

**Thema der Dissertation:  
Bestimmung hydrologischer Massenvariationen aus GRACE-  
Daten am Beispiel sibirischer Flusssysteme**

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

an der Fakultät Umweltwissenschaften  
der Technischen Universität Dresden

vorgelegt von

**Dipl.-Ing. Marita Scheller (geb. Scheritz)**  
geboren am 29.12.1980 in Halle/Saale

Gutachter:

Herr Prof. Dr.-Ing. habil. Reinhard Dietrich  
Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie

Herr Prof. Dr.-Ing. Matthias Becker  
Technische Universität Darmstadt, Institut für Physikalische Geodäsie

Tag der Einreichung: 03.04.2012

Tag der mündlichen Prüfung: 15.10.2012

Das vorliegende Exemplar entspricht einer leicht überarbeiteten, ergänzten und von den Gutachtern genehmigten Version der Originaldissertation:

„Bestimmung hydrologischer Massenvariationen aus GRACE-Daten am Beispiel sibirischer Flusssysteme“

Marita Scheller

Dresden, 07.12.2012

## Dank

Während meiner Zeit am Institut für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden entstand die vorliegende Arbeit. Prof. Reinhard Dietrich möchte ich als Institutsleiter und Betreuer der Dissertation für die Unterstützung während der gesamten Bearbeitungszeit danken. Er hatte für alle Fragen und Probleme ein offenes Ohr, war stets motivierend auch in schwierigen Phasen der Arbeit und gewährte in der Endphase der Dissertation wertvolle Freiräume, so dass eine optimale Umsetzung und Fertigstellung der Promotionsschrift möglich war. Die Zeit am Institut für Planetare Geodäsie war eine Bereicherung sowohl auf fachlicher als auch auf menschlicher Ebene. Für die durchweg positive Zeit am Institut für Planetare Geodäsie bin ich sehr dankbar.

Weiterhin möchte ich mich bei Prof. Becker aus Darmstadt für die Übernahme des Zweitgutachtens bedanken. Wertvolle Anmerkungen konnten die Promotionsschrift weiter bereichern.

Neben den Gutachtern möchte ich mich bei allen Kollegen des Instituts für Planetare Geodäsie bedanken. Neben fachlicher und technischer Unterstützung hat die eine oder andere Diskussion offene Fragen beantwortet und neue Denkanstöße zum Fortschritt der Dissertation gegeben. Der Dank geht dabei insbesondere an Mirko Scheinert, Mathias Fritsche, Heiko Ewert und Kristin Novotny.

Großer Dank geht auch an die Deutsche Bundesstiftung Umwelt, die über 38 Monate im Rahmen eines Stipendiums die Arbeit an der Dissertation förderte. Neben der finanziellen Unterstützung haben zudem Seminare zum Gedankenaustausch mit anderen Stipendiaten und zum Gewinn von neuen Erkenntnissen beigetragen.

Weiterhin bin ich dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Potsdam dankbar für die Teilnahme an der Expedition „Lena — Neusibirische Inseln 2007“. Es konnten zum einen wertvolle Einblicke in das Untersuchungsgebiet und zum anderen Druckpegel- und Abflussdaten in der Laptevsee gesammelt werden. Der größte Dank geht dabei an Waldemar Schneider, der mich während der Expedition und danach sehr unterstützt hat und Abflussdaten für die Flüsse Jenissei, Lena und Kolyma durch persönliche Kontakte nach Tiksi (Russland) bereitstellen konnte.

Der größte Dank geht jedoch an meine Familie. Meine Eltern haben stets hinter mir gestanden und zu jeder Zeit liebevoll und motivierend zum Fortschritt der Arbeit beigetragen. Meinem Mann Steffen danke ich für die Liebe, die Kraft und das Verständnis in schwierigen Arbeits- und Lebensphasen. Er und meine beiden Söhne Dastin und Niklas haben damit wesentlich das Gelingen der Dissertation unterstützt, danke.



## Kurzfassung

Aus Beobachtungsdaten der Satellitenmission GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) können Variationen des Erdschwerefeldes auf großen räumlichen Skalen mit hoher Genauigkeit abgeleitet werden. Die Variationen auf zeitlichen Skalen von mehreren Tagen bis Wochen und räumlichen Skalen von wenigen hundert Kilometern sind insbesondere auf Änderungen der kontinentalen Wassermassen zurückzuführen. Die vorliegende Promotionsarbeit beschäftigt sich mit der Bestimmung hydrologischer Massenvariationen aus GRACE-Daten am Beispiel der vier größten sibirischen Flusseinzugsgebiete Ob, Jenissei, Lena und Kolyma. Darauf aufbauend sollen in Kombination mit atmosphärischen Daten der NCEP-Reanalyse Süßwassereinträge in den Arktischen Ozean abgeleitet werden.

Die Süßwassereinträge beeinflussen nachhaltig den Salzgehalt und damit das ozeanographische Regime des Arktischen Ozeans, welcher wiederum einen Einfluss auf die globale thermohaline Zirkulation hat. Da die großen Strömungen des Weltozeans einen grundlegenden Faktor des globalen Klimageschehens darstellen, sind die Änderungen des Süßwassereintrages ein wichtiger Aspekt hinsichtlich prognostizierter Klimatrends. Der Abfluss kann an ausgewählten Messpunkten mit einer hohen zeitlichen Auflösung beobachtet werden. Die Datenreihen weisen jedoch immer wieder Lücken auf und die bodengebundenen Messungen sind oft schwierig und kostenintensiv. Messmethoden, die unabhängig vom Zugang ins Messgebiet sind, können einen großen Fortschritt bei der Beobachtung sich ändernder Massen und Süßwasserflüsse leisten und damit einen Beitrag für ein besseres Verständnis gekoppelter komplexer Prozesse der Arktis liefern.

