



**GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM**  
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

---

# Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

# Modellierung der allgemeinen ozeanischen Dynamik zur Korrektur und Interpretation von Satellitendaten

Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades  
Doktor-Ingenieur (Dr.-Ing.)

an der Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften  
der Technischen Universität Dresden

vorgelegt von  
Dipl.-Ing. Henryk Dobsław

Die vorliegende Dissertation mit dem Titel „Modellierung der allgemeinen ozeanischen Dynamik zur Korrektur und Interpretation von Satellitendaten“ stimmt mit dem Original überein.

Gutachter der Dissertation: Prof. Dr. phil. nat. habil. Michael Soffel  
Prof. Dr.-Ing. habil. Reinhard Dietrich  
Prof. Dr. rer. nat. habil. Jürgen Sündermann

Tag der Einreichung: 11. Mai 2007  
Tag der mündlichen Prüfung: 03. Dezember 2007

# Kurzfassung

Moderne Erdbeobachtungssatelliten ermöglichen die Abtastung der gesamten Erde innerhalb weniger Tage, wodurch mittelfristige und großskalige Aspekte der ozeanischen Dynamik zuverlässig beobachtbar sind. Hochfrequente Variationen können hingegen nicht vollständig aufgelöst werden, weshalb zur Vermeidung von Aliasing-Effekten eine Korrektur dieser Variabilität erforderlich ist. Im Rahmen dieser Arbeit wurde daher mit dem numerischen Ozeanmodell für Zirkulation und Gezeiten (OMCT) die transiente Zirkulation im Weltozean simuliert, um zeitlich hochauflösende Massen- und Meereshöhenfelder für die Korrektur und Interpretation von satellitengestützten Schwerefeld- und Altimeter-Beobachtungen bereitzustellen.

Angetrieben mit hochauflösenden Atmosphärendaten des Europäischen Wetterzentrums ECMWF für den Zeitraum 1958 bis 2005 berücksichtigt das Modell neben der thermohalinen, wind- und druckgetriebenen Zirkulation auch sekundäre Prozesse wie Auflast- und Selbstanziehung der Wassersäule sowie Wechselwirkungen mit Meereis. Die simulierte ozeanische Dynamik konnte anhand von Vergleichen mit ozeanographischen in situ-Beobachtungen und Satellitendaten als realistisch eingeschätzt werden. Auf Basis zahlreicher Langzeitsimulationen durchgeführte Sensitivitätsstudien bestätigen die primäre Bedeutung barotroper Mechanismen für die Entstehung von kurzperiodischen Massenanomalien, während signifikante Änderungen der Meereshöhe auch durch barokline Prozesse im Zusammenhang mit atmosphärisch-ozeanischen Wärme- und Frischwasserflüssen verursacht werden.

Basierend auf den Ergebnissen internationaler Vergleichsstudien wurden die innerhalb dieser Arbeit generierten OMCT-Modelldaten für die Korrektur kurzperiodischer ozeanischer Massenanomalien im Rahmen der Prozessierung monatlicher Schwerefelder der Satellitenmission GRACE ausgewählt. Aktuelle Daten werden daher operationell mit wenigen Tagen Verzögerung berechnet und über das vom GFZ Potsdam betriebene ISDC-Datenportal allgemein zur Verfügung gestellt. Weiterhin wird gegenwärtig eine Nutzung der OMCT-Daten im Rahmen der zukünftigen Schwerefeldmission GOCE sowie für die Reprozessierung der LAGEOS-Beobachtungen vorbereitet.

Gleichzeitig wurden die simulierten Massenanomalien zur Interpretation der monatlichen Schwerefelder der GRACE-Mission herangezogen. In Verbindung mit sterisch korrigierten Jason 1- Altimeterdaten wurden Vergleiche der drei unabhängigen Datensätze sowohl zur Identifikation verlässlicher ozeanischer Massensignale als auch zur Abschätzung individueller Schwächen der unterschiedlichen Datenquellen genutzt. Unter Verwendung weiterer OMCT-Modelldaten wurde darüber hinaus ein Zusammenhang zwischen Massenanomalien und zeitlichen Änderungen der großskaligen barotropen Strömungen im Weltozean nachgewiesen. Diese aufgrund des engen Zusammenhangs mit ozeanischen Wärmetransporten potentiell klimarelevanten Signale sind somit auf monatlichen Zeitskalen erstmals mit den Daten einer einzelnen Satellitenmission beobachtbar.



# Abstract

Modern earth-observing satellites usually allow the sampling of the whole globe within a few days only, providing the opportunity to reliably observe large-scale phenomena of ocean dynamics. However, short-term variability which is not properly sampled has to be corrected for in order to avoid aliasing effects within the final averaged solutions. Therefore, transient ocean dynamics have been simulated in this study by means of the numerical Ocean Model for Circulation and Tides (OMCT) in order to provide short-term ocean mass and sea-surface height anomalies suitable to correct and to interpret satellite observations from altimetry and gravity missions.

Forced by high-resolution atmospheric data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) covering 1958 until 2005, the model is capable in considering the thermohaline, wind-, and pressure-driven circulation as well as secondary effects like loading and self-attraction of the water column or sea-ice interactions. Simulated ocean dynamics have been found to be reliable while comparing them against various in situ and satellite observations. Sensitivity studies confirm that short-term mass variations are predominantly of barotropic origin, while rapid sea-level changes are additionally affected by baroclinic processes primarily connected with time-variable heat and freshwater fluxes.

Based on results from internationally coordinated model comparisons, OMCT has been selected to serve as a background model to correct short-term non-tidal ocean mass variability within the GRACE gravity field processing. Latest model data are therefore calculated in near-realtime and delivered via the ISDC data centre hosted by GFZ Potsdam on a routine basis. Additionally, the application of OMCT data within the processing scheme of the upcoming gravity mission GOCE as well as within the re-processing of the LAGEOS observations is currently under preparation.

In parallel, simulated mass anomalies from OMCT together with sterically corrected satellite altimetry data from Jason 1 have been used to interpret GRACE based monthly mean mass anomalies over the oceans. Beside the identification of individual short-comings of the three independent data sets, comparisons indicate that ocean mass anomalies can be reliably derived from GRACE observations. Moreover, mass anomalies have been related to changes in barotropic currents, providing in turn the opportunity to infer barotropic current anomalies from GRACE gravity fields, and therefore principally allowing to monitor climate relevant changes of oceanic heat transports from satellite observations.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>15</b>
<b>2</b>	<b>Ozeanmodell für Zirkulation und Gezeiten - OMCT</b>	<b>17</b>
2.1	Modellphysik . . . . .	17
2.2	Modellkonfiguration . . . . .	19
2.3	Auflast und Selbstanziehung . . . . .	20
2.4	Massenerhaltung in volumenerhaltenden Ozeanmodellen . . . . .	21
2.5	Meereshöhenvariationen und Massenanomalien . . . . .	22
<b>3</b>	<b>Atmosphärische und hydrologische Antriebsdaten</b>	<b>25</b>
3.1	Einfluss der Atmosphäre auf die ozeanische Zirkulation . . . . .	25
3.2	Die ECMWF-Reanalyse ERA-40 . . . . .	26
3.3	Operationelle ECMWF-Daten . . . . .	27
3.4	Analysen und kurze Vorhersagen . . . . .	28
3.5	Atmosphärisch-ozeanische Wärmeflüsse . . . . .	34
3.6	Frischwassertransporte in die Ozeane . . . . .	37
3.6.1	Atmosphärische Frischwasserflüsse . . . . .	37
3.6.2	Kontinentale Frischwasserflüsse . . . . .	38
3.6.3	Variationen der totalen ozeanischen Masse . . . . .	40
3.7	Atmosphärische Gezeiten . . . . .	44
<b>4</b>	<b>Numerische Simulation der großskaligen ozeanischen Dynamik</b>	<b>47</b>
4.1	Durchgeführte Langzeitsimulationen . . . . .	47
4.2	Temperatur- und Salzgehaltsvariationen . . . . .	49
4.3	Mittlere ozeanische Dynamik . . . . .	57
4.4	Simulation von Meereis . . . . .	62
4.5	Separation ozeanischer Prozesse . . . . .	66
4.6	Effekte atmosphärisch-ozeanischer Wärmeflüsse . . . . .	70
4.7	Einflüsse von Frischwasser . . . . .	71
4.8	Effekte von Vorhersagen und akkumulierten Winden . . . . .	73
4.9	Ozeanische Reaktion auf atmosphärische Gezeiten . . . . .	74

<b>5</b>	<b>Korrektur hochfrequenter Variationen in Satellitendaten</b>	<b>77</b>
5.1	Aliasing hochfrequenter Variationen . . . . .	77
5.2	Identifikation relevanter ozeanischer Prozesse . . . . .	78
5.2.1	Hochfrequente und mittlere monatliche Massenverlagerungen . . . . .	79
5.2.2	Hochfrequente und mittlere monatliche Meereshöhenvariationen . . . . .	82
5.3	Korrekturdaten für GRACE . . . . .	84
5.3.1	Operationelle ECMWF-Daten . . . . .	85
5.3.2	Ein barotropes Ozeanmodell: PPHA . . . . .	85
5.3.3	OMCT-Modelldaten für GRACE . . . . .	86
5.4	Korrekturdaten für weitere Schwerefeldmissionen . . . . .	86
5.5	Anwendungsmöglichkeiten in der Satellitenaltimetrie . . . . .	87
<b>6</b>	<b>Ozeanische Massenanomalien aus Satellitenbeobachtungen</b>	<b>89</b>
6.1	Monatliche Massenanomalien aus GRACE-Beobachtungen . . . . .	89
6.2	Sterisch korrigierte Jason 1-Meereshöhenvariationen . . . . .	90
6.3	Anpassung der räumlichen Auflösung . . . . .	92
6.4	Modellierung und Beobachtung ozeanischer Massenanomalien . . . . .	93
6.5	Druckgradienten und barotrope Strömungen . . . . .	97
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>101</b>
	<b>Literatur</b>	<b>105</b>

# Tabellenverzeichnis

3.1	Zusammenstellung atmosphärischer Antriebsfelder aus ECMWF-Daten. . . . .	29
4.1	Modelloptionen der OMCT-Langzeitsimulationen. . . . .	48
4.2	Antriebsoptionen der OMCT-Langzeitsimulationen. . . . .	48
6.1	Korrelationen und Standardabweichungen ozeanischer Massenanomalien aus Jason 1, GRACE und OMCT. . . . .	96
6.2	Korrelationen und Standardabweichungen ozeanischer Massenanomalien aus Altimeterbeobachtungen mit unterschiedlichen Korrekturen der sterischen Effekte. . . . .	97



# Abbildungsverzeichnis

3.1	Luftdruck, 2m-Temperatur und Windschubspannung aus ERA-40. . . . .	30
3.2	Unterschiede zwischen operationellen ECMWF-Daten und ERA-40. . . . .	31
3.3	Unterschiede zwischen von Analysen und Vorhersagen aus ERA-40. . . . .	32
3.4	Luftdruck, 2m-Temperaturen und Windschubspannungen aus den operationellen ECMWF-Daten. . . . .	33
3.5	Unterschiede zwischen instantanen und akkumulierten Windschubspannungen. . . .	34
3.6	Sensible und latente Wärme sowie Netto-Strahlung aus ERA-40. . . . .	35
3.7	Unterschiede der Wärmeflüsse aus ERA-40 und operationellen ECMWF-Daten. . . .	36
3.8	Atmosphärische Frischwasserflüsse. aus ERA-40 und den operationellen ECMWF- Daten. . . . .	38
3.9	Simulierte und beobachtete Abflüsse von Amazonas, Kongo, Mekong und Jenissej. .	39
3.10	Variationen der totalen ozeanischen Masse aus hydrosphärischen Massenanomalien. .	41
3.11	Zeitreihe global integrierter hydrosphärischer Frischwasserflüsse. . . . .	41
3.12	Einfluss trendbereinigter Frischwasserflüsse auf die totale ozeanische Masse. . . . .	42
3.13	Trendbereinigte Variationen der totalen ozeanischen Masse. . . . .	42
3.14	Interannuell bereinigte Variationen der totalen ozeanischen Masse. . . . .	43
3.15	Variationen der totalen ozeanischen Masse aus GRACE-Beobachtungen. . . . .	43
3.16	Atmosphärische Tiden aus operationellen ECMWF-Analysen und -Vorhersagen. . . .	45
3.17	Atmosphärische Tiden aus der Kombination von ECMWF-Analysen und -Vorhersagen.	45
3.18	Tägliche und halbtägige Variabilität in den ECMWF-Kombinationen. . . . .	46
4.1	Langzeitverhalten der global gemittelten potentiellen Temperatur. . . . .	49
4.2	Langzeitverhalten des mittleren globalen Salzgehaltes. . . . .	49
4.3	Langzeitverhalten des mittleren globalen Meeresspiegels. . . . .	50
4.4	Langzeitverhalten der mittleren Meeresoberflächentemperatur. . . . .	51
4.5	Langzeitverhalten der mittleren potentiellen Temperatur in 240 m Tiefe. . . . .	51
4.6	Langzeitverhalten des mittleren Oberflächensalzgehaltes. . . . .	52
4.7	Langzeitverhalten des mittleren Salzgehaltes in 240 m Tiefe. . . . .	52
4.8	Mittelwert und Variabilität der Meeresoberflächentemperaturen. . . . .	53
4.9	Mittelwert und Variabilität der Meeresoberflächensalzgehalte. . . . .	54
4.10	Vertikale Salz- und Temperaturverteilung im Atlantik. . . . .	55
4.11	Vertikale Salz- und Temperaturverteilung im Pazifik. . . . .	56

4.12	Mittelwert und Variabilität der dynamischen Meerestopographie. . . . .	58
4.13	Mittelwert und Variabilität der horizontalen Stromfunktion. . . . .	59
4.14	Mittelwert und Variabilität der vertikalen Stromfunktion. . . . .	60
4.15	Mittlere Transporte durch die Drake-Passage. . . . .	60
4.16	Mittlere Transporte durch die Bering-Straße. . . . .	61
4.17	Mittlere Transporte durch die Florida-Straße. . . . .	61
4.18	Mittlere Meereisbedeckung in der Arktis. . . . .	63
4.19	Mittlere Meereisdicke in der Arktis. . . . .	64
4.20	Zeitliche Variationen der arktischen Meereisbedeckung. . . . .	65
4.21	Mittlere Meereisbedeckung in der Antarktis. . . . .	66
4.22	Mittlere Meereisdicke in der Antarktis. . . . .	67
4.23	Zeitliche Variationen der antarktischen Meereisbedeckung. . . . .	67
4.24	Einfluss von ozeanischen Prozessen auf Meereshöhe und Bodendruck. . . . .	68
4.25	Einfluss von Wärmetransportprozessen auf Meereshöhe und Bodendruck. . . . .	69
4.26	Einfluss von Wärmetransportprozessen auf die Meeresoberflächentemperatur. . . . .	70
4.27	Langzeitverhalten der mittleren Meerestemperatur unter Berücksichtigung verschiedener Wärmetransportprozesse. . . . .	71
4.28	Langzeitverhalten der mittleren Meeresoberflächentemperatur unter Berücksichtigung verschiedener Wärmetransportprozesse. . . . .	71
4.29	Einfluss von Frischwasserflüssen auf Meereshöhe und Bodendruck. . . . .	72
4.30	Einfluss von Frischwasserflüssen auf den Oberflächensalzgehalt. . . . .	72
4.31	Einfluss von Vorhersagen und akkumulierten Winden auf Meereshöhe und Bodendruck. . . . .	73
4.32	Ozeanische Reaktion auf atmosphärische Tiden aus Analysen und Vorhersagen. . . . .	75
4.33	Ozeanische Reaktion auf atmosphärische Tiden aus Kombinationen. . . . .	75
4.34	Einfluss der zeitlichen Auflösung der Atmosphärendaten auf die Meereshöhe. . . . .	76
5.1	Einfluss ozeanischer Prozesse auf die Variabilität des Bodendrucks. . . . .	79
5.2	Einfluss kontinentaler Frischwasserflüsse auf die Variabilität des Bodendrucks. . . . .	81
5.3	Einfluss kontinentaler Frischwasserflüsse auf Massenvariationen in der Arktis. . . . .	81
5.4	Einfluss kontinentaler Frischwasserflüsse auf die mittleren Massenanomalien im Juli. . . . .	81
5.5	Einfluss ozeanischer Prozesse auf die Meereshöhenvariabilität. . . . .	82
5.6	Einfluss von Wärmeübertragungsprozessen auf die Meereshöhenvariabilität. . . . .	83
5.7	Einfluss von Frischwasserflüssen auf die Meereshöhenvariabilität. . . . .	84
6.1	Sterisch induzierte mittlere monatliche Höhenanomalien aus WOA2001 und OMCT. . . . .	91
6.2	Autokorrelationsfunktionen von GRACE-, Jason 1- und OMCT-Massenanomalien. . . . .	92
6.3	Mittlere monatliche Massenanomalien im Januar 2005. . . . .	93
6.4	Mittlere monatliche Massenanomalien im Juni 2005. . . . .	94
6.5	Korrelationen und Standardabweichungen zwischen GRACE, OMCT und Jason 1. . . . .	96
6.6	Bodendruck- und Geschwindigkeitsanomalien im nördlichen Pazifik. . . . .	98

---

6.7	Bodendruck- und Geschwindigkeitsanomalien im Bellingshausen-Becken. . . . .	98
6.8	Mittlere Fehler monatlich gemittelter geostrophischer Geschwindigkeitsanomalien. . .	99
6.9	Geostrophische Geschwindigkeiten im nördlichen Pazifik. . . . .	99
6.10	Geostrophische Geschwindigkeiten im Bellingshausen-Becken. . . . .	99



# Kapitel 1

## Einleitung

Die etwa zwei Drittel der Erdoberfläche bedeckenden Ozeane haben als meridionaler Wärmetransporteur einen herausragenden Einfluss auf die langfristige Entwicklung der atmosphärischen Dynamik. Für verlässliche Prognosen von beispielsweise klimatischen Veränderungen ist somit auch ein umfassendes Wissen über die ozeanische Zirkulation erforderlich. Aufgrund der enormen räumlichen Ausdehnung der Ozeane in Verbindung mit der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität ermöglichen ozeanographische in situ-Beobachtungen lediglich die Analyse ausgewählter Teilaspekte der ozeanischen Dynamik. Erst die Verfügbarkeit satellitengestützter Fernerkundungssensoren erlaubt die Ableitung von Informationen über den transienten Zustand des gesamten Ozeans mit homogener Genauigkeit und hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung. Insbesondere die Daten der Altimetrie-Mission TOPEX/POSEIDON<sup>1</sup> (T/P) wurden intensiv zur Untersuchung dynamischer Prozesse im Weltozean genutzt. Dazu zählen Studien zur raum-zeitlichen Dynamik mesoskaliger Variabilität (Brachet u.a., 2004), zum Effekt ozeanischer Luftdruckauflasten (Wunsch und Stammer, 1998) sowie zu Variationen des ozeanischen Wärmehaushalts (Chambers u.a., 1998) einschließlich interannueller Signale (Witter und Gordon, 1999), welche in Verbindung mit dem Klimaphänomen ENSO<sup>2</sup> gebracht werden konnten (Nerem u.a., 1999).

In Verbindung mit einem numerischen Ozeanmodell konnten die T/P-Daten auch zur Analyse kurzperiodischer Meereshöhenvariationen genutzt werden. Besonders in den sturmreichen mittleren Breiten wurden so Regionen identifiziert, in denen barotrope Variationen auf Zeitskalen von Stunden bis Tagen dominant sind (Fukumori u.a., 1998). Die raum-zeitlichen Abtasteigenschaften von T/P mit einem Wiederholorbit von zehn Tagen sind dabei zur vollständigen Beobachtung sehr hochfrequenter Signale nicht ausreichend, so dass bei der Bildung von mittleren monatlichen Meereshöhenfeldern mit Aliasing-Effekten zu rechnen ist. Zur Vermeidung derartiger Einflüsse wurde die Reduktion kurzperiodischer Signale unter Verwendung numerischer Ozeanmodelle vorgeschlagen (Stammer u.a., 2000; Tierney u.a., 2000). Da barotrope Meereshöhenänderungen mit Massenverlagerungen verbunden sind, beeinflussen diese kurzperiodischen Variationen auch die Messungen des zeitvariablen Schwerefeldes der 2002 gestarteten GRACE-Mission<sup>3</sup> (Tapley u.a., 2004). Für die Berechnung mittlerer monatlicher Schwerefelder wurde daher bereits in der Planung der Auswertestrategie die Anwendung eines De-aliasing-Produktes zur Korrektur kurzperiodischer ozeanischer und auch atmosphärischer Massenvariationen vorgesehen.

Die Daten numerischer Wettervorhersagemodelle sind für die Korrektur atmosphärischer Massen-anomalien gut geeignet. Diese durch die Assimilation verschiedenster Beobachtungen sehr realitäts-nahen Daten sind in hinreichender zeitlicher und räumlicher Auflösung und nahezu in Echtzeit verfügbar. Hingegen existieren für den Ozean bislang keine assimilierten Modelle, die für die Prozessierung von Satellitendaten nutzbar sind. Auf Basis inverser Modellierungsmethoden (Wunsch,

---

<sup>1</sup>Ocean Topography Experiment, <http://sealevel.jpl.nasa.gov>

<sup>2</sup>El Niño-Southern Oscillation

<sup>3</sup>Gravity Recovery and Climate Experiment, <http://www.gfz-potsdam.de/grace>

1996) werden seit etwa 1999 im Rahmen des ECCO-Projektes<sup>4</sup> verschiedenste ozeanographische in situ-Beobachtungen und Satellitendaten unter Verwendung atmosphärischer Antriebsdaten aus NCEP<sup>5</sup>/NCAR<sup>6</sup>-Reanalysen (Kalnay u.a., 1996) in ein numerisches Ozeanmodell assimiliert, um so eine bestmögliche Beschreibung der transienten Dynamik des Ozeans mit hoher zeitlicher Auflösung zu erzielen. Vergleichbare Anstrengungen werden seit 2002 im Rahmen des französischen MERCATOR-Projektes<sup>7</sup> unter Benutzung ähnlicher Beobachtungsdatensätze unternommen. Im Gegensatz zu ECCO steht in diesem Projekt die zeitnahe Verbreitung der ozeanographischen Daten im Vordergrund, um Vorhersagedaten über die Entwicklung der ozeanischen Dynamik auch wirtschaftlich verwerten zu können. In beiden Projekten führt die in der inversen Modellierung notwendige Minimierung einer Kostenfunktion zu einem extrem hohen Bedarf an Rechenkapazität, der die Durchführbarkeit numerischer Experimente oder die Berücksichtigung der Bedürfnisse kleinerer Nutzergruppen stark einschränkt.

Aus diesem Grund wurde für die GRACE-Prozessierung die Berechnung eines ozeanischen De-aliasing-Produktes auf Basis eines freien, barotropen Ozeanmodells vorgesehen (Hirose u.a., 2001). Bei der freien Modellierung wird die ozeanische Zirkulation über die Modellgleichungen direkt aus den atmosphärischen Antriebsdaten abgeleitet. Unzulänglichkeiten in der Modellphysik oder Fehler in den Antriebsdaten können somit nicht über eine Ausgleichung mit Beobachtungen kompensiert werden. Auch im Rahmen des testweisen De-aliasings von Altimeterbeobachtungen wurden bislang vornehmlich barotrope Modelle eingesetzt (siehe beispielsweise Carrere und Lyard, 2003).

Ziel dieser Arbeit ist es, ein baroklines, global definiertes Ozeanmodell so für den operationellen Betrieb vorzubereiten, dass kurzperiodische Massen- und Meereshöhenvariationen mit geringer zeitlicher Verzögerung simuliert werden können. Dabei sind insbesondere die Anforderungen der GRACE-Prozessierung an die Modelldaten zu berücksichtigen und gleichzeitig die Verwendbarkeit der Simulationsergebnisse für die Korrektur von Altimeterbeobachtungen vorzubereiten. Weiterhin sind die simulierten Daten zur Verifikation der GRACE-Massenanomalien über den Ozeanen heranzuziehen, um Abschätzungen über die Qualität der monatlichen Schwerefelder treffen zu können und die Interpretation dieser neuartigen Beobachtungen zu unterstützen.

Dazu wird in dieser Arbeit das globale Ozeanmodell für Zirkulation und Gezeiten (OMCT; Thomas, 2002) verwendet, das speziell an die hier vorliegenden Fragestellungen auf kurzen und mittleren Zeitskalen angepasst wurde (Kapitel 2). Um eine Vergleichbarkeit der Simulationsergebnisse im Zeitbereich zu ermöglichen, wird das Modell mit in Kapitel 3 beschriebenen realistischen Atmosphärendaten des Europäischen Wetterzentrums ECMWF<sup>8</sup> angetrieben. Die simulierte ozeanische Dynamik wird anhand unabhängiger in situ-Daten und Satellitenbeobachtungen ausführlich validiert und es werden zahlreiche Langzeitsimulationen zur Separation der Einflüsse unterschiedlicher dynamischer Prozesse im Ozean auf Massen- und Meereshöhenvariationen durchgeführt (Kapitel 4). Die Untersuchungen konzentrieren sich dabei auf die Jahre 1991 bis 2005, um gleichzeitig den Missionszeitraum von GRACE als auch von T/P und dessen Nachfolger Jason 1 abzudecken. Die Notwendigkeit des De-aliasings transienter atmosphärisch-ozeanischer Massenvariationen wird in Kapitel 5 in Verbindung mit den seit Mitte 2005 in der operationellen GRACE-Prozessierung verwendeten OMCT-Daten beschrieben. Abschließend werden mittlere monatliche Massenanomalien aus GRACE-Beobachtungen und sterisch korrigierten Altimeterdaten abgeleitet und unter Verwendung der OMCT-Modelldaten mit Variationen der großskaligen Strömungssysteme der Ozeane verknüpft (Kapitel 6), so dass erstmals eine direkte Beobachtung der potentiell klimarelevanten Variationen der globalen Meeresströmungen mit Satellitenmethoden möglich wird.

<sup>4</sup>Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, <http://www.ecco-group.org>

<sup>5</sup>US National Centers for Environmental Prediction, <http://www.ncep.noaa.gov>

<sup>6</sup>US National Center for Atmospheric Research, <http://www.ncar.ucar.edu>

<sup>7</sup>MERCATOR operational oceanography, <http://mercator.eu.org>

<sup>8</sup>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, <http://www.ecmwf.int>

## Kapitel 2

# Ozeanmodell für Zirkulation und Gezeiten - OMCT

Die zur Korrektur und Interpretation der Satellitendaten heranzuziehenden ozeanischen Modell-daten werden mit dem globalen numerischen Ozeanmodell OMCT berechnet. Neben einer kurzen Beschreibung der zugrundeliegenden Modellphysik wird in diesem Kapitel besonders auf die für Schwerefeld- und Altimeter-Beobachtungen relevanten Zusammenhänge zwischen Meereshöhenänderungen, Massenvariationen und sterischen Höhenanomalien eingegangen.

### 2.1 Modellphysik

Das numerische Ozeanmodell OMCT basiert auf dem ursprünglich klimatologisch ausgerichteten Zirkulationsmodell Hamburg Ocean Primitive Equation Model (HOPE; Drijfhout u.a., 1996, Wolff u.a., 1997). Zur Untersuchung kurzperiodischer Massenumverteilungen im Weltozean aufgrund der allgemeinen Zirkulation sowie deren Wechselwirkungen mit den lunisolaren Gezeiten wurde das Modell unter Verwendung zeitlich hochauflösender Atmosphärendaten auf die Wetterzeitskala umgestellt und mit einem ephemeridischen Gezeitenmodul gekoppelt (Thomas, 2002). Implementiert sind Effekte von Auflast und Selbstanziehung der Wassersäule sowie ein Meereismodul zur prognostischen Berechnung von Eisdicke, -kompaktheit und -drift. Weitere prognostische Variablen zur Beschreibung der Dynamik im OMCT sind neben der Auslenkung der Meeresoberfläche dreidimensionale Verteilungen von Temperatur, Salzgehalt und den horizontalen Geschwindigkeitskomponenten.

Grundlegend für die Simulation der allgemeinen ozeanischen Dynamik im Modell sind neben der Kontinuitätsgleichung einer inkompressiblen Flüssigkeit und den Erhaltungsgleichungen für Wärme und Salz die unter Anwendung der Boussinesq-Approximation formulierten nichtlinearen Impulserhaltungsgleichungen:

$$\begin{aligned} \frac{d\mathbf{v}_H}{dt} - f(\mathbf{k} \times \mathbf{v}_H) &= \frac{-1}{\rho_0} [\nabla_H(p + \rho_0 g \zeta + p_a)] + \nabla_H A_H \nabla_H \cdot \mathbf{v}_H \\ &+ \frac{\partial}{\partial z} \left( A_V \frac{\partial \mathbf{v}_H}{\partial z} \right) + \nabla_H (\gamma \Phi_A + \Phi_{LSA}). \end{aligned} \quad (2.1)$$

$\mathbf{v}_H = (u, v)$  beschreibt den horizontalen Geschwindigkeitsvektor,  $f$  den Coriolisparameter und  $\mathbf{k}$  einen zenitwärts gerichteten Einheitsvektor.  $\rho_0$  ist eine Referenzdichte für Meerwasser,  $\nabla_H$  der horizontale Nablaoperator,  $p$  der interne Druck und  $\zeta$  die dynamische Auslenkung der Meereshöhe. Auflasteffekte der Atmosphäre werden über den atmosphärischen Bodendruck  $p_a$  in den Impulsgleichungen berücksichtigt, so dass die Annahme einer invers-barometrischen Reaktion des Ozeans auf atmosphärische Auflasten mit dem Modell verifiziert werden kann.  $A_H$  und  $A_V$  bezeichnen einen

horizontalen und vertikalen Koeffizienten zur Beschreibung der mesoskaligen turbulenten Viskosität und  $g$  die mittlere, räumlich und zeitlich invariante Schwerebeschleunigung.  $\Phi_A$  und  $\Phi_{LSA}$  stehen für die Potentialänderungen aufgrund lunisolärer Gezeiten sowie der sekundären Prozesse aufgrund von Auflasteffekten und Selbstanziehung der Wassersäule, wobei über  $\gamma = 1 + k_2 - h_2 = 0,69$  unter Verwendung der Loveschen Zahlen  $k_2$  und  $h_2$  der Einfluss der Erdgezeiten auf die ozeanischen Tiden parametrisiert wird. Die interne Druckverteilung berechnet sich unter Verwendung der hydrostatischen Approximation über

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho. \quad (2.2)$$

Die Sensitivität von numerischen Simulationen der ozeanischen Dynamik auf die Verwendung der Boussinesq- und der hydrostatischen Approximation wurde von Losch u.a. (2004) anhand des MIT-Modells<sup>1</sup> (Marshall u.a., 1997) untersucht. Als Approximationsfehler interpretierte Differenzen zwischen jeweils zwei Modellvarianten mit und ohne Approximation waren für die Boussinesq- und die hydrostatische Approximation etwa gleich groß, während selbst kleine Änderungen in der Parametrisierung kleinskaliger Prozesse Effekte in ähnlicher Größenordnung erreichten (Losch u.a., 2004). Im Hinblick auf die bestehenden Unsicherheiten in der Modellierung der ozeanischen Dynamik ist die Verwendung beider Approximationen derzeit international akzeptierter Standard.

Die Dichteverteilung im Ozean berechnet sich über ein nichtlineares Polynom abhängig von Salzgehalt, Temperatur und Druck (UNESCO, 1983). Vertikale Geschwindigkeiten werden diagnostisch aus der Inkompressibilitätsbedingung mittels

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\nabla_{\mathbf{H}} \cdot \mathbf{v}_{\mathbf{H}} \quad (2.3)$$

abgeleitet. Die Auslenkung der Meereshöhe ergibt sich aus der linearisierten kinematischen Randbedingung über

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = w_{z=0} + Q_{\text{PER}} = \nabla_{\mathbf{H}} \cdot \int_{-h}^0 \mathbf{v}_{\mathbf{H}} dz + Q_{\text{PER}}, \quad (2.4)$$

wobei  $h = h(\phi, \lambda)$  die Wassertiefe am Ort der geographischen Breite  $\phi$  und der geographischen Länge  $\lambda$  angibt und mittels der Quellterme  $Q_{\text{PER}}$  Frischwasserflüsse aufgrund von Niederschlag, Verdunstung und Flusswassertransport an der freien Oberfläche berücksichtigt werden. Horizontale Impulsübertragung aufgrund der Windschubspannung  $\boldsymbol{\tau}$  wird über

$$\rho_0 A_V \left. \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{v} \right|_{z=0} = \boldsymbol{\tau} \quad (2.5)$$

realisiert. An den lateralen Grenzflächen des Ozeans sind no slip-Grenzbedingungen definiert, Energieverluste aufgrund von Reibung am Boden werden unter der Annahme Newton'scher Reibung berücksichtigt. Salzgehalt  $S$  und potentielle Temperatur  $\theta$  werden über die Erhaltungsgleichungen

$$\begin{aligned} \frac{dS}{dt} &= \frac{\partial}{\partial z} \left( D_V \frac{\partial S}{\partial z} \right) + D_H \nabla^2 S + \nabla \cdot (v_D T^2 \nabla_{\mathbf{H}} S), \\ \frac{d\theta}{dt} &= \frac{\partial}{\partial z} \left( D_V \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + D_H \nabla^2 \theta + \nabla \cdot (v_D T^2 \nabla_{\mathbf{H}} \theta) \end{aligned} \quad (2.6)$$

bestimmt.  $v_D$  und  $T^2$  sind dabei numerische Konstanten abhängig von der gewählten Modellkonfiguration,  $D_H$  und  $D_V$  entsprechen den horizontalen und vertikalen Diffusivitätskoeffizienten.

Die Wärmeübertragung zwischen Atmosphäre und Ozean wird im OMCT über eine Newton'sche Kopplung zwischen 2m-Temperaturen  $\theta_{\text{obs}}$  und der Temperatur der obersten Modellschicht  $\theta_1$  realisiert:

$$D_V \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{z=\zeta} = \lambda_{\theta} (\theta_{\text{obs}} - \theta_1), \quad (2.7)$$

<sup>1</sup>Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model, <http://mitgcm.org>

wobei  $\lambda_\theta$  die Relaxationszeit angibt. Alternativ kann die Änderung der Temperatur der obersten Schicht auch über einen Wärmefluss in Verbindung mit der Wärmekapazität der obersten Schicht bestimmt werden.

Stoff-, Impuls- und Wärmeflüsse zwischen Atmosphäre und Ozean werden in hohen Breiten durch die Existenz von Meereis beeinflusst. Das OMCT beinhaltet ein dynamisches, thermodynamisches Meereismodul basierend auf den Arbeiten von Hibler (1979) zur prognostischen Berechnung von Eisdicke, -kompaktheit und -drift. Die Drift des Meereises wird über eine zweidimensionale Impuls-gleichung beschrieben:

$$\frac{d\mathbf{v}_i}{dt} + f(\mathbf{k} \times \mathbf{v}_i) = -g\nabla\zeta + \frac{\boldsymbol{\tau}}{\rho_i h_i} + \frac{\boldsymbol{\tau}_o}{\rho_i h_i} + \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma}_{mn}. \quad (2.8)$$

Meereis der Dicke  $h_i$  und der Dichte  $\rho_i$  hat die Geschwindigkeit  $\mathbf{v}_i$  abhängig von der Windschubspannung  $\boldsymbol{\tau}$  und der Schubspannung aufgrund ozeanischer Strömungen  $\boldsymbol{\tau}_o$  sowie der internen Spannungsverteilung des Eises, repräsentiert durch den Spannungstensor  $\boldsymbol{\sigma}_{mn}$ . Rheologisch wird Meereis als kompressible viskose Flüssigkeit beschrieben, Deformationen aufgrund lateraler Spannungen werden dabei für dickes ( $> 0,5$  m) und dünnes Eis separat modelliert. Interaktionen des Meereises mit dem Ozean sind einerseits durch gegenseitige Beeinflussung der Meereisdicke mit Salzgehalt und Temperatur der obersten Wasserschicht möglich und werden andererseits durch horizontale Impulsübertragung zwischen Meereisdrift und oberflächennahen Strömungen realisiert. Abgesehen von extremen Randlagen schwimmt Meereis frei an der Oberfläche. Masseneffekte werden daher durch Auftriebskräfte kompensiert, und Veränderungen der Masse (Gefrieren und Schmelzen) oder der Dichte (Kompaktion) führen somit nicht zu Änderungen des ozeanischen Bodendrucks. Laterale Druckgradienten hingegen werden innerhalb des Eismodells berücksichtigt und führen zu entsprechender Eisdrift.

Die Frischwasserflüsse  $Q_{\text{PER}}$  werden im OMCT als Volumenfluss innerhalb der kinematischen Randbedingung (Gl. 2.4) berücksichtigt und modifizieren direkt den Salzgehalt in der obersten Schicht. Eine derartige Verwendung von Frischwasserflüssen als natürliche Randbedingung für den Oberflächensalzgehalt wurde bereits von Huang (1993) vorgeschlagen und nachfolgend in verschiedenen Modellen der ozeanischen Zirkulation verwendet (z.B. Roulet und Madec, 2000; Tartinville u.a., 2001; Prange und Gerdes, 2005). Die zeitlich hochauflösenden atmosphärischen Antriebsdaten für das OMCT (Kapitel 3) wurden derart vorbereitet, dass Änderungen der Zirkulation aufgrund atmosphärischer und kontinentaler Frischwasserflüsse separiert werden können.

## 2.2 Modellkonfiguration

Die Modellgleichungen sind auf einem Arakawa C-Gitter (Arakawa und Lamb, 1977) mit einer horizontalen Auflösung von  $1,875^\circ$  in geographischer Länge und Breite und 13 Tiefenschichten variabler Dicke diskretisiert, wobei sechs Schichten die obersten 240 m der Wassersäule repräsentieren. Der Zeitschritt beträgt 30 min. Die verwendete Bathymetrie basiert auf digitalen Geländehöhen des ETOPO5-Datensatzes (NOAA, 1988) mit  $5'$  horizontaler Auflösung, interpoliert auf die Modellauflösung unter Berücksichtigung der Erhaltung von für realistische Gezeitemulationen wichtigen Strombarrieren. Zusätzliche Bathymetriedaten unter den antarktischen Schelfeisgebieten wurden aus einem aktuellen antarktischen Regionalmodell von Padman u.a. (2002) übernommen.

Der Einfluss numerisch bedingter Dissipation auf die Verteilung des Salzgehaltes wird durch eine Relaxation des Oberflächensalzgehaltes an jährliche klimatologische Mittelwerte aus dem WOA2001-Datensatz<sup>2</sup> (Conkright u.a., 2002) kompensiert. Die Relaxationszeit beträgt routinemäßig 38 Tage. Für einzelne Untersuchungen zum Einfluss verschiedener Frischwasserflüsse auf die Zirkulation (Abschnitt 4.7) wird diese auf 180 Tage ausgedehnt.

<sup>2</sup>World Ocean Atlas 2001, [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/pr\\_woa01.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/pr_woa01.html)

Die Wärmeübertragung zwischen Atmosphäre und Ozean wird im Allgemeinen über eine Newton'sche Kopplung an 2m-Temperaturen mit einer Relaxationszeit von 31 Tagen realisiert. Zur Analyse des Einflusses zusätzlicher Wärmetransportprozesse kann die Temperaturänderung der obersten Schicht aber auch direkt aus Wärmefluss und Wärmekapazität abgeleitet werden.

Zur Schaffung eines quasistationären Anfangszustandes der thermohalinen Zirkulation wurde das Modell ausgehend von einem homogenen Ozean über einen Zeitraum von 260 Jahren klimatologisch angetrieben. Hierzu wurden klimatologische Monatsmittelwerte beobachteter Windschubspannungen und dreidimensionaler Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen verwendet (Hellerman und Rosenstein, 1983; Levitus, 1982). Der Endzustand dieses Modelllaufes wurde nachfolgend als gemeinsamer Ausgangspunkt für alle weiteren ozeanischen Simulationen genutzt. Der Echtzeitbezug der Modelldaten wird dabei über den Antrieb des Modells mit zeitlich hochaufgelösten atmosphärischen Daten des ECMWF (siehe Kapitel 3) sichergestellt. Damit wird die in dieser Arbeit angestrebte direkte Vergleichbarkeit von Beobachtungen und numerischen Simulationen im Zeitbereich ermöglicht.

Neben der Reproduktion der ozeanischen Zirkulation ermöglicht das OMCT zusätzlich die Simulation der lunisolaren Gezeiten aufgrund ephemeridisch bestimmter Potentialdifferenzen. Damit wird die Analyse von Wechselwirkungen von Zirkulation und Gezeiten möglich, die beispielsweise auf subsaisonalen bis dekadischen Zeitskalen bis zu 8% der totalen ozeanischen Anregung der Polbewegung erreichen kann (Thomas u.a., 2001). In dieser Arbeit wird auf eine Diskussion dieser Wechselwirkungen allerdings verzichtet, da alle hier diskutierten numerischen Simulationen ohne Gezeitenanregung durchgeführt worden sind.

## 2.3 Auflast und Selbstanziehung

Umverteilungen von Wassermassen in den Ozeanen bewirken zum einen elastische Auflastdeformationen der Erdkruste und zum anderen ein zusätzliches Gravitationspotential. Innerhalb der Impulsgleichungen des OMCT (Gl. 2.1) werden diese Effekte über den zusätzlichen Potentialterm  $\Phi_{\text{LSA}}$  berücksichtigt.

Zur Parametrisierung dieser sekundären Effekte wird der Ansatz von Accad und Pekeris (1978) zugrunde gelegt. Demnach ist im barotropen Fall das Sekundärpotential  $\Phi_{\text{LSA}}$  proportional zur lokalen Auslenkung  $\zeta$  der Meeresoberfläche:  $\Phi_{\text{LSA}} = g\varepsilon\zeta$ , wobei  $\varepsilon$  einen Proportionalitätsfaktor repräsentiert. Im realen Ozean und in baroklinen Modellen existieren allerdings auch dichteinduzierte Höhenänderungen, die kein Massensignal im ozeanischen Bodendruck und damit auch keine zusätzliche Selbstanziehung oder Auflast auf der Erdkruste verursachen. Zur Berücksichtigung dieser baroklinen Effekte wird  $\Phi_{\text{LSA}}$  im OMCT abhängig von der Dichteverteilung in der Wassersäule und somit proportional zum ozeanischen Bodendruck parametrisiert:

$$\Phi_{\text{LSA}} = g\varepsilon \int_{-h}^{\zeta} \frac{\rho}{\rho_0} dz, \quad (2.9)$$

wobei dieser Ansatz im barotropen Sonderfall dem Vorschlag von Accad und Pekeris (1978) entspricht. Mit Hilfe von Sensitivitätsstudien wurde für die hier verwendete OMCT-Modellkonfiguration ein Proportionalitätsfaktor von  $\varepsilon = 0,085$  bestimmt, der im Wesentlichen mit dem Resultat der Untersuchungen von Accad und Pekeris (1978) für einen barotropen Modellozean vergleichbarer räumlicher Auflösung übereinstimmt.

Der Einfluss verschiedener Parametrisierungen von Auflast- und Selbstanziehungseffekten wurde in der Vergangenheit hauptsächlich im Zusammenhang mit der Simulation ozeanischer Gezeiten untersucht (Zahel, 1978, 1991). Neben der klassischen Lösung von Accad und Pekeris (1978) können auch präzisere Berechnungen unter Berücksichtigung der Deformationseigenschaften eines radial-symmetrischen Erdmodells durchgeführt werden. Dabei werden für eine gegebene Massenverteilung

die resultierenden Auflast- und Selbstanziehungseffekte auf die Meereshöhe über eine Faltung mit einer Green'schen Funktion berechnet, welche wiederum über eine Serie von entfernungsabhängigen Auflast-Love-Zahlen dargestellt werden kann (Farrell, 1972).

Die verschiedenen Varianten der Berücksichtigung von  $\Phi_{\text{LSA}}$  in Gezeitenmodellen wurden in jüngerer Zeit von Ray (1998) zusammengefasst, wobei dieser bei höchsten Genauigkeitsansprüchen eine Berechnung über die Auflast-Love-Zahlen empfiehlt. Im Gegensatz zu den gewöhnlich in Partialtidenmodellen verwendeten harmonischen Gleichungen müssen allerdings in Modellen zur Simulation transienter Prozesse die nichtlinearen Impulsgleichungen zu jedem Zeitschritt gelöst werden. Die zusätzliche Berechnung der  $\Phi_{\text{LSA}}$ -Effekte unter iterativer Lösung der Faltung der instantan simulierten Bodendruckverteilung mit den Green'schen Funktionen zu jedem Zeitschritt führt zu einer deutlichen Erhöhung der Rechenzeit, die in keinem angemessenen Verhältnis zu den prognostizierten Genauigkeitssteigerungen steht (siehe auch Stepanov und Hughes, 2004), so dass in der hier verwendeten OMCT-Version weiterhin eine ausschließlich von der lokalen Massenanomalie abhängige Parametrisierung genutzt wird.

## 2.4 Massenerhaltung in volumenerhaltenden Ozeanmodellen

Zeitliche Änderungen des Erdschwerefeldes werden grundsätzlich durch Variationen in der räumlichen Massenverteilung verursacht, weshalb bei Vergleichen mit numerischen Modellen in erster Linie die Entstehung künstlicher Massenvariationen zu vermeiden ist. Solange ein Modell wie das OMCT unter Anwendung der hydrostatischen und der Boussinesq-Approximation auf  $z$ -Koordinaten diskretisiert ist, wird anstelle der Masse das Volumen erhalten, da die prognostische Berechnung der freien Oberfläche über eine Vertikalintegration der Volumenerhaltungsgleichung unter Verwendung der kinematischen Randbedingung durchgeführt wird. Obwohl die zugrundeliegende Zustandsgleichung (UNESCO, 1983) Ausdehnungseffekte der Wassersäule enthält, haben diese keinen Einfluss auf die über die Impulsgleichungen kontrollierte ozeanische Dynamik.

Zur Berücksichtigung sterisch bedingter Vertikalbewegungen in volumenerhaltend formulierten Modellen wurde von Greatbatch (1994) eine Integration der Massenerhaltungsgleichung

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + \nabla_{\mathbf{H}} \cdot \mathbf{v}_{\mathbf{H}} = 0 \quad (2.10)$$

vorgeschlagen. Aus dieser Integration resultiert ein zusätzlicher Term bei der prognostischen Berechnung der Meereshöhe, welcher in zwei Anteile zerlegt werden kann. Zum einen existieren dynamische Effekte analog zum bekannten Modell des Goldsbrough-Stommel-Wirbels, wobei hier eine Veränderung der Wirbelhaftigkeit durch Expansion bzw. Kontraktion der Wassersäule („vortex stretching“) durch eine entsprechende Justierung der planetaren Wirbelhaftigkeit kompensiert wird. Als zweiter Anteil verbleibt ein global homogener und damit dynamisch irrelevanter Offset der mittleren Meereshöhe, der die mittlere dichteinduzierte Höhenanomalie zum jeweiligen Zeitpunkt repräsentiert. Während Greatbatch (1994) den Effekt des Goldsbrough-Stommel-Wirbels als vernachlässigbar einstufte, führen modellinduzierte Schwankungen der totalen ozeanischen Masse zu signifikanten Effekten in den simulierten Massen- und Meereshöheneffeldern und sind daher zu korrigieren.

Im OMCT wird im Anschluss an die Lösung von Impuls- und Zustandsgleichungen der totale ozeanische Bodendruck  $p_{t_0}$  als Maß für die totale ozeanische Masse aus einer globalen Integration des ozeanischen Bodendruckfeldes berechnet:

$$p_{t_0} = g \oint_{\text{Ozean}} \int_{-h}^{\zeta} \rho dz d\Omega, \quad (2.11)$$

wobei  $d\Omega$  das entsprechende ozeanische Flächenelement bezeichnet. Die Differenz der so berechneten totalen ozeanischen Masse abzüglich eventueller Massenänderungen aufgrund von Frischwas-

serflüssen  $Q_{\text{PER}}$  zu einem das mittlere Massenfeld der klimatologischen Simulationen repräsentierenden Referenzwert wird als homogene Massenschicht entsprechend der jeweiligen lokalen Oberflächendichte dem  $\zeta$ -Feld als Massenkorrektur zugeschlagen, um so Massenvariationen aufgrund der Formulierung der Modellgleichungen zu kompensieren.

## 2.5 Meereshöhenvariationen und Massenanomalien

Für die Prozessierung und Interpretation von Altimeter- und Schwerefeld-Satellitendaten sind Modellaussagen über Variationen der Meereshöhe und des atmosphärisch-ozeanischen Massenfeldes relevant. Aufgrund der Anwendung der hydrostatischen Approximation stehen diese im OMCT in einem linearen Zusammenhang, wobei die Meereshöhe von insgesamt drei verschiedenen Faktoren beeinflusst wird. So bewirken Luftdruckvariationen eine Anpassungsreaktion der Meeresoberfläche, lokale Änderungen der Dichte in der Wassersäule führen zu sterisch induzierten Höhenänderungen und Änderungen im ozeanischen Strömungsfeld zu Massenanomalien. Die entsprechenden Daten zur Beschreibung dieser drei Anteile lassen sich aus den OMCT-Modellsimulationen diagnostizieren.

Variationen des Luftdrucks repräsentieren zeitlich veränderliche Auflasten auf der Meeresoberfläche, die zu Änderungen des Meereshöhenfeldes führen (siehe Gl. 2.1). Bei hinreichend langsamen Änderungen dieser Auflasten werden atmosphärische Massenanomalien vollständig in den oberflächennahen Regionen des Ozeans kompensiert. Dieses als invers-barometrischer (IB) Effekt bezeichnete Verhalten ermöglicht bei Kenntnis der globalen Luftdruckverteilung eine Korrektur der beobachteten Meereshöhe um den statischen Effekt der atmosphärischen Auflasten:

$$\zeta_{\text{IB}} = \zeta - \frac{p_a - p_{a0}}{g\rho_0}, \quad (2.12)$$

wobei der mittlere Luftdruck  $p_{a0}$  zu jedem Zeitpunkt als flächengewichtetes Mittel über alle ozeanischen Regionen zu berechnen ist. Auf längeren Zeitskalen als einigen Tagen kann von einer weitgehenden Gültigkeit der invers-barometrischen Approximation zur vollständigen Beschreibung der ozeanischen Reaktion auf atmosphärische Auflasten ausgegangen werden (Wunsch und Stammer, 1998), während auf kürzeren Zeitskalen die dynamischen Effekte dominieren. So ist beispielsweise für atmosphärische Luftdruckvariationen im täglichen und halbtägigen Band (atmosphärische Gezeiten, siehe Abschnitt 3.7) die Annahme eines invers-barometrischen Ausgleichs nicht mehr möglich.

Die dynamischen Effekte des Atmosphärendrucks führen in Kombination mit anderen Prozessen im Ozean zu lateralen Druckgradienten, die über Variationen in den ozeanischen Strömungen zu Änderungen im ozeanischen Massenfeld führen. In Form ozeanischer Bodendruckverteilungen  $p_b$  lassen sich diese Massenvariationen aus OMCT-Simulationen ableiten:

$$p_b = g \int_{-h}^{\zeta} \rho dz + p_a. \quad (2.13)$$

Damit entspricht der ozeanische Bodendruck dem Gesamtsignal der aufliegenden Massen, einschließlich der Atmosphäre, während durch Subtraktion des Luftdruckes  $p_a$  die Masse der Wassersäule berechnet werden kann. Der verbleibende Anteil der Meereshöhenvariationen wird durch Änderungen der Dichteverteilung in der Wassersäule verursacht:

$$h_{\text{st}} = \int_{-h}^{\zeta} \frac{\rho_0 - \rho}{\rho_0} dz. \quad (2.14)$$

Im Meerwasser wird die Dichte im Wesentlichen von Temperatur und Salzgehalt sowie auch geringfügig vom vorherrschenden Druck beeinflusst. Allgemein werden dichteinduzierte Höhenänderungen als sterische Anomalien  $h_{\text{st}}$  bezeichnet, während Höhenanomalien aufgrund ausschließlicher

Änderungen von Temperatur oder Salzgehalt thermosterische bzw. halosterische Anomalien genannt werden.

Für die Prozessierung und Interpretation der Daten von Erdbeobachtungssatelliten sind in erster Linie die Abweichungen verschiedener Größen von ihrem jeweiligen Mittelwert relevant. Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit vor weiterführenden Analysen jeweils ein entsprechendes mittleres Feld subtrahiert:

$$p_{ba} = p_b - \sum_{t=1}^n \frac{1}{n} p_b dt, \quad (2.15)$$

wobei die Wahl des Mittelungsintervalls der spezifischen Fragestellung angepasst ist. Entsprechende Anomalien lassen sich analog auch für sterische Höheneffekte und dynamische Meereshöhen berechnen, wobei diese Größen vor der Untersuchung längerer Zeitreihen gegebenenfalls um einen linearen Trend zu reduzieren sind, um Modelldriften aufgrund von Imbalancen in den atmosphärisch-ozeanischen Wärmeflüssen sowie numerischer Diffusion auszugleichen (siehe auch Kapitel 4).



## Kapitel 3

# Atmosphärische und hydrologische Antriebsdaten

Die Atmosphäre mit ihrer ausgeprägt turbulenten Dynamik und den damit verbundenen Massen- und Energieumverteilungen hat einen bestimmenden Einfluss auf die allgemeine ozeanische Zirkulation. In diesem Kapitel werden die zur numerischen Simulation der ozeanischen Zirkulation verwendeten atmosphärischen Datensätze vorgestellt und in ihrer Relevanz für die Korrektur und Interpretation von Satellitendaten diskutiert. Der Einfluss der kontinentalen Hydrologie auf die ozeanische Dynamik ist dagegen lediglich auf die lokal konzentrierte Zufuhr von Frischwasser über das Flusssystem beschränkt. Die entsprechenden Daten eines hydrologischen Modells werden daher an dieser Stelle ebenfalls kurz dargestellt.

### 3.1 Einfluss der Atmosphäre auf die ozeanische Zirkulation

Die allgemeine ozeanische Zirkulation wird auf kurzen und mittleren Zeitskalen hauptsächlich durch die Atmosphäre beeinflusst. Relevant sind Impulsübertragungen durch Winde und Luftdruck, Massentransporte von Frischwasser über Niederschlag und Verdunstung sowie Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre.

Zur Beschreibung von Einzelkomponenten der atmosphärisch-ozeanischen Kopplung sind verschiedene, im Wesentlichen auf Beobachtungen basierende Datensätze verfügbar. Windgeschwindigkeiten können aus satellitengestützten Scatterometer-Messungen abgeleitet werden (Lungu, 2001), Niederschläge werden im Rahmen von GPCP<sup>1</sup> aus in situ- und satellitengestützten Beobachtungen zu monatlichen Klimatologien aufbereitet (Huffman u.a., 1997). Verdunstungsraten zur Berechnung der Nettotransporte von Frischwasser können aus Satellitendaten in Verbindung mit atmosphärischen Modelldaten abgeleitet werden (Chou u.a., 1997).

Auf ähnliche Art lassen sich auch Informationen über die verschiedenen Anteile atmosphärisch-ozeanischer Wärmeflüsse bestimmen. Im Wesentlichen sind das sensible Wärme aufgrund unterschiedlich warmer Luft- und Wassermassen, latente Wärmeverluste durch Verdunstung von Frischwasser sowie Wärmetransporte durch kurz- und langwellige Strahlung (Yu u.a., 2004). Allerdings sind diese Datensätze untereinander nicht zwingend konsistent, sie unterscheiden sich oft deutlich in ihren zeitlichen und räumlichen Auflösungen und überdecken unterschiedliche Zeiträume und geographische Regionen. Darüber hinaus sind die Daten häufig nur mit einer längeren zeitlichen Verzögerung verfügbar, die eine operationelle Anwendung verhindert.

Numerische Modelle der Atmosphäre versuchen hingegen die Dynamik der Lufthülle in ihrer Gesamtheit zu beschreiben. Während freie atmosphärische Klimamodelle wie ECHAM (Roeckner

---

<sup>1</sup>Global Precipitation Climatology Project, <http://precip.gsfc.nasa.gov/>

u.a., 1992) die atmosphärische Dynamik im stochastischen Sinne reproduzieren, erlauben numerische Wettervorhersagemodelle einen Vergleich mit Beobachtungen im Zeitbereich. Globale Modelle dieser Art werden unter anderem vom ECMWF, NCEP und dem DWD<sup>2</sup> betrieben. Mittels Datenassimilation werden verschiedenartige Beobachtungsdaten mit den Modellgleichungen im Sinne einer Ausgleichung verknüpft, um so zu einer möglichst realitätsnahen Beschreibung des Zustandes und der wahrscheinlichen Entwicklung der Atmosphäre zu gelangen. Im Rahmen der routinemäßigen Wettervorhersage produzieren diese Modelle in regelmäßigen Zeitintervallen Analysen mit anschließenden Vorhersagen.

Einzelne Parameter aus derartigen Modellen sind möglicherweise von geringerer Qualität als die oben genannten speziellen Beobachtungsdatensätze, allerdings sind die Modelldaten in sich konsistent, haben eine homogene zeitliche und räumliche Auflösung und sind verlässlich zeitnah verfügbar. Grundsätzlich können die Daten eines beliebigen Wetterzentrums zur Beschreibung der atmosphärischen Dynamik herangezogen werden. Für die Schwerefeldmission GRACE wurde nach Prüfung der verschiedenen Optionen die Verwendung der ECMWF-Daten für das atmosphärisch-ozeanische De-aliasing festgelegt (Gruber, 2001). Im Rahmen dieser Arbeit werden aus Konsistenzgründen ebenfalls die Reanalysen und operationellen Analysen des ECMWF verwendet.

