

Korrelationen zwischen Änderungen des Windstresses, des Meeresspiegels und der Dichteschichtung im atlantischen Sektor des Südlichen Ozeans im Bezug auf den Jahresgang und auf zwischen jährlichen Zeitskalen

Bachelor-Arbeit im Bachelorstudiengang (B.Sc.),
Physik des Erdsystems - Meteorologie, Ozeanographie, Geophysik
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

von

Nadine Mengis

Matrikelnummer.: 908102

Erstgutachter/in: Prof. Dr. Martin Visbeck

Zweitgutachter/in: Prof. Dr. Claus W. Böning

Kiel, Juli 2010

<u>Inhaltsverzeichnis</u>	Seiten
Zusammenfassung	3
Abstract	4
2. Einleitung	5
2.1 Der Südliche Ozean – vorherrschende Wind- und Strömungssysteme	5
2.2 Der Stand der Wissenschaft	5
2.3 Das Ziel dieser Arbeit	7
3. Daten und Methoden	8
3.1 Windstress aus CERSAT Scatterometer-Daten	8
3.2 Steilheit der Meeresoberfläche aus AVISO Altimeter-Daten	9
3.3 Steilheit der sigma _{27.2} Dichtefläche aus Argo GDAC Float-Daten	10
3.4 Jahresgang-Berechnungen	14
3.5 Korrelationsberechnungen und Signifikanz Prüfung	14
3.6 Fehlerbetrachtung	15
4. Ergebnisse	17
4.1 Datenbetrachtung und Verifizierung	17
4.1.1 Windstress-Daten	17
4.1.2 Daten der Oberflächenauslenkung	18
4.1.3 Daten der Auslenkung der sigma _{27.2} Dichtefläche	19
4.2 Jahresgänge	22
4.2.1 Jahresgangbetrachtungen	22
4.2.2 Verbindungen zwischen den Jahresgängen	23
4.3 Korrelationen	24
4.3.1 Korrelationen der Jahresgänge	24
4.3.2 Korrelationen der Zeitreihen	25
5. Diskussion	27
6. Quellenverzeichnis	30
7. Erklärung	32

Zusammenfassung

Aufgrund der steigenden Datenüberdeckung im Südlichen Ozean durch Programme wie das der Argo Floats, ist es möglich dieses Gebiet auf saisonalen Zeitskalen zu untersuchen (Sallee).

In den letzten drei Dekaden hat man einen ansteigenden Trend der Westwinde um den antarktischen Kontinent beobachtet (Visbeck(2008)). Dieser Trend setzt sich in vielen Klima Projektionen auch im kommenden Jahrhundert fort (Böning et. al. (2008)). Wie stark die Reaktionen des Antarktischen Zirkumpolar Stroms (im folgenden ACC vom engl. Antarctic Cirumpolar Current) auf diese Windstress Änderungen sind und auf welchen Zeitskalen sich Reaktionen zeigen ist noch nicht hinreichend geklärt. In dieser Bachelor Arbeit soll mit Hilfe von CERSAT-Scatterometer, AVISO-Altimeter und Argo-Float Daten untersucht werden, in wie weit Korrelationen zwischen den Windstress-, Meeresoberflächen- und den Schichtungsänderungen zu erkennen sind. Diese Untersuchungen wurden auf saisonalen, sowie auf zwischenjährlichen Zeitskalen durchgeführt.

Hierzu wird im atlantischen Teil des Südlichen Ozeans der Verlauf des mittleren Windstress von 40°S bis 55°S sowie jeweils der Verlauf der Höhendifferenzen der Meeresoberfläche und der Tiefendifferenzen der sigma27.2 Dichtefläche zwischen 40°S und 55°S betrachtet.

Festgestellt wurde, dass auf saisonalen Zeitskalen der Verlauf der sigma27.2 Dichteflächen zu 61% auf den des Windstress zurückzuführen ist. Der Einfluss des Windstress macht sich hierbei mit einem zeitlichen Versatz von zwei Monaten bemerkbar. Unklar ist die Stärke des Einflusses der Meeresoberflächenauslenkung.

Es war nicht möglich begründete Aussagen über Korrelationen auf zwischenjährlichen Zeitskalen zu treffen, da die Berechnungen über einen Zeitraum von fünf Jahren, für die die Float-Daten zur Verfügung standen, zu ungenau sind.

Abstract

Due to the increasing data coverage of the Southern Ocean by programs like the Argo Float Program, an analysis for this area concerning seasonal timescales is possible (*Sallee*).

During the last three decades observations show an increase of the Southern Hemisphere westerlies (*Visbeck (2007)*). In most of the climate projections this trend tends to continue (*Böning et. al. (2008)*). By now the reactions of the Antarctic Circumpolar Current (Antarctic Circumpolar Current) concerning these changes in wind stress are not sufficiently clarified as well as in what timescales these reactions might occur.

In this bachelor thesis it is examined whether correlations can be found between changes in wind stress, in the steepness of the sea surface and stratification using CERSAT- scatterometer, AVISO - altimeter and Argo float data. These studies concern seasonal and interannual timescales.

Therefore the chronological sequence of the mean wind stress from 40°S to 55°S, as well as the variation in time of the height differences of the sea surface and depth differences of the sigma_{27.2} density surface between 40°S and 55°S are observed.

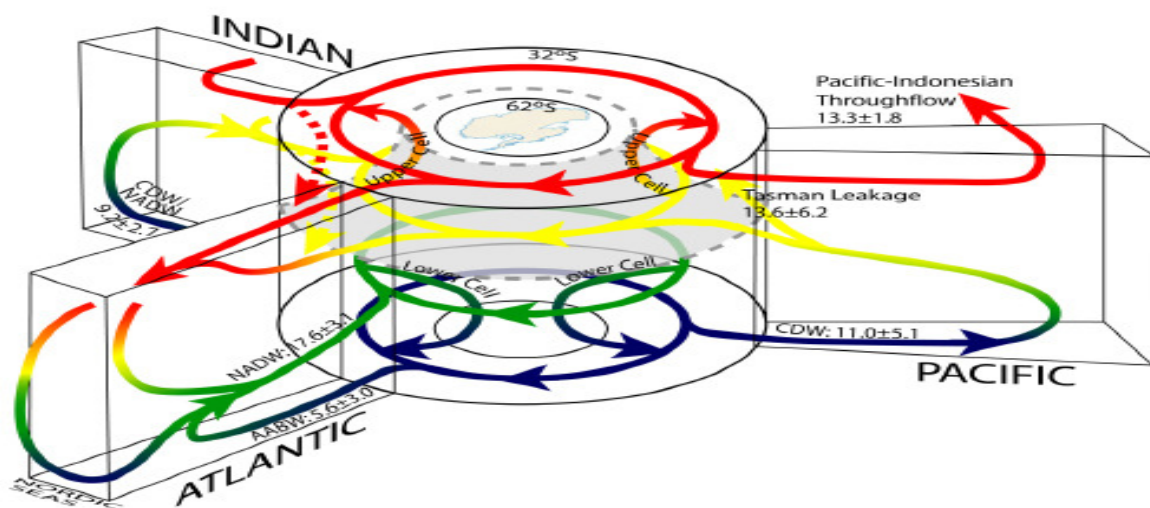
As a conclusion the development of the density surface on seasonal timescales arises to 61% from the influence of the wind stress. There is a time lag of two months between the wind stress and the reaction in the isopycnal tilt. The strength of the influence of the sea surface steepness is still uncertain.

It is not possible to state clear positions concerning correlations on interannual timescales, as the time series of the float-data is too short (five years) for exact calculations.

2. Einleitung

2.1 Der Südliche Ozean – vorherrschende Wind- und Strömungssysteme

Die atmosphärische Zirkulation um die Antarktis ist geprägt durch die Westwindzone. Diese entsteht durch die Luftdruckdifferenzen zwischen der Subpolaren Tiefdruckrinne und dem Subtropischen Hochdruckgürtel. Die vorherrschenden Westwinde verursachen einen nach Norden gerichteten Ekmantransport und damit eine Divergenz, die ein Upwelling von Tiefenwasser zur Folge hat. Zudem entsteht durch den meridionalen Druckgradienten eine geostrophische Strömung, der Antarktische Zirkumpolar Strom (im folgenden ACC aus dem Englischen Antarctic Cirumpolar Current). Dieser ist eine der wichtigsten Strömungen im globalen Strömungssystem. Als einzige großräumige Strömung ist der ACC durch keinen Kontinent in seiner zonalen Komponente beschränkt und stellt damit eine einzigartige Verbindung zwischen allen drei Hauptozeanbecken dar. Darüber hinaus treiben die starken Wärmeeflüsse in die Atmosphäre rund um die Antarktis eine Umwälzzirkulation an, welche die gesamte Wassersäule von der Oberfläche bis zum Meeresboden in 5 - 6km Tiefe beeinflusst.



Graphik 1: Schema zur Verdeutlichung der Wichtigkeit des ACCs. Gezeigt ist die tief reichende Strömung um den antarktischen Kontinent, sowie seine Verbindungen zu den anderen Ozeanbecken

Quelle: <http://www.clivar.org/organization/southern/southern.php>

Der ACC ist von zentraler Bedeutung für die Umverteilung von Wassermasseneigenschaften und damit für das globale Ozeanklima. Diese Tatsache macht es wichtig ein gutes Verständnis dafür zu haben, welche Prozesse bzw. Einflüsse relevant sind für den Transport, die Wärmeeflüsse, die Wirbelaktivität oder die Position des ACCs im Südlichen Ozean.

2.2 Der Stand der Wissenschaft

Trotz der zentralen Rolle für die globale Ozeanströmung, gab es in der Vergangenheit nicht ausreichende viele Messungen im Südlichen Ozean, um eine adäquate Abdeckung dieses Gebietes zu

gewährleisten. Die wenigen historischen Messungen aus Schiffsdaten sind zudem meist im Sommer aufgenommen und erlaubten daher keine Betrachtung von saisonalen Verläufen. Nachdem das Argo Programm begonnen hat, wurden die verfügbaren Messungen im Südlichen Ozean innerhalb von 4 Jahren mehr als verdoppelt (*Sallee*). Die Floats weisen eine meist regelmäßige Verteilung auf und liefern Daten über die ganze Saison. Zum ersten Mal, ist eine verlässliche Betrachtung der Dynamik in den Wintermonaten möglich, die Zeit in der die Tiefenwasser- und Zwischenwasserbildung besonders ausgeprägt stattfindet (*Sallee*).

Ein weiterer Aspekt, der die Betrachtung des Südlichen Ozeans interessant macht, ist der über die letzten drei Dekaden beobachtete, kontinuierliche Anstieg des Betrags des Windstresses um den antarktischen Kontinent (*Böning et. al. (2008), Meredith et. al. (2004)*). Die Frage die sich stellt ist, wie der Ozean auf diesen ansteigenden Impulsfluss zwischen Atmosphäre und Ozean reagiert.

Bei einem stärkeren Windstress würde man einen Anstieg der potentiellen Energie, aufgrund des erhöhten nordwärtigen Ekman-Transports und des verstärkten Upwellings erwarten. Dieses könnte neben einem Anstieg der Steilheit der Meeresoberfläche auch einen Anstieg der Steilheit der Dichteflächen als Folge haben. Beide Konsequenzen bedeuteten ebenfalls einen Anstieg der geostrophischen Strömungskomponente, welche unter Kontinuitätsbedingungen einen erhöhten Transport mit sich bringt. Ebenfalls könnte eine Verschiebung der Hauptströmung in Richtung Süden aus Gründen der Drehimpulserhaltung eine erwartete Reaktion sein.

Es ist wichtig zu verstehen auf welchen Zeitskalen sich Änderungen im Windstress bemerkbar machen. Das ergaben auch die bisherigen Untersuchungen um mögliche Reaktionen des Südlichen Ozeans auf Änderungen im Windstress.

