südlich von Grönland. Zwar ist auch hier das Spektrum eher blau, es ist aber auch noch Energie auf den längeren Skalen ( $> 6$  Monate) vorhanden. Dementsprechend sieht man für tiefpassgefilterte Daten ( $> 25$  und  $> 100$  Monate) nur in diesem Bereich eine signifikante Kopplung zwischen ozeanischer Wärmetransportkonvergenz und den Wärme-flüssen (Abb. 5.15 (oben)). Gleiches gilt für die SST (Abb. 5.15 (unten)).

Die Bilder ändern sich auch nicht wesentlich, wenn die Filterung mit mehr als 25 oder mehr als 100 Monaten durchgeführt wird (nicht abgebildet). Überall ist die Korrelation positiv und stärker bei führender Wärmetransportkonvergenz als bei führendem Wärmefluss bzw. führender SST. Insgesamt sind die Korrelationen schwächer als auf Monatsbasis. Entsprechend der auf diesen Skalen hohen Korrelation zwischen

den Wärmeflüssen und der SST (Abb. 5.14), unterscheiden sich die Kopplungen mit der latenten Wärme und der SST nicht mehr stark. Die Kopplung der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz mit der latenten Wärme ist nur noch geringfügig höher als die Kopplung mit der SST (meist nicht signifikant).

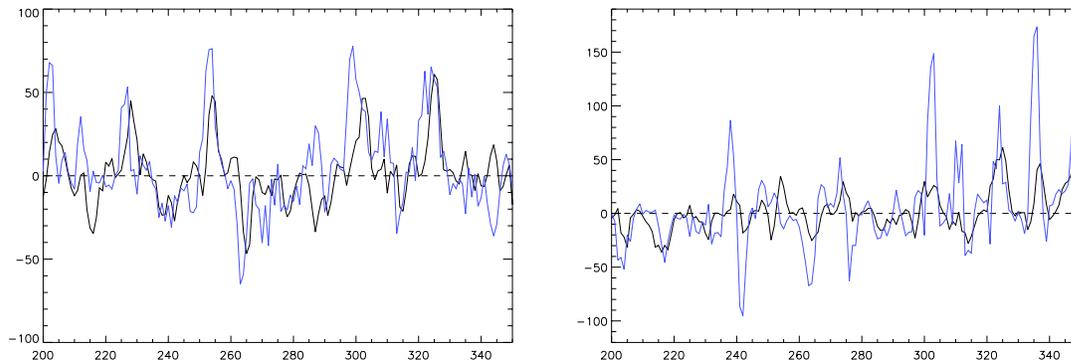


Abb. 5.14 Zeitlicher Ausschnitt (Monate) aus dem monatlichen latenten Wärmefluss (schwarz) und der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz (blau) am Gitterpunkt 35°W 50°N (links) und am Gitterpunkt 50°W 55°N (rechts) in  $W/m^2$  (ECHAM4/OPYC3).

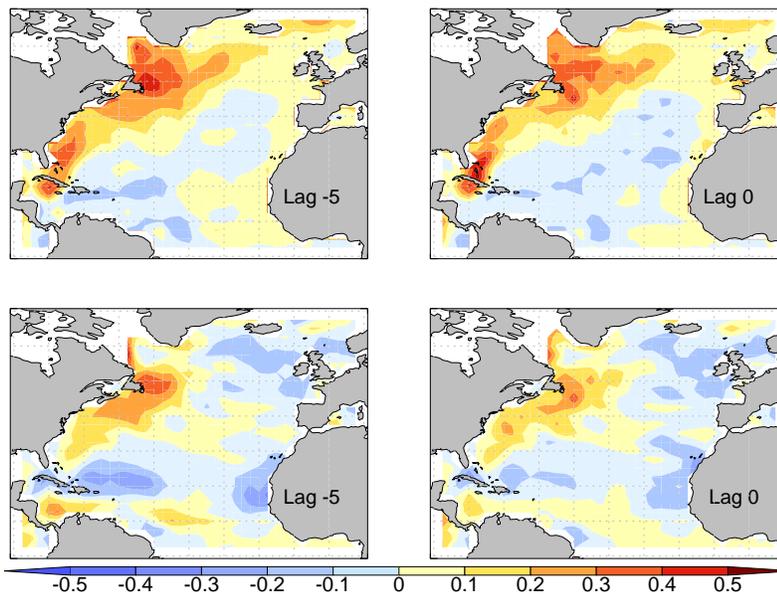


Abb. 5.15 Korrelationen zwischen tiefpassgefilterter ozeanischer Wärmetransportkonvergenz (> 25 Monate) und latentem Wärmefluss (oben) und SST (unten) zu verschiedenen Zeitlags (-5 und 0 Monate). Die ozeanische Wärmetransportkonvergenz führt bei negativem Zeitlag (ECHAM4/OPYC3).

## 5.4 Schlussfolgerung

Die vorangegangenen Untersuchungen haben gezeigt, dass auf langen Skalen (Dekaden) andere Prozesse als auf Basis von Monatsmittelwerten dominieren. Während auf kürzeren Skalen Prozesse, die multiplikativ abhängig von SST, Wind, Temperatur und Feuchte sind, die Wärmeflüsse steuern und ein Großteil der durch den Ozean herant transportierten Wärme fast instantan abtransportiert wird, sieht das Bild auf langen Zeitskalen deutlich anders aus. Der relativ starke Einfluss der SST-Anomalien auf die anomalen Wärmeflässe auf den langen Zeitskalen ( $> 100$  Monate) im Modell bietet zumindest eine Chance auf eine verbesserte Vorhersagbarkeit der atmosphärischen Zirkulation aus SST-Anomalien in den mittleren Breiten. Allerdings enthält die ozeanische Wärmetransportkonvergenz in großen Maße einen windgetriebenen Anteil. Hierdurch ist das eher blaue Spektrum der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz erklärbar. Aufgrund der zusätzlich schwachen Korrelation dieser mit der SST wäre untersuchenswert, wieviel Beitrag die meridionalen overturning Zirkulation (MOC) noch zu den SST-Anomalien liefert. Hierfür sind jedoch extrem lange Klimamodellläufe von Nöten. Insgesamt sind die dekadischen Schwankungen in der SST gering und über einen Einfluss auf die atmosphärische Zirkulation bestehen weiterhin kontroverse Ansichten (Greatbatch, 2000; Eden und Greatbatch, 2002; Wu, 2002; Selten et al, 1999).

# Kapitel 6

## Die Kopplung zwischen NAO-Index und Ozean

### 6.1 Einleitung

Eine der Kernfragen über die NAO ist die Steuerung ihrer Entstehung und ihrer Dynamik. Während die Auswirkungen relativ gut untersucht sind, ist die Dynamik noch wenig verstanden. Gegenstand intensiver Forschungsbemühungen ist nach wie vor die Rolle der Meeresoberflächentemperatur (SST). Zwar existieren Modellsimulationen, die die NAO allein mit atmosphärischen Feedbackmechanismen (James und James, 1989) oder mit nur klimatologisch variierender SST simulieren konnten (Barnett, 1985), andere Modelle reproduzieren jedoch ohne ozeanische Tiefenzirkulation keine niederfrequente Variabilität (Wu und Gordon, 2002). Fest steht, dass die NAO die nordatlantische Meeresoberflächentemperatur durch Änderungen des Windfeldes beeinflusst (Zorita et al., 1992). Viele Studien deuten zudem in Richtung einer Beeinflussung der thermohalinen Zirkulation durch NAO-abhängige Wärme- und Frischwasserflüsse (Eden und Jung, 2000; Häkkinen, 1999). Eine signifikante Rückwirkung des Ozeans auf die Atmosphäre der mittleren Breiten ist jedoch nach wie vor umstritten (Bretherton und Battisti, 2000; Rodwell et al., 1999; Kushnir, 2002; Paeth et al., 2003). Frühere statistische Analysen zeigten für diese Breiten eher einen vernachlässigbaren Einfluss von SST-Anomalien. Czaja und Frankignoul (1999, 2000) zeigten mit ihren Untersuchungen eine signifikante Kovarianz zwischen 500hPa-Höhe im Winter und SST-Anomalien 6 Monate vorher. Rodwell und Folland (2002) präsentieren ähnliche Ergebnisse. In beiden Analysen ähnelt das Antwortmuster der NAO.

Die Ergebnisse aus Modellexperimenten sind widersprüchlich (Kushnir et al., 2002). Eine Ursache hierfür sind vermutlich Nichtlinearitäten, so dass die Lage der SST-Anomalie, das Vorzeichen und der Grundzustand entscheidend sein können (Peng et al., 1995; Hall, 2001).

In den letzten Jahren werden zunehmend neben den mittleren Breiten auch Telekon-  
nektionen zwischen NAO und den Tropen untersucht (Tourre et al, 1999; Feddersen,  
2003). So geht beispielsweise die Stärke der Passate mit tropischen SST-Anomalien  
einher (Black, 1999). Außerdem scheint die Variabilität der NAO mit der Stärke der  
Nordost-Passate gekoppelt zu sein (George und Saunders, 2001). Auch der Einfluss des  
tropischen Pazifiks steht vor allem auf langen Zeitskalen zur Debatte. So zeigten Hoer-  
ling et al. (2001), dass ab 1950 beobachtete Klimaänderungen im Bereich des Nordat-  
lantiks mit fortschreitender Erwärmung tropischer SSTs im Indischen- und Pazifischen  
Ozean verbunden sind. Latif (2001, 2003) vertritt, gestützt von Modellsimulationen und  
Beobachtungen, die Hypothese, dass SST-Anomalien im tropischen Pazifik auf multi-  
dekadischen Zeitskalen über geänderte Frischwasserflüsse eine Wirkung auf die ther-  
mohaline Zirkulation haben.

Relative große Übereinstimmung herrscht darüber, dass die wirkenden Prozesse zeits-  
kalenabhängig sind (Bjerknes, 1964; Kushnir, 1994). Die NAO zeigt einige spektrale  
Peaks, beispielsweise bei 2.5 und 8 Jahren. Diese sind jedoch nicht signifikant (Wunsch,  
1999). Von daher ist die Wahrscheinlichkeit oszillatorische Moden wie zum Beispiel bei  
ENSO zu finden, gering. Trotzdem wird auf langen Zeitskalen (Dekaden und Multide-  
kaden) ein größerer Einfluss der SST-Anomalien vermutet als auf kürzeren Zeitskalen  
(Deser und Blackmoon, 1993; Latif et al., 2000; Timmermann et al. 1998; Seager et al.,  
2000). Bekannt ist, dass die Stärke der thermohalinen Zirkulation (THC) beträchtlich  
schwankt (Delworth et al., 1993). Trotzdem sind mögliche Feedbackmechanismen von  
THC-Variationen auf die Atmosphäre bisher wenig verstanden. Untersucht wird dabei  
nicht nur die Stärke der meridionale overturning Zirkulation (MOC), sondern auch die  
Position des Golfstromes. Joyce et al. (2000) stellten die Hypothese auf, dass Nord-Süd-  
Variationen der Position des Golfstromes die NAO beeinflussen könnte. Frankignoul  
(2001) folgerte jedoch mit Hilfe von Lead-Lag-Korrelationen, dass die NAO zwar die Po-  
sition des Golfstromes beeinflusst, dass die Nord-Süd-Variationen in der Position des  
Golfstromes jedoch keinen direkten Einfluss auf die Atmosphäre zu haben scheinen.