### 3.2 Die ECMWF-Reanalyse ERA-40

Die Methoden der numerischen Wettervorhersage wurden in den vergangenen 50 Jahren kontinuierlich weiterentwickelt. Erweiterte Computerkapazitäten, ausgefeiltere Strategien zur Vorprozessierung der originären Beobachtungsdaten, verfeinerte physikalische Modelle und verbesserte Assimilationsmethoden erlauben die Prognose globaler dynamischer Prozesse in der Atmosphäre mit zunehmend hoher Genauigkeit. Veränderungen im operationellen Vorhersagemodell, beim ECMWF etwa ein- bis viermal pro Jahr, können aber zu Sprüngen oder veränderten systematischen Fehlern in den atmosphärischen Daten führen, die verlässliche Langzeitanalysen von klimarelevanten Signalen in diesen Daten verhindern. Aus diesem Grund wurden Reanalyse-Projekte initialisiert, in denen mit einem unveränderten Vorhersagemodell ein möglichst langer Zeitraum reprozessiert wurde. Die aktuelle Reanalyse des ECMWF, ERA-40 (Uppala u.a., 2006), wird auch als Reanalyse der zweiten Generation bezeichnet, aufbauend auf den Erfahrungen der vorherigen Reanalysen ERA-15 (Gibson u.a., 1997) und NCEP/NCAR (Kalnay u.a., 1996).

Neben den am ECMWF bereits für die operationellen Analysen verwendeten Daten wurden zusätzliche Beobachtungen aus den Archiven verschiedener weiterer Wetterzentren herangezogen, und für den Assimilationsprozess mit den entsprechenden Kovarianzen versehen. Sofern möglich wurden Satellitendaten direkt als Strahlungsintensitäten in das Modell assimiliert, ohne zuvor Produkte abgeleitet zu haben.

Das zur Berechnung der Reanalyse verwendete numerische Modell basiert auf der Version 23r4 des ECMWF-Modells, das operationell zwischen Juni 2001 und Januar 2002 im Einsatz war. Das Modell ist im Ortsbereich in einem reduzierten Gauß'schen Gitter (Hortal und Simmons, 1991) mit etwa 125 km Punktabstand definiert, das einer Auflösung von T159<sup>3</sup> im spektralen Bereich entspricht. Vertikal ist das Modell in 60 Schichten diskretisiert. Um die Reproduktion der atmosphärischen Gezeiten zu verbessern, wurde der Zeitschritt auf 30 min reduziert. Weiterführende Angaben zur Modellphysik, insbesondere im Vergleich mit dem operationellen ECMWF-Modell und den Reanalysen der ersten Generation, finden sich bei Uppala u.a. (2006). Die Rückwirkungen des Ozeans auf die Atmosphäre werden innerhalb des atmosphärischen Modells über die Kopplung eines ozeanischen Wellenmodells berücksichtigt. Als Antriebsfelder dienen hier extern generierte wöchentliche Beobachtungsdatensätze von Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung.

<sup>2</sup>Deutscher Wetterdienst, <http://www.dwd.de>

<sup>3</sup>T159 entspricht einer Kugelfunktionsentwicklung bis Grad und Ordnung 159

Zusätzlich werden Informationen über signifikante Wellenhöhen aus Altimeterdaten und Bojenbeobachtungen assimiliert.

Aus Kapazitätsgründen wurde auf einen Einsatz der 4D-VAR Assimilationstechnik (Klinker u.a., 2000) verzichtet, vielmehr wurden jeweils um 00:00, 06:00, 12:00 und 18:00 Uhr UTC<sup>4</sup> 3D-VAR-Analysen durchgeführt. Bei dieser Methode werden alle Daten in 6 h-Intervallen um den jeweiligen Analysezeitpunkt zusammengefasst und ohne weiteren Zeitbezug in das Modell assimiliert, während bei 4D-VAR der Zeitpunkt der Beobachtung stundengenau für die Assimilation berücksichtigt wird. Anhand der Kovarianzen von Beobachtungen und Modellgleichungen wird ein optimaler Zustand der Atmosphäre für diesen Zeitpunkt über die Minimierung einer Kostenfunktion berechnet. Ausgehend von dieser Analyse werden jeweils 3-stündig aufgelöste Vorhersagen bis zu 36 h in die Zukunft generiert und für die weitere Verwendung gemeinsam mit den Analysen archiviert.

Die Reanalyse ERA-40 wurde für den Zeitraum September 1957 bis August 2002 berechnet, in dieser Arbeit finden allerdings nur die vollständigen Jahre 1958 bis 2001 Verwendung. Maßgeblich für die Qualität der Reanalysen ist die Verfügbarkeit von Satellitendaten. Erste weltraumgestützte Verfahren werden 1973 verwendet, ab etwa 1979 ermöglichen Satellitenbeobachtungen die homogene Überdeckung großer Teile der Erde. Vergleiche zwischen Analysen und ursprünglichen Beobachtungen zeigen eine mit den Jahren steigende Fähigkeit der Reproduktion der Beobachtungen durch die Reanalysen aufgrund des verbesserten Beobachtungsnetzes. Vergleiche mit den Reanalysen der ersten Generation zeigen den Erfolg der Verbesserungen innerhalb von ERA-40, hauptsächlich aufgrund der verbesserten Assimilationsroutine sowie der höheren räumlichen Auflösung und der verfeinerten Parametrisierungen des physikalischen Modells. Hinsichtlich der Vorhersagefähigkeiten und der Übereinstimmung der Analysedaten mit einem ausgewählten Satz qualitativ hochwertiger Beobachtungsdaten ist die Reanalyse ERA-40 auch den operationellen Analysen des ECMWF bis etwa 1999 überlegen (Uppala u.a., 2006).

Die wichtigsten bislang bekannten Schwächen von ERA-40 sind eine zu starke Brewer-Dobson-Zirkulation in der oberen Atmosphäre sowie eine starke Überschätzung der Niederschläge in tropischen Ozeanregionen. Letztere ist auf die Selektion von Satellitendaten zurückzuführen, die lediglich in wolkenfreien bzw. regenfreien Regionen assimiliert werden. Da die Daten regelmäßig höhere Feuchteanteile indizieren als im Modell enthalten, führt die Assimilationsprozedur zu einer Zunahme der relativen Feuchte im Modell auch in der Umgebung der Beobachtung, was in der folgenden Vorhersage zu starken Niederschlägen führt (Hagemann u.a., 2005). Da im Modell keine Bedingungen für eine ausgeglichene hydrologische Massenbilanz vorgesehen sind, führen derartig starke Regenfälle zu einer Imbalance der Nettoflüsse zwischen Atmosphäre und Ozean sowie der kontinentalen Hydrologie.

ERA-40-Daten werden in verschiedenen Formen für wissenschaftliche Untersuchungen zur Verfügung gestellt. Über die Internet-Seite des ECMWF ist eine auf 2,5° reduzierte Version frei verfügbar<sup>5</sup>, autorisierte Nutzer erhalten die volle räumliche Auflösung über das MARS-System<sup>6</sup> des ECMWF oder aus einer der verschiedenen nationalen Kopien des gesamten Datensatzes. Für Deutschland wird diese am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg vorgehalten<sup>7</sup>.

### 3.3 Operationelle ECMWF-Daten

Während Reanalysen die Untersuchung der atmosphärischen Dynamik über lange Zeiträume ermöglichen, können für tagesaktuelle Anwendungen die operationellen Wettervorhersagedaten verwendet werden. Das operationelle Modell des ECMWF unterliegt dabei ständigen Weiterentwicklungen, um eine möglichst hohe Qualität der numerischen Wettervorhersage zu erzielen. Beispiels-

<sup>4</sup>Universal Coordinated Time

<sup>5</sup><http://data.ecmwf.int/data>

<sup>6</sup>Meteorological Archival and Retrieval System

<sup>7</sup><http://www.mad.zmaw.de>

weise wurde am 12. September 2000 das 4D-VAR Assimilationsfenster von sechs auf zwölf Stunden erhöht und wenig später am 21. November die Modellauflösung auf T511 gesteigert. Eine bedeutende Änderung im Jahr 2006 war die Erhöhung der räumlichen Auflösung des operationellen Vorhersagemodells im spektralen Bereich auf nunmehr T799 bei 91 Schichten in der Vertikalen, verbunden mit weiteren Änderungen in den Assimilationsroutinen. Alle Veränderungen im operationellen Modell werden auf einer Internetseite des ECMWF dokumentiert<sup>8</sup>.

Pro Tag werden für zwei 12h-Intervalle, für die Zeiträume zwischen 03:00 und 15:00 und 15:00 und 03:00 Uhr UTC, 4D-VAR Assimilationszyklen berechnet (Klinker u.a., 2000). Die entsprechenden Beobachtungsdaten werden in 1 h-Intervallen zusammengefasst und so zeit- und ortslokalisiert mit der Modelltrajektorie verknüpft (Persson, 2003). Mit Hilfe dieser Assimilationsprozedur wird ein optimaler transienter Zustand der Atmosphäre berechnet. Aus der endgültigen 12-stündigen Trajektorie werden jeweils um 00:00, 06:00, 12:00 und 18:00 Uhr UTC instantane Felder extrahiert und als Analysen den Endnutzern verfügbar gemacht. Zusätzlich sind sogenannte 4v-Felder mit 3-stündiger Auflösung verfügbar. Diese entstehen durch Anbringen eines auf den Beginn des Assimilationszeitraums interpolierten finalen Analyse-Inkrementes an der vorläufigen Modelltrajektorie<sup>9</sup>. Durch diese Interpolation und durch das Fehlen der Informationen aus der Bodenanalyse sind die 4v-Felder nicht mit den Analysen konsistent, eine Verwendung dieser Felder zum Ableiten von Informationen über die Atmosphäre wird vom ECMWF deshalb nicht empfohlen (C. Maass, ECMWF, pers. Mitteilung, 2005).

Im Anschluss an die Minimierungszyklen werden jeweils Vorhersagen berechnet und mit bis zu drei Stunden zeitlicher Auflösung den Nutzern verfügbar gemacht. Die Qualität der Analysen und Vorhersagen wird routinemäßig überwacht, Verifikationen werden gegen einen international abgestimmten Datensatz qualitativ hochwertiger Beobachtungen durchgeführt. Gleichzeitig werden Vergleiche mit den Resultaten anderer Vorhersagezentren berechnet (Lalurette u.a., 2003). Zusammen mit parallel durchgeführten umfangreichen Sensitivitätsstudien ermöglichen diese Untersuchungen kontinuierliche Weiterentwicklungen am Modell (siehe beispielsweise Jung, 2005; Andersson u.a., 2005).

Die operationellen Daten sind drei Tage nach ihrer Erstellung für wissenschaftliche Zwecke kostenfrei verfügbar, autorisierte Nutzer können diese wie auch die Reanalysen über das MARS-System des ECMWF beziehen. Innerhalb dieser Arbeit werden operationelle Daten ab Januar 2001 verwendet, um die durch die oben angeführten Modellumstellungen im Herbst 2000 eventuell verursachten Trendänderungen in den Daten zu vermeiden und gleichzeitig eine einjährige Überlappung mit den Reanalysen zu sichern. Eventuelle Probleme beim Übergang zwischen den beiden Datensätzen können so zuverlässig erkannt werden.

### 3.4 Analysen und kurze Vorhersagen

Die atmosphärische Dynamik beeinflusst den Ozean über Impulsaustausch (Wind und Luftdruck), atmosphärische Frischwasserflüsse (Niederschlag und Verdunstung) sowie Wärmeaustauschprozesse (sensible Wärme, latente Wärme, Strahlungsbilanz). In den Analysen von ERA-40 und den operationellen Daten werden lediglich instantane Informationen über einzelne Parameter wie Luftdruck und 2m-Temperatur zum jeweiligen Analysezeitpunkt zur Verfügung gestellt. Vorhersagen enthalten hingegen auch zusätzliche Informationen zu Windschubspannungen sowie Wärme- und Frischwasserflüssen in über das Vorhersageintervall akkumulierter Form (Tab. 3.1).

Die zum Antrieb des ozeanischen Zirkulationsmodells notwendigen Windschubspannungen  $\tau$  lassen sich aus den Analysen und den Vorhersagen ableiten:

$$\tau = \rho C_D |\mathbf{U}| \mathbf{U} . \quad (3.1)$$

<sup>8</sup>[http://www.ecmwf.int/products/data/operational\\_system/evolution](http://www.ecmwf.int/products/data/operational_system/evolution)

<sup>9</sup><http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY28r1/Assimilation/Assimilation-15-08.html#wp1022005>

**Tabelle 3.1:** Zusammenstellung der zum Antrieb des OMCT verwendeten Atmosphären Daten aus den Analysen und Vorhersagen des ECMWF.

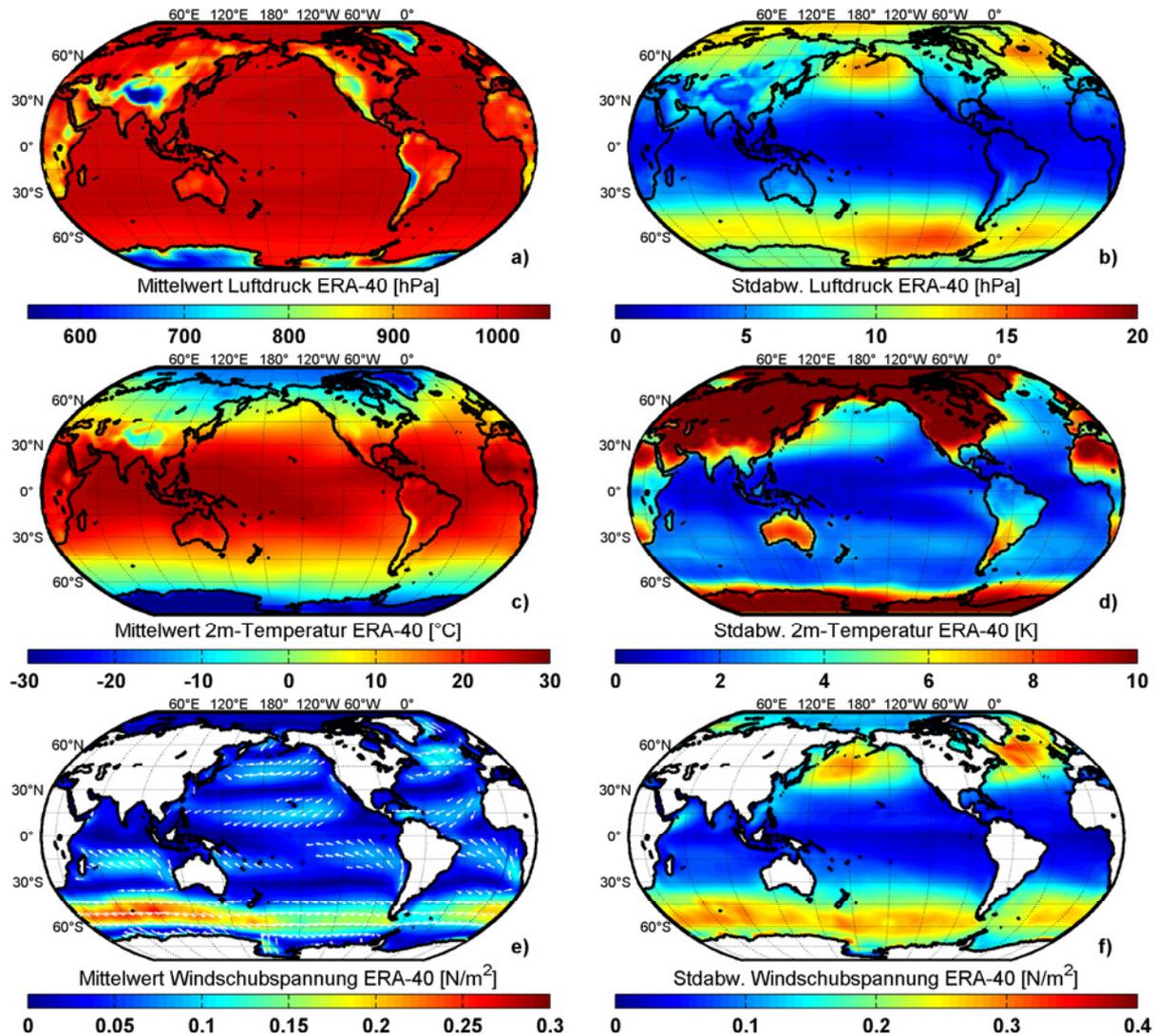
Parameter	Analyse	Vorhersage	akkumuliert	Niveau
Luftdruck	x	x		Oberfläche
Windgeschwindigkeit	x	x		10m Höhe
Windschubspannung		x	x	Oberfläche
2m-Temperatur	x	x		2m Höhe
sensible Wärme		x	x	Oberfläche
latente Wärme		x	x	Oberfläche
solare Strahlung		x	x	Oberfläche
thermische Rückstrahlung		x	x	Oberfläche
Verdunstung		x	x	Oberfläche
konvektiver Niederschlag		x	x	Oberfläche
großskaliger Niederschlag		x	x	Oberfläche
spezifische Feuchte	x	x		unterste Modellschicht
Temperatur	x	x		unterste Modellschicht
Meerestemperatur	x	x		Oberfläche
Charnock	x	x		Oberfläche

Dabei entspricht  $\rho$  der Dichte der Luft,  $\mathbf{U}$  der horizontalen Windgeschwindigkeit an der Oberfläche und  $C_D$  dem Impulstransfer-Koeffizienten, der wiederum von der Windgeschwindigkeit sowie der Stabilität der atmosphärischen Grenzschicht abhängig ist. Praktisch erfolgt die Umwandlung mit einer von A. Beljaars (ECMWF) bereitgestellten Routine, die zu den innerhalb des ECMWF-Modells verwendeten Algorithmen konsistent ist (Beljaars, 1997). Über den Kontinenten erfordert die Ableitung von Windschubspannungen zusätzlich detaillierte Information über die Orographie und Struktur der Erdoberfläche einschließlich der Vegetation, die in der hier vorliegenden Routine nicht berücksichtigt werden und für die in dieser Arbeit vorgesehenen Anwendungen auch nicht erforderlich sind.

Mittelwerte und Variabilitäten der drei gleichzeitig aus Analysen und Vorhersagen verfügbaren atmosphärischen Parameter Luftdruck, 2m-Temperatur und Windschubspannung aus ERA-40 wurden über den Zeitraum 1991 bis 2001 berechnet (Abb. 3.1). Die mittlere Verteilung des Luftdruckes repräsentiert im Wesentlichen die Topographie der Erdoberfläche, in Meereshöhe werden Werte um 1000 hPa erreicht, die geringsten mittleren Luftdrücke gibt es in den Höhenlagen der großen Gebirge und über Inlandeisregionen in der Antarktis und in Grönland. Zeitliche Veränderungen des Luftdruckes beschränken sich primär auf die polaren und gemäßigten Breiten, mit dominanten Variabilitäten über dem Südlichen Ozean im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms (ACC). Die mittleren Standardabweichungen betragen hier bis 20 hPa.

Die Mittelwerte der atmosphärischen 2m-Temperaturen zeigen eine ausgeprägt zonale Verteilung, modifiziert durch die Topographie wichtiger Gebirge sowie die Wärmetransportkapazität der Ozeane. Deutlich wird dieser letzte Punkt unter anderem durch die signifikant höheren mittleren Temperaturen in Nord- und Mitteleuropa verglichen mit nordamerikanischen Regionen in ähnlichen Breiten. Änderungen der Temperaturen über den Ozeanen sind gering im Vergleich zu den kontinentalen Regionen, lediglich im Bereich der westlichen Randströme (zum Beispiel Golfstrom im Nordatlantik, Kuroshio im Nordpazifik) lassen sich stärkere Schwankungen in den 2m-Temperaturen erkennen.

Das mittlere oberflächennahe Windfeld wird von großräumigen atmosphärischen Ausgleichsströmungen dominiert, wie den Passatwinden beiderseits des Äquators sowie ausgeprägten Westwindzonen in den gemäßigten Breiten, mit den höchsten mittleren Windschubspannungen in den

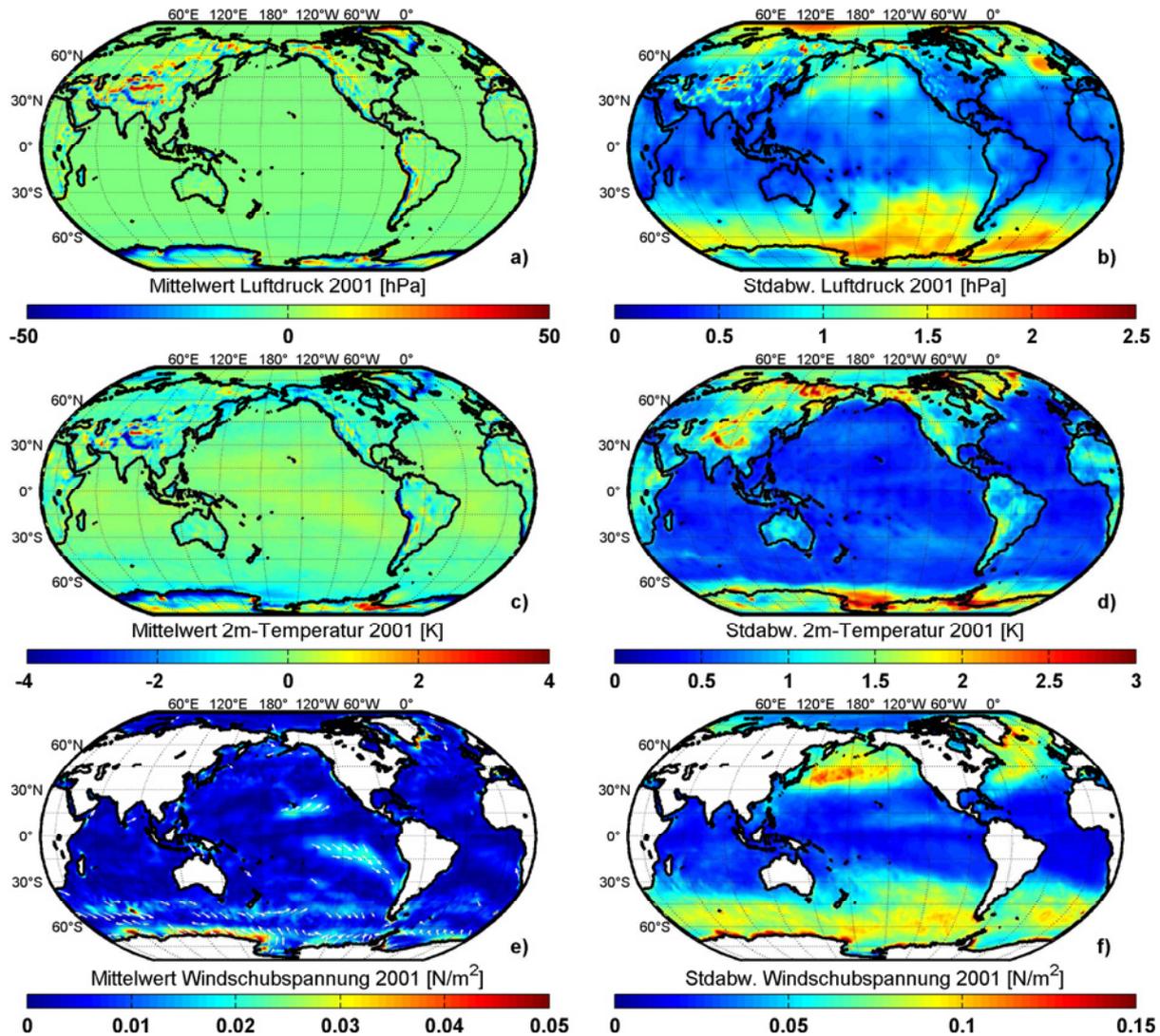


**Abbildung 3.1:** Mittelwert und Standardabweichung ausgewählter atmosphärischer Parameter an der Oberfläche aus ERA-40 für den Zeitraum 1991 bis 2000: Luftdruck (a,b), 2m-Temperatur (c,d) sowie Windschubspannung (e,f).

„brüllenden Vierzigern“ (bei etwa 40°S, Dietrich u.a., 1975, S. 364) im Bereich des ACC. Während die subtropischen Passate sich durch eine relative Stetigkeit in Betrag und Richtung der Winde auszeichnen, dominieren in den mittleren Breiten wechselnde Winde, die zu Variabilitäten in den Windschubspannungen führen, welche die mittleren Winde in vielen Fällen deutlich übersteigen.

Mittelwerte und Standardabweichungen von Luftdruck, 2m-Temperatur und Windschubspannungen für den Zeitraum 2001 bis 2005 aus den operationellen ECMWF-Analysen sind den in Abb. 3.1 gezeigten Ergebnissen für ERA-40 sehr ähnlich und wurden deshalb nicht noch einmal dargestellt. Aussagekräftiger sind vielmehr die Differenzen zwischen ERA-40 und den operationellen Daten im Überlappszeitraum 2001 (Abb. 3.2). Der Mittelwert der Luftdruckdifferenzen kann bis zu 50 hPa betragen, verursacht hauptsächlich durch die deutlich feinere Auflösung der Modellorographie in den operationellen Daten, die eine realistischere Berücksichtigung der stark strukturierten Hochgebirgsregionen erlaubt. Höchste Standardabweichungen im Luftdruck bis 2,5 hPa bestehen vor allem in Regionen mit hoher atmosphärischer Dynamik, verbunden mit einem schwach ausgebauten Netz von in situ-Beobachtungsstationen, wie beispielsweise im Südlichen Ozean im Bereich des ACC, in der Arktis sowie kleinräumig in den Hochgebirgsregionen.

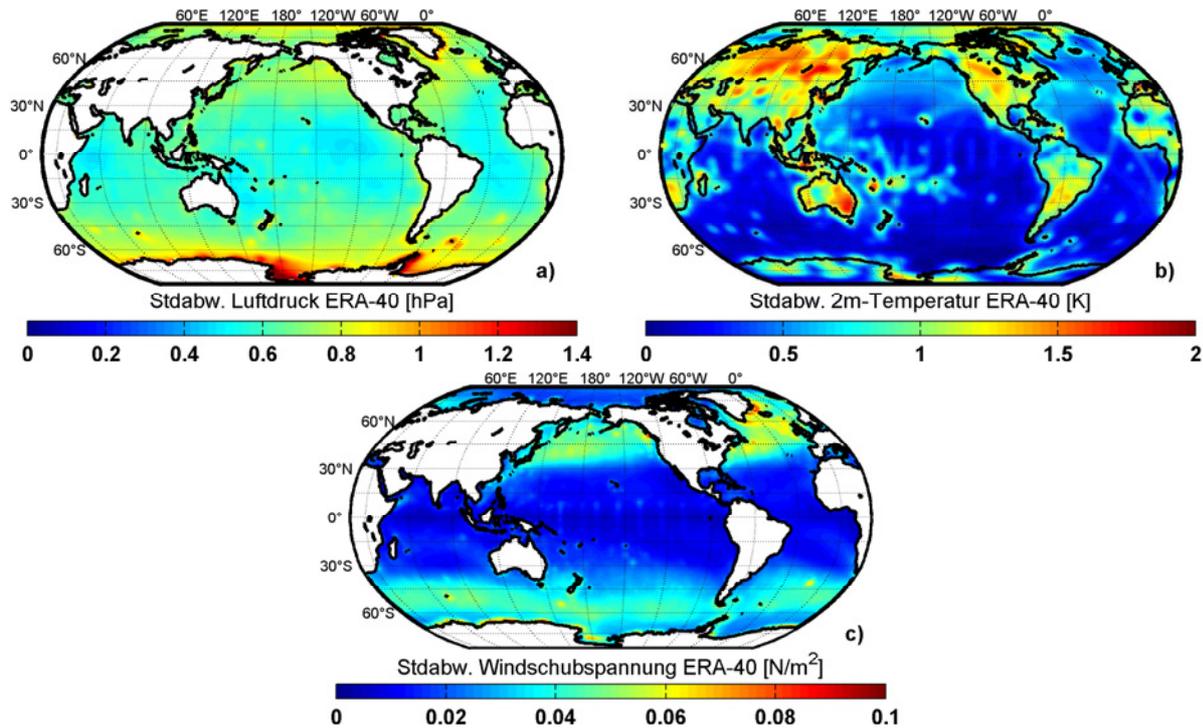
Die Mittelwerte der Differenzen der 2m-Temperaturen zeigen neben dem Einfluss der unterschiedli-



**Abbildung 3.2:** Mittelwert und Standardabweichung der Differenzen ausgewählter atmosphärischer Parameter an der Oberfläche zwischen den ERA-40 Analysen sowie den operationellen ECMWF-Analysen für das Jahr 2001: Luftdruck (a,b), 2m-Temperatur (c,d) sowie Windschubspannung (e,f).

chen Orographie in den Hochgebirgen einen deutlich systematischen Effekt einer etwa 1 K kühleren ERA-40 Atmosphäre im Vergleich zu den operationellen Daten, während subpolare Regionen in unmittelbarer Umgebung des Inlandeises häufig um einige Grade wärmer reproduziert werden. Variabilitäten der Differenzen der 2m-Temperatur sind besonders stark über den Kontinenten ausgeprägt, in ozeanischen Bereichen liegen die Standardabweichungen dagegen unter 1 K mit Ausnahme des Rossmeeres und der Weddellsee, wo regional bis zu 3 K erreicht werden können. Ähnliche Regionen dominieren auch die Abweichungen im Windfeld, im Mittel erkennt man eine Zunahme der Winde in Richtung der kühleren Regionen an den Eisrandlagen sowie eine leichte Abschwächung der pazifischen Passate. Verglichen mit den Variabilitäten sind die mittleren Differenzen allerdings klein, die stärksten Variabilitäten bis  $0,15 \text{ N/m}^2$  werden in den sturmreichen Regionen der gemäßigten Breiten über den Ozeanen erreicht.

Zusätzlich zu den Analysen stehen für die atmosphärischen Parameter Luftdruck, 2m-Temperatur und Windschubspannungen auch kurze Vorhersagen zur Verfügung. Gegenüber den Analysen weisen diese Vorhersagen Abweichungen auf, einerseits verursacht durch Modelldefizite in der Beschreibung der atmosphärischen Prozesse, und andererseits in geringerem Maße auch durch Analysefehler, die beispielsweise durch die Assimilation fehlerhafter oder nicht repräsentativer Daten verursacht werden können. Allerdings können den kurzen Vorhersagen zusätzliche Informationen über die Atmo-

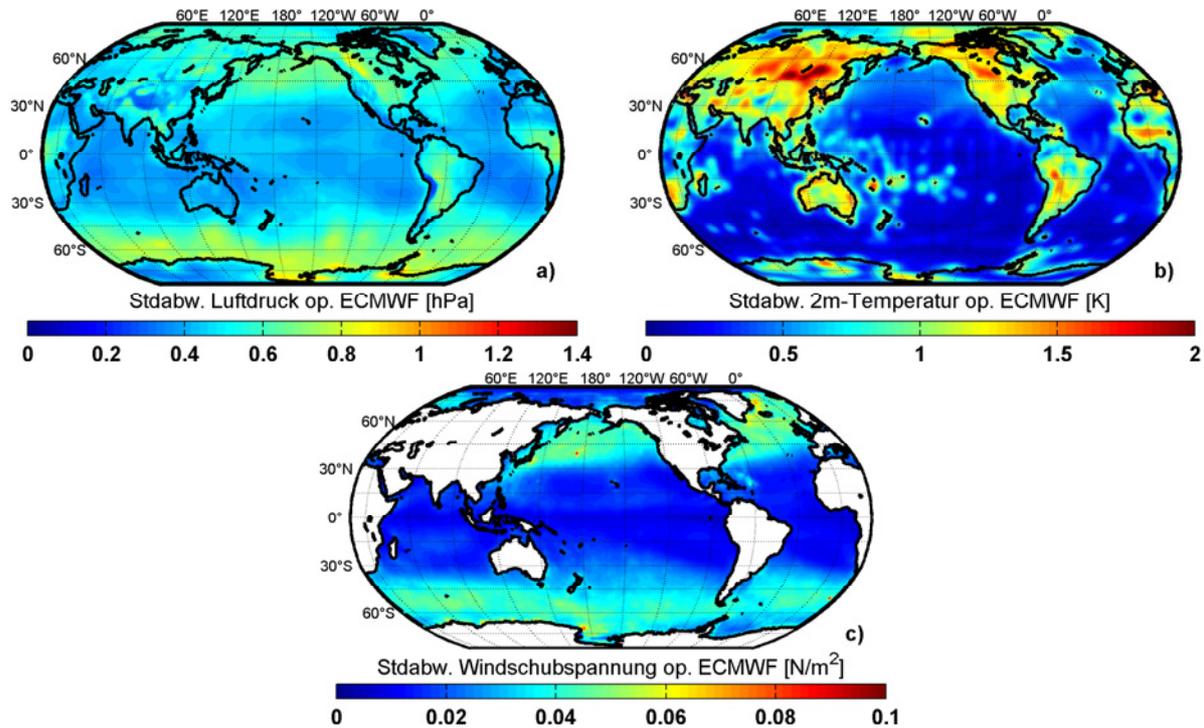


**Abbildung 3.3:** Standardabweichung zwischen Analysen und 6-stündigen Vorhersagen ausgewählter atmosphärischer Parameter an der Oberfläche aus ERA-40 für den Zeitraum 1991 bis 2000: Luftdruck (a), 2m-Temperaturen (b) sowie Windschubspannung (c).

sphäre entnommen werden, die innerhalb der Analysen nicht zur Verfügung stehen. Dazu gehören akkumulierte Informationen über Windschubspannungen sowie Frischwasser- und Wärmeflüsse.

Gleichzeitig lassen sich mit Hilfe der 3-stündig aufgelösten Vorhersagen auch halbtägige Variationen reproduzieren und so das Verhalten der atmosphärischen Gezeiten in diesem Frequenzbereich untersuchen. Zur Einschätzung der Qualität der Vorhersagen werden mittlere Abweichungen zwischen 6-stündigen Vorhersagen und den entsprechenden Analysen für ERA-40 im Zeitraum 1991 bis 2001 berechnet (Abb. 3.3). Orographisch folgender Druck ist innerhalb von ERA-40 lediglich aus den Analysen verfügbar, weshalb aus den Vorhersagen der auf das mittlere Meeresniveau reduzierte Luftdruck genutzt wird. Die Vergleiche ergeben Standardabweichungen der Differenzen von bis zu 1 hPa, höhere Werte finden sich hauptsächlich in Schelfeisregionen, wo signifikante Höhendifferenzen zum mittleren Meeresspiegel zu systematischen Unterschieden führen.

Die Differenzen der 2m-Temperaturen sind im Allgemeinen moderat, hohe Abweichungen finden sich lediglich in der Umgebung verschiedener isoliert liegender Inseln im tropischen Pazifik. In situ-Beobachtungen auf diesen Inseln führen im Assimilationsprozess zu bedeutenden Änderungen in den Modelltemperaturen, die auch auf die angrenzenden ozeanischen Regionen ausstrahlen. Offen bleibt bei dieser Untersuchung, ob es sich dabei tatsächlich um durch die Beobachtung kompensierte Modelldefizite handelt, oder ob vielmehr nicht repräsentative Inselbeobachtungen fälschlicherweise auf die umliegenden ozeanischen Bereiche ausstrahlen. Ähnliche Auffälligkeiten lassen sich auch bei den Windschubspannungen beobachten; im Bereich des ACC lassen sich bei den Kerguelen, den Auckland-Inseln sowie in der Region um Tristan da Cunha regional eng begrenzte Erhöhungen der Standardabweichungen feststellen, die in engem Zusammenhang mit auf diesen Inseln vorliegenden in situ-Beobachtungen zu stehen scheinen. Daneben finden sich die stärksten Abweichungen zwischen Analysen und Vorhersagen in den sturmreichen mittleren Breiten der Ozeane, wobei die höchsten Werte nicht im ACC sondern im Nordatlantik erreicht werden. Aufgrund des gut ausgebauten Beobachtungsnetzes zwischen Nordamerika und Europa und der damit verbundenen hohen Quantität und Qualität der Wetterbeobachtungen in dieser Region ist hier ein positiver Einfluss dieser Beobachtungen auf die realistische Reproduktion der atmosphärischen Dynamik wahrscheinlich,

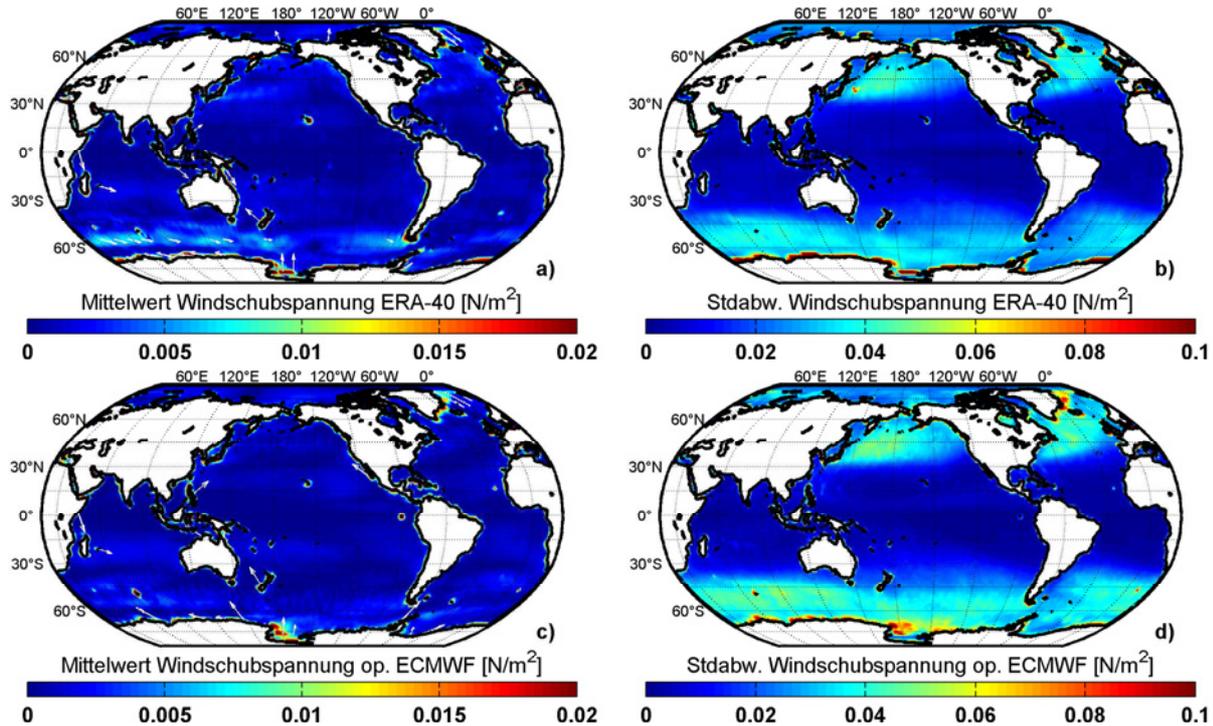


**Abbildung 3.4:** Standardabweichung zwischen Analysen und 6-stündigen Vorhersagen ausgewählter atmosphärischer Parameter an der Oberfläche aus den operationellen ECMWF-Daten für den Zeitraum 2001 bis 2005: Luftdruck (a), 2m-Temperaturen (b) sowie Windschubspannung (c).

weshalb die Differenzen in dieser Region eher als Indikator für die Abweichungen der Vorhersagen vom tatsächlichen Wettergeschehen gewertet werden können.

Entsprechende Vergleiche zwischen Analysen und kurzen Vorhersagen werden auch für die operationellen ECMWF-Daten im Zeitraum 2001 bis 2005 durchgeführt (Abb. 3.4). Durch die Verfügbarkeit von orographisch folgendem Druck in den Vorhersagen ist hier auch die Analyse der Luftdruckabweichungen über den Kontinenten möglich, wobei generell keine signifikanten Unterschiede im Vergleich mit benachbarten Ozeanregionen festgestellt werden können. Global gesehen ist die relative Verteilung der Standardabweichungen den in Abb. 3.3 für ERA-40 gezeigten Ergebnissen sehr ähnlich. Allerdings liegen die Werte in den Tropen im Bereich von 0,3 hPa, was einer durchschnittlichen Halbierung der Vorhersagefehler im Vergleich zu ERA-40 entspricht. Auch die offensichtlichen Probleme in den Randlagen der kontinentalen Eisschilde sind in den operationellen Daten signifikant reduziert. Bei den 2m-Temperaturen können solche Verbesserungen nicht in dieser Deutlichkeit erkannt werden, nach wie vor ist die klare Erhöhung der Vorhersagefehler in der Umgebung verschiedener Inseln festzustellen. Im Bereich der zentralasiatischen Gebirge und Hochländer nördlich des Himalaja ist sogar ein Anstieg der Vorhersagefehler im Vergleich zu den ERA-40-Reanalysen zu erkennen. Bei den Windschubspannungen konnten einige auffällige Peaks in den Vorhersagefehlern von ERA-40 im Südlichen Ozean eliminiert werden. Generell lässt sich hier in Analogie zum Luftdruck eine allgemeine Verringerung des Fehlerbudgets des Vorhersagemodells bei gleichzeitiger Beibehaltung der globalen Muster feststellen.

Neben den instantanen Windschubspannungen werden in den Vorhersagen auch über das Vorhersageintervall akkumulierte Windschubspannungen mit bis zu 3 h zeitlicher Auflösung bereitgestellt (siehe auch Dobsław und Thomas, 2005a). Diese repräsentieren das mittlere Windfeld im entsprechenden Zeitintervall und sind somit in der Lage kurzperiodische Variationen im subtäglichen Bereich zuverlässig zu erfassen. Zum Vergleich wurde den 6-stündig aufgelösten instantanen Winden jeweils das mittlere Windfeld des umliegenden 6h-Intervalls aus den akkumulierten Windschubspannungen gegenübergestellt (Abb. 3.5). Sowohl für ERA-40 als auch für die operationellen Daten lassen sich sehr ähnliche Muster erkennen. Die mittleren Abweichungen über den Ozeanen liegen



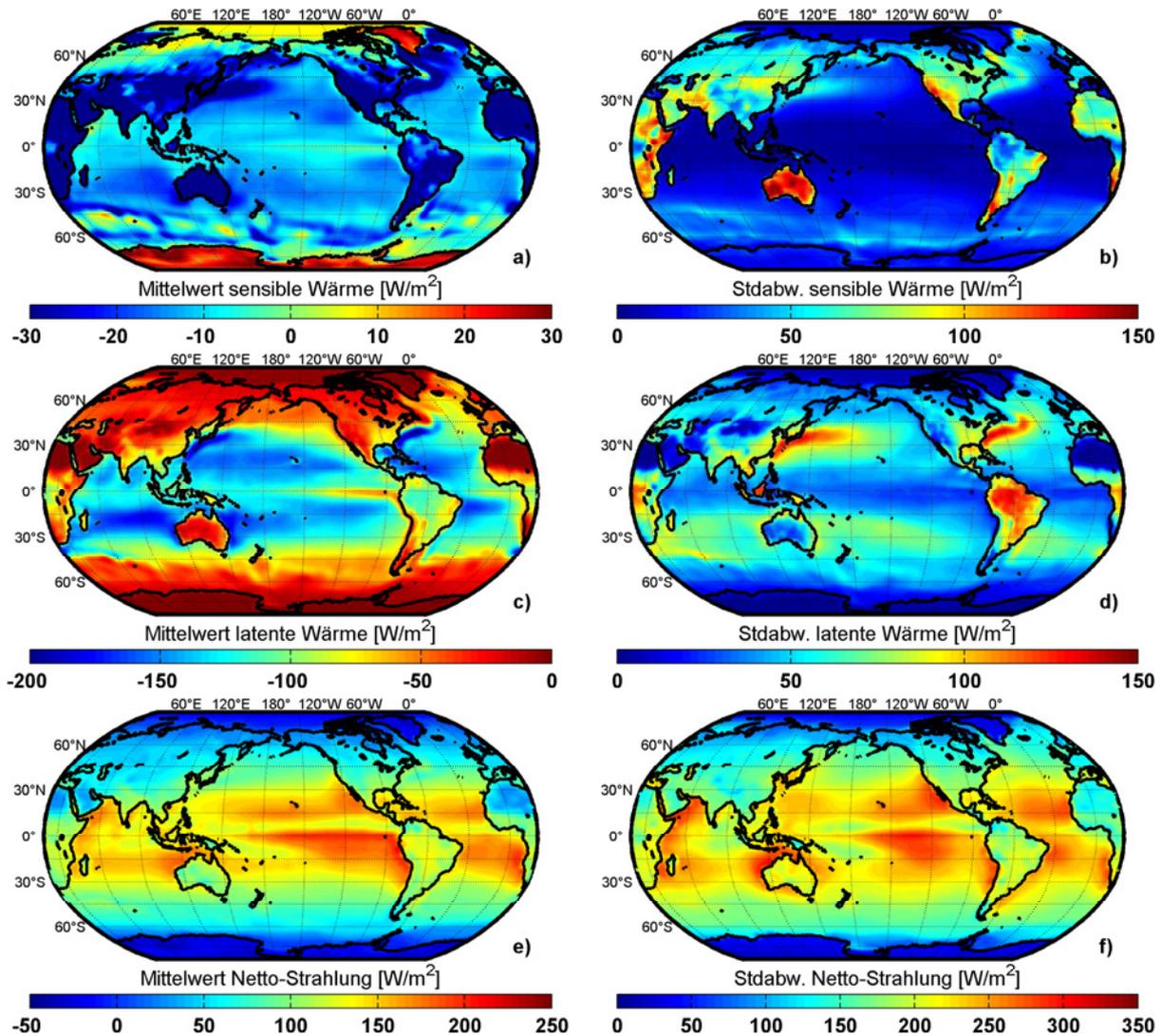
**Abbildung 3.5:** Mittelwert und Standardabweichung der Differenzen von instantanen und akkumulierten Windschubspannungen aus ERA-40 für 1991 bis 2000 (a,b) sowie aus den operationellen ECMWF-Daten (c,d).

deutlich unter  $0,01 \text{ N/m}^2$ , größere Differenzen finden sich nur in den unmittelbaren Randbereichen der Kontinente, wo die Vernachlässigung von Orographie und Bodenbeschaffenheit in der Transformationsroutine (Beljaars, 1997) zu Abweichungen im Vergleich zum ECMWF-Modell führt. Höhere Variabilitäten über den Ozeanen finden sich zudem vorzugsweise in den mittleren Breiten, in denen das Wettergeschehen hauptsächlich über den schnellen Wechsel von synoptischen Hoch- und Tiefdruckgebieten und den damit verbundenen Änderungen im Windfeld bestimmt wird. Diese Variabilitäten sind allerdings regelmäßig geringer als der Einfluss der Vorhersagefehler (Abb. 3.3 und 3.4), weshalb ein positiver Effekt der akkumulierten Winde auf die Simulation der kurzperiodischen ozeanischen Dynamik nicht wahrscheinlich ist.

### 3.5 Atmosphärisch-ozeanische Wärmeflüsse

Neben dem über 2m-Temperaturen parametrisierbaren Austausch von sensibler Wärme zwischen den ozeanischen Wasser- und den atmosphärischen Luftmassen über mikro- und makroskalige Prozesse in der turbulenten Grenzschicht gibt es noch weitere Mechanismen, die zur Übertragung von Wärme zwischen Ozean und Atmosphäre beitragen können. Die Verdunstung von Wasser bindet latente Wärmeenergie, die der Umgebung entzogen wird. Kurzwellige solare Strahlung wird in den oberflächennahen Wasserschichten absorbiert, langwellige thermische Strahlung im Gegenzug emittiert (Gill, 1982). Der Einfluss biologischer und radioaktiver Prozesse im Ozean wird hingegen als vernachlässigbar eingestuft, ebenso hat Wärme aus dem Erdinneren allenfalls einen lokalen Einfluss auf die ozeanische Zirkulation (Apel, 1987).

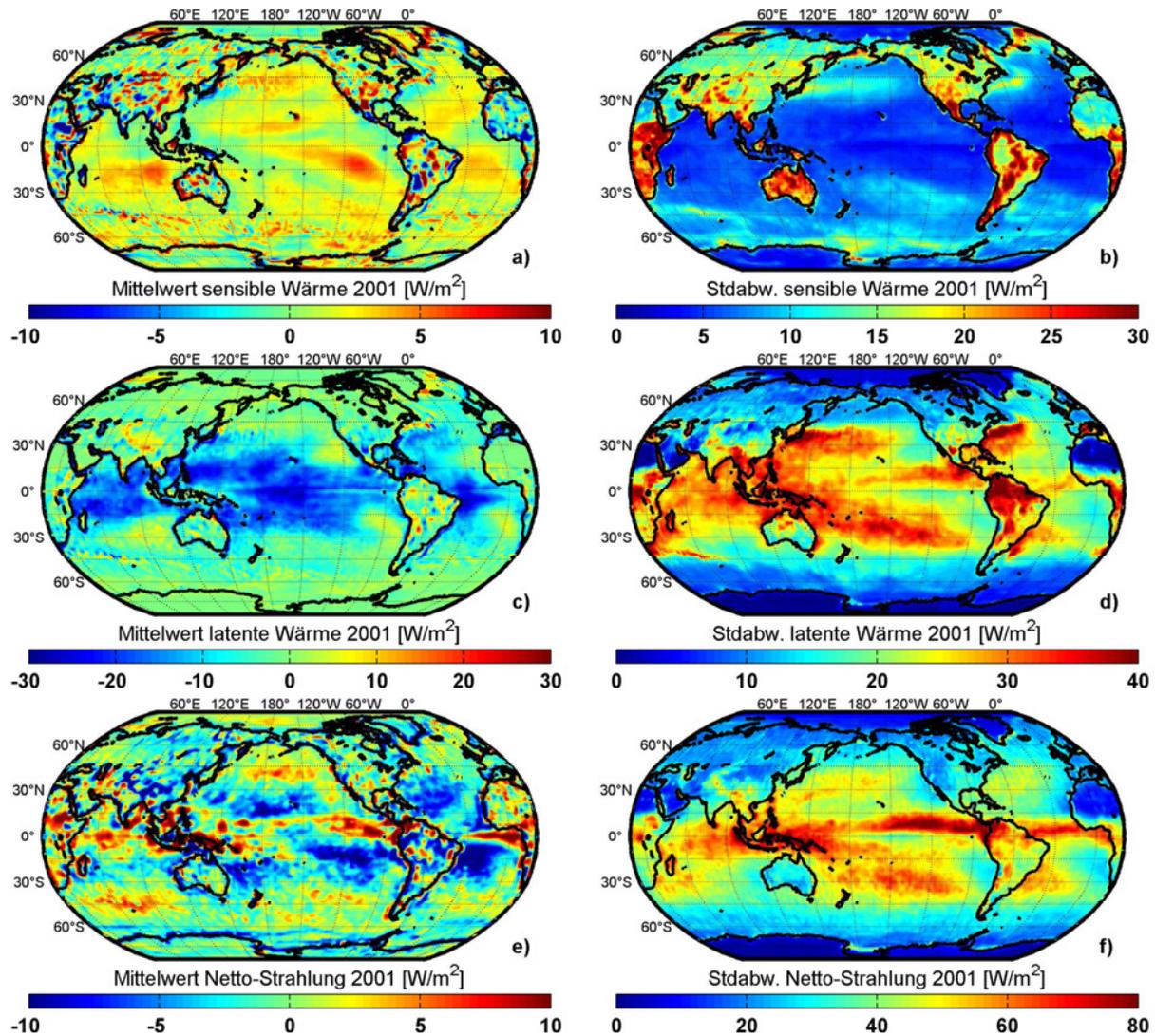
Während die oberflächennahe Temperatur zusammen mit Luftdruck und instantanen Windgeschwindigkeiten gleichzeitig in den Analysen und den Vorhersagen verfügbar gemacht wird, lassen sich akkumulierte Stoff- und Energieflüsse ausschließlich den Vorhersagen entnehmen. Atmosphärisch-ozeanische Wärmetransporte aus ERA-40, aufgeschlüsselt in sensible Wärmeübertragung, latenten Wärmeverlust sowie die Summe von kurzwelliger solarer Einstrahlung und langwelliger



**Abbildung 3.6:** Mittelwert und Standardabweichung verschiedener Wärmetransportprozesse zwischen Atmosphäre und Erd- bzw. Meeresoberfläche aus ERA-40 für 1991 bis 2000: sensible Wärme (a,b), latente Wärme (c,d) sowie der Gesamteffekt von solarer Einstrahlung und thermischer Rückstrahlung (e,f).

thermischer Rückstrahlung sind in Abb. 3.6 dargestellt, wobei positive Mittelwerte einen Wärmegewinn des Ozeans repräsentieren. In weiten Teilen der ozeanischen Regionen ist die Bilanz für die Atmosphäre negativ, besonders hohe Werte von Verlusten sensibler Wärme werden in den Ausläufern von westlichen Randströmen wie dem Golfstrom im nördlichen Atlantik erreicht. Die Standardabweichungen der sensiblen Wärme übertreffen die entsprechenden Mittelwerte häufig um ein Vielfaches, wobei die größten Werte über den Kontinenten erreicht werden.

Der Mittelwert des latenten Wärmeflusses repräsentiert die Höhe der mittleren Verdunstungsrate. Hohe Verdunstung und damit latente Wärmetransporte finden sich vor allem über den tropischen Ozeanen sowie aufgrund der Evapotranspiration in von tropischem Regenwald bedeckten Gebieten. In Gebieten geringerer Meerestemperaturen wie den äquatorialen Auftriebsgebieten oder in den nördlichen Ausläufern des Humboldt-Stroms ist die Menge des verdunstenden Wassers deutlich kleiner. Die größten Standardabweichungen des latenten Wärmestroms sind verknüpft mit saisonalen Variationen und finden sich vor allem in den Ausläufern der westlichen Randströme im Nordatlantik und -pazifik, wo schwankende Atmosphärentemperaturen unterschiedlich hohe Sättigungsgrenzen der Luftmassen für die Aufnahme von Wasserdampf verursachen. Hohe Variationen entstehen auch in den tropischen Regenwäldern, wo die Verdunstungsraten stark mit dem Wechsel von Trocken- und Regenzeiten zusammenhängen.



**Abbildung 3.7:** Mittelwert und Standardabweichung der Unterschiede verschiedener Wärmetransportprozesse zwischen Atmosphäre und Erd- bzw. Meeresoberfläche zwischen ERA-40 und den operationellen ECMWF-Daten für 2001: sensible Wärme (a,b), latente Wärme (c,d) sowie der Gesamteffekt von solarer Einstrahlung und thermischer Rückstrahlung (e,f).

Hinsichtlich der Strahlungsbilanz aus solarer Einstrahlung und thermischer Rückstrahlung ergeben sich ähnliche Zusammenhänge. Hohe Wärmegewinne für den Ozean gibt es vor allem in tropischen Regionen, während in polaren Gewässern die thermische Rückstrahlung des Wassers den Wärmegewinn durch Sonneneinstrahlung deutlich überwiegt. Ein schmaler Streifen nördlich des Äquators zeigt dabei signifikant geringere Wärmegewinne des Ozeans im Vergleich mit den nördlich und südlich unmittelbar angrenzenden Regionen. Charakteristisch für die hier lokalisierte innertropische Konvergenz ist die mit dem Zusammentreffen der Nordost- und Südostpassate verbundene Hebung der Luftmassen, die zu verstärkter Wolkenbildung und damit verbundenen Niederschlägen führt und so den Wärmeaustausch über Strahlung stark vermindert.

Auf eine entsprechende Darstellung der Mittelwerte und Standardabweichungen für die operationellen Daten wurde an dieser Stelle verzichtet, da die grundsätzlichen Aussagen bis auf kleinere Unterschiede in den Intensitäten mit den Ergebnissen von ERA-40 übereinstimmen. Stattdessen sollen anhand des Jahres 2001 die Unterschiede zwischen beiden Datensätzen im Überlappungszeitraum diskutiert werden (Abb. 3.7). Für die sensible Wärme zeigen sich für die operationellen Daten tendenziell höhere sensible Wärmeflüsse in den Ozean als bei ERA-40. Die Standardabweichungen der Differenzen sind über den Ozeanen überwiegend sehr gering, leicht erhöhte Werte bis  $15 \text{ W/m}^2$

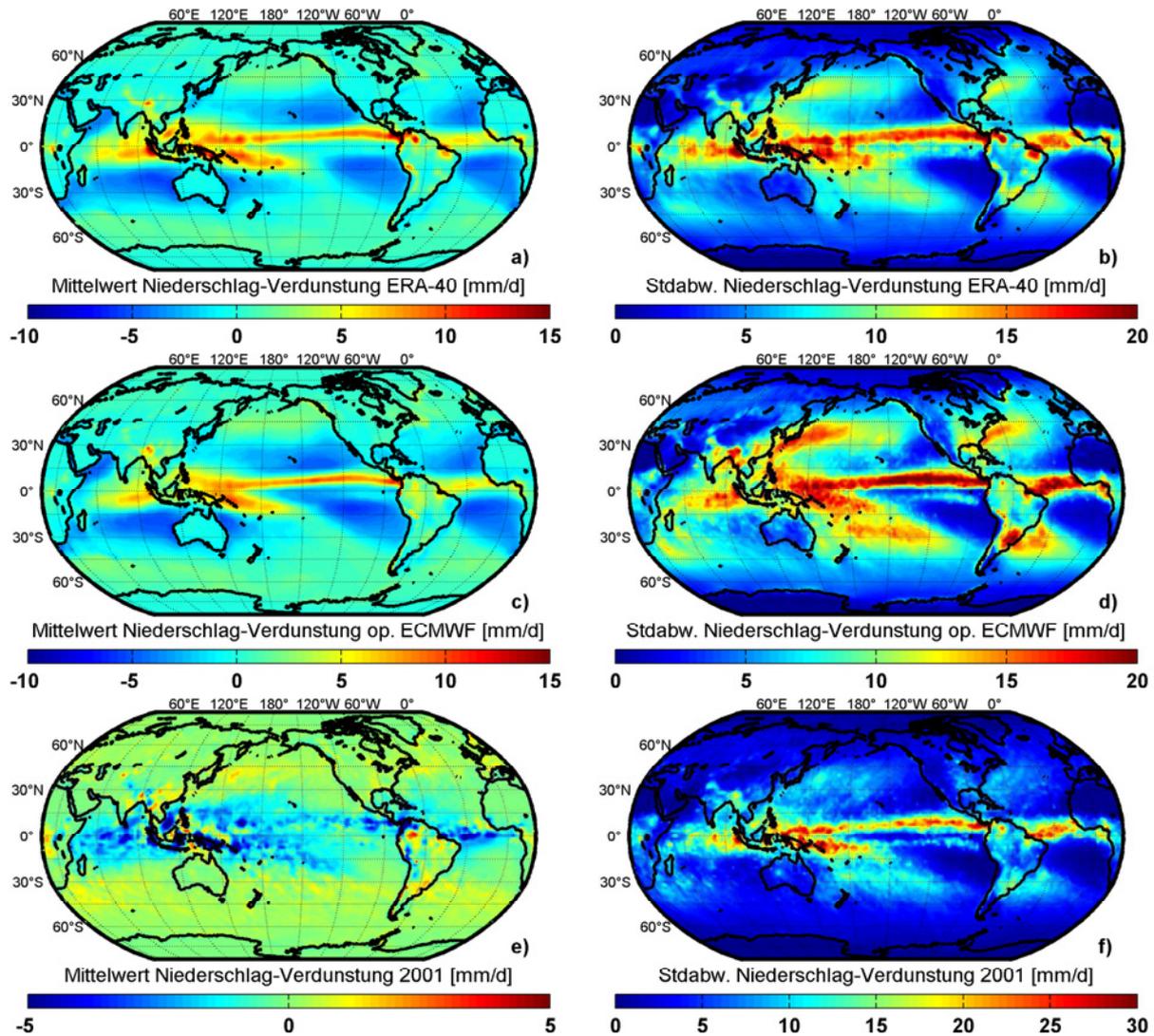
finden sich lediglich in den gemäßigten Breiten mit hoher ozeanischer Dynamik wie im Südlichen Ozean oder den Ausläufern der westlichen Randströme im nördlichen Pazifik und im Nordatlantik. Abweichungen von bis zu  $-30 \text{ W/m}^2$  im Mittelwert der latenten Wärme zeigen, dass in den operationellen Daten höhere Verdunstungsraten in weiten Teilen des tropischen Ozeans geschätzt werden. Auch sind die Standardabweichungen in diesen Regionen signifikant erhöht. Auffällig ist, dass über Regenwaldgebieten im Mittel in beiden Datensätzen etwa dieselbe Verdunstungsmenge diagnostiziert wird, während die hohen Standardabweichungen auf eine deutlich unterschiedliche zeitliche Verteilung der Verdunstungsvorgänge hindeuten. Ein ähnliches Resultat kann man für die mittlere Strahlungsenergie feststellen. Im Mittel werden die Strahlungsbilanzen von beiden Modellen ähnlich reproduziert, allerdings gibt es vor allem in der innertropischen Konvergenzzone große Abweichungen im Zeitbereich, die wesentlich mit der unterschiedlichen Reproduktion der Wolkenbedeckung in den Modellen verknüpft sind.

