

*Nutzung von Argo-Driftern und
Satellitenaltimetriedaten zur Ableitung der
Zirkulation im Nordatlantik*

DISSERTATION
zur
Erlangung des Grades
Doktor der Naturwissenschaften
– Dr. rer. nat. –

dem Fachbereich I (Physik/Elektrotechnik) der



vorgelegt von

Falk Richter

Datum des Kolloquiums: 24.09.2010

1. Gutachter: Prof. Dr. Peter Lemke
2. Gutachter: Prof. Dr. Rüdiger Gerdes

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung

Abstract

In recent years, two major observational systems have become operational. The first is the satellite altimetry which maps the ocean surface quasi synoptically. By referencing sea surface height to geoid models, such as derived from GRACE, ocean surface currents can be diagnosed. The second observing system is the Global Array of Profiling Floats (Argo) which provides in situ subsurface temperature and salinity data. Both types of measurements are consistent with each other to such an extent that altimetry can be used to check the quality and performance of individual temperature and salinity profiles measured by Argo (see e.g. Ivchenko et al., 2007; Guinehut et al., 2009). It is shown that both types of measurements complement each other, and a joint analysis is required in order to fully exploit the information content.

The model used in this study to combine these two datasets solves for temperature and salinity which are close to observations and simultaneously respects stationary dynamical balances. The solution produces the estimates of the ocean circulation and transports. The momentum part of the model diagnoses consistent stationary flow fields, given prescribed fields of temperature, salinity, wind stress and open boundary fluxes. Simultaneously the residuals, appearing in the advection-diffusion equations for heat and salt are minimized. These residuals together with data misfits enter a cost function (weak constraints) which is reduced under the dynamical part being exactly fulfilled (strong constraint).

We analyse the North Atlantic circulation by combining data from Argo profiling buoys and satellite altimetry measurements into an inverse finite-element ocean circulation model. The ocean circulation is analysed separately for each of the years 1999 to 2008. Numerical experiments carried out with and without use of the altimetric data are discussed. Including altimetry is shown to improve the model solutions, in particular, producing more realistic heat transports. The use of altimetry changes the model topography on large scales, this difference is imprinted in the corresponding change in circulation. The resulting temperature and salinity fields that minimize the model/data misfit are discussed. It is found that both types of observations are to a large extent complementary to each other. The changes due to Argo-data are similar to those due to altimetry mainly in regions of dense Argo-data coverage.

By analysing inter-annual variabilities of sea surface height, heat transport and heat content it is found that the Argo-data coverage sufficient for reconstructing the inter-annual changes is reached only from the year 2002 onwards.

The work shows the possibility of extracting the North Atlantic circulation combining both in situ and altimetry data. The derived trends in sea surface height, heat transport and heat content are discussed. The results compare well with other estimates based on measurements.

INHALTSVERZEICHNIS

Einleitung	1
1 Stand der Wissenschaft	7
1.1 Modellierung	7
1.2 Beobachtungen und Messungen	10
2 Datenlage	15
2.1 World Ocean Atlas 2005 (WOA05)	16
2.2 Satelliten-Altimetrie	18
2.3 Profile der autonomen Drifter (Argo)	19
2.4 Gouretzki und Kolterman Klimatologie (GKK)	25
2.5 Windschubspannung	26
3 Modelle und Methoden	29
3.1 Inverses Finite-Elemente Ozean-Modell (IFEOM)	30
3.1.1 Kostenfunktion	32
3.1.2 T/S Advektion/Diffusion	35
3.1.3 T/S Hintergrundklimatologie	36
3.1.4 Argo-Assimilation	37
3.1.5 Altimetrie-Assimilation	40
3.1.6 Anpassung an den Druck in der Tiefsee	41
3.1.7 Kostenentwicklung	44
3.2 Randbedingung	45
3.3 Objektive Analyse	46
4 Einfluss von Argo- und Satellitenaltimetriedaten auf das Modellergebnis	49
4.1 Durchgeführte Modellsimulationen	49
4.2 Referenzsimulation	50
4.3 Kombination von Argo- und Altimetriedaten	52
4.4 Einfluss der Argo-Daten	54
4.5 Interaktion von Argo- und Altimetriedaten	56
4.6 Einfluss der Altimetriedaten	61
4.7 Anpassungsgüte an Argo- und Altimetriedaten	64
4.8 Fazit	68

5	Auswertung	69
5.1	Vergleich mit Objektiver Analyse	69
5.2	Analyse der Oberflächenauslenkung	75
5.2.1	Trendanalyse der Oberflächenauslenkung	77
5.2.2	Zwischenjährliche Variabilität der Oberflächenauslenkung	83
5.3	Analyse des Wärmeinhaltes	88
5.4	Analyse der Wärmetransporte	94
5.4.1	Trendanalyse der Wärmetransporte	96
5.5	Abschätzung des atmosphärischen Wärmeflusses	101
5.6	Fehlerabschätzung	103
5.7	Fazit	109
6	Zusammenfassung und Ausblick	111
	Literaturverzeichnis	115
	Abbildungsverzeichnis	122
	Tabellenverzeichnis	124
	Formelzeichen und Abkürzungen	127
	Stichwortverzeichnis	129

EINLEITUNG

Der beobachtete Klimawandel ist gleichzeitig Grund und Antrieb, unser Klimasystem verstehen und vorhersagen zu wollen. Die Ozeane sind dabei ein Schlüsselement, da sie große Mengen Wärme, Stoffe und Süßwasser transportieren und mit der Atmosphäre austauschen. Um das Klimasystem und den Klimawandel besser zu verstehen, werden zwei Wege beschritten. Dies ist einerseits die Modellierung und andererseits die Messung von relevanten Prozessen und deren Wechselwirkungen. Der Vergleich von Beobachtungen und Simulationen trägt dazu bei, Modelle zu verbessern, sowie weitere relevante Prozesse und neue Wechselwirkungen zu erkennen. Erst am Ende dieser Entwicklung können Modelle für Vorhersagen dienen.

Die IPCC¹ Assessment Reports stellen in regelmäßigen Abständen den Zustand des Klimasystems und seine Auswirkungen auf die menschlichen Gesellschaftssysteme fest und benennen Möglichkeiten der politischen Gegensteuerung. In ihm sind neben Beobachtungsauswertungen auch Klimaprojektionen enthalten. Eine von vielen Auswirkungen des Klimawandels ist der Meeresspiegelanstieg. Modellergebnisse im IPCC-AR4 lassen den Schluss zu, dass eine dauerhafte Erwärmung der Erdatmosphäre deutlich über 3°C über 500 bis 1000 Jahre zu einem vollständigen Abschmelzen des grönländischen Inlandseises führen würde, entsprechend einem Meeresspiegelanstieg um 7m (Bindoff et al., 2007; Meehl et al., 2007). Aus dem All würde die Erde bei einem um 7 Meter erhöhten Meeresspiegel kaum anders aussehen als jetzt: Nur zwei Prozent der Landmasse liegen weniger als zehn Meter über Meereshöhe. Aber ausgerechnet dort ballen sich menschliche Ansiedlungen, darunter Megastädte wie London, New York, Sydney, Mumbai und Tokio. Chinas Metropole Schanghai liegt gerade vier Meter über dem Meeresspiegel. In Bangladesch, den Niederlanden und an der US-Ostküste gingen wichtige Landstriche verloren. In diesen Küstenstreifen leben 630 Millionen Menschen, etwa 10 Prozent der Weltbevölkerung, deren Lebensraum verloren wäre. Vor diesem Hintergrund besteht ein großes Interesse durch den Klimawandel hervorgerufene Tendenzen ozeanographischer Parameter wie Meeresspiegelanstieg, Wärmehalt und Wärmetransport aus Beobachtungen und Modellierungen abzuleiten.

In den letzten Jahren lieferten große Messprogramme, wie das „**World Ocean Circulation Experiment**“ (WOCE) wertvolle neue Datensätze zur Modellvalidierung und -optimierung (siehe z.B. Woods, 1985; Chapman, 1998; Gouretski und Koltermann, 2004). WOCE ist Teil des „**World Climate Research Programme**“ (WCRP), in dessen Rahmen in-situ und Satellitenmessungen der Ozeane zwischen den Jahren 1990 bis 1998 erhoben wurden, sowie wenig verstandene, aber wichtige physikalische Prozesse untersucht wurden. Ein weiteres Programm ist das „**Global Ocean Data Assimilation Experiment**“ (GODAE)

¹Intergovernmental Panel on Climate Change

(Smith, 2000). Es nahm 1997 seinen Anfang und hat zum Ziel, durch die Nutzung vieler verschiedener Methoden, Modellen und Daten Erfahrungen über die bestmögliche Nutzung und Anwendung von Messungen und Modelle zu sammeln (z.B. Stammer et al., 2002, 2003). Dadurch soll der Weg zu dem großen Ziel einer operationellen Ozeanvorhersage geebnet werden. Ein zentraler Bestandteil von GODAE ist das Argo-Programm (**A**rray for **R**eal-time **G**eostrophic **O**ceanography) (Argo Steering Team, 1998; Wilson, 2000). Darin liefern mittlerweile mehr als 3000 autonom profilierenden Messinstrumente hydrographische Informationen der oberen Ozeanschichten. Messungen ozeanographischer Größen und Parameter sind sehr kostspielig und in der notwendigen räumlichen und zeitlichen Auflösung nicht zu bewerkstelligen. Eine positive Ausnahme, zumindest in Hinblick auf die Auflösung, stellen hier Satellitenmissionen dar. Aber auch mit ihrer Hilfe sind wir nicht in der Lage, Informationen aus der Tiefe der Ozeane abzuleiten. Diese Lücke soll nun Argo im größeren Maße schließen. Eine Vielzahl dieser Messungen sind über die Jahre Grundlage verschiedenster Klimatologien (wie z.B. Conkright et al., 2002; Gouretski und Koltermann, 2004; Locarnini et al., 2006) geworden.

Auch in der Modellierung ist in den letzten Jahrzehnten eine stetige Weiterentwicklung zu verzeichnen. Prognostische Ozean-Zirkulations-Modelle (**GCM** **G**eneral **C**irculation **M**odel) sind heute in der Lage, den momentanen Zustand der Ozeane, einschließlich der mittleren Zirkulation, Temperatur- und Salzgehaltsstruktur, zu simulieren (z.B. Willebrand et al., 1997; Griffies et al., 2000; Treguier et al., 2005; Hecht und Smith, 2008; Griffies et al., 2009). Probleme gibt es hingegen, kleinskalige Prozesse zu modellieren (siehe z.B. McWilliams, 2008; Tanaka und Hasumi, 2008; McClean et al., 2008). Zudem weisen Modelle Trends auf und zeigen über längere Perioden große Abweichungen zu gemessenen Daten (Bryan, 1998). Dafür gibt es zwei Gründe. Zum einen sind die physikalischen Zusammenhänge, die die mittlere Zirkulation beschreiben, nicht linear, weiterhin werden einige Prozesse im Modell nicht aufgelöst, sondern parametrisiert. Diese Parametrisierungen können entscheidenden Einfluss auf die Modellergebnisse, und hier besonders für die Ableitung zeitlicher Variabilitäten, haben (Latif, 1998). Zum anderen ist die Bodentopographie der Ozeane sehr komplex, beeinflusst die Zirkulation entscheidend (Tansley und Marshall, 2000) und verlangt eine sehr hohe Auflösung, die oft die Rechenressourcen übersteigt. Beobachtungen können hier dazu dienen, Modelle auf realistische Modellzustände zu beschränken. Weiterhin können die Messdaten dazu genutzt werden, Modellparametrisierungen zu verbessern. Ein weiteres großes Problem sind die Antriebsdaten der Modelle, wie Wind oder Oberflächenflüsse vom Wärme und Süßwasser. Diese Informationen werden flächendeckend benötigt.

Die geringe Anzahl, sowie die zeitlich und räumlich unregelmäßige Verteilung der Ozeanbeobachtungen macht eine Nutzung der Messungen in Modelle zu einer Herausforderung. Mit der Methode der Objektiven Analyse (OA) wurde schon in den 70er Jahren von Bretherton et al. (1976), Hiller und Kaese (1983) und Carter und Robinson (1987) ein statistisches Verfahren zu Interpolation unregelmäßig verteilter Daten auf ein regelmäßiges Gitter entwickelt und in der Ozeanographie verbreitet. Neben dieser Art der Datenanalyse ist die Datenassimilation, mittlerweile ein zentraler Forschungsbereich in der Ozeanographie und Meteorologie, bestrebt, die Vorteile und Fortschritte in Modellierung

und Datenerhebung zu kombinieren.

Die Trennung zwischen Datenanalyse und Datenassimilation ist nicht eindeutig. Es gibt die Unterscheidung zwischen zeitunabhängigen Analysemethoden, wie OA oder dreidimensionaler stationärer Inversmodellierung (siehe z.B. Tziperman et al., 1992a,b; Mercier et al., 1993; Marotzke und Wunsch, 1993) als Datenanalyse und den zeitabhängigen (4-dimensionalen) Methoden (z.B. Wenzel et al., 2001; Stammer et al., 2002, 2003) unter dem Begriff Datenassimilation. In dieser Arbeit soll der Begriff Datenanalyse für Verfahren und Methoden stehen, denen keine physikalischen und dynamischen Gesetzmäßigkeiten zugrunde liegen, wie z.B. die OA. Analysemethoden, die physikalische bzw. dynamische Gleichungen beinhalten und berücksichtigen, ob zeitabhängig oder nicht, sollen hier unter dem Begriff Datenassimilation zusammengefasst werden.

Eine wichtige Aufgabe der Datenassimilation (und auch der Datenanalyse) bezieht sich auf die optimale Nutzung der Messungen. Beobachtungen sind immer fehlerhaft und sie erfassen Prozesse aller zeitlichen und räumlichen Skalen. Die Datenassimilation ist ein Ansatz, Beobachtungsfehler zu berücksichtigen, Messungen auf Konsistenz mit physikalischen Gesetzen zu prüfen und für die jeweilige Aufgabenstellung relevante Information aus den Messdaten zu filtern. Rein statistische Verfahren wie die OA enthalten keine physikalischen Gesetzmäßigkeiten, sind allerdings auch in der Lage Messfehler zu berücksichtigen. Eine Ableitung nicht gemessener Parameter ist daher erst in einem zweiten Schritt möglich. Eine weitere Aufgabe der Datenanalyse und Datenassimilation ist es, die räumlich und zeitlich unregelmäßigen Beobachtungen auf strukturierte Modellgitter zu inter- und extrapolieren.

Seit längerer Zeit gehen die Bemühungen in der Ozeanographie, wie auch in anderen klimarelevanten Forschungszweigen, in die Richtung, Vorteile und Stärken von Modellierung und Beobachtung zu kombinieren. Modelle sind, wie der Name schon sagt, nur ein vereinfachtes Bild der Realität. Zum einen enthalten sie Approximationen oder verzichten teilweise ganz auf die Beschreibung einzelner Prozesse, sei es auf Grund von vermeintlicher Unerheblichkeit oder schlichtweg auf Grund der Unkenntnis von Prozessen oder deren Beschreibung. Kurzum, Modelle sind ebenso fehlerbehaftet wie Beobachtungen. Die Datenassimilation bietet die Möglichkeit der Kombination von Modellen und Beobachtungen, unter Berücksichtigung ihrer Ungenauigkeiten. Dies kann helfen, die Fehler beider - von Modellen und Messungen - zu reduzieren.

Satellitenaltimetriemessungen stehen schon seit längerer Zeit zur Verfügung und sind Gegenstand zahlreicher Untersuchungen (z.B. Martel und Wunsch, 1993; Ganachaud et al., 1997; Losch und Schröter, 2004; Wenzel und Schröter, 2007). Erst seit kurzer Zeit messen Argo-Drifter in hoher Zahl und Qualität Temperatur- (T) und Salzgehaltsprofile (S) der oberen Ozeanschichten. Es handelt sich dabei, um in Raum und Zeit sehr unregelmäßig verteilte in-situ Informationen der Ozeane, die es gilt, optimal zu nutzen.

Messungen der Argo-Drifter sind schon Gegenstand bzw. Bestandteil verschiedener Arbeiten (z.B. Mercier et al., 1993; Alderson und Killworth, 2005; Liu und Thompson, 2009). So enthalten z.B. Klimatologien, wie der World Ocean Atlas 2005 (WOA05) (Locarnini et al., 2006), eine große Anzahl von Temperatur- und Salzgehaltsmessungen von

Argo-Driftern. Andere Arbeiten konzentrieren sich ausschließlich auf diese Datenquelle. So analysieren z.B. Ivchenko et al. (2006) die Anomalien im Wärmehalt des Nordatlantiks basierend auf Argo und im Vergleich zu Klimatologiedaten. In weiteren Arbeiten (Ivchenko et al., 2007, 2008) setzten die Autoren ihre Untersuchungen der sterischen Höhe² aus Argo-Daten in Bezug zu Altimetriemessungen. Auch Roemmich und Gilson (2009) nutzen Argo-Daten, um den Jahresgang und mittleren Zustand von Temperatur, Salzgehalt und sterischer Höhe abzuleiten. All diese Arbeiten nutzen die Methode der OA zur Auswertung der Messungen und setzten ihre Ergebnisse in Vergleich zu anderen Analysen oder unabhängigen Datenquellen. Die OA ist zwar eine einfache und schnelle Methode, unregelmäßig verteilte Daten zu interpolieren, sie bietet allerdings nicht unmittelbar die Möglichkeit der Berücksichtigung physikalischer Gesetze oder der dynamisch konsistenten Ableitung nicht gemessener Parameter. Auch die Kombination verschiedener Datenquellen zu einer Modelllösung ist schwierig und erfordert die Schätzung von Kreuz-Kovarianzen. Nichtsdestotrotz lieferten diese Arbeiten wichtige Erkenntnisse über die Nutzung der Argo-Messungen und deren Bezug zu anderen Daten.

Ivchenko et al. (2007) haben in ihrer Arbeit gezeigt, dass Argo derzeit selbst auf Monatsbasis für Analysen eine unzureichende Datenabdeckung bereitstellt. Ausgehend davon sollen in der vorliegenden Arbeit einzelne Jahresmittelzustände von Hydrographie und Zirkulation bestimmt werden. Allerdings nicht wie in Ivchenko et al. (2007) oder Roemmich und Gilson (2009) mittels des statistischen Verfahrens der OA, sondern mittels der 3-dimensionalen Inversmodellierung dynamisch konsistent mit den Modellgleichungen. Die Ableitung einzelner Jahresmittel hat zudem den Vorteil, dass die dominante jahreszeitliche Variabilität entfällt, wodurch der Zustand des Systems Ozean mit Einschränkungen als stationär angenommen werden kann. Durch diese Annahme entfallen die Zeitableitungen in den Modellgleichungen und das Modellierungsproblem vereinfacht sich entscheidend. Bei der Ableitung der 3-dimensionalen stationären Ozeanzirkulation, sucht man einem Kompromiss zwischen Modell und Beobachtungsdaten im Sinne der kleinsten Quadrate. Dieses zeitunabhängige Pendant zur 4D-VAR Datenassimilation wird als inverse Methode bezeichnet. Das zugrundeliegende Modell ist unter Umständen wesentlich einfacher. Auch bei dieser Methode wird ein Minimum der Abweichung zwischen Modellergebnissen und gemessenen Daten gesucht. Mit Hilfe dieses Verfahrens können mit dynamischen Prinzipien die unregelmäßig verteilten Messdaten unter Berücksichtigung der Modellgleichungen interpoliert und abhängige Parameter dynamisch konsistent abgeleitet werden.

Die durch die Annahme der Stationarität vernachlässigten Prozesse spielen jedoch in weiten Teilen der Ozeane eine entscheidende Rolle (McWilliams, 2008; Tanaka und Hasumi, 2008; McClean et al., 2008). Auch Marotzke und Wunsch (1993) wiesen in ihrer Arbeit auf diese Problematik hin. Sie stellten fest, dass es keinen mit den Messdaten konsistenten stationären Zustand gibt. Im Modell fehlte es an der Darstellung von nicht-stationären Prozessen, um realistische - den Messungen (die auch nicht-stationäre Signale enthalten) entsprechende - Modelllösungen zu erhalten. Die geringe Datendichte lässt aber keine Bestimmung zeitlicher Variabilitäten unterhalb von Jahresanomalien zu. Auf Jahresbasis ist

²Die Ausdehnung des Meerwasservolumens bei gleichzeitiger Dichteabnahme wird als sterische Meeresspiegeländerung bezeichnet. Hierbei wird zwischen dem thermosterischen Effekt (thermische Expansion) und dem halosterischen Effekt, Volumenzunahme durch Verringerung des Salzgehaltes, unterschieden.

die Annahme der Stationarität jedoch nahezu gegeben. Nicht-lineare, kleinskalige Prozesse, werden versucht im Modell zu parametrisieren. Die Annahme der Stationarität ist gleichzeitig auch eine große Herausforderung in der Datenaufbereitung (siehe Abschnitte 2.3 und 2.2). Auch die Messungen enthalten Informationen von Prozessen aller Zeit- und Raumskalen. Um die Abbildung instationärer Prozesse und auch der Signale des dominanten Jahresganges auf die stationäre Jahremittellösung einzuschränken, ist eine aufwändige Datenaufbereitung notwendig (Kapitel 2).

Auf Jahresbasis ist die Argo-Datendichte zwar ausreichend, um von einem signifikanten Effekt auf die Modelllösung ausgehen zu können, nichtsdestotrotz bleiben die Argo-Messungen Punktinformationen. Vor dem Hintergrund der hohen Korrelation zwischen sterischer Höhe (berechnet aus T und S der Argo-Drifter) und der Meeresoberflächenauslenkung (bestimmt aus Satellitenaltimetriemessungen) sollen die Argo-Punktmessungen mit den flächendeckenden Daten der Satellitenaltimetrie kombiniert werden. Dieser enge Zusammenhang zwischen sterischer Höhe und Oberflächenauslenkung wurde bereits in zahlreichen Studien belegt (Leuliette und Miller, 2009; Willis und Fu, 2008; Ivchenko et al., 2007; Guinehut et al., 2009; Liu und Thompson, 2009). Eine Kombination aus in der Horizontalen, räumlich hoch aufgelösten Altimetriemessungen und der vertikalen Schichtungsinformation aus den hydrographischen Messungen der Drifter ist daher nur folgerichtig. Die Satellitenaltimetrie soll dabei helfen, die Information der Argo-Punktmessungen unter Berücksichtigung der zugrundeliegenden Modellgleichungen dynamisch konsistent im Modellgebiet zu verbreiten.

An diesem Punkt schließt die hier vorliegende Arbeit an. Für den Zeitraum 1999 bis 2008 werden die Argo-Daten unter Zuhilfenahme der Satellitenaltimetrie in einem dreidimensionalen stationären inversen Finite-Elemente-Ozean-Modell (IFEOM) ausgewertet. Zugunsten einer ausreichenden Argo-Datendichte werden in der vorliegenden Arbeit Hydrographie und Zirkulation als Jahresmittel abgeleitet und untersucht. Auf Jahresbasis ist die Annahme der Stationarität gerechtfertigt. Das verwendete Modell (IFEOM) basiert auf der Arbeit von Sidorenko (2005) und ist da im Detail beschrieben. Erläuterungen zu Änderungen und wichtigen Komponenten dieses Modells sind allerdings Bestandteil dieser Arbeit (Kapitel 3).

Mit Hilfe der inversen Modellierung wird es möglich, die in den Argo-Daten enthaltene Information dynamisch konsistent (in Bezug auf die Modellgleichungen) auszuwerten und ergänzend zur OA auch dynamisch konsistent abgeleitete Parameter zu untersuchen. Das Modell sucht einen Kompromiss zwischen Modellgleichungen und assimilierten Daten im Sinne der kleinsten Quadrate. Abweichungen zu den Beobachtungsdaten sind somit möglich. In der inversen Modellierung ist die Aufstellung der Norm, die minimiert werden soll (häufig als Kostenfunktion bezeichnet, Abschnitt: 3.1.1) von zentraler Bedeutung. Die Wahl der enthaltenen Terme und deren Gewichtung untereinander entscheiden über die Qualität der Analyseergebnisse. Dies ist, neben der erwähnten Datenaufbereitung, ein wesentlicher - und auch umfangreicher - Teil dieser Arbeit.

Die angestrebten Analysen bleiben auf den Nordatlantik beschränkt. Dieser Teil der Ozeane ist durch seinen starken Einfluss auf das Klima in Nordamerika und Europa von besonderem Interesse. Zudem ist der Nordatlantik eines der am besten vermessenen und

untersuchten Ozean-Regionen, so dass eine große Anzahl von vergleichenden Arbeiten zur Verfügung steht.

Diese Dissertation ist wie folgt gegliedert. In Kapitel 1 wird die Motivation zu dieser Arbeit von Seiten der Modellierung (Abschnitt 1.1) und von Seiten der Klimabeobachtungen (Abschnitt 1.2) beleuchtet. Dabei wird auf die Entwicklung beider Forschungsbereiche eingegangen, sowie offene Fragen und Probleme angesprochen. Hier wird die vorliegende Arbeit in die wissenschaftliche Landschaft eingeordnet und ihre Relevanz dargelegt. Im darauf folgenden Kapitel wird die Datengrundlage dieser Arbeit im Detail erläutert (Kapitel 2), bevor anschließend die Methode der inversen Modellierung und das verwendete Modell mit seinen wichtigsten Komponenten beschrieben wird (Kapitel 3). In diesem Abschnitt wird die entscheidende und auch sehr arbeitsintensive Wahl und Bestimmung der Kostenfunktion und der Gewichtung ihrer einzelnen Komponenten behandelt. Dieser Schritt kann als der für die Analysequalität wichtigste angesehen werden. Nach diesen grundlegenden Erläuterungen folgt der erste Teil der Ergebnisanalyse. Hier wird die Referenzsimulation vorgestellt, anhand derer die Beeinflussung der Modellergebnisse durch die beiden zentralen Datenquellen (Argo-Temperatur und -Salzgehalt, sowie Satellitenaltimetrie) beschrieben wird (Kapitel 4). Die Kombination der beiden Datensätze Argo und Altimetrie ist ein Schwerpunkt dieser Arbeit.

Im Kapitel 4 werden diese Daten in Beziehung gesetzt und kombiniert. Betrachtungen zur Güte der Anpassung an die verwendeten Daten schließt dieses Kapitel. Im Auswertungskapitel (Kapitel 5) werden die erhaltenen Modellergebnisse bezüglich Oberflächenauslenkung, Wärmetransport und Wärmeinhalt analysiert. Darin werden die Ergebnisse mit denen einer objektiven Analyse (Ivchenko et al., 2006, 2007, 2008) verglichen und zeitliche Entwicklungen der einzelnen Parameter betrachtet. Bei vielen Analysemethoden ist es schwierig, Fehler für die erhaltenen Modelllösung anzugeben. Ein Vergleich zwischen dynamisch konsistenter Analyse der Argo-Daten (inverse Methode) unter Berücksichtigung der Altimetriemessungen (Ziel der vorliegenden Arbeit) und der statistischen Analyse mittels OA kann eine Einsicht bieten, wie sinnvoll die erhaltenen Ergebnisse sind und welche Information man aus den verwendeten Daten und Analyseergebnissen erwarten kann.

Vor dem Hintergrund des Klimawandels erfährt die zeitliche Variabilität des Klimasystems besondere Aufmerksamkeit. Die natürliche Variabilität des Klimas der Erde deckt viele Zeitskalen ab. Die Untersuchung der natürlichen Variabilität und die Unterscheidung von möglichen anthropogenen Einflüssen auf das Klimasystem verlangt dabei ein besonderes Verständnis der natürlichen Klimavariabilität auf jährlichen und dekadischen Zeitskalen (Grötzner et al., 1998). Eine Untersuchung der zeitlichen Entwicklung von Hydrographie, Zirkulation und Transporten ist daher ebenfalls Bestandteil der Arbeit (Kapitel 5). Eine ausreichende Anzahl von Messungen aus der Tiefe der Ozeane stehen nur in den letzten Jahrzehnten zur Verfügung. Die Ableitung zeitlicher Variabilität aus Messdaten ist daher schwierig. Nichtsdestotrotz sollte es durch die Nutzung und Kombination verschiedener Datensätze möglich sein, ein besseres Verständnis der zwischenjährlichen Variabilität zu erzielen (Latif, 1998). Eine Fehlerabschätzung schließt das Auswertungskapitel. Die Erkenntnisse der Arbeit werden in Kapitel 6 zusammengefasst und weiterführende Untersuchungen werden vorgeschlagen.

KAPITEL 1

STAND DER WISSENSCHAFT

Dieses Kapitel soll die Motivation zu dieser Arbeit von zwei Seiten beleuchten.

Zum ersten aus Sicht der Modellierung, wobei Grundlagen, Kernpunkte und Schwierigkeiten verschiedener Methoden angesprochen und diese in Zusammenhang mit anderen Verfahren gestellt werden (Abschnitt 1.1). Weiterhin wird eine Einführung in die Inverse Modellierung gegeben. Hier werden auch die beiden Verfahren, deren Ergebnisse in dieser Arbeit analysiert werden, näher erläutert. Das ist zum einen die Objektive Analyse (OA) (Abschnitt 3.3), die von Ivchenko et al. (2006, 2007, 2008) zur Analyse von Argo-Daten verwendet wurde und zweitens die in dieser Arbeit verwendete stationäre inverse Modellierung.

Als zweites ist diese Arbeit durch die verbesserte Quantität und Qualität der klimatologischen und ozeanographischen Messungen im letzten Jahrzehnt motiviert (Abschnitt 1.2). Besonders die in-situ Messungen der Argo-Drifter erreichten in den letzten Jahren die angestrebte Anzahl von 3000 Driftern. Sie bieten nun somit eine räumlich und zeitlich bisher unerreichte Abdeckung und stellen damit die zur Satellitenaltimetrie korrespondierenden in-situ Informationen bereit. Die Auswertung dieser Daten und deren Kombination in Modellen bieten eine Vielzahl interessanter Möglichkeiten.

1.1 MODELLIERUNG

Die beiden Methoden zur Analyse von Daten bzw. zur Kombination von Modellierung und Messung in dieser Arbeit - die Datenanalyse bzw. Datenassimilation - sind die objektive Analyse (OA) und die 3-dimensionale stationäre Inversmodellierung.

Ivchenko et al. (2006, 2007, 2008) und Roemmich und Gilson (2009) präsentierten in ihren Arbeiten rein statistischen Auswertungen von Argo-Daten. In der vorliegenden Arbeit soll im nächsten Schritt die Analyse der Argo-Daten mit Hilfe eines dreidimensionalen stationären inversen Finite-Elemente-Ozean-Modells (IFEOM) dynamisch konsistent wiederholt werden. Durch die zugrundeliegenden dynamischen Modellgleichungen ist auch eine weiterführende Untersuchung abgeleiteter Modellparameter möglich. Dies sind z.B. die zur Hydrographie korrespondierenden Strömungsgeschwindigkeiten oder auch die Transporte.

Beide Methoden, die OA und die inverse Modellierung, suchen nach einer Lösung, die eine minimale Abweichungen zwischen Modellparametern und den betrachteten Daten ausweist. Um diese Abweichung zu charakterisieren, wird eine sogenannte Kostenfunktion, \mathcal{J} , konstruiert, welche die gewichteten Abweichungen von Modellvariablen und Beobachtungen beschreibt. Auch bei der OA kann man von solch einer Kostenfunktion sprechen,

allerdings besteht diese lediglich aus der gewichteten Abweichung von Modellvariablen und Beobachtungen, während in die Kostenfunktion der inversen Modelle oftmals weitere Terme eingehen, wie z.B. Neben- (oder Zwangs-) Bedingungen. Weiterhin sind bei der inversen Methode die zugrundeliegenden Modellgleichungen erfüllt. Dies ist bei der OA nicht zwingend gegeben.

Die Kovarianzen der Daten sind von zentraler Bedeutung in der OA und der inversen Modellierung. Zum einen gehen sie in die Abschätzung des Einflussvolumens einer Punktmessung ein, denn diese repräsentiert nicht nur den Messpunkt selbst, sondern besitzt auch für eine gewisse Umgebung Gültigkeit. Des Weiteren müssen statistische Aussagen über die Qualität der Daten erhoben werden. Für jede Beobachtung muss entschieden werden, wie „glaubhaft“ diese ist und wie stark sie in die jeweilige Analyse einbezogen wird. Diese Informationen sind in der sogenannten Kovarianzmatrix¹ zusammengefasst, die bestimmt in welchem Umfang und wie stark eine Punktmessung die Analyse beeinflusst.

In der OA und der inversen Modellierung ist die Aufstellung der Kostenfunktion und die Wahl der Gewichtung der einzelnen Terme von entscheidender Bedeutung für die Qualität der Analyse. Die Wahl der Kostenfunktion, sowie die Gewichtung ihrer einzelnen Terme, ist dabei stark vom Ziel der Analyse abhängig. Auch die Datenaufbereitung und Datenprüfung entscheidet wesentlich über die Qualität der Resultate.

Während bei der prognostischen Modellierung ein durch festgelegte Parameter (Anfangs- und Randbedingungen, Parametrisierungen) spezifiziertes Modell benutzt wird, um die Entwicklung ozeanographischer Variablen vorherzusagen, versucht die „inverse Modellierung“ aus (fehlerbehafteten) Beobachtungen die Modellkonfiguration abzuleiten, die die Beobachtungen (im problemabhängigen Sinne) „optimal“ reproduziert. Generell spricht man bei Abschätzungen eines Systemzustandes durch die Kombination eines physikalischen Modells und Beobachtungen von einer Zustandsschätzung (state estimate). Dabei sind „inverse Probleme“ alle Zustandsschätzungen die Minimierungstechniken wie z.B. „Maximum Likelihood“ nutzen, gleich ob der Zustand stationär ist oder nicht (Wunsch und Heimbach, 2007).

Die Einbeziehung von Beobachtungen in Modelle kann dazu beitragen, parametrisierte, kleinskalige, im Modell nicht aufgelöster Prozesse besser abzubilden. Prognostische Modelle zeigen bei langzeitigen Läufen Abweichungen zu Messdaten. Eine Einbeziehung der Messungen kann dabei helfen ein 4-dimensionales Bild der Ozeanzirkulation zu erhalten, das besser mit den Beobachtungen und dynamischen Modellgleichungen übereinstimmt. Und schließlich können die so erhaltenen Analyseergebnisse als Anfangszustand für Vorhersagemodelle dienen. All diese Anwendungen und Zielstellungen wurden bereits in verschiedenen Arbeiten angesprochen, wie z.B. Wenzel et al. (2001) oder Stammer et al. (2002, 2003).

Ein etwas bescheideneres Ziel ist die Abschätzung der 3-dimensionalen stationären Ozeanzirkulation, die einem Kompromiss zwischen einem GCM und den verwendeten Beobachtungsdaten im Sinne der kleinsten Quadrate entspricht. In den meisten Umsetzungen dieser Herangehensweise wird die Instationarität der Strömung minimiert. Das Ziel, der

¹Die Kovarianzmatrix enthält Informationen über die Streuung eines Zufallsvektors und über Korrelationen zwischen dessen Komponenten.

Abschätzung der stationären Ozeanzirkulation, verfolgen viele Arbeiten, wie z.B. Tziperman et al. (1992a,b), Marotzke und Wunsch (1993), Schiller und Willebrand (1995), Yu und Malanotte-Rizzoli (1996, 1998), Lumpkin und Speer (2003); Lumpkin et al. (2008). Alle diese Arbeiten konzentrieren sich zudem ebenfalls wie die hier vorliegende auf den Nordatlantik.

Eine der ersten Anwendungen der quasi-stationären Inversmodellierung stellen die Arbeiten von Tziperman et al. (1992a,b) dar. Darin nutzen die Autoren ein GCM in verschiedenen Experimenten, um die Umsetzbarkeit und Lösbarkeit inverser Probleme sowie die Ableitung des adjungierten Modells² zu testen. Weiterhin gibt diese Arbeit Einblicke darin, wie verschiedene Daten in der Optimierung genutzt werden um die gewünschten Modellparameter abzuleiten. Die von Tziperman et al. (1992a,b) aufgestellte Kostenfunktion beinhaltet die Abweichungen der Modelllösung von der Stationarität, sowie die Abweichungen von Temperatur, Salzgehalt, Atmosphärenflüssen (Wärme und Süßwasser) und Windstress zu den beobachteten Werten. Im ersten Teil der Arbeit (Tziperman et al., 1992a) nutzen die Autoren synthetisch generierte Datensätze aus einem prognostischen Lauf des verwendeten Modells. Trotz der Unterbestimmtheit des Problems war es möglich eine optimale (im Sinne der Kostenfunktion) Hydrographie zu bestimmen, trotz der Anwesenheit transienter Effekte in den Daten. Probleme ergaben sich in der Ableitung des Windstresses aus der Hydrographie. Erst die Hinzunahme der Information der Oberflächengeschwindigkeiten ergaben realistische Werte. Wärme- und Süßwasserflüsse konnten aus der Hydrographie bestimmt werden, Schwierigkeiten ergab hier die Hinzunahme von künstlichem Rauschen auf die hydrographischen Daten.

In der weiterführenden Arbeit (Tziperman et al., 1992b) wurde das Verfahren auf den Nordatlantik angewendet. Darin werden zwei wichtige Probleme aufgegriffen, zum einen die Existenz lokaler Minima der Kostenfunktion, die eine Konvergenz zur optimalen Lösung verhindern können. Und zum anderen die Unterbestimmtheit des Optimierungsproblems. Dies zeigt sich in einer - in einzelnen Richtungen - flachen Kostenfunktion. Die „Flachheit“ erlaubt mehrere gleichwertige Modellzustände. Eine weitere Optimierung würde hier zusätzlicher Information bedürfen.

Das Modell von Marotzke und Wunsch (1993) baut auf den Arbeiten von Tziperman et al. (1992a,b) auf. Die Kostenfunktion bestraft die Abweichung zwischen Modell und Daten, und nähert sich der Stationarität durch Bestrafung der quadratischen Abweichungen zwischen dem ersten und letzten Modellzustand. In ihrer Arbeit verweisen die Autoren auf die Bedeutung der Initialisierung des Modells am Beispiel der Umwälzzirkulation (meridional overturning circulation - MOC) und bekräftigen die von Tziperman et al. (1992a,b) erläuterten Probleme. Ohne eine Vorwärtssimulation erzeugt das Modell eine MOC-Zelle von nur 6 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3/\text{s}$), während das Maximum der MOC mit Vorwärtssimulation bei realistischeren 20 Sv liegt.

Die Modelle von Schiller und Willebrand (1995) und Yu und Malanotte-Rizzoli (1996) sind vergleichbar mit denen von Marotzke und Wunsch (1993). Schiller und Willebrand (1995) berücksichtigen die vollen Impulsgleichungen und ein vereinfachtes adjungiertes

²Das adjungierte Modell löst die adjungierten Gleichungen, um den Gradienten zu bestimmen, der zu neuen Kontrollvariablen führt. Dieser neue Zustand verringert die Kostenfunktion und erfüllt per Definition die Modellgleichungen.

Modell, in dem lediglich die adjungierten Tracer-Gleichungen gelöst werden. Yu und Malanotte-Rizzoli (1996) verwendeten ein vollständiges adjungiertes Modell. Ihre Lösungen zeigen, dass die Verwendung der vollen Modelldynamik die Struktur von Frontensystemen (wie dem Golfstromsystem) und großskaligen Strukturen im Geschwindigkeitsfeld verbessert. Zum anderen verweisen sie auf systematische Fehler in der vertikalen Struktur der optimierten Temperatur - der obere Ozean zeigt in ihren Analysen kältere und der tiefe Ozean wärmere Temperaturen im Vergleich zur Klimatologie. Yu und Malanotte-Rizzoli (1996) schreiben diese Fehler der Stationaritätsannahme zu. Dieses Problem wurde in der weiterführenden Arbeit (Yu und Malanotte-Rizzoli, 1998) durch die zusätzliche Bestrafung der monatlichen Klimatologie (basierend auf Levitus et al. (1994)) behoben. Durch diese Bestrafung der Differenz zwischen 13. und 1. Monat der Integration ist der Ansatz von Yu und Malanotte-Rizzoli (1998) zwischen den "stationären" Inversmodellen und der vollen 4D-VAR Modellierung anzusiedeln. Beispiele für die 4-dimensionale Variationsanalyse (4D-VAR) sind z.B. Wenzel et al. (2001), Stammer et al. (2002, 2003) oder Wunsch und Heimbach (2006).

Auch spätere Arbeiten nutzen die inverse Methode zur Analyse von Beobachtungen unter Berücksichtigung von dynamischen Gesetzmäßigkeiten. So kombinierten Lumpkin und Speer (2003) hydrographische Daten, Atmosphärenflüsse und regionale Zirkulationen verschiedener Studien in ein inverses Ozeanmodell für den Nordatlantik, um die Zirkulation, Mischungsparameter und Atmosphärenantrieb zu optimieren. Lumpkin et al. (2008) nutzte ein inverses Box-Modell, um im WOCE-Experiment wiederholte hydrographische Schnitte zu analysieren und daraus Transporte über den 48°N Schnitt im Atlantik abzuleiten.

Die durch WOCE und GODAE - darin besonders durch Argo - deutlich gestiegene Quantität und Qualität von Ozeanbeobachtungen stellt nun zumindest auf Jahresbasis eine nie erreichte Datenabdeckung bereit. Das in dieser Arbeit verwendete dreidimensionale stationäre inverse Finite-Elemente-Ozean-Modell (IFEOM) folgt den Arbeiten von Tziperman et al. (1992a,b) und bietet die Möglichkeit, die große Datenfülle mit einem dynamischen Modell zu kombinieren. Die Annahme der Stationarität ist auf Jahresbasis näherungsweise gegeben und die damit verbundenen Vereinfachungen im Modell erlauben eine umfangreiche und flexible Analyse.

Grundlage für die Qualität der Analyse ist die Wahl und Gewichtung der einzelnen Terme der Kostenfunktion (Abschnitt: 3.1.1). Dies stellt einen wesentlichen und umfangreichen Teil der Arbeit dar und ist das eigentliche "Geheimnis" der inversen Modellierung.

1.2 BEOBACHTUNGEN UND MESSUNGEN

Dieser Abschnitt soll die Motivation zu der vorliegenden Arbeit von Seiten der Beobachtungen unseres Klimasystems beleuchten.

Mit großangelegten Messprogrammen wie WOCE oder GODAE wurden immense Anstrengungen unternommen, unser Klimasystem durch Messungen besser zu verstehen. Dabei spielen in den letzten Jahren Fernerkundungsdaten von Satelliten eine immer bedeutendere Rolle, da sie unseren Planeten großflächig und nahezu lückenlos in hoher zeitlicher Auflösung beobachten können. So gibt es mittlerweile eine Reihe von Satelliten

mit unterschiedlichen Missionen wie z.B. "SEASAT"(Meereshöhe und Oberflächentemperatur), ERS-1 und ERS-2 (Windstärke und -richtung über Ozeanen und Meereshöhe), Topex/Poseidon (Wasserdampfgehalts der Atmosphäre und Meereshöhe), Jason-1 und Jason-2 (Meereshöhe), EnviSat (Meereshöhe), NOAA (6-16) (Wasserdampf über der Meeresoberfläche, Oberflächentemperatur der Ozeane) und CHAMP, GRACE und GOCE (Vermessung des Erdschwerefeldes). Erst durch die Bestimmung der Schwerefeldes der Erde kann das Geoid, eine Äquipotentialfläche, bestimmt werden. Sie dient als Referenz, auf die die Altimeterdaten bezogen werden. Erst so ist es möglich absolute Oberflächenauslenkungen der Ozeane zu erhalten.

Alle diese Fernerkundungsmessungen sind allerdings nicht in der Lage, in-situ Informationen aus dem Inneren der Ozeane zu liefern. Dieses Defizit konnten bisher aufwändige und teure Ozeanverankerungen und schiffsgebundene Messungen nur bedingt beheben. Das Argo-Programm (wichtiger Datenlieferant für GODAE) liefert mittlerweile mit mehr als 3000 autonom profilierenden Messinstrumenten hydrographische Informationen der oberen Ozeanschichten und stellt somit die zu Satellitendaten korrespondierenden in-situ Informationen zur Verfügung.

Besonders die T und S Profile der Argo-Drifter und die Altimetrieinformation der Satelliten sind Gegenstand derzeitiger Forschung. Vor allem der Stellenwert der Satellitenaltimetriemessung ist dabei hoch anzusiedeln, denn die Oberflächenauslenkung steht im direkten Zusammenhang mit dem großskaligen 3-dimensionalen Strömungsfeld (Wunsch und Gaposchkin, 1980). Darauf gründeten viele Arbeiten, die sich mit dem Einfluss der Altimetrie und deren Verwendung in Ozeanmodelle beschäftigten und den Einfluss verbesserter Geoidmodelle durch Fortschritte in der Schwerefeldbestimmung betrachten, wie z.B. Martel und Wunsch (1993); Ganachaud et al. (1997); Wenzel et al. (2001); Schröter et al. (2002); Losch et al. (2002a,b); Losch und Schröter (2004). Argo-Daten wurden bisher in einer Reihe von Arbeiten unter Nutzung der OA analysiert, wie z.B. Ivchenko et al. (2006, 2007, 2008); Roemmich und Gilson (2009). Zudem fließen diese Daten mit zunehmender Anzahl immer stärker in die Ableitung von Klimatologien ein, verbessern deren Beschreibung und prägen immer stärker deren Informationsgehalt (Forget und Wunsch, 2007). So nutzten z.B. Wunsch und Heimbach (2006) in ihrer Arbeit die Klimatologie von Gouretski und Koltermann (2004), da diese im großen Umfang aktuelle Argo T und S Daten enthält, sowie fortgeschrittenere Geoidableitungen, basierend auf GRACE,³. Die Klimatologie von Gouretski und Koltermann (2004) kommt auch in dieser Arbeit zur Anwendung.

Die inverse Modellierung bietet die Möglichkeit, eine optimale Lösung der Zustandsschätzung im Bezug auf die zugrundeliegende Modellphysik und der verwendeten Daten zu bestimmen. Dabei können mehrere Daten unterschiedlicher Parameter und Instrumente gleichzeitig in die Optimierung einfließen.

Vor diesem Hintergrund kann die dynamisch konsistente Analyse der unregelmäßig verteilten Argo-Daten im Optimierungsprozess durch die hochauflösenden Altimetriemessungen ergänzt werden. Für diese Kombination spricht auch die hohe Korrelation zwischen sterischer Höhe und der Meeresoberflächenauslenkung. Dieser Zusammenhang wurde be-

³Gravity Recovery and Climate Experiment

reits in zahlreichen Studien belegt (Leuliette und Miller, 2009; Willis und Fu, 2008; Ivchenko et al., 2007; Guinehut et al., 2006, 2009). Abbildung 1.1 zeigt diese Korrelation aus der Arbeit von Guinehut et al. (2006). Für den Nordatlantik zeigen sich flächendeckend Korrelationen größer 0.6.

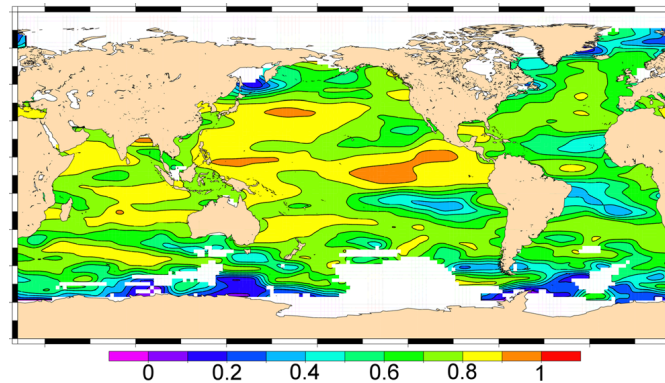


Abbildung 1.1: Korrelationskoeffizient zwischen der Anomalie der Oberflächenauslenkung aus Satellitendaten und der Anomalie der dynamischen Höhe (Referenztiefe 700 m) von Argo über die Periode 1993-2003, berechnet auf $2^\circ \times 2^\circ$ horizontalen Gitterboxen unter Verwendung aller Beobachtungen innerhalb einer $10^\circ \times 2^\circ$ Box um jeden Gitterpunkt. Boxen mit weniger als 20 Beobachtungen sind maskiert. (Quelle: Guinehut et al. (2006)) Eine hohe Korrelation von mehr als 0.6 ist nahezu im kompletten Nordatlantik gegeben.

Eine Berücksichtigung der Altimetrie bewirkt nicht nur die erwähnte Steuerung der großskaligen Zirkulation, es wird auch eine Anpassung der modellierten Oberflächenauslenkung an die Messungen erzielt. Dies ist besonders für Betrachtungen des Meeresspiegelanstieges interessant, der im Zuge des Klimawandels immer mehr an Bedeutung gewinnt. Der Meeresspiegel ist seit 1993 durchschnittlich um etwa 3 mm pro Jahr gestiegen, im 20. Jahrhundert insgesamt um 17 cm. Davon ist etwas mehr als die Hälfte verursacht durch thermische Ausdehnung des wärmeren Ozeans, etwa 25% durch Abschmelzen der Gebirgsgletscher, und etwa 15% durch das Abschmelzen der Eisschilde (Bindoff et al., 2007). Die thermische Ausdehnung ist demnach eine wichtige Komponente. Vor diesem Hintergrund ist die Kombination von in-situ T und S Messungen aus Argo und der Oberflächenauslenkung der Satellitenaltimetrie vielversprechend. Die Argo-Daten stellen Informationen über den Anteil und die vertikale Verteilung der sterischen Komponente (durch T und S) der Oberflächenauslenkung bereit.

Wie bereits angedeutet, ist die Satellitenaltimetrie nahezu global verfügbar, dies gilt nicht für die Argo-Profile. Bei der Nutzung von Punktmessungen (wie Argo, aber auch bei allen anderen einfließenden Daten) in der Datenanalyse und Datenassimilation stellt sich die Frage, in welchem Umfang und wie stark einzelne Messungen das Analyseergebnis beeinflussen. Die Statistik ist ein wesentliches Hilfsmittel zur Abschätzung des Einflussbereiches einer isolierten Messung, denn eine Beobachtung gilt ja nicht nur für den Messpunkt, sondern ist auch für eine bestimmte umgebende Region repräsentativ. Mit Hilfe

dieses Wissens kann die Statistik einzelner Größen (univariate Statistik), aber auch das Zusammenwirken und die Abhängigkeit mehrerer Parameter (multivariate Statistik) dabei helfen die Unterbestimmtheit des Anfangswertproblems zu reduzieren. Dieses Wissen ist in der sogenannten Kovarianzmatrix zusammengefasst. Die darin enthaltenen Korrelationen einer Messung zu umliegenden Punkten sind allerdings kaum bekannt. Die Bestimmung solcher Kovarianzmatrizen ist selbst Gegenstand umfangreicher Forschungen. Durch die hohe Korrelation zwischen sterischer Höhe (aus Argo) und der Satellitenaltimetrie (Guinehut et al., 2006) (Abb.: 1.1) besteht die berechtigte Hoffnung, dass die Altimetrieinformation dabei hilft, die Argo-Information im Modellgebiet - falls konsistent - zu verbreiten, und - falls widersprüchlich - zu korrigieren. Durch die Altimetrie soll also eine Regularisierung der Argo-Daten erfolgen.

Für die Qualität der angestrebten Analyse unter Berücksichtigung verschiedener Beobachtungsdaten, ist eine vorangehende Datenprüfung besonders wichtig. Zum einen sollen Fehler in den Daten selbst erkannt werden, zum anderen verlangt die Annahme der Stationarität einige Aufmerksamkeit in der Datenaufbereitung. Alle Messungen enthalten Signale von Prozessen aller zeitlichen und räumlichen Skalen. Mit der Annahme der Stationarität und dem Ziel die mittlere (Jahresmittel) Hydrographie und Zirkulation - und sogar deren zwischenjährliche Änderung - des Nordatlantiks abzuschätzen, ist es erforderlich, kleinskalige und kurzperiodische Signale in den Daten so weit es geht zu eliminieren. Eine Projektion dieser Effekte auf die Modelllösung kann aber dennoch nicht ausgeschlossen werden.

KAPITEL 2

DATENLAGE

In den letzten Jahren hat sich die Verfügbarkeit von ozeanographischen Messdaten stark verbessert. Zum einen ist dies einer offenen Datenpolitik zu verdanken, die einen schnellen und vor allem kostenlosen Zugang zu den Messungen ermöglicht. Andererseits wurden aber auch die Anstrengungen im Bereich der Datenerhebung in den letzten Jahren deutlich erhöht. Die zwei bedeutendsten Beispiele hierfür sind Fernerkundungsmessungen und die autonom profilierenden Tiefendrifter (Argo). Die herausragende Stärke der Satellitenmessungen ist ihre hochauflösende und nahezu globale Abdeckung der Erde. Von Satelliten direkt gemessene oder abgeleitete Größen sind z.B. Oberflächentemperatur, -salzgehalt, -farbe und -rauhigkeit, Wellenhöhe und die Oberflächenauslenkung. Letztere stellt eine der wichtigsten Messgrößen für die Ozeanographie dar, da über das Druckfeld die Ozeanzirkulation direkt beeinflusst wird (Wunsch und Stammer, 1998). Ein gravierender Nachteil der Fernerkundung liegt darin begründet, dass der Ozean weitgehend undurchlässig für elektromagnetische Wellen ist. Daher ist es nicht möglich, Tiefeninformationen vom Satelliten aus zu messen. Bis vor wenigen Jahren waren Verankerungen im Ozean und Messungen von Forschungsschiffen aus die einzigen Quellen, die in-situ Daten lieferten. Die Erhebung solcher Daten ist sehr kostspielig und zeitaufwändig. Weiterhin liefern diese Datenquellen eine sehr unregelmäßige und vor allem unzureichende Abdeckung der Weltmeere. Im Jahr 2000 wurde damit begonnen, autonom profilierenden Tiefendrifter unter der Projektbezeichnung Argo in den Ozeanen auszubringen, um dieses Defizit zu beheben. Mittlerweile ist das angestrebte Ziel von 3000 Driftern erreicht und sogar übererfüllt. Sie liefern 100.000 Temperatur- und Salzgehaltsprofile, sowie Geschwindigkeitsmessungen pro Jahr. Im Mittel wird mit dieser Anzahl eine globale Abdeckung der Ozeane von 3° (räumliche Auflösung) erreicht. Die Drifter treiben in bis zu 2000 m Tiefe (typischerweise 1000 m) für 10 Tage mit den Strömungen, bevor sie beim Aufstieg ein Temperatur- und Salzgehaltsprofil messen. Nachdem die Drifter an der Oberfläche ihre Position und die gemessenen Daten per Satellit an die Datenzentren übermittelt haben, tauchen sie wieder ab und der Zyklus beginnt von neuem. Die Lebenszeit der Drifter beträgt ca. 4-5 Jahre, damit bringt es ein Messgerät auf bis zu 150 solcher Zyklen. Diese in-situ Messungen ergänzen die Oberflächeninformation der Satellitenmessungen. Die optimale Nutzung dieser Daten mit Hilfe der Datenassimilation ist wichtiger Bestandteil dieser Arbeit. Im Folgenden werden diese beiden Datensätze, sowie alle anderen verwendeten Daten näher beschrieben. Es wird auf die Bearbeitung der Daten und ihre Rolle in den angestrebten Untersuchungen eingegangen.

2.1 WORLD OCEAN ATLAS 2005 (WOA05)

Die Daten des World Ocean Atlas 2005 (WOA05) (Locarnini et al., 2006), die in dieser Arbeit verwendet werden, sind Resultate einer Objektiven Analyse (OA) (Kapitel: 3.3). Diese Klimatologien sind, neben den Analyseergebnissen einer statistischen Mittlung, unter www.nodc.noaa.gov frei verfügbar. Die zugrunde liegenden ozeanographischen Profildaten stammen von verschiedensten Messinstrumenten, wie z.B. mechanischen Bathythermographen (MBT), digitalen Bathythermographen (DBT), CTD-Sonden (Conductivity-Temperature-Depth), Expendable Bathythermographen (XBT), profilierenden Driftern, verankerten und driftenden Bojen, Glidern und sogenannten „undulating oceanographic recorders“ (UOR). Weitere Informationen zu Daten und Verfahrenstechnik findet man ebenfalls unter www.nodc.noaa.gov. Es werden drei Klimatologien für Temperatur (T) und Salzgehalt (S) angeboten, diese sind vertikal auf Standardtiefen und horizontal auf einem regelmäßigen 1° oder 5° Gitter gegeben.

1. jährlich (0-5500m; 33 Schichten)
2. saisonal (0-5500m; 33 Schichten)
3. monatlich (0-1500m; 24 Schichten)

Alle drei Produkte der OA werden in dieser Arbeit Anwendung finden. Man sollte sich dennoch bewusst machen, dass es sich um Analyseergebnisse handelt, in die verschiedensten Daten vieler Jahre eingegangen sind. Verfahrensbedingt kommt es bei der OA zu einer Glättung der Ergebnisfelder. Ein Maß für den Glättungsfehler ist die Differenz zwischen

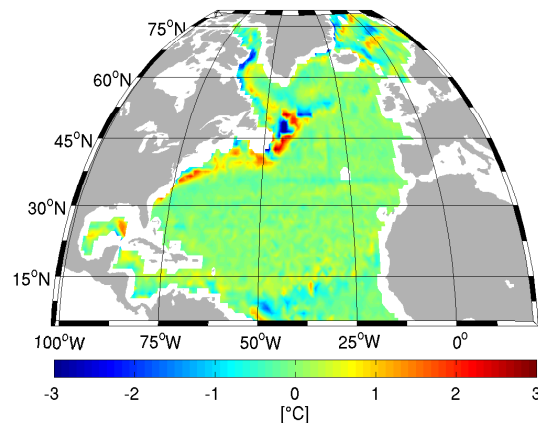


Abbildung 2.1: Maß für den Glättungsfehler des WOA05 ($z=-120\text{m}$): berechnet als lokales Mittel minus Ergebnis der objektiven Analyse. Der Glättungsfehler ist ein Maß für die verfahrensbedingte Abweichung der Analyseergebnisse von den zugrundeliegenden Beobachtungen und zeigt, dass auch Klimatologien nur fehlerbehaftete Analyseergebnisse sind.

dem statistischen Mittelwert und dem Mittel der OA. Das statistische Mittel für jede Gitterbox und Tiefe berücksichtigt alle geprüften Messungen, wobei mindestens eine Messung

vorhanden sein muss. Abbildung 2.1 zeigt den Glättungsfehler für das Temperaturfeld des WOA05 in 120m Tiefe.

