

Footprints of extratropical storms in the upper ocean

Diplomarbeit
von
Miriam Sparr

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE FAKULTÄT DER
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
ERSTELLT AM LEIBNIZ - INSTITUT FÜR MEERESWISSENSCHAFTEN
Forschungsbereich 1
- Maritime Meteorologie -



IFM-GEOMAR

Leibniz-Institut für Meereswissenschaften
an der Universität Kiel

Kiel, 14.2.2006

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	I
Abstract	III
Abkürzungen	V
1 Einleitung	1
2 Klimasystem	3
2.1 Atmosphäre	3
2.2 Ozean	7
2.2.1 Ozeandeckschicht	9
3 Modelle	11
3.1 Atmosphärenmodell ECHAM	11
3.2 Ozeanmodell MOPY	13
3.2.1 Ozeanmodelle mit dynamischer Deckschichttiefe	14
3.2.2 Ozeanmodelle mit fester Deckschichttiefe	14
4 Verwendete Statistische Methoden	15
4.1 Momente	15
4.2 Korrelation und Regression	17
4.3 Spektralanalyse	17
4.3.1 Kreuzspektrum	19
4.4 Kompositeanalyse	20
5 Daten	23
5.1 Verwendete Variablen	23
5.2 Anomalieberechnung	24
5.3 Histogrammdarstellung	25
6 Die SST-Sprünge	27
6.1 Wo gibt es SST-Sprünge ?	27
6.2 Beispiel eines SST-Sprunges	28

7	Variationen der Anomalien	37
7.1	Variationen der der Variablen in den Jahreszeiten	37
7.2	Vergleich von Variationen der 6-Stundenwerte mit Monatsmittelwerten	41
8	Wechselwirkung zwischen verschiedenen Variablen	45
8.1	SST-Anomalien und Windstärkeanomalien	45
8.2	Deckschichtanomalien und Windstärkeanomalien	48
8.3	Anomalien der geopotentiellen Höhe und SST-Anomalie	50
8.3.1	1000hPa-Niveau	50
8.3.2	500hPa-Niveau	52
9	Variation im Bezug auf die Frequenz	55
9.1	Spektraldichte der SST-Anomalien an Ortspunkten	55
9.2	Räumliche Verteilung der Spektraldichte	58
9.3	Kreuzspektralanalyse	60
9.3.1	SST-Anomalie und Windanomalien	60
9.3.2	SST-Anomalie und Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau	65
9.3.3	SST-Anomalie und Anomalien der geopotentiellen Höhe in 500hPa-Niveau	68
10	Vergleich der Wettersituation	71
10.1	Vergleich des Windes	71
10.2	Vergleich der Anomalien der geopotentiellen Höhen	73
11	Schlussbetrachtung	75
	Anhang	77
	Literatur	81
	Danksagung	83
	Erklärung	84

Abbildungsverzeichnis

2.1	Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre (a)Windzonen (b) Zirkulation [Quelle: www.hamburger-bildungsserver.de (21.1.2005)]	4
2.2	Wetterverlauf einer Frontalzyklone [Quelle: www.m-forkel.de (21.1.2005)]	6
2.3	Typische Mittlere Temperatur pro Tiefe im offenen Ozean [Quelle: G.L.Pickard und W.J.Emery, Descriptive Physical Oceanography, 1990] . .	9
2.4	Schema des Atmosphäre-Ozean-Austausches in der Deckschicht [Quelle: www.hpl.umces.edu(20.11.2005)]	10
4.1	Untergliederung nach Schiefe (oben) und Exzess (unten) [Quelle: C.-D. Schönwiese, Praktische Statistik für Meteorologen und Gewissenschaffler, 2000]	16
5.1	Verschiedene Variablen bei 180°östlicher Länge und 40°nördlicher Breite .	24
5.2	Histogramm der SST-Anomalie bei 180°östlicher Länge und 40°nördlicher Breite in MJJA	25
6.1	Vorkommen der SST-Sprünge um 0,5 K innerhalb von 6 Stunden in den Monaten Mai, Juni, Juli, August.	28
6.2	SST-Verlauf im Pazifik bei 180°westlicher Länge und 40°nördlicher Breite schwarz = SST aus OMmldy in K und grün = SST aus OMmlfix in Kelvin	29
6.3	Verlauf der SST-Anomalien im Pazifik bei 180°westlicher Länge und 40°nördlicher Breite schwarz = SST aus OMmldy in K und grün = SST aus OMmlfix in K	29
6.4	Ozeanographische und atmosphärische Parameter zum 1. Zeitpunkt. a) SST-Anomalien aus OMmldy in K b) Deckschichttiefenanomalien in Metern c) Anomalie der geopotentiellen Höhe auf 1000hPa in gpm d) Windstärke in m/s und Windrichtung (Pfeile)	30
6.5	Ozeanographische und atmosphärische Parameter zum 2. Zeitpunkt. a) SST-Anomalien aus OMmldy in K b) Deckschichttiefenanomalien in Metern c) Anomalie der geopotentiellen Höhe auf 1000hPa in gpm d) Windstärke in m/s und Windrichtung (Pfeile)	31

6.6	Ozeanographische und atmosphärische Parameter zum 3. Zeitpunkt. a) SST-Anomalien aus OMmldy in K b) Deckschichttiefenanomalien in Metern c) Anomalie der geopotentiellen Höhe auf 1000hPa in gpm d) Windstärke in m/s und Windrichtung (Pfeile)	32
6.7	Ozeanographische und atmosphärische Parameter zum 4. Zeitpunkt. a) SST-Anomalien aus OMmldy in K b) Deckschichttiefenanomalien in Metern c) Anomalie der geopotentiellen Höhe auf 1000hPa in gpm d) Windstärke in m/s und Windrichtung (Pfeile)	33
6.8	Ozeanographische und atmosphärische Parameter zum 5. Zeitpunkt. a) SST-Anomalien aus OMmldy in K b) Deckschichttiefenanomalien in Metern c) Anomalie der geopotentiellen Höhe auf 1000hPa in gpm d) Windstärke in m/s und Windrichtung (Pfeile)	34
6.9	Ozeanographische und atmosphärische Parameter zum 6. Zeitpunkt. a) SST-Anomalien aus OMmldy in K b) Deckschichttiefenanomalien in Metern c) Anomalie der geopotentiellen Höhe auf 1000hPa in gpm d) Windstärke in m/s und Windrichtung (Pfeile)	35
7.1	Standardabweichung der SST-Anomalien für 6 Stundenwerte: a) Winter (JFM) b) Frühling (AMJ) c) Sommer (JAS) d) Herbst (OND)	37
7.2	Standardabweichung der Windanomalien für 6 Stundenwerte: a) Winter (JFM) b) Frühling (AMJ) c) Sommer (JAS) d) Herbst (OND)	39
7.3	Standardabweichung der Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau für 6 Stundenwerte: a) Winter (JFM) b) Frühling (AMJ) c) Sommer (JAS) d) Herbst (OND)	40
7.4	Standardabweichung der Anomalien der geopotentiellen Höhe im 500hPa-Niveau für 6 Stundenwerte: a) Winter (JFM) b) Frühling (AMJ) c) Sommer (JAS) d) Herbst (OND)	40
7.5	Standardabweichung des Windgeschwindigkeit in m/s für (a) 6h-Werte und (b) Monatsmittelwerte der Monate MJJA	41
7.6	Standardabweichung des SST-Anomalien in K für (a) 6h-Werte des dynamischen Ozeanmodells, (b) 6h-Werte mit fester Deckschichttiefe und (c) Monatsmittelwerte von den Monaten MJJA	42
8.1	Korrelation von SST-Anomalien mit Windstärkeanomalien,wobei die Windanomalien führen in den Monaten MJJA	45
8.2	Korrelation von SST-Anomalien mit Windstärkeanomalien,wobei die Windanomalien führen, in den Monaten MJJA	47
8.3	Korrelation von SST-Anomalien mit Windstärkeanomalien,wobei die SST-Anomalien führen, in den Monaten MJJA	47
8.4	Korrelation von Deckschichttiefenanomalien mit Windstärkeanomalien,wobei die Windanomalien führen, in den Monaten MJJA	49
8.5	Korrelation von Deckschichttiefenanomalien mit Windstärkeanomalien,wobei die Windanomalien führen, in den Monaten MJJA	49

8.6	Korrelation von Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau und SST-Anomalie, wobei die Geopotentialanomalien führen, in den Monaten MJJA	50
8.7	Korrelation von Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau und SST-Anomalie, wobei die Geopotentialanomalien führen, in den Monaten MJJA	51
8.8	Korrelation von SST-Anomalien und Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau, wobei die SST-Anomalien führen, in den Monaten MJJA	51
8.9	Korrelation von Anomalien der geopotentiellen Höhe im 500hPa-Niveau und SST-Anomalie, wobei die Geopotentialanomalien führen, in den Monaten MJJA	52
8.10	Korrelation von Anomalien der geopotentiellen Höhe im 500hPa-Niveau und SST-Anomalie, wobei die Geopotentialanomalien führen, in den Monaten MJJA	53
9.1	Spektraldichte der SST-Anomalien im Pazifik und Atlantik für MJJA . . .	56
9.2	Verhältnis der Spektren der SST-Anomalien im Pazifik und Atlantik für MJJA	57
9.3	Mittelwert der Spektraldichte der SST-Anomalien von den Frequenzen für 24h bis 12h für die Monate MJJA mit Tagespeaks	58
9.4	Mittelwert der Spektraldichte der SST-Anomalien von den Frequenzen für 24h bis 12h für die Monate MJJA ohne Tagespeaks	59
9.5	Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Windgeschwindigkeitsanomalie bei 180° östlicher Länge und 35° nördlicher Breite	60
9.6	Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Windgeschwindigkeitsanomalie bei 320° östlicher Länge und 35° nördlicher Breite	61
9.7	Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Windgeschwindigkeitsanomalie bei 180° östlicher Länge und 40° nördlicher Breite	62
9.8	Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Windgeschwindigkeitsanomalie bei 320° östlicher Länge und 40° nördlicher Breite	63
9.9	Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Windgeschwindigkeitsanomalie bei 180° östlicher Länge und 45° nördlicher Breite	64
9.10	Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Windgeschwindigkeitsanomalie bei 320° östlicher Länge und 45° nördlicher Breite	65
9.11	Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Anomalie der geopotentiellen Höhe bei 35° nördlicher Breite	66
9.12	Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Anomalie der geopotentiellen Höhe bei 45° nördlicher Breite	67

9.13	Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Anomalie der geopotentiellen Höhe bei 35° nördlicher Breite	68
9.14	Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Anomalie der geopotentiellen Höhe bei 45° nördlicher Breite	70
10.1	Histogramm Kompositeanalyse des Windes im Atlantik	71
10.2	Histogramme Kompositeanalyse des Windes im Pazifik	72
10.3	Histogramm Kompositeanalyse der Anomalien der geopotentiellen Höhe (a) im 1000hPa-Niveau, (b) im 500hPa-Niveau	73
.1	Vergleich SST(OMmldy) und SSTmfix(OMmfix)	77
.2	Zeitpunkt 1	78
.3	Zeitpunkt 2	78
.4	Zeitpunkt 3	79
.5	Zeitpunkt 4	79

Tabellenverzeichnis

3.1	<i>Prognostische Variablen und Parametrisierungen in ECHAM5</i>	12
-----	---	----

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit kurzfristigen negativen Veränderungen der SST im Frühling und Sommer der mittleren Breiten, insbesondere auf der Nordhemisphäre, die mit dem Zustand der Atmosphäre in Verbindung zu bringen sind. Unter kurzfristigen negativen Veränderungen der SST ist zu verstehen, dass die SST im Frühling und Sommer in Folge der höheren solaren Einstrahlung zunächst ansteigt und dann innerhalb von 6 bis 48 Stunden deutlich um 0,5 bis 2 Kelvin absinkt. Der relativ hohe Temperaturverlust ist nur über das Vermischen des Deckschichtwassers, was die gleiche Temperatur hat wie die SST, mit tieferem kälteren Wasser zu erklären. Diese Durchmischung kann, wenn sie durch atmosphärische Rahmenbedingungen entsteht, nur über die Windeinwirkung hervorgerufen werden, die durch Windschubspannung Impuls an den Ozean übergibt und so die Ekman-Zirkulation (großräumig) oder die Langmuir-Zirkulation (kleinräumig) anregt.

Die Untersuchung basierte auf Daten eines gekoppelten Laufs des Atmosphären Zirkulationsmodells ECHAM mit dem Ozeanmodell MOPY. Dabei werden insbesondere die Winddaten und die geopotentiellen Höhen verwendet. Das Interesse richtete sich auf die Untersuchung derjenigen Zeitpunkte, bei welchen atmosphärische Situationen zu negativen SST-Sprüngen führen. Diese Fälle werden dahin gehend untersucht, ob ein Zusammenhang mit den dynamischen Tiefdruckgebieten der mittleren Breiten existiert. Um dies zu zeigen, werden verschiedene statistische Methoden angewendet.

Die negativen SST-Sprünge im offenen Ozean werden in dem nördlichen Übergangsbereich zwischen den subtropischen Hochdruckgebieten und der Tiefdruckrinne der mittleren Breiten nachgewiesen. Einen direkten Zusammenhang zwischen den SST-Sprüngen und der Atmosphäre findet man bei der Windgeschwindigkeit. Die Windgeschwindigkeit muss gegenüber des vorhergehenden Zeitpunktes deutlich zunehmen, damit beim nachfolgenden Zeitpunkt eine Verringerung der SST um mindestens 0,5 Kelvin feststellbar ist. Insgesamt ist die mittlere Windgeschwindigkeit, wenn SST-Sprünge entstanden sind, höher als die mittlere Windgeschwindigkeit über alle Zeit- und Raumpunkte. Der Vergleich der geopotentiellen Höhe bei SST-Sprüngen gegenüber der geopotentiellen Höhe im allgemeinen führt für das 1000hPa-Niveau zu keiner eindeutigen Situation. So entstehen die Windgeschwindigkeiten, die zu SST-Sprüngen führen, in verschiedenen Regionen der Zyklonen aber auch in Antizyklonen.

Im 500hPa-Niveau existieren schon eher vergleichbare Situationen, so dass dort ein Zusammenhang zwischen SST und geopotentieller Höhe zu erkennen ist. So treten die SST-Sprünge in Verbindung mit etwas höheren geopotentiellen Höhen als im Mittel, also in der subtropischen Luftmasse bzw. im Randbereich der Rücken, auf. Das Mäandrieren der Polarfront ist mit dem Boden über die Zyklonenaktivität verbunden. So ist in den Rückenbereichen im 500hPa-Niveau am Boden ein Zwischenhoch mit der Warmfront und dem anschließenden Warmluftsektor eines Tiefdruckgebiets verbunden. Im Übergangsbereich von Rücken zu Trog ist am Boden die Kaltfront zu finden, der in der Höhe dann der Trog folgt. In den Zwischenhochbereichen ist die Windgeschwindigkeit nicht sehr hoch, so dass dort sich eine dünne warme Deckschicht ausbilden kann.

Diese wird mit dem Auffrischen des Windes einer sich annähernden Zyklone wieder mit kälterem Wasser durchmischt und die SST sinkt sehr schnell ab, es entsteht ein SST-Sprung.

Abstract

This diploma thesis analyses the negative change of the SST in the midlatitude on the north hemisphere in spring and summer, which has a connection to the atmospheric condition. The SST rise with incident solar radiation in spring and summer, so that the ocean mixed layer becomes thinner and warmer. And then the SST decreases about 0.5 Kelvin or more in 6 till 48 hours. This temperature subsidence can only explained with the mixing of the ocean mixed layer with colder water from below the mixed layer.

When it comes from a atmospheric general conditions, this intermixture arise with the impaced of the wind. The wind stress transmits moment on the ocean and stimulate Ekman circulation and Langmuir circulation.

The analyse base on data from a coupled run of the atmosphere circulation model ECHAM with the ocean model Mopy. The wind data and the data of the geopotential high is used for the analyse.

It is analysed in which atmospheric situation a negative change of the SST existed. The hypothesis is that a low in the midlatitude have a connection to the negative change of the SST. To show this, different statistical methods are used.

The negative SST change exist in the area between the subtropical high and the lows in the midlatitude. A direct relationship between the SST change and the atmosphere is only found at the wind speed.

The wind speed must increase clear compared with the wind speed of the time before. If the wind speed increases, the SST can decrease 0.5 Kelvin or more to the following time. When negative SST change exists, the mean of the wind speed is higher then the mean of the wind speed at all areas and time points.

The comparison of the geopotential height in 1000hPa level doesn't show a typical situation in which the negative SST change exist. The wind speed arises in different areas of a low and also in a high.

On the other hand there is a relationship between negative SST change and geopotential height in 500hPa level. The negative SST change exists often with geopotential height in 500hPa level which is greater than the mean, that means in the subtropical air respectively is connected with a ridge. The polar front is connected with the ground over the dynamic lows in the midlatitude. The ridge belongs to ridge of high pressure and the warm section of a low. Between the ridge and the trough is the cold front at the ground. After the cold front the trough comes in the high level. The wind speed is weak in the high, so the ocean mixed layer can become thinner and warmer. When the low comes near, the wind speed becomes stronger and the ocean mixed layer is mixed with colder water. So the SST decreases and a negative SST change arises.

Abkürzungen

AMJ	Monaten: April, Mai und Juni
AZA	allgemeine Zirkulation der Atmosphäre
DKRZ	Deutschen Klima-Rechenzentrum
ECMWF	Europäisches Zentrums für mittelfristige Wetterprognosen
GCM	allgemeines Zirkulationsmodell (engl. general circulation model)
gpm	Geopotentielles Meter
h	Stunde(hour)
hPa	Hektopascal
IFM-GEOMAR	Leibniz - Institut für Meereswissenschaften Kiel
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone (engl. Intertropical Convergence Zone)
JAS	Monaten: Juli, August und September
JFM	Monaten: Januar, Februar und März
K	Kelvin
m/s	Meter pro Sekunde
MJJA	Monate: Mai, Juni, Juli, August
MPI	Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg
NAO	Nordatlantische Oszillation
OMmldy	Ozeanmodell mit dynamischer Deckschichttiefe (engl.oceanmodel with dynamic mixed layer)
OMmlfix	Ozeanmodell mit fester Deckschichttiefe (engl.oceanmodel with fixed mixed layer)
OND	Monaten: Oktober, November und Dezember
PDF	Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (engl. propability density function)
SST	Meeresoberflächentemperatur (engl. sea surface temperature)
STD	Standardabweichung
STH	subtropisches Hochdruckgebiet
UTC	koordinierte Weltzeit (engl. coordinated universal time, UTC)
W/m ²	Watt pro Quadratmeter

1. Einleitung

Wie allgemein bekannt ist, ist die Intensivität von tropischen Stürmen abhängig von der anfänglichen Intensivität, seiner räumlichen Ausdehnung, dem thermodynamischen Zustand der Atmosphäre durch die er sich bewegt, der Vorwärtsbewegungsgeschwindigkeit und den Meeresoberflächenflüsse entlang seines Weges. Bei seiner Bewegung über die Meeresoberfläche gewinnt er nicht nur Energie, sondern beeinflusst auch die Deckschicht des Ozeans. Der Wind des tropischen Sturmes sorgt für eine Einmischung kälteren Tiefenwassers in die Deckschicht, so dass die Wassertemperatur verringert wird. Dies bewirkt eine Verringerung der Energieflüsse vom Ozean in die Atmosphäre, was wiederum die Intensität des tropischen Sturmes beeinflusst, wenn dieser so langsam weiter zieht, dass er noch über dem kälteren durchmischten Wasser ist.

Wenn dieses Zusammenspiel zwischen Ozean und Atmosphäre in den Tropen einen Effekt auf die Entwicklung von Zyklonen hat, so stellt sich die Frage, ob dieses Zusammenspiel auch bei der Weiterentwicklung von Zyklonen in den mittleren Breiten existiert. Tropischen Zyklonen und Zyklonen der mittleren Breiten haben allerdings sehr unterschiedliche Entstehungsbedingungen und einen grundlegend unterschiedlichen Aufbau. Tropische Stürme entwickeln sich nur über Ozeanen und schwächen sich über Land sehr schnell ab. Ihre Ausdehnung liegt zwischen 300 bis 800 km im Durchmesser. Sie haben rund um ihren Kerndruckbereich, das Auge, die ausgeprägtesten Wolken und die größten Windgeschwindigkeiten. Zu den Randbereichen hin nehmen die Windgeschwindigkeiten ab und es entwickeln sich nicht mehr so hochreichende konvektive Wolken wie am Kernrand. Allerdings existieren in der Randbereichen der tropischen Zyklonen noch Zirruswolken, die von der hochreichenden konvektiven Bewölkung des Kernrandes herühren. Der Luftdruck in einer tropischen Zyklone hat sein Minimum direkt im Kern und steigt außerhalb des Kerns deutlich an, um dann zum Rand hin langsam weiter anzusteigen. Für ihre Entstehung brauchen tropische Stürme Meeresoberflächentemperaturen (SST) von mehr als 26°Celsius über eine große räumliche Ausdehnung sowie eine gleichmäßige Temperaturabnahme mit der Höhe über diesem Gebiet. Ein tropischer Sturm entsteht aus hochreichendem Aufstieg warmer feuchter Luft, die zu rotieren beginnt. Das Entstehungsgebiet muß in mindestens auf 5°Breite liegen, damit die Corioliskraft ausreicht um die aufsteigenden Luftmassen in Drehung zu versetzen. Um die aufsteigenden Winde zu erhalten, dürfen keine großen vertikalen Windscherungen auftreten, da diese das System in Schräglage bringen und so das typische Zirkulationssystem

einer tropischen Zyklone unterbinden.

Zyklonen der mittlere Breiten entwickeln sich sowohl über Ozeanen als auch über Land. Sie haben einen größeren Durchmesser als tropische Stürme, etwa 1000 bis 1600 km. Sie bestehen aus einem Frontensystem mit Warmfront und Kaltfront, an denen die meisten Wolken vorkommen. Die höchsten Windgeschwindigkeiten treten in den Randbereichen zu den Hochdruckgebieten auf oder im Zusammenhang mit den Fronten, insbesondere der Kaltfronten. Für ihre Entstehung benötigen die Zyklonen Wellenstörungen an einer Luftmassengrenze, so dass es zu einem Vorstoß der warmen Luft in die kalte und umgekehrt kommt. Zwischen den beiden Vorstößen sinkt dann der Luftdruck und es entsteht ein Tiefdruckgebiet, wobei aus dem Warmluftvorstoß die Warmfront entsteht und der Kaltluftvorstoß die Kaltfront bildet.

So unterscheiden sich tropische Zyklonen von Frontalzyklonen sowohl in der Entstehung als auch in ihrer räumlichen Ausdehnung. Ob und wie sich allerdings die Frontalzyklonen auch wie die tropischen Zyklonen auf den Ozean auswirken muß noch untersucht werden. Beobachtet man den Jahresgang der SST, so sind im Frühjahr und Sommer, wenn sich die Temperatur mit zunehmender Sonneneinstrahlung erhöht, negative Temperatursprünge zu erkennen. Dabei sinkt die SST zwischen 0,5 und 2 Kelvin in einem oder mehreren Zeitschritten ab. Es liegt die Vermutung nahe, dass ein dynamisches Tiefdruckgebiet (Frontalzyklone) vorbeigezogen ist, dessen Windfeld das relativ warme Wasser der Deckschicht mit kälterem Wasser aus tieferen Schichten mischt. Der genaue Zusammenhang zwischen dynamischen Tiefdruckgebieten und diesen negativen SST-Sprüngen soll in dieser Arbeit untersucht und mit statistischen Methoden nachgewiesen werden.

Zu dem Einfluss von Frontalzyklonen auf die Deckschicht des offenen Ozeans gibt keine direkten Vorarbeiten. Es sind nur bestimmten Zyklonen auf die Wechselwirkungen mit der Deckschicht in gekoppelten Ozeanmodellen untersucht worden, z.B. von Ren et al. [16], die Veröffentlichung beschäftigt sich mit dem Ex-Hurricane Earl und einer Winterzyklone vor der Ostküste Nordamerikas und deren Wechselwirkungen mit der Ozeandeckschicht, und Kuo et al. [17], die sich mit den Effekten der Oberflächenenergieflüsse während der Entstehungsphase und der starken Intensivierung von sieben Zyklonen im Westatlantik befasst.

2. Klimasystem

Das Klimasystem besteht aus verschiedenen Komponenten, die untereinander wechselwirken. Die Klimakomponenten sind Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Lithosphäre und Biosphäre. Sie unterscheiden sich durch verschiedene Zeitskalen, wodurch auch ihre Wechselwirkung untereinander sehr komplex ist. Für diese Arbeit ist besonders der Austausch und die Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre und dem Ozean von Bedeutung. Zwischen diesen beiden Komponenten kommt es zum Austausch von Energie, Impuls, Wasser (in seinen verschiedenen Aggregatzuständen), Gasen (z.B.: CO_2) und festen Partikeln.

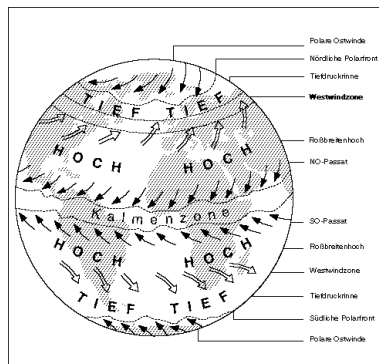
2.1 Atmosphäre

Die Komplexität der atmosphärischen Vorgänge ergibt sich nicht nur aus der Vielfalt atmosphärischer Bewegungsformen mit unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen sondern vor allem daraus, dass diese alle in einer intensiven Wechselwirkung miteinander stehen (Helmut Kraus: 'Die Atmosphäre der Erde', 2000 [7]). Die Atmosphäre ist ein thermodynamisches System. Ihre Antriebsenergie bekommt sie von der Sonne. Aufgrund der Kugelgestalt der Erde, ihrer gegen die Bahnachse geneigten Drehachse und der elliptischen Bahn trifft die Sonnenenergie nicht überall in der gleichen Menge auf der Erde auf. Am Äquator existiert also ein Energiegewinn durch die solare Einstrahlung, wohingegen die Polargebiete so wenig Sonneneinstrahlung erhalten, dass in der Jahrsumme gesehen ein Energieverlust durch langwellige Ausstrahlung erfolgt. Der meridionale Ausgleich dieses Energieunterschiedes erfolgt zum einen Teil durch das Strömungssystem der Ozeane und zum anderen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre.

Die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre (AZA) besteht aus mehreren Zirkulationzellen. Am Äquator entsteht die Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) aus der hochreichenden Konvektion, die durch die solare Einstrahlung angetrieben wird. Wenn die Konvektion die Tropopause erreicht, strömt sie nach Norden und Süden auseinander, um dann bei ca. 30° abzusinken und die subtropischen Hochdruckgebiete (STH) entstehen zu lassen. Von den subtropischen Hochdruckgebieten fließt die Luft mit den Passatwinden wieder in die ITCZ und die thermisch angetriebene, direkte Hadleyzelle schließt sich. Im Anschluss an die Hadleyzelle, in der Wärme in kinetische Energie umgewandelt wird, folgt die dynamisch angetriebene, indirekte Ferrelzelle, in der kinetische Ener-

gie in Wärme umgewandelt wird. In der Ferrelzelle wird durch die Absinkbewegung in den subtropischen Hochdruckgebieten in der Höhe Luft nachgezogen, so dass dort eine Luftströmung von ca. 60° zu 30° Breite entsteht. Am Boden bewegt sich die Luft in die entgegengesetzte Richtung von 30° zu 60° Breite. Bei 60° Breite steigt die Luft dann wieder auf, dort ist der Bereich der Tiefdruckgebiete der mittleren Breiten. Zwischen 60° Breite und den Polen existiert noch die Polare Zelle die durch die aufsteigenden Luftmassen in den Tiefs der mittleren Breiten und dem Absinken kalten Luftmassen über den Polen angetrieben wird.

(a)



(b)

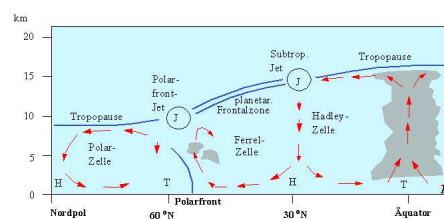


Abbildung 2.1: Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre (a) Windzonen (b) Zirkulation [Quelle: www.hamburger-bildungsserver.de (21.1.2005)]

Aufgrund der Rotation der Erde existieren allerdings keine direkten meridionalen Ausgleichwinde, denn gegen den meridionalen Druckgradient wirkt die Corioliskraft, die auf der Nordhalbkugel für eine Rechtsablenkung und auf der Südhalbkugel für eine Linksablenkung sorgt. So haben die Passatwinde eine östliche Windkomponente, die Winde subtropischen Hochdruckgebieten (STH) zu der Tiefdruckrinne der mittleren Breiten sind Westwinde und in der Polaren Zelle wehen östliche Bodenwinde. Diese zonale Einteilung der allgemeinen Zirkulation wird allerdings durch verschiedenen Faktoren beeinflusst: so variieren die ITCZ und die STH mit den Jahreszeiten aufgrund des sich verändernden Sonnenzenitstandes und so auch deren Winde. Außerdem wirken durch Meeresströmungen entstehende Inhomogenitäten der SST, die zonale Temperaturverteilung und die Orographie der Landmassen auf die atmosphärischen Zirkulationszellen. Das Temperaturgefälle aufgrund der differentiellen Heizung ist in den mittleren Breiten besonders groß und bewirkt dort barotrope und barokline Wellen, in denen Wirbel entstehen. Die Wirbel haben, je nach dem in welchen Bereichen der Wellen sie entstehen, unterschiedliche Drehrichtungen. Bei zyklonaler Drehrichtung handelt es sich um Tiefdruckgebiete und bei antizyklonaler um Hochdruckgebiete. Bei zyklonalem Energie-transport wird Wärme auf der Ostseite zu den Polen und Kälte auf der Westseite in Richtung Äquator befördert, bei Hochdruckgebieten mit antizyklonaler Strömung erfolgt der

Transport umgekehrt.