## 3.6 Frischwassertransporte in die Ozeane

Frischwasserflüsse in die Ozeane haben nicht nur einen hohen Einfluss auf den Salzgehalt der oberflächennahen Wasserschichten und damit auf die thermohaline Zirkulation, sie kontrollieren auch maßgeblich saisonale und interannuelle Variationen in der totalen ozeanischen Masse. Wasser wird aus dem Ozean verdunstet, über Luftmassenbewegungen in der Atmosphäre verfrachtet und später an einem anderen Ort als Niederschlag oder kontinentaler Abfluss wieder in den Ozean zurückgeführt. Für die Modellierung dieser Stofftransporte sind neben den atmosphärischen Frischwasserflüssen aus ERA-40 und den operationellen ECMWF-Daten auch Daten über kontinentale Abflüsse nötig, die aus einem hydrologischen Modell zur Verfügung gestellt wurden. Zur Wahrung größtmöglicher Konsistenz wurde auch dieses Modell mit ECMWF-Atmosphärendaten angetrieben.

### 3.6.1 Atmosphärische Frischwasserflüsse

Globale Verteilungen mittlerer Niederschläge und ihrer Variabilitäten aus ERA-40 und den operationellen ECMWF-Daten sowie deren Unterschiede im Jahr 2001 sind in Abb. 3.8 dargestellt. Höchste mittlere Niederschläge bis  $15 \text{ mm pro Tag}$  finden sich im Bereich der innertropischen Konvergenz. In den ablandigen Regionen der Passate finden sich hingegen die höchsten Verdunstungsraten. Die Variabilität ist innerhalb der tropischen Konvergenz am größten, Niederschläge kommen hier hauptsächlich in Form schwerer Regenschauer vor. In den Regionen hoher Verdunstung ist die Variabilität sehr gering, das stetige Wehen der Passate bewirkt hier eine gleichbleibend hohe Verdunstungsrate. Verglichen mit ERA-40 zeigen die operationellen ECMWF-Daten deutlich geringere mittlere Niederschläge in der innertropischen Konvergenzzone, aber tendenziell höhere Regenmengen in den gemäßigten Breiten. Die Variabilität der Differenzen zwischen ERA-40 und den operationellen Daten ist hoch, in den Tropen sogar höher als die jeweilige Variabilität innerhalb der Datensätze. Offensichtlich werden Zeit und Ort des Niederschlages trotz der Assimilation weitgehend identischer Beobachtungen in beiden Modellen unterschiedlich simuliert. Die Qualität der simulierten atmosphärischen Frischwasserflüsse in ERA-40 und den operationellen ECMWF-Daten wurde in jüngerer Zeit von Andersson u.a. (2005) untersucht. Als problematisch wird unter anderem die derzeitige Methodik zur Assimilation von Strahlungsinformationen zum atmosphärischen Wasserdampfgehalt eingeschätzt. So werden die Satellitenradiometerdaten nur in solchen Regionen assimiliert, in denen zum Beobachtungszeitpunkt kein Regen fällt. Da der Wassergehalt der Luftmassen unmittelbar vor Niederschlagsereignissen tendenziell höher ist als während des Regens, führt die Assimilation dieser ausgewählten Beobachtungen zu einer systematischen Erhöhung der Feuchte im Modell, die umgehend höhere Niederschläge zur Folge hat (Andersson u.a., 2005).



**Abbildung 3.8:** Mittelwert und Standardabweichung atmosphärischer Frischwasserflüsse aufgrund Niederschlag und Verdunstung: ERA-40 im Zeitraum 1991 bis 2000 (a,b), operationelle ECMWF-Daten für 2001 bis 2005 (c,d) sowie die Unterschiede zwischen ERA-40 und den operationellen ECMWF-Daten für 2001 (e,f).

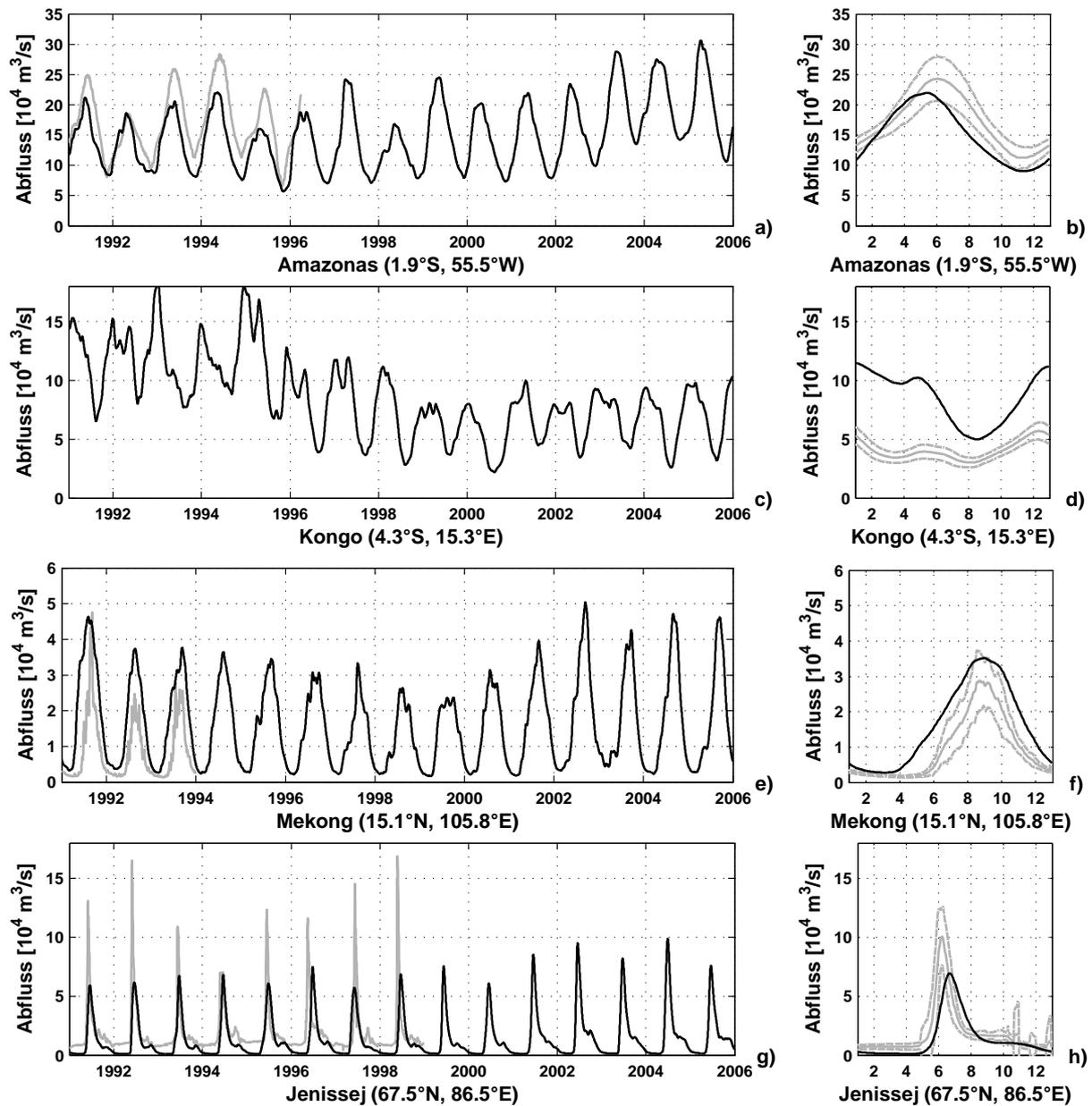
### 3.6.2 Kontinentale Frischwasserflüsse

Zur Simulation kontinentaler Abflussprozesse und der damit in Verbindung stehenden Massentransporte wurde ein hydrologisches Abflussmodell (HDM<sup>10</sup>; Hagemann, 1998) in Verbindung mit einem Landoberflächen-Modul (SLS<sup>11</sup>; Hagemann, 1998) eingesetzt (Walter, 2005). Das SLS simuliert Landoberflächenprozesse in Abhängigkeit von atmosphärischen Parametern wie Niederschlag und 2m-Temperatur. Es berechnet unter anderem zeitvariable Felder von Verdunstung, Bodenfeuchte und Schnee und liefert die für das HDM notwendigen Werte für die oberflächennahe Abflussbildung und die Grundwasserspeisung. Die Bildung von Gletschern oder Dauerfrostböden ist im Modell nicht parametrisiert. Die zeitliche Auflösung des SLS beträgt einen Tag, die horizontale Auflösung kann an die jeweils verwendeten atmosphärischen Antriebsfelder angepasst werden und beträgt für die hier verwendeten Daten 1,875° in geographischer Länge und Breite.

Das hydrologische Abflussmodell HDM ist ein lineares Kaskadenmodell zur Simulation des lateralen Abflusses an der Oberfläche, im Grundwasser und über das Flusssystem. Abflussrichtung

<sup>10</sup>Hydrological Discharge Model

<sup>11</sup>Simplified Land-Surface Scheme



**Abbildung 3.9:** Tägliche Abflussdaten aus GRDC-Beobachtungen (grau) sowie HDM-Simulationen (schwarz), für Amazonas (a), Kongo (c), Mekong (e) und Jenissej (g) für den Zeitraum 1991 bis 2005, sowie klimatologisch gemittelte Jahresverläufe aus GRDC-Beobachtungen (grau mit Standardabweichungen) und Simulationen (schwarz) für dieselben Flüsse (b,d,f,h).

und Retentionszeit sind abhängig von der Topographie und dem fraktionalen Anteil von Seen und Feuchtgebieten des durch die jeweilige Zelle repräsentierten Gebietes. Die räumliche Auflösung beträgt  $0,5^\circ$  in geographischer Länge und Breite bei einer zeitlichen Auflösung von einem Tag. In den von Inlandeis bedeckten Gebieten Grönlands und der Antarktis werden keine Abflüsse simuliert, der Abfluss aus Binnenseen über tiefliegende Grundwasserleiter ist ebenfalls nicht implementiert.

Für diese Arbeit stehen kontinentale Abflüsse aus dem HDM unter Verwendung von ERA-40 für den Zeitraum 1958 bis 2000 und unter Verwendung der operationellen ECMWF-Daten für 2001 bis 2005 zur Verfügung. Die Qualität der simulierten kontinentalen Abflüsse wurde anhand von täglichen bzw. monatlichen mittleren Abflussmengen aus Pegelmessungen validiert (Walter, 2007), die entsprechenden Beobachtungsdaten wurden vom GRDC<sup>12</sup> zur Verfügung gestellt. In dieser Arbeit

<sup>12</sup>Global Runoff Data Centre, <http://grdc.bafg.de>

werden die simulierten hydrologischen Abflüsse lediglich beispielhaft anhand von vier wasserreichen Flüssen aus verschiedenen Klimazonen diskutiert (Abb. 3.9).

Für den **Amazonas** liegen tägliche Abflussdaten am Pegel nahe Santarém nur bis Mitte 1996 vor. Die zeitliche Abfolge von Regen- und Trockenzeit wird vom Modell realistisch wiedergegeben, insbesondere in Trockenperioden entsprechen die simulierten Abflussmengen sehr gut den Beobachtungen. Extremereignisse in den Überschwemmungszeiträumen werden vom Modell allerdings regelmäßig unterschätzt. Positiv zu werten ist hingegen die realistische Reproduktion der ausgesprochen schwachen Regenperiode Mitte 1992 durch das HDM. Im klimatologischen Mittel der 15 simulierten Jahre verglichen mit dem klimatologischen Mittelwert aller verfügbaren GRDC-Beobachtungen zeigt sich eine leichte systematische Unterschätzung der konstanten mittleren Abflussmenge. Die Variabilität zwischen Regen- und Trockenzeit wird hingegen realistisch reproduziert, wobei im Mittel der Scheitelpunkt des Hochwassers etwa einen Monat zu früh simuliert wird.

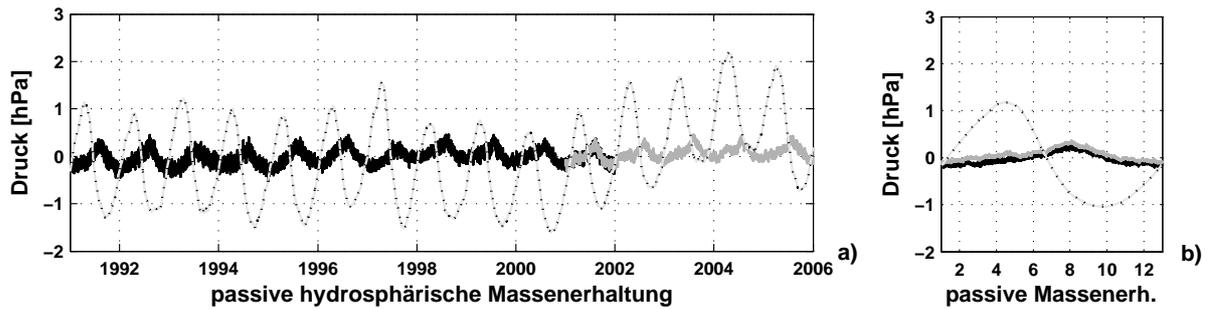
Für den **Kongo** liegen aus politischen Gründen im in dieser Arbeit durchgängig betrachteten Untersuchungszeitraum 1991 bis 2005 keine Beobachtungsdaten vor, so dass eine Validation lediglich auf Basis klimatologischer Abflussmengen möglich ist. Die Charakteristik des Jahressignals mit maximalen Abflüssen zum Jahreswechsel, einem Nebenmaximum im Mai sowie der Trockenperiode im Herbst wird vom HDM gut simuliert. Allerdings sind sowohl mittlere Abflüsse als auch Variabilität deutlich überschätzt. Das liegt zum einen an den zuvor diskutierten Schwächen der Niederschlagsdaten von Wettermodellen in den Tropen als auch an anthropogenen Faktoren wie Landwirtschaft und Trinkwassergewinnung, die einen großen Einfluss auf die Abflussmengen haben, jedoch im Modell nicht berücksichtigt werden.

Das Abflussverhalten des **Mekong** zeichnet sich durch verschiedene kleinere Hochwasserwellen zwischen August und Oktober aus, die im Wesentlichen von den Monsun-Verhältnissen geprägt sind. Niedrigwasser und zeitliche Koinzidenz von Änderungen im Abfluss werden vom Modell realistisch reproduziert, die Hochwasserspitzen allerdings tendenziell überschätzt, obwohl der klimatologische Mittelwert der Simulationen noch im Bereich der einfachen Standardabweichung der Beobachtungen liegt.

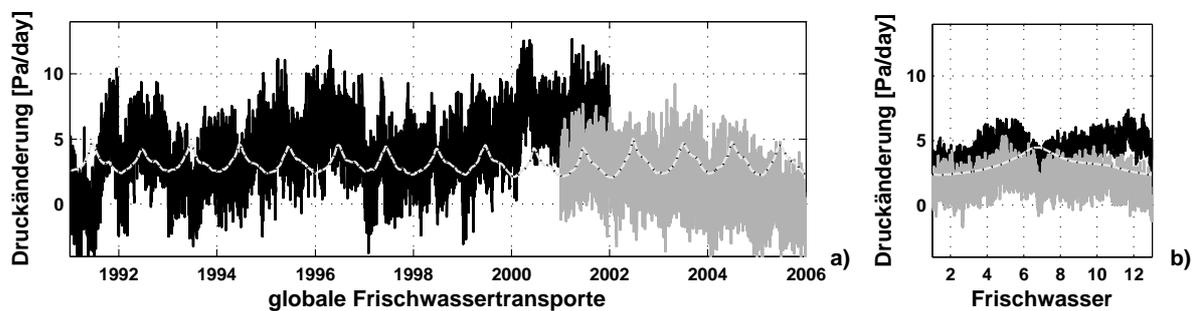
Ein ähnliches Bild ergibt sich für den **Jenissej**. Das zeitliche Verhalten wird gut reproduziert, allenfalls eine Verzögerung des Hochwasserscheitels von etwa einem halben Monat kann festgestellt werden. Allerdings wird die im nordhemisphärischen Winter gespeicherte Feuchtigkeit im Modell deutlich langsamer abgebaut. Mit Eisbruch verbundene Hochwasserereignisse führen zu einem rapiden Anstieg der Transporte in einem sehr kurzen Zeitraum. Da im HDM thermodynamische Effekte nicht berücksichtigt werden, wird hier eine ähnliche Wassermenge verteilt über einen etwas längeren Zeitraum in den Arktischen Ozean verfrachtet.

### 3.6.3 Variationen der totalen ozeanischen Masse

Atmosphärische und hydrologische Massenverteilungen aus ECMWF- und HDM-Daten in Verbindung mit Frischwasserflüssen ermöglichen grundsätzlich die Abschätzung totaler ozeanischer Massenvariationen auf zwei verschiedenen Wegen. Unter der Annahme, dass Wassermassen lediglich zwischen Atmosphäre, Ozean und kontinentaler Hydrologie umverteilt aber nicht verloren gehen, lassen sich aus dem globalen Integral über alle hydrologischen und atmosphärischen Massen die entsprechenden Variationen der totalen ozeanischen Masse ableiten (Clarke u.a., 2005). In Anlehnung an die Nomenklatur von Clarke u.a. (2005) wird dieser Ansatz im Folgenden unter der Bezeichnung **passive hydrosphärische Massenerhaltung** verwendet. Andererseits lassen sich auch direkt aus den Bilanzen der Frischwasserflüsse zwischen Atmosphäre, kontinentaler Hydrologie und dem Ozean die Variationen der totalen ozeanischen Masse bestimmen, wobei diese Variante im weiteren Verlauf der Arbeit als **aktive hydrosphärische Massenerhaltung** bezeichnet wird. Im Idealfall perfekter Modelle sowie der Gültigkeit obiger Annahme sollten beide Schätzungen zum selben Ergebnis führen.



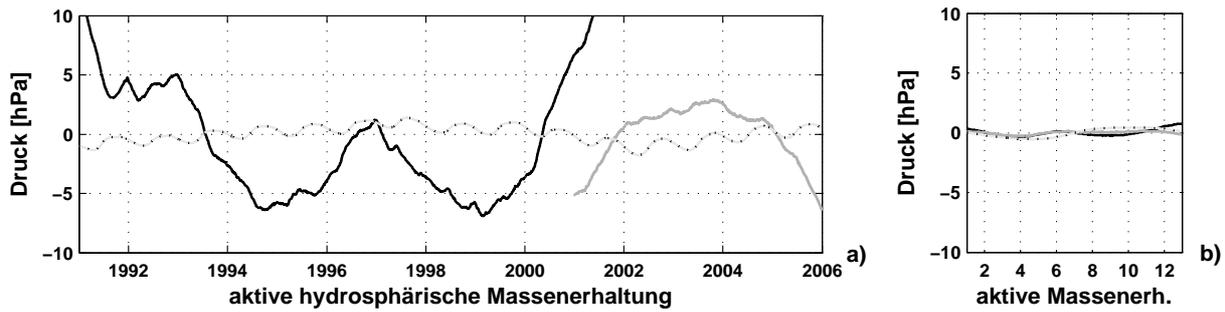
**Abbildung 3.10:** Transiente (a) sowie klimatologisch gemittelte (b) Variationen der totalen atmosphärischen Masse in den ERA-40 Reanalysen (schwarz) bzw. den operationellen ECMWF-Daten (grau) sowie Variationen der hydrologischen Masse aus dem HDM (gepunktet), umgerechnet in Anomalien des mittleren ozeanischen Massenfeldes [hPa]. Unter Annahme der Konstanz der Massen in der Hydrosphäre lässt sich aus diesen Daten die Schwankung der totalen ozeanischen Masse ableiten.



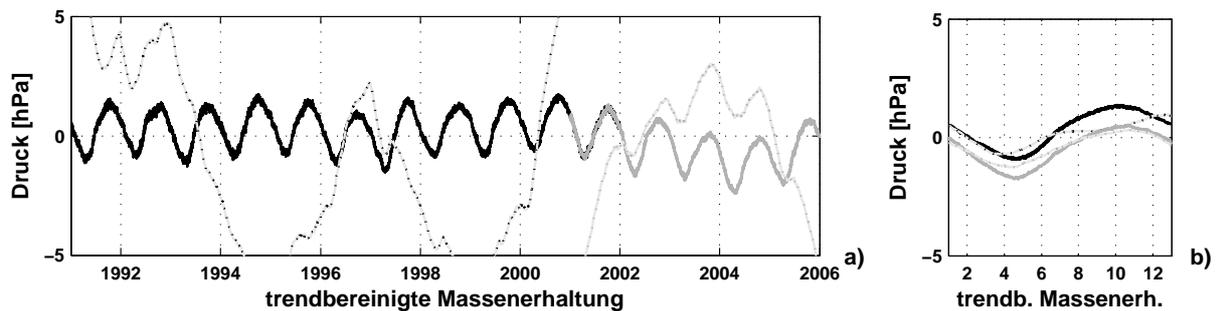
**Abbildung 3.11:** Transiente (a) sowie klimatologisch gemittelte (b) Variationen global integrierter atmosphärischer und kontinentaler Frischwasserflüsse aus ERA-40 (schwarz), operationellen ECMWF-Daten (grau) und dem HDM (gepunktet), ausgedrückt in global homogenen Änderungen des ozeanischen Bodendrucks.

Die Integration der atmosphärischen Massenverteilungen aus ECMWF-Daten umgerechnet in global homogene Anomalien des ozeanischen Bodendrucks zeigt regelmäßige saisonale Variationen von unter 1 hPa (Abb. 3.10), die in enger Verbindung mit den Monsun-Ereignissen stehen. Im Übergang zwischen ERA-40 und den operationellen Daten zeigen sich zudem keine nennenswerten Diskrepanzen. Deutlich größer sind die Variationen in der totalen hydrologischen Masse. Neben einem dominanten Jahressignal mit maximalen Unterschieden von bis zu 2 hPa gibt es auch signifikante interannuelle Variationen wie beispielsweise 1997 im Jahr eines besonders ausgeprägten El Niño-Ereignisses. Verbunden mit dem Wechsel der atmosphärischen Antriebsdaten für das HDM im Jahre 2001 ändert sich auch der Trend in den totalen Massenanomalien im HDM. Die Variationsbreite der saisonalen Schwankungen bleibt allerdings weitgehend konstant.

Die Summe aller atmosphärischen Frischwasserflüsse umgerechnet in ihren Effekt auf eine global homogene Änderung des ozeanischen Bodendrucks zeigt noch einmal Hinweise auf die bereits zuvor diskutierten Schwächen in der Modellierung der atmosphärischen Frischwasserflüsse (Abb. 3.11). Obwohl aus Balancegründen die Menge des verdunsteten Wassers größer sein sollte als der über dem Ozean fallende Niederschlag, zeigen die Daten ein gegenteiliges Verhalten. Insbesondere für ERA-40 sind die Niederschläge global deutlich überhöht. Hinzu kommen auffällige interannuelle Schwankungen, die ebenfalls eher als Artefakte der atmosphärischen Reanalyse denn als klimatische Signale zu interpretieren sind. Das Niveau der Niederschläge in den operationellen Daten ist bereits deutlich geringer und fällt im Verlauf der weiteren Jahre bis Ende 2005 noch einmal weiter ab, allerdings würde eine unkorrigierte Nutzung noch immer zu einer kontinuierlichen Zunahme der totalen ozeanischen Masse führen. Die hydrologischen Frischwasserflüsse zeigen hingegen ein deutlich realistischeres Verhalten. Jahreszeitliche Variationen in Verbindung mit der Nord-Süd-Asymmetrie in der Verteilung der Landmassen führen zu einem charakteristischen Jahressignal. Ein



**Abbildung 3.12:** Einfluss trendbereinigter global integrierter Frischwasserflüsse der Atmosphäre aus ERA-40 (schwarz) und den operationellen ECMWF-Daten (grau) sowie der kontinentalen Hydrologie aus HDM (gepunktet) auf transiente (a) und klimatologisch gemittelte (b) Änderungen der totalen ozeanische Masse.



**Abbildung 3.13:** Bestimmung der transienten (a) sowie klimatologisch gemittelten (b) Variationen der totalen ozeanischen Masse abzüglich eines linearen Trends aus atmosphärischen und kontinentalen Massenverteilungen basierend auf ERA-40 (schwarz) und den operationellen ECMWF-Daten (grau) sowie aus den entsprechenden Frischwassertransporten (gepunktet).

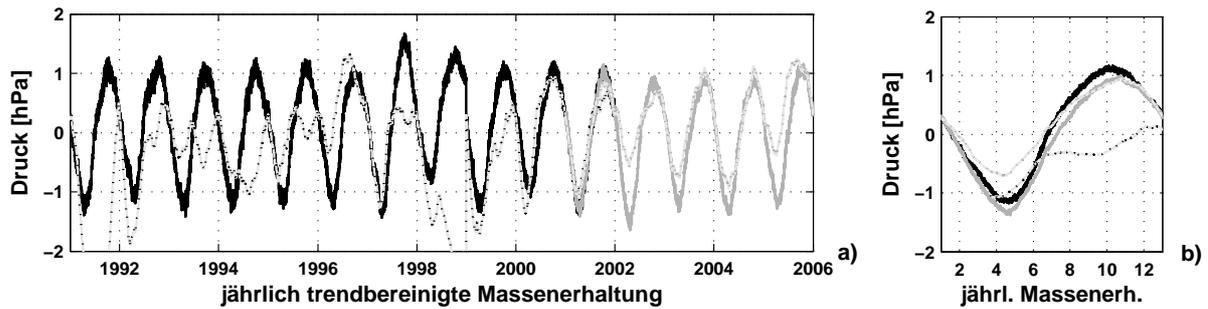
vergleichbarer saisonaler Zyklus lässt sich in den atmosphärischen Transporten nicht feststellen.

Eine Integration der atmosphärischen und kontinentalen Frischwasserflüsse im Zeitbereich führt auf die Änderungen in der totalen ozeanischen Masse. Abzüglich eines linearen Trends wurden diese für den Zeitraum 1991-2005 dargestellt (Abb. 3.12). Aufgrund der zuvor diskutierten Variationen in den Frischwasserflüssen sind die Schwankungen der totalen ozeanischen Masse sehr groß und liegen jenseits aller aus Beobachtungsdaten gewonnenen Abschätzungen (siehe beispielsweise Chambers u.a., 2004). Auch in den operationellen Daten führen die kontinuierlich durchgeführten Modellverbesserungen zu Änderungen in den Netto-Frischwassertransporten, die unkorrigiert zu langperiodischen Massenvariationen im Ozean führen würden. Der Einfluss der kontinentalen Frischwasserflüsse auf die ozeanische Masse hingegen kann realistisch aus den Modelldaten reproduziert werden, wie bei der Verwendung der passiven Massenerhaltung liegt das Signal des Anteils der kontinentalen Abflüsse bei maximal 2 hPa.

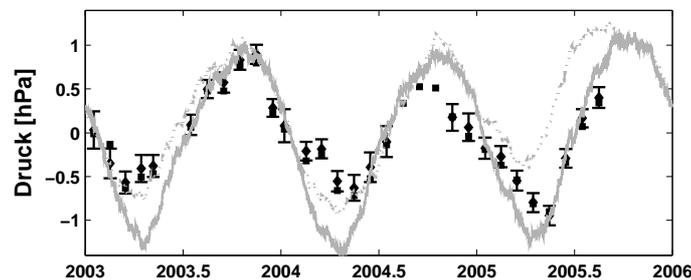
Beide Methoden zur Bestimmung der totalen ozeanischen Masse sind vergleichend in Abb. 3.13 dargestellt. Während die trendbereinigten Massenfelder aus ECMWF und HDM eine realistische Variation der ozeanischen Masse von global bis zu 2 hPa vorhersagen, ist die totale ozeanische Masse aus den Frischwasserflüssen primär von Fehlern in den Transporten beeinflusst. Eine realistische Verwendung der Frischwasserflüsse ist somit nur möglich, wenn neben einem linearen Trend über das gesamte Zeitintervall zusätzlich noch interannuelle Variationen korrigiert werden. Dies wurde über die Bedingung

$$\int_{\text{1Jahr Ozean}} \oint Q_{\text{PER}} d\Omega dt \equiv 0 \quad (3.2)$$

realisiert (Dobslaw und Thomas, 2007a). Der Anteil der Frischwasserflüsse an Änderungen der totalen ozeanischen Masse wird derartig über einen im Jahresverlauf konstanten Wert korrigiert,



**Abbildung 3.14:** Bestimmung der transienten (a) sowie klimatologisch gemittelten (b) Variationen der totalen ozeanischen Masse abzüglich eines linearen Trends sowie interannueller Variationen aus atmosphärischen und kontinentalen Massenverteilungen basierend auf ERA-40 (schwarz) und den operationellen ECMWF-Daten (grau) sowie den entsprechenden Frischwassertransporten (gepunktet).



**Abbildung 3.15:** Variationen der totalen ozeanischen Masse im OMCT unter Verwendung der aktiven (grau gepunktet) bzw. passiven Massenerhaltung (grau) im Vergleich zu verschiedenen Massenbeobachtungen der GRACE-Mission aus UTCSR-Monatslösungen, Release 01: Standardprozessierung (schwarze Rhomben mit Fehlerbalken) und mit zusätzlicher Regularisierung der Lösungen zur Kompensierung der Auswirkungen ungünstiger Orbitkonfigurationen (schwarze Quadrate).

dass die ozeanische Masse zu Beginn und Ende eines jeden Jahres einem Referenzwert entspricht (Abb. 3.14). Während im ERA-40-Zeitraum auch für diese Beschneidung der Freiheitsgrade noch keine Übereinstimmung mit den Ergebnissen der passiven Massenerhaltung erzielt werden kann, wird im Zeitraum der operationellen Daten eine weitgehende Koinzidenz zwischen beiden Ansätzen festgestellt.

Variationen der totalen ozeanischen Masse lassen sich indirekt aus globalen Altimeterbeobachtungen und direkt aus GRACE-basierten ozeanischen Massenanomalien ableiten. Zur Abschätzung der Qualität der simulierten Veränderungen der totalen ozeanischen Masse unter Verwendung der aktiven oder der passiven Massenerhaltung werden hier GRACE-basierte Massenvariationen der Jahre 2003 bis 2005 verwendet (Chambers u.a., 2004), die von J. Wahr (University of Boulder, pers. Mitteilung, 2006) zur Verfügung gestellt wurden (Abb. 3.15). Dabei handelt es sich um Monatslösungen des UTCSR<sup>13</sup>, Release 01 sowie eine zusätzlich regularisierte Lösung, mit deren Hilfe auch bei ungünstigen Orbitkonfigurationen die Ableitung stabiler Monatslösungen möglich war (Bettadpur, 2004).

In beiden Fällen werden die saisonalen Variationen realistisch reproduziert, die simulierten Werte liegen dabei häufig im Bereich der Unsicherheiten der GRACE-Beobachtungen. Während in den ersten beiden Jahren des GRACE-Datenzeitraums die Übereinstimmung mit den Beobachtungen bei Verwendung der aktiven Massenerhaltung größer ist, liegen für 2005 geringere Differenzen für die passive Massenerhaltung vor, so dass beide Ansätze zur Massenerhaltung als realistisch eingeschätzt werden können. Dies ist insbesondere bemerkenswert, da kryosphärische Massenvariationen in den Simulationen bislang vernachlässigt worden sind, so dass eine weitere Verbesserung der Koinzidenzen bei Berücksichtigung der Eismassenbilanzen erwartet werden kann. Daneben lassen die

<sup>13</sup>University of Texas, Center for Space Research, Austin, <http://www.csr.utexas.edu>

geplanten Verbesserungen in der Reproduktion des hydrologischen Kreislaufs im ECMWF-Modell (siehe Andersson u.a., 2005) Qualitätssteigerungen in der Frischwasserbalance der Atmosphären-daten erwarten, wodurch zukünftig auch interannuelle Signale der totalen ozeanischen Masse unter Anwendung der aktiven Massenerhaltung interpretierbar werden können.

### 3.7 Atmosphärische Gezeiten

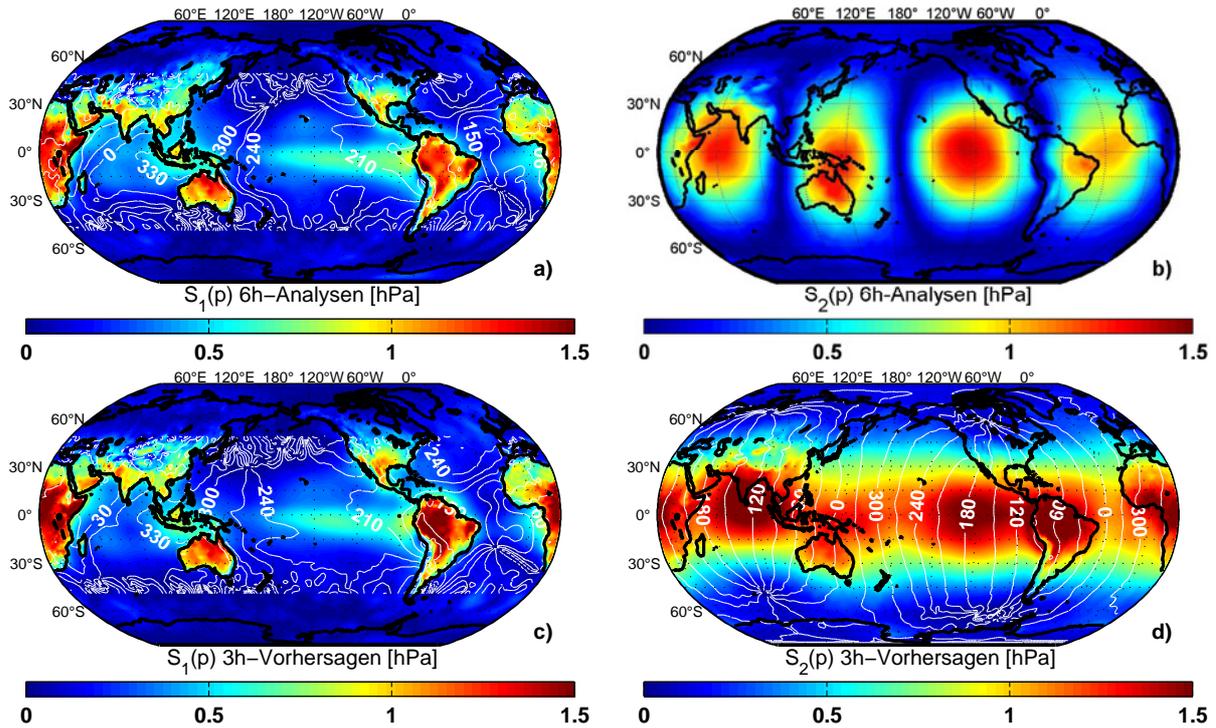
Neben der transienten Dynamik existieren in der Atmosphäre auch ausgeprägte periodische Prozesse, die zu regelmäßigen Variationen in den Wind- und Luftdruckfeldern führen. Langjährige Aufzeichnungen global verteilter Barometerstationen enthalten Variationen auf stündlichen bis hin zu interannuellen Zeitskalen, wobei besonders signifikante kurzperiodische Signale eine Periodendauer von 12 bzw. 24 h aufweisen (Haurwitz und Cowley, 1973; Ray, 2001).

Diese als tägliche und halbtägige atmosphärische Gezeiten  $S_1(p)$  und  $S_2(p)$  oder auch als Drucktiden bezeichneten Phänomene sind in erster Linie auf die zeitvariable Sonneneinstrahlung zurückzuführen. Etwa 30% der Amplituden der Tiden werden durch die Absorption von Sonnenlicht im Wasserdampf verursacht, zwei Drittel durch die Erwärmung von Ozon-Molekülen (Chapman und Lindzen, 1970). Gravitativ induzierte Tiden können hingegen aufgrund der im Vergleich zu Wasser sehr geringen Dichte der Atmosphäre weitgehend vernachlässigt werden. Beispielsweise ist der Einfluss der halbtägigen Mondgezeit als wichtigster Gravitationstide auf atmosphärische Druckschwankungen etwa zwei Größenordnungen kleiner als  $S_2(p)$  (Chapman und Lindzen, 1970).

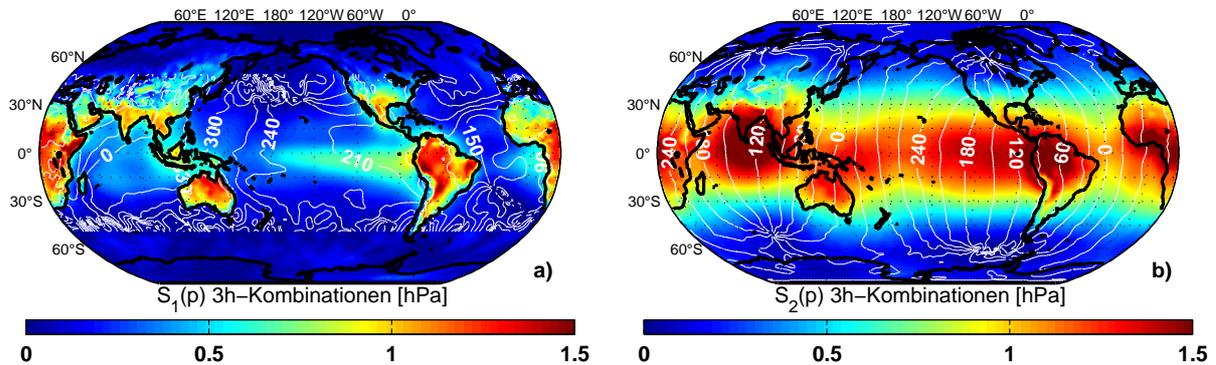
Die Repräsentation der Gezeiten im ECMWF-Modell wurde ausführlich von Janssen (1999) untersucht. Das Modell ist prinzipiell gut in der Lage, tägliche und halbtägige Variationen zu reproduzieren, was nicht zuletzt dem günstigen Umstand niedriger Stratosphärentemperaturen zu verdanken ist. Wären diese beispielsweise um 20 K wärmer, läge eine Resonanzfrequenz der Atmosphäre nahe zwölf Stunden, und eine Reproduktion kurzperiodischer Variationen im numerischen Modell wäre entsprechend deutlich schwieriger (Janssen, 1999).

Verglichen mit Beobachtungsdaten sind die ECMWF-Tiden (Abb. 3.16) deutlich realistischer als die Gezeiten in den Modellen anderer Wettervorhersage-Zentren (Ray und Ponte, 2003). Lediglich eine systematische Verzögerung des Eintretens des Gezeitenmaximums um etwa 20 min konnte festgestellt werden. Die tägliche Tide  $S_1(p)$  ist dabei stark von der Oberflächenbeschaffenheit abhängig und zeigt über den Kontinenten höhere Amplituden als in ozeanischen Regionen. Die halbtägige Gezeit  $S_2(p)$  hingegen ist mit ihren überwiegend migrierenden Komponenten stärker zonal geprägt, mit generell höheren Variationen an der Erd- und Meeresoberfläche im Vergleich zu  $S_1(p)$ . Im Gegensatz zu den gravitativen Gezeiten im Ozean zeichnen sich atmosphärische Tiden durch eine ausgeprägte saisonale und interannuelle Variabilität aus (Haurwitz und Cowley, 1973; Dai und Wang, 1999). Während die gezeiteninduzierenden gravitativen Kräfte streng harmonisch sind, bewirken Änderungen in der Intensität der Sonneneinstrahlung sowie Veränderungen der chemischen und physikalischen Parameter der Atmosphäre Schwankungen in den atmosphärischen Gezeiten. Beobachtungen dieser Modulationen lassen unter anderem Rückschlüsse auf langperiodische Phänomene in der Atmosphäre zu (Vial u.a., 1994). Auch diese langperiodische Variabilität wird in den ECMWF-Daten realistisch reproduziert.

Problematisch ist allerdings die zeitliche Auflösung der ECMWF-Analysen von nur 6 h, wodurch die entsprechende Nyquist-Frequenz genau der halbtägigen Tide entspricht. Temporale Interpolationsalgorithmen zum Ableiten der vollständigen Informationen über  $S_2(p)$  aus 6h-Daten wurden von van den Dool u.a. (1997) vorgeschlagen, erfordern aber a priori Informationen über das Verhalten der migrierenden Welle. Die doppelte zeitliche Auflösung der Vorhersagen von 3 h ermöglicht hingegen das Ableiten der  $S_2(p)$  ohne derartige Vorinformationen, wobei in diesem Falle allerdings die Einflüsse der Vorhersagefehler zu berücksichtigen sind. Um den Einfluss der Abweichungen zwischen Analysen und Vorhersagen auf die Reproduktion der atmosphärischen Gezeiten möglichst



**Abbildung 3.16:** Tägliche und halbtägige atmosphärische Tiden extrahiert aus den operationellen Atmosphärendaten des ECMWF im Zeitraum 2001 bis 2005: 6-stündige Analysen (a,b) sowie 3-stündige Vorhersagen (c,d).



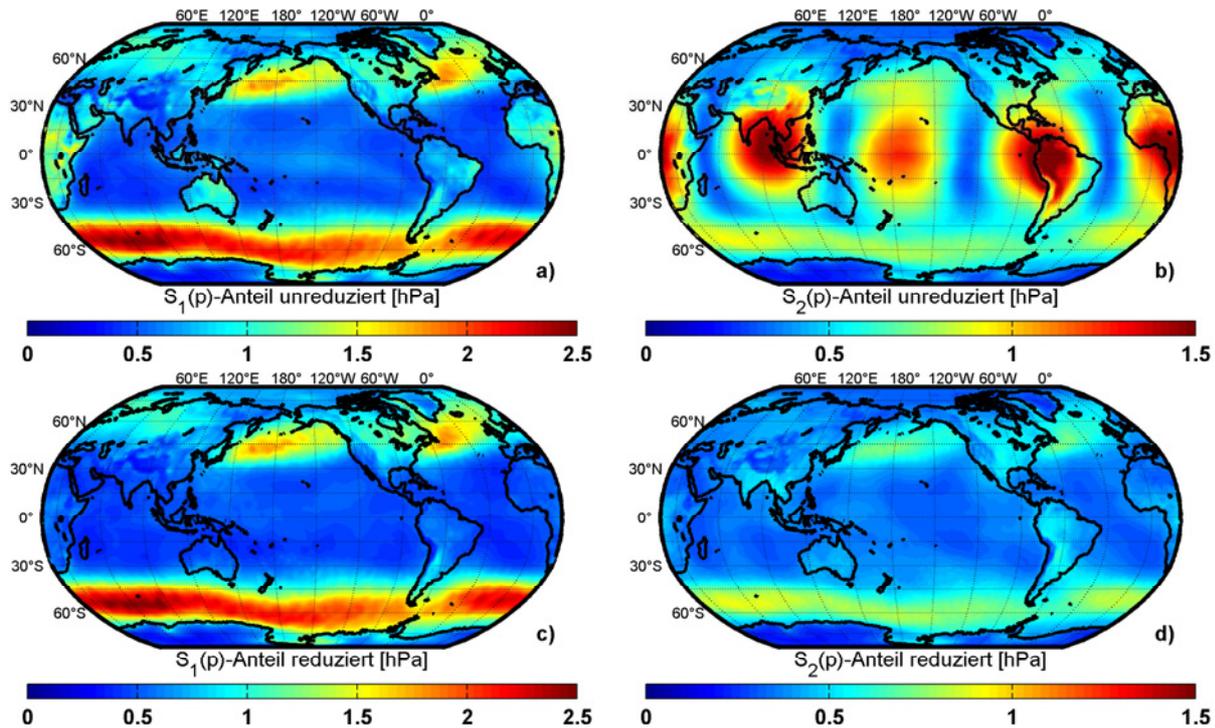
**Abbildung 3.17:** Tägliche (a) und halbtägige (b) atmosphärische Tiden extrahiert aus der Kombination von 6-stündigen Analysen mit 3-stündigen Vorhersagen aus den operationellen Atmosphärendaten des ECMWF für 2001 bis 2005.

gering zu halten, können Analysen und Vorhersagen kombiniert werden (Dobslaw und Thomas, 2005b):

$$A_3 = F_3 + \frac{(A_0 + A_6) - (F_0 + F_6)}{2}, \quad (3.3)$$

dabei ist  $A_0$  ein Analysefeld zu einem beliebigen Zeitpunkt,  $A_6$  die 6 h später darauffolgende Analyse und  $F_0$  und  $F_6$  beschreiben die aktuellsten Vorhersagen zu den jeweiligen Zeitpunkten. Das dazwischenliegende Analysefeld  $A_3$  wird somit aus der dazwischenliegenden Vorhersage unter Anpassung an die benachbarten Analysen berechnet. Die so entstehenden 3-stündigen Analysedaten (Abb. 3.17) entsprechen den originalen Analysedaten zu den 6h-Zeitpunkten und reproduzieren die halbtägigen Variationen wie die entsprechenden Vorhersagen.

Da kurzperiodische Variationen in der Atmosphäre weder an exakte Frequenzen gebunden noch über einen langen Zeitraum konstant sind, werden zur Abschätzung der erforderlichen zeitlichen Auflösung zur Darstellung kurzperiodischer Massenvariationen Testrechnungen anhand der



**Abbildung 3.18:** Tägliche und halbtägige Variabilität in den 3-stündigen ECMWF-Kombinationen vor (a,b) und nach (c,d) der Reduktion eines mittleren Modells der atmosphärischen Tiden.

3-stündig aufgelösten Kombinationen durchgeführt. Zur Analyse der täglichen Variabilität wird zwischen jeweils zwei zwölf Stunden auseinanderliegenden Feldern interpoliert und die Differenz zum dazwischenliegenden Feld gebildet, so dass mittlere Standardabweichungen berechnet werden können. Für die Bestimmung der halbtägigen Variabilität wird entsprechend zwischen 6-stündig benachbarten Datensätzen interpoliert. Zusätzlich wird aus den Differenzfeldern jeweils ein mittleres  $S_1(p)$ - und  $S_2(p)$ -Modell berechnet und reduziert. Die tägliche Variabilität (Abb. 3.18) erreicht über dem Südlichen Ozean Werte bis 2,5 hPa, in den gemäßigten Breiten der Nordhalbkugel werden knapp unter 2 hPa erreicht. Die Subtraktion eines mittleren  $S_1(p)$ -Modells reduziert die tägliche Variabilität über den Kontinenten und in den tropischen Regionen fast vollständig, während in den gemäßigten Breiten nur ein verschwindend geringer Anteil der täglichen Variationen über die Gezeiten erklärt werden kann. Im halbtägigen Band hingegen dominieren die Atmosphärentiden. Massen-anomalien bis 1,5 hPa in den Tropen werden nahezu vollständig durch das Gezeitenmodell erklärt und transiente halbtägige Anteile über dem Südlichen Ozean erreichen lediglich in Ausnahmefällen 1 hPa. Insbesondere schnelle Luftdruckvariationen in Verbindung mit atmosphärischen Fronten sowie saisonale Variationen der atmosphärischen Tiden führen hier zu kurzperiodischen Variationen, die nicht über ein zeitinvariantes Korrekturmodell erklärt werden können. Eine zeitliche Auflösung der Atmosphärendaten von sechs Stunden sollte somit für die meisten geodätischen Anwendungen hinreichend sein, allenfalls für höchste Genauigkeitsansprüche ist eine zeitliche Auflösung von drei Stunden anzustreben.

## Kapitel 4

# Numerische Simulation der großskaligen ozeanischen Dynamik

Mit dem OMCT werden numerische Modelldaten der allgemeinen ozeanischen Zirkulation unter Verwendung zeitlich hochaufgelöster Atmosphärendaten berechnet. In diesem Kapitel werden einige Kenngrößen der simulierten ozeanischen Dynamik im Vergleich mit unabhängigen Beobachtungen und anderen Modellen betrachtet sowie die Relevanz ausgewählter Prozesse im Ozean für Massenverlagerungen und regionale Meeresspiegeländerungen diskutiert.

### 4.1 Durchgeführte Langzeitsimulationen

Zur Separation der Einflüsse verschiedener Effekte auf die ozeanische Dynamik und damit verbundene Massen- und Meereshöhenvariationen werden mit dem OMCT verschiedene Langzeitsimulationen über den Zeitraum von 1958 bis 2005 durchgeführt (Tab. 4.1). Als gemeinsamer Startzustand dient dabei ein quasi-stationärer Zustand des Ozeans nach 260 Simulationsjahren unter Verwendung klimatologischer Antriebsdaten (siehe dazu Abschnitt 2.2). Die mittlere Zirkulation wird anhand einer Simulation unter Berücksichtigung der Einflüsse von Wind, Luftdruck, 2m-Temperaturen sowie Frischwasserflüssen aufgrund von Niederschlag und Verdunstung diskutiert. Sekundäre Prozesse aufgrund von Auflast und Selbstanziehung der Wassersäule sind im Modell enthalten, die ozeanische Masse wird ohne die Berücksichtigung von Quelltermen konstant gehalten. Kurzperiodische Massenvariationen dieser Simulation werden seit dem Sommer 2006 im Rahmen des De-aliasings der GRACE-Mission operationell berechnet und unter der Bezeichnung Release 04 veröffentlicht (Flechtner, 2005a, siehe auch Abschnitt 5.3). Im weiteren Verlauf dieser Arbeit wird diese Simulation vereinfachend als **GRACE-Simulation** bezeichnet.

Für die Separation der modellinhärenten Effekte von Einflüssen der Atmosphärendaten wurde über denselben Zeitraum eine Simulation mit klimatologischen Antriebsdaten durchgeführt, die im weiteren Verlauf dieser Arbeit als **klimatologische Simulation** bezeichnet wird. Monatliche Meeressoberflächentemperaturen (Levitus, 1982) und Windschubspannungen (Hellerman und Rosenstein, 1983) ermöglichen so die Diskussion der Modellergebnisse im Vergleich mit Resultaten anderer ebenfalls klimatologisch angetriebener Ozeanmodelle. Insbesondere werden hier Simulationsergebnisse von HOPE (Drijfhout u.a., 1996) und MPI-OM<sup>1</sup> (Marsland u.a., 2003) genutzt. Neben dem Langzeitverhalten werden der mittlere Zustand und die entsprechende Variabilität verschiedener ozeanischer Zustandsgrößen im Zeitraum zwischen 1991 und 2005 diskutiert. Weiterhin wurden zahlreiche Simulationsvarianten berechnet, um den Effekt verschiedener Einzelprozesse im Ozean sowie den Einfluss unterschiedlicher Wärme- und Frischwasserflüsse auf die ozeanische Dynamik zu untersuchen und so deren Relevanz für die Korrektur und Interpretation von Satellitendaten

---

<sup>1</sup>Max Planck Institute for Meteorology Ocean Model

**Tabelle 4.1:** Zusammenstellung der OMCT Modelloptionen der durchgeführten Langzeitsimulationen: klimatologische Simulation (0), operationelle GRACE-Simulation (1), Simulationen zur Separation von ozeanischen Prozessen (2), Simulationen zum Einfluss verschiedener Wärmeflüsse (3), Simulationen zum Einfluss von Frischwasser (4), Simulationen zur Analyse verschiedener Antriebsvarianten (5) sowie Simulationen zur Untersuchung der ozeanischen Reaktion auf atmosphärische Tiden (6).

Option	0	1	2a	2b	3a	3b	3c	4a	4b	4c	5	6
Luftdruck		x	x		x	x	x	x	x	x	x	x
Windschubspannung	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Meeresoberflächentemperatur	x											
2m-Temperatur		x	x	x	x	x		x	x	x	x	x
sensible Wärme							x					
latente Wärme					x	x	x					
Strahlungswärme						x	x					
Niederschlag und Verdunstung		x	x	x	x	x	x		x	x	x	x
kontinentaler Abfluss									x	x		
Auflast und Selbstanziehung	x	x			x	x	x	x	x	x	x	x
konstante ozeanische Masse	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x
zeitvariable Masse										x		

**Tabelle 4.2:** Zusammenstellung der verschiedenen atmosphärischen Antrieboptionen für OMCT-Langzeitsimulationen: klimatologische Simulation (0), operationelle GRACE-Simulation (1), Simulationen zur Separation von ozeanischen Prozessen (2), Simulationen zur Auswirkung verschiedener Wärmeflüsse (3), Simulationen zum Einfluss von Frischwasser (4), Simulationen zur Analyse verschiedener Antriebsvarianten (5) sowie Simulationen zur Untersuchung der ozeanischen Reaktion auf atmosphärische Tiden (6).

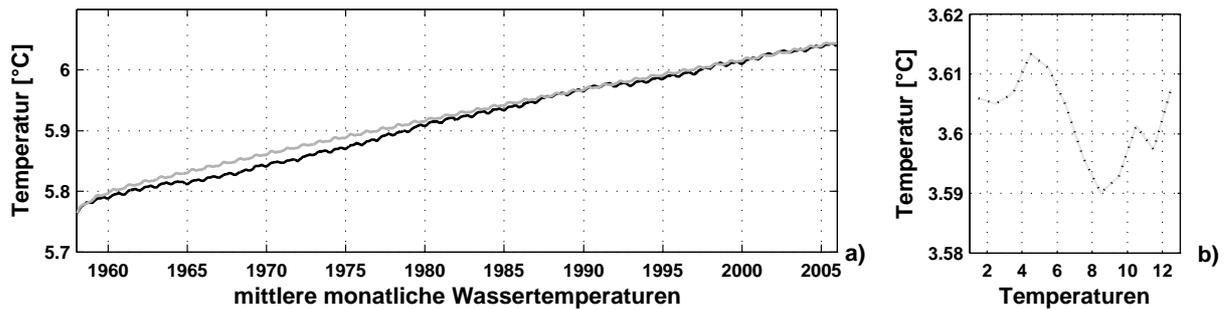
Option	0	1	2	3	4	5a	5b	6a	6b	6c
Analysen		x	x	x	x			x		
Vorhersagen						x	x		x	
Kombinationen										x
Klimatologien	x									
instantane Winde		x	x	x	x	x		x	x	x
akkumulierte Winde							x			
S <sub>2</sub> (p) reduziert		x	x	x	x	x	x			
zeitliche Auflösung 30d	x									
zeitliche Auflösung 6h		x	x	x	x	x	x	x		
zeitliche Auflösung 3h									x	x

abzuschätzen. Darüber hinaus wurden einige Untersuchungen zu den verschiedenen verfügbaren ECMWF-Atmosphärendaten durchgeführt, um die Alternativen zu den routinemäßig verwendeten 6-stündigen Analysen bewerten zu können (Tab. 4.2).

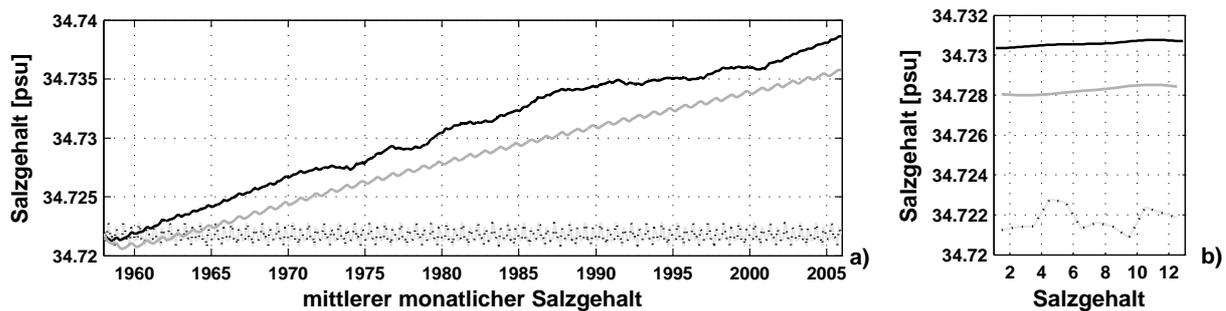
Alle Simulationen wurden auf dem Großrechner NEC-SX6 des DKRZ<sup>2</sup> berechnet. Die Simulation eines Jahres benötigt auf einem Knoten inklusive aller Vor- und Nacharbeiten etwa 120 min Rechenzeit. Für Untersuchungen zur allgemeinen Zirkulation im Modell werden über den gesamten Simulationszeitraum mittlere monatliche Verteilungen von Salzgehalt, Temperatur, Meereshöhen, barotropen Stromfunktionen sowie Meereisdicke und -kompaktheit archiviert. Zusätzlich wurden zu jedem Zeitschritt Volumentransporte an ausgewählten Querschnitten abgespeichert. Ab 1976, dem Startjahr der ersten LAGEOS-Satellitenmission<sup>3</sup>, werden zusätzlich 6-stündig aufgelöste zweidimensionale Massenfelder, Meereshöhenverteilungen und sterische Höhenanomalien herausgeschrie-

<sup>2</sup>Deutsches Klimarechenzentrum, <http://www.dkrz.de>

<sup>3</sup>Laser Geodynamics Satellite, <http://www.earth.nasa.gov/history/lageos>



**Abbildung 4.1:** Transiente (a) und klimatologisch gemittelte (b) Entwicklung der global gemittelten potentiellen Meerestemperatur in OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (grau) und ECMWF-Analysen (schwarz) sowie aus monatlichen WOA2001-Klimatologien (gepunktet).