Für die spätere Bearbeitung der Argo-Daten (Kapitel: 2.3) wird die jährliche und monatliche Klimatologie benötigt. Da die monatlichen WOA05 Daten lediglich bis zu einer Tiefe von 1500 m zur Verfügung stehen, während die Argo-Profile 2000 m Tiefe erreichen können, wurde aus monatlichen und saisonalen WOA05-Daten ein „modifizierter“ WOA05 Datensatz erstellt. In diesem entsprechen die oberen 1500 m den monatlichen Daten, tiefere Schichten wurden aus den saisonalen WOA05-Produkten zeitlich linear interpoliert.

Die (modifizierten) monatlichen und jährlichen T und S Felder des WOA05 werden in dieser Arbeit in dreierlei Hinsicht Verwendung finden:

1. Eliminierung des Jahresganges in den Argo-Daten
2. Konsistenzprüfung der Argo-Daten
3. Gewichtung der Argo-Daten im Minimierungsprozess

Zur Veranschaulichung zeigt Abbildung 2.2 die zeitliche Standardabweichung (der zwölf Monatsklimatologien) und räumliche Standardabweichung (der Punkte im 2° Radius um jeden Modellgitterpunkt) der Temperatur der WOA05-Daten in 120m Tiefe.

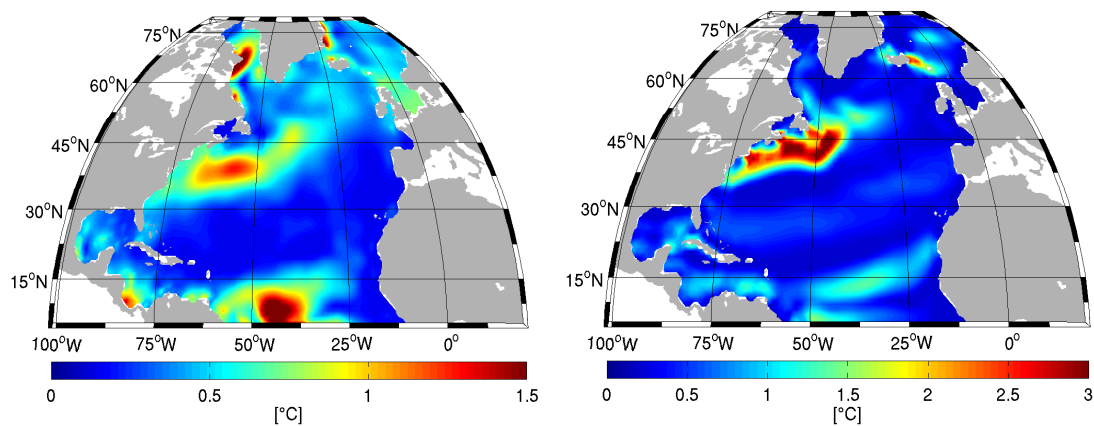


Abbildung 2.2: links: zeitliche Standardabweichung (der zwölf Monatsklimatologien) und rechts: räumliche Standardabweichung (der im 2° Radius um eine Argo-Position liegenden Klimatologiewerte, vertikal auf Argo-Tiefe interpoliert) der Temperatur der WOA05-Daten ($z=-120\text{m}$). Die Varianzen, das Quadrat der dargestellten Standardabweichungen, geht im späteren Verlauf der Arbeit in die Gewichtung der Argo-Dateninformation ein.

2.2 SATELLITEN-ALTIMETRIE

Die Radaraltimetrie stellt für die Ozeanographie eine der wichtigsten Fernerkundungsmessungen dar, da der Wasserstand über das Druckfeld direkt die Ozeanströmungen beeinflusst. Die gemessene Größe, der Abstand zwischen Satellit und Meeresoberfläche, kann mit einer Genauigkeit von besser als 5cm gemessen werden (Vossepoel, 2007). Wesentlich an Bedeutung gewinnen diese Beobachtungen in Kombination mit Messungen des Schwerefeldes der Erde. Aus diesen kann das Geoid, eine Äquipotentialfläche, bestimmt werden. Sie dient als Referenz, auf die die Altimeterdaten bezogen werden. Erst so ist es möglich dynamisch relevante Oberflächenauslenkungen der Ozeane zu erhalten. Abbildung 2.3 veranschaulicht einige Parameter, die im folgenden genauer definiert werden.

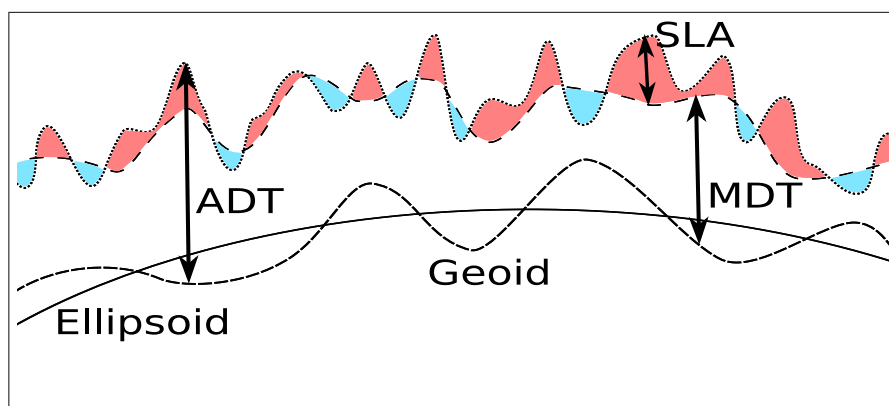


Abbildung 2.3: Definition der Altimetrieparameter: mittlere dynamische Topographie (MDT), absolute dynamische Topographie (ADT) und "sea level" Anomalie (SLA). Diese 3 Parameter sind aus Anschaulichkeitsgründen in dieser Darstellung stark überhöht. Die Differenz zwischen Ellipsoid (durchgezogene Linie) und Geoid (unterbrochene Linie) übertrifft die MDT, ADT und SLA bei Weitem. Entscheidend ist aber, dass erst durch die genaue Kenntnis des Geoids aus Schwerefeldmessungen eine präzise Angabe von SLA und ADT möglich wird.

Die drei Größen mittlere dynamische Topographie (MDT), absolute dynamische Topographie (ADT) und "sea level" Anomalie (SLA) sind über die Beziehung $ADT = MDT + SLA$ miteinander verknüpft. Dabei ist MDT ein langjähriges Mittel.

In dieser Arbeit werden zwei Altimetrie-Produkte von Aviso (Aviso, 2005) (**A**rchiving, **V**alidation and **I**nterpretation of **S**atellites **O**ceanographic data)¹ verwendet. Dies sind ADT und SLA auf einem $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ Mercator Gitter. Hierbei bildet *Rio05* (Rio und Hernandez, 2004) die MDT, gewonnen aus mittleren geostrophischen Ozeanströmungen und Altimetrie. Abbildung 2.4 (links) zeigt beispielhaft den Jahresmittelwert der absoluten dynamischen Topographie im Modellgebiet für das Jahr 2005. Solche Jahresmit-

¹Aviso stellt Satellitenaltimetriedaten der Satelliten Topex/Poseidon, Jason-1, ERS-1 and ERS-2, and EnviSat, sowie präzise Doris Orbitalbestimmungen und Positionierungsprodukte zur Verfügung. Die Daten sind unter www.aviso.oceanobs.com frei verfügbar.

telwerte werden in der vorliegenden Arbeit mittels des Modells IFEOM angepasst. Die Mittlung erfolgt über alle wöchentlich vorliegenden Oberflächenauslenkungen eines Jahres. Aus zeitlich 52 Wochenlösungen wird außerdem eine zeitliche Varianz berechnet, die bei der Assimilation in die Datengewichtung eingeht. Die Varianzfelder werden geglättet um sehr große, bzw. sehr kleine Varianzen, die extreme Gewichtungen verursachen, zu vermeiden. Abbildung 2.4 (rechts) zeigt die Standardabweichung für das Jahr 2005.

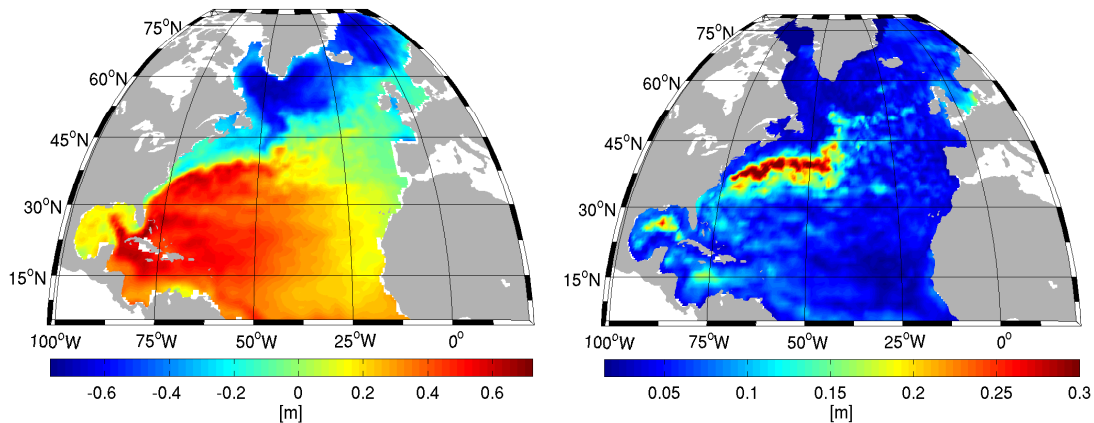


Abbildung 2.4: links: Jahresmittel der Aviso Oberflächenauslenkung (Minimum = -0.57m, Maximum = 0.93m); rechts: Standardabweichung (std) der Aviso Wochenlösungen der Oberflächenauslenkungen (Farbskala modifiziert, Minimum = 0.014m, Maximum = 0.472m). Die Varianzen (Quadrate dieser std) bilden die Grundlage für die Gewichtung der Altimetrieinformation in der Modellierung. Die größten Variabilitäten, sind im Golfstrombereich und seinen Ausläufern zu beobachten.

Für eine Konsistenzprüfung der Argo-Daten, wie sie in Kapitel 2.3 beschrieben ist, wird der Jahresmittelwert der Aviso-SLA für jedes Jahr an den Argo-Positionen benötigt. Für diese Aufgabe wird, analog zur Oberflächenauslenkung, ein Mittel der 52 Wochenlösungen der SLA auf dem $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ Mercator-Gitter berechnet. Bei der Konsistenzprüfung werden Anomalien miteinander verglichen, deshalb werden SLA-Produkte verwendet, bei denen das langjährige Mittel (MDT) abgezogen ist.

2.3 PROFILE DER AUTONOMEN DRIFTER (ARGO)

Argo ist ein internationales ozeanographisches Beobachtungssystem der Weltmeere, das sich auf eine Flotte von mittlerweile mehr als 3000 autonomer Drifter verschiedener Bauweisen zur Datengewinnung stützt. Die Drifter messen Temperatur und Salzgehalt in Tiefen von bis zu 2000 Metern und übertragen diese per Satellit. Durch Positionsangaben können auch Daten über Meeresströmungen gewonnen werden. Manche Baureihen erfassen auch weitere Daten, z. B. den Sauerstoffgehalt des Wassers. Abbildung 2.5 zeigt die Position der Drifter am 14. Mai 2009. An diesem Tag wurden die Daten heruntergeladen

und bilden eine wichtige Datengrundlage dieser Arbeit².

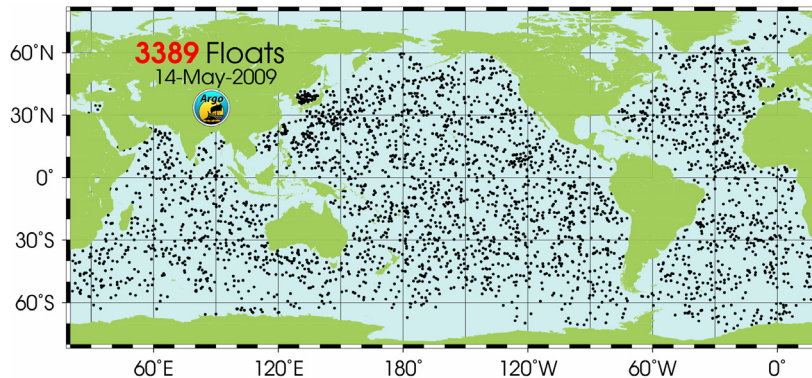


Abbildung 2.5: Position der Argo-Drifter am 14. Mai 2009. Der Datenstand dieses Tages bildet die Argo-Datengrundlage dieser Arbeit. Die angestrebte Anzahl von 3000 Driftern ist erreicht und eine gleichmäßige nominelle Abdeckung der Ozeane von ca. 3° ist erreicht. (Quelle: *www.ARGO.ucsd.edu*)

Abbildung 2.6 illustriert die Arbeitsweise der Drifter. Es gibt verschiedene Modelle dieser Messgeräte, aber alle arbeiten auf ähnliche Weise. Die meiste Zeit treiben die Drifter neutral tariert in einer voreingestellten Tiefe, typischerweise 1000 m. Anfang 2006 erreichten 46% der Profile eine Tiefe von ca. 2000 m, 66% reichen tiefer als 1500 m. Nach etwa 10 Tagen wird Flüssigkeit in eine externe Blase gepumpt, wodurch sich das Volumen erhöht und sich damit die Dichte des Gerätes verringert. Während des nun folgenden Aufstiegs zur Oberfläche wird das Temperatur (T)- und Salzgehaltsprofil (S) gemessen. An der Oberfläche werden mittels Satellit die Position bestimmt und die Daten übertragen. Anschließend entleert sich die Blase, die Dichte steigt, das Messgerät kehrt zu seiner Drifftiefe zurück und der Zyklus beginnt von neuem.

In dieser Arbeit werden ausschließlich T und S Profile verwendet. Die Bearbeitung der Rohdaten, von Qualitätskontrolle bis hin zur Interpolation auf das Modellgitter sollen im Folgenden beschrieben werden.

Von den Datenzentren werden zwei Formate der Daten angeboten. Das sind der sogenannte „real-time mode“ und der „delay mode“. Während im „real-time mode“ die reinen Messdaten veröffentlicht werden, erfolgt bei den „delay mode“ Daten eine Qualitätskontrolle, deren Prozedur in Coatanoan und De La Villeon (2005) und Wong et al. (2006) beschrieben ist. Weitere Qualitätskontrollen sind in Gaillard et al. (2009) und Guinehut et al. (2009) beschrieben. Diese Qualitätskontrollen bestehen aus täglichen und wöchentlichen automatischen Test, visuellen Test und objektiven Analysen. Die automatischen Tests kontrollieren: Datum, Position, Geschwindigkeit, Wertebereich, Spikes (Extremwerte in den Messungen), Dichteinversionen und Sensor drift. Die visuelle Kontrolle vergleicht das jeweilige Profil mit umgebenden Messungen bezüglich Strömungsgeschwindigkeit, Dichteprofil, T/S Diagramm, sowie mit einer Klimatologie und den zugehörigen Standardabweichungen.

²Die Daten sind unter *www.ARGO.ucsd.edu* frei verfügbar.

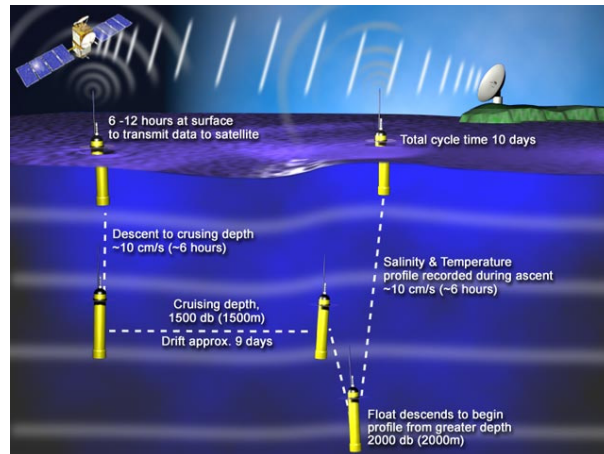


Abbildung 2.6: Arbeitsweise der Argo-Drifter. Nach Abtauchen auf bis zu 2000 m Tiefe (typischerweise 1000 m, hier 1500 m) driftet das Gerät mit der Strömung etwa 10 Tage, beim Aufstieg wird das Temperatur- und Salzgehaltsprofil gemessen. An der Oberfläche werden die Daten via Satellit übertragen und der Zyklus beginnt von neuem. (Quelle: www.ARGO.ucsd.edu)

chungen. Um grobe Fehler zu erkennen, und die Qualitätskennzeichnung (QF) festzulegen werden die Ergebnisse einer objektiven Analyse herangezogen. Das Coriolis Datacenter nutzt dazu ein Analyseschema basierend auf der optimalen Schätzmethode (Bretherton et al., 1976). Für die vorliegende Arbeit werden nur „delay mode“ Daten verwendet, die alle „Qualitätstests bestanden“ haben, d.h. $QF = 1$. Der verwendete Datensatz enthält nicht die Daten der Drifter, die im Februar 2007 als fehlerhaft (Druckfehler) identifiziert wurden. Weiterhin werden nur Daten aus aufsteigenden Profilen genutzt. Da sich die Messsonden oben am Messgerät befinden kommt es in der Abwärtsbewegung zu Turbulenzen, verursacht durch den Drifter selbst. Diese können besonders die Salzgehaltsbestimmung verfälschen. Bei den „delay mode“ Daten ist der Verlust an Profilen durch die Auslese der „absteigenden“ nicht sehr groß, so dass die Einbuße an Daten zugunsten höherer Qualität, besonders im Salzgehalt, in Kauf genommen wird.

Abbildung 2.7 (links) illustriert die vertikale Verteilung der Argo-Daten. Es wird besonders die geringe Anzahl der Argo-Information an der Oberfläche deutlich, die „obersten“ Messungen liegen zumeist in einer Tiefe von ca. 5m. Zudem ist unterhalb von 1000m Tiefe ein Rückgang der Datenmenge zu erkennen, da nicht alle Drifter so konfiguriert sind, dass sie nach ihrer Driftperiode auf 2000m absinken und ein Vertikalprofil aufnehmen. Die rechte Grafik in Abbildung 2.7 zeigt die zeitliche Verteilung der zur Verfügung stehenden Argo-Messungen im Simulationszeitraum (1999 - 2008). Dargestellt ist jeweils für T und S die Anzahl der „delay mode“ Daten nach der Qualitätskontrolle mittels „Qualitäts-Flags“ (QF) und nach der, in der vorliegenden Arbeit zusätzlich durchgeführten, Konsistenzprüfung mittels WOA05 und Satellitenaltimetrie.

Wie in der Einleitung bereits erwähnt ist es auf Grund der Datenlage notwendig, die angestrebten Untersuchungen auf Jahresbasis durchzuführen. Nur so kann, vor allem in

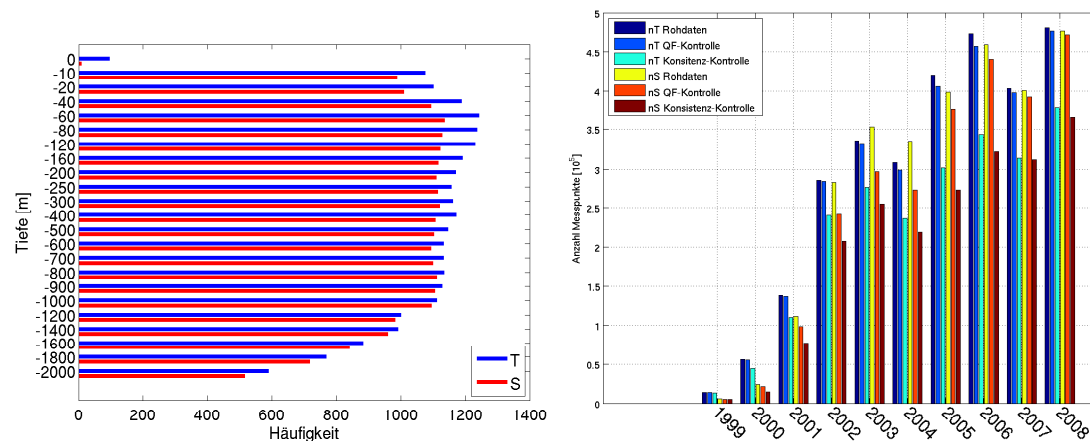


Abbildung 2.7: (links) vertikale Verteilung der assimilierten Argo-Daten auf dem Modellgitter für 2005 (blau: T ; rot: S). Es fehlt vor allem an Information direkt an der Oberfläche. In tieferen Schichten ist ebenfalls eine Abnahme der Datenmenge zu verzeichnen. (rechts) Anzahl (n) der Argo-Messpunkte in der Simulationsperiode (für T und S ; nach der Kontrolle durch „Qualitäts-Flags“ (QF) und nach der Konsistenzprüfung mittels WOA05 und Satellitenaltimetrie). Ab dem Jahr 2002 ist eine hohe Datenmenge vorhanden, die stetig zunimmt.

den ersten Jahren des Untersuchungszeitraumes, eine ausreichend hohe räumliche Datenabdeckung gewährleistet werden. Dieser Schritt muss gewährleisten, dass die in das Modell eingehenden Daten auch einen Jahresmittelwert repräsentieren. Dazu wurden drei Prozeduren auf die Argo T und S Daten angewendet.

Eliminierung des Jahrganges Dazu wird unter Verwendung einer modifizierten Monatsklimatologie des WOA05 (eine nähere Beschreibung dieser Daten findet man in Kapitel 2.1) an den Positionen der Argo-Daten die Monatsklimatologie subtrahiert und ein Jahresmittelwert zurück-addiert.

Während die Eliminierung des Jahrganges eine Modifikation der Daten ist, kann man die folgenden Datenbearbeitungen als Konsistenzprüfung bezeichnen. Die Argo-Daten enthalten als in-situ Messungen Signale aller Raum- und Zeitskalen. Die Eliminierung des Jahrgang, wie sie oben beschrieben ist, stellt nicht sicher, dass nicht noch Signale kurzlebiger Prozesse in den Daten enthalten sind.

Konsistenzprüfung mit dem Jahresmittel des WOA05 Willis und Fu (2008) beschreiben eine ähnliche Kontrolle ihrer Daten mit Hilfe der Standardabweichung, und auch sie wählen drei Standardabweichungen als Kriterium. Auch andere Arbeiten, wie Levitus et al. (1994) oder Lozier et al. (1995) nutzen als Kriterium 2.3 bis 3 Standardabweichungen. Levitus et al. (2000) und Willis et al. (2004) haben gezeigt, dass Standardabweichungen zwischen 3 bis 6 robuste Ergebnisse liefern. Die Prüfung erfolgt auf Grundlage der in Kapitel 2.1 bereits beschriebenen räumlichen

(σ_{raum}^2) und zeitlichen (σ_{zeit}^2) Varianz für T und S . Die Bedingung (Gleichung 2.1) wird für alle Argo-Messungen ($1 \leq i \leq N$) überprüft. Wird die Bedingung nicht erfüllt, werden die Daten aussortiert.

$$\sqrt{(Argo_i - WOA05_i)^2} > 3 * \sqrt{(\sigma_{zeit}^2)_i + (\sigma_{raum}^2)_i} \quad (2.1)$$

Durch die Datenkontrolle mittels Standardabweichung reduzieren sich die Argo-Messungen von 406480 auf 301761 im Modellgebiet für das Jahr 2005. Die Drifter scheinen demnach oft kleinskalige Strukturen zu messen, dies können z.B. meso-skalige Eddies sein, die mit einem Durchmesser von 80km bis 100km und einer Lebensdauer von 1-2 Monaten (Chaigneau et al., 2008) die Drifter einfangen und so die Messungen für eine bestimmte Zeit dominieren.

Konsistenzprüfung mit der Satellitenaltimetrie Wie in der Einleitung bereits erwähnt, soll die Altimetrie dabei helfen, die Argo-Dateninformation im Modellgebiet zu verbreiten. Dazu soll gewährleistet sein, dass beide Datenquellen konsistente Information enthalten. Des Weiteren stellt die Altimetrie (Kapitel: 2.2) mit ihrer hohen räumlichen und zeitlichen Abdeckung die Bildung eines Jahresmittelwertes auf eine sicherere Basis. Kleinskalige Effekte werden so besser „herausgemittelt“, und das resultierende Feld repräsentiert besser ein Jahresmittel. Vor diesem Hintergrund ist die Konsistenzprüfung mit Hilfe der Satellitenaltimetrie eine weitere Kontrolle, um kleinskalige Strukturen in den Argo-Daten zu eliminieren. Die Konsistenzprüfung ist angeregt durch eine Arbeit von Guinehut et al. (2009). Im ersten Schritt erfolgt eine Intervallmittelung der Argo-Daten auf die Modelltiefen.

Bei dieser Prüfung wird die Anomalie der Satellitenaltimetrie (SLA) (Kapitel: 2.2) mit der Anomalie der dynamischen Höhe (DHA) verglichen, die aus den Argo-Daten resultiert. Dabei soll DHA wie folgt definiert sein

$$DHA = STA_{Argo} - STA_{WOA05}. \quad (2.2)$$

Darin ist STA_{Argo} die Anomalie der sterischen Höhe auf Basis der Argo-Daten und STA_{WOA05} auf Basis des WOA05, jeweils für eine Referenztiefe von 2000 m, mit

$$STA = \int_0^{2000} \frac{v(T, S, p) + v(0, 35, p)}{v(0, 35, p)} dz, \quad \text{mit } v = \frac{1}{\rho}. \quad (2.3)$$

Hierin ist p der Druck, ρ die Dichte und v das spezifische Volumen von Meerwasser. Die Anomalie der sterischen Höhe berechnet sich aus der Druckdifferenz der aktuellen Wassersäule mit T und S und der Wassersäule mit konstanter Temperatur (0°C) und Salzgehalt (35psu). Eventuell fehlende Dichtewerte im Argo-Profil werden durch

Werte des WOA05 ersetzt. Durch die Differenzbildung (Gleichung: 2.2) entfällt ihr Beitrag zur DHA. Auch hier kommt das Kriterium von 3 Standardabweichungen (σ) zum Einsatz. Wird Gleichung 2.4 für ($1 \leq i \leq N$) Argo-Messungen nicht erfüllt, werden die Daten aussortiert.

$$\sqrt{(DHA_i - SLA_i)^2} > 3 * \sigma(\sqrt{(DHA_i - SLA_i)^2}) \quad (2.4)$$

Bei dieser Prozedur werden kaum Argo-Profile durch fehlende Satellitenaltimetrie-messungen in hohen Breiten „aussortiert“. Ein Ausschluss aufgrund von Gleichung 2.4, ist lediglich in der Golfstromregion zu beobachten. In einer Region, wo hohe zeitliche und räumliche Variabilitäten, wie mesoskalige Eddies, anzutreffen sind.

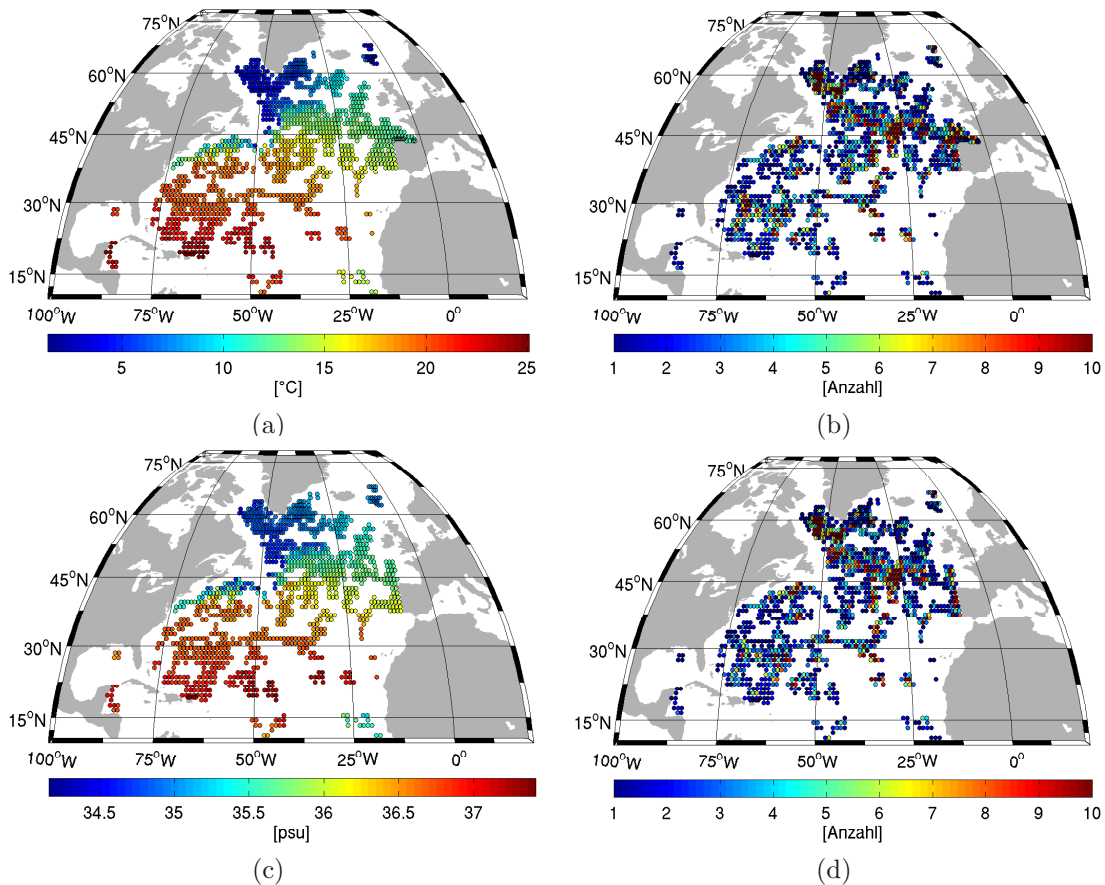


Abbildung 2.8: T (bzw. S) und Anzahl der je Gitterpunkt horizontal interpolierten Argo-Profile in 120 m Tiefe (am Bsp. für das Jahr 2005): (a) Temperatur (T); (b) Anzahl T -Profile; (c) Salzgehalt (S), und (d) Anzahl der S -Profile. Die räumliche T - und S -Struktur im Nordatlantik ist durch die Argo-Messungen ausreichend repräsentiert. Die Datendichte im süd-östlichen Teil des Modellgebietes ist sehr gering und die Anzahl der je Modellgitterpunkt berücksichtigten Profilmessungen ist selten größer 5 (maximal 39).

Die so modifizierten und editierten Argo-Daten werden horizontal auf die Modellgitterpunkte interpoliert, wobei der Geltungsbereich eines Modellgitterpunktes durch die Seitenhalbierenden der zugehörigen Kanten definiert ist. Die Anzahl der Argo-Messungen, die dabei für die Interpolation eines jeden Gitterpunktes genutzt werden, geht später in die Gewichtung der Argo-Daten im Minimierungsprozess ein und wird hier mit erfasst.

Abbildung 2.8 zeigt jeweils für T und S die nach oben beschriebener Prozedur erhaltenen Argo-Daten. Diese wurden später im Modell IFEOM verwendet. Die erwähnte Anzahl der Argo-Messungen, die dabei für die horizontale Interpolation eines jeden Gitterpunktes genutzt wurden und in die Gewichtung eingehen, ist ebenfalls dargestellt. Dabei wird deutlich, dass die Mehrheit der zu assimilierenden Daten lediglich auf wenigen (im Mittel 4) Messungen beruht. Weiterhin wird in diesen Abbildungen, wie auch in Grafik 2.7, gezeigt, dass mehr Temperatur- als Salzgehaltsdaten in den Minimierungsprozess eingehen.

2.4 GOURETZKI UND KOLTERMAN KLIMATOLOGIE (GKK)

Die **WOCE Global Hydrographic Climatology (WGHC)** (Gouretski und Koltermann (2004), im folgenden **Gouretzki und Koltermann Klimatologie**) beruht auf allen zu dieser Zeit (bis 2004) verfügbaren Datensätze und der Daten aus dem WOCE Experiment. Die GKK stellt einen konsistenten und kohärenten globalen hydrographischen Datensatz dar, der auf einem Gitter mit einer Auslösung von $0,5^\circ$ und 45 Tiefenstufen über die volle Meerestiefe vorliegt. Die GKK soll in dieser Arbeit als Start- und Hintergrundfelder dienen. Dazu ist es jedoch notwendig, dass die Informationen für T und S an allen Modellgitterpunkten zur Verfügung stehen. Dazu wurden die T und S Felder auf das Modellgitter interpoliert und anschließend gegebenenfalls extrapoliert (Abbildung 2.9).

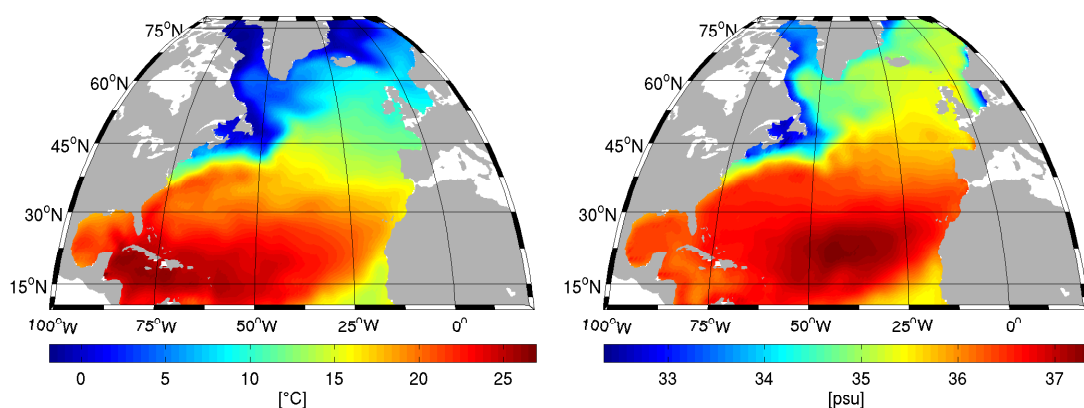


Abbildung 2.9: Temperatur- (links) und Salzgehaltsfeld (rechts) der GKK auf dem Modellgitter ($z=-120\text{m}$).

2.5 WINDSCHUBSPANNUNG

Die horizontale Kraft pro Fläche, die der Wind auf die Ozeanoberfläche ausübt, wird als Windschubspannung bezeichnet und beschreibt die vertikale Übertragung der horizontalen Impulskomponente. Der Impuls wird also durch die Windschubspannung von der Atmosphäre auf den Ozean übertragen und kann wie folgt berechnet werden:

$$\tau = \rho_A CD |U_{10}| \mathbf{U}_{10} \text{ mit } 1000 CD = \begin{cases} 0.29 + 3.1/U_{10} + 7.7/U_{10}^2, & \text{für } 3 \frac{m}{s} \leq U_{10} \leq 6 \frac{m}{s}, \\ 0.6 + 0.07U_{10}, & \text{für } 6 \frac{m}{s} \leq U_{10} \leq 26 \frac{m}{s}. \end{cases} \quad (2.5)$$

Darin ist $\rho_A = 1.3 \text{ kg/m}^3$ die mittlere Dichte von Luft, U_{10} die Windgeschwindigkeit in 10m Höhe und CD ist der Luftwiderstandskoeffizient (drag coefficient) (Trenberth et al., 1989; Harrison, 1989).

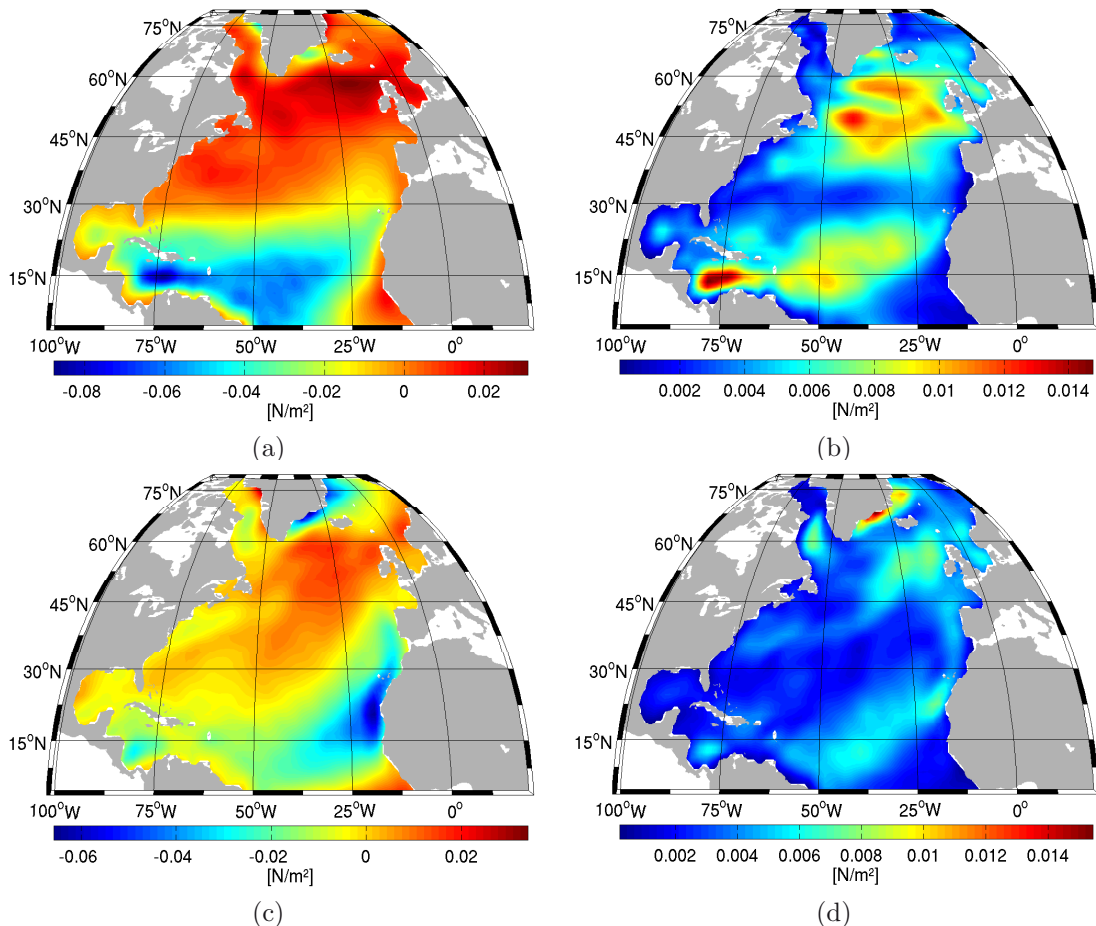


Abbildung 2.10: Windstress: (a) zonal (2005) mit; (b) zeitlicher Standardabweichung; (c) meridional (2005) mit, (d) zeitliche Standardabweichung. Abbildung 2.10a zeigt die dominanten Westwinde, sowie die Ostwinde im subtropischen Bereich des Nordatlantiks.

In dieser Arbeit werden zur Berechnung die Windschubspannung Windgeschwindigkeiten der NCEP Reanalyse verwendet. Diese werden von NOAA/ESRL PSD³ bereitgestellt und sind unter www.esrl.noaa.gov/psd/ abrufbar. Weiterführende Informationen zu diesen Daten, sind in Kalnay et al. (1996) zu finden. Die Jahresmittel des zonalen und meridionalen Windstresses (in 10 m Höhe) werden aus den jeweiligen Monatsmitteln berechnet. Die Reanalyseprodukte basieren auf einem Analyse- bzw. Vorhersagesystem auf dem derzeitigen Stand der Technik, in das mittels Datenassimilation alle Windmessungen von 1948 bis heute einfließen. Für die 10 Simulationsjahre (1999 - 2008) werden jeweils die zum Jahr gehörigen zonalen und meridionalen Windstressdaten verwendet. Abbildung 2.10 zeigt exemplarisch den zonalen (2.10a) und meridionalen (2.10c) Windstress für das Jahr 2005. Die zonale Komponente zeigt die dominanten Westwinde, sowie die Ostwinde im subtropischen Bereich des Nordatlantiks.

³National Oceanic and Atmospheric Administration, Earth System Research Laboratory, Physical Sciences Division, Boulder, Colorado, USA

KAPITEL 3

MODELLE UND METHODEN

In diesem Kapitel wird zunächst das inverse Finite-Elemente Ozean-Modell (IFEOM) (Abschnitt 3.1) und dann die darin enthaltene Kostenfunktion (Abschnitt 3.1.1) als zentrales Element des Minimierungsalgorithmus mit ihren Bestandteilen beschrieben. Anschließend wird auf die einzelnen Komponenten wie die Advektion und Diffusion für T und S (Abschnitt 3.1.2), die Bestrafung der Abweichungen zur Hintergrundklimatologie (Abschnitt 3.1.3), die Assimilation der Argo T und S Daten (Abschnitt 3.1.4) und der Satellitenaltimetrie (Abschnitt 3.1.5) sowie die Randbedingungen (Abschnitt 3.2) und die Bedingung für den Druck in der Tiefsee (Abschnitt 3.1.6) näher eingegangen.

Das Modellgebiet für die Simulationen im Nordatlantik erstreckt sich von 4°N bis 80°N . Es handelt sich um ein horizontales Dreiecksgitter, bestehend aus ca. 5800 Knoten. Vertikal ist das Gitter in 28 Schichten (z level) unterteilt. Jedes Oberflächendreieck beschreibt ein Prisma welches durch die Tiefenschichten unterteilt wird. So entsteht ein 3-dimensionales Gitter mit ca. 117000 Gitterpunkte.

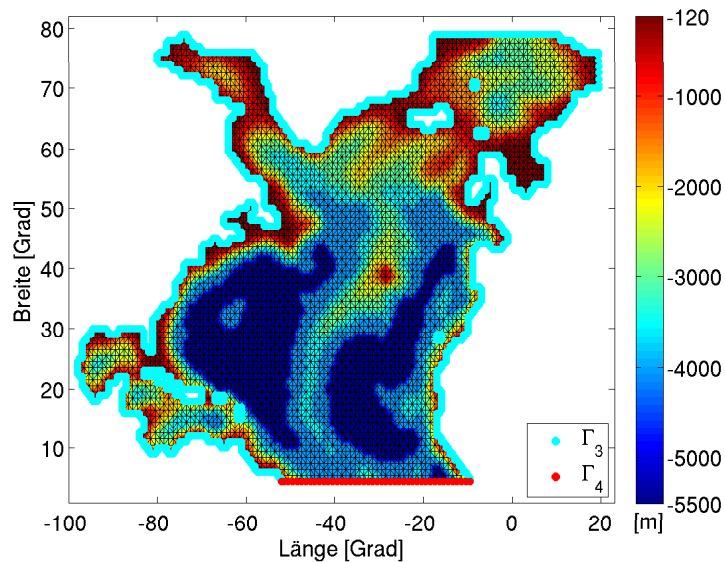


Abbildung 3.1: 2-dimensionales Modellgitter. Farbwerte beschreiben die Modellbathymetrie, zusätzlich sind die seitlichen Begrenzungen des Modellgebietes gekennzeichnet: der undurchlässige Rand (Γ_3 ; cyan) und der offene Rand (Γ_4 ; rot).

3.1 INVERSES FINITE-ELEMENTE OZEAN-MODELL (IFEOM)

Während bei der prognostischen Modellierung ein durch festgelegte Parameter (Anfangs- und Randbedingungen, Parametrisierungen) spezifiziertes Modell benutzt wird, um Beobachtungen vorherzusagen, versucht die "inverse Modellierung" aus (fehlerbehafteten) Beobachtungen den Modellzustand abzuleiten, der die Beobachtungen (im problemabhängigen Sinne) "optimal" reproduziert.

Das in dieser Arbeit verwendete inverse Finite-Elemente Ozean-Modell (IFEOM) bestimmt Temperatur und Salzgehalt, die nah an den Beobachtungen liegen und die stationären dynamischen Modellgleichungen erfüllen. Gleichzeitig wird die zugehörige Ozeanzirkulation bestimmt. Mit Hilfe der stationären „primitiven Gleichungen“ werden, mit den vorgeschriebenen Feldern für Temperatur, Salzgehalt, Windstress und den Flüssen an den Randbedingungen, die Oberflächenauslenkung sowie die Geschwindigkeiten bestimmt.

Die folgenden Ausführungen folgen den ausführlicheren Beschreibungen in Sidorenko (2005). In einem ersten Schritt werden mit Hilfe des prognostischen Modells die baroklinen Druckanomalien aus den bekannten Dichtefeld bestimmt, welches auf T und S basiert. Das verwendete prognostische Finite-Elemente Ozean-Modell beruht auf früheren Arbeiten von Nechaev et al. (2003); Danilov et al. (2004, 2005). Anschließend werden die vertikal integrierten stationären Impulsgleichungen unter Berücksichtigung der vertikal integrierten Kontinuitätsgleichung gelöst. Diese sind

$$-fV - A_h \Delta U + gH \partial_x \eta + \frac{1}{\rho_0} \int_{-H}^0 \partial_x p dz = \tau_x, \quad (3.1)$$

$$fU - A_h \Delta V + gH \partial_y \eta + \frac{1}{\rho_0} \int_{-H}^0 \partial_y p dz = \tau_y, \quad (3.2)$$

$$\partial_x U + \partial_y V = 0, \quad (3.3)$$

$$\partial_z p = -g\rho. \quad (3.4)$$

Darin sind (U, V) die Komponenten der barotropen Transporte. η ist die Oberflächenauslenkung, ρ_0 und ρ sind die mittlere Wasserdichte und die Abweichung von dieser, $p = \int_z^0 g\rho dz$ ist der hydrostatische Druck. $f = f(y)$ bezeichnet den Coriolisparameter, A_h ist der horizontale Viskositätskoeffizient, $H = H(x, y)$ die Tiefe des Ozeans und $\tau = (\tau_x, \tau_y)$ ist der Vektor des Windstresses normiert mit ρ_0 . Die Bodenreibung wird hier vernachlässigt.

Gleichungen 3.1 - 3.3 sind in der Region Γ_1 zu lösen, Γ_1 ist die Oberfläche des Modellgebietes. Γ_2 ist der Ozeanboden. Die Randbedingungen (RB) über (U, V) folgen aus den RB der 3D horizontalen Geschwindigkeiten. Diese beinhalten die Undurchlässigkeit der seitlichen Begrenzungen

$$(U, V) = 0 \quad in \quad \Gamma_1 \cap \Gamma_3 \quad (3.5)$$

und am offenen Rand sind die barotropen Transporte beschrieben zu

$$(U, V) \cdot \vec{n} = U_{RB} \cdot \vec{n} \quad \text{in} \quad \Gamma_1 \cap \Gamma_4. \quad (3.6)$$

Die tangentielle Komponente des viskosen Stresstensors ist Null gesetzt. Γ_3 und Γ_4 bezeichnen jeweils die undurchdringlichen seitlichen Begrenzungen sowie den offenen Rand der Modelldomain (vergleiche Abbildung 3.1). $U_{RB} \cdot \vec{n}$ sind die barotropen Transporte durch den offenen Rand.

Über den südlichen Rand des Modellgebietes sind Transporte zu beobachten, die die Zirkulation im Nordatlantik wesentlich beeinflussen. Um diesen Einfluss zu berücksichtigen, ist am Südrand eine offene RB implementiert. Diese ist als Vektor der barotropen Transporte (U, V) gewählt (Abschnitt 3.2). Durch die Nutzung integraler Zwangsbedingungen als Randbedingung können die Möglichkeiten der Optimierungsmethode inverser Verfahren ausgenutzt werden (Tziperman et al., 1992a).

Mit der aus Gleichungen 3.1 bis 3.4 bekannten Oberflächenauslenkung η können nun die stationären Impulsgleichungen gelöst werden. Diese ergeben die 3-dimensionalen horizontalen Geschwindigkeiten und schließlich, unter Berücksichtigung der Kontinuitätsgleichung, die vertikale Geschwindigkeitskomponente.

$$f(\mathbf{k} \times \mathbf{u}) + g\nabla\eta + \nabla p_h / \rho_0 = \nabla \cdot A_h \nabla \mathbf{u} + \partial_z A_v \partial_z \mathbf{u}, \quad (3.7)$$

$$\nabla_3 \cdot \mathbf{u}_3 = 0, \quad (3.8)$$

mit:

$$\begin{aligned} A_v \partial_z \mathbf{u} &= \tau & \text{auf} & \Gamma_1 \\ A_v \partial_z \mathbf{u} + A_h (\nabla H \cdot \nabla) \mathbf{u} &= 0 & \text{auf} & \Gamma_2, \Gamma_3 \\ \left(\int_{-H}^0 \mathbf{u} dz \right) \cdot \vec{n} &= U_{RB} \cdot \vec{n} & \text{auf} & \Gamma_4 \end{aligned}$$

Hier bezeichnet \mathbf{u} die horizontalen Geschwindigkeiten, p_h den hydrostatischen Druck, \mathbf{k} den vertikalen Einheitsvektor und A_h und A_v steht für die horizontale bzw. vertikale Viskosität. Am südlichen Rand (Γ_4) sind die barotropen Transporte als südliche RB definiert. Die Beziehungen 3.7 und 3.8 zeigen, dass die Oberflächenauslenkung η implizit mit der Zirkulation zusammenhängt. Für jedes Dichtefeld (bzw. T und S Feld) und jeden Windstress ist es möglich, eine zugehörige Oberflächenauslenkung η und diagnostische Geschwindigkeiten \mathbf{u} zu berechnen - jedoch nicht andersrum. η ist zwar messbar, aber im Modell nicht unmittelbar kontrollierbar. Daher werden im Modell Temperatur und Salzgehalt als unabhängige Kontrollvariablen gewählt.

Gleichzeitig zur Lösung des beschriebenen dynamischen Modellteiles werden die im thermodynamischen Modellteil entstehenden Residuen, der stationären Advektions-Diffusions-Gleichungen minimiert. Dies sind

$$\mathbf{u}_3 \nabla_3 T + \nabla_h K_h \nabla_h T + \frac{\partial}{\partial z} K_v \frac{\partial}{\partial z} T = \epsilon_T, \quad (3.9)$$

$$\mathbf{u}_3 \nabla_3 S + \nabla_h K_h \nabla_h S + \frac{\partial}{\partial z} K_v \frac{\partial}{\partial z} S = \epsilon_S. \quad (3.10)$$

K_h und K_v in Gleichungen 3.9 und 3.10 sind jeweils die horizontalen und vertikalen Diffusionskoeffizienten. Die Formulierung der Diffusion in horizontaler und vertikaler Komponente ist aus Gründen der einfacheren Implementierung gewählt. Eine isopyknische Formulierung würde nach jedem Iterationsschritt die aufwendig Bestimmung der Isopyknen durch die aktualisierten T und S Felder bedürfen. Die Terme ϵ_T und ϵ_S auf der rechten Seite in Gleichungen 3.9 und 3.10, die Residuen der Advektions-Diffusions-Gleichung für Temperatur und Salzgehalt, beschreiben nicht modellierte Prozesse bzw. Residuen wie z.B. die Instationarität.

Das Ziel ist somit T und S -Felder zu finden, welche zu einer Oberflächenauslenkung η führen, die nah an den Satellitenbeobachtungen liegt. Zusätzlich sollen auch die Abweichungen in T und S zu den Argo-Daten minimal sein sowie die stationären Advektions-Diffusions-Gleichungen im Sinn der Abweichungen der kleinsten Quadrate erfüllt werden. Die Residuen und die Abweichungen zu vorgeschriebenen Daten gehen in eine Kostenfunktion ein (schwache Zwangsbedingung), welche unter Berücksichtigung des dynamischen Modellteils minimiert wird. Die dynamischen Modellgleichungen werden dabei exakt erfüllt (starke Zwangsbedingung). Die Forderungen an die Modelllösung werden durch die einzelnen Kostenfunktionsterme ausgedrückt, die in den Abschnitten 3.1.1 bis 3.1.6 näher beschrieben werden.

3.1.1 Kostenfunktion

Der Wert der Kostenfunktion beschreibt die Güte des jeweiligen Modellzustandes, er ist ein Maß dafür, wie weit die Modelllösung vom gewünschten Zustand entfernt ist. Im Minimum der Kostenfunktion liegt die optimale Lösung des betrachteten Problems. Die zur Minimierung der Kostenfunktion benötigten Änderungen der Kontrollvariablen werden mittels eines „limited memory quasi Newton“ Verfahrens bestimmt (Nocedal, 1980). Die verwendete Methode wurde der wissenschaftlichen Gemeinschaft durch das Institut National de Recherche en Informatique et en Automatique (INRIA) zur Verfügung gestellt. Deren Empfehlungen für große Probleme folgend, wurden die letzten sieben Gradientenrichtungen für die Abschätzung der Inversen der lokalen Hessematrix verwendet. Die Routine N1QN3 (Gilbert und Lemarécha, 1995) wurden verwendet um die Kontrollvariablen zu aktualisieren, so dass sich die Kostenfunktion verringert. Die einzelnen Terme der Kostenfunktion, die im Folgenden einzeln beschrieben werden, „bestrafen“ ungewollte Eigenschaften einer Modelllösung. Die Kostenfunktion kann in diskreter Formulierung wie folgt geschrieben werden

$$\mathcal{J} = \frac{1}{2} \sum_i \mathbf{J}_i, \quad (3.11)$$

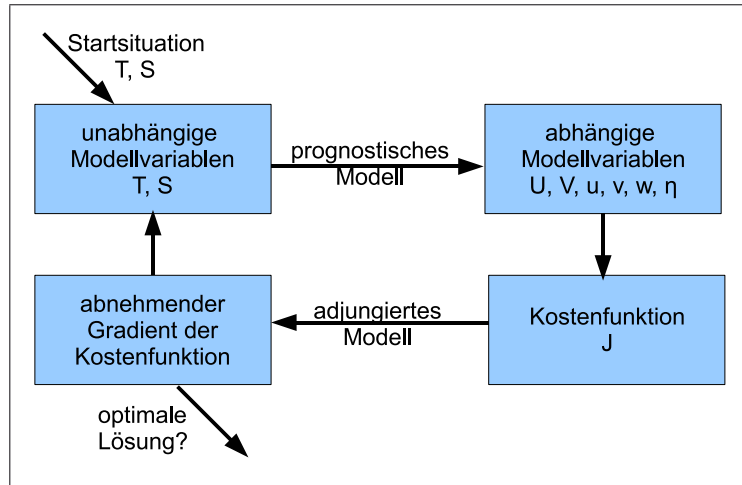


Abbildung 3.2: Schema des inversen Finite-Elemente Ozean-Modells (IFEOM). Die Startinformation der Kontrollvariablen wird dem prognostischen Modell übergeben, welches die abhängigen Modellvariablen berechnet. Diese werden verwendet um den Wert der Kostenfunktion zu bestimmen. Das adjungierte Modell berechnet den Gradienten der Kostenfunktion. Ist der Betrag des Gradienten größer als ein festgelegter Schwellenwert, so werden entsprechend dem Gradienten neue Kontrollparameter (unabhängige Modellvariablen) bestimmt, die die Kostenfunktion reduzieren. Andernfalls ist die "optimale" Lösung gefunden.

wobei der Faktor $1/2$ nur der Vereinfachung gilt. Die Terme \mathbf{J}_i werden im folgenden definiert. Die für diese Arbeit aufgestellte Kostenfunktion besteht aus 10 Termen, die im folgenden einzeln erläutert werden. Die Aufstellung der Kostenfunktion (\mathcal{J}), die Wahl der enthaltenen Terme und die Festlegung der dazugehörigen Gewichte (\mathbb{W}) ist die eigentliche „Kunst“, Herausforderung und Arbeit der inversen Modellierung und somit auch dieser Arbeit. Sie legen die Lösung der Analyse fest und sind abhängig von der jeweiligen Aufgabestellung.