Neben dem Ozean stützen sich viele Untersuchungen auf den Einfluss der Stratosphäre  
(Baldwin et al., 2003; Baldwin und Dunkerton, 1999; Perlwitz und Graf, 1995). Im Zuge  
einer näheren Untersuchung der Wirkung der Stratosphäre auf die NAO kam zudem  
die Idee auf, dass die NAO nur ein Teil eines hemisphärischen ringförmigen Musters,  
der Arktischen Oszillation (AO) sein könnte (Thompson und Wallace, 2000). Dabei ist  
jedoch immer noch unklar, welches Muster physikalisch 'sinnvoller' ist (Ambaum et  
al., 2001; Deser, 2000). Da AO und NAO-Index hoch korreliert sind, sollte es kaum rele-  
vant sein, ob in statistischen Analysen der NAO- oder der AO-Index verwendet wird. In  
dieser Studie wird im Weiteren der NAO-Index zu Grunde gelegt, da der Fokus auf der  
Nordatlantik-Region liegt.

In der Stratosphäre sind Anomalien persistenter als in der unteren Troposphäre, so dass  
auch hier die Hoffnung auf verbesserte Vorhersagbarkeit der NAO besteht (Baldwin et  
al., 2003). Zwar sind bis heute signifikante, statistische Zusammenhänge nachgewie-  
sen, trotzdem bleibt unklar in welche Richtung Ursache und Wirkung gehen und was

der Feedbackmechanismus ist (Wanner, 2001). Außerdem beschränkt sich die mögliche Vorhersagbarkeit der NAO mit Hilfe der Stratosphäre auf einige Monate. Die Speicherkapazität der Ozean ist dagegen ungleich viel größer und die weiteren Untersuchungen dieser Studie fokussieren daher die Rolle des Nordatlantiks.

Kodera et al. (1999) schlägt eine Synthese beider Mechanismen vor. Er stellt die Hypothese auf, dass sich in bestimmten Zeiten ein globaler Mode auswirkt, der zu einem hemisphärischen Muster im Sinne der AO führt, und zu anderen Zeiten ein lokaler Mode dominiert, in dem eher lokale Faktoren die NAO beeinflussen. Auch andere Studien beschäftigen sich mit der Nicht-Stationarität der Beziehung zwischen NAO-Index und SST (Walter et al., 2002; Rodwell, 2002). Vor allem, die von Hilmer und Jung (2000) festgestellte Verschiebung der NAO-Zentren um 1980 gibt Anlass über den Regimecharakter der NAO zu spekulieren (Lu und Greatbatch, 2002; Kodera et al., 1999). Allerdings sind die bisher zur Verfügung stehenden Datenreihen relativ kurz, um nicht-stationäre Hypothesen untermauern zu können.

Um die Frage des Einflusses des Nordatlantiks auf die NAO näher zu beleuchten, werden im Folgenden Kreuzkorrelationen zwischen SST und der NAO betrachtet und die Ergebnisse werden mit anderen Arbeiten verglichen. Um ein klareres Bild zu bekommen, werden dabei immer auch die Korrelationen der NAO mit den Wärmefläüssen im Vergleich herangezogen. Auch Nicht-Stationaritätsannahmen und der Einfluss der ozeanischen Wärmetransportkonvergenz werden überprüft. Zusätzlich wird die Wirkung des SST-Gradienten im Bereich des Golfstromes untersucht, da dieser einen signifikanten Einfluss auf die Zyklogen zu haben scheint (Zolina und Gulev, 2003). Nach den Ergebnissen aus Kapitel 4 könnte man daher auch einen Einfluss auf die NAO vermuten.

### 6.1.1 Theoretische Überlegungen

Um die atmosphärische Antwort auf extratropische SST-Anomalien theoretisch zu erfassen, wird bei Kushnir et al. (2002) eine Hierarchie von Modellen aufgelistet. Dabei wird die Antwort auf eine thermische Anomalie an der Meeresoberfläche mit Hilfe der Höhe des 500hPa-Niveaus gemessen. Die Standardabweichung der internen Variabilität dieser Größe liegt in den mittleren Breiten zwischen 50 und 100m. Eine Schätzung der größten, aus SST-Anomalien der mittleren Breiten entstehenden atmosphärischen Störung wird aus der vertikalen Integration der hydrostatischen Gleichung gewonnen. Für eine Temperaturanomalie von 1 Kelvin, liegt der barokline Beitrag zur Anomalie im 500hPa-Niveau bei 20m. Der barotrope Anteil, falls existent, würde dem möglicherweise noch  $\pm 7m$  hinzufügen. Insgesamt ist das Signal somit kleiner als die interne Variabilität dieser Größe.

In der linearen quasigeostrophischen Theorie, ist eine positive Wärmeanomalie eine Quelle potentieller Vorticity in den Schichten unterhalb der maximalen Wärmezufuhr,

während sie darüber als Senke wirkt. Die vertikal aufintegrierte potentielle Vorticity resultierend aus einer Wärmequelle ist genau Null. Die Wärmequelle kann somit nicht direkt zu einem barotropen Response führen.

Bei Betrachtung der thermodynamischen Energiegleichung, die in den unteren Schichten der Troposphäre die Antwort auf eine Wärmeanomalie bestimmt (Hoskins und Karoly, 1981), wird die Erwärmung durch entweder zonale oder meridionale Temperaturadvektion abhängig von der Lage der Wärmequelle in der Troposphäre ausgeglichen. Für eine Wärmequelle, die einen großen Teil der Troposphäre erfasst, überwiegt meridionale Advektion, was eine stromabwärtige Verschiebung des Oberflächentiefs erfordert. Für eine sehr flache Wärmequelle wird nach Hoskins und Karoly (1981) auch zonale Advektion mit einer warmen Zyklone östlich der Wärmequelle benötigt. In den oberen Schichten dominiert die Vorticitygleichung die Balance und die Senke in der potentiellen Vorticity kann durch zonale oder meridionale Vorticity-Advektion ausgeglichen werden. Eine typische horizontale Ausdehnung einer SST-Anomalie impliziert ein Tief westlich der Wärmequelle und einen starken abwärtsgerichteten Wind.

Sobald das lineare Modell realistischer gemacht wird, indem man zu einem linearisierten primitiven Gleichungsmodell auf einer Sphäre mit realistischen, räumlich variierenden Grundzustand und komplexen Wärmequellen übergeht, werden die Lösungen entsprechend komplizierter. Verschiedene Studien hierzu ergaben Übereinstimmung mit den vorangegangenen Experimenten in der vertikalen Struktur der Reaktion der Atmosphäre. Trotz des zonal asymmetrischen Grundzustandes, ergibt sich das gleiche oberflächennahe Tief und das stromabwärts verschobene Hoch wie in dem vorangegangenen Ansatz (Hoskins und Karoly, 1981; Hendon und Hartmann, 1982; Valdes und Hoskins, 1989; Ting and Peng, 1995; Peng and Whitacker, 1999). Allerdings zeigen GCM-Experimente mit unterliegenden SST-Anomalien einen größeren Response, als die linearen Modelle, so dass Nichtlinearitäten in Betracht gezogen werden müssen. Hall (2001) konstruierte ein einfaches Modell, indem er empirisch abgeleitete zeitunabhängige Antriebsterme zu einem voll nicht-linearen 'trockenen' primitiven Gleichungsmodell hinzufügte. Dies führt zu einem Modell mit im Mittel realistischen Jets and Stromtracks. Für eine aufgesetzte Wärmeanomalie in den mittleren Breiten im Pazifik erhielt er für einen realistischen Rahmen der Amplitude ein zur Amplitude der Wärmequelle proportionalen transienten Eddytrieb. Die Antwort auf Erwärmung und Abkühlung ist dabei nahezu antisymmetrisch, solange die Amplituden nicht zu groß werden. Variiert man die Position der Wärmequelle, tendiert die lineare Antwort mit der Wärmequelle zu wandern. Der Eddy getriebene nicht-lineare Teil dagegen bleibt räumlich relativ konstant und variiert nur in der Amplitude.

Quasi als Fortsetzung der theoretischen Überlegungen, wurden zudem GCM-Experimente mit vorgeschriebenen SST-Anomalien durchgeführt. Hierbei wurden in der Regel die SST-Klimatologie samt Eisbedeckung eines bestimmten Monats vorgeschrieben und zudem eine SST-Anomalie als Störung hinzugefügt. Die gestörten Experimente wurden mit einem Ensemble ungestörter Experimente verglichen. Die Resultate solcher Experimente sind jedoch sehr verschieden. Als Grund wies Peng (1995) erst-

mals auf die Wichtigkeit des klimatologischen Hintergrundzustandes hin. Eine wichtige Rolle wird, wie schon in Halls theoretischen Überlegungen, in der Lage der SST-Anomalie relativ zum Polarjet vermutet, wobei die Unterschiede vor allem aus der unterschiedlichen Reaktion der transienten Eddyflüsse zu resultieren scheinen (Ting und Peng, 1995, Peng und Whitaker, 1999). Ein weiterer Faktor sind große Unterschiede in der internen Variabilität der verschiedenen Klimamodelle (Peng und Robinson, 2001).

## 6.2 Statistische Untersuchungen der Kopplung zwischen monatlichem NAO-Index und SST-Anomalien

Auf Grund der Ergebnisse der vorangegangenen Kapitel erwarten wir, dass auf monatlicher und saisonaler Basis mit Hilfe von statistischen Methoden ein Einfluss von SST-Anomalien auf den NAO-Index eher schwierig nachzuweisen sein dürfte. Erstens wurde in Kapitel 5 gezeigt, dass auf dieser Zeitskala die Kopplung zwischen SST und den Wärmeflächen an der Meeresoberfläche gering ist, und zweitens wurde in Kapitel 4 ein entscheidender Einfluss der Zyklonenzugbahnen auf den NAO-Index nachgewiesen. Von daher würden wir, falls überhaupt, eher eine instantane und eventuell nicht-lineare Reaktion der NAO auf Änderungen der Meeresoberflächentemperatur erwarten. Bei einer instantanen Reaktion sind allerdings rein statistisch Ursache und Wirkung oft schwer oder gar nicht trennbar, zumal der NAO-Index erst auf Basis von Monatsmittelwerten existiert. Eine weitere Schwierigkeit bei der statistischen Analyse ist die in Kapitel 5.2 erwähnte, möglicherweise entscheidende Nicht-Stationarität der atmosphärischen Antwort auf SST-Anomalien.