**Abbildung 4.2:** Transiente (a) und klimatologisch gemittelte (b) Entwicklung des mittleren globalen Salzgehaltes in OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (grau) und ECMWF-Analysen (schwarz) sowie aus monatlichen WOA2001-Klimatologien (gepunktet).

ben. Diese werden analog zu den meteorologischen Analysen jeweils um 00:00, 06:00, 12:00 und 18:00 Uhr UTC extrahiert.

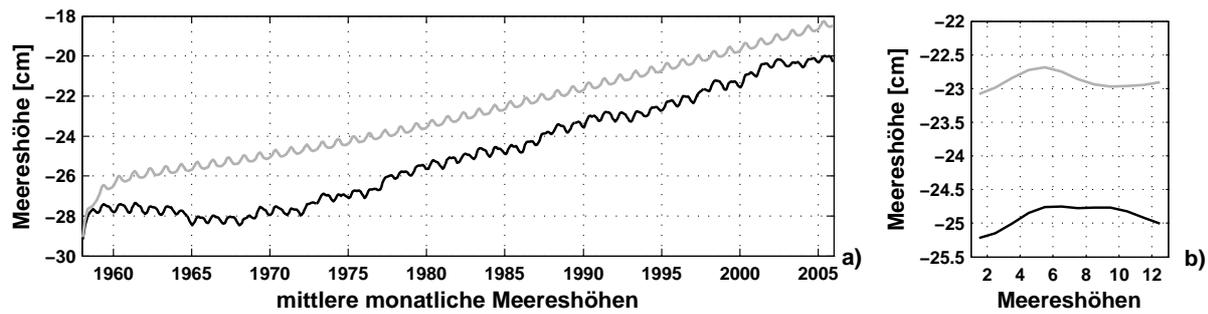
Andere Größen wie beispielsweise die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten wurden nur in einzelnen Simulationen und für begrenzte Zeiträume abgespeichert, um die Beantwortung spezifischer Fragestellungen zu ermöglichen. Neben den genannten Verteilungen lassen sich für die Untersuchung entsprechender Phänomene auch beliebige andere relevante Größen während der Modellsimulation berechnen und mit hoher zeitlicher Auflösung archivieren. Als Beispiel sollen hier vertikal oder global integrierte Drehimpulse aufgrund ozeanischer Massenverteilungen und Strömungen genügen, die zur Analyse und Interpretation ozeanisch induzierter Erdrotationsschwankungen herangezogen werden können.

## 4.2 Temperatur- und Salzgehaltsvariationen

Die Verwendbarkeit elektromagnetischer Wellen zur Fernerkundung des Weltozeans beschränkt sich aufgrund der Opazität des Meerwassers im Wesentlichen auf Oberflächensignale. Oberflächentemperaturen lassen sich aus Beobachtungen von Mikrowellen-Radiometern wie AMSR-E<sup>4</sup> ableiten, die Bestimmung des Salzgehaltes an der Oberfläche ist mit Beobachtungen der für 2008 geplanten Satellitenmission SMOS<sup>5</sup> vorgesehen. Die Verifikation dreidimensionaler simulierter Verteilungen ist hingegen nur unter Verwendung ozeanographischer in situ-Beobachtungen möglich. Im Rahmen von WOA2001 wurden umfangreiche Datenbestände analysiert und zu monatlichen Klimatologien zusammengefasst (Conkright u.a., 2002). Neben globalen Verteilungen von in situ-Temperatur und Salzgehalt werden auch verschiedene biochemische Parameter bereitgehalten. Die räumliche

<sup>4</sup>Advanced Microwave Scanning Radiometer, <http://aqua.nasa.gov>

<sup>5</sup>Soil Moisture and Ocean Salinity mission, <http://www.esa.int/esaLP/LPsmos.html>



**Abbildung 4.3:** Transiente (a) und klimatologisch gemittelte (b) Entwicklung der mittleren globalen Meereshöhe in OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (grau) und ECMWF-Analysen (schwarz).

Auflösung der Daten beträgt horizontal  $1^\circ$  in geographischer Länge und Breite und vertikal 33 Schichten mit in der Tiefe zunehmender Mächtigkeit. Zur Verifikation der OMCT-Simulationen wurden aus dem WOA2001-Datensatz 13 Schichten entsprechend der OMCT-Tiefenverteilung extrahiert und jeweils horizontal auf das OMCT-Gitter interpoliert, um neben qualitativen Diskussionen der Gemeinsamkeiten und Unterschiede auch quantitative Untersuchungen zu ermöglichen.

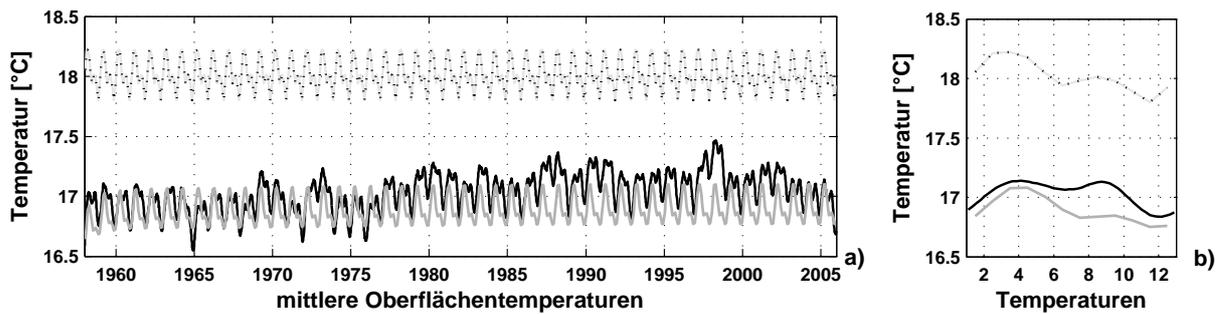
Die numerische Integration physikalischer Systeme über lange Zeiträume ist häufig verknüpft mit der Entstehung modellbedingter Trends, deren Auswirkungen bei der Interpretation der Resultate zu berücksichtigen sind. Unabhängig von den hier gewählten atmosphärischen Antriebsbedingungen bewirkt das OMCT in seiner derzeit verwendeten Konfiguration eine mittlere Erwärmung des Ozeans um etwa  $0,5\text{ K}$  pro Jahrhundert. Zusätzlich wird die potentielle ozeanische Temperatur im Vergleich zu klimatologisch gemittelten in situ-Beobachtungen mit etwa  $5,9^\circ\text{C}$  um ungefähr  $2,2\text{ K}$  zu warm simuliert (Abb. 4.1).

Eine vergleichbare Drift lässt sich auch für den Salzgehalt feststellen. Während zu Beginn der Simulationen der mittlere Salzgehalt aufgrund der zuvor verwendeten dreidimensionalen Antriebsfelder (siehe Abschnitt 2.2) genau dem klimatologischen Mittelwert entspricht, erhöht sich dieser im Verlauf der Simulationen um etwa  $0,03\text{ psu}^6$  pro Jahrhundert (Abb. 4.2). Eine in den klimatologischen Daten angedeutete saisonale Variabilität lässt sich in den Simulationen in dieser Größenordnung hingegen nicht nachweisen. Die zumindest teilweise Vernachlässigung kontinentaler und atmosphärischer Frischwasserflüsse sowie die Verwendung eines mittleren jährlichen Salzgehaltsfeldes als Referenz für die Relaxation des Oberflächensalzgehaltes verhindern hier eine realistischere Reproduktion der saisonalen Variationen.

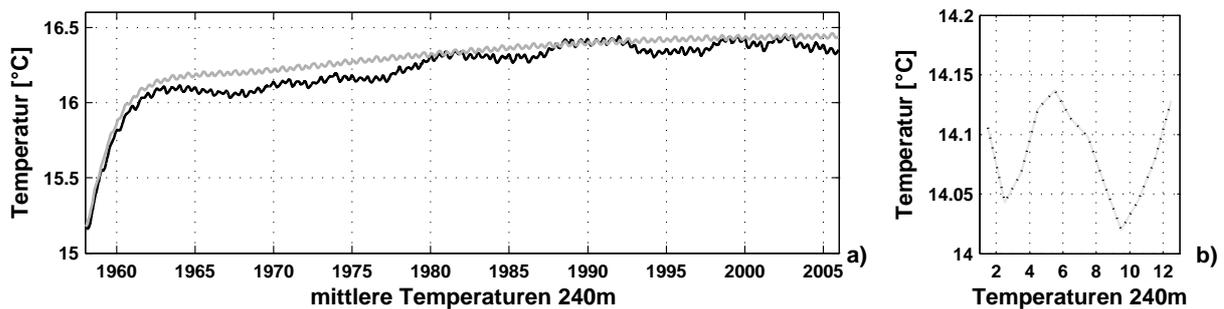
Für die in dieser Arbeit angestrebten Analysen der ozeanischen Variabilität auf bis zu saisonalen Zeitskalen sind die verbliebenen Schwächen im zeitlichen Verhalten von Salzgehalt und Temperatur tolerabel. Für Untersuchungen zur Klimadynamik hingegen werden deutlich längere Einschwingzeiten verwendet, so dass die verbleibenden Trends in den hier zu Vergleichszwecken herangezogenen HOPE-Simulationen (Drijfhout u.a., 1996) beispielsweise mehr als zwei Größenordnungen geringer ausfallen.

Die Auswirkungen dieser numerischen Trends bei Temperatur und Salzgehalt lassen sich besonders deutlich in den simulierten mittleren Meereshöhen erkennen (Abb. 4.3). In der vorliegenden Konfiguration wird die totale ozeanische Masse zu jedem Zeitschritt konstant gehalten, so dass alle Änderungen der mittleren Dichte zu Änderungen im mittleren Meeresspiegel führen. Unabhängig von den gewählten Antriebsdaten führt die Erwärmung des Ozeans zu einem simulierten Meeresspiegelanstieg von etwa  $2\text{ mm}$  pro Jahr. Ausgehend von in situ-Daten und Altimeter-Beobachtungen wurden für den säkularen Anstieg des mittleren Meeresspiegels aufgrund thermischer Expansion Werte zwischen  $0,33\text{ mm}$  pro Jahr für die vergangenen 50 Jahre (Antonov u.a., 2005), und etwa  $3\text{ mm}$  pro Jahr für die vergangenen 15 Jahre bestimmt (Cazenave und Nerem, 2004), so

<sup>6</sup>practical salinity units



**Abbildung 4.4:** Transiente (a) und klimatologisch gemittelte (b) Entwicklung der mittleren Meeresoberflächentemperatur in OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (grau) und ECMWF-Analysen (schwarz) sowie aus monatlichen WOA2001-Klimatologien (gepunktet).

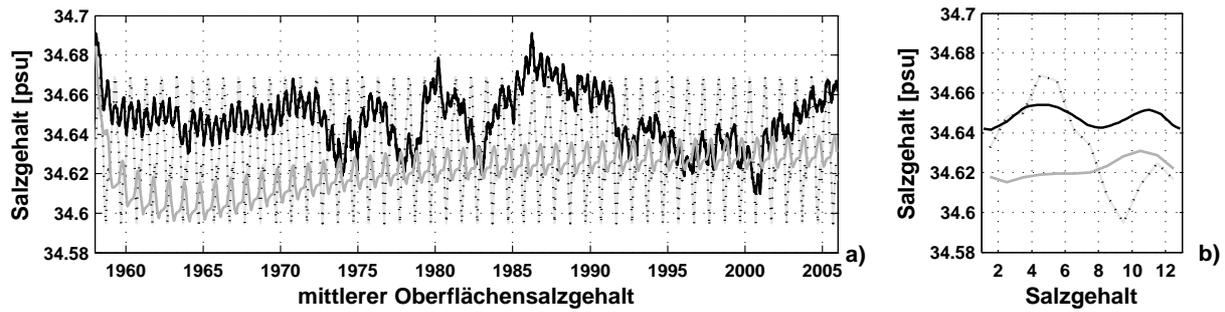


**Abbildung 4.5:** Transiente (a) und klimatologisch gemittelte (b) Entwicklung der mittleren potentiellen Meerestemperatur in 240 m Tiefe in OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (grau) und ECMWF-Analysen (schwarz) sowie aus monatlichen WOA2001-Klimatologien (gepunktet).

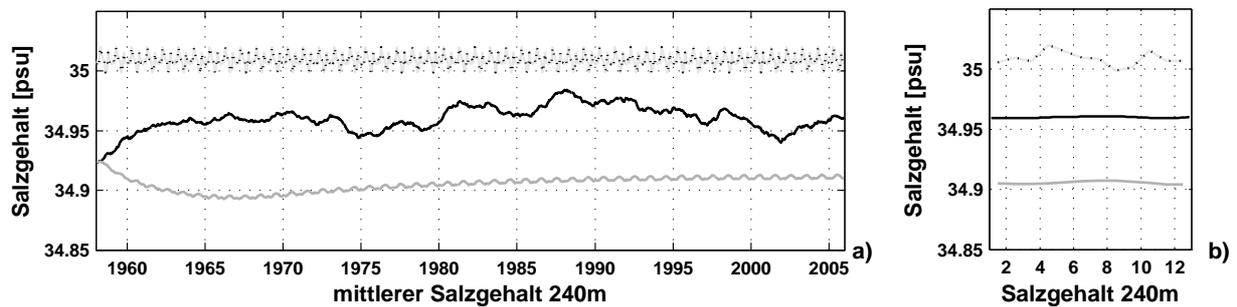
dass die simulierten Werte durchaus in realistischen Größenordnungen liegen. Eine Interpretation dieser Trends ist dennoch nicht sinnvoll, da für langfristige Meeresspiegelvariationen relevante Prozesse wie das Schmelzen der Inlandeismassen in der hier vorliegenden Modellkonfiguration nicht berücksichtigt worden sind.

In den mittleren Oberflächentemperaturen sind hingegen keine signifikanten Trends in den simulierten Zeitreihen auszumachen. Allerdings werden die Oberflächentemperaturen im Mittel um mehr als 1 K zu kalt simuliert (Abb. 4.4). Der charakteristische Jahresverlauf mit zwei lokalen Maxima im März und im September wird hingegen von beiden Simulationen realistisch reproduziert. Im Vergleich zur klimatologischen Simulation enthält die GRACE-Simulation Temperatur-Maxima auf interannuellen Zeitskalen, deren Auftreten mit Maximalwerten des Niño-3 SSTA-Indexes des Klimaphänomens ENSO zusammenfällt (Vecchi und Harrison, 2000). In tieferen Schichten des Modellozeans sind die linearen Trends in der mittleren Temperatur deutlich stärker. Exemplarisch dargestellt für die Schicht in 240 m Tiefe (Abb. 4.5), zeigt sich ein starker Anstieg der Temperatur in den ersten fünf Simulationsjahren als Anpassungsreaktion auf die applizierten Änderungen in der Modellkonfiguration. Ab 1965 ist der langfristige Temperaturanstieg weitgehend linear, Abweichungen sind hauptsächlich auf die atmosphärischen Modelldaten zurückzuführen. Verglichen mit klimatologisch gemittelten in situ-Beobachtungen aus WOA2001 werden die Temperaturen in 240 m Tiefe um mehr als 2 K zu warm simuliert. Zusammen mit den zu kalten Oberflächentemperaturen werden somit die vertikalen Temperaturgradienten im Modell zu schwach reproduziert, was sowohl mit der gewählten vertikalen Diskretisierung als auch mit einer zu starken vertikalen Durchmischung in Verbindung zu bringen ist.

Ähnliche Schlussfolgerungen lassen sich auch für den Salzgehalt an der Oberfläche und in 240 m Tiefe ziehen. Nach anfänglichen Einschwingvorgängen entstehen an der Oberfläche keine signifikanten säkularen Variationen (Abb. 4.6). Die in der GRACE-Simulation verwendeten Frischwasserflüsse aufgrund von Niederschlag und Verdunstung verursachen starke interannuelle Variationen. Auf-



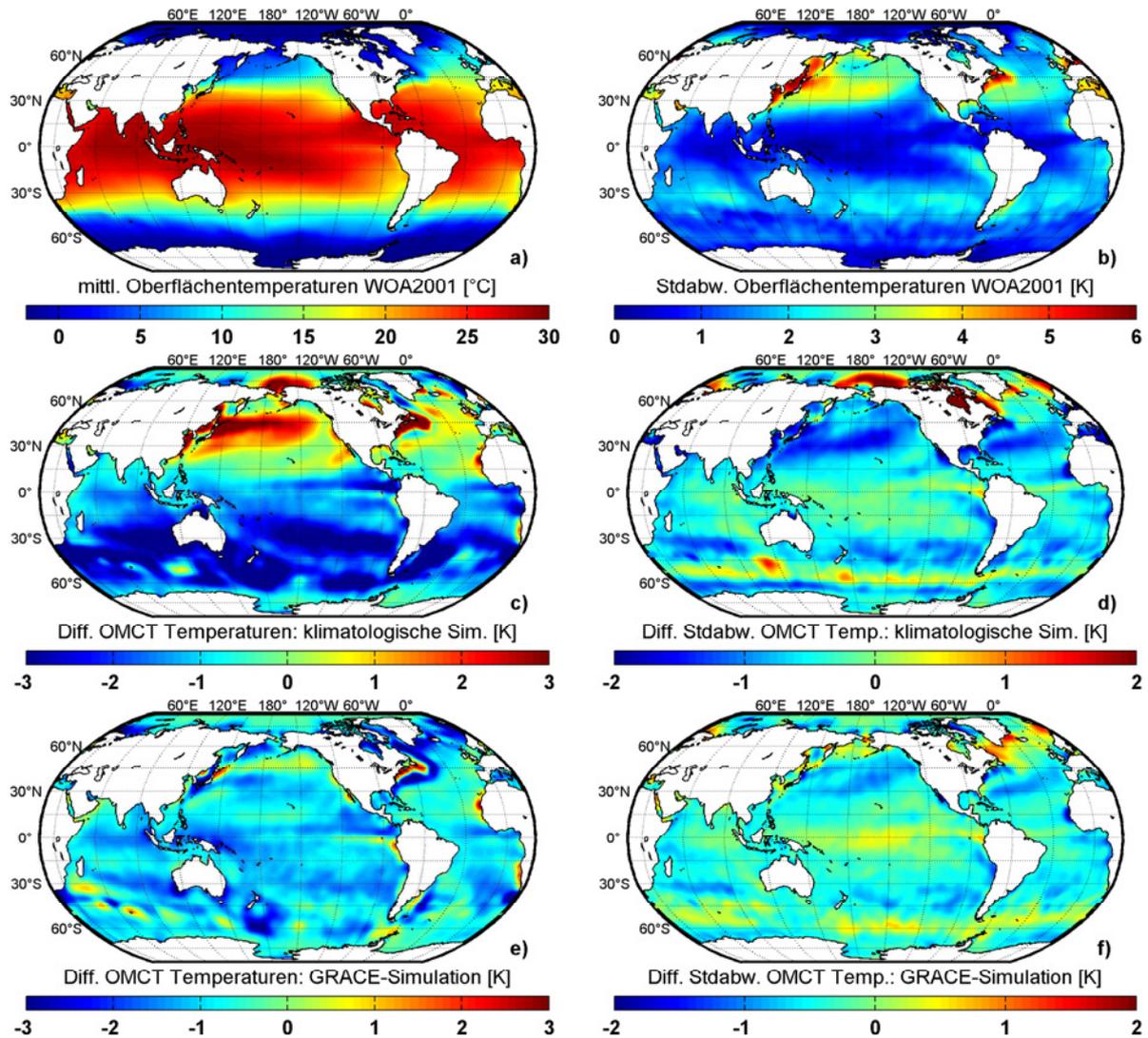
**Abbildung 4.6:** Transiente (a) und klimatologisch gemittelte (b) Entwicklung des mittleren Oberflächensalzgehaltes in OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (grau) und ECMWF-Analysen (schwarz) sowie aus monatlichen WOA2001-Klimatologien (gepunktet).



**Abbildung 4.7:** Transiente (a) und klimatologisch gemittelte (b) Entwicklung des mittleren Salzgehaltes in 240 m Tiefe in OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (grau) und ECMWF-Analysen (schwarz) sowie aus monatlichen WOA2001-Klimatologien (gepunktet).

grund der stark schwankenden Qualität der atmosphärischen Frischwasserflüsse in ERA-40 (siehe Abschnitt 3.6) repräsentieren diese eher die Verfügbarkeit verschiedener Beobachtungssysteme als klimatisch relevante Signale, so dass eine Interpretation dieser Variationen nicht sinnvoll ist. Der mittlere Jahresverlauf des Oberflächensalzgehaltes wird qualitativ mit zwei lokalen Salzgehaltsmaxima im Mai und im September von beiden Simulationen reproduziert, allerdings werden die Amplituden deutlich unterschätzt. Dies steht sowohl mit der Relaxation des Oberflächensalzgehaltes an ein klimatologisches Jahresmittel als auch mit der Vernachlässigung kontinentaler Frischwasserflüsse in der hier diskutierten GRACE-Simulation in Verbindung. Der mittlere Salzgehalt in 240 m Tiefe (Abb. 4.7) wird in beiden Simulationen im Vergleich zu den Beobachtungen leicht unterschätzt, wodurch wiederum eine zu schwache Reproduktion der mittleren vertikalen Gradienten festzustellen ist.

Neben dem Langzeitverhalten ist für die Beurteilung der Qualität der numerischen Simulationen auch die Validation der räumlichen Verteilungen von Bedeutung. Im für diese Arbeit durchgehend festgelegten Analysezeitraum 1991 bis 2005 wurden mittlere Meeresoberflächentemperaturen und deren Variabilität aus der klimatologischen und der GRACE-Simulation berechnet und den Beobachtungen aus WOA2001 gegenübergestellt (Abb. 4.8). Im Mittel werden die räumlichen Verteilungen in beiden Simulationen gut reproduziert, regionale Differenzen betragen nicht mehr als 3 K. Auffällig ist eine generelle Überschätzung der Meeresoberflächentemperaturen der klimatologischen Simulation auf der Nordhalbkugel mit höchsten Werten in den Ausläufern von Golfstrom und Kuroshio sowie nördlich der Bering-Straße. Gleichzeitig werden die mittleren Temperaturen auf der Südhalbkugel um etwa denselben Betrag zu kalt simuliert, was auf systematische Fehler in den verwendeten klimatologischen Antriebsfeldern schließen lässt. Die Differenzen in der GRACE-Simulation sind deutlich geringer, global ist eine leichte Unterschätzung der mittleren Meeresoberflächentemperaturen erkennbar. Überschätzt werden lediglich die Temperaturen an den nördlichen Flanken von Golfstrom und Kuroshio. Das applizierte numerische Gitter mit einer räumlichen

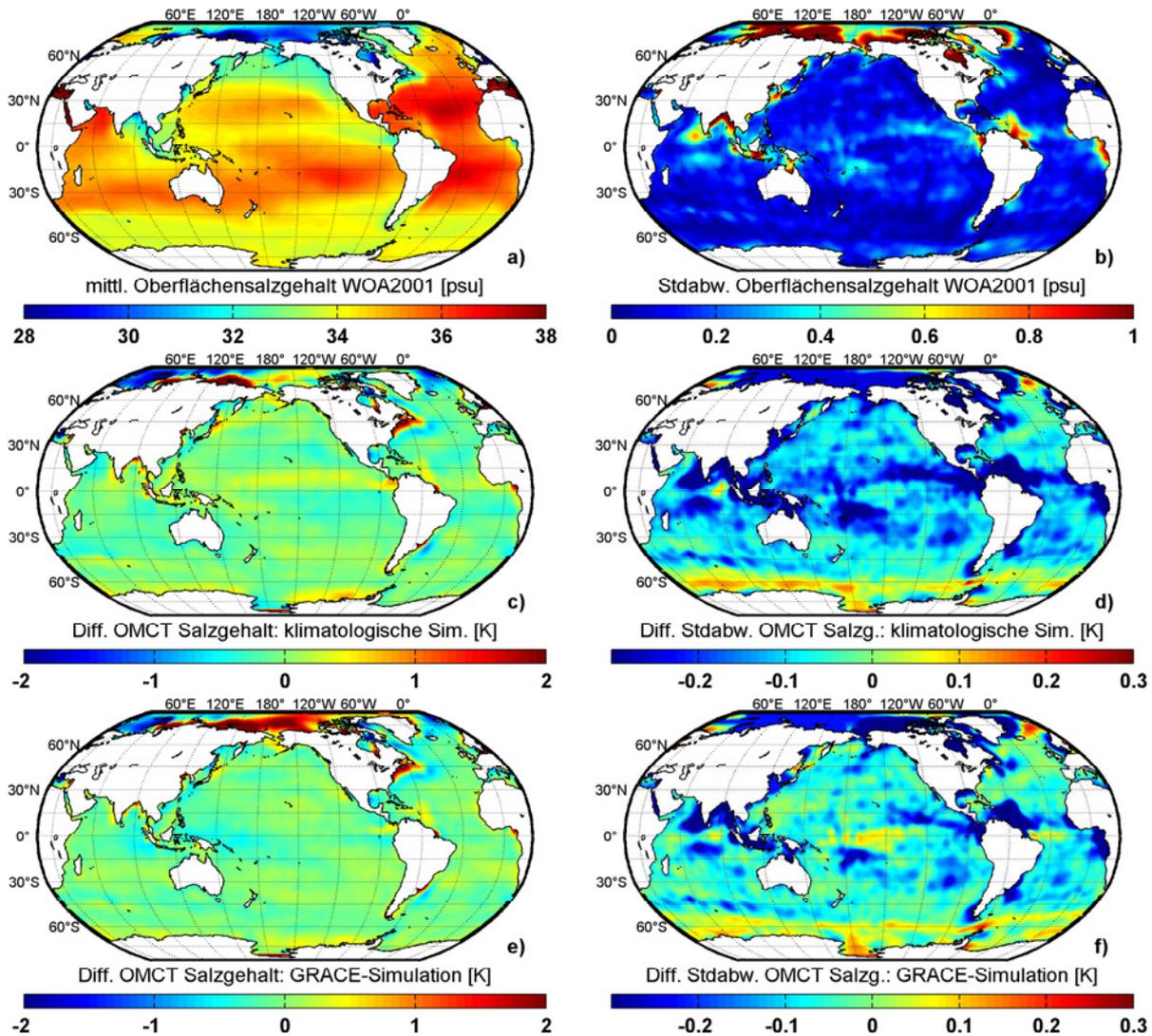


**Abbildung 4.8:** Mittlere Meeresoberflächentemperaturen abgeleitet aus WOA2001-Klimatologien (a) und deren Differenzen zu OMCT-Simulationen mit klimatologischen (c) und ECMWF basierten Antriebsbedingungen (e), sowie die Standardabweichung monatlicher Werte als Maß für die mittlere Variabilität (b,d,f).

Auflösung von  $1,875^\circ$  in geographischer Länge und Breite verhindert hier die schärfere Reproduktion der lateralen Gradienten.

Regionen hoher Variabilität der Meeresoberflächentemperatur konzentrieren sich hauptsächlich auf die Ausläufer der westlichen Randströme, während in den Tropen und in den polaren Regionen die Temperaturen weitgehend konstant bleiben. Diese Variabilität wird in der klimatologischen Simulation nur teilweise reproduziert. In der Hudson Bay und nördlich der Bering-Straße werden zu hohe Variationen simuliert, während die Variabilität in den Ausläufern der westlichen Randströme stark unterschätzt wird. Diese Unterschätzung findet sich in deutlich abgemilderter Form auch in der GRACE-Simulation. Höhere Variabilitäten werden dagegen in der GRACE-Simulation in den Auftriebsgebieten im äquatorialen Pazifik in Zusammenhang mit interannuellen Variationen der ozeanischen Dynamik generiert (siehe beispielsweise Chambers u.a., 1998), die in klimatologisch gemittelten Beobachtungsdaten nicht detektiert werden können.

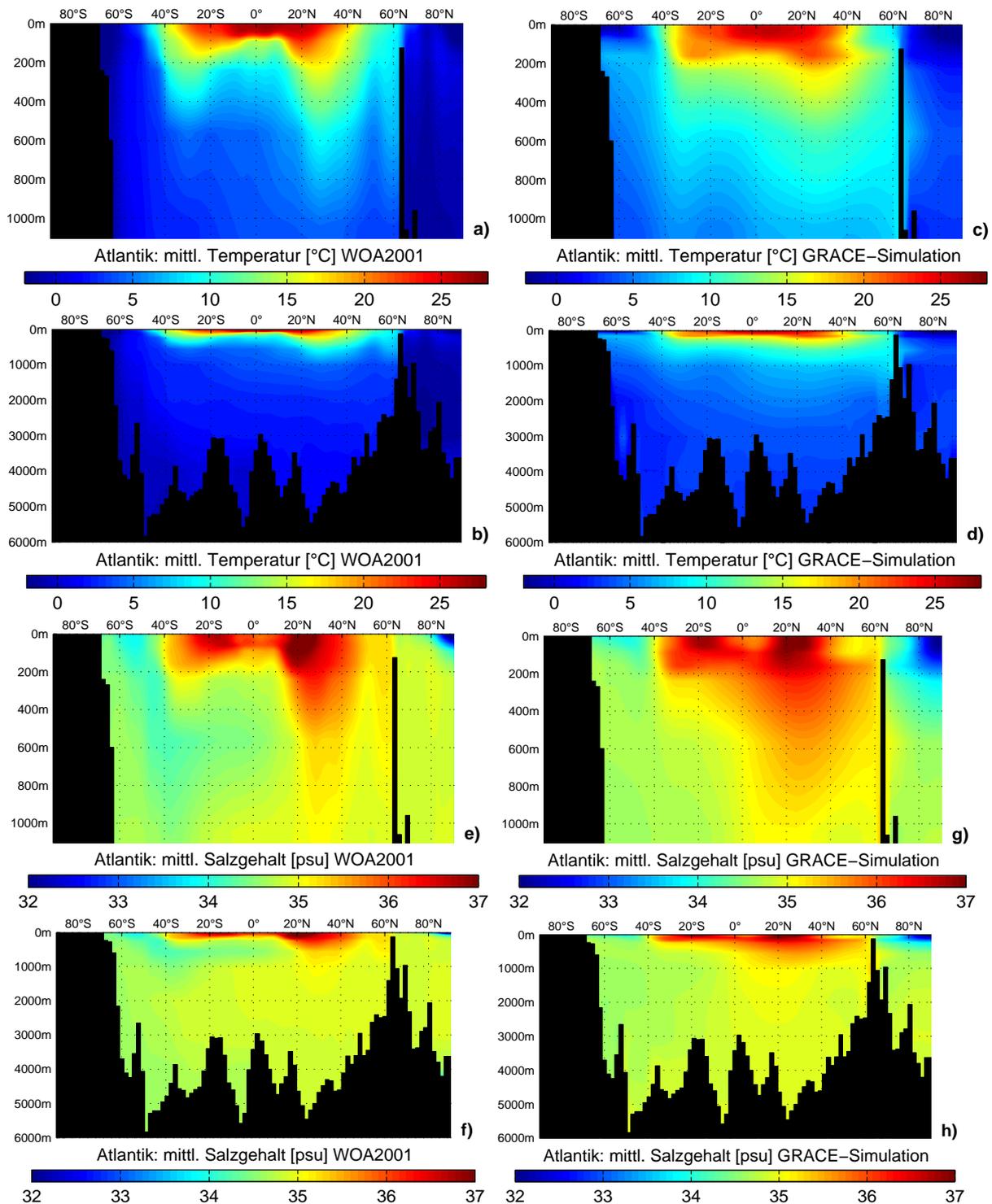
Analog zu den Oberflächentemperaturen lassen sich auch die mittleren Salzgehalte an der Oberfläche mit klimatologischen Beobachtungsdaten aus WOA2001 vergleichen (Abb. 4.9). Größte Differenzen zu den in situ-Daten ergeben sich für die klimatologische Simulation im Arktischen Ozean. Das Vernachlässigen hydrologischer Frischwasserflüsse führt hier zu deutlich höheren Salzgehalten.



**Abbildung 4.9:** Mittlere Meeresoberflächensalzgehalte abgeleitet aus WOA2001-Klimatologien (a) und deren Differenzen zu OMCT-Simulationen mit klimatologischen (c) und ECMWF basierten Antriebsbedingungen (e), sowie die Standardabweichung monatlicher Werte als Maß für die mittlere Variabilität (b,d,f).

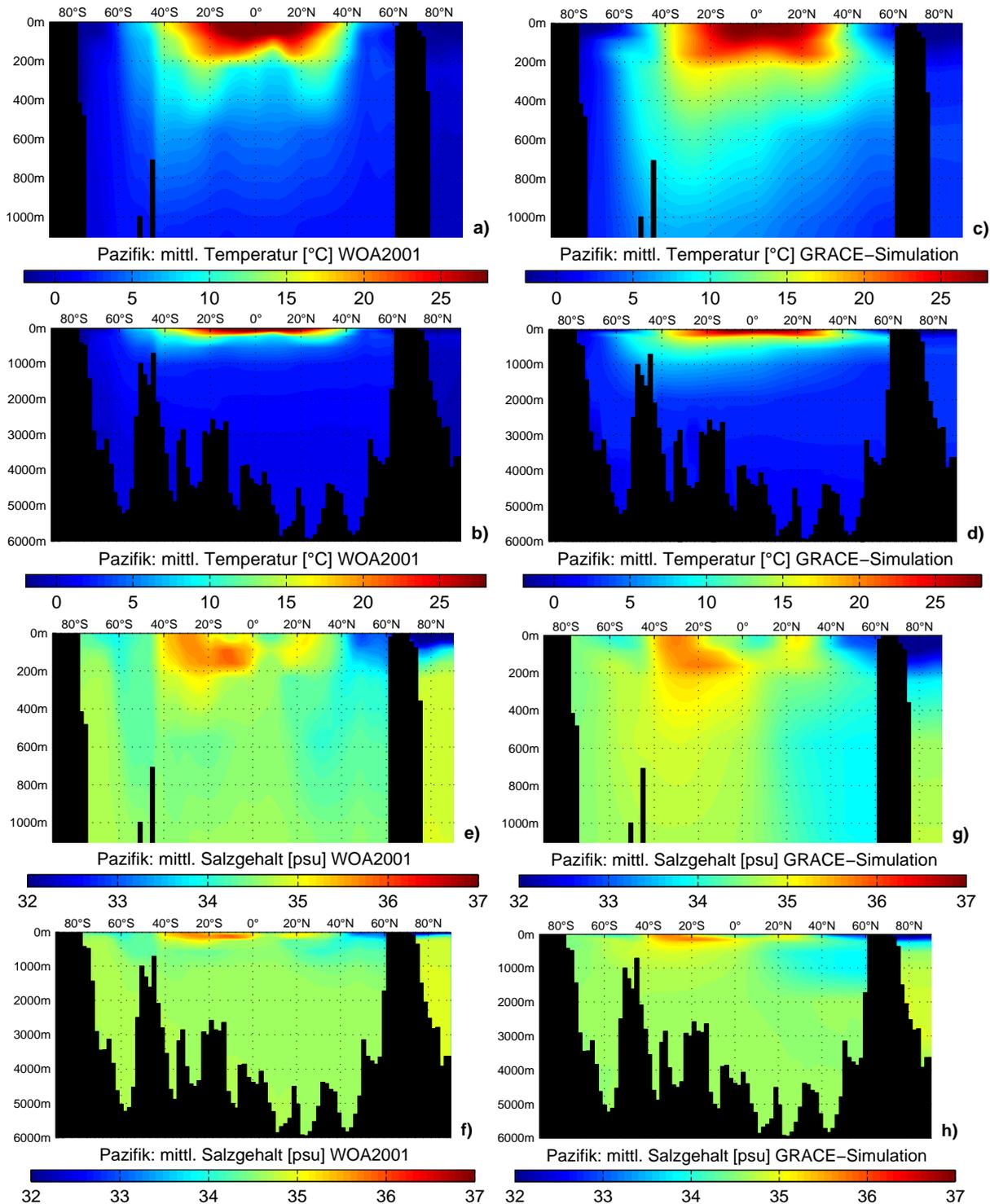
Im Bereich der tropischen Konvergenz, die unter anderem durch besonders hohe Niederschläge gekennzeichnet ist (siehe auch Abschnitt 3.6), wird der Salzgehalt ebenfalls überschätzt. Weiterhin gibt es eine deutliche Überschätzung im Bereich der Neufundlandbank, wo der verhältnismäßig kalte und salzarme Wassermassen nach Süden transportierende Labradorstrom im OMCT nur schwach reproduziert wird. Lokal bedeutende Überschätzungen des Salzgehalts lassen sich auch an den Mündungen wasserreicher Flüsse wie Amazonas, Kongo oder Ganges feststellen, die aufgrund des Fehlens kontinentaler Frischwasserflüsse in dieser Simulation erwartet werden konnten. Vergleichbare Aussagen lassen sich auch über die Reproduktion der mittleren Salzgehalte in der GRACE-Simulation treffen, allerdings sind die Salzgehalte in der Region der tropischen Konvergenz hier deutlich realistischer simuliert, während die Überschätzung in der Arktis noch stärker ausgeprägt ist.

Die mittlere Variabilität des Oberflächensalzgehaltes konzentriert sich hauptsächlich auf die Umgebung der Mündung großer Flüsse, wie Amazonas, Kongo, Mekong und insbesondere die in den Arktischen Ozean mündenden Flüsse. Die hohe saisonale Variabilität der Schmelzwassereinträge und der Meereisbildung verbunden mit der isolierten Lage des Nordmeers bewirken hier eine starke saisonale Variation. Durch die Relaxation an eine mittlere jährliche Salzklimatologie und die Vernachlässigung kontinentaler Frischwasserflüsse können derartige Variationen in diesen Simulationen



**Abbildung 4.10:** Vertikalverteilung der langjährigen Jahresmittel von potentieller Temperatur und Salzgehalt entlang des GEOSECS-Schnittes im Atlantik aus WOA2001-Klimatologien (a,b und e,f) und der GRACE-Simulation (c,d und g,h).

nicht realistisch reproduziert werden. Auffällig ist hingegen die höhere Variabilität in den subpolaren Gewässern des Südlichen Ozeans in der GRACE-Simulation im Vergleich zu den klimatologischen Beobachtungen. Aufgrund der vergleichsweise geringen Zahl von Messungen abseits von hochfrequentierten Schifffahrtslinien und insbesondere im Südlichen Ozean ist hier eine Unterschätzung der Variabilität in den WOA2001-Daten wahrscheinlich.



**Abbildung 4.11:** Vertikalverteilung der langjährigen Jahresmittel von potentieller Temperatur und Salzgehalt entlang des GEOSECS-Schnittes im Pazifik aus WOA2001-Klimatologien (a,b und e,f) und der GRACE-Simulation (c,d und g,h).

Zur Untersuchung der vertikalen Schichtung werden zwei meridionale Schnitte<sup>7</sup> durch den Atlantischen (Abb. 4.10) und den Pazifischen Ozean (Abb. 4.11) verwendet. Verglichen mit WOA2001-Daten werden die großskaligen Signale in der GRACE-Simulation gut reproduziert. Die Warmwassersphäre beiderseits des Äquators erstreckt sich im Nordatlantik bis in Tiefen von mehr als 500 m,

<sup>7</sup>GEOSECS-Schnitte, <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.GEOSECS/>

während sie im Südlichen Ozean weniger mächtig ausgeprägt ist. Stattdessen lagert sich hier in Tiefen von 400 bis 1000 m salzarmes subantarktisches Zwischenwasser ein, welches in den gemäßigten südlichen Breiten gebildet wird (Dietrich u.a., 1975). Die qualitative Verteilung der Salz- und Temperaturschichtung wird in der GRACE-Simulation im Allgemeinen gut wiedergegeben, deutlich wird allerdings wiederum die durch die gewählte Vertikalauflösung begrenzte Fähigkeit des Modells zur Reproduktion hoher Gradienten.

Im Pazifik hingegen hat die Warmwassersphäre auf der Südhalbkugel eine größere Mächtigkeit als nördlich des Äquators. Ausgezeichnet durch ein Salzgehaltsmaximum in 100 bis 200 m Tiefe schließt sich in etwa 500 m Tiefe wiederum die Schicht des subarktischen und subantarktischen Zwischenwassers an, wobei das subarktische Zwischenwasser im Vergleich mit seinem südlichen Pendant durch einen noch geringeren Salzgehalt gekennzeichnet ist. Verglichen mit den Beobachtungen werden in der GRACE-Simulation die Salzgehalte des subarktischen Zwischenwassers unterschätzt, welches im Modell bis in Tiefen von etwa 1000 m zu finden ist. Gleichzeitig muss die Einlagerung subantarktischen Zwischenwassers als zu gering eingeschätzt werden, was wiederum zu einer Schwächung der vertikalen Gradienten in den hydrographischen Größen führt. Gleichzeitig sind die für die Bildung von antarktischen Bodenwasser wichtigen Schelfeisgebiete mit ihren tiefreichenden Eismassen und den damit erzwungenen niedrigen Wassertemperaturen im OMCT nicht hinreichend parametrisiert, so dass diese für die ozeanische Tiefenzirkulation relevanten Wassermassen nicht vollständig reproduziert werden können. Als positiv ist hingegen das Fehlen einer tiefgreifenden Vertikalkonvektion im nördlichen Pazifik zu werten, welche in zahlreichen anderen Zirkulationsmodellen die Realitätstreue der simulierten großskaligen Dynamik signifikant beeinträchtigt.

### 4.3 Mittlere ozeanische Dynamik

Aufgrund des engen Zusammenhangs mit den ozeanischen Strömungssystemen ist die dynamische Meerestopographie ein wichtiger Indikator für die Beurteilung der mittleren ozeanischen Dynamik. Abseits des Äquators und auf Zeitskalen länger als einige Tage gilt im Ozean in guter Näherung das geostrophische Gleichgewicht

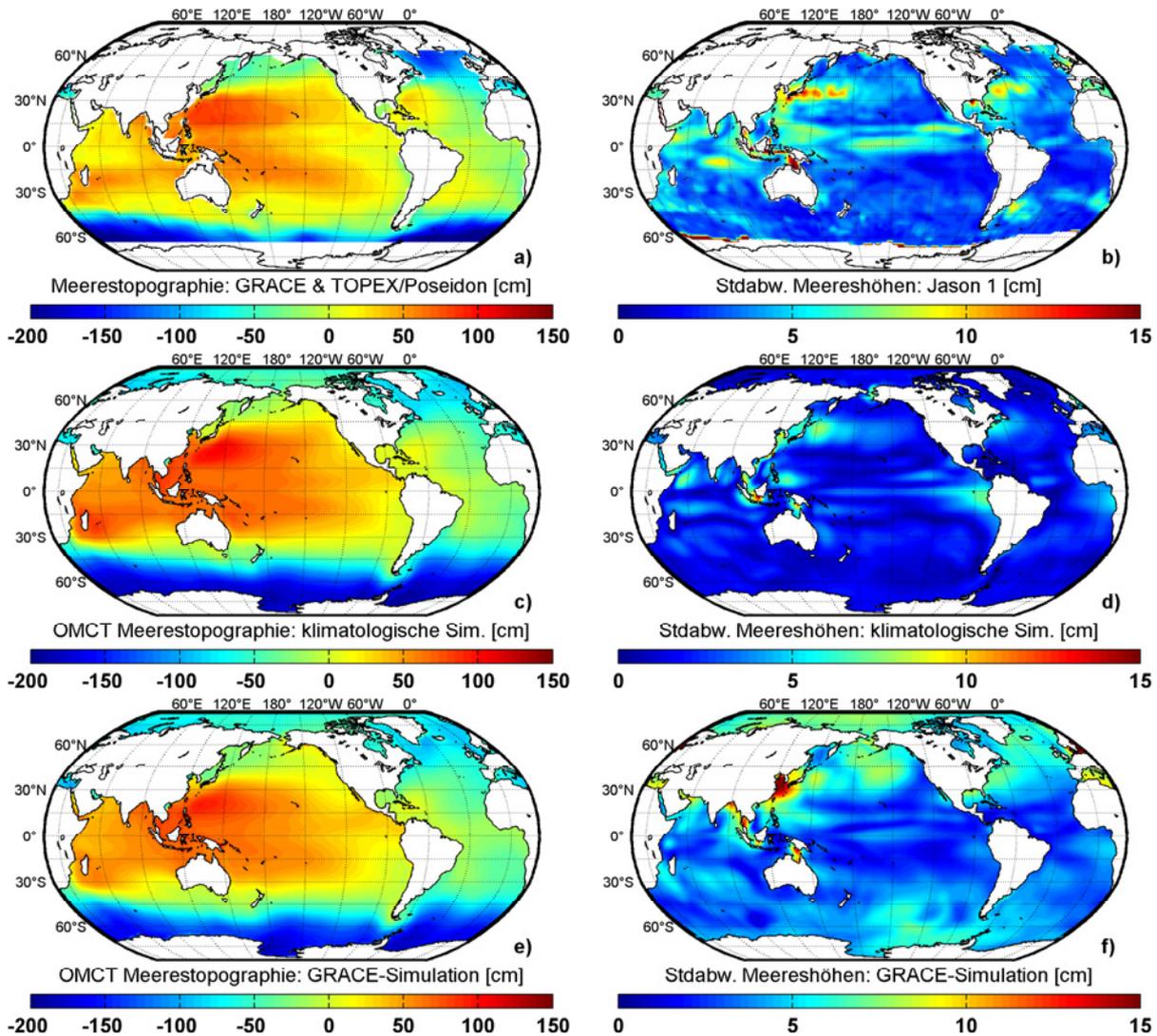
$$\begin{aligned} 2\omega \sin \phi v &= \frac{\partial p}{a \cos \phi \partial \lambda}, \\ 2\omega \sin \phi u &= -\frac{\partial p}{a \partial \phi}, \end{aligned} \tag{4.1}$$

wobei  $u$  und  $v$  die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten in Ost- und Nordrichtung,  $p$  den Druck,  $\omega$  die mittlere Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation und  $a$  den mittleren Erdradius bezeichnen. Unter der Annahme des geostrophischen Gleichgewichts lassen sich so aus den Gradienten der Auslenkung der Meereshöhe aus ihrer Ruhelage Strömungen ableiten. Im Ozeanmodell wird diese Ruhelage als eine ideale Kugel angenommen. In der Realität würde sich ein strömungsfreier Ozean entlang der physikalischen Form der Erde ausbreiten, seine Oberfläche entspräche somit einer Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes, dem Geoid. Die Beobachtung des zeitinvarianten Erdschwerefeldes mit CHAMP<sup>8</sup>, GRACE und zukünftig GOCE<sup>9</sup> erlaubt in Verbindung mit Meereshöheninformationen aus Satellitenaltimetrie-Daten die direkte Beobachtung dieser Meerestopographie.

In dieser Arbeit wird ein Meerestopographiemodell aus einem der ersten GRACE-Schwerefeldmodelle, EIGEN-GRACE01S (Reigber u.a., 2003) in Verbindung mit einem mittleren Meereshöhenmodell aus vier Jahren T/P-Altimeterdaten des Zeitraums 1998 bis 2002 verwendet (Dobslaw u.a., 2004). Zur Reduktion des Einflusses von weniger genau beobachteten kleinräumigen

<sup>8</sup>Challenging Minisatellite Payload, <http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/champ>

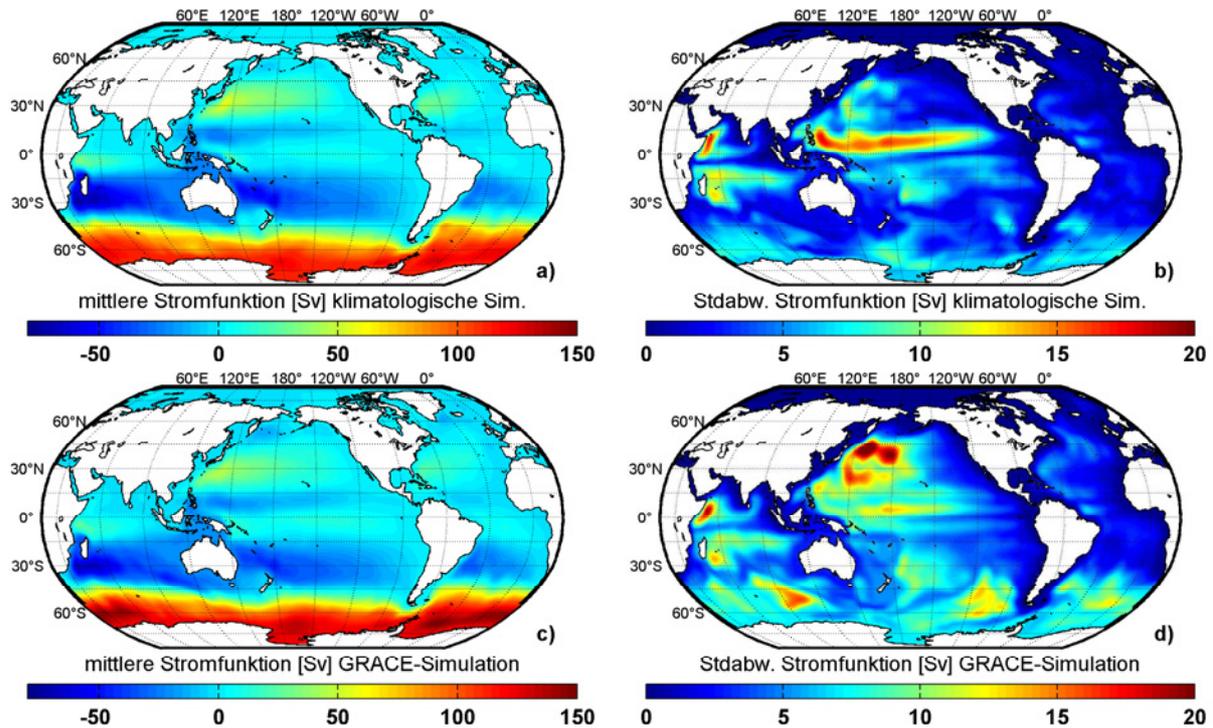
<sup>9</sup>Global Ocean Circulation Experiment, <http://www.esa.int/esaLP/LPgoce.html>



**Abbildung 4.12:** Dynamische Meerestopographie abgeleitet aus GRACE Schwerefeldinformationen und T/P-Satellitenaltimetrie (a) und aus OMCT-Simulationen mit klimatologischen (c) und ECMWF basierten Antriebsbedingungen (e) sowie mittlere monatliche Variabilitäten der Meereshöhe aus Jason 1-Altimetrie (b) und OMCT-Simulationen (d,f).

Strukturen wurde das Modell einer räumlichen Glättung mittels Hamming-Filter unterworfen. Limitierend wirken dabei die der Beobachtungsgeometrie geschuldete hohe Korrelation der GRACE-Beobachtungen in meridionaler Richtung, deren Einflüsse auch in der geglätteten Lösung noch zu erkennen sind (Abb. 4.12). Kürzlich entwickelte Filterverfahren zur Minimierung dieser Einflüsse (siehe auch Kapitel 6) lagen zum damaligen Zeitpunkt noch nicht vor, so dass ein isotroper Filter mit entsprechend großer Grenzwellenlänge verwendet wurde, der etwa einer räumlichen Glättung mit 600 km Mittelungsradius nach Wahr u.a. (1998) entspricht. Während kleinräumige Signale somit nicht analysiert werden können, lassen sich die großräumigen Strukturen gut identifizieren und mit Resultaten der OMCT-Modellsimulationen vergleichen. Die ozeanweiten Strukturen der dominanten Zirkulationszellen sind sowohl in den Beobachtungen als auch in den beiden Simulationen gut erkennbar. Unterschiede bestehen wiederum in der Reproduktion der lateralen Gradienten, die im OMCT selbst im Vergleich zu den räumlich geglätteten Beobachtungsdaten zu schwach ausfallen. Die Zirkulationszelle im Nordatlantik ist bereits in der klimatologischen Simulation nur gering ausgeprägt und zeigt sich in der GRACE-Simulation zusätzlich geschwächt. Die Position und Stärke des ACC hingegen ist in beiden Simulationen realistisch wiedergegeben.

Die mittlere Variabilität der Meeresoberfläche wurde aus drei Jahren monatlich gemittelter Ja-

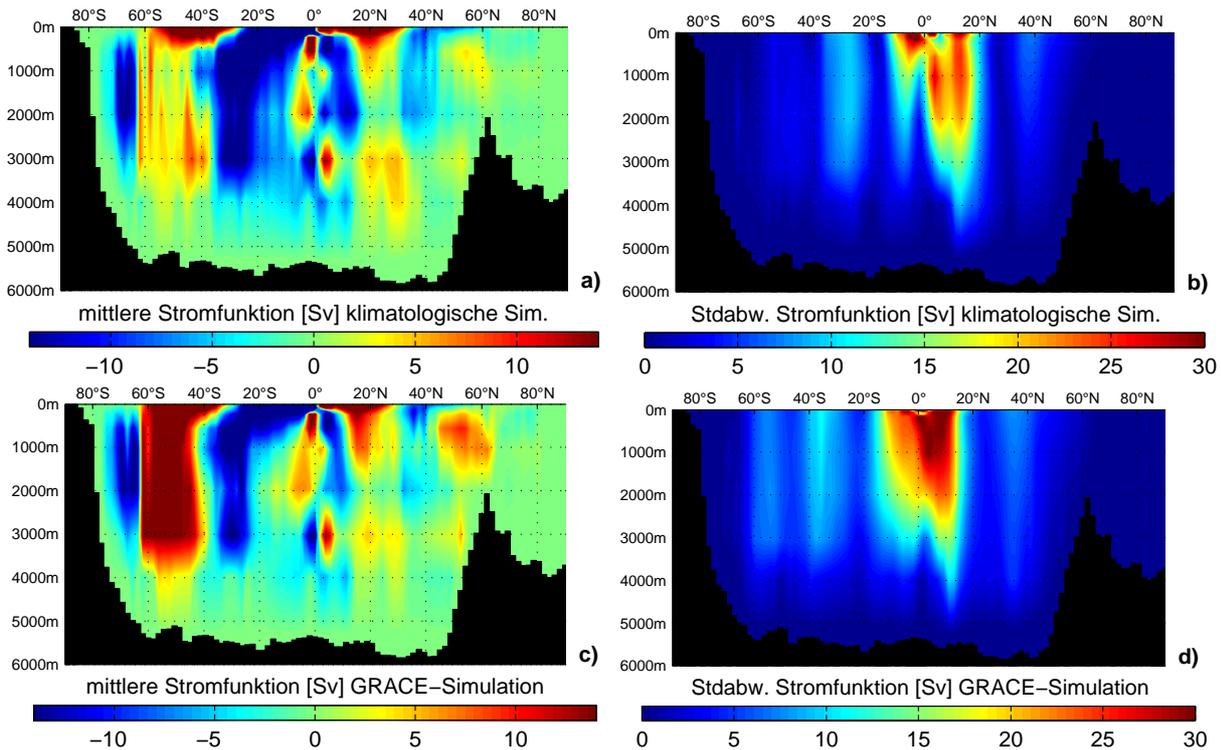


**Abbildung 4.13:** Mittlere horizontale Stromfunktion abgeleitet aus OMCT-Simulationen mit (a) klimatologischen Antrieben und (c) ECMWF basierten Antriebsbedingungen, sowie die Standardabweichung mittlerer monatlicher Werte als Maß für die mittlere Variabilität (b,d).

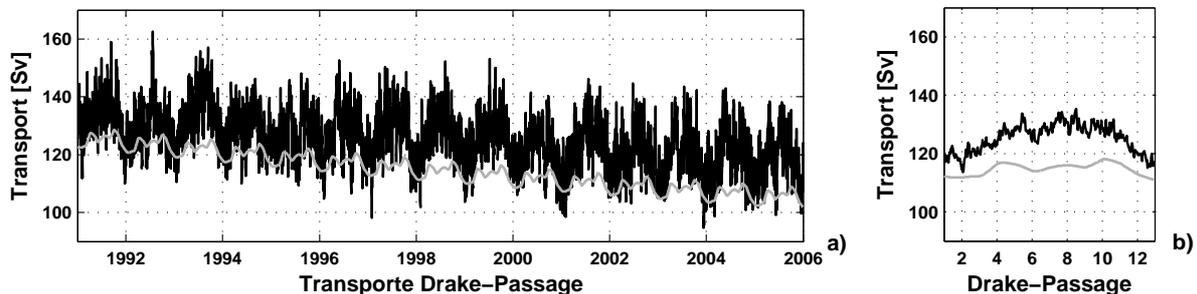
son 1-Meereshöhenanomalien zwischen 2002 und 2005 abgeleitet (S. Esselborn, GFZ Potsdam, pers. Mitteilung, 2006). Hohe Variabilitäten der monatlichen Mittelwerte finden sich sowohl in den Tropen, primär verursacht durch sterisch induzierte Änderungen in der Meereshöhe, als auch in den gemäßigten Breiten in den Ausläufern der westlichen Randströme. In den klimatologischen Simulationen werden nur geringe Variabilitäten simuliert. In der GRACE-Simulation sind diese Variationen deutlich größer, die stärksten Signale finden sich dabei in den gemäßigten Breiten, während in den Tropen eine verglichen mit den Beobachtungen geringere Variabilität reproduziert wird.