Die ersten beiden Terme (\mathbf{J}_1 und \mathbf{J}_2) der für dieser Arbeit aufgestellten Kostenfunktion bestrafen die Residuen der Advektions-Diffusions-Gleichung für Temperatur (3.12) und Salzgehalt (3.13). Die Residuen ϵ_T und ϵ_S sind in den Gleichungen 3.9 und 3.10 definiert. Da die Ozeanströmung in der Realität keineswegs stationär, sondern durch auftretende Wirbel sehr variabel ist, kann die Bedingung, dass die stationären Advektions-Diffusions-Gleichungen für Temperatur und Salzgehalt erfüllt werden, lediglich approximativ, hier im Sinn der kleinsten quadratischen Abweichung eingehalten werden.

$$\mathbf{J}_1 = \epsilon_T^T \mathbb{W}_{\epsilon_T} \epsilon_T \quad (3.12)$$

$$\mathbf{J}_2 = \epsilon_S^T \mathbb{W}_{\epsilon_S} \epsilon_S \quad (3.13)$$

Term \mathbf{J}_3 (\mathbf{J}_4) bestraft die Abweichungen der Modelltemperatur (-salzgehalt) vom jeweiligen Klimatologiefeld (GKK; T_{klim} , S_{klim}). Beide Datensätze sind auf dem Modellgitter gegeben. In den einzelnen Termen der Kostenfunktion bezeichnen \mathbb{W} jeweils die zugehörigen Gewichte. Diese Matrix ist so gewählt, dass lediglich die Elemente auf der Diagonalen ungleich Null sind.

$$\mathbf{J}_3 = (T - T_{klim})^T \mathbb{W}_{klimT} (T - T_{klim}) \quad (3.14)$$

$$\mathbf{J}_4 = (S - S_{klim})^T \mathbb{W}_{klimS} (S - S_{klim}) \quad (3.15)$$

Der 5. Term der Kostenfunktion (\mathbf{J}_5) bestraft die Abweichungen der Modellgeschwindigkeiten (u,v) von Geschwindigkeiten eines prognostischen Modelllaufes (*prog*). Diese Nebenbedingung kommt lediglich unterhalb von 2000m zur Anwendung, dazu sind die Gewichte oberhalb 2000 m zu Null gesetzt. Dadurch werden Änderungen im oberen Ozean ($z > -2000$ m) erlaubt, während die Zirkulation im tiefen Ozean nahe der prognostischen Lösung gehalten wird, wobei Abweichungen von dieser prognostischen Lösung durchaus erlaubt sind. Mit der Annahme, dass die wesentlichen Variabilitäten zwischen den einzelnen Jahren in den oberen Ozeanschichten stattfinden, bleibt diese Bedingung auf den oberen Ozean beschränkt.

$$\mathbf{J}_5 = (u - u_{prog})^T \mathbb{W}_{uv} (u - u_{prog}) + (v - v_{prog})^T \mathbb{W}_{uv} (v - v_{prog}) \quad (3.16)$$

Term \mathbf{J}_6 bestraft die Differenz der modellierten Oberflächenauslenkung (η) zu der mittels Satellitenaltimetrie gemessenen.

$$\mathbf{J}_6 = (\eta - \eta_{Aviso})^T \mathbb{W}_\eta (\eta - \eta_{Aviso}) \quad (3.17)$$

Die Terme \mathbf{J}_7 (\mathbf{J}_8) bestrafen die Abweichungen von T (S) zwischen Modelllösung und Argo-Messung. K_{AbM} ist dabei die Abbildungsmatrix (AbM), die die Modellpunkte in einem 2° Radius um die Argo-Messung auf diese abbildet.

$$\mathbf{J}_7 = (K_{AbM} * T - T_{Argo})^T \mathbb{W}_{ArgoT} (K_{AbM} * T - T_{Argo}) \quad (3.18)$$

$$\mathbf{J}_8 = (K_{AbM} * S - S_{Argo})^T \mathbb{W}_{ArgoS} (K_{AbM} * S - S_{Argo}) \quad (3.19)$$

Die letzten Terme \mathbf{J}_9 (\mathbf{J}_{10}) sorgen für die Glattheit der Differenz zwischen Modellfeldern und Hintergrundklimatologie. Durch die Anpassung an die einzelnen Daten werden Abweichungen zur Hintergrundklimatologie erzeugt. Es hat sich gezeigt, dass die Glattheitsforderung der Abweichungen zur Klimatologie die besten Resultate liefert. Durch

diese Art der Glattheitsforderung werden die Modellfelder geglättet, aber die Variabilität der Hintergrundfelder wird dabei berücksichtigt. D.h. die Modellfelder werden glatt, aber nicht glatter als die Hintergrundklimatologie.

$$\mathbf{J}_9 = (sm_T)^T \mathbb{W}_{smoothT}(sm_T) \quad (3.20)$$

$$\mathbf{J}_{10} = (sm_S)^T \mathbb{W}_{smoothS}(sm_S) \quad (3.21)$$

mit:

$$sm_T = \nabla K_h \nabla (T - T_{klim}) + \frac{\partial}{\partial z} K_v \frac{\partial}{\partial z} (T - T_{klim})$$

$$sm_S = \nabla K_h \nabla (S - S_{klim}) + \frac{\partial}{\partial z} K_v \frac{\partial}{\partial z} (S - S_{klim})$$

Da sich die horizontalen und vertikalen Dimensionen im Modell stark unterscheiden, wird die Glattheit als Summe der horizontalen und vertikalen Komponenten formuliert, die als horizontale (K_h) und vertikale (K_v) Diffusionskoeffizienten gewählt werden (vergleiche Gleichungen: 3.20 und 3.21).

3.1.2 T/S Advektion/Diffusion

Die Residuen für Advektion und Diffusion (Adv/Diff) ϵ_T und ϵ_S aus Gleichung 3.9 und 3.10 werden für die Minimierung der Kostenfunktion auf den Modellknoten benötigt. Für beispielsweise elementweise¹ konstante Adv/Diff-Residuen für potentielle Temperatur (bzw. Salzgehalt) r_i , $i = 1, \dots, N_{el}$ (mit N_{el} = Anzahl der Elemente) sind ϵ_T und ϵ_S durch die Formulierung in Finiten Elementen, Größen gewichtet mit der Testfunktion auf einem Cluster². Das ist gleichbedeutend mit einer Integration über das Volumen des Clusters. Das Residuum, definiert auf einem Knoten k berechnet sich zu

$$\epsilon_k = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^{el_k} (r_i Vol_i) \quad (3.22)$$

Der Faktor $\frac{1}{6}$ entsteht durch die Integration der Testfunktion über das Volumen des Prismas, el_k und Vol_i , $i = 1, \dots, el_k$ sind die Anzahl der 3D Elemente, zu denen Knoten k gehört, sowie deren Volumen.

Diese Volumengewichtung ergibt sich aus der Diskretisierung des Integrals über das gesamte Modellgebiet. Sie kann als Ersatz der fehlenden Varianz in den Adv/Diff-Gewichten interpretiert werden, die konstant über das gesamte Modellgebiet sind. Die Motivation dazu ist zum einen in der vertikalen Struktur des Modellgitters begründet, mit größeren

¹ein 2-dimensionales Element ist ein Dreieck, bestehend aus 3 Knoten, ein 3-dimensionales Element ist ein in die Vertikale fortgesetztes Prisma, bestehend aus 6 Knoten

²ein Cluster umfasst alle Elemente, die zu einem Knoten k gehören

Schichtdicken im tiefen Ozean, die zu größeren Clustervolumen führen, die wiederum für eine geringere Varianz im tiefen Ozean stehen (3.23). Zum anderen ist die horizontale Auflösung des Gitters so, dass die Dreiecke in dynamisch relevanten Regionen (wie in Küstennähe) klein sind. In diesen Regionen finden die meisten Änderungen statt und die Variabilitäten sind groß. Eine plausible Annahme für die Varianz σ^2 ist demnach:

$$\sigma_{r_k}^2 = \sigma_0^2 \frac{\Delta V_0^2}{\Delta V^2}, \quad (3.23)$$

mit einem Referenzvolumen ΔV_0 und einem konstanten Koeffizienten σ_0^2 , der experimentell angepasst wurde, so dass alle Kostenfunktionsterme im Zusammenspiel gute Resultate liefern. Das Referenzvolumen ist irrelevant und fällt aus der Kostenfunktion. Die Gewichtung ist dann gleich einer Gewichtung mit quadrierten Volumen. Die Problematik der korrekten Bestimmung der Varianzen σ_0^2 bleibt so allerdings größtenteils offen.

3.1.3 T/S Hintergrundklimatologie

Die Hintergrundklimatologie erfüllt bei der inversen Datenanalyse verschiedene Aufgaben. Zum einen kann sie als Startinformation dienen. Zum anderen bewahrt uns die Hintergrundinformation im Minimierungsprozess vor sehr unwahrscheinlichen Modelllösungen und dient so der Regularisierung. Die Modelllösung muss somit die Modellgleichungen erfüllen, sowie den Abstand zu den Beobachtungen minimieren als auch nahe an der Hintergrundklimatologie liegen. Oft dienen, wie hier, Klimatologien als Hintergrundinformation, die ebenfalls fehlerbehaftet sind. Bevor auf die Beschreibung der Gewichte für die Bestrafung der Abweichungen der Modelltemperatur (-salzgehalt) vom Klimatologiefeld (Kostenfunktionsterme Gl.:3.14 und 3.15) eingegangen wird, soll noch kurz auf die Skalierung der Kontrollvariablen T und S eingegangen werden, die wie sich zeigen wird, eng mit der Gewichtung zusammenhängt.

Durch eine Skalierung der Kontrollvariablen T und S vor dem Minimierungsalgorithmus wird es möglich, die Information des Gradienten von \mathcal{J} durch Konvergenzbeschleunigung mittels Vorkonditionierung besser zu nutzen. Dadurch wird dem Umstand Rechnung getragen, dass die Schwankungsbreite der Temperatur im Ozean mit etwa -5 bis 30°C um ein Vielfaches größer ist als die des Salzgehaltes (ca. 30 bis 38psu). Diese Diskrepanz würde sich auch in den Gradienten der Kostenfunktion niederschlagen.

Im einfachsten Fall wird eine Standardisierung genutzt, deren allgemeine Form lautet (hier am Beispiel für die Temperatur, analoges gilt für den Salzgehalt):

$$\alpha_T = \frac{T - b}{a} \quad \text{mit} \quad a = \sigma(T) \quad b = T_0 \quad (3.24)$$

Hierin ist a die Standardabweichung von T . b ist als mittleres Temperaturfeld (T_0) gewählt, hier die GKK. Dieses α_T bzw. α_S geht in den hier verwendeten N1QN3-Minimierungsalgorithmus (Gilbert und Lemarécha, 1995) ein.

Quadratische Kostenfunktionsterme für die Bestrafung der Abweichungen der Modelltemperatur (-salzgehalt) vom Klimatologiefeld (Kostenfunktionsterme \mathbf{J}_3 und \mathbf{J}_4 , Gl.: 3.14 und 3.15) vereinfachen die Minimierung weiter.

Um dies zu erreichen, wurde wie folgt vorgegangen. Die Standardisierung ergibt sich am Bsp. der Temperatur nach Gleichung 3.25.

$$\alpha_T = \frac{T - b}{a} \quad \text{mit} \quad a = \sqrt{\frac{1}{R}} \quad b = T_{\text{klim}}. \quad (3.25)$$

Hierbei ist b die Temperatur der GKK und a ist definiert als die Wurzel aus den Inversen von R (für T bzw. S). R ist an allen 3D Knoten definiert und beinhaltet ein vertikales Profil der mittleren Varianz der Hintergrundfelder für T und S , mit geringeren Werten bei kleinen Schichtdicken im oberen Ozean. Die Amplitude von R ist experimentell angepasst. Diese Art der Gewichtung ($\mathbb{W}_{\text{klim}} = 1/a^2$) greift zum Teil die in Abschnitt 3.1.2 beschriebene Volumengewichtung auf, bleibt jedoch auf die vertikale Struktur beschränkt. Der Faktor a der Standardisierung ist demnach die Wurzel aus den Inversen der Gewichte \mathbb{W}_{klim} .

Mit dieser Verknüpfung von Gewichtung und Standardisierung wird erreicht, dass sich der Temperatur- bzw. Salzgehaltsterm in der Kostenfunktion wie gewünscht zu einem quadratischen Term vereinfacht (am Bsp. von T): Allgemein gilt

$$\mathcal{J} = \dots + (T - T_{\text{klim}})^T \mathbb{W}_{\text{klim}} (T - T_{\text{klim}}) + \dots$$

Mit

$$T = \alpha_T \cdot \sqrt{\mathbb{W}_{\text{klim}}^{-1}} + b$$

ergibt sich

$$(T - T_{\text{klim}})^T \mathbb{W}_{\text{klim}} (T - T_{\text{klim}}) = \alpha_T^2.$$

Durch die Berücksichtigung von Satellitenaltimetrie und Argo-Daten werden die T und S Modellfelder hauptsächlich in den oberen Ozeanschichten geändert, im Fall der Argo-Daten in den oberen 2000 m. Es hat sich gezeigt, dass T und S Änderungen aus den Argo-Daten zu schwächeren oder stärkeren sterischen Änderungen führen als es die Altimetrieinformation verlangt. Solche Defizite werden im Modell durch T und S Änderungen in tiefen Schichten ausgeglichen. Um solche Kompensationen einzuschränken und einen Kompromiss der beiden Datensätze in den oberen Ozeanschichten zu fordern, wurden die Gewichte der Hintergrundklimatologie in den tiefen Ozeanschichten (unterhalb von 2000 m) zusätzlich linear mit der Tiefe erhöht.

3.1.4 Argo-Assimilation

Argo-Daten stellen Punktmessungen dar, deren Signale Prozesse und Strukturen im Ozean repräsentieren, die räumliche Ausdehnungen von 50 bis 500 Kilometer aufweisen können (Wyrтки et al., 1976; Dantzer, 1977). Um lokale Strukturen in den Modellfeldern durch die Anpassung an die Argo-Daten zu vermeiden, ist es notwendig, die Argo T und S -Information über eine bestimmte Region zu verbreiten. Um diese Region zu definieren wurden vielfältige Anstrengungen unternommen. Ein Beispiel hierfür sind die Arbeiten von Eden (2007) und Stammer (1997). Eden (2007) zeigt verschiedene Parameter und

deren Unterschiede auf, die eine charakteristische Länge von mesoskaligen Eddies repräsentieren. Diese werden gleichermaßen aus Modellergebnissen sowie Beobachtungen abgeleitet. Die in Eden (2007) abgeleiteten charakteristischen Längenskalen reichen von 100km nördlich der subpolaren Front bis zu 500km am Äquator. In der vorliegenden Arbeit soll ein konstanter „Korrelationsradius“ für den gesamten Nordatlantik verwendet werden, dieser wurde zu 2° festgelegt. Demnach wird die Modellinformation der Gitterpunkte in einem 2° Radius mittels einer Abbildungsmatrix linear gemittelt und mit dem Argo-Gitterpunkt verglichen. Diese charakteristische Länge, ist in weiten Teilen des Nordatlantiks auch in Eden (2007) zu finden und entspricht im Mittel auch der räumlichen Ausdehnung mesoskaliger Eddies im Nordatlantik (vergleiche z.B. Wyrski et al., 1976; Dantzer, 1977). Im Laufe der Arbeit wurde versucht, Korrelationsstrukturen aus den Altimetriemessungen zu nutzen. Die aus den Korrelationen bestimmten Radien sind in weiten Teilen des Nordatlantiks kleiner 2° , meist sogar kleiner 1° und sind somit kleiner als die Modellauflösung. Ein Einfluss-Radius kleiner 2° einer Argo-Messung auf die umliegenden Modellgitterpunkte käme einer Punktassimilation gleich, denn die Argo-Information wird gewichtet mit der inversen Distanz auf die umliegenden Modellgitterpunkte übertragen. Um die Argo-Daten eines Gitterpunktes zumindest ein wenig auf die umliegenden Punkte zu projizieren wurde ein konstanter Radius von 2° festgelegt. Kleinskaligere Effekte, die durch die Informationsverbreitung der Argo-Daten im 2° Radius auf die stationäre Modelllösung projizieren würden, wurden mit der umfangreichen Argo-Datenaufbereitung (Abschnitt: 2.3) versucht zu eliminieren. Weiterhin kann es zum einen zu Modellfehlern (Inkonsistenz zwischen Hydrographie und Topographie) kommen, die eine Verschiebung von Frontensystemen zur Folge haben. Zum anderen folgt auch aus der Interpolation der Argo-Profile auf das Modellgitter (Abschnitt: 2.3) eine Verschiebung der Argo-Information (vom Messpunkt zum Gitterpunkt). Durch die lineare Mittelung der Modellwerte über die Abbildungsmatrix wird das Modellergebnis geglättet und somit diesen Fehlern Rechnung getragen.

Die Abweichung zwischen Argo-Daten und Modelllösung ist im Gegensatz zu den Residuen für T und S Adv/Diff nicht volumengewichtet. Diese Gewichtungsmatrix enthält auf der Diagonalen die Summe der zeitlichen und räumlichen Datenvarianz, sowie einer Schätzung für den Modellfehler. Die zeitliche Varianz σ_{zeit}^2 ergibt sich aus den 12 Monatsklimatologien des WOA05 an jedem Modellgitterpunkt. Während die räumliche Varianz σ_{raum}^2 auf den im 2° Radius um jede Argo-Messung liegenden Jahresmittel-WOA05 Daten basiert. σ_{zeit}^2 und σ_{raum}^2 sind mit der Anzahl der jeweiligen Freiheitsgrade N normiert. Durch die Normierung wird erreicht, dass sich die Varianzen auf demselben numerischen Rang befinden, weswegen sie zu gleichen Teilen berücksichtigt werden und keine Varianz dominiert. Die Modellvarianz σ_{mod}^2 ist die mittlere Varianz des Referenzlaufes in mittlerer Tiefe, die allerdings noch etwas experimentell angepasst ist. Allgemein formuliert sich dies zu:

$$\mathbb{W}_{Argo} = \frac{C_{Argo}}{(\sigma_{zeit}^2/\sqrt{N-1}) + (\sigma_{raum}^2/\sqrt{N-1}) + \sigma_{mod}^2} \quad (3.26)$$

Die experimentell anzupassende Konstante C ergibt mittels der einzelnen Varianzen hohe Gewichte für geringe Varianzen und kleinere Gewichte bei hohen Varianzen. Diese

Vorgehensweise ist auch sehr intuitiv, da Argo-Daten in Regionen mit hoher Variabilität (hohe Wahrscheinlichkeit kleinskaliger Signale) von geringerer Bedeutung in der Anpassung sind. Denn diese Daten können Signale enthalten die in der Modellierung einer stationären Jahresmittellösung nicht erwünscht sind. Vor dem Hintergrund, dass die auf das Modellgitter interpolierten Argo-Daten auf verschiedenen vielen Messungen beruhen, führt zu einer weiteren Anpassung der Argo-Datengewichte. Argo-Modellpunkte, deren Interpolation auf vielen einzelnen Argo-Messungen beruhen, werden höhere Gewichte zugeordnet, als jenen, die nur auf einer oder wenigen Messungen basieren. Damit soll der Annahme Rechnung getragen werden, dass ein Interpolationsergebnis aus vielen Argo-Messungen eher einem Jahresmittelwert entspricht als eine einzelne Messung eines beliebigen Termins. Dadurch wird jedoch nicht berücksichtigt, wie die Messungen innerhalb des Jahres zeitlich verteilt sind. Die angewendete Modifikation der Argo-Datengewichte wurde experimentell angepasst, wobei erwähnt werden soll, dass bis zu 30 Argo-Messungen zur Interpolation eines Argo-Modellpunktes beitragen.

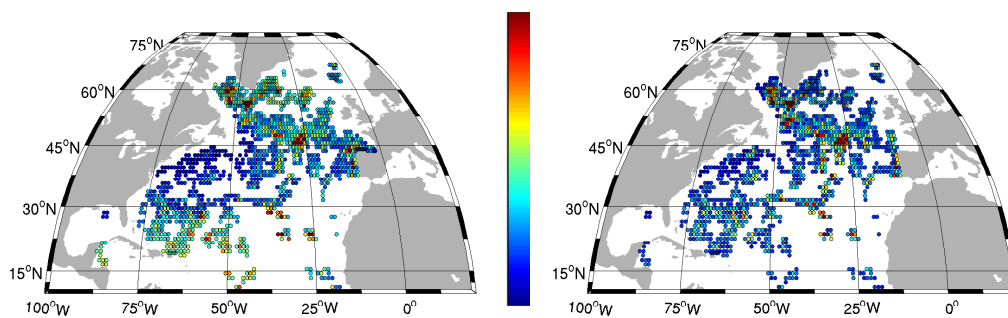


Abbildung 3.3: Gewichte der Argo-Daten am Bsp. 2005 in $z=-120\text{m}$ Tiefe, links: Temperatur, rechts: Salzgehalt, kalte Farben geringere und warme Farben hohe Gewichte, lediglich die Relationen untereinander sind entscheidend. Hohe Gewichte resultieren in Regionen geringer Variabilität oder auf Basis einer hohen Argo-Datenanzahl die zu einem Gitterpunkt beitragen.

Abbildung 3.3 illustriert die Argo-Datengewichte am Beispiel für das Jahr 2005 in 120m Tiefe nach all den beschriebenen Anpassungen. Entscheidend für das Modellergebnis ist nicht nur die Relation der einzelnen Argo-Datengewichte untereinander, sondern auch die Relation zu anderen Termen der Kostenfunktion. Es wäre ein Leichtes, die Modelllösung mit einer hohen Gewichtung der Argo-Daten an diese zu zwingen, die Modellfelder für T und S wären dann allerdings, so wie die Argo-Messungen, sehr heterogen und unregelmäßig („fleckige“ Strukturen an Argo-Positionen).

3.1.5 Altimetrie-Assimilation

Das Jahresmittel der Satellitenaltimetrie beruht wie in Abschnitt 2.2 erwähnt auf 52 Wochenanalysen. Die Varianz dieser 52 Altimetriefelder bildet auch die Grundlage der Gewichtung der Altimetrie in den Modellsimulationen. Die Gewichtungsmatrix für die Altimetrie enthält auf der Diagonalen die Summe dieser zeitlichen Datenvarianz σ_{zeit}^2 (mit $N = 52$ Freiheitsgraden) und einer Modellvarianz, die der mittleren räumlichen Varianz der Referenzlösung entspricht.

$$\mathbb{W}_{Aviso} = \frac{C_{Aviso}}{(\sigma_{zeit}^2 / \sqrt{N - 1}) + \sigma_{mod}^2} \quad (3.27)$$

Auch die Wahl der Altimetriedatengewichtung ist motiviert durch den Ansatz, hohe Gewichte für geringe Varianzen und kleinere Gewichte bei hohen Varianzen. Die gesuchte wahrscheinlichste Lösung ist somit bestimmt durch die Varianz. Abbildung 3.4 zeigt beispielhaft für das Jahr 2005 die so gebildeten Gewichte der Altimetriedaten. Dabei ist die Konstante C_{Aviso} wiederum experimentell so anzupassen, so dass sie in Relation zu allen anderen Kostenfunktionstermen die gewünschte Rolle spielt.

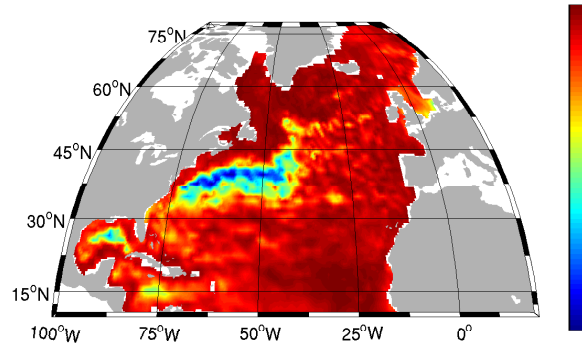


Abbildung 3.4: Gewichte für Altimetrieassimilation (beispielhaft für 2005); geringere (blau) und hohe Gewichte (rot). Niedrige Gewichte sind in Regionen hoher Variabilität zu verzeichnen, wie dem Golfstrom. Aber auch die Aktivität der Wirbel in der Karibik und im Golf von Mexiko sind sichtbar.

In Abschnitt 2.2 wurde bereits ein wesentliches Problem der Satellitenaltimetriemessung angesprochen. Der vom Satelliten bestimmte Abstand zur Ozeanoberfläche wird erst durch den Bezug zu einem Referenzniveau, dem Geoid, zu einer dynamisch relevanten Oberflächenauslenkung (η). Für die Modelldynamik ist lediglich der räumliche Gradient von η entscheidend. Das inverse Modell bestimmt in jedem Iterationsschritt einen neuen Gradienten von η . Die Oberflächenauslenkung ist somit lediglich bis auf eine räumliche Konstante bestimmt, die nicht zwingend Null sein muss. Daher wird es auch nicht möglich sein, absolute Oberflächenausslenkungen aus den Modellergebnissen abzuleiten.

Die Lösbarkeitsbedingung für den adjungierten Operator der Oberflächenauslenkung (η), an allen Oberflächenpunkten i , wird beschrieben als

$$\sum_i (\eta_i - \eta_i^{Aviso}) \mathbb{W}_i^{Aviso} = 0 \quad (3.28)$$

Da, wie bereits erwähnt, für die Modelldynamik lediglich der räumliche Gradient von η entscheidend ist, definiert das Modell η nur bis zu einer beliebigen Konstante. Somit wird es unmöglich, Gl. 3.28 zu erfüllen. Um dieses Problem zu lösen wird nach jedem Iterationsschritt (i) η korrigiert. Dazu wird eine globale Konstante

$$r = \frac{\sum_i (\eta_i - \eta_i^{Aviso}) \mathbb{W}_i^{Aviso}}{\sum_i \mathbb{W}_i^{Aviso}} \quad (3.29)$$

von η abgezogen. Die Verträglichkeit dieser Formulierung von r im Minimierungsprozess wird ausführlich in Sidorenko (2005) beschrieben. Gl. 3.28 wird somit zu

$$\sum_i (\eta_i - r - \eta_i^{Aviso}) \mathbb{W}_i^{Aviso} = 0. \quad (3.30)$$

Bildlich gesprochen werden durch die Subtraktion von r bei jeder Iteration, das Modell η' ($= \eta - r$) und die Beobachtungen η_{Aviso} auf ein gleiches Niveau gehoben und somit vergleichbar. In Gl. 3.17 der Kostenfunktion (Abschnitt 3.1.1) ist η bereits diese korrigierte Oberflächenauslenkung.

3.1.6 Anpassung an den Druck in der Tiefsee

Die Annahme der Stationarität, die auch in dem hier verwendeten Modell angebracht wird, bringt das große Problem mit sich, dass ausgleichende Prozesse im Ozean, die zu einer dynamisch konsistenten Lösung führen, fehlen.

Die Geschwindigkeiten im tiefen Ozean sind im geostrophischen Gleichgewicht und werden zum einen bestimmt durch den Gradienten des vertikalen Integrals der lokalen Dichteanomalie (oder des hydrostatischen Drucks) sowie durch den Gradienten der Oberflächenauslenkung. Beide sind dabei durch die Topographie beeinflusst. Die verschiedenen Glättungen der verwendeten Hydrographie und Bodentopographie können zu einem Fehler in der vertikal integrierten Vorticity (Wirbelstärke)-Bilanz führen. Dieser Effekt ist unter der Bezeichnung **JEBAR** (joint effect of baroclinicity and relief) bekannt (Sarkisyan und Ivanov, 1971; Holland, 1972; Greatbatch et al., 1991; Böning et al., 1996; Olbers und Eden, 2003). Im stationären Inversmodell IFEOM fehlen die Zeitableitungen in den Impulsgleichungen, und somit auch die dynamischen Prozesse, die Inkonsistenzen zwischen Hydrographie und Bodentopographie ausgleichen würden. **JEBAR** kann daher mit großen Fehlern behaftet sein. Durch diesen großen Fehler sind im Minimierungsalgorithmus multiple Minima möglich, die nicht zwingend auch eine realistische ozeanographische

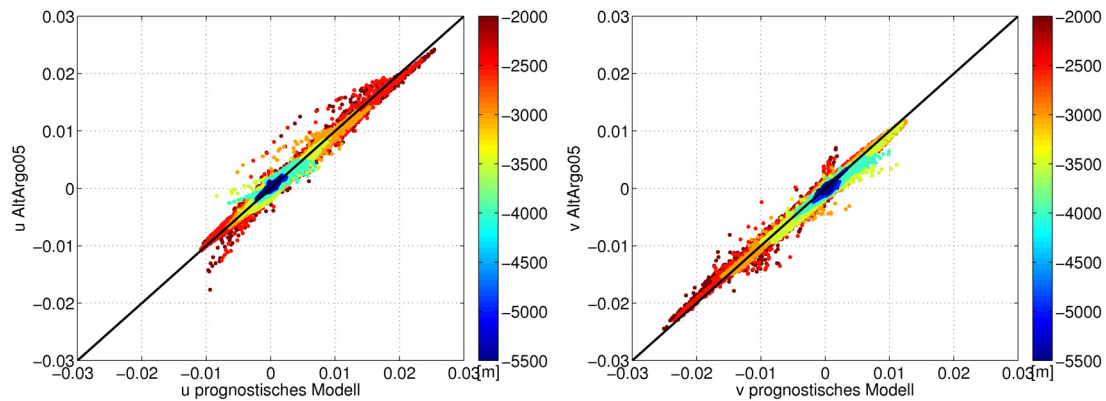


Abbildung 3.5: Anpassung der Geschwindigkeit an die prognostischen Geschwindigkeiten im Zuge des *dPC*. zonale Komponente (links) und meridionale Komponente (rechts), am Beispiel der **AltArgo05**-Simulation, die Farbe zeigt das Tiefenniveau, volle Linie: 1:1-Grade.

Lösung darstellen. Um dem Minimierungsalgorithmus eine „klare“ Richtung hin zu einer dynamisch konsistenten und ozeanographisch realistischen Lösung vorzugeben, wird eine weitere schwache Zwangsbedingung eingeführt. Diese schreibt die Geschwindigkeiten im tiefen Ozean (unterhalb von 2000 m) vor. Weiterhin werden die Geschwindigkeiten am Südrand auch oberhalb von 2000 m bestraft (lineare Abnahme bis 20°N). Die Anpassung im tiefen Ozean geschieht mit der Annahme, dass die wesentlichen Variabilitäten über die einzelnen Jahre des Simulationszeitraumes in den oberen Ozeanschichten stattfinden. Am Südrand soll die Einhaltung der Randbedingung unterstützt werden. Die vorgeschriebenen Geschwindigkeiten stammen aus einem prognostischen Modell mit äquivalenter Modellphysik und -auflösung (vergleiche Abschnitt 3.2). Ausführlichere Erläuterungen und die Funktionsweise dieser Zwangsbedingung, sind in Sidorenko et al. (2006) zu finden. Entsprechend Sidorenko et al. (2006) wird diese Zwangsbedingung im Folgenden mit *dPC* (deep pressure gradient constraint) bezeichnet. Abbildung 3.5 veranschaulicht die Anpassung an die in der Tiefsee vorgeschriebenen prognostischen Geschwindigkeiten; zonale Komponente (links) und meridionale Komponente (rechts). Die Abweichungen betragen maximal 0.01 m/s. Mit zunehmender Tiefe (Farbwerte in den Abbildungen) entsprechen die Geschwindigkeiten der inversen Lösung immer mehr den prognostischen Geschwindigkeiten.

Abbildung 3.6 illustriert die Verbesserung der barotropen Stromfunktion der inversen Lösung mit Berücksichtigung des *dPC* (3.6b) im Vergleich zur inversen Lösung ohne Berücksichtigung des *dPC* (3.6a). Ohne das *dPC* ist kein subtropischer Wirbel vorhanden und der Subpolarwirbel ist zu stark ausgebildet. Die Abbildungen 3.6c und 3.6d vergleichen die meridionalen Umwälzzirkulation (meridional overturning circulation - MOC), die ebenfalls durch die Berücksichtigung des *dPC* verbessert wird. Die inverse Lösung ohne Berücksichtigung des *dPC* zeigt eine kontinuierliche positive Zelle, deren Kern sich am südlichen Ende jedoch zu tief befindet. Auch das Maximum der positiven Zelle würde

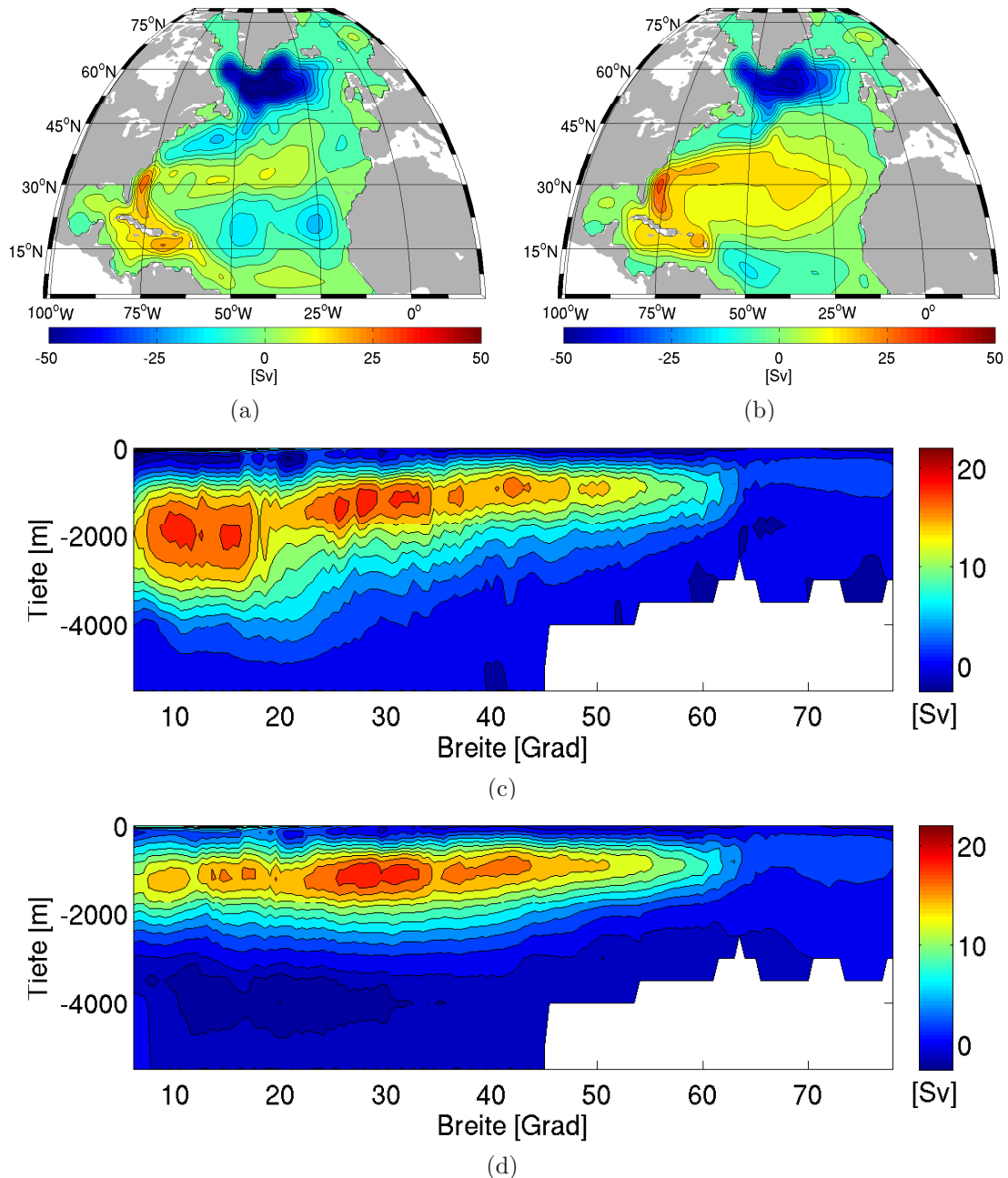


Abbildung 3.6: barotrope Stromfunktion (Konturintervall 5 Sv): (a) des Referenzlaufes ohne Zwangsbedingung der Geschwindigkeiten im tiefen Ozean und, (b) des Referenzlaufes mit Zwangsbedingung der Geschwindigkeiten im tiefen Ozean. Analog die MOC (Konturintervall 2 Sv, 1 Sv wenn MOC<0): (c) ohne Zwangsbedingung und, (d) mit Zwangsbedingung der Geschwindigkeiten im tiefen Ozean (angepasste Farbskala!). Durch die inverse Modellierung wird die Struktur der MOC vor allem im südlichen Nordatlantik deutlich verbessert. Verbleibende Defizite, wie eine fehlende tiefe Rezirkulationszelle behebt das *dPC*.

eher bei ca. 45°N erwartet. Die tiefe Rezirkulationszelle fehlt gänzlich. Diese Fehler werden durch das zusätzliche dPC (3.6d) beseitigt, wodurch eine zufriedenstellende Zirkulation erreicht wird.

3.1.7 Kostenentwicklung

Das Zusammenspiel und die Entwicklung der beschriebenen Kostenfunktionsterme verdeutlicht Abbildung 3.7, links für den Referenzlauf **Gur** und rechts für die **AltArgo** Simulation am Beispiel für das Jahr 2005. Die jeweiligen Kostenterme sind in den Legenden in Abbildung 3.7 aufgeführt.

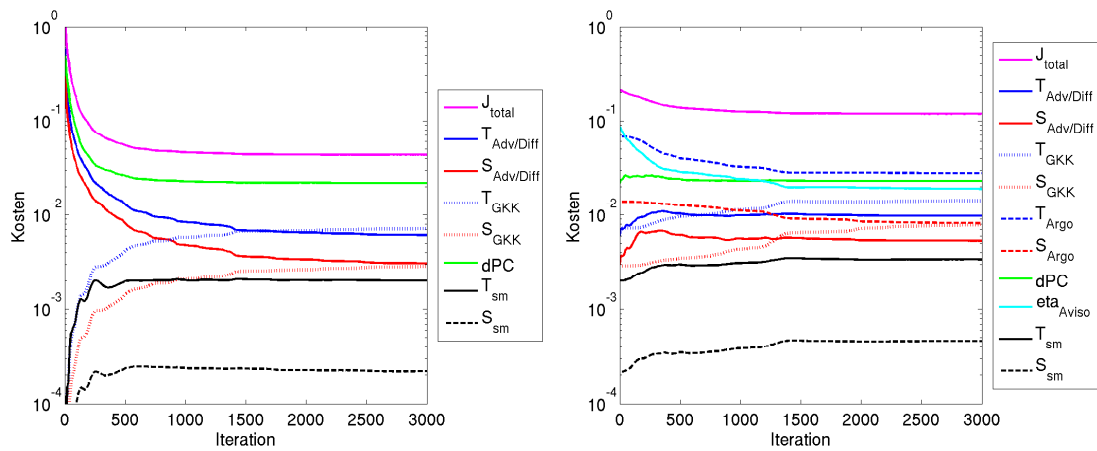


Abbildung 3.7: Entwicklung der einzelnen Kostenfunktionsterme des Referenzlaufes **Gur** (links) und der **AltArgo05** Simulation (rechts). Die Verringerung der zu Anfang dominierenden Kosten geschieht zu Lasten anderer, die dadurch zunehmen. Schließlich wird ein Kompromiss aller beteiligter Terme der Kostenfunktion angestrebt.

Am Startpunkt des Minimierungsprozesses für den Referenzlauf stellen die Residuen der Advektions-Diffusions-Gleichung für Temperatur ($T_{\text{Adv/Diff}}$) und Salzgehalt ($S_{\text{Adv/Diff}}$) sowie die Kosten für das dPC (dPC) die größten Kosten dar. Der Unterschied zwischen den vorgeschriebenen Geschwindigkeiten (dPC) und den aus der Startklimatologie abgeleiteten Geschwindigkeiten erzeugt hohe Kosten für dPC . Die zugehörige MOC dieser Geschwindigkeiten ist in Abbildung 3.6 dargestellt, und verdeutlicht die Unterschiede. Aus der Inkonsistenz zwischen Hydrographie (am Startpunkt) und der Bontopographie resultiert in einem fehlerhaften **JEBAR** wodurch zu erwarten ist, dass die Kosten der Advektions-Diffusions-Terme steigen. Diese 3 Terme dominieren die Kosten und werden in den ersten 500 Iterationen rasch minimiert. Dies geschieht zu Lasten der Glattheit der T und S Felder (T_{sm} und S_{sm}) und der Abweichungen von der GKK (T_{GKK} und S_{GKK}). Denn die Änderungen in T und S zugunsten geringerer Residuen der Advektions-Diffusions-Gleichung sowie der Kosten für das dPC bedeuten Differenzen zur GKK und beeinträchtigen die Glattheit der T und S Felder (ausgehend von sehr glatten

T und S Feldern der GKK) - diese Kosten steigen.

Ausgehend von diesem Referenzlauf werden alle Simulationen gestartet, daher sind die Kosten in Abbildung 3.7 (rechts) zu Beginn mit denen am Ende der Minimierung des Referenzlaufes (links) identisch. Die zusätzlichen Kostenterme entstehen durch die Anpassung der Argo-Daten (T_{Argo} und S_{Argo}) und der Altimetrie (eta_{Aviso}). Die notwendigen Änderungen in T und S zur Anpassung der Oberflächenauslenkung (η) sowie die Änderungen durch die Anpassung an die Argo-Daten gehen wiederum zu Lasten der Abweichungen zu GKK und der Glattheit der T und S Felder. Durch diese Anpassungen steigen zunächst auch die Kosten der Adv/Diff Terme bevor auch diese wieder minimiert werden und sich ein neues Gleichgewicht aller Kostenfunktionsterme einstellt. Die starke Abnahme der Kosten für die Abweichungen in η deutet auf eine zu hohe Gewichtung dieses Kostenterms hin. Die hohe dynamischen Relevanz der Altimetrie sowie deren Aufgabe die horizontale Struktur der Ausbreitung der Argo-Punktinformation bereit zu stellen (siehe Abschnitt 4.5), rechtfertigt die hohe Wertigkeit der Altimetriedaten.

3.2 RANDBEDINGUNG

Eine Möglichkeit der Behandlung von Rändern ist, diese als geschlossen zu betrachten und soweit wie möglich vom der interessierenden Region weg anzubringen, so dass der Einfluss des geschlossenen Randes so gering wie möglich ist. Im vorliegenden Fall sollte eine solch geschlossene Randbedingung (RB) bei etwa 30°S liegen. Die Modellierung von äquatorialen Prozessen in stationären Modellen ist jedoch sehr problematisch, da am Äquator die Corioliskraft gegen Null geht und durch fehlenden Zeitableitungen wichtige äquatoriale Prozesse nicht beschrieben werden. Daher wurde der südliche Rand nördlich des Äquators gewählt und, um die Beeinflussung der Zirkulation gering zu halten, eine offene RB implementiert. Die als RB verwendeten barotropen Transporte ergeben sich aus der vertikalen Integration der Geschwindigkeiten eines prognostischen Modelllaufes. Das verwendete prognostische Finite-Elemente Ozean-Modell beruht aus früheren Arbeiten von Nechaev et al. (2003); Danilov et al. (2004, 2005). Es wurde für den Nordatlantik angepasst. Das Dreiecksgitter, mit einer mittleren Auflösung von 1°, reicht von 28°S bis 80°N. Da sich das Modellgebiet des prognostischen Modells bis 28°S erstreckt, sind in den prognostischen Geschwindigkeiten an der RB des „inversen“ Modellgebietes (4°N) auch keine Randeffekte (resultierend aus dem südlichen Rand des prognostischen Modells) zu erwarten. Vertikal ist es in 20 unregelmäßige Schichten unterteilt. Das Modell ist angetrieben mit monatlichen Oberflächenfeldern für T und S der WOA01 Klimatologie (Conkright et al., 2002) und monatlichen Windstressfeldern berechnet aus NCAR/NCEP Reanalysen (Kalnay et al., 1996) als ein Mittel über die Jahre 1990-1999. Am nördlichen und südlichen Rand erfolgt in einer Pufferzone eine Relaxation zur WOA01 Klimatologie. Nach 4-jährigem Lauf des prognostischen Modells werden die Geschwindigkeiten für die RB im inversen Modell verwendet.

Abbildung 3.8 (links) zeigt neben der verwendeten RB (schwarz) auch die barotropen Transporte des Referenzlaufes (**Gur**) ohne (blau) und mit (rot) RB. Da die RB lediglich als schwache Zwangsbedingung im Modell implementiert ist, wird die RB nicht zu 100% angepasst. Dies gilt für die RB der vorgeschriebenen barotropen Transporte ($rot \neq schwarz$)

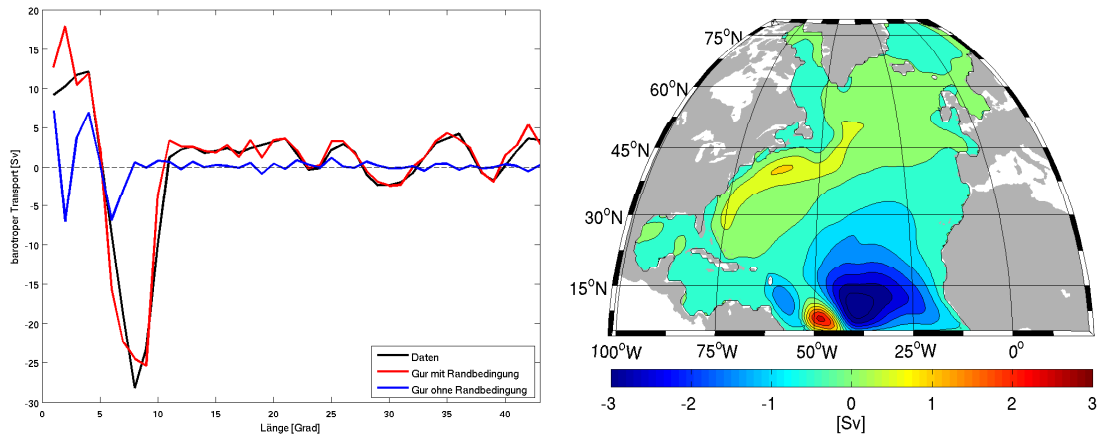


Abbildung 3.8: Links: barotrope Transporte an der offenen Randbedingung. Darin ist **Gur** der Referenzlauf. Eine Anpassung findet statt, aber Abweichungen sind durchaus möglich. Rechts: Differenz der barotropen Stromfunktion (Konturintervall 0.5 Sv) (**Gur** - **Gur** ohne offenen Rand). Die stärksten Effekte zeigen sich in der Nähe des Randes, durch den erhöhten Einstrom an der Küste Südamerikas wird auch der Golfstrom beeinflusst.

sowie für die $RB = 0$ ($blau \neq 0$). Abbildung 3.8 (rechts) zeigt den Effekt der RB auf die barotrope Stromfunktion (zum Vergleich die barotrope Stromfunktion des Referenzlaufes 4.2d). Die RB schreibt einen verstärkten Einstrom an der Küste Südamerikas nach Norden vor. Dieses Signal verbreitet sich über den Golfstrom in weite Teile des Nordatlantiks. Diese realistischere Zirkulation über den südlichen Rand des Modellgebietes zeigt die Notwendigkeit der Implementierung einer offenen RB.

3.3 OBJEKTIVE ANALYSE

Dieser Abschnitt soll dazu dienen das Verfahren der Objektiven Analyse (OA) zu erläutern und speziell die in (Ivchenko et al., 2006, 2007, 2008) genutzte Methode zu beschreiben, deren Ergebnisse in dieser Arbeit vergleichend benutzt werden und im Folgenden mit **IvOA** bezeichnet werden.

Die OA wurde von Bretherton et al. (1976) in der Ozeanographie bekannt gemacht. Sie dient dazu, räumlich ungleichmäßig verteilte Messdaten auf ein regelmäßiges Gitter zu projizieren. Die theoretische Grundlage ist gegeben durch die Minimumvarianz der Schätzung und ist im Gauss–Markov Theorem begründet.

Die Bezeichnung *objektiv* sollte ursprünglich verdeutlichen, dass das Analyseverfahren unabhängig von der Bewertung eines Menschen ist. Es hat sich jedoch gezeigt, dass die Verwendung eines Hintergrundfeldes (first guess field, prior estimate) die Qualität der Analyse deutlich erhöht. Dabei dient eine Abschätzung der Zustandsvariablen aus vorangegangenen Analysen als Hintergrund für die aktuelle Analyse. In der Bestimmung dieser Abschätzung fließen nun jedoch subjektive Entscheidungen ein, die den Begriff *objektiv* wieder relativieren. Es wird also eine gewichtete Kombination von Vorhersage und

Beobachtung benutzt, um die Zustandsvariablen im statistischen Sinne zu verbessern.

Zur Analyse können entweder die Messungen direkt genutzt werden, oder auch Anomalien dieser Messungen zum Hintergrundfeld, hierbei spricht man von der Analyse von Inkrementen.

Ein Grundtheorem der OA ist die Annahme, dass der Mittelwert aller Messwerte Null ist (Bretherton et al., 1976). Da dies in der Regel nicht der Fall ist, wird von den Messwerten zuerst das arithmetische Mittel subtrahiert, und die OA wird dann auf die verbleibenden Anomalien (Inkmente) angewendet, deren Mittel per definitionem Null ist. Anschließend wird der Mittelwert wieder zur objektiv analysierten Verteilung der Anomalien addiert. Ein besonderer Vorteil der OA liegt darin, dass zu jedem objektiv analysierten Feldpunkt ein statistischer Fehler angegeben wird. In die Berechnung der Fehlerfelder gehen drei verschiedene Parameter mit ein. Erstens der Fehler des räumlichen Abstandes von der Gesamtheit der echten Messwerte, der mit der Distanz gewichtet wird. Zweitens die angenommene Unsicherheit für den Hintergrund, die anhand der Standardabweichung der Messwerte berechnet werden kann. Als dritter Parameter wird die Unsicherheit der beobachteten Messwerte berücksichtigt.

Die in dieser Arbeit zu Vergleichszwecken herangezogenen T und S Felder (Ivchenko et al., 2006, 2007, 2008) sind Ergebnisse einer OA basierend auf Gandin (1965) und Bretherton et al. (1976). Auch dieses Verfahren beruht auf dem Gauss–Markov Theorem und führt zu einer linearen Schätzung, die optimal im Sinne der kleinsten Quadrate ist. Die Kovarianz der Daten wurde als normal-verteilt angenommen. Die Vorgehensweise ist ähnlich der in Lavender et al. (2005). Im Gegensatz zur *Nearest Neighbour Interpolation*, bei der nur die Messdaten berücksichtigt werden, die jedem Gitterpunkt am nächsten liegen, werden bei der OA alle Messungen mit einbezogen. Der Beitrag jedes Messwertes wird mit der inversen Distanz vom Gitterpunkt gewichtet. Zusätzlich werden die Beiträge aller Messwerte mit einer zu definierenden räumlichen Korrelationsskala gewichtet, die der Halbwertsbreite der Gauß’schen Glockenkurve entspricht. Messwerte, die in unmittelbarer Nähe eines Gitterpunktes liegen, erhalten dann volles statistisches Gewicht, während diejenigen Punkte, die genau eine Korrelationsskala vom Gitterpunkt entfernt liegen, mit $1/e$ gewichtet werden. Die verwendete Korrelationslänge ist konstant mit $L = 350\text{km}$. Dieser Wert ist mehr als doppelt so hoch wie der in Lavender et al. (2005), aber kann durch das hier verwendete größere Modellgebiet begründet werden. Zur Berechnung der T und S Anomalien wurden in den OA (Ivchenko et al., 2006, 2007, 2008) (im Folgenden: **IvOA**) die Monatsklimatologien des World Ocean Atlas 2001 (WOA01) (Stephens et al., 2001) verwendet. Diese Klimatologie basiert auf hydrographischen Daten von Ende der 1890’s bis 2001. Die Mehrheit der Daten stammt allerdings aus der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, somit ist WOA01 repräsentativ für diese Periode. Die verwendeten Standardabweichungen basieren auf den Monatswerten aller verwendeter Jahre, d.h. für 10 Jahre auf 120 Werten. Auch die in **IvOA** verwendeten Argo-Daten wurden einer Qualitätskontrolle unterzogen. Auch hier wurden nur Profile mit Qualitäts-Flag $QF = 1$ verwendet, sowie die druckfehlerbehafteten Messungen aussortiert (Vergleiche: Abschnitt 2.3). Auch eine Konsistenzprüfung bezüglich T und S mit einer Klimatologie wurde durchgeführt, mit dem Unterschied, dass hier die WOA01 Klimatologie verwendet wurde und als Testkriterium 4 Standardabweichungen zur Anwendung kamen.

Die Berechnung der Anomalien für T und S erfolgte auf $10^\circ \times 10^\circ$ Gitterboxen für alle Schichten zwischen 0m und 2000m mit einer Schichtdicke von 25m. Weiterführende Informationen, bezüglich der Qualitätskontrolle und der OA in **IvOA**, sind in Ivchenko et al. (2006, 2007, 2008) zu finden.

EINFLUSS VON ARGO- UND SATELLITENALTIMETRIEDATEN AUF DAS MODELLERGEBNIS

Dieses Kapitel behandelt die Analyse des Einflusses der verwendeten Daten (Argo T und S und Satellitenaltimetrie) einzeln, sowie in Kombination, auf das Modellergebnis.

Nachdem die durchgeführten Modellsimulationen vorgestellt sind (Abschnitt 4.1), werden die Ergebnisse des Referenzlaufes diskutiert (Abschnitt 4.2). Dieser dient als Referenz, um Änderungen in den Modellergebnissen durch die Berücksichtigung von Argo-Daten und/oder Satellitenaltimetrie zu analysieren. Die Ergebnisse der Kombination beider Datensätze, als in dieser Arbeit beste Lösung, werden in Abschnitt 4.3 vorgestellt. Abschnitt 4.4 untersucht die durch Argo allein erzeugten Änderungen der Modellfelder. In Abschnitt 4.5 steht die Frage im Mittelpunkt, ob und in wie weit die Altimetrieinformation in der Lage ist, die bereitgestellten T und S Messungen der Argo-Drifter im Modellgebiet zu verbreiten, und wie die beiden Datensätze (Argo und Altimetrie) interagieren. In Abschnitt 4.6 wird schließlich der alleinige Einfluss der Altimetriedaten untersucht. Die Anpassungsgüte an Satellitenaltimetrie und Argo-Daten im Minimierungsprozess, sowie die Erfolge der Kombination beider Daten sind Bestandteil von Abschnitt 4.7. Den Abschluss dieses Kapitels bildet eine kurzes Fazit (Abschnitt 4.8).

4.1 DURCHGEFÜHRTE MODELLSIMULATIONEN

Dieser Abschnitt soll kurz die durchgeführten Modellsimulationen und deren Bezeichnung vorstellen. Im Folgenden werden die einzelnen Simulationen wie folgt bezeichnet.

- Gur** ... Referenzlauf, inverse Lösung der GKK
- Alt** ... **Gur** + dynamische Topographie (Aviso)
- Argo** ... **Gur** + Argo T und S Daten
- AltArgo** ... **Gur** + dynamische Topographie und Argo

Als Referenzlauf (**Gur**) dient die inverse Lösung der GKK. Ausgehend von dieser Lösung wurden drei Simulationen (**Alt**, **Argo** und **AltArgo**) gestartet. Zur Unterscheidung der einzelnen stationären Jahresmittellösungen folgt der Bezeichnung jeweils die Jahreszahl des Untersuchungszeitraumes (1999-2008), z.B. **Alt05** für die Simulation mit

assimilierter Satellitenaltimetrie für das Jahr 2005. Wie in Abschnitt 3.3 bereits eingeführt, werden die Ergebnisse der OA aus Ivchenko et al. (2006, 2007, 2008) als **IvOA** bezeichnet, gefolgt von dem jeweiligen Jahr (Bsp.: **IvOA05** für 2005).

4.2 REFERENZSIMULATION

Temperatur (Abb.4.2a) und Salzgehalt (Abb.4.2b) des Referenzlaufes sind erwartungsgemäß nah an der GKK, die als Start- und Hintergrundfeld in allen Simulationen dient. Die Abweichungen sind in Abbildung 4.1 dargestellt. Abbildung 4.2 stellt wichtige ozeanographische Parameter der Referenz-Simulation (**Gur**) vor. Die Oberflächenauslenkung (Abb.

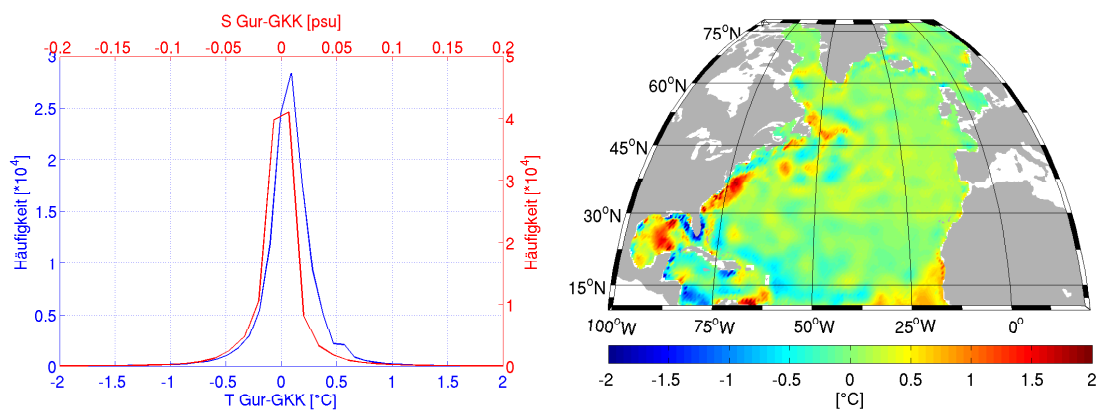


Abbildung 4.1: Abweichungen der Referenzlaufens (**Gur**) zur GKK. Histogramm der Differenzen für T und S (links) und Verteilung der T -Differenzen in 120 m Tiefe (rechts). Die verbleibenden Abweichungen sind gering, und bleiben zumeist auf Küsten und Regionen hoher zeitlicher und räumlicher Variabilität (z.B. Karibik) beschränkt.