Für den meridionalen Energietransport der Luft sind diese Wirbel- und Wellentransporte sehr wichtig, da der Transport über eine thermische, direkte Zirkulation aus den oben genannten Gründen nicht erfolgen kann. Der synoptische Zustand der Atmosphäre in den mittleren Breiten wird von dem westlichen Grundstrom, den langen barotropen Rossby- oder planetaren Wellen und kürzeren baroklinen Wellen (bzw. Frontenzyklonen) bestimmt. Der westliche Grundstrom hat seine Ursachen in dem thermischen Unterschied zwischen den Regionen niedriger Breite und höherer Breite und beschreibt eigentlich nur das langzeitige globale Mittel der Winde der mittleren Breiten. Denn in der Realität ist kein stabiler breitenkreisparalleler Wind möglich, da bewegte Luft in der zu Instabilitäten neigenden Atmosphäre zu Auslenkungen in meridionale Richtung neigt. Dies führt zu Wellenbildung, die in den Karten der geopotentiellen Höhe im 500hPa-Niveau gut zu erkennen sind. Diese Wellen sorgen für einen Transport von Wärme, Wasserdampf und Impuls in meridionale Richtung. Der Wind wechselt innerhalb einer Wellenlänge von West auf Nordwest, West und weiter auf Südwest bevor er dann wieder auf West geht. In den planetaren Wellen stimmen die Geopotentialwellen und die Temperaturwellen überein, so ist in Rücken, den Bereichen mit höheren geopotentiellen Höhen, warme Luft und in Trögen, also Bereichen geringer geopotentieller Höhe, kalte Luft. Dies liegt an der barotropen Entstehung der Wellen.

Die planetaren Wellen beschreiben also die mäandrierenden thermischen Übergangszonen. Daran bilden sich deutlich kürzere Wellen. Die kürzeren Wellen können nur entstehen, wenn Baroklinität vorhanden ist. Diese kürzeren baroklinen Wellen laufen entlang der langen planetaren Wellen. Wenn diese Wellen in der Höhe erkennbar sind, müssen in tieferen Schichten aus hydrostatischen Gründen geschlossene Isobaren vorhanden sein. Diese geschlossenen Isobaren haben zyklonale oder antizyklonale Wirbel. Da die kürzeren Wellen und Wirbel aus dem Temperaturgegensatz entstehen, haben sie charakteristische interne Übergangszonen zwischen wärmerer und kälterer Luft, dies gilt insbesondere für die Tiefdruckgebiete, weshalb sie auch Frontalzyklonen heißen. Da diese Tiefdruckgebiete an der thermischen Übergangszone entstehen, verlagern sie sich mit der Höhenströmung weiter, es sind also dynamische Tiefdruckgebiete.

Bei der Entstehung von Zyklonen spielt die barokline Instabilität in einem schwachen baroklinen Feld eine wichtige Rolle. Hinzu kommen muss außerdem noch eine vertikale Windscherung. Diese beiden Faktoren bewirken eine Vergrößerung des horizontalen Temperaturgradientes. Aus dieser Störung entsteht dann die barokline Welle in der Höhe und am Boden entsteht die Zyklone mit geschlossenen Isobaren. Bei weiterem Verstärken der Zyklonen entwickeln sich die Fronten. Fronten sind schmale Übergangsbereiche zwischen Luftmassen mit unterschiedlichen Eigenschaften (z.B.: Temperatur und Feuchte). Insbesondere der Temperaturgradient ist innerhalb der Fronten besonders groß, außerhalb der Fronten ist er deutlich kleiner.

Eine typische Frontalzyklone bildet sich aus einer kleinen Wellenstörung, mit Warmluft vor der Welle am Boden und Kaltluft hinter der Welle. Ist die Wellenstörung dynamisch stabil, bleibt es nur eine kleine Störung mit kurzfristiger Wetterverschlechterung. Die meisten Wellenstörungen sind allerdings dynamisch instabil, was zu einer Zunahme

der Intensität und des Umfanges führt. Durch die Intensivierung sinkt der Luftdruck im Zentrum weiter ab und auch die Fronten bewegen sich innerhalb der Zyklone weiter, wobei die Warmfront mit ihren aufgleitenden Luftmassen langsamer als die nachfolgende Kaltfront ist, die ihre kälteren Luftmassen unter die warme Luft schiebt. Vor der Kaltfront sinkt der Luftdruck durch deren Bewegung ab. Durch die Intensivierung, also Vertiefung, steigt auch der Luftdruckgradient und führt zu einer Erhöhung der Windgeschwindigkeit. Insgesamt holt die Kaltfront langsam die Warmfront ein, was als Okklusion bezeichnet wird. Wenn die Kaltfront die Warmfront eingeholt hat, wird die warme Luft vom Boden abgehoben, so dass der Temperaturgradient zwischen den Luftmassen vor und hinter der Okklusionsfront sich wieder deutlich reduziert. Dadurch verliert die Zyklone ihre Energiequelle und füllt sich langsam wieder auf.

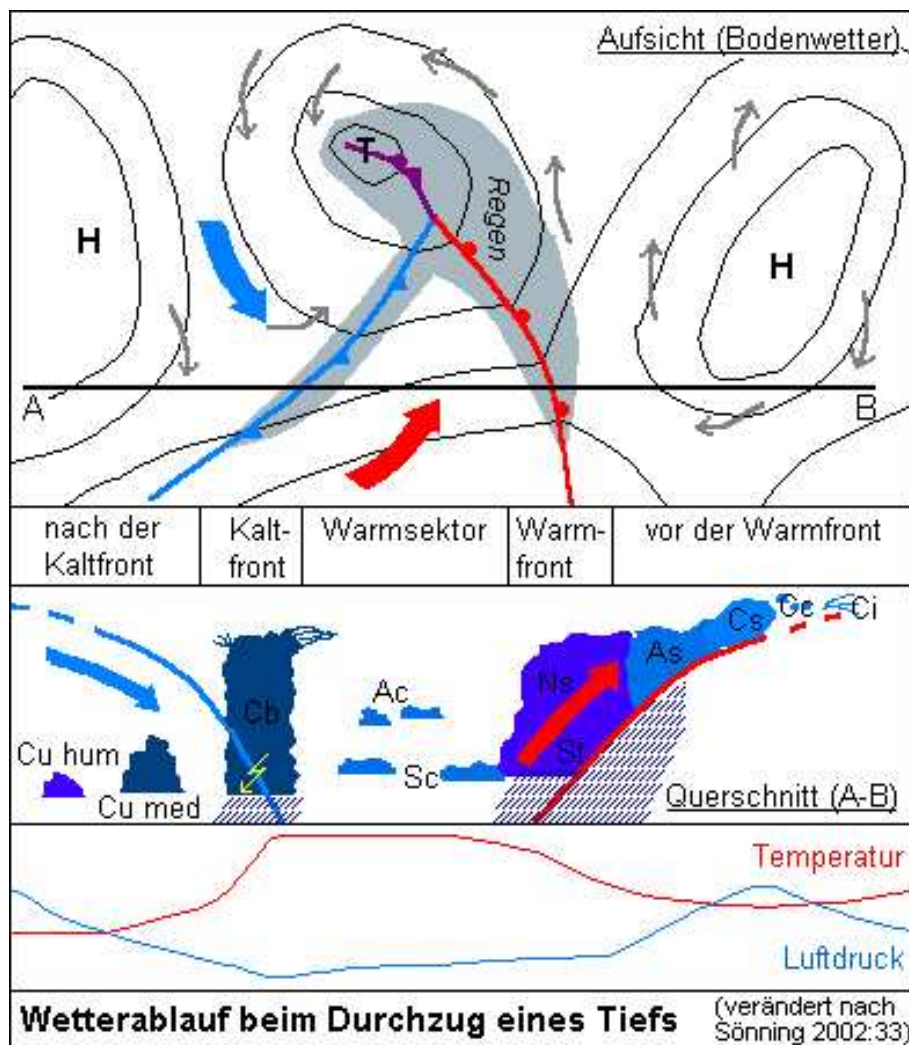


Abbildung 2.2: Wetterverlauf einer Frontalzyklone [Quelle: www.m-forkel.de (21.1.2005)]

Zyklonen können nicht nur an der Polarfront, der Übergangszone zwischen subtropischer und subpolarer Luftmasse entstehen, sondern auch an den langgezogenen Kaltfronten anderer Zyklonen. Sie werden dann als Randtief bezeichnet.

Zwischen den Zyklonen und Antizyklonen bildet sich also ein Druckgradient aus. In Folge dieses Druckgradientens entstehen Winde, die den Druckunterschied wieder ausgleichen. In der freien Atmosphäre wird die Windrichtung und Windgeschwindigkeit durch das Gleichgewicht zwischen der Druckgradientenkraft, der Zentrifugalkraft und der Corioliskraft bestimmt und als Gradientwind bezeichnet. Der Gradientwind ist abhängig von der Stärke des horizontalen Druckgradientens, von der Krümmung des Bahnradius und der geographischen Breite und weht isobarenparallel. Am Boden weht der Wind allerdings nicht mehr isobarenparallel, da er durch den Einfluss der Reibungskraft in Richtung des tieferen Drucks abgelenkt wird. Der Einfluss der Reibungskraft ist über dem Land deutlich größer als über dem Ozean, da dort der Untergrund rauher ist. Außerdem verändert sich die Windgeschwindigkeit und Windrichtung durch konvergierende oder divergierende Isobaren, wobei dann die Trägheit der Luft eine Rolle spielt. Im divergierenden Fall verringert sich die Druckgradientkraft, der Wind hat allerdings noch eine größere Geschwindigkeit als der örtliche Druckgradient antreiben würde. Deshalb ist die Corioliskraft größer als die Druckgradientenkraft, so dass es zu einer Ablenkung nach rechts (Nordhalbkugel) zum höheren Luftdruck hin kommt. Bei konvergierenden Isobaren wird der Wind aufgrund seiner geringeren Windgeschwindigkeit und der daraus resultierenden geringeren Corioliskraft gegenüber des Druckgradientens weiter zum tieferen Druck hin abgelenkt. Die Windgeschwindigkeit ist immer vom Druckgradienten abhängig, je größer der Druckunterschied ist, desto höher ist auch die Windgeschwindigkeit.

2.2 Ozean

Der Ozean ist ein wichtiger Teil des Klimasystems. Durch ihn werden große Mengen Energie von den Tropen in die Polarregionen transportiert. Außerdem ist die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre für das Klima- und Wettergeschehen von großer Bedeutung.

Der Energietransport erfolgt im Ozean über die Meeresströmungen. Meeresströmungen werden durch zwei Mechanismen angetrieben. Zum einem entstehen sie durch unterschiedliche Meeresspiegelhöhen und zum anderem sind sie eine Folge der Impulsabgabe der Reibung der Luftmassen an die Meeresoberfläche.

Ein erhöhter Meeresspiegel an einem bestimmten Ort entsteht entweder durch thermische Ausdehnung des Wassers oder Wasserstau vor Küste. Wenn der umgebende Meeresspiegel sein ursprüngliches Niveau hält, folgt aus der örtlichen Meeresspiegelerhöhung ein Gefälle zur Umgebung. Entlang dieses Gefälles strömt das Wasser und erzeugt so eine Ausgleichsströmung. Ausgleichsströmungen gibt es auch im umgekehrten Fall, wenn es durch Verdunstung oder Windschub zu einer Absenkung des Meeresspiegel kommt.

Neben den Ausgleichsströmungen existieren windgetriebene Strömungen. Dabei wird

die Bewegung der Luftmassen (Wind) durch Reibung an die Wasseroberfläche auf die Wassermasse übertragen. Diese bewegt sich dann in Richtung des Windes. Die innere Viskosität bewirkt, dass sich diese Bewegungen in tieferen Wasserschichten fortsetzt. Dabei schwächt sich die Strömungsstärke ab und die Strömung ändert durch die Corioliskraft ihre Richtung gegenüber der des Windes.

Der Ozean ist in horizontaler Richtung durch die Verteilung von Temperatur und Salzgehalt geschichtet. D.h. in horizontaler Richtung gibt es in einer großen räumlichen Ausdehnung wenig Unterschiede, während es in der Vertikalen dagegen deutliche Veränderungen der Wassermassen bei gleicher Ausdehnung gibt.

An der Oberfläche existiert eine beinahe zonale Verteilung der Meeresoberflächentemperatur, die von ca. 28°C am Äquator bis -2°C am Eisrand in den hohen Breiten reicht. Nur im Randbereich der Kontinente verschiebt sie sich in meridionale Richtung etwas. So gibt es in den Subtropen an den Westküsten der Kontinente die Aufstiegsgebiete, wo sich durch ablandige Winde eine Ekmandivergenz ausbildet und so kaltes Tiefenwasser an die Oberfläche gelangt. Andererseits ist es in den Subtropen und mittleren Breiten an der Ostseite der Kontinente wärmer, da dort durch die Meeresströmungen warmes Wasser zu den Polen transportiert wird. In den mittleren Breiten gelangt dieses warme Wasser mit durch Westwinde angetriebenen Strömungen bis auf die Westseite der Kontinente. Im Nordatlantik gelangt das warme subtropische Wasser durch den thermohalinen Antrieb noch bis in hohe Breiten. In den mittleren Breiten entstehen durch die Winde der Hochdruckgebiete und den darausfolgenden Ekman-Transport an den Westseiten der Kontinente wieder kalte Strömungen, die Wasser zum Äquator hin transportieren. Auf der Südhalbkugel sind die Abweichungen von der zonalen Temperaturverteilung nicht so ausgeprägt, wie auf der Nordhalbkugel, da es dort weniger Landmassen gibt, die die Meeresströmungen beeinflussen

In der Vertikalen lassen sich im Ozean anhand der Temperaturverteilung drei Schichten festlegen. Die obere Zone (upper ocean) hat die Temperatur der Oberfläche, die darauffolgende Zone definiert sich durch einen raschen Temperaturrückgang, während für die tiefste Zone (deep zone) sehr langsam schwankende Temperaturen charakteristisch sind. Die Zone zwischen upper ocean und deep zone wird auch als thermokline Zone bezeichnet. Die Thermokline bzw. Sprungschicht ist dort, wo der Temperaturgradient maximal ist. Allerdings ist dieser in der Realität nicht so genau zu orten, so dass es auch als Zone bezeichnet. In den niederen und mittleren Breiten ist die Thermokline meist eindeutig zu bestimmen, im Sommer besser als im Winter. In den hohen Breiten ist sie nicht mehr so genau definiert, da es im polaren Wasser keine dauerhafte Thermokline gibt.

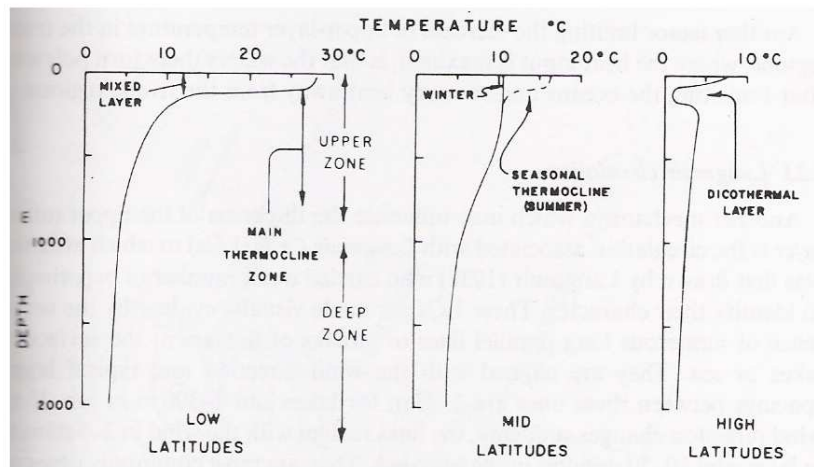


Abbildung 2.3: Typische Mittlere Temperatur pro Tiefe im offenen Ozean [Quelle: G.L.Pickard und W.J.Emery, *Descriptive Physical Oceanography*, 1990]

2.2.1 Ozeandeckschicht

Die wichtigste Komponente im Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre ist die Deckschicht. Sie ist einige wenige bis mehrere hundert Metern tief und hat aufgrund der Durchmischung von windangetriebenen Wellen eine einheitliche Temperatur, die der SST entspricht. Im Winter ist die SST kälter und die Wellen sind länger, woraus eine tiefere Deckschicht resultiert. Im Sommer steigt die SST aufgrund der zunehmenden Sonneneinstrahlung an, die Wasserschichtung wird temperaturmässig stabiler und es bildet sich eine saisonale Thermokline aus. Dabei ist der Temperaturgradient größer als zu anderen Jahreszeiten.

Die Deckschicht beeinflusst den Austausch von Wärme, Impuls und Gasen zwischen der Luft und dem Wasser. Die solare Einstrahlung und sensible Wärmeflüsse heizen die Deckschicht auf, langwellige Ausstrahlung, sensible und latente Wärmeflüsse kühlen sie dagegen ab. Durch Niederschlag, Verdunstung und Wellenbrechung verändert sich die chemische Zusammensetzung oder die Dichte der Deckschicht, da es zu Frischwasser- und Gaseintrag kommt. Die veränderte Dichte führt zu konvektiven Ausgleichsströmungen und bewirkt so eine Durchmischung der Deckschicht, die die Wassertemperatur abkühlt. Für weitere Veränderungen der Temperatur ist der Einfluss des Windes von Bedeutung. Der Wind überträgt seinen Impuls an die Ozeanoberfläche und bewirkt so Ekman-Transport und Langmuir-Zirkulation. Der Ekman-Transport bewirkt eine windgetriebene Strömung, die mit der Tiefe durch die Corioliskraft ihre Richtung gegenüber der Windrichtung verändert. Dabei nimmt der Transport mit der Tiefe ab. Die Langmuir Zirkulation besteht aus einer Zirkulation senkrecht zur Windrichtung. Durch die Windschub-

spannung entsteht eine Konvergenzzone in Richtung der Windrichtung. Sie bewirkt ein Absinken des Wassers, was wiederum ein Nachfließen von der Seite nach sich zieht, so dass eine Zirkulation entsteht. Die Langmuir-Zirkulation bewirkt eine Durchmischung des Deckschichtwassers mit Wasser aus der darunterliegenden Schicht.

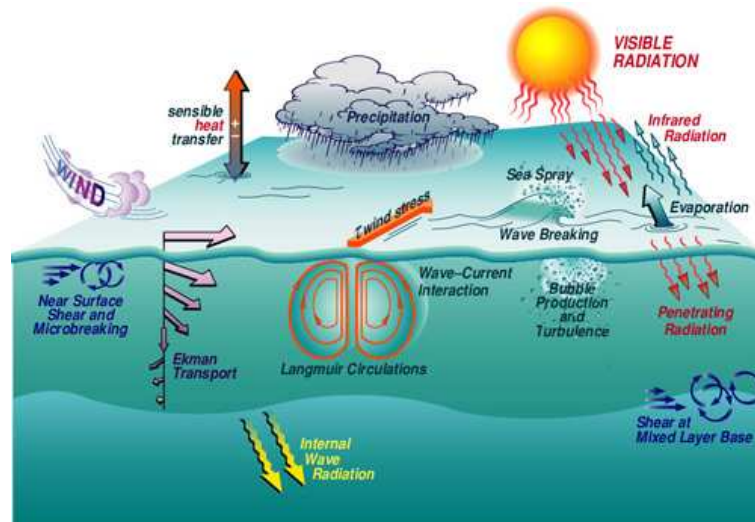


Abbildung 2.4: Schema des Atmosphäre-Ozean-Austausches in der Deckschicht [Quelle: www.hpl.umces.edu(20.11.2005)]

3. Modelle

3.1 Atmosphärenmodell ECHAM

Die zugrundeliegenden Daten dieser Untersuchung stammen aus einem mit einem Ozeanmodell gekoppelten Lauf des ECHAM5-Modelles. Das ECHAM-Modell ist zu Beginn der 90er Jahre am Max-Planck-Institut (MPI) für Meteorologie in Hamburg und des Deutschen Klima-Rechenzentrum (DKRZ) entwickelt worden. ECHAM5 ist die fünfte Generation. Die ECHAM-Modelle basieren auf der Grundlage des Wettervorhersagemodells des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wetterprognosen (ECMWF), welches für die Klimamodellierung und -vorhersage angepasst wurde. ECHAM5 ist ein reines Atmosphären Zirkulationsmodell, an dessen unterem Rand die Meeresoberflächentemperatur (SST), die Meereisbedeckung und Landeigenschaften (Temperatur, Topographie) einfließen. Wenn ECHAM5 mit einem Ozeanmodell gekoppelt ist, wird die Meeresoberflächentemperatur und die Meereisbedeckung vom Ozeanmodell an ECHAM5 übergeben. In ECHAM wird die horizontale Auflösung durch die Triangulation bestimmt, dieses hat für die Spektralraumdarstellung die Einschränkung auf bestimmte Wellenzahlen, da alle größeren Wellenzahlen abgeschnitten werden. Dem hier verwendeten Modelllauf liegt ein 96x48 Gitter zugrunde. Es hat also 96 meridionaler und 48 zonale Gitterpunkte und entspricht der T31 Auflösung mit 3,75° Länge x 3,75° Breite. Die Daten wurden mit einer vertikalen Auflösung von 19 Schichten berechnet. Die 19 Schichten verteilen sich von der Erdoberfläche bis in eine Höhe von 10 hPa. Dabei gehen die geländefolgenden σ -Koordinaten in ein hybrides $\sigma - p$ Koordinatensystem mit konstante Druckschichten in der Höhe über. Die höchste Auflösung wird damit in der planetaren Grenzschicht erreicht. Zu den prognostischen Variablen im ECHAM gehören Temperatur, spezifische Feuchte, Vorticity (Vertikalkomponente der Wirbelstärke), Divergenz (Auseinanderströmen eines Windfeldes als Produkt des Nabla-Operators mit dem Geschwindigkeitsvektor), Mischungsverhältnis von Wasserdampf und Wolkenwasser, sowie der Logarithmus des Bodenluftdrucks.

Prognostische Variablen	Parametrisierte Prozesse
<ul style="list-style-type: none"> ○ Temperatur ○ Spezifische Feuchte ○ Natürlicher Logarithmus des Oberflächendrucks ○ Vorticity ○ Divergenz von u,v ○ Mischungsverhältnis des Gesamtwolkenwasser (flüssig/fest) ○ Spurengase und Wolkenaerosole 	<ul style="list-style-type: none"> ○ Strahlungstransfer (lang-und kurzwellig) ○ Wolkenbedeckung ○ Gravitationswellen ○ Vertikalerturbulenter Austausch ○ Großskalige Kondensation ○ Cumulus-Konvektion ○ Bodenprozesse

Tabelle 3.1: Prognostische Variablen und Parametrisierungen in ECHAM5

Die Dynamik wird spektral durch Reihenentwicklung von Kugelflächenfunktionen aus Vorticity, Divergenz, Temperatur und Bodendruck berechnet. Die für die spezifische Feuchte und die Wolkenkomponenten erforderlichen prognostischen Gleichungen berechnen sich im Gitterraum mit Hilfe der Windfelder, die von der Vorticity und der Divergenz abgeleitet werden. Für Prozesse, deren räumliche Ausdehnung kleiner sind als die Maschenweite des Modellgitters, z.B. Strahlungstransfer und Wolkenbildung, müssen empirische oder physikalische Parametrisierungen benutzt werden. Beim numerischen Verfahren werden zuerst die partiellen Differentialgleichungen gekoppelt und alle relevanten physikalischen Prozesse parametrisiert. Anschließend werden die Gleichungen in das sphärische Koordinatensystem transformiert. Mit Hilfe der Fourier-Transformation werden nun Spektralraum und Gitterpunktraum miteinander kombiniert und Temperatur, Vorticity, Divergenz und Oberflächendruck berechnet. Bei dieser numerische Diskretisierung der Gleichungen wird ein unendlich-dimensionales Problem der Klima-, Witterungs- und Wettererscheinungen in ein endlich-dimensionales Problem umgewandelt, das mit Computerberechnungen zu lösen ist.

Für die zeitliche Auflösung wird das numerische stabile semi-implizite Zeitschrittverfahren benutzt. Es wird mit den schon bekannten Größen die Gleichung so umgeformt, dass sich die Größen des nächsten Zeitschrittes berechnen lassen. Man berechnet also implizit den nächsten Zeitpunkt. Semi-implizit heißt es, denn nicht alle Größen lassen sich so berechnen, sondern einige müssen durch explizite Verfahren berechnet werden, da sich ihre Gleichungen nicht, wie genannt, umformen lassen. Insgesamt hängt die Stabilität der Numerik von der gewählten räumlichen und zeitlichen Schrittgröße ab, sowie der Länge der Taylor-Reihen ab. Die Taylor-Reihe wird zur Lösung der Differentialgleichung verwendet. Die Größe der raum-zeitlichen Schrittweite wird durch das Courant-Friedrich-Lewy-Kriterium bestimmt, das heißt, je enger die Gitterweite ist, desto kleiner muss auch der Zeitschritt sein.

Für die zeitliche Berechnung wird das Leapfrog-Verfahren benutzt:

$$\dot{x}(t_i) = \frac{x(t_{i+1}) - x(t_{i-1}))}{2\Delta t} \quad (3.1)$$

Es hat wegen der symmetrischen Definition der Ableitung eine hohe Symmetrie und Natürlichkeit. Da das Leapfrog-Verfahren auf Grund dieser Definition nicht selbststartend ist, müssen nicht nur $x(t_0)$ und $\dot{x}(t_0)$ angegeben werden, sondern anstatt $\dot{x}(t_0)$ wird $\dot{x}(t_1)$ gebraucht. Auch am Ende des Integrationsprozesses muss die zeitliche Ableitung $\dot{x}(t_{n+1})$ auf $\dot{x}(t_n)$ zurückverschoben werden. Dies wird mit einem weiterem Leapfrog-Schritt von $-\frac{\Delta t}{2}$ erreicht. Das Leapfrog-Verfahren ist zeitlich umkehrbar, d.h. es kann mit $\Delta t = -\Delta t$ der Ausgangswert wieder hergestellt werden. Das ist aufgrund der Symmetrie möglich und bewirkt, dass die Energie des Systems mit dem Leapfrog-Verfahren zwar um den Mittelwert schwankt, aber nicht mit der Zeit abdriftet.

Für die korrekte Darstellung der Atmosphäre im Klimamodell müssen verschiedene die Atmosphäre beeinflussende Parameter und Transport- bzw. Umwandlungsvorgänge dargestellt werden, unter anderem:

1. Advektiver Transport in Gewässer und der Atmosphäre (auch Turbulenzbildung)
2. Horizontale Diffusion der Temperatur, Divergenz und Wirbelstärke
3. Wolkenbedeckung und Wolkenmikrophysik
4. Sonneneinstrahlung
 - (a) getrennte Betrachtung von kurz- und langwelliger Strahlung
 - (b) Streuung, Beugung, Absorption
 - (c) chemische Reaktionen (Ozon)
5. orographische Faktoren
 - (a) Binnengewässer
 - (b) Oberflächenalbedo
 - (c) Blattflächenindex, Waldbedeckung
6. Gravitationswellen

Sie alle wirken auf die Atmosphäre ein und verändern so deren Eigenschaften und beeinflussen die weitere Entwicklung der Atmosphäre.

3.2 Ozeanmodell MOPY

Das Ozeanmodell MOPY wurde von Dietmar Dommenget auf der Basis des Modells von Niiler und Kraus (1977) unter der Einbindung der Beschreibung von Gaspar (1988) konstruiert. MOPY ist ein Slab Ocean Modell, d.h. für jeden Gitterpunkt besteht der Ozean aus einer Säule. Die verschiedenen Säulen an den Gitterpunkten sind nicht mit ihren Nachbarsäulen verbunden, so dass keine Wechselwirkung zwischen ihnen erfolgt. Nur

mit der Atmosphäre direkt über der Säule findet ein Austausch von Impuls, Energie und Stoffen statt. In dieser Art von Modellen können keine Strömungen und Advektionen in horizontale Richtung dargestellt werden. Es sind nur Bewegungen und Transport in vertikaler Richtung möglich. Der mittlere Zustand des Ozeans und die Meeresströmungen müssen durch Ozeanklimatologien vorgegeben werden. Der Vorteil dieses Modelltyps sind die einfachen Wechselwirkungen zu anderen Modellen sowie die einfache Einführung von verschiedenen physikalischen Konzepten, die das Verständnis von komplexen Systemen ermöglicht. In dieser Arbeit wird das Ozeanmodell mit verschiedene Deckschichttiefendefinitionen verwendet, zum einen ist die Deckschichttiefe fest vorgeschrieben und im anderen Fall ist es eine dynamische Deckschichttiefe.

3.2.1 Ozeanmodelle mit dynamischer Deckschichttiefe

Das Ozeanmodelle hat in diesem Fall eine impulsangetriebene Deckschichttiefe (OMmldy). Es simuliert den Energieaustausch mit der Atmosphäre, also die Aufnahme und Abgabe von Strahlungsenergie, sensibler Wärme und latenter Wärme, so dass ein Jahresgang und Tagesgang der Wassertemperatur entsteht. Der Einfluss des Impulses bewirkt, dass sich die Deckschicht durch die Windschubspannung (Impulsübertragung) so wie im richtigem Ozean verhält und sich mit tieferem, kälteren Wasser mischt und auf diese Weise abkühlt. Der Impulsaustausch ist besonders in den Tropen und mittleren Breiten wichtig, da sich dort Deckschichtwasser mit dem Wasser der darunter liegenden Schicht vermischt. Außerdem hat die Deckschichttiefe in diesem Bereich einen jährlichen Zyklus: im Sommer ist sie flacher, im Winter tiefer, da die Durchmischung im Winter aufgrund der geringeren Temperatur und der stärkeren Impulseintragung größer ist.

3.2.2 Ozeanmodelle mit fester Deckschichttiefe

Im Ozeanmodell mit fester Deckschichttiefe (OMmfix) ist die Deckschichttiefe fest vorgeschrieben, sie liegt in diesem Fall bei 50 m Tiefe. Der Impulsaustausch wird so unterbunden, so dass der Wind keinen Einfluss auf den Ozean hat. Der Energieaustausch mit der Atmosphäre findet allerdings wie im OMmldy statt, d.h. der Modellozean wird durch Strahlung, sensible und latente Wärme flüsse beeinflusst. Es gibt also auch in diesem Modell einen Jahres- und Tagesgang. Die Darstellung und Interpretation ist in diesem Ozeanmodell einfacher, weil der Einfluss der Wettersituation auf die Deckschicht sehr gering ist.