Massentransporte im Ozean lassen sich anschaulich über Stromfunktionen darstellen. Die mittleren barotropen Stromfunktionen und ihre Variabilitäten sind für die klimatologische und die GRACE-Simulation in Abb. 4.13 dargestellt. Deutlich erkennbar sind zonal ausgerichtete Strömungsbänder, die höchsten Transporte werden im ACC erreicht. Die größten Unterschiede zwischen beiden Simulationen zeigen sich in den zeitlichen Variationen der Stromfunktionen. Während in der klimatologischen Simulation große Differenzen im barotropen Transport in den äquatorparallelen Strömen im Pazifik und schwächer auch im Indischen Ozean auftreten, mit entsprechenden Auswirkungen auf die Rezirkulation in den entsprechenden großskaligen Wirbeln, liegen die Hauptbereiche der Variabilität in der GRACE-Simulation vor allem im nördlichen Pazifik im Bereich der Ausläufer des Kuroshio-Stroms sowie in verschiedenen Regionen des Südlichen Ozeans. Auffällig ist wiederum die geringe Variabilität im Nordatlantik in beiden OMCT-Simulationen.

Mittlere vertikale Massenumverteilungen können entsprechend über meridionale Stromfunktionen repräsentiert werden (Abb. 4.14). Im Gegensatz zu HOPE und MPI-OM wird eine deutlich stärkere vertikale Durchmischung im OMCT simuliert, die unter anderem mit der deutlich geringeren Simulationsdauer vor Beginn des Analysezeitraums und damit noch nicht abgeklungenen Einschwingeffekten in Verbindung zu bringen ist. Neben der Tiefenwasserbildung bei 60°S werden auch in anderen Regionen signifikante mittlere Vertikaltransporte simuliert. Verglichen mit der klimatologischen Simulation ist die vertikale Umverteilung von Wassermassen in der GRACE-Simulation noch einmal erhöht, wobei hier zusätzlich auch eine größere Menge Tiefenwasser in den nördlichen



**Abbildung 4.14:** Mittlere vertikale Stromfunktion abgeleitet aus OMCT-Simulationen mit (a) klimatologischen Antrieben und (c) ECMWF basierten Antriebsbedingungen, sowie die Standardabweichung mittlerer monatlicher Werte als Maß für die mittlere Variabilität (b,d).

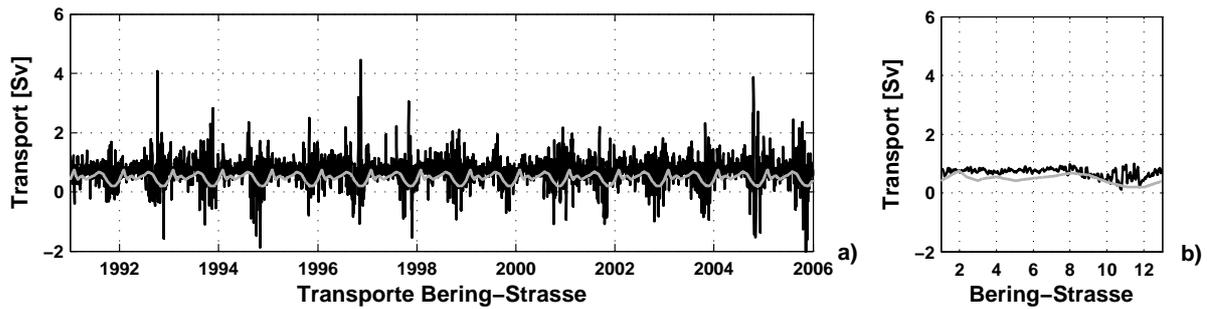


**Abbildung 4.15:** Transiente (a) und klimatologisch gemittelte (b) Transporte durch die Drake-Passage in OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (grau) und ECMWF-Analysen (schwarz).

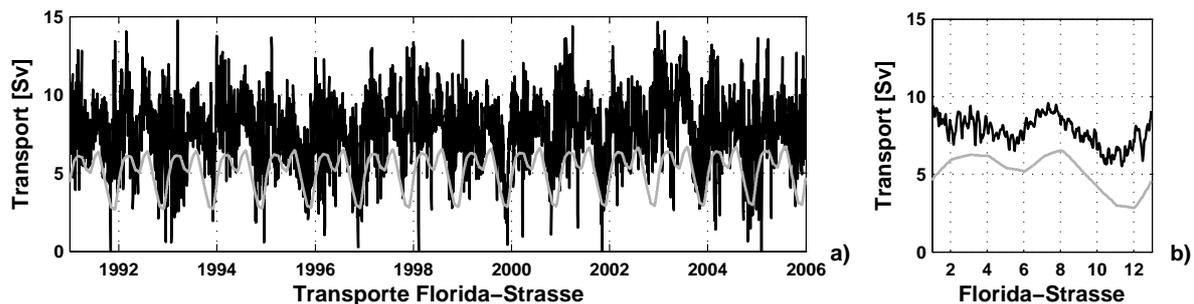
Breiten gebildet wird. Die mittlere Variabilität hingegen wird von zeitvariablen Auftriebsprozessen in der Äquatorialregion dominiert, auch hier nimmt die Dynamik deutlich zu, sobald zeitlich hochaufgelöste Atmosphären Daten zum Antrieb verwendet werden.

Die in situ-Beobachtung ozeanischer Massentransporte mit ozeanographischen Methoden im freien Ozean ist sehr aufwändig, so dass bevorzugt auf die Überwachung von schmalen Durchlässen zwischen Kontinenten zurückgegriffen wird. Die Transporte in der Drake-Passage zwischen Feuerland und der Antarktischen Halbinsel werden beispielsweise seit Jahrzehnten regelmäßig überwacht um bessere Informationen über die Dynamik des ACC's zu erlangen. Ein mittlerer Wert für den Netto-Transport durch die Drake-Passage wurde mit  $(136 \pm 11) \text{ Sv}^{10}$  nach Osten bestimmt (Cunningham u.a., 2003). Die simulierten Transporte der GRACE-Simulation liegen im Untersuchungszeitraum 1991-2005 exakt in diesem Bereich (Abb. 4.15), während in klimatologischen Simulationen mit MPI-OM Transporte von etwa 170 Sv berechnet werden (Marshall u.a., 2003). Allerdings lässt

<sup>10</sup>1 Sv =  $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ , benannt nach dem norwegischen Ozeanographen Harald Ulrik Sverdrup



**Abbildung 4.16:** Transiente (a) und klimatologisch gemittelte (b) Transporte durch die Bering-Straße in OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (grau) und ECMWF-Analysen (schwarz).



**Abbildung 4.17:** Transiente (a) und klimatologisch gemittelte (b) Transporte durch die Florida-Straße in OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (grau) und ECMWF-Analysen (schwarz).

sich ein leicht abfallender Trend der Transporte in den OMCT-Simulationen feststellen, der mit anhaltenden Anpassungsprozessen im Modellozean in Verbindung steht. Im operationellen Zeitraum ist dieser Trend allerdings hinreichend klein um Auswirkungen auf die Interpretation ozeanischer Massenanomalien ausschließen zu können. Neben einer deutlich geringeren Variabilität aufgrund der gleichmäßigen Wirkung der monatlichen Windfelder ist auch der mittlere Transport in der klimatologischen Simulation etwas geringer als in der GRACE-Simulation und den Beobachtungen.

Ähnliche Analysen wurden auch für andere Meerengen durchgeführt. Für die Bering-Straße zwischen Sibirien und Alaska wurde der mittlere Transport mit 0,8 Sv nach Norden bestimmt (Hu und Meehl, 2005). Dieser Wert wird auch in den Simulationen realistisch reproduziert (Abb. 4.16). Die Simulationen zeigen jedoch, dass gelegentlich unter dem Einfluss entsprechender Windverhältnisse diese Transporte auf mehr als das fünffache ansteigen oder auch in die umgekehrte Richtung weisen können. Ein episodisches Eindringen arktischer Wassermassen in den Pazifik wird so möglich.

Als Indikator für im Golfstrom transportierte tropische Wassermassen wird die Florida-Straße seit langem intensiv überwacht. Ausgehend von Schwankungen der elektrischen Spannung in Telefonkabeln am Meeresboden zwischen West Palm Beach, Florida und Eight Mile Rock, Bahamas (26,8°N; 79,1°W) wurde der mittlere Transport mit 32 Sv bestimmt (Baringer und Larsen, 2001). Aufgrund der limitierten räumlichen Auflösung sind die Bahamas im OMCT nicht enthalten, so dass lediglich Transporte zwischen Florida und Kuba aus dem Modell abgeleitet werden konnten. Die Simulationen sind somit nicht direkt mit den Beobachtungen vergleichbar, da neben dem Florida-Strom aus dem Golf von Mexiko in geringem Maß auch Wassermassen des nördlich von Kuba verlaufenden Antillenstroms zu den gemessenen Transporten beitragen. Die Ergebnisse der in situ-Messungen werden mit Werten von etwa 8 Sv in der GRACE-Simulation nicht annähernd erreicht (Abb. 4.17). Die Unterschätzung der Transporte in der Florida-Straße im OMCT steht dabei in engem Zusammenhang mit der bereits zuvor diskutierten stark unterschätzten Dynamik im Nordatlantik. Trotz dieser Unterschätzung der Transporte wird die saisonale Variabilität im OMCT insgesamt

zufriedenstellend reproduziert. Im Jahresverlauf zeigen die Beobachtungen der letzten acht Jahre im klimatologischen Mittel Variationen von etwa 1 Sv, mit lokalen Maximalwerten im April und August sowie minimalen Transporten im November (Baringer und Larsen, 2001), die auch in den OMCT-Simulationen reproduziert werden.

## 4.4 Simulation von Meereis

Wichtige Größen zur Validation der numerischen Simulation von Meereis im OMCT sind Kompaktheit und Dicke des Eises. Während die Meereisdicke entweder aus in situ-Beobachtungen oder seit einigen Jahren auch aus satellitengestützten Laser-Altimeterdaten bestimmt werden kann, liefern passive Mikrowellensensoren seit über 20 Jahren globale Verteilungen der Meereiskonzentration. In dieser Arbeit wird eine homogenisierte Zeitreihe von 1979 bis 2004 verwendet (Cavalieri u.a., 2006), die am NSIDC<sup>11</sup> bereitgestellt wurde (siehe auch Sanow, 2006). Die Daten basieren auf Beobachtungen von Nimbus-7<sup>12</sup> und drei Satelliten des DMSP-Programms<sup>13</sup> mit einer horizontalen Auflösung von 25 km, die analog zum WOA2001-Datensatz auf das OMCT-Gitter interpoliert wurde. Die monatlich aufgelöste Zeitreihe aus allen vier Satelliten wird im Folgenden vereinfachend als **NSIDC-Datensatz** bezeichnet.

Die beobachtete Meereiskonzentration kann direkt mit der simulierten Kompaktheit des Meereises verglichen werden (Abb. 4.18). Deutlich ist in den Satellitendaten der Bereich ganzjährigen Meereises in der Umgebung des Nordpols zu erkennen. Saisonal eisfreie Gebiete gibt es beispielsweise in der Bering-Straße, im Bereich des Sibirischen Schelfs und in der Hudson Bay. Ausläufer des Norwegen-Stroms hingegen verhindern ganzjährig die Bildung von Meereis im Europäischen Nordmeer und der Barentssee. Die klimatologische Simulation zeigt abweichend große eisfreie Gebiete in der Tschuktschensee nördlich der Bering-Straße sowie eine saisonale Vereisung der Barentssee. Ersteres ist in Verbindung zu setzen mit unrealistischen klimatologischen Temperatur- und Windfeldern in dieser Region, die sich bereits in ungewöhnlich hohen Variabilitäten der Meeresoberflächentemperatur gezeigt haben. Die Vereisung der Barentssee hingegen steht in Verbindung mit einem zu schwach simulierten meridionalen Wärmetransport im Nordatlantik. In der GRACE-Simulation sind diese Defizite teilweise behoben, die mittlere Meereisbedeckung in der Umgebung der Bering-Straße entspricht weitgehend den Beobachtungen. Die Eisbildung in der Barentssee ist deutlich geringer als in der klimatologischen Simulation, allerdings sind die Wärmetransporte aus dem Nordatlantik auch in dieser Simulation zu gering, um die regelmäßige Entstehung von Eis westlich von Nowaja Semlja und südlich von Svalbard zu verhindern.

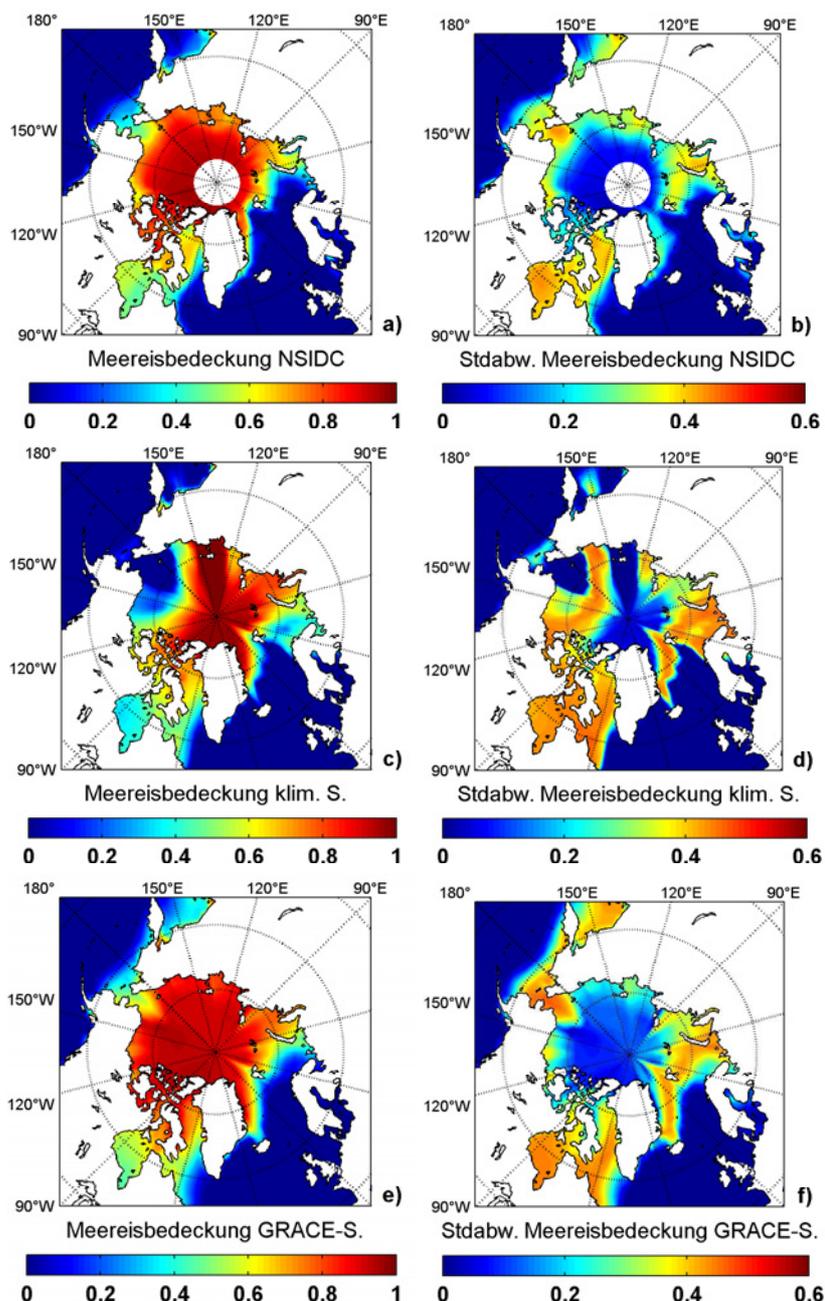
Im Gegensatz zur Meereiskonzentration liegen für die Dicke des Meereises keine flächendeckenden Beobachtungsdaten vor. Mit Hilfe der 2003 gestarteten Satellitenmission ICESAT<sup>14</sup> ist es möglich, Freibord-Höhen des Meereises zu bestimmen und unter Annahmen für die Dichte des Eises und des verdrängten Meerwassers auf die Meereisdicke zu schließen. Aufgrund von instrumentellen Problemen (Schutz u.a., 2005) wurden bislang nur wenige Daten allgemein zur Verfügung gestellt, so dass bislang noch keine Produkte zur raum-zeitlichen Variabilität der Mächtigkeit von Meereis veröffentlicht worden sind. Lediglich für einzelne Epochen wurden Freibord-Höhen von Meereis in der Arktis (Kwok u.a., 2004; Forsberg und Skourup, 2005) und der Antarktis (Yi und Zwally, 2004) bestimmt. Neben den Satellitenbeobachtungen können Meereisdicken noch aus in situ-Beobachtungen, Sonarpeilungen von U-Booten, sowie mit luftgestützten Laserscannern und elektromagnetischen Induktionsinstrumenten abgeleitet werden. Alle diese Messverfahren sind nur lokal und regional einsetzbar und eignen sich nicht zur kontinuierlichen Überwachung der globalen Meereisverteilung. Ihre Daten lassen sich aber zu klimatologischen Mittelwerten zusammenfassen. Für die Südhalbkugel sind

<sup>11</sup>National Snow and Ice Data Center, <http://www.nsidc.org>

<sup>12</sup>Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR)

<sup>13</sup>Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) F8, F11 und F13 Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)

<sup>14</sup>Ice, Cloud and Land Elevation Satellite, <http://icesat.gsfc.nasa.gov>

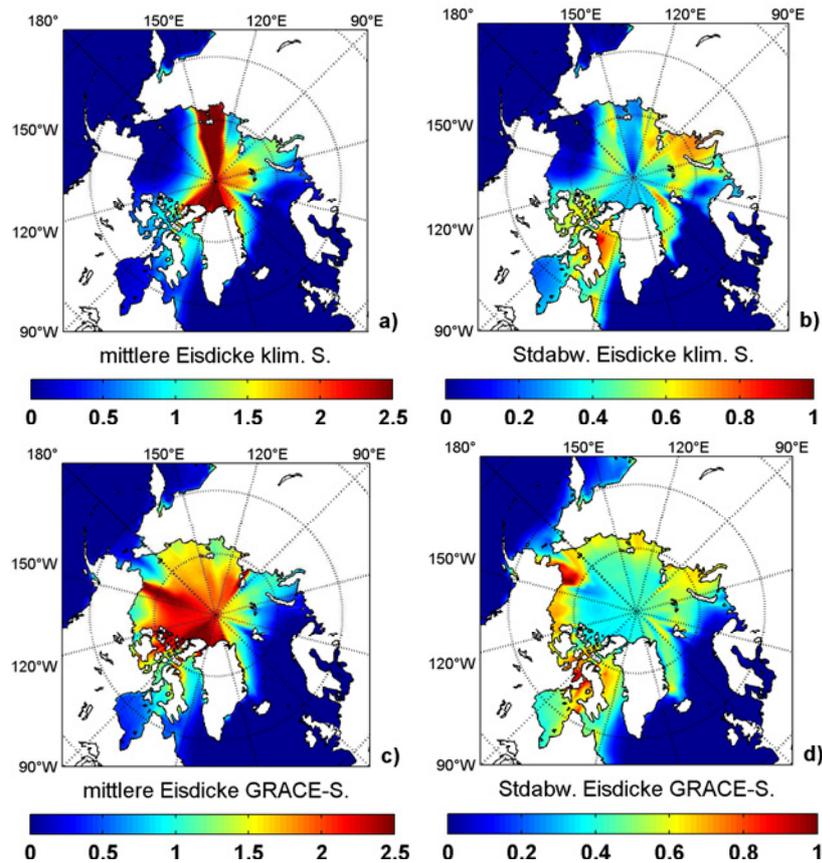


**Abbildung 4.18:** Mittelwert (links) und Standardabweichung (rechts) als Maß für die saisonale Variabilität der Meereisbedeckungsgrade in der Arktis: Beobachtungsdaten SMMR bzw. SSM/I vom NSIDC (a,b), sowie aus OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (c,d) und ECMWF-Analysen (e,f).

derartige Mittelwerte beispielsweise aus dem ASPeCt-Datensatz<sup>15</sup> verfügbar (Timmermann u.a., 2004).

Die Eisdickenverteilung der klimatologischen Simulation zeigt in der Arktis eine unrealistische Struktur (Abb. 4.19). Die große eisfreie Region nördlich der Bering-Straße wird von einem transpolaren Band sehr hoher Meereisdicken begrenzt. Die Meereisverteilung der GRACE-Simulation ist weitaus realistischer, die höchsten Dicken von mehr als 2 m werden im Bereich des mehrjährigen Eises simuliert. Analog zu Forsberg und Skourup (2005) werden die mächtigsten Eisdicken nördlich von Grönland und im Bereich des Kanadischen Archipels erreicht. Die transpolare Drift in Verbindung mit dem Beaufort-Gyre bewirken eine Konzentration von Eismassen in dieser Region.

<sup>15</sup> Antarctic Sea Ice Processes and Climate, <http://www.aspect.aq>

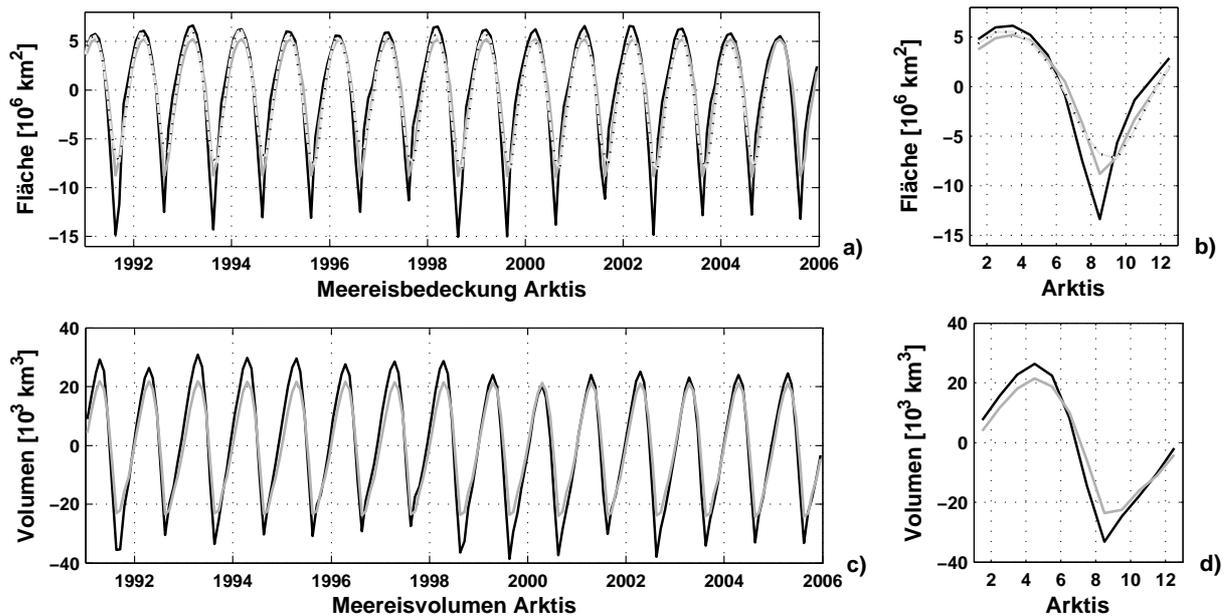


**Abbildung 4.19:** Mittelwert (links) und Standardabweichung (rechts) als Maß für die saisonale Variabilität der Meereisdicke [m] in der Arktis: OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (a,b) und ECMWF-Analysen (c,d).

Offen bleibt zu diesem Zeitpunkt, warum in der GRACE-Simulation entlang von etwa  $160^{\circ}\text{W}$  unverhältnismäßig hohe Eisdicken von bis zu 2 m simuliert werden. Auffällig ist auch das sternförmige Muster der simulierten Meereisdicken rund um den Nordpol. Da das OMCT auf einem konventionellen Gradnetz-Gitter diskretisiert ist und numerische Berechnungen in der Nähe von singulären Punkten grundsätzlich mit Problemen behaftet sind, werden hier laterale Austauschprozesse offenbar nicht zufriedenstellend reproduziert. Zur Vermeidung dieses Problems werden in anderen Ozeanmodellen beispielsweise rotierte oder auch kurvilineare Gitter verwendet, deren Pole in kontinentalen Regionen liegen (Marsland u.a., 2003).

Obwohl die relative räumliche Verteilung der Eisdicken im OMCT gut mit den Beobachtungen übereinstimmt, werden die Eisdicken generell unterschätzt. An der Grönländischen Küste werden mit bis zu 6 m mehr als doppelt so mächtige Eisschichten beobachtet als im OMCT simuliert (Laxon u.a., 2003). Allerdings ist für Untersuchungen zur zeitvariablen ozeanischen Dynamik bedeutsamer, die relative Verteilung der Eisdicken sowie die realistische Reproduktion der Entstehung und des Abschmelzens von Meereis im Modell zu reproduzieren, so dass von dieser generellen Unterschätzung der Eisdicken kein relevanter Einfluss auf die Ergebnisse dieser Arbeit erwartet wird.

Signifikante Trends im zeitlichen Verlauf der Meereisbedeckung sind im Untersuchungszeitraum 1991 bis 2005 in den OMCT-Simulationen nicht festzustellen (Abb. 4.20). Die zeitliche Entwicklung während der Wintermonate wird in beiden Simulationen gut reproduziert. Während der Schmelzphase zwischen April und August reduziert sich das Eis im Vergleich mit den Beobachtungen besonders in der GRACE-Simulation deutlich schneller. Parallel dazu wird Meereis im Herbst auch wieder schneller gebildet, was insgesamt auf eine zu unmittelbare Reaktion der Meeresoberflächentemperatur auf veränderte atmosphärische Bedingungen in den OMCT-Simulationen schließen lässt. Ein ähnliches Bild zeigt sich auch im zeitlichen Verlauf des Gesamtvolumens des Meereises, wobei hier



**Abbildung 4.20:** Transiente (a,c) und klimatologisch gemittelte (b,d) Anomalien der eisbedeckten Flächen und Eisvolumina in der Arktis: OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (grau) und ECMWF-Analysen (schwarz) sowie aus SMMR bzw. SSM/I Beobachtungsdaten vom NSIDC (gepunktet).

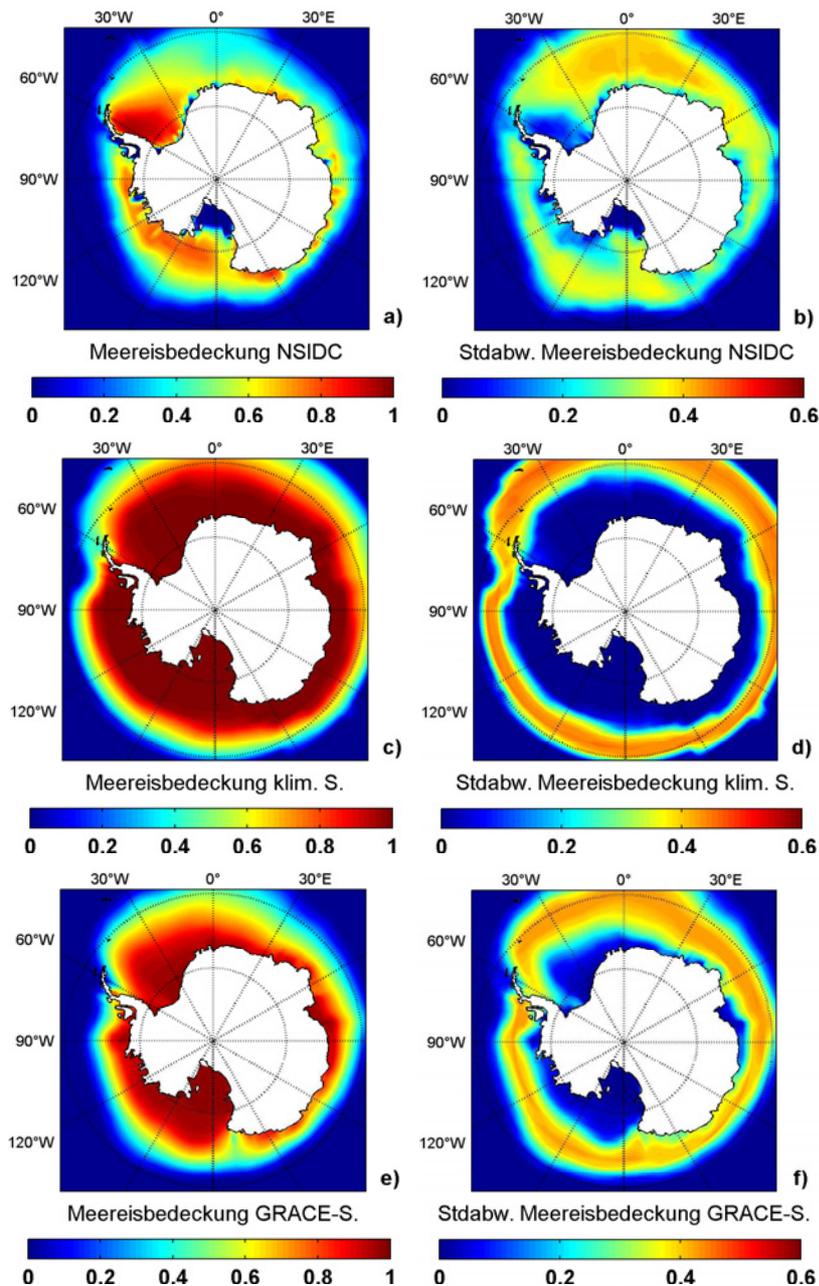
durch das Fehlen globaler Beobachtungen der Meereisdicke keine Referenzwerte vorliegen.

Entsprechende Schlussfolgerungen lassen sich auch aus Untersuchungen der antarktischen Meereisbedeckung ziehen (Abb. 4.21). Ganzjähriges Meereis gibt es an der antarktischen Küste hauptsächlich im westlichen Teil der Weddellsee sowie im Rossmeer und der Amundsensee. Verglichen mit der Arktis gibt es aber deutlich größere Regionen mit wechselnder Eisbedeckung. Die hohe ozeanische Dynamik im ACC sowie das Fehlen bedeutender Wärmetransporte über die Ausläufer westlicher Randströme bewirken sowohl die Bildung von Meereis bis in Regionen nördlich von 60°S als auch ein Auftauen des Meereises bis an die Küste.

Im Gegensatz zum NSIDC-Datensatz, in dem schwimmendes Schelfeis nicht als Meereis identifiziert wurde und somit beispielsweise der Bereich des Ross-Schelfeises in den Abbildungen als eisfrei dargestellt wird, wird im OMCT Schelfeis nicht parametrisiert, so dass auch in diesen Regionen Meereis gebildet wird. Im Vergleich zu den Beobachtungen zeigen die klimatologischen Simulationen eine deutlich größere Ausdehnung des simulierten Meereises nach Norden bis über 60°S hinaus. Gleichzeitig ist die saisonale Variabilität so gering, dass ein Auftauen des Eises in keiner der Küstenregionen möglich wird. Die GRACE-Simulation zeigt dagegen bereits deutlich realistischere Muster. Auch wenn die Ausdehnung des langjährigen Meereises generell überschätzt wird, zeigen die Variabilitäten eine mit den Beobachtungen vergleichbare räumliche Struktur.

Verglichen mit der klimatologischen Simulation wird in der GRACE-Simulation in deutlich kleineren Bereichen mehrjähriges und damit dickeres Meereis simuliert (Abb. 4.22). Allerdings lassen in situ-Beobachtungen (Timmermann u.a., 2004) und die ersten ICESat-Resultate (Yi und Zwally, 2004) die stärksten Meereisdicken östlich der Antarktischen Halbinsel sowie entlang der Küste von Marie-Byrd-Land erwarten. In der GRACE-Simulation wird hingegen das mächtigste Eis in der westlichen Weddellsee und im Rossmeer gebildet.

Die langfristigen Variationen der Gesamtfläche der von Meereis bedeckten Gebiete werden vom Modell gut wiedergegeben, insbesondere die saisonale Charakteristik wird realistisch reproduziert (Abb. 4.23). Lediglich die Variation des Gesamtvolumens wird in der klimatologischen Simulation deutlich überschätzt, da die eisbedeckten Gebiete insgesamt deutlich größer und damit größere Flächen von Akkumulations- und Ablationsprozessen betroffen sind, ohne dass es zum kompletten

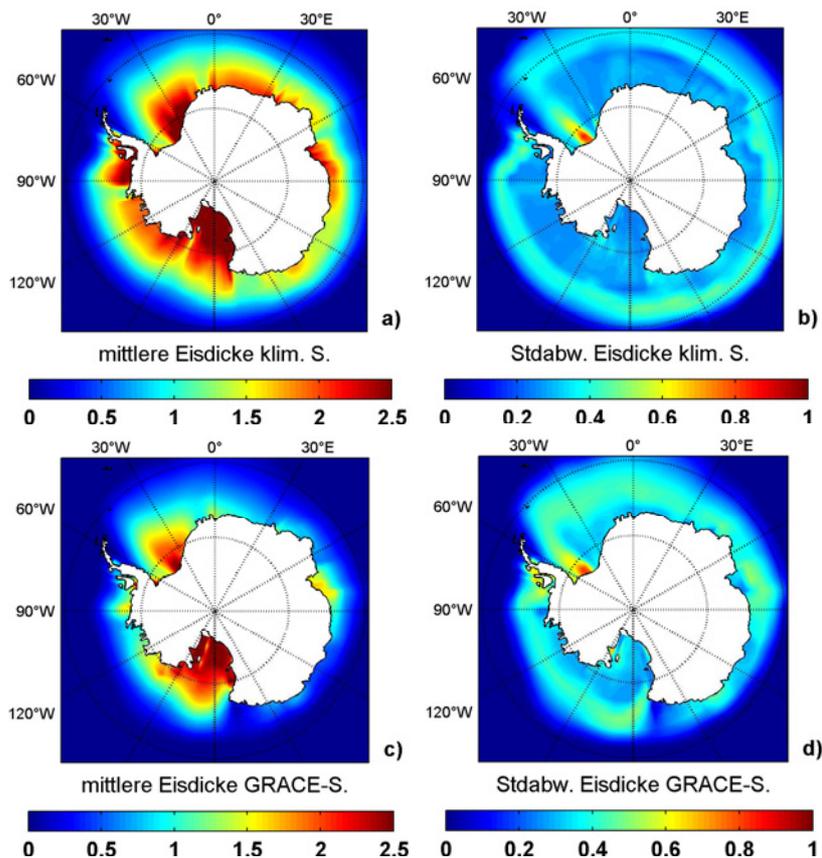


**Abbildung 4.21:** Mittelwert (links) und Standardabweichung als Maß für die saisonale Variabilität (rechts) der Meereisbedeckungsgrade in der Antarktis: Beobachtungsdaten SMMR bzw. SSM/I vom NSIDC (a,b), sowie aus OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (c,d) und ECMWF-Analysen (e,f).

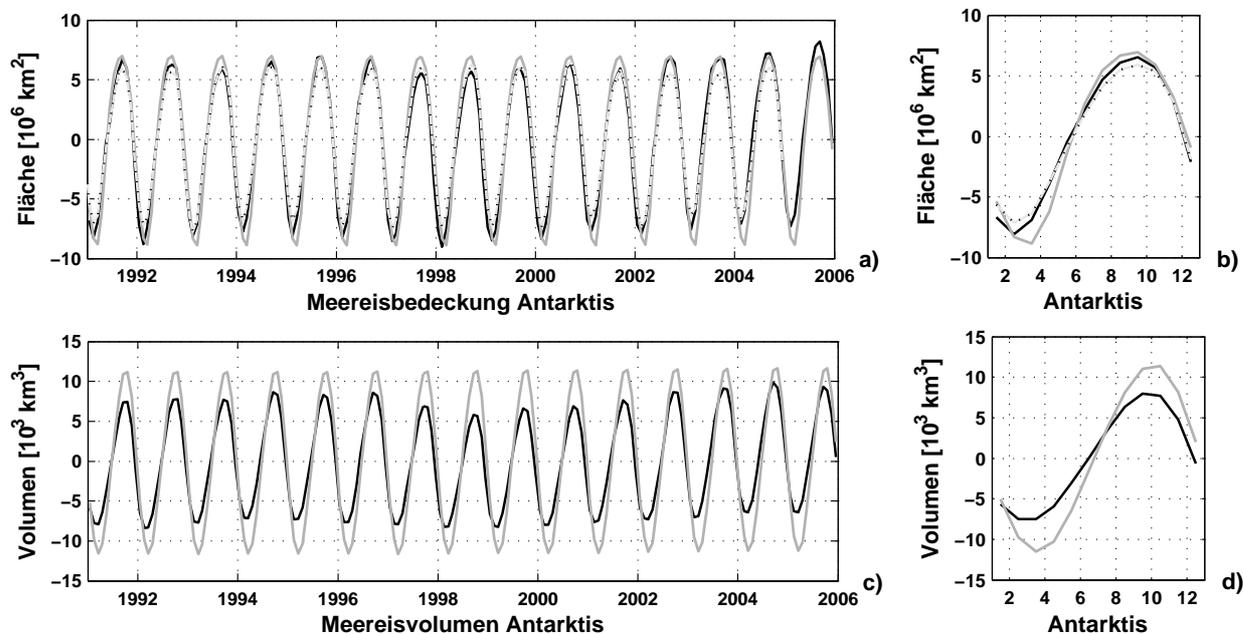
Abschmelzen des Eises und damit zu Änderungen der vom Eis bedeckten Fläche kommt.

## 4.5 Separation ozeanischer Prozesse

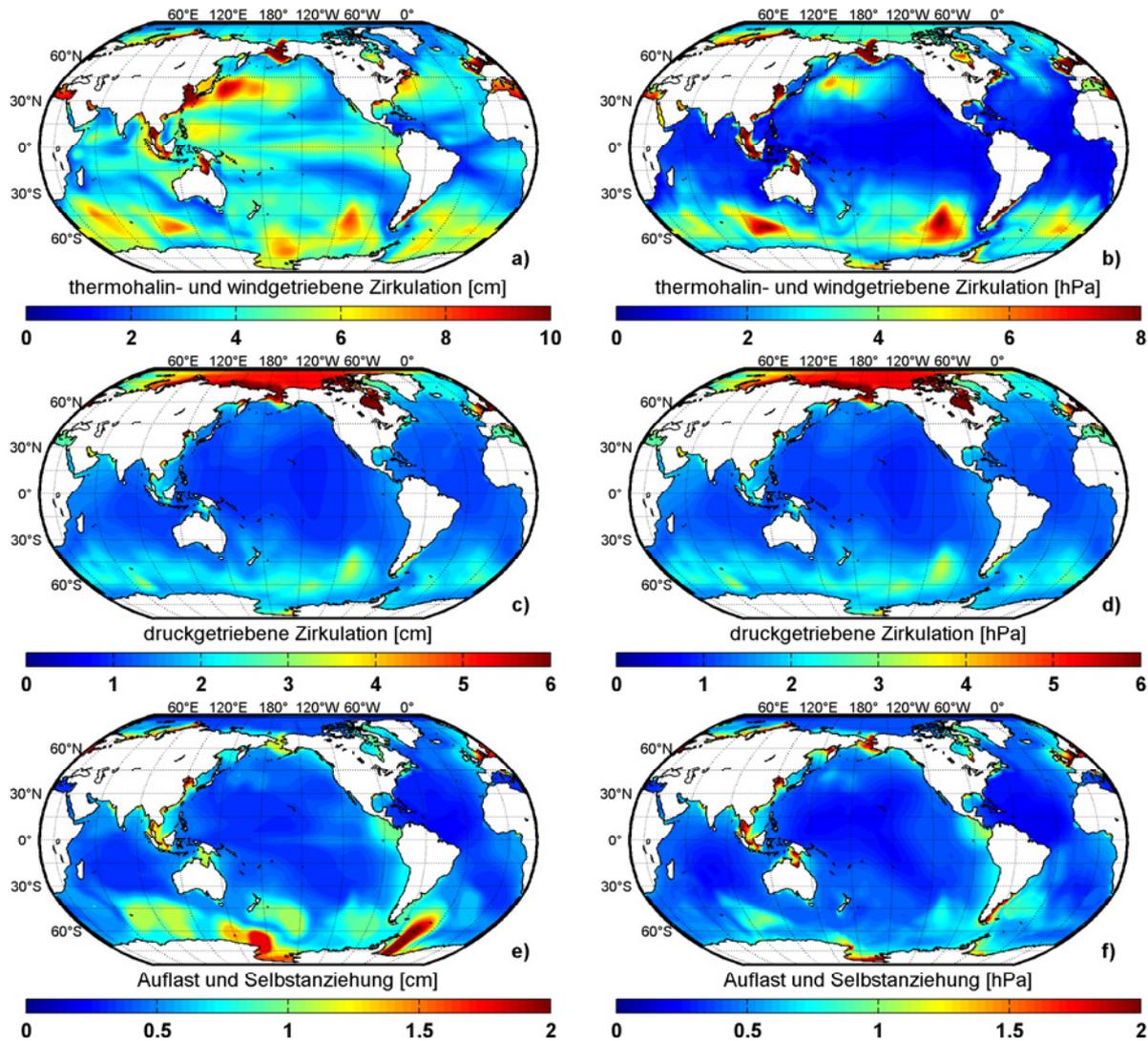
Zur Trennung der Anteile unterschiedlicher dynamischer Prozesse an Änderungen der ozeanischen Höhen- und Massenfelder in der GRACE-Simulation wurden mehrere Langzeitsimulationen durchgeführt (Gruppe 2 in Tab. 4.1). Hiernach wird der größte Anteil der Variabilität des Meeresspiegels durch die thermohaline und windgetriebene Zirkulation verursacht. Standardabweichungen bis zu 10 cm werden beispielsweise in den Ausläufern des Kuroshio erreicht, große Variationen entstehen auch in äquatorialen Regionen sowie in verschiedenen Bereichen des Südlichen Ozeans. Verglichen



**Abbildung 4.22:** Mittelwert (links) und Standardabweichung als Maß für die saisonale Variabilität (rechts) der Meereisdicke [m] in der Antarktis: OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (a,b) und ECMWF-Analysen (c,d).



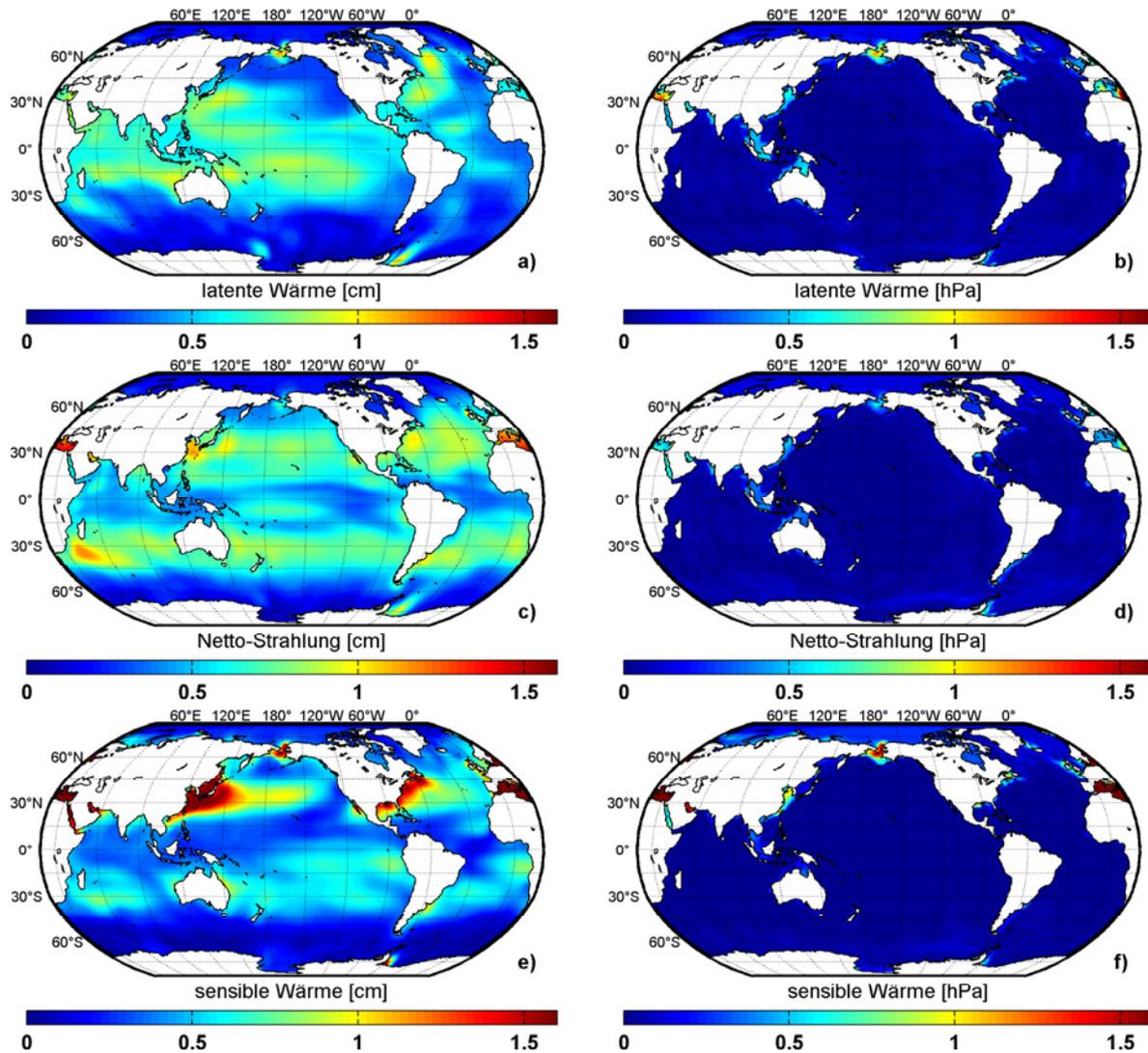
**Abbildung 4.23:** Transiente (a,c) und klimatologisch gemittelte (b,d) Anomalien der eisbedeckten Flächen und Eisvolumina in der Antarktis: OMCT-Simulationen angetrieben mit klimatologischen Atmosphärenfeldern (grau) und ECMWF-Analysen (schwarz) sowie aus SMMR bzw. SSM/I Beobachtungsdaten vom NSIDC (gepunktet).



**Abbildung 4.24:** Standardabweichung vom langjährigen Mittelwert als Maß für die Variabilität von Meereshöhe (links) und Bodendruck (rechts) aufgrund von thermohaliner und windgetriebener Zirkulation (a,b), druckgetriebener Zirkulation (c,d) sowie Auflast und Selbstanziehung der Wassersäule (e,f).

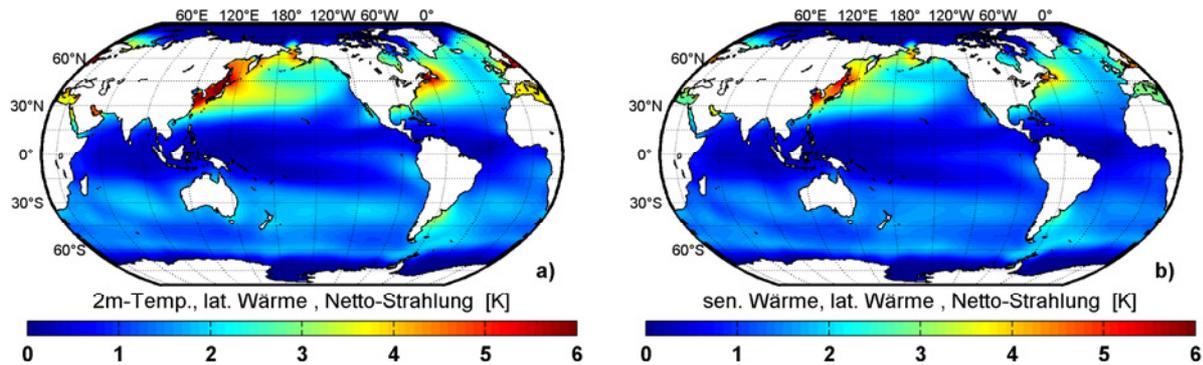
mit den Meereshöhen beschränken sich die Variationen des ozeanischen Massenfeldes aufgrund von thermohaliner und windgetriebener Zirkulation auf gemäßigte Breiten, insbesondere im Nordpazifik und im Südlichen Ozean sowie auf einige kleinräumige Regionen mit sehr geringen Wassertiefen. Die räumliche Verteilung sowie die Größenordnung der Variationen entsprechen dabei weitgehend den Resultaten früherer Modellstudien (Fukumori u.a., 1998; Ponte, 1999). Basierend auf der geringen Größe der ozeanischen Massen anomalies in den tropischen Regionen kann aufgrund der Anwendung der hydrostatischen Approximation im OMCT die Ursache der dort simulierten äquatorialen Meereshöhensignale hauptsächlich auf Dichtevariationen in der Wassersäule zurückgeführt werden, so dass von einer Dominanz barokliner Prozesse in dieser Region gesprochen werden kann.

Im Gegensatz dazu sind die Massen- und Meereshöhensignale der druckgetriebenen Zirkulation in ihrer räumlichen Struktur weitgehend vergleichbar. Die hier wirkenden Prozesse haben daher überwiegend barotropen Charakter und verursachen Standardabweichungen von bis zu 3 hPa im Bodendruck bzw. 3 cm in der Meereshöhe speziell im Südlichen Ozean. Stärkere Signale bis 6 cm werden nur im Arktischen Ozean erreicht. Die Existenz von Meereis sowie die relative Abgeschlossenheit des Arktischen Beckens verhindern eine sofortige invers-barometrische Reaktion in diesem Teil des Weltozeans, wodurch stärkere Schwankungen im Bodendruckfeld entstehen können.



**Abbildung 4.25:** Standardabweichung vom langjährigen Mittelwert als Maß für die Variabilität von Meereshöhe (links) und Bodendruck (rechts) aufgrund von latentem Wärmeverlust des Ozeans durch Verdunstung (a,b), Temperaturänderungen durch Sonneneinstrahlung und thermische Rückstrahlung (c,d) sowie durch die Verwendung sensibler Wärmefflüsse anstelle der Newton'schen Kopplung an die 2m-Temperaturen (e,f).

Als sekundäre Prozesse haben die Berücksichtigung von Auflast und Selbstanziehung der Wassersäule nur einen verhältnismäßig kleinen Einfluss auf Massenfild und Meereshöhen (Thomas und Dobslaw, 2005). Standardabweichungen bis 1 hPa finden sich neben Küstenregionen vor allem im Südlichen Ozean. Durch die hohe ozeanische Dynamik in Verbindung mit dem ACC führen hier auch sekundäre Prozesse zu relevanten Massenanomalien. Auffällig sind zudem die sterisch induzierten Höhenanomalien im Bereich von Weddellsee und Rossmeer. Die genaue Ursache für diese Signale konnte bislang nicht identifiziert werden. Vermutlich führen kleine Störungen der Strömungen im ACC zu einer Advektion anderer Wassermassen in diese Regionen, die eine unterschiedliche Salz- und Temperaturverteilung besitzen und somit zu sterischen Höhenänderungen führen. Auch ein Zusammenhang mit der Bildung von Meereis im Rossmeer und der Weddellsee kann bislang nicht ausgeschlossen werden.



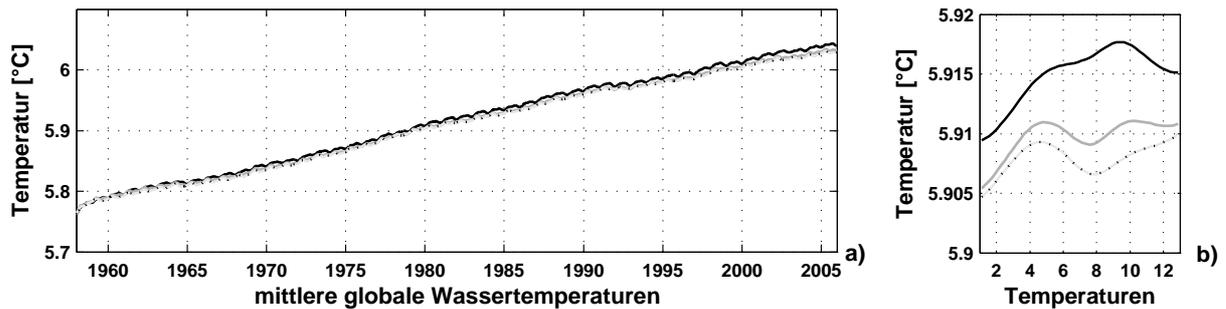
**Abbildung 4.26:** Standardabweichung vom langjährigen Mittelwert als Maß für die Variabilität der Meeresoberflächentemperatur aufgrund von latenter Wärmeübertragung, Netto-Strahlung und sensibler Wärmeübertragung durch Newton'sche Kopplung an 2m-Temperaturen (a), sowie aufgrund von latenter Wärmeübertragung, Netto-Strahlung und sensiblen Wärmeflüssen aus ECMWF-Analysen (b).

## 4.6 Effekte atmosphärisch-ozeanischer Wärmeflüsse

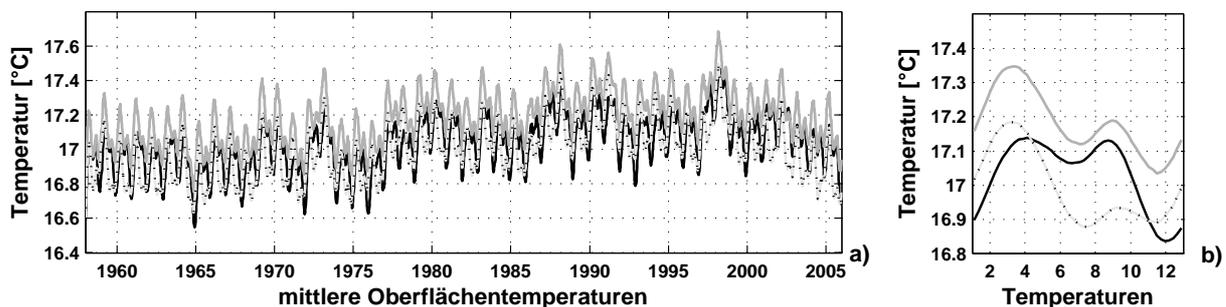
Die Einflüsse verschiedener Wärmetransportprozesse auf Meereshöhe und Bodendruck wurden unter Verwendung weiterer OMCT-Simulationen quantifiziert (Gruppe 3 in Tab. 4.1). Neben der sensiblen Wärmeübertragung unter Nutzung atmosphärischer 2m-Temperaturen und der simulierten Temperatur der Meeresoberfläche, kann die Wärmeübertragung im OMCT auch aufgrund der innerhalb der ECMWF-Vorhersagen bereitgestellten Schätzungen des im Vorhersageintervall akkumulierten Wärmeflusses erfolgen. Die wichtigsten Prozesse sind hierbei latente Wärmeübertragung durch Verdunstungsprozesse, Nettostrahlung als Summe von solarer Einstrahlung und thermischer Rückstrahlung sowie sensible Wärme aufgrund der unterschiedlichen Temperatur von angrenzenden Luft- und Wassermassen. Für die Simulation des ozeanischen Massenfeldes können alle diese Prozesse vernachlässigt werden (Abb. 4.25). Lediglich der Wechsel von 2m-Temperaturen zu den sensiblen Wärmeflüssen bewirkt lokale Veränderungen im Massenfeld, die 1 hPa übersteigen. Aufgrund ihrer sehr begrenzten räumlichen Ausdehnung und Beschränkung auf extreme Flachwasser-Regionen haben sie für die hier zu diskutierenden globalen Anwendungen jedoch keine Relevanz.

Thermisch induzierte Variationen der Meereshöhe aufgrund der Berücksichtigung der drei hier untersuchten Prozesse liegen regelmäßig und großräumig bei Standardabweichungen von etwa 1 cm und damit an der Grenze der Messgenauigkeit von aktuellen Altimetersatelliten. Die Variationen aufgrund latenter Wärmeübertragung konzentrieren sich dabei auf mittlere Breiten und die Ausläufer der westlichen Randströme, in denen maximale Verdunstungsraten im ECMWF-Modell diagnostiziert werden. Der Einfluss der Netto-Strahlung ist am stärksten in wolkenfreien Regionen der subtropischen und gemäßigten Breiten, während im Bereich der innertropischen Konvergenz die hier vorherrschende starke Wolkenbildung isolierend wirkt und damit thermisch induzierte Höhenvariationen geringer ausfallen. Prinzipiell hat der Wechsel von 2m-Temperaturen zu sensiblen Wärmeflüssen den größten Einfluss auf die zeitvariablen Meereshöhen. Insbesondere in den Regionen der westlichen Randströme auf der Nordhemisphäre werden Standardabweichungen von über 1,5 cm erreicht. Die mittleren Variabilitäten der Meeresoberflächentemperaturen unter Berücksichtigung aller Wärmetransportprozesse zeigen besonders auf der Südhalbkugel deutlich höhere Variabilitäten im Vergleich zur GRACE-Simulation und liegen damit näher an den klimatologischen Beobachtungsdaten aus WOA2001 (siehe Abb. 4.26 im Vergleich zu Abb. 4.8).

Die langfristigen Entwicklungen des ozeanischen Wärmehaushalts im OMCT werden durch die Berücksichtigung weiterer Wärmetransportprozesse hingegen nicht beeinflusst (Abb. 4.27), lediglich im Jahresgang gibt es leichte Modifikationen. Die mittlere Oberflächentemperatur erhöht sich bei zusätzlicher Berücksichtigung von latenter Wärme und Netto-Strahlung um bis zu 0,2 K (Abb. 4.28), gleichzeitig entsteht im Jahresgang ein signifikanter Amplitudenunterschied zwischen den beiden Maximalwerten im März und im September, wobei das etwa 0,15 K wärmere Maximum im



**Abbildung 4.27:** Transienter (a) und klimatologisch gemittelter (b) Verlauf der mittleren Meerestemperatur in verschiedenen OMCT-Simulationen: GRACE-Simulation (schwarz), unter zusätzlicher Berücksichtigung von latenter Wärme und Netto-Strahlung (grau) sowie unter zusätzlicher Verwendung sensibler Wärmeflüsse aus ECMWF-Analysen anstelle der Newton'schen Kopplung an 2m-Temperaturen (gepunktet).



**Abbildung 4.28:** Transienter (a) und klimatologisch gemittelter (b) Verlauf der mittleren Meeresoberflächentemperatur in verschiedenen OMCT-Simulationen: GRACE-Simulation (schwarz), unter zusätzlicher Berücksichtigung von latenter Wärme und Netto-Strahlung (grau) sowie unter zusätzlicher Verwendung sensibler Wärmeflüsse aus ECMWF-Analysen anstelle der Newton'schen Kopplung an 2m-Temperaturen (gepunktet).