Korrelationsanalysen zwischen SST-Anomalien und NAO zeigen bei um 1 und 2 Monate führender SST erwartungsgemäß nur schwache Korrelationen (Abb. 6.1). Auch in den Tropen sind bei führender SST bis zum Zeitlag -10 Monate keine signifikanten Korrelationen mit der NAO erkennbar (nicht abgebildet). Analysiert wurde der monatliche NAO-Index im Winter, während die SST ganzjährig zu den betreffenden Zeitlags betrachtet wurde. Das 95%-Signifikanzniveau für die Korrelationen liegt bei  $\pm 0.12$ . Dieser Wert berücksichtigt jedoch nicht die zeitliche Entwicklung der Autokorrelationen in den beteiligten Größen. Instantan und bei führender NAO erkennt man das schon seit Bjerknes (1964) bekannte Tripolmuster, das mit Hilfe des durch die NAO veränderten Windfeldes und damit verbundenen anomalen Flüssen erklärbar ist. Das schwache Tripolmuster bei um einen Monat führender SST ist dabei vermutlich auf die Autokorrelation der SST zurückzuführen (vgl. Modell I in Kapitel 2). Sollte genau dieses Muster instantan auf die NAO zurückwirken, so ist dies statistisch schwer nachzuweisen. Bei Betrachtung der Flüsse erkennt man zum Zeitlag 0 das gleiche Tripolmuster wie in der SST mit umgekehrtem Vorzeichen. Die Betrachtungen in Kapitel 5 haben gezeigt, dass die Wirkung der Wärmeflüsse auf die SST mit einer gewissen Zeitverzögerung stattfindet. Es ist daher erklärbar, dass die größten Korrelationen zwischen NAO und SST bei um einen Monat führender NAO beobachtet werden (Abb. 6.1). Bei führender laten-

ter Wärme ist das Muster im Vergleich zum Zeitlag 0 leicht nach Westen verschoben, wobei der nördliche Pol am ausgeprägtesten ist. Südlich von Grönland und östlich von Neufundland liegt die positive Korrelation über 0.3. Rein statistisch ist jedoch nicht entscheidbar, ob diese Korrelation einen Einfluss der Wärmeflüsse auf die NAO widerspiegelt oder ob diese Korrelationen durch die zumeist ostwärts gerichtete Zugbahn der synoptischen Systeme zustandekommt. Es findet sich aber auf jeden Fall kein entsprechendes Muster in der SST, das diese Flussanomalien antreiben könnte, weil dieses genau umgekehrtes Vorzeichen zu dem Tripol zum Zeitlag 0 haben müsste. Die anomalen Flüsse könnten aber durchaus durch ozeanische Prozesse, wie z.B. die ozeanische Wärmetransportkonvergenz beeinflusst werden (vgl. Kapitel 5). Insgesamt kann man in obigen Untersuchungen über geänderte Wärmeflüsse einen deutlichen Einfluss der NAO auf die SST erkennen. Es kann jedoch kein Einfluss der SST-Anomalien auf die atmosphärische Zirkulation abgeleitet werden. Eine nicht-lineare oder nicht-stationäre Wirkung kann jedoch nicht ausgeschlossen werden.

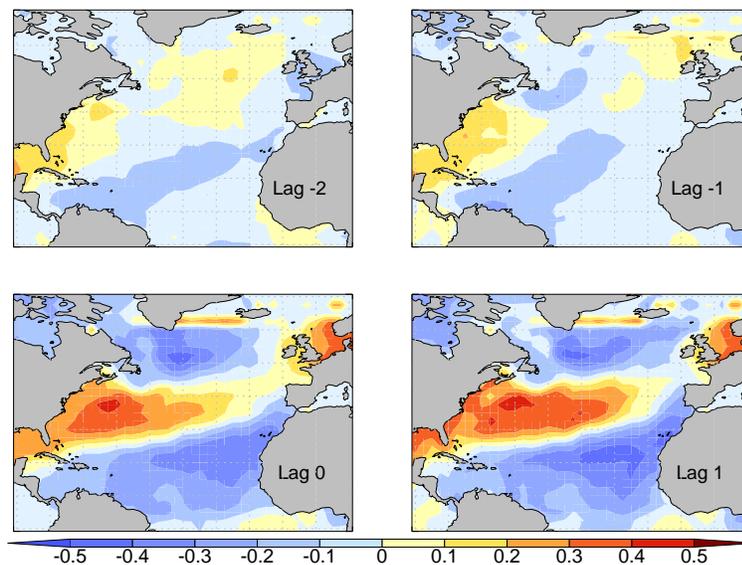


Abb. 6.1 Korrelation zwischen winterlichem monatlichem NAO-Index und SST -Anomalien zu verschiedenen Zeitlags in Monaten (DJFM, NCEP/NCAR+Reynolds). Die SST führt bei negativem Zeitlag.

Czaja und Frankignoul (1999, 2002) fanden mit Hilfe von detaillierten Maximum Kovarianz Analysen auf der Basis von Monatsmittelwerten von Anomalien des 500hPa-Niveaus und der SST einen signifikanten Einfluss eines SST-Musters. Die Muster ähneln stark der NAO und dem durch die NAO generierten Tripolmuster in der SST. Die Autoren schließen demnach auf ein positives Feedback zwischen der NAO und dem durch die NAO generierten Tripolmuster. Die signifikanten Korrelationen wurden in der Analyse bei den um 6 Monate führenden SST-Anomalien festgestellt. Dabei kann

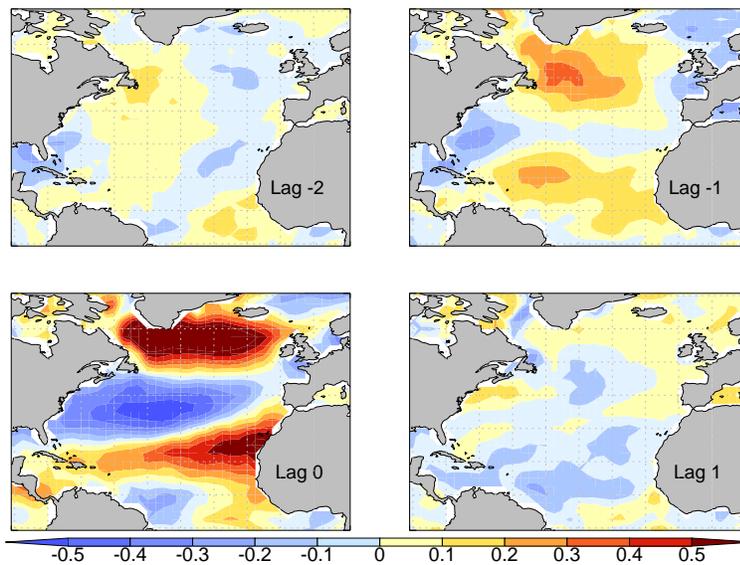


Abb. 6.2 Korrelation zwischen winterlichem monatlichem NAO-Index und Anomalien des latenten Wärmeflusses zu verschiedenen Zeitlags in Monaten (DJFM, NCEP/NCAR). Die NAO führt bei positivem Zeitlag.

man die Autokorrelation der beteiligten Größen in derartige Tests nicht mit einbeziehen, da einerseits eine hohe Autokorrelation der beteiligten Größen zufällige hohe Korrelationen zu dem betreffenden Zeitlag bedingen kann, andererseits hohe Korrelationen der beteiligten Größen auch wieder auf die Autokorrelation wirken. Es ist also nicht vollkommen auszuschließen, dass die beteiligten Muster rein zufällig durch die Autokorrelation der NAO zustande kommt, die nicht durch die SST bedingt sein muss. Nach der Argumentation der Autoren kommt der Zeitlag durch die hohe Persistenz der SST-Anomalien und ein entgegengesetztes Signal aus den Tropen zustande. Das tropische Signal lässt die Korrelation bei geringeren Zeitlags nicht so stark sichtbar werden. Rodwell und Folland (2002) kamen bei der Analyse des saisonalen NAO-Indexes und der monatlicher SST zu ähnlichen Ergebnissen. Allerdings war der Zusammenhang bei der Untersuchung der Daten der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts bedeutend geringer und die Autoren folgern, dass die Änderung in der saisonalen Vorhersagbarkeit mit der Stärke der dekadischen Oszillation verknüpft sein könnte.

Diese Ergebnisse passen zu denen aus Kapitel 4 - die NAO bedeutet im Wesentlichen eine Verschiebung der Zyklonenzugbahnen - zusammen mit der Annahme, dass sich SST-Gradienten (insbesondere im Bereich des Golfstromes) auf die Entwicklung von Zyklonen auswirken (Sinclair, 1997; Zolina und Gulev, 2003). Die klimatologischen SST-Gradienten überschreiten hier teilweise  $3^{\circ}\text{C}$  pro  $100\text{km}$  (Zolina und Gulev, 2003), was ein bedeutendes Klimasignal darstellen könnte. Das Tripolmuster in Verbindung mit der NAO könnte zu einer Verstärkung des SST-Gradienten besonders im Bereich des Golfstromes führen.

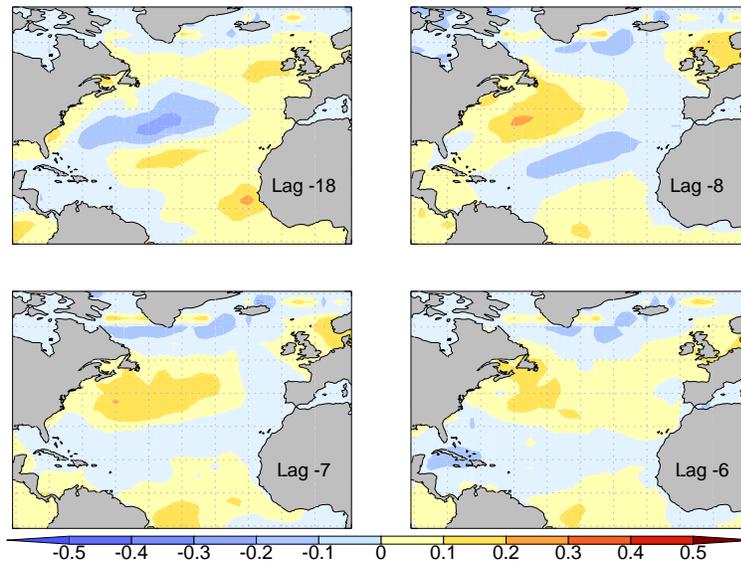


Abb 6.3 Korrelation zwischen winterlichem monatlichem NAO-Index und SST-Anomalien bei führender SST zu verschiedenen Zeitlags in Monaten (DJFM, NCEP/NCAR + Reynolds).