Hall und Visbeck (2002) erklärten auf Basis einem grob auflösenden Klimamodell, dass es eine Relation zwischen dem SAM-Index (Southern Annular Mode Index) und dem Transport des ACCs gibt. Auf zwischenjährliche Zeitskalen sei diese auf eine Schichtungsstörung zurückzuführen, die durch die windgetriebene meridionale Umwälzzirkulation übertragen wird. Auf kürzeren Zeitskalen seien die dynamisch antreibende Gründe hauptsächlich barotropisch und auf eine Meeresspiegelabsenkung aufgrund erhöhten Ekmantransports in Richtung Norden zurückzuführen. Beide Phänomene seien mit einer Erhöhung des ACC Transportes verbunden.

Hughes et. al. (2003) untersuchen Korrelationen zwischen Schwankungen des SAM Indexes und des Transports anhand von mehrerer Bodendruckmessungen um die Antarktis von Verankerungen in einer Tiefe von ca. 1000m. Sie kamen zu dem Schluss, dass man Zusammenhänge zwischen dem SAM-Index und den Bodendruckwerten im gesamten Bereich um die Antarktis erkennen kann. Dass es allerdings auch Abweichungen gibt, vor allem im Bereich der halbjährlichen und jährlichen Zeitskalen. In ihrer längsten Zeitreihe deutet sich ein stärkerer Zusammenhang zwischen den zwischenjährlichen

Schwankungen an, diese Vermutung können sie aber aufgrund der Kürze der Messungen nicht sicher bestätigen.

Meredith et. al. (2004) bringen einen Beweis dafür, dass die zwischenjährlichen Schwankungen im Massentransport durch die Drake Passage durch Variabilitäten des SAM-Indexes herbeigeführt werden. Sie begründen dies anhand der Analyse der Zeitreihe von 1980 bis 2000. Hierfür betrachten sie Korrelationen zwischen dem SAM-Index und Druckmesswerten vom Meeresboden aus der Drake Passage in ca. 1000m Tiefe.

Böning et. al. (2008) betrachten andere Zeitskalen. Anhand von Argo Float- Daten und historischen Ozeanographie Datensätzen zeigen sie auf, dass das Upwelling Verhalten sowie die Neigung der Isopyknen und der ACC Transport auf dekadische Zeitskalen unempfindlich für Windstress Änderungen sind. Auf zwischenjährlichen Zeitskalen reagiert die Wirbelaktivität mit einer Erhöhung innerhalb eines Zeitversatzes von zwei bis drei Jahren auf erhöhten Windstress.

Man kann festhalten, dass im Bezug auf Reaktionen des Ozeans auf Windstress Änderungen, die Betrachtung unterschiedlicher Zeitskalen von enormer Bedeutung ist.

2.3 Das Ziel dieser Arbeit

In dieser Bachelor Arbeit soll untersucht werden, wie dominant der Einfluss des Windstress auf die Neigung der Dichteflächen ist und welche Rolle die Oberflächenauslenkung spielt. Diese Betrachtung soll auf unterschiedliche Zeitskalen angewendet werden.

Zunächst sollen Aussagen über den jahreszeitlichen Verlauf der Neigung der Dichtefläche getroffen werden, wofür man Kreuzkorrelationen berechnet, die zudem Aufschluss über eine Zeitverzögerung zwischen den Reaktionen der betrachteten Größen gibt.

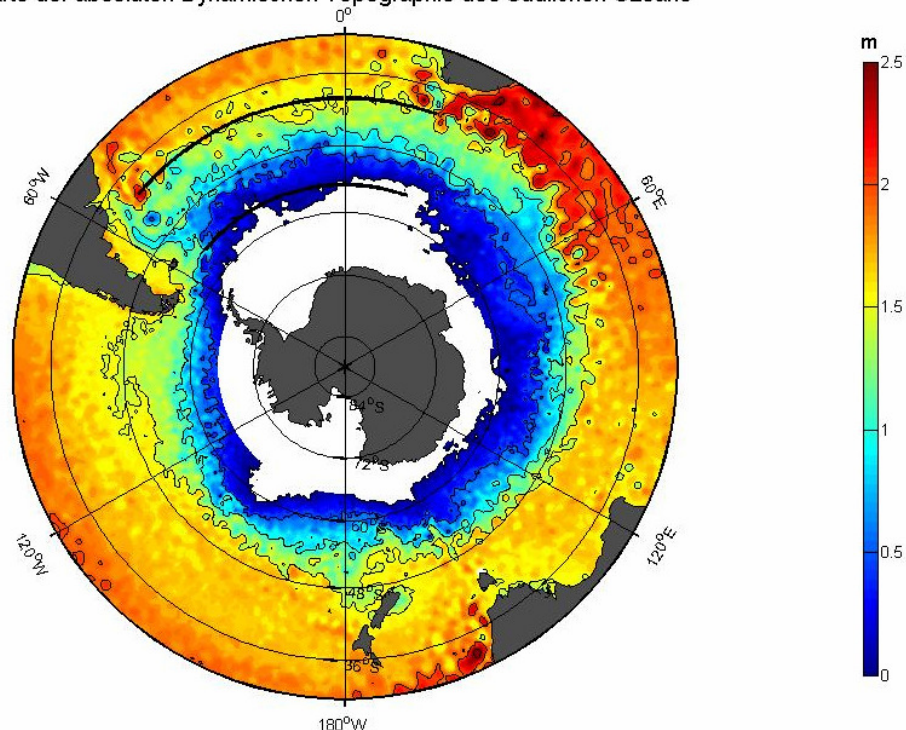
Anschließend wird ein kurzer Ausblick auf mögliche zwischenjährliche Reaktionen gegeben. Hier werden die Jahressgänge außer Acht gelassen und erneut untersucht mit welchem Zeitversatz die Dichteschichtung auf Impulse des Windstress und der Oberflächenauslenkung reagiert.

Um Aussagen über diese Reaktionen treffen zu können, wird der Windstress anhand von Scatterometer-Daten, die Meeresoberflächenauslenkung anhand von Altimeter-Daten und die Neigung der Dichteschichtung anhand von Float-Daten abgeleitet. Im Folgenden wird beispielhaft der atlantische Sektor des Südlichen Ozeans untersucht.

3. Daten und Methoden

Diese Bachelor Arbeit basiert auf dem Vergleich von Windstress (Scatterometer-Daten), Meeresoberflächensteilheit (Altimeter-Daten) und Dichteschichtungssteilheit (Float-Daten). Der im Folgenden untersuchte Bereich entspricht dem atlantischen Teil des Südlichen Ozeans und wurde auf $50^{\circ}\text{W} - 20^{\circ}\text{O}$ und $30^{\circ}\text{S} - 60^{\circ}\text{S}$ festgelegt. Die später vorgenommenen Mittelungen wurden nicht entlang von Stromlinien durchgeführt, da in dem betrachteten Ausschnitt eine nahezu breitenparallele Strömung vorliegt. Graphik 2 zeigt die absolute dynamische Topographie des Südlichen Ozeans und unterstreicht die oben genannten Argumente. Die Markierungen, bei 40°S und 55°S , jeweils von 50°W bis 20°O , sind genau nördlich bzw. südlich der Hauptströmung gewählt und können annähernd als strömungsparallel angesehen werden.

Karte der absoluten Dynamischen Topographie des Südlichen Ozeans



Graphik 2: Karte der absoluten dynamischen Topographie des Südlichen Ozeans aus Satellitendaten. Die Markierung bei 40°S und 55°S entsprechen den Breitengraden, die die Begrenzung für die Mittelung des Windstress angeben, und entlang denen gemittelt wird, um die Steilheit der Meeresoberfläche und die der Isopyknenfläche zu berechnen.

3.1 Windstress aus CERSAT Scatterometer-Daten

Die Windstress Daten werden genutzt um den mittleren zonalen Windstress zwischen 40°S und 55°S zu berechnen. Es soll zunächst einen Eindruck über dessen Verlauf und seinen Jahresgang über den Zeitraum von Juli 1999 bis zum November 2009 erhalten werden.

Benutzt wurde ein Datensatz des CERSAT (Centre ERS d'Archivage et de Traitement) (<http://www.ifremer.fr/cersat/en/index.htm>). Es handelt sich um Daten des QuikSCAT/SeaWinds Scatterometers der NASA, welche seit dem 20. Juni 1999 vorhanden sind.

In dem verwendeten Datensatz sind zonale und meridionale Windstresskomponenten, sowie der absolute Wert des Windvektors enthalten. In dieser Arbeit sind die zonalen Komponenten von Interesse, da diese den Hauptimpuls für den windgetriebenen Teil des ACCs liefern.

Die Komponenten des Windstresses, τ , ergeben sich aus

$$\tau = (\tau_x, \tau_y) = \rho_{\text{Luft}} \cdot C_D \cdot |U_H| \cdot (u, v),$$

wobei C_D der empirisch ermittelte Drag-Koeffizient ist, der mit dem Betrag der horizontalen Windgeschwindigkeit $|U_H| = (u^2 + v^2)^{0.5}$ variiert.

Die Daten liegen auf einem $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ Gitter, als tägliche, wöchentliche und monatliche Mittel in dem Zeitraum vom 26.7.1999 bis zum 23.11.2009 vor (*Piolle and Bentamy, 2002*).

In dieser Arbeit wurden wöchentliche Daten weiter verarbeitet, wodurch zunächst die Betrachtung ihres Verlaufs ermöglicht war. Hauptsächlich von Interesse sind allerdings die längerfristigen Schwankungen bzw. der Jahresgang. Daher werden Monatsmittel des zu untersuchenden Zeitraums gebildet, diese Mittelwerte werden nach eigenen Berechnungen erstellt. Monatsmittelwerte sind unter anderem auch gewählt worden, um die Scatterometer-Daten besser mit den Argo-Daten vergleichen zu können.

3.2 Steilheit der Meeresoberfläche aus AVISO Altimeter -Daten

Die Daten dienen dazu eine zonal gemittelte Meeresoberflächendifferenz zwischen 40°S und 55°S zu berechnen und einen Eindruck davon zu bekommen, wie sich die mittleren Strömungsgeschwindigkeiten in diesem Bereich verhalten.

Die Altimeter-Daten wurden von *Ssalto/Ducas* hergestellt und von *AVISO* bereitgestellt, mit Unterstützung von *Cnes* (<http://www.avisioceanobs.com/duacs/>). Die Daten stammen von den Satelliten *Topex/Poseidon*, *Jason-1&2*, *ERS-1&2*, *GFO*, *Geosat* und *EnviSat*.

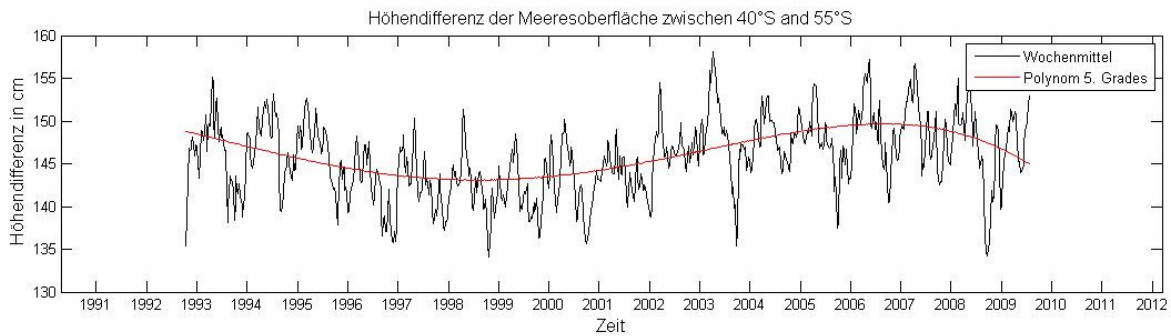
Ausgewählt wird ein globaler Datensatz der absoluten dynamischen Topographie, der auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter vorliegt.