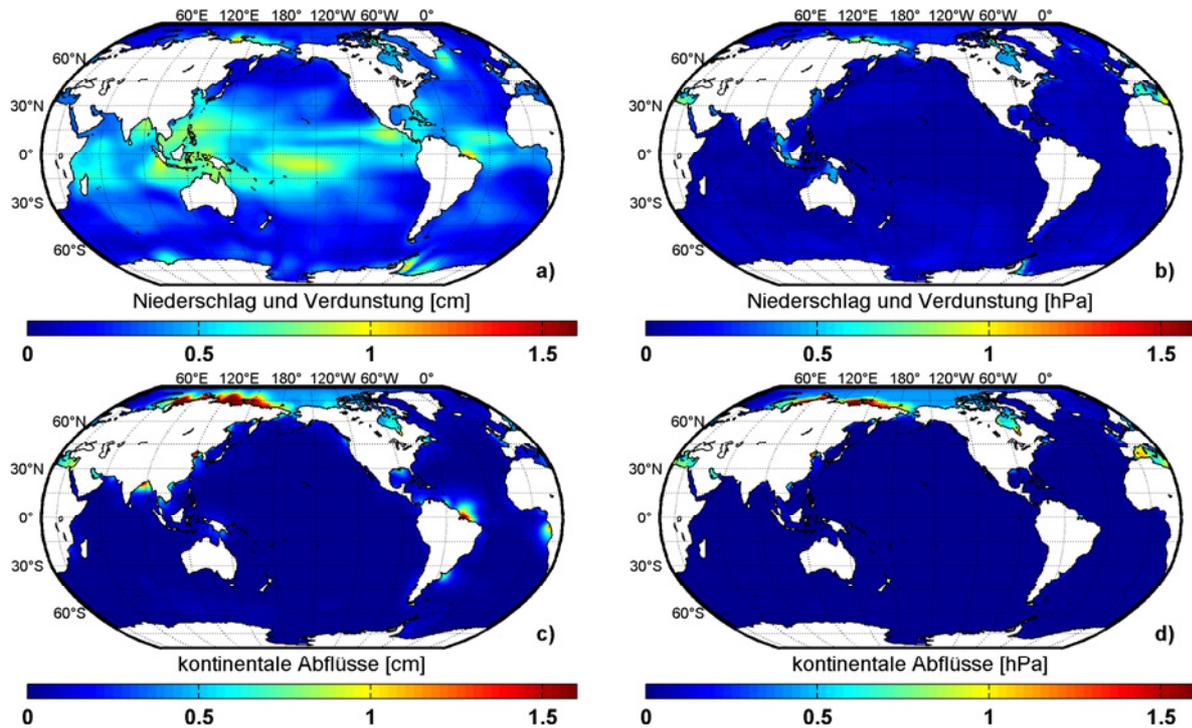
ersten Quartal liegt und somit besser mit dem zeitlichen Verlauf der klimatologischen Beobachtungen aus WOA2001 korreliert ist (siehe auch Abb. 4.4).

## 4.7 Einflüsse von Frischwasser

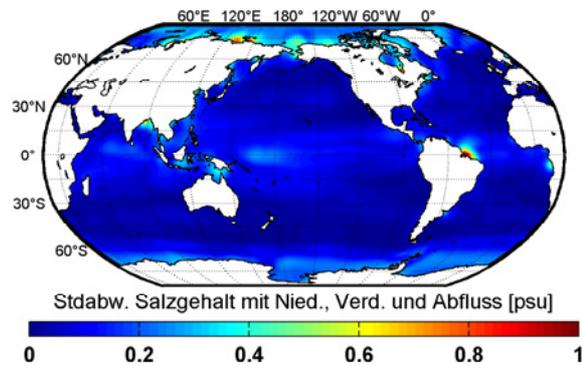
Änderungen der totalen ozeanischen Masse können in erster Linie durch Zufuhr oder Entnahme von Frischwasser entstehen. Niederschlag, Verdunstung und kontinentale Abflüsse führen zu Massenverteilungen zwischen den Subsystemen Ozean, Atmosphäre, Kryosphäre und kontinentaler Hydrologie und beeinflussen gleichzeitig maßgeblich den Salzgehalt in den oberflächennahen Schichten des Ozeans. Zur Bestimmung des Effekts atmosphärischer und kontinentaler Frischwasserflüsse auf die Variabilität des ozeanischen Höhen- und Massenfeldes wurden weitere Langzeitsimulationen durchgeführt (Gruppe 4 in Tab. 4.1; Abb. 4.29).

Die Standardabweichungen der Meereshöhenvariationen erreichen in tropischen Regionen bis zu 1 cm, und entsprechen damit in Größenordnung und räumlicher Ausdehnung den Resultaten anderer Modellstudien (Huang und Mehta, 2004, 2005). Die Änderungen im ozeanischen Höhenfeld konzentrieren sich hier hauptsächlich auf Regionen, in denen signifikante Frischwasserflüsse auftreten. Advektive Signale sind dagegen kaum zu identifizieren (siehe auch Kletzin, 2005). Ausgenommen sind zwei subpolare Regionen in der Weddellsee und der Labradorsee, in denen keine oder nur sehr geringe Frischwasserflüsse zu Standardabweichungen der Meereshöhenvariabilitäten von bis zu 0,6 cm führen.

Generell führt die Berücksichtigung von Frischwasser in erster Linie zu Änderungen des oberflächennahen Salzgehaltes und damit zu sterisch induzierten Änderungen der Meereshöhe. Massenanomali-



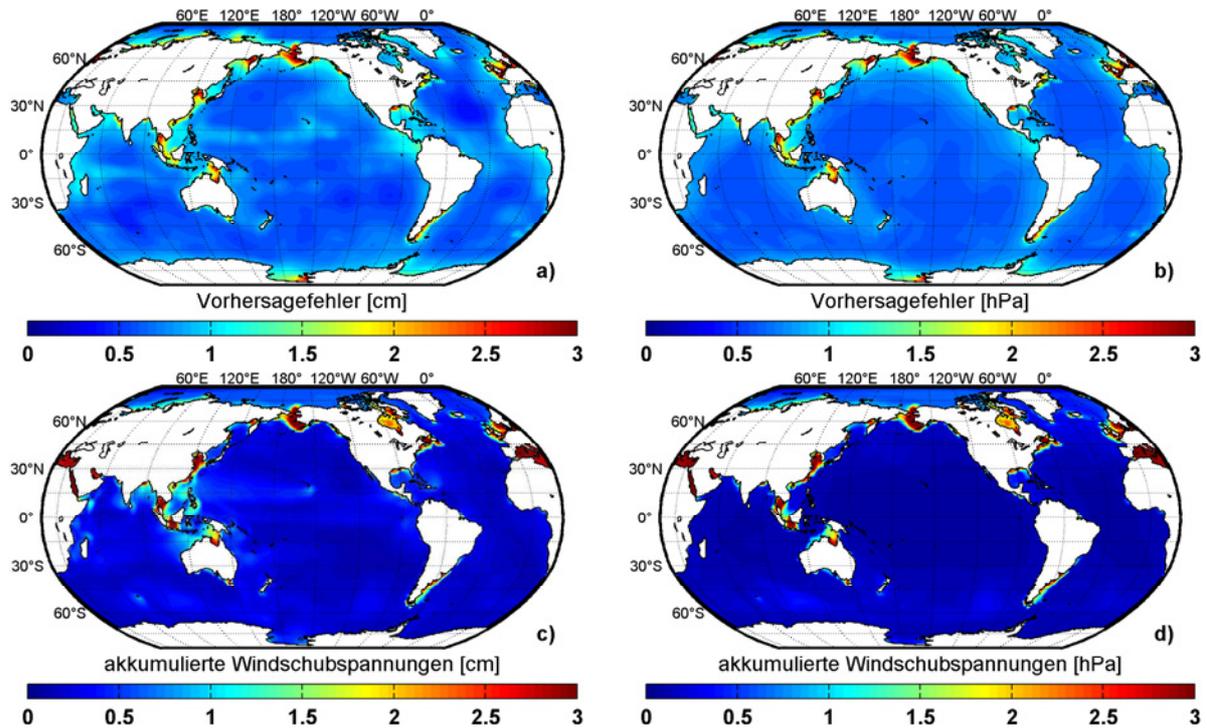
**Abbildung 4.29:** Standardabweichung vom langjährigen Mittelwert als Maß für die Variabilität von Meereshöhe (links) und Bodendruck (rechts) aufgrund atmosphärischer (a,b) sowie hydrologischer Frischwasserflüsse (c,d).



**Abbildung 4.30:** Standardabweichung vom langjährigen Mittelwert als Maß für die Variabilität des oberflächenspezifischen Salzgehaltes im OMCT in einer Simulation unter Berücksichtigung von Niederschlag, Verdunstung und kontinentalem Abfluss.

en im Weltozean aufgrund atmosphärischer Frischwasserflüsse sind vernachlässigbar klein, lediglich in flachen Schelfregionen und abgeschlossenen Nebenmeeren wie dem Mittelmeer lassen sich Massen anomalies von unter 1 hPa feststellen. Massensignale aufgrund kontinentaler Abflüsse haben lokal größere Amplituden, aber auch hier beschränken sich die Effekte hauptsächlich auf den Arktischen Ozean, die Hudson Bay und das Mittelmeer, während in weiten Teilen der Ozeane keine relevanten Änderungen des Massenfeldes diagnostizierbar sind. Allerdings führen die großen Abflussmengen einzelner Flüsse lokal zu starken Änderungen des Salzgehaltes und damit zu sterischen Höhenanomalien, deren Standardabweichungen an der sibirischen Küste sowie in den Mündungsgebieten von Amazonas und Kongo 1,5 cm übersteigen.

Verglichen mit der GRACE-Simulation wird die mittlere Variabilität des Salzgehaltes unter zusätzlicher Berücksichtigung kontinentaler Frischwasserflüsse in einigen Mündungsgebieten großer Flüsse zwar erhöht (Abb. 4.30), im Vergleich zu den WOA2001-Beobachtungen ist sie aber noch immer zu gering. Die wichtigste Ursache für diese Unterschätzung im OMCT liegt in der Anwendung einer



**Abbildung 4.31:** Standardabweichung vom langjährigen Mittelwert als Maß für die Variabilität von Meereshöhe (links) und Bodendruck (rechts) aufgrund der Differenzen zwischen kurzen Vorhersagen und Analysen (a,b) sowie akkumulierten und instantanen Windschubspannungen (c,d).

Relaxationsbedingung an eine jährliche Klimatologie des Salzgehaltes (Abschnitt 2.2), die zur Begrenzung der Modelldrift erforderlich ist. Diese Relaxation ist unter anderem auch maßgeblich für die Massenvariationen durch Niederschlag und Verdunstung vor der Sibirischen Küste verantwortlich, obwohl in dieser Region nur geringe Mengen Frischwasser mit der Atmosphäre ausgetauscht werden. Vielmehr weichen die modellierten Oberflächensalzgehalte in diesem Bereich stark von den WOA2001-Beobachtungen ab, so dass die Relaxation verhältnismäßig hohe Änderungen erzwingt. Damit bewirken bereits kleine advektiv verursachte Variationen des Salzgehaltes eine Veränderung der Salzkorrektur, welche zu entsprechenden Dichteänderungen führt. In den flachen Schelfbereichen können diese nicht in tieferen Wasserschichten kompensiert werden, wodurch Massenanstörungen entstehen. Zur Vermeidung dieses Einflusses der Relaxationsbedingung wird daher für die in Abschnitt 5.2 diskutierten Untersuchungen zum Effekt von Frischwasserflüssen auf die kurzperiodische Ozeanzirkulation die Relaxationszeit auf 180 Tage ausgedehnt (siehe Dobsław und Thomas, 2007a).

## 4.8 Effekte von Vorhersagen und akkumulierten Winden

Neben den Analysen werden vom ECMWF auch kurze Vorhersagen bereitgestellt, die zusätzlich zu den bereits in der Analyse enthaltenen instantanen Feldern auch über das Vorhersageintervall akkumulierte Größen enthalten. Neben Frischwasser- und Wärmeflüssen werden in den Vorhersagen auch akkumulierte Windschubspannungen bereitgestellt. Unter Verzicht auf die Verwendung der Transformationsroutine (siehe Abschnitt 3.4) ermöglichen diese Daten die Beschreibung konsistenter Windschubspannungen auch über den Kontinenten, so dass eventuelle Interpolationsfehler in den Küstenregionen von vornherein ausgeschlossen werden können. Zur systematischen Untersuchung des Einflusses der Unterschiede zwischen Analysen und Vorhersagen sowie des Effektes akkumulierter Windschubspannungen wurden weitere Langzeitsimulationen durchgeführt (Gruppe 5 in Tab. 4.2; Abb. 4.31).

Die als Summe von Vorhersage- und Analysefehlern interpretierbaren Differenzen zwischen Analy-

sen und Vorhersagen bewirken unter anderem dichteinduzierte Höhenvariationen mit Standardabweichungen von etwa 1 cm im Bereich des Nordäquatorialstroms im Zentralpazifik, sowie advektiv verursachte Massenanomalien in verschiedenen Küstenregionen. Diese liegen in der Regel bei etwa 1,5 hPa, können aber in Flachwasserbereichen wie der Bering-Straße auch bis 3 hPa erreichen. Die Effekte der akkumulierten Windschubspannungen hingegen sind vollständig barotrop, Meereshöhenvariationen werden im Massenfeld entsprechend reproduziert. Die Standardabweichungen der Anomalien liegen in Flachwasserbereichen deutlich über 3 hPa, während im offenen Ozean lediglich im Bereich des ACC geringfügig erhöhte Werte nicht über 0,5 hPa identifiziert werden können. Für großräumige Anwendungen wie die GRACE-Mission ist somit die Berücksichtigung akkumulierter Winde nicht zwingend erforderlich. Allerdings wird es für regionale Untersuchungen in Küstenbereichen vorteilhaft sein, akkumulierten Windschubspannungen den Vorzug gegenüber instantanen Windfeldern zu geben (Dobslaw und Thomas, 2005a).

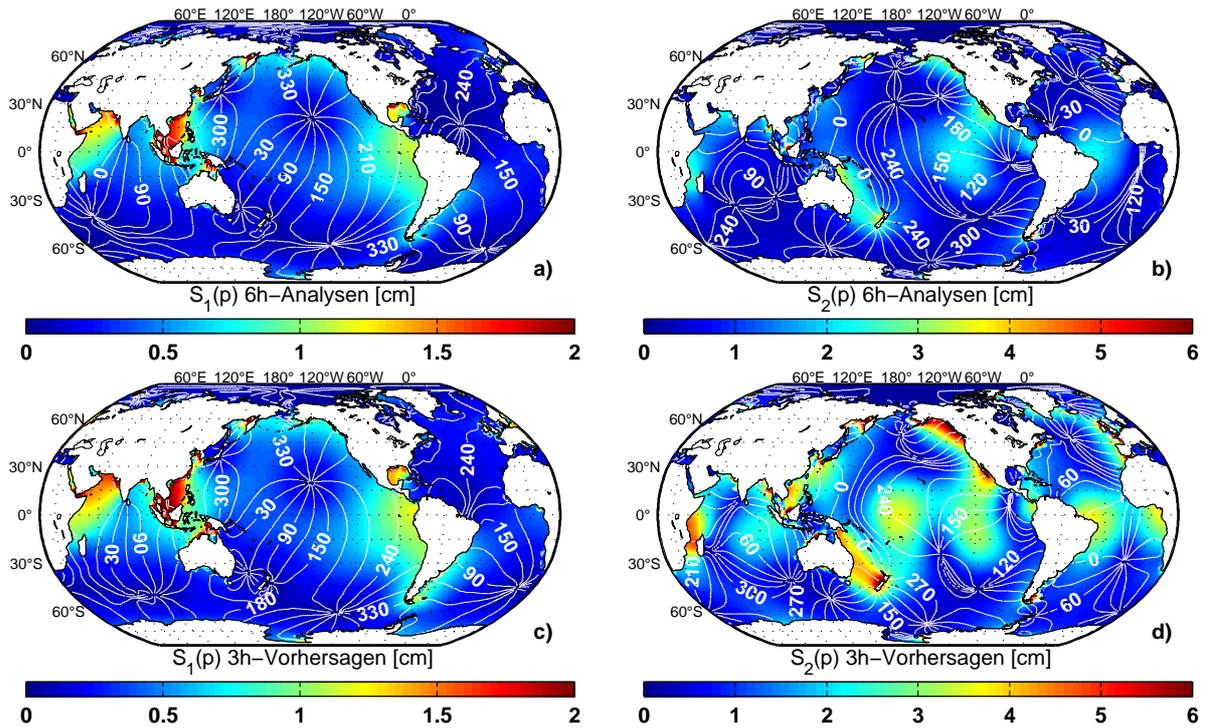
## 4.9 Ozeanische Reaktion auf atmosphärische Gezeiten

Neben den transienten Variationen der atmosphärischen Dynamik haben auch periodische Atmosphärenprozesse einen Einfluss auf die ozeanische Zirkulation. Die als atmosphärische Gezeiten bezeichneten regelmäßigen Änderungen des Atmosphärendrucks bewirken periodische Auflaständerungen an der Meeresoberfläche, welche zu dynamischen Ausgleichsreaktionen des Ozeans auf den entsprechenden Frequenzen  $S_1(p)$  und  $S_2(p)$  führen. Die wichtigsten periodischen Prozesse im Ozean werden durch die gravitativen Gezeiten verursacht (siehe beispielsweise Shum u.a., 1997). Beobachtungen dieser Prozesse basieren im Wesentlichen auf der harmonischen Analyse von Pegelmessungen sowie Wiederholungsmessungen von Altimeter-Satelliten, so dass zwei Prozesse mit identischer Periodendauer nicht separiert werden können. Für ein besseres Verständnis von beispielsweise der Energiedissipation im Weltozean ist aber weitreichendes Wissen über die verschiedenen Anregungsmechanismen nötig, womit die getrennte Untersuchung von gravitativen und atmosphärisch induzierten Gezeiten erforderlich wird (Ray und Egbert, 2004; Arbic, 2005).

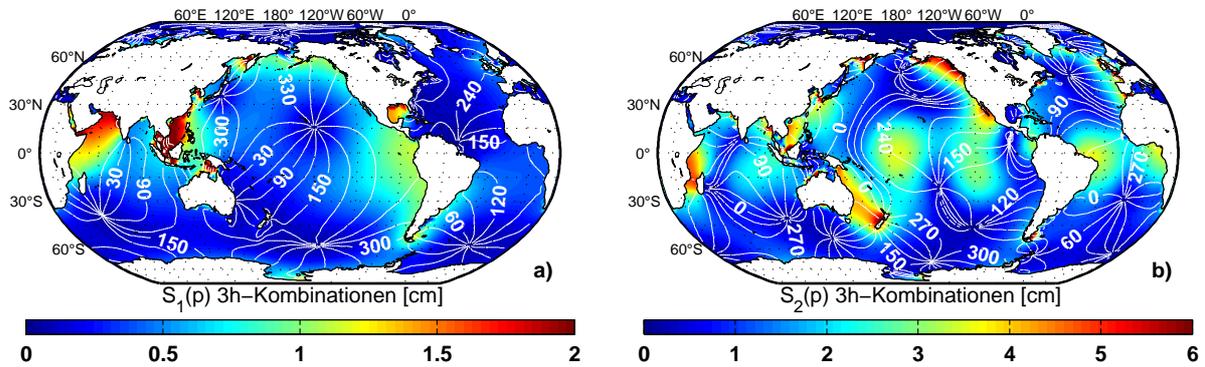
Zur Analyse der ozeanischen Reaktion auf die atmosphärischen Gezeiten wurden weitere Simulationen mit dem OMCT durchgeführt (Gruppe 6 in Tab. 4.2). Zum Antrieb wurden dabei sowohl 6-stündige Analysen als auch 3-stündige Vorhersagen verwendet (Abb. 4.32). Die invers-barometrisch korrigierten Schwingungssysteme für  $S_1(p)$  aus den OMCT-Simulationen entsprechen etwa den Ergebnissen von Ray und Egbert (2004) aus den Analysen von zehn Jahren T/P-Altimeterdaten sowie einem hydrodynamischen Modell (Egbert und Erofeeva, 2002). Die wichtigsten Abweichungen entstehen dabei im Südchinesischen Meer, wo im OMCT deutlich höhere Amplituden simuliert werden. Dies ist im Wesentlichen mit der limitierten räumlichen Auflösung des OMCT's im Vergleich zu dem mit  $0,25^\circ$  in geographischer Länge und Breite hochauflösenden Modell von Ray und Egbert (2004) zu erklären. Die großskaligen Resonanzen werden im OMCT dennoch realistisch reproduziert (Dobslaw und Thomas, 2005b).

Die unzureichende zeitliche Auflösung der ECMWF-Analysen von nur 6 Stunden bewirkt ein Aliasing der atmosphärischen  $S_2(p)$ -Tide in eine stehende Welle, während aus den 3-stündigen Daten die vollständige Information über die halbtägige Variabilität abgeleitet werden kann. Diese Aliasing-Effekte manifestieren sich auch in der ozeanischen Reaktion auf die verschiedenen Atmosphärenanalysen. Während aus den 3-stündigen Vorhersagen die vollständige Dynamik reproduziert werden kann, sind die Amplituden der Simulation unter Verwendung der 6-stündigen Analysen in weiten Regionen etwa um den Faktor zwei kleiner. Die Verteilung der Amphidromien hingegen ist in beiden Antriebsvarianten vergleichbar und zeigt typische Strukturen von halbtäglichen Schwingungssystemen. Lediglich im Nordpazifik wird die erwartete Scharung der Phasenlinien anstelle von Amphidromien in der Vorhersage-Simulation etwas realistischer dargestellt (siehe auch Zachel, 1995).

Analysen und Vorhersagen lassen sich zu 3-stündig aufgelösten Kombinationen verknüpfen, welche



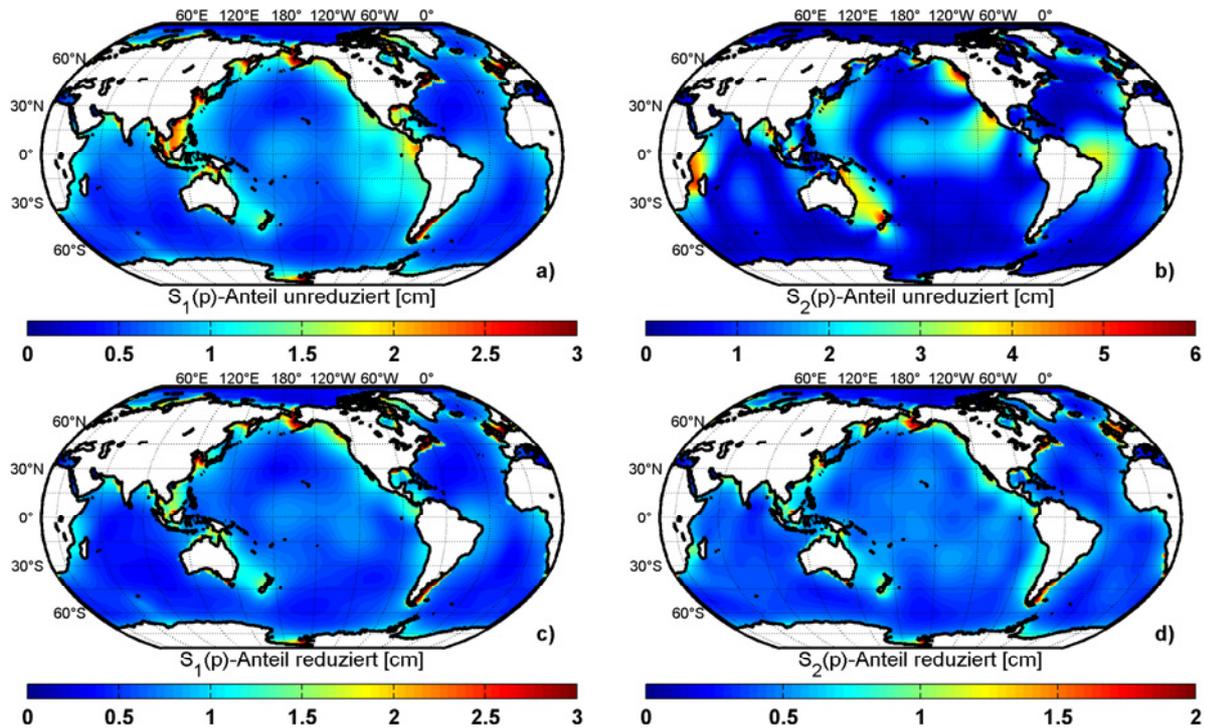
**Abbildung 4.32:** Tägliche (links) und halbtägige (rechts) druckinduzierte Tiden im Ozean, separiert aus invers-barometrisch korrigierten simulierten Meereshöhen aus Simulationen unter Verwendung der 6-stündigen Analysen (a,b) und der 3-stündigen Vorhersagen (c,d) des ECMWF.



**Abbildung 4.33:** Tägliche (a) und halbtägige (b) druckinduzierte Tiden im Ozean, separiert aus invers-barometrisch korrigierten simulierten Meereshöhen aus Simulationen unter Verwendung der 3-stündigen Kombinationen aus Analysen und Vorhersagen des ECMWF.

die hohe Genauigkeit der Analysen mit der höheren zeitlichen Auflösung der Vorhersagen verbinden (Dobslaw und Thomas, 2005b). Invers-barometrisch korrigierte Meereshöhenvariationen der  $S_1(p)$ - und  $S_2(p)$ -Gezeit aus OMCT-Simulationen unter Verwendung dieser Kombinationen sind in Abb. 4.33 dargestellt. Das generierte Schwingungssystem von  $S_1(p)$  stimmt weitgehend mit dem Resultat der 6-stündigen Analysen überein. Die halbtägige Tide  $S_2(p)$  hingegen wird wie unter Verwendung der 3-stündig aufgelösten Vorhersagen simuliert. Damit lassen sich mittels der 3-stündigen Kombinationen die transienten Effekte der ozeanischen Dynamik entsprechend den Analysen simulieren und gleichzeitig die subtägliche Variabilität realistisch reproduzieren (Dobslaw und Thomas, 2005b).

Auch für die ozeanischen Modelldaten kann die erforderliche zeitliche Auflösung abgeschätzt werden. Analog zu den entsprechenden Untersuchungen der Atmosphärenfelder (Abschnitt 3.7) sind Testrechnungen anhand der 3-stündigen Kombinationen durchgeführt worden. Zur Analyse der täglichen Variabilität wurde zwischen jeweils zwei zwölf Stunden auseinanderliegenden invers-



**Abbildung 4.34:** Tägliche und halbtägige Variabilität im Ozean als Reaktion auf die 3-stündigen ECMWF-Kombinationen vor (a,b) und nach (c,d) der Reduktion eines mittleren Modells der ozeanischen Reaktion auf die atmosphärischen Tiden.

barometrisch korrigierten Meereshöhenfeldern interpoliert und mit dem jeweils dazwischenliegenden Feld verglichen (Abb. 4.34). Etwa ein Drittel der Differenzen lassen sich über ein zeitinvariantes Modell der ozeanischen Reaktion auf die tägliche Atmosphärezeit erklären, die verbleibenden Signale liegen in Küstenregionen regelmäßig bei Standardabweichungen von 1,5 cm und können in verschiedenen flachen Schelfgebieten bis zu 3 cm erreichen, so dass eine zeitliche Auflösung von 12 h für die Simulation kurzperiodischer transienter Massenvariationen als unzureichend eingeschätzt wird. Die aus dem Interpolationsfehler von 6-stündig auseinanderliegenden Feldern abgeschätzte halbtägige Variabilität hingegen lässt sich zum größten Teil über ein zeitinvariantes Modell der S<sub>2</sub>(p)-Tide erklären. Die verbleibenden halbtägigen Signale liegen in vielen Küstenregionen etwa bei Standardabweichungen von 1 cm. Im Hinblick auf die derzeitige Qualität der GRACE- und Altimeterbeobachtungen liegen diese Signale damit an der Grenze der Messgenauigkeit, so dass eine Berücksichtigung der 3-stündig aufgelösten Daten vom heutigen Standpunkt aus nicht zwingend erforderlich ist.

# Kapitel 5

## Korrektur hochfrequenter Variationen in Satellitendaten

Die Modelldaten des OMCT werden derzeit zur Korrektur kurzperiodischer Massenvariationen in der Prozessierung mittlerer monatlicher Schwerefelder der GRACE-Mission verwendet (Flechtner, 2005b). In diesem Kapitel werden die Grundlagen des De-aliasing-Prozesses vorgestellt, die für die GRACE-Mission verwendeten atmosphärischen und ozeanischen Daten diskutiert und die prinzipielle Anwendbarkeit von OMCT-Daten für das De-aliasing von Altimeter-Beobachtungen dargelegt.

### 5.1 Aliasing hochfrequenter Variationen

Im Gegensatz zu in situ-Messungen ermöglichen satellitengestützte Sensoren die Beobachtung ausgewählter ozeandynamisch relevanter Parameter mit global weitgehend homogener Präzision. Abhängig von der Orbitkonfiguration ergeben sich allerdings signifikante Unterschiede in der raumzeitlichen Abtastung. Während geostationäre Satelliten einen äquatornahen Teil der Erde kontinuierlich beobachten können, werden zur Überwachung der gesamten Erde Bahnkonfigurationen mit Inklinationen nahe  $90^\circ$  bevorzugt, die in Verbindung mit einer deutlich geringeren Flughöhe auch die Abdeckung der polaren Regionen ermöglichen. Je nach Zielstellung der einzelnen Satellitenmission können exakte Wiederholorbits geflogen werden, wie beispielsweise beim Altimetersatelliten T/P mit zehn Tagen Wiederholungsrate, oder aber eine möglichst gleichmäßige räumliche Überdeckung ohne die exakte Wiederholung einzelner Orbits nach bestimmten Zeitintervallen angestrebt werden, was beispielsweise für die Schwerefeldmission GRACE realisiert worden ist.

Die Variabilität der Meereshöhen auf kurzen und mittleren Zeitskalen wurde von Fukumori u.a. (1998) anhand von zwei Jahren T/P-Altimeterdaten und des MOM-Ozeanmodells (Pacanowski u.a., 1991) untersucht. Neben langperiodischen Signalen, die in den 10-tägigen T/P-Wiederholungsmessungen gut beobachtbar waren, wurden auch kurzperiodische Signale auf Zeitskalen von wenigen Tagen identifiziert. Diese vor allem mit Variationen des oberflächennahen Windfeldes in Verbindung gebrachten Meereshöhenänderungen wurden in höheren Breiten als überwiegend barotrop analysiert, während in tropischen Regionen barokline Effekte dominieren. Insgesamt konnten etwa 9% der separierten kurzperiodischen Variabilität aus T/P-Beobachtungen mit dem Ozeanmodell erklärt werden.

Typischerweise werden alle Altimeterbeobachtungen einer Wiederholungsepoche zu einem mittleren Meereshöhenmodell zusammengefasst. Die hochfrequente Variabilität innerhalb des Mittelungsintervalls kann jedoch instantan signifikante Abweichungen vom mittleren Zustand ergeben, so dass diese Mittelungsprozedur zu Aliasing-Effekten der hochfrequenten Dynamik in den mittleren Meereshöhenfeldern führen kann (Fukumori u.a., 1998).

Aufbauend auf dieser ersten Analyse wurde von Tierney u.a. (2000) die Reduktion der hochfrequenten Variabilität in T/P-Messungen anhand des POP-Modells (Dukowicz und Smith, 1994) diskutiert. Insgesamt ließen sich circa 7% der Gesamtvariation mit dem numerischen Modell beschreiben. Der wichtigste Anteil dieser erklärten Variationen konnte mit barotropen Prozessen in Verbindung gebracht werden, während die Berücksichtigung barokliner Mechanismen lediglich in einzelnen Regionen eine Erhöhung der erklärten Varianzen bewirkte. Eine ähnlich gelagerte Studie mit vergleichbaren Ergebnissen wurde zeitgleich mit dem MIT-Modell (Marshall u.a., 1997) durchgeführt (Stammer u.a., 2000). In ausgewählten Regionen konnten bis zu 30% der T/P-Variabilität mit dem Modell erklärt werden, im Mittel über alle Regionen werden etwa 6% erreicht. Bislang Orbitfehlern zugeschriebene Korrelationen entlang der Subsatellitenspuren<sup>1</sup> konnten dabei auf Aliasing-Effekte der kurzperiodischen Variabilität zurückgeführt werden. Zur Minimierung dieser Effekte wurde die Verwendung eines modellbasierten De-aliasing-Produktes zur Korrektur der kurzperiodischen Variabilität vorgeschlagen (Stammer u.a., 2000; Tierney u.a., 2000).

Die Größenordnung des Einflusses von kurzperiodischen Massenvariationen im Ozean und der Atmosphäre auf die Beobachtungsdaten der Schwerefeldmissionen CHAMP, GRACE und GOCE wurden von Wunsch u.a. (2001) mit dem OMCT unter Verwendung atmosphärischer Antriebsdaten des Klimamodells ECHAM-3 (Roeckner u.a., 1992) analysiert. Neben den hochfrequenten Variationen der atmosphärischen Massen über den Kontinenten konnten auch atmosphärisch-ozeanische Massen-anomalien als relevant für die GRACE-Mission eingeschätzt werden. Im Hinblick auf das GRACE-Mittelungsintervall von 30 Tagen ist somit eine Korrektur dieser hochfrequenten Massenvariationen notwendig, um repräsentative mittlere monatliche Massen-anomalien aus den Satellitendaten ableiten zu können.

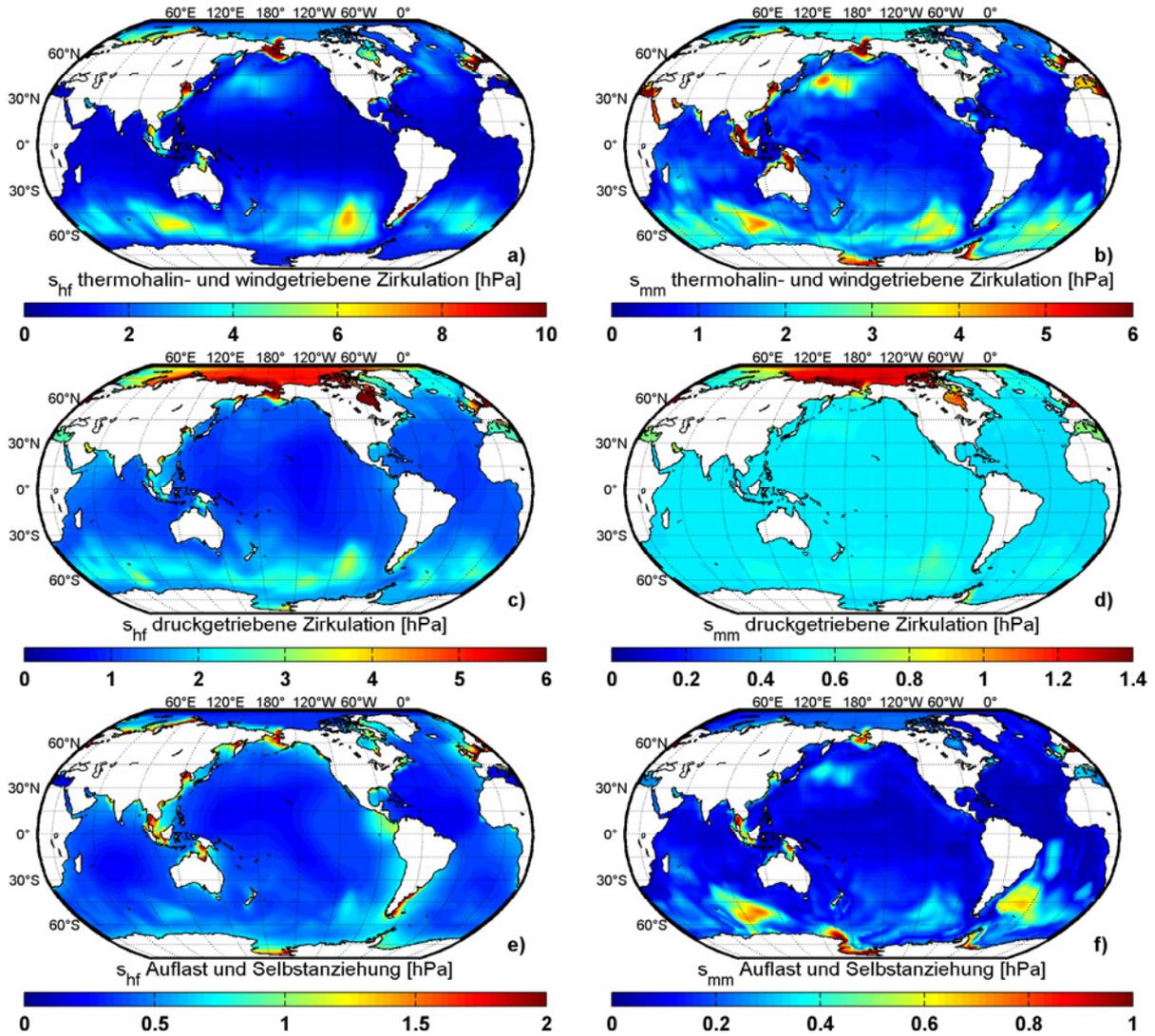
Diese Einschätzung konnte von Thompson u.a. (2004) anhand von GRACE-Simulationsrechnungen bestätigt werden. Unter Verwendung von ECMWF- und NCEP-Atmosphärendaten sowie dem POP-Ozeanmodell wurden die potentiellen Aliasing-Fehler analysiert und die Bedeutung einer Korrektur der hochfrequenten Variabilität für die Interpretation der mittleren monatlichen GRACE-Felder herausgestellt. Eine zeitgleich durchgeführte Studie unter zusätzlicher Diskussion der gezeitenbedingten Massen-anomalien konnte diese Schlussfolgerungen verifizieren (Han u.a., 2004). Jüngere Analysen unter Verwendung aktueller Ozeanmodelle (Vinogradova u.a., 2007; Dobslaw und Thomas, 2007a) bestätigen die Notwendigkeit des atmosphärisch-ozeanischen De-aliasing-Prozesses für Satellitenmissionen und zeigen gleichzeitig, dass auch ausgewählte barokline Prozesse neben den dominanten barotropen Signalen für die Korrektur von Satellitendaten berücksichtigt werden sollten.

## 5.2 Identifikation relevanter ozeanischer Prozesse

Ausgehend von den im vorherigen Kapitel diskutierten Simulationsergebnissen werden in diesem Abschnitt verschiedene ozeanische Prozesse hinsichtlich ihrer Relevanz für das De-aliasing und ihren Einfluss auf mittlere monatlich beobachtbare Signale diskutiert. Dabei werden für Schwerefeldmissionen wichtige Massenverlagerungen getrennt von für die Altimetrie relevanten Meereshöhenvariationen behandelt. Als Mittelungsintervall aller Satellitenprodukte wird dabei ein Monat angenommen. Somit lassen sich die zeitlichen Variationen in zwei Anteile zerlegen. Als **hochfrequente Variationen**  $s_{\text{hf}}$  werden im Folgenden Signalanteile bezeichnet, die sich vom entsprechenden mittleren monatlichen Zustand unterscheiden (Dobslaw und Thomas, 2007a):

$$s_{\text{hf}} = \sqrt{\frac{1}{m(n-m)-1} \sum_{i=1}^{n-m} \sum_{j=i}^{i+m} \left( x_j - \sum_{k=i}^{i+m} \frac{1}{m} x_k \right)^2}, \quad (5.1)$$

<sup>1</sup>in der englischen Originalliteratur als „trackiness“ bezeichnet



**Abbildung 5.1:** Hochfrequente (links) und mittlere monatliche Variabilität (rechts) ozeanischer Massen- anomalien aufgrund von thermohaliner und windgetriebener Zirkulation (a,b), druckgetriebener Zirkulation (c,d) sowie sekundärer Prozesse aufgrund von Aufkast und Selbstanziehung der Wassersäule (e,f).

wobei  $x$  ein beliebiges Element einer Zeitreihe der Länge  $n$  von Massen- oder Höhenanomalien und  $m$  die Anzahl von Zeitreihenelementen innerhalb eines Monats repräsentiert. Als **mittlere monatliche Variationen**  $s_{mm}$  werden in dieser Arbeit die Abweichungen aller möglichen monatlichen Mittelwerte einer Stichprobe im Vergleich zum Langzeitniveau benannt (Dobslaw und Thomas, 2007a):

$$s_{mm} = \sqrt{\frac{1}{n-m-1} \sum_{i=1}^{n-m} \left( \sum_{j=i}^{i+m} \frac{1}{m} x_j - \sum_{k=1}^n \frac{1}{n} x_k \right)^2}. \quad (5.2)$$

Damit kann die Notwendigkeit der Berücksichtigung individueller Prozesse für das De-aliasing von Satellitenbeobachtungen bzw. für die Interpretation der mittleren monatlichen Satellitenprodukte eingeschätzt werden.

### 5.2.1 Hochfrequente und mittlere monatliche Massenverlagerungen

Die für die Korrektur und Interpretation von Satellitenbeobachtungen des zeitvariablen Schwerfeldes bedeutsamen hochfrequenten und mittleren monatlichen Massenverlagerungen wurden für

verschiedene ozeanische Prozesse aus den entsprechenden OMCT-Simulationsergebnissen abgeleitet (Abb. 5.1). Kurzperiodische Massenvariationen aufgrund der thermohalinen und windgetriebenen Zirkulation erreichen bis zu 10 hPa in ausgewählten Flachwasserregionen und etwa 7 hPa in verschiedenen Bereichen des Südlichen Ozeans. Etwas schwächere Signale sind auch in den gemäßigten Breiten der nördlichen Hemisphäre zu identifizieren. Die von GRACE prinzipiell beobachtbaren mittleren monatlichen Massenvariationen erreichen hingegen in denselben Regionen nur Werte von etwa 4 hPa, die lediglich in einigen räumlich eng begrenzten Flachwasserbereichen übertroffen werden. Die deutlich höhere Variabilität im submonatlichen Frequenzbereich verdeutlicht noch einmal die Notwendigkeit der Anwendung eines De-aliasing-Verfahrens im Rahmen der GRACE-Prozessierung.

Zur Analyse des Einflusses atmosphärischer Luftdruckvariationen wurden die simulierten Massen-anomalien unter Anwendung der invers-barometrischen Approximation korrigiert, so dass lediglich die Abweichungen von der IB-Annahme diskutiert werden (siehe auch Kapitel 4). Die mittleren hochfrequenten Signale im Südlichen Ozean betragen mehr als 3 hPa. Höhere Werte werden lediglich im Arktischen Becken erreicht. Die isolierte Lage behindert einen instantanen Massenaustausch mit den übrigen Ozeanen und führt somit in Verbindung mit hier vorherrschenden hochvariablen Wetterlagen zu hochfrequenten Massen-anomalien von bis zu 6 hPa. Auch auf die druckinduzierten mittleren monatlichen Massen-anomalien wirkt sich diese Isolation der Arktis aus, wo mittlere monatliche Variationen von über 1,4 hPa simuliert werden. In allen anderen Regionen hingegen kann nur ein homogenes Signal von etwa 0,5 hPa festgestellt werden, das von der Zeitvariabilität des flächengewichteten mittleren Luftdrucks über den ozeanischen Regionen  $p_{a0}$  verursacht wird, dessen Anteil im Unterschied zu Gl. 2.12 in diesem speziellen Fall nicht reduziert wurde.

Der Einfluss der Sekundäreffekte aufgrund von Auflast und Selbstanziehung der Wassersäule auf die hochfrequenten Massenvariationen beschränkt sich hauptsächlich auf küstennahe Regionen und liegt bei Werten von etwa 1 hPa. Mittlere monatliche Signale konzentrieren sich hingegen auf ähnliche Regionen wie die Massen-anomalien der thermohalinen und windgetriebenen Zirkulation und erreichen bis zu 0,7 hPa im Südlichen Ozean.

Basierend auf den Analysen aus Kapitel 4 können signifikante Massenvariationen im Ozean auch durch kontinentale Frischwasserflüsse verursacht werden (Abb. 5.2). Zur Minimierung des Einflusses der Relaxation des Oberflächensalzgehaltes an die WOA2001-Klimatologie wurde in den hier zugrunde liegenden Simulationen die Relaxationszeit auf 180 Tage ausgedehnt (siehe auch Abschnitt 4.7). Änderungen in der totalen ozeanischen Masse aufgrund des Gesamteffektes von kontinentalen und atmosphärischen Frischwasserflüssen führen zu global homogenen hochfrequenten Massenvariationen von etwa 0,1 hPa. Abweichungen von dieser barotropen Reaktion existieren lediglich im Flachwasserbereich der Neufundlandbank, wo Variationen der baroklinen Strömungssysteme aufgrund veränderter Salzverteilungen zu Massen-anomalien führen, sowie in geringerem Maße auch im Mittelmeer und dem Ostchinesischen Meer. Monatliche Variationen der totalen ozeanischen Masse hingegen sind vollständig barotrop und führen zu global homogenen Signalen von etwa 0,7 hPa.

Die hochfrequenten Variationen aufgrund kontinentaler Frischwasserflüsse beschränken sich hauptsächlich auf das Arktische Becken sowie isoliert liegende Nebenmeere wie die Hudson Bay und erreichen höchstens 0,2 hPa, so dass eine Berücksichtigung dieses Prozesses für das De-aliasing von GRACE nicht erforderlich ist. Die entsprechenden mittleren monatlichen Signale beschränken sich auf dieselben Regionen, erreichen aber bis 0,6 hPa. Sie liegen damit an der Grenze der GRACE-Messgenauigkeit und sollen daher an dieser Stelle genauer analysiert werden. Dazu werden die kontinentalen Frischwasserflüsse in den Ozean nördlich des Polarkreises zu jedem Zeitschritt aufsummiert und mit der mittleren Reaktion des ozeanischen Massenfeldes in dieser Region verglichen (Abb. 5.3). Die Frischwassereinträge sind im nordhemisphärischen Winter sehr gering, steigen mit Beginn der Schmelzperiode im Mai deutlich an und erreichen im Juni und Juli ein Maximum, um danach wieder langsam auf den winterlichen Minimalwert zu fallen. Die mittlere ozeanische Massen-anomalie in der Arktis folgt im Wesentlichen diesem Muster, so dass im Juli eine mittlere ozeanische Massen-anomalie von etwa 1 hPa prognostiziert wird. Die größten Beiträge zu diesem Si-

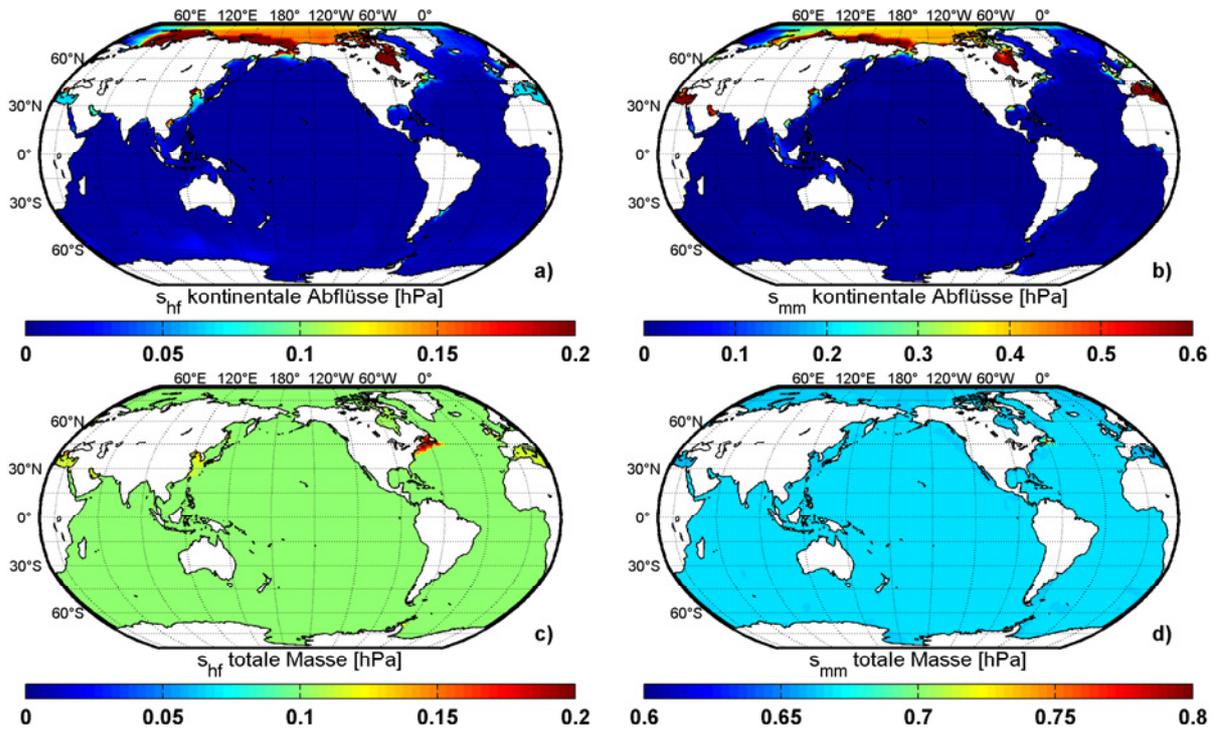


Abbildung 5.2: Hochfrequente (links) und mittlere monatliche Variabilität (rechts) ozeanischer Massen-anomalien aufgrund kontinentaler Frischwasserflüsse bei konstanter Ozeanmasse (a,b) sowie aufgrund von Variationen der totalen ozeanischen Masse durch atmosphärische und kontinentale Frischwasserflüsse.

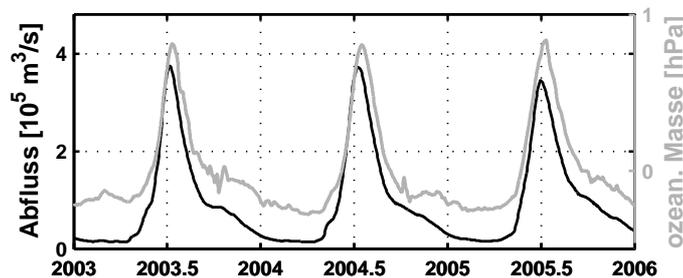


Abbildung 5.3: Summe der kontinentalen Abflüsse in den Arktischen Ozean nördlich von 67° (schwarz), sowie die entsprechende Reaktion des mittleren ozeanischen Massenfeldes simuliert mit OMCT (grau).

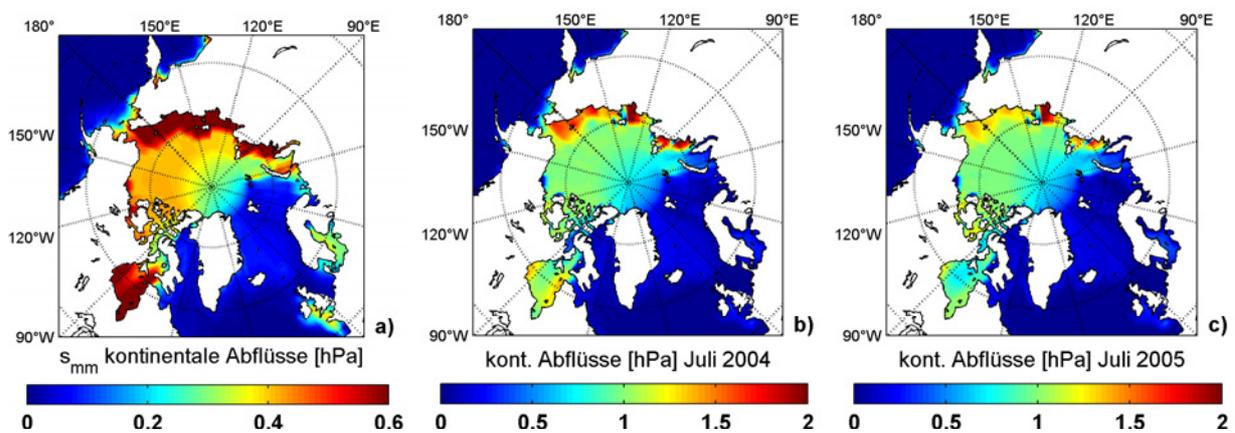
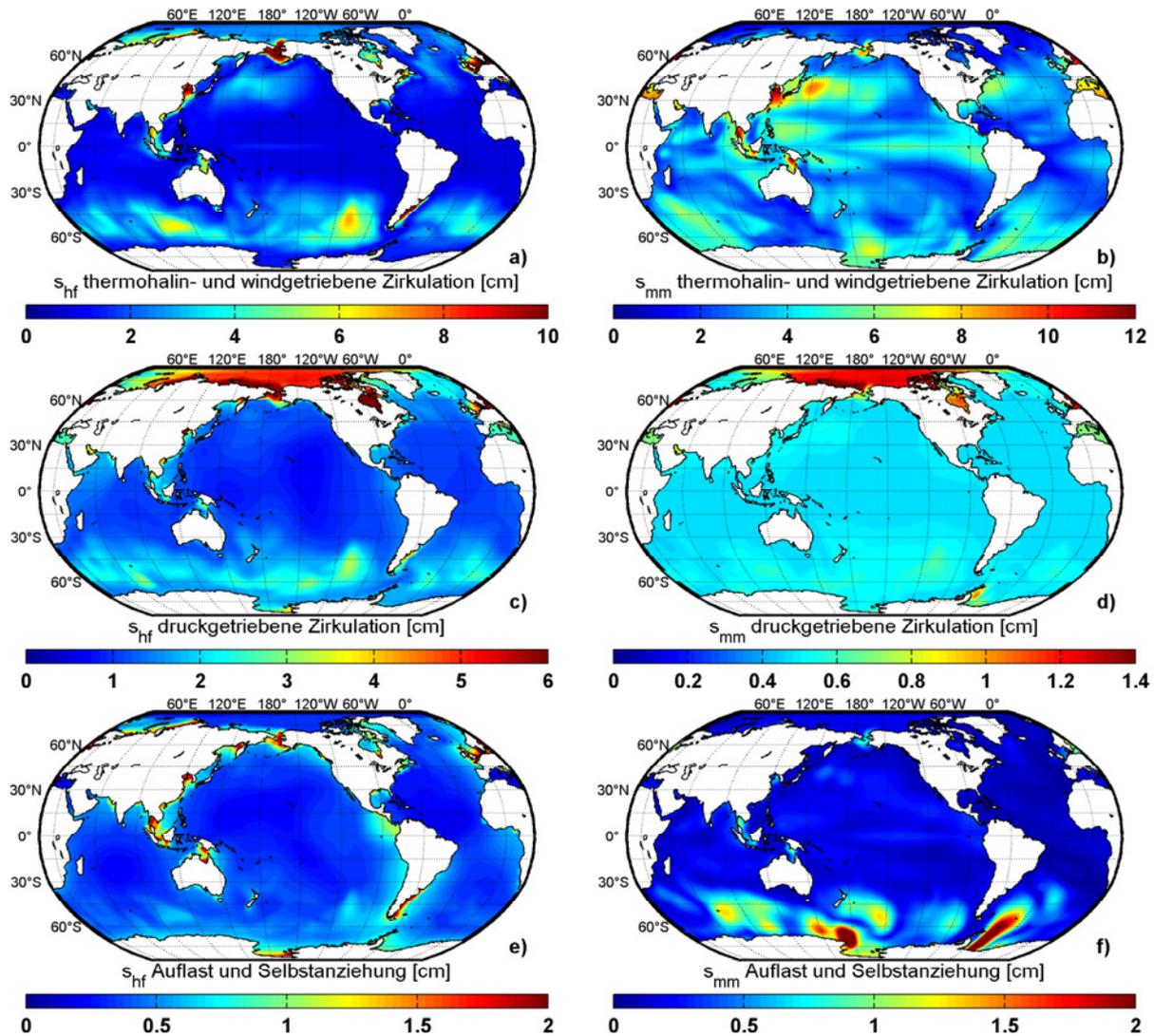


Abbildung 5.4: Mittlere monatliche Variabilität (a) sowie mittlere monatliche Massen-anomalien im Juli 2004 (b) und Juli 2005 (c) aufgrund kontinentaler Frischwasserflüsse in den Arktischen Ozean.

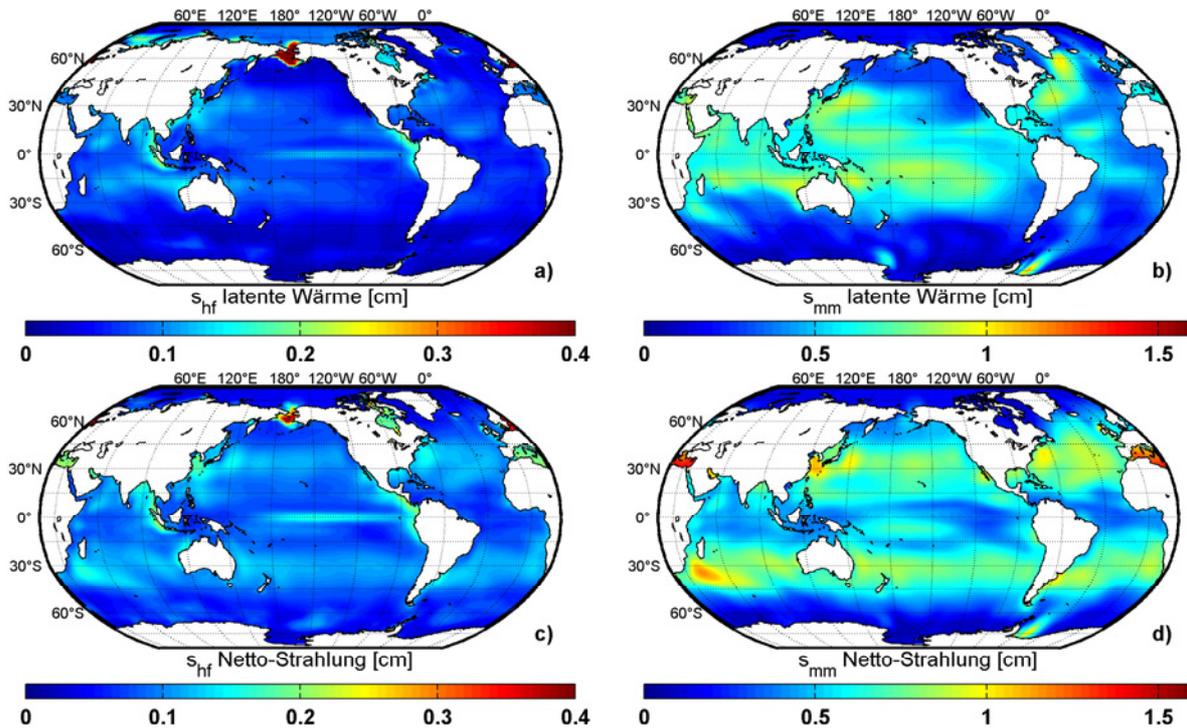


**Abbildung 5.5:** Hochfrequente (links) und mittlere monatliche Variabilität (rechts) der Meereshöhe aufgrund von thermohaliner und windgetriebener Zirkulation (a,b), druckgetriebener Zirkulation (c,d) sowie sekundärer Prozesse aufgrund von Auflast und Selbstanziehung der Wassersäule (e,f).

gnal entstehen dabei in den Mündungsbereichen der großen sibirischen Flüsse sowie der Hudson Bay (Abb. 5.4), wo die mittleren monatlichen Signale im Juli bis zu 2 hPa erreichen können. Gleichzeitig entstehen auch im Innern des Arktischen Ozeans Massenanstiegen von 1 hPa, deren räumliche Ausdehnung eine Detektion mit GRACE prinzipiell ermöglichen sollte. In den derzeitigen GRACE-Monatslösungen (Release 03, siehe auch Kapitel 6) ist die Identifikation dieses Effektes noch nicht möglich, allerdings ist im Rahmen von Reanalysen eine Verbesserung der Genauigkeit der mittleren monatlichen Schwerfelder zu erwarten, so dass künftig eine Überprüfung dieser Modellprognose möglich werden wird (Dobslaw und Thomas, 2007a).