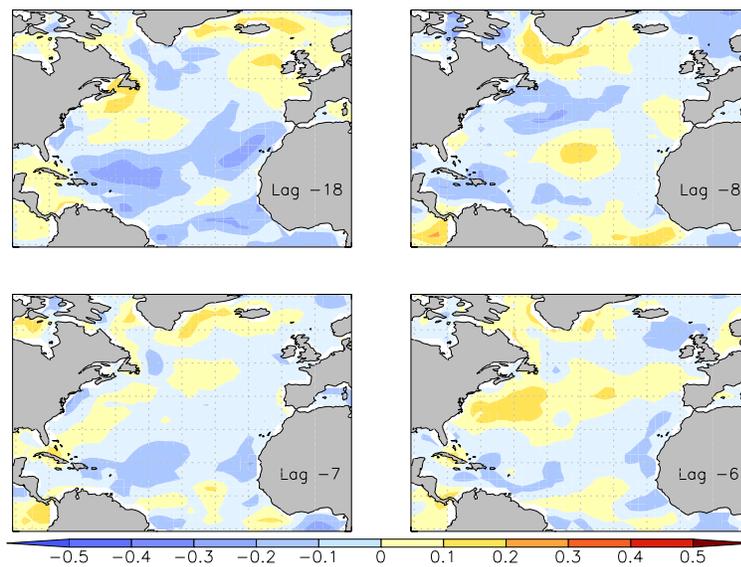


Abb 6.4 Korrelation zwischen winterlichem monatlichem NAO-Index und Anomalien des latenten Wärmeflusses bei führender latenter Wärme zu verschiedenen Zeitlags in Monaten (DJFM, NCEP/NCAR + Reynolds).

Andererseits zeigt die Betrachtung von Lag-Korrelationen zwischen monatlichem winterlichem NAO-Index und vorangehenden SST-Anomalien auch zu anderen Zeitlags, zum Beispiel bei um 18 Monate führender SST, signifikante Korrelationen (Abb. 6.3). Außerdem erkennt man bei Betrachtung der Korrelation zwischen latentem Wärmefluss und NAO-Index (Abbildung 6.4) zu den Beispielzeitlags -6 und -7 Monate keine signifikanten Korrelationen. Nur bei um 18 und 8 Monate führender latenter Wärme sind signifikante Bereiche erkennbar. Diese Muster haben jeweils umgekehrte Vorzeichen als die SST-Muster, was dafür spricht, dass die Muster in der SST durch anomale Wärmeflüsse verursacht werden, und nicht dafür, dass die SST über die Flüsse auf die Atmosphäre wirkt.

Auf der anderen Seite wird die Wichtigkeit des Tripols auch in anderen Analysen betont. Peng (2002) führte große Ensembles an GCM-Experimenten durch (100 Mitglieder), um die atmosphärische Antwort auf den Nordatlantischen SST-Tripole zu untersuchen. Die Antwort variiert saisonal und scheint von der internen Variabilität des Modells abzuhängen. Nur von Februar bis April ist die Antwort ein starkes NAO-Muster. Außerdem ist diese signifikant verschieden für positive und negative Tripolmuster. Insgesamt ist die tatsächliche Relevanz des Musters also schwer statistisch entscheidbar und es besteht weiterer Forschungsbedarf.

### **6.3 Nicht-Stationaritäten im Zusammenhang zwischen NAO und SST**

Oft werden Nicht-Stationaritäten in der Beziehung zwischen NAO und SST mit Perioden vermehrter oder verminderter dekadischer Variabilität in Verbindung gebracht (Rodwell und Folland, 2002; Walter und Graf, 2002). Diese war Ende des 20igsten Jahrhunderts stärker ausgeprägt als am Anfang und in der Mitte das Jahrhunderts. Außerdem gibt die Verschiebung der Zentren der NAO in den 70iger Jahren (Hilmer und Jung, 2000) Anlass über einen Regimewechsel zu spekulieren. Die Verschiebung der Zentren der NAO bewirkte in der ersten Hälfte des Jahrhunderts Kaltlufteinbrüche und vermehrten Eisexport im nordwestlichen Teil des Nordatlantiks, während sich beides ab Mitte der 70iger Jahre nach Osten verschoben hat (Hilmer und Jung, 2000). In der 2ten Periode ist eher der Eisexport durch die Framstraße erhöht, während dies in der ersten Periode eher westlich von Grönland der Fall war. Daher kann man vermuten, dass in der ersten Periode eher eine Rückwirkung der geänderten SSTs auf die NAO stattfand als in der zweiten Periode, da in der ersten Periode die Zyklonenentstehungsgebiete am meisten beeinflusst wurden.

In dieser Studie wurden daher die Perioden 1950-1965 und 1977-1999 gewählt, um für diese Zeiträume gesondert Kreuzkorrelationen zwischen SST und NAO zu verschiedenen Zeitlags zu berechnen. Die Zeiträume sind exemplarisch und sollen sowohl die wechselnde Stärke der dekadischen Variabilität als auch die Verschiebung der NAO be-

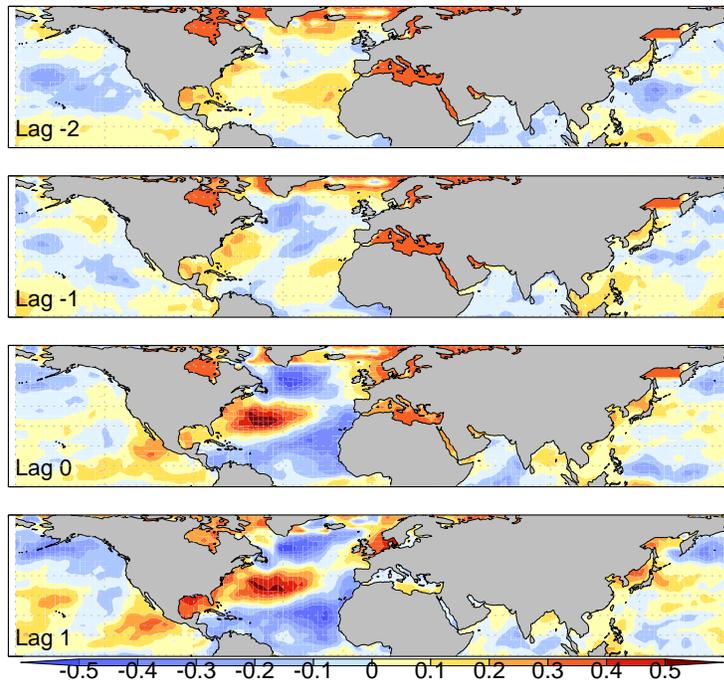


Abb 6.5 Korrelation zwischen Winter-NAO-Index und SST zu verschiedenen Zeitlags (-2, -1, 0 und 1 Monat) in dem Zeitraum 1950-1965. Die SST führt bei negativen Zeitlags.

rücksichtigen. Eine leichte Variation der Zeiträume ändert die Ergebnisse nicht. Ausgegangen wurde dabei wieder von der monatlichen Winter-NAO. Durch die relativ geringe Anzahl an Daten liegt das 95%-Signifikanzniveau in der ersten Periode relativ hoch bei  $\pm 0.28$ . In der zweiten Periode ist dieser Wert etwas geringer.

Der Vergleich der Korrelationen in Abbildung 6.5 und 6.6 zeigt, dass die Muster im Nordatlantikraum ähnlich aussehen. Bei den instantanen Korrelationen erstreckt sich der mittlere Pol während der 2. Periode weiter nach Europa, was mit der Verschiebung der NAO-Zentren übereinstimmen würde. Unterschiede in der Intensität der Muster sind nicht signifikant. Bei führender SST erkennt man im Zeitraum 1950-1965 westlich von Grönland/ östliche von Neufundland etwas stärkere, weiträumigere Korrelationen als in der Periode 1977-1999. Auch die positive Korrelation vor der Ostküste der USA erscheint etwas stärker als in der zweiten Periode. Es kann also durch die Betrachtung der Muster in der ersten Periode eher ein Einfluss von SST-Anomalien als in der zweiten Periode vermutet werden. Allerdings sind die Unterschiede in den Mustern schwach und kaum signifikant. Außerdem ist durch rein statische Betrachtung schwer entscheidbar, ob das Muster rein durch die Autokorrelation der SST zustande kommt, oder ob ein positiver Feedback involviert ist. Zur abschließenden Klärung der Frage wären daher

zusätzliche Untersuchungen, wie zum Beispiel Modellstudien, nötig. Die hier abgebildeten Korrelationen können dabei Hinweise auf mögliche Mechanismen geben.

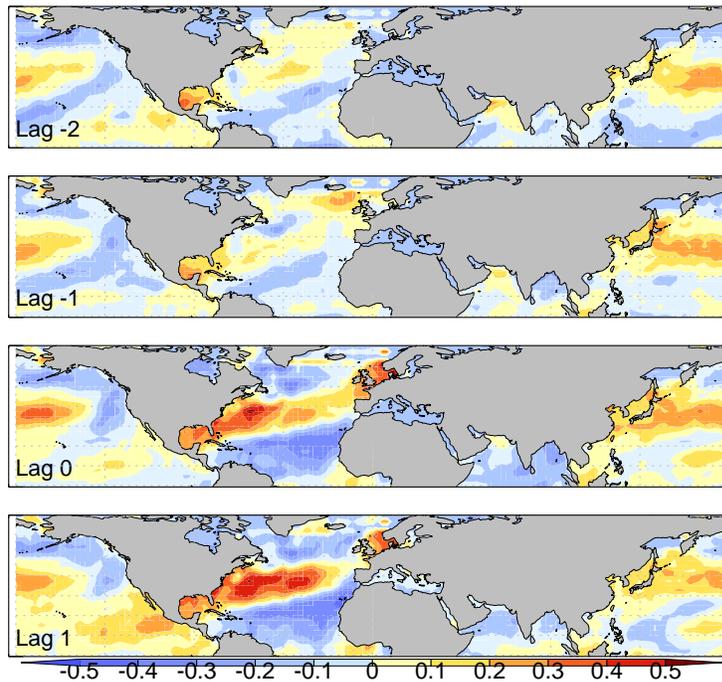


Abb 6.6 Korrelation zwischen Winter-NAO-Index und SST zu verschiedenen Zeitlags (-2, -1, 0 und 1 Monat) in dem Zeitraum 1977-1999. Die SST führt bei negativen Zeitlags.