4.2c) zeigt in Struktur und Amplitude realistische Werte (vergleiche z.B. Hecht und Smith (2008)). Wichtige ozeanographische Merkmale sind vorhanden, wie z.B. der Nordatlantikstrom, der nach Norden drängt und bei etwa 50°N nach Osten dreht (Chassignet und Marshall, 2008). Diese Struktur ist entsprechend auch im Temperaturfeld zu erkennen. Die Ausdehnung des Labradorstromes nach Süden ist deutlich ausgeprägt. Sie mündet in einer zyklonalen Strömung (Rezirkulation) südlich der Grand Banks, welche den Golfstrom mit seinen Ausläufern nach Süden drängt. Diese Merkmale, sowie die Ablösung der Golfstromes bei Kap Hatteras sind in der Oberflächenauslenkung und der zugehörigen barotropen Stromfunktion enthalten. Das Maximum der Oberflächenauslenkung liegt mit ca. $0,75\text{ m}$ unterhalb von 1 m , wie es z.B. in Chassignet und Marshall (2008) abgebildet ist. Dies ist der groben Auflösung geschuldet, die eine Ausbildung scharfer Fronten einschränkt und somit die Oberflächenauslenkung sehr sensitiv gegenüber der Modellauflösung macht. Die Absenkung im Subpolarwirbel ist im Referenzlauf zu stark und resultiert in zu hohen barotropen Transporten. Der Azoren Strom, der auf Höhe der Azoren nach Osten strömt, ist im Referenzlauf kaum ausgebildet und auch die Ringzirkulationen in der Ka-

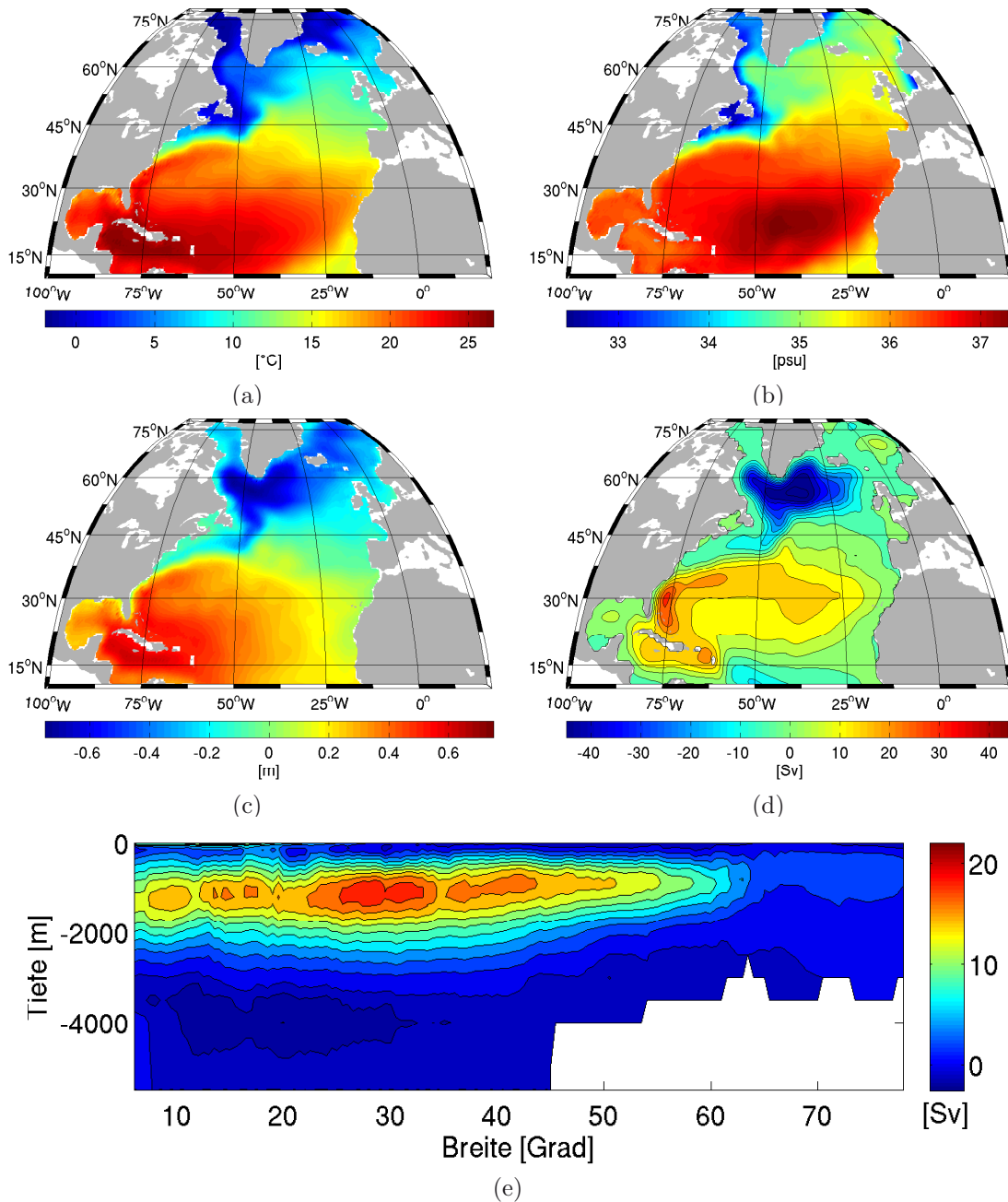


Abbildung 4.2: Modellfelder der Referenzsimulation (**Gur**): (a) Temperatur ($z = -120\text{m}$); (b) Salzgehalt ($z = -120\text{m}$); (c) Oberflächenauslenkung; (d) barotrope Stromfunktion (Konturintervall 5 Sv) und, (e) MOC (Konturintervall 2 Sv, 1 Sv wenn $\text{MOC} < 0$). In Relation zu diesem Referenzergebnissen werden die Auswirkungen von Argo T und S und der Satellitenaltimetrie untersucht. T und S sind nahe an der GKK (vergleiche Abb.: 4.1), Oberflächenauslenkung, barotrope Stromfunktion und MOC zeigen ein realistische Struktur und Amplitude.

ribik fehlen. Die zugehörige barotrope Stromfunktion spiegelt die vorhandenen aber auch fehlenden Strukturen deutlich wieder. Der Golfstrom ist deutlich zu schwach ausgebildet und auch das Maximum der barotropen Stromfunktion liegt zu weit im Süden (Vergleich Kap. 3.1.6). Dies spiegelt auch die meridionalen Umwälzzirkulation (meridional overturning circulation - MOC) wieder, deren Kern deutlich südlicher als bei den zu erwartenden ca. 45°N liegt, wie es z.B. in Griffies et al. (2009) zu finden ist. Das Absinken bei ca. 60°N fällt etwas zu flach aus und sollte sich zudem schärfer abzeichnen. Die windgetriebene Zelle an der Oberfläche bei ca. 15°N , die einen deutlichen Kontakt mit den Kern aufweisen sollte, ist zwar vorhanden, aber viel zu schwach ausgeprägt. Durch das „deep pressure gradient constraint“ ist im Referenzlauf auch eine tiefe Rezirkulation vorhanden. Die Referenzlösung spiegelt alle durch die Modellgleichungen beschriebenen, durch das Modellgitter aufgelösten und in der Klimatologie enthaltenen Strukturen wider. Weiterhin ist die Modelllösung, mit den beschriebenen Strukturen, beeinflusst vom „dPC“ und der südlichen Randbedingung.

Auch die abgeleiteten Transporte (für NADW¹) sind realistisch und stimmen mit anderen Arbeiten überein. Z.B. erhalten Ganachaud (2003) und Lumpkin et al. (2008) aus inversen Studien, basierend auf Beobachtungen, für die Transporte bei 48°N Werte von $16 \pm 2\text{Sv}$ und Lumpkin und Speer (2003) für 42°N $13 \pm 2\text{Sv}$. Die Transporte des Referenzlaufes betragen 15Sv und 13Sv , für 42°N bzw. 48°N (zur Berechnung würde NADW definiert als die Strömung der Ozeanschicht unterhalb von 1200 m Tiefe). Im Allgemeinen stimmen die Strukturen mit dem ozeanographischen Bild des Nordatlantik überein. Im Folgenden wird gezeigt werden, dass die assimilierten Daten - insbesondere in Kombination mit der Altimetrie - viele der Schwachstellen (zu schwacher Golfstrom, zu starke Absenkung im Subpolarwirbel, Versatz des Maximums der barotropen Stromfunktion) beseitigen. Das Ziel der Arbeit ist die Ableitung einzelner Jahreslösungen. Bei den Vergleichen der Jahreslösungen mit dem Ergebnis der langjährigen GKK ist jedoch immer zu beachten, dass Anomalien zwischen beiden auch durch den Vergleich einer langjährigen Klimatologie mit den Signalen der jährlichen Antriebsdaten (z.B. Wind) beeinflusst sind.

4.3 KOMBINATION VON ARGO- UND ALTIMETRIEDATEN

Nun sollen die Ergebnisse der Kombination beider Datensätze vorgestellt werden. Anhand der Ergebnisse der **AltArgo**-Simulationen werden, wenn nicht anders gekennzeichnet, alle weiteren Auswertungen vorgenommen. Abbildung 4.3 zeigt wichtige ozeanographische Parameter der **AltArgo05**-Simulation (siehe Abb. 4.2 zum Vergleich mit **Gur**). Temperatur und Salzgehalt sind auch nach der Kombination von Altimetrie und Argo-Daten im Modell nah an der zugrundeliegenden GKK. Wobei besonders das Temperaturfeld, bedingt durch die Argo- und Altimetriedaten, kleinskalige Strukturen erkennen lässt. Die Temperatur ist besonders in den nördlichen Ausläufern des Nordatlantikstromes im Vergleich zum Referenzlauf erhöht (vergleiche Abb.: 4.2 und 4.3). Das ist konsistent mit den höheren Transporten warmen Wassers durch den Golfstrom. Die Oberflächenauslenkung zeigt dies ebenso wie die Zunahme an kleinskaligen Signalen. Zudem ist in den **AltArgo**-

¹North Atlantic Deep Water

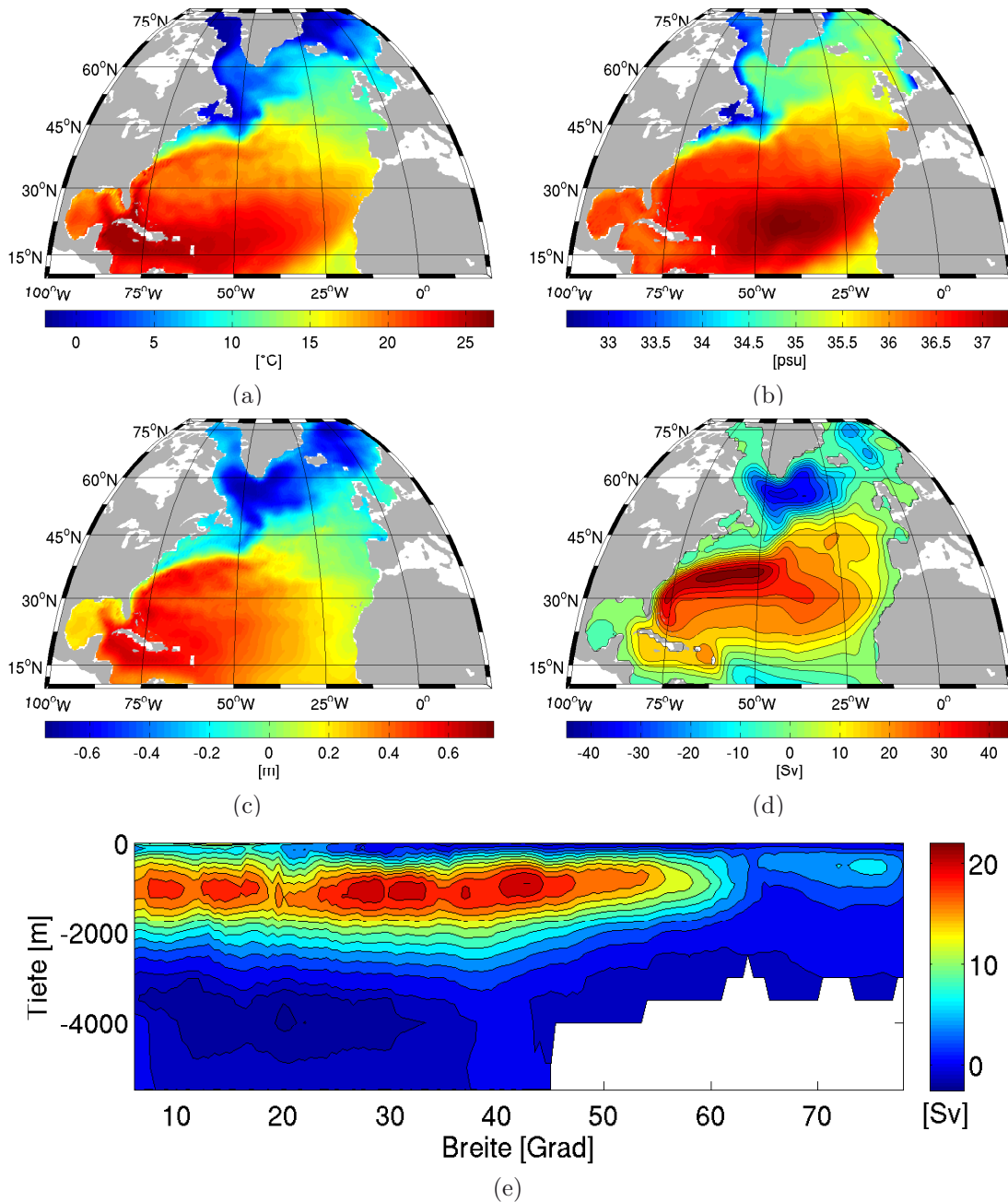


Abbildung 4.3: Modellfelder der **AltArgo05** Simulation: (a) Temperatur ($z=-120\text{m}$); (b) Salzgehalt ($z=-120\text{m}$); (c) Oberflächenauslenkung; (d) barotrope Stromfunktion (Konturintervall 5 Sv) und, (e) MOC (Konturintervall 2 Sv, 1 Sv wenn $\text{MOC}<0$). Im Vergleich zum Referenzlauf sind mehr kleinskalige Strukturen in den Ergebnissen enthalten, Strömungen und Transporte sind verbessert und entsprechen dem momentanen Kenntnisstand von Hydrographie und Zirkulation im Nordatlantik.

Ergebnissen ein Azorenstrom vorhanden, welcher in den Ergebnissen des Referenzlaufes fehlt. Die Oberflächenauslenkung im Golfstrombereich ist deutlich erhöht, die Struktur ist vergleichbar mit anderen Resultaten wie z.B. Chassignet und Marshall (2008). Die Absenkung der Oberflächenauslenkung in der Grönlandsee ist allerdings nach wie vor zu stark ausgebildet. Ein Grund hierfür ist die Stationarität des Modells. Denn durch fehlende dynamische Prozesse kommt es zu keinem oder einem zu geringen Austausch von kaltem Wasser zwischen Grönlandsee und dem restlichen Nordatlantik. Durch die grobe Auflösung der Topographie fehlen schmale Kanäle, so entstehen "Schwellen" in der Bodentopographie. Durch die fehlende Dynamik im Modell gibt es keine Prozesse, die das kalte und schwere Wasser über diese "Schwellen" bringen. Eine weitere Erklärung könnte die abnehmende Qualität der Satellitenaltimetriemessungen mit zunehmender geographischer Breite sein. Daraus resultierende Fehler in der Oberflächenauslenkung können durch die dort fehlenden Argo-Messungen nur schwer korrigiert werden. Entsprechend der Änderungen der Oberflächenauslenkung zeigt die barotrope Stromfunktion einen intensiveren Golfstrom als in der Referenzsimulation, mit einer scharfen Front im Norden, die von einer Rezirkulationszelle des Labradorstromes begrenzt wird. Die MOC (Abb.: 4.3e) zeigt ein abrupteres und tieferes Absinken bei 60°N als in der Referenzlösung, auch das Maximum der positiven Zelle liegt nun bei den erwarteten ca. 45°N . Die windgetriebene positive Zelle an der Oberfläche zwischen 10° und 20°N ist ausgeprägter als in der Referenzlösung und vor allem zeigt sie deutlicher den Einfluss auf die tieferliegende Strömungen. Auch die Amplitude der MOC liegt mit Werten zwischen -2 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$) in der tiefen Zelle und 22 Sv im Maximum in einer realistischen Größenordnung (Griffies et al., 2009).

4.4 EINFLUSS DER ARGO-DATEN

In den **Argo**-Simulationen erfolgt eine Anpassung an die Argo T und S Daten. Die Altimetrieinformation ist dem Modell dabei nicht bekannt! Abbildung 4.4 zeigt die Auswirkungen der Argo-Daten Anpassung als Differenz zum Referenzlauf, beispielhaft für das Jahr 2005. Die Anpassungen sind deutlich auf die Golfstromregion und den Subpolarwirbel beschränkt, wo die Datendichte hoch ist (weiße Punkte in Abb. 4.4a kennzeichnen Argo-Daten Positionen in 120m Tiefe). Zudem wird deutlich, dass die Änderungen kleinskalig sind, sie bleiben auf die Region der Argo-Punktmessungen beschränkt. Die Temperaturanomalien in den Abbildungen 4.4c und 4.4d sind auch von Argo-Messungen außerhalb des dargestellten Schnittes beeinflusst. Die positive Anomalie der Oberflächenauslenkung und barotropen Stromfunktion in der Golfstromregion, ist der **Alt**-Simulationen in der Struktur ähnlich aber von geringerer Intensität (vergleiche Abb.: 4.9). Die Argo-Datenabdeckung ist hier anscheinend ausreichend, um das Altimetriesignal zu rekonstruieren. Auffällig ist, dass sich die Anomalien der Oberflächenauslenkung und barotropen Stromfunktion zwischen **Alt05**-Simulation und **Argo05**-Simulation im Subpolarwirbel zu widersprechen scheinen. Temperaturschnitte entlang 57°N (Abbildungen 4.9d und 4.4d) zeigen, dass die Argo-Daten eine starke Abkühlung der tiefen Schichten bewirken, welche in Kombination mit den großen Schichtdicken in diesem Tiefeinniveau zu dem dargestellten sterischen Signal führen. Im Golfstrombereich wird dieses negative Signal durch die positive Anomalie in den oberen Schichten kompensiert. Dies führt in der Summe zu

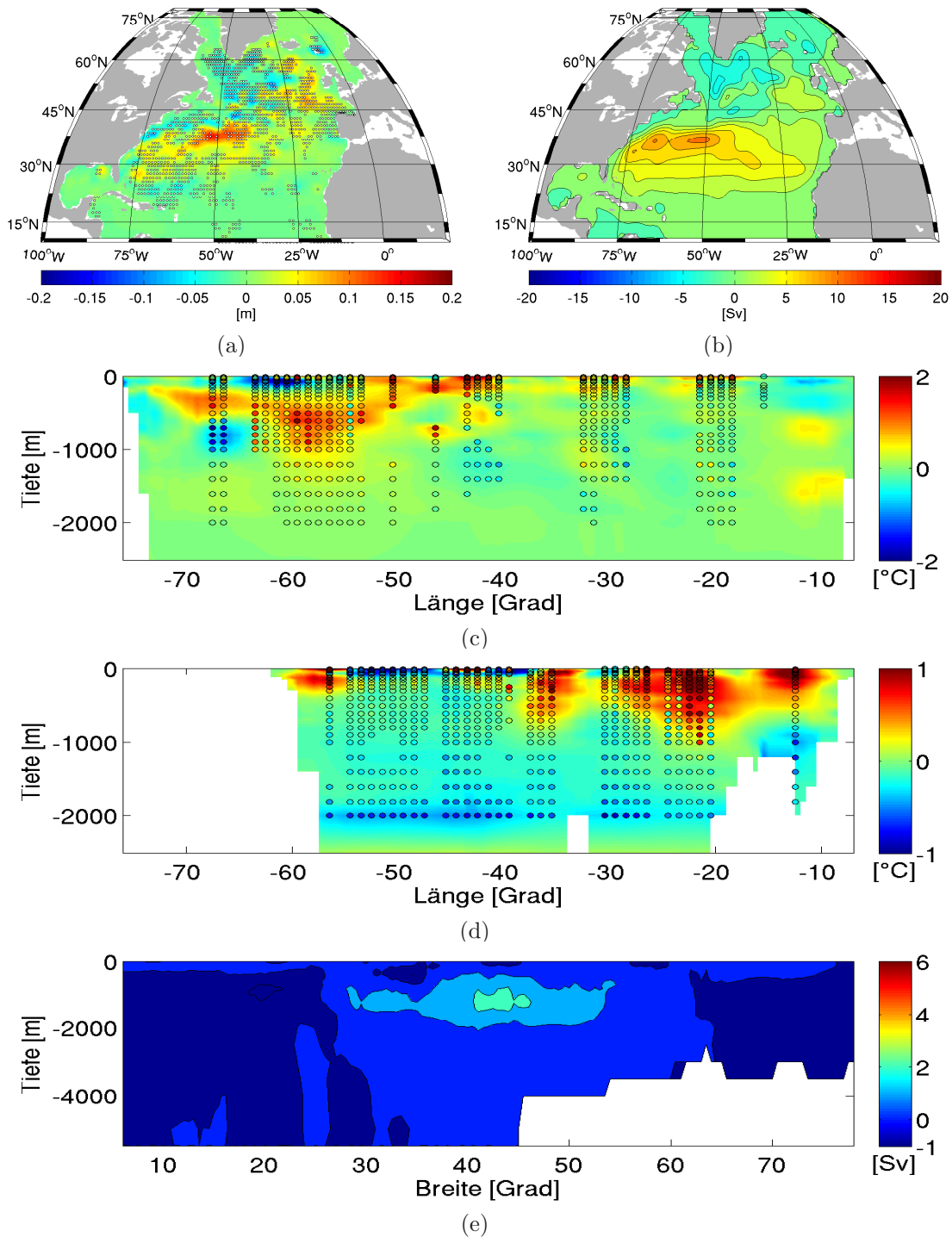


Abbildung 4.4: Auswirkung der Argo-Datenanpassung. Dargestellt ist die Differenz **Argo05** - **Gur** für: (a) Oberflächenauslenkung; (b) barotrope Stromfunktion (Konturintervall 2 Sv); (c) Temperatur (Schnitt 36°N); (d) Temperatur (Schnitt 57°N) und, (e) MOC (Konturintervall 1 Sv). Die Kreise zeigen die Differenz der GKK zu den Argo-Daten in der jeweiligen Tiefe bzw. geographischen Breite. Die Anomalien, erzeugt durch die Anpassung von T und S an die Argo-Daten ist kleinskalig und bleibt oft auf die Position der Argo-Messung beschränkt.

einer positiven Anomalie in Oberflächenauslenkung und Zirkulation. Eine solche Information über die vertikale Verteilung bzw. generell über Anomalien in tiefen Schichten kann die Altimetrie nicht bereitstellen. Ein weiteres Beispiel ist die kleine positive Anomalie in der Oberflächenauslenkung südlich von Island, sie ist als Resultat beider Datensätze (Altimetrie und Argo) erkennbar. Die starke Abkühlung der tiefen Schichten durch die Argo-Daten wird hier durch eine Erwärmung im oberen Ozean kompensiert, so dass die sterische Antwort zumindest im Vorzeichen gleich ist.

Das Signal in der MOC auf die Argo-Daten ist schwächer als das der Altimetrie und bleibt auf die Golfstromregion, mit hoher Argo-Datenabdeckung, beschränkt (vergleiche Abb.: 4.9). Die starke Anomalie am südlichen Rand wie durch die Altimetrieangepassung (vergleiche Abb.: 4.9e), ist durch die Berücksichtigung der Argo-Daten nicht zu beobachten. Wahrscheinlich ist die Argo-Datendichte am Südrand zu gering.

Betrachtet man in den **Argo**-Simulationen die Altimetriemessungen als unabhängige Datenquelle und berechnet die mittlere Differenz und den RMS der Oberflächenauslenkung von **Gur** und **Argo** zu den Altimetriemessungen, so ergeben sich die Werte aus Tabelle 4.1. Die Argo-Daten verringern den RMS der Oberflächenauslenkung, das heißt, auch ohne Kenntnis der Altimetrie werden die Fehler in der Oberflächenauslenkung durch die Argo-Daten verkleinert (vergleiche Abb.: 4.15). Die Erhöhung der mittleren Differenz der Oberflächenauslenkung durch die Berücksichtigung der Argo-Daten ist dabei dynamisch irrelevant, denn lediglich der Gradient der dynamischen Topographie steuert die Modellzirkulation. Eine beliebige Konstante hat dynamisch keinen Effekt. Weiterhin wird im Minimierungsprozess ein gewichteter RMS zu den jeweiligen Daten berücksichtigt und angepasst, daher ist eher eine Verringerung des RMS zu erwarten.

Abweichung zur Satellitenaltimetrie [m]			
Gur		Argo05	
mittlere Differenz	RMS	mittlere Differenz	RMS
0,016	0,125	0,031	0,115

Tabelle 4.1: mittlere Differenz und RMS der Oberflächenauslenkung zwischen **Gur**, **Argo05** und den Satellitenaltimetrie-Daten.

4.5 INTERAKTION VON ARGO- UND ALTIMETRIEDATEN

Eine zentrale Frage für die Kombination der zwei Datensätze - Argo und Altimetrie - ist, wie deren Informationsgehalt interagiert. Genauer, ist die flächendeckend vorhandene Satellitenaltimetrie in der Lage, bei konsistenter Information, die in Argo enthaltene Punktinformation zu verbreiten?

Dies greift ein zentrales Problem der Datenanalyse auf. Fast alle Beobachtungen sind Punktmessungen und liegen in einer sehr groben räumlichen sowie zeitlichen Auflösung vor und sind ebenso fehlerbehaftet wie die Modelle. Die Kombination von Beobachtungen und

Modellen, unter Berücksichtigung ihrer Ungenauigkeiten, kann helfen, die Fehler beider zu reduzieren. Um Messungen in ein Modell einfließen zu lassen, oder diese lediglich auf ein Gitter zu interpolieren, braucht man eine Information darüber, für welche Region eine Messung repräsentativ ist. Diese Größe kann durch den Korrelationsradius charakterisiert werden und beschreibt den mittleren Abstand innerhalb dessen ein statistisch signifikanter Zusammenhang zum Messpunkt besteht. In der hier vorliegenden Arbeit, ist für die Argo-Daten ein konstanter Korrelationsradius von 2° angesetzt (Abschnitt: 3.1.4). Zusätzlich soll aber auch die Altimetrieinformation diese Aufgabe erfüllen. Über den Zusammenhang zwischen sterischer Information aus den Argo-Daten und der Oberflächenauslenkung aus der Satellitenaltimetrie kann eine Regularisierung der Argo-Daten durch die Altimetrie erwartet werden. Die Altimetrie soll die Information bereitstellen, wie die Punktmessung aus Argo zu verbreiten sind.

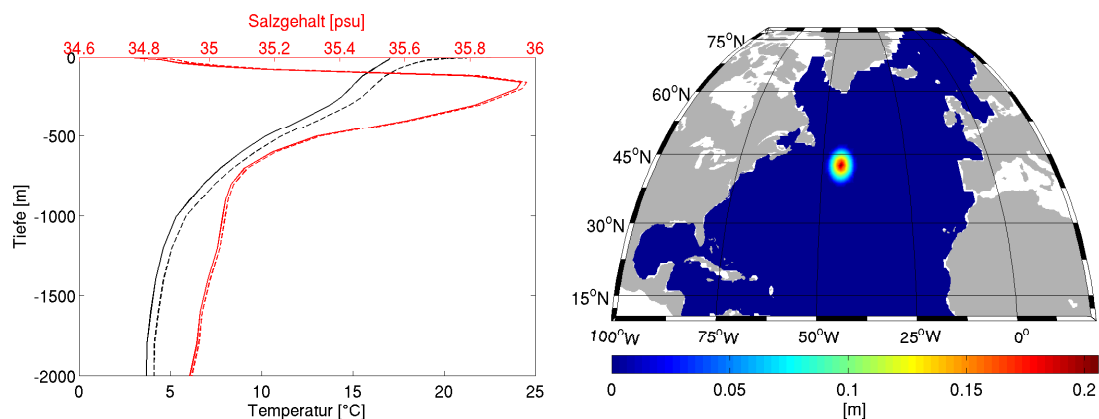


Abbildung 4.5: Set-up der Interaktions-Experimente. Links: Temperatur- (schwarz) und Salzgehaltsprofile (rot) vor (volle) und nach (unterbrochene Linie) der Störung der Profile der Referenzsimulation; und rechts: die aus dieser T und S Störung resultierende sterische Anomalie.

Um dieser Fragestellung nachzugehen, wurden 3 Experimente durchgeführt. Dazu wurden, wie in Abbildung 4.5 (links) dargestellt, die Temperatur- und Salzgehaltsprofile der Referenzsimulation geändert. Die Profile zeigen größere Änderungen in T und geringeren in S , zudem sind die Änderungen tiefenabhängig gewählt mit geringeren Differenzen in tieferen Schichten. Diese Profile dienen in den Interaktions-Experimenten als zu assimilierendes „Argo-Datenprofil“ an nur einer Position im Modellgebiet. Um eine zu diesen T und S Anomalien konsistente „Altimetrie“-Information zu erhalten, wurde die resultierende Anomalie der sterischen Höhe (berechnet aus den geänderten Argo-Profilen, Abb.: 4.5, rechts) zu der Oberflächenauslenkung der Referenzsimulation addiert. Im Zuge der Datenanpassung im Minimierungsalgorithmus wird die Argo-Information in einem 2° Radius auf die Modellfelder übertragen. Um zu zeigen, dass die Altimetrie die Verbreitung der Information unterstützen kann, wurde die Anomalie der sterischen Höhe linear mit einem 5° Radius um die Datenposition projiziert (Abb.: 4.5, rechts). Die durchgeführten

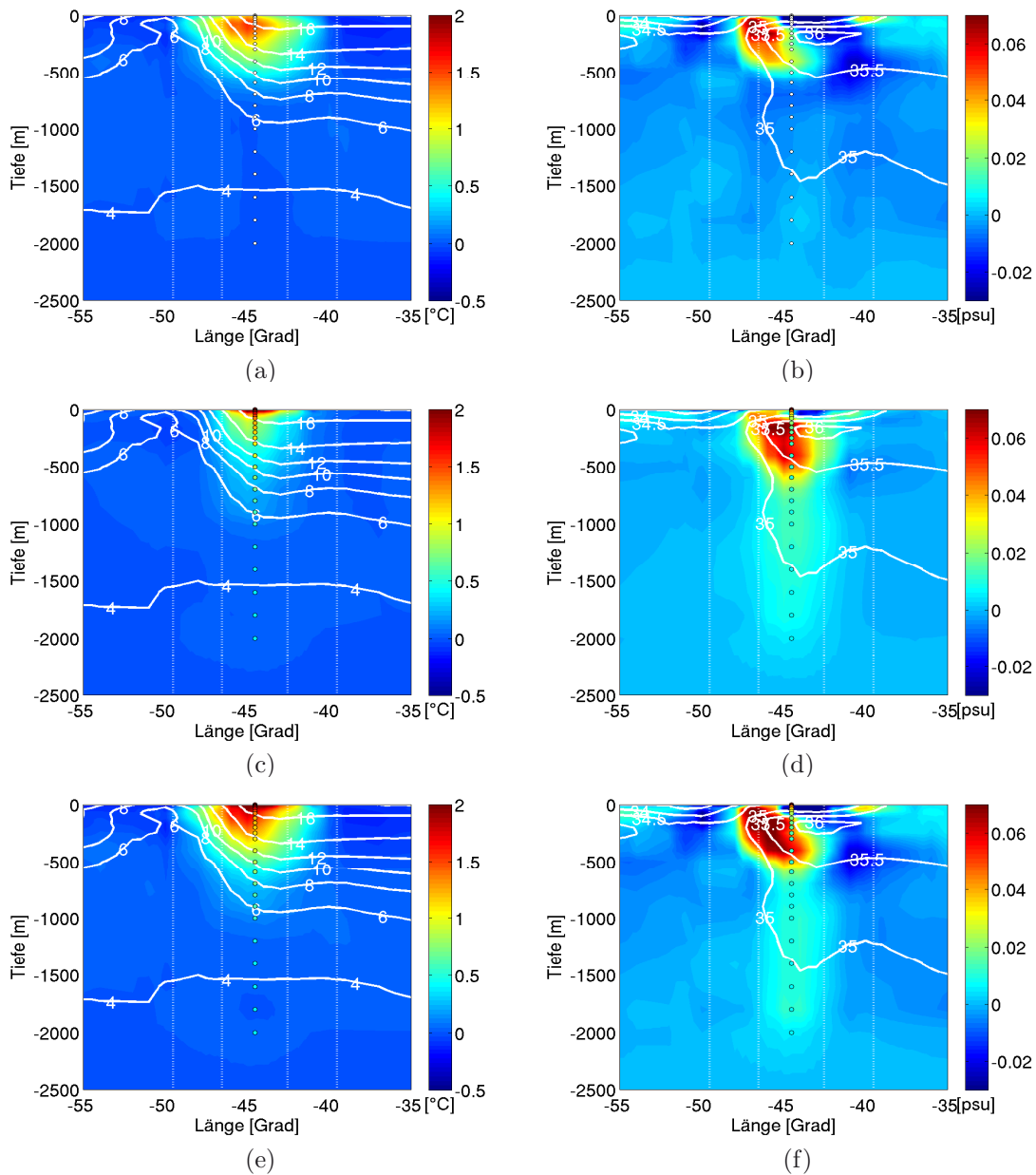


Abbildung 4.6: Vertikalprofile entlang des Testpunktes (42°N) der Differenzen zwischen Referenzlauf (**Gur**) und den 3 Interaktions-Experimenten: (a) **Alt** für Temperatur; (b) **Alt** für Salzgehalt; (c) **Argo** für Temperatur; (d) **Argo** für Salzgehalt; (e) **AltArgo** für Temperatur und, (f) **AltArgo** für Salzgehalt; das Farbfeld kennzeichnet die Differenz zwischen dem jeweiligen Simulationsergebnis und der Startsituation, Konturlinien beschreiben das volle Simulationssignal, Punkte repräsentieren das Argo-Profil als Anomalie zur Startsituation (**Gur**), vertikale unterbrochene Linien kennzeichnen jeweils den 2° bzw. 5° Radius um die Datenposition. Die Verbreitung des Argo-Signals wird durch die Altimetrieinformation unterstützt. Die Anomalien der Kombination (**AltArgo**) sind deutlich intensiver und zeigen die horizontale Ausdehnung der Altimetrie und das Vertikalprofil aus Argo.

Interaktions-Experimente sind in Durchführung und Bezeichnung analog zu allen anderen (**Alt**, **Argo** bzw. **AltArgo**).

Abbildung 4.6 zeigt die Vertikalprofile der Differenzen für T und S zwischen den 3 Experimenten und dem Referenzlauf (**Gur**). Die Temperaturanomalie durch das Altimetriesignal (Abb.: 4.6a) ist deutlich auf den vorgeschriebenen 5° Radius begrenzt und bleibt auf die oberen ca. 600m beschränkt. Die Temperaturanomalie durch die Argo-Daten (Abb.: 4.6c) zeigt dagegen die erwartete 2° Ausdehnung um die Argo-Position und weist ein deutliches vertikales Profil entlang der Messungen auf, mit Maximalwerten an der Oberfläche und einer sehr exakten Anpassung an die Daten. T und S der Kombination beider Datensätze (**AltArgo**, Abb.: 4.6e und 4.6f) sind ebenfalls sehr nah an den Argo-Daten und zeigen eine Anomalie mit 5° Radius. Die Anomalien des **AltArgo**-Interaktions-Experimentes enthalten Strukturen beider Datensätze, sowie die größten Amplituden der 3 Interaktionssimulationen. Dies zeigt, dass die horizontale Struktur der Anomalie der sterischen Höhe, die in der Altimetrie enthalten ist (bei konsistenter Information zu den Argo-Daten) durchaus in der Lage ist, das Argo-Signal zu verbreiten. Damit ist die Altimetrie in zweierlei Hinsicht eine wichtige Informationsquelle. Zum einen, korrigiert sie Modellfehler über den direkten Einfluss des Druckfeldes auf die Ozeanströmungen. Und zum anderen, liefert sie eine horizontale Struktur, wie die Argo-Punktmessungen horizontal zu "glätten" sind. Weiterhin ist anzunehmen, dass bei inkonsistentem Informationsgehalt von Altimetrie und dem sterischen Signal in Argo auch ein kompensierender Effekt eintritt. Die in Abbildung 4.6 dargestellten Vertikalprofile enthalten noch einige inter-

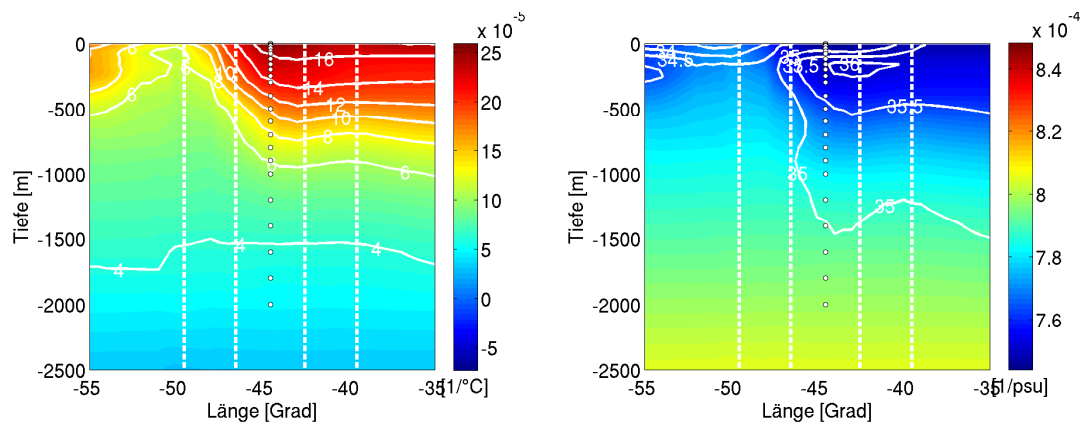


Abbildung 4.7: Thermischer Ausdehnungskoeffizient (α) (links) und haliner Kontraktionskoeffizient (β) (rechts) des **AltArgo** Interaktions-Experimentes; Konturlinien beschreiben das Hintergrundsignal für T bzw. S , Punkte repräsentieren die Position des Argo-Profiles, vertikale unterbrochene Linien kennzeichnen jeweils den 2° bzw. 5° Radius um die Datenposition. Der Versatz des Maximums der Temperaturanomalie (Abb.: 4.6) ist in der lokalen Struktur von α begründet.

essante Strukturen. Das Maximum der Temperaturanomalie zeigt einen kleinen Versatz von der Datenposition nach Westen. Dieser ist, mit der starken Temperaturabhängigkeit des thermischen Ausdehnungskoeffizienten α in der Dichtegleichung zu erklären. Der

thermische Ausdehnungskoeffizient (α) sowie der haline Kontraktionskoeffizient (β) sind für den Schnitt in Abbildung 4.7 dargestellt. α zeigt westlich der Argo-Datenposition geringere Werte, diese erzwingen größere Temperaturänderungen um eine sterische Anomalie gleicher Größenordnung wie östlich der Datenposition zu erzeugen. Dieser Versatz ist in allen Simulationen sichtbar. Die Strukturen der Salzgehaltsanomalien sind nicht wie die Temperaturanomalien isotrop um die Datenposition verteilt. Die Anpassung von S an die Argo-Daten ist ebenfalls eher schlecht, lediglich in den tiefen Schichten sind die Abweichungen zu den Daten gering. Die starken Salzgehaltsanomalien der oberen Schichten haben jedoch nur eine geringe Relevanz für die sterische Höhe. Der Effekt von T ($\alpha \cdot \Delta T \approx 2 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1} \cdot 1\text{K} \approx 2 \cdot 10^{-4}$) auf die sterische Höhe ist ca. fünf mal stärker als der des Salzgehaltes ($\beta \cdot \Delta S \approx -8 \cdot 10^{-4} \text{ psu}^{-1} \cdot 0.05 \text{ psu} \approx -0.4 \cdot 10^{-4}$). Das zeigt, dass in diesem Beispiel die Anomalie der sterischen Höhe hauptsächlich durch die Temperatur bestimmt ist. Die dargestellten Salzgehaltsanomalien sind somit eher Kompensationen der Temperaturänderungen oder sind bestimmt durch die Hintergrundklimatologie bzw. -zirkulation. Z.B. ist die scharfe Front der Salzgehaltsanomalie westlich der Datenposition bedingt durch eine starke Strömung, die eine weitere Ausdehnung der Anomalie nach Westen verhindert.

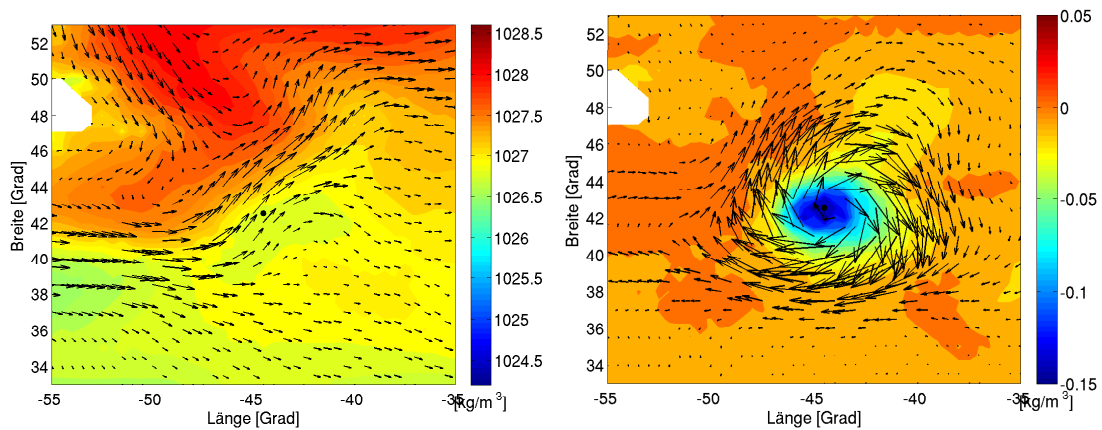


Abbildung 4.8: Dichtefeld (Hintergrund) des Interaktionsexperimentes **AltArgo** mit zugehörigen Geschwindigkeiten (links) und die Anomalie zur Startsituation (rechts), jeweils in 120m Tiefe. Die Anomalie der Strömung zeigt die erwartete anti-zyklonale Strömung um die Anomalie, entsprechend des geostrophischen Gleichgewichtes. Durch eine starke Strömung westlich der Anomalie wird ihre Ausweitung nach Westen unterdrückt.

Abbildung 4.8 zeigt links das Dichtefeld des **AltArgo** Interaktions-Experimentes mit den zugehörigen Geschwindigkeiten. Rechts ist die Anomalie zur Startsituation. Diese zeigt die erwartete anti-zyklonale Strömungsanomalie um die Dichteanomalie. Entsprechend des geostrophischen Gleichgewichtes wird die Strömung entlang des Druckgradienten (von der positiven Anomalie in η nach außen, Abb.: 4.5 rechts) durch die Corioliskraft (auf der Nordhalbkugel) nach "rechts" abgelenkt. Abbildung 4.8 (rechts) verdeutlicht ebenfalls die angesprochene Asymmetrie der Anomalie bedingt durch die starke Strömung westlich davon.

4.6 EINFLUSS DER ALTIMETRIEDATEN

Nachdem gezeigt wurde, dass die Altimetriedaten helfen können die Argo-Punktmessungen zu „glätten“, soll ihr Einfluss ohne Argo auf die Simulationsergebnisse betrachtet werden. Abbildung 4.9a zeigt die Differenz der Oberflächenauslenkung zwischen **Alt05** und **Gur**. Die Anpassung der Oberflächenauslenkung ändert die Modelllösung auf großen Skalen. Diese großskalige Struktur spiegelt sich in den Änderungen der barotropen Stromfunktion (Abb. 4.9b) deutlich wieder. Die größten Änderungen, sind im Bereich des Golfstromes und seiner Ausläufer zu beobachten. Die barotropen Transporte im Golfstrom sind deutlich erhöht und reichen weiter nach Norden. Auch die zu starke Absenkung der Oberflächenauslenkung im Subpolarwirbel, die noch im Referenzergebnis zu beobachten war, wird angehoben und resultiert in geringeren Transporten. Eine negative Anomalie ist in der Grönlandsee zu beobachten, die Absenkung der Oberflächenauslenkung fällt allerdings stärker als in anderen Studien aus (vergleiche z.B. Chassignet und Marshall, 2008). Diese negative Anomalie ist Resultat der Altimetriedatenanpassung. Jedoch zeigt auch die Assimilation der wenigen Argo-Daten eine geringe negative Anomalie (vergleiche Abb. 4.4a). In der Karibik zeichnen sich durch die Altimetriedaten Ringwirbel ab. Die für diese Anpassungen notwendigen Temperaturänderungen sind in weiten Teile eher gering und bleiben, wie Abbildung 4.9c (Sektion 36°N) und 4.9d (Sektion 57°N) zeigen, auf die oberen Ozeanschichten beschränkt. Diese Beschränkung ist in der Gewichtung der Abweichungen zur Hintergrundklimatologie begründet (vergleiche Abschnitt 3.1.3), sie erlaubt, bevorzugt durch geringe Gewichte, Abweichungen in den oberen Schichten, da hier größere Variabilitäten zu erwarten sind als im tiefen Ozean. Die Änderung in der MOC ist besonders am Südrand stark ausgebildet. Dies zeigt, dass die vorgeschriebenen barotropen Transporte am Südrand inkonsistent mit den Altimetriedaten sind. Die positive Anomalie bei ca. 50°N verschiebt das Maximum der MOC, das im Referenzlauf deutlich zu weit im Süden lag, zu den erwarteten 45°N (Griffies et al., 2009).

Differenz zu Argo-Daten							
Temperatur [°C]				Salzgehalt [psu]			
Gur	Alt05	AltArgo05	IvOA05	Gur	Alt05	AltArgo05	IvOA05
0,07	0,16	0,13	-0,05	-0,03	-0,03	-0,02	-0,01
RMS zu Argo-Daten							
Temperatur [°C]				Salzgehalt [psu]			
Gur	Alt05	AltArgo05	IvOA05	Gur	Alt05	AltArgo05	IvOA05
0,73	0,74	0,52	0,8	0,11	0,11	0,09	0,11

Tabelle 4.2: Differenz und RMS (für T und S) zwischen **Gur**, **Alt05**, **AltArgo05**, **IvOA05** und Argo-Daten (berechnet für die obere Ozeanschicht, 0m bis 2000m).

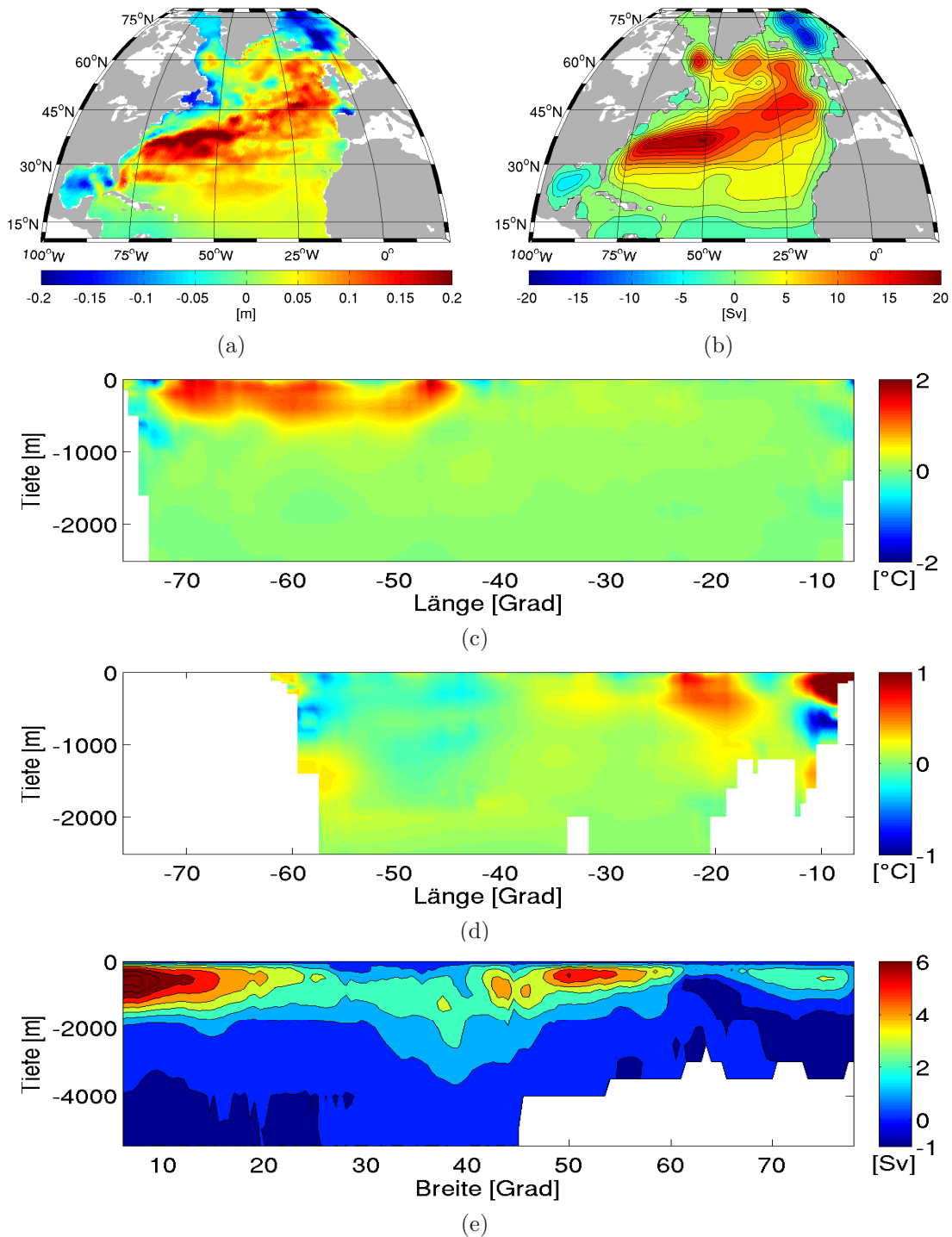


Abbildung 4.9: Auswirkung der Altimetrie-Datenanpassung (**Alt05 - Gur**) auf: (a) Oberflächenauslenkung; (b) barotrope Stromfunktion (Konturintervall 2 Sv); (c) Temperatur (Sektion 36°N); (d) Temperatur (Sektion 57°N) und, (e) MOC (Konturintervall 1 Sv). Die Altimetrie-anpassung bewirkt großskalige Änderungen in den Modelllösungen. Die Anpassung der Oberflächenauslenkung spiegeln sich in der Zirkulation (barotrope Stromfunktion) wider. Dazu sind, im Vergleich zur Argo-Datenanpassung nur geringe Korrekturen in T (und S , nicht dargestellt) notwendig, die auf die oberen Schichten (bis 2000 m Tiefe) beschränkt bleiben.

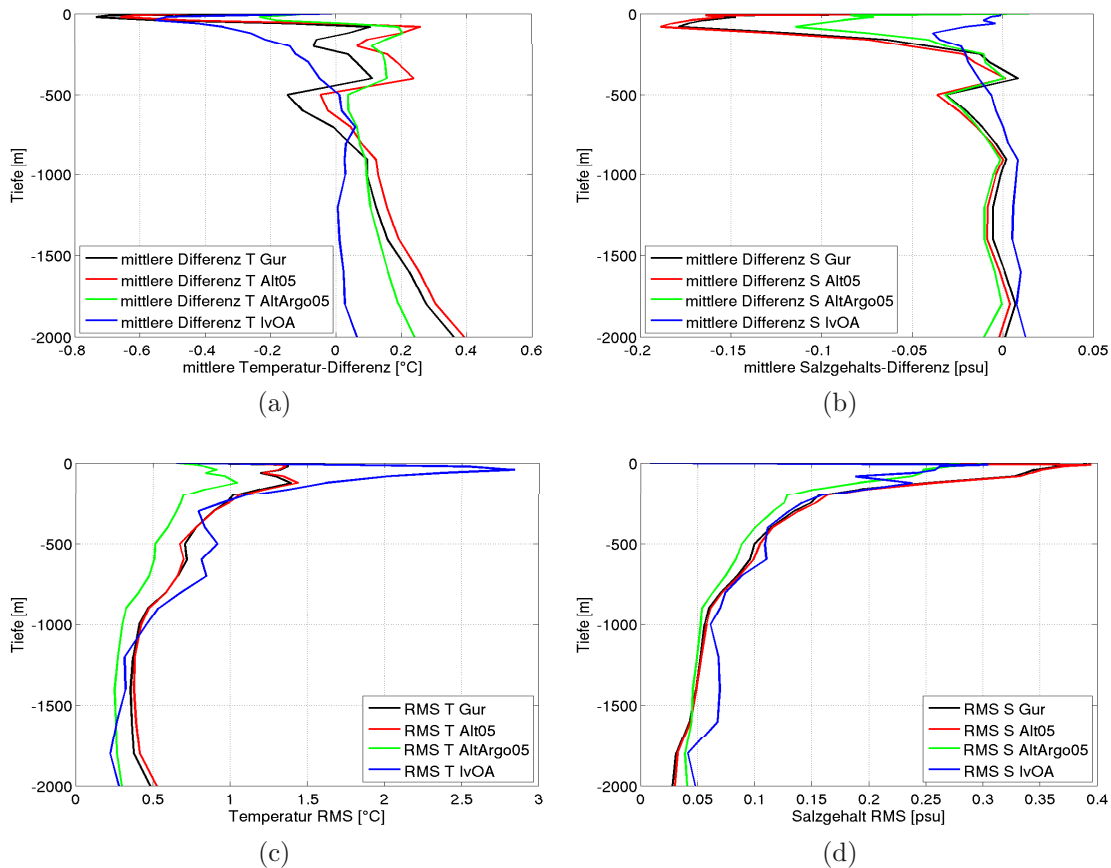


Abbildung 4.10: (a) Temperatur-Differenz und (b) Salzgehalts-Differenz jeweils zwischen **Gur** (schwarz), **Alt05** (rot), **AltArgo05** (grün), **IvOA** (blau) und den Argo-Daten für 2005; sowie die entsprechenden RMS-Werte ((c) bzw. (d)). Die Altimetrie allein kann die Abweichungen zu den Argo-Messungen nicht entscheidend verringern, besonders nicht in tieferen Schichten. Eine Kombination mit den Argo-Daten ist erfolgreich. Hohe Abweichungen zwischen **IvOA** und Argo-Daten, sind besonders in den oberen Ozeanschichten zu finden, wo alle Analysen größere Abweichungen zeigen (besonders für T).

Abbildung 4.10 zeigt die tiefenabhängige mittlere Differenz bzw. den tiefenabhängigen RMS für Temperatur und Salzgehalt jeweils zwischen **Gur**, **Alt05**, **AltArgo05**-Simulation bzw. **IvOA** und den Argo-Daten. Tabelle 4.2 fasst die vertikal gemittelten Differenzen bzw. RMS-Werte zusammen. Es zeigt sich, dass die Altimetrie den RMS für T und S nicht entscheidend verbessert, dies stützt die Untersuchungen zur Anpassungsgüte (vergleiche Abb.: 4.15). Die mittlere Temperaturdifferenz zu den Argo-Daten wird allerdings deutlich erhöht, und kann auch durch Hinzunahme der Argo-Daten selbst nur geringfügig korrigiert werden. In den tieferen Schichten sind, bedingt durch die Altimetrieinformation sogar, besonders für T , größere Abweichungen zu den Argo-Daten zu verzeichnen. Die Anpassung der Oberflächenauslenkung geschieht durch barotrope sterische Änderungen von T und S . Somit kann es, besonders in tieferen Schichten zu größeren Abweichungen zu den Argo-Daten kommen. Die Argo-Daten selbst enthalten auch barokline

Informationen. Der RMS der **AltArgo05**-Simulation zu den Argo-Daten ist mit $0,52^\circ\text{C}$ hoch, wird aber maßgeblich durch die hohe Variabilität der oberen ca. 300 m bestimmt (vergleiche Abb.: 4.10c). Zum Vergleich sind die mittleren Differenzen und RMS-Fehler der OA mit angegeben. Die RMS-Werte sind nur geringfügig größer als die der **AltArgo**-Simulationen, die mittleren Differenzen sind allerdings deutlich kleiner. Diese Änderungen sind auf die zusätzliche Berücksichtigung der Altimetrie-Daten in der inversen Lösung zurückzuführen.

4.7 ANPASSUNGSGÜTE AN ARGO- UND ALTIMETRIEDATEN

In diesem Abschnitt soll die Güte der Anpassung an die Datensätze, Oberflächenauslenkung der Satellitenaltimetrie und in-situ T und S der Argo-Drifter betrachtet werden. Damit lassen sich die Anpassungen durch die Daten in den **Alt**, **Argo** und **AltArgo**-Simulationen im Vergleich zum Referenzlauf besser einordnen.

Der Erfolg der Assimilation der Satellitenaltimetriedaten ist als Häufigkeitsverteilung der Abweichung zwischen Modellergebnis und assimilierten Daten (Abb.: 4.11, links) und als räumliche Verteilung besagter Abweichung (Abb.: 4.11, rechts) dargestellt.

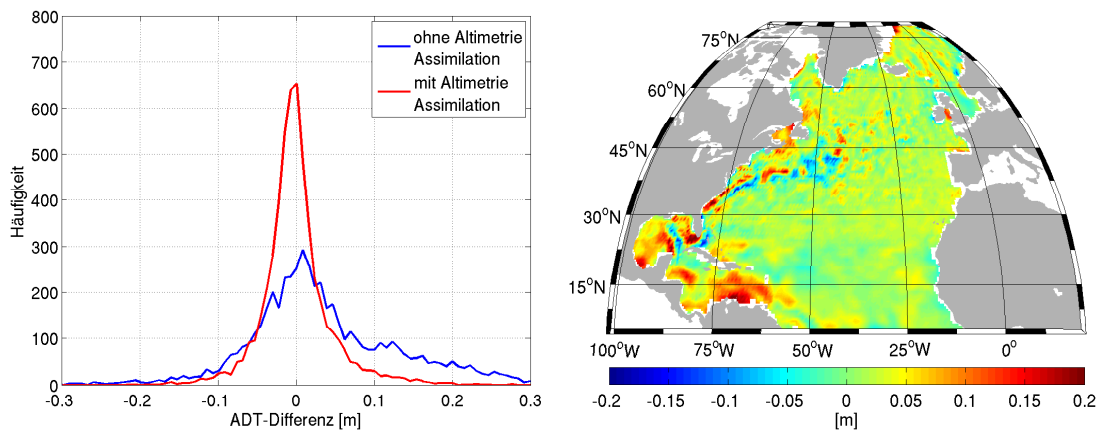


Abbildung 4.11: Anpassungsgüte: (links) Häufigkeitsverteilungen der Abweichungen der Oberflächenauslenkung (blau: **Gur** - (Altimetrie-Daten); rot: **Alt05** - (Altimetrie-Daten)); (rechts) räumliche Verteilung der Abweichung (**Alt05** - (Altimetrie-Daten)).