Da die Fehlerstruktur der GRACE-Daten komplex und bis heute nicht vollständig verstanden ist, erfolgt zunächst eine Untersuchung des GRACE-Fehlerhaushaltes. Zudem werden die Fehlereffekte aufgrund des begrenzten räumlichen Spektrums und damit einhergehender Leck-Effekte auf Ebene von Gebietsmittelwerten analysiert und Lösungsvorschläge diskutiert. Dabei sind folgende Aspekte von Bedeutung: Erweiterung der GRACE-Datenreihe um geeignete Terme ersten Grades und Abschätzung von Leck-Effekten, verursacht durch das begrenzte Spektrum der Kugelfunktionsentwicklung. Leck-Effekte aufgrund ozeanischer Signalanteile sind bzgl. der Einzugsgebiete sibirischer Flusssysteme klein ( $< 1\%$ ), wohingegen Leck-Effekte aufgrund kontinentaler Signalanteile je nach Gebietsgröße relative Fehler von 8-17% nach sich ziehen. Die größten Fehlereffekte resultieren jedoch aus den Koeffizienten hoher Grade. Die Filterung der GRACE-Daten ermöglicht die Glättung fehlerbehafterer Signalanteile. Neben den in der Literatur gängigen Filtern wurde im Rahmen der Arbeit ein Kombinationsfilter entwickelt, welches auf Basis von räumlichen Vorinformationen aus Hydrologiemodellen signifikante Signalstrukturen in den GRACE-Datenreihen detektiert. Somit muss lediglich ein Restsignal mittels Filterung gedämpft werden. Mit dem Kombinationsfilter können sowohl feinere Signalstrukturen als auch größere Signalamplituden auf Land erhalten werden. Im Vergleich zu reinen Filteranwendungen werden Gesamtsignalstärke, Amplitude und Phase des jährlichen Signals gut repräsentiert. Darauf aufbauend lassen sich, in Kombination mit atmosphärischen Daten, Abflüsse für die sibirischen Flusssysteme aus GRACE-Wasserspeichervariationen ableiten. Die Validierung der berechneten Abflüsse anhand beobachteter Abflüsse zeigt eine hohe Übereinstimmung von bis zu 83%. Eine Gegenüberstellung des berechneten Abflusses der Lena mit Wasserstandsmessungen im Mündungsbereich zeigt zudem einen Zusammenhang zwischen dem maximalen Abfluss im Frühjahr und einer Zunahme des Wasserstandes in der Laptevsee.



## Abstract

The satellite mission GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) observes the earth's gravity field on temporal scales of a few days to several weeks and spatial scales of a few hundred kilometers with high accuracy. A large part of the variations of the gravity field originate from hydrological mass changes on the continents. The dissertation discusses the determination of hydrological mass variations from GRACE for the Siberian water systems of the rivers Ob, Yenisey, Lena and Kolyma. The mass variations from GRACE data are combined with atmospheric data of the NCEP reanalysis to calculate the freshwater fluxes in the Arctic Ocean.

The freshwater fluxes strongly influences the salinity and the oceanographic regime of the Arctic Ocean. In turn, the Arctic Ocean controls the global thermohaline circulation which is very important for the global climate. Because these large currents of the ocean influence the global climate, the changes of the freshwater fluxes in the Arctic Ocean are an important factor for the global climate change. The runoff can be measured pointwise with high temporal resolution, but measurements in the high latitudes are difficult and expensive. Independent methods to measure the mass changes in the Arctic can help to determine the freshwater fluxes on large spatial scales, and contribute to understand the coupled and complex processes of the Arctic.

Until present, the complex error structure of the GRACE data are not fully understood. The dissertation examines the errors and analyzes the leakage caused by the limited spectrum of the Stokes coefficients. A proposal for a solution will be discussed. The following steps are important: Expanding the GRACE data with adequate terms of degree one; Valuation of leakage errors because of the limited spectrum. Leakage due to oceanographic signals of the Arctic Ocean are small ( $< 1\%$ ). Leakage errors due to signals on land produces relative errors of basin averages of 8-17%. Beyond that, the largest errors are caused by the coefficients of higher degree. Filtering is an effective method to damp the error signals. In addition to the common filters described in the literature, a filter method, called composite filter, was created. Significant structures from hydrological models can be detected in the GRACE data without any other filtering. Only the residual signals should be filtered by using one of the common filters. In comparison to the common filters, the composite filter represents the signal strength, the signal structures, the amplitude and the phase of the seasonal signal on the continents much better.

Combining hydrological mass variations from GRACE data with atmospheric data (for example the NCEP reanalysis) the runoff of the four Siberian river systems can be calculated. The validation of the calculated runoff using observations leads to a good agreement (83% for Yenisey and Lena). Furthermore, it is possible to combine the runoff of a river system with measurements of water level and salinity in the Arctic Ocean. The high runoff of the Lena river system in spring is visible in the water level changes in the Laptev sea.