4. Verwendete Statistische Methoden

Die Statistik wird in der Meteorologie verwendet, um verschiedene Wettererscheinungen, Witterungen und Klimazustände untereinander zu vergleichen und Wechselwirkungen nachweisen zu können.

Die Messgrößen lassen sich über ihre Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF), die normierte Häufigkeitsverteilung, darstellen. Die PDF ist die erste Ableitung der Verteilungsfunktion der Stichprobe. Aus der PDF können dann die Momente berechnet werden um die Messgrößen zu charakterisieren.

4.1 Momente

Für die einfachste Beschreibung der Messgröße wird das Zentrum der Masse der PDF, der Mittelwert, berechnet. Der arithmetische Mittelwert oder das erste Moment berechnet sich durch:

$$\mu = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_j \quad (4.1)$$

wobei μ = Mittelwert, n = Anzahl der Messwerte und x_j = die Messwerte sind. Allerdings ist er nicht so einfach zu interpretieren, da er aus einem komplexen klimatologischen Kontext berechnet wird. Er stellt keine zuverlässige Annahme über das wahre Klima eines längeren Zeitraumes dar, denn der mittlere Zustand entspricht nicht immer dem typischen Zustand eines Klimasystem.

Zusammen mit der Varianz gibt der Mittelwert einen Überblick, in welchem Wertebereich der Messwert durchschnittlich liegt.

Die Varianz ist das zweite Moment. Sie ist ein Maß für die Variation der Messgröße, also die Breite der möglichen Streuung der Messwerte um den Mittelwert. Diese definiert sich wie folgt über die quadatische Abweichung vom Mittelwert:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (x_j - \mu)^2 \quad (4.2)$$

mit σ^2 = Varianz, n = Anzahl der Messwerte und x_j = Messwerte und μ = Mittelwert.

Um einen Wert zu erhalten, der die physikalischen Einheit des Mittelwertes hat, wird die Wurzel der Varianz, also die Standardabweichung verwendet:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{j=1}^n (x_j - \mu)^2} \quad (4.3)$$

mit σ = Standardabweichung, n = Anzahl der Messwerte und x_j = Messwerte. Wenn die Stichprobe nur eine geringe Streuung um den Mittelwert aufweist, ist die Standardabweichung klein. Ist die PDF deutlich von der Normalverteilung verschieden, so ist die Standardabweichung nur noch schwer interpretierbar.

Weitere wichtige Momente sind das dritte, die Schiefe und das vierte, der Exzess.

Die Schiefe beschreibt die ungleiche Verteilung der Ausläufer der Verteilungsdichtefunktion, wobei sie als positiv definiert ist, wenn der längere Ausläufer nach rechts verläuft, und negativ, wenn er nach links geht.

Die Schiefe:

$$\gamma = \frac{1}{n \cdot \sigma^3} \sum_{j=1}^n (x_j - \mu)^3 \quad (4.4)$$

Der Exzess ist ein Maß für die Wölbung der Verteilungsdichtefunktion, die bei stärkerer Zentrierung und steilerem Verlauf positiv definiert ist und im umgekehrten Fall negativ.

Der Exzess:

$$\gamma = \left(\frac{1}{n \cdot \sigma^4} \sum_{j=1}^n (x_j - \mu)^4 \right) - 3 \quad (4.5)$$

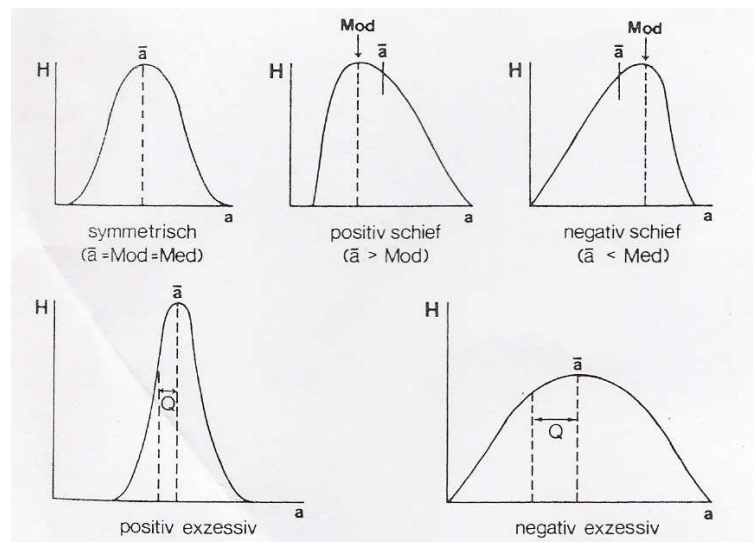


Abbildung 4.1: Untergliederung nach Schiefe (oben) und Exzess (unten) [Quelle: C.-D. Schönwiese, *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, 2000]

Für die Verwendung der nachfolgenden statistischen Methoden ist es Voraussetzung, dass die statistischen Größen in ihrer Wahrscheinlichkeitsverteilung (PDF) nur geringfügig von der Normalverteilung abweichen. Die Normalverteilung besitzt ein Exzess von 3,0 und eine Schiefe von 0.

4.2 Korrelation und Regression

Die Korrelationsanalyse wird angewendet, um verschiedene Stichproben unterschiedlicher Messgrößen zu vergleichen und ihren quantitativen Zusammenhang zu definieren. Dieser Zusammenhang wird in seiner Stärke durch den Korrelationskoeffizienten r dargestellt, dessen Wert zwischen $[-1,1]$ liegt.

Die Korrelation beschreibt die Tendenz der Datenfelder, ihre Variationen zusammenhängend auszuführen. Dabei ist die Variation der Messgrößen gegenläufig, wenn der Korrelationskoeffizient negativ ist. Ist der Korrelationskoeffizient positiv, sind die Variationen der Messgrößen gleich gerichtet. So besagt ein Korrelationskoeffizient von $r = 0$, dass kein linearer Zusammenhang zwischen den Datensätzen existiert. Ist $r > |0,5|$, spricht man von einer hohen Korrelation.

Aus der Verbindung von Korrelation und Regression folgt bei $r = |1|$, dass ein linearer Zusammenhang zwischen den Stichproben besteht und sich eine Geradengleichung $x_t = a + by_t$ konstruieren lässt. Die Steigung der Geraden ist negativ bei $r = -1$ und positiv bei $r = 1$. Der Korrelationskoeffizient wird um so kleiner, je stärker die Datenpaare um die Regressionsgerade streuen.

Bei der Interpretation der Korrelation muss berücksichtigt werden, dass es zu Scheinkorrelationen kommen kann, wenn zwei Datenfelder über ein drittes im Zusammenhang stehen, also Feld A mit Feld C und Feld B mit Feld C korreliert sind und so auch indirekt A und B miteinander korreliert sind. Außerdem können bei $r = 0$ zwei Datenfelder auch nichtlinear korreliert sein.

Es gibt verschiedene Arten von Korrelationen. Die gebräuchlichste ist die lokale Korrelation zwischen zwei Datenfelder, wobei jeder Punkt des einen Feldes mit dem dazugehörigen Punkt des anderen korreliert wird. Dabei ist es möglich, die Felder zu verschiedenen Zeitpunkten zu vergleichen, um so die Trägheit der Wechselwirkung zu berücksichtigen. Weiter ist noch die Korrelation einer Messgröße in einer definierten Box mit der Messgröße eines ganzen Feldes, die Boxkorrelation, möglich. Außerdem kann zwischen einem Datenfeld und einer Zeitreihe korreliert werden, wobei dann die zeitliche Veränderung des Datenfeldes im Bezug auf die Zeitreihe untersucht wird.

4.3 Spektralanalyse

Ein weiterer Aspekt bei der Analyse von Zeitreihen ist die spektrale Darstellung. Dabei wird die Variabilität der Daten in Abhängigkeit von Frequenzen gezeigt. Im üblichen Fall verwendet man dazu die Varianz. Dargestellt wird dann die Verteilung der Varianz der Zeitreihe auf die einzelnen Frequenzen. Anstelle der Frequenz kann man auch die

Periode, oder bei endlichen Zeitreihen die Länge L auch die Wellenzahl verwenden. Die Wellenzahl gibt an, wie viele harmonische Wellen im Zeitintervall L untergebracht werden können. Die spektrale Dichte $g(f)$ ist gegeben durch:

$$g(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)e^{-2\pi f t} dt \quad (4.6)$$

Anstelle der spektralen Dichte kann man die Fourier-Transformation für $x_n(t)$ verwenden.

$$F(k) = \sum_{n=0}^{N-1} \frac{x_n}{N} e^{-2\pi n k/N} \quad (4.7)$$

Die Summe der Fourierkoeffizienten beginnt erst bei der Wellenzahl $k=1$, da der Mittelwert, bei dem die Wellenzahl Null ist, nicht zur Varianz beiträgt. Diese Varianz definiert sich aus dem Fourierkoeffizienten:

$$s^2 = \sum_{k=1}^{N-1} F(k)^2 = \sum_{k=1}^{N-1} s^2(k) \quad (4.8)$$

Zur besseren Interpretation stellt man die spektrale Varianz $s^2(k)$ gegen k graphisch da. Damit erhält man ein Periodogramm, in dem sich die Zeitreihenvarianz auf k aufteilt.

Dieses Verfahren ist allerdings nur sinnvoll, wenn die Zeitreihe eine harmonische Schwingung beinhaltet. Hat sie keine, verwendet man für eine sinnvolle Spektralanalyse die Autokorrelations-Spektralanalyse (engl. power spectrum). Wenn mehrere Zeitreihen miteinander analysiert werden sollen, wendet man die Kreuzkorrelations-Spektralanalyse an.

Bei der Autokorrelations-Spektralanalyse nutzt man in der Fourier-Transformation die Autokorrelationsfunktion und erhält dann ein normiertes relatives Spektrum, d.h. die Summe der spektralen Schätzwerte ist 1 (bzw. 100%). Die Schätzung des Varianzspektrums erfolgt mit der Autokorrelation- bzw. Autokovarianzfunktion für diskrete endliche Zeitreihen mit einem Frequenzintervall $h = \Delta f_h = 0, 1, \dots, M$ (M =maximale Verschiebung):

$$Sp(0) = \frac{1}{2M} [s_A^2(0) + \sum_{k=1}^{M-1} D(k)s_A^2(k)] \text{ für } h = 0 \quad (4.9)$$

$$Sp(h) = \frac{1}{M} [s_A^2(0) + \sum_{k=1}^{M-1} D(k)s_A^2(k) \cos \frac{\eta h k}{M}] \text{ für } h > 0 \text{ und } h < M \quad (4.10)$$

$$Sp(M) = \frac{1}{2M} [s_A^2(0) + \sum_{k=1}^{M-1} D(k)s_A^2(k)(-1)^k] \text{ für } h = M \quad (4.11)$$

dabei ist s_a = Autokovarianzfunktion, $f_h = \frac{h}{2M\Delta t}$ ($h=0,1,\dots,M$) und $D(k)$ eine Filterfunktion:

$$D(k) = \frac{1}{2} (1 + \cos \frac{\pi k}{M}) \quad 0 < k < M \quad (4.12)$$

Die Spektralanalyse der Autokorrelation ist nur in bestimmten Grenzen $f_{\min} = 0$ und $f_{\min+} = \frac{1}{2}M\Delta t$ (die noch auflösbare Frequenz) und $f_{\max} = \frac{1}{2}\Delta t$ (die vom Spektrum

nicht mehr aufgelöste Frequenz) sinnvoll.

Die Frequenzen sind das Mittel der jeweiligen aufgelösten Frequenzintervalle. M ist eigentlich frei wählbar, allerdings darf es nicht zu groß sein, da ansonsten das Spektrum instabil wird. Bei der Darstellung der Spektren verwendet man Graphiken mit doppelter logarithmischer Darstellung. Zur Interpretation wird untersucht, ob eine oder mehrere Frequenzen sich besonders hervorheben. Bei einer reinen Sinusschwingung ist nur ein Spektralbetrag bei der Frequenz der Sinusschwingung im Spektrum zu sehen. Wenn mehrere periodische Teilschwingungen überlagert sind, ist im Spektrum bei den jeweiligen Frequenzen ein Spektralbetrag eingetragen. Besteht die Zeitreihe aus reinen Zufallsdaten (weißes Rauschen), ergibt sich ein geradliniges Spektrum, wobei allen Frequenzen der gleiche Spektralbetrag vorhanden ist.

4.3.1 Kreuzspektrum

Um zwei Zeitreihen zu vergleichen, kann man ihre Schwingungen bzw. zeitlichen Verläufe auf gleiche Frequenzen untersuchen. Dazu verwendet man das Kreuzspektrum. Es ist definiert als Fourier-Transformation der Kreuzkovarianz γ_{xy} der beiden Zeitreihen, wobei jeweils x oder y führt:

$$\gamma_{\underline{xy}}(k) = \frac{1}{n-1-k} \sum_{i=1}^{n-\tau} (x_{i+\tau} - \mu_x)(y_i - \mu_y) \quad (4.13)$$

$$\gamma_{\underline{yx}}(k) = \frac{1}{n-1-k} \sum_{i=1}^{n-\tau} (x_i - \mu_x)(y_{i+\tau} - \mu_y) \quad (4.14)$$

Daraus setzt sich der gerade Teil

$$G(k) = \frac{1}{2}(\gamma_{\underline{xy}}(k) + \gamma_{\underline{yx}}(k)) \quad (4.15)$$

und der ungerade Teil

$$U(k) = \frac{1}{2}(\gamma_{\underline{xy}}(k) - \gamma_{\underline{yx}}(k)) \quad (4.16)$$

daraus definiertes sich den das Kospektrum (Wirkspektrum)

$$Co(0) = \frac{1}{2}[G(0) + \sum_{k=1}^{M-1} D(k)G(k)] \text{ für } h = 0 \quad (4.17)$$

$$Co(h) = \frac{1}{2M}[G(0) + \sum_{k=1}^{M-1} D(k)G(k)\cos\frac{\eta hk}{M}] \text{ für } 0 < h < M \quad (4.18)$$

$$Co(M) = \frac{1}{2M}[G(0) + \sum_{k=1}^{M-1} D(k)G(k)(-1)^k] \text{ für } h = M \quad (4.19)$$

und das Quadraturspektrum (Blindspektrum)

$$Qu(0) = Qu(M) = 0 \quad (4.20)$$

$$Qu(h) = \frac{1}{2M} \left[\sum_{k=1}^{M-1} D(k)U(k) \sin \frac{\eta hk}{M} \right] \text{ für } 0 < h < M \quad (4.21)$$

aus dem Kospektrum und dem Quadratspektrum setzt sich das Kreuzspektrum zusammen:

$$Cr(h) = Co(h) + iQu(h) \quad (4.22)$$

Im Kreuzspektrum erhält man sowohl positive (gleichphasige) Werte wie auch negative (antiphase). Dadurch ist das Kreuzspektrum nicht sehr gut interpretierbar, deshalb stellt man neben dem Kreuzspektrum die Kohärenz und die Phase zwischen den Zeitreihen gegen die Frequenz da. Die Kohärenz berechnet sich aus

$$Ch(h) = \frac{Co^2(h) + Qu^2(h)}{Sp_x(h)Sp_y(h)} \quad (4.23)$$

Die Kohärenz der Zeitreihen liegt immer zwischen $[0,1]$, je größer die Kohärenz ist, desto mehr Zusammenhang besteht zwischen den Zeitreihen. An dem Phasenunterschied bei der gleichen Frequenz erkennt man, welche der Zeitreihen vor der anderen führt. Wenn kein Zusammenhang zwischen den beiden Zeitreihen vorhanden ist, ist die Kohärenz gering und die Phase schwankt um 0° . Ist die eine Zeitreihe eine zeitverzögerte der anderen, ist die Kohärenz hoch. Die Phasenverschiebung ist bei niedrigen Frequenzen konstant und variiert stark bei höheren Frequenzen. Wird eine Zeitreihe von der anderen angetrieben, ist die Kohärenz hoch und es ist eine Phasenverschiebung zu erkennen, die nicht schwankt und bei hohen Frequenzen gegen 0° läuft.

4.4 Kompositeanalyse

Die Hauptidee für die Kompositeanalyse ist, dass man aus einer Grundmenge eine Teilmenge bestimmt, die eine Eigenschaft hat, die nicht die ganze Grundmenge besitzt. Diese Teilmenge vergleicht man dann mit der Grundmenge. Dabei gibt es prinzipiell keine Annahme über den funktionalen Zusammenhang zwischen der der Kompositegröße und den Größen, die in dass Selektionskriterium eingehen. Durch das Selektionskriterium kann jeder beliebige, nicht lineare Zusammenhang zwischen den untersuchten Größen dargestellt werden. Um zu überprüfen, ob die Teilmenge sich von der Grundmenge signifikant unterscheidet, wendet man häufig den Students t-Test (t-Test) an. Der t-Test vergleicht die Mittelwerte zweier Mengen X und Y miteinander. Die optimale Testvariable berechnet sich aus:

$$t = \frac{\hat{\mu}_x - \hat{\mu}_y}{S \sqrt{\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y}}} \quad (4.24)$$

mit

$$S^2 = \frac{(n_x - 1)\hat{\sigma}_x^2 + (n_y - 1)\hat{\sigma}_y^2}{n_x + n_y - 2} \quad (4.25)$$

dabei ist n die Anzahl der Variablen, bei denen die Variablen zeitlich unabhängig sind. Wenn die Testvariable größer als 2 ist, sind die Unterschiede zwischen X und Y signifikant.

Quellen:

1. Schönwiese, Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler, 2000 [14]
2. von Storch and Zwiers, Statistical Analysis in Climate Research, 1999 [15]
3. Dommenges, An Introduction to Statistical Analysis in Climate Research, 2005 [1]

5. Daten

5.1 Verwendete Variablen

Im ECHAM-Modell werden eine Vielzahl von Variablen berechnet, die den Zustand der Atmosphäre beschreiben. Um zu entscheiden welche Variablen zur genaueren Untersuchung benutzt werden, ist zu überlegen, welche die SST beeinflussen und welche für die Untersuchung von Bedeutung sind. Beeinflusst wird die SST von den Strahlungs- und Wärmeflüsse sowie dem Wind. Dabei sind die Einflüsse der latenten und sensiblen Wärmeflüsse auf die SST eher gering. Die Strahlungsflüsse hängen von der Tageszeit und der Bedeckung, dies gilt besonders für die solare Einstrahlung und der Lufttemperatur, die die thermische Strahlung beeinflusst, ab. Für den Wind ist der Luftdruck von Bedeutung, der in der geopotentiellen Höhe des jeweiligen Druckniveaus dargestellt wird.

Die Daten stehen in einem Gitter von 96×48 mit 6-Stundenwerten oder Monatsmittelwerten zur Verfügung. Bei den 6-Stundenwerten werden 5 Jahre und für Monatsmittelwerte 50 Jahre verwendet.

In Abbildung 5.1 ist in (a) die SST (schwarz) und die 2m-Temperatur (grün) in Kelvin, in (b) die totale Bedeckung (schwarz) in Zehntel, die solare Strahlung am Boden (grün) und die thermische Strahlung an der Oberfläche (gelb) in W/m^2 , in (c) der Bodenluftdruck(schwarz) in hPa und die geopotentielle Höhe in 1000hPa (grün) in gpm und in (d) die Windgeschwindigkeit in m/s dargestellt.

Beim Vergleich der SST-Änderungen mit den Änderungen der 2m-Temperatur ist keine gleichzeitige Veränderung zu erkennen, die sensiblen Wärmeflüsse beeinflussen die SST also nicht sehr stark.

Ein Zusammenhang zwischen solarer Einstrahlung und der Bedeckung ist auch nicht zu erkennen, da die totale Bedeckung aus verschiedenen Wolkenarten besteht und der Einfluss auf die solare Strahlung sehr stark mit der Wolkenart variiert. Insgesamt ist der Bedeckungsgrad relativ gleichmässig hoch und der Sonnenstand verändert sich im Laufe des Monats, so dass keine direkte Aussage getroffen werden kann. Dass die solare Strahlung die SST beeinflusst, ist am Tagesgang und am Anstieg der SST bei erhöhter Einstrahlung, z.B. ab den 12.Juli bis zum 16.Juli, sichtbar. Allerdings variiert die SST auch noch in anderen Bereichen. Die thermische Ausstrahlung scheint dabei nur eine kleine Rolle zu spielen.

Zwischen dem Luftdruck und der SST ist so direkt kein Zusammenhang zu entdecken.

Im weiteren Verlauf wird an Stelle des Luftdrucks die geopotentielle Höhe benutzt, da deren Einheit größere Werte in den Anomalien ermöglicht.

Die Windgeschwindigkeit beeinflusst die SST deutlich. Wenn die Windgeschwindigkeiten relativ hoch sind, verändert sich die SST nur wenig. Erst bei schwächeren Winden steigt die SST an, bei steigenden Windgeschwindigkeiten wird die SST wieder relativ konstant.

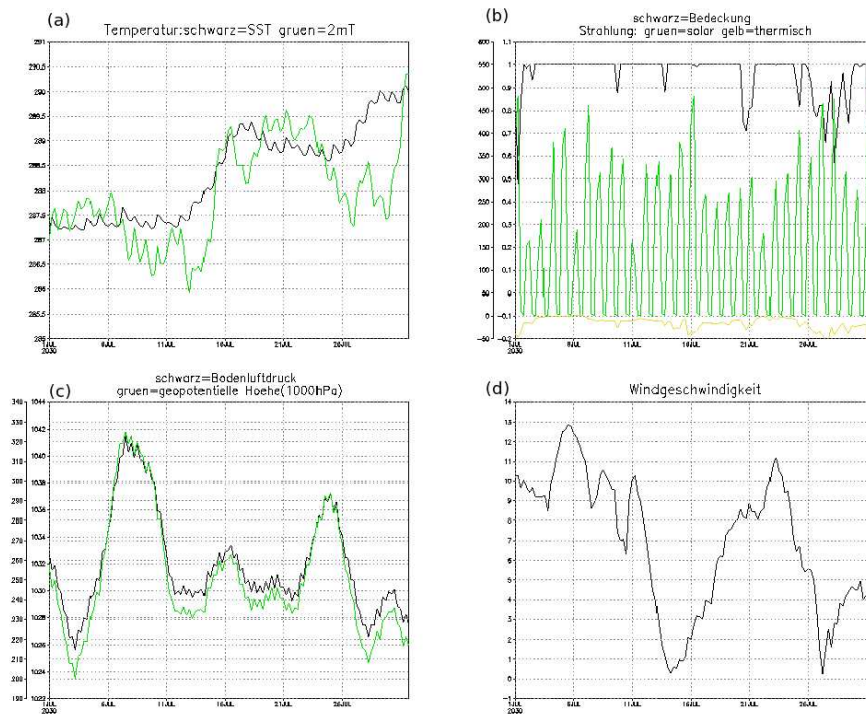


Abbildung 5.1: Verschiedene Variablen bei 180° östlicher Länge und 40° nördlicher Breite

Nach dem Vergleich in Abbildung 5.1 haben sich die folgenden Untersuchungen bei den atmosphärischen Variablen auf die geopotentielle Höhe, die Windgeschwindigkeit und Windrichtung in 1000hPa-Niveau und die geopotentielle Höhe im 500hPa-Niveau, bei den ozeanographischen auf die SST und die Deckschichttiefe konzentriert.

5.2 Anomalieberechnung

Zur besseren vergleichenden Betrachtung der Variablen wurde die Anomalie berechnet. Für die Anomalieberechnung wurden erst der laufende Mittelwert (Running Mean) der 6-Stundenwerte berechnet. Dieser zeigt in sehr geglätteter Form nur noch den jeweiligen Jahresgang. Der laufende Mittelwert ist für den jeweiligen Zeitpunkt der Mittelwert von 40 vorangehenden Zeitschritten bis 40 folgenden Zeitschritte, wobei der Zeitschritt eine Länge von 6 Stunden hat, also ist es der Mittelwert von 20 Tagen. Die Anomalie ist dann

der jeweilige Wert abzüglich des dazugehörigen laufenden Mittelwerts. So beinhalten die Anomalien noch die hochfrequenten Variationen, aber nicht mehr den Jahresgang.

5.3 Histogrammdarstellung

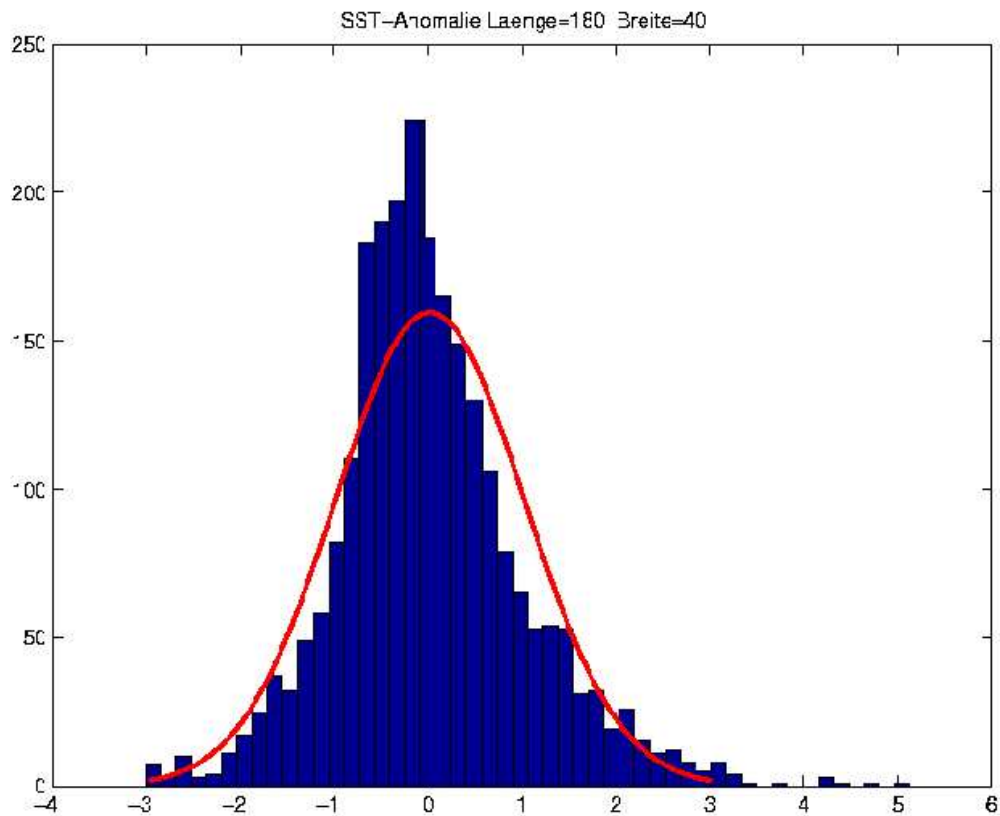


Abbildung 5.2: Histogramm der SST-Anomalie bei 180° östlicher Länge und 40° nördlicher Breite in MJJA

Im Histogramm ist die Verteilung der SST-Anomalie über die einzelnen Werte dargestellt. Die rote Kurve stellt die Gaußkurve dar. Im Histogramm ist zu erkennen, dass die SST-Anomalie beinahe normalverteilt ist. Die Verteilung ist um 0,6868 positiv schief und positiv exzessiv mit einem Wert von 4,1425. Es existieren also etwas mehr stärkere positive Abweichung SST-Anomalien als negative, allerdings sind die meisten SST-Anomalien um den Mittelwert der SST-Anomalien verteilt.

Auch die anderen verwendeten Variablen sind relativ normalverteilt. Ihre Verteilungen haben zwar geringe Schiefen und Exzess, aber diese sind nicht sehr ausgeprägt.

6. Die SST-Sprünge

Unter SST-Sprüngen ist der plötzlichen Temperaturrückgang im Spätfrühling und Sommer zu verstehen. In dieser Zeit steigt die SST durch die steigende Sonneneinstrahlung an. Während dieses Anstiegs kann die SST innerhalb von 6 bis 48 Stunden um 0,5 Kelvin oder auch mehr absinken. Dieses wird als SST-Sprung definiert.

6.1 Wo gibt es SST-Sprünge ?

Über das ganze Jahr gesehen treten die SST-Sprünge in den jeweiligen Spätfrühlingsmonaten und den Sommermonaten in den Subtropen und mittleren Breiten beider Hemisphären auf. Da hauptsächlich die Nordhalbkugel betrachtet wird, werden hauptsächlich die Daten aus den Monaten Mai, Juni, Juli und August verwendet. Die SST-Sprünge sind im folgenden Beispiel definiert als die Abkühlung um mindestens 0,5 K innerhalb von 6 Stunden. Sie sind aufgetreten in den Monaten Mai, Juni, Juli, August in fünf aufeinander folgenden Jahren.

In der Abbildung 6.1 ist zu erkennen, dass nach der obengenannten Definition auf der Südhemisphäre in den Monaten Mai, Juni, Juli, August seltener SST-Sprünge auftreten, als auf der Nordhemisphäre. Auf der Nordhemisphäre kommen die meisten Sprünge zwischen 20° nördlicher Breite und 60° vor. Im westlichen Teil der Ozeane treten die Sprünge weiter südlich auf als in den östlichen Bereichen. Dies ist die Folge der subtropischen Hochdruckgebiete, die hauptsächlich in den östlichen Bereichen liegen. In den nördlichen Gebieten ziehen die dynamischen Tiefdruckgebiete der mittleren Breiten durch. Die SST-Sprünge existieren also in den Übergangsbereichen von den subtropischen Hochdruckgebieten zur Tiefdruckrinne der mittleren Breiten. Diese Gebiete wird so wohl von Antizyklonen als auch von Zyklonen beeinflusst.

