

Ozean-Atmosphären- Wechselwirkungen in der Golfstrom-Region

als Diplomarbeit vorgelegt

von

Ralf Hand

Kiel, Mai 2009



Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
erstellt am Leibniz-Institut für Meereswissenschaften
Forschungsbereich 1
- Maritime Meteorologie -

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	3
Abstract	5
1 Einführung	7
1.1 Westliche Randströme & ihre Ursachen	9
1.2 Der Golfstrom und seine Variabilität	12
1.3 Grundlagen extratropischer Ozean-Atmosphären-Wechsel- wirkungen	14
1.4 Der Einfluss des Golfstroms auf die Troposphäre	18
2 Daten & Modelle	27
2.1 ECHAM5	27
2.2 NOAA-OI	30
2.3 ERA40	33
3 Antwort der Atmosphäre auf den Golfstrom im zeitlichen Mittel	35
3.1 Die Antwort der marinen Grenzschicht	35
3.2 Die Antwort der höheren atmosphärischen Schichten	36
4 Saisonalität der atmosphärischen Antwort	41
5 Verknüpfung der zeitlichen Variabilität von SST und Atmosphäre	49
5.1 Indices für die zeitliche Variabilität des Golfstroms	49
5.2 Definition eines Indexes für die Ausprägung der SST-Front	50

5.3	Beeinflusst die Golfstromvariabilität die Atmosphäre auf saisonalen bis interannualen Zeitskalen?	53
6	Schlussbetrachtung und Ausblick	61
	Abkürzungen	63
	Abbildungsverzeichnis	65
	Tabellenverzeichnis	67
	Literaturverzeichnis	69
	Danksagung	73
	Erklärung	75

Zusammenfassung

Vor der Küste Nordamerikas verursacht der Golfstrom einen starken meridionalen Gradienten in den Meeresoberflächentemperaturen (Sea Surface Temperatures, SSTs). Mit der scharfen SST-Front gehen Konvergenzen und Divergenzen des Windfeldes und damit verbundenes Aufsteigen von Luftmassen über den warmen Meeresregionen einher. Aktuelle Untersuchungen zeigen, dass diese Prozesse die gesamte Troposphäre beeinflussen (Minobe et al. (2008)).

Diese Arbeit untersucht den Einfluss des Golfstroms auf die Atmosphäre. Sie gibt einen kurzen Überblick über die physikalischen Grundlagen westlicher Randströme allgemein und die Variabilität des Golfstroms. Darüberhinaus werden allgemeine Aspekte der Ozean-Atmosphären-Wechselwirkungen in den mittleren Breiten zusammengefasst.

Es wird gezeigt, dass das ECHAM-Modell (ECHAM: Abk. für ECMWF Hamburg, Klimamodell des Max-Planck-Institut für Meteorologie auf Basis des Vorhersagemodells des europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage ECMWF) in der Lage ist, die wesentlichen atmosphärischen Muster in der Region im Langzeitmittel wiederzugeben. Ferner wird anhand von Reanalysedaten gezeigt, dass die atmosphärischen Muster zum Teil eine ausgeprägte Saisonalität aufweisen. Das ECHAM-Modell ist in der Lage, die saisonalen Unterschiede gut wiederzugeben. Allerdings war es bisher nicht möglich, die zeitliche Variabilität der Atmosphäre direkt mit der des SST-Feldes zu verknüpfen. Mögliche Gründe hierfür könnten eine mangelhafte Qualität der SST-Daten oder ein nicht ausreichendes Signal-Rausch-Verhältnis sein.

Abstract

Off the east coast of Northern America, the Gulf Stream produces a strong meridional gradient in the sea surface temperatures. The sharp SST front causes distinct convergences and divergences in the wind field and enhanced upward motion over the warm water masses, combined with strong evaporation and enhanced upward flows of air and latent heat in this region. Recent studies show that these processes influence the whole troposphere (Minobe et al. (2008).)

This work investigates the impact of the Gulf Stream on the troposphere. A short introduction to the physical background of western boundary currents and the variability of the gulf stream is given. Furthermore general aspects of midlatitude air-sea interaction are summarized.

It is shown that ECHAM is able to reproduce the main atmospheric features of the mean atmospheric circulation in the region in long term mean. Further it was also shown with reanalysis data that the atmospheric variables exhibit a strong seasonality. The ECHAM model reproduces these seasonal differences well. However, a direct link between the temporal seasonal variability of the SST-field and the atmosphere could not be identified. Possible reasons for that might be a lack in the quality of the SST data or a bad signal-to-noise ratio.

Kapitel 1

Einführung

In den subtropischen Ozeanen finden sich großskalige antizyklonale Wirbel. Diese transportieren große Wärmemengen polwärts. An ihren westlichen Rändern konzentriert sich der polwärtige Wassermassentransport auf einen schmalen küstennahen Bereich, wodurch es zur Bildung starker Gradienten der Meeresoberflächentemperatur (sea surface temperature, SST) kommt. Aktuelle Untersuchungen (Minobe et al. (2008)) haben gezeigt, dass die SST-Gradienten im Bereich dieser Fronten einen starken Einfluss auf die darüberliegende Atmosphäre haben, wobei sich der Einfluss mindestens bis in die oberen Schichten der Troposphäre bemerkbar macht.

Minobe et al. (2008) zeigten, dass die räumlichen Muster des SST-Laplaciers¹ und verschiedener atmosphärischer Variablen wie Wind-Vergenzen, Niederschlagsmuster und Laplacier des Drucks auf Meeresniveau (Mean Sea Level Pressure, MSLP) im Langzeitmittel in guter räumlicher Übereinstimmung liegen (1.1). Ferner wurde über den Gebieten warmen Wassers ein konzentriertes Aufsteigen von Luftmassen nachgewiesen.

Modellexperimente mit beobachteten und geglätteten SST als Randbedingung haben gezeigt, dass die beobachteten Niederschlagsmuster nur im Falle der ungeglätteten SSTs reproduzierbar sind (Abbildung 1.2). Dies bestätigt, dass die auftretenden Niederschläge direkt mit der SST-Front in Verbindung stehen.

Dieses erste Kapitel erläutert physikalische Grundlagen für die Entstehung der westli-

¹Die Anwendung des Laplace-Operators dient hier dem Zweck, die SST-Front deutlicher herauszuarbeiten, da diese sonst durch den meridionalen Gradienten der SST maskiert würde.

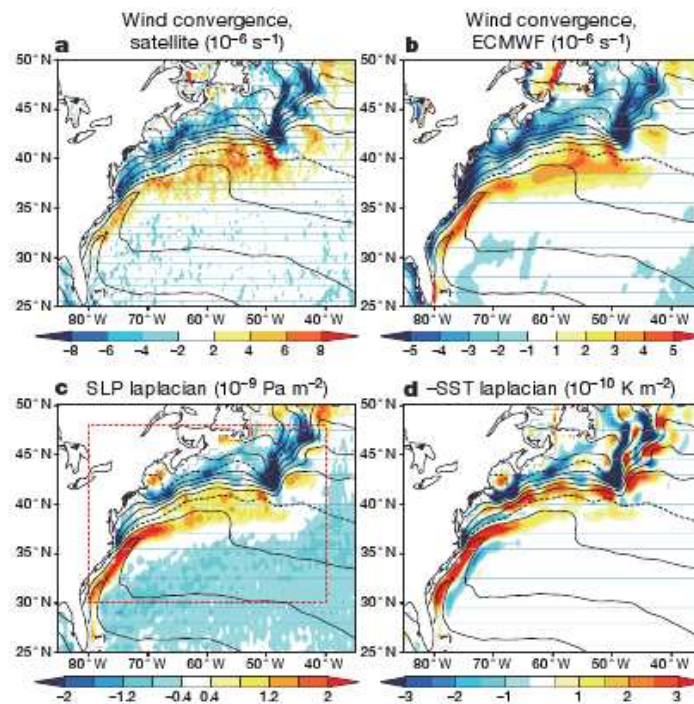


Abbildung 1.1: räumliche Muster verschiedener ozeanischer und atmosphärischer Variablen in der Golfstrom-Region aus Satellitendaten (QuikSCAT, a) und der ECMWF-Analyse (b-d). Die Abbildung zeigt, dass die atmosphärischen Variablen in guter räumlicher Übereinstimmung zum Laplacian der SST liegen. (Minobe et al. (2008))

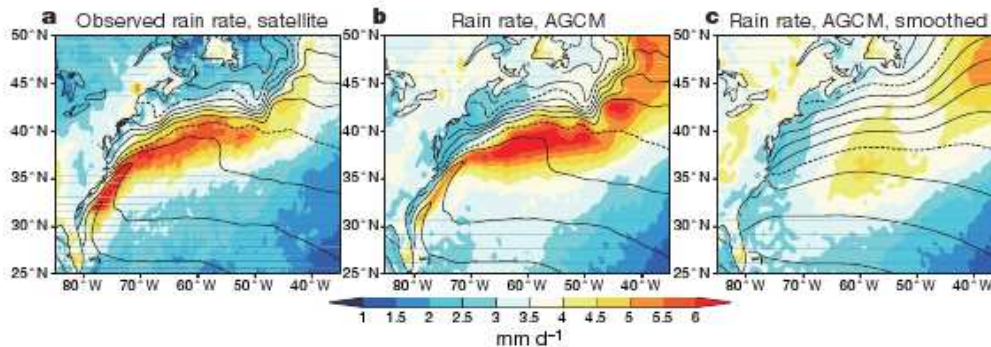


Abbildung 1.2: Niederschlagsmuster in der Golfstrom-Region. die Abbildung zeigt das Langzeitmittel des Niederschlags in mm/d aus Satellitenbeobachtungen (a), sowie aus Modellexperimenten mit beobachteten (b) und geglätteten (c) SSTs. (Minobe et al. (2008))

chen Randströme, ihre Variabilität und ihre möglichen Ursachen, sowie einige Aspekte der Ozean-Atmosphären-Wechselwirkungen in den mittleren Breiten. Im Hauptteil dieser Arbeit wird die atmosphärische Antwort auf das SST-Feld der Golfstromregion

im Langzeitmittel untersucht. Hierbei werden ECHAM-Experimente mit verschiedenen Auflösungen untersucht. Eine Modellbeschreibung findet sich in Kapitel 2. In Kapitel 3 wird gezeigt, dass das Modell in der Lage ist, die Hauptmerkmale der atmosphärischen Zirkulation in diesem Gebiet im zeitlichen Mittel zu reproduzieren. Es werden 3 Experimente mit einer Auflösung von T106, T159 und T213 untersucht, um herauszuarbeiten, welche Auflösung erforderlich ist, um die beobachteten atmosphärischen Muster im Bereich der SST-Front zu reproduzieren. Kapitel 4 konzentriert sich auf die Saisonalität der atmosphärischen Antwort und in Kapitel 5 wird versucht, die zeitliche Variabilität der atmosphärischen Muster mit denen der SST in Verbindung zu setzen.

1.1 Westliche Randströme & ihre Ursachen

Die westlichen Randströme sind Teil des ozeanischen Subtropenwirbels. Dieser bildet sich im subtropischen Ozean durch den Einfluß des atmosphärischen Subtropenhochs aus. Das Subtropenhoch verursacht ein antizyklonales Windfeld, welches durch die Windschubspannung mit der Meeresoberfläche interagiert.

Zum Verständnis des ozeanischen Subtropenwirbels betrachte man zunächst die Bewegungsgleichungen in einem sogenannten Sverdrup-Regime, das heißt in einem Gleichgewichtszustand aus Corioliskraft, Druckgradientkraft und Reibung. Deren Komponenten lauten:

$$-\rho f v + \partial p / \partial x = \partial \tau_x / \partial z \quad (1.1)$$

$$\rho f u + \partial p / \partial y = \partial \tau_y / \partial z, \quad (1.2)$$

wobei ρ die Dichte, f den Coriolisparameter, u und v die Geschwindigkeitskomponenten in westlicher beziehungsweise nördlicher Richtung, p den Druck und τ die Reibung darstellen. Vertikalintegration dieser beiden Gleichungen ergibt:

$$-f M_y + \partial P / \partial x = \tau_x|_0 - \tau_x|_H \quad (1.3)$$

$$fM_x + \partial P / \partial y = \tau_y|_0 - \tau_y|_H, \quad (1.4)$$

wobei M_x und M_y die vertikal integrierte zonale beziehungsweise die meridionale Transportkomponente darstellen und P den vertikal integrierten Druck mit

$$P = \int_H^0 p dz \quad (1.5)$$

Man vernachlässige nun die Bodenreibung, also $\tau_x|_H = \tau_y|_H = 0$ und leite Gleichung 1.3 in meridionaler und Gleichung 1.4 in zentraler Richtung ab. Dies liefert:

$$-\partial f / \partial y M_y - f \partial M_y / \partial y + \partial^2 P / (\partial x \partial y) = \partial \tau_x / \partial y|_0 \quad (1.6)$$

$$\partial f / \partial x M_x + f \partial M_x / \partial x + \partial^2 P / (\partial x \partial y) = \partial \tau_y / \partial x|_0. \quad (1.7)$$

Man verwende nun die sogenannte Beta-Ebenen-Approximation, d.h. man nehme an, dass die Corioliskraft in meridionaler Richtung zu den Polen hin linear zunimmt². Sie ist dann gegeben durch

$$f = f_0 + \beta y. \quad (1.8)$$

Die Ableitung von f nach y liefert somit β , während sich die Corioliskraft in zentraler Richtung nicht ändert, die Ableitung also den Wert null liefert. Subtrahiert man nun Gleichung 1.6 von Gleichung 1.7, so erhält man:

$$\underbrace{\frac{\partial f}{\partial x}}_{=0} M_x + \underbrace{\frac{\partial f}{\partial y}}_{=\beta} M_y + f \underbrace{\left(\frac{\partial M_y}{\partial y} + \frac{\partial M_x}{\partial x} \right)}_{=\nabla \cdot M=0} + \underbrace{\frac{\partial^2 P}{\partial x \partial y} - \frac{\partial^2 P}{\partial x \partial y}}_{=0} = \underbrace{\frac{\partial \tau_y}{\partial x}|_0 - \frac{\partial \tau_x}{\partial y}|_0}_{=\nabla \times \tau}, \quad (1.9)$$

wobei $\nabla \times \tau$ die Rotation des Windschubs darstellt. Der Term $\partial M_y / \partial y + \partial M_x / \partial x$ wird ebenfalls null, da der Transport aus Gründen der Massenerhaltung divergenzfrei sein muss. Man erhält somit schließlich die Sverdrupsche Vorticity-Beziehung:

$$M_y = 1/\beta \nabla \times \tau. \quad (1.10)$$

²Diese Annahme entspricht den Verhältnissen auf einem rotierenden Kegel, stellt jedoch auch für das rotierende Geoid eine gute Näherung dar.

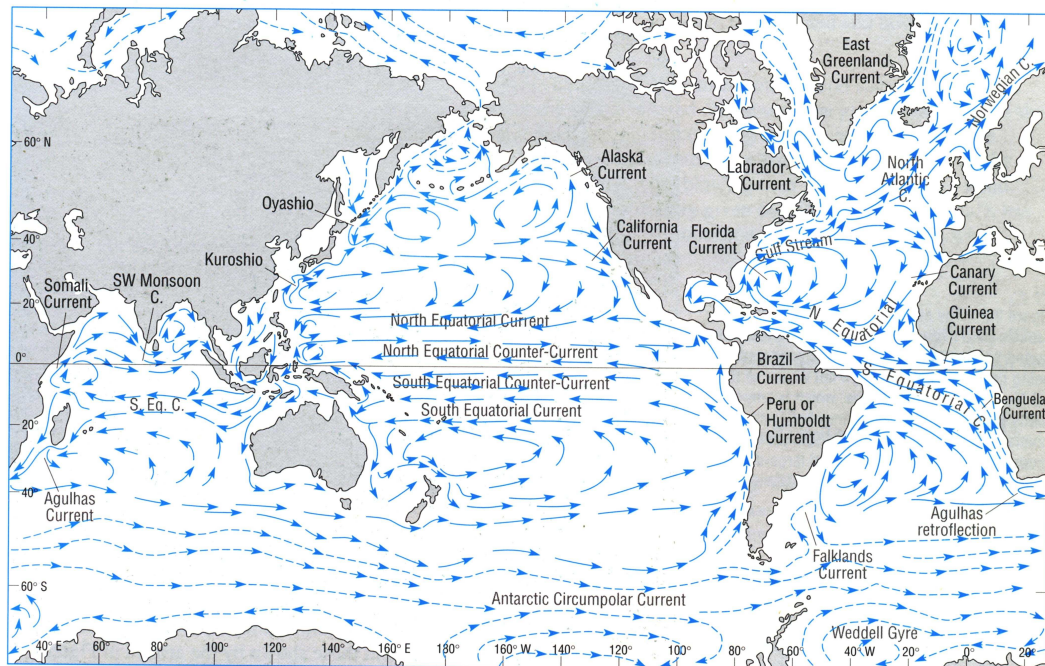


Abbildung 1.3: globale Übersicht der Strömungen an der Oberfläche der Ozeane. Die Abbildung zeigt die Situation im Sommer. (Brown et al. (2001))

Der vertikal integrierte meridionale Transport ist somit ausschließlich von der Änderung der Corioliskraft mit der Breite und der Rotation des Windschubs an der Ozeanoberfläche abhängig. Der Subtropenwirbel befindet sich im Bereich zwischen der Westwindzone im Norden und den Nord-Ost-Passaten im Süden. Man erhält somit eine antizyklonale Rotation des Windschubs, das heißt $1/\beta \nabla \times \tau$ nimmt auf der Nordhalbkugel negative Werte an. Da f nach Norden hin zunimmt hat β ein negatives Vorzeichen, man erhält somit einen äquatorwärts gerichteten Transport für das innere des Ozeanbeckens. Aus Kontinuitätsgründen muss dieser durch einen polwärtigen Transport an anderer Stelle ausgeglichen werden. Dies geschieht am Rand des Beckens.

In der Realität kann man nun beobachten, dass sich der polwärtige Transport auf einen schmalen Bereich an den westlichen Ozeanrändern beschränkt (Abbildung 1.3). In einigen Regionen wie zum Beispiel im Bereich des Kuroshiostrom vor der Küste Japans oder des Golfstrom an der Ostküste Nordamerikas treten hierbei sehr hohe Oberflächengeschwindigkeiten von 1 m/s und mehr auf. Der rasche polwärtige Transport warmen Wassers erzeugt hierbei deutlich ausgeprägte SST-Fronten.

Die Lage des polwärtigen Randstroms im Westen des Beckens ist mit Hilfe der Vorticityerhaltung erklärbar (Abbildung 1.4). Die windinduzierte Strömung liefert negative relative Vorticity. Da die Corioliskraft breitenabhängig ist und polwärts zunimmt, erfährt ein sich polwärts bewegendes Wasserpaket eine Zunahme an antizyklonaler relativer Vorticity, ein sich äquatorwärts bewegendes Wasserpaket umgekehrt eine Zunahme zyklonaler relativer Vorticity. An den Rändern wirkt ferner laterale Reibung. Die Strömung nimmt somit vom Ozeaninneren hin zu den Küsten ab. Somit ergibt sich reibungsbedingt sowohl am westlichen Rand als auch am östlichen Rand ein Gewinn positiver relativer Vorticity. Betrachtet man den oberen Teil von Abbildung 1.4, so sieht man, dass die Vorticitybalance im Falle eines symmetrischen Strömungsfeldes nicht ausgeglichen ist. Der Überschuss an negativer relativer Vorticity würde sich beschleunigend auf den Wirbel auswirken; ein solches System wäre somit instabil. Um eine ausgeglichene Vorticitybalance zu erhalten, ist deshalb (verstärkte) Reibung am Westrand des Ozeanbeckens erforderlich.

1.2 Der Golfstrom und seine Variabilität

Der Golfstrom hat seinen Ursprung nahe der Südspitze Floridas, wo sich der aus dem Golf von Mexiko durch die Floridastraße strömende Floridastrom mit dem Antillenstrom vereinigt. Von hier strömt das warme Wasser dann gemeinsam in einem schmalen Streifen entlang des nordamerikanischen Kontinentalschelf zunächst nordwärts später nordostwärts. Nahe Cape Hatteras löst sich der Strom von der Schelfkante und zweigt in ostwärtiger Richtung in den freien Ozean ab.

Der Transport beträgt Messungen zufolge etwa 30 Sv (Sverdrup, $1\text{Sv} = 10^6\text{m}^3/\text{s}$) im Bereich des Floridastroms und nimmt insbesondere im Bereich zwischen Cape Hatteras und 55°W stark zu, um im Bereich von 55°W ein Maximum von etwa 150 Sv zu erreichen (Hendry (1982), Hogg (1992), Hogg und Johns (1995)). Hall und Fofonoff (1993) bringen diese Zunahme mit Rezirkulationszellen des Tiefenwassers in diesem Bereich in Verbindung, die zu einer Beschleunigung der tieferen Bereiche des Stroms führen.