# Inhaltsverzeichnis

<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>iii</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>v</b>
<b>Abkürzungsverzeichnis</b>	<b>vii</b>
<b>Formelverzeichnis</b>	<b>ix</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Untersuchungsgebiet Arktis</b>	<b>5</b>
2.1 Geografische Einordnung . . . . .	5
2.2 Bedeutung für das globale Klima . . . . .	6
2.3 Arktischer Ozean . . . . .	8
2.4 Arktische Flusssysteme . . . . .	10
2.5 Dauerfrostboden . . . . .	13
<b>3 Grundlagen</b>	<b>15</b>
3.1 Das Erdschwerefeld . . . . .	15
3.1.1 Mathematische Beschreibung . . . . .	15
3.1.2 Kugelfunktionen . . . . .	16
3.1.3 Ableitung von Massenvariationen aus Schwerefeldänderungen . . . . .	18
3.1.4 Satelliten zur Bestimmung des Erdschwerefeldes . . . . .	19
3.1.5 Massenvariationen . . . . .	22
3.2 Die Schwerefeldmission GRACE . . . . .	25
3.2.1 Missionsaufbau und Messprinzip . . . . .	26
3.2.2 Beobachtungsdaten und Prozessierungsstrategien . . . . .	27
3.2.3 Daten verschiedener Prozessierungszentren . . . . .	30
3.2.4 Fehlerhaushalt . . . . .	30
3.3 Modellierung hydrologischer Prozesse . . . . .	34
3.3.1 Grundbegriffe . . . . .	34
3.3.2 Hydrologische Modelle . . . . .	35
3.3.3 Genauigkeitsabschätzung . . . . .	39
3.4 Weitere Datenquellen zur Abflussberechnung und Validierung . . . . .	41
3.4.1 Grenzen der Flusseinzugsgebiete . . . . .	41
3.4.2 Ozeanmodell – ECCO2 . . . . .	42
3.4.3 NCEP-Reanalysen . . . . .	43
3.4.4 Abflüsse und Wasserstände ausgewählter Pegellokationen . . . . .	44
<b>4 Methoden</b>	<b>45</b>
4.1 Aufbereitung der GRACE-Schwerefeldlösungen – Überblick . . . . .	45
4.2 Vorbetrachtungen . . . . .	47
4.2.1 Empirischer Signal-Fehler-Haushalt . . . . .	47
4.2.2 Gebietsmittelwerte . . . . .	51

4.2.3	Gebietsunschärfe . . . . .	52
4.2.4	Leck-Effekt aufgrund kontinentaler hydrologischer Signalanteile . . .	54
4.2.5	Leck-Effekt aufgrund ozeanischer Signalanteile . . . . .	57
4.2.6	Niedere Harmonische . . . . .	57
4.3	Mathematische Grundlagen . . . . .	60
4.4	Detektion bekannter räumlicher Muster . . . . .	62
4.5	Glättung und Filterung der GRACE-Daten . . . . .	63
4.5.1	Isotrope Filter . . . . .	63
4.5.2	Nicht-isotrope Filter . . . . .	65
4.5.3	Dekorrelationsfilter . . . . .	70
4.6	Berechnung kontinentaler Abflüsse . . . . .	75
4.6.1	Wasserbilanzen . . . . .	75
4.6.2	Fehlerhaushalt . . . . .	78
4.7	Validierung der Ergebnisse – Genauigkeitsabschätzung . . . . .	79
<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>81</b>
5.1	Dominante hydrologische Signalstrukturen – Modellbildung . . . . .	81
5.2	Analyse verschiedener Filteranwendungen . . . . .	85
5.2.1	Kovarianz- und Gebietsfiltervorschrift . . . . .	85
5.2.2	Leck-Effekt aufgrund von Filterung und ozeanischer Signalanteile . .	88
5.2.3	Vergleich verschiedener Filter anhand von Hydrologiemodellen . . .	90
5.2.4	Vergleich verschiedener Filter anhand von GRACE-Daten . . . . .	94
5.3	Wasserspeichervariationen aus GRACE-Schwerefelddaten . . . . .	101
5.4	Abflüsse in den Arktischen Ozean . . . . .	105
5.4.1	Charakteristische Signalanteile sibirischer Abflüsse . . . . .	105
5.4.2	Abflüsse berechnet auf der Basis von GRACE-Schwerefelddaten . . .	106
5.4.3	Validierung anhand unabhängiger Abflussdaten . . . . .	112
5.4.4	Vergleich mit Abflüssen aus Hydrologiemodellen . . . . .	116
5.4.5	Ausblick – Pegelreihe Laptewsee . . . . .	118
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>121</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>125</b>
	<b>Anhang</b>	<b>137</b>
A.1	Größenordnung und Vorzeichen der KFK von Gebietsfunktionen . . . . .	137
A.2	Quantifizierung dominanter Signalstrukturen . . . . .	140
A.3	Weitere Filterergebnisse als Ergänzung zu Abschnitt 5.2 . . . . .	141
A.4	Wasserspeichervariationen aus GRACE-Daten (GFZ und ITG) . . . . .	144
A.5	Ergänzende Ergebnisse der Abflüsse aus GRACE-Daten (GFZ, ITG) . . . .	146
A.6	Ergänzende Ergebnisse zur Validierung der Abflüsse . . . . .	147
A.7	Aufbereitung von Druckpegeldata . . . . .	151