## 5.2.2 Hochfrequente und mittlere monatliche Meereshöhenvariationen

Parallel zu den Massenvariationen für die GRACE-Mission lassen sich auch Meereshöhenänderungen in hochfrequente und mittlere monatliche Variabilitäten zerlegen, die für die Korrektur und Interpretation von Altimeterdaten relevant sind (Abb. 5.5). Zur Erleichterung der Vergleichbarkeit wurde auch für die Altimetermessungen ein Mittelungsintervall von einem Monat angenommen, obwohl der beispielsweise 10-tägige Wiederholorbit von T/P und Jason 1 grundsätzlich auch kürzere Mittelungszeiträume erlauben würde.

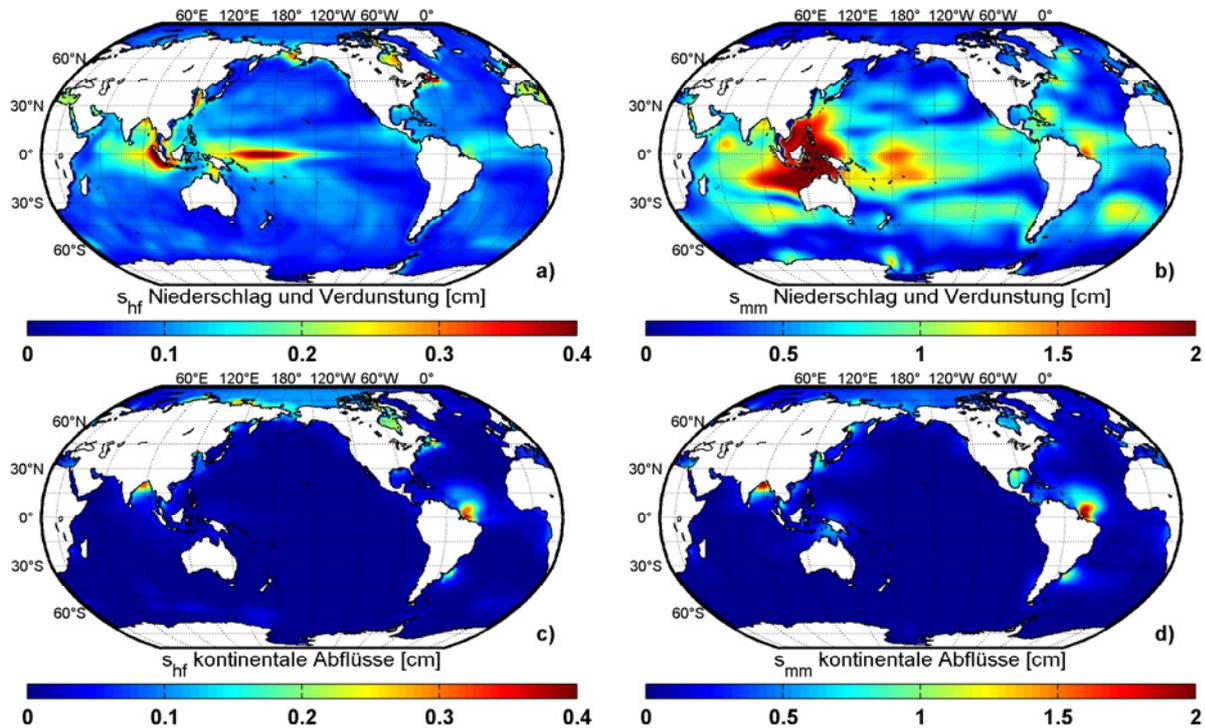


**Abbildung 5.6:** Hochfrequente (links) und mittlere monatliche Variabilität (rechts) der Meereshöhe aufgrund latenter Wärmeübertragung (a,b) und Netto-Strahlung als Bilanz von Sonneneinstrahlung und thermischer Rückstrahlung (c,d).

Die hochfrequente Variabilität der Meereshöhe aufgrund der thermohalinen und windgetriebenen Zirkulation reproduziert im Wesentlichen die entsprechenden Massenanomalien und unterstreicht damit noch einmal den in erster Linie barotropen Charakter kurzperiodischer Massenvariationen. In der mittleren monatlichen Variabilität zeigen sich neben dynamischen Effekten auch Anteile sterisch induzierter Höhenvariationen, so dass in verschiedenen Regionen Variabilitäten von bis zu 10 cm erreicht werden können. Die Effekte der druckgetriebenen Zirkulation hingegen sind auf allen hier betrachteten Zeitskalen barotrop, womit die entsprechenden Aussagen für die Massenanomalien auch für die Variationen der Meereshöhe gelten. Eine Ausnahme findet sich für die mittlere monatliche Variabilität im Bereich Ostküste der Antarktischen Halbinsel. Die im Bereich der Rezirkulation des ACC's am Ausgang der Drake-Passage befindliche Region ist besonders sensitiv auf Änderungen im Zirkulationsregime des Südlichen Ozeans, so dass bereits kleine druckinduzierte Änderungen der Strömungen zu leichten Variationen in der Dichtestruktur der Wassersäule führen können (siehe dazu auch Abschnitt 4.5).

Die hochfrequenten Meereshöhenanomalien aufgrund von Auflast und Selbstanziehung der Wassersäule zeigen vornehmlich in den Schelfregionen Signale von etwa 1 cm, die überwiegend auf Massenvariationen zurückzuführen sind. Im Gegensatz dazu werden die mittleren monatlichen Signale von sterischen Effekten dominiert. Die höchsten Werte werden mit bis zu 2 cm jeweils im Bereich der westlichen Küsten von Rossmeer und Weddellsee erreicht. Vergleichbar mit den druckinduzierten sterischen Effekten bewirken hier kleine Änderungen im Zirkulationsregime signifikante Variationen der vertikalen Dichtestruktur und damit der resultierenden sterischen Anomalien. Wie bereits in Abschnitt 4.5 angedeutet bleibt es in dieser Arbeit offen, ob es sich in der Tat um ozeandynamisch sensitive Regionen handelt, oder ob hier spezifische Eigenschaften des verwendeten Ozeanmodells verantwortlich sind.

Im Gegensatz zu den Massenanomalien bewirkt die Berücksichtigung verschiedener Komponenten der atmosphärisch-ozeanischen Wärmeflüsse signifikante Änderungen in den simulierten Meereshöhenvariationen (Abb. 5.6). Während die kurzperiodischen Effekte von latenter Wärme und Netto-Strahlung den Wert von 0,2 cm nur in Ausnahmefällen überschreiten, zeigen sich großflächi-



**Abbildung 5.7:** Hochfrequente (links) und mittlere monatliche Variabilität (rechts) der Meereshöhe aufgrund atmosphärischer (a,b) und kontinentaler Frischwasserflüsse (c,d).

ge mittlere monatliche Signale von etwa 1 cm in nahezu allen ozeanischen Regionen. Während die Berücksichtigung dieser Wärmeflüsse für das De-aliasing von Altimeterdaten nicht erforderlich ist, sollten diese hingegen bei der Interpretation von mittleren monatlichen Höhenfeldern beachtet werden.

Ähnliche Aussagen lassen sich auch für den Einfluss atmosphärischer und kontinentaler Frischwasserflüsse machen (Abb. 5.7). Während die hochfrequenten Variationen mit Ausnahme der Region unterhalb der atmosphärischen innertropischen Konvergenz für die Korrektur von Satellitendaten vernachlässigbar sind, können mittlere monatliche Änderungen der vertikalen Dichteschichtung zu sterischen Anomalien von bis zu 2 cm führen, die durchaus in Altimetermessungen detektierbar sein sollten. Auch in den Mündungsregionen wasserreicher Flüsse wie dem Amazonas führen saisonale Variationen der Frischwassertransporte zu Änderungen im Salzgehalt, die lokal bis zu 2 cm Höhenänderungen bewirken können.

### 5.3 Korrekturdaten für GRACE

Für die GRACE-Mission wurde erstmals bereits in der Planung der Prozessierungsstrategie eine Reduktion hochfrequenter Massensignale vorgesehen. Als wichtigste Quellen derartiger Variabilitäten wurden dabei Atmosphäre und Ozean identifiziert. Die für die Prozessierung herangezogenen Modellansätze und -daten werden im Folgenden kurz dargestellt. Transiente atmosphärische und ozeanische Massenvariationen werden innerhalb des GRACE-Projektes seit Januar 2001 mit durchschnittlich etwa einem Monat Verzögerung berechnet und in Form einer Zeitreihe von sphärisch-harmonischen Koeffizienten mit einer zeitlichen Auflösung von sechs Stunden allgemein verfügbar gemacht (Flechtner, 2005a).

### 5.3.1 Operationelle ECMWF-Daten

Variationen des atmosphärischen Bodendrucks repräsentieren den integralen Effekt von Massenumverteilungen in der Atmosphäre. Im Ozean und in der kontinentalen Hydrologie beschränken sich die GRACE-relevanten Massenumverteilungen auf einen Bereich von wenigen 100 m. Im Ozean ist das die Region oberhalb der Thermoklinen, auf Land vom Erdboden bis hinunter zum Grundwasserspiegel. Der Einfluss von Massen-anomalien in diesen Subsystemen kann daher ohne Genauigkeitsverlust über eine Massenschichtbelegung in Geoidhöhe (Wahr u.a., 1998) berücksichtigt werden.

Die Atmosphäre besitzt hingegen eine deutlich größere vertikale Ausdehnung in Verbindung mit hoher Dynamik in allen Höhenschichten, so dass für höchste Genauigkeitsansprüche eine Berücksichtigung des dreidimensionalen Massenfeldes notwendig ist (Swenson und Wahr, 2002). Auf GRACE-relevanten räumlichen Skalen von 200 bis 500 km ergaben Testrechnungen mit NCEP-Reanalyse-Daten für die Differenzen zwischen zwei- und dreidimensionalen Daten eine globale Standardabweichung von 0,1 hPa, wobei in ausgewählten Regionen auch dreimal so hohe Werte erreicht wurden (Swenson und Wahr, 2002).

Um diesen Genauigkeitsgewinn für die GRACE-Mission zu erschließen, werden routinemäßig aus den operationellen ECMWF-Analysen dreidimensionale Verteilungen der Temperatur und der spezifischen Feuchte sowie Luftdruck und Geopotential am Boden zur Beschreibung der vertikalen Anordnung der atmosphärischen Massen-anomalien für das De-aliasing genutzt (Flechtner, 2005b). Die Daten sind auf einem Gauß'schen Gitter N160 diskretisiert, das etwa 0,5° räumlicher Auflösung in geographischer Länge und Breite entspricht. Vertikal werden 60 Schichten verwendet, die zeitliche Auflösung beträgt sechs Stunden.

### 5.3.2 Ein barotropes Ozeanmodell: PPHA

Ozeanische Massen-anomalien für GRACE wurden zu Missionsbeginn mit einem barotropen Ozeanmodell berechnet (Hirose u.a., 2001; Ali und Zlotnicki, 2003). Das am JPL<sup>2</sup> entwickelte Ozeanmodell PPHA<sup>3</sup> basiert auf den in einem Arakawa C-Gitter diskretisierten Flachwasser-Gleichungen mit no slip-Randbedingungen an den lateralen Grenzflächen und einer konstanten Dichte in der gesamten Wassersäule. Die räumliche Auflösung beträgt 1,125° in geographischer Länge und Breite im Bereich 75°S bis 65°N, so dass eisbedeckte Regionen der Arktis im Modell nicht berücksichtigt werden. Die verwendete Bathymetrie basiert auf dem ETOPO5-Datensatz (NOAA, 1988) mit einer minimalen Wassertiefe von 50 m. Die Modellgleichungen werden in Zeitschritten von 1 min gelöst und die resultierenden Massen-anomalien sind auf Zeitskalen von Stunden bis hin zu etwa 60 Tagen interpretierbar. Langperiodische Signale hingegen werden vom Modell nicht realistisch wiedergegeben, da barokline Prozesse auf diesen Zeitskalen einen größeren Einfluss haben (Ali und Zlotnicki, 2003).

Unter Verwendung des PPHA wurden für die GRACE-Prozessierung die ozeanischen Massen-anomalien des AOD-Produktes<sup>4</sup> Release 01 berechnet, wobei hier ein mittleres Feld des Jahres 2001 reduziert worden ist. Im Rahmen von umfangreichen Tests zur Verbesserung des AOD-Produktes wurde mit dem PPHA auch einige wenige Monate das AOD-Produkt Release 02 prozessiert. Neben der Subtraktion eines mittleren Feldes der Jahre 2001 und 2002 wurden zum Antrieb 6-stündige atmosphärische Druckfelder verwendet, aus denen der verbliebene Anteil der  $S_2(p)$ -Drucktide reduziert worden ist (Ray und Ponte, 2003).

<sup>2</sup>Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, <http://www.jpl.nasa.gov/earth/>

<sup>3</sup>benannt nach dessen wichtigsten Entwicklern R.C. Pacanowski, R.M. Ponte, N. Hirose und A.H. Ali

<sup>4</sup>Atmosphere Ocean De-aliasing Product

### 5.3.3 OMCT-Modelldaten für GRACE

Als Konsequenz umfangreicher Testrechnungen zum Einfluss der hochfrequenten Massenvariationen verschiedener Ozeanmodelle auf die Schwerefeldprozessierung wurden für den Release 03 OMCT-Modelldaten zum De-aliasing transienter ozeanischer Massensignale verwendet. Berücksichtigt wurden Massenumverteilungen aufgrund der thermohalinen, wind- und druckgetriebenen Zirkulation, sowie der Auflast- und Selbstanziehungseffekte der Wassersäule. Die künstlichen Massenvariationen aufgrund der Verwendung der Boussinesq-Approximation wurden korrigiert, Änderungen der totalen ozeanischen Masse aufgrund atmosphärischer Frischwasserflüsse wurden im Zeitraum 2001 bis 2004 hingegen zugelassen. Der Anteil der halbtägigen Drucktide wurde analog zum Release 02 aus den Atmosphärendaten reduziert, ein mittleres Feld der Jahre 2001 und 2002 ist jeweils abgezogen worden. Die zur Berechnung ozeanischer Massenanstiegen erforderlichen Abläufe wurden dafür weitgehend automatisiert. Täglich werden aktuelle Atmosphärendaten über das MARS-System des ECMWF bezogen und für die Verwendung als Antriebsdaten für das OMCT vorbereitet. Anschließend wird ein entsprechender OMCT-Simulationslauf für diesen Tag berechnet. Nach der Durchführung einiger interaktiver Plausibilitätskontrollen werden die simulierten Felder ozeanischer Massenanstiegen in der Regel einmal im Monat der GRACE-Gruppe am GFZ Potsdam zur Verfügung gestellt und dort nach Umrechnung in Potentialkoeffizienten gemeinsam mit den entsprechenden Atmosphärendaten über das ISDC-Datenportal<sup>5</sup> allgemein verfügbar gemacht. Insgesamt wurde der Release 03 bis Januar 2007 operationell berechnet und in der GRACE-Prozessierung eingesetzt.

Im Juni 2006 wurde mit Release 04 ein neuer Datensatz ozeanischer Massenanstiegen aus OMCT-Daten erstmals verfügbar gemacht. Es handelt sich dabei um Daten der Simulation, deren allgemeine Zirkulation im Kapitel 4 unter der Bezeichnung GRACE-Simulation eingehend diskutiert worden ist. Wichtigste Verbesserungen im Vergleich zur vorherigen Version sind eine Homogenisierung der verwendeten Ozean-Maske bei der Berechnung des atmosphärischen und des ozeanischen Anteils am De-aliasing-Produkt. Dazu wurden für das OMCT eine neue Bathymetrie unter Einschluss der antarktischen Schelfeisgebiete erstellt und isolierte Binnenseen einschließlich des Kaspischen Meers bei der Berücksichtigung der atmosphärischen Massen als Land angesehen. In vorherigen Versionen des AOD-Produktes wurde in ozeanischen Regionen ohne Modelldaten des verwendeten Ozeanmodells eine vollständige invers-barometrische Reaktion des Ozeans angenommen. Weiterhin wurde die Massenerhaltung im OMCT auf instantane Massenerhaltung umgestellt, und Modifikationen im Eismodul zur Verbesserung der Realitätsnähe der simulierten Eisverteilungen durchgeführt. Gleichzeitig wurde die Relaxation des Oberflächensalzgehaltes an eine neue Klimatologie aus WOA2001-Daten realisiert. In der AOD-Software am GFZ Potsdam wurde parallel dazu die Homogenisierung einiger verwendeter Parameter und Konstanten mit der übrigen Schwerefeldprozessierungsstrategie vorgenommen. Zusätzlich wird innerhalb von Release 04 der simulierte ozeanische Bodendruck in Kugelfunktionen bereitgestellt, um den Nutzern die Reduktion ozeanischer Signale aus den prozessierten Schwerefeldern zu erleichtern.

## 5.4 Korrekturdaten für weitere Schwerefeldmissionen

Aufbauend auf den Erfahrungen mit GRACE werden OMCT-Modelldaten auch für die Prozessierung weiterer Schwerefeldmissionen verwendet. Die am 15. Juli 2000 gestartete deutsche Kleinsatellitenmission CHAMP erlaubte erstmals die Bestimmung des statischen Erdschwerefeldes sowie dessen langwelliger Variationen aus GPS<sup>6</sup>-basierten Bahnbeobachtungen eines einzelnen Satelliten. Auch wenn CHAMP weniger sensitiv auf transiente ozeanische Massenanstiegen reagiert als beispielsweise die GRACE-Mission, werden die oben diskutierten AOD-Produkte auch für die CHAMP-Prozessierung genutzt, um systematische Fehlereinflüsse weitgehend zu vermeiden.

<sup>5</sup>Information System and Data Center, <http://isdc.gfz-potsdam.de>

<sup>6</sup>Global Positioning System

Obwohl der Start von LAGEOS 1 mittlerweile mehr als 30 Jahre zurück liegt, ermöglicht der mit zahlreichen Retroreflektoren bestückte Satellit auch heute noch eine Vermessung seiner Bahn mit Hilfe von erdgebundenen Laser-Entfernungsmessungen. Die Länge der Zeitreihe ermöglicht die Bestimmung von Variationen der Abplattung der Erde über dekadische Zeiträume, so dass selbst Gezeitenperioden von 18,6 Jahren analysiert werden können (Cheng und Tapley, 2004). Anhand von Testrechnungen für das Jahr 2004 wurde der Einfluss verschiedener AOD-Produkte auf die Prozessierung der LAGEOS-Daten im Hinblick auf Änderungen der Abplattung der Erde analysiert. Während der Einfluss der vertikalen Verteilung der atmosphärischen Massen vernachlässigt werden kann, bewirkte die Berücksichtigung eines Ozeanmodells signifikante Veränderungen im Vergleich zur Anwendung der vollständigen invers-barometrischen Kompensation atmosphärischer Massen über dem Ozean (F. Flechtner, GFZ Potsdam, pers. Mitteilung, 2006). Für die Reprozessierung der gesamten LAGEOS-Daten wurden daraufhin AOD-Produkte auf Basis von ERA40-Atmosphärendruckdaten und entsprechenden OMCT-Simulationen erstellt. Zur Wahrung der Konsistenz mit den AOD-Produkten für GRACE wurde ein mittleres Feld derart reduziert, dass die Differenzen zwischen den Anomalien der operationellen ECMWF-Daten und der ERA40-Daten im Überlappungszeitraum 2001 minimal werden.

Die reprozessierten LAGEOS-Daten werden dann unter anderem für die Analyse der Anelastizität des Erdmantels auf Zeitskalen von Stunden bis hin zu Jahrzehnten genutzt werden können. Aktuelle Analysen weisen hier auf eine Frequenzabhängigkeit des Anelastizitätsparameters hin (Benjamin u.a., 2006). Gleichzeitig wird es mit Hilfe der Modellkombination ECMWF und OMCT möglich sein, eventuelle Ursachen für die in den bisher verwendeten LAGEOS-Daten identifizierten quasi-dekadischen Variationen näher zu untersuchen, bei denen ein transienter Einfluss von Atmosphäre und Ozean bislang nicht ausgeschlossen werden kann (Benjamin u.a., 2006).

Im Hinblick auf den im Dezember 2007 geplanten Start der Schwerefeldmission GOCE wurde die Einpassung des OMCT's in das GOCE-Prozessierungssystem am Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie der Technischen Universität München vorbereitet. Dabei wird eine weitgehend vergleichbare Softwarelösung wie für GRACE verwendet, die jeweils aktuellen Daten werden täglich vom ECMWF übernommen und für den Antrieb des Ozeanmodells vorbereitet. Damit stehen ozeanische Massen anomalies mit etwa drei Tagen Verzögerung für die weitere Verwendung in der GOCE-Prozessierung zur Verfügung. Die Implementierung einer aktuellen Modellkonfiguration unmittelbar vor Missionsstart ist vorgesehen, um die derzeit gewonnenen Erfahrungen im Rahmen der GRACE-Prozessierung optimal nutzen zu können (Gruber u.a., 2005).

Neben dem De-aliasing hochfrequenter Massenvariationen sind für GOCE auch saisonale Variationen zu reduzieren, da hier das statische Gravitationsfeld in zwei bis drei etwa 6-monatigen Beobachtungsphasen vermessen wird, die von jeweils fünf Monate andauernden Pausen unterbrochen werden. Diese Unterbrechungen werden hauptsächlich durch die Orbitcharakteristik und die Beschränkungen in der Energieversorgung des Satelliten erforderlich. Die Korrektur der saisonalen Variationen zur Bestimmung des zeitinvarianten Anteils des Erdschwerefeldes kann dabei sowohl über Monatslösungen der Schwerefeldmission GRACE als auch über den summarischen Effekt numerischer Modelle der verschiedenen geophysikalischen Fluide erfolgen.

## 5.5 Anwendungsmöglichkeiten in der Satellitenaltimetrie

Obwohl die ursprünglichen Untersuchungen zum Einfluss von Aliasing-Effekten auf mittlere monatliche Felder ausschließlich mit Altimeterdaten durchgeführt wurden (Fukumori u.a., 1998; Stammer u.a., 2000; Tierney u.a., 2000), werden derzeit von keiner Institution zum De-aliasing geeignete Modelldaten von kurzperiodischen Meereshöhenvariationen frei verfügbar gemacht (siehe auch Chambers, 2006). Im Zusammenhang mit der Altimetriemission Jason 1 wurde jedoch das Finite Elemente-Modell MOG2D (Carrere und Lyard, 2003) weiterentwickelt und speziell für die Nutzung

als De-aliasing-Modell angepasst. Dem Autor ist zum gegenwärtigen Zeitpunkt allerdings nicht bekannt, unter welchen Bedingungen diese Daten genutzt werden können.

Grundsätzlich lassen sich die OMCT-Daten auch für das De-aliasing von Altimeterdaten verwenden, wobei analog zur LAGEOS-Prozessierung die ERA40-Simulationen für die Abdeckung dekadischer Zeitreihen genutzt werden können. Wie bei der Schwerefeldprozessierung sind auch für die Altimetrie die atmosphärischen Tiden zu berücksichtigen. Während  $S_2(p)$  in der Regel im Gezeitenmodell enthalten und somit aus den transienten Variationen zu reduzieren ist, kann  $S_1(p)$  erhalten werden, solange keine Partialtide dieser Frequenz im Rahmen der Tidenkorrektur abgezogen wird.

## Kapitel 6

# Ozeanische Massen-anomalien aus Satellitenbeobachtungen

Neben der Verwendung ozeanischer Modelldaten zur Korrektur kurzperiodischer Massen-anomalien in der Prozessierung von Satellitendaten lassen sich Resultate der OMCT-Simulationen auch zur Interpretation von Satellitenbeobachtungen heranziehen. In diesem Kapitel werden sterisch korrigierte Altimeterbeobachtungen und GRACE-Massen-anomalien mit OMCT-Bodendruckfeldern verglichen und die Zusammenhänge zwischen Massen-anomalien und barotropen Strömungen dargestellt, so dass eine direkte Verknüpfung von Satellitenbeobachtungen mit potentiell klimarelevanten Änderungen in den ozeanischen Strömungssystemen möglich wird.

### 6.1 Monatliche Massen-anomalien aus GRACE-Beobachtungen

Mit dem Start der Satellitenmission GRACE im März 2002 stehen erstmals global homogene Beobachtungen regionaler Veränderungen des Erdschwerefeldes mit monatlicher Auflösung zur Verfügung. Das Beobachtungsprinzip basiert auf präzisen Entfernungsmessungen zwischen zwei einander in einer nahezu polaren Bahn mit 400 km Flughöhe folgenden Satelliten. In Verbindung mit kinematischen Orbitbestimmungen der beiden Raumfahrzeuge auf Basis hochfrequenter GPS-Positionsdaten ermöglicht GRACE die Ableitung monatlicher Schwerefeldänderungen mit bislang unerreichter räumlicher Auflösung und Präzision, aus denen Massen-anomalien in Form von Massenschichtbelegungen in Geoidhöhe abgeleitet werden können (Wahr u.a., 1998). In dieser Arbeit werden 22 am GFZ Potsdam prozessierte GRACE-Monatslösungen aus dem Release 03 verwendet (Flechtner, 2005b). Die Daten waren zum Zeitpunkt der Bearbeitung für den Zeitraum Februar 2003 bis Juni 2005 verfügbar, wobei einige Monate aufgrund unvollständiger Daten oder vorübergehend resonanter Bahnkonfigurationen nicht prozessiert worden sind.

Unter Verwendung ausgewählter in situ-Druckmessungen am Ozeanboden konnten die GRACE-Beobachtungen ozeanischer Massenvariationen verifiziert werden (Kanzow u.a., 2005). Weiterhin wurden die ersten verfügbaren GRACE-Daten zur Ableitung des jahreszeitlichen Zyklus' der totalen ozeanischen Masse (Chambers u.a., 2004), zur Diskussion saisonaler Variationen des ozeanischen Bodendrucks in einer Region des Nordpazifiks (Bingham und Hughes, 2006) sowie zur vertieften Analyse sterischer Meereshöhenvariationen verwendet (Chambers, 2006). Allerdings konnte mit den bisher generierten Schwerefeldern die angestrebte Genauigkeit der GRACE-Mission noch nicht erreicht werden (siehe beispielsweise Wahr u.a., 2004), weshalb fortschreitende Anstrengungen zur Verbesserung der Prozessierung und zur Entwicklung ausgefeilter Filtertechniken unternommen werden, um die Aussagekraft dieser neuartigen Beobachtungsdaten kontinuierlich zu verbessern.

Die Berechnung mittlerer monatlicher GRACE-Schwerefelder erfordert die Korrektur kurzperiodischer transienter Variationen in Ozean und Atmosphäre zur Vermeidung von Aliasing-Effekten

(siehe Abschnitt 5.3). Zur Analyse der vollständigen atmosphärisch-ozeanischen Massen-anomalien ist jedoch der mittlere Anteil der im De-aliasing-Prozess reduzierten Variationen wieder herzustellen. Zu diesem Zweck werden neben den mittleren Schwerefeldern (GSM-Produkte) verschiedene zusätzliche Datensätze von den GRACE-Prozessierungszentren zur Verfügung gestellt. Diese enthalten sphärisch-harmonische Koeffizienten des reduzierten mittleren Einflusses der Atmosphäre (GAA-Produkt), des Ozeans (GAB-Produkt) sowie des kombinierten Effekts von Atmosphäre und Ozean (GAC-Produkt). Für die Ableitung ozeanischer Massen-anomalien ist das GSM-Produkt mit dem entsprechenden GAC-Produkt zu addieren (Bettadpur u.a., 2006; Dobsław und Thomas, 2007b).

Die GRACE-Beobachtungen erfolgen in einem erdgebundenen Bezugssystem relativ zum Massenmittelpunkt der Erde. Variationen dieses Massenmittelpunktes relativ zu einem über Stationen an der Erdoberfläche realisierten Referenzrahmen, im Folgenden vereinfachend als Geozentrumsvariationen bezeichnet, können aus den Daten nicht abgeleitet werden. Für Vergleiche mit Altimetrie- und Modelldaten wird daher die Addition eines unabhängig bestimmten Modells der Geozentrumsvariationen empfohlen (Chambers, 2006). In dieser Arbeit wird in Anlehnung an Chambers (2006) ein klimatologisches Modell annueller Geozentrumsvariationen auf Basis von Eanes (2000) verwendet.

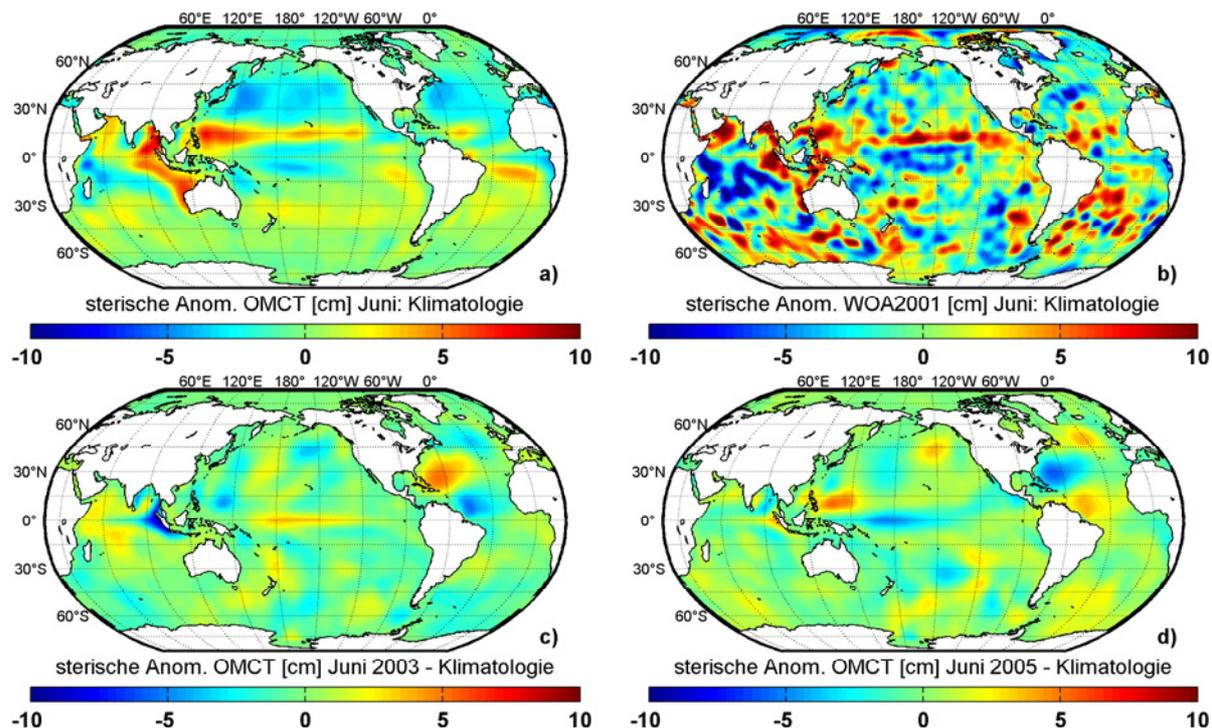
Routinemäßig werden mittlere monatliche Schwerefelder in sphärisch-harmonischen Koeffizienten bis Grad und Ordnung 120 entwickelt (Heiskanen und Moritz, 1967). Lägen fehlerfreie Beobachtungen vor, würden die Abweichungen von einem langjährigen Mittelwert die mittlere monatliche Massen-anomalie an einem Ort repräsentieren. Allerdings reagiert GRACE aufgrund der Flughöhe der Satelliten auf kleinräumige Signale weniger sensitiv und gleichzeitig bewirkt die Beobachtungsgeometrie korrelierte Fehler in meridionaler Richtung, die sich in typischen Streifenstrukturen in den Schwerefeldern darstellen. Speziell entwickelte Filteralgorithmen ermöglichen die weitgehende Reduktion dieser Streifen aus den GRACE-Lösungen in allen Bereichen mit Ausnahme der Tropen. In dieser Arbeit kommt ein von Swenson und Wahr (2006) vorgeschlagener Ansatz unter Verwendung eines Polynoms zweiten Grades zur Anwendung.

Zur Reduktion schlecht bestimmbarer kleinräumiger Signale werden zusätzlich räumliche Mittelwerte berechnet (Wahr u.a., 1998). Durch diesen Mittelungsprozess kommt es zu Verfälschungen der ozeanischen Signale in küstennahen Regionen, da hydrologische Massen-anomalien im Vergleich zu ozeanischen Massenvariationen vielfach deutlich größere Amplituden aufweisen. Dieser im Folgenden als kontinentaler Leakage-Effekt bezeichnete Fehlereinfluss wird daher nach Vorschlag von Wahr u.a. (1998) unter Verwendung eines 300 km Gauß-Filters weitgehend reduziert, bevor die räumliche Mittelung unter Verwendung eines Gauß-Filters mit 500 km Mittelungsradius durchgeführt wird.

## 6.2 Sterisch korrigierte Jason 1-Meereshöhenvariationen

Meereshöhenvariationen können grundsätzlich durch Dichteveränderungen in der Wassersäule oder durch Änderungen der Masse der Wassersäule verursacht werden. Lassen sich die sterisch bedingten Höhenänderungen hinreichend genau reduzieren, können ozeanische Massen-anomalien aus Altimeterbeobachtungen unter Verwendung einer mittleren Dichte des Meerwassers abgeleitet und so direkt mit den GRACE-Beobachtungen verglichen werden.

Zur Berechnung sterischer Anomalien im Ozean sind wiederholte Beobachtungen der globalen dreidimensionalen Verteilungen von Temperatur und Salzgehalt erforderlich. Aufgrund der Opazität von Meerwasser sind diese ausschließlich über ozeanographische in situ-Beobachtungen möglich, deren lückenhafte raum-zeitliche Verteilung auf globalen Skalen lediglich eine klimatologische Beschreibung wie beispielsweise im WOA2001-Datensatz zulässt (siehe auch Abschnitt 4.2). Prinzipiell können sterische Anomalien aber auch aus numerischen Ozeanmodellen abgeleitet werden, wodurch auch Variationen jenseits der jahreszeitlichen Variabilitäten berücksichtigt werden können.

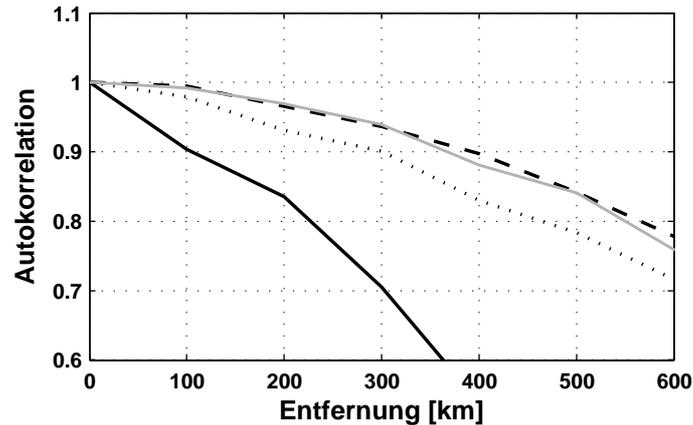


**Abbildung 6.1:** Sterische Meereshöhenanomalien aus WOA2001 und OMCT: monatlich gemittelte Juni-Klimatologie aus OMCT-Simulationen für 2003 bis 2005 (a), Juni-Klimatologie aus WOA2001 in situ-Beobachtungen (b) sowie interannuelle Variationen monatlich gemittelter sterischer Anomalien aus OMCT-Simulationen für 2003 und 2005 (c,d).

Mittlere monatliche sterische Anomalien aus WOA2001 und OMCT werden exemplarisch für den Monat Juni diskutiert (Abb. 6.1). Typische Strukturen, wie beispielsweise die saisonale Nord-Süd-Asymmetrie, eine zonal orientierte positive Anomalie bei 15°N im Pazifik sowie hohe positive Anomalien in Indonesien, sind sowohl in WOA2001- als auch den OMCT-Daten erkennbar. Allerdings sind die Gradienten der OMCT-Anomalien deutlich schwächer ausgeprägt, während in WOA2001 verschiedene kleinskalige Strukturen mit hoher räumlicher Variabilität dominieren. Diese Diskrepanz kann einerseits durch das begrenzte räumliche Auflösungsvermögen des numerischen Modells verursacht sein, das die Reproduktion mesoskaliger Variabilität verhindert, oder durch eine unzureichende Anzahl von in die Berechnung der Klimatologie eingeflossenen Beobachtungen, die zu räumlich variablen systematischen Fehlern in der WOA2001-Klimatologie geführt haben. Neben diesen kleinskaligen Variationen enthalten die OMCT-Anomalien signifikante interannuelle Variationen, die bis zu 50% der saisonalen Signale erreichen können. Um diese transienten Variabilitäten zusätzlich zu den saisonalen Effekten zu berücksichtigen, werden im Folgenden OMCT-Anomalien zur sterischen Korrektur der Altimeterdaten herangezogen.

Mittlere monatliche Massen anomalies aus Jason 1-Altimeterbeobachtungen wurden vom GFZ Potsdam für den Zeitraum Februar 2003 bis Juni 2005 zur Verfügung gestellt (S. Esselborn, pers. Mitteilung, 2006). Die Daten wurden unter Verwendung der allgemein akzeptierten instrumentellen und geophysikalischen Korrekturen prozessiert. Eingeschlossen sind dabei Höhenvariationen aufgrund der Gezeiten der festen Erde, der Pol-Tide und der lunisolaren Gezeiten einschließlich der entsprechenden Auflasteffekte sowie kurzperiodische Meereshöhenvariationen unter Verwendung der invers-barometrischen Approximation. Regionen mit zeitweiligen Datenlücken oder Meereisbedeckung werden von der weiteren Analyse ausgeschlossen. Die beobachteten Meereshöhen werden unter Verwendung der OMCT-basierten sterischen Anomalien reduziert und unter Annahme einer mittleren Dichte des Meerwassers ( $1030,93 \text{ kg/m}^3$ ) zu Massen anomalies transformiert.

Insgesamt liegen damit für 22 Monate jeweils Massenfelder für GRACE und Jason 1 vor, die direkt im Zeitbereich miteinander und mit den entsprechenden OMCT-Daten verglichen werden können.



**Abbildung 6.2:** Über ozeanischen Bereichen gemittelte räumliche Autokorrelationsfunktionen aus stereisch korrigierten Jason 1-Meereshöhen (schwarz), GRACE Monatslösungen (gestrichelt) und OMCT-Simulationen (gepunktet). Zur Anpassung des räumlichen Auflösungsvermögens der verschiedenen Datensätze wurden die Jason 1-Daten mit einem 400 km Gauß-Filter geglättet (grau).

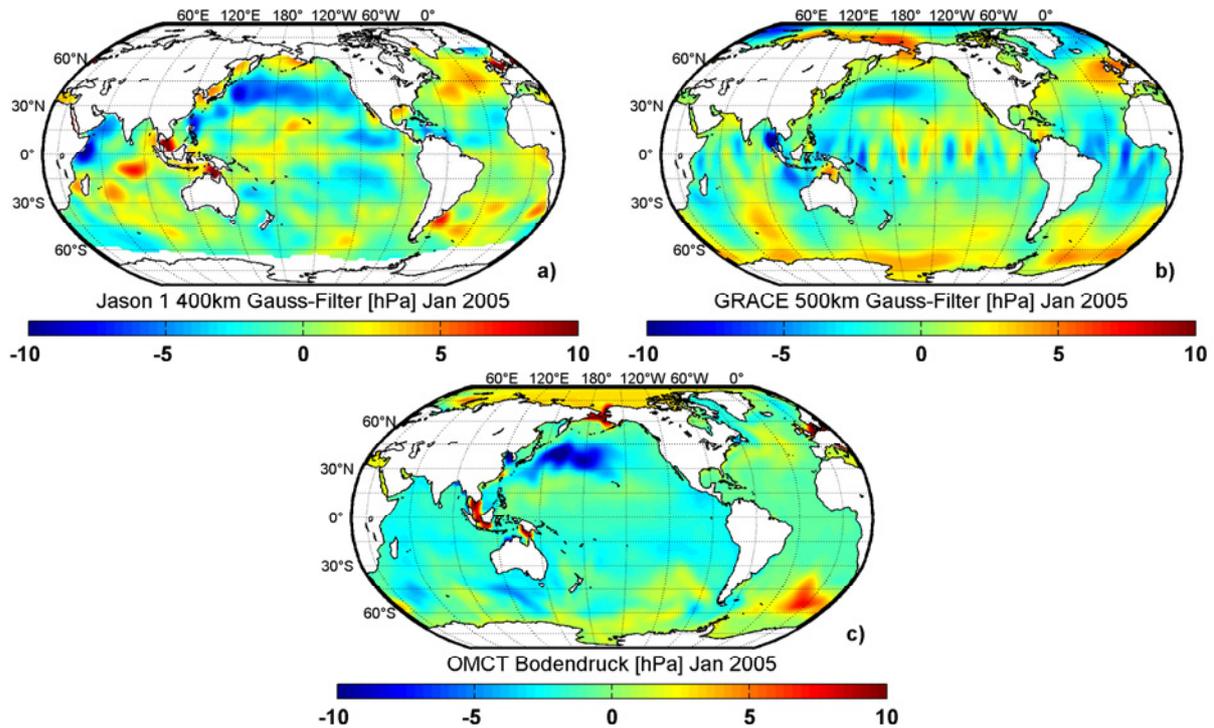
Zur Ableitung von Anomalien wird in jeder der drei Zeitreihen ein mittleres Feld über alle 22 Monatslösungen reduziert. Weiterhin werden alle Satellitendaten auf das OMCT-Gitter abgebildet, um quantitative Vergleiche zu ermöglichen. In einem der drei Datensätze nicht definierte Regionen werden von den weiteren Untersuchungen ausgeschlossen.

### 6.3 Anpassung der räumlichen Auflösung

Während GRACE-Beobachtungen auf der Analyse von Satellitenbahnstörungen basieren, die von zeitlichen und räumlichen Änderungen der umliegenden Massen verursacht werden, messen Radaraltimeter die Entfernung zwischen dem Satellitenorbit und einem einige Kilometer weiten Bereich der Meeresoberfläche. Diese fundamental verschiedenen Beobachtungsprinzipien in Verbindung mit dem der Orbitkonfiguration geschuldeten unterschiedlichen raum-zeitlichen Abtastverhalten führen zu signifikanten Diskrepanzen im räumlichen Auflösungsvermögen der beiden Sensoren. Zur Sicherstellung einer quantitativen Vergleichbarkeit der Ergebnisse ist das räumliche Auflösungsvermögen der verschiedenen Datensätze abzuschätzen und gegebenenfalls anzupassen. Kleinräumige Signale können von GRACE nicht beobachtet werden. Auf diesen Skalen werden mittlere monatliche Schwerefelder aus GRACE-Beobachtungen in erster Linie von Fehlern dominiert, realistische Massenanomalien lassen sich erst ab etwa 500 km räumlichem Mittelungsradius ableiten.

Das räumliche Auflösungsvermögen der Satellitenaltimetrie ist deutlich höher, entlang der Subsatellitenkurve können beispielsweise Profile mit nur wenigen Kilometern Messungsabständen bestimmt werden. Allerdings sind diese kleinräumigen Strukturen nicht unbedingt repräsentativ für mittlere monatliche Höhenanomalien, da beispielsweise kurzperiodische transiente Variationen zu Aliasing-Effekten führen können. Gleichzeitig wird die Reproduktion kleinskaliger Signale in einem numerischen Ozeanmodell maßgeblich durch das zur Diskretisierung der Gleichungen verwendete Gitter limitiert, dessen Auflösung im OMCT beispielsweise  $1,875^\circ$  in geographischer Länge und Breite beträgt.

Die Anpassung der räumlichen Auflösung kann prinzipiell durch die Anwendung geeigneter Tiefpassfilter erreicht werden. Im einfachsten Fall wird auf die zu vergleichenden Datensätze jeweils der gleiche Filter angewendet (siehe zum Beispiel Chambers, 2006). Grundsätzlich ist es allerdings vorteilhaft, das räumliche Auflösungsvermögen der ursprünglichen Datensätze zu berücksichtigen und so zu einer Anpassung der unterschiedlichen räumlichen Auflösungen zu kommen. Zu diesem Zweck werden in dieser Arbeit empirisch bestimmte Autokorrelationsfunktionen verwendet (Dobslaw und



**Abbildung 6.3:** Mittlere monatliche Massenanomalien im Januar 2005 aus sterisch korrigierten Jason 1-Meereshöhenanomalien geglättet mit 400 km Gauß-Filter (a), GRACE, geglättet mit 500 km Gauß-Filter (b) und ozeanischem Bodendruck simuliert mit OMCT (c).

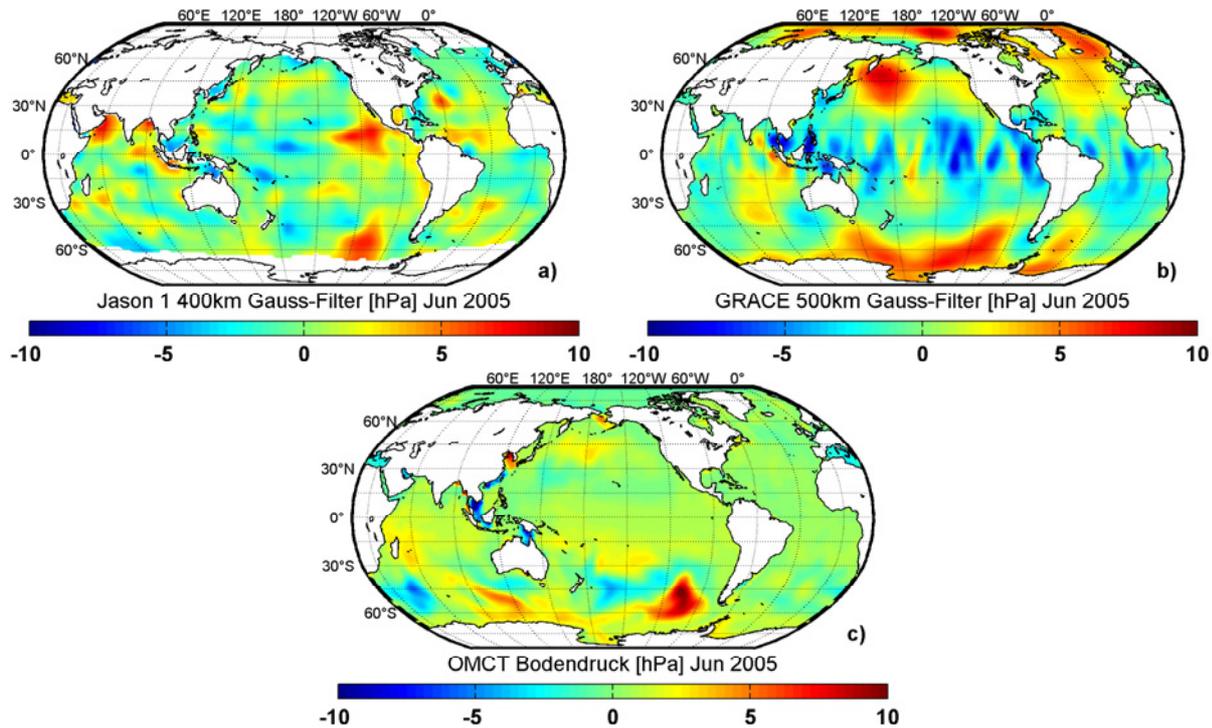
Thomas, 2007b):

$$r_{xy}(d) = \frac{\sum x \cdot y}{\sqrt{\sum x^2 \cdot \sum y^2}}, \quad (6.1)$$

wobei der Autokorrelationskoeffizient  $r_{xy}$  abhängig von der Entfernung  $d$  zwischen zwei beliebigen Datenpunkten  $x$  und  $y$  ist und diese in Klassen von jeweils 100 km Weite zusammengefasst werden. Die empirischen Autokorrelationen werden aus allen möglichen Kombinationen zweier Datenpunkte berechnet, die in allen 22 Lösungen von GRACE, Jason 1 und OMCT definiert sind. Erwartungsgemäß ist die Autokorrelationslänge für Jason 1 am kürzesten, bereits im Abstand von 250 km liegt die mittlere Korrelation unter 0,8 (Abb. 6.2). Dagegen fällt die Korrelation für GRACE und OMCT erst bei etwa 500 km auf 0,8, so dass eine zusätzliche Tiefpassfilterung der Jason 1-Daten erforderlich ist. Unter Anwendung eines Gauß-Filters im Ortsbereich (Dobslaw, 2003) werden die 22 sterisch korrigierten Jason 1-Meereshöhenanomalien mit Filterradien von 100, 200, 300, 400, 500 und 600 km geglättet. Anschließend berechnete Autokorrelationsfunktionen dieser gefilterten Jason 1-Daten zeigen, dass eine Anwendung des 400 km Gauß-Filters (graue Linie in Abb. 6.2) die beste Anpassung der räumlichen Auflösung von Jason 1 an GRACE und OMCT ermöglicht, weshalb im Folgenden die 400 km gefilterten Daten für weitere Analysen verwendet werden.

## 6.4 Modellierung und Beobachtung ozeanischer Massenanomalien

GRACE, Jason 1 und OMCT repräsentieren drei voneinander unabhängige Lösungen ozeanischer Massenanomalien, auch wenn die Modelldaten für die Prozessierung beider Satellitendatensätze verwendet worden sind (Dobslaw und Thomas, 2007b). Im Rahmen der GRACE-Prozessierung wurden OMCT-Daten zur Korrektur hochfrequenter ozeanischer Massenvariationen im Rahmen des De-aliasing-Prozesses genutzt (siehe auch Abschnitt 5.3). Durch die Rückaddition des während des De-aliasings reduzierten mittleren Massenfeldes (GAC-Produkt) wird ein eventuell durch diesen



**Abbildung 6.4:** Mittlere monatliche Massenanomalien im Juni 2005 aus sterisch korrigierten Jason 1-Meereshöhenanomalien geglättet mit 400 km Gauß-Filter (a), GRACE, geglättet mit 500 km Gauß-Filter (b) und ozeanischem Bodendruck simuliert mit OMCT (c).

Prozess abgezogenes Signal wieder hergestellt. Somit hat das zum De-aliasing verwendete Ozeanmodell keinen Einfluss auf die GRACE-basierten ozeanischen Massenanomalien, solange eine Linearität der Zusammenhänge innerhalb der Schwerefeldprozessierung angenommen werden kann. Im Rahmen der Ableitung ozeanischer Massenanomalien aus Altimeterbeobachtungen wurde das OMCT zur Korrektur sterisch bedingter Höhenvariationen genutzt. Die ursprünglich beobachteten und simulierten Meereshöhenschwankungen von Jason 1 und OMCT sind aber voneinander unabhängig. Aufgrund der Anwendung der hydrostatischen Approximation im OMCT lassen sich die OMCT-Meereshöhenvariationen jedoch in sterische und masseninduzierte Höhenänderungen zerlegen, so dass die identische Subtraktion der sterisch induzierten Höhenänderungen von den beobachteten und simulierten Höhenanomalien keinen Einfluss auf die Unabhängigkeit hat. Überdies ist in Hinblick auf die Unabhängigkeit von GRACE und Jason 1 zu bemerken, dass die Verwendung identischer Hintergrundmodelle für die Prozessierung beider Datensätze zu gleichartigen systematischen Fehlereffekten führen kann. Da diese Effekte aber im Allgemeinen als sehr klein eingeschätzt werden, sollen sie auch im weiteren Verlauf dieser Untersuchungen vernachlässigt werden (siehe auch Dobslaw und Thomas, 2007b).

Vergleiche zwischen den drei Lösungen erlauben damit sowohl die Identifikation identischer Signale in den verschiedenen Monatslösungen als auch die Analyse individueller Schwächen und Fehler der drei Zeitreihen. Exemplarisch werden die ozeanischen Massenanomalien aus GRACE, Jason 1 und OMCT für Januar und Juni 2005 dargestellt (Abb. 6.3 und 6.4). Kleinskalige Signale in der Altimetrie-Lösung sind durch die Anwendung des 400 km Gauß-Filters weitgehend reduziert, während regionale Massenanomalien erhalten bleiben. Die GRACE-Daten zeigen typische meridionale Streifenstrukturen in den Tropen, wo korrelierte Fehler durch die angewandten Filtermethoden nur unzureichend korrigiert werden können (siehe auch Swenson und Wahr, 2006). In den gemäßigten Breiten können die korrelierten Fehler hingegen weitgehend reduziert werden, wodurch sich mit OMCT und Jason 1 vergleichbare Massenanomalien aus den GRACE-Daten ableiten lassen. Allerdings führen die meridionalen Streifen in den Tropen zu einer Verkürzung der mittleren Autokorrelationslänge und damit zu einer Überschätzung des mittleren räumlichen

Auflösungsvermögen von GRACE. Eine realistischere Beschreibung des räumlichen Auflösungsvermögens von GRACE ließe sich für ausgewählte Regionen beispielsweise durch die Bestimmung breitenabhängiger Autokorrelationsfunktionen erzielen (Dobslaw und Thomas, 2007b).

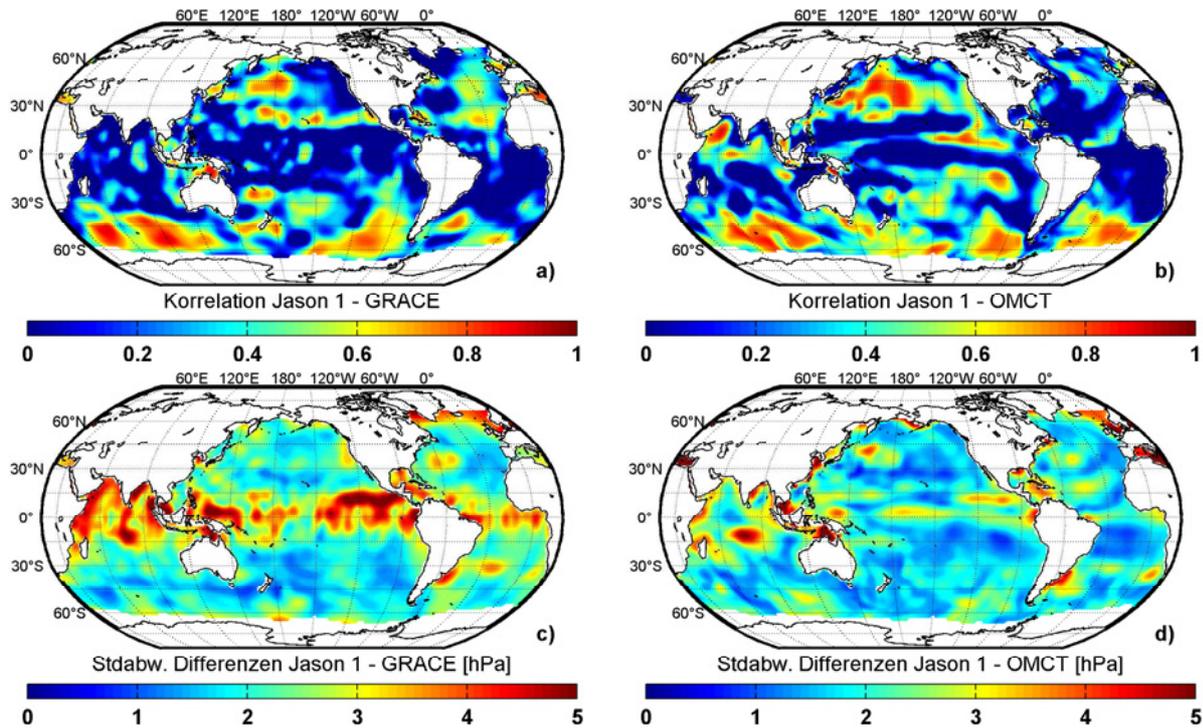
Neben den kaum interpretierbaren GRACE-Massenanstiegen in den Tropen lassen sich verschiedene weitere Diskrepanzen zwischen den drei unabhängigen Lösungen feststellen. OMCT basierte Massenanstiegen sind im Nordatlantik vergleichsweise schwach ausgeprägt, eine Region die bereits in vorherigen Analysen (siehe Abschnitt 4.3) als problematisch eingestuft wurde. Ein markantes Signal in der Jason 1-Lösung südlich von Indien sowie im westlichen äquatorialen Pazifik im Januar 2005 wird weder von GRACE noch vom OMCT reproduziert. Die Ursachen für diese Massenanstiegen liegen entweder in der Altimeterprozessierung oder in der angewandten sterischen Korrektur. Da Meeresspiegelvariationen in den Tropen primär thermosterisch verursacht werden (siehe beispielsweise Chambers u.a., 1998), könnten Beobachtungen von in situ-Temperaturen zur weiteren Ursachenforschung herangezogen werden, wie sie beispielsweise mit Hilfe der TAO<sup>1</sup>-Bojen routinemäßig seit vielen Jahren durchgeführt werden.