## 6.4 Der Einfluss der SST-Gradienten

Bisherige Forschungsergebnisse zeigen, dass für die Zyklonenaktivität am ehesten starke SST-Gradienten in der Golfstromregion entscheidend sind (Zolina und Gulev, 2003). Nach den Ergebnissen aus Kapitel 4, wonach die NAO stark von den Zyklonenzugbahnen und der Zyklonenaktivität abhängt, könnte man einen Zusammenhang zwischen den SST-Gradienten und der NAO erwarten. In Abbildung 6.7 sind die mittleren Gradienten der Temperatur der oberen Ozeanschicht in den Wintern 1969 und 1989 abgebildet. 1969 war ein Winter mit ausgeprägt niedrigem und 1989 mit ausgeprägt hohem NAO-Index. Die Gradienten wurden als Beträge der zonalen und meridionalen Gradienten der Temperatur der obersten Ozeanschicht (SSST) aus auf Basis von täglichen Daten von NCEP/NCAR berechnet (vgl. Kapitel 3.3). Anschließend wurden Monats- und saisonale Mittelwerte berechnet. Die Gradienten sind im Allgemeinen klein und liegen im offenen Ozean deutlich unter 1K/100km. Erhöhte Gradienten findet man in

der Golf- und Nordatlantikstrom-Region, an der Eiskante und an den Küsten. In den beiden Beispielwintern erkennt man deutlich die Zone mit extremen Gradienten im Bereich des Golfstromes und des Nordatlantikstroms, wo die Werte teilweise Werte von  $3\text{K}/100\text{km}$  übersteigen. Die Gradienten sind in dem Winter 1989 stärker ausgeprägt als in dem Winter 1969. Noch extremere mittlere Gradienten findet man in beiden Wintern an der Eiskante. Im Winter 1989 liegt die Eiskante in der Labradorsee weiter im Süden und östlich von Neufundland treten extremere Gradienten auf als 1969. Gut sichtbar ist dies auch bei Betrachtung der Anomalien des SSST-Gradienten in Abbildung 6.8.

Im weiträumigen Bereich um Neufundland erkennt man im Winter 1969 negative Anomalien in den SSST-Gradienten. Das selbe Bild ergibt sich bei einer Kompositeanalyse mit den 5 Wintern der niedrigsten NAO-Indizes (nicht abgebildet). In den Wintern mit hohem NAO-Index erkennt man eher positive Anomalien im Bereich der Eiskante und des Golf-bzw. Nordatlantikstroms. In Wintern mit hohem NAO-Index scheinen die Gradienten somit extremer zu sein als in Wintern mit niedrigem NAO-Index.

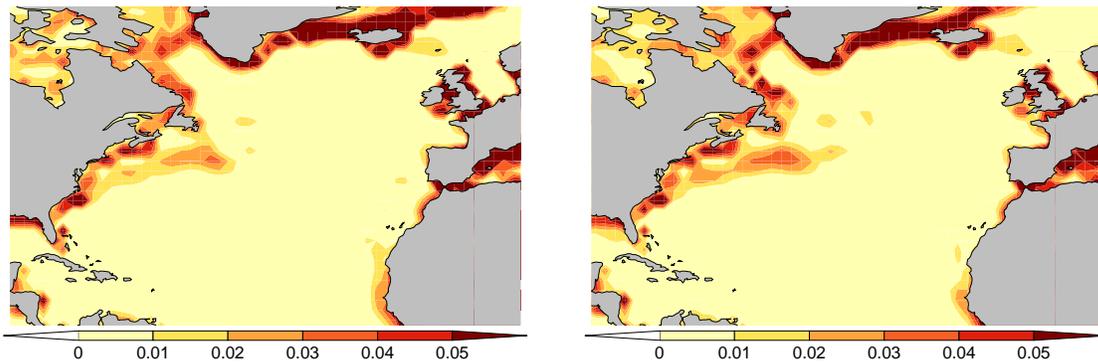


Abb 6.7 Mittlerer SSST-Gradient in den Beispielwintern 1969 (links) und 1989 (rechts) in  $^{\circ}\text{C km}^{-1}$ .

Bei detaillierteren Analysen stellen die räumlich stark variablen Muster ein Problem dar. Die Lage des Golfstromes und des Nordatlantikstroms und damit auch die Lage der hohen SSST-Gradienten sind räumlich nicht fixiert (Frankignoul, 2001). Da die stärksten Gradienten meistens südlich von Neufundland auftreten, wird im Folgenden die erste EOF in einem Gebiet ( $61^{\circ} - 47^{\circ}\text{W}$ ,  $40^{\circ} - 45^{\circ}\text{N}$ ) südlich von Neufundland betrachtet (Gebiet 1) und mit dem NAO-Index zu verschiedenen Zeitlags korreliert. Die gleiche Analyse wurde mit den Gradienten in einem Gebiet (Gebiet 2) nordöstliche von Neufundland ( $53^{\circ} - 45^{\circ}\text{W}$ ,  $48^{\circ} - 55^{\circ}\text{N}$ ) durchgeführt. In diesem Gebiet kommen starke Gradienten infolge des Eiseinflusses zustande und auch hier zeigen sich deutliche interannuale Fluktuationen. Eine leicht veränderte Wahl der Gebiete führt zu keiner signifikanten Veränderung der Ergebnisse. Die ersten EOF's sind in Abbildung 6.9 ab-

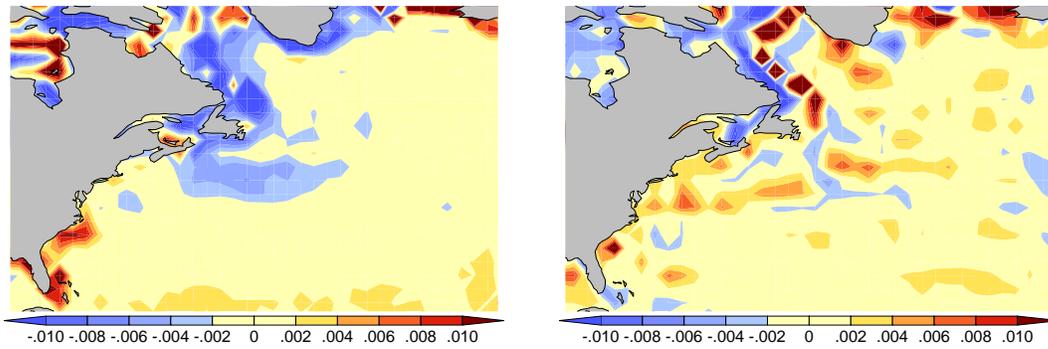


Abb 6.8 Mittlere Anomalie im SSST-Gradienten in den Beispielwintern 1969 (links) und 1989 (rechts) in  $^{\circ}\text{C km}^{-1}$ .

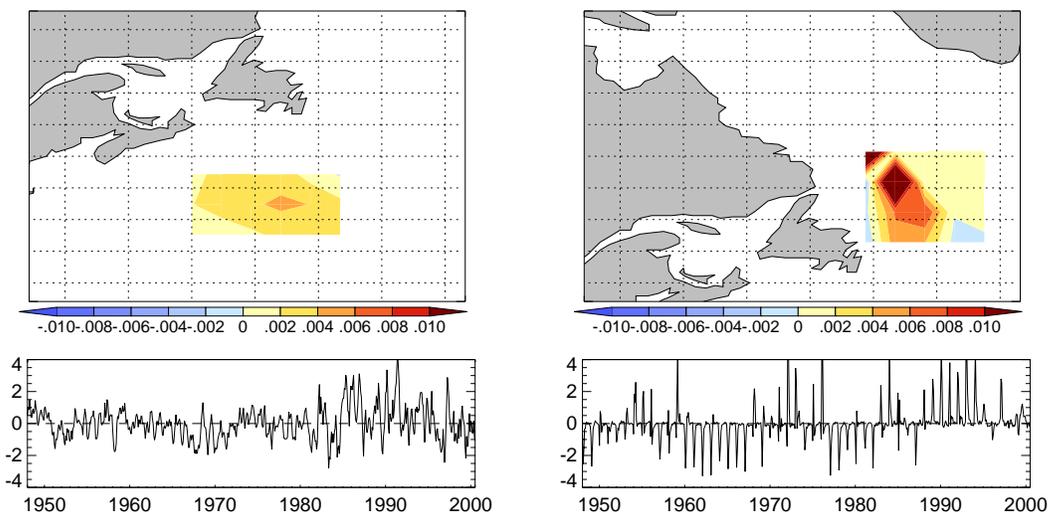


Abb. 6.9 Erste EOF der Anomalien im SSST-Gradienten in der Region südlich von Neufundland (links) und nordöstlich von Neufundland (rechts)

gebildet. Die erklärten Varianzen liegen in beiden Gebieten bei 40%. Beide EOFs zeigen positive Muster und spiegeln damit eine Verstärkung der Gradienten wider. Die Korrelationen mit der NAO sind in Abbildung 6.10 gezeigt.

Die Kreuzkorrelation zwischen den ersten PCs der anomalen SSST-Gradienten und der NAO zeigen für beide Gebiete signifikante positive Korrelationen zum Zeitlag 0 (Abb. 6.10). Diese liegen in bei 0.3-0.4. Zu den Zeitlags  $\pm 1 - 2$  Monate fallen die Kreuzkorrelationsfunktionen gleichmäßig zu beiden Seiten hin ab und es bestehen keine signifikanten Unterschiede zwischen führenden Gradienten und führender SSST. Es kann also mit Hilfe dieser Analyse nicht zwischen Ursache und Wirkung unterschieden werden. Bemerkenswert sind in beiden Fällen die positiven Korrelationen zu den Zeitlags

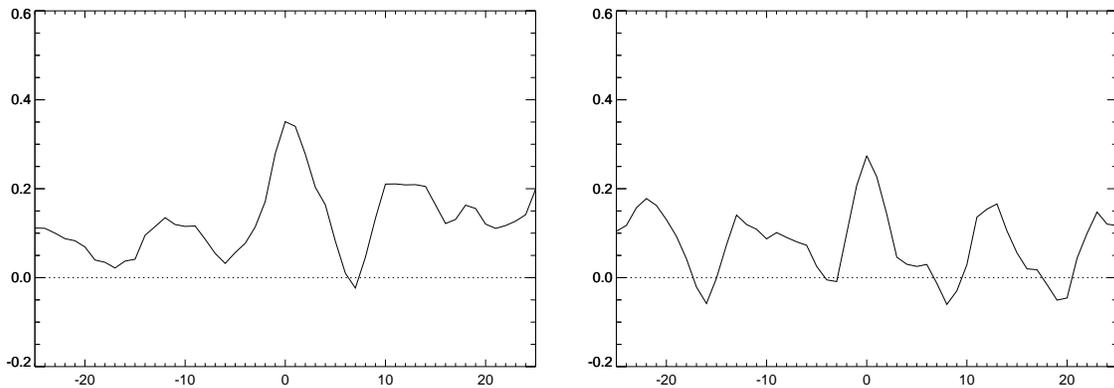


Abb 6.10 Korrelation zwischen der Winter-NAO und der ersten EOF der Anomalien im SSST-Gradienten im Gebiet 1(links) und der ersten EOF der Anomalien im SSST-Gradienten in Gebiet 2 (rechts) zu verschiedenen Zeitlags in Monaten. Die NAO führt bei positivem Zeitlag.