Es werden DT (delayed time) Produkte gewählt, da diese einen homogenen, inter-kalibrierten und hoch genauen Langzeitdatensatz zur Verfügung stellen. Zudem wird eine ‚Ref-Zeitserien (reference series) genutzt, welche dank der stabilen Abtastfrequenz zeitlich homogen ist, allerdings zur gegebenen Zeit zum Teil nicht die bestmögliche Qualität aufweist. Die Daten der einzelnen Sattelitenmissionen wurden mit der Optimalen Interpolation Software auf ein definiertes Gitter aufgelöst. Insgesamt kann man auf eine Zeitspanne von 13.10.1992 bis 21.07.2009 zugreifen, die Daten sind als Wochenmittel verfügbar.

Um aus Altimeter-Daten die absolute dynamische Topographie (ADT) zu erhalten, wurden zunächst Meeresoberflächenanomalien (SLA) berechnet und diese dann auf die mittlere dynamische Topographie (MDT) addiert, wobei MDT die mittlere Meeresoberflächenhöhe abzüglich des Geoids bezeichnet und die durch permanente Strömungen entstehende Topographie mit einschließt.

ADT = SLA + MDT (Dibarboure et. al., 2009)

Die Daten werden zunächst innerhalb des zu betrachtenden Bereichs von 50°W - 20°E zonal gemittelt, anschließend wird die Höhendifferenz von 40°S und 55°S für jeden verfügbaren Zeitpunkt gebildet. Zunächst wird der Verlauf der Zeitreihe über Wochenmittelwerte betrachtet.



Graphik 3: Verlauf der Meeresoberflächensteilheit von 1992 bis 2009. Dargestellt sind Wochenmittelwerte, die rote Linie zeigt das Ergebnis einer Polynomanalyse 5. Grades und verdeutlicht die multidekadische Schwankung

Man kann eine multidekadische Schwankung erkennen. Diese wird in dieser Arbeit nicht berücksichtigt, da die anderen Datensätze nicht über einen genügend großen Zeitraum zur Verfügung stehen, als dass man Korrelationen zwischen Schwankungen mit solchen Perioden betrachten kann. Daher wird eine Polynomanalyse mit der Methode des kleinsten Abstandes der Quadrate vorgenommen, die ergab, dass die längerfristige Schwankung durch eine Kurve im fünften Grad am besten charakterisiert wird. Um die Daten unabhängig von dieser Schwankung, die womöglich die erwünschten Untersuchungen verfälscht, betrachten zu können, werden entsprechend die berechneten Werte des Polynoms von den Daten abgezogen. Die Vergleichbarkeit der Daten wird erhöht, indem wie bei den Windstress-Daten, Monats-Mittelwerte gebildet werden.

3.3 Steilheit der sigma27.2 Dichtefläche aus Argo GDAC Float-Daten

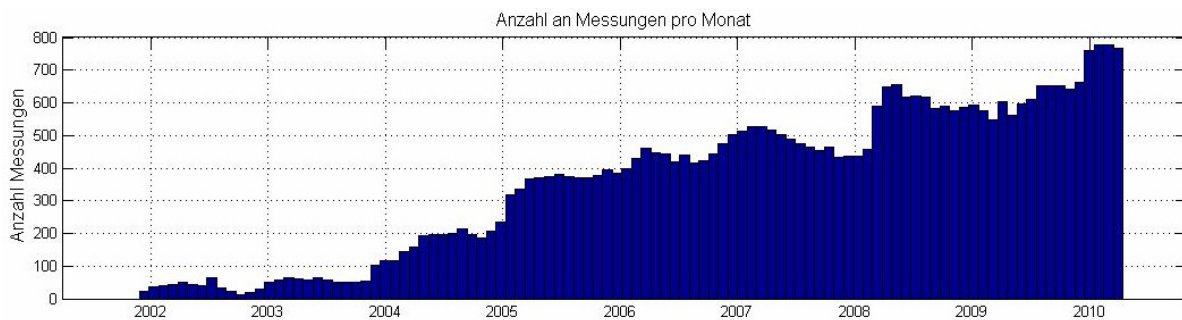
Die Daten werden genutzt um eine Differenz der Tiefen der sigma27.2 Dichtefläche zwischen 40°S und 55°S, jeweils entlang von 50° W bis 20° O zu berechnen. Diese Dichtefläche wurde ausgewählt, da die Float-Daten Tiefen zwischen 50m und 2000m gut abdecken (Dispert, 2007) und die sigma27.2 Dichtefläche zwischen 40°S und 55°S in diesen Tiefen liegt. Darüber hinaus kann diese Dichtefläche mit der Lage des Antarktischen Zwischenwassers assoziiert werden (Olbers, et. al. (1992)).

Die Daten wurden von dem Internationalen Argo Project gesammelt und frei verfügbar bereitgestellt durch die nationalen Programme. Argo ist ein Pilotprogramm des Global Ocean Observing System (<http://www.argo.ucsd.edu>, <http://argo.jcommops.org>).

Der verwendete Datensatz enthält mehrere Profile pro Tag, wobei diese von allen in dem zu beobachtenden Bereich verfügbaren Floats stammen, und einen Zeitraum vom 12.12.2001 bis

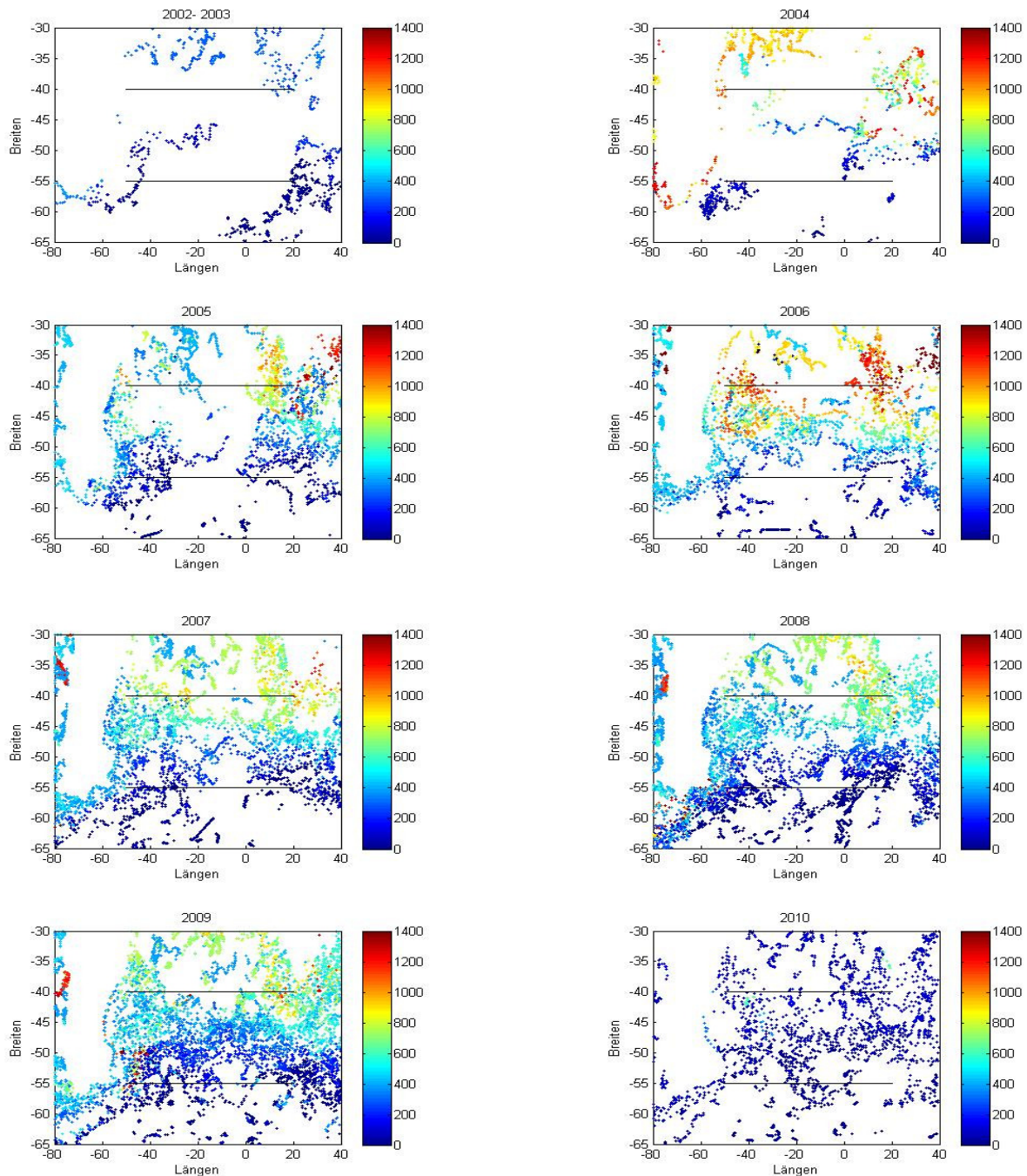
13.04.2010 abdecken. Jedes Profil enthält Temperatur-, Salzgehalt- und Druckwerte, die auf nicht vereinheitlichten Tiefenstufen vorliegen. Obwohl nur als qualitativ gut eingestufte Profile betrachtet werden, enthalten die Daten noch einzelne fehlerbehaftete Werte. Diese werden mithilfe der Qualitätskontroll-Informationen, die jeder Datensatz beinhaltet, herausgenommen.

Die Float-Daten sind nicht ohne weiteres miteinander vergleichbar. Der Großteil der Daten stammt aus dem bereits erneut geprüften, zeitlich verzögert bereitgestellten Datensatz (Delayed Time Data). Für die Profile des letzten halben Jahres liegen diese Daten noch nicht vor, daher handelt es sich hier um Jetzt-Zeit Daten (Real Time Data). Zudem hat sich die Anzahl der Messungen im Laufe dieser Zeitspanne deutlich verändert, teilweise um ein 10-faches vermehrt. Wie man in Graphik 4 erkennt sind in den Jahren vor 2005 im Vergleich zu den anderen Jahren deutlich weniger Messungen zu verzeichnen und es ist zu überprüfen, in wie weit diese Daten wirklich eine ausreichende Abdeckung des Gebiets erlauben.



Graphik 4: Anzahl der Messungen innerhalb eines Monats über die gesamte Zeitspanne

Um dieser Frage nachzugehen, werden die einzelnen Positionen der Profile dargestellt, die innerhalb eines Jahres aufgenommen wurden. Zudem gibt Graphik 5 bereits Informationen über die Tiefe der im Folgenden betrachteten Dichtefläche.



Graphik 5: Dargestellt sind die Positionen aller Profile innerhalb eines Jahres. Die Farbskala gibt Aufschluss über die Tiefe der $\sigma_{27.2}$ Dichtefläche

Man kann erkennen, dass eine gute Abdeckung des Gebiets erst ab 2005 erreicht wird.

Zudem ist darauf zu achten, ob eine einheitliche Verteilung der Messdaten in Bezug auf die Nord-Süd Komponente vorliegt. Diese Überlegung wird für die Jahre 2005 bis 2007 notwendig, denn dort hat man im Vergleich zu der 55°S Markierung eine deutlich höhere Abtastrate der 40°S Markierung. Insgesamt liegt die höchste Konzentration an Profilmessungen zwischen 40°S und 55°S, also in der Region der stärksten Strömung des ACCs.

Das Hauptproblem bei der Bearbeitung der Float Daten ist die sporadische Abdeckung des Gebiets zu einzelnen Zeitpunkten. Da die Tiefe der sigma27.2 Dichtefläche untersucht wird, sollte eine möglichst homogene Fläche vorliegen. Um dies zu erreichen, werden Messungen zu mehreren Zeitpunkten, in diesem Fall ein Monat, zusammengefasst und in mehreren Schritten bearbeitet.

Zunächst wird aus Temperatur, Salzgehalt und Druck die zugehörige potentielle Dichte der Messwerte für jedes Profil mit einer Routine berechnet. Anschließend wird aus jedem Profil der zugehörige Druck zu der $\rho=1027.2\text{kg/m}^3$ Dichtefläche bestimmt und in die jeweilige Tiefe umgerechnet.