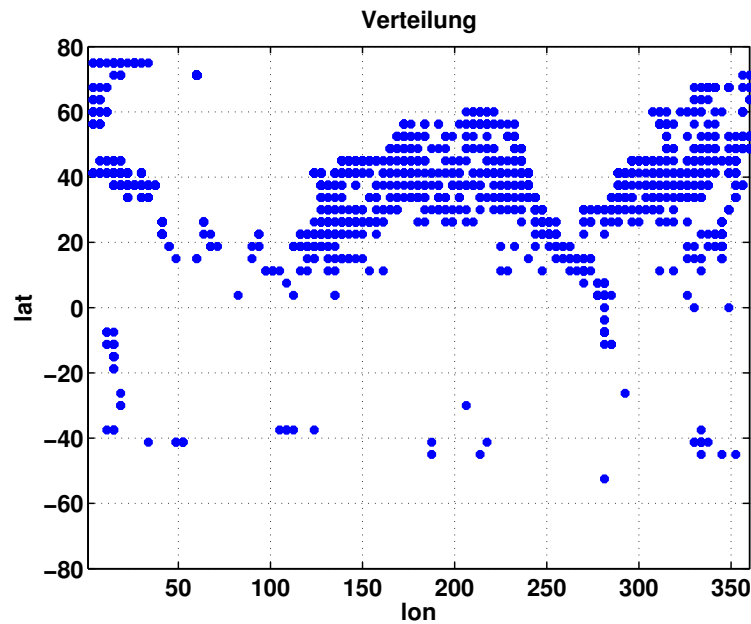


Abbildung 6.1: Vorkommen der SST-Sprünge um 0,5 K innerhalb von 6 Stunden in den Monaten Mai, Juni, Juli, August.

6.2 Beispiel eines SST-Sprunges

In Abbildung 6.2 ist der Verlauf der SST im Juni im Pazifik bei 180° westlicher Länge und 40° nördlicher Breite dargestellt. Abbildung 6.3 zeigt die Anomalien der SST im Zeitraum am selben Ort. In der Darstellung der Anomalie ist der SST-Sprung deutlicher zu erkennen.

Im Unterschied zu den SST-Daten aus dem Ozeanmodell mit dynamischer Deckschichttiefe (OMmldy) sind in den SST-Daten des Ozeanmodell mit fester Deckschichttiefe (OMmlfix) keine SST-Sprünge zu bemerken. In beiden SST-Daten ist nur das Ansteigen der Temperatur zu erkennen, was typisch für den Frühsommer ist. Bei dem OMmlfix ist neben diesem Anstieg noch der Tagesgang zu erkennen. Im OMmldy ist manchmal nur ein sehr schwacher Tagesgang zu erkennen und an anderen Zeitpunkten ein sehr ausgeprägter je nach Wettereinfluss. Nach dem 16. Juni steigt die SST mit nur geringen Temperaturverlusten während der Nächte an. Dann liegt die SST einige Tage um 287,7 K (14,5°C). Ab dem 20. Juni sinkt die um ca. 1 K ab, um danach langsam anzusteigen, wieder mit unterschiedlich ausgeprägtem Tagesgang. In den Anomalien der SST ist dieser Verlauf noch deutlicher zu erkennen. Im OMmlfix verläuft der Tagesgang an fast jedem Tag gleich. Beim OMmldy ist der Tagesgang sehr unterschiedlich in seinem Verlauf, auch der Bereich des Temperaturanstiegs ist, genauso wie das Sinken der SST, gut zu sehen.



Abbildung 6.2: SST-Verlauf im Pazifik bei 180° westlicher Länge und 40° nördlicher Breite schwarz = SST aus OMmldy in K und grün = SST aus OMmlfix in Kelvin

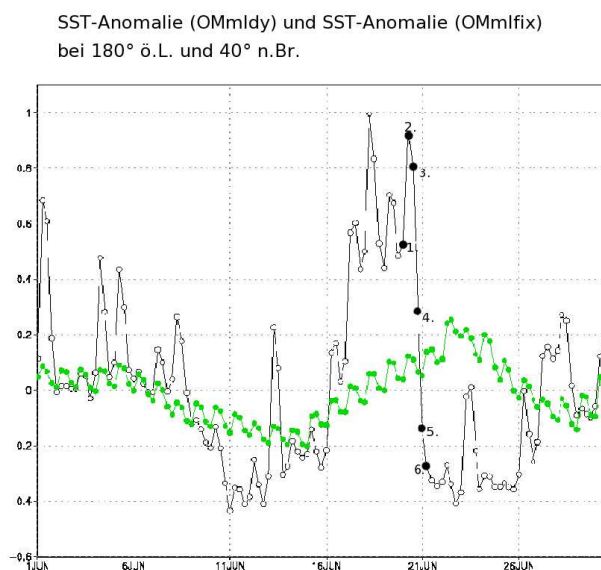


Abbildung 6.3: Verlauf der SST-Anomalien im Pazifik bei 180° westlicher Länge und 40° nördlicher Breite schwarz = SST aus OMmldy in K und grün = SST aus OMmlfix in K

Der negative Temperatursprung ab dem 20. Juni wird im folgenden genauer betrachtet.

Am 19. Juni um 18.00 UTC, also zum 1. Zeitpunkt in Abbildung 6.3, ist die SST-Anomalie mit ca. 0,5 K relativ hoch und steigt zum 2. Zeitpunkt auf ca. 0,9 K an. Vom 2. zum 3. Zeitpunkt nimmt die SST langsam um 0,1 K ab. Im nächsten Zeitschritt sinkt sie dann deutlich um 0,5 K auf eine SST-Anomalie von 0,3 K ab. Und fällt dann auch noch weiter auf auf -0,15 K beim fünften Zeitpunkt. Danach nimmt sie noch langsam auf -0,28 K bei Zeitpunkt 6. ab, sinkt danach jedoch sehr wenig weiter ab.

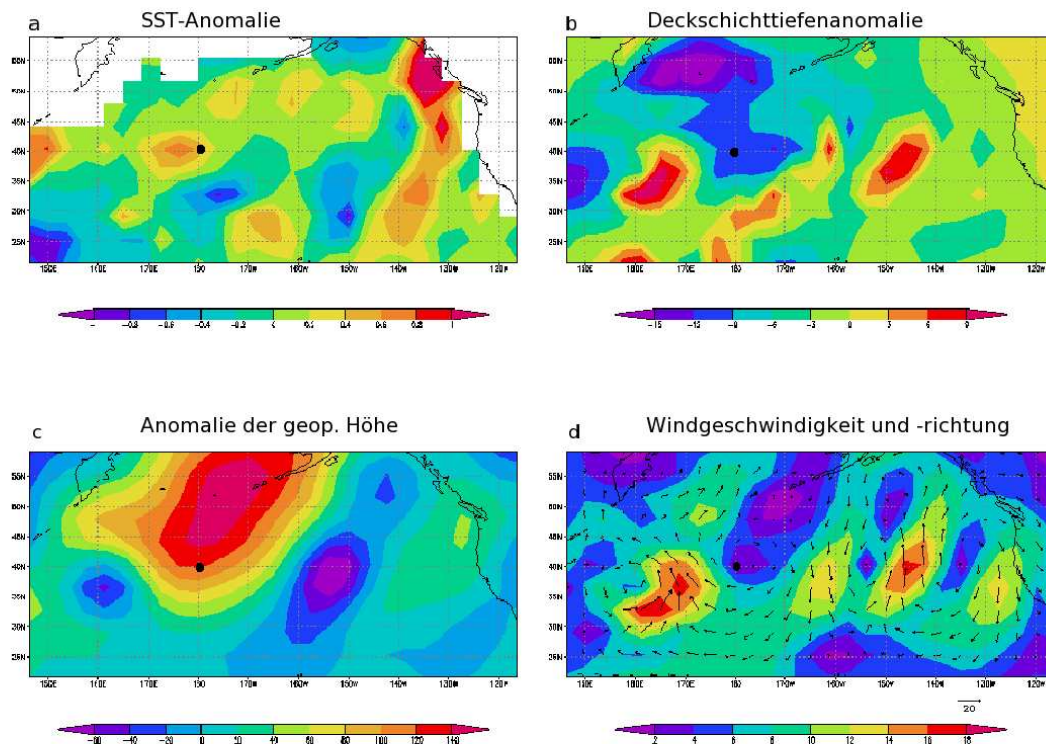


Abbildung 6.4: Ozeanographische und atmosphärische Parameter zum 1. Zeitpunkt. a) SST-Anomalien aus OMmldy in K b) Deckschichttiefenanomalien in Metern c) Anomalie der geopotentiellen Höhe auf 1000hPa in gpm d) Windstärke in m/s und Windrichtung (Pfeile)

Der Punkt 180° westlicher Länge 40° nördlicher Breite liegt zum 1. Zeitpunkt in warmer SST-Anomalie (Abb.6.4 a) und in einer negativen Deckschichttiefenanomalie (Abb.6.4 b), also bei einer geringen Deckschichttiefe. Das Oberflächenwasser befindet sich folglich in einer dünneren und wärmeren Schicht als normal. Diese hat sich durch die ruhige Hochdrucklage gebildet, erkennbar an der positiven Anomalie der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau (Abb.6.4 c). Die ruhige Wetterlage spiegelt sich auch im Feld der Windstärke und Windrichtung wieder (Abb.6.4 d). So herrscht am Ortspunkt nur ein schwacher Wind mit 2 bis 4 m/s bei einer antizyklonalen Strömung.

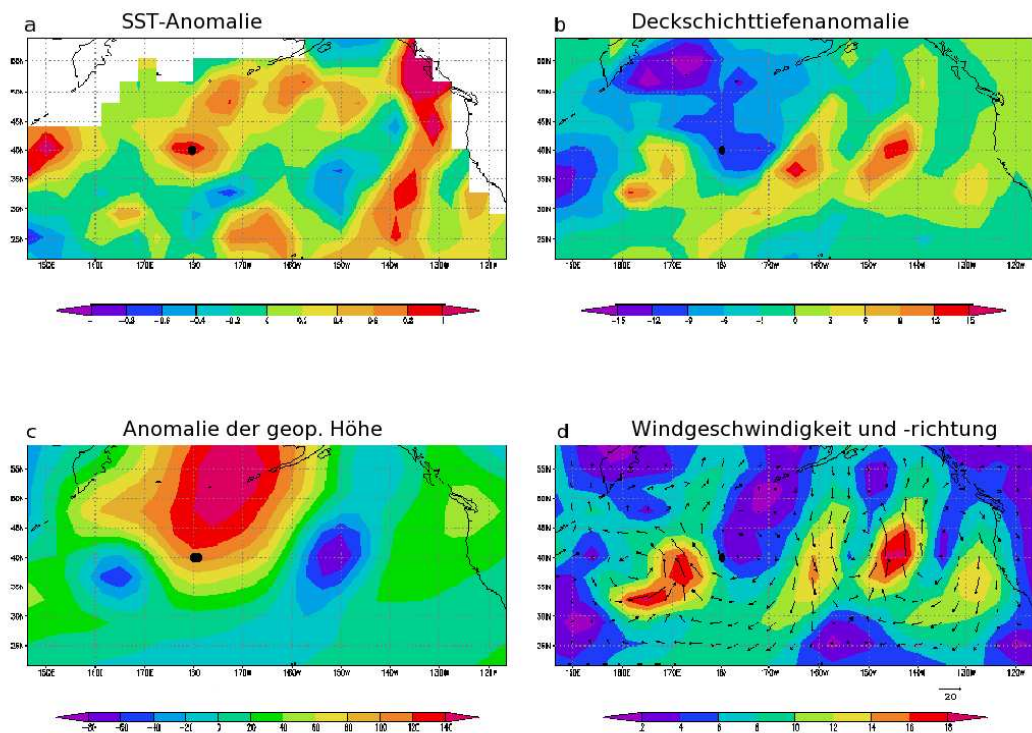


Abbildung 6.5: Ozeanographische und atmosphärische Parameter zum 2. Zeitpunkt. a) SST-Anomalien aus OMmldy in K b) Deckschichttiefenanomalien in Metern c) Anomalie der geopotentiellen Höhe auf 1000hPa in gpm d) Windstärke in m/s und Windrichtung (Pfeile)

Der Anstieg der SST-Anomalie vom Zeitpunkt 1 zu 2 ist auch in Abbildung 6.5 a zu bemerken. Die Deckschichttiefe ist schwach ausgeprägt, die Anomalie ist negativ. In der Atmosphäre ändert sich langsam die Druckverteilung (Abb.6.5 c und d), das Tiefdruckgebiet, die negativen Anomalien der geopotentiellen Höhe bei 160° bis 170° östlicher Länge und 35° und 38° nördlicher Breite südwestlich des Punktes, zieht langsam in nördliche Richtung und hat an seiner Vorderseite deutlich höhere Windgeschwindigkeiten von über 18 m/s. Der Ortspunkt liegt zwar noch im antizyklonalen Windströmung, jedoch nimmt die Windgeschwindigkeit langsam zu.

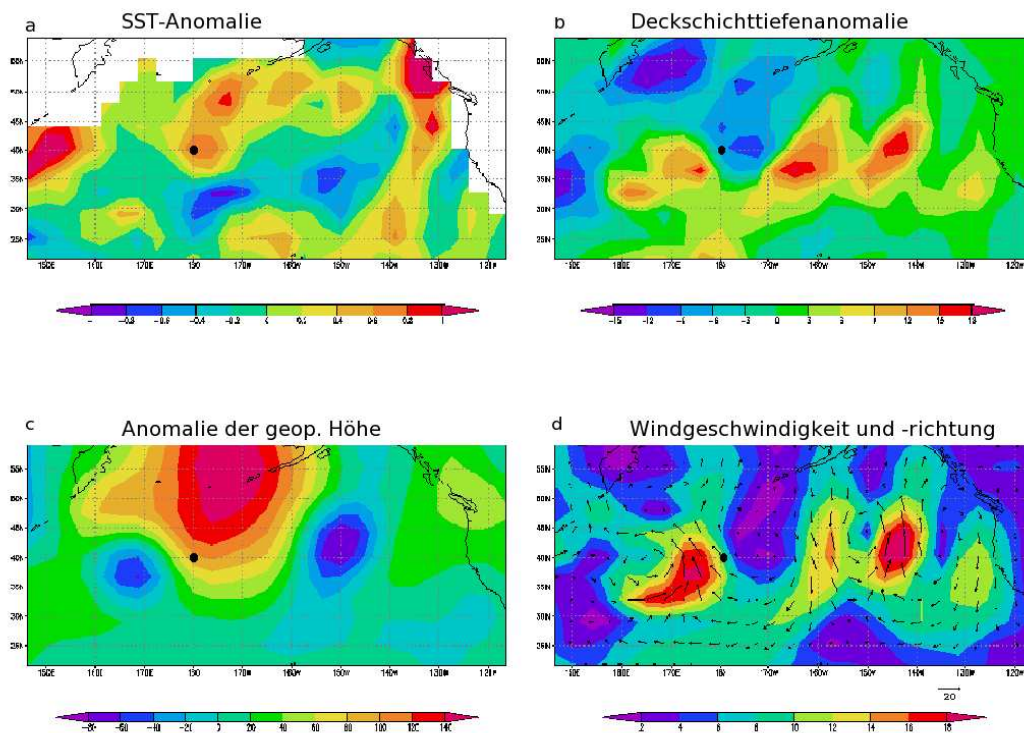


Abbildung 6.6: Ozeanographische und atmosphärische Parameter zum 3. Zeitpunkt. a) SST-Anomalien aus OMmldy in K b) Deckschichttiefeanomalien in Metern c) Anomalie der geopotentiellen Höhe auf 1000hPa in gpm d) Windstärke in m/s und Windrichtung (Pfeile)

Zum 3. Zeitpunkt ist die Windzunahme in der SST-Anomalien und der Deckschichttiefeanomalie (Abb.6.6 a und b) zu erkennen, denn die SST-Anomalie wird etwas schwächer und die Deckschichttiefe nimmt etwas zu.

Das Tiefdruckgebiet hat sich verstärkt und ist weiter nach Norden gezogen (Abb.6.6 c), wodurch der Ortspunkt zum 3. Zeitpunkt am Rande des stärkeren Windfeldes (Abb.6.6 d) liegt. Die Windrichtung wird jetzt durch beide Druckgebilden bestimmt und ist nicht mehr eindeutig dem Hochdruckgebiet oder dem Tiefdruckgebiet zuzuordnen.

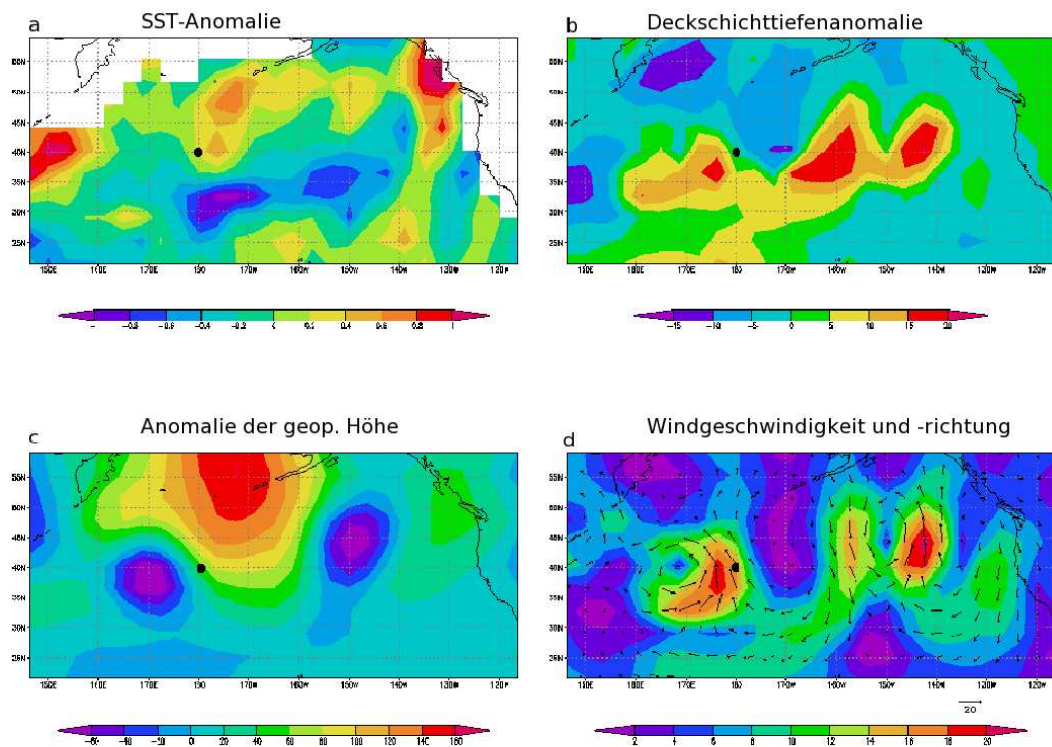


Abbildung 6.7: Ozeanographische und atmosphärische Parameter zum 4. Zeitpunkt. a) SST-Anomalien aus OMmldy in K b) Deckschichttiefeanomalien in Metern c) Anomalie der geopotentiellen Höhe auf 1000hPa in gpm d) Windstärke in m/s und Windrichtung (Pfeile)

Der Ortspunkt liegt zum 4. Zeitpunkt in deutlich kälterem Wasser (Abb.6.7 a) als zu früheren Zeitpunkten und auch die Deckschichttiefe weist eine positive Anomalie auf (Abb.6.7 b), d.h. sie ist tiefer als zu den früheren Zeitpunkten.

In der Atmosphäre hat sich das Tiefdruckgebiet nach Nordosten verlagert und etwas verstärkt (Abb.6.7 c). Dies zeichnet sich auch Windfeld ab, wo der Ortspunkt jetzt weiter im stärkeren Windfeld mit Windgeschwindigkeiten von 14 bis 18 m/s liegt und auch die Windströmung zyklonal verläuft. (Abb.6.7 d).

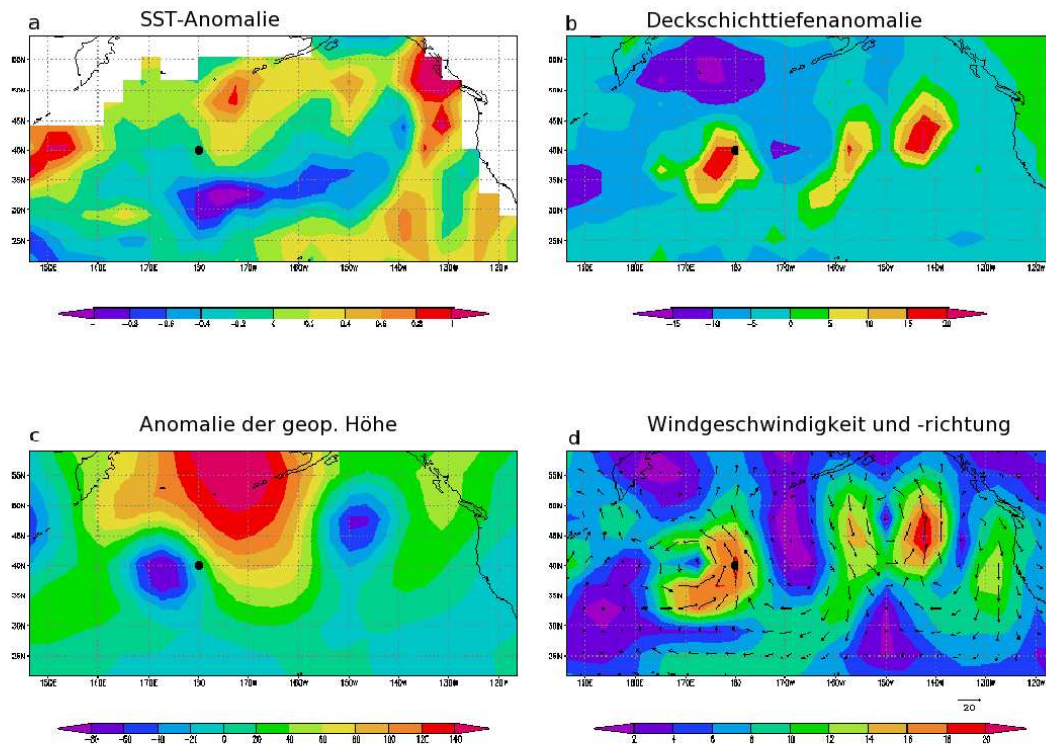


Abbildung 6.8: Ozeanographische und atmosphärische Parameter zum 5. Zeitpunkt. a) SST-Anomalien aus OMnldy in K b) Deckschichttiefenanomalien in Metern c) Anomalie der geopotentiellen Höhe auf 1000hPa in gpm d) Windstärke in m/s und Windrichtung (Pfeile)

Die Situation im Ozean mit negativen SST-Anomalien und positiven Deckschichttiefenanomalien (Abb.6.8 a und b) steht im Zusammenhang mit der Wetterlage der vorangegangenen Zeitpunkte. Durch die Zunahme des Windes ist die Abkühlung und die Vertiefung der obersten Meereswasserschicht verursacht worden. Im Feld der Anomalien der geopotentiellen Höhe in 1000hPa und im Windfeld (Abb.6.8 c und d) ist eine Verlagerung des Tiefdruckgebiets nach Nordosten zu erkennen. Dabei hat sich das Tief allerdings nicht weiter verstärkt.

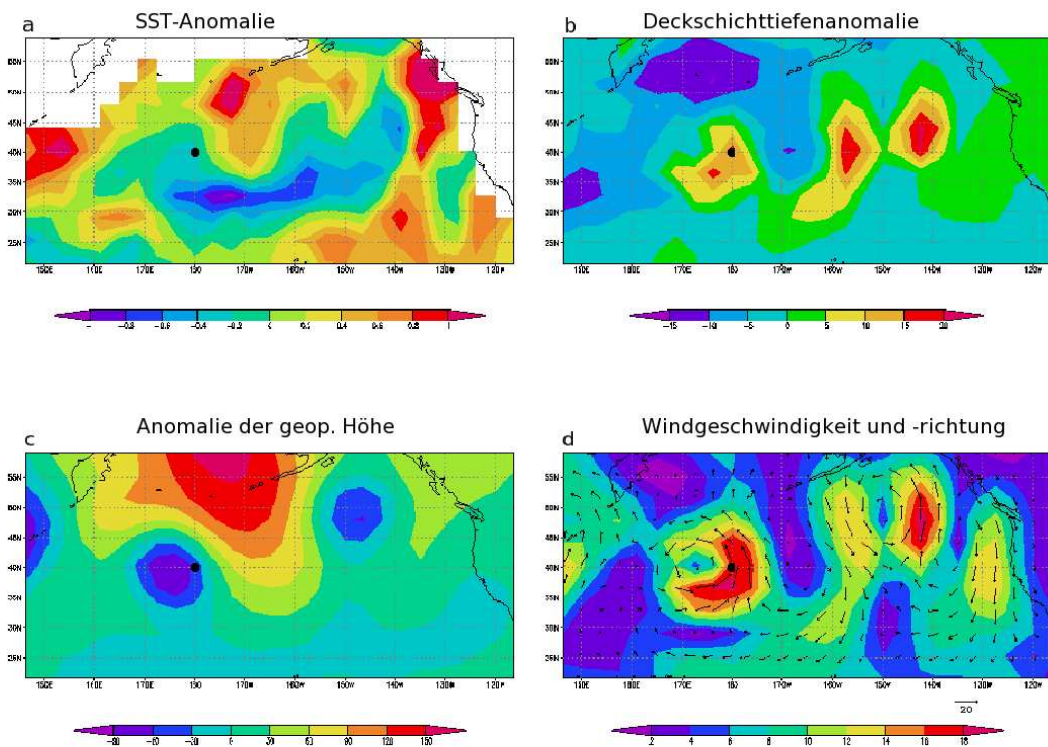


Abbildung 6.9: Ozeanographische und atmosphärische Parameter zum 6. Zeitpunkt. a) SST-Anomalien aus OMmldy in K b) Deckschichttiefenanomalien in Metern c) Anomalie der geopotentiellen Höhe auf 1000hPa in gpm d) Windstärke in m/s und Windrichtung (Pfeile)

Im Vergleich zur vorherigen Abbildung ist in Abbildung 6.9 a zwar noch eine geringe Abkühlung in der SST-Anomalie zu sehen, allerdings ist diese nicht mehr so stark ausgeprägt, da sich inzwischen die Deckschicht mit dem kälteren Wasser der tieferen Schicht aufgrund der Windschubspannung gut durchmischt hat. Deshalb sinkt auch die Deckschichttiefe nicht weiter ab (Abb.6.9 b). Die Situation in der Atmosphäre hat sich nur dahin verändert, dass das Tiefdruckgebiet weiter auf den Punkt zu gezogen ist.

7. Variationen der Anomalien

Die Variationen der verschiedenen Größen wird durch die Standardabweichung dargestellt. Sie soll zeigen in welchen Gebieten die Variationen um den Mittelwert am größten und am kleinsten sind und in welchem Zusammenhang diese Variationen mit den verschiedenen Klimasituationen stehen.

7.1 Variationen der der Variablen in den Jahreszeiten

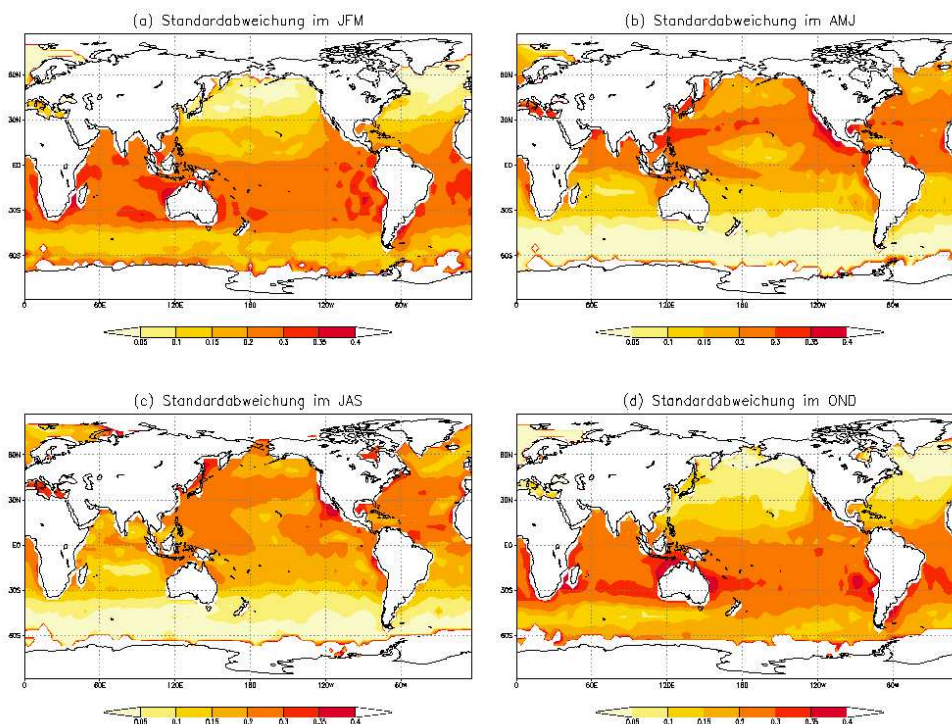


Abbildung 7.1: Standardabweichung der SST-Anomalien für 6 Stundenwerte: a) Winter (JFM) b) Frühling (AMJ) c) Sommer (JAS) d) Herbst (OND)

In Abbildung 7.1 ist die Standardabweichung der SST-Anomalie für die vier Jahreszeiten dargestellt. Dabei ist die Einteilung der Jahreszeiten nach der Temperatur erfolgt, d.h. die im Hinblick auf die Temperatur zusammenpassenden Monate sind zu einer Jahreszeit zusammengefaßt. Folglich besteht der Winter aus den Monaten Januar, Februar und März und so weiter.

Im Nordfrühling und Nordsommer sind die Bereiche der größten Standardabweichungen der Meeresoberflächentemperatur (SST) außerhalb der meereisbeeinflussten Zonen in den nördlichen Breiten und am Äquator, siehe dazu auch Abbildung 7.1 b und d. Zwischen den subtropischen Hochdruckzellen über dem Pazifik und Atlantik und der Westwindzone befindet sich ein Bereich hoher Standardabweichung. Dieser wandert während des Nordfrühlings und Nordsommers weiter nach Norden, da sich die Druckgebiete mit zunehmender Sonneneinstrahlung dorthin verschieben.

Für den Nordherbst und Nordwinter liegen die maximalen Werte in den Tropen und Subtropen bis ungefähr 40° nördlicher Breite, allerdings in einem nicht so eindeutigen Muster wie auf der Nordhalbkugel, was mit den Strukturen der Sommeratmosphäre zusammenhängt (Abbildung 7.1 d und a).

Die größeren Standardabweichungen stehen im Zusammenhang mit der erhöhten Sonneneinstrahlung. Die erhöhte Energiezufuhr führt in den jeweiligen Frühlings- und Sommerzeiten zu einem Anstieg der SST.