-12 und 12 und, in abgeschwächter Form, bei -24 und 24 Monaten. Dies befindet sich in Übereinstimmung mit der bekannten Winter-zu-Winter-Persistenz der NAO (Jung, 2000). Es ist also auch hier rein statistisch nicht entscheidbar, ob die Korrelationen durch die Winter-zu-Winter-Persistenz der NAO ausgelöst werden, oder ob die scharfen Gradienten für die Persistenz der NAO verantwortlich sind. Bei Korrelationen zwischen SSST-Anomalien und NAO ist jedoch keine derartige Persistenz der Korrelationen zu beobachten. Außerdem weist vor allem die PC des zweiten Gebietes, die die starken Gradienten nordöstlich von Grönland widerspiegelt, vor allem auf niederfrequente Variabilität hin (Die Gradienten sind hier wegen des Eisrückgangs im Sommer naturgemäß nur im Winter zu beobachten). Im Gegensatz zur eher niederfrequenten Variabilität der SSST-Gradienten, hat die Atmosphäre ein kurzes Gedächtnis, so dass eine Wirkung der SSST-Gradienten auf die NAO wahrscheinlicher scheint als umgekehrt.

Andererseits würde man auch vermuten, dass vermehrte Zyklonenaktivität in dem betrachteten Gebiet durch anomale Wärmeflüsse eine Wirkung auf den SSST-Gradienten im Bereich des Golf- und Nordatlantikstroms hat. Auch der Eisexport durch die Davisstrasse kann durch die geänderten Windverhältnisse angeregt werden. Insgesamt wäre ein positives Feedback zwischen den SSST-Gradienten und der NAO denkbar. Rein statistisch ist ein derartiger Zusammenhang schwer nachweisbar, da von der Atmosphäre einerseits eine nahezu instantane Reaktion erwartet wird und andererseits die NAO erst auf Zeitskalen von über einem Monat existiert.

## 6.5 Niederfrequente Schwankungen

Um einen Überblick über die entscheidenden Zeitskalen der Kopplung von SST-Anomalien und der NAO zu erhalten, wurden Kreuzspektralanalysen durchgeführt. Problematisch ist dabei, dass bei Betrachtung von Monatsmittelwerten das ganze Jahr betrachtet werden muss und schwerlich nur die Wintermonate extrahiert werden können. Daher findet man auf kurzen Zeitskalen geringere Zusammenhänge als mit Hilfe von winterlichen Kreuzkorrelationen. Dies sollte aber spätestens auf einer Zeitskala von mehr als 12 Monaten keine große Rolle mehr spielen. Insgesamt konnte kein signifikanter Zusammenhang außerhalb des Nordatlantiks detektiert werden. Im Bereich des Nordatlantiks erkennt man zu allen Zeitskalen das Tripolmuster, das auch schon bei den Korrelationsanalysen mit Monatswerten auftrat. Um ein genaueres Bild zu bekommen und nicht nur die Hauptphasenbeziehungen zu erhalten, werden wiederum Korrelationen mit gefilterten Daten durchgeführt.

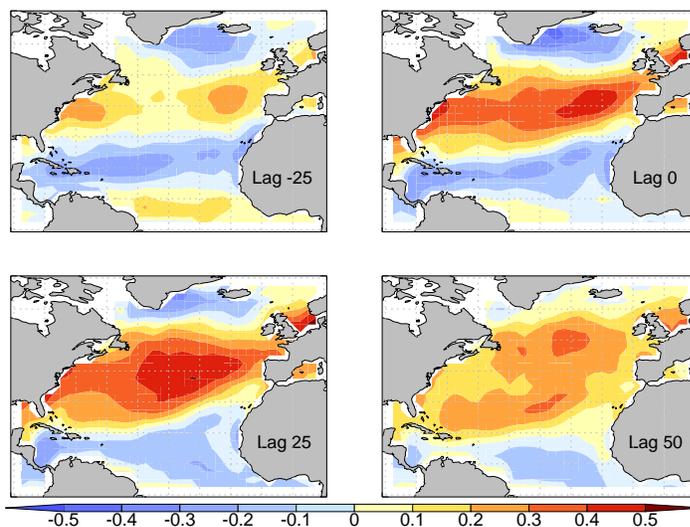


Abb. 6.11 Korrelation zwischen tiefpassgefiltertem monatlichem NAO-Index und SST-Anomalien zu verschiedenen Zeitlags in Monaten (ECHAM4/OPYC3, > 100 Monate). Die SST führt bei negativem Zeitlag.

In Abbildung 6.11 sind die Korrelationen zwischen den tiefpassgefilterten SST-Anomalien (> 100 Monate) und der NAO abgebildet. Zum Zeitlag 0 erkennt man wiederum ein Tripolmuster, das dem Korrelationsmuster der Monatsdaten zum Zeitlag 0 ähnelt. Allerdings ist die positive Anomalie in diesem Fall ausgedehnter als bei Betrachtung der Monatsdaten. Dieses Muster tritt auch zu anderen Zeitlags auf, ist aber wiederum bei führender NAO ausgeprägter als bei führender SST, was vor allem auf eine Wirkung der NAO auf die SST und nicht umgekehrt schließen lässt. Dieses Bild bestätigt sich bei Betrachtung der Kopplung mit den gefilterten Wärmeflüssen (nicht ab-

gebildet). Bei noch größeren Zeitlags ( $> 100$  Monate) ändert sich das Tripolmuster und die positive Korrelation breitet sich über fast den gesamten Nordatlantik aus. Dies entspricht der Hypothese von Bjerknes (1964), dass auf kurzen Zeitskalen SST-Anomalien lokal über ein geändertes Windfeld erklärbar sind. Nach Bjerknes Argumentation können auf langen Skalen SST-Anomalien dagegen nicht mehr allein auf diese Art entstehen und es muss Ozeandynamik involviert sein. Die fast nordatlantikweite positive Korrelation könnte also durch die Beeinflussung des meridionalen Overturnings durch die NAO erklärbar sein (Eden und Jung, 2000). Eine signifikante Beeinflussung der NAO durch SST-Anomalien konnte jedoch auch auf diesen Zeitskalen nicht festgestellt werden.

## 6.6 Schlussfolgerung

Korrelationsanalysen zeigen deutlichen Einfluss der NAO auf die SST. Auf monatlicher Zeitskala erkennt man deutlich den direkten Effekt des geänderten Windfeldes. Auf langen Zeitskalen ( $> 10$  Jahre) scheint die MOC involviert zu sein. Ein direkter Einfluss von SST-Anomalien auf den NAO-Index konnte in dieser Studie nicht aufgedeckt werden. Dies ist auch auf längeren Zeitskalen ( $> 10$  Jahre) der Fall. Allerdings sind nicht-lineare oder nicht-stationäre Einflüsse statistisch auch schwer nachweisbar und es kann nicht ausgeschlossen werden, dass dennoch eine Kopplung besteht. Die Betrachtung der Wärmeflüsse deutet darauf hin, dass wenn überhaupt ein Einfluss im Zyklonenentstehungsgebiet vor Neufundland möglich wäre. Dieser Mechanismus könnte nicht-stationär sein. Allerdings sind hier weitere Studien nötig, da rein statistisch Ursache und Effekt in diesem Fall schwer trennbar sind. Von besonderem Interesse scheinen die SST-Gradienten im Bereich des Golfstromes und an der Eiskante im östlichen Nordatlantik zu sein. Studien über Zyklonenentstehung weisen bereits auf einen Einfluss scharfer Gradienten auf die Zyklonenentwicklung hin (Sinclair, 1997; Zolina und Gulev, 2003). Die Auffassung der NAO aus Kapitel 4, dass die NAO vor allem ein durch die synoptische Systeme generiertes Muster ist, ließe eine Wirkung auch auf den NAO-Index plausibel erscheinen. Bei instantanen Korrelationen zwischen monatlichem NAO-Index und der Stärke der SST-Gradienten in der Golfstromregion und nordöstlich von Neufundland wurden signifikante Werte gefunden. Dieser Zusammenhang ist ebenfalls in abgeschwächter Form zu den Zeitlags  $\pm 12$  und  $\pm 24$  Monate erkennbar. Ein Beweis für eine zweiseitige Kopplung beider Größen konnte jedoch nicht erbracht werden. Rein statistisch ist ein solcher Einfluss durch die vermutete instantane Reaktion der Atmosphäre schlecht nachweisbar und es bedarf weiterer Studien in diesem Bereich.

# Kapitel 7

## Abschließende Betrachtungen

Die vorliegende Arbeit liefert einige neue Aspekte zu der Frage des Einflusses des Ozeans auf die Atmosphäre in den mittleren Breiten, insbesondere auf die Nordatlantische Oszillation. Ein wichtiger Aspekt dieser Arbeit ist ein verbessertes Verständnis des NAO-Musters (Kapitel 4). Es wurde gezeigt, dass die Verteilung der synoptischen Systeme hinreichend ist, das NAO-Muster zu generieren und auch dekadische Schwankungen hiermit erklärt werden können. Dies führt zu der Auffassung, dass die NAO hauptsächlich eine Verschiebung der Zyklonenzugbahnen widerspiegelt. Dieses deutlichere Bild der NAO gibt Anhaltspunkte für mögliche Mechanismen der Einwirkung des Ozeans. So entwickeln sich Zyklonen vor allem in barokliner Atmosphäre. Erhöhte Baroklinität kann durch Wechselwirkungen mit dem Ozean generiert werden. Hierdurch ist eine Wirkung der Flüsse an der Meersoberfläche auf die NAO möglich. Andererseits beeinflussen die Zyklonen über das Windfeld wiederum die Flüsse an der Meersoberfläche und die Ozeanzirkulation und mit letzterem auch den Wärmetransport des Ozeans. Eine Einwirkung der Flüsse an der Meeresoberfläche auf die NAO wäre daher insgesamt denkbar.