Der Strom unterliegt, insbesondere im Bereich nach der Ablösung von der Küstenlinie,

sowohl zeitlichen als auch räumlichen Schwankungen. Im Herbst erreicht der Transport ein Maximum und ist nördlich verschoben. Im Frühjahr hingegen ist der Transport am geringsten und die Stömung befindet sich deutlich südlicher (Tracey und Watts (1986), Kelly und Gille (1990), Zlotnicki (1991), Kelly (1991), Hogg und Johns (1995)). Lee und Cornillon (1995) konnten anhand von 2-Tages-Komposita von AVHRR-Satellitendaten (Advanced Very High Resolution Radiometer) der Meeresoberflächenauslenkung (Sea Surface Height, SSH) zeigen, dass die saisonalen meridionalen Verschiebungen im Bereich zwischen 70° W und 64° W phasengleich stattfinden, sich also die Strömung in diesem Bereich als eine geschlossene Einheit in Nord-Süd-Richtung bewegt. Kelly (1991) fanden die stärkste saisonale Variabilität anhand eines 4 Jahre umfassenden Datensatzes von Altimeterdaten im Bereich zwischen 73° W und 64° W.

Neben diesen saisonalen Schwankungen unterliegt der Golfstrom auch einer interannuellen Variabilität. So kann die Stärke des westlichen Tiefenrandstroms, der kaltes Wasser entlang des Kontinentalrandes südwärts transportiert, beeinflussen, wo sich die warme Oberflächenströmung vom Kontinent löst. Ein verstärkter südwärtiger Kaltwassertransport führt hierbei zu einer früheren Ablösung der Warmwasserströmung (Thompson und Schmitz (1989)). Kelly et al. (1996) fanden eine Korrelation zwischen der Variabilität der Position des Golfstroms und Windstressfluktuationen über dem Nordatlantik sowie SST-Änderungen westlich von 62° W. Joyce (Joyce et al. (2000), Joyce pers. Korrespondenz) stellte die These auf, dass ein Zusammenhang zwischen Meridionalverschiebungen des Golfstroms und den Zugbahnen extratropischer Zyklonen im Winter besteht. Diese haben wiederum einen Einfluss auf die Nordatlantische Oszillation (NAO). Da die NAO die Produktion von subpolarem und Labradorsee-Modewater und somit den westlichen Tiefenrandstrom beeinflusst, wäre hier eine Rückkopplung auf den Golfstrompfad denkbar.

Neben ozeaninternen Prozessen spielt ferner der atmosphärische Antrieb eine Rolle für die Position des Golfstroms. Frankignoul et al. (2001) untersuchte den Zusammenhang zwischen NAO und Pfadfluktuationen des Golfstroms anhand von TOPEX/Poseidon Satelliten-Altimeterdaten (monatliche Auflösung) und Ozeantemperaturdaten in 200 m

Wassertiefe nach XBT-Profilen aus dem Levitusatlas (1994, jährliche Auflösung). Bei den 200m-Temperaturen wurde hierbei die 17°C-Isotherme als Indikator für die Position des Golfstroms angenommen. Um eine Zeitreihe zu erhalten, wurde von den auf diese beiden Arten erhaltenen zeit- und längenabhängigen Positionen des Golfstroms eine Zerlegung in empirische Orthogonalfunktionen (EOFs) vorgenommen und die Hauptkomponenten-(Principal Component-)Zeitreihe des Modus mit der höchsten erklärten Varianz (28,3 % für TOPEX/Poseidon, 49 % für die XBT-Daten) als Index für die meridionale Verschiebung des Golfstroms berechnet (Abbildungen 1.6 und 1.7). Anschließend wurde die Kreuzkorrelation zwischen den erhaltenen Zeitreihen und der NAO berechnet. Im Gegensatz zu der sonst üblichen Vorgehensweise wurden hierbei nicht nur die Wintermonate zur Berechnung des verwendeten NAO-Indexes herangezogen, sondern das ganze Jahr berücksichtigt. Frankignoul et al. kamen zu dem Ergebnis, dass die Kreuzkorrelation zwischen den Positionindices des Golfstroms und dem NAO-Index ein statistisch signifikantes Maximum aufweist, wenn die NAO den Pfadfluktuationen um etwa ein Jahr vorausseilt (Abbildung 1.8). Eine positive NAO führt demnach zu einer nordwärtigen Verschiebung des Golfstroms im darauffolgenden Jahr, eine negative NAO hingegen zu einer Südverschiebung.

1.3 Grundlagen extratropischer Ozean-Atmosphären-Wechselwirkungen

Kushnir et al. (2002) betrachteten die lineare Antwort der Atmosphäre auf Anomalien der Meeresoberflächentemperatur. Sie beschränkten sich hierbei auf den Effekt des Ozeans auf die Atmosphäre, mit anderen Worten: Die Rückkopplung von der Atmosphäre zurück auf den Ozean wurde nicht berücksichtigt. Betrachten wir zunächst den linearen Anteil der Antwort. Als Maß hierfür betrachten Kushnir et al. die Auslenkung z'_{500} der 500hPa-Isobarenfläche bei Vorliegen einer bodennahen Temperaturanomalie T'_0 . Zur weiteren Vereinfachung wird angenommen, dass sich die gesamte Atmosphärensäule zwischen dem Boden und der 500hPa-Fläche im thermischen Gleichgewicht mit der SST-Anomalie befindet. Nach vertikaler Integration der hydrostatischen Gleichung schlagen Kushnir et al. somit für die Antwort in der Höhe vor:

$$z'_{500} \simeq \overline{z_{500}} \left(\frac{T'_0}{\overline{T_a}} + \frac{1}{\ln 2} \frac{p'_{surface}}{1000} \right), \quad (1.11)$$

wobei $\overline{z_{500}}$ die mittlere (unausgelenkte) Höhe der 500hPa-Isobarenfläche, und $\overline{T_a}$ die mittlere Temperatur der Luftsäule darstellt. Man erhält als Ergebnis eine Auslenkung der 500hPa-Fläche von ca. 20 m pro Kelvin Temperaturanomalie in Bodennähe. Hinzu kommt ein nicht zu vernachlässigender barokliner Beitrag von ca. 7m pro hPa Bodendruckanomalie, ferner können dynamische Prozesse innerhalb der Atmosphäre den Effekt noch weiter verstärken. Dennoch bleibt der auf diese Art zustandekommende Beitrag klein im Vergleich zur internen Variabilität der Isobarenhöhe in diesem Niveau, welche auf monatlichen bis saisonalen Zeitskalen in der Größenordnung von 50 bis 100 m liegt. Allerdings kann die atmosphärische Antwort durch nichtlokale dynamische Effekte noch weiter verstärkt werden (vgl. z.B. Frankignoul (1985)).

Die Quasigeostrophische Theorie liefert für die potentielle Vorticity q :

$$q = \beta y + \xi - \partial/\partial p[(f_0/\sigma)(RT/p)] \quad (1.12)$$

Eine Heizrate Q führt zu einer zeitlichen Temperaturänderung $\partial T/\partial t$ und somit ergibt sich für den diabatischen Anteil der zeitliche Änderung der potentiellen Vorticity als Antwort auf ein Heizen Q :

$$(\partial q/\partial t)_Q = -f(\partial/\partial p[(f_0/\sigma)(RQ/p)]). \quad (1.13)$$

Die zeitliche Änderung der potentiellen Vorticity ist somit von der vertikalen Ableitung des Quellterms Q abhängig. In den Extratropen liefert dies somit eine Quelle (Senke) potentieller Vorticity unterhalb (oberhalb) einer Heizquelle und beeinflusst so die Stabilität der Atmosphärenschichten. Im Falle einer Heizquelle direkt an der Oberfläche erhält man als Randbedingung für q :

$$dq_b/dt + \dots = (f_0/\sigma)(RQ/p_b) \quad (1.14)$$

mit

$$q_b = (f_0/\sigma)(RQ/p)_b \quad (1.15)$$

Dies liefert eine Quelle potentieller Vorticity am unteren Rand. Da für eine SST-Anomalie Q relativ schnell mit der Höhe abnimmt, wird diese durch eine Senke oberhalb kompensiert. Insgesamt ist das vertikale Integral der Änderung der potentiellen Vorticity exakt 0. Im Regelfall erhält man somit positive potentielle Vorticity einhergehend mit einer negativen Anomalie des Geopotentials in den unteren Schichten und negative potentielle Vorticity mit einer positiven Geopotentialanomalie in den höheren Niveaus.

Hoskins und Karoly (1981) untersuchten die Antwort der Atmosphäre auf Heizquellen in den Tropen und Extratropen. Sie gingen hierbei von den linearisierten reibungsfreien Gleichungen für die potentielle Temperatur und die Vorticity (unter Annahme der β -Ebenen-Approximation) aus. Man beachte bei der folgenden Betrachtung, dass sich die hergeleiteten Beziehungen auf Anomalien beziehen, während zuvor und im Folgenden Absolutwerte betrachtet wurden. Dennoch sollen die Ergebnisse von Hoskins und Karoly (1981) hier dargestellt werden.

Die linearisierten reibungsfreien Gleichungen für die potentielle Temperatur und die Vorticity lauten:

$$\bar{u}\xi'_x + \beta v' = fw'_z \quad (1.16)$$

bzw.

$$\bar{u}\theta'_x + v'\bar{\theta}_y + w'\bar{\theta}_z = (\theta_0/g)Q \quad (1.17)$$

Unter Verwendung der thermischen Windgleichung lässt sich Gleichung (1.17) überführen in

$$f\bar{u}v'_z - f\bar{u}_z v' + w'N^2 = Q. \quad (1.18)$$

Betrachtet man nun die einzelnen Terme in (1.18) separat, so folgt, dass

$$v' \sim QH_Q/f\bar{u}, \quad (1.19)$$

falls zonale Advektion dominiert,

$$v' \sim QH_u/f\bar{u}, \quad (1.20)$$

falls meridionale Advektion dominiert und

$$w' \sim Q/N^2, \quad (1.21)$$

falls vertikale Advektion dominiert, was auf Grund der Randbedingung $w_0 = 0$ jedoch nur für Quellen abseits des Bodens möglich ist. $H_Q = Q/Q_z$ und $H_u = u/u_z$ stellen hierbei die Skalenhöhe der Quelle bzw. der Zonalgeschwindigkeit dar. Für großskalige Prozesse muss die Stretching-Vorticity in (1.16) durch Meridionalbewegungen ausgeglichen werden. Kombination von (1.16) und (1.21) und vertikales Ableiten liefert für diesen Fall:

$$v' \sim fQ/(\beta N^2 H_Q). \quad (1.22)$$

Bodennahe Heizquellen müssen durch horizontale Kaltluftadvektion ausgeglichen werden. Es kann dabei angenommen werden, dass der Prozess dominiert, der die geringsten Änderungen der Meridionalgeschwindigkeit erfordert. Betrachtet man (1.19) und (1.20), so erkennt man, dass dies bedeutet, dass bei starker vertikaler Scherung des Zonalwindes meridionale Advektion dominiert, bei großer vertikaler Ausdehnung der Quelle hingegen Zonaladvektion.

Hoskins und Karoly (1981) betrachteten im folgenden drei Fallbeispiele (1.9). In den Tropen (1.9a) wird eine Heizquelle in der Regel durch Aufwärtsbewegungen kompensiert. Für große Wellenlängen muss diese in Gleichung (1.16) durch $v' > 0$, also polwärtsbewegung kompensiert werden. Man benötigt also einen Trog westlich der Heizquelle. Im Gegensatz dazu erfolgt die Kompensation einer Heizquelle in den mittleren Breiten (1.9b) in der Regel durch horizontale Advektion. Ist $H_Q \gg H_u$, so erfolgt dies durch Advektion polarer Kaltluft, also $v' < 0$. Für großskalige Prozesse müssen sich $f w'$ und $\beta v'$ in (1.16) wieder balancieren, was in diesem Fall Abwärtsbewegung bedeutet. Im Falle einer flachen Heizquelle (Abbildung 1.9c) spielt zusätzlich auch zonale Advektion eine Rolle.

Wie später gezeigt werden wird, stellt sich die Situation im Falle der Golfstromregion komplett anders dar. Hier findet man den für die mittleren Breiten nach Hoskins und Karoly (1981) untypischen Fall eines Aufsteigens oberhalb der Heizquelle. Dies entspricht

verglichen mit Hoskins und Karoly (1981) den Verhältnissen der Tropen.

Über die betrachteten linearen Zusammenhänge spielen ferner nichtlineare Zusammenhänge eine Rolle (Kushnir et al. (2002)). So unterscheidet sich die atmosphärische Antwort beispielsweise je nach Vorzeichen der vorliegenden SST-Anomalie und ist jahreszeitlichen Einflüssen unterworfen.

1.4 Der Einfluss des Golfstroms auf die Troposphäre

Lange Zeit ging man davon aus, dass der Golfstrom lediglich einen lokalen Einfluss auf die marine atmosphärische Grenzschicht besitzt. Aktuelle Studien (Minobe et al. (2008)) zeigen jedoch, dass der Effekt auf die Atmosphäre sehr viel bedeutender ist und die gesamte Troposphäre betrifft. Minobe et al. zeigten anhand operationeller Analysedaten, Satellitenbeobachtungen und Modellexperimenten, dass die mit dem Golfstrom einhergehende SST-Front zu starken Vergenzen des bodennahen Windfeldes führt. Hierdurch kommt es zum schnellen Aufsteigen von Luftmassen über den Gebieten hoher Meeresoberflächentemperatur. Kondensation führt zu Niederschlägen und der Freisetzung latenter Wärme in höheren Luftschichten (vgl. 1.11). Dieser Mechanismus wird in der englischsprachigen Literatur häufig als "pressure adjustment mechanism" bezeichnet. Darüberhinaus wird ein Einfluss auf das bodennahe Windfeld über Impulseinmischung aus höheren Atmosphärenschichten diskutiert ("momentum mixing effect", vgl. z. B. Song et al. (2006)). Über dem warmen Teil der Front kommt es durch das Heizen am Boden zu einer Destabilisierung der Atmosphäre und somit zu verstärkter Konvektion. Diese durchmischt die unteren Luftschichten und führt den bodennahen – stark reibungsbeeinflussten – Schichten Impuls aus den darüberliegenden zu. Es kommt somit zu einer Beschleunigung der Winde über dem Gebiet mit warmer SST. Auf diese Weise kann die mit dem Golfstrom einhergehende SST-Front z.B. die Zugbahn extratropischer Zyklonen beeinflussen (Joyce, persönliche Korrespondenz).

Minobe et al. vertreten die Hypothese, dass über die lokalen Effekte hinaus über Interaktion mit planetaren Wellen Fernwirkungsmechanismen mit Ursache in der Golfstromre-

gion denkbar wären. Dies wäre insbesondere dahingehend von Bedeutung, als dass die Meridionalzirkulation im Nordatlantik (atlantic meridional circulation, AMC) in der Vergangenheit deutlichen natürlichen Variationen ihrer Stärke unterworfen war. Darüberhinaus ist Gegenstand aktueller Forschung, inwieweit der antropogene Treibhauseffekt die AMC abschwächen kann. Dies könnte zu Veränderungen des SST-Feldes und zu Niederschlagsanomalien in diesem Gebiet führen.

Ein Verständnis der Ozean-Atmosphären-Beziehungen in der Golfstrom-Region kann somit für das Verständnis des Klimas im Nordatlantikraum und somit für die Entwicklung zukünftiger Klimasimulationen eine entscheidende Bedeutung erhalten.

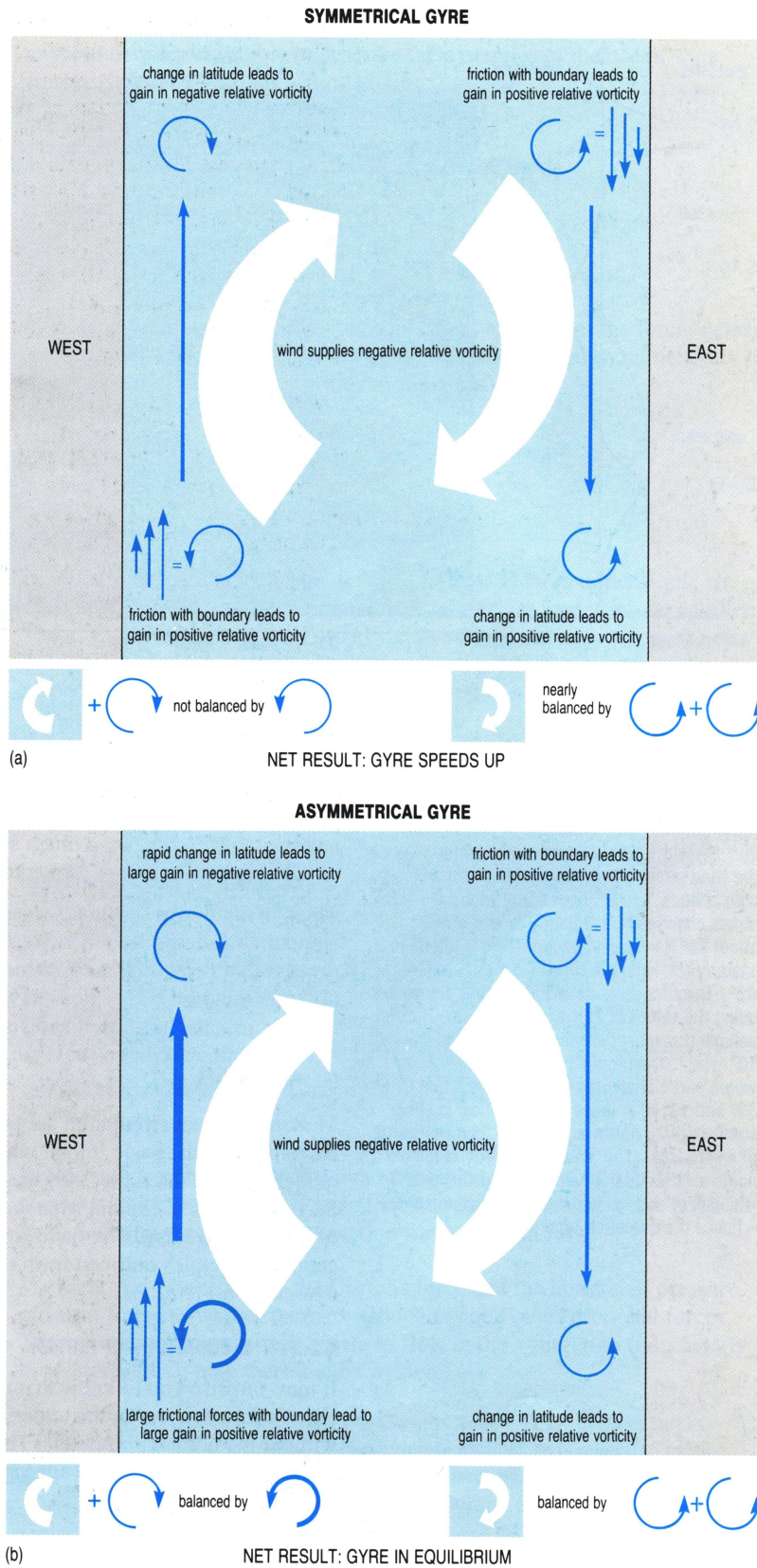


Abbildung 1.4: Entstehung westlicher Randströme (Brown et al. (2001)).