Die Häufigkeit kleiner Abweichungen nach der Altimetrieassimilation ist deutlich erhöht (im Vergleich zum Referenzlauf ohne Berücksichtigung der Altimetriedaten). Die Verschiebung des Peaks zwischen beiden Kurven ist dabei dynamisch irrelevant, denn lediglich der Gradient der dynamischen Topographie steuert die Modellzirkulation. Eine beliebige Konstante hat keinen dynamischen Effekt. Abbildung 4.11 (links) zeigt für die Abweichungen ohne Altimetrie-Berücksichtigung mehr positive Differenzen, diese Differenzen sind hauptsächlich in der Grönlandsee zu finden (nicht dargestellt). Die räumliche Verteilung der verbleibenden Abweichungen zeigt, dass große Abweichungen hauptsächlich in Regionen hoher Variabilität zu finden sind. Die dargestellten Differenzen sind dabei

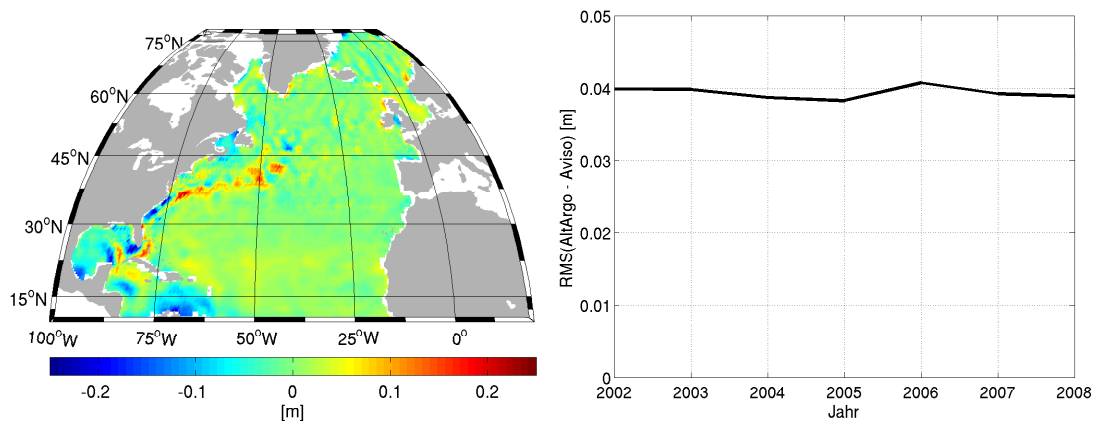


Abbildung 4.12: (links) Differenz der zeitlich gemittelten (2002 bis 2008) Oberflächenauslenkungen und Satellitenaltimetriedaten. (rechts) zeitlicher Verlauf der Abweichungen zwischen Modell-Oberflächenauslenkung und Satellitenaltimetrie. Die jährlichen Abweichungen sind hauptsächlich durch den mittleren Fehler bestimmt.

hauptsächlich durch den mittleren Modellfehler bestimmt. Abbildung 4.12 (links) zeigt die Differenz der zeitliche gemittelten Oberflächenauslenkung der **AltArgo**-Simulationen zum zeitlichen Mittel der Satellitenaltimetriedaten; (rechts) ist der zeitliche Verlauf des entsprechenden RMS-Fehlers dargestellt. Diese Verteilung ist begründet durch die Wahl der Gewichtung für die Altimetriedaten (vergleiche Abb. 3.4). Geringe Gewichte in Regionen hoher Variabilität der Satellitenaltimetrie erlauben dem Modell größere Abweichungen von den Daten. Mit den Ziel, Felder für Jahresmittelwerte von Hydrografie und Zirkulation abzuleiten, ist es nur folgerichtig, nicht alle in den Daten enthaltenen kleinskaligen Informationen anzupassen. Dasselbe gilt auch für die Temperaturdifferenzen.

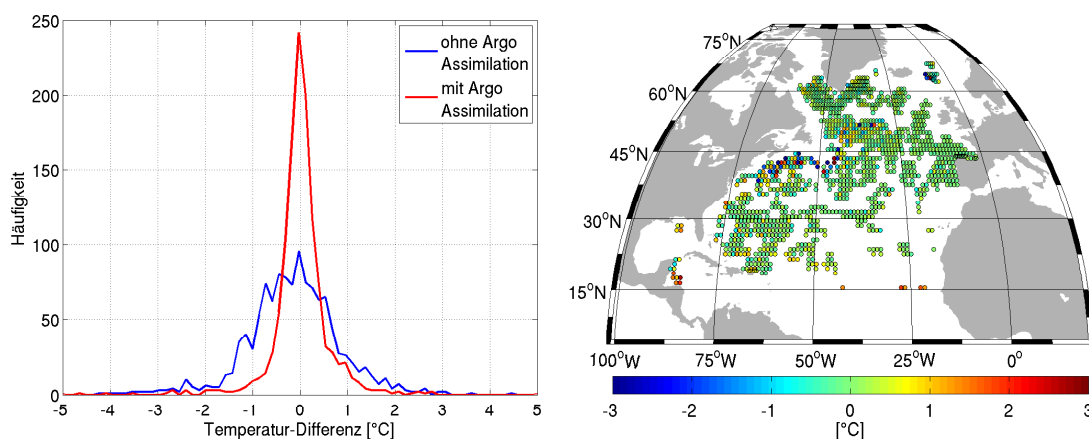


Abbildung 4.13: Anpassungsgüte: (links) Häufigkeitsverteilungen der T -Abweichungen (blau: **Gur** - (Argo-Daten); rot: **Argo05** - (Argo-Daten)); (rechts) räumliche Verteilung der T -Abweichung **Argo05** - (Argo-Daten), jeweils in $z=-120\text{m}$ Tiefe.

Abbildung 4.13 (links) zeigt, dass das Modell die Argo-Informationen berücksichtigt. Abweichungen verbleiben auch hier in Regionen hoher räumlicher und zeitlicher Variabilität (Abb.: 4.13, rechts) und korrelieren mit den so gewählten Gewichten (vergleiche Abb.: 3.3, Abschnitt 3.1.4).

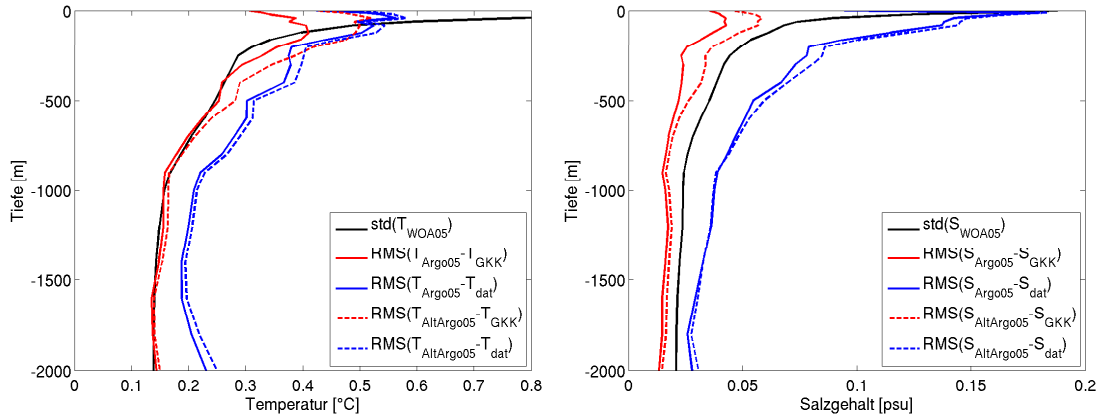


Abbildung 4.14: horizontal gemittelte RMS für Temperatur (links) und Salzgehalt (rechts) jeweils zwischen **Argo05** (volle Linien), **AltArgo05** (unterbrochene Linien) und den Argo-Daten (blau) sowie der GKK (rot) für 2005; weiterhin die Standardabweichung berechnet aus der zeitlichen und räumlichen Varianz des WOA05 (schwarz), die in die Datengewichtung eingeht. Die RMS-Fehler zwischen optimaler Modelllösung und GKK, sowie den Argo-Daten ist in der Größenordnung der vorgeschriebenen Fehlervarianz. Die zusätzliche Berücksichtigung der Altimetrie-Daten erhöht diese RMS-Fehler minimal.

Abbildung 4.14 beleuchtet nochmals die Anpassung von T und S der Modelllösungen an die Argo-Daten, mit und ohne zusätzliche Berücksichtigung der Satellitenaltimetrie. Dargestellt ist das horizontal gemittelte Profil der Standardabweichung für T bzw. S (schwarze Linien) berechnet aus der zeitlichen und räumlichen Variabilität des WOA05. Diese Varianzen sind unter anderem Grundlage für die Festlegung der Argo-Daten Gewichte im Minimierungsprozess (vergleiche Abschnitt 3.1.5). Die RMS-Differenzen zwischen optimalen Modelllösungen für T und S und der GKK (rote Linien) sind gleich (für T) oder kleiner (für S) als die vorgeschriebenen Standardabweichungen (Wurzel der Fehlervarianz). Die Differenzen der optimalen Modelllösung zu den Argo-Daten (blaue Linien) sind größer als die vorgeschriebenen Fehler, allerdings mit nur minimalen Abweichungen von $\approx 0,2^\circ\text{C}$ für T und $\approx 0,03\text{psu}$ für S . Diese verbleibenden Abweichungen in der Anpassung der Argo-Daten sind durchaus akzeptabel und im gewissen Umfang sogar erwünscht. Sie tragen den transienten (zeitlichen) Effekten Rechnung, die in den Argo-Messungen enthalten sind und in der Ableitung eines stationären Jahresmittel-Zustandes von Hydrographie und Zirkulation im Nordatlantik keine Berücksichtigung finden sollen. Die Hinzunahme der Satellitenaltimetrie vergrößert den RMS-Fehler zwischen optimaler Modelllösung und GKK, sowie zwischen Modelllösung und Argo-Daten. Das ist nicht verwunderlich, da die Hinzunahme einer weiteren Datenquelle auch eine weitere Bedin-

gung in der Kostenfunktion bedeutet. Die Suche eines Optimums mehrerer - sich auch widersprechender - Kriterien, kann auch größere Abweichungen zu allen berücksichtigten Bedingungen bedeuten.

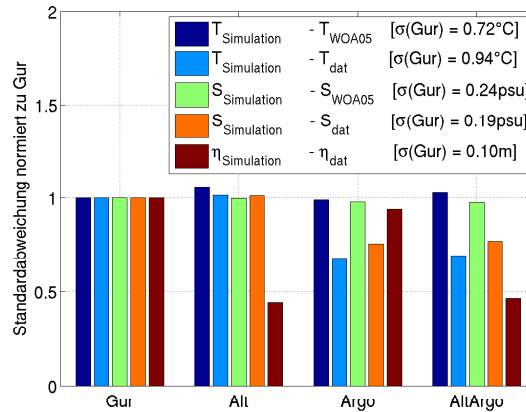


Abbildung 4.15: Normierte Standardabweichungen (σ) der Simulationen **Gur**, **Alt05**, **Argo05** und **AltArgo05** zu WOA05, Argo-Daten und Altimetriedaten (η_{dat}) für T , S und Oberflächenauslenkung (η); in der Legende sind zusätzlich die absoluten Standardabweichungen für **Gur** enthalten. Die Altimetrieanpassung ist sehr erfolgreich und geschieht im Wesentlichen durch Änderungen in T und weniger in S . Die Anpassungen von T und S an die Argo-Daten ist ebenfalls gelungen, diese Änderungen allein verringern auch die Abweichungen zu den Altimetriedaten.

Abbildung 4.15 zeigt die Standardabweichungen (σ) der Differenzen zwischen Modell und Daten für T , S und Oberflächenauslenkung für **Gur**, **Alt05**, **Argo05** sowie **AltArgo05** zum WOA05, Argo-Daten sowie Altimetriedaten (η_{dat}). Die Standardabweichungen sind normiert zum Referenzlauf **Gur**, so dass die Abweichung zu **Gur** 1 ist. Es wird deutlich, dass die Assimilation der Altimetrie sehr gut funktioniert, die Standardabweichung für die Oberflächenauslenkung sinkt deutlich. Für diese Anpassung sind nur geringe Änderungen in T und S notwendig. Diese werden hauptsächlich durch Modifikationen in T und weniger in S erzeugt, die allerdings im Widerspruch zum WOA05 stehen (größere Standardabweichung zum WOA05). Die Assimilation der Argo-Daten verbessert neben den zu erwartenden Abweichungen zu den Daten selbst auch die Abweichungen zur Satellitenaltimetrie, was die belegte hohe Korrelation des Informationsgehaltes beider Datensätze (Guinehut et al., 2009) bestätigt. Die Änderungen in T und S gehen konform mit der WOA05 Klimatologie, was zu erwarten war, da die Argo-Daten Bestandteil dieser Klimatologie sind. Daraus lässt sich schließen, dass die Argo T und S Daten, neben einer zu den Altimetriedaten konsistenten sterischen Information, auch die passende vertikale Schichtungsinformation bereitstellen. Die Berücksichtigung beider Datensätze im Modell kombiniert die Erfolge.

4.8 FAZIT

Die Berücksichtigung der in-situ T und S Messungen der Argo-Drifter in einem stationären inversen Finite-Elemente Ozean Modell bewirkt kleinskalige Änderungen der Modelllösung. Die Anpassung an die Argo-Daten im Minimierungsprozess ist erfolgreich (Abschnitt 4.4), zudem wird durch die Argo-Daten allein der RMS der Oberflächenauslenkung zwischen Modelllösung und Altimetriemessungen verringert (vergleiche Abb.: 4.15). Das heißt, Argo-Daten und Altimetrie enthalten konsistente Informationen bezüglich der Oberflächenauslenkung, wie es bereits in zahlreichen Arbeiten belegt ist (Leuliette und Miller, 2009; Willis und Fu, 2008; Ivchenko et al., 2007; Guinehut et al., 2006, 2009). Diese Arbeiten demonstrieren die hohe Korrelation zwischen sterischer Höhe (aus Argo-Daten) und den Satellitenaltimetriemessungen. Die Anpassung an die Altimetrie-Daten ist ebenso erfolgreich. Die Altimetrie ändert die Modellfelder der Oberflächenauslenkung auf großen Skalen und steuert und verbessert so über das Druckfeld direkt die Zirkulation (Abschnitt 4.6). Allerdings wird diese Anpassung über tiefenunabhängige Änderungen in T und S erzielt, was im Vergleich zu den Argo-Daten, eine zu warme Modelllösung zur Folge hat. Die Argo-Daten stellen, durch die enthaltene barokline Information, die Vertikalstruktur von T und S bereit und verringern so teilweise den Fehler der zu warmen Modelllösung. Vor diesem Hintergrund wurden die lokalen Vertikalprofile von T und S der Argo-Drifter mit den flächendeckenden Altimetriedaten kombiniert. Dadurch wird einerseits eine Regularisierung der Argo-Punktinformation erreicht: die Altimetrie liefert die Information, wie die Argo-Daten zu „glätten“ sind (vergleiche Abschnitt 4.5). Andererseits stellen die Argo-Daten die Vertikalstruktur der T und S Änderungen bereit, die notwendig sind, die Oberflächenauslenkung anzupassen.

Die Kombination beider Datensätze auf dynamisch konsistente Weise führt zu einer Hydrographie und Zirkulation, die den Modellgleichungen entspricht und gleichzeitig minimale Abweichungen zu den Messungen im Sinne der kleinsten Quadrate zeigt. Diese abgeleiteten stationären Jahresmittellösungen zeigen eine verbesserte Hydrographie und Zirkulation im Vergleich zur Referenzlösung. So enthalten die Modelllösungen mit Berücksichtigung von Argo und Altimetrie viele ozeanographische Merkmale, die in der Referenzlösung fehlen (Abschnitt 4.3). Diese verbesserten hydrographischen Felder erlauben eine Analyse verschiedener Parameter, wie Meeresspiegelanstieg, Wärmetransporte oder Wärmehalte, sowie deren zeitlicher Entwicklung, die vor dem Hintergrund des Klimawandels derzeit von besonderem Interesse sind.

KAPITEL 5

AUSWERTUNG

In diesem Kapitel werden die Modellergebnisse analysiert, die durch Kombination von Argo T und S Messungen und Satellitenaltimetrie sowie unter Berücksichtigung der Modelldynamik bestimmt wurden.

Abschnitt 5.1 vergleicht die Resultate der inversen Modellierung mit Ergebnissen der OA nach Ivchenko et al. (2008). Anschließend soll die Oberflächenauslenkung der inversen Lösungen untersucht werden (Abschnitt 5.2). Dabei soll auf Trends eingegangen werden.

Änderungen in der Oberflächenauslenkung können zum einen verbunden sein mit Änderungen im Bodendruck, oder zum anderen durch eine Änderungen der sterischen Eigenschaften der Wassersäule. Eine Betrachtung des Beitrages dieser Komponenten zur Variabilität der Oberflächenauslenkung ist Bestandteil von Abschnitt 5.2.2.

Durch die Modellierung ist es möglich, auch dynamisch konsistent (mit den Modellgleichungen) abgeleitete Parameter der Zirkulation zu analysieren. Abschnitt 5.4 beschäftigt sich mit Untersuchungen der Wärmetransporte und versucht, Trends der zeitlichen Entwicklung über die Simulationsperiode abzuleiten.

Im Zuge des Klimawandels wird auch eine Erwärmung der Ozeane erwartet (Levitus et al., 2001). Dieser Fragestellung folgt die Analyse der Wärmeinhalte in Abschnitt 5.3. Dabei soll auch untersucht werden, wie die Verteilung von Änderungen im Wärmeinhalt verschiedener Tiefenschichten und verschiedener geographischer Breiten ist.

Bei all diesen Betrachtungen wird immer wieder auf die Rolle und den Beitrag der einzelnen Datensätze (Argo und Altimetrie) eingegangen. Auch ein Vergleich zu den Ergebnissen der OA (Ivchenko et al., 2008) ist stets Bestandteil der Untersuchungen.

Abschließend wird auf Grundlage einer Monte-Carlo-Simulation versucht, den Fehler der Modellösungen abzuschätzen, der aus Datenfehlern resultiert (Abschnitt 5.6).

Auch dieses Kapitel wird mit einen kurzen Fazit (Abschnitt: 5.7) geschlossen.

5.1 VERGLEICH MIT OBJEKTIVER ANALYSE

Im folgenden Abschnitt werden die Modellergebnisse der inversen Modellierung mit den Ergebnissen der OA von Ivchenko et al. (2006, 2007, 2008) verglichen.

Als erste wird die Güte der Anpassung beider Methoden an die Argo-Daten betrachtet. Dazu zeigt Abbildung 5.1 die Differenz der inversen Lösung (links) bzw. der OA (rechts) und der Argo-Daten (beispielhaft für die Temperatur 2005). Es zeigt sich, dass die Ergebnisse beider Verfahren näher zu den Argo-Daten sind als die GKK, allerdings aber auch nicht die komplette Information der Daten enthalten. Die Regressionsgeraden sind flacher geneigt als die 1:1-Grade was geringere Differenzen zu den Argo-Daten bedeutet.

Die verbleibenden Abweichungen sind vornehmlich in den oberen Ozeanschichten (Farbskala bezeichnet Tiefenniveau) zu finden, wo auch die größten Variabilitäten in Modell und Daten anzutreffen sind. Das Modell übernimmt nicht die gesamte Dateninformation, sondern lediglich den Teil, der durch das Modell beschrieben und aufgelöst werden kann, sowie, im Fall der inversen Methode, den Modellgleichungen nicht widerspricht. Die Abbildung für die OA (Abb.: 5.1, rechts) zeigt eine deutlich größere Streuung. Die Erklärung hierfür liegt in der Glättung der Argo-Daten auf $10^\circ \times 10^\circ$ Gitterboxen, wodurch es zu Differenzen zwischen Glättung und den Daten innerhalb der Box kommt.

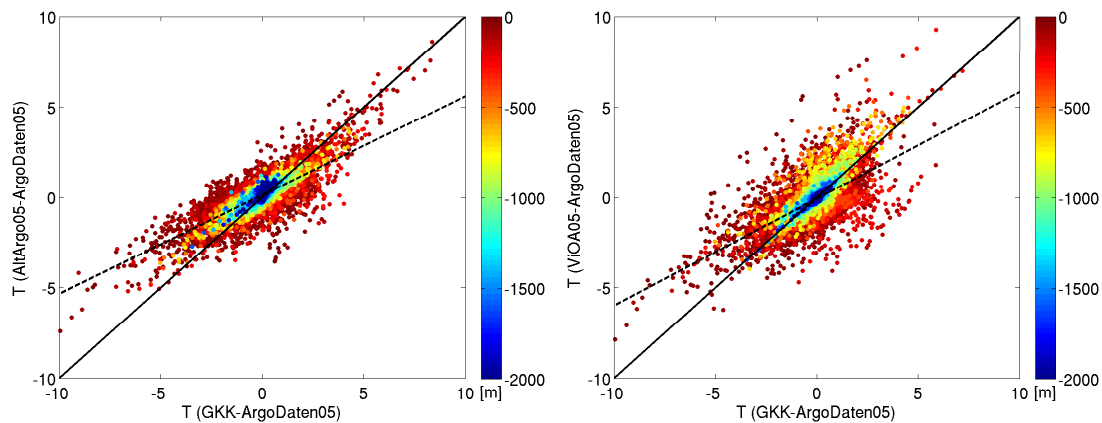


Abbildung 5.1: Anpassung der inversen Lösung der **AltArgo05**-Simulation (links) und der OA (rechts) an Argo-Daten für die Temperatur (2005), die Farbe zeigt das Tiefenniveau, volle Linie: 1:1-Grade, unterbrochene Linie: lineare Regression. Beide Verfahren zeigen geringere Abweichungen zu den vorgeschriebenen Daten. Verbleibende Abweichungen sind durchaus erwünscht, da auch die Daten Fehler, und durch das Modell nicht aufgelöste Signale enthalten. Durch die stärkere Glättung weist die OA höhere Abweichungen auf.

Abbildungen 5.2a bis 5.2d stellen die T und S Felder der OA und der inversen Modellierung (**AltArgo05**), beispielhaft für das Jahr 2005, gegenüber. Die Felder der inversen Lösung zeigen deutlich mehr kleinskalige Strukturen. Dies liegt zum einen an der zusätzlichen Datenquelle der Altimetrie, zum anderen sind die Felder der OA stark geglättet. Die Figuren 5.2e und 5.2f zeigen die Differenzen beider Methoden. Große Differenzen sind hauptsächlich am südlichen Rand zu sehen und können durch die angebrachte Randbedingung in der inversen Lösung erklärt werden. Weiteren Differenzen finden sich im Bereich des Golfstromes, des Nordatlantikstromes, im Bereich der Grand Banks und im Labradorstrom. Der Labradorstrom drängt in der inversen Lösung weiter nach Süden und verschiebt somit auch die Front, so dass kaltes, salzarmes Wasser weiter nach Süden gelangt. Auch der topographisch bedingte Richtungswechsel des Nordatlantikstromes nach Norden und anschließend scharf nach Osten in Höhe 50°N ist in der inversen Lösung deutlicher. Auch reichen die Ausläufer des Nordatlantikstromes in Höhe 45°N weiter nach Osten. All diese Unterschiede spiegeln sich in den Differenzen (Abb.: 5.2e und 5.2f) wieder. Ein weiterer Vorteil der inversen Methode gegenüber der OA ist die dynamisch konsistente

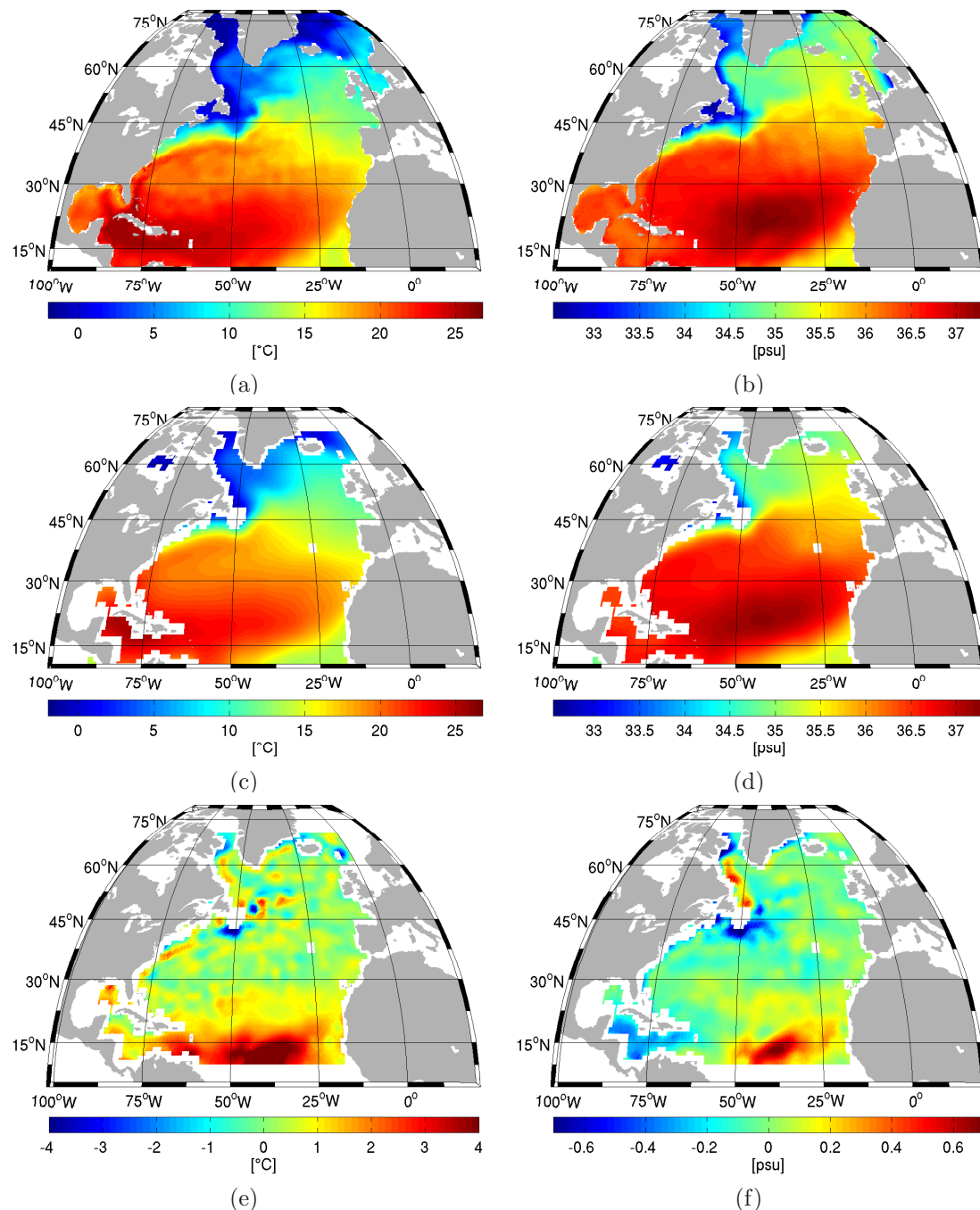


Abbildung 5.2: T und S Felder für das Jahr 2005 ($z=-120\text{m}$): (a) T AltArgo05; (b) S AltArgo05; (c) T IvOA05; (d) S IvOA05; (e) Differenz: T AltArgo05 - T IvOA05 und, (f) Differenz: S AltArgo05 - S IvOA05. Die Gegenüberstellung der T und S Felder der inversen Lösung und der OA zeigt vor allem am Südrand Differenzen, die großteils durch die in der inversen Lösung angebrachte Randbedingung zu erklären sind. Ansonsten zeigt die inverse Lösung mehr kleinskalige Strukturen und enthält mehr Details als die stark geglätteten Felder der OA.

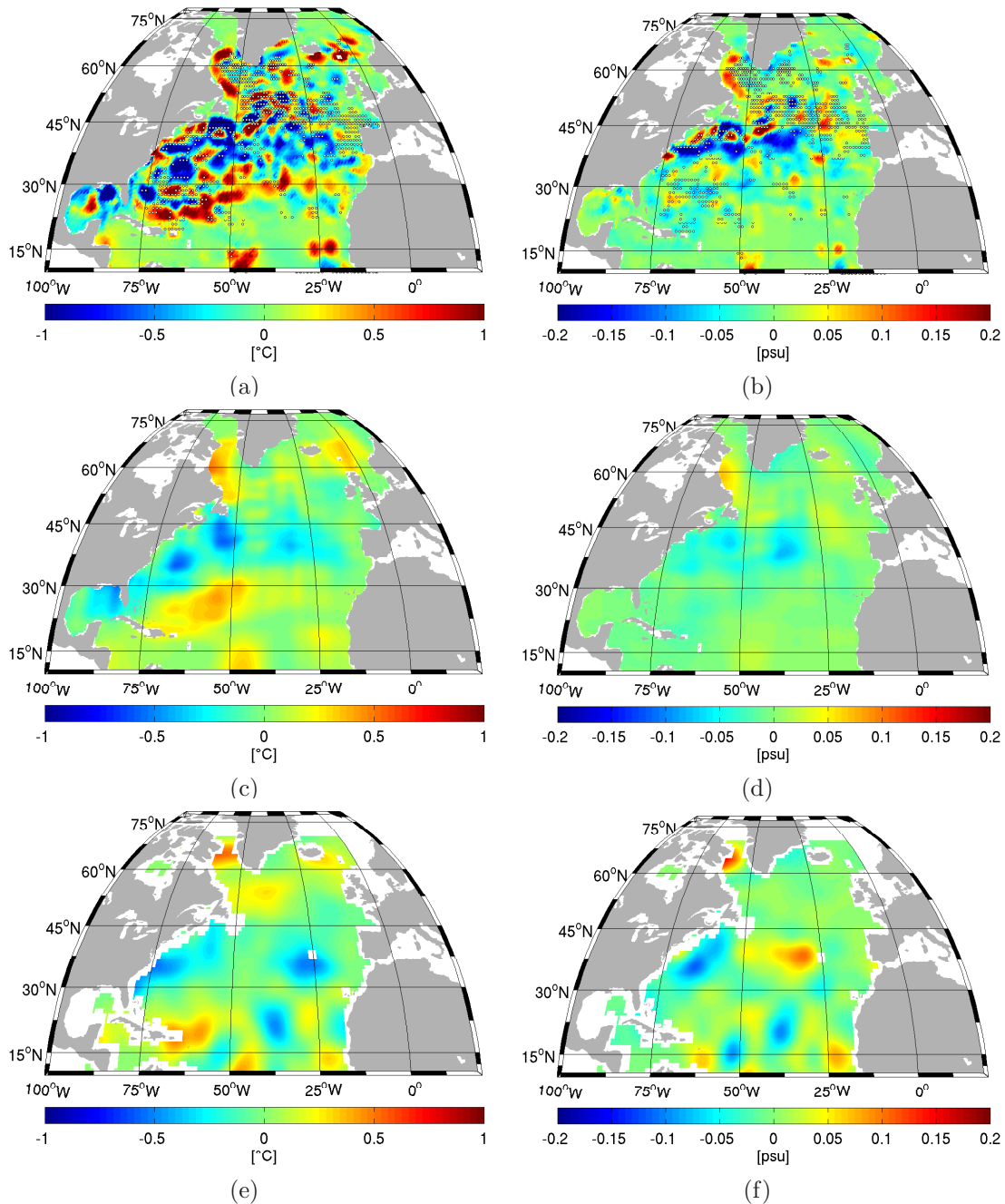


Abbildung 5.3: T und S Anomalien (2006-2005; $z=-120\text{m}$): (a) T und (b) S **AltArgo06-AltArgo05**; (c) T und (d) S **AltArgo06-AltArgo05** gemittelt über $10^\circ \times 10^\circ$ Boxen, sowie (e) T und (f) S **IvOA06-IvOA05**; (Punkte in 5.3a und 5.3b kennzeichnen Gitterpunkte, an denen in beiden Jahre (2005 und 2006) Argo-Daten vorliegen). Die über $10^\circ \times 10^\circ$ Boxen gemittelten Temperatur-Felder zeigen zur OA vergleichbarere Strukturen als der Salzgehalt. Hier sind kaum Übereinstimmungen zu erkennen und auch die Amplitude der inversen Lösung ist viel geringer. In T ist eine Tripol-Struktur erkennbar, in der inversen Lösung und auch, mit Abstrichen, in der OA. Große Unterschiede sind im Salzgehalt zu erkennen. Die inversen Lösungen profitieren von der zusätzlichen Altimetrie-Information.

Extrapolation bis an die Küsten.

Abbildung 5.3 zeigt die T und S Differenzen zwischen 2006 und 2005 der **AltArgo** Simulation sowie der OA. Die Differenz ist so gewählt, dass kalte Farben eine Abkühlung bedeuten. Die Abbildungen 5.3a und 5.3b zeigen sehr viel kleinskalige Strukturen, die größtenteils in den zusätzlich verwendeten Altimetriedaten (Vergleich Differenz der Altimetriedaten (2006-2005) Abb.: 5.5a) begründet sind. Eine weitere Möglichkeit für das Auftreten kleinskaliger zwischenjähriger Differenzen ist das Vorhandensein einer Argo-Messung in einem Jahr und ein Fehlen im folgenden Jahr - oder umgekehrt. Solche Differenzen treten weniger auf, als die durch die zusätzliche Altimetrieinformation hervorgerufenen. Kleinskalige Differenzen durch unterschiedliche Argo-Datenabdeckungen verschiedener Jahre sind zumeist auf Regionen mit geringer Argo-Datendichte beschränkt. Die Punkte in Abbildung 5.3a und 5.3b symbolisieren Gitterpunkte, an denen in beiden Jahren (2005 und 2006) Argo-Daten vorhanden sind. Es ist zu erkennen, dass kleinskalige Anomalien auch in Regionen auftreten, wenn in beiden Jahren eine Anpassung an Argo-Daten stattfand. Somit lassen sich kleinskalige Anomalien nicht eindeutig dem Phänomen der ungleichen Argo-Datenverteilung verschiedener Jahre zuordnen.

Die Abbildungen 5.3c und 5.3d zeigen die Differenzen geglätteter T und S Felder der inversen Lösung, die durch Mittelung in $10^\circ \times 10^\circ$ Boxen erhalten wurden. Diese Mittelung wurden auch in der OA angewendet. Durch diese Reduzierung des Informationsgehaltes können inverse Lösung und OA besser verglichen werden. Die geglättete Temperaturanomalie der inversen Lösung (Abb.: 5.3c) zeigt hauptsächlich im Golfstrombereich Übereinstimmungen mit der OA, also in Bereichen hoher Argo-Datendichte. Die Tripol-Struktur - mit Erwärmungen nördlich von 50°N und im subtropischen Bereich, sowie einer Abkühlung im zentralen Atlantik - ist sowohl in den inversen Lösungen als auch im Ergebnis der OA vorhanden. Lediglich die negativen Temperaturanomalien der OA bei den Azoren und westlich von Afrika bei etwa 30°W bis 40°W konnte in der inversen Lösung nicht so ausgeprägt bzw. gar nicht reproduziert werden. Die Salzgehaltsanomalien zeigen aufgrund geringerer Datendichte generell weniger Signal. Übereinstimmungen sind im Golfstrombereich und im Labradorstrom zu finden. Auffällig ist die weitaus geringere Amplitude der Anomalien der inversen Lösung und der Widerspruch der Salzgehaltsanomalie im zentralen Atlantik, hier zeigt die inverse Lösung eine negative, die OA jedoch eine positive Anomalie. Die Ursache für Unterschiede in beiden Lösungen ist hauptsächlich die zusätzlichen Information der Satellitenaltimetrie in der inversen Lösung, die eine korrigierende Funktion hat und zur Altimetrie widersprüchliche Argo-Signale dämpft. Weiterhin kann eine unterschiedliche Argo-Datengrundlage zu Unterschieden in den Analyseergebnissen zwischen inverser Methode und OA führen. Die Argo-Daten werden ständig aktualisiert, die in dieser Arbeit verwendeten aktuelleren Datensätze sind somit umfangreicher.

Der starke Einfluss der Satellitenaltimetrie wird auch bei einem Vergleich der Anomalien der sterischen Höhen von inverser Lösung und OA deutlich (Abbildung 5.4). Es sind kaum vergleichbare Strukturen zu erkennen. Die dominanten positiven und negativen Signale der OA fehlen gänzlich, und sind auch in den Simulationen, basierend auf Argo-Daten allein (**Argo**), nicht zu erkennen (nicht dargestellt). Die einzelnen Jahreslösungen der OA zeigen für die sterische Höhe deutliche Unterschiede. Diese resultieren aus den Argo-Daten selbst, die in einem Jahr vorhanden sind, im folgenden aber nicht. Solche

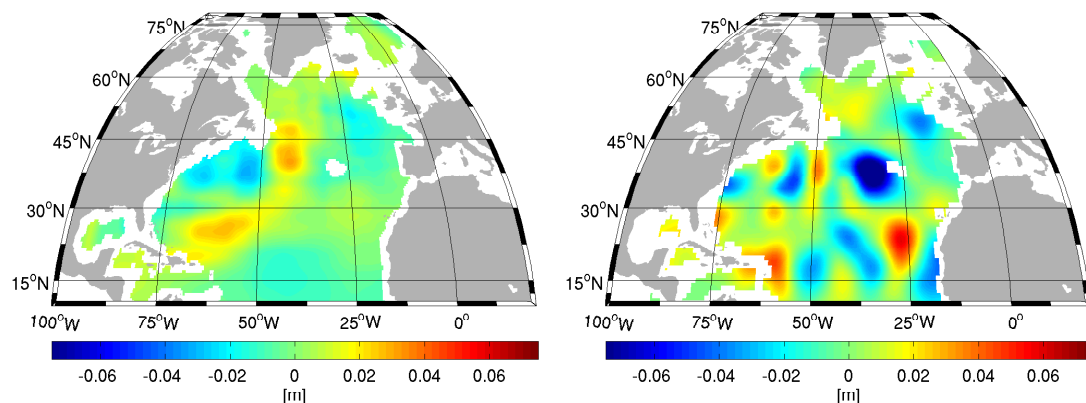


Abbildung 5.4: Über $10^\circ \times 10^\circ$ Boxen gemittelte Anomalie der sterischen Höhe (2006-2005, Referenztiefe 2000 m). **AltArgo**-Simulationen links und **IvOA**-Ergebnisse rechts. Es sind kaum vergleichbare Strukturen zu erkennen.

Effekte werden in der inversen Lösung durch die Modelldynamik, sowie die zusätzliche Altimetrie-Information gemindert.

Zusammenfassend zeigen die Resultate der OA eine starke Abhängigkeit von der Argo-Datenabdeckung. Lediglich in Regionen hoher Argo-Datenabdeckung sind die zwischenjährigen Anomalien von inverser Lösung und OA vergleichbar. Durch die Berücksichtigung der flächendeckenden Altimetrieinformation und unter Einhaltung der Modellgleichungen sind in den **AltArgo** Ergebnisse weniger lokale Strukturen zu erkennen, die in der Argo-Datenverteilung begründet sind.

5.2 ANALYSE DER OBERFLÄCHENAUSLENKUNG

Die Änderung der Oberflächenauslenkung, oder des Wasserstandes, ist vor dem Hintergrund der Klimaerwärmung von besonderem Interesse. Im Zuge des beobachteten Klimawandels ist der globale Meeresspiegel seit 1993 durchschnittlich um etwa 3 mm pro Jahr gestiegen, im 20. Jahrhundert um 17 cm (Bindoff et al., 2007). Davon ist etwas mehr als die Hälfte durch thermische Ausdehnung des wärmer werdenden Ozeans verursacht, etwa 25% durch Abschmelzen der Gebirgsgletscher, und etwa 15% durch das Abschmelzen der Eisschilde (Bindoff et al., 2007). Auch rein ozeanographisch stellt die Oberflächenauslenkung eine wichtige Größe dar, da sie über das Druckfeld direkt mit den Ozeanströmungen dynamisch zusammenhängt.

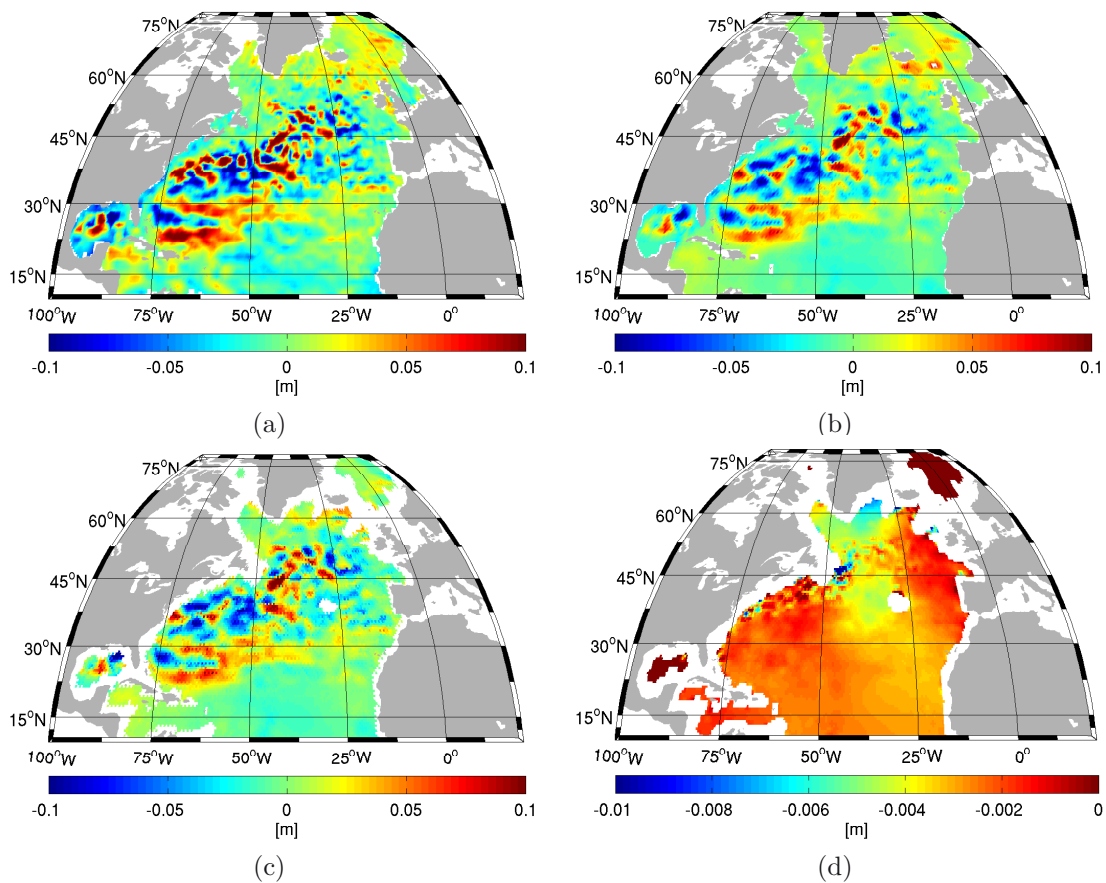


Abbildung 5.5: zwischenjährliche Anomalien (2006-2005) der: (a) Satellitenaltimetriedaten; (b) Oberflächenauslenkung (**AltArgo**); (c) sterische Höhe (**AltArgo**, Referenztiefe 2000 m) und, (d) der Differenz der Anomalien von Oberflächenauslenkung und sterischer Höhe (**AltArgo**). Die Anomalie der modellierten Oberflächenauslenkung ist nah an der Satellitenaltimetrie und hauptsächlich bestimmt durch den sterischen Anteil. Der Beitrag durch Änderungen im tiefen Druck ist eine Größenordnung geringer.

Im Modell der vorliegenden Arbeit werden Massenbeiträge durch die Atmosphäre oder

die Landhydrologie nicht berücksichtigt. Deshalb können zum einen nur Umverteilungen von Masse im Nordatlantik betrachtet werden und zum anderen können gefundene Variabilitäten nur durch eine Änderung im Bodendruck, oder durch eine Änderungen der sterischen Komponente hervorgerufen werden. Änderungen im Bodendruck werden durch die schwache Zwangsbedingung (dPC - deep pressure gradient constraint; Abschnitt: 3.1.6) weitestgehend ausgeschlossen.

Abbildung 5.5 vergleicht die Anomalien der modellierten Oberflächenauslenkung der **AltArgo**-Simulationen (2006-2005) mit den Messungen der Satellitenaltimetrie. Weiterhin stellt sie die Beiträge der sterischen Komponente den Änderungen im Bodendruck gegenüber. Die Referenztiefe ist mit 2000 m gewählt, da unterhalb dieser Tiefe nur geringe Variationen zu erwarten sind, die die Anomalien beeinflussen. Bis zu 2000 m Tiefe reichen auch die Argo-Messungen und prägen somit das Modellergebnis. Unterhalb dieser Tiefe mindert zudem das dPC (siehe Abschnitt 3.1.6) die Variabilität. Die Anomalie der Oberflächenauslenkung der **AltArgo**-Simulationen ist deutlich von der Satellitenaltimetrie beeinflusst (Abb.: 5.5a und 5.5b). Nicht alle kleinskaligen Signale wurden vom Modell übernommen. Großteils, weil sie vom Modell nicht aufgelöst werden konnten, aber zum Teil auch, weil sie im Widerspruch mit Argo-Informationen stehen. In diesem Fall präsentiert die Lösung einen Kompromiss zwischen beiden Datenquellen gemäß ihrer Gewichtung und unter Einhaltung der Modelldynamik.

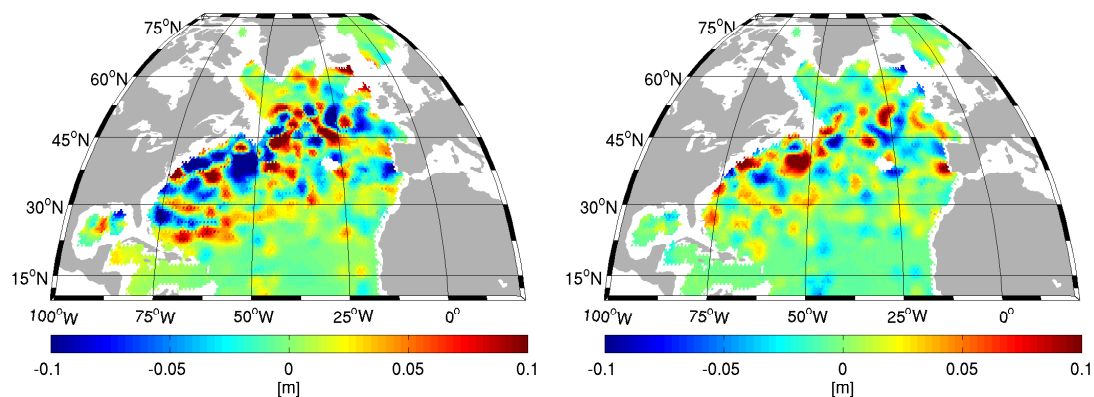


Abbildung 5.6: zwischenjährliche Anomalie (**AltArgo06-AltArgo05**) der thermosterischen Höhe (links) und der halosterischen Höhe (rechts); Referenztiefe 2000 m. Die Anomalien der vollen sterischen Höhe (vergleiche Abb.: 5.5c) sind hauptsächlich temperaturgetrieben, die Salzkomponente hat meist nur eine kompensierende Funktion.

Abbildung 5.5c demonstriert, dass die modellierte Anomalie der Oberflächenauslenkung fast ausschließlich sterischen Ursprungs ist. Die Änderungen im Bodendruck (Abb.: 5.5d) sind vernachlässigbar gering und, falls nennenswert, fast ausschließlich auf den Subpolarwirbel beschränkt, wo im Minimierungsprozess auch die Tiefenzirkulation geändert wird.

Die dargestellten sterischen Anomalien (Abb.: 5.6) sind zum großen Teil durch die Temperatur bestimmt. An vielen Stellen arbeiten Temperatur und Salzgehalt gegenein-

ander und kompensieren so ihren jeweiligen Effekt auf die sterische Höhe.

Abbildung 5.7 (links) stellt die thermosterischen und halosterischen Anomalien gegenüber. Die Anomalien der vollen sterischen Höhe (vergleiche Abb.: 5.5c) sind hauptsächlich temperaturgetrieben, die Salzkomponente hat meist nur eine kompensierende Funktion. Temperaturänderungen (Änderungen im Wärmeinhalt) resultieren daher nur teilweise (zu ca. 50%) in einer Änderung der Oberflächenauslenkung.

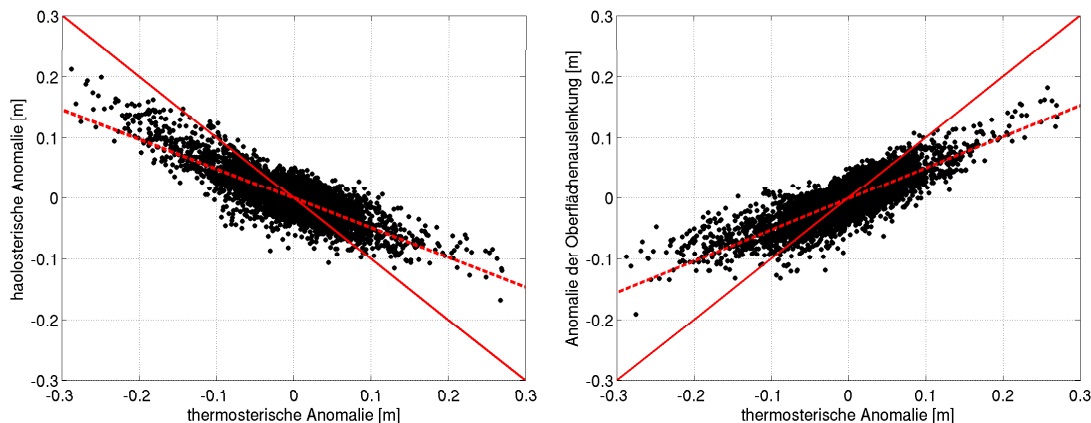


Abbildung 5.7: Beziehung der zwischenjährlichen Anomalie (**AltArgo06-AltArgo05**) von thermo- und halosterischer Höhe (links), sowie von thermosterischer Höhe und Oberflächenauslenkung (rechts); Referenztiefe für sterische Komponenten 2000 m, 1:1 Grade (rote, volle Linie) und lineare Regression (rote, gestrichelte Linie) Anstiege der Regressionsgraden sind $-0,49$ (links) und $0,51$ (rechts). Die thermosterische Anomalie wird in weiten Teilen durch die halosterische Komponente kompensiert. Eine Erwärmung (thermosterische Änderung) resultiert nur teilweise (ca. 50%) in einer Änderung der Oberflächenauslenkung (der Anstieg der Regressionsgraden beträgt $0,51$).

5.2.1 Trendanalyse der Oberflächenauslenkung

Der Vergleich zwischen sterischer Höhe und Satellitenaltimetrie-Messungen, sowie die Ableitung und Analyse von Trends ist Bestandteil zahlreicher Arbeiten (u.a. Ivchenko et al., 2007; Roemmich und Gilson, 2009). Die Ergebnisse der OA aus Ivchenko et al. (2007) sollen zum Vergleich mit den inversen Resultaten dieser Arbeit herangezogen werden.

Die Ergebnisse der OA stehen lediglich in den Jahren 1999 - 2006 zur Verfügung. Auch Ivchenko et al. (2007) merkten in ihrer Arbeit bereits an, dass die Datenabdeckung durch Argo in den ersten Jahren der Argo-Periode sehr gering ist. Abbildung 5.8 (links) zeigt die Zeitreihe des Gradienten der Oberflächenauslenkung zwischen ($61^{\circ}\text{W}, 29^{\circ}\text{N}$) und ($47^{\circ}\text{W}, 57^{\circ}\text{N}$). Es ist zu sehen, dass ab dem Jahr 2002 die zeitliche Entwicklung der **Argo**-Simulationen einen ähnlichen Verlauf zeigt, wie die Altimetrie-Daten und die Modellergebnisse mit Altimetrieinformation (**Alt**, **AltArgo**). Eine Erklärung hierfür ist die sehr geringen Argo-Datenabdeckung in den Jahren vor 2002, dies zeigt auch Abbildung 2.7

(links), in der die jährliche Argo-Datenabdeckung dargestellt ist. In den ersten Jahren der Modellergebnisse dominieren somit fast ausschließlich Altimetrieeffekte. Um auch von einem entscheidenden Argo-Dateneffekt ausgehen zu können, werden in der Trendanalyse ausschließlich die Jahre ab 2002 betrachtet. D.h., für den Vergleich zur OA die Periode 2002 - 2006 und entsprechend bei Betrachtungen der inversen Lösungen die Periode 2002 - 2008 (die Perioden sind jeweils mit angegeben).

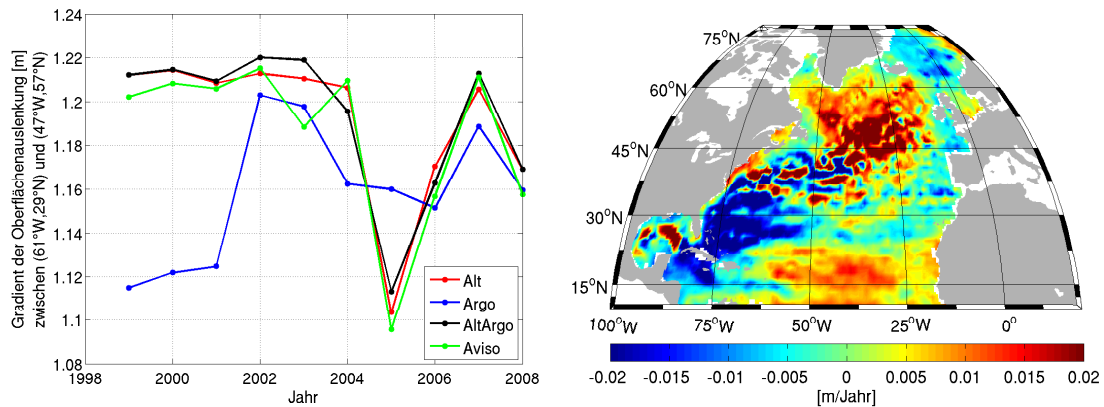


Abbildung 5.8: (links) Zeitreihe des Gradienten der Oberflächenauslenkung zwischen (61°W,29°N) und (47°W,57°N); (rechts) Trend der Aviso Satellitenaltimetrie für die Periode 2002 - 2006. Erst ab dem Jahr 2002 zeigen die **Argo**-Simulationen einen ähnlichen zeitlichen Verlauf wie die Altimetriedaten, bzw. die Simulationen mit Berücksichtigung der Altimetrie.

Abbildung 5.9 zeigt den linearen Trend¹ der sterischen Höhe für die 3 Simulationen **Alt**, **Argo** und **AltArgo**, sowie der OA. Die Trends der sterischen Höhe für **Alt** bzw. **Argo** (Abbildung 5.9a und 5.9b) zeigen im Vergleich zum Trend der Altimetriedaten (Abb. 5.8; rechts) sehr gute Übereinstimmungen. Für die **Alt**-Simulationen ist dies nicht verwunderlich, allerdings sind auch die Argo-Daten allein in der Lage, einen Großteil des Altimetriesignales (z.B. die Tripol-Struktur) zu reproduzieren. Das **AltArgo** Ergebnis orientiert sich stark an der Altimetrie, weist allerdings auch deutliche Argo-Signale auf. Die Tripol-Struktur wird wesentlich deutlicher als in den Ergebnissen der OA, was als Fortschritt in der Analyse der Daten mittels inverser Methode im Vergleich zur OA angesehen werden kann.

Die dargestellten Trend-Fehler σ_α in Abbildung 5.9e und 5.9f wurden berechnet nach (Ivchenko et al., 2007):

$$\sigma_\alpha = \frac{\sigma_{fld}}{\sqrt{\frac{n \cdot (n+1)}{12}}} * \frac{1 - r^2}{(n - 1)^{1/2}}. \quad (5.1)$$

Dabei ist σ_{fld} die Standardabweichung eines Feldes (z.B. der sterischen Höhe) für n Jahre und r dem Korrelationskoeffizienten.

¹Anstieg einer linearen Regression an die Zeitreihe jedes Modellgitterpunktes.