Die vorliegende Arbeit hat gezeigt, dass der Zusammenhang der anomalen Strahlungsflüsse mit den SST-Anomalien generell gering ist. Da die Wärmeflüsse zudem deutlich größere Schwankungen abweichend vom mittleren Jahresgang zeigen, scheinen wenn überhaupt die Wärmeflüsse - speziell in der Region starker Zyklonenentwicklung bei Neufundland - entscheidend zu sein. Analysen mit Modelldaten zeigen, dass anomale Wärmeflüsse auf monatlicher Zeitskala eher schwach von vorangegangenen SST-Anomalien abhängen. Besonders in den höheren Breiten trägt eine erhöhte Wärmetransportkonvergenz im Ozean wenig zur Änderung des Wärmeinhalts der Deckschicht bei. Vielmehr wird ein Großteil der herantransportierten Wärme innerhalb eines Monats über die Flüsse an die Atmosphäre abgeleitet (Kapitel 5). Da SST-Schwankungen Änderungen des Wärmeinhalts der Deckschicht repräsentieren, führt eine anomale ozeanische Wärmetransportkonvergenz nicht zwingend zu SST-Änderungen. Dementsprechend kann es durch die Wirkung des Ozeans zu einer Änderung der Wärmeflüsse kommen, ohne dass Änderungen in der monatlichen SST beobachtbar sind. Ein Groß-

teil der Wärme Flüsse hängt jedoch auch von der atmosphärischen Zirkulation ab (Bond und Fleagle, 1988; Cayan, 1992). Die instantane Kopplung von SST und Wärme flüssen deutet eher auf eine Generierung der SST-Anomalien durch die Wärme flüsse als umgekehrt hin. Dementsprechend konnte hier keine direkte lineare Wirkung von SST-Anomalien auf die NAO nachgewiesen werden. Erst auf längeren Zeitskalen (>10 Jahre) zeigt sich im Modell eine relativ starke Wirkung von SST-Anomalien auf die Wärme flüsse. Eine direkte Wirkung der SST-Anomalien auf die Atmosphäre wäre möglich. Die Annahme, dass SST-Anomalien für die Zirkulation der mittleren Breiten im Bereich des Nordatlantiks eher auf längeren (> 10 Jahre) als auf kürzeren Zeitskalen (monatlich, saisonal) entscheidend sind (Deser und Blackmoon, 1993; Latif et al., 2000; Timmermann et al. 1998; Seager et al., 2000), konnte damit weiter untermauert werden. Allerdings konnte auch hier keine direkte lineare Wirkung von SST-Anomalien auf die NAO gezeigt werden. Es ist jedoch nicht auszuschließen dass dennoch eine Kopplung existiert, da nicht-stationäre oder nicht-lineare Wirkungen schwer statistisch nachweisbar sind.

Von besonderem Interesse scheinen die SST-Gradienten im Bereich des Golfstromes und an der Eiskante im östlichen Nordatlantik zu sein. Es wurde bereits in anderen Studien ein Einfluss starker Gradienten auf die Zyklonenentwicklung untersucht (Sinclair, 1997; Zolina und Gulev, 2003). Dementsprechend konnte auf Basis von Monatsmittelwerten auch in dieser Arbeit ein signifikanter Zusammenhang zwischen dem Auftreten scharfer SST-Gradienten und der NAO nachgewiesen werden. Ein abschließender Beweis für eine zweiseitige Kopplung zwischen NAO und dem Auftreten scharfer SST-Gradienten konnte jedoch nicht erbracht werden, da rein statistisch Ursache und Wirkung in diesem Fall schlecht trennbar sind. Zwar wird von der Atmosphäre einerseits eine nahezu instantane Reaktion erwartet, andererseits ist die NAO jedoch erst auf Zeitskalen von über einem Monat existent. Von daher könnten weitere Studien über Zyklonenentwicklung und -verhalten auch für Rückschlüsse auf die NAO hilfreich sein.

Insgesamt sollte in weiterführenden Studien meiner Meinung nach also den Prozessen im Zusammenhang mit den synoptischen Systemen mehr Beachtung geschenkt werden. Hierbei müssen auch nicht-lineare und chaotische Prozesse in Betracht gezogen werden. Von besonderem Interesse scheint die Wirkung der starken Gradienten im Bereich des Golfstromes und an der Eiskante im westlichen Nordatlantik zu sein. Aber auch die Rückwirkung der synoptischen Systeme auf SST und SST-Gradienten ist entscheidend. Bei allen Untersuchungen könnte es von Vorteil sein, sich nicht, wie es häufig der Fall ist, rein auf die Zyklonen zu konzentrieren. So könnte beispielsweise ein verbessertes Verständnis von 'Blocking'-Situationen entscheidend zu neuen Einsichten bezüglich der allgemeinen Zirkulation beitragen.

# Literaturverzeichnis

- Akima, H., 1970. A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. *J. ACM*, 17, 589–602.
- Alexander, M. A. und Scott, J. D., 1997. Surface flux variability over the North Pacific and North Atlantic oceans. *J. Climate*, 10(11), 2963–2978.
- Alexander, M. A., Scott, J. D., und Deser, C., 2000. Processes that influence sea surface temperature and ocean mixed layer depth variability in a coupled model. *J. Geophys. Res.*, 105(C7), 823–842.
- Ambaum, M. H. P., Hoskins, B. J., und Stephenson, D. B., 2001. Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Climate*, 14, 3495–3507.
- Baldwin, M. P. und Dunkerton, T. J., 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 104, 30 937–30 946.
- Baldwin, M. P., Stephenson, D. B., Thompson, D. W. J., Dunkerton, T. J., Charlton, A. J., und O’Neil, A., 2003. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecast. *Science*, 301(5633), 636–640.
- Barnett, T. P., 1981. On the nature and causes of large-scale thermal variability in the central North Pacific ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 1(7), 887–904.
- Barnett, T. P., 1985. Variations in near-global sea level pressure. *J. Atmos. Sci.*, 42, 478–501.
- Battisti, B., Bhatt, U. S., und Alexander, M. A., 1995. A modelling study of the interannual variability in the wintertime North Atlantic ocean. *J. Clim.*, 8, 3067–3083.
- Bjerknes, J., 1964. Atlantic air sea interaction. *Adv. Geophys.*, 10, 1–82.
- Black, D. E., Peterson, L. C., und Overpeck, J. T. e. a., 1999. Eight centuries of North Atlantic ocean atmosphere variability. *Science*, 286, 1709–1713.
- Bond, N. A. und Fleagle, R. G., 2000. Prefrontal and postfrontal boundary layer processes over the ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1257–1273.
- Bretherton, C. S. und Battisti, D. S., 2000. An interpretation of the results from atmospheric general circulation models forced by the time history of the observed sea surface temperature distribution. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 767–770.
- Bumke, K., Karger, U., und Uhlig, K., 2002. Measurements of turbulent fluxes of momentum and sensible heat in the Labrador Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 401–410.
- Cayan, D. R., 1992a. Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: The connection to monthly atmospheric circulation. *J. Climate*, 5, 354–369.

- Cayan, D. R., 1992b. Variability of latent and sensible heat fluxes estimated using bulk formula. *Atmos. Ocean*, 30, 1–42.
- Chang, E. K. M., Lee, S., und Swanson, K. L., 2002. Storm track dynamics. *J. Climate*, 15(16), 2163–2181.
- Chassignet, E. P. und Garraffo, Z. D., 2001. Viscosity parameterisation and the Gulf Stream separation. *From Stirring to Mixing in a Stratified Ocean. Proceedings 'Aha Huliko'a Hawaiian Winter Workshop. U. of Hawaii. January 15-19*, P. Muller and D. Henderson, Ed, 37–41.
- Czaja, A. und Frankignoul, C., 1999. Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 26(19), 2969–2972.
- Czaja, A. und Frankignoul, C., 2002. Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 15, 606–623.
- Davis, R. E., 1976. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 249–266.
- Delworth, T. L., Manabe, S., und Stouffer, R. J., 1993. Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate*, 6, 1993–2011.
- Deser, C., 2000. Understanding the persistence of sea surface temperature anomalies in the mid latitudes. *J. Climate*, 16, 57–72.
- Deser, C. und Blackmon, M. L., 1993. Surface climate variability over the North Atlantic ocean during winter: 1900–1989. *J. Climate*, 6, 1743–1753.
- DeWeaver, E. und Nigam, S., 2002. Zonal eddy dynamics of the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 13(22), 3893–3914.
- Eden, C., Greatbatch, R. J., und Lu, J., 2002. Prospects for decadal prediction of the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 29(10), 104–110.
- Eden, C. und Jung, T., 2000. North Atlantic interdecadal variability: Oceanic response to the North Atlantic Oscillation (1865-1997). *J. Climate*, 14, 676–691.
- Feddersen, H., 2003. Impact of tropical SST variations on the linear predictability of the atmospheric circulation in the Atlantic/European region. *Annals of Geophys.*, 46(1), 109–124.
- Frankignoul, C., 1985. Sea surface temperature anomalies, planetary waves, and air-sea feedback in the middle latitudes. *Rev. Geophys.*, 23, 357–390.
- Frankignoul, C., de Coetologon, G., Joyce, M., und Dong, S. F., 2001. Gulf stream variability and ocean-atmosphere interactions. *J. Phys. Oceanogr.*, 31(12), 3516–3529.

- Frankignoul, C. und Reynolds, R., 1983. Testing a dynamical model for mid-latitude sea surface temperature anomalies. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1131–1145.
- George, S. E. und Saunders, M., 2001. North Atlantic impact on tropical North Atlantic winter atmospheric variability. *Geophys. Res. Lett.*, 28(6), 1015–1018.
- Granger, W. J. und Watts, D. G., 1964. *Spectral analysis of economic time series*. Princeton University Press. 109 pp.
- Greatbatch, R., 2000. The North Atlantic Oscillation. *Stochastic Env. Res. and Risk Assessment*, 14, 213–242.
- Griffies, S. M. und Bryan, K., 1997. Predictability of North Atlantic multidecadal climate variability. *Science*, 275, 181–184.
- Grigoriev, S., Gulev, S. K., und Zolina, O., 2000. Innovative software facilitates cyclone tracking and analysis. *EOS Electronic Supplement*, 81(16).
- Grötzner, A., Latif, M., und Barnett, T. P., 1998. A decadal climate cycle in the North Atlantic ocean as simulated by the ECHO coupled GCM. *J. Climate*, 11, 831–847.
- Gulev, S. K. and Zolina, O. und Grigoriev, S., 2001. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate dynamics*, 17, 795–809.
- Gulev, S. und Zolina, O., 2002. Variability of ocean-atmosphere fluxes, associated with atmospheric cyclones. *Climate Dyn.*, 17, 795–809.
- Gulev, S. K., Jung, T., und Ruprecht, E., 2000. Assessment of the North Atlantic sea-air heat fluxes from voluntary observing ship data and NCEP/NCAR Reanalysis: climatology and interannual variability. *preprint series, P.P. Shirshov institute of oceanology, RAS; Moscow*, 8, 8–30.
- H., P., Latif, M., und Hense, A., 2003. Global SST influence on the twentieth century NAO variability. *Climate Dyn.*, 21(1), 63–75.
- Häkkinen, S., 1999. Variability of the simulated meridional heat transport in the North Atlantic for the period 1951–1993. *J. Geophys. Res.*, 104, 10 991–11 007.
- Hall, N. M., Derome, J., und Lin, H., 2001. The extratropical signal generated by midlatitude SST anomaly. Part I: Sensitivity at equilibrium. *J. Climate*, 14, 2035–2053.
- Hasselmann, K., 1976. Stochastic climate models. *Tellus*, 27, 473–484.
- Hendon, H. H. und L., H. D., 1982. Stationary waves on a sphere - sensitivity to thermal feedback. *J. Atmos. Sci.*, 39, 1906–1920.
- Hilmer, M. und Jung, T., 2000. Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 989–992.