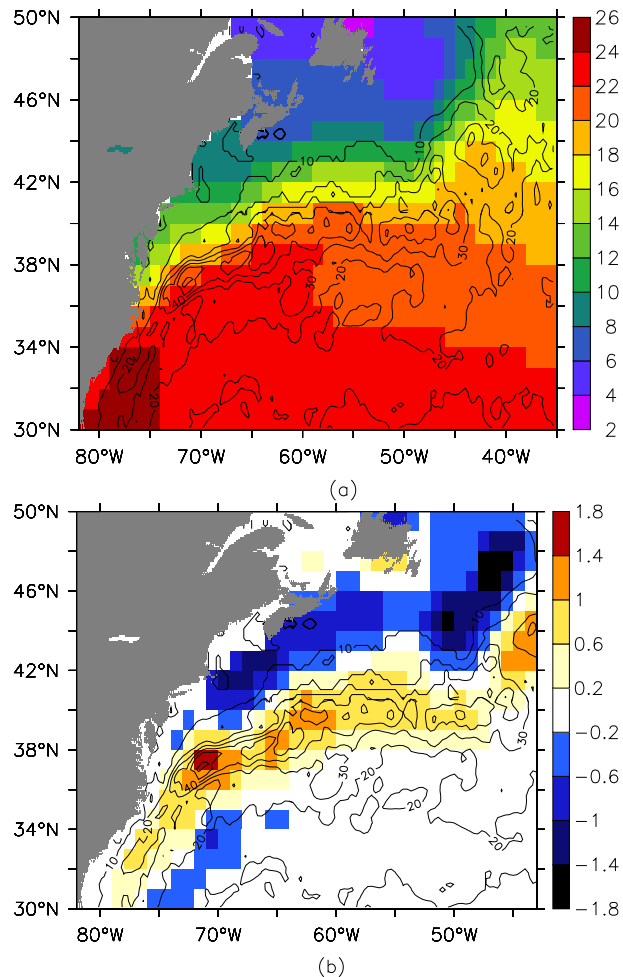


Abbildung 1.5: Langzeitmittel (1992-2006) der SST/ $^{\circ}\text{C}$ (a) bzw. des Laplacier der $-SST/10^{-10}\text{Km}^{-2}$ (b) und der Oberflächengeschwindigkeiten/ cms^{-1} in der Golfstromregion. Datengrundlage für die SSTs war der NOAA-OI-Reanalysedatensatz (vgl. Kapitel 2). Die Oberflächengeschwindigkeiten entstammen dem AVISO-Datensatz und wurden auf Basis von Satellitenaltimetrie bestimmt. Man erkennt, dass die Gebiete maximaler Oberflächenströmung und maximalen SST-Gradients räumlich in guter Übereinstimmung zueinander liegen.

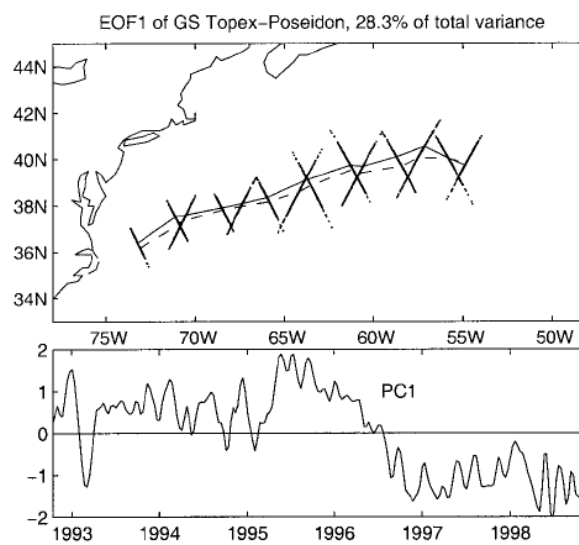


Abbildung 1.6: erste EOF und Hauptkomponenten-Zeitreihe der Golfstromposition berechnet aus TOPEX/Poseidonaten. Die erklärte Varianz der ersten EOF beträgt 28,3 %. Im oberen Teil der Abbildung markieren die Punkte einzelne Positionen des Golfstroms zu diskreten Zeitpunkten. Die gestrichelte Linie markiert die mittlere Position des Golfstroms, die durchgezogene die erste EOF. Der untere Teil der Abbildung zeigt die zugehörige Hauptkomponenten-Zeitreihe. (Frankignoul et al. (2001))

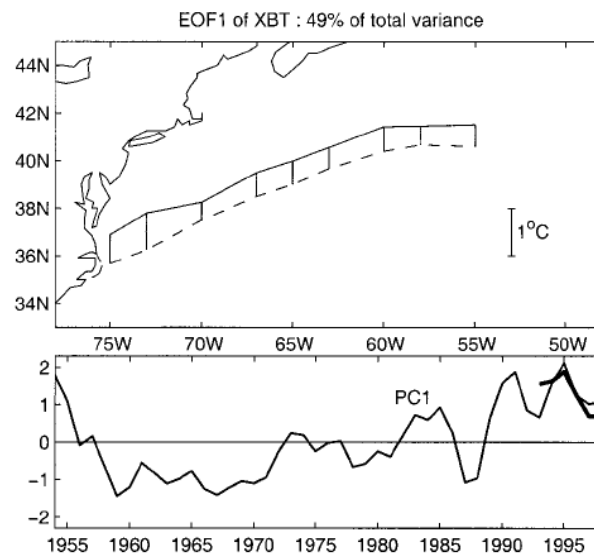


Abbildung 1.7: erste EOF und Hauptkomponenten-Zeitreihe der Golfstromposition berechnet aus XBT-T200-Daten. Die erklärte Varianz der ersten EOF beträgt 49 %. Im oberen Teil der Abbildung markiert die gestrichelte Linie die mittlere Position des Golfstroms, die durchgezogene die erste EOF. Der untere Teil der Abbildung zeigt die zugehörige Hauptkomponenten-Zeitreihe. Für den Zeitraum nach 1993 wird sie durch die jahresgemittelte Zeitreihe der TOPEX/Poseidon-Zeitreihe ergänzt (dicke Linie). (Frankignoul et al. (2001))

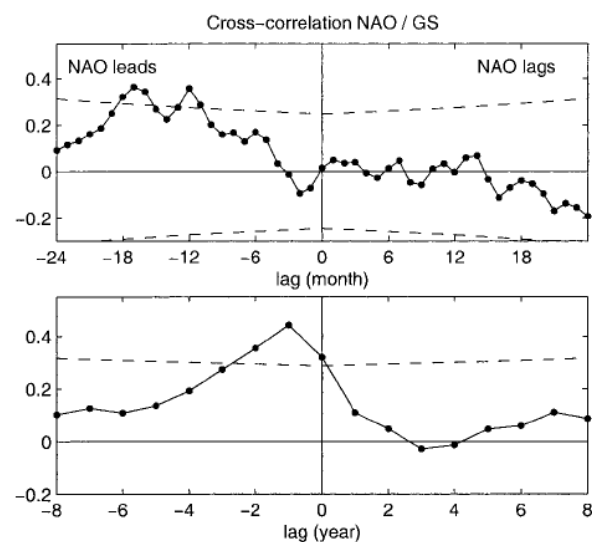


Abbildung 1.8: Kreuzkorrelation zwischen NAO und TOPEX/Poseidonaten (oben) sowie XBT-T200-Daten (unten). Die gestrichelten Linien markieren statistische Signifikanz auf dem 95%-Level. (Frankignoul et al. (2001))

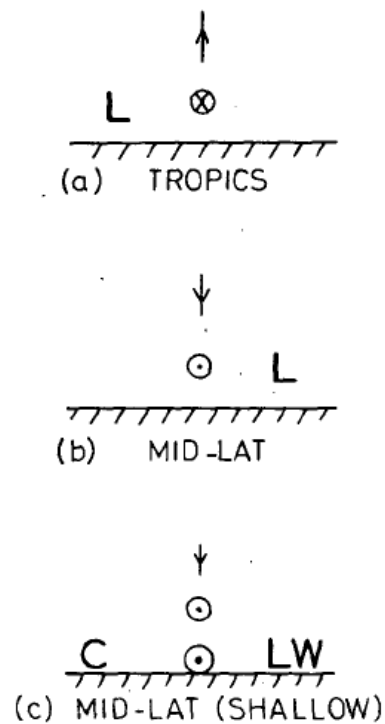


Abbildung 1.9: Antwort der Atmosphäre auf eine Heizquelle in den Tropen (a), den mittleren Breiten (b) und den mittleren Breiten für eine flache Quelle (c). Die Pfeile signalisieren Vertikalbewegungen, die Kreise mit Punkt (Kreuz) Horizontalbewegung aus der Bildebene heraus (in die Bildebene hinein). C und W stehen für Kalte beziehungsweise warme Luftmassen und L für einen Trog. (Hoskins und Karoly (1981))

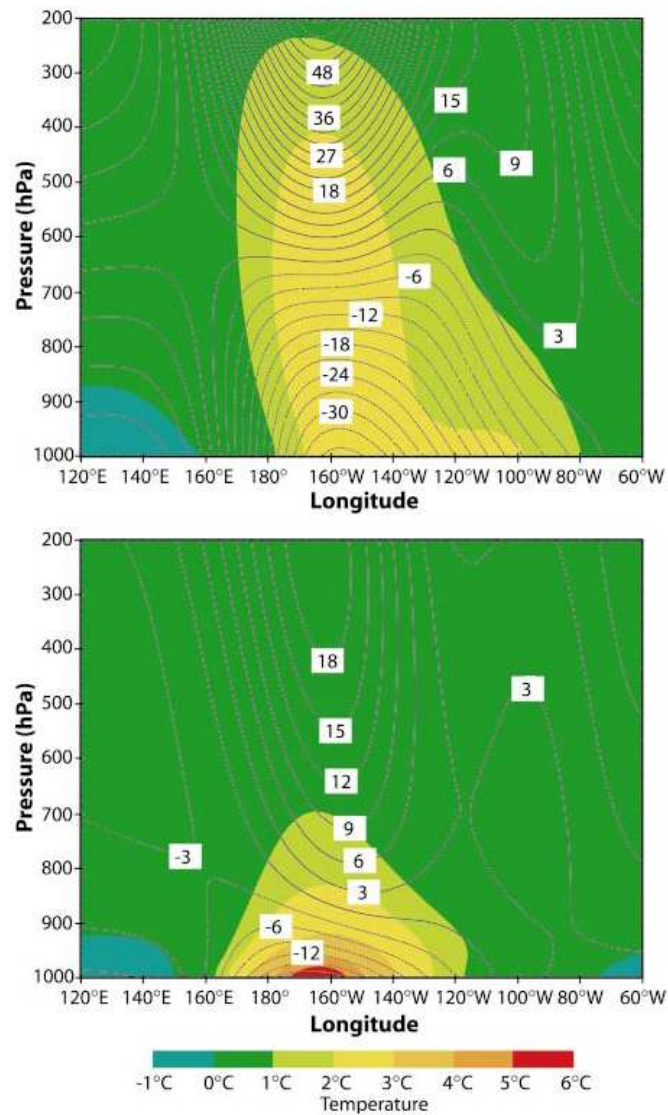


Abbildung 1.10: Antwort der Atmosphäre auf eine Heizquelle an der Datumslinie (180°) im quasigeostrophischen Modell. Der obere Teil zeigt die Antwort für eine vertikal ausgedehnte Quelle, der untere beschreibt die Situation für eine flache Quelle. In beiden Fällen nimmt die Intensität der Quelle exponentiell mit der Höhe ab. Die Farben zeigen die Temperaturanomalie, die Konturlinien die Anomalie des Geopotentials. (Kushnir et al. (2002))

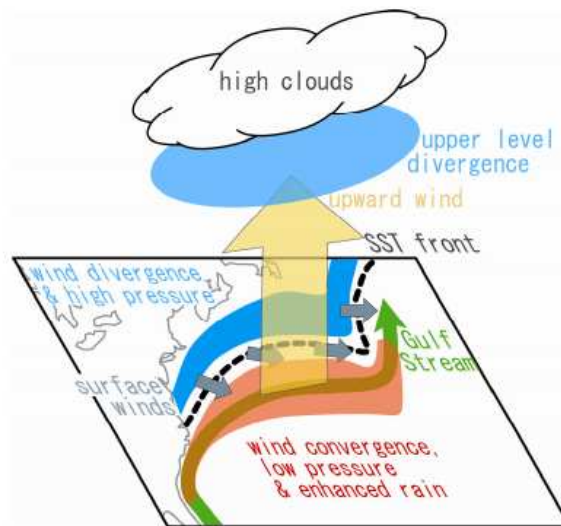


Abbildung 1.11: Einfluss des Golfstroms auf die Atmosphäre. Die SST-Front führt zu Winddivergenzen. Damit verbundenes Aufsteigen über den Gebieten warmer SST führt zu Wolkenbildung, Kondensation und Niederschlagsbildung, sowie zu Divergenz in der oberen Troposphäre. (Minobe et al. (2008))

Kapitel 2

Daten & Modelle

Dieses Kapitel gibt einen Überblick über die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Datensätze. Diese bestehen aus zwei Klimamodellläufen des globalen Zirkulationsmodells (atmospheric general circulation model, AGCM) ECHAM5, sowie ergänzend Beobachtungs- und Reanalysedaten.

2.1 ECHAM5

Bei ECHAM handelt es sich um ein am Hamburger Max-Planck-Institut (MPI) für Meteorologie entwickeltes AGCM. ECHAM basiert auf dem operationellen Vorhersagemodell des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (European Center for Medium Range Weather Forecast, ECMWF), welches am MPI auf die Erfordernisse der Klimamodellierung hin optimiert wurde. ECHAM wurde seit 1989 ständig weiterentwickelt und liegt aktuell in seiner 5. Version vor, die seit 2003 zur Verfügung steht. Im Vergleich zu den vorherigen ECHAM-Versionen bietet ECHAM5 unter anderem den Vorteil einer hohen Portabilität. Die Umsetzung in Fortran95 erlaubt es, Modellexperimente auf allen gängigen Plattformen zu rechnen und damit die volle Breite der rezent zur Verfügung stehenden Hochleistungsrechenzentren für Berechnungen mit dem Klimamodell zu nutzen.

Das Modell führt seine Berechnungen in sphärischen Spektralkoordinaten durch. Prozesse mit Wellenzahlen oberhalb eines je nach Anwendung festzulegenden Grenzwertes

	Anzahl Gitterp.		Gitterweite		Zeitraum	Ens.- Mitgl.	SST Produkt
	zonal	merid.	Äquator	bei 40°N			
T106	320	160	ca. 125 km	ca. 80 km	1870-2007	5	HadISST
T159	480	240	ca. 83 km	ca. 54 km	2005-2006	10	NCEP MMAB
T213	640	320	ca. 63 km	ca. 40 km	2005-2006	5	NCEP MMAB

Tabelle 2.1: Vergleich der im Rahmen dieser Arbeit verwendeten ECHAM-Läufe

werden nicht berücksichtigt. Im Englischen bezeichnet man diesen oberen Grenzwert als Truncation (Trunkierung, Abbruch, Abschneidung). Eine Abschneidung bei höheren Wellenzahlen bietet den Vorteil, dass das Modell kleinräumigere Prozesse noch erfasst, ist allerdings mit einem erheblich größeren Rechenaufwand verbunden. Gängige Auflösungen sind T21, T31, T42, T63, T85, T106 und T159, es sind jedoch auch, sofern die Rechenkapazitäten dies erlauben, höhere Auflösungen möglich. So wurde im Rahmen dieser Arbeit auch ein T213-Experiment ausgewertet.

Die Anzahl der vertikalen Schichten liegt standardgemäß bei 19 oder 31 Schichten, wobei die obere Schicht bei 10 hPa liegt. Darüber hinaus existiert eine Version, die die mittlere Atmosphäre mit einschließt (middle atmosphere ECHAM, MAECHAM). MAECHAM rechnet auf 39 oder 90 vertikalen Schichten mit der oberen Schicht auf 0,01 hPa-Niveau. Für die vorliegende Arbeit wurde jedoch ausschließlich die Standardkonfiguration mit 31 Schichten verwendet. ECHAM arbeitet in der Vertikalen mit sogenannten hybriden Koordinaten. Diese stellen eine Kombination aus (rein druckabhängigen) p -Koordinaten und (der Topographie folgenden) σ -Koordinaten dar. Diese berechnen sich nach der Formel:

$$p_{k+1/2} = A_{k+1/2} + B_{k+1/2}p_s, \quad (2.1)$$

wobei p_s den Bodendruck darstellt. A und B sind Koeffizienten, die bestimmen, inwieweit die jeweilige Schicht durch die Bodentopographie beeinflusst wird. Für die oberen Schichten hat B den Wert 0, während A zunächst linear zunimmt. Man erhält so beispielsweise in der 31-Schichten-Version als obere Modelllevel die 1, 3 und 5 hPa-

Isobarenflächen. A nimmt dann bis in die mittlere Troposphäre weiter zu, wobei die Zunahme sich jedoch stetig verringert. Ab der Mittleren Troposphäre nimmt A dann ab. B nimmt hingegen monoton zu und beträgt für die untere Schicht schließlich 1. Eine detaillierte Auflistung der Koeffizienten für alle vertikalen Schichten findet sich in Röckner et al. (2003). Man erhält so ein Koordinatensystem, das in den oberen Schichten isobarenparallel, in den unteren Schichten hingegen der Bodentopographie angepasst ist.

Der Modelldynamik liegen hierbei die grundlegenden hydrodynamischen Gleichungen wie z.B. die hydrostatische Grundgleichung, die Advektionsgleichung und die Kontinuitätsgleichung zu Grunde, die zur numerischen Umsetzung diskretisiert werden müssen. Dies bedeutet, dass es notwendig ist, die in den Gleichungen enthaltenen Differentiale in finite Differenzen zu überführen. Die Grundlegenden prognostischen Variablen, die für jeden Zeitschritt aus den gegebenen Gleichungen berechnet werden, sind die Vorticity, die Divergenz, die Temperatur, die spezifische Feuchte, sowie der natürliche Logarithmus des Bodendrucks. Hierbei ergibt sich das Problem, dass sich die atmosphärischen Prozesse zum Teil auf räumlichen Skalen abspielen, die bei praktikablen Auflösungen nicht mehr erfasst werden können, aber dennoch so bedeutend sind, dass sie nicht vernachlässigt werden können. Diese sogenannten subgitterskaligen Prozesse müssen deshalb parametrisiert werden, das heißt man versucht sie durch empirische Näherungsformeln aus den für eine Gitterzelle berechneten Rahmenbedingungen abzuleiten. Als parametrisierte Prozesse sind im Wesentlichen Diffusion, Interaktion mit der Land- bzw. Meeresoberfläche, Schwerewellen, Cumuluskonvektion, der Einfluss subgitterskaliger Topographie, Strahlungstransport und Bewölkungsprozesse zu nennen.

Für die vorliegende Arbeit wurden die Ergebnisse dreier durchweg hochauflösender bis sehr hochauflösender ECHAM-Simulationen verwendet. Zwei von ihnen hatten die Untersuchung der Hurrikanaktivität im Zeitraum 2005/2006 zum Ziel und umfassen somit einen Zeitraum von 24 Monaten. Diese beiden Experimente wurden bei einer Auflösung von T213 bzw. T159 gerechnet, was einer Anzahl von 640 Gitterpunkten zonal und 320 meridional (T213) bzw. 480 zonal und 240 meridional (T159) entspricht. Das T213-Experiment besteht aus einem Ensemble mit 5 Realisierungen, das T159-Experiment beinhaltet 10 Ensemble-Mitglieder. Die vorgegebenen SSTs für das T159 und das T213-

Experiment lagen auf einem $0,5 \times 0,5^\circ$ -Gitter vor und basieren auf dem NCEP Marine Modeling and Analysis Branch SST-Datensatz (MMAB), einer Kombination aus Beobachtungen von Schiffen, Bojen und Satelliten. Beim T106-Experiment fand der HadISST-Datensatz des Hadley-Centers Verwendung. Hierbei handelt es sich um einen anhand von EOFs rekonstruierten Datensatz mit $1 \times 1^\circ$ Auflösung. Für den Strahlungsantrieb wurde das IPCC A1B Szenario (wirtschaftsorientiert bei ausgewogener Nutzung fossiler und nichtfossiler Energiequellen) angenommen.

Der dritte Lauf wurde bei einer horizontalen Auflösung von T106 gerechnet und besteht aus einem Ensemble mit 5 Realisierungen. Er umfasst einen deutlich längeren Zeitraum als die beiden anderen und erstreckt sich über den Zeitraum von 1870 bis 2007. Er unterscheidet sich ferner in den Randbedingungen von den anderen beiden Experimenten: Meereisbedeckung und SST entstammen hier dem EOF-rekonstruierten Datensatz des Hadley-Centers, welcher den Vorteil bietet, bereits ab Januar 1870 verfügbar zu sein. Die SST-Daten stehen auf einem $1 \times 1^\circ$ -Gitter zur Verfügung.