## Abbildungsverzeichnis

2.1	Übersichtskarte der Arktis . . . . .	5
2.2	Abgrenzungen der Arktis . . . . .	6
2.3	Arktischer Ozean mit Meereisbedeckung im Sommer und im Winter . . . . .	9
2.4	Globales Förderband (Thermohaline Zirkulation) . . . . .	10
2.5	Größte sibirische und nordamerikanische Flusssysteme . . . . .	11
2.6	Abfluss für drei Pegellokationen der Flüsse Jenissei, Lena und Kolyma . . . . .	12
2.7	Rolle des Süßwassereintrages für das globale Klimageschehen . . . . .	13
2.8	Permafrostgebiete in der Arktis . . . . .	14
3.1	Dreiecksstruktur der Kugelfunktionskoeffizienten . . . . .	18
3.2	Massenvariationen und Schwerefeldmissionen . . . . .	23
3.3	GRACE-Missionsaufbau und -Messprinzip . . . . .	27
3.4	Übersicht der verfügbaren GRACE-Daten . . . . .	31
3.5	GRACE-Signal-Fehlerhaushalt im Vergleich zu hydrologischen Signalen . . . . .	32
3.6	GRACE-Fehlerhaushalt für vier Prozessierungszentren . . . . .	33
3.7	Signalstärke der Hydrologiemodelle und deren Signalvarianz . . . . .	40
3.8	Fehlerhaushalt der Hydrologiemodelle . . . . .	41
4.1	Übersicht der Methoden zur Verarbeitung der GRACE-Schwerefelddaten . . . . .	46
4.2	Gradamplituden verschiedener Fehler-Standardabweichungen . . . . .	49
4.3	Signal-Rausch-Verhältnis: Hydrologisches Signal zu GRACE-Fehlerwert . . . . .	49
4.4	Dreiecksplot: Formale, kalibrierte, empirische Fehler-Standardabweichungen . . . . .	50
4.5	Gebietsfunktion der Lena im Ortsbereich . . . . .	53
4.6	Gebietsfunktion der Lena, Schnitt West-Ost bei 62° n. Br. . . . .	53
4.7	Gebietsfunktion der Lena, Schnitt West-Ost mit hydrologischen Signalen . . . . .	55
4.8	Gauß-Filter: Gewichts- und Übertragungsfunktion . . . . .	64
4.9	Han-Filter: Gewichtsfunktionen in N-S- und O-W-Richtung . . . . .	65
4.10	Filterkoeffizienten: Gauß-Filter und Han-Filter . . . . .	66
4.11	Filterkoeffizienten: Kovarianz- und Gebietsfilter für den Ob . . . . .	68
4.12	Streifenstrukturen: Ortsbereich und Korrelationsstrukturen: Spektralbereich . . . . .	70
4.13	Korrelationsstrukturen pro Ordnung $m$ . . . . .	71
4.14	Anwendung des Dekorrelationsfilters nach Swenson und Wahr [2006] . . . . .	72
4.15	Schematische Darstellung des Wasserkreislaufs . . . . .	75
4.16	Schematische Darstellung der Wasserbilanzen . . . . .	77
5.1	Empirische orthogonale Funktionen des Hydrologiemodells WGHM . . . . .	82
5.2	Hauptkomponenten des WGHM und in GRACE-Daten detektierte HK . . . . .	83
5.3	Modellbildung und Filterung des Restanteils . . . . .	84
5.4	Gebietsfilter: Satellitenfehler und Leck-Effekt-Fehler . . . . .	85
5.5	Kovarianzfilter: Korrelationslänge, Satelliten- und Leck-Effekt-Fehler . . . . .	87
5.6	Globale Darstellung verschiedener Filterergebnisse (GRACE-GFZ) . . . . .	99
5.7	Gradamplituden LSDM und GRACE verschiedener Filteranwendungen . . . . .	100
5.8	Wasserspeichervariationen aus GRACE-Daten: CSR . . . . .	103
5.9	Wasserspeichervariationen aus GRACE-Daten: Vergleich . . . . .	104

5.10	Amplitudenspektren der beobachteten Vergleichsabflussreihen . . . . .	105
5.11	Abfluss auf der Basis von GRACE-Daten des CSR . . . . .	107
5.12	Amplitudenspektren der Abflüsse, berechnet aus GRACE-Daten . . . . .	108
5.13	Abflussergebnisse aus GRACE-Daten, CSR, monatlich gestapelt . . . . .	109
5.14	Abflussergebnisse aus GRACE-Daten, CSR, GFZ, ITG, monatlich gestapelt	110
5.15	Jährliche Abflussergebnisse auf der Basis von GRACE-Daten . . . . .	111
5.16	Abflussvalidierung (GRACE-CSR): Ob . . . . .	113
5.17	Abflussvalidierung (GRACE-CSR): Jenissei . . . . .	113
5.18	Abflussvalidierung (GRACE-CSR): Lena . . . . .	114
5.19	Abflussvalidierung (GRACE-CSR): Kolyma . . . . .	114
5.20	Abflussvalidierung (Hydrologiemodelle): Lena . . . . .	117
5.21	Wasserstand Pegel Laptewsee, Abfluss Station Kusur . . . . .	119
5.22	Varianz des Wasserstandes und der Windgeschwindigkeiten . . . . .	119
5.23	Wasserstand und Dichte: Pegel Laptewsee, Abfluss: Pegelstation Kusur . . .	120
A.1	Größenordnung der KFK verschiedener Gebietsfunktionen . . . . .	137
A.2	Vorzeichen der KFK verschiedener Gebietsfunktionen . . . . .	139
A.3	Globale Darstellung verschiedener Filterergebnisse (GRACE-CSR) . . . . .	141
A.4	Wasserspeichervariationen aus GRACE-Daten: GFZ . . . . .	144
A.5	Wasserspeichervariationen aus GRACE-Daten: ITG . . . . .	145
A.6	Abflussergebnisse aus GRACE-Daten, GFZ, monatlich gestapelt . . . . .	146
A.7	Abflussergebnisse aus GRACE-Daten, ITG, monatlich gestapelt . . . . .	146
A.8	Validierung der Abflüsse, basierend auf GRACE-Daten des GFZ (1) . . . .	147
A.9	Validierung der Abflüsse, basierend auf GRACE-Daten des GFZ (2) . . . .	148
A.10	Validierung der Abflüsse, basierend auf GRACE-Daten des ITG (1) . . . .	149
A.11	Validierung der Abflüsse, basierend auf GRACE-Daten des ITG (2) . . . .	150