Dieser SST-Anstieg verläuft jedoch nicht konstant, sondern wird durch verschiedene Prozesse verlangsamt oder rückgängig gemacht. So beeinflusst der Tagesgang der Sonneneinstrahlung die Lufttemperatur und auch die SST. Außerdem wird die SST durch die Wassertemperatur unterhalb der Deckschicht des Ozeans verändert. Dies ist zum Beispiel der Fall, wenn es zu einer Durchmischung der Deckschicht kommt, wobei durch Windschubspannung eine Langmuir-Zirkulation angeregt wird, die dann kälteres Wasser aus tieferen Ozeanschichten mit dem Wasser der Deckschicht vermischt und so die SST abkühlt.

In der Abbildung 7.2 ist die Standardabweichung der Windgeschwindigkeitsanomalien im 1000hPa-Niveau die Jahreszeiten dargestellt.

Insgesamt ist die Standardabweichung der Windgeschwindigkeitsanomalie über dem Ozean größer als über Land, da dort die Reibung geringer ist und so höhere Windgeschwindigkeiten auftreten können. Folglich ist auch eine stärkere Variation in der Windgeschwindigkeit möglich.

Dabei ist zu erkennen, dass auf der Südhemisphäre die Standardabweichung für die Windanomalien zwischen 30° und 60° südlicher Breite in allen Jahreszeiten relativ hoch ist. Dort herrscht das ganze Jahr über eine hohe Zyklonenaktivität mit hohen Windgeschwindigkeiten vor.

Auf der Nordhemisphäre hingegen sind deutliche Unterschiede zwischen den Jahreszeiten feststellbar. So ist Standardabweichung im Winter (Abb. 7.2 a) am höchsten und im Sommer (Abb. 7.2 c) am niedrigsten. Im Frühling und Herbst liegt die Standardabweichung zwischen den Sommer- und Winterwerten, wobei sie im Frühling (Abb. 7.2 b) etwas schwächer als im Herbst (Abb. 7.2 d) ist. Sie ist mit der Zyklonenaktivität verbun-

den, da im Winter am meisten Zyklonen auch mit den stärksten Windgeschwindigkeiten vorkommen, die dann während des Frühlings bis zu einem Minimum im Sommer hin abnehmen. Erst im Herbst treten wieder vermehrt Zyklonen auf.

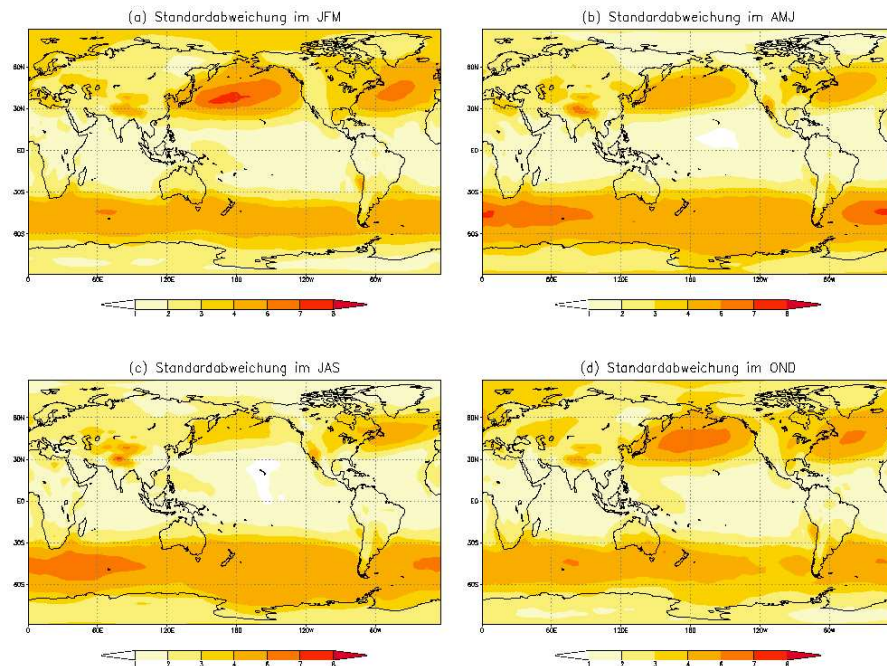


Abbildung 7.2: Standardabweichung der Windanomalien für 6 Stundenwerte: a) Winter (JFM) b) Frühling (AMJ) c) Sommer (JAS) d) Herbst (OND)

Die selben jahreszeitlichen Unterschiede sind auch in den Standardabweichungen der Anomalien der geopotentiellen Höhen des 1000hPa-Niveaus (Abb. 7.3) und des 500hPa-Niveaus (Abb. 7.4) zu erkennen. Auf der Südhalbkugel ist in allen Jahreszeiten die Zyklonenzugbahn im Bereich zwischen 30° und 60° südlicher Breite deutlich zu erkennen. In der Herbst- und Wintersaison verstärken sich diese Anomalien. Auf der Nordhalbkugel sind über dem Meer stärkeren Zyklonenaktivitäten zu beobachten als über Land. Im Herbst und Winter unterscheiden sie sich deutlich stärker von denen im Frühling und Sommer als auf der Südhalbkugel. In den Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau erkennt man eine höhere Standardabweichung über den Gebirgen, die auf das Relief und das nicht Erreichen des 1000hPa-Niveaus zurückzuführen sind, da sich die Korrekturen auf das 1000hPa-Niveau von Bergstationen ab einer Höhe von 750 m über Normal Null nicht mehr vernünftig durchführen lässt.

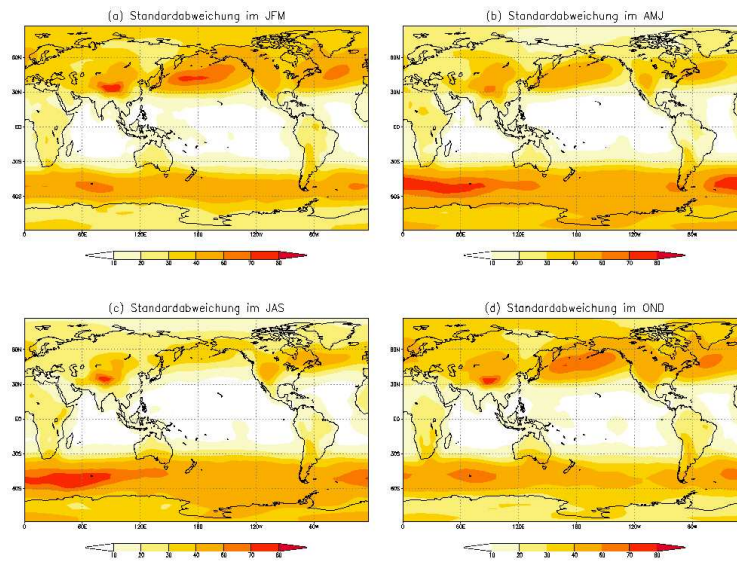


Abbildung 7.3: Standardabweichung der Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau für 6 Stundenwerte: a) Winter (JFM) b) Frühling (AMJ) c) Sommer (JAS) d) Herbst (OND)

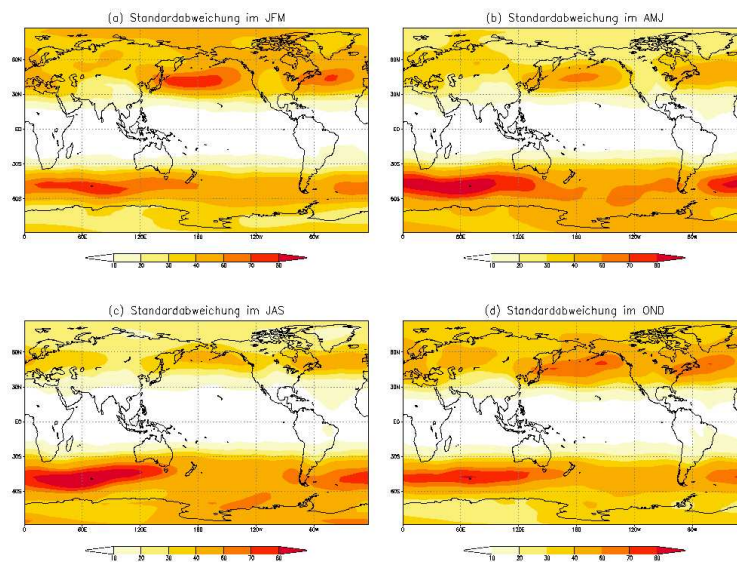
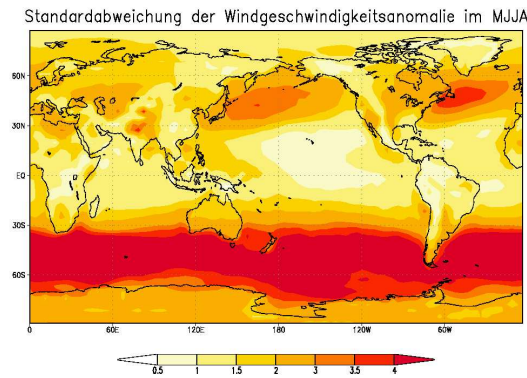


Abbildung 7.4: Standardabweichung der Anomalien der geopotentiellen Höhe im 500hPa-Niveau für 6 Stundenwerte: a) Winter (JFM) b) Frühling (AMJ) c) Sommer (JAS) d) Herbst (OND)

7.2 Vergleich von Variationen der 6-Stundenwerte mit Monatsmittelwerten

(a)



(b)

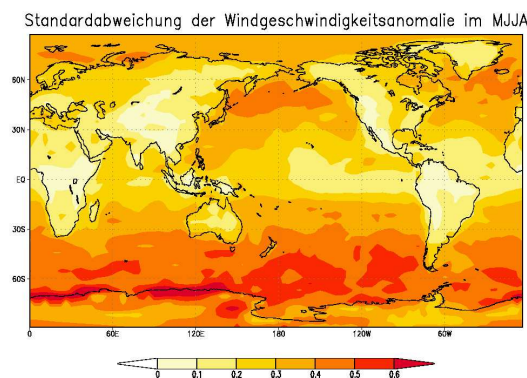


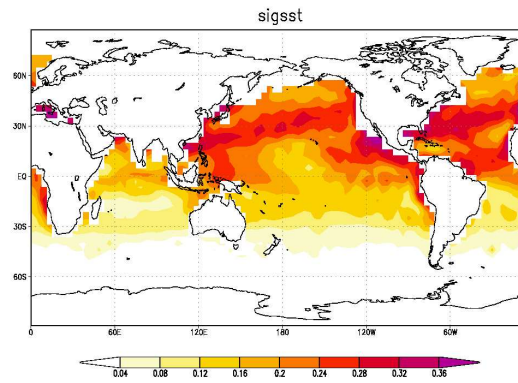
Abbildung 7.5: Standardabweichung des Windgeschwindigkeit in m/s für (a) 6h-Werte und (b) Monatsmittelwerte der Monate MJJA

Die Standardabweichung ist in den 6h-Werten deutlich größer als in den Monatsmittelwerten der Monate Mai, Juni, Juli und August. In beiden Fällen sind die Standardabweichungen des 10m-Windes in den mittleren Breiten größer als in den Tropen, wo sie am geringsten sind. Dies entspricht der Erwartung, da in den Tropen und Subtropen relativ schwache bzw. konstante Winde wehen. In den mittleren Breiten verändern sich die Windgeschwindigkeiten durch die dynamischen Tiefdruckgebiete in den 6h-Werten sehr stark, aber auch von Monat zu Monat sind die Windgeschwindigkeiten unterschiedlich, so dass daraus eine höhere Standardabweichung als in anderen Gebieten folgt.

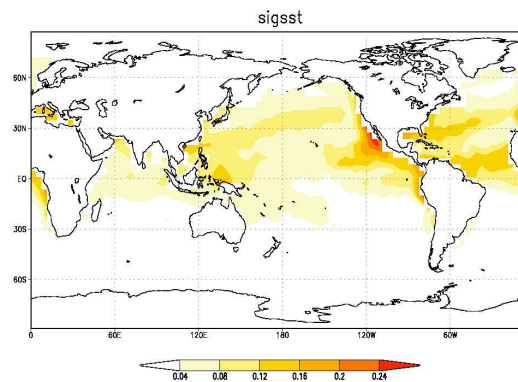
Wenn man die Lage der hohen Standardabweichung der Windgeschwindigkeitsanomalien in Abbildung 7.5 mit der Standardabweichung der SST-Anomalien in Abbildung 7.6 vergleicht, so ist zu erkennen, dass die höchsten Standardabweichungen der SST-Anomalien in den Gebieten liegen, wo der Gradient der Standardabweichung der Wind-

geschwindigkeitsanomalien am größten ist. In diesen Gebieten gibt es genug ruhige Wetterlagen um die SST ansteigen zu lassen, um sie dann bei steigender Windgeschwindigkeit durch die Durchmischung wieder abzukühlen.

(a)



(b)



(c)

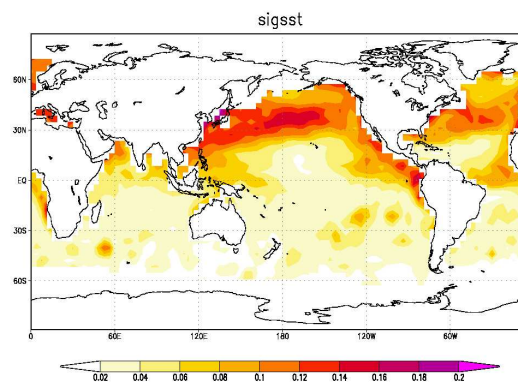


Abbildung 7.6: Standardabweichung des SST-Anomalien in K für (a) 6h-Werte des dynamischen Ozeanmodells, (b) 6h-Werte mit fester Deckschichttiefe und (c) Monatsmittelwerte von den Monaten MJJA

Im Vergleich der Standardabweichungen der SST-Anomalien verschiedener Modellläufe zeigt sich ein klarer Unterschied zwischen den 6h-Werten des dynamischen Ozeanmodells (Abb. 7.6 (a)) und dem Ozeanmodell mit fester Deckschichttiefe (Abb. 7.6 (b)). Im dynamischen Ozeanmodell entsteht eine größere Standardabweichung als im Ozeanmodell mit fester Deckschichttiefe. Daran ist zu sehen, dass die Impulsübertragung bei der Entwicklung der SST eine große Rolle spielt.

Bei den Monatsmittelwerten (Abb. 7.6 (c)), des dynamischen Ozeanmodells, ist auch in den Regionen, die bei den 6h-Werten eine hohe Standardabweichung zeigen, eine größere Standardabweichung zu erkennen. Die Zahlenwerte sind jedoch nur etwa halb so groß wie die der 6h-Werte, da durch die Mittelung die Variabilität der SST-Anomalien verloren gegangen ist.

8. Wechselwirkung zwischen verschiedenen Variablen

Die Veränderungen zweier Variablen durch Beeinflussung der einen durch die andere wird durch Korrelation zwischen diesen Variablen untersucht. Dabei zeigt sich die Stärke der gegenseitige Wechselwirkung durch die Abweichung der Korrelation von Null, wobei negative Werte eine gegenläufige Veränderung anzeigen und positive eine gleichläufige. Die Beeinflussung ist nicht immer gleichzeitig, sondern kann auch zeitlich verschoben sein.

8.1 SST-Anomalien und Windstärkeanomalien

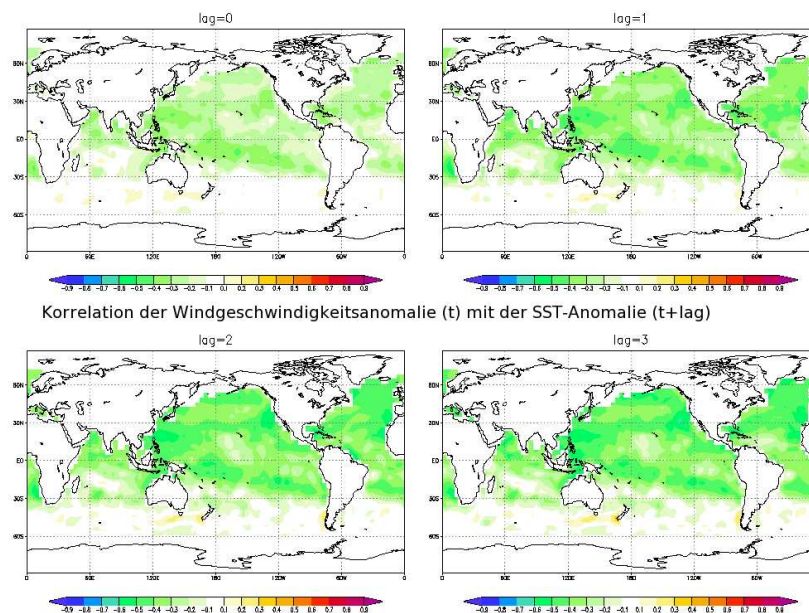


Abbildung 8.1: Korrelation von SST-Anomalien mit Windstärkeanomalien, wobei die Windanomalien führen in den Monaten MJJA

Um den Zusammenhang zwischen SST-Anomalien und Windstärkeanomalien zu zeigen wird eine lokale Korrelation durchgeführt. Dabei nimmt die Anomalie der Windstärke die führende Rolle ein, d.h. die Windstärkeanomalien sind jeweils zum Betrachtungszeitpunkt beobachtet und die SST-Anomalien sind um einem Zeitversatz (lag) gegen den Zeitpunkt der Windstärkeanomalien verschoben.

Bei lag=0 ist eine schwache negative Korrelation im Pazifik und Atlantik südlich des Äquators bis ca. 30° zu erkennen, die mit den subtropischen Hochdruckgebieten und denn daraus folgenden Passatwinden im Zusammenhang steht. Die Winde sind sehr konstant und durchmischen die Deckschicht ständig. So ist dieser Bereich auch in den weiteren Abbildungen 8.1 und 8.2 zu erkennen, wobei sich die Korrelation ab 12 Stunden (lag 3) Unterschied zwischen Wind und SST deutlich verstärkt und dann allerdings relativ konstant bleibt. Da in den Abbildungen der Nordsummer betrachtet wird, liegen die subtropischen Hochdruckgebiete der Nordhemisphäre zwischen 10°-20° nördlicher Breite bis 40° nördlicher Breite. Die Lage der subtropischen Hochdruckgebiete ist auch durch eine negative Korrelation von Windstärkeanomalie mit SST-Anomalie gekennzeichnet. Auch diese Korrelation wird größer mit zunehmenden zeitlichen Abstand und hat ihren Maximalwert von etwa -0,6, wenn die Windgeschwindigkeitsanomalien 24 bis 36 Stunden (lag 5-lag 7) gegenüber der SST-Anomalien verschoben sind. Nördlich von 40° ist die Korrelation zum gleichen Zeitpunkt zwischen der Windstärkeanomalie und der SST-Anomalie nur noch sehr schwach. Wenn die Windanomalie allerdings zu früheren Zeitpunkten liegt als die SST-Anomalie, wird die negative Korrelation in den Gebieten nördlich von 40° größer. Besonders im Bereich der Westwinde ist eine Korrelation von ungefähr -0,5 im Zeitabstand von 3 bis 6 Zeitschritten zu erkennen. Folglich hat dort die Windgeschwindigkeit zugenommen und durch die Mischung der Deckschicht mit kälterem, tieferem Wasser ist die SST gesunken. Außerdem sind in den Gebieten mit ablandigen Winden größere Korrelationen zu erkennen. Dort wird die SST durch kälteres Auftriebswasser, dieses entsteht durch den Ekman-Auftrieb, bestimmt.

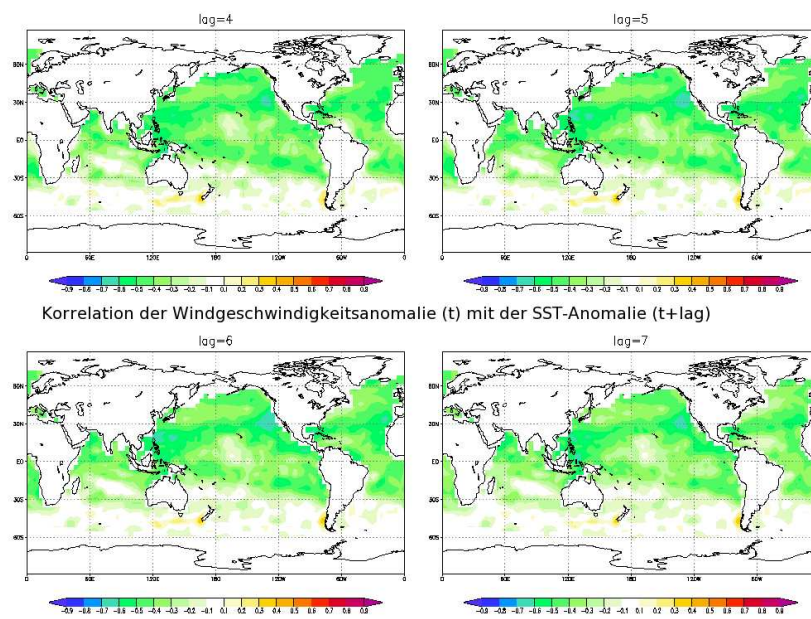


Abbildung 8.2: Korrelation von SST-Anomalien mit Windstärkeanomalien, wobei die Windanomalien führen, in den Monaten MJJA

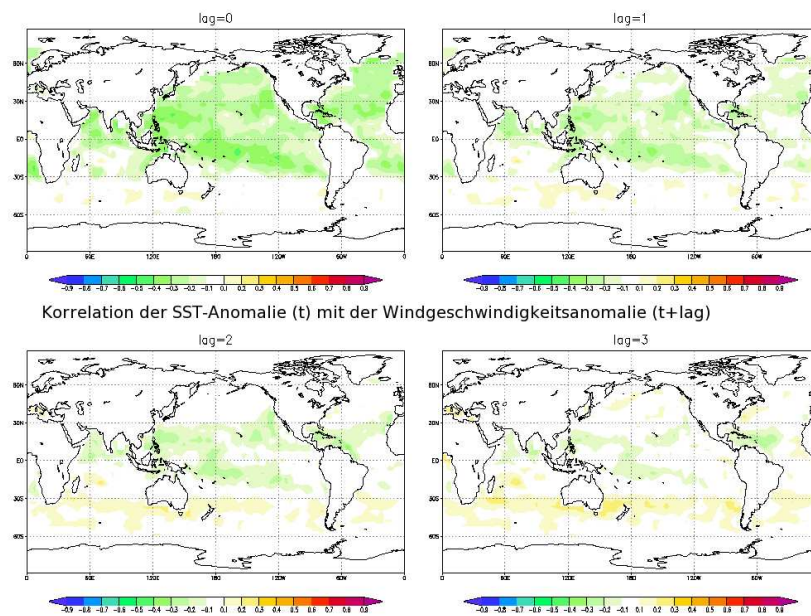


Abbildung 8.3: Korrelation von SST-Anomalien mit Windstärkeanomalien, wobei die SST-Anomalien führen, in den Monaten MJJA

Wenn die SST-Anomalie führt, nimmt die Korrelation ab, je früher die SST-Anomalie gegenüber der Windgeschwindigkeitsanomalie ist (Abbildung 8.3).

Insgesamt ist aus den negative Korrelationen zwischen SST-Anomalien und Windgeschwindigkeitsanomalien zu erkennen, das sich Windstärke und SST in gegenläufige Richtung verändern. Dies ist besonders in den Gebieten, wo ein hoher Energieeintrag durch solare Strahlung stattfindet und sich so eine dünnere Deckschicht mit höherer SST ausbilden kann, deutlich. In Folge sinkt die SST nach Mischung mit kälterem Wasser wieder ab. Zur Durchmischung der Wassermassen kommt es, wenn durch steigende Windgeschwindigkeiten eine Langmuir-Zirkulation oder ein Ekman-Transport angeregt wird.

In den Subtropen findet dieses Wechselspiel regelmäßig statt. Dort gibt es aufgrund weniger Wolken eine hohe solare Einstrahlung, was zu einer Erwärmung des Wassers führt. Allerdings wird diese Erwärmung von den konstant wehenden Passatwinden, die für eine gleichmässige Durchmischung der Deckschicht sorgen, umgekehrt.

In den mittleren Breiten erwärmt sich im Sommer innerhalb der Hochdruckgebiete das Wasser durch die saisonale hohe solare Strahlung. Verstärkt sich dann der Druckgradient, so entsteht eine hohe Windgeschwindigkeit, die die warme Deckschicht durchmischt und die SST absenkt.

8.2 Deckschichtanomalien und Windstärkeanomalien

Die Muster der Korrelation von SST-Anomalien mit der Windgeschwindigkeitsanomalie sind auch in der Korrelation von Deckschichttiefeanomalien mit Windgeschwindigkeitsanomalien wiederzufinden.

Wenn die Windstärkeanomalie führt, also in den lags 1 bis 7 (6-36 Stunden) zu früheren Zeitpunkten als die Deckschichttiefeanomalien korreliert wird, ist wieder das Muster der Passatwinde zu erkennen. Allerdings wird auch deutlich, dass die Deckschichttiefe in einem größerem Maße von der Windschubspannung, also der Windgeschwindigkeit abhängt. Überall ist eine positive Korrelation zwischen beiden Größen vorhanden. Die Gebiete mit Meereis werden nicht betrachtet.

In den mittleren Breiten ist eine deutliche positive Korrelation von Deckschichttiefeanomalien mit den Windgeschwindigkeitsanomalien zu erkennen. Diese lässt sich durch die dünne Sommerdeckschicht erklären, die natürlich sehr viel leichter durch die Windschubspannung beeinflusst werden kann.

Die Korrelation zwischen Windanomalie und Deckschichtanomalie in den mittleren Breiten ist besonders deutlich ausgeprägt, wenn der Wind um bis zu 18 Stunden vor der Deckschichttiefe führt. Dabei liegt das Maximum bei 6 Stunden Unterschied. In den Subtropen liegt das Maximum der Korrelation zwar auch bei 6 Stunden Zeitunterschied, aber die Korrelation ist auch dann noch zu erkennen, wenn die Windgeschwindigkeitsanomalie bis zu 42 Stunden vor der Deckschichttiefeanomalie liegt (Abb. 8.5 lag=7).

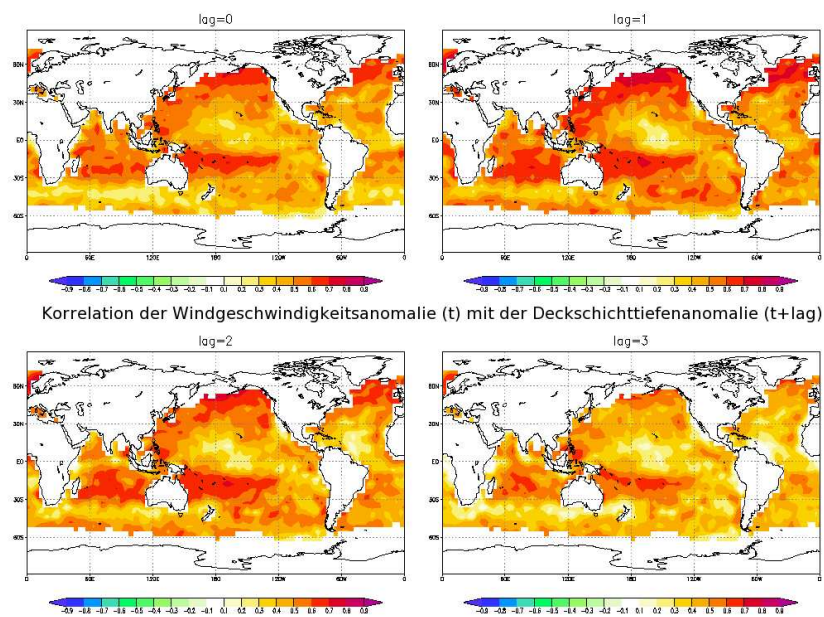


Abbildung 8.4: Korrelation von Deckschichttiefeanomalien mit Windstärkeanomalien, wobei die Windanomalien führen, in den Monaten MJJA

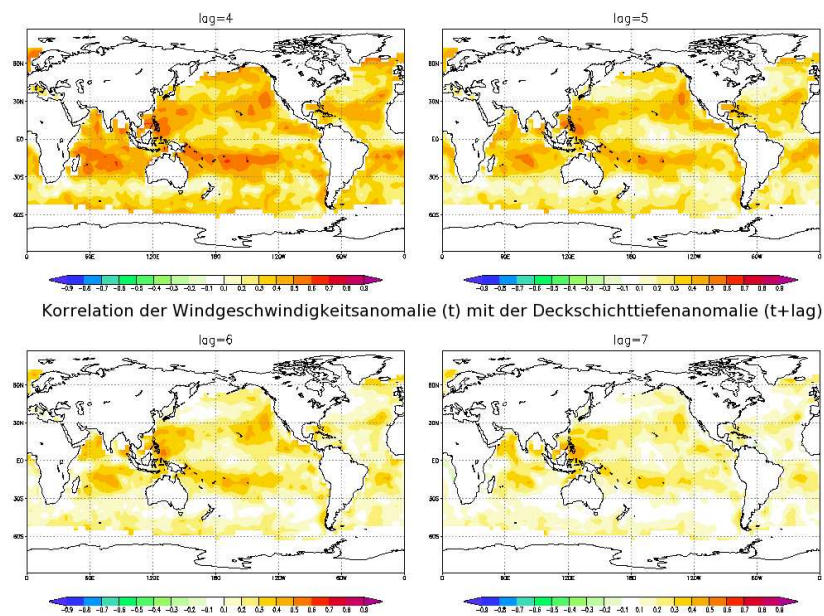


Abbildung 8.5: Korrelation von Deckschichttiefeanomalien mit Windstärkeanomalien, wobei die Windanomalien führen, in den Monaten MJJA

8.3 Anomalien der geopotentiellen Höhe und SST-Anomalie

8.3.1 1000hPa-Niveau

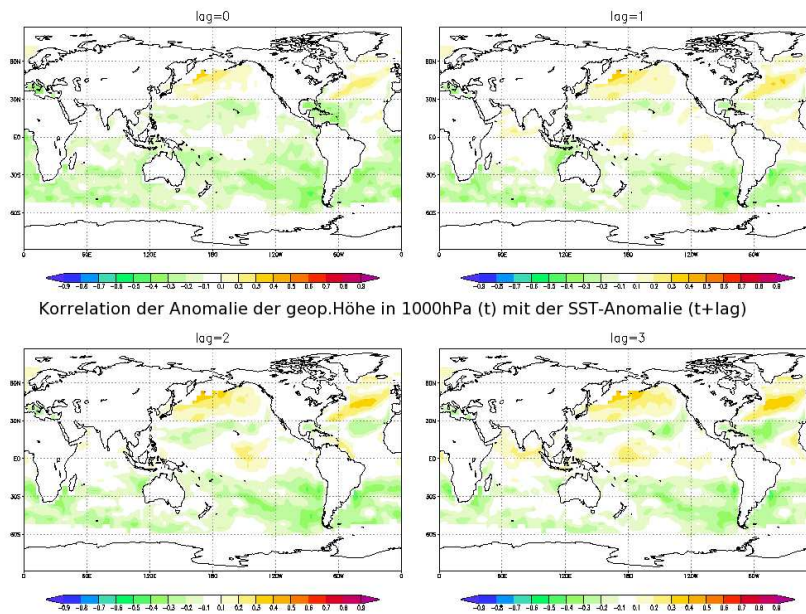


Abbildung 8.6: Korrelation von Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau und SST-Anomalie, wobei die Geopotentialanomalien führen, in den Monaten MJJA

Zwischen den Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau und SST besteht nur eine schwache Korrelation (Abb. 8.6, Abb. 8.7 und Abb. 8.8). Auf der Nordhalbkugel ist die Korrelation schwach positiv und auf der Südhalbkugel schwach negativ, in beiden Fällen kann man allerdings wegen der kleinen Werte nicht wirklich von einer Korrelation sprechen. Im Nordpazifik ist der Zusammenhang von SST und geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau im Bereich der im Sommer an den Küsten entlangwandernden Tiefdruckgebiete vorhanden. Dabei ist die Korrelation bei lag=4 am deutlichsten ausgeprägt. Die Anomalie der geopotentiellen Höhe führt also um 4 Zeitschritte vor der SST-Anomalie. Werden es mehr Zeitschritte Unterschied, so nimmt der Zusammenhang wieder ab. Im Bereich zwischen den dynamischen Tiefdruckgebieten und dem Azorenhoch im Atlantik ist die Korrelation positiv, d.h. bei höheren geopotentiellen Höhen steigt auch die SST. Dabei wird die Korrelation größer, wenn die Anomalie der geopotentiellen Höhe mindestens 18 Stunden vor der SST-Anomalie ist. Danach bleibt sie in dem Gebiet relativ konstant.