2.2 NOAA-OI

Der OI-Datensatz (OI=Optimum Interpolation) der NOAA (North American Oceanic and Atmospheric Administration) stellt monatliche SSTs in 1° Grad Auflösung für den Zeitraum ab November 1981 in wöchentlicher Auflösung zur Verfügung, wobei in dieser Arbeit ausschließlich die monatsgemittelten Daten verwendet wurden. Es handelt sich um eine Kombination aus Beobachtungsdaten von Satelliten und In-Situ-Messungen. Der Datensatz vereint somit die Vorteile beider Beobachtungsarten: Die Satellitendaten liegen global in guter räumlicher und zeitlicher Auflösung vor. Allerdings können bei der Messung der SST vom Satelliten aus systematische Fehler auftreten. Darüberhinaus ist diese Messmethode an die Bedingung des Vorliegens eines wolkenfreien Himmels geknüpft. Insbesondere in Gebieten regelmäßig auftretender ausgeprägter Bewölkung, wie beispielsweise der Innertropischen Konvergenzzone (inner tropical convergence zone, ITCZ) ist dies problematisch. Die In-Situ-Messungen stellen eine gute Möglichkeit dar, die Satellitenmessungen zu verifizieren beziehungsweise systematische Fehler zu korrigieren und insbesondere in Gebieten mit häufiger Bewölkung zu ergänzen. Sie basieren

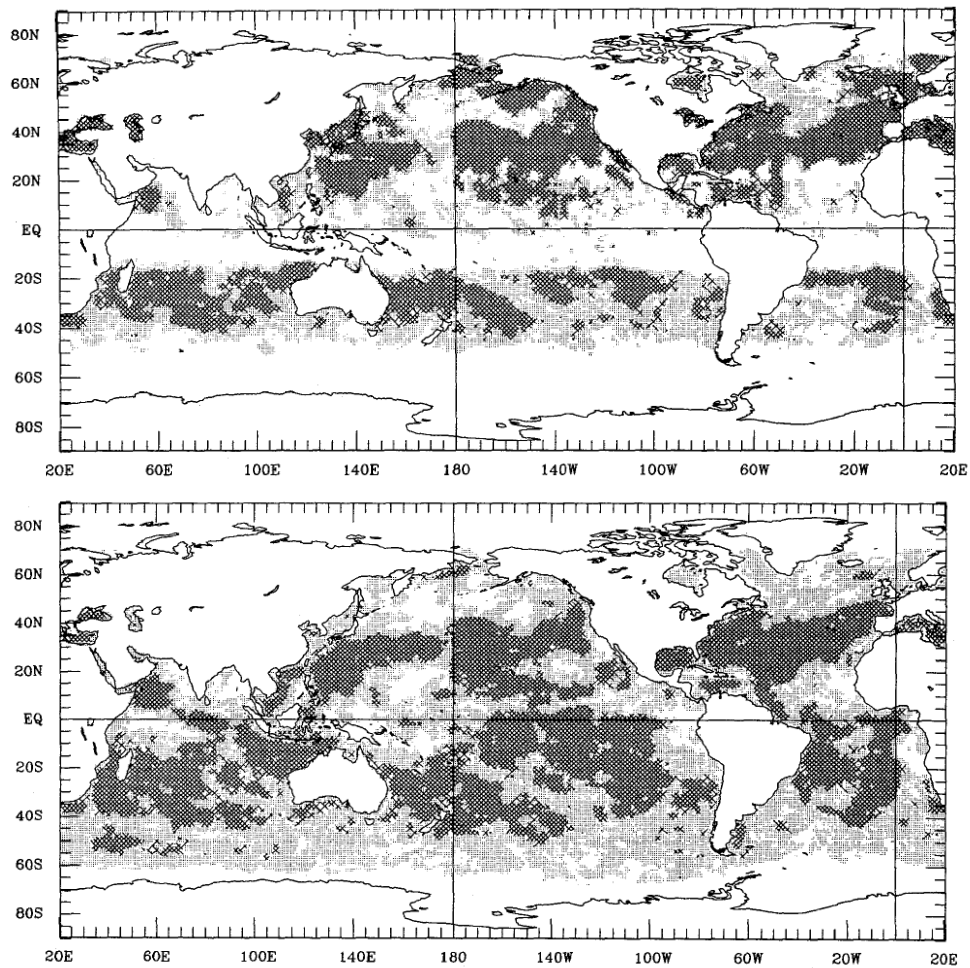


Abbildung 2.1: Verteilung der in den NOAA-OI-Datensatz eingehenden AVHRR-Messwerte für den Zeitraum 4.-10. August 1991 auf einem $1 \times 1^\circ$ -Gitter. Der obere Teil der Abbildung berücksichtigt nur Tagmessungen, der untere nur Nachtmessungen. Die helle Schraffierung markiert Bereiche mit Gitterzellen für die weniger als 10 Messungen vorlagen, Gitterzellen für die 10 oder mehr Messungen zur Verfügung standen sind durch die dunkle Schraffierung gekennzeichnet. (Reynolds und Smith (1994))

größtenteils aufs Schiffsmessungen, die insbesondere in Gebieten sporadischen Schiffsverkehrs durch Messungen von Messbojen ergänzt werden.

Die in den NOAA-OI-Datensatz eingehenden Satellitendaten stammen vom Advanced Very High Resoluion Radiometer (AVHRR) an Bord der polarumlaufenden NOAA-Satelliten. Die Daten werden vom NOAA Enviromental Satellite, Data and Information Service (NESDIS) operationell aufbereitet. Die In-Situ-Beobachtungen stammen vom U.S.

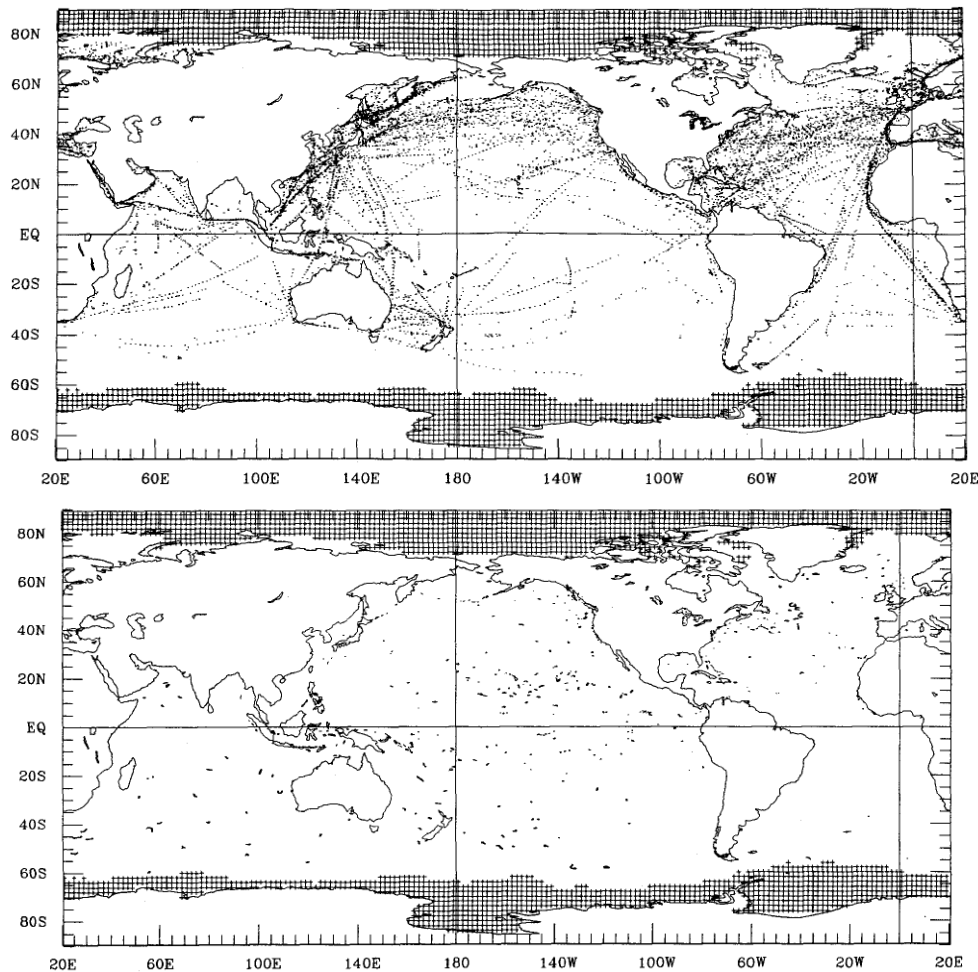


Abbildung 2.2: Verteilung der in den NOAA-OI-Datensatz eingehenden In-Situ-Messungen für den Zeitraum 4.-10. August 1991. Die obere Abbildung zeigt die eingehenden Schiffsmessungen, die untere entsprechende Bojenmessungen. Gitterzellen, in denen Meereis beobachtet wurde, sind durch eine gitterförmige Textur gekennzeichnet. (Reynolds und Smith (1994))

National Meteorological Center (NMC) und basieren auf Schiffsmessungen, die über das Global Telecommunication System zur Verfügung stehen und Bojenmessungen. Insgesamt ergibt sich somit eine gute globale Abdeckung. Lediglich im Bereich des tropischen Atlantiks ist die Datenbasis auf Grund der im Bereich der ITCZ auftretenden konvektiven Bewölkung, des geringen Schiffsverkehrs und der schlechten Besetzung mit Messbojen etwas schlechter (vgl. 2.1 und 2.2).

Nach Datenerhebung werden einige Maßnahmen zur Qualitätssicherung durchgeführt.

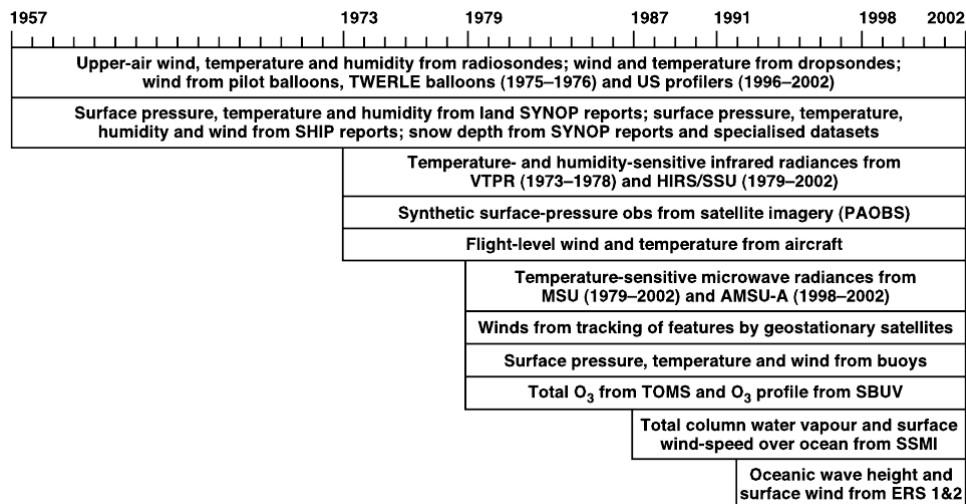


Abbildung 2.3: Überblick über die zur Erstellung des ERA40-Datensatzes verwendeten Beobachtungsdaten (Uppala (2005)).

So werden zunächst die Positionen der Schiffe und Bojen, die Meldungen lieferten, nachverfolgt, und diejenigen Werte eliminiert, bei denen die zwischen zwei Meldungen zurückgelegte Distanz unglaublich groß erscheint. Ferner gehen diejenigen Messungen nicht in die endgültige Berechnung ein, bei denen die SST außerhalb des Bereichs von -2°C und $+35^{\circ}\text{C}$ liegt, oder um mehr als das 3,5-fache der Standardabweichung vom klimatologischen Wert des jeweiligen Ortes für den Zeitpunkt der Messung abweicht. Die Analyse der Daten erfolgt auf wöchentlicher Datenbasis. Das Ergebnis der Analyse für den jeweils vorhergehenden Zeitschritt wird bei der Berechnung des darauf folgenden berücksichtigt. Sollte zu einem Zeitpunkt an einem Gitterpunkt keine aktuelle SST-Information vorliegen, so ist das Ergebnis der Analyse gleich dem Wert der Vorwoche. Da SST-Anomalien gewöhnlicherweise monatliche Zeitskalen haben, stellt diese Annahme eine gute Näherung dar. Eine detaillierte Beschreibung des OI-Verfahrens findet sich in Reynolds und Smith (1994).

2.3 ERA40

Der ERA40-Datensatz des ECMWF stellt Reanalysedaten für den Zeitraum von September 1957 bis August 2002 zur Verfügung. Er basiert auf Beobachtungsdaten von Satelliten, ergänzt durch Radiosondendaten, Schiffsmessungen, Bojen und weiteren bodengestütz-

ten Messungen (vgl. auch Abbildung 2.3). Hierbei ist zu berücksichtigen, dass alle diese Quellen gewissen Limitierungen bezüglich ihrer zeitlichen und/oder räumlichen Verfügbarkeit, sowie der zur Verfügung gestellten Messgrößen unterworfen sind. Im Rahmen der Reanalyse werden die Beobachtungen aus den verschiedenen Quellen kombiniert, um mit Hilfe eines Modells den Zustand der Atmosphäre möglichst umfassend und lückenlos abzubilden.

Der ERA40-Datensatz stellt den Nachfolger des 15 Jahre (beginnend 1979) umfassenden ERA15-Datensatzes dar, wobei das Assimilationsverfahren auf Basis der Erfahrungen aus ERA15 in vielen Punkten verbessert wurde. Details zu den Verbesserungen finden sich in Uppala (2005). Desweiteren wurden die horizontale und die vertikale Auflösung erhöht und die Modellobergrenze von 10hPa auf 0,01hPa heraufgesetzt, so dass insbesondere in der planetarischen Grenzschicht und in der Stratosphäre die Datenqualität erheblich verbessert wurde.

Der ERA40 Datensatz steht in einer Auflösung von T159 zur Verfügung, was einer Gitterweite von $1,25 \times 1,25^\circ$ entspricht. In der Vertikalen stehen 60 Schichten zur Verfügung, wobei die oberste Schicht die 0,01hPa-Isobarenfläche ist. Für nähere Details zum ERA40 Datensatz siehe Uppala (2005).

Kapitel 3

Antwort der Atmosphäre auf den Golfstrom im zeitlichen Mittel

Im folgenden Kapitel soll die Antwort der Atmosphäre auf den Golfstrom betrachtet werden. Hierzu werden zeitlich über die Jahre 2005/2006 gemittelte Felder verschiedener atmosphärischer Größen betrachtet. Es sollen im wesentlichen folgende Fragestellungen erörtert werden:

- Inwieweit ist ECHAM5 in der Lage, die von Minobe et al. (2008) gezeigten Muster in der Grenzschicht zu reproduzieren?
- Ist die Minobe et al. (2008) beschriebene Antwort in der Höhe ebenfalls in diesem Modell wiederzufinden?
- Welche Auflösung ist erforderlich, um die wesentlichen Muster zu erfassen und inwieweit ändert sich die Antwort des Modells bei Variation der Gitterweite?

3.1 Die Antwort der marinen Grenzschicht

Minobe et al. zeigten anhand von operationellen Reanalysedaten des ECMWF, dass die marine Grenzschicht im zeitlichen Mittel in verschiedenen Größen Muster aufweist, die räumlich in guter Übereinstimmung zum SST-Feld liegen (vgl. auch Abb. 1.3). Minobe et al. (2008) betrachten diese somit als direkte Antwort der marinen Grenzschicht auf das SST-Feld. An dieser Stelle soll beispielhaft das zeitliche Mittel der Divergenz des

10m-Windfeldes (Abbildung 3.1) betrachtet werden. Die Abbildungen zeigen jeweils die zeitlichen Mittel für die Jahre 2005/2006 für die 3 untersuchten ECHAM-Experimente mit Auflösungen von T106, T159 und T213. Zum direkten Vergleich ist zudem das Ergebnis der Analyse der ECMWF-Daten aus Minobe et al. (2008) gezeigt.

Die Grobstruktur mit einer Windkonvergenz über dem Golfstrom und einer Divergenz nördlich davon können alle 3 Modellauflösungen wiedergeben. Allerdings ist die Antwort im T106-Experiment nur schwach ausgeprägt. Die beiden höher aufgelösten Experimente, insbesondere das T213-Experiment können jedoch auch in der Reanalyse erkennbare Details wiedergeben und stimmen sowohl in der räumlichen Verteilung der Muster als auch in der Amplitude sehr gut mit dieser überein.

3.2 Die Antwort der höheren atmosphärischen Schichten

Zur Untersuchung der Antwort der höheren Atmosphärenschichten auf den Golfstrom werden im Folgenden die Vertikalgeschwindigkeit und der Gesamtniederschlag betrachtet. Analog zum vorherigen Abschnitt stellen die gezeigten Abbildungen wieder das zeitliche Mittel für die Jahre 2005/2006 dar. Die in Abbildung 3.3 gezeigte Vertikalgeschwindigkeit aus den operationellen ECMWF-Reanalysedaten stellt ein entlang der Front gebildetes Mittel einer parallelogrammförmigen Box, bei der 2 Seiten dem Frontverlauf näherungsweise folgen (vergleiche Minobe et al. (2008), Abbildung 3.b). Zur Vereinfachung beschränken sich die gezeigten ECHAM-Profile hingegen auf das zonale Mittel in einer Box, deren Seiten den Längengraden 70°W und 60°W sowie den Breitenkreisen 32°N und 43°N folgen. Die Gebiete befinden sich jedoch in guter Deckung mit dem Minobe-Profil und sind somit trotzdem vergleichbar.

Die Niederschlagsfelder sind in guter Übereinstimmung zueinander und mit den Satellitendaten. Lediglich das schmale Niederschlagsband, das im Bereich zwischen 30°N und 38°N parallel zur Küste beobachtet werden kann, wird ausschließlich in den höher aufgelösten Experimenten erfasst.

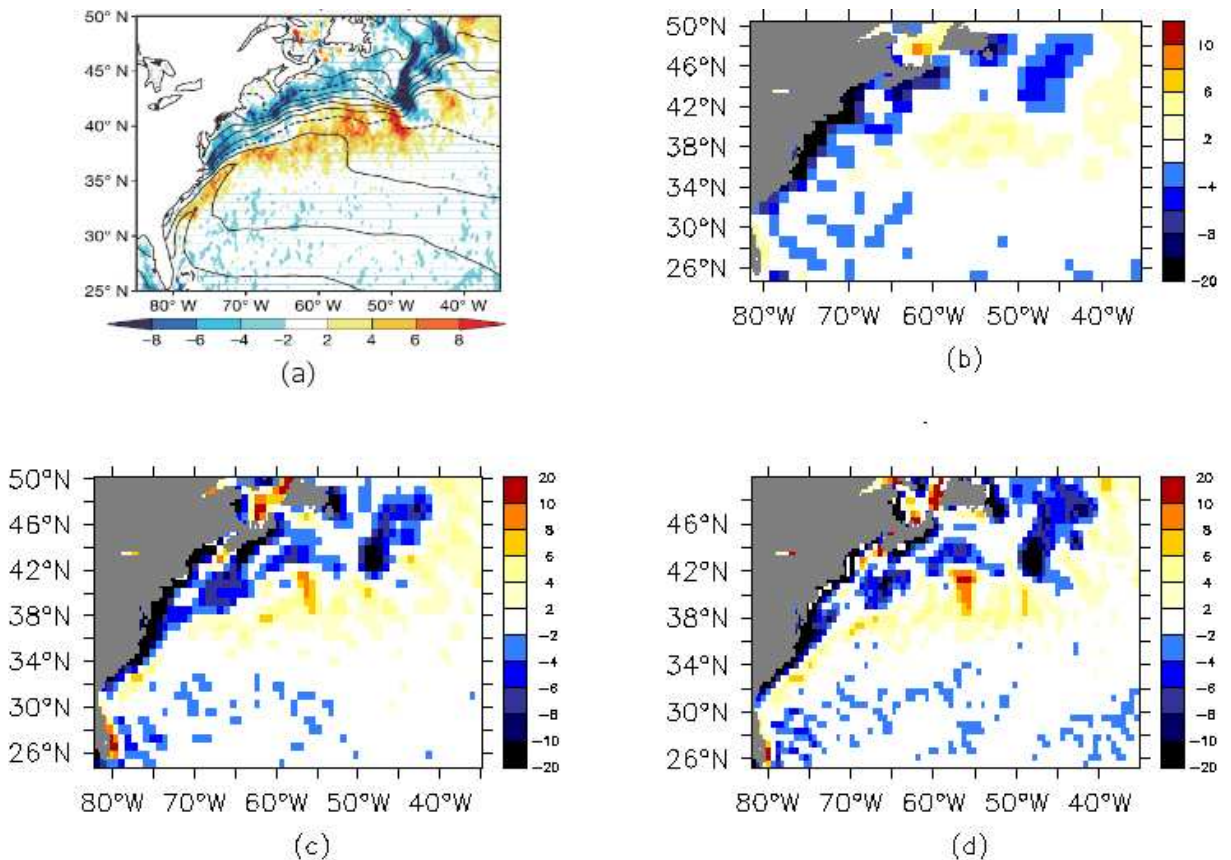


Abbildung 3.1: Zeitlich gemittelte Konvergenzen des Windfeldes in 10m (in $10^{-6} s^{-1}$) Höhe für die Golfstrom-Region in (a) der operationellen ECMWF-Analyse (Minobe et al. (2008)) und den ECHAM-Modellläufen mit einer Auflösung von (b) T106, (c) T159 und (d) T213. Zeitliches Mittel für die Jahre 2005/2006.