## Tabellenverzeichnis

2.1	Größte sibirische und nordamerikanische Flusssysteme . . . . .	11
3.1	Schwerefeldmissionen CHAMP, GRACE und GOCE . . . . .	21
3.2	Übersicht der Hydrologiemodelle . . . . .	35
4.1	Gebietsunschärfe der vier Flusseinzugsgebiete . . . . .	53
4.2	Leck-Effekt aufgrund hydrologischer Signalanteile: LSDM . . . . .	55
4.3	Leck-Effekt aufgrund hydrologischer Signalanteile: GLDAS . . . . .	56
5.1	Hauptkomponenten aus GRACE-Daten, aufbauend auf EOF des WGHM . . . . .	83
5.2	Gebietsmittelwerte, Abschätzung ozeanischer Leck-Effekte . . . . .	89
5.3	Filtertests: Hydrologiemodelle, LSDM und GLDAS, Ob und Jenissei . . . . .	91
5.4	Filtertests: Hydrologiemodelle, LSDM und GLDAS, Lena und Kolyma . . . . .	93
5.5	Filtertests: GRACE-Lösungen, GFZ, CSR, ITG: Ob und Jenissei . . . . .	95
5.6	Filtertests: GRACE-Lösungen, GFZ, CSR, ITG: Lena und Kolyma . . . . .	96
5.7	Mittlere jährliche Abflussergebnisse . . . . .	111
A.1	Filtertests: Hydrologiemodelle, LSDM und WGHM, Ob und Jenissei . . . . .	142
A.2	Filtertests: Hydrologiemodelle, LSDM und WGHM, Lena und Kolyma . . . . .	143



## Abkürzungsverzeichnis

Abkürzung	Bezeichnung
ACIA	<i>Arctic Climate Impact Assessment</i>
AIUB	Astronomisches Institut der Universität Bern
AMAP	<i>Arctic Monitoring and Assessment Programme</i>
AWI	Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
CHAMP	<i>Challenging Minisatellite Payload</i>
CNES	<i>Centre National d'Etudes Spatiales</i> , Toulouse, Frankreich
CSR	<i>Center for Space Research</i>
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
ECCO	<i>Estimation the Circulation and Climate of the Ocean</i>
ECMWF	<i>European Center for Medium Weather Forecast</i>
EGG-C	<i>European GOCE Gravity Consortium</i>
EOF	Empirische orthogonale Funktion
ESA	<i>European Space Agency</i>
GFZ	GeoForschungsZentrum Potsdam
GGFC	<i>Global Geophysical Fluid Center</i>
GIA	Glazial isostatische Ausgleichsprozesse
GLDAS	<i>Global Land Data Assimilation System</i>
GMT	<i>Generic Mapping Tools</i>
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GPCC	<i>Global Precipitation Climate Center</i>
GPS	Globales Positionierungssystem
GRDC	<i>Global Runoff Data Centre</i>
GOCE	<i>Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer</i>
HDM	<i>Hydrological Discharge Model</i>
HKA	Hauptkomponentenanalyse
HK	Hauptkomponente
IGS	Internationaler GPS Service
IPG	Institut für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden
JPL	<i>Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology</i>
ISLSCP	<i>International Satellite Land Surface Climatology Project</i>
ITG	Institut für Geodäsie und Geoinformation, Professur für Theoretische Geodäsie, Universität Bonn
KFK	Kugelfunktionskoeffizienten
LaD	<i>Land Dynamics Model</i>
LSDM	<i>Land Surface Discharge Model</i>
LSM	<i>Land Surface Model</i>
mm ws	Millimeter Wassersäule, äquivalent zur Flächendichte (1 mm ws = 1 kg/m <sup>2</sup> )
MKQ	Methode der Kleinsten Quadrate
MOS	<i>Mission-Operation-System</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>

---

Abkürzung	Bezeichnung
OMCT	<i>Ocean Model for Circulation and Tides</i>
SLR	<i>Satellite Laser Ranging</i>
SLS	<i>Simplified Land Surface Scheme</i> (Landoberflächenschema)
SST	<i>Satellite-to-Satellite Tracking</i>
WaterGAP	<i>Water Global Assessment and Prognosis</i>
WGHM	<i>WaterGAP Global Hydrology Model</i>