Im Gegensatz zu den zuvor diskutierten Unterschieden gibt es auch ozeanischen Massensignale, die in allen drei Lösungen feststellbar sind. Im Januar 2005 ist beispielsweise eine starke negative Massenanstiegsanomalie von bis zu 10 hPa im Nordpazifik zu erkennen. Die Anomalie ist in den Altimeterdaten besonders deutlich und wird in Form und Intensität durch die OMCT-Simulationen bestätigt. Die entsprechende GRACE-Lösung zeigt ein vergleichbares Signal mit allerdings etwas geringerer Intensität und schwächeren räumlichen Gradienten. Positive Massenanstiegsanomalien aus GRACE-Beobachtungen finden sich in verschiedenen Regionen des Südlichen Ozeans. Grundsätzlich werden diese durch die OMCT-Simulationsergebnisse bestätigt, auch wenn die Intensitäten in einzelnen Bereichen deutlich abweichen. Jason 1 beobachtet ebenfalls tendenziell positive Massenanstiegsanomalien in den gemäßigten Breiten der Südhemisphäre. Allerdings sind die hier detektierten Signale räumlich hochvariabel, was auf die Auswirkung von Aliasing-Effekten auf die Monatslösung infolge der in dieser Region dominanten kurzperiodischen Variabilität schließen lässt. Im Juni 2005 findet sich eine markante positive Massenanstiegsanomalie im Bellingshausen-Becken westlich der Drake-Passage, die in allen drei Datensätzen reproduziert wird. Ein weiteres positives Signal findet sich im Nordpazifik, das in der GRACE-Lösung allerdings etwas überschätzt wird.

Zur Abschätzung der Übereinstimmungen zwischen den drei aus jeweils 22 Monatslösungen bestehenden Zeitreihen werden Korrelationen und Standardabweichungen der Differenzen zwischen Jason 1 und GRACE sowie Jason 1 und OMCT berechnet, um Regionen zu identifizieren, in denen die Massensignale physikalisch interpretierbar sind (Abb. 6.5). Korrelationskoeffizienten über 0,8 werden beispielsweise in einzelnen Regionen des Südlichen Ozeans, im Nordpazifik sowie im subtropischen Nordatlantik erreicht. Die Standardabweichungen der Differenzen liegen in diesen Regionen in der Regel unter 2 hPa. Verglichen mit den prognostizierten Signalamplituden von bis zu 6 hPa (siehe Abschnitt 5.2) indizieren sie eine hohe Übereinstimmung zwischen den verschiedenen Zeitreihen. Die größten Differenzen zwischen Jason 1 und GRACE treten an den Küsten auf, wo Signale der kontinentalen Hydrologie in den GRACE-Lösungen auf die Ozeane ausstrahlen, sowie in den Tropen, wo korrelierte Fehler nicht hinreichend gut aus den GRACE-Beobachtungen reduziert werden können. Die Korrelationen zwischen Jason 1 und OMCT zeigen vergleichbar hohe Werte in ähnlichen Regionen, allerdings finden sich auch Bereiche hoher Korrelation in einigen tropischen und subtropischen Regionen, während die Übereinstimmungen im Nordatlantik verglichen mit Jason 1 und GRACE deutlich reduziert sind. Die Standardabweichungen enthalten gleichzeitig markante äquatorparallele Signale, die mit in dieser Region vorherrschenden Strömungssystemen in Verbindung zu bringen sind.

Zur Bewertung der globalen Koinzidenz der drei Zeitreihen werden global gemittelte Werte der Korrelationen und der Standardabweichungen der Differenzen berechnet (Tab. 6.1). Zur Berücksichtigung der besonderen Verhältnisse in küstennahen Regionen wurden dabei drei Bereiche mit

<sup>1</sup>Tropical Atmosphere Ocean project, <http://www.pmel.noaa.gov/tao>



**Abbildung 6.5:** Korrelationen zwischen 22 Monatslösungen ozeanischer Massenanomalien aus Jason 1 und GRACE (a) und Jason 1 und OMCT (b) sowie entsprechende Standardabweichungen der Differenzen als Maß für mittlere Übereinstimmung zwischen den Datensätzen (c,d).

**Tabelle 6.1:** Globale Korrelationen und Standardabweichungen der Differenzen zwischen Jason 1-, GRACE- und OMCT-Massenanomalien für drei verschiedene minimale Abstände zu den kontinentalen Küsten.

min. Abstand	Jason 1 (OMCT sterische A.) - GRACE	OMCT	GRACE - OMCT
<i>Korrelationskoeffizienten</i>			
0 km	0.195	0.304	0.277
500 km	0.194	0.306	0.327
1000 km	0.213	0.319	0.345
<i>Standardabweichung der Differenzen [hPa]</i>			
0 km	2.68	2.26	2.25
500 km	2.49	1.98	2.08
1000 km	2.41	1.94	2.06

minimalen Abständen zu den Kontinenten von 0, 500 und 1000 km unterschieden. Korrelationen zwischen Jason 1 und OMCT sind in allen Fällen positiv zwischen 0,2 und 0,3 und grundsätzlich höher, wenn die küstennahen Regionen ausgeschlossen werden. Die höchste mittlere Korrelation von 0,345 wird zwischen GRACE und OMCT erreicht, die geringsten Differenzen entstehen zwischen Jason 1 und OMCT.

Der Einfluss der sterischen Korrektur auf die Übereinstimmung von Jason 1 mit OMCT und GRACE wird in Tab. 6.2 zusammengefasst. Meereshöhenanomalien ohne Berücksichtigung einer sterischen Korrektur sind nur schwach mit Massenanomalien korreliert. Die Anwendung klimatologischer Beobachtungsdaten aus WOA2001 verbessert die Übereinstimmung bereits deutlich. Obwohl klimatologisch gemittelte Korrekturdaten aus OMCT im Vergleich zu WOA2001 etwas geringere Korrelationen bewirken, verringern sich die Standardabweichungen der Differenzen noch einmal. Die allgemein beste Übereinstimmung hingegen wird bei der Verwendung transienter steri-

**Tabelle 6.2:** Globale Korrelationskoeffizienten und Standardabweichungen der Differenzen zwischen Jason 1-, GRACE- und OMCT-Massenanomalien für drei verschiedene minimale Abstände zu den kontinentalen Küsten. Korrektur der sterischen Anomalien in Jason 1: (1) keine Korrektur, (2) WOA2001-Klimatologie und (3) Klimatologie aus OMCT-Simulationen.

min. Küstenabstand	(1) Jason 1 (keine Korr.) -		(2) Jason 1 (WOA-Klim.) -		(3) Jason 1 (OMCT-Klim.) -	
	GRACE	OMCT	GRACE	OMCT	GRACE	OMCT
	<i>Korrelationskoeffizienten</i>					
0 km	0.157	0.198	0.195	0.224	0.179	0.2504
500 km	0.155	0.183	0.190	0.222	0.174	0.257
1000 km	0.163	0.189	0.193	0.229	0.184	0.269
	<i>Standardabweichung der Differenzen [hPa]</i>					
0 km	3.62	3.38	3.36	3.14	2.84	2.50
500 km	3.41	3.14	3.31	3.05	2.70	2.26
1000 km	3.29	3.03	3.32	3.07	2.63	2.22

scher Anomalien aus dem OMCT erreicht, wodurch neben saisonalen Variationen auch interannuelle Signale berücksichtigt werden können.

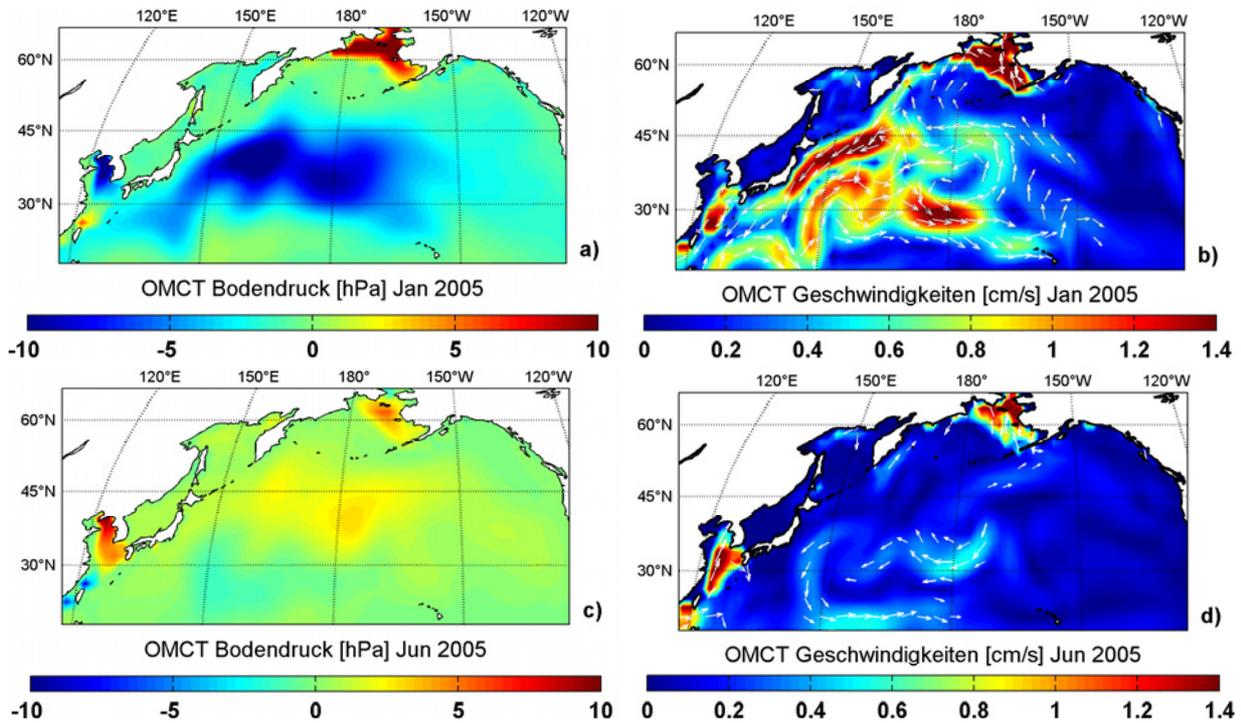
## 6.5 Druckgradienten und barotrope Strömungen

Massenanomalien und damit verbundene laterale Druckgradienten im Ozean stehen grundsätzlich in Verbindung mit ozeanischen Strömungen. Anhand vereinfachter Modelle konnten Jayne u.a. (2003) aufbauend auf Gill (1982) zeigen, dass Bodendruckanomalien in Regionen mit mehr als 1000 m Tiefe hauptsächlich mit barotropen Strömungen verknüpft sind, während in Flachwasserbereichen barokline Effekte wichtiger werden. Ausgehend von diesen theoretischen Erwägungen werden zusätzlich zu den bislang untersuchten Bodendruckanomalien vertikal gemittelte horizontale Geschwindigkeitsanomalien aus den OMCT-Simulationen extrahiert.

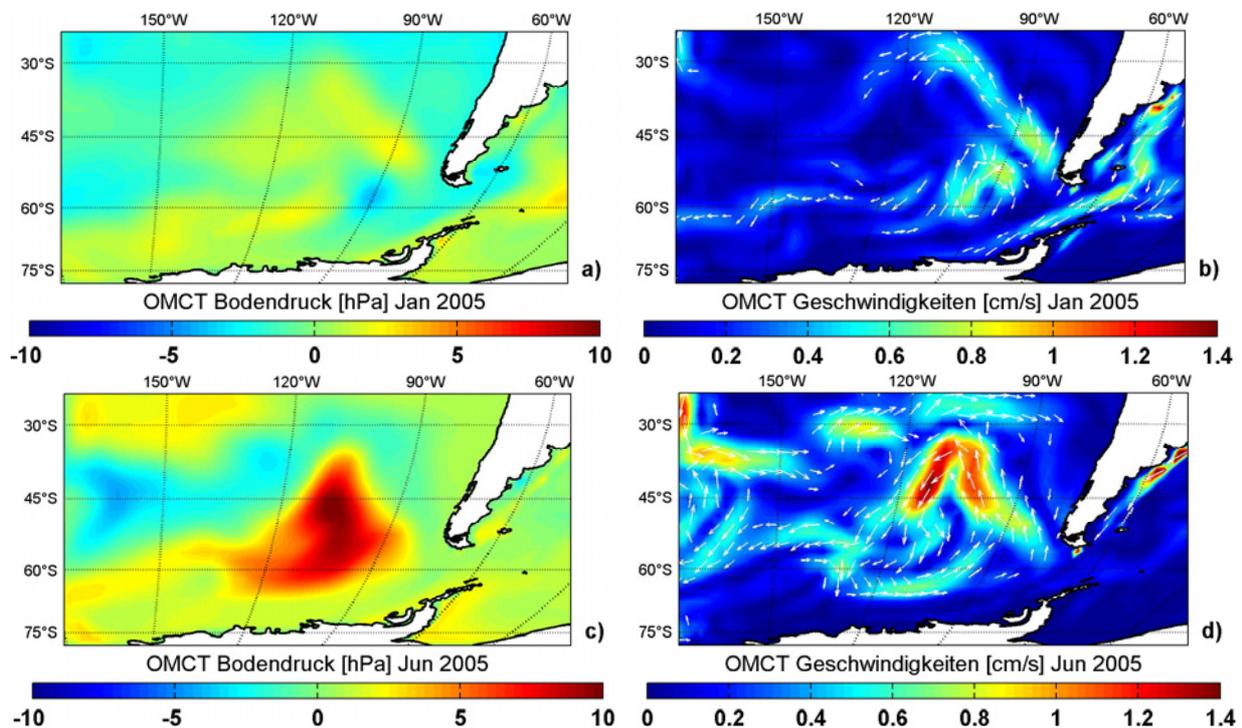
Die höchsten simulierten Geschwindigkeitsanomalien im Nordpazifik liegen bei etwa 1 cm/s und sind eng verknüpft mit den lateralen Gradienten des ozeanischen Bodendrucks (Abb. 6.6), was auf die Dominanz des geostrophischen Gleichgewichts (Gl. 4.1) hindeutet. Hohe Geschwindigkeiten existieren weiterhin im Bereich der Bering-Straße, wobei in dieser flachen Region barokline Effekte im Vordergrund stehen. Aus der Analyse des vollständigen Strömungssystems im Pazifik lässt sich erkennen, dass die negative Massenanomalie im Januar 2005 mit einer generellen Intensivierung der Zirkulationszelle im Nordpazifik verknüpft ist, die zu einem erhöhten westlichen Transport im Nordäquatorial-Strom sowie verstärkten ostwärts gerichteten Strömungen im Kuroshio führt. Im Bellingshausen-Becken (Abb. 6.7) hingegen stehen die Strömungsanomalien in engem Zusammenhang mit der Bathymetrie, deren spezielle Geometrie die Existenz resonanter Strömungsmodi ermöglicht, welche sich über die Geostrophie in beobachtbaren Bodendruckanomalien manifestieren (siehe auch Fukumori u.a., 1998; Fu, 2003).

Da die detektierten Bodendruckanomalien realistisch im OMCT reproduziert werden (siehe Abb. 6.5), können die damit zusammenhängenden simulierten Strömungen ebenfalls als repräsentativ für dynamische Prozesse im realen Ozean angenommen werden. Das OMCT ist daher prinzipiell zur Verifikation und Erweiterung von Studien zu den Ursachen der beobachteten ozeanischen Dynamik geeignet, wie sie beispielsweise von Hogg und Blundell (2006) im Südlichen Ozean oder im Nordpazifik im Bereich der Ausläufer des Kuroshio von Pierini (2006) sowie Nonaka u.a. (2006) durchgeführt worden sind.

Zur Verifikation der Gültigkeit der vermuteten geostrophischen Balance auf monatlichen Zeitskalen werden mittels Gl. 4.1 geostrophische Geschwindigkeiten aus simulierten Bodendruckanomalien be-

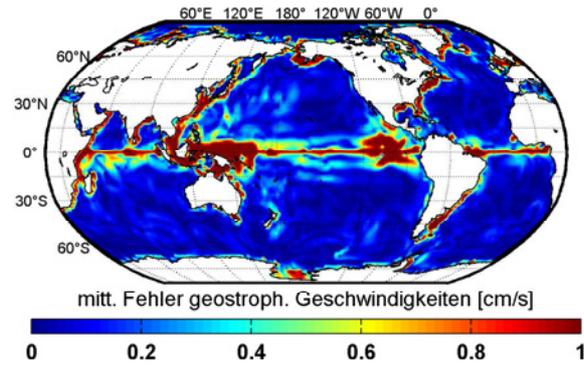


**Abbildung 6.6:** Mittlere monatliche OMCT-Bodendruckanomalien im nördlichen Pazifik im Januar und im Juni 2005 (a,c) sowie entsprechende barotrope Geschwindigkeitsanomalien (b,d).

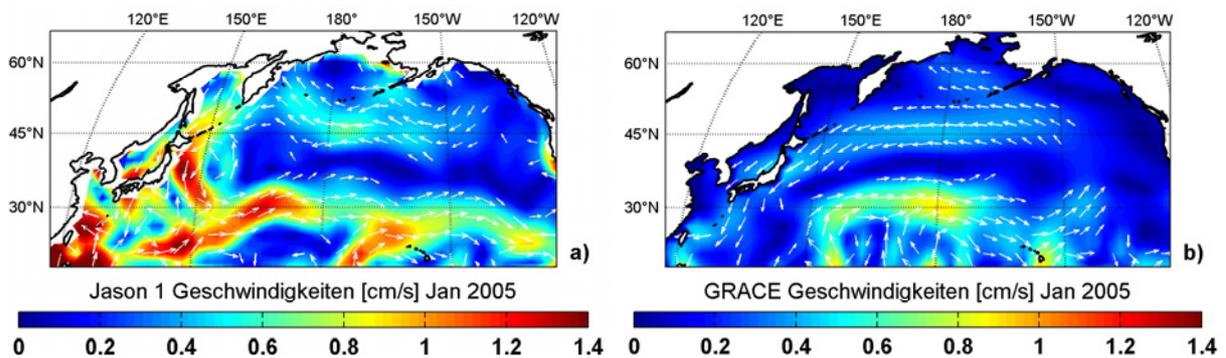


**Abbildung 6.7:** Mittlere monatliche OMCT-Bodendruckanomalien im Bellingshausen-Becken westlich der Drake-Passage im Januar und im Juni 2005 (a,c) sowie entsprechende barotrope Geschwindigkeitsanomalien (b,d).

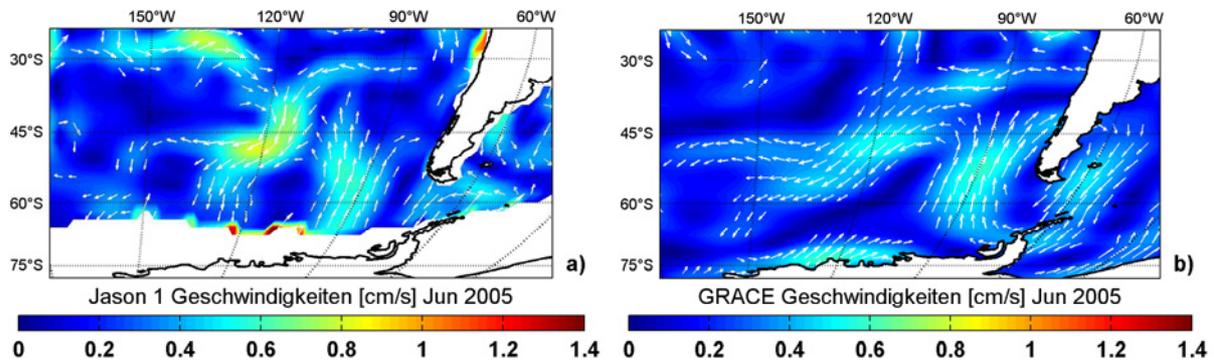
rechnet und mit den totalen simulierten Geschwindigkeitsanomalien der OMCT-Simulationen verglichen (Abb. 6.8). Außerhalb der Tropen sowie der westlichen Randströme werden die monatlichen Strömungsvariationen vom geostrophischen Anteil dominiert, so dass sich ozeanische Transporte in guter Näherung über die geostrophische Relation ableiten lassen.



**Abbildung 6.8:** Mittlere Fehler geostrophisch abgeleiteter Strömungen aus OMCT-Bodendruckdaten im Vergleich zu simulierten totalen Geschwindigkeiten.



**Abbildung 6.9:** Geostrophisch abgeleitete barotrope Geschwindigkeiten für Januar 2005 im nördlichen Pazifik aus sterisch korrigierten Jason 1-Meereshöhenbeobachtungen (a) und GRACE-Schwerefeldern (b).



**Abbildung 6.10:** Geostrophisch abgeleitete barotrope Geschwindigkeiten für Juni 2005 im Bellingshausen-Becken westlich der Drake-Passage aus sterisch korrigierten Jason-1-Meereshöhenbeobachtungen (a) und GRACE-Schwerefeldern (b).

Nachdem der Zusammenhang zwischen Bodendruck- und barotropen Strömungsanomalien anhand von OMCT-Simulationsdaten aufgezeigt werden konnte, lassen sich somit geostrophische Geschwindigkeiten direkt aus den Beobachtungen ozeanischer Massen anomalies berechnen. Aus GRACE und Jason 1-Massenanomalien extrahierte Geschwindigkeiten werden exemplarisch für den Nordpazifik im Januar 2005 (Abb. 6.9) sowie für das Bellingshausen-Becken im Juni 2005 (Abb. 6.10) dargestellt. Die großräumigen Strukturen lassen sich aus den Daten beider Sensoren zuverlässig ableiten. Dominant ist beispielsweise der erhöhte ostwärts gerichtete Transport bei 30°N im Nordpazifik und die entgegen dem Uhrzeigersinn orientierte Strömung im Bellingshausen-Becken. Aus GRACE-Daten bestimmte Strömungen sind allerdings grundsätzlich schwächer und erstrecken sich über größere Regionen, was mit der zuvor diskutierten limitierten räumlichen Auflösung der GRACE-Beobachtungen in Verbindung steht. Gleichzeitig werden die Strömungen in Küstennähe von hydro-

logischen Massen-anomalien verfälscht, die über den angewandten Tiefpassfilter auf die ozeanischen Regionen ausstrahlen.

Unrealistisch ist weiterhin die Generierung von Strömungen durch die lateralen Begrenzungen der Ozeane an den Küsten. Zur Verbesserung der Realitätsnähe der aus GRACE abgeleiteten Strömungen wäre daher entweder die direkte Assimilation der ozeanischen Massen-anomalien in ein Ozeanmodell denkbar, oder aber eine Inversion der Beobachtungen unter Verwendung zusätzlicher Informationen, wie beispielsweise der ozeanischen Bathymetrie, und weiterer physikalischer Gleichungen, wie im einfachsten Fall der Kontinuitätsgleichung.

# Kapitel 7

## Zusammenfassung und Ausblick

Ziel der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen war die Verknüpfung von Satellitenbeobachtungen der transienten ozeanischen Dynamik mit den Resultaten eines numerischen Ozeanmodells. Betrachtet wurden in erster Linie Änderungen der thermohalinen, wind- und druckgetriebenen Zirkulation in Zeiträumen von Stunden bis hin zu Jahren. Dabei wurden zum einen Modelldaten kurzperiodischer Massenvariationen für das De-aliasing innerhalb der Prozessierung monatlich gemittelter GRACE-Schwerefelder bereitgestellt und zum anderen ozeanische Massenanomalien in den GRACE-Monatslösungen interpretiert. Gleichzeitig wurden analoge Untersuchungen für die mit Altimetersatelliten beobachtbaren kurz- und langperiodischen Variationen der Meereshöhe durchgeführt.

In Verbindung mit realitätsnahen, zeitlich und räumlich hochaufgelösten Atmosphärendaten des Europäischen Wetterzentrums ECMWF und entsprechenden Abflussdaten eines hydrologischen Modells wurden mit dem numerischen Ozeanmodell für Zirkulation und Gezeiten (OMCT) die Zustandsgrößen der allgemeinen ozeanischen Dynamik von 1958 bis in die Gegenwart simuliert, aus denen unter anderem Verteilungen der Meereshöhe und des ozeanischen Bodendrucks mit hoher zeitlicher Auflösung abgeleitet werden konnten. Anhand verschiedener unabhängiger Datensätze aus ozeanographischen in situ-Beobachtungen und Satellitendaten wurden die Realitätsnähe der modellierten Dynamik bestätigt und gleichzeitig Schwächen des Modells identifiziert. Zahlreiche numerische Langzeitsimulationen führten zur Abschätzung der Relevanz einzelner ozeanischer Prozesse für die Korrektur und Interpretation von Schwerfeld- und Altimetersatellitendaten. Dabei konnte die primäre Bedeutung barotroper Prozesse für hochfrequente Änderungen des Massenfeldes bestätigt werden, während für die Satellitenaltimetrie auch barokline Prozesse, beispielsweise verbunden mit atmosphärisch-ozeanischen Wärme- und Frischwasserflüssen, zu kurzperiodischen Variationen in im Verhältnis zur aktuellen Messgenauigkeit signifikanten Größenordnungen führten.

Im Anschluss an diese Sensitivitätsstudien wurde die Simulation kurzperiodischer Massenvariationen im Ozean mit einer geeigneten Modellkonfiguration weitgehend automatisiert, so dass unter Verwendung der zeitnah vom ECMWF bereitgestellten aktuellen Atmosphärendaten eine operationelle Berechnung der ozeanischen Dynamik erfolgen kann. Diese mit etwa drei Tagen Verzögerung generierten Daten werden im Rahmen der Schwerfeldmission GRACE zum De-aliasing kurzperiodischer Massenvariationen verwendet und über das ISDC-Datenportal des GeoForschungsZentrums Potsdam allgemein verfügbar gemacht. Die Fortsetzung dieser operationellen Zeitreihe ist im Rahmen des BMBF<sup>1</sup>/DFG<sup>2</sup>-geförderten Forschungsprogramms „Geotechnologien“<sup>3</sup> bis 2008 sichergestellt.

Weiterhin konnten die Modelldaten zur Interpretation der GRACE-Beobachtungen über den Ozeanen herangezogen werden. In Verbindung mit sterisch korrigierten Meereshöhenanomalien aus Ja-

---

<sup>1</sup>Bundesministerium für Bildung und Forschung, <http://www.bmbf.de>

<sup>2</sup>Deutsche Forschungsgemeinschaft, <http://www.dfg.de>

<sup>3</sup><http://www.geotechnologien.de>

son 1-Altimeterdaten standen insgesamt drei unabhängige Datensätze zur Verfügung, so dass die vielfältigen Vergleichsmöglichkeiten zur Abschätzung der individuellen Schwächen der einzelnen Datensätze genutzt werden konnten. Insbesondere in den gemäßigten Breiten lieferten alle drei Quellen vergleichbare Signale, wodurch diese als reale Massenanomalien eingestuft werden konnten. Unter Verwendung der OMCT-Modelldaten war darüber hinaus ein Zusammenhang zwischen Massenanomalien und zeitlichen Änderungen der großskaligen ozeanischen Transportmuster nachweisbar, so dass erstmals eine Beobachtung potentiell klimarelevanter Variationen der globalen Ozeanströmungen auf monatlichen Zeitskalen mit Hilfe der Daten einer einzelnen Satellitenmission möglich wurde.

Die in dieser Arbeit gezeigte Verknüpfbarkeit der Resultate numerischer Simulationen mit Satellitenbeobachtungen im Zeitbereich mit nur geringer zeitlicher Verzögerung eröffnet eine Vielzahl weiterer Anwendungsmöglichkeiten. Analog zum De-aliasing-Prozess für GRACE lassen sich beispielsweise auch für die Altimetrie vor der Ableitung mittlerer monatlicher Höhenanomalien kurzperiodische Signale korrigieren, um verbesserte Lösungen zu erzielen. Obwohl dieser Ansatz bereits seit mehreren Jahren diskutiert wird (Fukumori u.a., 1998; Stammer u.a., 2000; Tierney u.a., 2000), enthalten die offiziellen Jason 1-Daten bis heute kein Hintergrundmodell zur Korrektur der kurzperiodischen transienten Dynamik. Gleichzeitig ließen sich aus Vergleichen einzelner Altimeterbeobachtungen mit OMCT-Daten im Zeitbereich wertvolle Erkenntnisse über die Qualität numerischer Simulationen der kurzperiodischen Dynamik in einzelnen Regionen und Zeiträumen ableiten (siehe dazu auch Hirose u.a., 2001).

Parallel zur Analyse von Satellitendaten lassen sich auch andere geodätische Beobachtungen auf ozeanische Signale untersuchen. Variationen der ozeanischen Massenverteilung bewirken Änderungen der Auflast und damit elastische Reaktionen der Erdkruste, die in Küstenregionen mit Hilfe von Zeitreihen permanenter GPS-Stationen oder mit Supraleitgravimetern beobachtet werden können (Zerbini u.a., 2004). Auch für die Analyse von Erdrotationsschwankungen sind transiente ozeanische Massenumverteilungen von hoher Relevanz. So legen VLBI<sup>4</sup>-Beobachtungen die Anregung der freien Nutation des Erdkerns durch quasi-tägliche Variationen im gekoppelten System Atmosphäre-Ozean nahe (Brzezinski und Bolotin, 2006). Im Rahmen der DFG-geförderten Forschergruppe „Erdrotation und globale dynamische Prozesse“<sup>5</sup> (Schuh u.a., 2003) werden unter anderem auch die aktuellen OMCT-Modelldaten genutzt, um die den beobachteten Rotationsschwankungen zugrunde liegenden physikalischen Mechanismen weiter zu analysieren. Auch in satellitengestützten Beobachtungen des Erdmagnetfelds ließen sich bereits Signale der ozeanischen M<sub>2</sub>-Tide nachweisen (Tyler u.a., 2003). Verfeinerte Theorien in Verbindung mit verbesserten Beobachtungsdaten der zukünftigen Magnetfeldmission Swarm<sup>6</sup> lassen für die Zukunft auch eine Separierbarkeit transienter Signale im zeitvariablen Magnetfeld der Erde erwarten, zu deren Identifikation ebenfalls Modelldaten eines numerischen Ozeanmodells notwendig sein werden (Glazman und Golubev, 2005).

Sobald sich aus den zuvor genannten geodätischen Beobachtungen ozeanische Signale verlässlich ableiten lassen, können diese wiederum zur iterativen Verbesserung des zugrunde liegenden physikalischen Modells genutzt werden. Dabei lassen sich neben Methoden der Vorwärtsmodellierung auch inverse Verfahren anwenden. Gleichzeitig können durch numerische Experimente zur Separation von Effekten und die Anwendung multivariater statistischer Analyseverfahren (Janssen, 2002) ursächliche Prozesse im Ozean identifiziert werden, um Beiträge zum vertieften Verständnis der dynamischen Vorgänge im Ozean zu liefern. Eine derartige Prozessidentifikation steht aktuell im Mittelpunkt verschiedener national und international koordinierter Forschungsprogramme. Neben dem bereits erwähnten Sonderprogramm „Geotechnologien“ und der Forschergruppe „Erdrotation und globale dynamische Prozesse“ widmet sich das seit Mitte 2006 geförderte DFG-Schwerpunktprogramm „Massentransporte und Massenverteilung im System Erde“<sup>7</sup> (Ilk u.a., 2005)

<sup>4</sup>Very Long Baseline Interferometry

<sup>5</sup><http://www.erdrotaion.de>

<sup>6</sup>[http://www.esa.int/esaLP/ESA3QZJE43D\\_LPswarm\\_0.html](http://www.esa.int/esaLP/ESA3QZJE43D_LPswarm_0.html)

<sup>7</sup><http://www.massentransporte.de>

intensiv der Integration von Erdbeobachtungstechnologien und numerischen Modellen, um Erkenntnisse zu Fragen des globalen Wandels oder der Zukunft von Frischwasser- und Energieressourcen beizutragen. Auf internationaler Ebene werden derzeit im Rahmen von GGOS<sup>8</sup> (Plag, 2006) die Ansprüche und Bedürfnisse einer zukünftigen globalisierten Gesellschaft an geodätische Leistungen analysiert. Erwartet wird eine Wandlung der Geodäsie vom Anbieter von Referenzsystemen hin zum Betreiber eines umfassenden Monitoringsystems für die Dynamik der festen Erde sowie der Massentransporte im System Erde (siehe hierzu Plag, 2006, S. 10). Integrierte numerische Modelle der so beobachtbaren Prozesse werden dabei eine Schlüsselrolle in der interdisziplinären Interpretation der vielfältigen Messergebnisse spielen, zu deren weiterer Entwicklung unter anderem auch die im Rahmen dieser Arbeit gewonnen Erkenntnisse beitragen können.

---

<sup>8</sup>Global Geodetic Observing System, <http://www.ggos.org>



# Literaturverzeichnis

- Accad, Y. und Pekeris, C.L. (1978), Solution of the tidal equations for the  $M_2$  and  $S_2$  tides in the world's ocean from knowledge of the tidal potential alone, *Phil. Trans. R. Soc. London, A290*, 235-266.
- Ali, A.H. und Zlotnicki, V. (2003), Quality of wind stress fields measured by the skill of a barotropic ocean model: Importance of stability of the marine atmospheric boundary layer, *Geophys. Res. Lett.*, *30*, 3, 1129.
- Andersson, E., Bauer, P., Beljaars, A., Chevallier, F., Holm, E., Janiskova, M., Källberg, P., Kelly, G., Lopez, P., McNally, A., Moreau, E., Simmons, A.J., Thepaut, J.-N. und Tompkins, A.M. (2005), Assimilation and modelling of the atmospheric hydrological cycle in the ECMWF forecasting system, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, *86*, 3, 387-401.
- Antonov, J.I., Levitus, S. und Boyer, T.P. (2005), Thermosteric sea level rise 1955-2003, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L12602.
- Apel, J.R. (1987), *Principles of ocean physics*, 634 S., Academic Press, San Diego, Kalifornien.
- Arakawa, A. und Lamb, V.R. (1977), Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model, *Meth. Comp. Phys.*, *17*, 173-265.
- Arbic, B.K. (2005), Atmospheric forcing of the oceanic semidiurnal tide, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L02610.
- Baringer, M.O. und Larsen, J.C. (2001), Sixteen years of Florida Current transport at 27°N, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 16, 3179-3182.
- Beljaars, A.C.M. (1997), Air-sea interactions in the ECMWF model, *ECMWF seminar proceedings on: Atmosphere-surface interaction, 8-12 September 1997*, 33-52, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, Großbritannien.
- Benjamin, D., Wahr, J., Ray, R.D., Egbert, G.D. und Desai, S.D. (2006), Constraints on mantle anelasticity from geodetic observations, and implications for the  $J_2$  anomaly, *Geophys. J. Int.*, *165*, 3-16.
- Bettadpur, S. (2004), UTCSR level-2 processing standards document for level-2 product release 0001, *GRACE 327-742*, rev. 1.1, 17 S., University of Texas, Center for Space Research, Austin, Texas.
- Bettadpur, S., Flechtner, F. und Schmidt, R. (2006), Usage guidelines for GFZ RL03 and JPL RL02 GRACE gravity fields and atmosphere/ocean background models, *GRACE Technical Note 04*, rev. 1.1, 8 S., University of Texas, Center for Space Research, Austin, Texas.
- Bingham, R.J. und Hughes, C.W. (2006), Observing seasonal bottom pressure variability in the North Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L08607.

- Brachet, S., Le Traon, P.Y. und Le Provost, C. (2004), Mesoscale variability from a high-resolution model and from altimeter data in the North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *109*, C12025.
- Brzezinski, A. und Bolotin, S. (2006), Atmospheric and oceanic excitation of the free core nutation: Observational evidence, *Proc. Journées 2005, im Druck*.
- Carrere, L. und Lyard, F. (2003), Modeling the barotropic response of the global ocean to atmosphere wind and pressure forcing - comparisons with observations, *Geophys. Res. Lett.*, *30*, 6, 1275.
- Cavalieri, D., Parkinson, C., Gloersen, P. und Zwally, H.J. (2006), Sea ice concentrations from Nimbus-7 SSMR and DMSP SSM/I passive microwave data, 1979-2004, digital media, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado.
- Cazenave, A. und Nerem, R.S. (2004), Present-day sea level change: Observation and causes, *Rev. Geophys.*, *42*, RG3001.
- Chambers, D.P. (2006), Observing seasonal steric sea level variations with GRACE and satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, *111*, C03010.
- Chambers, D.P., Tapley, B.D. und Stewart, R.H. (1998), Measuring heat storage changes in the equatorial Pacific: A comparison between TOPEX altimetry and Tropical Atmosphere-Ocean buoys, *J. Geophys. Res.*, *103*, C9, 18591-18597.
- Chambers, D.P., Wahr, J. und Nerem, R.S. (2004), Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L13310.
- Chapman, S., und Lindzen, R.S., (1970), *Atmospheric Tides*, 200 S., Reidel, Dordrecht, Niederlande.
- Cheng, M. und Tapley, B.D. (2004), Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years, *J. Geophys. Res.*, *109*, B09402.
- Chou, S.-H., Shie, C.-L., Atlas, R.M. und Ardizzone, J. (1997), Air-sea fluxes retrieved from special sensor microwave imager data, *J. Geophys. Res.*, *102*, C6, 12705-12726.
- Clarke, P.J., Lavallee, D.A., Blewitt, G., van Dam, T.M. und Wahr, J.M. (2005), Effect of gravitational consistency and mass conservation on seasonal surface mass loading models, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L08306.
- Conkright, M.E., Locarnini, R.A., Garcia, H.E., O'Brien, T.D., Boyer, T.P., Stephens, C. und Antonov, J.I. (2002), *World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures*, 17 S., National Oceanographic Data Center, Silver Spring, Maryland.
- Cunningham, S.A., Alderson, S.G., King, B.A. und Brandon, M.A. (2003), Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in the Drake Passage, *J. Geophys. Res.*, *108*, C5, 8084.
- Dai, A. und Wang, J. (1999), Diurnal and semidiurnal tides in global surface pressure data, *J. Atmos. Sci.*, *56*, 3874-3891.
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W. und Siedler, G. (1975), *Allgemeine Meereskunde*, 593 S., Gebrüder Bornträger, Berlin.
- Dobslaw, H. (2003), *Kombinierte Nutzung von aktuellen Altimeter- und Schwerefeldmissionen für ozeanographische Anwendungen*, Diplomarbeit, 88 S., Institut für Planetare Geodäsie, Technische Universität Dresden.
- Dobslaw, H. und Thomas, M. (2005a), Considering ECMWF forecast data for GRACE de-aliasing, *Proc. Joint CHAMP / GRACE Science Team Meet. 2004, published online*, [www.gfz-potsdam.de/pb1/JCG](http://www.gfz-potsdam.de/pb1/JCG).

- Dobslaw, H. und Thomas, M. (2005b). Atmospheric induced oceanic tides from ECMWF forecasts, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L10615.
- Dobslaw, H. und Thomas, M. (2007a), Impact of river run-off on global ocean mass redistribution, *Geophys. J. Int.*, *168*, 2, 527-532.
- Dobslaw, H. und Thomas, M. (2007b), Simulation and observation of global ocean mass anomalies, *J. Geophys. Res.*, *im Druck*.
- Dobslaw, H., Schwintzer, P., Barthelmes, F., Flechtner, F., Reigber, Ch., Schmidt, R., Schöne, T. und Wiehl, M. (2004), *Geostrophic ocean surface velocities from TOPEX altimetry, and CHAMP and GRACE satellite gravity models*, Scientific Technical Report STR04/07, 22 S., GeoForschungsZentrum Potsdam.
- van den Dool, H.M., Saha, S., Schemm, J. und Huang, J. (1997), A temporal interpolation method to obtain hourly atmospheric surface pressure tides in reanalysis 1979-1995, *J. Geophys. Res.*, *102*, D18, 22013-22024.
- Drijfhout, S., Heinze, C., Latif, M. und Maier-Reimer, E. (1996), Mean circulation and internal variability in an ocean primitive equation model, *J. Phys. Oceanogr.*, *26*, 559-580.
- Dukowicz, J.K. und Smith, R.D. (1994), Implicit free surface method for the Bryan-Cox-Semtner ocean model, *J. Geophys. Res.*, *99*, 7991-8014.
- Eanes, R. (2000), *SLR solutions from the University of Texas Center for Space Research, geocenter from TOPEX SLR/DORIS, 1992-2000*, IERS Spec. Bur. for Gravity/Geocent., Pasadena, Kalifornien.
- Egbert, G.D. und Erofeeva, S.Y. (2002), Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *19*, 183-204.
- Farrell, W.E. (1972), Deformation of the Earth by surface loads, *Rev. Geophys. Space Phys.*, *10*, 761-797.
- Flechtner, F. (2005a), *AOD1B product description document*, GRACE 327-750, rev. 2.1, 40 S., GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Flechtner, F. (2005b), *GFZ Level-2 Processing Standards Document for Level-2 Product Release 0003*, GRACE 327-743, rev. 1.1, 17 S., GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Forsberg, R. und Skourup, H. (2005), Arctic Ocean gravity, geoid and sea-ice freeboard heights from ICESat, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L21502.
- Fu, L.-L. (2003), Wind-forced intraseasonal sea level variability of the extratropical oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, *33*, 436-449.
- Fukumori, I., Raghunath, R. und Fu, L.-L. (1998), Nature of global large-scale sea level variability in relation to atmospheric forcing: A modeling study, *J. Geophys. Res.*, *103*, C3, 5493-5512.
- Gibson, J.K., Källberg, P., Uppala, S., Nomura, A., Hernandez, A. und Serrano, E. (1997), ERA Description, *ECMWF ERA-15 Project Report Series*, *1*, 71 S., European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, Großbritannien.
- Gill, A.E. (1982), *Atmosphere-ocean dynamics*, 662 S., Academic Press, San Diego, Kalifornien.
- Glazman, R.E. und Golubev, Y.N. (2005), Variability of the ocean-induced magnetic field predicted at sea surface and at satellite altitudes, *J. Geophys. Res.*, *110*, C12011.

- Greatbatch, R.J. (1994), A note on the representation of steric sea level in models that conserve volume rather than mass, *J. Geophys. Res.*, *99*, C6, 12767-12771.
- Gruber, T. (2001), Identification of processing and product synergies for gravity missions in view of the CHAMP and GRACE science data system developments. *Proceedings of the 1st International GOCE User Workshop*, ESA publication division, Report WPP-188.
- Gruber, T., Peters, T., Ackermann, C. und Dobslaw, H. (2005), The time-variable gravity field and the GOCE mission, *Poster presented at IAG, IABO, IAPSO Joint Assembly 2005*, Cairns, Australia.
- Hagemann, S. (1998), Entwicklung einer Parametrisierung des lateralen Abflusses für Landflächen auf der globalen Skala, *Examensarbeit*, *52*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Hagemann, S., Arpe, K. und Bengtsson, L. (2005), Validation of the hydrological cycle of ERA-40, *ERA-40 Project Report Series*, *24*, 42 S., European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, Großbritannien.
- Han, S.-C., Jekeli, C. und Shum, C.K. (2004), Time-variable aliasing effects of ocean tides, atmosphere, and continental water mass on monthly mean GRACE gravity field, *J. Geophys. Res.*, *109*, B04403.
- Haurwitz, B. und Cowley, A.D. (1973), The diurnal and semidiurnal barometric oscillations, global distribution and annual variation, *Pure Appl. Geophys.*, *102*, 193-222.
- Heiskanen, W.A. und Moritz, H. (1967), *Physical Geodesy*, A series of books in geology, 364 pp., Freeman, San Francisco, Kalifornien.
- Hellerman, S. und Rosenstein, M. (1983), Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, *13*, 1093-1104.
- Hibler III, W.D. (1979), A dynamic thermodynamic sea ice model, *J. Phys. Oceanogr.*, *9*, 815-846.
- Hirose, N., Fukumori, I., Zlotnicki, V. und Ponte, R.M. (2001), Modeling the high-frequency barotropic response of the ocean to atmospheric disturbances: Sensitivity to forcing, topography, and friction, *J. Geophys. Res.*, *106*, C12, 30987-30995.
- Hogg, A.M. und Blundell, J.R. (2006), Interdecadal variability of the southern ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *36*, 1626-1645.
- Hortal, M. und Simmons, A.J. (1991), Use of reduced Gaussian Grids in spectral models, *Mon. Wea. Rev.*, *119*, 1057-1074.
- Hu, A. und Meehl, G.A. (2005), Bering Strait throughflow and the thermohaline circulation, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L24610.
- Huang, R.X. (1993), Real freshwater flux as a natural boundary condition for the salinity balance and thermohaline circulation forced by evaporation and precipitation, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 2428-2446.
- Huang, B. und Mehta, V.M. (2004), Response of the Indo-Pacific warm pool to interannual variations in net atmospheric freshwater, *J. Geophys. Res.*, *109*, C06022.
- Huang, B. und Mehta, V.M. (2005), Response of the Pacific and Atlantic oceans to interannual variations in net atmospheric freshwater, *J. Geophys. Res.*, *110*, C08008.
- Huffman, G.J., Adler, R.F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., Rudolf, B. und Schneider, U. (1997), The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, *78*, 1, 5-20.

- Ilk, K.H., Rummel, R., Schwintzer, P., Bosch, W., Haas, C., Schröter, J., Stammer, D., Zahel, W., Miller, H., Dietrich, R., Huybrechts, P., Schmeling, H., Wolf, D., Götze, H.J., Riegger, J., Bardossy, A., Güntner, A. und Gruber, T. (2005), *Mass transport and mass distribution in the Earth system*, 2. Aufl., 154 S., GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Janssen, F. (2002), *Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee*, Dissertation, Institut für Meereskunde, Universität Hamburg.
- Janssen, P.A.E.M. (1999), On tides in the ECMWF model, *ECMWF Technical Memorandum*, 284, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, Großbritannien.
- Jayne, S.R., Wahr, J.M., und Bryan, F.O. (2003), Observing ocean heat content using satellite gravity and altimetry, *J. Geophys. Res.*, 108, C2, 3031.
- Jung, Th. (2005), Systematic errors of the atmospheric circulation in the ECMWF forecasting system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 607(29), 1045-1073.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. und Joseph, D. (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, 437-471.
- Kanzow, T., Flechtner, F., Chave, A., Schmidt, R., Schwintzer, P. und Send, U. (2005), Seasonal variation of ocean bottom pressure derived from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE): Local validation and global patterns, *J. Geophys. Res.*, 110, C09001.
- Kletzin, J. (2005), *Berücksichtigung festländischer Abflüsse in einem ozeanischen Zirkulationsmodell*, Diplomarbeit, 132 S., Institut für Planetare Geodäsie, Technische Universität Dresden.
- Klinker, E., Rabier, F., Kelly, G. und Mahfouf, J-F. (2000), The ECMWF operational implementation of four dimensional variational assimilation, Part III: Experimental results and diagnostics with operational configuration, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 1191-1215.
- Kwok, R., Zwally, H.J. und Yi, D. (2004), ICESat observations of Arctic sea ice: A first look, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16401.
- Lalurette, F., Ferranti, L., Ghelli, A. und van der Grijn, G. (2003), Verification statistics and evaluations of ECMWF forecasts in 2002-2003, *ECMWF Technical Memorandum*, 432, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, Großbritannien.
- Laxon, S., Peacock, N. und Smith, D. (2003), High interannual variability of sea ice in the Arctic region, *Nature*, 425, 947-950.
- Levitus, S. (1982), Climatological atlas of the world ocean, *NOAA professional paper*, 13, 173 S., U.S. Department of Commerce.
- Losch, M., Adcroft, A. und Campin, L.-M. (2004), How sensitive are coarse general circulation models to fundamental approximations in the equations of motion?, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 306-319.
- Lungu, T. (Hrsg.), (2001), *QuickSCAT Science Data Product User's Manual*, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Kalifornien.
- Marshall, J., Adcroft, A., Hill, C., Perelman, L. und Heisey, C. (1997), A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers, *J. Geophys. Res.*, 102, C3, 5753-5766.

- Marsland, S.J., Haak, H., Jungclaus, J.H., Latif, M. und Röske, F. (2003), The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates, *Ocean Mod.*, *5*, 91-127.
- Nerem, R.S., Chambers, D.P., Leuliette, E.W., Mitchum, G.T. und Giese, B.S. (1999), Variations in global mean sea level associated with the 1997-1998 ENSO event: Implications for measuring long term sea level change, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 19, 3005-3008.
- NOAA, (1988), Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth, NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado.
- Nonaka, M., Nakamura, H., Tanimoto, Y., Kagimoto, T. und Sasaki, H. (2006), Decadal variability in the Kuroshio-Oyashio extension simulated in an eddy-resolving OGCM, *J. Clim.*, *19*, 1970-1989.
- Pacanowski, R., Dixon, K. und Rosati, A. (1991), Modular ocean model user's guide, v. 1.0, *Ocean Group Tech Rep. 2*, Geophys. Fluid Dyn. Lab., Princeton, New Jersey.
- Padman, L., Fricker, H.A., Coleman, R., Howard, S. und Erofeeva, S. (2002), A new tidal model for the Antarctic ice shelves and seas, *Ann. Glaciol.*, *34*, 247-254.
- Persson, A. (2003), *User Guide to ECMWF forecast products*, 123 S., European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, Großbritannien.
- Pierini, S. (2006), A Kuroshio extension system model study: Decadal chaotic self-sustained oscillations, *J. Phys. Oceanogr.*, *36*, 1605-1625.
- Plag, H.-P. (2006), *The Global Geodetic Observing System: Meeting the requirements of a global society on a changing planet in 2020*, unvollst. Arbeitsversion 0.14, *published online*, <http://www.ggos.org>.
- Ponte, R.M. (1999), A preliminary model study of the large-scale seasonal cycle in bottom pressure over the global ocean, *J. Geophys. Res.*, *104*, C1, 1289-1300.
- Prange, M. und Gerdes, R. (2005), The role of surface freshwater flux boundary conditions in Arctic Ocean modelling, *Ocean Model.*, *13*, 25-43.
- Ray, R.D. (1998), Ocean self-attraction and loading in numerical tidal models, *Mar. Geod.*, *21*, 181-192.
- Ray, R.D. (2001), Diurnal oscillations in atmospheric pressure at twenty-five small oceanic islands, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 20, 3851-3854.
- Ray, R.D. und Ponte, R.M. (2003), Barometric tides from ECMWF operational analyses, *Ann. Geophys.*, *21*, 1897-1910.
- Ray, R.D. und Egbert, G.D. (2004), The global S1 tide, *J. Phys. Oceanogr.*, *34*, 1922-1935.
- Reigber, Ch., Schmidt, R., Flechtner, F., König, R., Meyer, U., Neumayer, K.-H., Schwintzer, P. und Zhu, S.Y. (2003), First GFZ GRACE gravity field model EIGEN-GRACE01S, *published online*, <http://op.gfz-potsdam.de/grace/results>.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Brinkop, L., Dümenil, L., Esch, M., Kirk, E., Lunkeit, F., Ponater, M., Rockel, B., Sausen, R., Schlese, U., Schubert, S. und Windelband, M. (1992), Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of the model physics and resolution, *Tech. Rep.*, *93*, 172 S., Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Roulet, G. und Madec, G. (2000), Salt conservation, free surface, and varying levels: A new formulation for ocean general circulation models, *J. Geophys. Res.*, *105*, C10, 23927-23942.

- Sanow, G. (2006), *Verifikation und statistische Analyse der räumlich-zeitlichen Variabilität modellierter Eisverteilungen*, Diplomarbeit, 124 S., Institut für Planetare Geodäsie, Technische Universität Dresden.
- Schuh, H., Dill, R., Greiner-Mai, H., Kutterer, H., Müller, J., Nothnagel, A., Richter, B., Rothacher, M., Schreiber, U. und Soffel, M. (2003), Erdrotation und globale dynamische Prozesse, *Mitt. Bundesamt f. Kartographie u. Geodäsie*, 32, Frankfurt.
- Schutz, B.E., Zwally, H.J., Shuman, C.A., Hancock, D. und DiMarzio, J.P. (2005), Overview of the ICESat mission, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21S01.
- Shum, C.K., Woodworth, P.L., Andersen, O.B., Egbert, G.D., Francis, O., King, C., Klosko, S.M., LeProvost, C., Li, X., Molines, J.-M., Parke, M.E., Ray, R.D., Schlax, M.G., Stammer, D., Tierney, C.C., Vincent, P. und Wunsch, C. (1997), Accuracy assessment of recent ocean tide models, *J. Geophys. Res.*, 102, C11, 25173-25194.
- Stammer, D., Wunsch, C. und Ponte, R.M. (2000), De-aliasing of global high-frequency barotropic motions in altimeter observations, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1175-1178.
- Stepanov, V.N. und Hughes, C.W. (2004), Parameterization of ocean self-attraction and loading in numerical models of the ocean circulation, *J. Geophys. Res.*, 109, C03037.
- Swenson, S. und Wahr, J. (2002), Estimated effects of the vertical structure of atmospheric mass on the time-variable geoid, *J. Geophys. Res.*, 107, B9, 2194.
- Swenson, S. und Wahr, J. (2006), Post-processing removal of correlated errors in GRACE data, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08402.
- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Watkins, M. und Reigber, C. (2004), The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission overview and early results, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09607.
- Tartinville, B., Campin, J.-M., Fichefet, T. und Goosse, H. (2001), Realistic representation of the surface freshwater flux in an ice-ocean general circulation model, *Ocean Model.*, 3, 95-108.
- Thomas, M. (2002), *Ozeanisch induzierte Erdrotationsschwankungen - Ergebnisse eines Simultanmodells für Zirkulation und ephemeridische Gezeiten im Weltozean*, Dissertation, 128 S., Institut für Meereskunde, Universität Hamburg.
- Thomas, M. und Dobslaw, H. (2005), On the impact of baroclinic ocean dynamics on the Earth's gravity field, *Proc. Joint CHAMP / GRACE Science Team Meet. 2004, published online*, [www.gfz-potsdam.de/pb1/JCG](http://www.gfz-potsdam.de/pb1/JCG).
- Thomas, M., Sündermann, J. und Maier-Reimer, E. (2001), Consideration of ocean tides in an OGCM and impacts on subseasonal to decadal polar motion excitation, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 12, 2457-2460.
- Thompson, P.F., Bettadpur, S.V. und Tapley B.D. (2004), Impact of short period, non-tidal, temporal mass variability on GRACE gravity estimates, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06619.
- Tierney, C., Wahr, J., Bryan, F. und Zlotnicki, V. (2000), Short-period oceanic circulation: Implications for satellite altimetry, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 9, 1255-1258.
- Timmermann, R., Worby, A., Goosse, H. und Fichefet, T. (2004), Utilizing the ASPeCt sea ice thickness data set to evaluate a global coupled sea ice-ocean model, *J. Geophys. Res.*, 109, C07017.
- Tyler, R., Maus, S. and Lühr, H. (2003), Satellite observations of magnetic fields due to ocean tidal flow, *Science*, 299, 239-241.

- UNESCO, (1983), Algorithms for computation of fundamental properties of seawater, *UNESCO Technical Papers in Marine Science*, 44.
- Uppala, S.M., Kållberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, L., Janssen, P.A.E.M., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Jenne, R., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo P. und Woollen, J. (2006), The ERA-40 Re-analysis, *ERA-40 Project Report Series, 1*, 50 S., European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, Großbritannien.
- Vecchi, G.A. und Harrison, D.E. (2000), Tropical Pacific sea surface temperature anomalies, El Niño, and equatorial westerly wind events, *J. Clim.*, 13, 1814-1830.
- Vial, F., Lott, F. und Teitelbaum, H. (1994), A possible signal of the El Niño-Southern Oscillation in time series of the diurnal tide, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 15, 1603-1606.
- Vinogradova, N.T., Ponte, R.M. und Stammer, D. (2007), Relation between sea level and bottom pressure and the vertical dependence of oceanic variability, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L03608.
- Wahr, J., Molenaar, M. und Bryan, F. (1998), Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *J. Geophys. Res.*, 103, 30205-30229.
- Wahr, J., Swenson, S., Zlotnicki, V. und Velicogna, I. (2004), Time-variable gravity from GRACE: First results, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11501.
- Walter, C. (2005), Globale kontinentale Wasserabflüsse und ihr Einfluss auf die Anregung der Erdrotation, *Proceedings GRDC-Kolloquium Koblenz, 3/2005*, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.
- Walter, C. (2007), *Simulationen hydrologischer Massenvariationen und deren Einfluss auf die Erdrotation*, Dissertation, 196 S., Institut für Planetare Geodäsie, Technische Universität Dresden.
- Witter, D.L. und Gordon, A.L. (1999), Interannual variability of South Atlantic circulation from 4 years of TOPEX/POSEIDON satellite altimeter observations, *J. Geophys. Res.*, 104, 20927-20948.
- Wolff, J.O., Maier-Reimer, E. und Legutke, S. (1997), The Hamburg Ocean Primitive Equation Model HOPE, *Technical Report, 13*, 103 S., Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg.
- Wünsch, J., Thomas, M. und Gruber, T. (2001), Simulation of oceanic bottom pressure for gravity space missions, *Geophys. J. Int.*, 147, 428-434.
- Wunsch, C. (1996), *The ocean circulation inverse problem*, 442 S., Cambridge University Press, Cambridge, Massachusetts.
- Wunsch, C. und Stammer, D. (1998), Satellite altimetry, the marine geoid, and the oceanic general circulation, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, 219-253.
- Yi, D. und Zwally, H.J. (2004), Seasonal variation of Antarctic sea-ice freeboard heights and thicknesses from ICESat, *Eos Trans. AGU*, 85, 47, Fall Meet. Suppl., Abstract C33B-0346.
- Yu, L., Weller, R.A. und Sun, B. (2004), Improving latent and sensible heat flux estimates for the Atlantic Ocean (1988-1999) by a synthesis approach, *J. Clim.*, 17, 373-393.

- Zahel, W. (1978), The influence of solid earth deformations on semidiurnal and diurnal oceanic tides, in: Brosche, P. und Sündermann, J. (Hrsg.), *Tidal friction and the Earth's rotation*, 241 S., Springer, Berlin.
- Zahel, W. (1991), Modeling ocean tides with and without assimilating data, *J. Geophys. Res.*, *96*, B12, 20379-20391.
- Zahel, W. (1995), Assimilating ocean tide determined data into global tidal models, *J. Mar. Sys.*, *6*, 3-13.
- Zerbini, S., Matonti, F., Raicich, F., Richter, B. und van Dam, T. (2004), Observing and assessing nontidal ocean loading using ocean, continuous GPS and gravity data in the Adriatic area, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 15, 1603-1606.