Im Gegensatz dazu weist der Vertikalwind deutliche Unterschiede in Struktur und Amplitude für die verschiedenen Experimente auf und ist somit offenbar deutlich sensibler in Bezug auf die Modellauflösung. Lediglich das T213-Experiment gibt das Ergebnis der Reanalyse sehr gut wieder. Das T106-Experiment produziert hingegen ein Windmaximum in zu großer Höhe, während das T159-Experiment im Vergleich zu den ECMWF-Daten in den höheren Schichten zu schwache Vertikalbewegungen liefert. Die beiden geringer aufgelösten Experimente liefern ferner auffällig starke Abwärtsbewegungen im Bereich nördlich der Front.

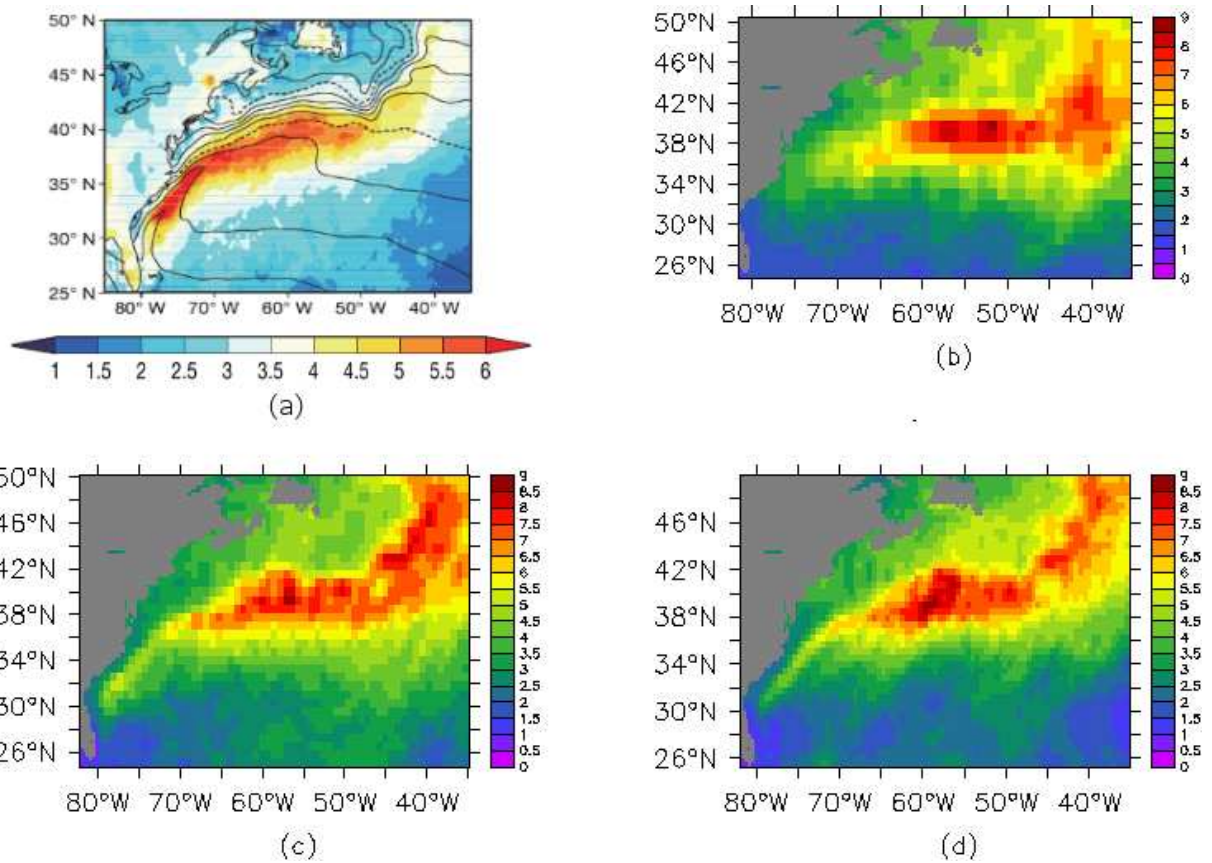


Abbildung 3.2: Zeitlich gemittelter Gesamtniederschlag (in mm/d) für die Golfstrom-Region (a) in Satellitendaten des TRMM 3B43-Produkts (Minobe et al. (2008)) und den ECHAM-Modellläufen mit einer Auflösung von (b) T106, (c) T159 und (d) T213. Zeitliches Mittel für die Jahre 2005/2006.

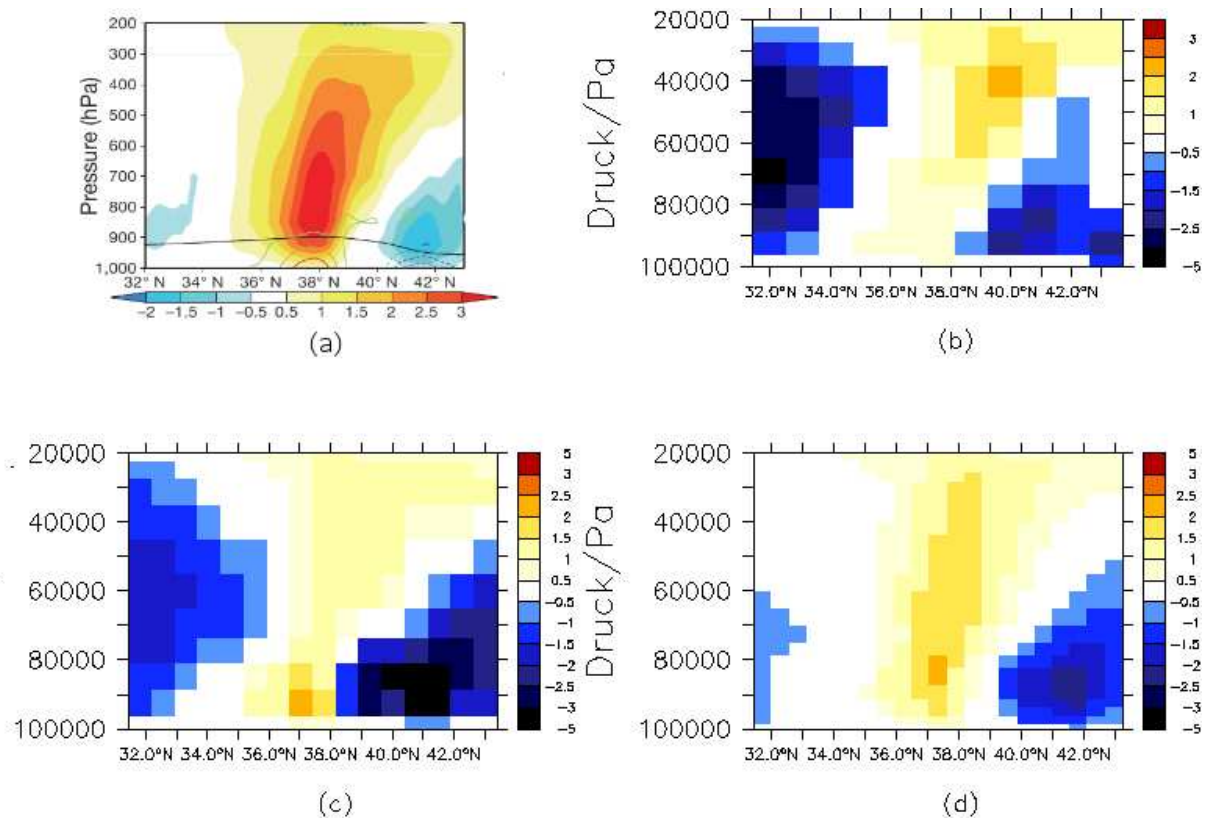


Abbildung 3.3: Zeitlich gemittelter Vertikalwind (in Pa/s) für die Golfstrom-Region. (a) In der operationellen ECMWF-Analyse für einen Schnitt senkrecht zur SST-Front (Minobe et al. (2008)) und den ECHAM-Modellläufen mit einer Auflösung von (b) T106, (c) T159 und (d) T213 für das zonale Mittel innerhalb einer in guter Näherung identischen Box mit den Abgrenzungen 70° W bis 60° W und 32° N bis 43° N. Zeitliches Mittel für die Jahre 2005/2006.

Kapitel 4

Saisonalität der atmosphärischen

Antwort

Art und Intensität der atmosphärischen Antwort auf die SST können durch die Randbedingungen beeinflusst werden. So ist denkbar, dass die saisonalen Variationen des SST-Feldes zu einem unterschiedlichen Verhalten der Atmosphäre führen. Ferner ist vorstellbar, dass Wechselwirkungen mit den atmosphärischen Westwinden eine Rolle spielen. Deren Maximum fällt in den Wintermonaten in den Bereich der Front, während es im Sommer nach Norden verschoben ist. Insbesondere für den Einfluss auf höhere atmosphärische Schichten kann außerdem die Stabilität der Atmosphäre von Bedeutung sein, da der vertikale Temperaturgradient saisonalen Variationen unterworfen ist. In diesem Kapitel soll deshalb betrachtet werden, inwieweit die vom Modell produzierten Muster saisonalen Schwankungen unterworfen sind und inwieweit sich die Saisonalität für die einzelnen Experimente unterscheidet.

Bezüglich des 10m-Windfeldes zeigen alle Experimente die größten Vergenzen im Winter und die schwächsten im Sommer (Abbildung 4.1). Im Allgemeinen ändern sich saisonal lediglich die auftretenden Amplituden, die Struktur des Muster jedoch nicht. Der Jahresgang ist bei höherer Auflösung stärker ausgeprägt.

Auch die latenten Wärme Flüsse unterscheiden sich qualitativ nicht wesentlich, weisen allerdings bezüglich ihrer Quantität erhebliche Unterschiede auf. So erreichen die Flüsse

se im Winter nahezu die dreifachen Absolutwerte verglichen mit dem Sommer, wobei im Bereich der Front beträchtliche Maximalwerte von deutlich über $300W/m^2$ auftreten. Inwieweit die von den beiden höher aufgelösten Experimenten erzielten maximalen latenten Wärmeflüsse realistisch sind, kann nicht gesagt werden, da die Feinstruktur der Muster lediglich in diesen beiden Experimenten erfasst werden kann, und auch in den relativ grob aufgelösten ERA40-Daten nicht im Detail wiedergegeben wird.

Im Gegensatz zu den beiden bisher betrachteten Größen zeigen die Niederschläge sowohl quantitative als auch qualitative Unterschiede im Jahresgang. Die höchsten Absolutwerte werden im Winter erreicht. Während sich das Niederschlagsmaximum im Winter im Bereich zwischen $60^\circ W$ und $50^\circ W$ befindet, ist es im Sommer deutlich näher an der Küste zu finden. Dies trifft für alle Experimente zu. Generell ist der Kontrast zwischen küstennahen und küstenfernen Regionen hierbei bei geringerer Auflösung geringer, jedoch werden die Unterschiede in den kleinskaligen Merkmalen im Bereich der Front offenbar nur in der hohen Auflösung im Detail erfasst. Es fällt ferner auf, dass die größten Niederschläge bei einer Auflösung von T159 auftreten. Betrachtet man Abbildung 4.3, so fällt auf, dass bei diesem Experiment auch die höchsten latenten Wärmeflüsse auftreten.

Betrachtet man den Vertikalwind, und vergleicht man ihn für meridionale Profile des zonalen Mittels zweier Boxen im Bereich von $70^\circ W$ bis $60^\circ W$ und $32^\circ N$ bis $43^\circ N$ (Abbildung 4.4) sowie im Bereich von $60^\circ W$ bis $45^\circ W$ und $35^\circ N$ bis $43^\circ N$ (Abbildung 4.5), so zeigt sich, dass sich die zwei Regionen nahezu gegenläufig verhalten. In der erstgenannten Region treten die stärksten Aufwärtsgeschwindigkeiten im Sommer auf. Während das Aufsteigen im Winter sehr konzentriert stattfindet, produziert das Modell für Sommer ein großräumigeres Aufsteigen. Darüberhinaus treten ausserhalb des Sommers Absinkbewegungen unmittelbar im Bereich der SST-Front auf. Im Gegensatz dazu findet das stärkste Aufsteigen in der anderen Region ($60^\circ W$ bis $45^\circ W$ und $35^\circ N$ bis $43^\circ N$) im Winter statt. Dies ist konsistent zu den Niederschlagsmustern, die wie oben erwähnt im Winter ihr Maximum im Bereich der zweitgenannten Region aufweisen, im Sommer hingegen verstärkt im küstennahen Bereich auftreten. Das gegenteilige Verhalten der

beiden Jahreszeiten deutet darauf hin, dass für Sommer und Winter unterschiedliche Prozesse von Bedeutung sind. Im Sommer kommt es zu einer eher der Situation in den Tropen entsprechenden Antwort mit starker Konvektion über der konzentrierten Warmwasserströmung im Küstenbereich (vgl. hierzu Abbildung 1.7). Eine mögliche Erklärung hierfür könnte darin liegen, dass im Sommer die unteren Atmosphärenschichten wegen der höheren solaren Einstrahlung stärker erwärmt werden als im Winter. Der vertikale Temperaturgradient ist damit zu dieser Jahreszeit besonders ausgeprägt, dies führt zu einer konvektive Prozesse begünstigenden Destabilisierung der Atmosphäre. Anders sieht die Situation im Winter aus. Der weniger ausgeprägte vertikale Temperaturgradient hemmt Konvektion. Andererseits befindet sich die Hauptzugbahn extratropischer Zyklonen im Winter nach Süden verlagert und fällt im Gegensatz zum Sommer in den Bereich der SST-Front. Für das Verhalten im Winter kann deshalb die Wechselwirkung zwischen den extratropischen Tiefdruckgebieten und der SST-Front eine entscheidendere Rolle einnehmen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass alle Experimente die beobachtete Saisonalität gut wiedergeben. Einige kleinskalige Prozesse werden hierbei jedoch nur bei hoher Auflösung wiedergegeben. Während die Saisonalität bezüglich der Windkonvergenzen und der latenten Wärmeflüsse mehr quantitativer Natur ist, weisen die Vertikalgeschwindigkeiten und die Niederschläge auch qualitative Unterschiede bezüglich ihrer Verteilung auf, wobei das unterschiedliche Verhalten der Vertikalgeschwindigkeiten in den zwei betrachteten Regionen in guter Konsistenz zu den auftretenden Niederschlägen steht.

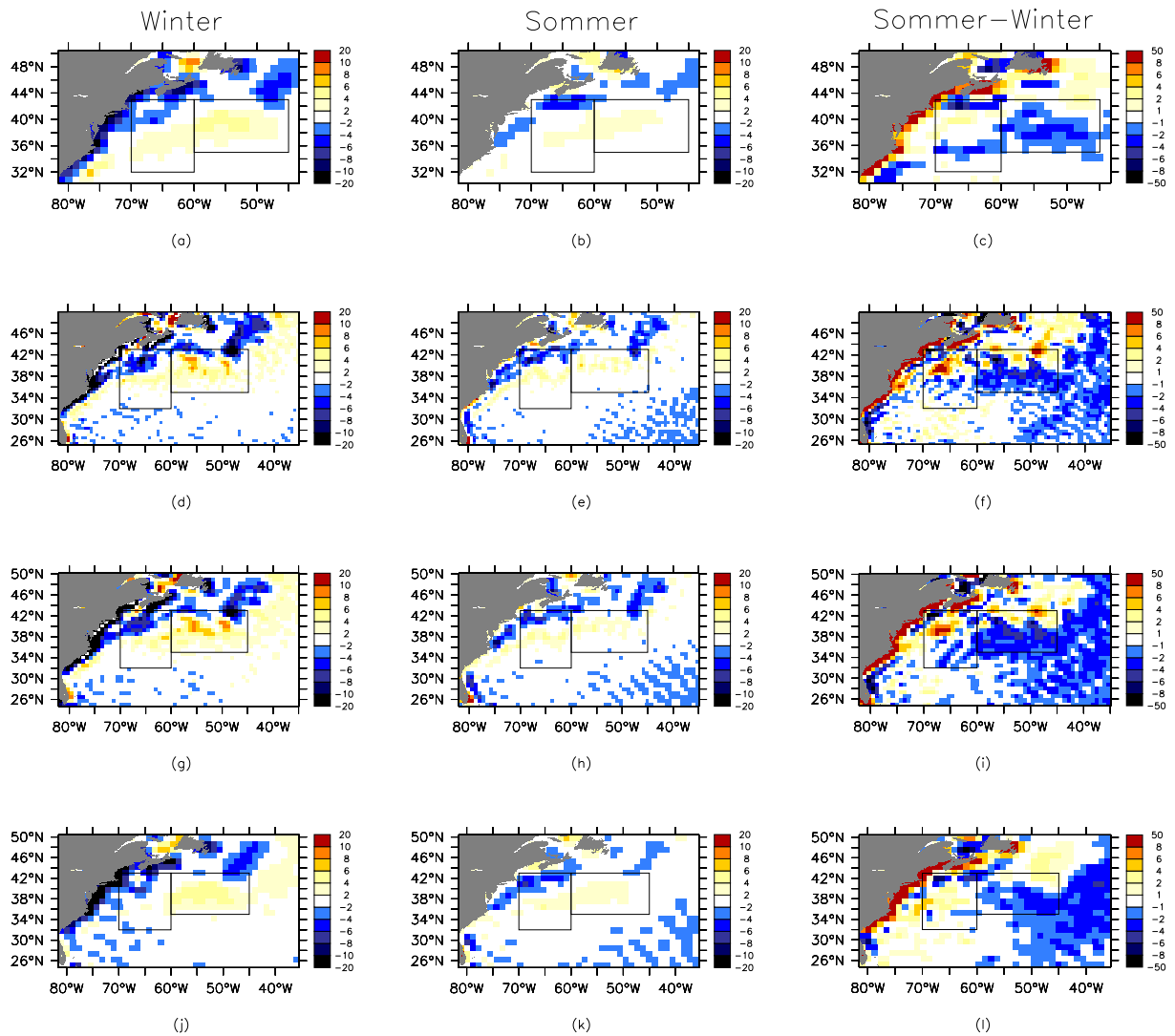


Abbildung 4.1: Saisonalität der Konvergenz des 10-Windfeldes in $10^{-6} s^{-1}$ in den ERA40-Reanalysedaten (a-c) für den Zeitraum 1958-2000 und im ECHAM5-Modell bei einer Auflösung von T213 (d-f), T159 (g-i) und T106 (j-l) für den Zeitraum 2005/2006. In der linken Spalte ist das Mittel für Winter (Dezember-Februar) dargestellt, die mittlere Spalte zeigt das Mittel für Sommer (Juli-August) und die rechte Spalte die Differenz zwischen Sommer und Winter.