## Formelverzeichnis

Formelzeichen	Bezeichnung
$a, b, c$	skalare Größen
$\mathbf{a}, \mathbf{b}, \mathbf{c}$	Vektoren
$\mathbf{A}, \mathbf{B}, \mathbf{C}$	Matrizen
$a$	große Halbachse des Erdellipsoids
$a_g$	gravitative Beschleunigungen am Satelliten
$a_{ng}$	nichtgravitative Beschleunigungen am Satelliten
$\mathbf{b}$	Gravitationsbeschleunigung
$C_{nm}, S_{nm}$	Kugelfunktionskoeffizienten (Stokes-KFK)
$d$	Korrelationslänge
$ET$	Verdunstung+Transpiration ( <i>Evapotranspiration</i> )
$e$	empirische orthogonale Funktion
$evar$	Erklärte Varianz
$\mathbf{F}$	Gravitationskraft
$G$	Gravitationskonstante ( $6,673 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$ )
$G_n$	Kovarianzfunktion
$\mathbf{g}$	Schwerebeschleunigung
$h$	Hauptkomponente
$K_n$	definierter Faktor mit $K_n = \frac{1 + k'_n}{2n + 1}$
$k'_n$	2. Auflast-Lovezahl
$kk$	Korrelationskoeffizient
$M$	Gesamtmasse der Erde
$m$	Ordnung einer Kugelfunktionsentwicklung
$N$	Geoidundulation
$n$	Grad einer Kugelfunktionsentwicklung
$n_{max}$	Maximalgrad einer Kugelfunktionsentwicklung
$nsk$	Nash-Sutcliffe-Koeffizient
$\mathbf{P}$	Gewichtsmatrix
$P$	Niederschlag ( <i>Precipitation</i> )
$P_n(\cos \psi)$	Legendre'sche Polynome
$\tilde{P}_{nm}(\cos \theta)$	normalisierte assoziierte Legendre'sche Funktionen
$p_b$	Ozeanbodendruck
$p_s$	atmosphärischer Druck an der Erdoberfläche
$p_T$	Druck des obersten Druckniveaus der Atmosphäre
$q$	Spezifische Feuchtigkeit ( <i>Specific Humidity</i> )
$\mathbf{Q}$	Vertikal integrierter Feuchteflussvektor ( <i>Moisture Flux vector</i> )
$R$	Abfluss ( <i>Runoff</i> )
$R_E$	Mittlerer Erdradius
$r$	geozentrischer Abstand
$S$	Wasservorrat ( <i>Storage</i> )
$T$	Störpotential
$t$	Zeit

Formelzeichen	Bezeichnung
$u$	Ost-West-Komponente des horizontalen Windvektors $\mathbf{V}$
$v$	Nord-Süd-Komponente des horizontalen Windvektors $\mathbf{V}$
$\mathbf{V}$	Horizontaler Windvektor (Windgeschwindigkeiten)
$V$	Gravitationspotential
$\mathbf{v}$	Vektor der Verbesserungen
$W$	Schwerepotential
$W$	Vertikal integriertes Niederschlagswasser ( <i>Vertically-integrated Precipitable Water</i> )
$W_{nm}^{c,s}$	Kugelfunktionskoeffizienten der verschiedenen Filter
$\mathbf{X}$	Koeffizientenmatrix
$\mathbf{Y}$	Zufallsvektor der Beobachtungen
$Y_n$	Kugelflächenfunktionen
$Z$	Zentrifugalpotential
$\mathbf{z}$	Zentrifugalbeschleunigung
$\boldsymbol{\beta}$	Vektor der Unbekannten
$\gamma$	Normalschwere
$\boldsymbol{\varepsilon}$	Vektor der Beobachtungsfehler
$\varepsilon_{sat}$	Satellitenfehler
$\varepsilon_{lkg}$	Leck-Effekt-Fehler
$\varepsilon_{nm}^{c,s}$	Fehler der Stokes-KFK
$\eta_{nm}^{c,s}$	approximierte KFK der Gebietsfunktion
$\theta$	Kobreite
$\vartheta(\theta, \lambda)$	Gebietsfunktion
$\vartheta_{nm}^{c,s}$	KFK der Gebietsfunktion
$\lambda$	geografische Länge
$\lambda$	Lagrange-Multiplikator
$\varrho_E$	mittlere Dichte der Erde ( $\sim 5517 \text{ kg/m}^3$ )
$\varrho_W$	mittlere Dichte des Wassers ( $\sim 1000 \text{ kg/m}^3$ )
$\sigma_n$	Gradamplitude
$\sigma_n^2$	Gradvarianz
$\sigma_{Erde}$	mittlere Gradamplitude über die gesamte Erde
$\varphi$	geografische Breite
$\psi$	sphärischer Abstand zweier Punkte auf der Kugel
$\omega$	Winkelgeschwindigkeit ( $7,292115 \cdot 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$ )
$\Delta t$	Zeitintervall
$\Delta\sigma$	Flächendichteänderung
$\Delta C_{nm}, \Delta S_{nm}$	zeitliche Änderung der Kugelfunktionskoeffizienten (Stokes-KFK)
$\Delta \hat{C}_{nm}, \Delta \hat{S}_{nm}$	zeitliche Änderung der Massen-KFK (KFK bzgl. der Änderung in der Flächendichte)

# 1 Einleitung

Die Arktis ist nicht nur ein Gebiet, in dem sich die Auswirkungen des globalen Klimawandels drastisch zeigen, sondern das Änderungen im Klima durch effektive Rückkopplungsmechanismen mitbestimmt und sogar verstärkt. Sie stellt daher eine Art Frühwarnsystem für zunehmende Klimaänderungen dar [Zetsche u. a., 2005]. Aus diesem Grund ist es von großer Bedeutung, einzelne Prozesse in diesem hochsensitiven System zu untersuchen und in ihren Auswirkungen zu verstehen. Die Süßwassereinträge der größten sibirischen Flusssysteme sind dabei ein wichtiger Faktor, durch den Vorgänge im Arktischen Ozean gesteuert werden. Nach Prange [2003] beeinflussen Änderungen des Süßwassereintrages nachhaltig den Salzgehalt und die Dynamik des Arktischen Ozeans und damit wiederum die globalen ozeanischen Zirkulationsmuster. Neben der Auswirkung solch großer Abflüsse sind die Beobachtungen von Abflussänderungen auch ein wichtiger Indikator bei der Analyse und Interpretation sich ändernder Prozessstrukturen und klimatischer Gegebenheiten in der Arktis und damit verbunden auch im globalen Klimageschehen.