Danach werden die berechneten Werte dem entsprechenden Monat ihres Profils zugeordnet und für jeden Zeitraum eine Interpolation der Dichtefläche durchgeführt, so dass sie als einheitliche Fläche auf einem definierten Gitter vorliegen. Bei der genutzte Interpolationsmethode, obana3, werden die Daten nach der Gauß'schen Gewichtung zusammengeführt.

Die Jahre vor 2004 sind hierbei aufgrund der schlechten Abdeckung gesondert zu betrachten: Alle Werte der Jahre vor 2004 werden zusammengefasst und interpoliert. Für das Jahr 2004 werden die Werte von 3 Monaten genommen und über die Interpolation zu homogene Flächen zusammengefasst. Im nächsten Schritt wird das zu betrachtenden Gebiet heraus gesucht und wie bei den Oberflächen-Daten, zonale Mittel entlang 40°S und 55°S gebildet. Aus den Mittelwerten wird die Differenz der Tiefe der sigma27.2 Dichtefläche zu verschiedenen Zeitpunkten bestimmt.

Für die Vergleichbarkeit dieser Differenzen mit denen der Meeresoberflächenauslenkung ist zu berücksichtigen, dass im Folgenden Tiefendifferenzen gebildet werden, das heißt man betrachtet die Daten mit einer nach unten gerichtete positive Z-Achse, wohingegen bei den Meeresoberflächendifferenzen die positive Z-Achse nach oben gerichtet ist, also Höhendifferenzen bebildet werden.



Graphik 6: Dargestellt ist das vorläufige Ergebnis der Berechnungen. Die markierten Bereiche werden im Folgenden aus der Betrachtung ausgeschlossen. Die rote Linie ist das Ergebnis der Polynomanalyse 4. Grades, die im Folgenden von der Zeitreihe abgezogen wird

Nach Betrachtung der Ergebnisse in Graphik 6 werden einige Einschränkungen vorgenommen: Auf den ersten Blick erkennt man die Unterschiede der Daten im Jahr 2010 zu den übrigen. Das kann durch die schon erwähnten Unterschiede der Vorbearbeitung (delayed-time bzw. real-time) kommen. In den Folgenden Berechnungen wird dieses Jahr ausgeschlossen, da die andere Datensätze zudem nicht bis ins Jahr 2010 vorhanden sind. Auch die Werte für die Jahre vor 2005 sind in den folgenden Berechnungen ausgeklammert, da diese aufgrund der Überdeckungsrate als nicht repräsentativ angesehen werden müssen. Insgesamt kann ein Zeitraum von fünf Jahren analysiert werden. Man erkennt eine dekadische Schwankung, die für die Diskussion des Jahresgangs von der Zeitserie abgezogen wird. Die rote Linie ist das Ergebnis der Polynomanalyse mit der Methode des kleinsten Abstandes der Quadrate, die ergab, dass ein Polynom 4. Grades die dekadische Schwankung am besten beschreibt.

3.4 Jahresgang-Berechnungen

Auch der Jahresgang wird im Rahmen dieser Arbeit genauer betrachtet. Um ihn zu berechnen, werden alle Werte des jeweiligen Monats für den kompletten zur Verfügung stehenden Zeitraum gemittelt und als Funktion über die Monate aufgetragen.

Bei der Betrachtung der Jahresgänge muss man sich bewusst darüber sein, dass diese aus unterschiedlich langen Zeitreihen berechnet wurden. Die Zeitreihe der Windstress-Daten reicht von 07/1999 bis 11/2009, ist 10 Jahre lang, die der Meeresoberfläche reicht von 10/1992 bis 07/2009, überdeckt einen Zeitraum von 17 Jahren und die der Float-Daten überdeckt einen Zeitraum vom 01/2005 bis zum 12/2009, ist nur fünf Jahre lang. Die Zeiträume werden nicht einheitlich gewählt, um für jeden Datensatz eine möglichst lange Zeitreihe zur Verfügung zu haben. Bei der Betrachtung der Jahresgänge der Parameter über einen einheitlichen Zeitraum, wurde zudem kein relevanter Unterschied erkannt. Der Zeitraum für die Berechnung des Jahresgangs der Argo-Float Daten könnte mit fünf Jahren zu kurz sein um einen repräsentativen Verlauf des mittleren Jahresgangs zu erhalten. Allerdings ist die Überdeckung der einzelnen Tage bei diesem Datensatz deutlich höher als bei den Satelliten-Daten.

3.5 Korrelationsberechnungen und Signifikanz Prüfung

Um Überprüfen zu können wie stark und mit welchem zeitlichen Versatz die Jahresgänge der Parameter korrelieren wurde ein Kreuzkorrelation für die jeweiligen Daten durchgeführt. Diese gibt Aufschluss über den Interaktionen der saisonalen Schwankungen. Zudem wurde die erklärte Varianz berechnet. Diese ist ein Maß dafür wie viel Prozent der Varianz auf die Schwankung der anderen Zeitreihe zurückzuführen ist und ergibt sich aus: $R^2 = r^2 \cdot 100\%$, wobei r der Korrelationskoeffizient ist.

Anschließend wurde der Jahresgang von den unbearbeiteten Zeitserien, das heißt inklusive aller langfristigen Schwankungen, abgezogen um sich einen Eindruck über mögliche zwischenjährliche Interaktionen zu verschaffen. Dies war nur für den Zeitraum von 01/2005 bis zum 12/2009 möglich. Die Aussagekraft der erhaltenen Ergebnisse wird überprüft, indem der geläufige Signifikanztest für den Korrelationskoeffizienten durchgeführt wird. Dieser geht auf die t-Verteilung zurück.

Es wird ein t_0 berechnet, welches mithilfe der Tabelle für die Student-Verteilung einem Signifikanz-Niveau α zugeordnet wird. Es gilt $t_0 = r * (q / (1-r^2))^{0.5}$, wobei $q=n-2$ die Anzahl der Freiheitsgrade des Systems mit n Messungen angibt (Abmann, 2007).

3.6 Fehlerbetrachtung

Für die Analysen wurden Float Daten und Satteliten-Daten von unterschiedlichen Quellen genutzt. Hierbei besitzt jede Messung einen Fehler.

Der Fehler der Scatterometer-Daten variiert für jeden Messpunkt mit der Zeit und besitzt maximale Größenordnungen von 10^{-3} Pa. Das entspricht mit bei einem maximalen Windstress von $2.5 * 10^{-3}$ einem maximalen Fehler des Messwertes von 40%. Der Einfluss dieses selten auftretenden Größtfehlers wurde bereits durch die Mittelungen mit Messwerten mit geringeren Fehlern verringert.

Der Fehler der Altimeter Daten wurde von dem CMA (Multimission Altimeter Center) sehr weit korrigiert. Die Rohdaten wurden zunächst einer Qualitätskontrolle durch das CCI (Instrument Control Center) unterzogen. Anschließend wurden die Daten um den Gerätefehler und möglichen Gerätedrift korrigiert und atmosphärische Störungen, die durch die Signalpropagation durch die gesamte Atmosphäre und die Oberflächenreflektion entstehen, herausgerechnet. Fehler, die aufgrund der Erdumlaufbahn entstehen, wurden korrigiert. Weiter wurden geophysikalische Korrekturen angewendet, welche auf das Geoid, die Gezeiten im Ozean und die Eisbedeckung eingehen. Nach all diesen Korrekturen, der anschließenden Verflechtung der einzelnen Sattelitenmissionen und weiteren Berechnungen um die gewünschten Parameter zu erhalten, gibt das CMA sog. Level 2 Daten u. a. für die absolute dynamische Topographie heraus.

Die Float Daten wurden bereits mithilfe der Qualitätskontrolle vorselektiert, wobei nur Werte mit der Markierung 1 genutzt wurden. Für diese Werte werden Informationen über die Schätzung des statistischen Fehlers angegeben. Man kann auf zeitlich verzögerte, bereits vorbearbeitete Daten zugreifen (Delayed time), welche bereits um den Sensordrift und Offset-Werte korrigiert wurden.

Zudem werden aktuelle Meldungen herausgegeben, falls Probleme in den Daten auftreten. Als Beispiel kam am 07.04.2010 die Meldung, dass eine Drift in den Drucksensoren der APEX Profile die Messwerte in den Jetzt-Zeit und den zeitverzögerten Daten (real-time und delayed-mode files) verfälscht. Dieser Hinweis könnte Relevanz für die Ergebnisse besitzen. Die meisten DACs (Data Assembly Centers)

haben diesen bislang nicht korrigiert, werden aber die nötigen Schritte einleiten. Die Korrekturen werden die Druckwerte um durchschnittlich 2db im Jahr 2003 korrigieren, nehmen aber bis zum Jahr 2008 auf 0db ab, das sich im Laufe der Zeit die Sensoren verbessert haben. Dennoch müssen einige Profile individueller Floats um einen Offset von über 10db korrigiert werden (http://www.argo.ucsd.edu/Acpres_drift_apex.html).

Die Fehler der Float-Daten wurden in dieser Arbeit soweit wie möglich verringert. Daten vor 2005 wurden aus den Betrachtungen ausgeschlossen. Insgesamt wurden Werte eines Monats zu einer Berechnung zusammengefasst. Dies verringert den Einfluss von Fehlern außerhalb des Bereiches der statistischen Verteilung.

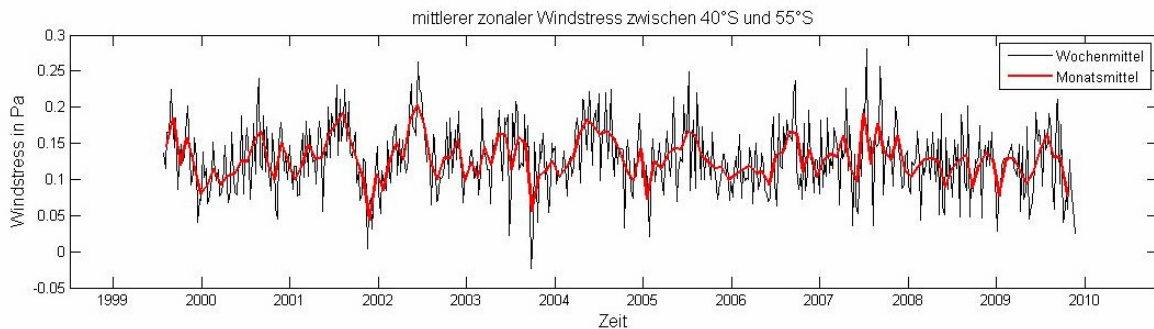
Allgemein kann eine Verringerung des statistischen Fehlers durch mehr Messungen in dem Gebiet erreicht werden, da dadurch die Vergleichbarkeit steigt und eine gute Abdeckung ermöglicht wird.

4. Ergebnisse

4.1 Datenbetrachtung und Verifizierung

Im Folgenden werden die in dieser Arbeit verwendeten Daten genauer betrachtet und mit der Literatur bzw. anderen Veröffentlichungen verglichen, um ihre Gültigkeit zu überprüfen.

4.1.1 Windstress-Daten

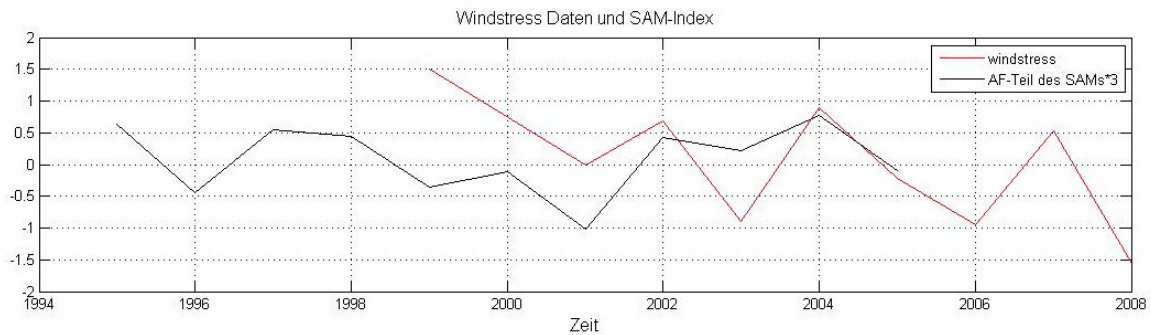


Graphik 7: Wöchentlichen (schwarze Linie) und monatliche (rote Linie) Mittelwerte des Windstress in Pascal zwischen 40°S und 55°S

Graphik 7 stellt die wöchentlichen Mittelwerte und die Monats-Mittelwerte für den mittleren zonalen Windstress in Pascal zwischen 40°S und 55°S dar.