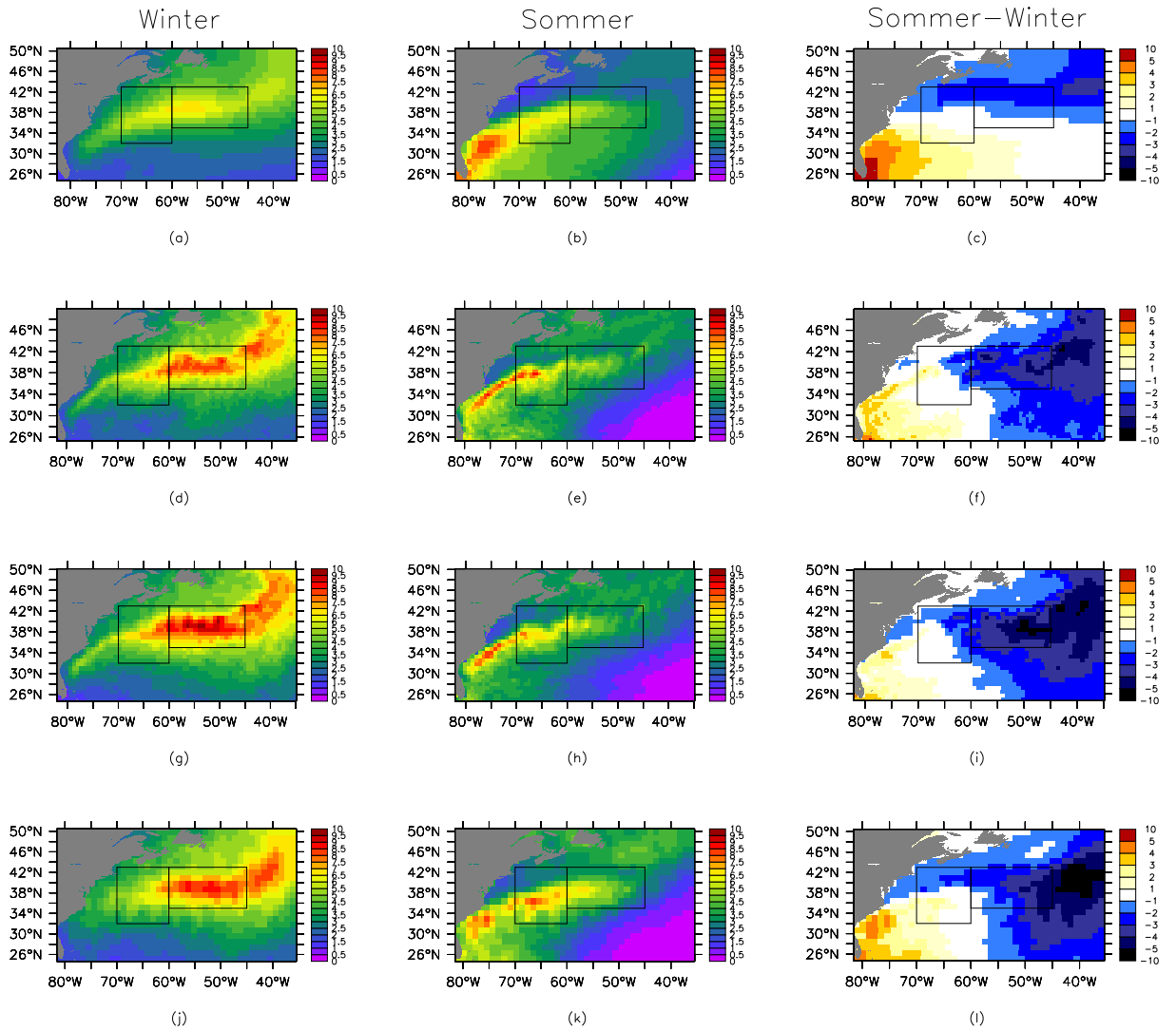


Abbildung 4.2: Analog 4.1, jedoch für den Gesamtniederschlag in mm/d.

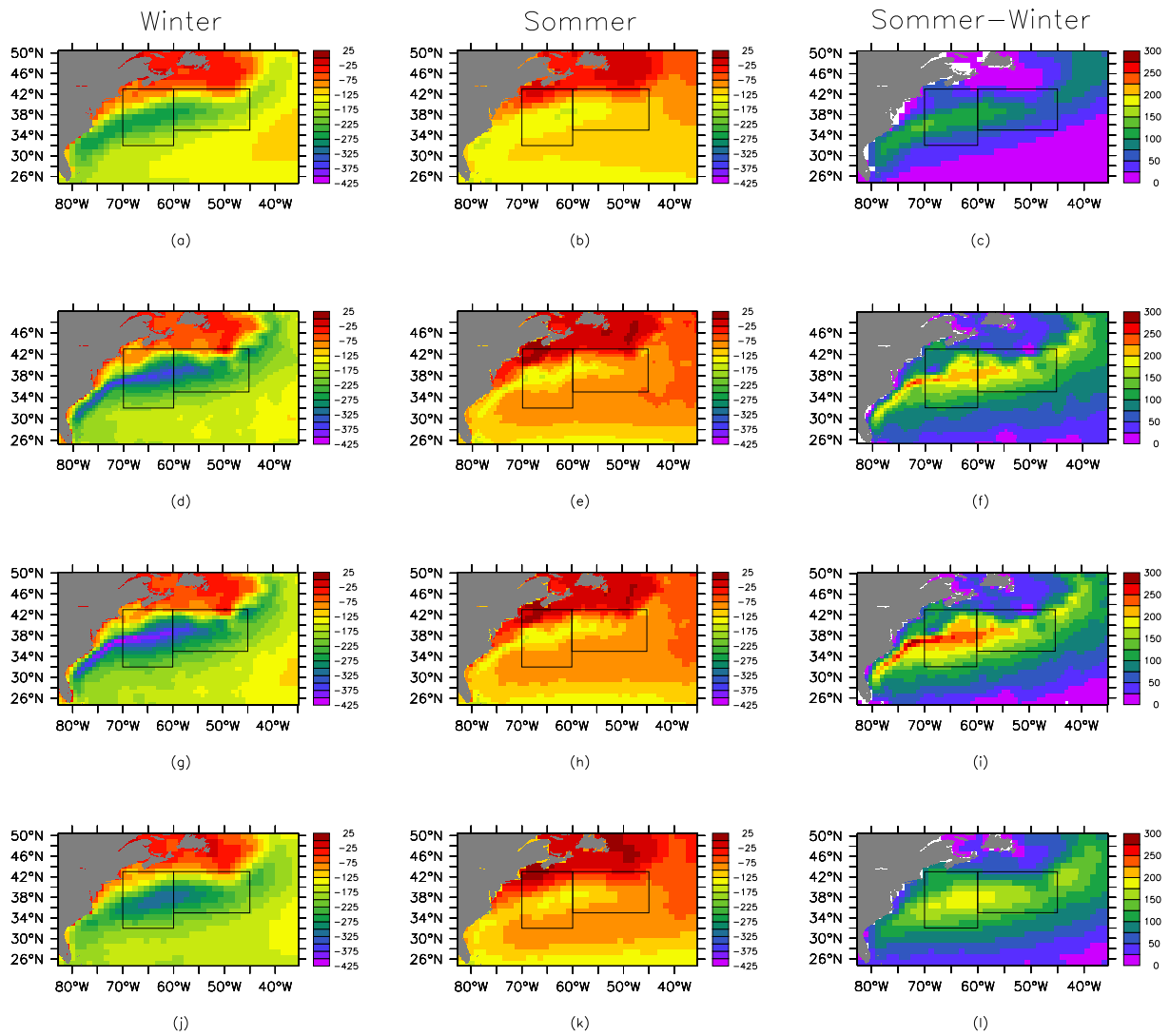


Abbildung 4.3: Analog 4.1, jedoch für den latenten Wärmefluss in W/m^2 . Negative Werte markieren einen Fluss vom Ozean in die Atmosphäre.

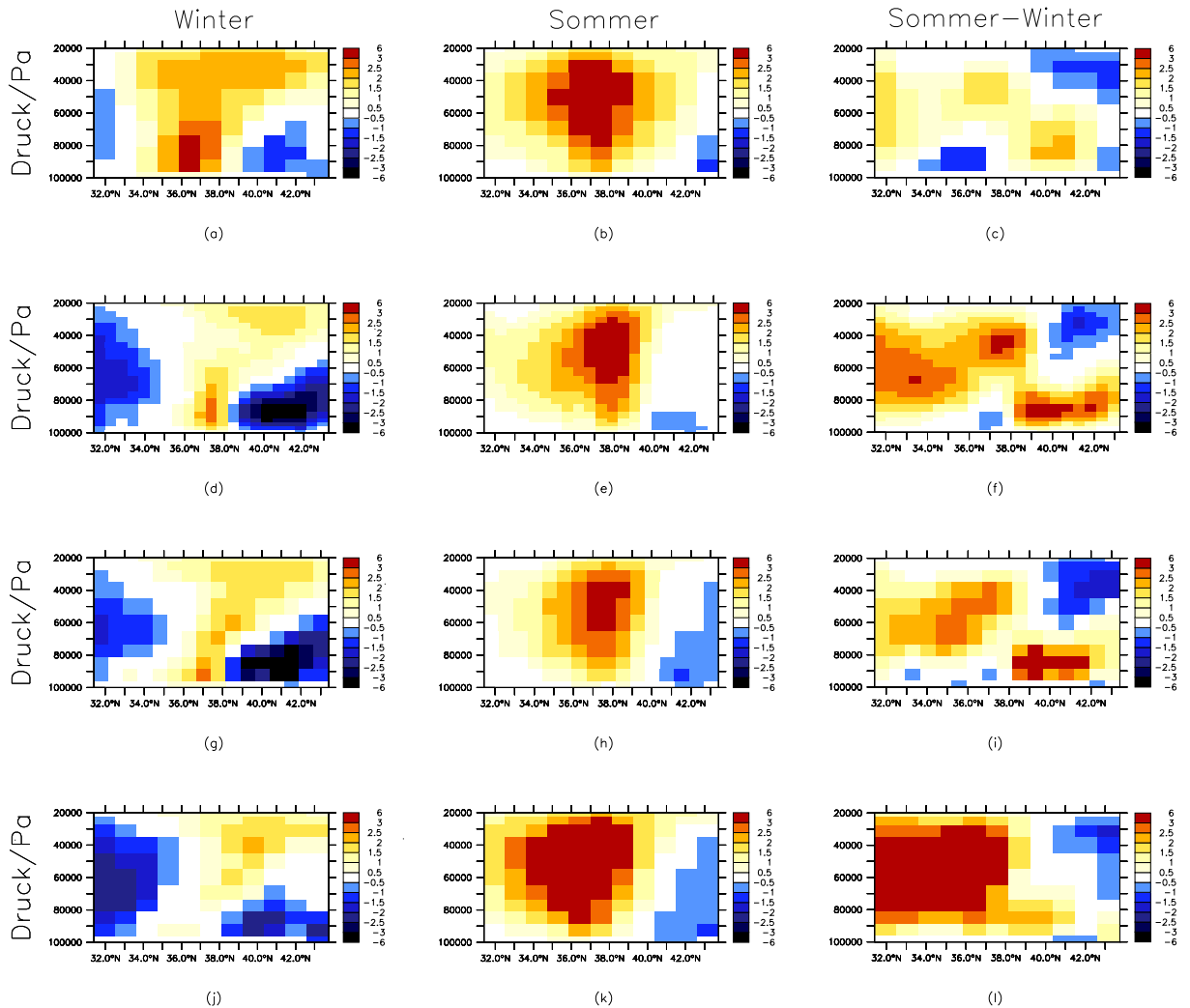


Abbildung 4.4: Saisonalität der Vertikalgeschwindigkeit in 10^{-2} Pa/s in den ERA40-Reanalysedaten (a-c) für den Zeitraum 1958-2000 und im ECHAM5-Modell bei einer Auflösung von T213 (d-f), T159 (g-i) und T106 (j-l) für den Zeitraum 2005/2006. Die Abbildung zeigt das zonales Mittel einer Rechtecksbox (70° W bis 60° W, 32° N bis 43° N., umrahmter Bereich in den Abbildungen 4.1 bis 4.3). In der linken Spalte ist das Mittel für Winter (Dezember-Februar) dargestellt, die mittlere Spalte zeigt das Mittel für Sommer (Juli-August) und die rechte Spalte die Differenz zwischen Sommer und Winter.

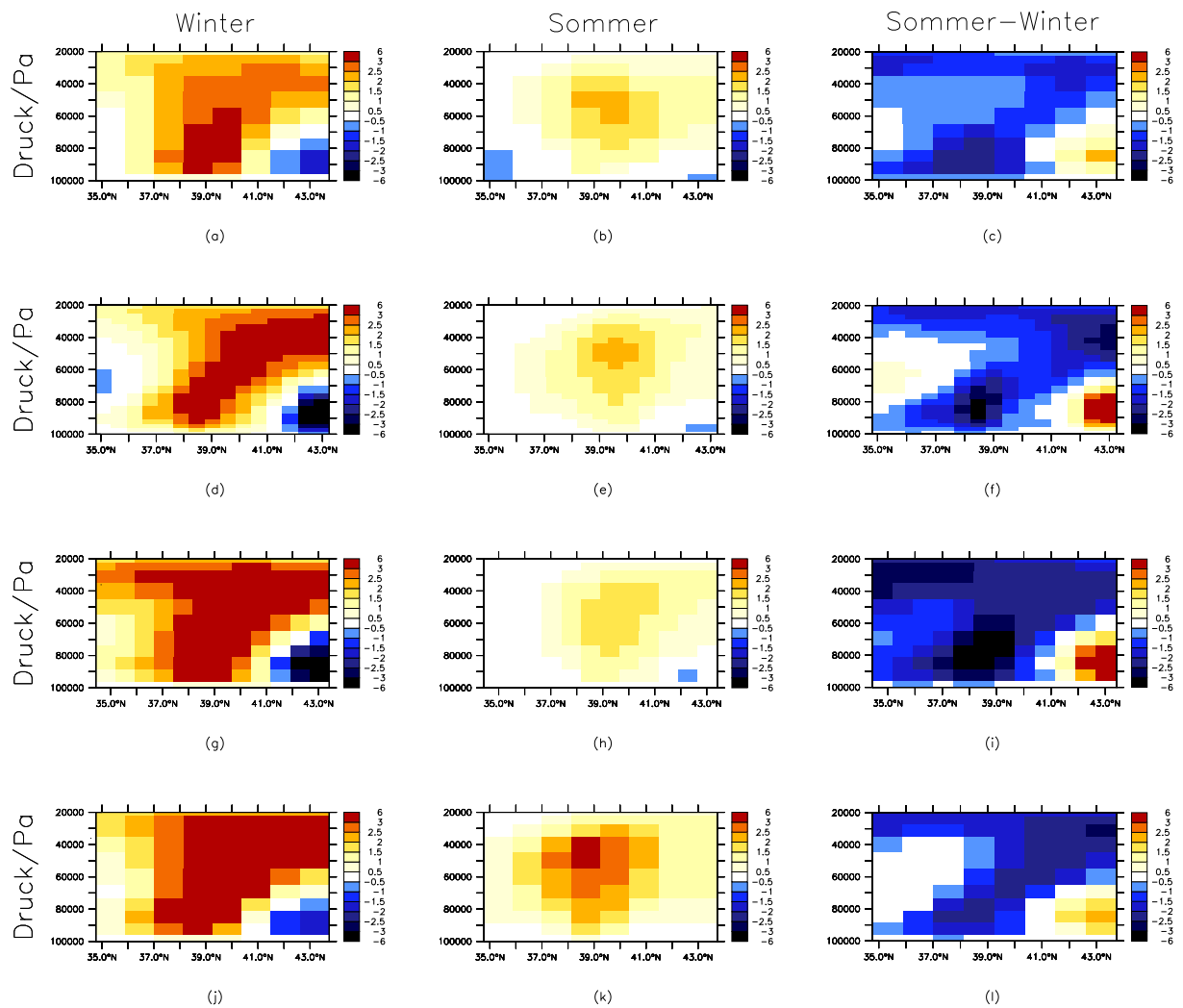


Abbildung 4.5: Analog 4.4, jedoch für eine Rechtecksbox $60^{\circ}W$ bis $45^{\circ}W$, $35^{\circ}N$ bis $43^{\circ}N$.

Kapitel 5

Verknüpfung der zeitlichen Variabilität von SST und Atmosphäre

In der Literatur finden sich eine Reihe von Indices, die die zeitliche Variabilität des Golfstroms zu beschreiben versuchen. Im Folgenden sollen zwei diesbezügliche Ansätze kurz dargestellt und diskutiert werden.

5.1 Indices für die zeitliche Variabilität des Golfstroms

Frankignoul et al. (2001) schlugen einen Index basierend auf Temperaturdaten des Ozeans in 200m Tiefe vor. Die Verwendung von Tiefendaten hat den Vorteil, dass diese kaum noch durch diabatische Prozesse an der Oberfläche beeinflusst werden, und Änderungen somit im Wesentlichen auf die Variabilität des ozeanischen Strömungsfeldes zurückgeführt werden können. Andererseits hat sie den Nachteil, dass diese im Vergleich zu SST-Daten erst seit relativ kurzer Zeit verfügbar sind. Um einen Index zu erhalten bestimmten Frankignoul et al. die zeitlich gemittelte Position der 17°C-Isotherme in der genannten Tiefe. Den erhaltenen Pfad nahmen sie im Folgenden als mittlere Position des Golfstroms an. Der Vergleich zu Satellitenaltimeterdaten zeigt, dass diese Annahme plausibel ist.

Im Folgenden betrachten Frankignoul et al. (2001) die Temperaturanomalien entlang des

mittleren Pfades. Da wie oben erwähnt in 200m Tiefe die Wassertemperatur vorwiegend durch das Strömungsmuster des Ozeans kontrolliert wird, kann das Vorliegen positiver Temperaturanomalien damit gleichgesetzt werden, dass man sich südlich der Hauptströmung befindet, die Strömung also nördlicher als im zeitlichen Mittel verläuft. Entsprechend bedeuten negative Temperaturanomalien eine südwärtige Verschiebung. Frankignoul et al. (2001) führten eine EOF-Analyse (EOF=Empirische Orthogonalfunktion) der Anomalien entlang des mittleren Pfades durch, und benutzten die Hauptkomponenten-Zeitreihe des EOF-Modus, der die höchste erklärte Varianz aufweist als Index für die Position der Strömung.

Eine andere, ebenfalls in Frankignoul et al. (2001) beschriebene Möglichkeit ist es, die Strömung aus Satellitenaltimeterdaten zu bestimmen. Satellitenaltimeter messen zunächst nur die Auslenkung der Meeresoberfläche (bezogen auf ihre mittlere Höhe). Zur Ableitung des Strömungsfeldes macht man sich im Folgenden das Prinzip der Geostrophie zu Nutze. Großskalige ozeanische Strömungen befinden sich in der Regel in guter Näherung im geostrophischen Gleichgewicht. Dies bedeutet, dass ein Kräftegleichgewicht zwischen Druckgradientkraft und Corioliskraft besteht. Die Corioliskraft wirkt auf der Nordhalbkugel auf ein sich bewegendes Wasserpaket rechtsablenkend. Somit ist ein in Bezug auf die Strömung nach links gerichteter horizontaler Druckgradient erforderlich, um ein geostrophisches Gleichgewicht zu erlangen. Dieser wird durch eine von rechts nach links abfallende Auslenkung der Meeresoberfläche erreicht. Da sich die Corioliskraft zur Strömungsgeschwindigkeit und die Druckgradientkraft zur Auslenkung der Meeresoberfläche proportional verhält, kann man so die Geschwindigkeit aus der Topographie der Meeresoberfläche ableiten. Frankignoul et al. (2001) bestimmten analog zur erstgenannten Methode einen mittleren Pfad und führten anschließend eine EOF-Analyse der beobachteten Anomalien durch.

5.2 Definition eines Indexes für die Ausprägung der SST-Front

Die beschriebenen Indices konzentrieren sich beide auf räumliche Verschiebungen der SST-Front. Man geht davon aus, dass die Position des Golfstroms in der Größenordnung von etwa 80-100km in meridionaler Richtung variiert (vgl. z.B. Kushnir et al. (2002)).

Die Verschiebungen zu erfassen erfordert somit einen räumlich sehr hochauflösenden SST-Datensatz. Die gängigen SST-Datensätze haben jedoch meist nur eine räumliche Auflösung von 1° oder größer. Selbst extreme Verschiebungseignisse stellen so nur eine Verlagerung um schlechtestenfalls 1 Gitterpunkt oder weniger dar und wären somit nur schwer zu erfassen. Im Rahmen dieser Arbeit wurde deshalb darüberhinaus versucht einen einfach zu berechnenden Index auf Basis von SST-Daten zu definieren, der ein Maß für die Ausprägung der SST-Front liefert. Dieser soll im Folgenden beschrieben werden:

Grundlage für den entwickelten Index ist der bereits in den vorhergehenden Kapiteln eingehend betrachtete Laplacier der SST in der Region der SST-Front zwischen 82°W und 53°W bzw. 30°N und 50°N . Um kleinskaliges Rauschen außerhalb der relevanten Region nicht in die Berechnung des Indexes einfließen zu lassen wurde zunächst ein Schwellenwert definiert, und anschließend alle Werte aus den Daten eliminiert, die sich weniger als dieser Schwellenwert von 0 unterscheiden. Empirisch wurde dieser Schwellenwert auf $4 \times 10^{-11} \text{K}/\text{m}^2$ festgelegt. Mit diesem Schwellenwert werden nahezu nur noch Gitterpunkte im Bereich der SST-Front erfasst. Im nächsten Schritt werden für jeden Zeitschritt die übriggebliebenen Punkte nach Vorzeichen separiert. Anschließend werden jeweils ein Mittelwert für alle negativen und einer für alle positiven Werte berechnet. Die Differenz zwischen positiven und negativem Mittelwert ergibt eine Zeitreihe, von der im Anschluss das klimatologische Mittel für jeden Zeitschritt subtrahiert wird. Die so erhaltene neue Zeitreihe bildet den Index.