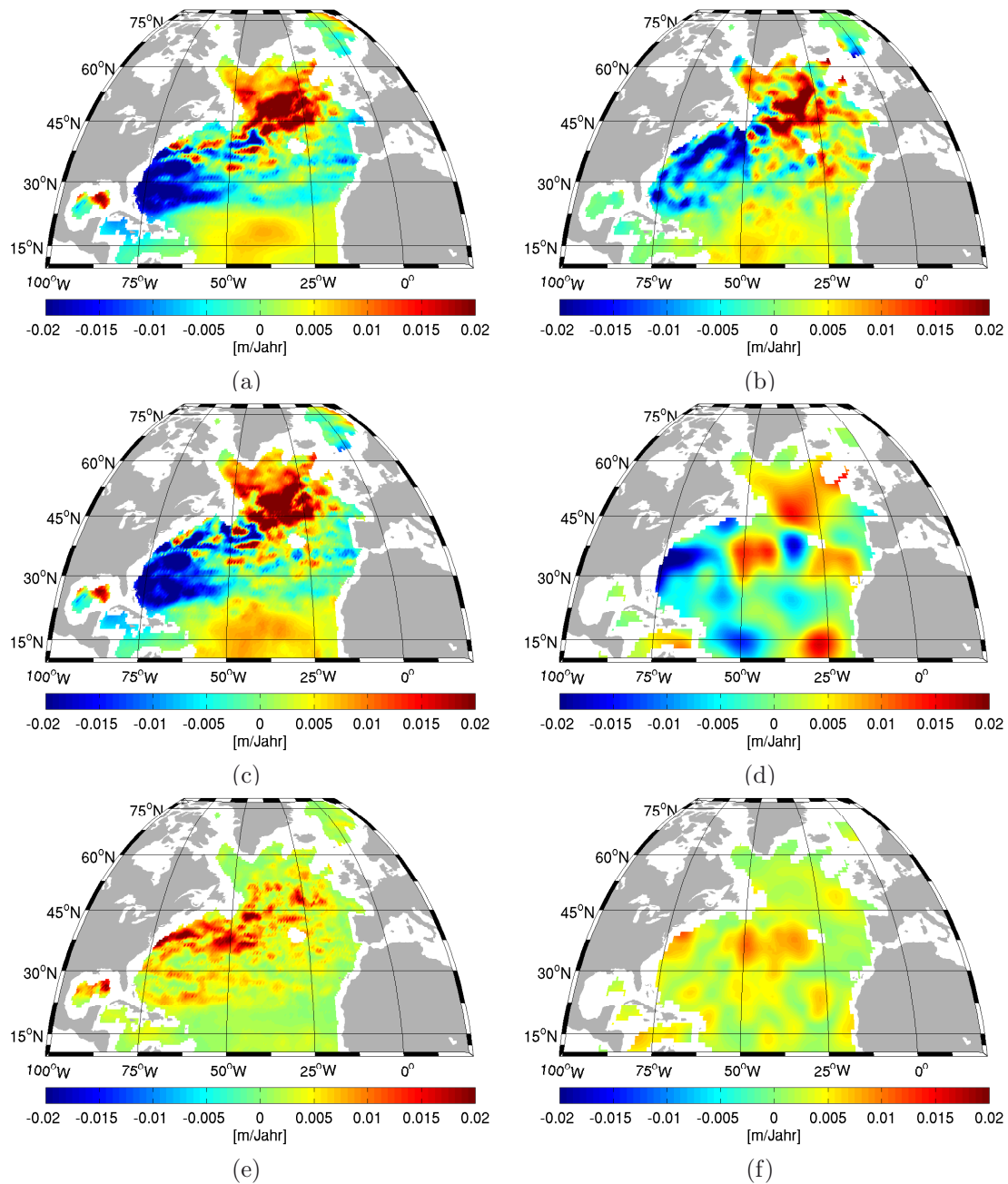


Abbildung 5.9: Trends der sterischen Höhe für die Periode 2002 - 2006: (a) **Alt**; (b) **Argo**; (c) **AltArgo**; (d) **IvOA**; (e) Trend-Fehler **AltArgo** und (f) Trend-Fehler **IvOA**. Die **AltArgo**-Trends sind stark von der Altimetrie beeinflusst und zeigen eine Tripol-Struktur. Aber auch die Argo-Daten allein, sind in der Lage diese Struktur zu reproduzieren. Die Trends der OA enthalten vergleichbare, aber auch einige widersprüchliche Signale. Durch mehr kleinskalige Signale in den Trends der inversen Lösung, werden diese schlechter durch einen linearen Trend repräsentiert, was zu größeren Trend-Fehlern im Vergleich zur OA führt.

Grund für die deutlich größeren Trend-Fehler der inversen Lösung im Vergleich zur OA ist die schlechtere Approximation der zwischenjährlichen Variabilität durch eine lineare Regression. Die deutlich höhere und kleinskaligere Variabilität der **AltArgo**-Simulationen wird durch eine lineare Regression schlechter beschrieben, als es bei den glatten Feldern der OA der Fall ist. Hohe Trend-Fehler stehen demnach für große Variabilitäten. Diese hohe Variabilität in Verbindung mit der kurzen Periode von nur 5 Jahren machen die Aussagen über einen Trend statistisch sehr unsicher. Die Fehler (Abb.: 5.9e) der **AltArgo**-Trends haben lokal eine ähnliche Größenordnung wie die Trends selbst. In Regionen großer Trend-Fehler (hoher Variabilität) ist daher eine Unterscheidung zwischen Trend und zwischenjährlicher Variabilität nicht eindeutig möglich. Nichtsdestotrotz, sind die Ergebnisse der inversen Modellierung durch die Abbildung der Tripol-Struktur als Fortschritt gegenüber der OA zu werten.

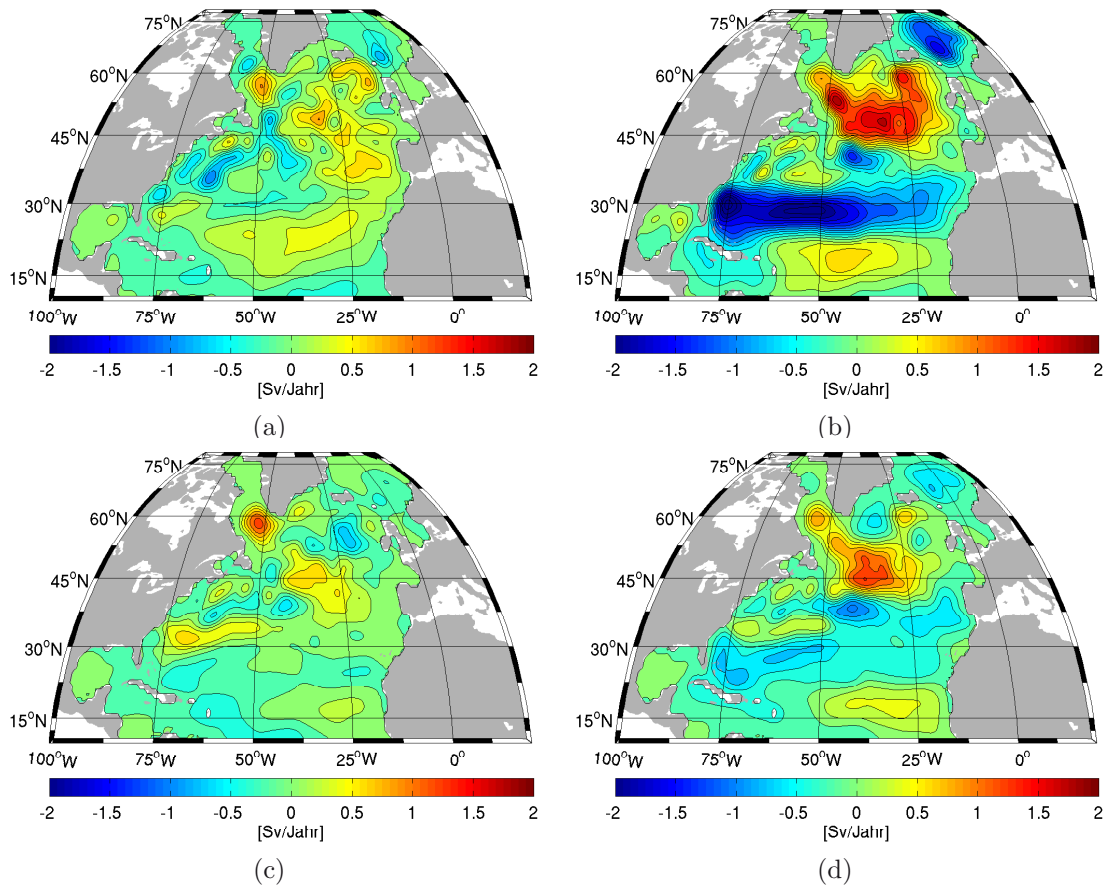


Abbildung 5.10: Trends der barotropen Stromfunktion: (a) **Argo** und (b) **AltArgo** jeweils für die Periode (2002 - 2006), sowie (c) **Argo** und (d) **AltArgo** für die Periode (2002 - 2008). Der starke Einfluss der Altimetrie auf die Zirkulation wird deutlich (vergleiche Abb.: 5.8, rechts). Durch die Berücksichtigung der Jahre 2007 und 2008 (mit hoher Argo-Datendichte) in der Trendberechnung wird dieser Einfluss gemindert und mehr Argo-Signal ist enthalten. Für Trendanalysen ist die zugrundeliegende Periode und deren Angabe sehr wichtig.

Über das Druckfeld steuert die Oberflächenauslenkung direkt die Zirkulation. Abbildung 5.10 stellt die Trends der Zirkulation, repräsentiert durch die barotrope Stromfunktion, dar. Darin zeigen Abbildungen 5.10a und 5.10b die Trends für **Argo** bzw. **AltArgo** für die Periode (2002 - 2006) und Abbildungen 5.10c und 5.10d gleiches für die Periode (2002 - 2008). Es wird zum einen deutlich, dass die Altimetriedaten über die Oberflächenauslenkung einen starken Effekt auf die Zirkulation haben. Die angesprochene Tripol-Struktur ist das dominante Signal und wird erst durch die zusätzliche Altimetrieinformation erzielt. Zum anderen wird durch die Gegenüberstellung verschiedener Perioden für die Berechnung des linearen Trends deutlich, dass bei Trendanalysen bzw. dem Vergleich von abgeleiteten Trends die zugrunde liegende Berechnungsperiode von großer Bedeutung ist. Durch die Hinzunahme der Jahre 2007 und 2008 ändern sich die Trends besonders der **AltArgo**-Simulationen deutlich. Der Grund hierfür ist die hohe Argo-Datendichte in diesen letzten Jahren, welche die Dominanz des Altimetrie-signales mindert. Dies wird besonders bei einem Vergleich von Abbildungen 5.10c und 5.10d deutlich. Die Trends der **AltArgo**-Simulationen enthalten deutlich mehr Argo-Signale.

Allgemein zeigen die Trends der barotropen Stromfunktion, besonders für die **AltArgo**-Simulationen, positive Trends im Subpolarwirbel (Abschwächung) und im Randbereich, sowie negative Trends in der Grönlandsee (Verstärkung) und im zentralen Nordatlantik (Abschwächung).

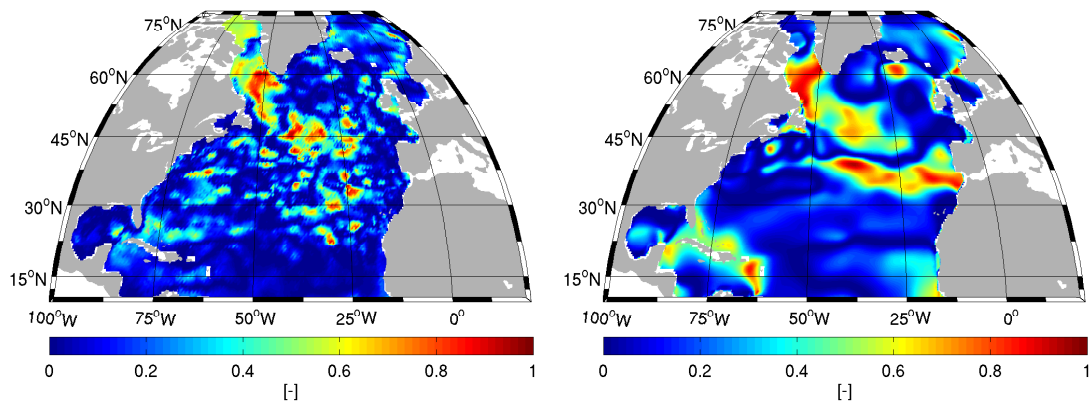


Abbildung 5.11: Bestimmtheitsmaß für die Beschreibung der Variabilität mittels linearem Trend für die Oberflächenauslenkung (links) und die barotrope Stromfunktion (rechts). Das Bestimmtheitsmaß ist ein Indikator für die, durch den linearen Trend beschriebene Varianz. Ein Bestimmtheitsmaß von 1 bedeutet, dass die lineare Regression die Variabilität vollständig erklärt. Dies ist in weiten Teilen des Nordatlantiks nicht der Fall.

Um abzuschätzen, wieviel der zeitlichen Variabilität durch einen linearen Trend beschrieben wird, kann ein Bestimmtheitsmaß (R^2) berechnet werden.

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_i (y_i - f_i)^2}{\sum_i (y_i - \bar{y})^2}, \quad \text{mit } f_i = \alpha + \beta[1\dots i] \quad \text{und} \quad \bar{y} = \frac{1}{n} \sum_i y_i. \quad (5.2)$$

R^2 gibt Informationen über die Güte der Anpassung mittels linearer Regression (f_i) an die Daten (y_i). Ein Bestimmtheitsmaß von 1 bedeutet eine perfekte Anpassung der linearen Regression an die Daten. Eine gute Repräsentation der zeitlichen Variabilität durch eine lineare Regression ist lediglich in der Ladradorsee gegeben, sowie westlich von Spanien im Fall der barotropen Stromfunktion. Generell lässt sich jedoch festhalten, dass eine lineare Regression die zeitliche Variabilität im Nordatlantik nur unzureichend repräsentiert (verleiche Abb.: 5.11).

Der lineare Trend ist allerdings eine sehr einfache Art der Beschreibung des zeitlichen Verhaltens einer Größe. In der Natur gibt es verschiedene Prozesse, die Grund für unterschiedliche Strukturen in der zeitlichen Entwicklung unseres Klimasystems sein können. Mittels der Singulärwertzerlegung (SVD) ist es möglich, die einzelnen Komponenten dieser zeitlichen Entwicklung näher zu untersuchen. Abbildung 5.12 zeigt die Struktur der Hauptkomponente (1. Mode) für die Oberflächenauslenkung (links) und die barotrope Stromfunktion (rechts). Die Hauptkomponente beschreibt 28% (Oberflächenauslenkung) bzw. 35% (barotrope Stromfunktion) der zeitlichen Variabilität. Auf eine physikalische Interpretation der durch die 1. Mode beschriebenen Variabilität durch bekannte Oszillationen (wie z.B. die NAO) wurde aufgrund der sehr kurzen Zeitserie verzichtet.

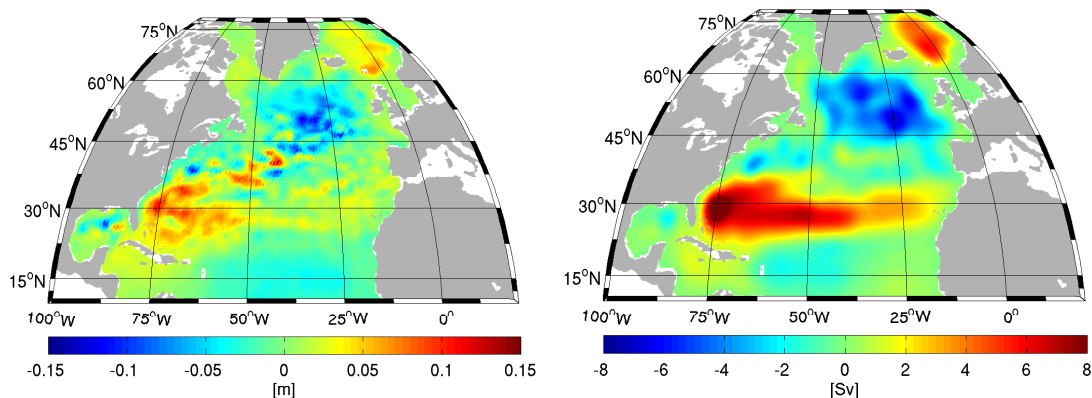


Abbildung 5.12: Struktur der Hauptkomponente für Oberflächenauslenkung (links) und barotrope Stromfunktion (rechts) der **AltArgo**-Simulationen (2002 bis 2008).

5.2.2 Zwischenjährliche Variabilität der Oberflächenauslenkung

Variabilitäten, die auf Strukturen wie die NAO zurückgeführt werden können, beschreiben Zeitskalen von mehreren Jahre bis zu Jahrzehnten. Um die in Argo-Daten und Altimetrie enthaltene zwischenjährliche Variabilität zu veranschaulichen, zeigt Abbildung 5.13 die Differenz der modellierten Oberflächenauslenkung (η) zwischen den Jahren 2005 und 2006. Abbildung 5.13 (links) ist die Differenz der **Argo**-Simulationen und (rechts) wenn Argo- und Altimetrie-Information enthalten sind (**AltArgo**). Beide Abbildungen zeigen viel Struktur in der Golfstromregion mit Differenzen bis zu 20 cm. Unterschiede zwischen beiden Ergebnissen lassen sich durch die geringe Argo-Datendichte im Vergleich zur Altimetrie begründet. Die Differenzen der **AltArgo**-Simulationen entsprechen denen der Altimetrie-Daten (Abb.: 5.14). Darin sind kleinere und weniger scharf abgegrenzte Differenzen zu erkennen; ein wesentlicher Teil der Altimetriedaten-Variabilität ist jedoch in den Modelllösungen enthalten.

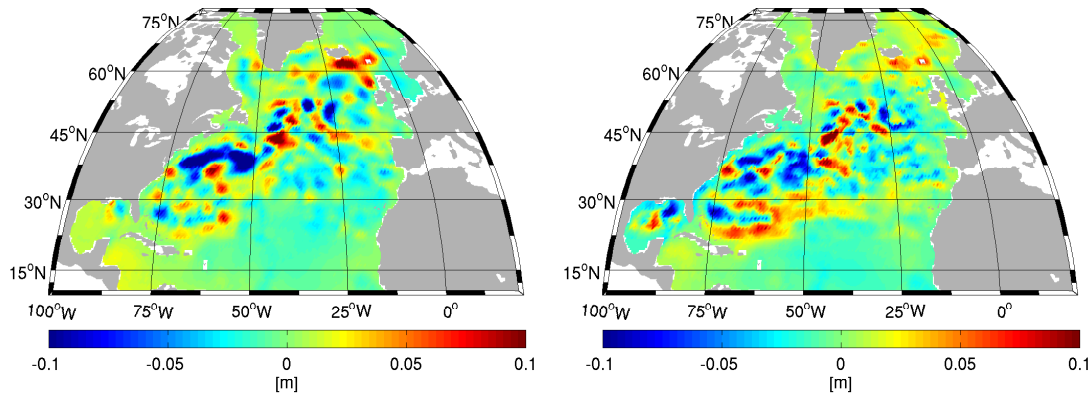


Abbildung 5.13: zwischenjährliche Differenz der Oberflächenauslenkung (2006 minus 2005) von **Argo** (links) und **AltArgo** (rechts). Die kleinskaligen Signale aus den Altimetriedaten sind auch in den **AltArgo**-Ergebnisse sichtbar. Die geringe Argo-Datendichte verhindert ein vergleichbares Signal in den **Argo**-Ergebnissen.

Durch die Modellierung ist es möglich, auch dynamisch konsistent abgeleitete Parameter der Zirkulation zu analysieren. Abbildung 4.3d (in Abschnitt 4.3) zeigte bereits Größen wie die barotrope Stromfunktion für das Jahr 2005. Die Zirkulation entspricht dem derzeitigen Bild des Nordatlantiks mit barotropen Transporten in der Golfstromregion und im subpolaren Wirbel von ca. 45 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). Die barotropen Transporte liegen im oberen Bereich der meisten Abschätzungen prognostischer Modelle (z.B. Treguier et al. (2005)). Abbildungen 5.16a, 5.16c und 5.16e zeigen die zwischenjährliche Variabilität (2006 minus 2005) der barotropen Stromfunktion für die Simulationen **Alt**, **Argo** bzw. **AltArgo**, mit Differenzen von bis zu 10 Sv in der Golfstromregion. Die Änderungen der Simulationen mit Berücksichtigung der Argo-Daten weisen dabei kleinskaligere Strukturen auf. Die Altimetrie scheint einen etwas stärkeren Einfluss auf die barotropen Transporte auszuüben als die Argo-Daten. Hier sei kurz auf Abschnitt 5.4 vorgegriffen.

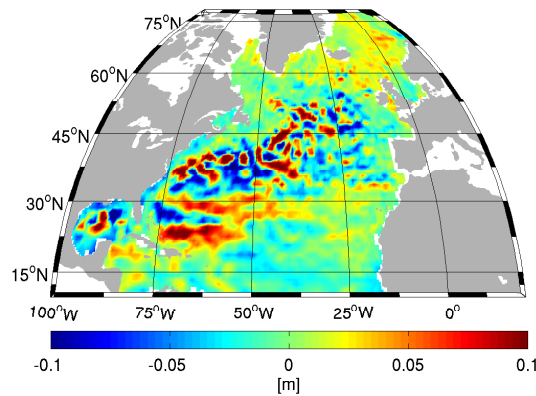


Abbildung 5.14: zwischenjährige Differenz der Oberflächenauslenkung (2006 minus 2005) der Satellitenaltimetrie. Es ist viel Struktur in der Golfstromregion zu erkennen, die auch in den Simulationsergebnissen mit Berücksichtigung der Altimetrieinformation erhalten bleibt.

Betrachtet man die Wärmetransporte über die Sektion 24°N , so unterschätzen die **Argo**-Simulationen den Wärmetransport (0.92 PW für 2005). Erst die zusätzliche Information aus der Altimetrie bringt Werte von 1.15 PW (für **AltArgo05**), die vergleichbar sind mit Lumpkin und Speer (2003) (1.17PW), Lumpkin et al. (2008) (1.24PW) oder auch Ganachaud und Wunsch (2000) (1.26PW). Die zwischenjährigen Anomalien in T und S (Abb.: 5.15) der **Argo** und **AltArgo**-Simulationen sind sehr ähnlich zueinander.

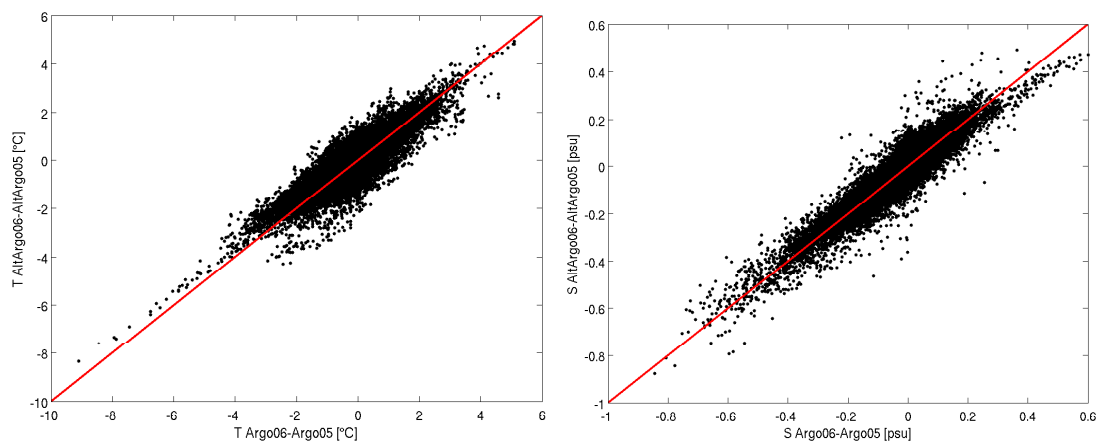


Abbildung 5.15: zwischenjährige Differenz (2006 minus 2005) für T (links) und S (rechts) zwischen **Argo** und **AltArgo**. Es sind lediglich kleine Änderungen in T und S für die Anpassung der Altimetrie erforderlich.

Das zeigt, dass lediglich kleine Änderungen in T und S für die Anpassung der Altimetrie erforderlich sind. Die gezeigte Variabilität in den Transporten (Abb.: 5.16), kann zum

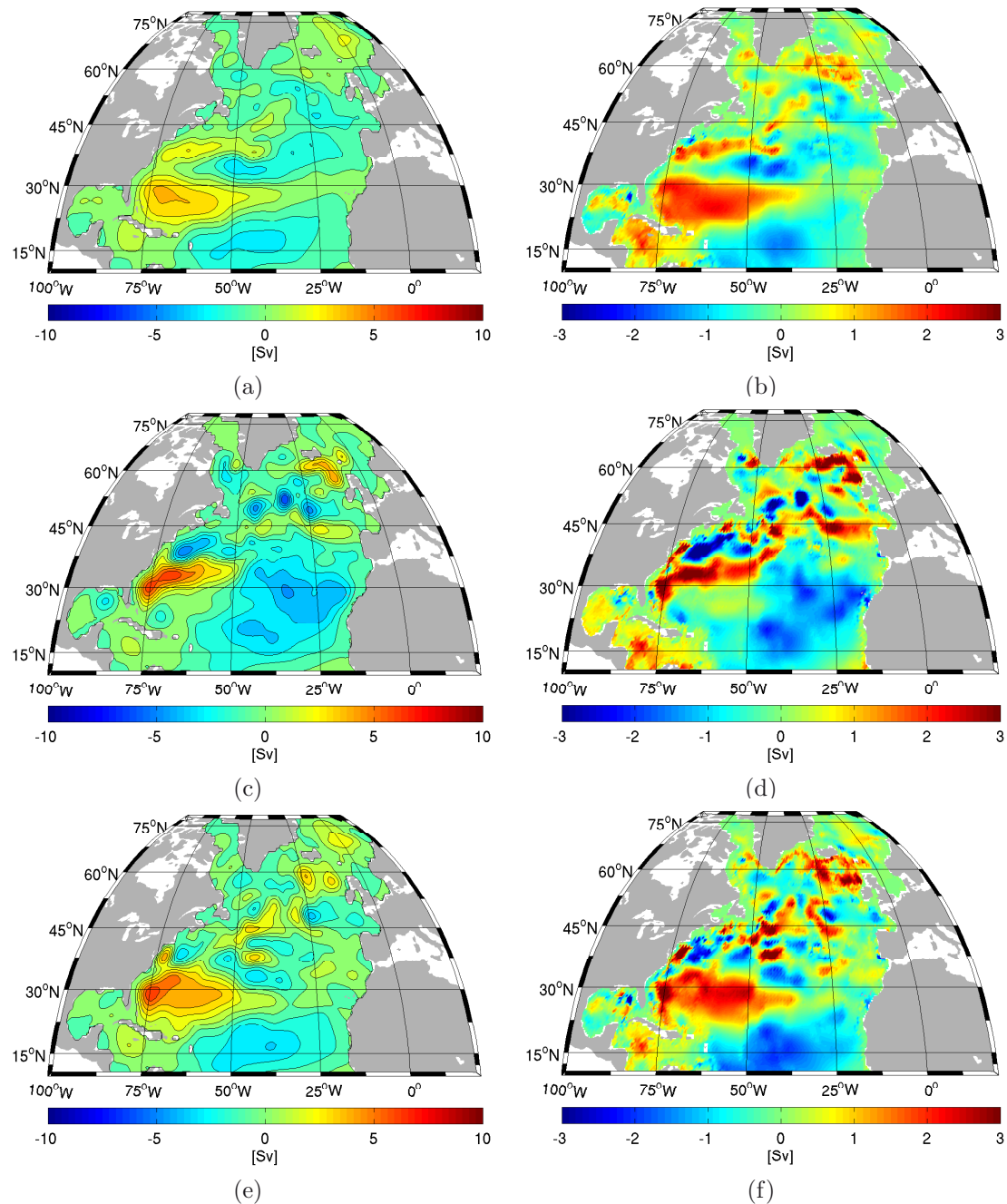


Abbildung 5.16: zwischenjährliche Differenz (2006 minus 2005) von barotroper Stromfunktion (Konturintervall 1 Sv) und vertikal integrierter potentieller Energie (diese ist zur Vergleichbarkeit mit $\rho_0 \cdot f$ normiert) von: (a) und (b) **Alt**; (c) und (d) **Argo** sowie (e) und (f) **AltArgo**; Alle Simulationen zeigen eine hohe Korrelation in den Strukturen der Anomalien von barotroper Stromfunktion und vertikal integrierter potentieller Energie. Die zeigt, dass Änderungen in den Transporten hauptsächlich durch Änderungen der vertikalen Dichtestruktur entstehen.

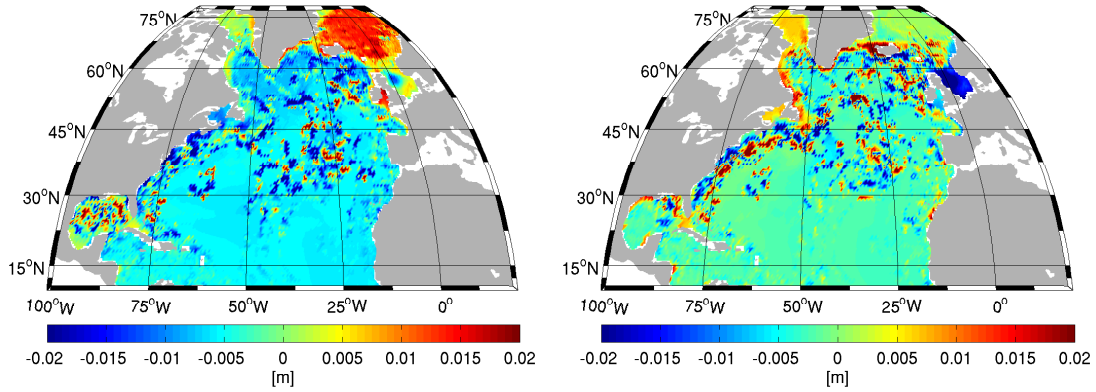


Abbildung 5.17: zwischenjährliche Differenz im Bodendruck (2006 minus 2005) von **Alt** (links) und **Argo** (rechts). Die Bodendruckanomalie ist definiert als Summe der Oberflächenauslenkung und des hydrostatischen Drucks am Boden. Im Vergleich zu den Anomalien der Oberflächenauslenkung und des hydrostatischen Drucks sind die Bodendruckanomalien klein. Die Anomalien der **Alt**-Simulation sind größer als die aus **Argo**. Das zeigt die barotropen Änderungen der Dichtestruktur durch die Altimetrie. Das Rauschen ist topographiebedingt.

einen durch eine Änderung im Bodendruckgradienten erklärt werden, oder zum anderen durch eine Änderung der vertikal integrierten potentiellen Energie (E_{pot} , Gleichung 5.3). Die erstere Möglichkeit wird durch die schwache Zwangsbedingung dPC - deep pressure gradient constraint - (Abschnitt: 3.1.6) gemindert. Die vertikal integrierte potentielle Energie berechnet sich zu:

$$E_{pot} = \int_{-H}^0 \rho g z dz. \quad (5.3)$$

Darin ist ρ die Dichte, g die Erdbeschleunigung, z die Tiefe und H die maximale Tiefe der Wassersäule.

Abbildungen 5.16b, 5.16d und 5.16f zeigen die zwischenjährlichen Differenzen (2006 minus 2005) der E_{pot} für die Simulationen **Alt**, **Argo** bzw. **AltArgo**. Die E_{pot} ist normiert mit $\rho_0 \cdot f$, wobei ρ_0 die mittlere Dichte und f der breitenabhängige Coriolisparameter ist. Dadurch erhält die E_{pot} die Dimension eines Transportes und ist mit der barotropen Stromfunktion besser vergleichbar. Die Änderungen in den Transporten entstehen hauptsächlich durch eine Anpassungen der vertikalen Dichtestruktur im Modell. Das zeigt, dass ein wesentlicher Teil der Transport-Variabilität aus Änderungen der E_{pot} stammt. Die durch die Altimetrie verursachte Variabilität der E_{pot} zeigt großskaligere Strukturen, als die durch die Argo-Datenanpassung hervorgerufenen Anomalien. Die Strukturen der Altimetrieanpassung, sind auch noch in den **AltArgo**-Ergebnissen dominant. Auch das zeigt, dass die Altimetrie die Transportvariabilitäten stärker beeinflusst als die Argo-Daten. Die Anpassung an die Argo-Daten bedarf größerer Änderungen in T und S , als es

für die Altimetrieangepassung notwendig ist, was zu größeren Amplituden in den Anomalien der E_{pot} führt. Die T und S Änderungen durch Argo müssen allerdings nicht das vertikale Integral der potentiellen Energie ändern, wie es durch die Altimetrieangepassung der Fall ist. Abbildung 5.17 zeigt die zwischenjährlichen Anomalien des Bodendrucks. Dieser ist definiert, als die Summe der Oberflächenauslenkung und des hydrostatischen Drucks am Boden. Die veranschaulichte Struktur ist begründet in der Bodentopographie. Nichtsdestotrotz wird deutlich, dass die Anomalien im Bodendruck klein sind im Vergleich zu Anomalien der Oberflächenauslenkung oder des hydrostatischen Drucks. Die **Alt**-Simulation (5.17, links) zeigt jedoch größere Anomalien im Bodendruck als die **Argo**-Simulation (rechts). Die Änderungen im Bodendruck kommen aus der Altimetrieinformation, da diese die mittlere vertikale (barotrope) Dichtestruktur ändert, und diese hat entscheidenden Einfluss auf die Variabilität der Transporte. Die zwischenjährliche Variabilität der Altimetriedaten erklärt auch die deutliche positive Anomalie in der Grönlandsee. Entlang der Küste dieses Beckens ist die Wassertiefe geringer als 2000 m. Dadurch ist es dem Modell möglich, den tiefen Druck unabhängig von dPC zu ändern und dadurch die Anpassung an die Altimetriedaten (eine positive zwischenjährliche Anomalie im gesamten Becken) zu erzielen.

5.3 ANALYSE DES WÄRMEINHALTES

Der Wärmehalt (HC = heat content) eines betrachteten Volumens ist die volumenintegrierte Temperatur, wobei meist eine Temperaturanomalie zu einer vorher gewählten Referenz-Temperaturskala betrachtet wird. Trotzdem ist der Wärmehalt (oder die Anomalie) eine sehr anschauliche Größe, da sie die durch die Temperatur bereitgestellte Energie (Joule) beschreibt. Diese berechnet sich zu:

$$HC_z = \int_{-H}^0 \rho(x, y, z) C_p \left(T(x, y, z) - T_{ref}(x, y, z) \right) dx dy dz, \quad (5.4)$$

mit der Dichte ρ , der Wärmekapazität C_p , Temperatur T und Referenztemperatur T_{ref} , sowie $-H$ der Tiefe.

Z.B. Levitus et al. (2001) zeigen, dass das größte Signal der globalen Erwärmung in den Ozeanen zu finden ist. Die Autoren verglichen die Variabilitäten im globalen Wärmehalt von Atmosphäre, Ozeanen und der Kryosphäre in der zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts. Sie konnten in allen 3 Komponenten einen Anstieg des Wärmehaltes zeigen, bzw. Schmelzen der Kryosphäre. Ihre Abschätzung für den Anstieg des Wärmehaltes der Ozeane in der Schicht oberhalb von 3000 m ist dabei eine Größenordnung höher als der aller anderen Komponenten. Eine neuere Abschätzung für den Anstieg des Wärmehaltes zwischen 1955 bis 1998 dieser Schicht geben Levitus et al. (2005) mit $14,5 \cdot 10^{22} J$ an.

Die folgenden Betrachtungen bleiben auf die oberen 2000 m beschränkt, da bis zu dieser Tiefe Argo-Informationen zur Verfügung stehen. Des Weiteren wird aufgrund von möglichen Randeffekten die Region südlich von $20^\circ N$ in der Analyse vernachlässigt (vergleiche Abbildung 3.8).

Abbildung 5.18 zeigt die Anomalien des Wärmehaltes (mit Referenz zur GKK) für verschiedene Tiefenschichten. Die zeitlichen Entwicklungen der Anomalien des Wärmehaltes der oberen Ozeanschichten (0 m - 700 m und 0 m - 2000 m; Abbildungen 5.18a und 5.18b) veranschaulichen deutlich, dass die Ergebnisse, die nur Argo-Daten berücksichtigen (**Argo** und **IvOA**), erst ab dem Jahr 2002 einen ähnlichen Verlauf wie die **AltArgo**-Simulation zeigen. Die geringe Argo-Datenabdeckung in den ersten Jahren (vor 2002) ist anscheinend nicht ausreichend, um die in der Altimetrie enthaltene Information allein durch Argo zu reproduzieren. Bei den **AltArgo**-Ergebnissen für die Jahre vor 2002 kann man davon ausgehen, dass diese hauptsächlich durch die Altimetrie beeinflusst sind und deren Variabilität widerspiegeln. Eine Reproduktion dieser Information durch Argo-Daten allein scheint, durch die geringe Datendichte, nicht möglich. Dies gilt insbesondere für den oberen Ozean, dessen Temperaturanpassungen stark durch die Altimetrie bestimmt sind. Diese sterischen Anpassungen finden besonders in den oberen Schichten statt, in der durch die vorhandene Sprungschicht auch die größte Variabilität zu beobachten ist. Der Einfluss der Altimetriedaten (über die Temperatur) auf den Wärmehalt schwächt sich mit zunehmender Tiefe ab. So sind z.B. in der Schicht von 700 m - 2000 m (Abb.: 5.18c), kaum noch Unterschiede zwischen den Anomalien des Wärmehaltes aus den Simulationen mit und ohne Altimetrieberücksichtigung zu erkennen. In Abbildung 5.18 sind jeweils

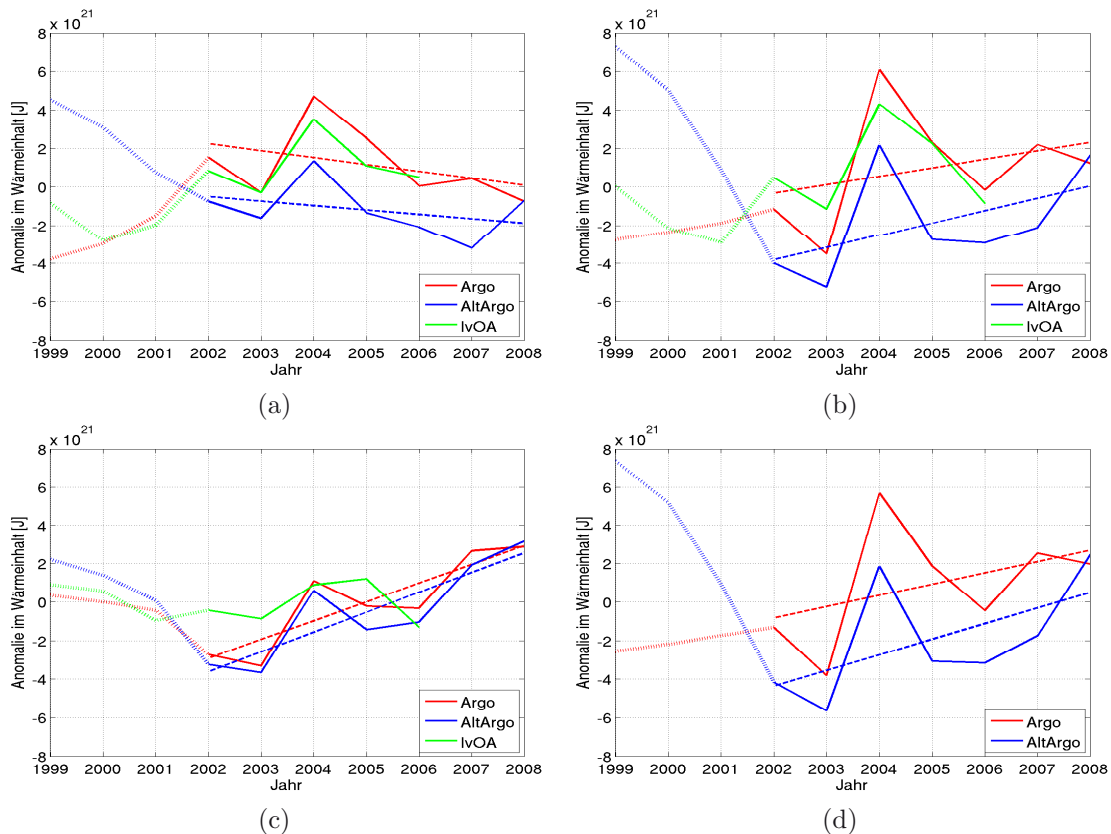


Abbildung 5.18: Zeitliche Entwicklung der Anomalien (mit Referenz zur GKK) des Wärmeinhaltes (mit linearer Regression über die Periode 2002 - 2008) verschiedener Tiefenschichten (Region südlich von 20°N vernachlässigt): (a) 0 m - 700 m; (b) 0 m - 2000 m; (c) 700 m - 2000 m, und (d) Oberfläche - Boden (hier keine Ergebnisse für **IvOA**, da diese nur bis zu einer Tiefe von 2000 m reichen). Die Argo-Information vor 2002 scheint unzureichend um das Modellergebnis entscheidend zu beeinflussen, in diesen Jahren ist das Ergebnis vom Altimetriesignal dominiert. In den Jahren ab 2002 ist die Argo-Datenabdeckung ausreichend, um auch ohne Altimetrieinformation den zeitlichen Verlauf zu rekonstruieren. Die Hinzunahme der Altimetrie ändert über die Periode (2002 - 2008) kaum noch den linearen Trend. Erkennbare Änderungen bleiben auf die obersten Schichten beschränkt.

die linearen Regressionen über die Periode 2002 - 2008 enthalten. Die linearen Trends fast Tabelle 5.1 zusammen. Die Trends im Wärmeinhalts des gesamten Modellgebietes sind ebenfalls als Wärmeflüsse durch die Oberfläche ausgedrückt, die notwendig wären um die jeweilige Änderung zu erzeugen. Diese Änderungen der Atmosphärenflüsse sind sehr gering im Vergleich zu den Netto-Atmosphäre-Wärmeflüssen im Nordatlantik von bis zu 150 W/m^2 (Bryden und Imawaki, 2008). Die Ableitung und Betrachtung von linearen Trends dient meist nur dazu, das zeitliche Verhalten mit nur einer Kennzahl zu charakterisieren. Die statistische Aussage des Trends ist jedoch stark von der betrachteten Perioden sowie deren Länge abhängig. Die hier zugrundeliegende Periode von 7 (oder 10 Jahren) ist zu

Tiefenschicht	0 - 700 m	0 - 2000 m	700 - 2000 m	Oberfläche - Boden	
	Trends der Anomalien des Wärmeinhaltes in [$1 * 10^{20}$ J/Jahr]				W/m^2
Argo	-3,6	4,4	9,8	5,9	0,45
AltArgo	-2,3	6,5	10,3	8,1	0,61

Tabelle 5.1: Lineare Trends (über die Periode 2002 - 2008) der Anomalien des Wärmeinhaltes [J/Jahr] verschiedener Tiefenschichten (Region südlich von 20°N vernachlässigt). Die letzte Spalte drückt den Trend des Wärmeinhaltes über die komplette Tiefe zur Anschaulichkeit in W/m^2 aus. Die größten Unterschiede zwischen **Argo** und **AltArgo** sind zu beobachten, wenn die oberen, von der Altimetrie beeinflussten Schichten bei der Trendberechnung berücksichtigt werden. Die größten Trends zeigt die Schicht zwischen 700 m und 2000 m Tiefe.

kurz, um statistisch signifikante Aussagen über einen Trend treffen zu können. Weiterhin ist die beobachtete zeitliche Variabilität sehr groß und ist um Größenordnungen höher als der abgeleitete „Trend“. Um sichere Aussagen über Trends treffen zu können, wären weitaus längere Zeitreihen, die längerer Messzeitreihen bedürfen, erforderlich. Nichtsdestotrotz soll hier kurz auf die abgeleiteten Trends eingegangen werden. Die Abbildungen 5.18 verdeutlichen, dass eine Berücksichtigung der Jahre vor 2002 die Trends deutlich ändern würde. Die Hinzunahme der Altimetrieinformation scheint hingegen den abgeleiteten Trend (in der Periode 2002 - 2008) kaum zu beeinflussen. Die geringe Argo-Datendichte vor 2002 scheint demnach verantwortlich für die Diskrepanz zwischen **Argo** und **AltArgo** Ergebnissen.

Die größten Unterschiede sind zu erkennen, wenn die obersten Schichten bei der Trendableitung berücksichtigt werden (vergleiche auch Tabelle: 5.1). Trends aus Analysen die lediglich auf Argo-Daten basieren (wie z.B. **Argo** und **IvOA**) und die Jahre vor 2002 mit berücksichtigen, können einen verfälschten Eindruck vermitteln, da die durch Argo-Daten bereitgestellte Information möglicherweise nicht ausreichend ist, um Modellfehler oder Modelltrends zu korrigieren. Dies gilt für die hier genutzte inverse Modellierung ebenso wie für die OA. Ein Vergleich der beiden Methoden zur Analyse von Argo-Daten zeigt im Bezug auf den Wärmeinhalt gute Übereinstimmungen (siehe z.B. Abb.: 5.18b), aber auch Phasen, die deutlich offene Probleme und Unterschiede aufzeigen (siehe z.B. Abb.: 5.18c).

Der positive Trend der Anomalien des Wärmeinhaltes der oberen Ozeanschichten (bis 2000 m Tiefe; Abb.: 5.18b) basiert auf einer Erwärmung der Schichten zwischen 700 m und 2000 m Tiefe (Abb.: 5.18c). Diese starke Erwärmung kompensiert sogar den negativen Trend der oberen 700 m (Abb.: 5.18a). Der negative Trend, sofern dieser tatsächlich existiert, könnte durch Änderungen in den Atmosphärenflüssen und/oder Zirkulationsänderungen begründet sein. Letztere Möglichkeit kann durch Abnahme der Wärmetransporte (wie in Abschnitt 5.4.1 gezeigt) durchaus von Bedeutung sein. Der positive Trend in den Wärmeinhaltsanomalien der tieferen Schichten (700 m bis 2000 m) lässt sich hingegen nur durch Zirkulationsänderungen erklären, bzw. durch Änderungen der Atmosphärenflüsse

in Regionen, in denen diese Wassermassen Kontakt zur Atmosphäre hatten. Abbildungen 5.19 zeigt die zonal gemittelten Trends der Temperatur der **AltArgo**-Simulationen (Periode 2002 bis 2008), für die oberen 700 m (Abb.: 5.19 oben), sowie für die Schicht von 700 m bis 2000 m (Abb.: 5.19 unten). Der negative Trend der oberen 700 m wird maßgeblich durch die Region südlich von 45°N und nördlich von 60°N geprägt. Der positive Trend zwischen etwa 45°N bis 60°N setzt sich von der Oberfläche bis in die tieferen Schichten fort. Daher kann vermutet werden, dass in den nördlichen Regionen wärmeres Wasser absinkt und in der Tiefe nach Süden transportiert wird, was den positiven Trend im Wärmeinhalt zwischen 700 m und 2000 m (Abb.: 5.18c) erklären würde (vergleiche Abb. 5.26).

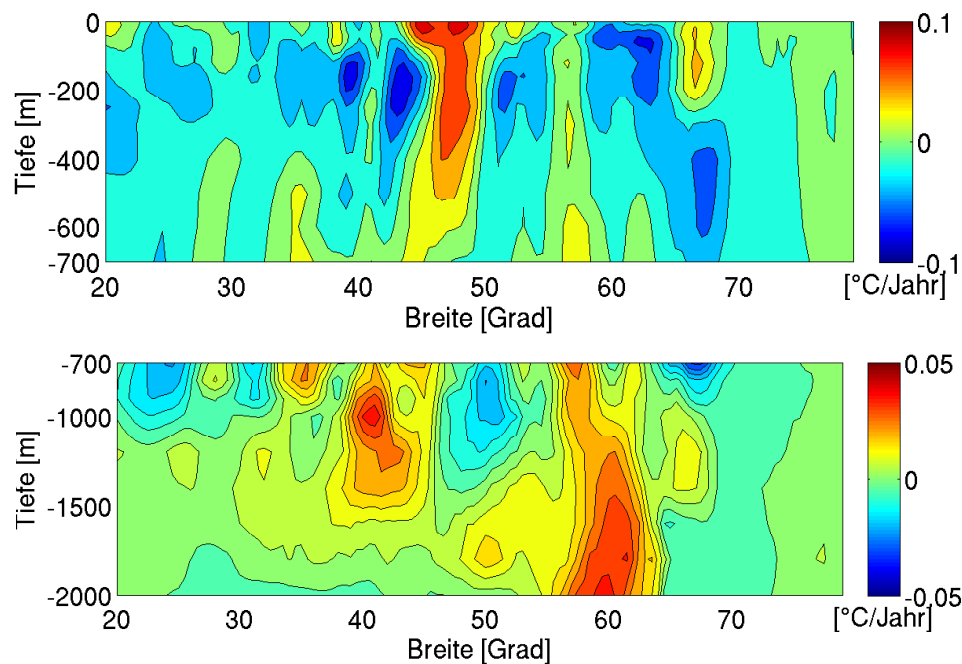


Abbildung 5.19: Zonal gemittelte Temperatur-Trends **AltArgo**. (oben) Tiefenschicht 0m bis 700m, Konturintervall $0,02\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$ und (unten) Tiefenschicht 700 m bis 2000 m, Konturintervall $0,005\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$.

Um die geographische Verteilung der Wärmeinhaltsanomalien weiter zu analysieren, wurden die Anomalien des Wärmeinhaltes in 10° Breitenstreifen berechnet - beginnend von 20°N . Die Wärmeinhaltsanomalien des oberen Ozeans (0 m - 2000 m Tiefe) sind in Abbildung 5.20 für die Breitenstreifen $20 - 30^{\circ}\text{N}$, $30 - 40^{\circ}\text{N}$, usw. bis $60 - 70^{\circ}\text{N}$, sowie $20 - 70^{\circ}\text{N}$ gegenübergestellt. Auch bei dieser Art der Betrachtung wird der Unterschied im zeitlichen Verlauf zwischen Analysen basierend auf Argo allein und den **AltArgo**-Simulationen vor dem Jahr 2002 deutlich. Die Variabilität im Bereich der Front zwischen warmen Golfstrom im Süden und der kalten Fortsetzung des Labradorstromes im Norden ($30^{\circ}\text{N} - 50^{\circ}\text{N}$; Abb.: 5.20b und 5.20c) sind am stärksten ausgeprägt. Diese Variabilitäten

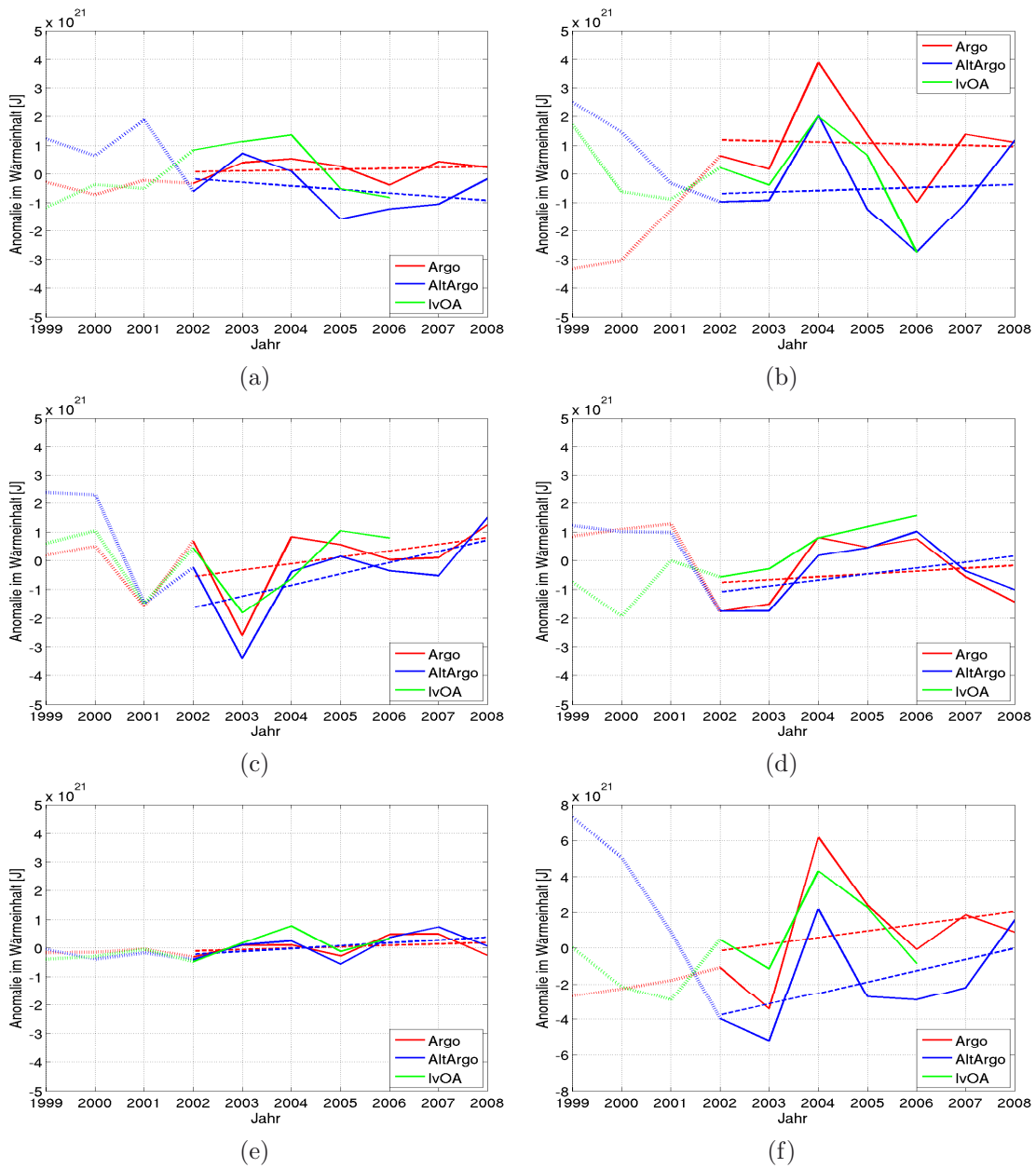


Abbildung 5.20: Zeitliche Entwicklung der Anomalien (mit Referenz zur GKK) des Wärmehaltes der Schicht 0 m - 2000 m (mit linearer Regression über die Periode 2002 - 2008) gemittelt über verschiedene Breitenstreifen: (a) 20°N - 30°N; (b) 30°N - 40°N; (c) 40°N - 50°N; (d) 50°N - 60°N; (e) 60°N - 70°N und, (f) 20°N - 70°N;

dominieren das Signal des gesamten Nordatlantiks (Abb.: 5.20f) und können durch die Verlagerung des Golfstromsystems zwischen verschiedenen Jahren erklärt werden. Weiterhin ist diese Region gekennzeichnet durch kleinskalige Strukturen, wie mesoskalige Eddies oder Mäander des Golfstromes, die zur Variabilität beitragen. Während für die **AltAr-**

go-Simulationen im südlichsten Breitenstreifen (20°N - 30°N) noch ein negativer Trend zu beobachten ist, zeigen alle nördlicheren Breitenstreifen positive Trends. Der positive Trendbeitrag der Wärmeinhaltsanomalie des oberen Ozeans (bis 2000 m Tiefe) stammt hauptsächlich aus dem Bereich 40°N - 60°N.

Dies zeigen auch die Temperaturtrends (Abb.: 5.19). Die übrigen Breitenstreifen beeinflussen kaum den Trend des gesamten Nordatlantiks (vergleiche Tabelle 5.2). Die Übereinstimmung zwischen OA und inverser Lösung ist gut, allerdings scheint die OA die zeitliche Variabilität leicht zu unterschätzen, der zeitliche Verlauf ist jedoch vergleichbar. Auch für diese Art der Betrachtung sollen, trotz der Kürze der Zeitreihe, lineare Trends betrachtet werden. Die zusätzliche Altimetrieinformation bewirkt einen steileren Trend für die betrachtete Periode 2002 - 2008. Die linearen Trends der Periode 2002 - 2008 für die **Argo** und **AltArgo**-Simulationen sind in Tabelle 5.2 zusammengefasst. Darin zeigen die **AltArgo**-Simulationen die stärksten Trends. Dies ist ein Anzeichen, dass in den **Argo**-Simulationen zu wenig Argo-Daten vorhanden sind, oder die Argo-Information, ohne Berücksichtigung der Altimetrie unzureichend verbreitet wird.

Breite	20 - 30°N	30 - 40°N	40 - 50°N	50 - 60°N	60 - 70°N	20 - 70°N
	Trends der Anomalien des Wärmeinhaltes in [$1 * 10^{20}$ J/Jahr]					
Argo	0,30	-0,39	2,26	1,00	0,49	3,67
AltArgo	-1,26	0,53	3,93	2,09	0,99	6,29

Tabelle 5.2: Lineare Trends (über die Periode 2002 - 2008) der Anomalien des Wärmeinhaltes [J/Jahr] der Schicht 0 m - 2000 m für verschiedene Breitenstreifen.

5.4 ANALYSE DER WÄRMETRANSPORTE

In diesen Abschnitt sollen die Wärmetransporte (HT - heat transport) betrachtet werden.

Der meridionale Wärmetransport (HT_{xz} in Watt, advektiv und diffusiv) über einen zonalen (Ost-West) Schnitt berechnet sich wie folgt:

$$HT_{xz} = \int_0^L \int_{-H(x)}^0 \left(\rho(x, z) C_p T(x, z) v(x, z) - \rho(x, z) C_p \kappa \frac{\partial T}{\partial y} \right) dx dz, \quad (5.5)$$

mit der Dichte ρ , der Wärmekapazität C_p , Temperatur T , meridionaler Geschwindigkeit v , L der Ost-West Ausdehnung der Sektion, κ dem Diffusionskoeffizienten und $-H$ der Tiefe. Der HT ist meist angegeben in [PW] (Peta-Watt, $1PW = 10^{15}W$). Die Abbildungen 5.21 und 5.22 stellen den mittleren meridionalen HT (advektiv + diffusiv; Mittel über die 10 Simulationsjahre) der **AltArgo**-Simulationen in Vergleich zu anderen Abschätzungen (siehe auch Tabelle 5.3). Die hier präsentierten meridionalen Wärmetransporte sind berechnet über geographische Schnitte. Die zum Vergleich herangezogenen Literaturwerte hingegen sind zum Teil Wärmetransporte über ozeanographische Schnitte. Geringe Abweichungen sind möglich, aber eine Vergleichbarkeit ist dennoch gegeben. Die erhaltenen Abschätzungen zeigen realistische Werte über alle geographischen Breiten. Die Wärmetransporte bis etwa $25^\circ N$ zeigen Werte an der unteren Grenze der Abschätzungen aus Atmosphärendaten, was mit dem Einfluss der Randbedingung begründet werden kann.