Auf wöchentlichen Zeitskalen unterliegen die Windstress-Daten zu große Schwankungen, als dass man anhand ihrer Betrachtung Aussagen über längerfristige Variabilitäten treffen könnte. Die Monats-Mittelwerte lassen längerfristige Schwankungen und den Jahrgang deutlicher erkennen.

Der von *Meredith et al.* (2004) und *Böning et al.* (2008) beschriebene positive Trend des Windstress kann man über den betrachteten Zeitraum in den Daten nicht ausmachen. Dafür kann es unterschiedliche Gründe geben. Eine mögliche Erklärung wäre, dass der Trend abgebrochen ist und der Windstress sich auf einem zuvor erreichten Niveau konstant hält. Da die Betrachtung auf den atlantischen Sektor eingeschränkt wurde, ist es ebenfalls möglich, dass in den anderen Bereichen des südlichen Ozeans weiterhin ein positiver Trend verzeichnet wird. Um Gewissheit über die Richtigkeit der verwendeten Daten zu bekommen, wird der Verlauf der Windstress-Daten mit dem des südafrikanischen Teilindex des SAM-Indexes von *Visbeck* (2008) verglichen (Graphik 8). Dieser stellt die Zeitreihe der mittleren Luftdruckanomalien innerhalb des Südafrikanischen Bereichs dar, welcher von 25°S bis 58°S und 10°W bis 80°O definiert wurde.



Graphik 8: Direkter Vergleich des mit der Standardabweichung normierten Südafrikanischen Indexes von *Visbeck* (schwarz) mit den eigenen, berechneten ebenfalls mit der Standardabweichung normierten Jahresmittelwerten des Windstresses (rot).

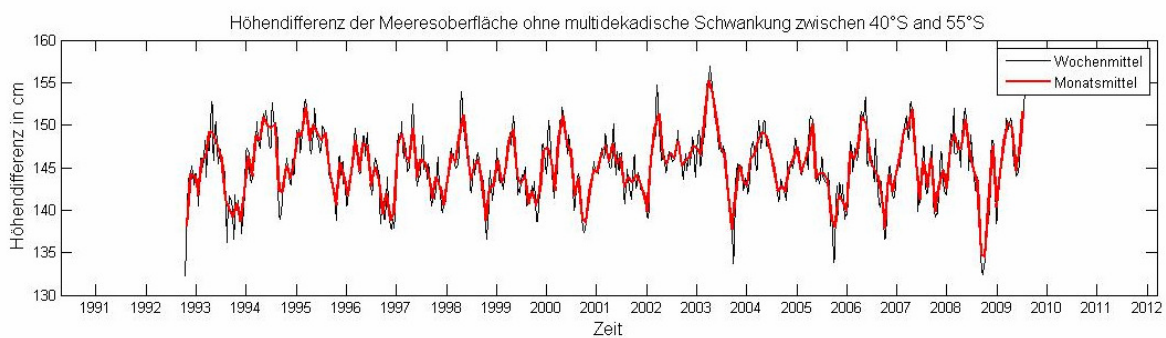
Der Südafrikanische Index ist mit dem Wert 3 multipliziert um die Vergleichbarkeit zu erhöhen

http://www.ifm-geomar.de/fileadmin/ifm-geomar/fuer_alle/PO/SAM/sam_annual.tab

Unterschiede zwischen den Amplituden bzw. der Stärke der Schwankungen kommen durch die unterschiedlichen Berechnungswege: Bei *Visbeck* (2008) werden Daten der Luftdruckanomalien über dem Festland betrachtet, wohingegen bei den eigenen Berechnungen Werte des Windstresses über der Meeresoberfläche benutzt werden. Der Vergleich ist sinnvoll, da Windstress und Luftdruckanomalie über die Windstärke proportional sind (Formeln: $\tau \sim u_{10}^2$ und $u_{10} \sim dp/dx$, daher $\tau \sim (dp/dx)^2$). Wie erwartet kann man grundsätzlich ähnliche Verläufe der Zeitreihen erkennen, was die Gültigkeit der verwendeten Daten bestätigt.

4.1.2 Daten der Oberflächenauslenkung

Graphik 9 zeigt den Verlauf der Wochenmittelwerte sowie der Monatsmittelwerte der Höhendifferenz des Meeresspiegels im atlantischen Sektor des Südlichen Ozeans von 40°S zu 55°S in cm. An den wöchentlichen Mittelwerten kann man bereits einen Jahrgang erkennen. Dieser ist in den Monatsmittelwerten ebenfalls gut aufgelöst, allerdings ein wenig geglättet.



Graphik 9: Verlauf der Wochenmittelwerte, sowie der Monatsmittelwerte der Höhendifferenz des Meeresspiegels im atlantischen Sektor des Südlichen Ozeans zwischen 40°S und 55°S in cm. Eine Multidekadische Schwankung wurde abgezogen

Um die Güte der verwendeten Daten zu überprüfen, wird die geostrophische Strömungsgeschwindigkeit für eine mittlere Höhendifferenz von $h_m=1.457\text{m}$ berechnet und ergibt sich zu:

$$u = - (dp / dy) / (f \cdot \rho) = 0.08 \text{ m/s} ,$$

wobei $h_m \sim dp = 14570 \text{ kg} / (\text{m} \cdot \text{s}^2)$;

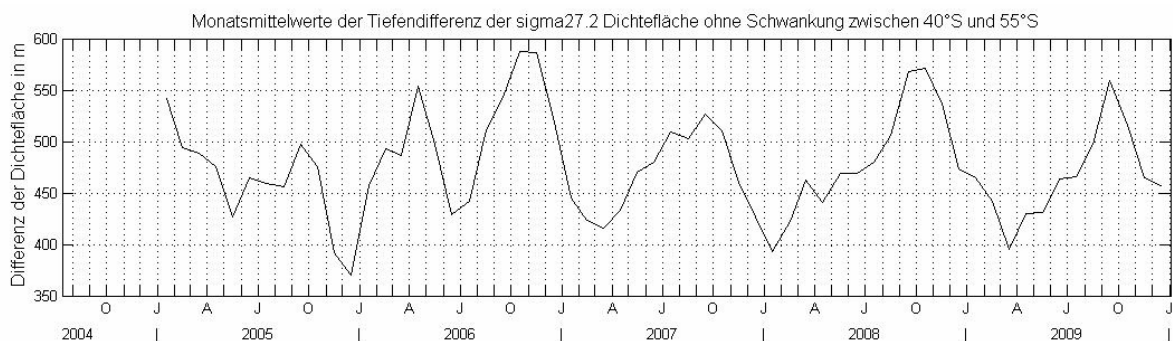
$$dy = (55-40)^\circ \cdot (2\pi \cdot R_{\text{Erde}} / 360^\circ) = 15 \cdot 111320\text{m} = 1669800\text{m};$$

$$f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin(47.5^\circ\text{S}) = 2 \cdot 7.2921 \times 10^{-5} / \text{s} \cdot \sin(-47.5) = -1.075 \cdot 10^{-4} / \text{s};$$

$$\rho = 1027 \text{ Kg} / \text{m}^3.$$

Zwar erreicht der ACC zum Teil relativ hohe Geschwindigkeiten von bis zu 50cm/s an der Oberfläche (*Dispert (2007)*). Im atlantischen Sektor liegt allerdings eine sehr breite Strömung vor, die eher geringe Geschwindigkeiten aufweist. Daher liegt der Wert von 8cm/s in einem realistischen Geschwindigkeitsbereich und man kann sagen, dass die berechneten Höhendifferenzen den Erwartungen entsprechen.

4.1.3 Daten der Auslenkung der sigma27.2 Dichtefläche

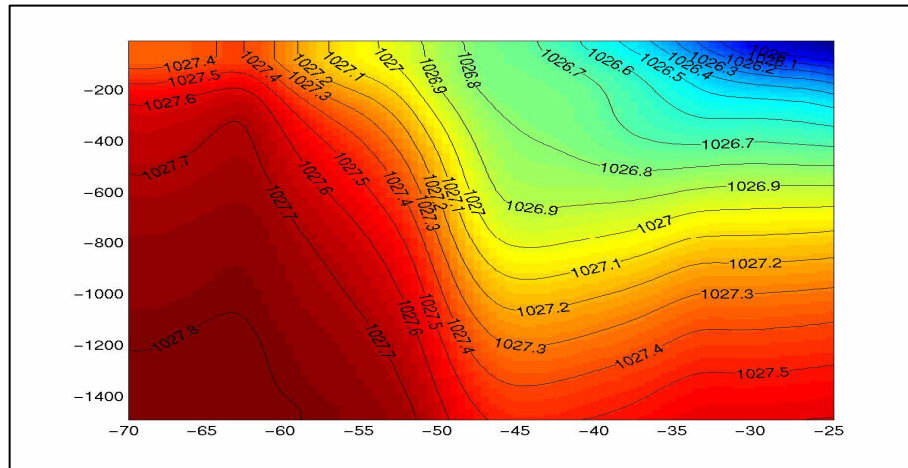


Graphik 10: Verlauf der Monatsmittelwerte der Tiefendifferenzen der sigma27.2 Dichtefläche im atlantischen Sektor des Südlichen Ozeans. Eine dekadische Schwankung wurde abgezogen

In Graphik 10 ist der Verlauf der Steilheit der sigma27.2 Dichtefläche zwischen 40°S und 55°S dargestellt. Der errechnete Mittelwert liegt bei einer Differenz von 477m . Da die Lage der sigma27.2 Dichtefläche aus der Literatur bekannt ist, wurden höhere Differenzen erwartet.

Die Daten werden zum Abgleich mit der Dichte Verteilung des Atlantiks von *Dispert (2007)* verglichen. In dieser Arbeit wird die mittlere Dichteflächenverteilung einer Sektion von 0° bis 30°O aus der CARS Klimatologie dargestellt (*Dispert (2007)*). Hier erkennt man Tiefen der sigma27.2 Dichtefläche von 750m bei 55°S und bei 40°S liegt diese bereits an der Oberfläche. Daher wäre die erwartete Differenz 750m , also deutlich größer als die aus den vorliegenden Daten ermittelte, mittlere Tiefendifferenz.