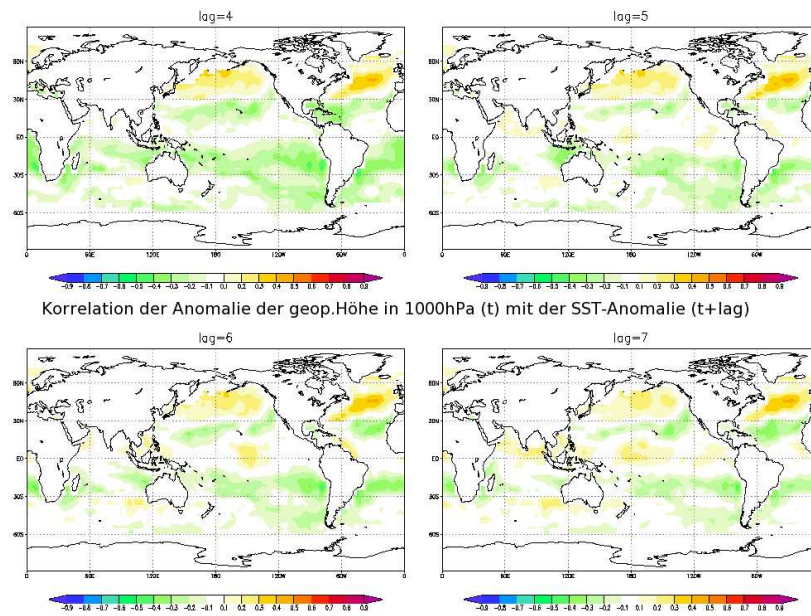


Abbildung 8.7: Korrelation von Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau und SST-Anomalie, wobei die Geopotentialanomalien führen, in den Monaten MJJA

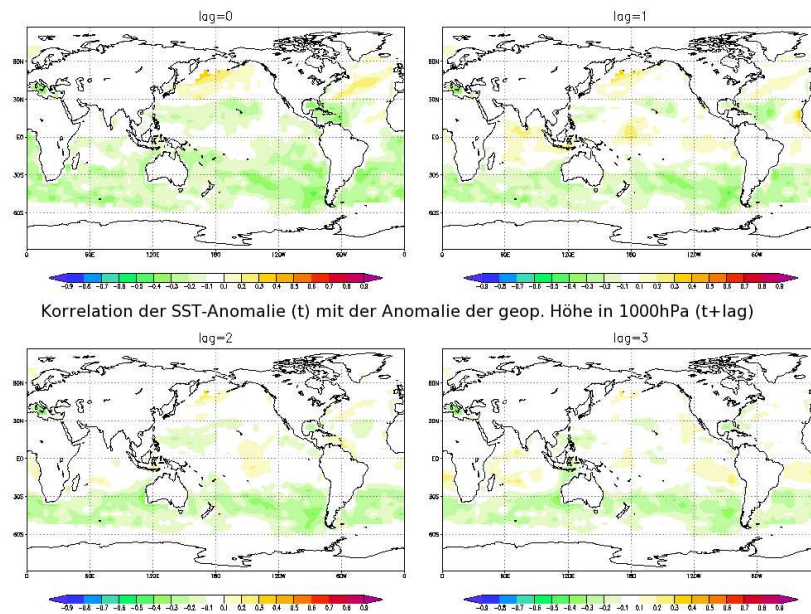


Abbildung 8.8: Korrelation von SST-Anomalien und Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau, wobei die SST-Anomalien führen, in den Monaten MJJA

Im umgekehrten Fall, wenn die SST-Anomalien gegenüber der Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau führen, ist in den mittleren Breiten auf der Nordhemisphäre nur zum gleichen Zeitpunkt eine schwach positive Korrelation zu erkennen. Die Lag-Korrelation bei Führung der SST-Anomalien wird noch geringer oder verschwindet ganz.

8.3.2 500hPa-Niveau

Die Muster der Korrelation von Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau und SST-Anomalie ist in etwa auch bei der Korrelation von Anomalien der geopotentiellen Höhe im 500hPa-Niveau und SST-Anomalie in den mittleren Breiten auf der Nordhalbkugel wiederzufinden (Abb. 8.9 und Abb. 8.10). Dabei ist die Korrelation im Pazifik zum gleichen Zeitpunkt schwach und nimmt beim Verschieben der Zeitpunkte weiter ab. Im Atlantik ist auch hier der Randbereich des Azorenhochs deutlich zu erkennen. Ab einem Unterschied von 18 Stunden verstärkt sich die Korrelation, dann bleibt sie aber konstant.

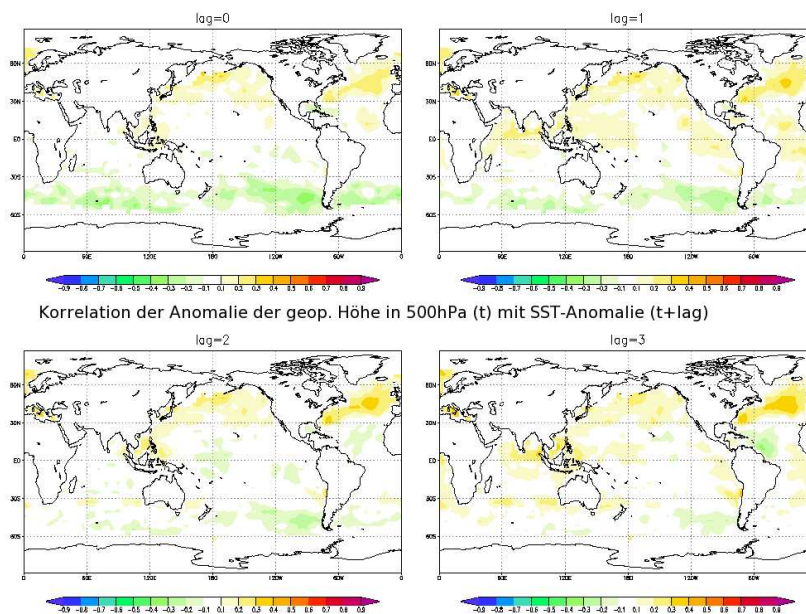


Abbildung 8.9: Korrelation von Anomalien der geopotentiellen Höhe im 500hPa-Niveau und SST-Anomalie, wobei die Geopotentialanomalien führen, in den Monaten MJJA

Nur im Atlantik unterscheidet sich die Korrelation zwischen SST und geopotentiellen Höhe vom 500hPa-Niveau etwas von Null, was also heißt wenn eine Veränderung in der geopotentiellen Höhe entsteht dieses Auswirkungen auf die SST hat. Wieso es dazu hauptsächlich im Atlantik kommt, wäre noch genauer zu untersuchen. Insgesamt erkennt man nur einen sehr geringen Zusammenhang zwischen der geopotentiellen Höhe

und der SST.

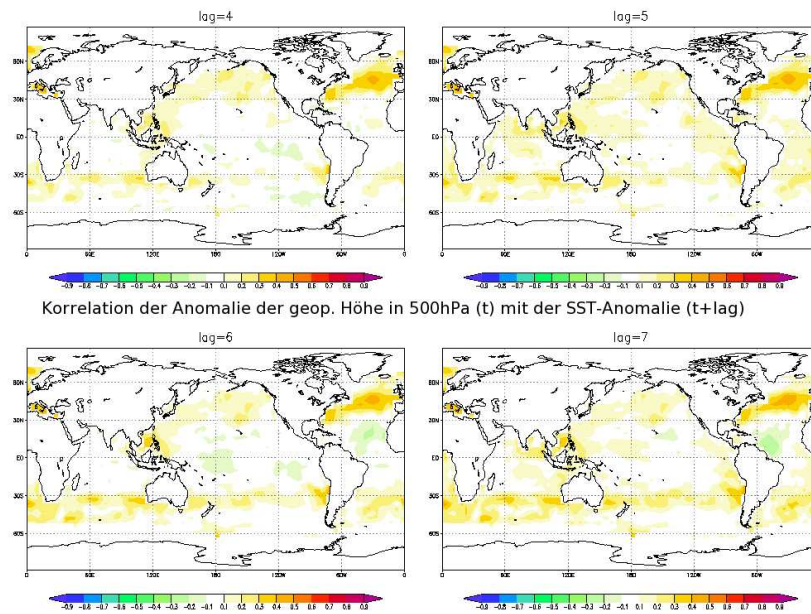


Abbildung 8.10: Korrelation von Anomalien der geopotentiellen Höhe im 500hPa-Niveau und SST-Anomalie, wobei die Geopotentialanomalien führen, in den Monaten MJJA

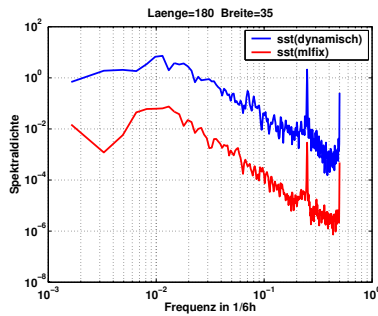
9. Variation im Bezug auf die Frequenz

Für die Verteilungsschwankungen im Bezug auf die Frequenz wird bei nur einer Variablen die Spektralanalyse verwendet. Zum Vergleich zwischen zwei Variablen und ihren Zusammenhang im Bezug auf die Frequenz kommt die Kreuzspektralanalyse zum Einsatz. In der Spektralanalyse wurden die Anomalien der 6h-Daten daraufhin untersucht, ob Frequenzen existieren, bei denen besonders auffällige Spektraldichten auftreten. Die Einheit der Frequenz ist dabei $[\frac{1}{6h}]$.

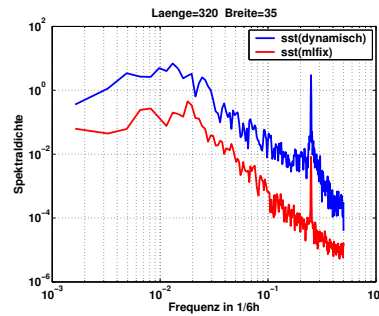
9.1 Spektraldichte der SST-Anomalien an Ortspunkten

In allen Ortspunkten in Abbildung 9.1 ist die Spektraldichte der SST-Anomalie aus dem Ozeanmodell mit dynamischer Deckschichttiefe größer als die der SST-Anomalie des Ozeanmodell mit fester Deckschichttiefe. Dies zeigt, dass bei gleichen Frequenzen im OMmldy mehr Veränderungen auftreten als im OMmlfix. Außerdem sind in beiden Modellen das lokale Maximum bei 24-Stundenfrequenz zu erkennen, die sich mit dem Tagesgang und somit mit dem Unterschied zwischen der Tageshöchsttemperatur und der Nachtminimumtemperatur erklären lassen. Je weiter südlicher der betrachtete Punkt liegt, desto ausgeprägter ist der Tagesgang und damit auch der Tagespeaks. Ansonsten sind keine Auffälligkeiten im Bereich der Frequenzen, die zu den betrachteten Zeitintervallen in den SST-Sprünge vorkommen können, zu erkennen.

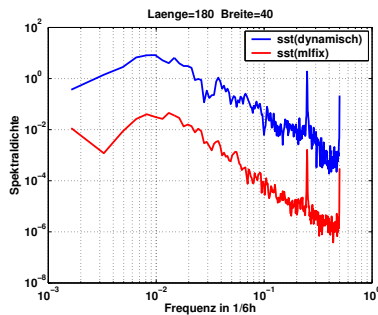
(a) 180 ö. L. 35 n.Br.



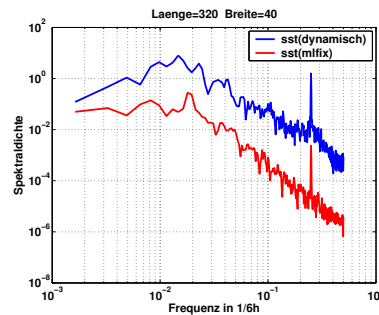
(d) 320 ö. L. 35 n.Br.



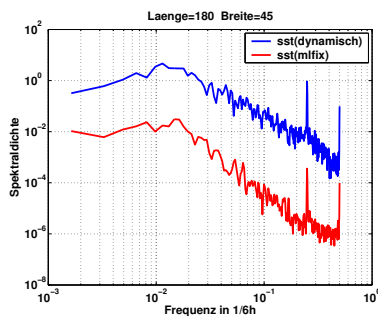
(b) 180 ö. L. 40 n.Br.



(e) 320 ö. L. 40 n.Br.



(c) 180 ö. L. 45 n.Br.



(f) 320 ö. L. 45 n.Br.

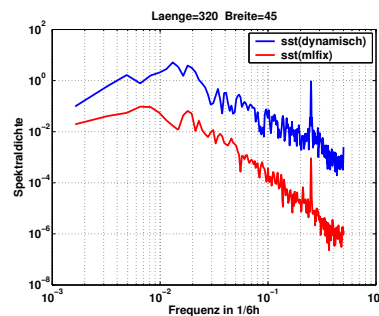


Abbildung 9.1: Spektralichte der SST-Anomalien im Pazifik und Atlantik für MJJA

Bei der Betrachtung des Verhältnisses der Spektralichte der SST-Anomalie des OMmlfix zu der Spektralichte der SST-Anomalie des OMmldy (Abb. 9.1) zeigen sich im Pazifik bei 180° östlicher Länge nur bei 35° nördlicher Breite kleine Auffälligkeiten zwischen $0,25 \frac{1}{6h}$ und $0,3 \frac{1}{6h}$ und im Atlantik bei 320° östlicher Länge bei 40° nördlicher Breite. Bei 320° östlicher Länge bei 35° nördlicher Breite ist in dem Frequenzbereich deutlich eine Abweichung des Verhältnisses vom 90% Vertrauensintervall zu erkennen. Das Verhältnis ist also kleiner als sonst, das heißt, dass die Spektralichte der SST-Anomalie des OMmldy deutlich größer ist als die der SST-Anomalie des OMmlfix.

Also existieren in der SST-Anomalie des OMmldy in dem Bereich von ca. 19 bis 30 Stunden andere Veränderungen als bei den SST-Anomalien des OMmfix in diesen Breiten. Da sich die Ozeanmodelle nur durch unterschiedliche Austauschprozesse mit der Atmosphäre unterscheiden, hängt der Unterschied damit zusammen. So wechselwirkt das OMmldy zusätzlich zur Energieübertragung durch den Impulsübertrag mit der Atmosphäre. Das heißt die SST wird durch Wind (Impuls) beeinflusst, dieses ist in dem OMmfix nicht der Fall.

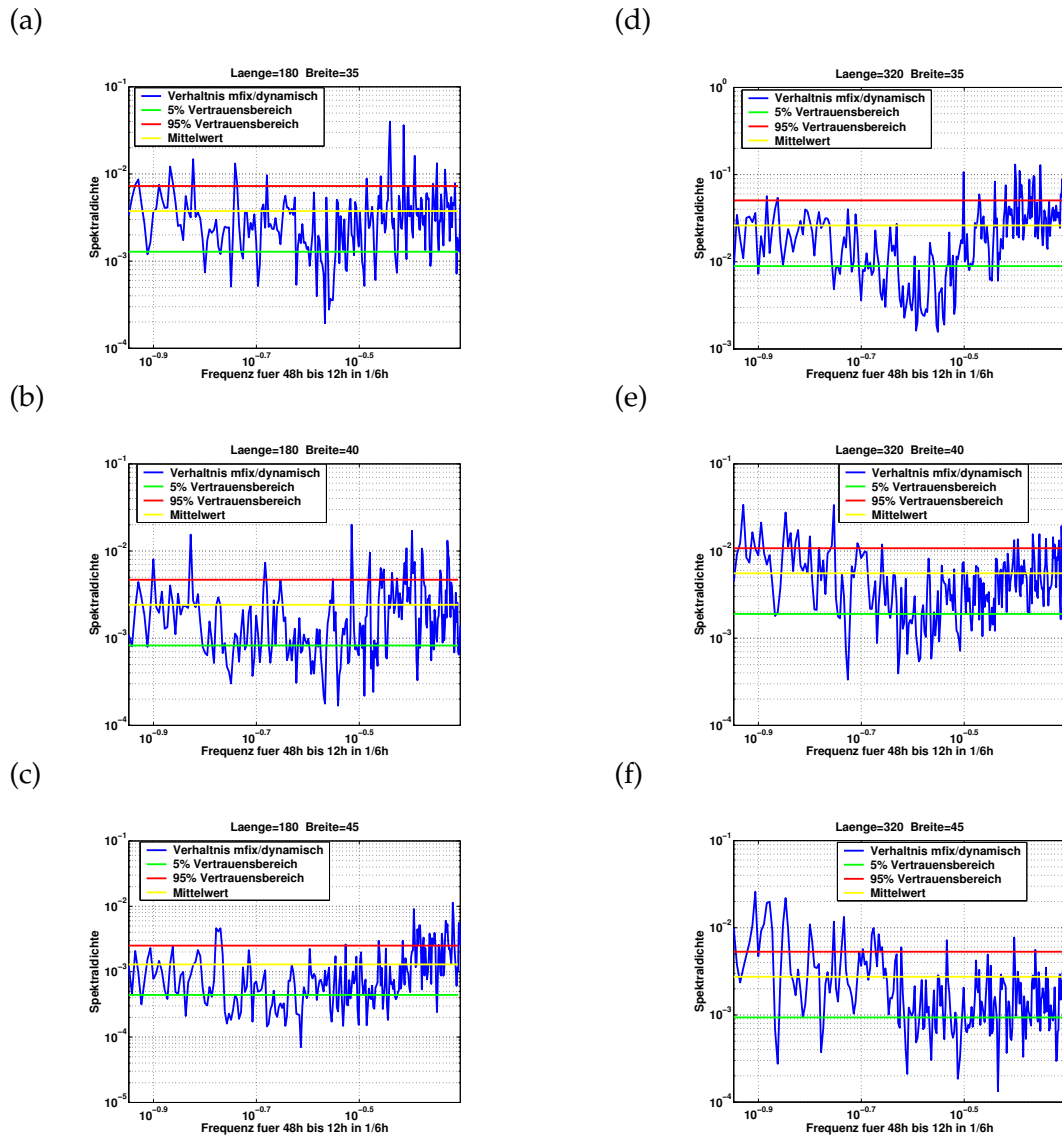


Abbildung 9.2: Verhältnis der Spektren der SST-Anomalien im Pazifik und Atlantik für MJJA

9.2 Räumliche Verteilung der Spektraldichte

Der Mittelwert der Spektraldichte im Spektralintervall 24 bis 12 Stunden ist in Abbildung 9.3 mit Tagespeaks und in Abbildung 9.4 ohne Tagespeaks logarithmiert für die Monate Mai, Juni, Juli und August dargestellt. In beiden Abbildungen sieht man, dass die Spektraldichte im Mittel bei den SST-Anomalien des OMmldy eine Potenz größer als die der SST-Anomalien des OMmlfix ist.

Außerdem ist zu erkennen, dass die Spektraldichte der SST-Anomalien des OMmlfix in den Bereichen groß ist, wo auch die Standardabweichung der SST-Anomalien des OMmlfix groß ist (Abb. 7.6 (b)). Für die SST-Anomalien des OMmldy ist die Spektraldichte nicht mehr direkt mit der Standardabweichung zu vergleichen (Abb. 7.6 (a)). Der Mittelwert der Spektraldichte und die Standardabweichung stimmen um die 30°nördlicher Breite relativ mit der Lage ihrer Maximalwerte überein. In den Tropen treten aber unterschiedliche Verteilungen der Maximalwerte auf.

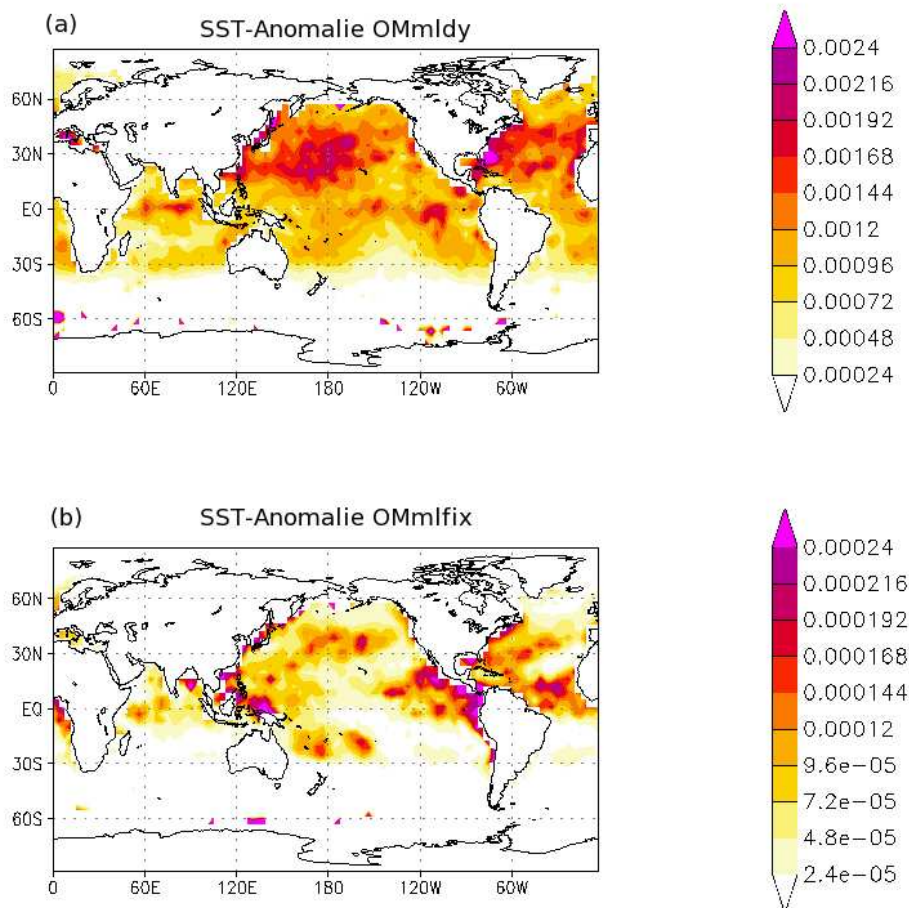


Abbildung 9.3: Mittelwert der Spektraldichte der SST-Anomalien von den Frequenzen für 24h bis 12h für die Monate MJJA mit Tagespeaks

Der Unterschied zwischen Abbildung 9.3 und Abbildung 9.4 besteht nur aus einer Schwächung der Spektraldichte. Die Lage der Maximalwerte bleibt auch ohne Tagespeaks erhalten.

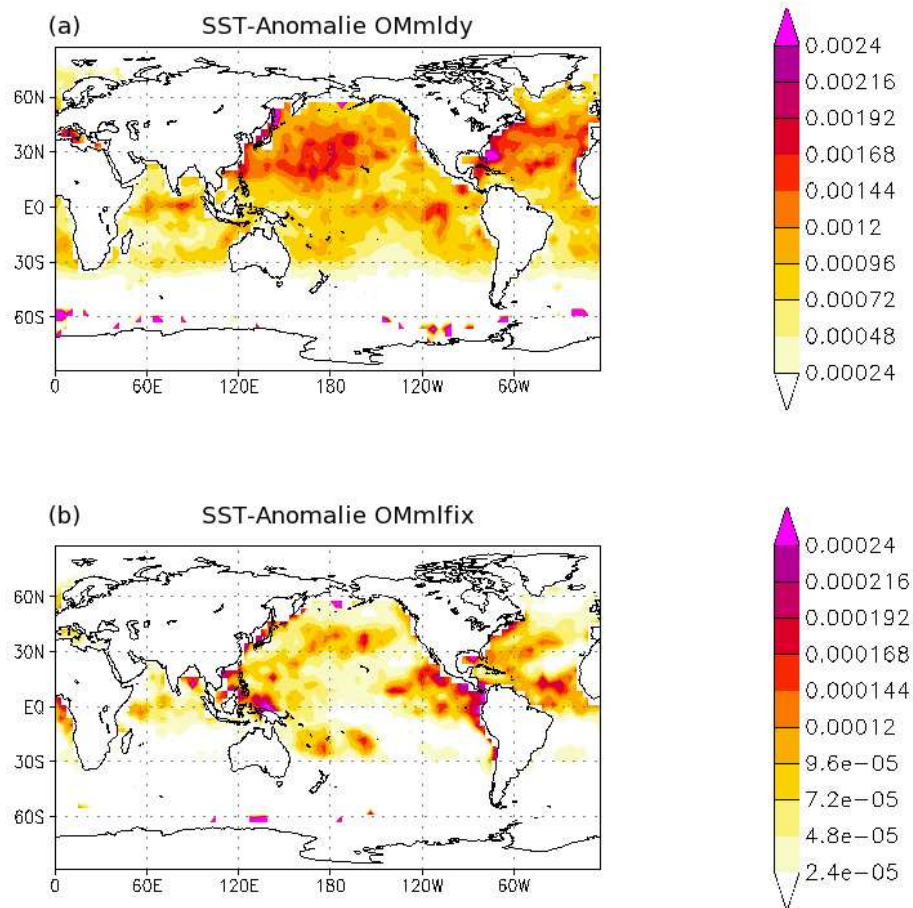


Abbildung 9.4: Mittelwert der Spektraldichte der SST-Anomalien von den Frequenzen für 24h bis 12h für die Monate MJJA ohne Tagespeaks

9.3 Kreuzspektralanalyse

9.3.1 SST-Anomalie und Windanomalien

Anomalie: SST (x1) und Windgeschwindigkeit (x2) (180°ö.L. 35°n.Br.)

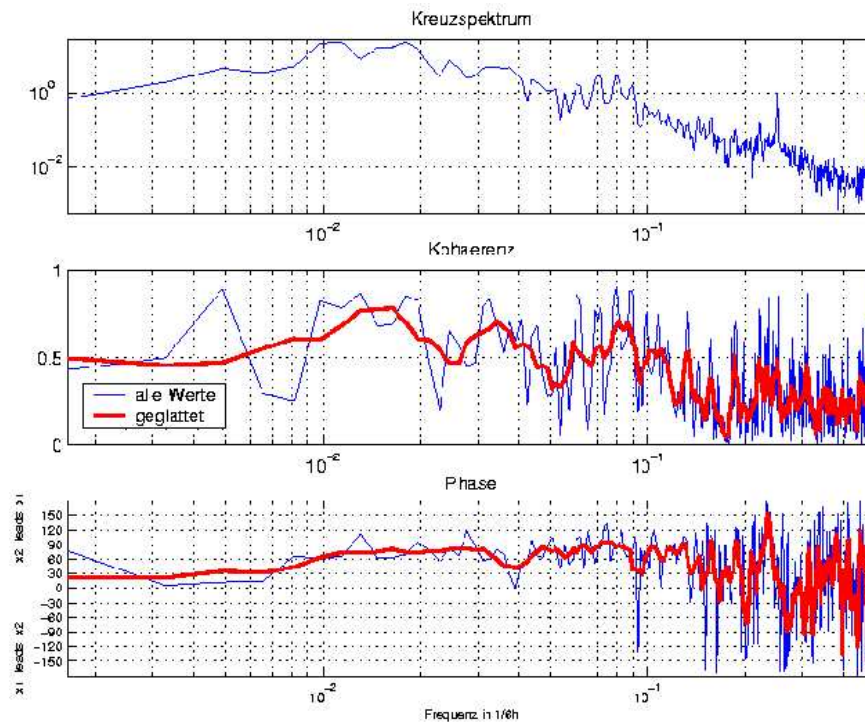


Abbildung 9.5: Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Windgeschwindigkeitsanomalie bei 180° östlicher Länge und 35° nördlicher Breite

In den Abbildungen ist das Kreuzspektrum, die Kohärenz und die Phasenverschiebung zwischen der SST-Anomalie des OMmldy und der Windgeschwindigkeitsanomalie im 1000hPa-Niveau in Abbildung 9.5 bei 180° östlicher Länge und 35° nördlicher Breite und in Abbildung 9.6 bei 320° östlicher Länge und 35° nördlicher Breite dargestellt. An beiden Punkten besteht ein Zusammenhang zwischen der SST und der Windgeschwindigkeit für die Frequenzen, die kleiner als 0,1 sind, da die Kohärenz bis auf wenige Ausnahmen über 0,5 liegt und in der Phasenverschiebung eine deutliche Führung der Windgeschwindigkeitsanomalien gegenüber der SST-Anomalien zu erkennen ist. Für Frequenzbereiche größer als 0,1 ist der Zusammenhang nicht mehr so gut zu erkennen, da die Kohärenz sinkt und in der Phasenverschiebung sehr große Schwankungen auftreten. Dies alles spricht aber dafür, dass die SST-Anomalien von den Windgeschwindigkeitsanomalien angetrieben werden, da die Kohärenz meistens deutlich und eine Phasenverschiebung vorhanden ist, die erst bei großen Frequenzen gegen 0° läuft.