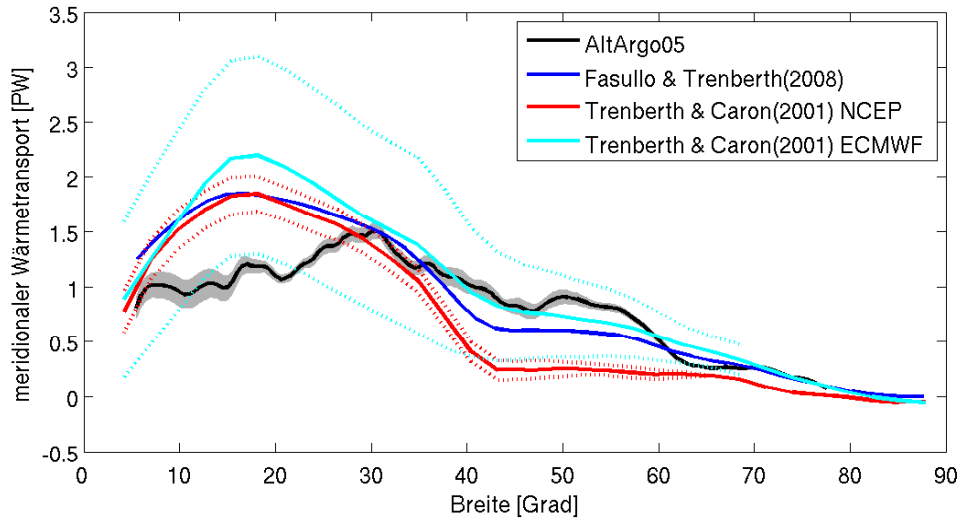
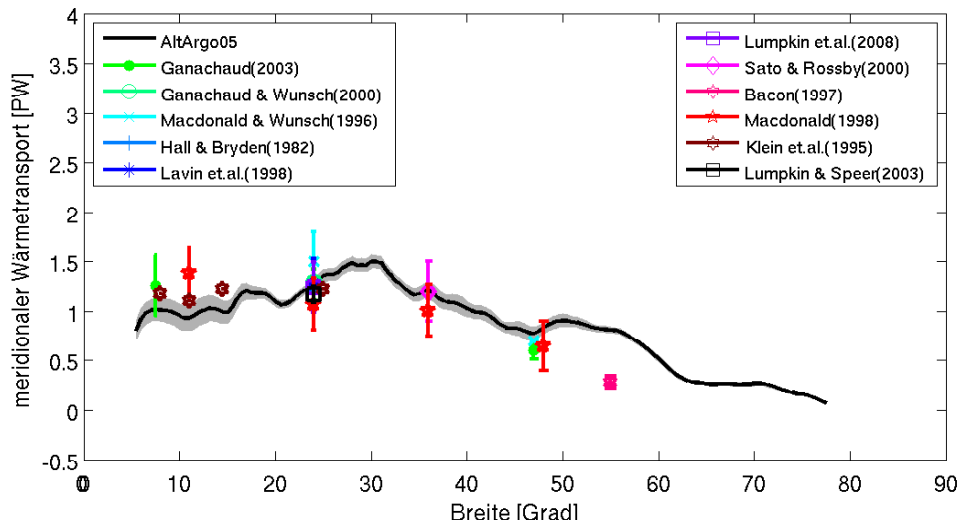


Abbildung 5.21: Vergleich der Wärmetransporte (advektiv+diffusiv) mit Schätzungen aus der Energiebilanz, schwarz: Mittel der **AltArgo**-Simulationen, grau schattiert: \pm Standardabweichung der 10 Simulationsjahre, farbig: Abschätzungen des Wärmetransportes in Ozean als Restglied der Wärmebilanz der Atmosphäre (rot NCEP²; cyan ECMWF³; mit jeweiligen Fehlerangaben - unterbrochene Linien).



Quelle	Breite	Wärmetransport [PW]
Hall und Bryden (1982)	24°N	1.2
Klein et al. (1995)	8°N	1.18
	11°N	1.11
	14.5°N	1.22
	25°N	1.22
Macdonald und Wunsch (1996)	24°N	1.5 ±0.3
	47°N	0.7
Bacon (1997)	55°N	0.28±0.06
Macdonald (1998)	24°N	1.07±0.26
	36°N	1.01±0.26
	48°N	0.65±0.25
Lavin et al. (1998)	24°N	1.27±0.26
Sato und Rossby (2000)	36°N	1.2 ±0.3
Ganachaud und Wunsch (2000)	24°N	1.3
Ganachaud (2003)	7.5°N	1.26±0.31
	24°N	1.27±0.15
	47°N	0.6 ±0.09
Lumpkin und Speer (2003)	24°N	1.17±0.08
Lumpkin et al. (2008)	24°N	1.24±0.25

Abbildung 5.22: Vergleich der Wärmetransporte (advektiv+diffusiv) mit Abschätzungen einzelner hydrographischer Sektionen ($1PW = 10^{15}W$).

Die Wärmetransporte sind realistisch. Die Aufspaltung der Summe aus advektiven und diffusiven Wärmetransporten in die einzelnen Komponenten stellt Abbildung 5.23 dar. Der diffusive Wärmefluss im Modell ist bis auf den Diffusionskoeffizienten bestimmt. Ein Gedankenexperiment: Berechnet man den diffusiven Wärmefluss aus einer Klimatologie (z.B. WOA05), so ist dessen Größenordnung nur noch abhängig von der Wahl des Diffusionskoeffizienten. Es kann gezeigt werden, dass eine Änderung der Diffusionskoeffizienten lediglich geringe Änderungen der T und S Felder und der daraus resultierenden Geschwindigkeiten (und schließlich des advektiven Wärmetransportes) zur Folge hat. Denn, Term 3(4) der Kostenfunktion (Gleichungen 3.14 und 3.15) erlauben nur geringe Abweichungen von der Klimatologie. Die diffusiven Wärmeflüsse dagegen sind direkt von der Wahl der Diffusionskoeffizienten beeinflusst, was zu großen Änderungen führen kann. In den hier präsentierten Ergebnissen sind die diffusiven Wärmeflüsse im Vergleich zu den advektiven von untergeordneter Größenordnung.

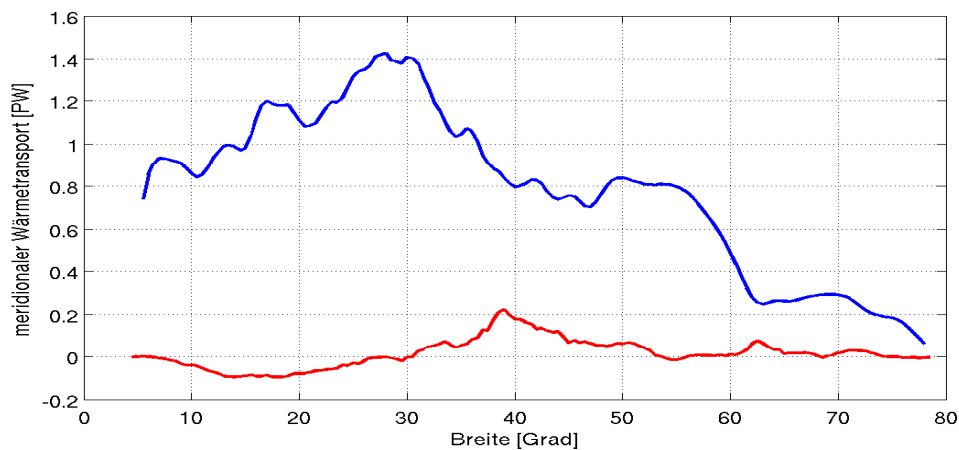


Abbildung 5.23: meridionaler advektiver (blau) und diffusiver Wärmetransport (rot) ($1PW = 10^{15}W$) der **AltArgo05** Simulation. Der advektive Wärmetransport zeigt realistische Werte, die auch mit Literaturwerten vergleichbar sind (vergleiche Tabelle 5.22). Der diffusive Wärmetransport spielt eine untergeordnete Rolle.

5.4.1 Trendanalyse der Wärmetransporte

Abbildung 5.24 (links) zeigt ein Hovmöller-Diagramm der Anomalien der meridionalen Wärmetransporte der **AltArgo**-Simulationen (Anomalie zum 7-jährigen Mittel, 2002 bis 2008). Es ist eine Abnahme der meridionalen Wärmetransporte in den Jahren ab 2002 im Vergleich zum 7-jährigen Mittel zwischen $20^{\circ}N$ und $60^{\circ}N$, mit einem lokalen Minimum um 2005 zu beobachten. Nördlich von $60^{\circ}N$, sind entweder keine Änderungen oder nur geringe Zunahmen zu verzeichnen. Abbildung 5.24 (rechts) zeigt die meridionalen Wärmetransporte über die 3 ausgewählten Sektionen ($24^{\circ}N$, $36^{\circ}N$ und $48^{\circ}N$), siehe auch Tabelle 5.3. Die Wärmetransporte sind mit verschiedenen Abschätzungen anderer Arbeiten vergleichbar (vergleiche Tabelle: 5.22). Sogar der geringe Wärmetransport über $24^{\circ}N$ im Jahr 2004

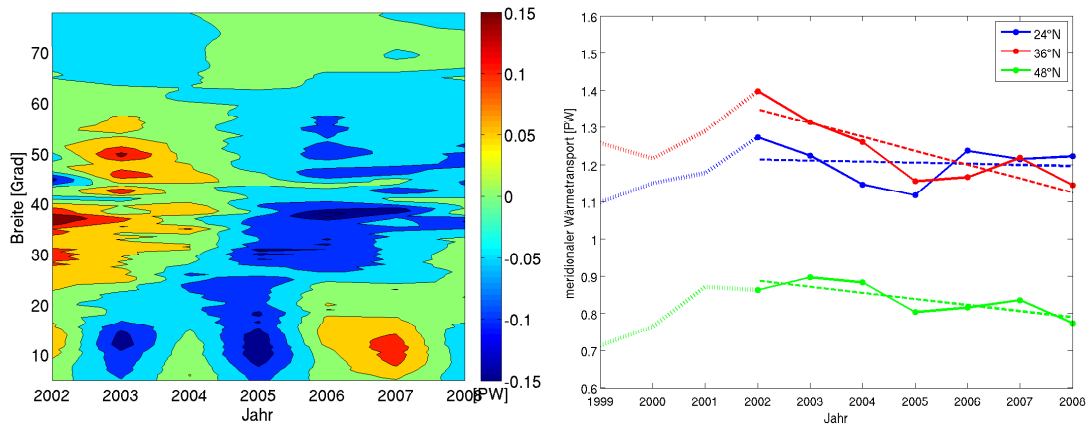


Abbildung 5.24: (links) Hovmöller-Diagramm der Anomalien der meridionalen Wärmetransporte der **AltArgo**-Simulationen (Anomalie zum 7-jährigen Mittel, 2002 bis 2008; Konturintervall 0,05PW).(rechts) Exemplarisch der zeitliche Verlauf der meridionalen Wärmetransporte für die geographischen Sektionen 24°N, 36°N und 48°N, mit linearen Regressionen über die Periode 2002 bis 2008 (jeweils berechnet über die gesamte Wassertiefe). Die Trends für die Sektionen 24°N, 36°N und 48°N betragen -0,003 PW/Jahr, -0,037 PW/Jahr, bzw. -0,016 PW/Jahr.

Jahr	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
	meridionale Wärmetransporte [$1PW = 10^{15}W$]						
24°N	1,27	1,22	1,15	1,12	1,24	1,22	1,22
36°N	1,40	1,31	1,26	1,16	1,17	1,22	1,15
48°N	0,86	0,90	0,88	0,80	0,82	0,84	0,77

Tabelle 5.3: meridionale Wärmetransporte ($1PW = 10^{15}W$) der **AltArgo**-Simulationen über die Sektionen 24°N, 36°N und 48°N, gemäß Abbildung 5.24. Vergleiche auch Literaturwerte Tabelle 5.22.

konnte mit Werten von 1,15 PW rekonstruiert werden. Bryden et al. (2005) bestimmten den Wärmetransport im Jahr 2004 aus Messungen über die Sektion von ca. 25°N zu 1,1 PW. Bryden et al. (2005) schätzen die meridionalen Transporte über die Sektion 25°N aus Messungen im Jahr 2004 und vergleichen dies mit früheren Beobachtungen der Jahre 1957, 1981, 1992 und 1998. Die Autoren leiten daraus eine Abnahme der meridionalen Zirkulation ab, mit resultierender Verringerung des Wärmetransportes nach Norden. Wie Tabelle 5.3 zeigt, ist das Jahr 2004 Teil eines lokalen Minimums im Wärmetransport über den Zeitraum 2002 bis 2008 und ist, im nachhinein, etwas ungünstig gewählt, um Aussagen über langjährige Entwicklungen der Zirkulation zu treffen. Dennoch konnte die Abnahme des Wärmetransportes nach Norden, wie in Bryden et al. (2005) beschrieben,

auch in den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit gezeigt werden, wenn auch ausgeprägter zwischen 30°N und 50°N.

Abbildung 5.25a zeigt die mit $\bar{v} \cdot \bar{T}$ normierten Wärmetransporte (mit $\bar{}$ = zeitliches Mittel (2002 bis 2008)) und beschreibt die Variabilität der Wärmetransporte ($v \cdot T$). Durch die Betrachtung stationärer Jahresmittellösungen ist ein beträchtlicher Teil der Variabilität im Mittel $\bar{v} \cdot \bar{T}$ enthalten, daher ist der Variabilitäts-Term ($v' \cdot T'$) klein im Vergleich zum definierten Mittel. Aber auch in prognostischen Modellen ist der meridionale Wärmetransport des Nordatlantiks maßgeblich bestimmt durch die mittlere Temperatur- und Zirkulationsstruktur. Ein Vergleich der Terme $\bar{v} \cdot T'$ und $v' \cdot \bar{T}$ zeigt, dass ein großer Teil der zeitlichen Variabilität der Wärmetransporte durch die Zirkulation bestimmt ist. $v' \cdot \bar{T}$ zeigt für alle 3 Sektionen (24°N, 36°N und 48°N; Abbildungen 5.25b, 5.25c bzw. 5.25d) die größte Varianz. Für den Schnitt bei 36°N ist die zeitliche Variabilität der Temperatur ($\bar{v} \cdot T'$) von ähnlicher Größenordnung wie die $v' \cdot \bar{T}$. Auf dieser geographischen Breite können Verlagerungen des Golfstroms nach Norden oder Süden, bzw. Mäander des Golfstromsystems zu einer hohen zeitlichen Variabilität führen.

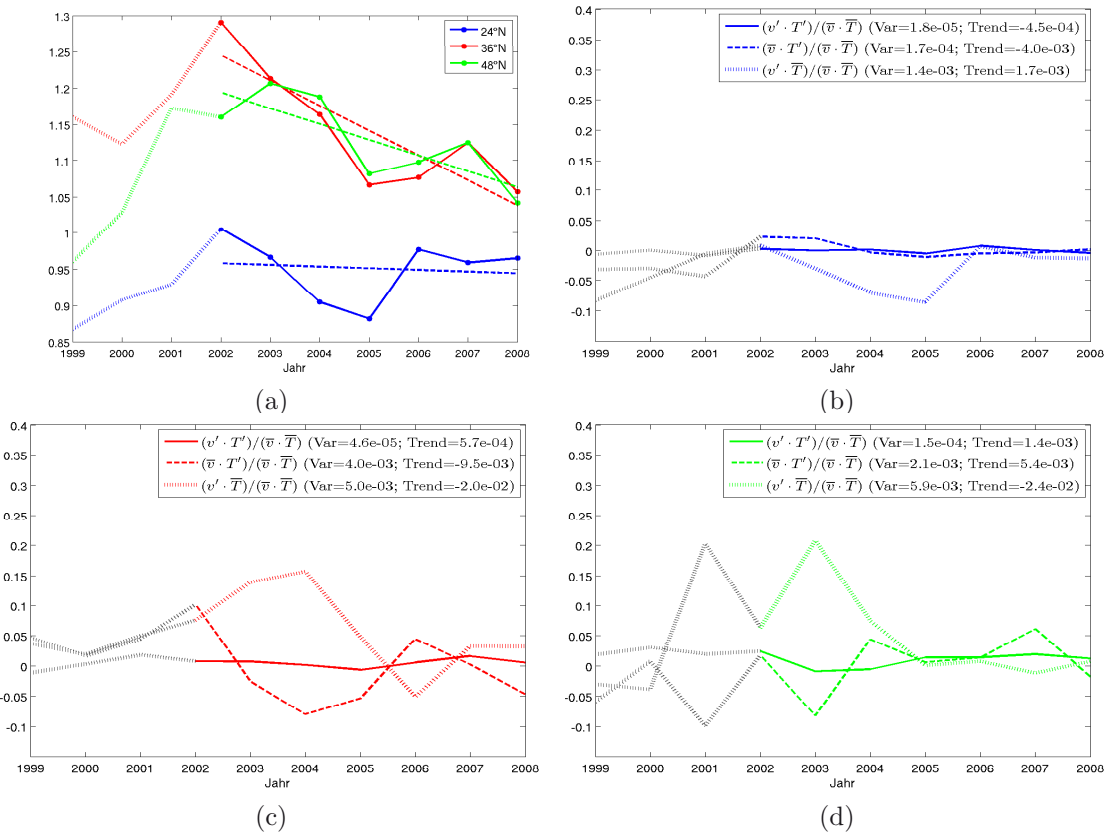


Abbildung 5.25: (a) meridionale Wärmetransporte der **AltArgo**-Simulationen der Sektionen 24°N, 36°N und 48°N (normiert mit $\bar{v} \cdot \bar{T}$, mit $\bar{}$ = zeitliches Mittel (2002 bis 2008)). (b), (c) und (d) zeigen jeweils für die drei Sektionen die normierten Komponenten $v' \cdot T'$, $v' \cdot \bar{T}$ und $\bar{v} \cdot T'$. Ein Vergleich der drei Terme zeigt, dass ein großer Teil der zeitlichen Variabilität der Wärmetransporte durch die Zirkulation ($v' \cdot \bar{T}$) bestimmt ist.

Abbildung 5.26 zeigt Trends der meridionalen Umwälzzirkulation (MOC) über die Periode 2002 bis 2008. Das dominante Signal ist der negative Trend zwischen 25°N und 40°N. Diese zeitliche Entwicklung deckt sich mit der der Wärmetransporte (Abbildung 5.24 (links)) und zeigt abermals, dass der wesentliche Teil der gezeigten Wärmetransportänderungen durch Änderungen der Zirkulation hervorgerufen ist.

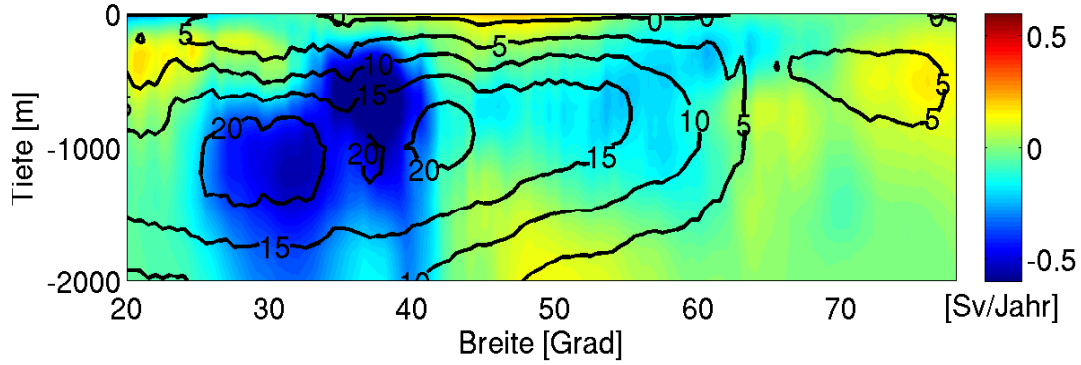


Abbildung 5.26: (Hintergrund) Trend der MOC der **AltArgo**-Simulation über die Periode 2002 bis 2008, (Konturlinien) mittlere MOC der Jahre 2002 bis 2008 (Konturintervall 5 Sv). Das dominante Signal ist der negative Trend zwischen 25°N und 40°N.

Abbildung 5.26 stellt allerdings Trends einer zonal gemittelten Zirkulation dar. Um zu zeigen, dass diese Art der Betrachtung die Zirkulation im Nordatlantik ausreichend gut repräsentiert, wurden die meridionalen Wärmetransporte verschieden betrachtet.

$$HT(y, z) = \int_0^L \int_{-H}^0 v \cdot T \rho C_p dx dz, \quad (5.6)$$

$$HT_x(y, z) = \int_z^0 L \bar{v}^x \bar{T}^x \rho C_p dz', \quad (5.7)$$

$$HT_z(x, y) = \int_0^x H \bar{v}^z \bar{T}^z \rho C_p dx', \quad (5.8)$$

$$\text{mit} \quad (\bar{\quad}^z) = \int dz \frac{1}{H} \quad \text{und} \quad (\bar{\quad}^x) = \int dx \frac{1}{L}.$$

Gleichung 5.6 ergibt die advektiven meridionalen Wärmetransporte, wie sie auch in den bisherigen Untersuchungen verwendet wurden. Gleichung 5.7 präsentiert den meridionalen Wärmetransport der zonal (Ost-West-, oder x-Richtung) gemittelten Größen für v und T . Dies entspricht einer Betrachtung wie sie von der MOC bekannt ist. Die Abbildungen 5.27a und 5.27c zeigen die Resultate dieser Art der Berechnung. Abbildung 5.27a

zeigt deutlich den Transport warmen Wassers in den oberen Schichten nach Norden und kalten Wassers in tieferen Schichten nach Süden. Dieses vertikale Zirkulationsmuster ist typisch für den Nordatlantik, die beiden Strömungen sind vertikal deutlich separiert und können somit auch durch die zonale Mittelung repräsentiert werden. Das dies auch für die Wärmetransporte gilt zeigt Abbildung 5.27c. Bis etwa 40°N wird der totale advective Wärmetransport (HT) sehr gut durch den Wärmetransport der zonal gemittelten Größen (HT_x) beschrieben. Nördlich von ca. 40°N dominiert die subpolare Zirkulation, deren Muster durch die zonale Mittelung nicht erhalten bleibt.

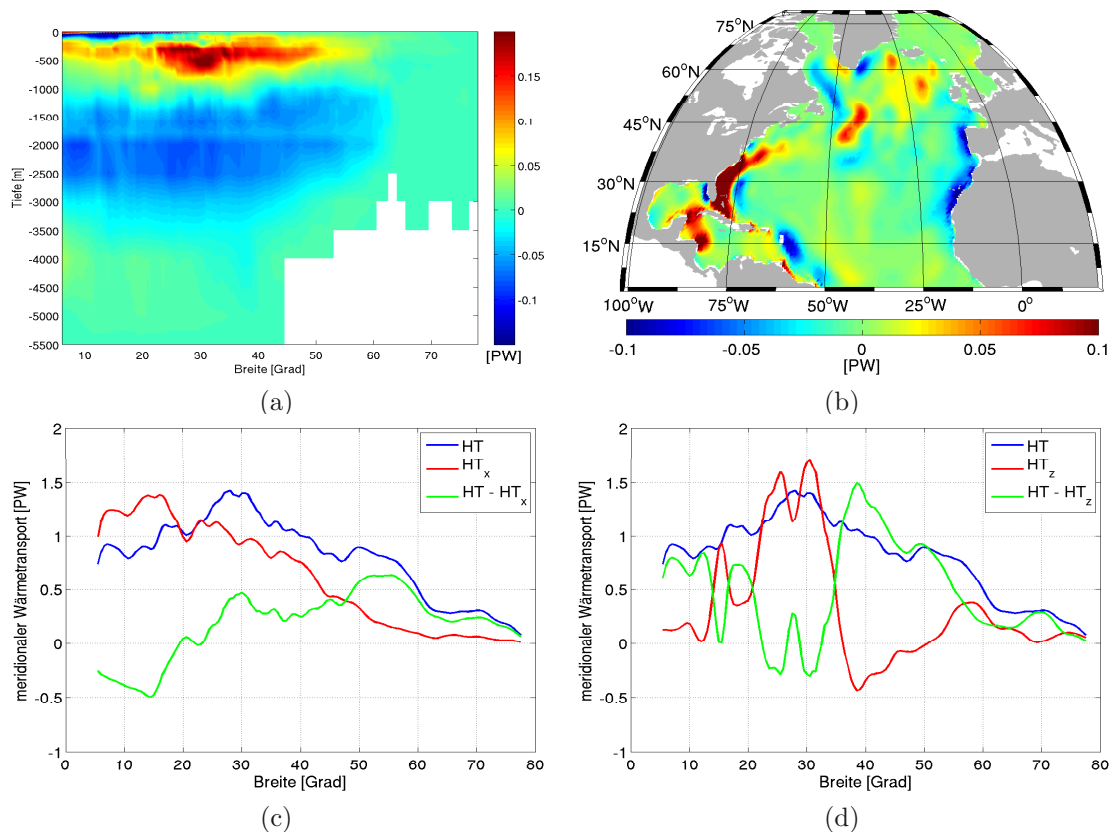


Abbildung 5.27: (a) Temperaturtransport berechnet aus zonal (Ost-West-, oder x -Richtung) gemittelten Größen für v und T (siehe Gl.: 5.7). (c) durch vertikale Integration aus (a) erhaltene meridionale Wärmetransporte. (b) Temperaturtransport berechnet aus vertikal (z -Richtung) gemittelten Größen für v und T (siehe Gl.: 5.8). (d) durch zonale Integration aus (b) erhaltene meridionale Wärmetransporte. In weiten Teilen des Nordatlantiks werden die totalen meridionalen Wärmetransporte (HT) durch zonal gemittelte Größen (HT_x) besser repräsentiert als durch vertikal gemittelte (HT_z).

Gleichung 5.8 präsentiert den meridionalen Wärmetransport der vertikal (z -Richtung) gemittelten Größen für v und T . Diese Betrachtung entspricht dem Konzept der barotropen Stromfunktion. Durch die vertikale Mittelung wird das vertikale Zirkulationsmuster (wie in Abb.: 5.27a dargestellt) nicht erhalten. Lediglich in Regionen, in denen horizontale Separation dominanter Zirkulationen möglich ist entspricht HT den Wärmetransporten

der vertikal gemittelten Größen (HT_z). Dies ist im Subpolarwirbel der Fall, sowie zwischen 25°N und 35°N . In letzterer Region sind Florida-Strom und der tiefe westliche Randstrom (deep western boundary current) deutlich separiert und diese Struktur bleibt auch bei vertikaler Mittelung erhalten (vergleiche Abb.: 5.27b).

5.5 ABSCHÄTZUNG DES ATMOSPHERISCHEN WÄRMEFLUSSES

Durch die abgeleiteten Wärmehalte und Wärmetransporte ist es möglich, für ein definiertes Volumen die atmosphärischen Wärmefflüsse als Restglied der Wärmebilanz zu bestimmen. Für ein Volumen Ω gilt, dass die zeitliche Änderung im Wärmehalt dQ/dt gleich der Summe aller Flüsse F über die Grenzen S des Volumens ist,

$$\frac{dQ}{dt} = \oint_{\Omega} F \, dS. \quad (5.9)$$

Für ein durch zwei zonale Schnitte (y_1 und y_2) abgegrenztes Volumen lässt sich folgende Wärmebilanz aufstellen,

$$(HT_{y_2}^{t_1} - HT_{y_1}^{t_1} + Fa^{t_1}) \Delta t = \underbrace{HC_{y_1 y_2}^{t_1 + \Delta t} - HC_{y_1 y_2}^{t_1}}_{dQ}. \quad (5.10)$$

Darin sind $HT_{y_2}^{t_1}$ und $HT_{y_1}^{t_1}$ die meridionalen Wärmetransporte über die Schnitt y_1 , bzw. y_2 und im Jahr t_1 . Fa^{t_1} ist der atmosphärischen Wärmefflüsse durch die Oberfläche des durch y_1 und y_2 begrenzten Volumens. $HC_{y_1 y_2}^{t_1}$ und $HC_{y_1 y_2}^{t_1 + \Delta t}$ sind die Wärmehalte des durch y_1 und y_2 begrenzten Volumens zu den Zeitpunkten t_1 und $t_1 + \Delta t$, mit $\Delta t = 1$ Jahr. Eine Interpretation von Gleichung 5.10 ist, dass die Akkumulation aller Wärmefflüsse über die Volumengrenzen ($HT_{y_2}^{t_1}$, $HT_{y_1}^{t_1}$, Fa^{t_1}) im Zeitintervall Δt den Änderungen im Wärmehalt des Volumens (dQ) entspricht.

Abbildung 5.28 (oben) zeigt die einzelnen Komponenten der Wärmebilanzgleichung 5.10. Die resultierenden Wärmefflüsse (W/m^2) der **AltArgo05**-Simulation durch die Oberfläche sind in Abbildung 5.28 (unten) dargestellt (rote Linien). Zum Vergleich enthält Abbildung 5.28 (unten) die Wärmefflüsse durch die Oberfläche aus NCEP-Reanalysen (schwarz). Die Größenordnung der atmosphärischen Wärmefflüsse ist vergleichbar mit den NCEP-Reanalyseprodukten. Die Änderungen des Wärmehaltes sind klein im Vergleich zur Änderung der Wärmemenge durch die meridionalen Ozean-Wärmetransporte. Somit balancieren sich die Änderungen der Ozean-Wärmetransporte mit den Atmosphärenfflüssen. Die realistischen Atmosphärenfflüsse zeigen daher auch die Güte der meridionalen Ozeanwärmetransporte, da die Atmosphärenfflüsse dem Modell weder vorgegeben, noch im Minimierungsprozess kontrolliert werden.

Die Atmosphärenfflüsse der **AltArgo05**-Simulation zeigen im Vergleich zu den NCEP-Reanalyseprodukten mehr Variabilität. Gleckler und Weare (1997) geben die Unsicherheiten des Netto-Wärmefflusses durch die Oberfläche (Jahremittelwerte) mit Werte von ca. $30 W/m^2$ (max. $50 W/m^2$ im Golfstrombereich) an. Die Abweichungen zwischen den **AltArgo05**-Simulationsergebnissen und den NCEP-Reanalyseprodukten liegen, bis auf wenige Ausnahmen, im Rahmen der von Gleckler und Weare (1997) angegebenen Unsicherheiten.

Änderungen im Wärmehalt der Ozeane können auch als Restglied der Wärmebilanz mit bekannten Ozean-Wärmetransporten und Atmosphärenflüssen bestimmt werden. Die hohen Unsicherheiten der Atmosphärenflüsse machen die Bestimmung der kleinen Änderungen des Ozean-Wärmehaltes auf diese Art und Weise schwierig. Besser ist die Bestimmung von Wärmehalten und deren Änderungen aus Ozeanmessungen, wie in der vorliegenden Arbeit gezeigt ist.

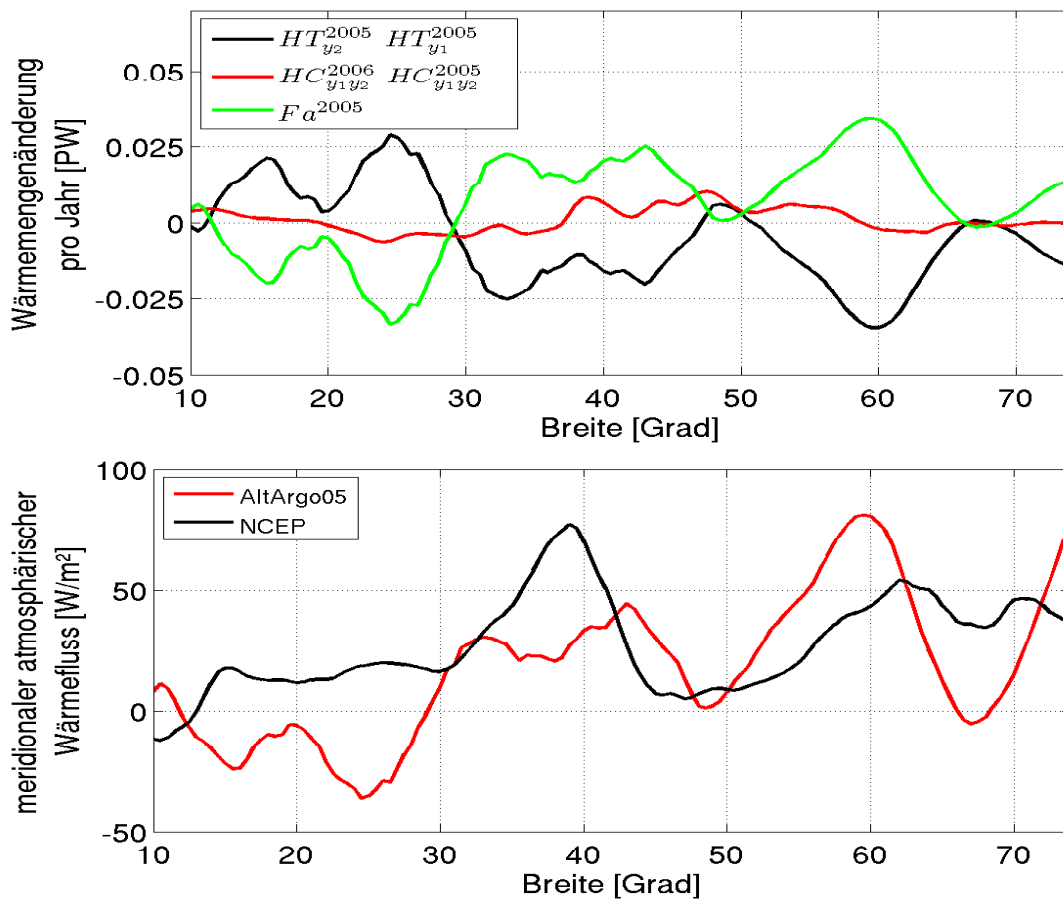


Abbildung 5.28: (oben) Wärmemengeänderungen ($1PW = 10^{15}W$) (**AltArgo05**) der drei Komponenten aus Gleichung 5.10. Die Änderungen im Wärmehalt sind klein im Vergleich zu der Wärmemengeänderung des Volumens resultierend aus den Transporten durch die Seitenflächen (meridionalen Ozean-Wärmetransporte). (unten) meridionaler atmosphärischer Wärmefluss (W/m^2) der **AltArgo05**-Simulation (rot) im Vergleich zur NCEP Reanalyse (schwarz). Positive Flüsse sind aus dem Ozean hinaus gerichtet.

5.6 FEHLERABSCHÄTZUNG

Die Variationsmethode lässt im Prinzip eine formale Fehlerschätzung über die Inverse der Hesse-Matrix zu. Die Hesse-Matrix ist die Matrix der zweiten Ableitungen der Kostenfunktion nach den Kontrollvariablen. Wenn die Differenzen zwischen Daten und der angepassten Modelllösung normal-verteilt sind, dann beschreibt die Inverse der Hesse-Matrix die Fehlerkovarianzmatrix der Kontrollvariablen eines linearen Modells. Auch für schwach nicht-lineare Modelle ist die Inverse der Hesse-Matrix in der Nähe des Optimums eine gute Näherung für die Fehlerkovarianzmatrix (Thacker, 1989).

Die Aufstellung der zur Fehlerschätzung benötigten Hesse-Matrix ist sehr aufwändig, da diese die Dimensionen des Kontrollvektors besitzt. In der vorliegenden Arbeit besteht der Kontrollvektor aus Temperatur und Salzgehalt, jeweils für alle 3-dimensionalen Modellgitterpunkte. D.h., bei 117164 3D Gitterpunkte hat die Hesse-Matrix eine Dimension von $(2 * 117164, 2 * 117164)$. Dies entspricht einer Speicherplatzbedarf von mehr als 6 GB. Die Aufstellung, Handhabung und Speicherung solch großer Matrizen ist sehr schwierig und rechenintensiv (Tziperman et al., 1992a). Die Invertierung einer solchen Matrix ist ungleich problematischer (Marotzke und Wunsch, 1993).

Vor diesem Hintergrund wird eine andere Herangehensweise an die Fehlerabschätzung gewählt. In einer Monte-Carlo-Simulation⁴ werden durch Störung der Argo- und Satellitenaltimetriedaten neue Datensätze erzeugt und im Modell assimiliert. Dadurch wird ein Ensemble von Modelllösungen geschaffen, mit dessen Hilfe die Auswirkungen dieser Störungen auf das Modellergebnis untersucht werden. Als Störung wurde das Produkt einer normal-verteiltern Zufallszahl ($N(\mu = 0, \sigma^2 = 1)$) und der Standardabweichung der einzelnen Daten (T , S und Oberflächenauslenkung) gewählt und zu den jeweiligen Daten addiert. Die Standardabweichungen sind dabei die gleichen, die schon zur Bestimmung der Gewichte verwendet wurden (vergleiche Abschnitte 3.1.4 und 3.1.5). Auf diese Art wurden 50 gestörte Eingangsdatenfelder erzeugt, deren Standardabweichungen in Abbildung 5.29 dargestellt sind. Diese Art der Datenstörung zielt nicht auf die Messfehler in den Daten selbst ab. Vielmehr wird, besonders durch die Berücksichtigung der lokalen Variabilität der Datensätze, die Repräsentativität der verwendeten Daten als Jahresmittel angesprochen. Besonders die Argo-Punktmessungen können zeitliche Effekte enthalten, die zwar realistisch sind, aber vom Modell nicht aufgelöst werden können, bzw. im Sinne der Ableitung eines stationären Jahresmittels, auch nicht aufgelöst werden sollen. Dies gilt besonders in Regionen mit hoher Variabilität. Solche zeitlichen Signale sind trotz der aufwendigen Datenaufbereitung auch in den Satellitenaltimetriemessungen enthalten. Durch die gewählte Art der Störung der Argo- und Altimetriedaten wird untersucht, wie sich die Datenstörung auf das Modellergebnis auswirken.

Abbildung 5.30 zeigt die relativen Häufigkeitsverteilungen der 50 zugrundeliegenden Datenstörungen, für T , S und Oberflächenauslenkung (η), sowie der jeweiligen resultie-

⁴...ist ein Verfahren aus der Stochastik, bei dem sehr häufig durchgeführte Zufallsexperimente die Basis darstellen, um aufgrund der Wahrscheinlichkeitstheorie analytisch nicht oder nur aufwendig lösbare Probleme im mathematischen Kontext numerisch zu lösen. Rechtfertigung hierfür ist vor allem das Gesetz der großen Zahlen.

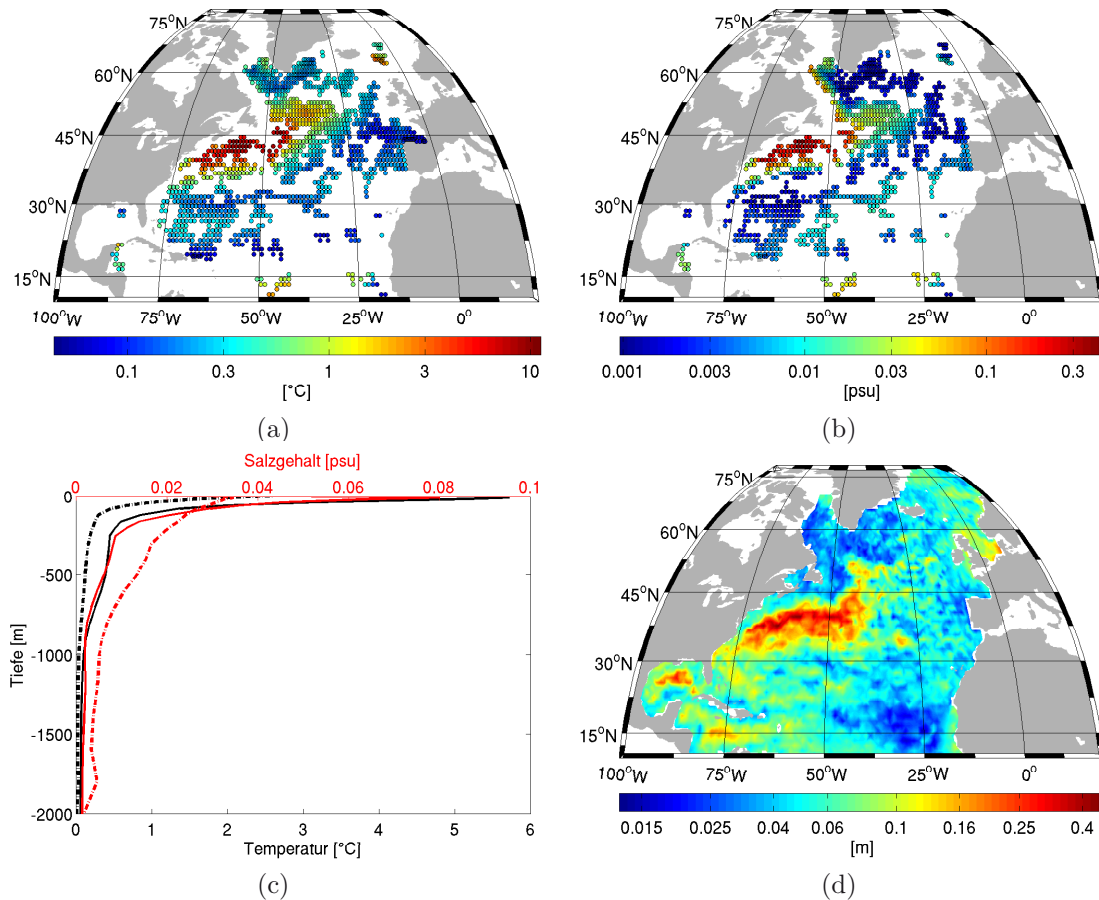


Abbildung 5.29: Standardabweichung der 50 gestörten Datenfelder zur Fehlerschätzung der **AltArgo05**-Simulation für: (a) Temperatur ($z=-120\text{m}$); (b) Salzgehalt ($z=-120\text{m}$); (c) Vertikalprofile der mittleren Standardabweichung der Datenstörung (volle Linien) und der Modellreaktion (unterbrochene Linie; jeweils nur an Argo-Datenpunkten berechnet) für Temperatur- (schwarz) und Salzgehalts (rot). (d) Standardabweichung der 50 Realisierungen der gestörten Oberflächenauslenkung. Die Farbskala ist logarithmisch.

renden Modellreaktionen. Die Datenstörungen sind die Differenzen der gestörten und der ungestörten Datenfelder. Die Modellreaktion ist entsprechend die Differenz zwischen der Modelllösung mit gestörten und ungestörten Argo- und Altimetriedaten. Die Häufigkeitsverteilungen der Datenstörungen und Modellreaktionen zeigen eine Normalverteilung (visuelle Kontrolle). Die Häufigkeiten sind symmetrisch um Null verteilt. Mittelwert, Median und Modalwert sind identisch, was als Hinweis auf Normalverteilung angesehen werden kann. Alle drei Parameter (T , S und Oberflächenauslenkung) zeigen deutlich mehr kleine Modellreaktionen als Datenstörungen. Das Modell passt demnach nicht die komplette Dateninformation an. Dies zeigen auch ein Vergleich der Extremwerte von Datenstörungen und Modellreaktionen (Tab. 5.30d). Die sehr hohen Extremwerte der Datenstörung sind in den Modelllösungen nicht mehr zu finden. Das Modell glättet die Extremwerte und die

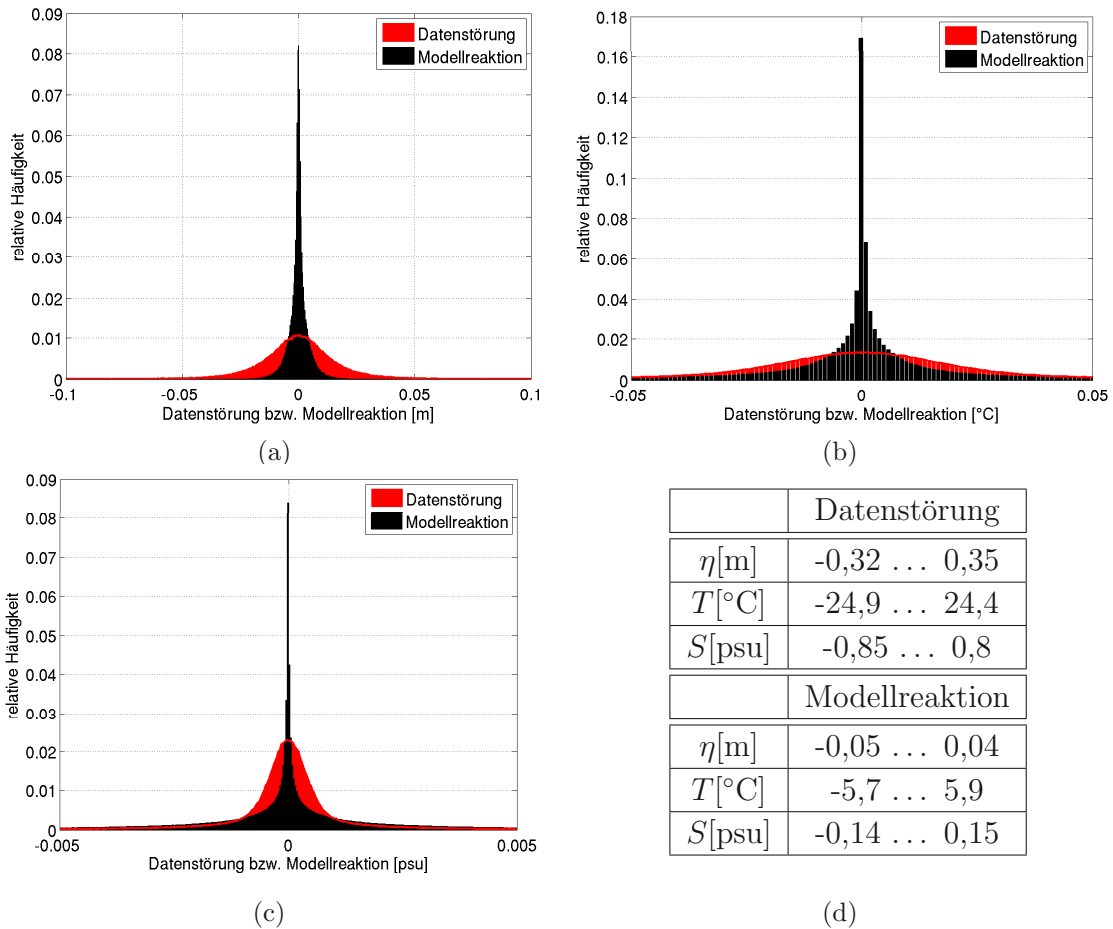


Abbildung 5.30: relative Häufigkeiten von Datenstörungen und Modellreaktionen (Abweichungen zu ungestörten Daten bzw. Modelllösung) für: (a) Oberflächenauslenkung; (b) Temperatur und (c) Salzgehalt (x-Achse angepasst, Minimal- bzw. Maximalwerte siehe Tab. (d)). Die Datenstörungen und Modellreaktionen sind normalverteilt. Durch das Modell werden extreme Werte der Datenstörungen gedämpft. Die Häufigkeit kleiner Modellreaktionen steigt im Vergleich zu den vorgegebenen Datenstörungen. Tabelle (d) zeigt die Extremwerte der vorgegebenen Datenstörungen und der daraus resultierenden Modellreaktionen. Die Extreme der Datenstörungen werden durch das Modell deutlich reduziert.

Modelllösung wird durch einzelne Extremwerte nicht signifikant beeinflusst.

Abbildung 5.31 zeigt die Standardabweichungen der Modelllösungen für T und S , die Oberflächenauslenkung und die barotrope Stromfunktion der 50 **AltArgo05**-Simulationen mit gestörten Altimetrie- und Argo-Daten. Die Felder sind durch die zufällige Störung sehr verrauscht. Der Einfluss der vorgeschriebenen Geschwindigkeiten am Südrand wird durch geringere Variabilitäten deutlich. Die Unsicherheiten der Oberflächenauslenkung bleiben fast ausschließlich auf Regionen hoher Variabilität beschränkt und übersteigen selten den Wert von 4 cm. Durch die globale Abdeckung der Altimetrie-Information und die gute Anpassung dieser Daten im Minimierungsprozess sind Effekte

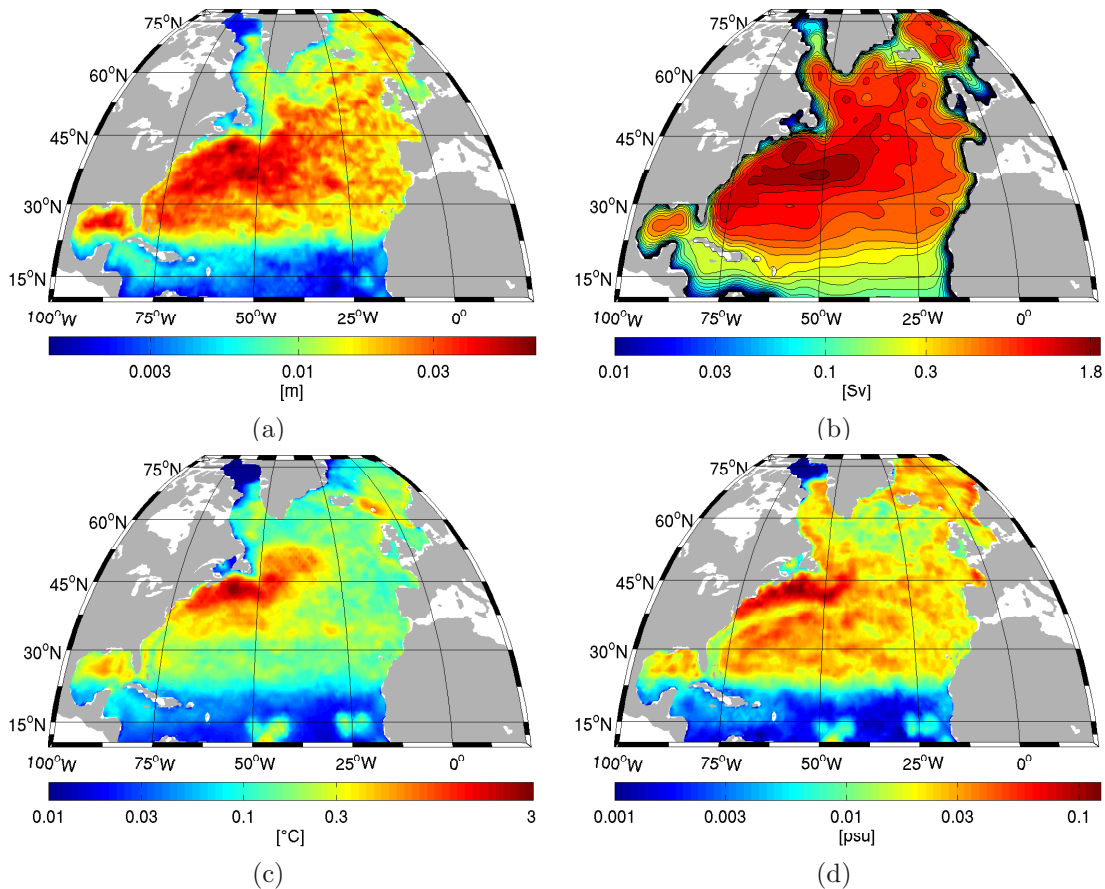


Abbildung 5.31: Modellreaktion auf die Datenstörung der **AltArgo05**-Simulation für: (a) Oberflächenauslenkung; (b) barotrope Stromfunktion (Konturintervall=0.2Sv); (c) Temperatur ($z=-120\text{m}$), und (d) Salzgehalt ($z=-120\text{m}$). Die Farbskala ist logarithmisch. Die Unsicherheiten in T und S , aber auch der Oberflächenauslenkung bleiben auf Regionen hoher Variabilität beschränkt. Lokale Effekte durch die Störung der Argo-Punktmessungen sind kaum zu beobachten.

der Datenstörung in weiten Teilen des Modellgebietes zu beobachten. Die daraus resultierenden Variationen in der Zirkulation, repräsentiert durch die barotrope Stromfunktion, sind nur im subtropischen Wirbel größer als 1,5 Sv. Unsicherheiten in T und S , hervorgerufen durch die Störungen der Altimetrie- und Argo-Daten sind größtenteils gering. Für die Anpassung der Oberflächenauslenkung an die Altimetriedaten sind nur geringe Änderungen in T und S notwendig. Große Unsicherheiten in T und S bleiben auf Regionen hoher Variabilität in Altimetrie und Argo, sowie auf Regionen hoher Argo-Datendichte beschränkt. Dies ist in Regionen zu erkennen, wo kaum Argo-Daten vorliegen, wie z.B. westlich von Afrika. Hier sind die Unsicherheiten in T und S geringer als $0,5^\circ\text{C}$ bzw. $0,02\text{ psu}$. Abbildung 5.29c zeigt die Vertikalprofile der horizontal gemittelten Standardabweichungen der 50 Realisierungen der gestörten T und S Datenfelder und der zugehörigen Simulationsergebnisse. Die Standardabweichung für T konnte in den Simulationen deutlich verringert

werden, während die Standardabweichungen der Modellresultate für S über denen der Eingangsdaten liegen. Die Anpassung an die Altimetrie wird hauptsächlich durch thermosterische Änderungen erreicht. Schon in der Auswertung der Oberflächenauslenkung konnte gezeigt werden, dass der Salzgehalt im Modell zur Kompensation von Temperaturänderungen dient. Extremwerte in der Altimetrie könnten starke Variationen in S hervorrufen, die in starken Modellreaktionen resultieren. Die größeren Standardabweichungen im Salzgehalt haben in der Summe lediglich einen geringen sterischen Effekt. Die Temperaturunsicherheiten sind selten größer als 1°C . Die Unsicherheiten im Salzgehalt durch die Datenstörungen sind selten größer als $0,08$ psu.

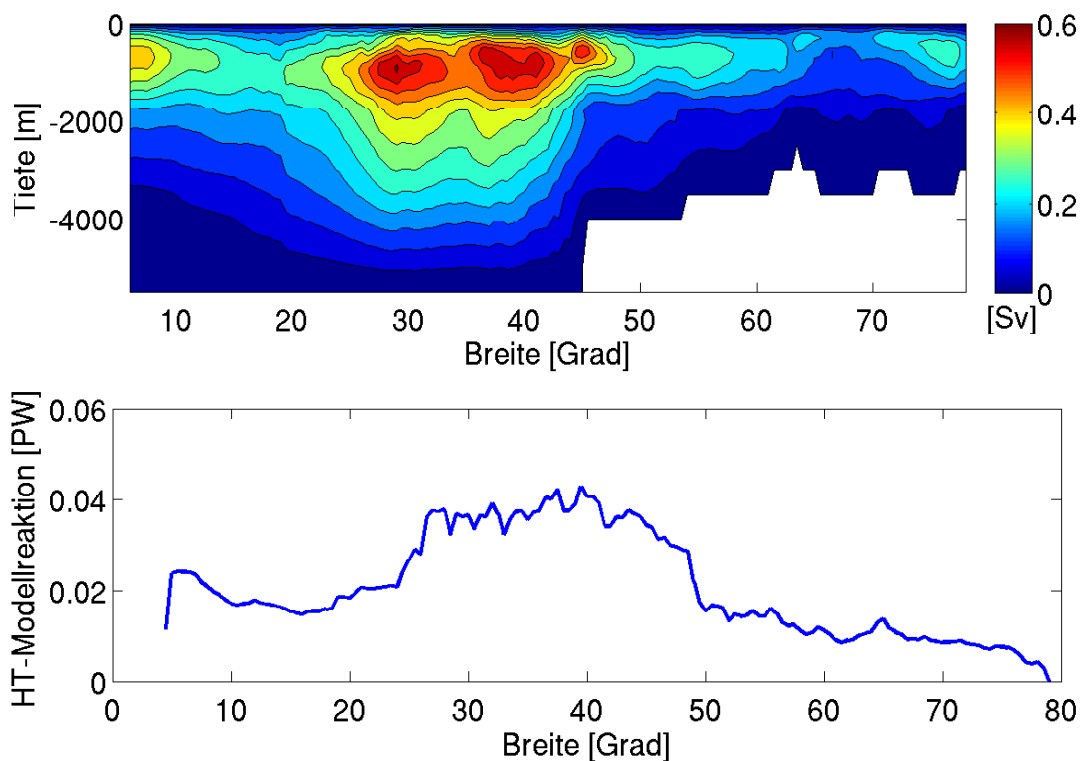


Abbildung 5.32: (oben) Standardabweichung der MOC (Konturintervall $0,05$ Sv) und (unten) des meridionalen Wärmetransports als Resultat der Argo- und Altimetriedatenstörungen.

Abbildung 5.32 (oben) zeigt die resultierenden Unsicherheiten in der meridionalen Umwälzzirkulation, (unten) dargestellt ist die Auswirkungen der Datenstörung auf den meridionalen Wärmetransport. Auch hier gilt, dass die größten Unsicherheiten, begründet durch die hohe zugrundeliegende Varianz der Datenstörung, im Golfstrombereich zu finden sind. Die Unsicherheiten in der MOC erreichen maximal ca. $0,5$ Sv, die des Wärmetransports maximal $0,045$ PW.