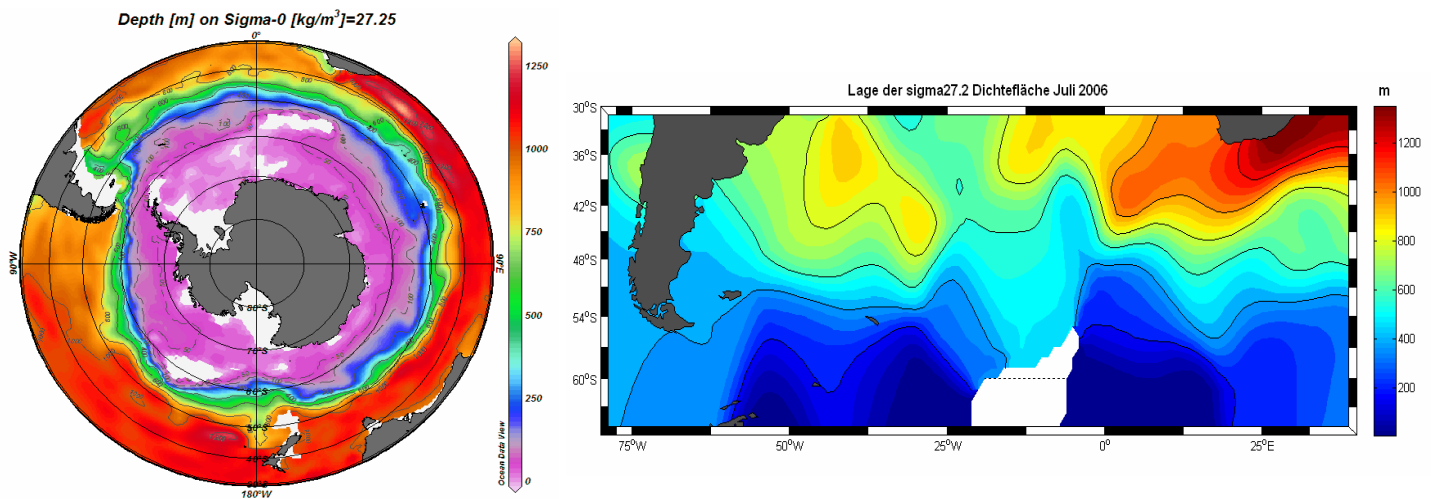
Sallee zeigt die Dichte Verteilung zwischen 110°O und 140°O in den Wintermonaten (Graphik 11) und arbeitet hierbei ausschließlich mit Float-Daten (von vor 2007). Hier können Differenzen von ca. 800m zwischen 40°S und 55°S abgelesen werden.



Graphik 11: Dichteverteilung aus Float-Daten für die Wintermonate in einem Sektor von 110-140° O.

<http://www.marine.csiro.au/~sal119/Atlas.html>

Der Southern Ocean Atlas des AWIs zeigt, dass die sigma27.25 Dichtefläche bei 40°S in einer Tiefe von ca. 800m und bei 55°S in ca. 100m Tiefe liegt. Diese Graphik wurde anhand von historischen Schiffsmessungen erstellt, die einen Zeitraum von 1911 bis 1990 abdecken. Eine erwartete Differenz anhand dieser Abbildung wäre also ca. 700m. Graphik 12 zeigt zum Vergleich die Abbildung aus dem Southern Ocean Atlas und die Lage der sigma27.2 Dichtefläche im Juli 2006 nach Berechnungen aus den Float-Daten. Insgesamt sieht man, dass die Strömung stark meandriert und dass die Lage der Dichtefläche nach den eigenen Berechnungen, im Mittel bei ca. 480m, flacher liegt, vor allem in den niedrigeren Breiten. Die Vergleichbarkeit ist aufgrund der Ähnlichkeit der Struktur und der Lage der Fronten dennoch gegeben und im Folgenden werden die Float-Daten bearbeitet und analysiert.



Graphik 12: Vergleich der Lage der sigma27.2 Dichtefläche. (links) Darstellung aus dem Southern Ocean Atlas zeigt die Lage der sigma27.25 Dichtefläche, verglichen wird die Lage im atlantischen Sektor. (rechts) Die berechnete Lage der sigma27.2 Dichtefläche aus den Float-Daten für Juli 2006

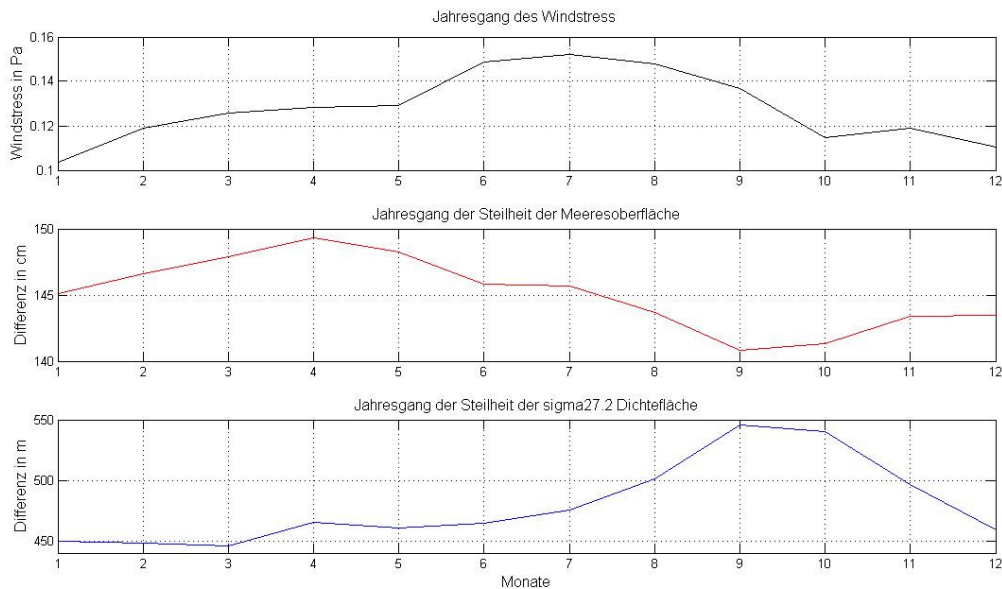
http://odv.awi.de/fileadmin/user_upload/odv/data/SOA92/gallery/Plate-37b_Depth%28sig0_27-25%29.gif

Man geht zunächst nicht davon aus, dass es im letzten Jahrhundert eine Abflachung der gesamten Dichteflächen gegeben hat, da es hierfür bislang keine belegten Vermutungen gibt. Welche Ursachen zu solch einer Abflachung führen könnten wird in der Diskussion aufgegriffen.

4.2 Jahresgänge

Im Folgenden werden die einzelnen Jahresgänge der Parameter betrachtet.

4.2.1 Jahresgangsbetrachtungen



Graphik 13: Berechneter Jahresgang des mittleren, zonalen Windstresses (oben), des Jahresgang der Höhendifferenz der Meeresoberfläche (mitte) und der Tiefendifferenzen der sigma27.2 Dichtefläche (unten) im atlantischen Sektor zwischen 40°S und 55°S

Graphik 13 (oben) zeigt den mittleren Jahresgang des Windstresses über den Zeitraum von 07/1999 bis 11/2009 zwischen 40°S und 55°S mit einem mittlere zonalen Windstress von 0.1281 Pa.

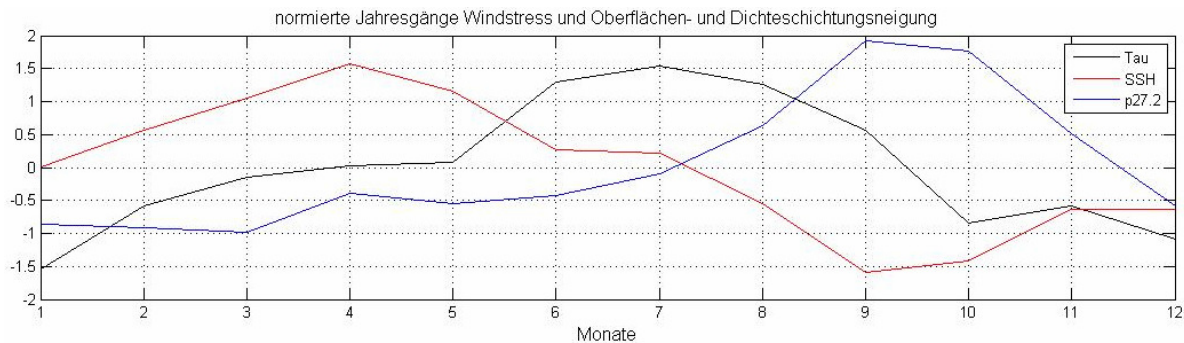
Betrachtet man den Jahresgang, so kann man ein Maximum des mittleren zonalen Windstresses in den Wintermonaten (Juni-August) erkennen. Im weiteren Verlauf flacht der Windstress ab und erreicht in den Sommermonaten (November bis Februar) sein Minimum.

Graphik 13 (mitte) stellt den Jahresgang der Steilheit der Meeresoberfläche zwischen 40°S und 55°S, für einen Zeitraum von 10/1992 bis 07/2009 dar. Die mittlere Steilheit liegt bei ca. 146cm/ 15 Breitengraden. Man erkennt einen gut definierten saisonalen Gang mit einem Maximum im April und einem Minimum September, also jeweils im Südherbst und im Südfrühling. In dem Verlauf fällt auf, dass von Juni auf Juli der absinkende Trend kurzzeitig unterbrochen wird.

Graphik 13 (unten) zeigt den Jahresgang der Steilheit der sigma27.2 Dichtefläche für den Zeitraum von 01/2005 bis zum 12/2009 zwischen 40°S und 55°S. Im Mittel beträgt diese 477m/ 15 Breitengrade. Der Jahresgang verzeichnet ein stark abgegrenztes Maximum im Frühling (September und Oktober) und fällt dann schnell wieder ab um im Herbst sein Minimum zu erreichen. Darüber hinaus erkennt man ein kleines, lokales Maximum im April.

4.2.2 Verbindungen zwischen den Jahresgängen

Im Folgenden wird geprüft, in wie weit die Verläufe der Jahresgänge den theoretischen Überlegungen bzw. Erwartungen entsprechen. Zudem wird untersucht, in wie weit diese untereinander interagieren und Einfluss aufeinander nehmen. Hierfür werden die mit der Standardabweichung normierten Jahresgänge in einer Graphik dargestellt um Verbindungen zwischen ihnen besser erkennen zu können.



Graphik 14: Dargestellt sind die normierten Jahresgänge des mittleren zonalen Windstress (schwarz), des Höhenunterschiedes der Meeresoberfläche (rot) und des Tiefenunterschiedes der sigma27.2 Dichtefläche (blau) im atlantischen Sektor zwischen 40°S und 55°S

Der Verlauf des Windstresses entspricht der erwarteten Verteilung der Windstärke über die Saison (vgl. *Hall und Visbeck (2002)*). Im Winter sind atmosphärische Druckgebiete stärker ausgebildet als im Sommer, wodurch stärkere Gradienten vorliegen. Stärkere Gradienten verursachen einen betragsmäßig stärkeren Wind, welcher proportional zum Windstress ist, daher das Maximum in den Wintermonaten.

Im Verlauf des Jahresgangs der Oberflächensteilheit erkennt man einen typischen saisonalen Gang, wie er auch von *Roemmich et. al. (2008)* erklärt wird. Während des Sommers erwärmen sich die oberflächennahe Wassermassen. Diese Erwärmung macht sich aufgrund der globalen Einstrahlungsraten und der damit zusammenhängenden Temperaturverteilung in den nördlichen Wassermassen um 40°S stärker bemerkbar. Die dehnen sich folglich stärker aus als die südlichen, wodurch der Meeresspiegel in Relation steigt und damit die Differenz zwischen 40°S und 55°S. Die Tatsache, dass das Abfallen der Steilheit kurzzeitig, von Juni auf Juli, aufgehalten wird, kann mit dem ansteigenden Windstress von Mai auf Juni erklärt werden, der seinen Einfluss mit einem gewissen zeitlichen Versatz von ca. einem Monats geltend macht.