Bodengebundene Messverfahren können kontinuierlich Wasserstände messen, die Datenbereitstellung ist aber nur punktweise für die einzelnen Messstationen möglich. Zudem weisen diese Datenreihen immer wieder Lücken auf, da die Messwertbeschaffung aufgrund des sehr kalten Klimas in den hohen Breiten schwierig und kostenintensiv ist [Maurer, 2004]. Nach Riegger [2005] gibt es zwar für einige Flusseinzugsgebiete gute Messungen für Niederschlag und Abfluss, eine Berechnung der Wasserspeicheränderung ist aufgrund der nicht verfügbaren oder sehr ungenauen Schätzungen der Evapotranspiration dennoch kaum möglich. Andere Messmethoden, unabhängig vom Zugang ins Messgebiet, sind somit dringend erforderlich. Vor dem Start der Satellitenmission GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*, Start 2002) gab es keine großskaligen Beobachtungssysteme des Wasserkreislaufs [Riegger und Güntner, 2005]. Basierend auf Beobachtungen des Schwerfeldes der Erde mit hoher Genauigkeit auf großen räumlichen Skalen ermöglichen die Daten der GRACE-Mission einen entscheidenden Fortschritt bei der Bestimmung der hydrologischen Massenvariationen (Wasserspeicheränderungen). Zeitliche Schwerfeldänderungen, hervorgerufen durch Massenverlagerungen im System Erde, sind global mit homogener Datenabdeckung bestimmbar. Die mit der GRACE-Mission beobachteten Schwerfeldänderungen beruhen vorrangig auf Variationen kontinentaler Wassermassen in räumlichen Skalen von wenigen hundert Kilometern und größer und in zeitlichen Skalen von mehreren Tagen bis Wochen.

Da die GRACE-Satelliten nur den integralen Effekt aller Massenvariationen beobachten können, liegt die besondere Herausforderung neben dem Verständnis des Fehlerhaushaltes der GRACE-Daten vor allem in der Trennung verschiedener Signalanteile (u. a. der Atmosphäre, des Ozeans und der Hydrologie). Für die atmosphärischen und ozeanographischen Prozesse stehen hochauflösende Modelle zur Verfügung. Bei der Prozessierung der GRACE-Daten werden diese überwiegend hochfrequenten Variationen aus den GRACE-Schwerfeldern herausgerechnet (De-aliasing). Somit sind die dominanten zeitvariablen Signalstrukturen in den GRACE-Daten vor allem auf hydrologische Massenänderungen zurückzuführen. Die GRACE-Beobachtungen sind damit ein wichtiger Baustein für ein besseres Verständnis großskaliger hydrologischer Prozesse und können zur Verbesserung bestehender Hydrologiemodelle beitragen [Werth, 2010]. Weiterhin ist die Beobachtung von Veränderungen im kontinentalen Wasserhaushalt ein wichtiger Aspekt für die Landwirtschaft und

damit von unmittelbarer Bedeutung für den Menschen [Swenson und Wahr, 2002]. Darüber hinaus spielt die Klimaveränderung für die regionale und globale Wirtschaft in Kombination mit Natur- und Umweltschutz eine entscheidende Rolle. Global verfügbare und homogene Beobachtungsdaten können zur Verbesserung von Klimamodellen beitragen. Um diese Ziele zu erreichen, ist es von grundlegender Bedeutung, die mit Fehlern behafteten Daten der Satellitenmission GRACE methodisch optimal aufzubereiten. Im vorliegenden Promotionsprojekt sollen Methoden zur GRACE-Datenanalyse unter Nutzung von Vorinformationen entwickelt und auf hydrologische Massenvariationen, insbesondere für die in den Arktischen Ozean mündenden Flusseinzugsgebiete (Ob, Jenissei, Lena und Kolyma), angewendet werden. Folgende Bearbeitungsschwerpunkte lassen sich für die vorliegende Arbeit zusammenfassen:

- Analyse von vier Hydrologiemodellen als Vorinformation zur Detektion dominanter Signalstrukturen in den GRACE-Daten
- Analyse des GRACE-Fehlerhaushaltes
- Untersuchung der methodischen Herangehensweise zur optimalen Aufbereitung der GRACE-Daten: Hierbei liegt der Fokus auf der Anwendung und dem Vergleich verschiedener Filter und der Nutzung von Vorinformationen zur Minimierung der GRACE-Fehlerstrukturen.
- Ableitung der Süßwasserabflüsse der sibirischen Flusssysteme in den Arktischen Ozean unter Nutzung von Wasserspeicheränderungen aus GRACE-Daten.

Das folgende Kapitel 2 gibt eine kurze Einführung in die Besonderheiten des Untersuchungsgebietes und erläutert die Zusammenhänge zwischen den sibirischen Flusssystemen, dem Arktischen Ozean, der Arktis allgemein und dem globalen Klimageschehen.

Im Anschluss erfolgt im Kapitel 3 eine Einführung in die mathematischen Grundlagen zur Beschreibung von Schwerfeldänderungen und daraus abgeleiteten Massenvariationen. Weiterhin wird die Satellitenmission GRACE bzgl. Missionsaufbau, Prozessierungsstrategien, verfügbarer Daten und Fehlerhaushalt detailliert erläutert. Neben den meist verwendeten GRACE-Datenreihen der Prozessierungszentren GFZ<sup>1</sup> und CSR werden zudem die Daten des ITG für alle Berechnungen herangezogen. Die Verwendung von drei verschiedenen GRACE-Datenreihen soll im Kapitel Ergebnisse zudem eine Abschätzung der Unsicherheiten in der GRACE-Datenaufbereitung ermöglichen. Darüber hinaus werden vier hydrologische Modelle vorgestellt und anhand derer ein Genauigkeitsmaß (bzw. ein Fehlermaß) für die Modelle abgeleitet. Es wird ersichtlich, dass noch immer große Unsicherheiten in der Modellierung der hydrologischen Wasserspeicher herrschen. Neben den in der Literatur gängigen Modellen WGHM, GLDAS und LaD wird das LSDM als Erweiterung zu bisherigen Forschungsarbeiten in alle Untersuchungen mit eingeführt.