Abbildung 5.1 zeigt den Index berechnet für den monatsgemittelten NOAA-OI-Datensatz. Die Zeitreihe weist eine hohe Variabilität auf monatlichen und intersaisonalen Zeitskalen auf. Zur Verifizierung des Indexes wurde ein Hoch-Tief-Komposit des Feldes des Laplacier der SST berechnet. Hierzu wurden alle Zeitschritte ausgewählt für die der Index um mehr als seine eigene Standardabweichung größere (kleinere) Werte als Null annimmt und ein Hoch- (Tief-) Komposit des SST Laplaciars berechnet. Anschließend wurde die Differenz zwischen dem Hoch- und dem Tief-Komposit berechnet. Anhand eines zweiseitigen Tests wurde überprüft, für welche Gitterpunkte sich die für den Hoch-

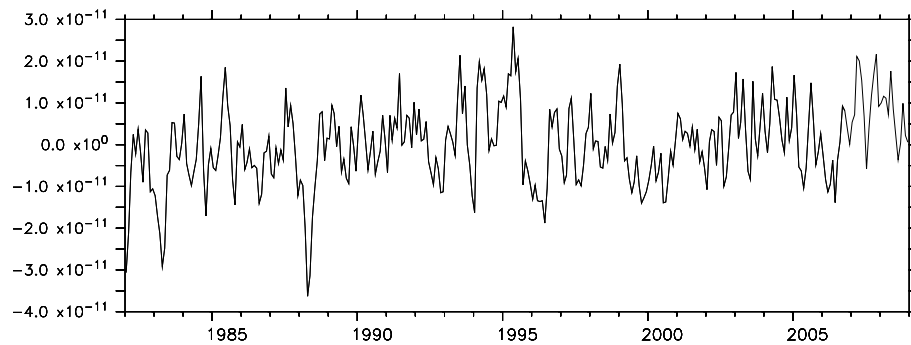


Abbildung 5.1: Index zur Beschreibung der Intensität des Gradienten der SST in der Golfstrom-Region. Erläuterungen siehe Absatz 5.2.

	HadISST	NOAA-OI	AVHRR	AVHRR interp.
HadISST	1	0,171	0,169	0,068
NOAA-OI	0,171	1	0,165	0,132
AVHRR	0,169	0,165	1	0,742
AVHRR interp.	0,068	0,132	0,742	1

Tabelle 5.1: Korrelation des Indexes aus 5.1 für verschiedene SST-Datensätze für den Zeitraum 1985-2005. Die Tabelle beinhaltet den HadISST und den NOAA-OI-Datensatz (beide $1 \times 1^\circ$ Auflösung), sowie AVHRR-Satellitendaten ($0.25 \times 0.25^\circ$ Auflösung). Darüberhinaus wurde der Index nochmals für die AVHRR Daten berechnet, nachdem diese auf die gleiche Auflösung wie der NOAA-OI und HadISTT-Datensatz interpoliert wurden (AVHRR interp.).

und den Tief-Komposit verwendeten Werte bei einer Konfidenz von 90% signifikant unterscheiden. Gitterpunkte auf die dies nicht zutrifft wurden im Hoch-Tief-Komposit maskiert. Das Ergebnis zeigen 5.3 und 5.4. Man sieht, dass der Hoch-Tief-Komposit für die Gebiete, in denen der Laplacier der SST im Langzeitmittel negative Werte annimmt ebenfalls negative Werte annimmt (vgl. 1.5), und umgekehrt dort wo der SST Laplacier im Langzeitmittel positiv ist positive Werte annimmt. Die Werte betragen dabei ca. 10 % des klimatologischen Mittels und sind. Das Ergebnis ist zu dem für beide gezeigten SST-Datensätze näherungsweise reproduzierbar. Dies bedeutet, dass der Index wie beabsichtigt hohe Werte für stark ausgeprägte und niedrige Werte für schwächer ausgeprägte SST-Gradienten annimmt und somit in der Lage ist, Zeitschritte mit vergleichsweise ausgeprägtem SST-Gradienten und solche mit schwächer ausgeprägtem zu erfassen.

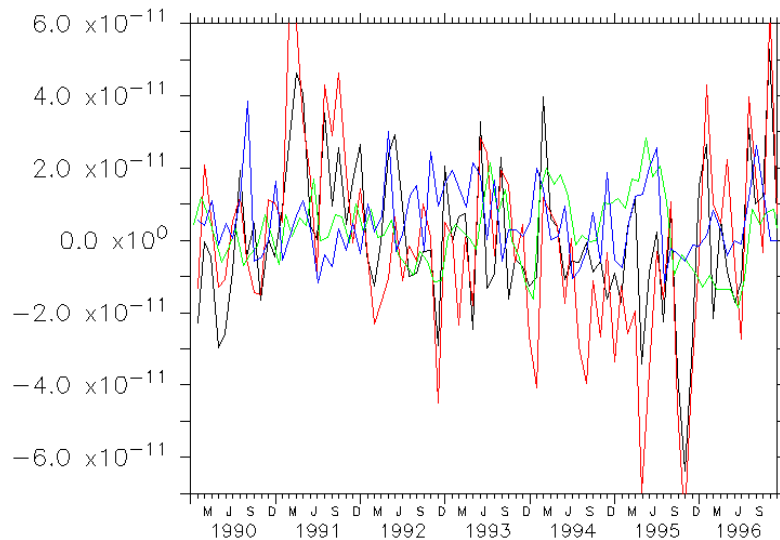


Abbildung 5.2: Analog Abbildung 5.1, jedoch für AVHRR interpoliert auf 1° Auflösung (schwarz), AVHRR (rot), NOAA-OI (grün) und HadISST (blau).

5.3 Beeinflusst die Golfstromvariabilität die Atmosphäre auf saisonalen bis interannualen Zeitskalen?

Nachdem im vorherigen Abschnitt gezeigt wurde, dass der entwickelte Index in der Lage ist, bezüglich des SST Laplacers signifikant unterschiedliche Zeitschritte auszuwählen, wurde versucht, das oben beschriebene Komposit-Verfahren analog auf die atmosphärischen Variablen anzuwenden. Im Gegensatz zum SST-Laplaciers-Feld konnte hierbei jedoch kein eindeutiges Ergebnis erzielt werden. Die Komposita für 10m-Windkonvergenz und Niederschlag wurden für mehrere unabhängige Datensätze gebildet. Der Unterschied zwischen Hoch- und Tief-Komposit war in keinem Fall signifikant und unterschied sich zudem in den meisten Fällen je nach untersuchtem Zeitraum und Datensatz. Als Beispiel zeigt einen Hoch-Tief-Komposite des Niederschlags auf Basis des ERA40-Reanalysedatensatzes. Zum Vergleich ist in 5.6 die Standardabweichung des Datensatzes im gleichen Zeitraum gezeigt. Die Standardabweichung ist hierbei in der betrachteten

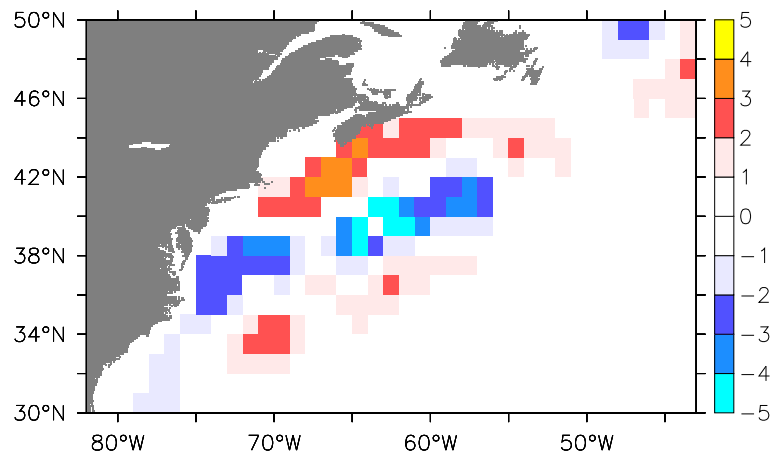


Abbildung 5.3: Hoch-Tief-Komposit des SST Laplaciers (in $10^{-11} K m^{-2}$) auf Basis des in 5.1 gezeigten Indexes für den NOAA-OI-Datensatz. Zur Berechnung wurden anhand des Indexes alle Zeitschritte ausgewählt, für die der Index um mehr als das einfache seiner Standardabweichung von Null verschiedene Werte annimmt. Aus den auf diese Weise ausgewählten Zeitschritten wurden ein Hoch- und ein Tief-Komposit berechnet und die Differenz zwischen beiden gebildet. Abschließend wurden diejenigen Gitterpunkte maskiert für die Hoch- und Tief-Komposit sich bei einer Konfidenz von 90% nicht signifikant unterscheiden.

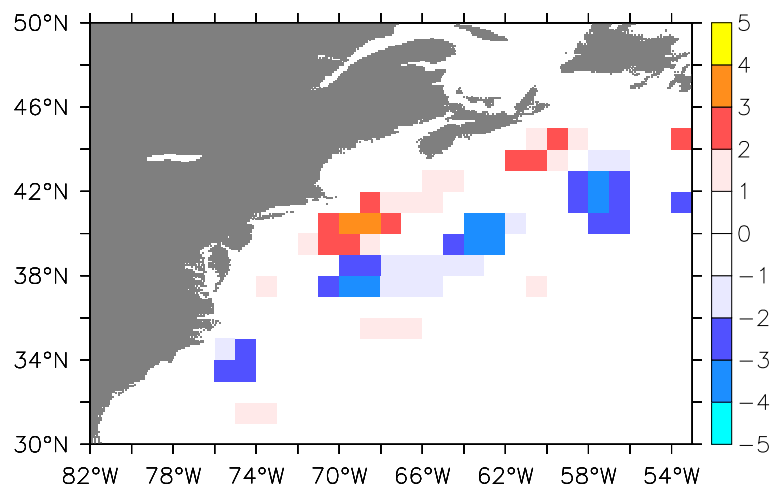


Abbildung 5.4: Analog 5.3, jedoch für den HadISST-Datensatz.

Region deutlich höher als die Differenz zwischen dem Hoch- und dem Tiefkomposit. Im Folgenden sollen mögliche Gründe für das Scheitern der Verknüpfung von zeitlicher Variabilität der SST und der Atmosphäre anhand des erdachten Indexes diskutiert werden:

Eine mögliche Erklärung für die fehlende Verknüpfung der Variabilität des SST-

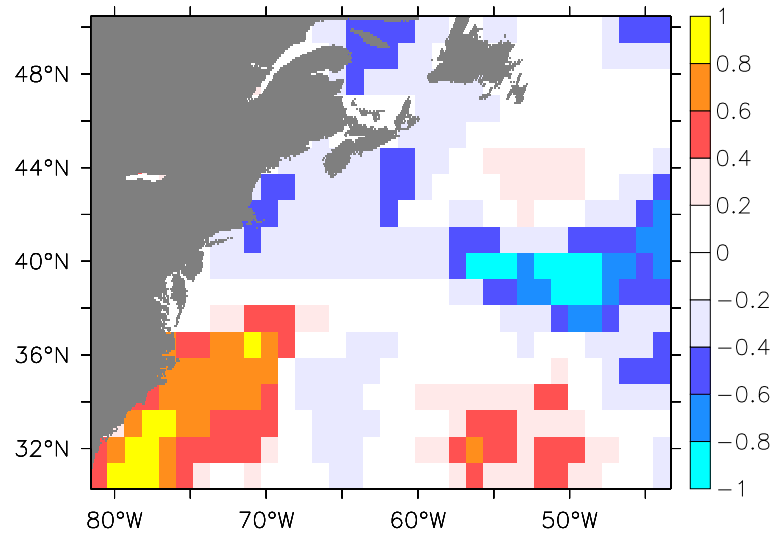


Abbildung 5.5: Hoch-Tief-Komposit des Niederschlags für die ERA40-Reanalysedaten auf Basis des in Abbildung 5.1 gezeigten Indexes für den Zeitraum 1982-2000. Die berechneten Abweichungen bewegen sich innerhalb eines Bereichs von +/-1mm/d. Dies ist extrem wenig verglichen z.B. mit der saisonalen Variabilität des Niederschlags (Abbildung 4.2) und nicht signifikant bei einem Konfidenzintervall von 90% .

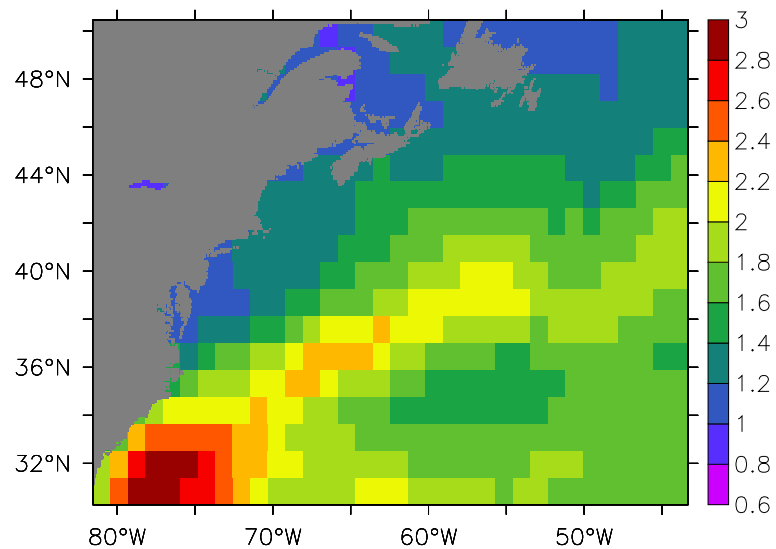


Abbildung 5.6: Standardabweichung des Niederschlags für die ERA40-Reanalysedaten für den Zeitraum 1982-2000 in mm/d.

Gradienten mit der Variabilität der atmosphärischen Variablen könnte sein, dass der von Minobe et al. (2008) beschriebene Einfluss der SST-Front auf die Troposphäre nur im Langzeitmittel signifikant zu Tage tritt. Die Atmosphäre weist im Bereich der mittleren

Breiten eine sehr hohe interne Variabilität auf. Es ist denkbar, dass diese den durch die SST auf die Atmosphäre hervorgerufenen Effekt in der zeitlichen Variabilität maskiert. Aufgrund der zeitlichen Beschränktheit der hochaufgelösten atmosphärischen Beobachtungsdaten, könnte das Signal-Rausch-Verhältnis zu schlecht sein, um das atmosphärische Signal sicher zu detektieren. Betrachtet man hingegen die Verhältnisse im langzeitlichen Mittel, so könnte sich die interne Variabilität herausmitteln, und somit der Effekt der SST sichtbar werden. Neben der ohnehin schon hohen Variabilität der Mittleren Breiten in Zusammenhang mit extratropischen Tiefdruckgebieten könnten in der betrachteten Region Land-See-Effekte eine wichtige Rolle spielen. Insbesondere im Winter treten zwischen dem Nordamerikanischen Kontinent und dem Ozean in diesem Gebiet starke Temperaturunterschiede auf. Advektion von Luftmassen vom kalten Kontinent in Richtung Ozean könnte möglicherweise gegenüber einer Reaktion der Grenzschicht auf eine Änderung des ozeanischen Strömungsfeldes unterhalb zu dominant sein, um letztere sicher zu detektieren.

Bisher wurde der beschriebene Index nur auf monatlichen Datensätzen angewendet. Es ist denkbar, dass die auftretenden Variationen sich im Wesentlichen auf kürzeren Zeitskalen abspielen. In diesem Falle würde die Auswertung der monatsgemittelten Daten die auftretenden Variationen nicht erfassen. Es ist deshalb angedacht, die Analyse auf tägliche Daten auszuweiten.

Ein weiterer Grund für die fehlende Verknüpfung zwischen dem Index und der atmosphärischen Variabilität könnte eine mangelhafte Qualität der SST-Daten sein. Gerade im Bereich starker Gradienten sind Probleme bei der Aufbereitung der von Satelliten gemessenen Rohdaten nicht auszuschließen. Ein Vergleich zwischen verschiedenen SST-Datensätzen hat gezeigt, dass diese in der betrachteten Region zum Teil erhebliche Unterschiede für einzelne Gitterpunkte und Zeitschritte aufweisen. 5.7 bis 5.10 zeigen einen Vergleich der monatsgemittelten SSTs aus dem NOAA-OI-Datensatz mit den AVHRR-Satellitendaten (diese gehen in die Berechnung der NOAA-OI-Daten ein, vgl. Kapitel 2) und den SST-Daten des Hadley-Centers (HADISST). Die beiden anderen Datensätze wurden hierzu zunächst auf die gleiche Auflösung wie die NOAA-Daten interpoliert.

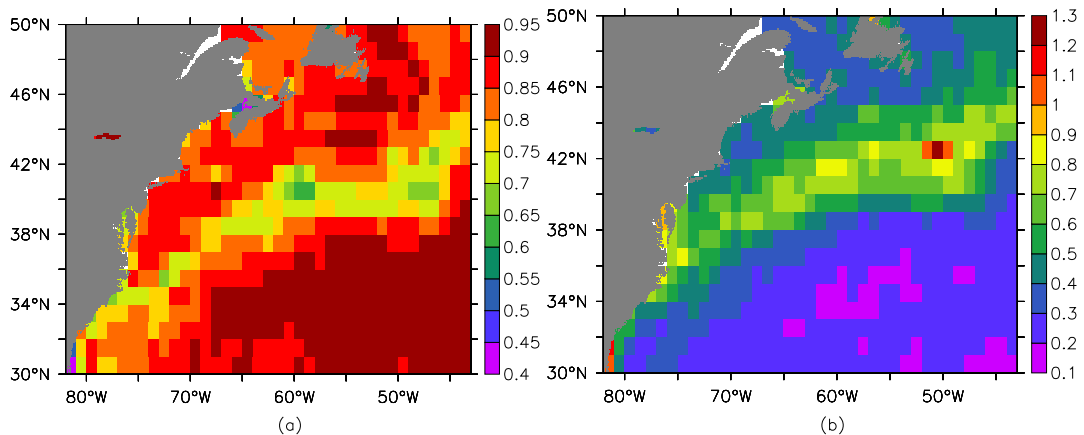


Abbildung 5.7: Kreuzkorrelation und mittlerer quadratischer Fehler zwischen AVHRR und NOAA-OI (Zeitraum 1985-2005)

Anschließend wurden die Kreuzkorrelation sowie die mittlere quadratische Abweichung zwischen den beiden Datensätze für jeden Gitterpunkt berechnet. 5.7 und 5.9 zeigen, dass die Datensätze zwar generell in guter Übereinstimmung zueinander sind, allerdings insbesondere im Bereich der SST-Front deutliche Abweichungen auftreten. 5.8 und 5.10 zeigen zur besseren Veranschaulichung Momentaufnahmen der Differenz zwischen NOAA-OI und AVHRR bzw. HADISST für einige zufällig ausgewählte Zeitschritte. Man erkennt, dass die auftretenden Differenzen häufig mehr als 1 K betragen und in Einzelfällen sogar 2 K übersteigen können. Bei der Berechnung des Laplaciers der SST würden derartige Abweichungen Fehler liefern, die im Bereich der Absolutwerte selbst liegen. 5.2 zeigt, dass diese Abweichungen zu sehr großen Unterschieden im definierten Index führen. Tabelle 5.1 zeigt, dass die Korrelation zwischen dem Index berechnet für verschiedene SST-Produkte sehr klein ist. Der Umstand, dass die Komposita des SST-Laplaciers wie in 5.3 und 5.4 hingegen ein ähnliches Ergebnis liefern, stellt ein Indiz dafür dar, dass die gezeigten Unterschiede in den Datensätzen selber und nicht in der Definition des Indexes liegen.