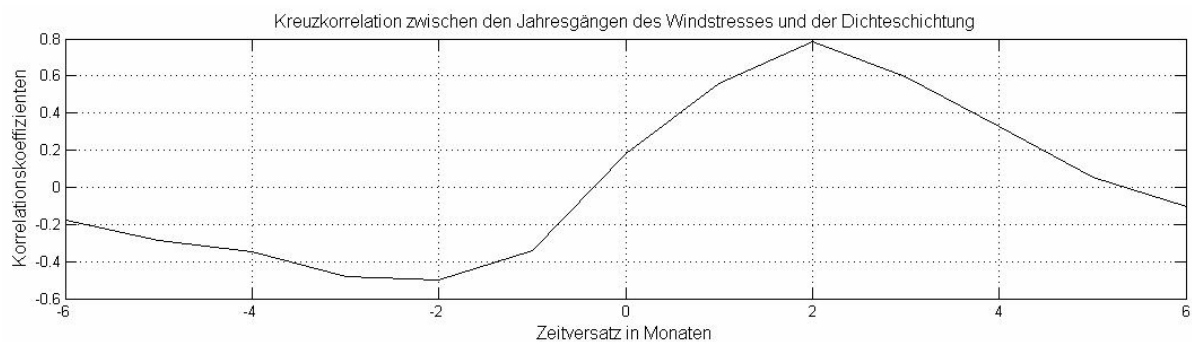
Den Verlauf der Steilheit der sigma27.2 Dichtefläche kann man auf die Jahresgänge der anderen beiden Parameter zurückführen. Der Windstress hat sein Maximum im Juli, mit einem zeitlichen Versatz von zwei Monaten erreicht die Steilheit der Dichtefläche ihr Maximum im September. Im weiteren Verlauf fällt der Windstress langsam ab und hat ein lokales Minimum im September. Die Steilheit der

Dichtefläche fällt, erneut mit einem Zeitversatz von ein bis zwei Monaten, sehr schnell von Oktober bis Dezember auf einen niedrigeren Wert ab. Das kleine lokale Maximum im April kann mit dem Anstieg der Oberflächensteilheit erklärt werden. Deutlich wird allerdings, dass dieser Einfluss schwächer ist als der des Windstressses. Insgesamt kann man vermuten, dass der fast exponentiellen Anstieg der Steilheit zwischen April und September einer Überlagerung des ansteigenden Windstressses und der thermischen Expansion der oberflächennahen Wassermassen zu zuschreiben ist.

4.3 Korrelationen

4.3.1 Korrelationen der Jahresgänge

Graphik 15 zeigt das Ergebnis der Kreuzkorrelationsberechnungen zwischen dem Jahresgang des Windstressses und dem der Tiefendifferenz der Dichteschicht.



Graphik 15: Ergebnis der Kreuzkorrelation zwischen den Jahresgängen des Windstressses und dem der Neigung der Dichteschichtung

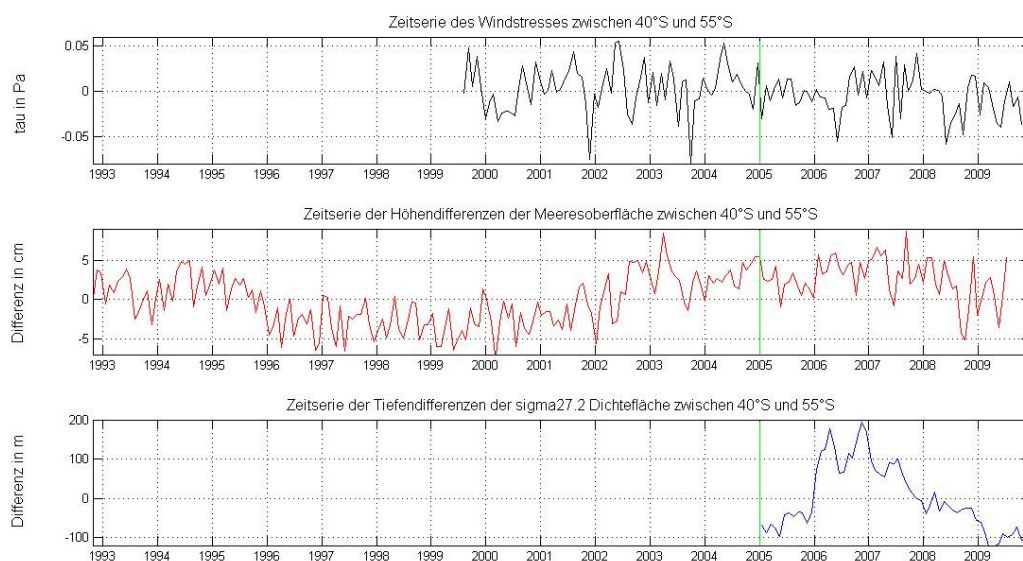
Zu erkennen ist, wie auch schon nach der optischen Analyse zu erwarten war, dass ein Zeitversatz der maximalen Korrelation von zwei Monaten zwischen den Zeitreihen vorliegt. Der Korrelationskoeffizient für diesen Zeitversatz beträgt $r = 0.7822$ und ist mit einer Sicherheit von über 99,5% signifikant. Die erklärte Varianz liegt bei $R^2 = 61,2\%$. Das heißt, dass 61,2 % der Variabilität im Jahresgang der Neigung der Dichtefläche auf den Verlauf des Windstressses zurückzuführen ist und das mit einem zeitlichen Versatz von 2 Monaten.

Da der Einfluss des Windstressses offensichtlich den Verlauf der Dichteflächenneigung dominiert, wird für die Korrelation zwischen der Oberflächenneigung und Dichteflächenneigung ein Bereich gewählt, der außerhalb des Einflusses des Windstressses liegt (Januar bis Mai). Hier liegt das lokale Maximum, welches womöglich durch die Oberflächenauslenkung erklärt werden kann. Es ergibt sich ein Korrelationskoeffizienten von $r = 0.6788$, der zu 80% Sicherheit signifikant ist.

4.3.2 Korrelationen der Zeitreihen

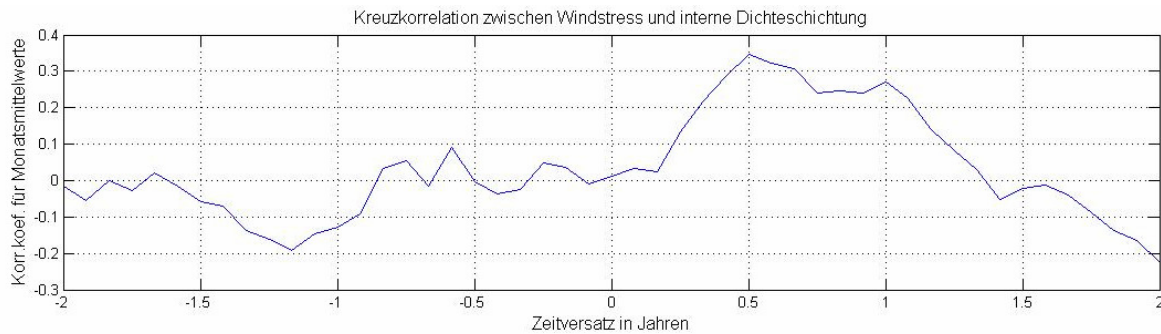
Im Folgenden werden die Ergebnisse der Kreuzkorrelationen der Zeitreihen dargestellt. Dieser Zeitraum, in dem die Daten über die Dichtefläche verfügbar sind (von 01/2005 bis 12/2009) ist im Grunde zu kurz gefasst, um fundierte Aussagen über zwischenjährliche Korrelationen treffen zu können. Die folgenden Betrachtungen sollen daher lediglich einen Ausblick für kommende Untersuchungen geben.

Graphik 16 zeigt zunächst die für die Korrelationsberechnung verwendeten Zeitreihen. Alle Zeitreihen sind unabhängig von ihrem Jahresgang dargestellt, da jeweils der mittlere Jahresgang abgezogen wurde.



Graphik 16: Darstellung der Zeitreihen der untersuchten Parameter. Alle Zeitreihen sind ohne den Einfluss des Jahresganges dargestellt, dieser wurde abgezogen. Die Folgenden Korrelationsberechnungen wurden für den Bereich innerhalb der Markierungen, 01/2005 bis 12/2009 vorgenommen

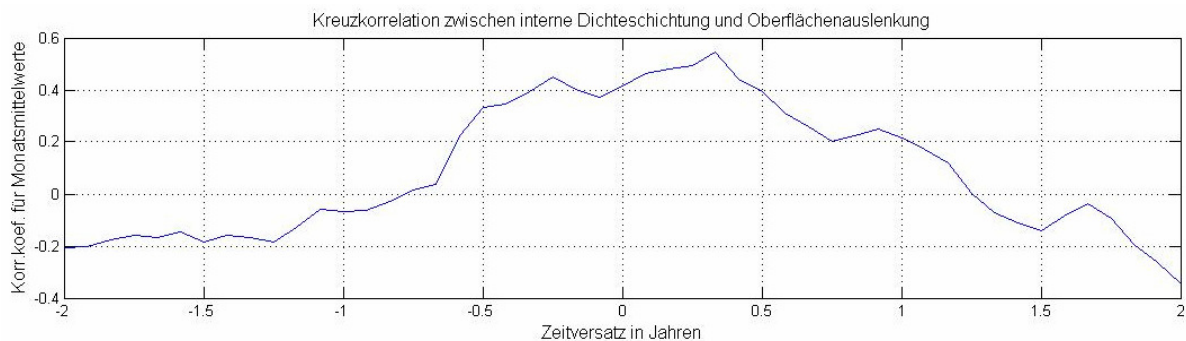
Graphik 17 zeigt das Ergebnis der Kreuzkorrelation zwischen dem Verlauf des Windstresses und dem der Neigung der Dichteschichtung.



Graphik 17: Ergebnis der Kreuzkorrelation zwischen Windstress und Neigung der Dichteschichtung für Monatsmittelwerte

Die maximale Korrelation der Parameter liegt mit einem Zeitversatz von einem halben Jahr bei einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0.3464$. Der Signifikanz-Test ergibt mit einem Freiheitsgrad von $q = 55$ (aufgrund der Anzahl der betrachteten Monate) ein Signifikanzniveau von $\alpha = 0.01$, das entspricht einer Signifikanz der Korrelation von 99%. Allerdings liegt die erklärende Varianz bei $R^2 = 12\%$, ist also sehr gering.

Graphik 18 zeigt das Ergebnis der Kreuzkorrelation zwischen der Neigung der Meeresoberfläche und der Neigung der Dichtefläche.



Graphik 18: Ergebnis der Kreuzkorrelation zwischen der Neigung der Meeresoberfläche und der Neigung der Dichtefläche für Monatsmittelwerte

Es ist kein klares Maximum auszumachen, der höchste Wert liegt bei einem Zeitversatz von 4 Monaten mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0.5464$. Das zugehörige Signifikanzniveau für einen Freiheitsgrad $q = 55$ (aufgrund der Anzahl der betrachteten Monate) liegt bei $\alpha = 0.005$, das entspricht einer Signifikanz der Korrelation von über 99,5%. Die erklärende Varianz liegt bei $R^2 = 30\%$.

Die Kreuzkorrelationsfunktion zeigt ein breites Maximum, welches innerhalb eines Zeitversatzes von ± 6 Monaten insgesamt hohe Korrelationskoeffizienten aufweist.

5. Diskussion

Inhaltliche Diskussion der Ergebnisse:

Ziel dieser Arbeit war es die Interaktion zwischen Windstress, Meeresoberflächenauslenkung und der Neigung der Dichtefläche auf unterschiedlichen Zeitskalen zu untersuchen.