Mit den in Abbildungen 5.29 und 5.30, sowie in Tabelle 5.4 charakterisierten Datenstörungen ergeben sich die in Tabelle 5.4 präsentierten Modellreaktionen. Extreme Werte

für η , T und S sind in den Modelllösungen deutlich reduziert im Vergleich zu den Datenstörungen. Die räumlichen Mittel bleiben in der Datenstörung und den daraus resultierenden Modellreaktionen nahezu unverändert. $\overline{\sigma_{Sp(7)}}$ in Tabelle 5.4 ist die Standardabweichung über die 7 Jahre der Simulationsperiode (2002 bis 2008) der **AltArgo**-Simulationen, bzw. der Satellitenaltimetriemessungen. Eine Berechnung dieser Größe für die assimilierten Argo-Daten ist durch die ungleichmäßige diskrete Verteilung in den einzelnen Jahren der Simulationsperiode nicht möglich. $\overline{\sigma_{Sp(7)}}$ ist ein Maß für die zeitliche Variabilität in der Simulationsperiode. Diese zeitliche Variabilität in den Modelllösungen ($\overline{\sigma_{Sp(7)}}$) ist stets größer als die durch die Datenstörung verursachten Modellreaktionen ($\overline{\sigma_{50}}$).

	abs. Minimum	abs. Maximum	$\overline{\mu_{50}}$	$\overline{\sigma_{50}}$	$\overline{\sigma_{Sp(7)}}$
	Datenstörung				
η [m]	-0,322	0,348	0	0,016	0,023
T [°C]	-24,9	24,4	0,0013	0,3	-
S [psu]	-0,85	0,8	0	0,004	-
	Modellreaktion				
η [m]	-0,046	0,045	0	0,003	0,016
T [°C]	-5,7	5,9	0,0006	0,06	0,13
S [psu]	-0,14	0,15	0	0,003	0,012
barot. Stromf. [Sv]	-1,7	1,5	0	0,13	1,0
MOC [Sv]	-0,4	0,4	-0,001	0,04	0,42
HT _{zz} [PW]	-0,03	0,03	0,0001	0,005	0,059

Tabelle 5.4: .Datenstörungen für η , T und S und die daraus resultierenden Modellreaktionen für η , T , S , barotrope Stromfunktion, MOC und meridionale Wärmetransporte (Abweichungen zu ungestörten Daten bzw. Modelllösung). $\overline{}$ = Mittel über das Modellgebiet, μ_{50} und σ_{50} sind Mittelwert bzw. Standardabweichung der 50 Realisierungen mit Datenstörung und $\sigma_{Sp(7)}$ ist die Standardabweichung über die 7 Jahre der Simulationsperiode (2002 bis 2008). Eine Berechnung dieser Größe für die assimilierten Argo-Daten ist durch die ungleichmäßige diskrete Verteilung in den einzelnen Jahren nicht möglich.

5.7 FAZIT

In dem hier verwendeten Modellansatz hat sich gezeigt, dass die modellierten zwischen-jährlichen Anomalien der Oberflächenauslenkung fast ausschließlich sterischen Ursprungs (und da wiederum temperaturbedingt) sind (Abschnitt 5.2). Dieser starke Zusammenhang zwischen sterischer Höhe und Oberflächenauslenkung wird in dieser Arbeit durch die Kombination von Satellitenaltimetrie und T und S Messungen der Argo-Drifter ausgenutzt. Durch Untersuchungen des Trends (Abschnitt 5.2.1) von sterischer Höhe und Altimetriemessungen hat sich gezeigt, dass die Argo-Daten auch allein in der Lage sind einen Großteil des Altimetriesignales (z.B. die Tripol-Struktur) zu reproduzieren. Dazu ist jedoch eine ausreichende Argo-Datenabdeckung erforderlich. Die separate Untersuchung der beiden Datenquellen (Altimetrie und Argo T und S) ergab, dass erst ab dem Jahr 2002 die Argo-Daten in ausreichender Abdeckung vorliegen, um das Altimetriesignal zu reproduzieren. Durch die Hinzunahme der Altimetrieinformation wird die Tripol-Struktur noch wesentlich deutlicher. In den Ergebnissen der objektiven Analyse (OA) ist dieses dominante Signal nur zu erahnen und unterbrochen von wechselnden positiv-negativ Strukturen. Die klare Reproduktion der Tripol-Struktur, ist ein Fortschritt in der Analyse der Argo-Daten mittels inverser Methode im Vergleich zur OA.

Durch die Modellierung ist es möglich, auch dynamisch konsistent abgeleitete Parameter der Zirkulation zu analysieren. Die Zirkulation wird über das Druckfeld direkt durch die Oberflächenauslenkung gesteuert. In den abgeleiteten Trends der barotropen Stromfunktion, besonders für die **AltArgo**-Simulationen, ist ebenfalls die Tripol-Struktur das dominierende Signal.

Die verschiedenen Prozesse, die unser Klimasystem beeinflussen, sind allerdings fast ausschließlich nichtlinear und daher durch einen linearen Trend nur unzureichend zu beschreiben (vergleiche Abb.: 5.11). Mittels der Singulärwertzerlegung wurde die Variabilität der Oberflächenauslenkung und der barotropen Stromfunktion dargestellt. Die erste Mode beschreibt dabei jeweils den größte Teil der Variabilität, ca. 28% bei der Oberflächenauslenkung und ca. 35% bei der barotropen Stromfunktion.

Variabilitäten in den Transporten (wie repräsentiert durch die barotropen Stromfunktion), ob zwischen-jährlich oder auf längeren Zeitskalen, können zum einen durch eine Änderung im Bodendruck erklärt werden, oder zum anderen durch eine Änderung der vertikal integrierten potentiellen Energie (Abschnitt: 5.2.2). Es hat sich gezeigt, dass Änderungen in den Transporten hauptsächlich durch eine Anpassungen der vertikalen Dichtestruktur im Modell entstehen, wobei die Altimetriedaten großskaligere Strukturen zeigen als die durch die Argo-Datenanpassung hervorgerufenen Anomalien. Die Altimetrie beeinflusst die Transportvariabilitäten stärker als die Argo-Daten. Die Änderungen im Bodendruck sind klein im Vergleich zu Anomalien der Oberflächenauslenkung oder des hydrostatischen Drucks. Sie kommen aus der Altimetrieinformation, da diese die mittlere vertikale (barotrope) Dichtestruktur ändert, welche einen entscheidenden Einfluss auf die Variabilität der Transporte hat. Die Altimetriedaten stellen nicht nur wichtige Informationen für die „Glättung“ der Argo-Daten bereit, sondern verbessern auch selbst entscheidend die Modellzirkulation.

Neben den Untersuchungen der Oberflächenauslenkung und der damit dynamisch zu-

sammenhängenden Zirkulation wurden auch die Wärmetransporte und Wärmeinhalte der inversen Lösungen untersucht.

Die erhaltenen Abschätzungen der Wärmetransporte (Abschnitt: 5.4) zeigen realistische Werte über alle geographischen Breiten und sind mit Abschätzungen anderer Arbeiten vergleichbar. In den hier präsentierten Ergebnissen sind die diffusiven Wärmefflüsse von untergeordneter Größenordnung im Vergleich zu den advektiven. Für die Güte der Wärmetransporte spricht ebenfalls, dass der geringe Wärmetransport über den Schnitt 24°N im Jahr 2004, mit Werten von 1,1 bis 1,2 PW, rekonstruiert werden konnte. Bryden et al. (2005) bestimmten aus Messungen den Wärmetransport im Jahr 2004 über den Schnitt von ca. 25°N zu 1,1 PW. Die Notwendigkeit der Altimetriedaten zeigt sich in der Beeinflussung der Modellzirkulation. Erst durch die Berücksichtigung der Altimetriedaten ergeben sich zur Literatur vergleichbare Wärmetransporte. Die Argo-Daten allein können diese Information nicht liefern. Wie auch in Bryden et al. (2005) konnte die zeitliche Abnahme des Wärmetransportes nach Norden (in Bryden et al. (2005) über die Sektion von ca. 25°N) gezeigt werden, wenn auch in den inversen Lösungen ausgeprägter zwischen 30°N und 50°N . Ein wesentlicher Teil der Variabilität und des Trends der Wärmetransporte wird durch Änderungen der Zirkulation bestimmt. Das dominante Signal des Trends der meridionalen Umwälzzirkulation (MOC) über die Periode 2002 bis 2008 ist ein negativer Trend zwischen 25°N und 40°N .

Trotz der guten Übereinstimmungen zu anderen Arbeiten sollte beachtet werden, dass die Ableitung von Trends auf Grundlage solch kurzer und sehr variabler Zeitreihen sehr kritisch ist. Die zugrundeliegende Variabilität der Zeitreihen ist in der kurzen Periode stets größer als der abgeleitete Trend, daher ist eine Unterscheidung zwischen Trend und zeitlicher Variabilität nicht eindeutig möglich. Streng genommen bleibt als robuste Aussage, dass weitaus längere Zeitreihen, die längere Beobachtungen bedingen, benötigt werden, um sicherere Aussagen über Trends treffen zu können.

Diese Problematik der Ableitung von Trends gilt insbesondere für die Wärmeinhalte, die über die betrachtete Periode besonders große zwischen-jährliche Variabilitäten zeigen. Die Wärmeinhalte sind berechnet als Anomalie zur Referenz der GKK. Die Anomalien des Wärmeinhaltes der oberen Ozeanschichten (bis 2000 m Tiefe) zeigen über die Periode 2002 bis 2008 einen positiven Trend. Dieser basiert auf einer Erwärmung der Schichten zwischen 700 m und 2000 m Tiefe. Die oberen 700 m zeigen einen leichten negativen Trend, der, sofern dieser tatsächlich existiert, durch Zirkulationsänderungen begründet sein kann, wofür auch die gezeigte Abnahme der Wärmetransporte spricht. Der positive Trend in den Wärmeinhaltsanomalien der tieferen Schichten (700m bis 2000m) lässt sich durch Zirkulationsänderungen erklären. Durch Änderungen der Zirkulation wird wärmeres Wasser in der Tiefe nach Süden transportiert. Diese These wird auch durch Trends im Temperaturfeld gestützt, die eine Erwärmung tieferer Schichten (700m bis 2000m) im Norden zeigen.

Die größten Variabilität der Anomalien des Wärmeinhaltes sind zwischen 30°N und 50°N zu finden. Diese Variabilitäten dominieren das Signal des gesamten Nordatlantiks. Der größte positive Trendbeitrag der Wärmeinhaltsanomalie des oberen Ozeans (bis 2000 m Tiefe) stammt hauptsächlich aus dem Bereich 40°N - 60°N . Die übrigen Breiten beeinflussen kaum den Trend des gesamten Nordatlantiks.

ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Der beobachtete Klimawandel verlangt es, unser Klimasystem besser zu verstehen, um in einem späteren Schritt seine weitere Entwicklung vorherzusagen und angemessen reagieren zu können. Um unser Klimasystem besser zu verstehen, werden zwei Wege beschritten. Dies sind Modellierung und Messung von relevanten Prozessen und deren Wechselwirkungen. Eine Vielzahl großer Messprogramme lieferten in den letzten Jahre große Mengen an wertvollen neuen Datensätzen zur Modellvalidierung und -optimierung. Flächendeckende Ozeanbeobachtungen bietet dabei nur die Satellitenfernerkundung, aber auch davon ist es derzeit nicht möglich, Informationen über das Innere der Ozeane abzuleiten. Das Argo-Programm ist seit wenigen Jahren in der Lage, in besserer zeitlicher und räumlicher Auflösung, Messungen aus der Tiefe der Ozeane zu liefern.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die dynamisch konsistente Ableitung der stationären Hydrographie und Zirkulation im Nordatlantik unter Verwendung von Argo Temperatur- und Salzgehaltmessungen und unter Zuhilfenahme der Satellitenaltimetrie.

Zur Darstellung wichtiger Prozesse ist lokal eine hohe zeitliche und räumliche Modelauflösung erforderlich. Im Vergleich dazu ist die Anzahl der in-situ Messungen gering, weiterhin ist die zeitliche und räumliche Verteilung der Ozeanbeobachtungen sehr unregelmäßig. Dies macht eine Nutzung der Messungen in Modellen zu einer Herausforderung. Um beispielsweise instationäre Prozesse zu beschreiben, ist eine hohe zeitlichen und räumliche Auflösung erforderlich. Eine ausreichende Datenabdeckung auf diesen Skalen ist auch heutzutage, abgesehen von Satellitendaten der Meeresoberfläche, noch nicht gegeben, und eine begrenzende Wirkung der Daten auf das Modell kann daher nicht erwartet werden.

Eine ausreichende Datenabdeckung der Argo-Drifter ist auf Jahresbasis gegeben. Die Ableitung einzelner Jahresmittel in der Untersuchungsperiode 1999 bis 2008 hat den Vorteil, dass die dominante jahreszeitliche Variabilität entfällt, wodurch der Zustand des Systems Ozean mit Einschränkungen als stationär angenommen werden kann. Durch diese Annahme entfallen die Zeitableitungen und somit die Beschreibung wichtiger instationärer Prozesse in den Modellgleichungen und das Modellierungsproblem vereinfacht sich entscheidend. Instationäre Prozesse können aber von entscheidender Bedeutung für eine realistische Beschreibung des Ozeans sein. Die Datengrundlage erlaubt allerdings keine höhere zeitliche Auflösung, bei deren Modellierung von einem korrigierenden Einfluss der Daten auf das Modell ausgegangen werden kann.

Unabhängig von der Modellauflösung handelt es sich bei den Argo-Messungen um Punktinformationen. Vor den Hintergrund der hohen Korrelation zwischen sterischer Hö-

he (berechnet aus T und S der Argo-Drifter) und der Meeresoberflächenauslenkung (bestimmt aus Satellitenaltimetriemessungen) werden die Argo-Punktmessungen mit dem flächendeckenden Daten der Satellitenaltimetrie kombiniert. Die Satellitenaltimetrie soll dabei helfen, die Information der Argo-Punktmessungen unter Berücksichtigung der zugrundeliegenden Modellgleichungen dynamisch konsistent zu verbreiten.

Im ersten Teil der vorliegenden Arbeit konnte durch die getrennte Analyse von Argo und Altimetrie gezeigt werden, welchen Einfluss die beiden Datenquellen auf das Modellergebnis haben und wie die beiden Datensätze interagieren.

Die Berücksichtigung der in-situ T und S Messungen der Argo-Drifter bewirkt kleinskalige Änderungen der Modelllösung. Es hat sich gezeigt, dass die Argo-Daten auch ohne Hinzunahme der Altimetrieinformation in der Lage sind, die Differenz zwischen modellierter Oberflächenauslenkung und unabhängigen Altimetriemessung zu reduzieren. Dazu ist allerdings eine ausreichend hohe Argo-Datenabdeckung erforderlich. Dennoch konnte die Konsistenz des Informationsgehaltes beider Datensätze hinsichtlich der Oberflächenauslenkung gezeigt werden. Die Altimetrie selbst ändert die Modellfelder auf großen Skalen und steuert und verbessert so über das Druckfeld direkt die Zirkulation. Die Anpassung an die Altimetriedaten wird über barotrope Änderungen in T und S erzielt, was im Vergleich zu den unabhängigen Argo-Daten, eine zu warme Modelllösung zur Folge hat. Bei der Kombination beider Datensätze sind die Argo-Daten in der Lage, durch die enthaltene barokline Information, die Vertikalstruktur von T und S bereitzustellen und so, teilweise den Fehler der zu warmen Modelllösung zu verringern.

Die beiden Datenquellen ergänzen sich im Informationsgehalt, wovon die Qualität der Modelllösung profitiert. Einerseits konnte gezeigt werden, dass durch die Berücksichtigung der Altimetrie eine Regularisierung der Argo-Punktinformation erreicht wird - die Altimetrie liefert die Information, wie die Argo-Daten zu „glätten“ sind. Des Weiteren verbessert die Altimetrie entscheidend die Zirkulation. Andererseits stellen die Argo-Daten die Vertikalstruktur der T und S Änderungen bereit.

Die Kombination beider Datensätze auf dynamisch konsistente Weise führt zu einer Hydrographie und Zirkulation, die den Modellgleichungen entspricht und gleichzeitig minimale Abweichungen zu den Messungen im Sinne der kleinsten Quadrate zeigt. Diese abgeleiteten stationären Jahresmittellösungen zeigen eine verbesserte Hydrographie und Zirkulation im Vergleich zur Referenzlösung.

Diese verbesserten hydrographischen Felder erlauben eine Analyse verschiedener Parameter, wie Meeresspiegelanstieg, Wärmetransporte oder Wärmeinhalte, sowie deren zeitliche Entwicklung, die vor dem Hintergrund des Klimawandels derzeit von besonderem Interesse sind.

Die Untersuchung der zwischenjährlichen Anomalien der Oberflächenauslenkung können bei ausreichender Datenabdeckung auch von den Argo-Messungen allein reproduziert werden. Diese Abdeckung ist für die hier angestellten Analysen ab den Jahr 2002 gegeben. Die zwischenjährlichen Anomalien der Oberflächenauslenkung werden in den Simulationen hauptsächlich durch Anpassungen der sterischen Komponente erzielt. Trendanalysen von Oberflächenauslenkung und barotroper Stromfunktion zeigen bei Hinzunahme der Al-

timetriedaten eine deutliche Tripol-Struktur. Eine weitere Untersuchung der Variabilität mittels Singulärwertzerlegung (SVD) ergab, dass die 1. Mode der Variabilität der Oberflächenauslenkung bzw. der barotropen Stromfunktion, 28% bzw. 35% der Variabilität beschreiben. Auf eine physikalische Interpretation der durch die 1. Mode beschriebenen Variabilität durch bekannte Oszillationen (wie z.B. die NAO) wurde aufgrund der sehr kurzen Zeitserie verzichtet.

Über die Oberflächenauslenkung wird direkt die Zirkulation beeinflusst. Die Untersuchung der Transportvariabilitäten ergab, dass diese hauptsächlich durch Änderungen der vertikal integrierten potentiellen Energie bestimmt werden. Die Altimetrie beeinflusst die Transportvariabilitäten stärker als die Argo-Daten. Die Änderungen im Bodendruck sind klein im Vergleich zu Anomalien der Oberflächenauslenkung oder des hydrostatischen Drucks. Sie kommen aus der Altimetrieinformation, da diese die mittlere vertikale (barotrope) Dichtestruktur ändert, und diese hat entscheidenden Einfluss auf die Variabilität der Transporte.

Die erhaltenen Abschätzungen der Wärmetransporte zeigen realistische Werte über alle geographischen Breiten und sind mit Abschätzungen anderer Arbeiten vergleichbar. In den hier präsentierten Ergebnissen sind die diffusiven Wärmeflüsse von untergeordneter Größenordnung im Vergleich zu den advektiven. In der Untersuchungsperiode konnte eine Abnahme der Wärmetransporte nach Norden gezeigt werden, die zwischen 30°N und 50°N am ausgeprägtesten ist. Ein wesentlicher Teil der Variabilität und des Trends der Wärmetransporte wird durch Änderungen in der Zirkulation bestimmt. Das dominante Signal des Trends der meridionalen Umwäzzirkulation (MOC) über die Periode 2002 bis 2008 ist ein negativer Trend zwischen 25°N und 40°N . Trotz der guten Übereinstimmungen zu anderen Arbeiten sollte beachtet werden, dass die Ableitung von Trends auf Grundlage solcher kurzer und sehr variabler Zeitreihen sehr kritisch ist. Die zugrundeliegende Variabilität der Zeitreihen ist in der kurzen Periode stets größer als der abgeleitete Trend, daher ist eine Unterscheidung zwischen Trend und zeitlicher Variabilität nicht eindeutig möglich. Streng genommen bleibt als robuste Aussage, dass weitaus längere Zeitreihen, die längere Beobachtungen bedingen, benötigt werden, um sicherere Aussagen über Trends treffen zu können.

Diese Problematik der Ableitung von Trends gilt insbesondere für die ebenfalls untersuchten Wärmeinhalte. Die Anomalien des Wärmeinhaltes der oberen Ozeanschichten (bis 2000 m Tiefe) zeigen über die Periode einen positiven Trend. Dieser basiert auf einer Erwärmung der Schichten zwischen 700 m und 2000 m Tiefe. Die oberen 700 m zeigen einen leichten negativen Trend, der durch Zirkulationsänderungen begründet sein kann, wofür auch die Abnahme der Wärmetransporte spricht. Die größte Variabilität der Anomalien des Wärmeinhaltes ist zwischen 30°N und 50°N zu finden. Diese Variabilitäten dominieren das Signal des gesamten Nordatlantiks. Der größte positive Beitrag zum Trend der Wärmeinhaltsanomalie des oberen Ozeans (bis 2000 m Tiefe) stammt hauptsächlich aus dem Bereich 40°N - 60°N . Die übrigen Breiten beeinflussen ihn kaum.

Durch die gezeigte hohe Variabilität der untersuchten Parameter wird die Notwendigkeit längerer Zeitreihen deutlich. Für diese Analysen bedarf es auch in der Zukunft

hoch-qualitativer, sowie zeitlich und räumlich hochaufgelöster Messungen, die es erlauben in Verbindung mit Modellen, den Ozean und schließlich das gesamte Klimasystem besser zu verstehen und Auswirkungen des Klimawandels abzuschätzen. Weiterhin zeigt diese Arbeit, dass der Mangel an Daten durch eine Kombination verschiedener Messungen gemindert werden kann.

Weiterführende Arbeiten könnte hinsichtlich der Beschreibung der Kovarianzmatrizen durchgeführt werden, so dass statistische Zusammenhänge einzelner Messungen besser beschrieben werden. In einem ersten Schritt kann dazu versucht werden Korrelationsradian aus den Satellitenaltimetriemessungen abzuleiten. Die Einbindung weiterer Datenquellen wie Oberflächentemperaturen aus Satellitenmessungen, Atmosphärenflüssen für Wärme und Süßwasser und Bodendruckmessungen ist eine weitere Möglichkeit, die Modellierungsergebnisse zu verbessern, und so Fehler der Modelle zu reduzieren. Dies gilt insbesondere für den tiefen Ozean, obwohl die Argo-Messungen Daten bis in 2000 m Tiefe bereitstellen ist der tiefere Ozean weitgehend unbekannt.

LITERATURVERZEICHNIS

- Alderson, S. G. und Killworth, P. D. A Preoperational Scheme for Calculating Sea Surface Height by Bernoulli Inverse of Argo Float Data in the North Atlantic. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Bd. 22(9):S. 1416–1422, 2005. [3]
- Argo Steering Team. On the design and Implementation of Argo - an initial plan for the global array of profiling floats. *International CLIVAR Project Office Report*, Bd. 21, 1998. [2]
- Aviso. The altimeter products were produced by Ssalto/Duacs and distributed by Aviso, with support from Cnes. Aviso. URL <http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>, 2005. [18]
- Bacon, S. Circulation and Fluxes in the North Atlantic between Greenland and Ireland. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 27(7):S. 1420–1435, 1997. [95]
- Bindoff, N., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J., Gulev, S., Hanawa, K., Le Quéré, C., Levitus, V., Nojiri, Y., Shum, C., Talley, L., und Unnikrishnan, A. *Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge University Press 2007). [1, 12, 75]
- Bretherton, F. P., Davis, R. E., und Fandry, C. B. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, Bd. 23(7):S. 559–582, 1976. [2, 21, 46, 47]
- Bryan, F. O. Climate Drift in a Multicentury Integration of the NCAR Climate System Model*. *Journal of Climate*, Bd. 11(6):S. 1455–1471, 1998. [2]
- Bryden, H. L. und Imawaki, S. *Ocean modeling in an eddying regime*, Kap. Ocean Heat Transport, S. 455–474 (American Geophysical Union, Washington, DC, United States (USA) 2008). [89]
- Bryden, H. L., Longworth, H. R., und Cunningham, S. A. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. *Nature*, Bd. 438(7068):S. 655–657, 2005. [97, 110]
- Böning, C. W., Bryan, F. O., Holland, W. R., und Doescher, R. Deep-Water Formation and Meridional Overturning in a High-Resolution Model of the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 26(7):S. 1142–1164, 1996. [41]
- Carter, E. und Robinson, A. Analysis Models for the Estimation of Oceanic Fields. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Bd. 4(1):S. 49–74, 1987. [2]
- Chaigneau, A., Gizolme, A., und Grados, C. Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress In Oceanography*, Bd. 79(2-4):S. 106–119, 2008. [23]

- Chapman, P. The WOCE Data Resource. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Bd. 79(6):S. 1037–1042, 1998. [1]
- Chassignet, E. P. und Marshall, D. P. *Ocean Modelling in an Eddying Regime*, Kap. Gulf Stream Separation in Numerical Ocean Models, S. 39–61 (American Geophysical Union, Washington, DC 2008). [50, 54, 61]
- Coatanoan, C. und De La Villeon, L. P. *In-situ data quality control*. Coriolis Data Centre, 2005. [20]
- Conkright, M. E., Levitus, S., Antonov, J. I., Baranova, O., Boyer, T. P., Garcia, H. E., Gelfeld, R., Johnson, D., Locarnini, R. A., O’Brien, T. D., Smolyar, I., und Stephens, C. *World Ocean Database 2001 and World Ocean Atlas 2001* (American Geophysical Union 2002). [2, 45]
- Danilov, S., Kivman, G., und Schröter, J. A finite-element ocean model: principles and evaluation. *Ocean Modelling*, Bd. 6(2):S. 125–150, 2004. [30, 45]
- Danilov, S., Kivman, G., und Schröter, J. Evaluation of an eddy-permitting finite-element ocean model in the North Atlantic. *Ocean Modelling*, Bd. 10(1-2):S. 35–49, 2005. [30, 45]
- Dantzler, H. L. Potential Energy Maxima in the Tropical and Subtropical North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 7(4):S. 512–519, 1977. [37, 38]
- Eden, C. Eddy length scales in the North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, Bd. 112:S. –, 2007. [37, 38]
- Forget, G. und Wunsch, C. Estimated Global Hydrographic Variability. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 37(8):S. 1997–2008, 2007. [11]
- Gaillard, F., Autret, E., Thierry, V., Galaup, P., Coatanoan, C., und Loubrieu, T. Quality Control of Large Argo Datasets. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Bd. 26(2):S. 337–351, 2009. [20]
- Ganachaud, A. Large-scale mass transports, water mass formation, and diffusivities estimated from World Ocean Circulation Experiment (WOCE) hydrographic data. *J. Geophys. Res.*, Bd. 108:S. –, 2003. [52, 95]
- Ganachaud, A. und Wunsch, C. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing. *Nature*, Bd. 408(6811):S. 453–457, 2000. [84, 95]
- Ganachaud, A., Wunsch, C., Kim, M.-C., und Tapley, B. Combination of TOPEX/POSEIDON data with a hydrographic inversion for determination of the oceanic general circulation and its relation to geoid accuracy. *Geophysical Journal International*, Bd. 128(3):S. 708–722, 1997. [3, 11]
- Gandin, L. S. *Objective analysis of meteorological fields* (Israel Program for Scientific Translations 1965). [47]
- Gilbert, J.-C. und Lemarécha, C. *The Modules M1QN3 and N1QN3. Version 2.0c*. Techn. Ber., INRIA, 1995. [32, 36]
- Gleckler, P. J. und Weare, B. C. Uncertainties in Global Ocean Surface Heat Flux Climatologies Derived from Ship Observations. *Journal of Climate*, Bd. 10(11):S. 2764–2781, 1997. [101]

- Gouretski, V. und Koltermann, K. P. WOCE Global Hydrographic Climatology. *Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg und Rostock, Germany*, S. 52, 2004. [1, 2, 11, 25]
- Greatbatch, R. J., Fanning, A. F., Goulding, A. D., und Levitus, S. A Diagnosis of Interpentadal Circulation Changes in the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, Bd. 96:S. –, 1991. [41]
- Griffies, S. M., Biastoch, A., Böning, C., Bryan, F., Danabasoglu, G., Chassignet, E. P., England, M. H., Gerdes, R., Haak, H., Hallberg, R. W., Hazeleger, W., Jungclaus, J., Large, W. G., Madec, G., Pirani, A., Samuels, B. L., Scheinert, M., Gupta, A. S., Severijns, C. A., Simmons, H. L., Treguier, A. M., Winton, M., Yeager, S., und Yin, J. Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs). *Ocean Modelling*, Bd. 26(1-2):S. 1–46, 2009. [2, 52, 54, 61]
- Griffies, S. M., Böning, C., Bryan, F. O., Chassignet, E. P., Gerdes, R., Hasumi, H., Hirst, A., Treguier, A.-M., und Webb, D. Developments in ocean climate modelling. *Ocean Modelling*, Bd. 2(3-4):S. 123–192, 2000. [2]
- Grötzner, A., Latif, M., und Barnett, T. P. A Decadal Climate Cycle in the North Atlantic Ocean as Simulated by the ECHO Coupled GCM. *Journal of Climate*, Bd. 11(5):S. 831–847, 1998. [6]
- Guinehut, S., Coatanoan, C., Dhomp, A.-L., Le Traon, P.-Y., und Larnicol, G. On the Use of Satellite Altimeter Data in Argo Quality Control. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Bd. 26(2):S. 395–402, 2009. [iii, 5, 12, 20, 23, 67, 68]
- Guinehut, S., Le Traon, P.-Y., und Larnicol, G. What can we learn from Global Altimetry/Hydrography comparisons? *Geophys. Res. Lett.*, Bd. 33:S. –, 2006. [12, 13, 68, 123]
- Hall, M. M. und Bryden, H. L. Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, Bd. 29(3):S. 339–359, 1982. [95]
- Harrison, D. E. On climatological monthly mean wind stress and wind curl fields over the ocean. *J. Climate*, Bd. 2:S. 57, 1989. [26]
- Hecht, M. W. und Smith, R. D. *Ocean modeling in an eddying regime*, Kap. Toward a physical understanding of the North Atlantic; a review of model studies in an eddying regime, S. 213–239 (American Geophysical Union, Washington, DC, United States (USA) 2008). [2, 50]
- Hiller, W. und Kaese, R. Objective analysis of hydrographic data sets from mesoscale surveys. *Earth and atmospheric sciences*, 1983. [2]
- Holland, W. R. Baroclinic and topographic influences on the transport in western boundary currents. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, Bd. 4(1):S. 187–210, 1972. [41]
- Ivchenko, V. O., Danilov, S., Sidorenko, D., Schröter, J., Wenzel, M., und Aleynik, D. L. Steric height variability in the Northern Atlantic on seasonal and interannual scales. *J. Geophys. Res.*, Bd. 113:S. –, 2008. [4, 6, 7, 11, 46, 47, 48, 50, 69]
- Ivchenko, V. O., Danilov, S. D., Sidorenko, D. V., Schröter, J., Wenzel, M., und Aleynik, D. L. Comparing the steric height in the Northern Atlantic with satellite altimetry. *Ocean Science*, Bd. 3(4):S. 485–490, 2007. [iii, 4, 5, 6, 7, 11, 12, 46, 47, 48, 50, 68, 69, 77, 78]

- Ivchenko, V. O., Wells, N. C., und Aleynik, D. L. Anomaly of heat content in the northern Atlantic in the last 7 years: Is the ocean warming or cooling? *Geophys. Res. Lett.*, Bd. 33:S. –, 2006. [4, 6, 7, 11, 46, 47, 48, 50, 69]
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., und Joseph, D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Bd. 77(3):S. 437–471, 1996. [27, 45]
- Klein, B., Molinari, R. L., Muller, T. J., und Siedler, G. A transatlantic section at 14.5N: Meridional volume and heat fluxes. *Journal of Marine Research*, Bd. 53:S. 929–957(29), 1995. [95]
- Latif, M. Dynamics of Interdecadal Variability in Coupled Ocean-Atmosphere Models. *Journal of Climate*, Bd. 11(4):S. 602–624, 1998. [2, 6]
- Lavender, K. L., Brechner Owens, W., und Davis, R. E. The mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic Ocean as measured by subsurface floats. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, Bd. 52(5):S. 767–785, 2005. [47]
- Lavin, A., Bryden, H. L., und Parrilla, G. Meridional transport and heat flux variations in the subtropical North Atlantic. *Global Atmosphere-Ocean System*, Bd. 6:S. 269–293, 1998. [95]
- Leuliette, E. W. und Miller, L. Closing the sea level rise budget with altimetry, Argo, and GRACE. *Geophys. Res. Lett.*, Bd. 36, 2009. [5, 12, 68]
- Levitus, S., Antonov, J., und Boyer, T. Warming of the world ocean, 1955–2003. *Geophys. Res. Lett.*, Bd. 32(2):S. L02604, 2005. [88]
- Levitus, S., Antonov, J. I., Boyer, T. P., und Stephens, C. Warming of the World Ocean. *Science*, Bd. 287(5461):S. 2225–2229, 2000. [22]
- Levitus, S., Antonov, J. I., Wang, J., Delworth, T. L., Dixon, K. W., und Broccoli, A. J. Anthropogenic Warming of Earth’s Climate System. *Science*, Bd. 292(5515):S. 267–270, 2001. [69, 88]
- Levitus, S., Boyer, T. P., und Antonov, J. I. *World Ocean Atlas: 1994 Interannual Variability of Upper Ocean. Thermal Structure. NOAA Atlas NESDIS 5*, Bd. 5 (U.S. Government Printing Office, Washington, DC. 1994). [10, 22]
- Liu, Y. und Thompson, K. R. Predicting Mesoscale Variability of the North Atlantic Using a Physically Motivated Scheme for Assimilating Altimeter and Argo Observations. *Monthly Weather Review*, Bd. 137(7):S. 2223–2237, 2009. [3, 5]
- Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Antonov, J. I., Boyer, T. P., und Garcia, H. E. *World Ocean Atlas 2005* (U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 2006). [2, 3, 16]
- Losch, M., Redler, R., und Schröter, J. Estimating a Mean Ocean State from Hydrography and Sea-Surface Height Data with a Nonlinear Inverse Section Model: Twin Experiments with a Synthetic Dataset. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 32(7):S. 2096–2112, 2002a. [11]

- Losch, M. und Schröter, J. Estimating the circulation from hydrography and satellite altimetry in the Southern Ocean: limitations imposed by the current geoid models. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, Bd. 51(9):S. 1131–1143, 2004. [3, 11]
- Losch, M., Sloyan, B. M., Schröter, J., und Sneeuw, N. Box inverse models, altimetry and the geoid: Problems with the omission error. *J. Geophys. Res.*, Bd. 107:S. –, 2002b. [11]
- Lozier, M. S., Owens, W. B., und Curry, R. G. The climatology of the North Atlantic. *Progress In Oceanography*, Bd. 36(1):S. 1–44, 1995. [2]
- Lumpkin, R. und Speer, K. Large-Scale Vertical and Horizontal Circulation in the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 33(9):S. 1902–1920, 2003. [9, 10, 52, 84, 95]
- Lumpkin, R., Speer, K. G., und Koltermann, K. P. Transport across 48°N in the Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 38(4):S. 733–752, 2008. [9, 10, 52, 84, 95]
- Macdonald, A. M. The global ocean circulation: a hydrographic estimate and regional analysis. *Progress In Oceanography*, Bd. 41(3):S. 281–382, 1998. [95]
- Macdonald, A. M. und Wunsch, C. An estimate of global ocean circulation and heat fluxes. *Nature*, Bd. 382(6590):S. 436–439, 1996. [95]
- Marotzke, J. und Wunsch, C. Finding the Steady State of a General Circulation Model Through Data Assimilation: Application to the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, Bd. 98(C11):S. 20,149–20,167, 1993. [3, 4, 9, 103]
- Martel, F. und Wunsch, C. Combined inversion of hydrography, current meter data and altimetric elevations for the North Atlantic circulation. *Manuscripta Geodaetica*, Bd. 18:S. 219–226, 1993. [3, 11]
- McClean, J., Jayne, S., Maltrud, M., und Ivanova, D. *Ocean modeling in an eddying regime*, Kap. The Fidelity of Ocean Models With Explicit Eddies, S. 149–163 (American Geophysical Union, Washington, DC, United States (USA) 2008). [2, 4]
- McWilliams, J. *Ocean modeling in an eddying regime*, Kap. The Nature and Consequences of Oceanic Eddies, S. 5–15 (American Geophysical Union, Washington, DC, United States (USA) 2008). [2, 4]
- Meehl, G., Stocker, T., Collins, W., Friedlingstein, P., Gaye, A., Gregory, J., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J., Noda, A., Raper, S., Watterson, I., Weaver, A., und Zhao, Z.-C. *Global Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge University Press 2007). [1]
- Mercier, H., Ollitrault, M., und Le Traon, P. Y. An Inverse Model of the North Atlantic General Circulation Using Lagrangian Float Data. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 23(4):S. 689–715, 1993. [3]
- Nechaev, D., Schröter, J., und Yaremchuk, M. A diagnostic stabilized finite-element ocean circulation model. *Ocean Modelling*, Bd. 5(1):S. 37–63, 2003. [30, 45]

- Nocedal, J. Updating Quasi-Newton Matrices with Limited Storage. *Mathematics of Computation*, Bd. 35(151):S. 773–782, 1980. [32]
- Olbers, D. und Eden, C. A Simplified General Circulation Model for a Baroclinic Ocean with Topography. Part I: Theory, Waves, and Wind-Driven Circulations. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 33(12):S. 2719–2737, 2003. [41]
- Rio, M.-H. und Hernandez, F. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *J. Geophys. Res.*, Bd. 109, 2004. [18]
- Roemmich, D. und Gilson, J. The 2004-2008 mean and annual cycle of temperature, salinity, and steric height in the global ocean from the Argo Program. *Progress In Oceanography*, Bd. 82(2):S. 81–100, 2009. [4, 7, 11, 77]
- Sarkisyan, A. S. und Ivanov, V. F. Joint effect of baroclinicity and bottom relief as an important factor in the dynamics of sea currents. *Izv. Acad. Sci., USSR Atmos. Oceanic Phys. (Engl. Transl.)*, Bd. 7:S. 173–178, 1971. [41]
- Sato, O. T. und Rossby, T. Seasonal and Low-Frequency Variability of the Meridional Heat Flux at 36°N in the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 30(3):S. 606–621, 2000. [95]
- Schiller, A. und Willebrand, J. A technique for the determination of surface heat and freshwater fluxes from hydrographic observations, using an approximate adjoint ocean circulation model. *Journal of Marine Research*, Bd. 53(19):S. 433–451, 1995. [9]
- Schröter, J., Losch, M., und Sloyan, B. Impact of the Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer (GOCE) mission on ocean circulation estimates 2. Volume and heat fluxes across hydrographic sections of unequally spaced stations. *J. Geophys. Res.*, Bd. 107:S. –, 2002. [11]
- Sidorenko, D. *The North Atlantic circulation derived from inverse models*. Dissertation, Bremen University, 2005. [5, 30, 41]
- Sidorenko, D., Danilov, S., Kivman, G., und Schroeter, J. On the use of a deep pressure gradient constraint for estimating the steady state ocean circulation from hydrographic data. *Geophys. Res. Lett.*, Bd. 33:S. –, 2006. [42]
- Smith, N. R. The Global Ocean Data Assimilation Experiment. *Advances in Space Research*, Bd. 25(5):S. 1089–1098, 2000. [2]
- Stammer, D. Global Characteristics of Ocean Variability Estimated from Regional TOPEX/POSEIDON Altimeter Measurements. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 27(8):S. 1743–1769, 1997. [37]
- Stammer, D., Wunsch, C., Giering, R., Eckert, C., Heimbach, P., Marotzke, J., Adcroft, A., Hill, C. N., und Marshall, J. Global ocean circulation during 1992-1997, estimated from ocean observations and a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, Bd. 107:S. –, 2002. [2, 3, 8, 10]
- Stammer, D., Wunsch, C., Giering, R., Eckert, C., Heimbach, P., Marotzke, J., Adcroft, A., Hill, C. N., und Marshall, J. Volume, heat, and freshwater transports of the global ocean circulation 1993-2000, estimated from a general circulation model constrained by World Ocean Circulation Experiment (WOCE) data. *J. Geophys. Res.*, Bd. 108:S. –, 2003. [2, 3, 8, 10]

- Stephens, C., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Conkright, M. E., Locarnini, R., und O'Brien, T. D. *World Ocean Atlas 2001, Volume 1: Temperature. NOAA ATLAS NESDIS 49* (U.S. Government Printing Office, Washington, DC. 2001). [47]
- Tanaka, Y. und Hasumi, H. *Ocean modeling in an eddying regime*, Kap. Resolution Dependence of Eddy Fluxes, S. 101–114 (American Geophysical Union, Washington, DC, United States (USA) 2008). [2, 4]
- Tansley, C. und Marshall, D. On the influence of bottom topography and the Deep Western Boundary Current on Gulf Stream separation. *Journal of Marine Research*, Bd. 58(29):S. 297–325, 2000. [2]
- Thacker, W. C. The Role of the Hessian Matrix in Fitting Models to Measurements. *J. Geophys. Res.*, Bd. 94:S. –, 1989. [103]
- Treguier, A. M., Theetten, S., Chassignet, E. P., Penduff, T., Smith, R., Talley, L., Beismann, J. O., und Böning, C. The North Atlantic Subpolar Gyre in Four High-Resolution Models. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 35(5):S. 757–774, 2005. [2, 83]
- Trenberth, K. E., Large, W. G., und Olson, J. G. The effective drag coefficient for evaluating wind stress over the oceans. *J. Climate*, Bd. 2:S. 1507–1516, 1989. [26]
- Tziperman, E., Thacker, W. C., Long, R. B., und Hwang, S.-M. Oceanic Data Analysis Using a General Circulation Model. Part I: Simulations. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 22(12):S. 1434–1457, 1992a. [3, 9, 10, 31, 103]
- Tziperman, E., Thacker, W. C., Long, R. B., Hwang, S.-M., und Rintoul, S. R. Oceanic Data Analysis Using a General Circulation Model. Part II: A North Atlantic Model. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 22(12):S. 1458–1485, 1992b. [3, 9, 10]
- Vossepoel, F. C. Uncertainties in the mean ocean dynamic topography before the launch of the Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer (GOCE). *J. Geophys. Res.*, Bd. 112(C5):S. 0148–0227, 2007. [18]
- Wenzel, M. und Schröter, J. The Global Ocean Mass Budget in 1993-2003 Estimated from Sea Level Change. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 37(2):S. 203–213, 2007. [3]
- Wenzel, M., Schröter, J., und Olbers, D. The annual cycle of the global ocean circulation as determined by 4D VAR data assimilation. *Progress In Oceanography*, Bd. 48(1):S. 73–119, 2001. [3, 8, 10, 11]
- Willebrand, J., Barnard, S., Barnier, B., Beckmann, A., Böning, C., Coulibaly, M., Cuevas, D. d., Dengg, J., Dieterich, C., Ernst, U., Herrmann, P., Jia, Y., Killworth, P., Kröger, J., Lee, M.-M., Provost, C. L., Molines, J.-M., New, A., Oschlies, A., Reynaud, T., und West, L. DYNAMO - Dynamics of North Atlantic Models Simulation and assimilation with high resolution models. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde Kiel*, 1997. [2]
- Willis, J. K. und Fu, L.-L. Combining altimeter and subsurface float data to estimate the time-averaged circulation in the upper ocean. *J. Geophys. Res.*, Bd. 113(C120117), 2008. [5, 12, 22, 68]

- Willis, J. K., Roemmich, D., und Cornuelle, B. Interannual variability in upper ocean heat content, temperature, and thermosteric expansion on global scales. *J. Geophys. Res.*, Bd. 109:S. –, 2004. [22]
- Wilson, S. Launching the Argo Armada. *Oceanus*, Bd. 42:S. 17–19, 2000. [2]
- Wong, A., Keelley, R., Carval, T., und the Argo Data Management Team. *Argo quality control manual*. Coriolis Data Centre, 2.2 Aufl., 2006. [20]
- Woods, J. D. The World Ocean Circulation Experiment. *Nature*, Bd. 314(6011):S. 501–511, 1985. [1]
- Wunsch, C. und Gaposchkin, E. M. On Using Satellite Altimetry to Determine the General Circulation of the Oceans With Application to Geoid Improvement. *Rev. Geophys.*, Bd. 18(4):S. 725–745, 1980. [11]
- Wunsch, C. und Heimbach, P. Estimated Decadal Changes in the North Atlantic Meridional Overturning Circulation and Heat Flux 1993-2004. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 36(11):S. 2012–2024, 2006. [10, 11]
- Wunsch, C. und Heimbach, P. Practical global oceanic state estimation. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, Bd. 230(1-2):S. 197–208, 2007. [8]
- Wunsch, C. und Stammer, D. Satellite altimetry, the marine geoid, and the oceanic general circulation. *ANNUAL REVIEW OF EARTH AND PLANETARY SCIENCES*, Bd. 26:S. 219–253, 1998. [15]
- Wyrtki, K., Magaard, L., und Hager, J. Eddy Energy in the Oceans. *J. Geophys. Res.*, Bd. 81:S. –, 1976. [37, 38]
- Yu, L. und Malanotte-Rizzoli, P. Analysis of the North Atlantic climatologies using a combined OGCM/adjoint approach. *Journal of Marine Research*, Bd. 54:S. 867–913(47), 1996. [9, 10]
- Yu, L. und Malanotte-Rizzoli, P. Inverse Modeling of Seasonal Variations in the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, Bd. 28(5):S. 902–922, 1998. [9, 10]

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

1.1	Korrelationskoeff. SLA/DHA (Guinehut et al. (2006))	12
2.1	Glättungsfehler des WOA05	16
2.2	zeitliche und räumliche Standardabweichung der Temperatur des WOA05	17
2.3	Definition der Altimetrieparameter	18
2.4	Aviso Jahresmittel und Standardabweichung der Wochenlösungen	19
2.5	Argo-Status 14.Mai.2009	20
2.6	Arbeitsweise der Argo-Drifter	21
2.7	vertikale und zeitliche Verteilung der Argo-Daten	22
2.8	Argo Temperatur und Salzgehalt in 120 m Tiefe	24
2.9	Temperatur und Salzgehalt der GKK	25
2.10	zonaler und meridionaler Windstress 2005 und zeitliche Standardabweichung	26
3.1	Modellgitter	29
3.2	Modellschema IFEOM	33
3.3	Argo-Datengewichte für T und S	39
3.4	Altimetriedaten-Gewichte	40
3.5	Anpassung an Druck in der Tiefsee	42
3.6	Effekt der Zwangsbedingung für den Druck in der Tiefsee auf die barotrope Stromfunktion und MOC	43
3.7	Kostenentwicklung der Gur und AltArgo05 Simulation	44
3.8	Randbedingung: barotrope Transporte und Effekt auf barotrope Stromfunktion	46
4.1	Abweichung des Referenzlaufes zur GKK	50
4.2	Simulationsergebnisse der Gur -Simulation	51
4.3	Simulationsergebnisse der AltArgo05 Simulation	53
4.4	Effekte der Argo-Daten-Anpassung	55
4.5	Set-up der Interaktions-Experimente	57
4.6	Vertikalprofile der Interaktions-Experimente (Anomalien für T und S)	58
4.7	α und β des AltArgo Interaktions-Experimentes	59
4.8	Dichte und Geschwindigkeiten des AltArgo Interaktions-Experimentes	60
4.9	Effekte der Altimetrie-Datenanpassung	62
4.10	Differenz und RMS (für T und S) zwischen Gur , Alt05 , AltArgo05 , IvOA und Argo-Daten	63
4.11	Güte der Anpassung an die Altimetriedaten	64
4.12	zeitlich gemittelte Abweichung der Oberflächenauslenkung zwischen AltArgo05 und Altimetriedaten	65
4.13	Güte der Anpassung an die Argo-Daten	65
4.14	RMS (für T und S) zwischen Argo05 , AltArgo05 und WOA05 sowie Argo-Daten	66
4.15	Modellqualität	67

5.1	Anpassung der inversen Lösung und der OA an Argo-Daten	70
5.2	T und S Felder (2005) für AltArgo05 und IvOA05	71
5.3	T und S Anomalien (2006-2005)	72
5.4	Anomalie der sterischen Höhe (2006-2005)	74
5.5	zwischenjährliche Anomalien von Oberflächenauslenkung, sterische Höhe und Bodendruck	75
5.6	zwischenjährliche Anomalie der thermo- und halosterischen Höhe	76
5.7	Beziehung der zwischenjährliche Anomalie von thermo-, halosterischer Höhe und Oberflächenauslenkung	77
5.8	Zeitreihe des Gradient der Oberflächenauslenkung und Trend der Aviso Satellitenaltimetrie (2002 - 2006)	78
5.9	Trend der sterischen Höhe (2002 - 2006)	79
5.10	Trends der barotropen Stromfunktion (2002 - 2006) und (2002 - 2008)	80
5.11	Bestimmtheitsmaß für den linearen Trend von Oberflächenauslenkung und barotroper Stromfunktion	81
5.12	Struktur der Hauptkomponente für Oberflächenauslenkung und barotrope Stromfunktion (AltArgo)	82
5.13	zwischenjährliche Differenz in η	83
5.14	zwischenjährliche Differenz der Satellitenaltimetrie	84
5.15	zwischenjährliche Differenz für T und S zwischen Argo und AltArgo	84
5.16	zwischenjährliche Differenz von barotroper Stromfunktion und vertikal integrierter potentieller Energie	85
5.17	zwischenjährliche Differenz im Bodendruck	86
5.18	Anomalien des Wärmehaltes verschiedener Tiefenschichten	89
5.19	zonal gemittelte Temperatur-Trends AltArgo	91
5.20	Anomalien des Wärmehaltes gemittelt über verschiedene Breitenstreifen	92
5.21	Wärmetransporte AltArgo05 und Vergleich zu Schätzungen der aus der Energiebilanz	94
5.22	Wärmetransporte AltArgo05 und Literaturvergleich	95
5.23	advektiver und diffusiver Wärmetransport der AltArgo05 Simulation	96
5.24	meridionale Wärmetransporte AltArgo	97
5.25	Aufspaltung der meridionalen Wärmetransporte AltArgo	98
5.26	Trend der MOC AltArgo	99
5.27	Verschiedene Betrachtungsweisen der meridionalen Wärmetransporte	100
5.28	Wärmemengeänderungen und meridionaler atmosphärischer Wärmefluss AltArgo05 und Vergleich zu NCEP Reanalyse	102
5.29	Standardabweichung der 50 gestörten Datenfelder für T , S und Oberflächenauslenkung zur Fehlerabschätzung	104
5.30	Verteilungen von Datenstörungen und Modellreaktionen für Oberflächenauslenkung, T und S	105
5.31	Modellreaktion auf die Datenstörung (AltArgo05)	106
5.32	resultierende Unsicherheiten in der MOC und im Wärmetransport	107

TABELLENVERZEICHNIS

4.1	Differenz und RMS der Oberflächenauslenkung zwischen Gur , Argo05 und den Satellitenaltimetrie-Daten	56
4.2	Differenz und RMS (für T und S) zwischen Gur , Alt05 , AltArgo05 , IvOA05 und Argo-Daten	61
5.1	Trends der Anomalien des Wärmehaltes verschiedener Tiefen	90
5.2	Trends der Anomalien des Wärmehaltes verschiedener Breiten	93
5.3	meridionale Wärmetransporte der Sektionen 24°N, 36°N und 48°N	97
5.4	Datenstörungen und die resultierenden Modellreaktionen	108

FORMELZEICHEN UND ABKÜRZUNGEN

μ	Mittelwert
σ	Standardabweichung
σ^2	Varianz
E_{pot}	vertikal integrierte potentielle Energie
S	Salzgehalt
T	Temperatur
ADT	absolute dynamische Topographie
Adv/Diff	Advektion/Diffusion
Argo	Array for Real-time Geostrophic Oceanography
Aviso	Archiving, Validation and Interpretation of Satellites Oceanographic data
DHA	Dynamic Height Anomaly
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
GCM	General Circulation Model
GKK	Gouretzki und Koltermann Klimatologie
GODAE	Global Ocean Data Assimilation Experiment
HC	Heat Content
HT	Heat Transport
IFEOM	Inverse Finite Element Ocean Model
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
MDT	mittlere dynamische Topographie
MOC	Meridionale Umwälzzirkulation - meridional overturning circulation
MT	Mass Transport
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
OA	Objektive Analyse

RB	Randbedingung
RMS	Root Mean Square
SLA	Sea Level Anomaly
STA	Steric Height Anomaly
SVD	Singular Value Decomposition
WCRP	World Climate Research Programme
WGHC	WOCE Global Hydrographic Climatology
WOA01	World Ocean Atlas 2001
WOA05	World Ocean Atlas 2005
WOCE	World Ocean Circulation Experiment

INDEX

- 4D-VAR, 8
- Argo, 2, 11
 - Assimilation, 38, 56
 - Daten, 15, 20
 - Datenkorrektur, 17
 - Gewichtung, 17, 21, 34, 38
- barotrope Stromfunktion, 52
- Bodendruck, 86
- Datenassimilation, 3
- deep pressure constraint, 42, 52
- Fehlerschätzung, 103
 - barotrope Stromfunktion, 105
 - Oberflächenauslenkung, 105
 - Salzgehalt, 105
 - Temperatur, 105
 - Wärmetransport, 107
- Geoid, 18, 40
- Gewichtung, 7, 34
 - Altimetrie, 19, 34, 40
 - Argo, 17, 21, 34, 38
 - deep pressure, 34
 - Hintergrundklimatologie, 34, 36
 - Thermodynamik, 33, 35
- GKK, 25
- Glattheit der Modellfelder, 35
- GODAE, 2
- Hesse-Matrix, 103
- IFEOM, 5, 10
- inverse Methode, 6, 8, 11
- IPCC, 1
- Korrelation, 12
 - Korrelationslänge, 47
- Kostenfunktion, 6, 7, 32, 44
 - Advektions-Diffusions-Gleichung, 33
 - Argo-Daten, 34
 - deep pressure, 34
 - Glattheit, 35
 - Hintergrundklimatologie, 34
 - Satellitenaltimetrie, 34
- Kovarianzmatrix, 8
- Massentransporte, 52
- MOC, 9, 52
 - Trend, 99
- Modellierung, 2
 - inverse, 8
 - prognostisch, 8, 34, 42
- Monte-Carlo-Methode, 103
- NAO
 - barotrope Stromfunktion, 82
- Oberflächenauslenkung, 11, 41, 52, 75
 - halosterisch, 76
 - sterisch, 12, 23, 76
 - thermoterisch, 76
 - Trendanalyse, 78
- objektive Analyse, 2, 46
 - Vergleich zu, 70, 93
- Parametrisierung, 8
- Qualitätskontrolle, 47
 - Argo, 21
- Randbedingung, 31, 45
- Referenzlösung, 50
- Satellitenaltimetrie, 11
 - Assimilation, 40, 61
 - Daten, 15, 18
 - Gewichtung, 19, 34, 40
- Stationarität, 5, 9, 54
- Trendanalyse
 - Oberflächenauslenkung, 78
 - Wärmeinhalt, 88, 93
 - Wärmetransport, 96
- Windstress, 26
- WOCE, 1
- World Ocean Atlas, 3, 38, 47
- Wärmeinhalt, 88
 - Trendanalyse, 88, 93
- Wärmetransport, 94
 - advektiv, 96
 - diffusiv, 96
 - Trendanalyse, 96
- Zustandsschätzung, 8

EIDESSTATTLICHE VERSICHERUNG

Ich versichere an Eides statt, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt habe und alle benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben habe. Die Zusammenarbeit mit anderen Wissenschaftlern habe ich kenntlich gemacht. Diese Personen haben alle bereits ihr Promotionsverfahren abgeschlossen.

Eine Anmeldung der Promotionsabsicht habe ich an keiner anderen Fakultät oder Hochschule beantragt.

DANKSAGUNG

Allen voran möchte ich denjenigen Menschen danken, ohne deren Hilfe diese Arbeit gar nicht möglich gewesen wäre. Ihre Türen standen jederzeit für fachliche, aber auch Fragen privater Natur, offen.

Prof. Peter Lemke, Prof. Rüdiger Gerdes, Prof. Dirk Olbers, Dr. Jens Schröter, Dr. Martin Losch, Dr. Manfred Wenzel, Dr. Sergey Danilov, Dr. Vladimir Ivchenko und Dr. Dmitry Sidorenko - für alle die Hilfe, vielen Dank und большое спасибо! Außerhalb des Alfred-Wegener-Institutes möchte ich mich bei Dr. Stéphanie Guinehut, Dr. Peter Hacker, Dr. Nikolai Maximenko, Dr. Konstantin Lebedev, Dr. John Gilson und Dr. Kevin Trenberth für die Auskunftsbereitschaft und die damit verbundenen Anregungen bedanken.

Weiterhin möchte ich mich bei all den netten Kollegen bedanken, die mich in dieser Zeit begleitet haben. Vor allem Heiko, Silvia, Jan, Florian, Sven, Carmen, Filip, Sandra, Daniela, Ben, Adriana, Madlen, Oli, Stefan und all die Ungenannten.

Für die Rechenzeit und die zur Verfügung gestellten Datensätze danke ich den folgenden Instituten: AWI, ECMWF, NCAR, NOAA, IFREMER, Aviso und Cnes. Gleiches gilt für die benutzte open source Software: `emacs` & `svn`, `netCDF`, `LATEX` und `JabRef`.

Kein Preis ist es wert errungen zu werden, wenn man ihn mit niemand teilen kann!

Ich habe das Glück, viele liebe Menschen um mich zu haben, mit denen ich nun diesen Erfolg teilen kann. Allen voran dich, Janna. Ich danke für deine Unterstützung, deine Motivation, aber auch für deine Zurückhaltung und dein Verständnis.

Sie haben mich mein ganzes Leben begleitet und geleitet, gefordert und beschützt, daher gebührt mein größter Dank meiner Familie. Mein Bruder, Ronny, du warst immer Antrieb für mich, ich glaube unsere gesunde "Konkurrenz" hat uns beide so weit gebracht. Oma, danke für dein Verständnis und deine Liebe. Besonders aber möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, und zwar für einfach **Alles!** Danke

**Renate und Joachim
R i c h t e r**