Anomalie: SST (x1) und Windgeschwindigkeit (x2) (320° ö.L. 35° n.Br.)

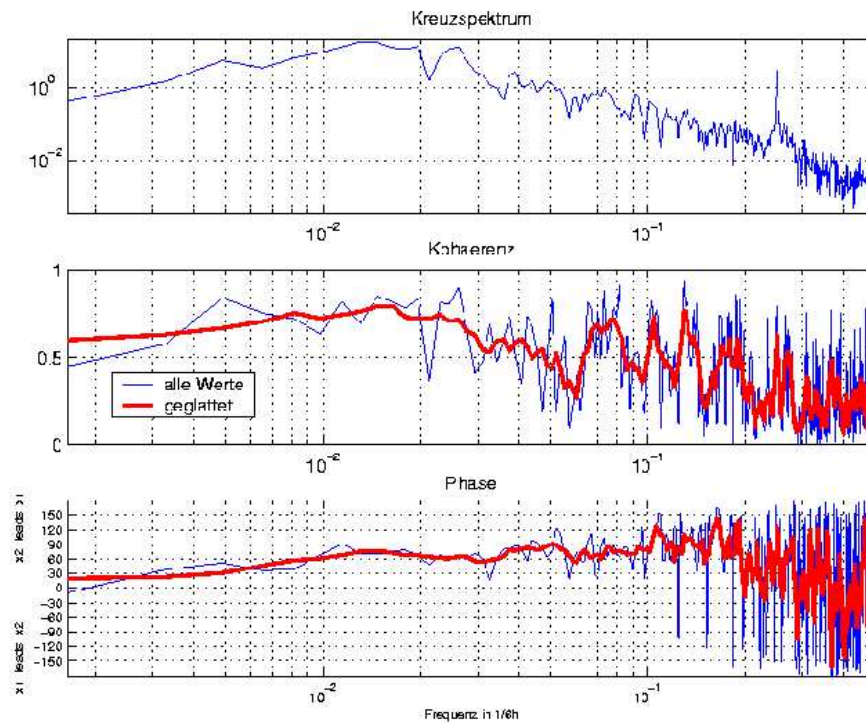


Abbildung 9.6: Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Windgeschwindigkeitsanomalie bei 320° östlicher Länge und 35° nördlicher Breite

Anomalie: SST (x1) und Windgeschwindigkeit (x2) (180° ö.L. 40° n.Br.)

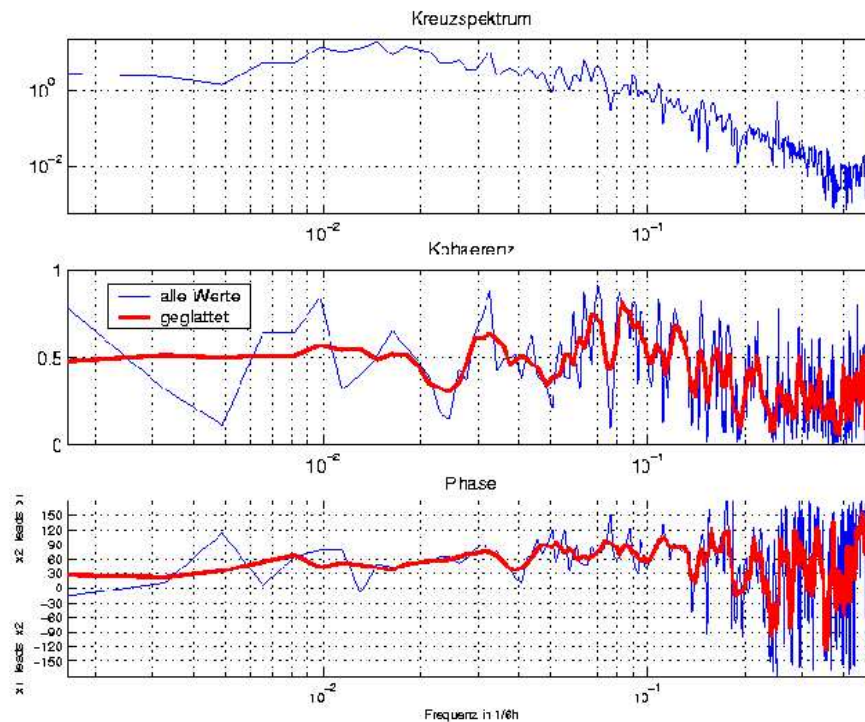


Abbildung 9.7: Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Windgeschwindigkeitsanomalie bei 180° östlicher Länge und 40° nördlicher Breite

Für die Ortspunkte bei 180° östlicher Länge und 40° nördlicher Breite (Abb. 9.7) und bei 320° östlicher Länge und 40° nördlicher Breite (Abb. 9.8) wird das Kreuzspektrum, die Kohärenz und die Phasenverschiebung zwischen der SST-Anomalie des OMmldy und der Windgeschwindigkeitsanomalie im 1000hPa-Niveau gezeigt. An diesen etwas nördlicher gelegenen Punkten ist der Kohärenz nicht ganz so groß wie an den Punkten bei 35° nördlicher Breite. Aber in der Phasenverschiebung ist im Pazifik noch dieselbe Beziehung wie an südlicheren Punkten zu erkennen, außer das die Phasenverschiebung auch bei Frequenz kleiner 0,1 größere Schwankungen aufweist. Im Atlantik erkennt man ähnliches, wobei dort bei kleinen Frequenzen keine Phasenverschiebung vorhanden ist. Auch an diesen Punkten ist der Phasenverlauf der Kreuzspektralanalyse von Windanomalien und SST-Anomalien mit dem Phasenverlauf der Kreuzspektralanalyse zweier Zeitreihen zu vergleichen, bei der eine von der anderen angetrieben wird.

Anomalie: SST (x1) und Windgeschwindigkeit (x2) (320° ö.L. 40° n.Br.)

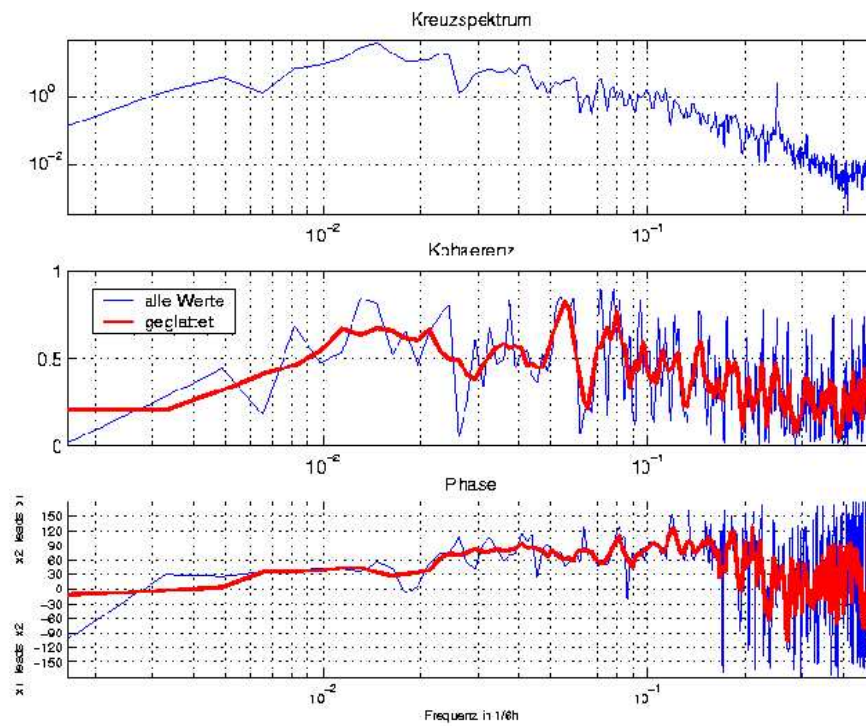


Abbildung 9.8: Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Windgeschwindigkeitsanomalie bei 320° östlicher Länge und 40° nördlicher Breite

Anomalie: SST (x1) und Windgeschwindigkeit (x2) (180° ö.L. 45° n.Br.)

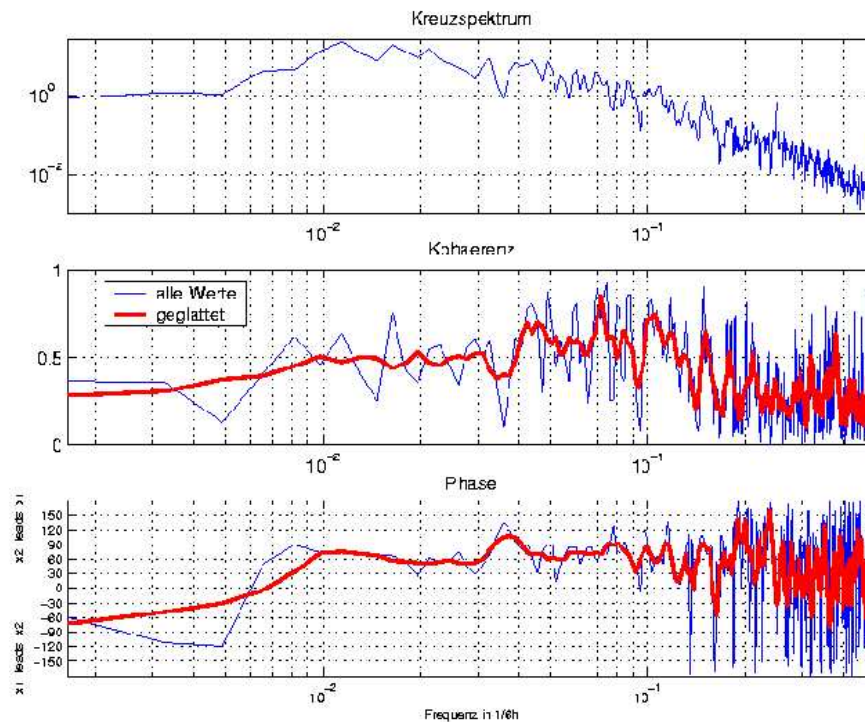


Abbildung 9.9: Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Windgeschwindigkeitsanomalie bei 180° östlicher Länge und 45° nördlicher Breite

Weiter nördlich bei 180° östlicher Länge und 45° nördlicher Breite (Abb. 9.9) und 320° östlicher Länge und 40° nördlicher Breite (Abb. 9.10) wird der Zusammenhang zwischen den SST-Anomalien und den Windgeschwindigkeitsanomalien kleiner. Im Atlantik liegt die Kohärenz für die meisten Frequenzen nur noch um 0,4 und auch die Phasenverschiebung ist zwar noch so, dass der Wind führt, allerdings schwankt die Phasenverschiebung sehr stark. Im Pazifik ist die Kohärenz gegenüber den südlicheren Punkten zwar zurückgegangen, aber sie ist noch nicht so klein wie im Atlantik. Auch die Phasenverschiebung schwankt nicht so stark wie im Atlantik, so dass hier noch eine Führung des Windes zu erkennen ist.

Anomalie: SST (x1) und Windgeschwindigkeit (x2) (320° ö.L. 45° n.Br.)

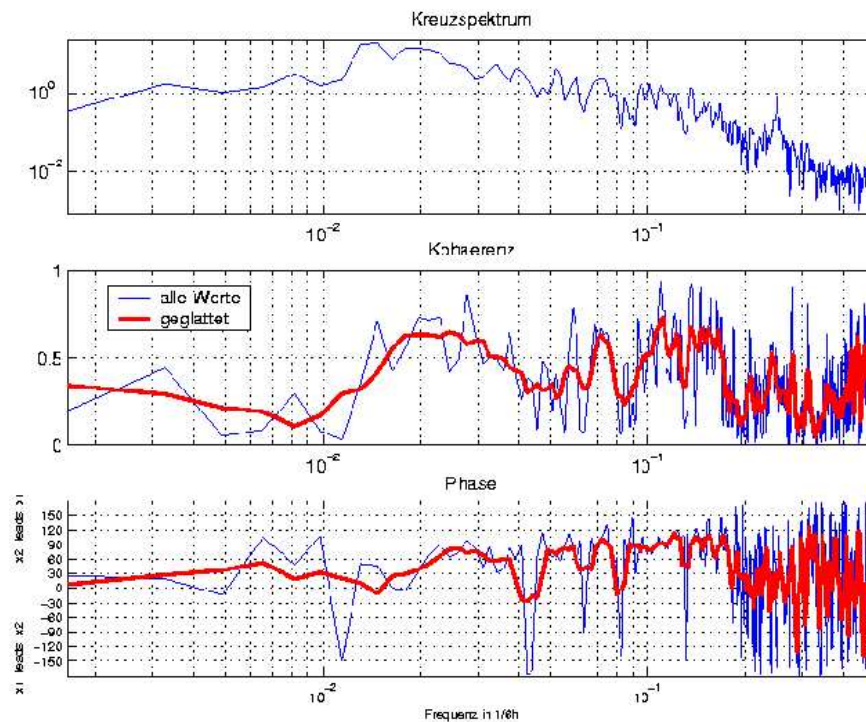


Abbildung 9.10: Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Windgeschwindigkeitsanomalie bei 320° östlicher Länge und 45° nördlicher Breite

9.3.2 SST-Anomalie und Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau

Bei der Kreuzspektralanalyse zwischen SST-Anomalie und Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau ist kein oder nur ein schwacher Zusammenhang zu erkennen.

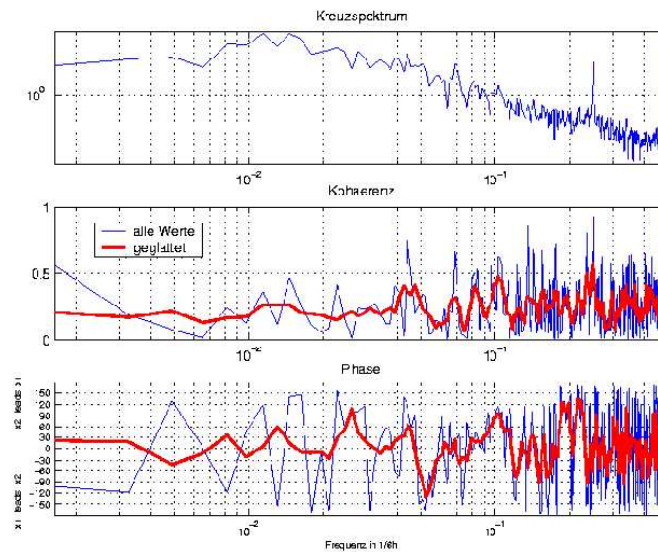
In den Abbildungen 9.11 und 9.12 ist unter (a) das Kreuzspektrum, die Kohärenz und die Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Anomalie der geopotentiellen Höhe bei 180° östlicher Länge und unter (b) das Kreuzspektrum, die Kohärenz und die Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Anomalie der geopotentiellen Höhe bei 320° östlicher Länge dargestellt.

Bei der Abbildung 9.11 ist im Atlantik genauso wie im Pazifik nur eine schwache Kohärenz um 0,2 und eine um 0° schwankende Phasenverschiebung zu identifizieren. Dieses zeigt, dass kein linearer Zusammenhang zwischen den SST-Anomalien und der Anomalie der geopotentiellen Höhe existiert.

Bei den nördlicheren Punkten ist die Kohärenz größer und auch die Phasenverschiebung schwankt nicht so sehr um 0°, sondern zeigt bei kleinen Frequenzen eine Führung der

Anomalie der geopotentiellen Höhe. Im Pazifik ist dies nicht so ausgeprägt. Im Atlantik ist eine Phasenverschiebung der Anomalie der geopotentiellen Höhe von 30° gegenüber der SST-Anomalie zu erkennen

(a) Anomalie: SST(x1) und der geop. Höhe in 1000hPa(x2) (180° ö.L. 35° n.Br.)



(b) Anomalie: SST(x1) und der geop. Höhe in 1000hPa(x2) (320° ö.L. 35° n.Br.)

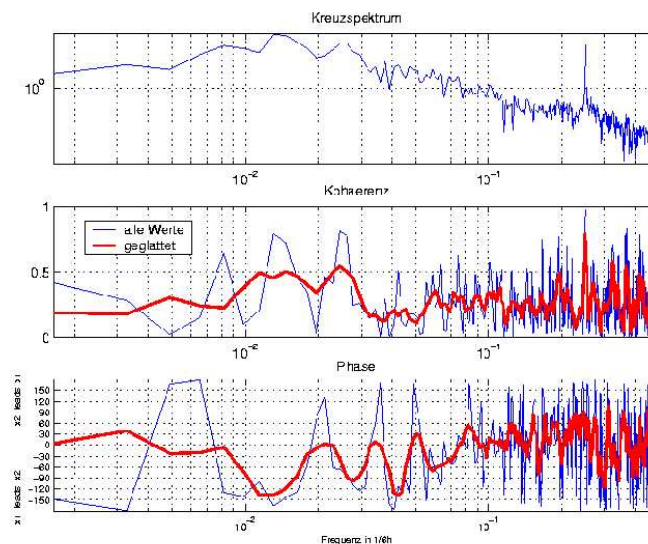
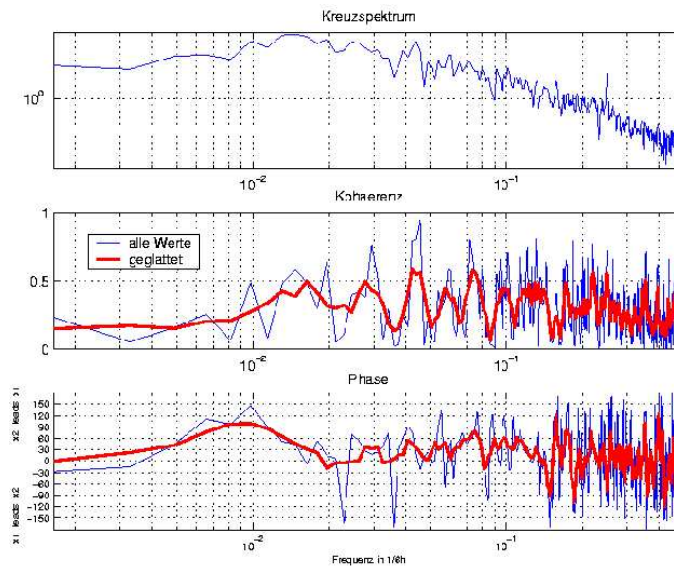


Abbildung 9.11: Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Anomalie der geopotentiellen Höhe bei 35° nördlicher Breite

(a) Anomalie: SST(x1) und der geop. Höhe in 1000hPa(x2) (180° ö.L. 45° n.Br.)



(b) Anomalie: SST(x1) und der geop. Höhe in 1000hPa(x2) (320° ö.L. 45° n.Br.)

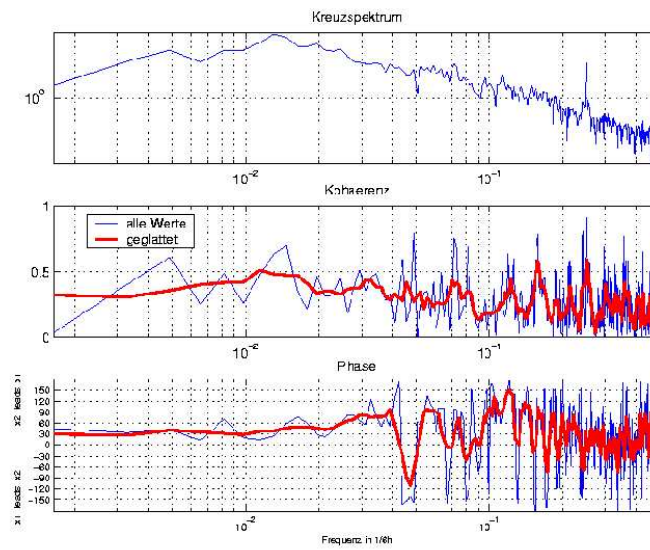
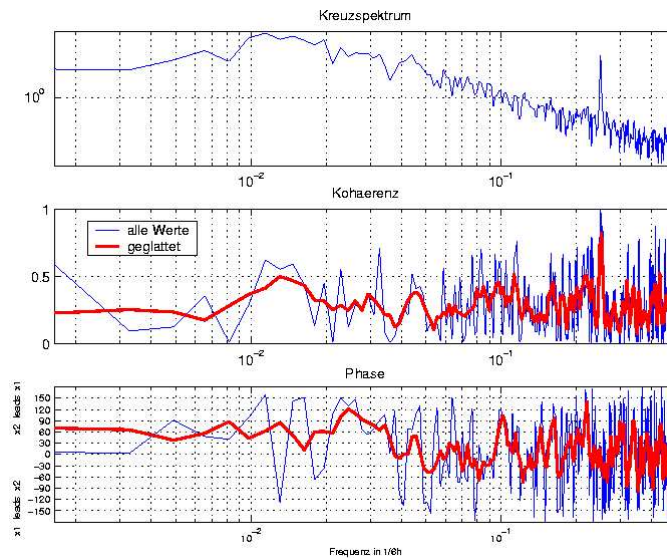


Abbildung 9.12: Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Anomalie der geopotentiellen Höhe bei 45° nördlicher Breite

9.3.3 SST-Anomalie und Anomalien der geopotentiellen Höhe in 500hPa-Niveau

(a) Anomalie: SST(x1) und der geop. Höhe in 500hPa(x2) (180° ö.L. 35° n.Br.)



(b) Anomalie: SST(x1) und der geop. Höhe in 500hPa(x2) (320° ö.L. 35° n.Br.)

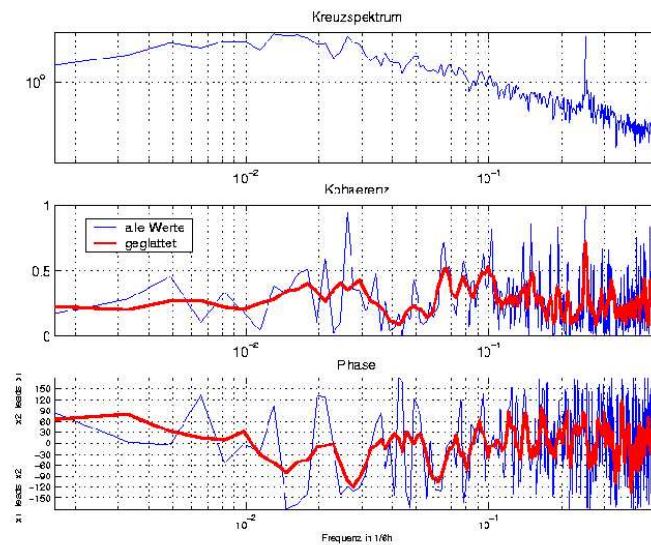


Abbildung 9.13: Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Anomalie der geopotentiellen Höhe bei 35° nördlicher Breite

Insgesamt ist bei der Kreuzspektralanalyse zwischen SST-Anomalie und Anomalien der geopotentiellen Höhe in 500hPa-Niveau ein größerer Zusammenhang zu erkennen als bei der Kreuzspektralanalyse zwischen SST-Anomalie und Anomalien der geopotentiell-

len Höhe in 1000hPa-Niveau. Bei 35°Breite liegt die Kohärenz um 0,3 im Atlantik und im Pazifik (Abb. 9.13). Im Pazifik variiert die Phasenverschiebung um 60° bis zu einer Frequenz von 0,03, was bedeutet das in diesen Frequenzbereichen die Anomalie der geopotentiellen Höhe die der SST-Anomalien führen. Bei größeren Frequenzen geht die Phasenverschiebung auf ca. 0° zurück. Im Atlantik ist es dagegen bei 35° nicht so eindeutig. Die Kohärenz ist ähnlich der im Pazifik, aber die Phase schwankt sehr stark.

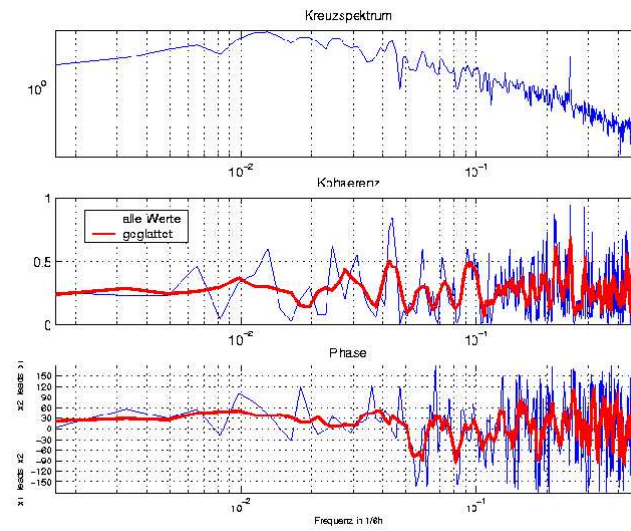
Bei der nördlicheren Breite von 45° im Pazifik liegt die Kohärenz um 0,3 und im Atlantik um 0,4 bei einer Abweichung bis 0,7. In der Phasenverschiebung führen die Anomalien der geopotentiellen Höhe die SST-Anomalien bei Frequenzen kleiner als 0,4. Bei höheren Frequenzen schwankt die Phasenverschiebung stark und geht gegen 0°.

Im 500hPa-Niveau sind die planetaren Wellen zu erkennen, mit deren Rücken und Trögen sich die tiefer liegenden Hoch- und Tiefdruckgebiete verbinden lassen. Die Ausprägungen und Höhenunterschiede zwischen Rücken und Trögen sind hier eindeutiger zu erkennen, als in 1000hPa-Niveau die Unterschiede zwischen Hoch- und Tiefdruckgebieten, da schwache Hochdruckgebiete den gleichen Luftdruck haben können wie wenig ausgeprägte Tiefdruckgebiete. Außerdem ist die Frequenz der Wellen im 500hPa-Niveau durch die möglichen Wellenlängen bestimmt, während im 1000hPa-Niveau die Frequenzen der Hoch- und Tiefdruckgebiete sehr unterschiedlich sind.

Die Verbindung des 500hPa-Niveau zur SST geschied dann über den Wind. Der Wind ist abhängig vom Druckgradienten und der variiert durch den Antrieb der barotropen planetarischen Wellen und der auf innen entlang wandernden baroklinen Wellen, die besonders im 500hPa-Niveau zu erkennen sind.

So ist in den Kreuzspektralanalysen zu erkennen, dass in den verschiedenen Frequenzen ein Zusammenhang der SST besonders mit den Bodenwind und der geopotentiellen Höhe im 500hPa-Niveau besteht.

(a) Anomalie: SST(x1) und der geop. Höhe in 500hPa(x2) (180° ö.L. 45° n.Br.)



(b) Anomalie: SST(x1) und der geop. Höhe in 500hPa(x2) (320° ö.L. 45° n.Br.)

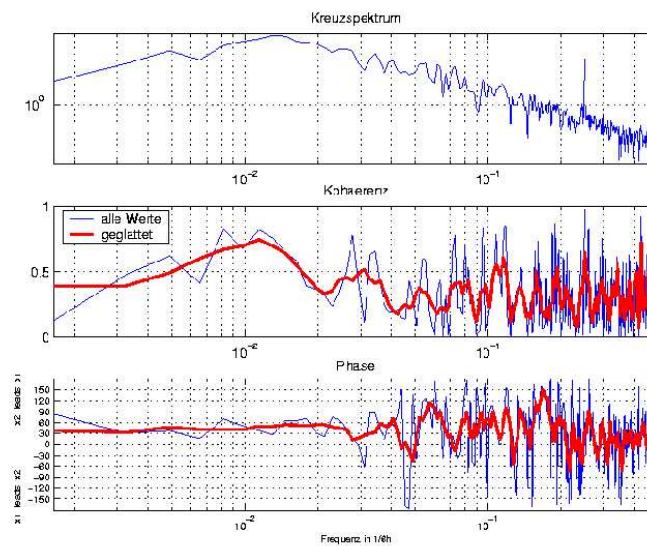


Abbildung 9.14: Kreuzspektrum, Kohärenz und Phasenverschiebung von SST-Anomalie mit Anomalie der geopotentiellen Höhe bei 45° nördlicher Breite

10. Vergleich der Wettersituation

Die Wettersituationen zum Zeitpunkt der SST-Sprünge werden an Hand von bestimmten Komponenten gegenüber der durchschnittlichen Wettersituation verglichen. Dazu wird die Kompositeanalyse verwendet. Hierbei werden Eigenschaften der Menge aller Werte einer bestimmten Variablen mit den Eigenschaften der Menge der Werte der Variablen bei denen, die SST-Sprünge stattgefunden haben, verglichen. Die SST-Sprünge sind wieder so definiert, dass die SST innerhalb von 6 Stunden um mindestens 0,5 Kelvin absinkt. Für den Vergleich sind drei Gebiete bestimmt worden. Der Pazifik ist zwischen 28° und 54° nördlicher Breite in zwei Gebiete unterteilt worden, der 'Westpazifik' liegt zwischen 139° und 191° östlicher Länge und der 'Ostpazifik' zwischen 191° und 243° östlicher Länge. Das Gebiet im Atlantik liegt zwischen 289° und 356° östlicher Länge und 31° und 61° nördlicher Breite.