- Hoerling, M. P., Hurrell, J. W., und Xu, T., 2001. Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*, 292, 90–92.
- Hoskins, B. I. und Karoly, D. J., 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1179–1196.
- Hurrell, J., 2003. North Atlantic and Arctic Oscillation (NAO/AO). *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 27. In press.
- Hurrell, J. W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676–679.
- Isemer, H. J. und Hasse, L., 1987. *The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean Vol.2: Air-Sea Interactions*. Springer. 256 pp.
- James, I. N. und James, P. M., 1989. Ultra-low frequency variability in a simple atmospheric circulation model. *Nature*, 342, 53–55.
- Jenkins, G. M. und Watts, D. G., 1968. *Spectral analysis and its application*. Holden-Day. 321 pp.
- Jones, P. D., Jonsson, T., und Wheeler, D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *Int. J. Climatol.*, 17, 1433–1450.
- Joyce, T. M., Deser, C., und Spall, M. A., 2000. The relationship between decadal variability of subtropical mode water and the North Atlantic oscillation. *J. Climate*, 13(14), 2550–2569.
- Jung, T., 2000. The North Atlantic Oscillation: Variability and interactions with the North Atlantic ocean and sea ice. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde*, 315.
- Kalnay, E. und Coauthors, 1996. The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 77, 437–471.
- Kantz, H. und Schreiber, T., 1997. *Nonlinear time series analysis*. Cambridge University Press.
- Kleppek, S., 2002. Einfluss der NAO auf das Klima Europas anhand von Verteilungsfunktionen atmosphärischer Parameter. *Diplomarbeit IFM-Kiel*.
- Kodera, K., Koide, H., und Yoshimura, H., 1999. Northern Hemisphere winter circulation associated with the North Atlantic Oscillation and stratospheric polar-night jet. *Geophys. Res. Lett.*, 26(4), 443–446.
- Kushnir, Y., 1994. Interdecadal variations in North Atlantic surface temperature and associated atmospheric conditions. *J. Climate*, 7, 141–157.
- Kushnir, Y., 1999. Europe's winter prospects. *Nature*, 398, 289–291.

- Kushnir, Y., Robinson, W. A., Blade, I., Hall, N. M. J., Peng, S., und Sutton, R., 2002. Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: Synthesis and evaluation. *J. Climate*, 15, 2233–2255.
- Lambert, S. J., Sheng, j., und Boye, J., 2002. Winter cyclone frequencies in thirteen models participating in the atmospheric model intercomparison project (AMIP1). *Climate Dyn.*, 36A, 292–305.
- Latif, M., 2001a. Tropical pacific influences on the North Atlantic thermohaline circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2740–2762.
- Latif, M., 2001b. Tropical Pacific/Atlantic ocean interactions at multi-decadal time scales. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2740–2762.
- Latif, M., Arpe, K., und Roeckner, E., 2000. Oceanic control of decadal North Atlantic sea level pressure variability in winter. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 727–730.
- Limpasuvan, V. und Hartmann, D. L., 1999. Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3133–3136.
- Lu, J. und Greatbatch, R., 2002. The changing relationship between the NAO and the Northern Hemisphere climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 29, art.no.1148.
- Oberhuber, J. M., 1993. The OPYC ocean general circulation model. Technical Report 7, Deutsches Klimarechenzentrum GmbH, Hamburg, Germany.
- Peng, S. and Mysak, A., Ritchie, H., Derome, J., und Dugas, B., 1995. The difference between early and middle winter atmospheric response to sea surface temperature anomalies in the northwest Atlantic. *J. Climate*, 8, 137–157.
- Peng, S. und Robinson, W., 2001. Relationships between atmospheric internal variability and the response to extratropical SST anomaly. *J. Climate*, 14, 2943–2959.
- Peng, S. und Whitaker, J., 1999. Mechanisms determining the atmospheric response to midlatitude SST-anomalies. *J. Climate*, 12, 1393–1408.
- Peng, S. L., Robinson, W. A., und Li, S. L., 2002. North Atlantic SST forcing of the NAO and relationships with intrinsic hemispheric variability. *Geophys. Res. Lett.*, 29(8). Art.No.1276.
- Perlwitz, J. und Graf, H. F., 1995. The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter. *J. Climate*, 8, 2281–2295.
- Pond, S. und Pickard, G., 1983. *Introductory dynamical oceanography 2. Aufl.*. Pergamon Press, Oxford. 100 pp.

- Renfrew, I. A., Moore, G. K. W., Guest, P. S., und Bumke, K., 2002. A comparison of surface layer and surface turbulent flux observations over the Labrador Sea with ECMWF analyses and NCEP reanalysis. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 383–399.
- Reynolds, R. W., 1988. A real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, 1, 75–86.
- Reynolds, R. W. und Marsino, D. C., 1993. An improved real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, 6, 114–119.
- Reynolds, R. W. und Smith, T. M., 1994. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, 7, 929–948.
- Rodwell, M., C. K. F., 2002. Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128(583), 1413–1443.
- Rodwell, M., Rowell, D. P., und Folland, C. K., 1999. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, 398, 320–323.
- Roeckner, E., Oberhuber, J. M., Bacher, A., Christoph, M., und Kirchner, I. P., 1996. ENSO variability and atmospheric response in a global coupled atmosphere-ocean GCM. *Climate Dyn.*, 12, 737–754.
- Rogers, J. C., 1990. Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies. *J. Climate*, 3, 1364–1379.
- Saunders, M. A. und Quian, B. D., 2002. Seasonal predictability of the winter NAO from North Atlantic sea surface temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, 29(22). Art.No.2049.
- Schlittgen, R. und Streitberg, B., 1991. *Zeitreihenanalyse*. R. Oldenbourg Verlag, München. 484 pp.
- Seager, R., Kushnir, Y., Visbeck, M., Naik, N., Miller, J. A., Krahnemann, G., und Cullen, H. M., 2000. Causes of Atlantic ocean climate variability between 1958 and 1998. *J. Climate*, 13(16), 2845–2862.
- Selster, F. M., Haarsma, R. J., und Opsteegh, J. D., 1999. On the mechanism of North Atlantic decadal variability. *J. Climate*, 12(7), 1956–1973.
- Sinclair, M. S., 1997. Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. *Weather and Forecasting*, 12(3), 595–612.
- Thompson, D. W. J., Baldwin, M. P., und Wallace, J. M., 2002. Stratospheric connection to northern hemisphere wintertime weather: Implications and prediction. *J. Climate*, 15(12), 1421–1428.
- Timmermann, A., Latif, M., Voss, R., und Grötzner, A., 1998. Northern Hemispheric interdecadal variability: A coupled air-sea mode. *J. Climate*, 11, 1906–1931.

- Ting, M. und Peng, S., 1995. Dynamics of early winter and middle winter atmospheric responses to northwest Atlantic SST-anomalies. *J. Climate*, 8, 2239–2254.
- Torrence, C. und Compo, G. P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 61–78.
- Tourre, Y. M., Rajagolapan, B., und Kushnir, Y., 1999. Dominant patterns of climate variability in the North Atlantic ocean during the last 136 years. *J. Climate*, 12, 2285–2299.
- Ubl, S., 2001. Variabilität von Zykloneneigenschaften über dem Nordatlantik. *Diplomarbeit IFM-Kiel*.
- Valdes, P. J. und Hoskins, B. J., 1989. Linear stationary wave simulations of the time-mean climatological flow. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2509–2527.
- van Loon, H. und Rogers, J. C., 1978. The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General description. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 296–310.
- von Storch, H. und Zwiers, F. W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press. 484 pp.
- von Storch, J.-S., 1994. Interdecadal variability in a global coupled model. *Tellus*, 46A, 419–432.
- Wallace, J. M. und Gutzler, D. S., 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784–812.
- Walter, K. und Graf, H. F., 2002. On the changing nature of the regional connection between the North Atlantic Oscillation and sea surface temperature. *J. Geophys. Res.-Atmosphere*, 107(D17), art.no.4338.
- Wanner, H., Bronnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Lutterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D., und Xoplaki, E., 2001. North Atlantic Oscillation - concepts and studies. *Surveys in Geophys.*, 22(4), 321–382.
- Watanabe, M. und Kimoto, M., 2000. Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. *Quart. J. of the Roy. Met. Soc.*, 126(570), 3343–3369.
- WGASE, 2000. *Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields*. P.K. Taylor. WCRP-112.
- Whitcher, B., Guttorp, P., und Percival, D. B., 2000. Wavelet analysis of covariance with application to atmospheric time series. *J. Geophys. Res.*, 105(D11), 14 941–14 962.
- Wu, P. und C., G., 2002. Oceanic influence on North Atlantic climate variability. *J. Climate*, 15, 1911–1925.

- Wunsch, C., 1999. The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 245–255.
- Zolina, O., 2001. North Atlantic Oscillation: regional impacts on european weather and climate. *Report of working visit; IFM-Kiel*.
- Zolina, O. und Gulev, S. K., 2002. Improving the accuracy of mapping cyclone numbers and frequencies. *Monthly Weather review*, 130, 748–759.
- Zolina, O. und Gulev, S. K., 2003. Synoptic variability of ocean-atmosphere turbulent fluxes associated with atmospheric cyclones. *J. Climate*, 16(16), 2668–2675.
- Zorita, E., Kharin, V., und von Storch, H., 1992. The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: Their interaction and relevance for Iberian Precipitation. *J. Climate*, 5, 1097–1108.

## **Danksagung**

Meinem Doktorvater, Herrn Prof. Dr. E. Ruprecht danke ich für die Vergabe des Themas sowie der Begutachtung der Arbeit und die gute Betreuung. Außerdem danke ich Herrn Prof. Dr. M. Latif für Übernahme der Zweitbegutachtung. Dr. T. Jung danke ich für die fabelhafte Einarbeitung. Für kritische Anmerkungen und Korrekturvorschläge zum Manuskript danke ich Dr. C. Eden und Dr. S. Gulev. Beiden, wie auch O. Timm, danke ich außerdem für anregende Diskussionen.

K. Lohmann danke ich für die Bereitstellung von Modelldaten und dem Rechenzentrum des IFM für stets offene Ohren bei Computersorgen.

Diese Arbeit wurde im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 460 'Dynamik thermohaliner Zirkulationsschwankungen' finanziert.



## **Erklärung**

Meine Abhandlung zur Promotion ist – abgesehen von der Beratung durch meine akademischen Lehrer – nach Inhalt und Form meine eigene Arbeit. Sie hat weder ganz noch teilweise hier oder an anderer Stelle im Rahmen eines Prüfungsverfahrens vorgelegen.  
Kiel, 30. Oktober 2003

(Ulrike Löptien)