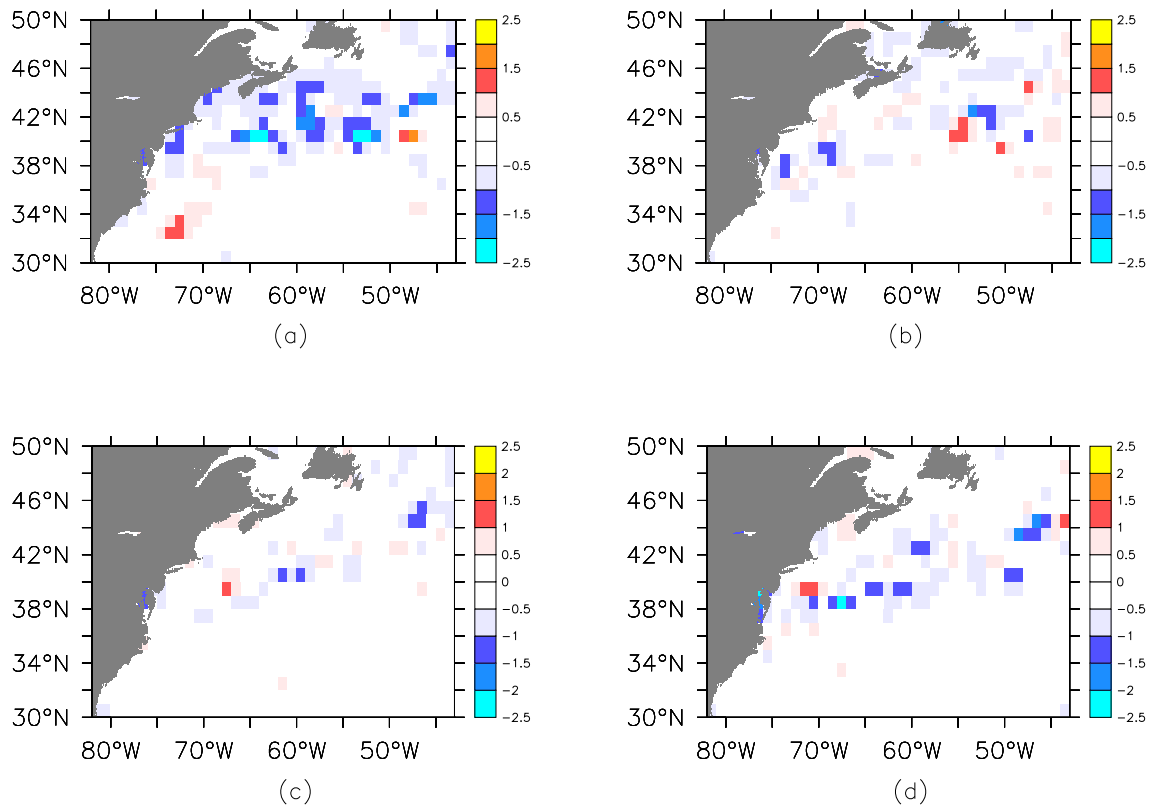


Abbildung 5.8: Vergleich zwischen monatsgemittelten SSTs aus AVHRR und NOAA-OI. Die Abbildungen zeigen Momentaufnahmen der Differenz zwischen den beiden Datensätzen für die Monate Februar (a), Mai (b), August (c) und November (d) 1987. Positive (negative) Werte bedeuten, dass die SST im NOAA-OI-Datensatz höher (niedriger) ist.

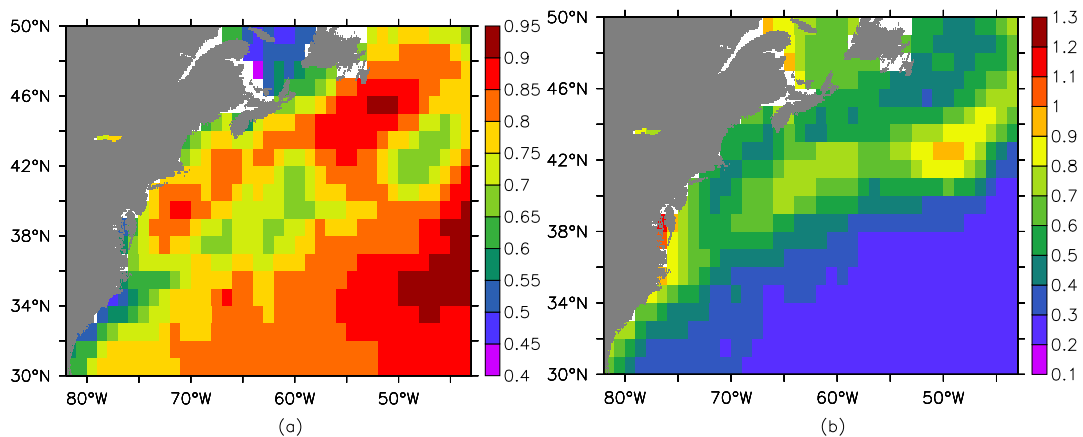


Abbildung 5.9: Kreuzkorrelation und mittlerer quadratischer Fehler zwischen HADISST und NOAA-OI (Zeitraum 1985-2005)

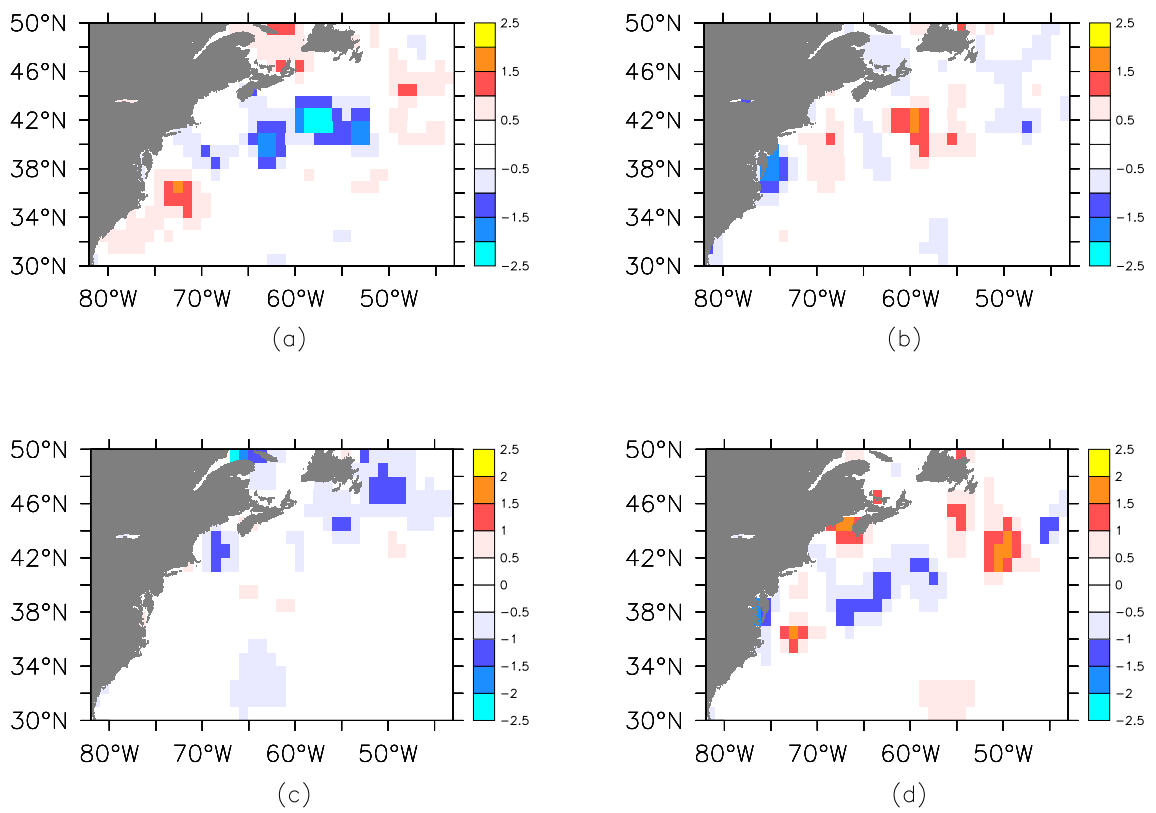


Abbildung 5.10: analog zu 5.3, jedoch für HADISST und NOAA-OI.

Kapitel 6

Schlussbetrachtung und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurde der atmosphärische Einfluss des Golfstroms anhand mehrerer Simulationen mit dem Klimamodell ECHAM5 untersucht. Es standen 3 Experimente in verschiedenen Auflösungen – T106 (5 Realisierungen über einen Zeitraum von 137 Jahren), T159 (10 Realisierungen über einen Zeitraum von 2 Jahren) und T213 (5 Realisierungen über einen Zeitraum von 2 Jahren) – zur Verfügung.

Es wurde gezeigt, dass ECHAM 5 in der Lage ist, die wesentlichen Merkmale der atmosphärischen Zirkulation in der Golfstromregion im Langzeitmittel gut wiederzugeben. Dies trifft sowohl auf die Grenzschicht als auch auf die höheren atmosphärischen Schichten zu. Um die kleinräumigen Strukturen in dieser Region zu erfassen, ist jedoch eine hohe Auflösung erforderlich. Es wurde darüberhinaus neu gezeigt, dass die untersuchten atmosphärischen Größen eine saisonale Variabilität aufweisen. Zum näheren Verständnis der dafür verantwortlichen Prozesse sind jedoch noch tiefergehende Untersuchungen notwendig. Auch die Saisonalität konnte im Modell gut wiedergegeben werden. Im Falle der Vergenzen des 10m-Windfeldes und der latenten Wärmeflüsse ist die Saisonalität vorwiegend quantitativer Natur, im Falle des Niederschlags und der aufwärts gerichteten Windkomponente treten jedoch auch qualitative Unterschiede auf. Interessant ist, dass insbesondere im Falle des Aufwärtswindes im Sommer und Winter scheinbar unterschiedliche Prozesse relevant sind. Die Ergebnisse der diesbezüglichen Untersuchungen legen die Vermutung nahe, dass insbesondere im Sommer konvektive Prozesse, wie sie sonst in tropischen Breiten bekannt sind, eine entscheidende Rolle spielen. Weiterhin ist

zu erwähnen, dass die Ausprägung des Jahresganges zum Teil durch die Modellauflösung beeinflusst zu werden scheint.

Darüber hinaus wurde mittels Komposit-Analyse untersucht, inwieweit die zeitliche Variabilität von Ozean und Atmosphäre direkt miteinander verknüpft sind. Hierzu wurde ein Index zur Beschreibung der zeitlichen Variabilität des SST-Laplacier-Feldes entwickelt, um Zeitschritte mit hohem SST-Gradienten und solche mit niedrigem zu separieren. Für die so ausgewählten Zeitschritte wurden Hoch-Tief-Komposita für das SST-Laplacier-Feld und verschiedene atmosphärische Variablen erstellt. Die SST-Laplacier-Komposita liefern für verschiedene SST-Produkte ein stabiles Ergebnis, das nahe legt, dass der definierte Index den angestrebten Zweck erfüllt. Hingegen ist in den Komposita der atmosphärischen Variablen kein signifikantes Signal erkennbar. Mögliche Gründe hierfür könnten in einem mangelhaften Signal-Rausch-Verhältnis, bedingt durch die geringe Anzahl der mittels des Index ausgewählten Zeitschritte, begründet liegen. Darüber hinaus wurde gezeigt, dass die SST-Produkte in dieser Region zum Teil erhebliche Unterschiede zueinander aufweisen. Der Effekt dieser Unterschiede auf den erdachten Index liegt in der selben Größenordnung wie dessen Absolutwerte, was dazu führt, dass der Index für verschiedene SST-Produkte berechnet kaum korreliert ist. Es ist deshalb geplant, die Analyse der SST-Variabilität anhand von Beobachtungs- und Reanalysedaten auszuweiten. Es ist vorgesehen, mit Hilfe von Spektralanalyseverfahren die bezüglich der SST-Variabilität dominanten Zeitskalen zu ermitteln und gegebenenfalls die Analyse auf tägliche Daten auszuweiten. Ferner soll die Analyse dahingehend ausgeweitet werden, dass die Effekte von Verschiebungen des Golfstroms untersucht werden sollen.

Als Fernziel sind schließlich hochauflösende Experimente mit dem ECHAM5-Modell geplant. Diese böten die Möglichkeit, die SST als Randbedingung gezielt zu variieren und mit Kontrollexperimenten zu vergleichen.

Abkürzungen

AGCM	atmospheric general circulation model, globales atmosphärisches Zirkulationsmodell
AMC	Atlantic meridional Circulation
ECHAM	Klimamodell des Hamburger Max-Planck-Institut f. Meteorologie auf Basis des ECMWF-Vorhersagemodells (ECMWF Hamburg).
ECMWF	European Centre of Medium range Weather Forecast (Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage)
EOF	Empirische Orthogonalfunktion
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (zwischenstaatlicher Ausschuss für Klimaänderungen)
ITCZ	Inner Tropical Convergence Zone (Innertropische Konvergenzzone)
MMAB	Marine Modeling and Analysis Branch
MPI	Max-Planck-Institut. Bezieht sich im Rahmen dieser Arbeit auf das Hamburger Max-Planck-Institut für Meteorologie
NAO	Nordatlantische Oszillation
NMC	U.S. National Meteorological Center
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PC	Principal Component (Hauptkomponente einer Matrix)
SST	Sea Surface Temperature (Meeresoberflächentemperatur)
Sv	Sverdrup, Einheit zur Angabe der Intensität einer (Meeresströmung). $1Sv = 10^6 m^3 s^{-1}$

Abbildungsverzeichnis

1.1	räumliche Muster verschiedener ozeanischer und atmosphärischer Variablen in der Golfstrom-Region	8
1.2	Niederschlagsmuster in der Golfstrom-Region	8
1.3	globale Übersicht der Strömungen an der Oberfläche der Ozeane	11
1.4	Entstehung westlicher Randströme	20
1.5	SST und Oberflächengeschwindigkeiten in der Golfstromregion	21
1.6	Golfstromposition berechnet aus TOPEX/Poseidonaten	22
1.7	Golfstromposition berechnet aus XBT-Daten	23
1.8	Kreuzkorrelation zwischen NAO und TOPEX/Poseidonaten bzw. XBT-T200-Daten	23
1.9	Antwort der Atmosphäre auf eine Heizquelle in Tropen und Extrtropen	24
1.10	Antwort der Atmosphäre auf Heizen im quasigeostrophischen Modell	25
1.11	Einfluss des Golfstroms auf die Atmosphäre	26
2.1	Verteilung der AVHRR-Messwerte für den Zeitraum 4.-10. August 1991	31
2.2	Verteilung der In-Situ-Messungen für den Zeitraum 4.-10. August 1991	32
2.3	In den ERA40-Datensatz eingehende Beobachtungen	33
3.1	zeitlich gemittelte Konvergenz des 10m-Windfeldes	37
3.2	zeitlich gemittelter MSLP Laplacier	38
3.3	zeitlich gemittelter MSLP Laplacier	39
4.1	Saisonalität der Konvergenz des 10-Windfeldes	44
4.2	Saisonalität des Niederschlags	45
4.3	Saisonalität des latenten Wärmeflusses	46

4.4	Saisonalität der Vertikalgeschwindigkeit (70°W bis 60°W, 32°N bis 43°N) .	47
4.5	Saisonalität der Vertikalgeschwindigkeit (60°W bis 45°W, 35°N bis 43°N) .	48
5.1	Index für die Intensität des SST-Gradienten	52
5.2	Vergleich der Indices aus Abbildung 5.1 für verschiedene SST-Datensätze	53
5.3	Komposit des SST Laplaciers für den NOAA-OI-Datensatz	54
5.4	Komposit des SST Laplaciers für den HadISST-Datensatz	54
5.5	Komposit des ERA40-Niederschlags	55
5.6	Standardabweichung des ERA40-Niederschlags	55
5.7	Kreuzkorrelation und mittlerer quadratischer Fehler zwischen AVHRR und NOAA-OI	57
5.8	Vergleich zw. AVHRR und NOAA-OI	58
5.9	Kreuzkorrelation und mittlerer quadratischer Fehler zwischen HADISST und NOAA-OI	58
5.10	Vergleich zw. HADISST und NOAA-OI	59

Tabellenverzeichnis

2.1	Vergleich der im Rahmen dieser Arbeit verwendeten ECHAM-Läufe . . .	28
5.1	Korrelationen des Indexes für verschiedene SST-Datensätze	52

Literaturverzeichnis

- Brown, E., A. Colling, D. Park, J. Phillips, R. D. und J. Wright, 2001. *Ocean Circulation*. Butherword-Heinemann, 2 Auflage.
- Frankignoul, C., 1985. Sea Surface Temperature Anomalies, planetary waves and air-sea feedback in the midlatitudes. *Reviews of Geophysics*, **23**, 357–390.
- Frankignoul, C., G. de Coëtlogon, T. M. Joyce und S. Dong, 2001. Gulf Stream Variability and Ocean-Atmosphere Interaction. *Journal of Physical Oceanography*, **31**, 3516–3529.
- Hall, M. und N. Fofonoff, 1993. Downstream development of the Gulf Stream from 68° to 55° W. *Journal of Physical Oceanography*, **23**, 225–249.
- Hendry, R., 1982. On the structure of the deep Gulf Stream. *Journal of Marine Research*, **40**, 119–142.
- Hogg, N., 1992. On the transport of the Gulf Stream between Cape Hatteras and the Grand Banks. *Deep-Sea Research*, **39**, 1231–1246.
- Hogg, N. und W. Johns, 1995. Western boundary currents. *U.S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics 1991-1994, Supplement to Reviews of Geophysics*, **33**, 1311–1334.
- Hoskins, B. J. und D. J. Karoly, 1981. the steady linear response to thermal and orographic forcing. *Journal of Atmospheric Sciences*, **38**, 1179–1196.
- Joyce, T. M., C. Deser und M. Spall, 2000. The Relation between decadal variability of subtropical mode water and the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, **13**, 2550–2569.

- Kelly, K., 1991. The meandering Gulf Stream as seen by the Geosat altimeter: surface transport, position and velocity variance from 73° to 46° W. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 16721–16738.
- Kelly, K., M. Caruso und S. Singh, 1996. Observation of atmosphere-ocean-coupling in midlatitude western boundary currents. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 6395–6312.
- Kelly, K. und S. Gille, 1990. Gulf Stream surface transport and statistics at 69° W from the Geosat altimeter. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 3149–3161.
- Kushnir, Y., W. A. Robinson, I. Bladé, H. N. M. J., S. Peng und R. Sutton, 2002. Atmospheric GCM Response to Extratropical SST Anomalies: Synthesis and Evaluation. *Journal of Climate*, **15**, 2233–2256.
- Lee, T. und P. Cornillon, 1995. Temporal variation of meandering intensity and domain-wide lateral oscillation of the Gulf Stream. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 13603–13613.
- Minobe, S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie und R. Small, 2008. Influence of the Gulf Stream on the Troposphere. *Nature*, **452**, 206–210.
- Reynolds, W. R. und T. M. Smith, 1994. Improved Global Sea Surface Temperature Analyses Using Optimum Interpolation. *Journal of Climate*, **7**, 929–948.
- Röckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblüeh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida und A. Tompkins, 2003. *Technical report, No. 349, The Atmospheric general circulation model ECHAM5*. Technischer Bericht, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Song, Q., P. Cornillon und T. Hara, 2006. Surface wind response to oceanic fronts. *Journal of Geophysical Research*, **111**.
- Thompson, J. D. und W. J. Schmitz, 1989. A limited area model of the Gulf Stream: Design, initial experiments and model-data intercomparison. *Journal of Physical Oceanography*, **19**, 791–814.
- Tracey, K. L. und D. R. Watts, 1986. On the Gulf Stream meander characteristics near Cape Hatteras. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 7587–7602.

Uppala, S. M. e. a., 2005. The ERA40-reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 2961–3012.

Zlotnicki, V., 1991. Sea level differences across the Gulf Stream and Kuroshio Extension. *Journal of Physical Oceanography*, **21**, 599–609.

Danksagung

Abschließend möchte ich allen danken, die zu dieser Arbeit beigetragen haben:

Herrn Dr. Noel Keenlyside danke ich für die Vergabe des Themas und die Betreuung. Herrn Dr. Nour-Eddine Omrani gilt mein Dank für die zahlreichen Anregungen, Diskussionen und Hilfestellungen. Den Kollegen aus der Abteilung Maritime Meteorologie und insbesondere denjenigen aus der Emmy-Noether-Nachwuchsgruppe möchte ich für die Hilfe und Ratschläge bei technischen Problemen danken. Ferner gilt mein Dank allen Kommilitonen und Freunden aus der Geophysik und der Meteorologie, die mich während meines Studiums begleitet und mit mir in Übungen zusammengearbeitet haben. Bei Janine Flöter möchte ich mich für die angenehme Atmosphäre während der gemeinsamen Bürozeiten bedanken.

Besonders bedanken möchte ich mich bei den Kollegen aus dem Rechenzentrum für die angenehme Zusammenarbeit. Insbesondere gilt mein Dank Kai Grunau und Georg Drees für die geduldige Unterstützung bei meinen ersten Schritten in Linux.

Meinen Geschwistern, Nichten und Neffen danke ich dafür, dass sie mir im Laufe meines Studiums immer wieder Asyl bei sich gewährten. Darüber hinaus gilt mein Dank Helene, Anika und Georg für das zügige Korrekturlesen. Besonders herzlicher Dank gilt Wiebke, Anne und Helene für viele gemeinsame schöne Stunden und aufbauende Worte in schwierigen Zeiten.

Schließlich sei Anika ein ganz lieber Dank für die Motivation und für ihre Geduld mit mir in der Endphase dieser Arbeit ausgesprochen.

Die Arbeit wurde mit der Textverarbeitung \LaTeX angefertigt.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die vorliegende Diplomarbeit selbständig verfasst wurde und keine über die angegebenen Quellen hinausgehenden Hilfsmittel verwendet habe.

Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Diplomgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, März 2009

(Ralf Hand)