10.1 Vergleich des Windes

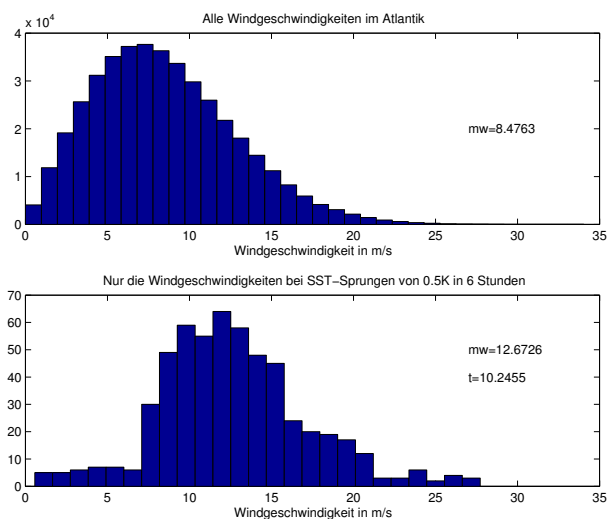


Abbildung 10.1: Histogramm Kompositeanalyse des Windes im Atlantik

Für den Atlantik sind 420660 Windgeschwindigkeitswerte vorhanden, von denen 557 Werte existieren, wo gleichzeitig ein SST-Sprung zu nachfolgenden Zeitpunkt auftritt. Im Atlantik (Abb. 10.1) ist bei allen Windgeschwindigkeiten eine Verteilung mit positiver Schiefe zu erkennen, was dadurch entsteht das Windstille oder sehr geringe Windgeschwindigkeiten genauso selten sind wie sehr hohe Windgeschwindigkeiten. Der Mittelwert liegt bei 8,5 m/s. Die Windgeschwindigkeiten, bei den die SST-Sprünge vorkommen, ist dagegen eher normalverteilt. Die häufigsten Windgeschwindigkeiten liegen zwischen 8 m/s und 16 m/s. Der Mittelwert ist 12,7 m/s. Insgesamt liegt eine signifikante Abweichung von der mittleren Windgeschwindigkeit vor. Dies wird auch im t-Test mit $t = 10,1$ gezeigt.

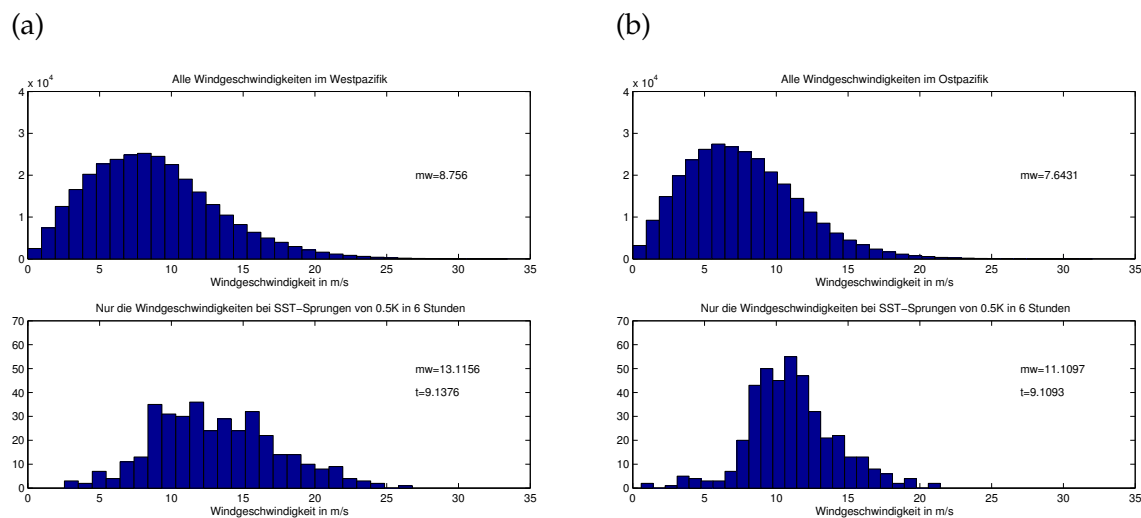


Abbildung 10.2: Histogramme Kompositeanalyse des Windes im Pazifik

Im Pazifik sind die beiden Gebiete etwas kleiner und es gibt 275520 Werte für alle Windgeschwindigkeiten. Dabei treten im Westpazifik bei 368 Werten SST-Sprünge auf und im Ostpazifik bei 408 Werten. Für alle Windgeschwindigkeiten ist die Häufigkeit wie im Atlantik positiv schief verteilt, dagegen sind die Windgeschwindigkeiten bei SST-Sprüngen, wie auch schon im Atlantik, fast normalverteilt. Im Westpazifik (Abb. 10.1 (a)) ist der Mittelwert aller Windgeschwindigkeiten mit 8,8 m/s etwas höher als im Ostpazifik (Abb. 10.1 (b)), wo der Mittelwert bei 7,6 m/s liegt. Dies liegt daran, dass das westliche Gebiet mehr durch das Aleutentief beeinflusst wird als das östliche. Die Windgeschwindigkeiten, bei denen SST-Sprünge auftreten, geben diesen Unterschied wieder, auch im westlichen Pazifik ist der Mittelwert (13,1 m/s) höher als der im östlichen (11,1 m/s). Wie auch im Atlantik sind Unterschiede in den Windgeschwindigkeitsmittelwerte signifikant, denn die Testvariable des t-Test t liegt in beiden Gebieten bei 9,1. Insgesamt ist die Windgeschwindigkeit bei der SST-Sprünge auftreten höher als die mittlere Windgeschwindigkeit.

10.2 Vergleich der Anomalien der geopotentiellen Höhen

In den Anomalien der geopotentiellen Höhe im 1000hPa-Niveau ist nur ein geringer Unterschied zu den Werten aller Anomalien der geopotentiellen Höhe und den Anomalien bei SST-Sprüngen zu identifizieren (Abb 10.2 (a)). In beiden Fällen sind die Stichproben normalverteilt und auch die Mittelwerte sind mit 0,2 gpm (alle Werte) und -2,4 gpm (nur SST-Sprünge) sehr ähnlich. Dies spiegelt sich auch im t-Test wieder, da $t = 0,5$ ist. Daraus folgt, dass die SST-Sprünge bei unterschiedlichen geopotentiellen Höhen vorkommen, es existiert also kein bestimmter Bodenluftdruck bei dem SST-Sprünge stattfinden müssen.

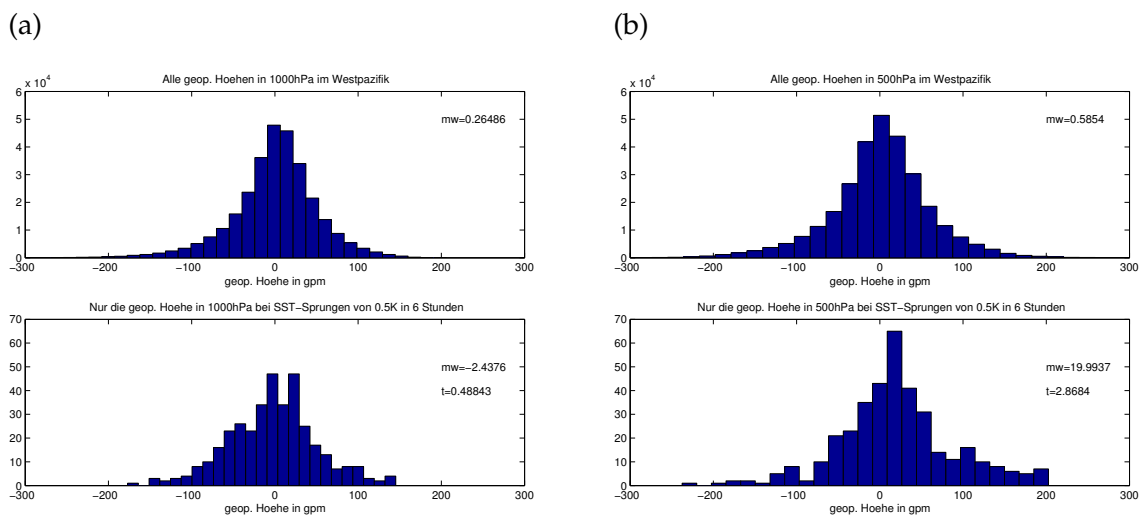


Abbildung 10.3: Histogramm Kompositeanalyse der Anomalien der geopotentiellen Höhe (a) im 1000hPa-Niveau, (b) im 500hPa-Niveau

Im 500hPa-Niveau (Abb. 10.2 (b)) sind die Stichproben der Anomalie der geopotentiellen Höhe für alle Werte normalverteilt, die der Anomalie der geopotentiellen Höhe, wenn Sprünge stattfinden, ist allerdings mehr in den positiven Anomalien zu finden. Der Mittelwert liegt daher auch bei 20 gpm, während der aller Werte bei 0,6 gpm ist. Im Gegensatz zum 1000hPa-Niveau ist auch die Testvariable des t-Testes etwas größer ($t = 2,9$). Das weist darauf hin, dass die SST-Sprünge im südlicheren Bereiches des Gebietes, also dort wo das 500hPa-Niveau höher liegt, oder im Bereich von Rücken existieren. Dies weist darauf hin, dass sich die Deckschicht des Ozeans im Bereich eines Zwischenhochs erwärmt und die SST-Sprünge entstehen, wenn die Windgeschwindigkeit aufgrund eines heranziehenden Tiefdruckgebiets wieder ansteigt.

11. Schlussbetrachtung

In dieser Arbeit wurde der Zusammenhang zwischen negativen SST-Sprüngen und atmosphärischen Parametern, insbesondere der Windgeschwindigkeit und der geopotentiellen Höhe in 1000hPa-Niveau und im 500hPa-Niveau, in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre untersucht. Dabei wurde zunächst untersucht, in welchen Gebieten die SST durch solare Einstrahlung im Frühling und Sommer zunimmt und dann innerhalb von 6 bis 48 Stunden wieder deutlich um 0,5 bis 2 Kelvin abnimmt. Weiter wurde untersucht, ob es einen Zusammenhang zwischen dem zeitlichem Verlauf der SST an einem Ortspunkt und der an dem Ortspunkt herrschenden atmosphärischen Zustandsveränderungen existiert.

Die SST ist im allgemeinen von verschiedenen Faktoren wie der solaren Einstrahlung, der thermischen Ausstrahlung, den Wärmeflüssen und der Windschubspannung abhängig. Diese werden wiederum von verschiedenen anderen Parametern beeinflusst. Von diesen Faktoren kann allerdings nur der Wind eine so große negative Änderung der SST verursachen, da der Verluste durch thermische Ausstrahlung und sensible und latente Wärmeflüsse nicht ausreichend groß ist.

Windrichtung und Windgeschwindigkeit werden vom Verlauf der Isobaren und dem Druckgradienten bestimmt. Die Windrichtung ändert sich dabei mit der Lage von Hochdruckgebieten und Tiefdruckgebieten zueinander. So gilt allgemein, dass der Wind vom höheren zum tiefen Druck weht und dabei von Zentrifugalkraft und Corioliskraft so abgelenkt wird, dass er in der reibungsfreien Atmosphäre dem Verlauf der Isobaren folgt. Am Boden erfolgt durch die Reibung eine Ablenkung ins Tiefdruckgebiet hinein. Die Windgeschwindigkeit ist immer abhängig von der Größe des Druckgradientens, je größer der Druckgradient ist, desto stärker ist die Windgeschwindigkeit. Dabei ist der Druckgradient bei den Frontalzyklonen der mittleren Breiten nicht im Kernbereich am größten, sondern in Randbereichen. Da die Windgeschwindigkeit nur vom Druckgradienten beeinflusst wird, können höhere Windgeschwindigkeiten sowohl mit zyklonaler Strömung als auch mit antizyklonaler auftreten.

Die SST-Sprünge finden im nördlichen Randbereich der Subtropen statt. In diesem Gebiet ziehen am Boden die Ausläufer bzw. Fronten der Frontalzyklonen vorbei. D.h. erst überquert die Warmfront mit nachfolgendem Warmluftsektor, dahinter kommt die Kaltfront. Im Anschluss steigt der Luftdruck und es bildet sich ein Zwischenhoch. In der Höhe wechseln sich in diesem Bereich Rücken und Tröge ab, die in direktem Zusammenhang

mit den dynamischen Tief- und Hochdruckgebieten stehen. Mit den wechselnden Druckgebilden variiert auch die Windgeschwindigkeit. So ist sie in den Zwischenhochdruckgebieten relativ schwach, nimmt aber zu deren Rändern hin und bei der Annäherung einer Zyklone zu. In einer Zyklone ist die Windgeschwindigkeit besonders im Bereich der Kaltfront erhöht, ansonsten dort, wo der Druckgradient besonders stark ist.

Für die SST bedeutet das, dass sich bei geringen Windgeschwindigkeiten die SST erhöhen und eine dünne Deckschicht ausbilden kann, da keine Vermischung des Deckschichtwassers mit kälterem Wasser aus tieferen Schichten stattfindet. Wenn die Windgeschwindigkeit dann wieder zunimmt, setzt die Durchmischung in Folge der windangetriebenen Langmuir-Zirkulation wieder ein, was zu einer Abkühlung der SST zu Folge hat. Zwischen den negativen SST-Sprüngen und der Windgeschwindigkeit besteht also ein Zusammenhang, der auch in den Ergebnissen verschiedener statistischer Methoden zu erkennen ist.

In dem Vergleich von SST und geopotentiellen Höhe in 1000hPa-Niveau ist kein direkter Zusammenhang zu identifizieren. Es deutet darauf hin, dass nur der Druckgradient, nicht aber der Luftdruck für die Windgeschwindigkeit verantwortlich ist. So kann ein gering ausgeprägtes Tiefdruckgebiet den gleichen Luftdruck haben wie ein schwaches Hochdruckgebiet, da die Definition immer von dem Luftdruck der Umgebung abhängt. Und so ist kein einheitlicher Luftdruckbereich bzw. keine einheitliche geopotentielle Höhe auszumachen, bei der es zu SST-Sprüngen kommt.

Bei der Betrachtung der verschiedenen statistischen Methoden in Anwendung auf die SST und die geopotentiellen Höhe im 500hPa-Niveau ist ein höherer Zusammenhang als mit der geopotentiellen Höhe des 1000hPa-Niveaus fest zu stellen. Dies lässt sich mit Zwischenhochdruckgebieten und den damit verbundenen geringen Windgeschwindigkeiten erklären, da sich Zwischenhochs im Bereich von Rücken entwickeln. Außerdem variieren die geopotentiellen Höhen im 500hPa-Niveau nicht so stark wie im 1000hPa, so können Rücken und Tröge bestimmte geopotentielle Höhen zugeordnet werden.

Insgesamt kann man also davon ausgehen, dass ein relativ schwacher Wind vorhanden sein muß, damit sich eine dünne und warme Deckschicht aufbauen kann. Nimmt der Wind dann zu, so wird eine Durchmischung angeregt und eine Abkühlung herbei geführt. Allerdings existieren SST-Sprünge nicht immer nur bei den gleichen Wettersituation. Es gibt folglich keine Wettersituation, bei der die SST-Sprünge auftreten müssen, aber es gibt viele Situationen bei denen es zu SST-Sprüngen kommen kann.

Zu Weiterführung dieser Arbeit ist der Vergleich mit Messdaten, z.B. Satellitendaten sehr sinnvoll, dabei sollten die Veränderungen der Wettersituation und die der SST untersucht werden.

Anhang A

Beispiel 2

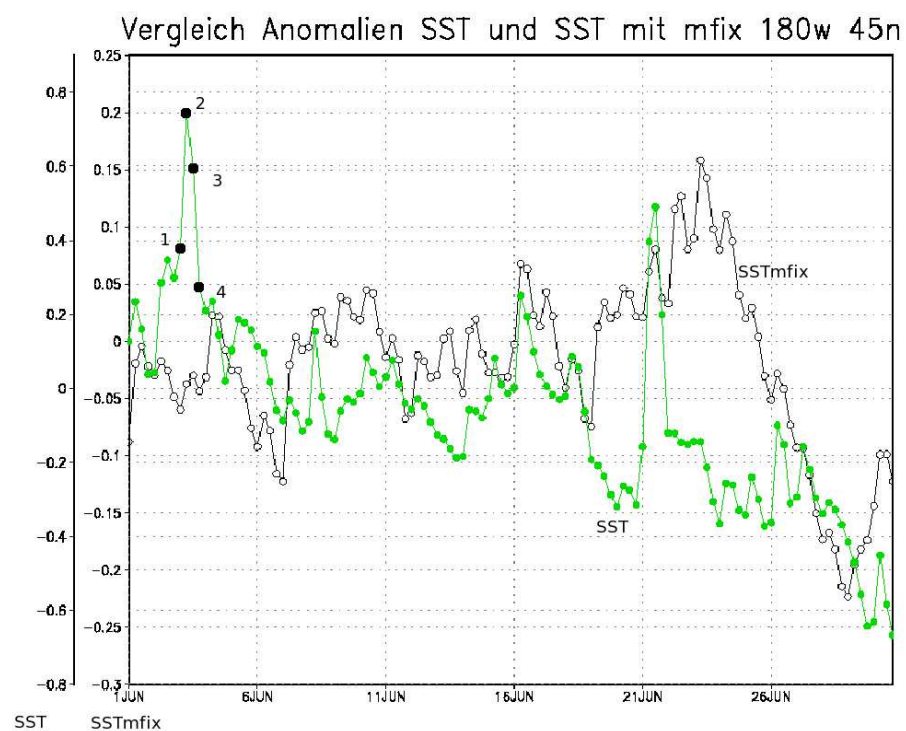


Abbildung .1: Vergleich SST(OMmldy) und SSTmfix(OMmfix)

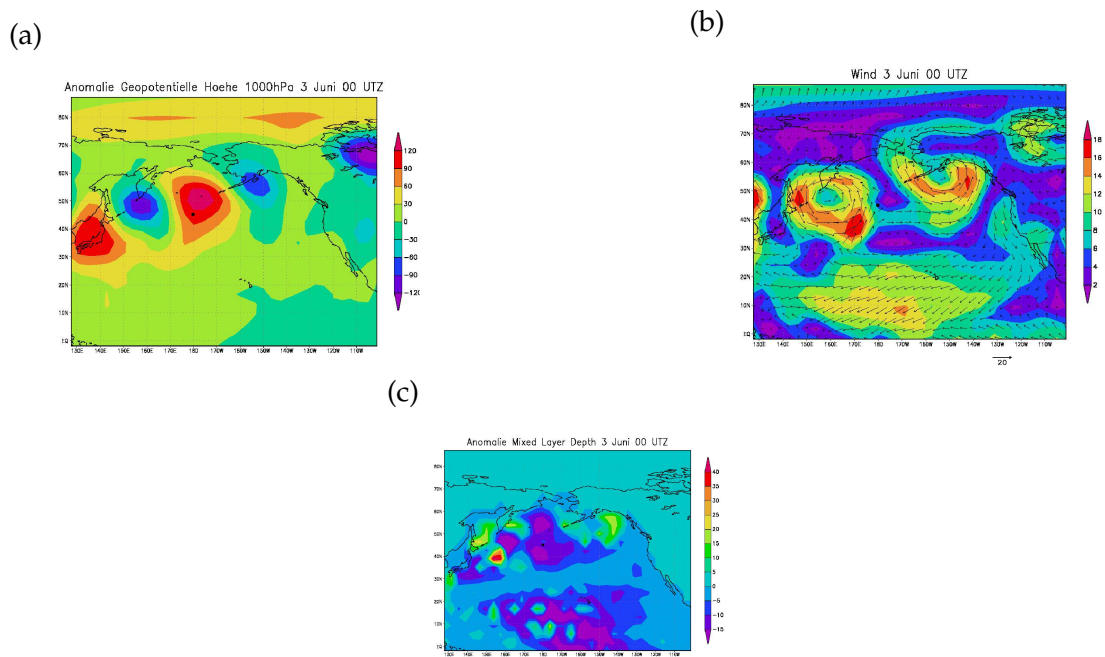


Abbildung .2: Zeitpunkt 1

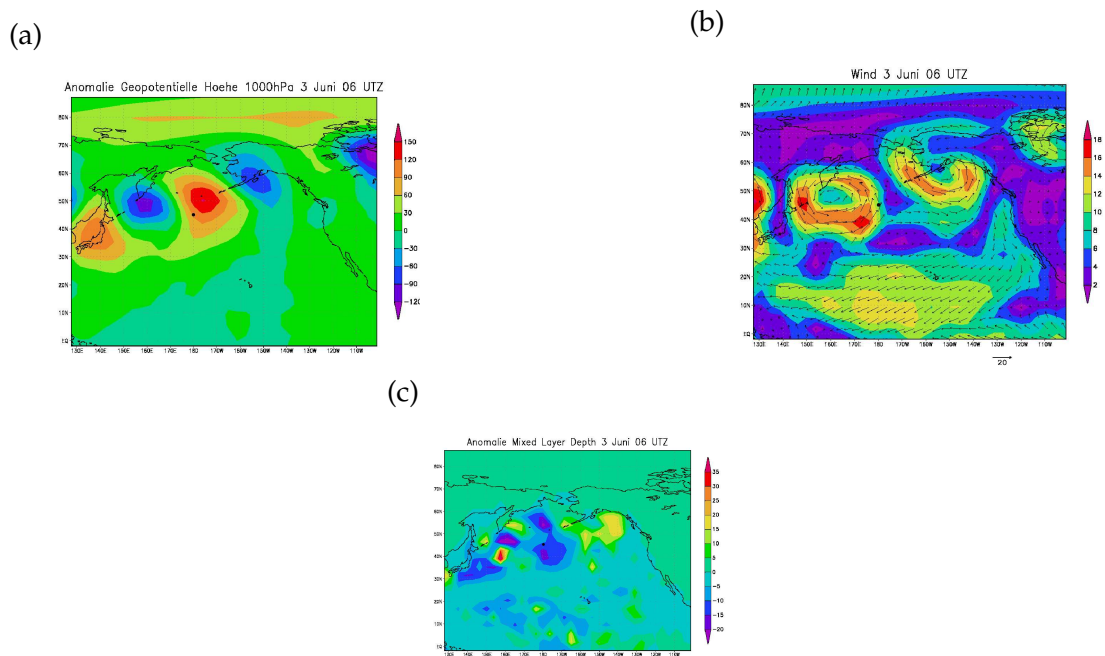


Abbildung .3: Zeitpunkt 2

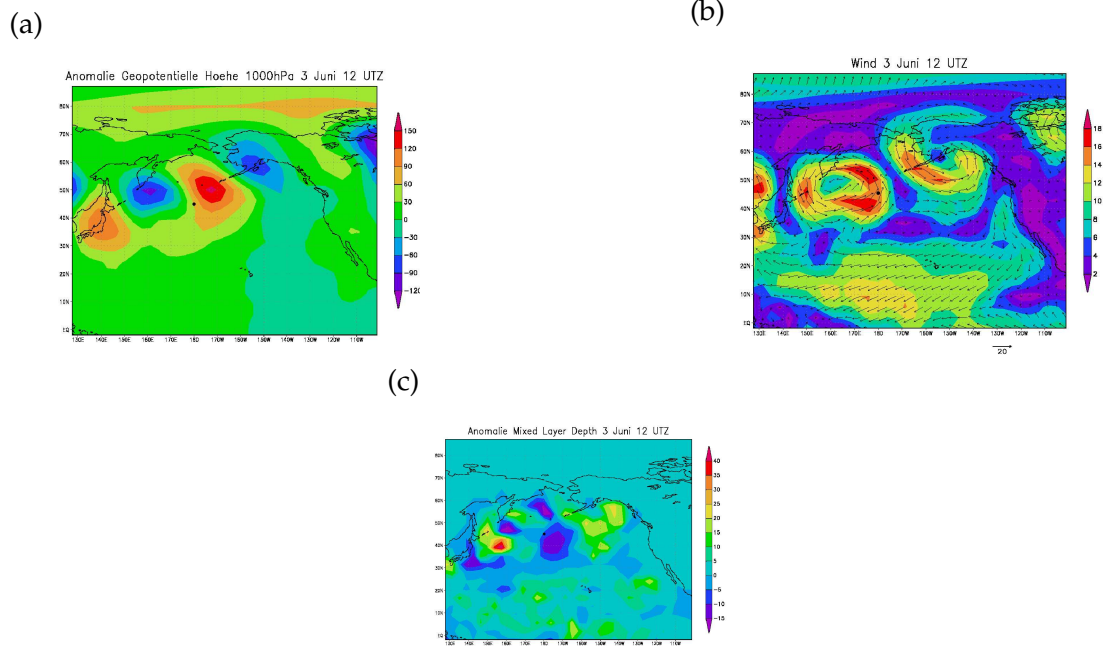


Abbildung .4: Zeitpunkt 3

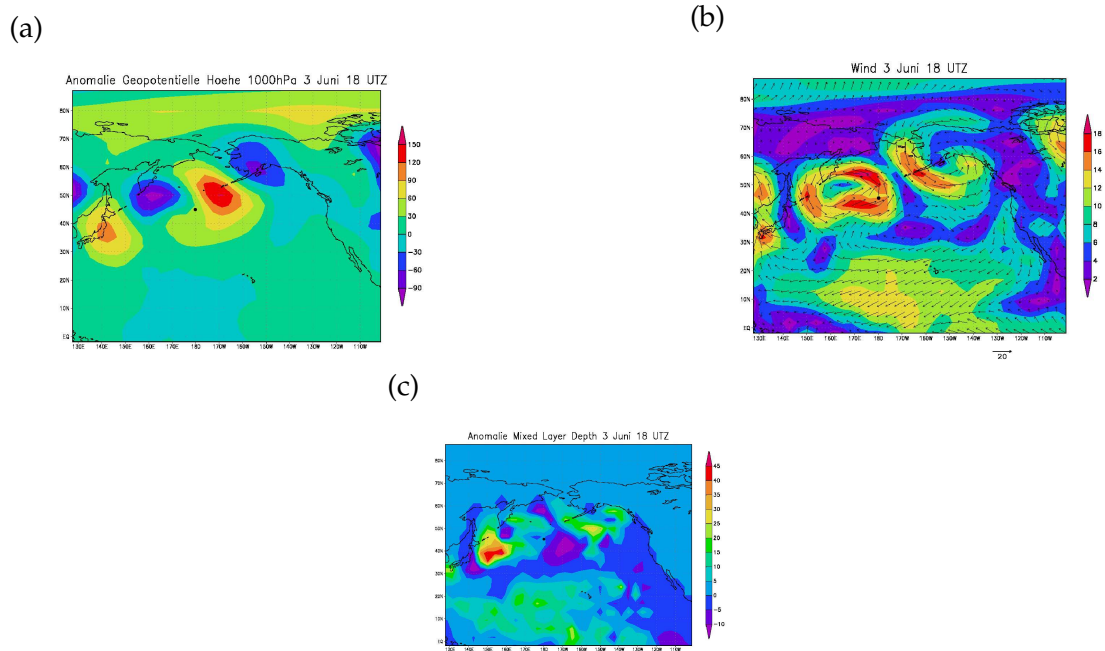


Abbildung .5: Zeitpunkt 4

Literaturverzeichnis

- [1] D. Dommenges. An Introduction to Statistical Analysis in Climate Research. <http://www.ifm-geomar.de>, 2005. 14.07.2005.
- [2] D. Dommenges. Changes in the Atmospheric Circulation due to Extratropical Air-Sea Interaction. <http://www.ifm-geomar.de>, 2005. 14.07.2005.
- [3] DWD. Wetterlexikon des DWD. <http://www.dwd.de>. 9.12.2005.
- [4] L. Bonaventura R. Brokopf M. Esch M. Giorgetta S. Hagemann I. Kirchner L. Kornblueh E. Manzini A. Rhodin U. Schlese U. Schulzweida A. Tompkins E. Roeckner, G. Bäuml. The atmospheric general circulation model ECHAM5 Part I, Model description, 2003.
- [5] M. Esch M. Giorgetta S. Hagemann L. Kornblueh E. Manzini U. Schlese U. Schulzweida E. Roeckner, R. Brokopf. The atmospheric general circulation model ECHAM5 Part II, Sensitivity of Simulated Climate to Horizontal and Vertical Resolution, 2004.
- [6] P. Gaspar. Modeling the Seasonal Cycle of the Upper Ocean. *J. Phys. Oceanogr*, 18:161–180, 1988.
- [7] H. Kraus. *Die Atmosphäre der Erde: eine Einführung in die Meteorologie*. Vieweg, 2000.
- [8] G.H. Liljequist and K. Cihak. *Allgemeine Meteorologie*. Springer, 1984.
- [9] H. Mukougawa M. Inatsu and S. Xie. Tropical and Extratropical SST Effects on the Midlatitude Storm Track. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80(4), 2002.
- [10] A. Macke and E. Ruprecht. Vorlesungssript: Physikalische Klimatologie.
- [11] P. Niiler and E. Kraus. One-dimensional Models of the Upper Ocean.
- [12] J. Peixoto and A. Oort. *Physics of Climate*. AIP Press, 1992.
- [13] G.L. Pickard and W.J. Emery. *Descriptive physical Oceanography, An Introduction*. Butterworth-Heinemann, 1990.
- [14] C. Schönwiese. *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Borntraeger, Stuttgart, 2000.

- [15] H. von Storch and F. Zwiers. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge, 1999.
- [16] Z. Long X. Ren, W. Perrie and J. Gyakum. Atmosphere-Ocean Coupled Dynamics of Cyclones in the Midlatitudes. *Monthly Weather Review*, 132(10):2432–2451, 2004.
- [17] S. Low-Nam Y.-H. Kuo and R.J. Reed. Effects of Surface Energy Fluxes during the Early Development and Rapid Intensification Stages of Seven Explosive Cyclones in the Western Atlantic. *Monthly Weather Review*, 119(2):457–476, 1990.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. Dietmar Dommenget danke ich für die Vergabe und die Betreuung der Arbeit und die sehr hilfreichen Kommentare während deren Bearbeitung.

Kerstin Schepanski danke ich für die anregenden Diskussionen und die Geduld beim Auffinden der Rechtschreib- und Grammatikfehler und der Verbesserung des teilweise chaotischen Satzbaus. Bei Irene Stemmler bedanke ich mich für ihre Unterstützung bei Umgang und Herunterladen der Daten am Anfang der Diplomarbeit. Mein Dank gilt auch allen die mich während meines Studium begleitet haben.

Meinen Eltern danke ich besonders, dass sie mir das Studium ermöglicht und finanziert haben.

Die Arbeit wurde mit der Textverarbeitung \LaTeX angefertigt.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

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

Kiel, 14.2.2006

(Miriam Sparr)