Festgestellt wurde, dass der Jahresgang der Steilheit der Dichtefläche zu 61% auf den des Windstress bzw. den damit verbundenen Impulsfluss zurück zu führen ist. Darüber hinaus wurde eine Zeitverzögerung der Reaktion von zwei Monaten festgestellt. Dies kann auf die Trägheit des Ozeans auf äußere Einflüsse zurückgeführt werden: Nach dem Maximum im Windstress baut sich die verfügbare potentielle Energie, in Form der Steilheit der Dichteflächen, langsam auf und es scheint, dass diese ihr Maximum mit dem genannten zeitlichen Versatz erreicht. Zudem gibt es eine Korrelation zwischen der Oberflächenauslenkung und der Neigung der Dichtefläche zu geben. Diese ist allerdings durch den dominanten Einfluss des Windstress schwer zu untersuchen. Darüber hinaus ist zu beachten, dass der Jahresgang der Meeresoberflächenauslenkung durch die thermische Expansion geprägt ist, welche keinen Einfluss auf die Lage der Dichteflächen in dieser Tiefe hat. Der Einfluss der Meeresoberflächenauslenkung macht sicherlich einen Anteil der unerklärten Varianz aus. Welche Parameter noch relevant sind kann in zukünftigen Arbeiten noch geklärt werden. Ein Parameter der in Zukunft in Betracht gezogen werden sollte ist die kinetische Wirbelenergie (EKE = Eddy Kinetic Energy). Diese ist wichtig für die diapyrnische Vermischung und beeinflusst daher die Lage der Dichteflächen. *Hogg et. al.* und *Böning et. al.* haben zudem bereits herausgefunden, dass die EKE auf zwischenjährlichen Zeitskalen mit einem Versatz von zwei bis drei Jahren mit dem Windstress korreliert. Man kann also vermuten, dass dieser Parameter auch auf den Dichteverlauf in saisonalen Zeitskalen einen Einfluss hat. Es ist möglich, dass sich der Einfluss der EKE auf die Dichteschichtung auf zwischenjährlichen Zeitskalen teilweise in dem des Windstress widerspiegelt, allerdings ist dies nicht ohne weiteres für die saisonalen Schwankungen anzunehmen.

Ein weiteres Ergebnis dieser Arbeit ist die Kenntnis über die Lage der $\sigma_{7.2}$ Dichtefläche im atlantischen Sektor aus Argo Float-Daten. Diese Berechnungen wurde bislang *Dispert (2007)* für einen Bereich von 0° bis 30°O dargestellt, die genutzten Daten stammen aus der CARS2006 Klimatologie. Für diese wurden Daten des BOA (BLUElink Ocean Archive, (<http://www.marine.csiro.au/~dunn/BOA.html>)) genutzt, welche neben Argo Float-Daten, Daten des WOD01 (World Ocean Database 2001), des WOCE (World Ocean Circulation Experiment, von 1990 bis 1998) und Daten der CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation) als Quelle benutzen (<http://www.marine.csiro.au/~dunn/cars2006/index.html>). Die Lage der Dichtefläche weicht wie schon erwähnt von der aus der CARS Klimatologie berechneten Lage um mehrere hundert Meter ab. Diese

Abweichungen stammen unter anderem aus der Mittelung der Argo Float-Daten mit den anderen für die Klimatologie genutzten Datenquellen. Wenn man Messfehler oder andere durch die Berechnung entstandene Fehler abzieht, liegt noch immer eine deutliche Differenz des Tiefenunterschieds vor.

Wenn in Betracht gezogen wird, dass dennoch einen Unterschied zwischen der Klimatologie und den von den Floats gemessenen Werten bestehen bleibt, so kann man dies durchaus physikalisch begründen.

Nach *Gille* (2002) ist es bereits in dem Zeitraum von 1950 bis 1980 zu einer Erwärmung von 0.17°C in Tiefen von 700m bis 1100m im Südlichen Ozean gekommen. *Gille* (2008) greift das Thema erneut auf und spricht von einer enormen Temperaturerhöhung in Verbindung mit einer polwärtigen Verschiebung des ACCs über die letzten 50 bis 70 Jahre. *Böning et. al.* (2008) zeigen ebenfalls einen positiven Temperaturtrend im Südlichen Ozean von bis zu 0.2°C pro 10 Jahren. Zudem wird eine mögliche Verschiebung der Isopyknen, und damit der Hauptströmung des ACCs, aufgrund dieser Erwärmung diskutiert.

Diese gehen einher mit einer Abnahme der Tiefendifferenzen der Dichtefläche, da der stärkste Gradient der Dichteflächen nach Süden verschoben würde und damit außerhalb des betrachteten Bereiches. Fraglich ist, ob diese hier festgestellten geringen Differenzen wirklich den Beweis für eine solche Entwicklung liefern. Es ist in jedem Fall wichtig die Lage der Dichteflächen auch in den anderen Bereichen des südlichen Ozeans mit den aus Modellen und Klimatologien berechneten Werten zu vergleichen.

Kritische Beurteilung der Methodik:

Aus zeitlichen und technischen Gründen war es nicht möglich den gesamten Südlichen Ozean zu analysieren, weswegen sich zunächst auf den Atlantischen Sektor beschränkt wurde. Diese Wahl war für die Vergleichbarkeit der Ergebnisse ungünstig. Der Sektor weist im Vergleich zu den anderen Bereichen des Südlichen Ozeans eine eher breit gefächerte Verteilung der Strömung auf, die mit langsameren Geschwindigkeiten assoziiert wird. Zudem erkennt man, dass die Topographie des Meeresboden sehr viel mehr Störpotential besitzt als die der anderen Ozeanbecken. Dies geht einher mit Störungen durch die, im Vergleich zu den andern Abschnitten des Südlichen Ozeans, erhöhte Wirbelaktivität (*Hallberg et. al.* 2006). Zwar liegt das Maximum am westlichen Rand außerhalb des betrachteten Sektors, dennoch wäre für eine bessere Vergleichbarkeit die Betrachtung des Pazifischen Teils des Südlichen Ozeans sinnvoller.

In weiteren Betrachtungen würde versucht den gesamten Südlichen Ozean in die Analyse mit einzubeziehen. Allerdings müssten hierbei weitere Dinge beachtet werden. So könnten die Mittelungen nicht mehr entlang von Breitengraden vorgenommen werden, sondern müssten, aufgrund der

Berücksichtigung der unterschiedlichen dynamischen Regime, entlang von Stromlinien vorgenommen werden, wie *Böning et. al.* (2008) zeigten. Die Windstress-Daten könnten bei solchen Berechnungen durch einen SAM-Index ersetzt werden, dieser müsste aber bis zum Jahr 2009 verfügbar sein.

Eine mögliche Verbesserung der vorgenommenen Analysen könnte durch die Verwendung eines Frequenzfilters erfolgen. Mit diesem können Schwankungen mit bestimmten Perioden, z. B. alle kleiner eines Jahres, aus der Betrachtung rausgefiltert werden. Es ist möglich, dass durch die Anwendung eines Frequenzfilters Korrelationen in den zwischenjährlichen Schwankungen deutlicher sichtbar wären. Allerdings wird die Qualität eines Filters durch eine zu kurze Zeitreihe deutlich verschlechtert. Aus diesem Grund wurden für die erfolgten Analysen die mittleren Jahresgänge von den Zeitreihen abgezogen, um Betrachtungen unabhängig von diesem zu erhalten.

Ein weiterer Punkt der in zukünftigen Untersuchungen verbessert werden müsste, ist die Wahl der Breitengrade entlang deren gemittelt wird. Die 55°S Markierung war in den Wintermonaten teilweise innerhalb des von Eis bedeckten Bereichs des Ozeans, wodurch keine Satellitenmesswerte verfügbar waren bzw. diese dann einen Teil des Bereichs ausschlossen. Außerdem sollte man darüber nachdenken, nicht nur entlang eines Breitengrades zu mitteln, sondern einen gesamten Streifen mit einer Breite von bis zu $\pm 5^\circ$ entlang eines Breitengrades zu betrachten. Eine solche Betrachtung würde ebenfalls das Problem der Eisbedeckung aufheben, da folglich ein breiterer Abschnitt, der teilweise außerhalb der Wintereisdecke liegt, gewählt werden kann.

In weiteren Untersuchungen könnten zusätzliche Dichteflächen für ein gesamt einheitlicheres Bild betrachtet werden.

Zudem wurden aus den Betrachtungen die multidekadischen Schwankungen in der Meeresoberflächen- und die dekadische in der Dichteflächen Auslenkung außer Acht gelassen. Es wäre interessant die jeweiligen Periodizitäten und Ursachen zu klären. Hierfür ist es notwendig über einen längeren Zeitraum Zugriff auf Daten, wie die des Argo Programms, zu haben. Untersuchungen mit diesen Daten könnten Aufschluss über Verbindungen und Relationen zwischen den Parametern geben.

Um das Gebiet des südlichen Ozeans, welches uns immer noch Fragen aufgibt, genauer analysieren zu können, ist es wichtig weiterhin Messprogramme wie das Argo Programm zu unterstützen, um in-situ Messungen dieses Gebietes zur Verfügung zu haben.

6. Quellenverzeichnis

Aßmann, C., V. Golosnoy und J. Hogrefe (2007), Formelsammlung zur Methodenlehre der Statistik II, β -Version, Institut für Statistik und Ökonometrie der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

Böning, C. W., A. Dispert, M. Visbeck, S. R. Rintoul, and F. U. Schwarzkopf (2008), The response of the Antarctic Circumpolar Current to recent climate change, *Nature*, 1, 864–886.

Carval, T., B. Keeley, Y. Takatsuki, T. Yoshida, S. Loch, C. Schmid, R. Goldsmith, A. Wong, R. McCreddie, A. Thresher und A. Tran (2009), Argo data management User's manual, Ref : ar-um-02-01, Ref ifremer:cor-do/dti-mut/02-084, Ver: 2.2

Dibarboure, G., O. Lauret, F. Mertz, V. Rosmorduc, and C. Maheu (2009), SSALTO/DUACS User Handbook : (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products.

Dispert, A. (2007), Decadal Temperature Changes Across the Antarctic Circumpolar Current, Master's thesis, Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.

Gille, S. T. (2002), Warming of the Southern Ocean Since the 1950s, *Science*, 295 (5558), 1275–1277.

Gille, S. T. (2008), Decadal-Scale Temperature Trends in the Southern Hemisphere Ocean, *Journal of Climate*, 21, 4749–4765.

Hall, A., and M. Visbeck (2002), Synchronous Variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea Ice, and Ocean Resulting from the Annular Mode, *Journal of Climate*, 15, 3043–3057.

Hallberg, R., and A. Gnanadesikan (2006), The Role of Eddies in Determining the Structure and Response of the Wind-Driven Southern Hemisphere Overturning: Results from the Modeling Eddies in the Southern Ocean (MESO) Project, *Journal of Physical Oceanography*, 36, 2232–2252.

Hogg, A. M. C., M. P. Meredith, J. R. Blundell, and C. Wilson (2008), Eddy Heat Flux in the Southern Ocean: Response to Variable Wind Forcing, *Journal of Climate*, 21, 608–620.

Hughes, C. W., P. L. Woodworth, M. P. Meredith, V. Stepanov, T. Whitworth, and A. R. Pyne (2003), Coherence of Antarctic sea levels, Southern Hemisphere Annular Mode, and flow through Drake Passage, *Geophysical Research Letters*, 30 (9), doi:10.1029/2003GL017,240.

Meredith, M. P., P. L. Woodworth, C. W. Hughes, and V. Stepanov (2004), Changes in the ocean transport through Drake Passage during the 1980s and 1990s, forced by changes in the Southern Annular Mode, *Geophysical Research Letters*, 31 (L21305), doi: 10.1029/2004GL021,169.

Olbers, D., V. Gouretski, G. Seiß, and J. Schröter (1992), Hydrographic Atlas Of The Southern Ocean, Bremerhaven.

Piolle, J.-F., and A. Bentamy (2002), QuikSCAT Scatterometer Mean Wind Field Products User Manual, Version 1.0.

Roemmich, D., and J. Gilson (2009), The 2004 – 2007 mean and annual cycle of temperature, salinity and steric height in the global ocean from the Argo Program, *Progress in Oceanography*, 82, 81–100.

Sallee, J.-B., and R. Morrow, Southern Ocean mode water monitoring by ARGO floats, <http://projets.ifremer.fr/coriolis/content/download/397/2975/file/SOceanARGO.pdf>.

Visbeck, M. (2008), A Station-Based Southern Annular Mode Index from 1884 to 2005, *Journal of Climate*, 22, 940–950.

7. Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Die eingereichte schriftliche Fassung der Arbeit entspricht der auf dem elektronischen Speichermedium. (Name der Datei: 908102.pdf)

Weiterhin versichere ich, dass diese Arbeit noch nicht als Abschlussarbeit an anderer Stelle vorgelegen hat.

Datum, Unterschrift