Neben der Vorprozessierung der GRACE-Beobachtungen an verschiedenen Aufbereitungszentren müssen die dem Nutzer verfügbaren GRACE-Daten aufgrund fehlerhafter Streifenstrukturen mittels Filterung nachbearbeitet werden. In der Literatur sind verschiedene Filteranwendungen beschrieben. Im Kapitel 4 wird die methodische Herangehensweise zur Aufbereitung und Filterung der GRACE-Schwerfelddaten erläutert. Als Vorbetrachtungen werden der Fehlerhaushalt der GRACE-Datenreihen analysiert und empirische Fehlerwerte abgeleitet. Weiterhin werden Leck-Effekte aufgrund des begrenzten Spektrums auf

---

<sup>1</sup>Abkürzungen sind ab Seite vii im Abkürzungsverzeichnis erläutert.

der Basis von Gebietsmittelwerten der Flusseinzugsgebiete abgeschätzt und Lösungsvorschläge diskutiert. Als Erweiterung zu den in der Literatur gängigen Filtermethoden wird die Detektion dominanter Signalstrukturen in den GRACE-Daten auf der Basis von Vorinformationen aus Hydrologiemodellen eingeführt. Somit ist es möglich, einen Großteil des realen geophysikalischen Signals in den GRACE-Datenreihen zu detektieren und von den fehlerhaften Anteilen zu trennen. Lediglich ein Restsignal muss einer anschließenden Filterung unterzogen werden.

Das Kapitel 5 fasst die Ergebnisse der Arbeit zusammen. Die aus GRACE-Daten berechneten Wasserspeicheränderungen werden hinsichtlich der verschiedenen Filteranwendungen vergleichend diskutiert. Mit der Festlegung einer optimalen Filterung werden die Abflüsse der größten sibirischen Flusssysteme aus den Wasserspeichervariationen der GRACE-Schwerefelddaten in Kombination mit atmosphärischen Daten der NCEP-Reanalyse abgeleitet. Die Validierung der berechneten Abflüsse erfolgt anhand beobachteter Abflussreihen an ausgewählten Pegellokationen. Darüber hinaus kann der Abfluss, berechnet auf der Basis von hydrologischen Modelldaten, mit dem beobachteten Abfluss und dem aus GRACE-Daten berechneten verglichen werden. Für die Laptewsee liegt für ein Jahr (August 2007 bis Juli 2008) eine Messreihe der Wasserstandsvariationen vor. Es wird gezeigt, dass der sprunghafte, große Abfluss der Lena im Frühjahr in den Wasserstandsvariationen der Laptewsee sichtbar wird. Somit ist es möglich, den auf der Basis von GRACE-Daten berechneten Abfluss mit den Änderungen des Wasserstandes und des Salzgehaltes im Arktischen Ozean, speziell in der Laptewsee, in Verbindung zu bringen.

Im abschließenden Kapitel 6 werden die Erkenntnisse der vorliegenden Arbeit und Vorschläge für weiterführende Untersuchungen zusammengefasst.

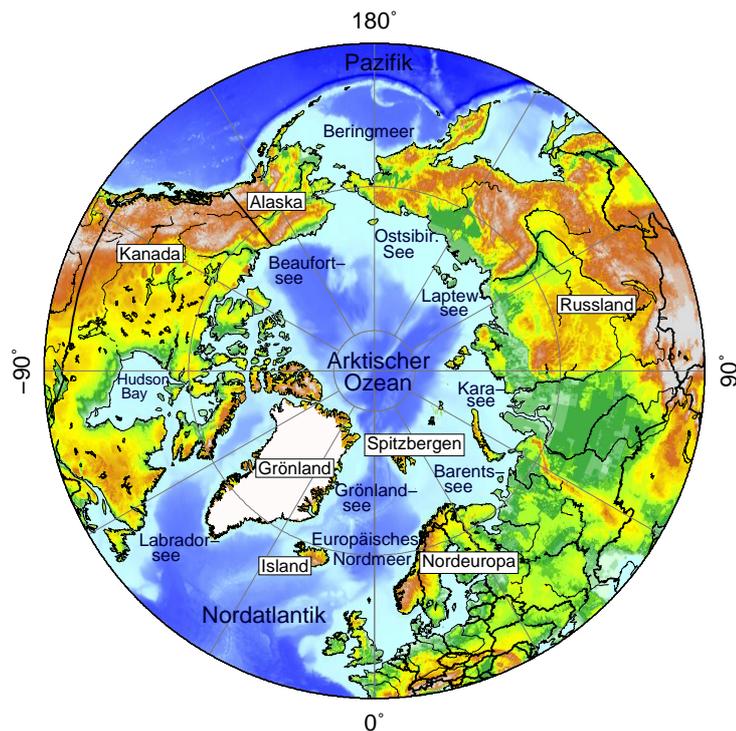


## 2 Untersuchungsgebiet Arktis

Das Ziel der vorliegenden Arbeit besteht in der Bestimmung der Süßwassereinträge der größten sibirischen Flusssysteme (Abschn. 2.4) in den Arktischen Ozean (Abschn. 2.3). Zu einem großen Teil befinden sich die Flussverläufe im dauerhaft gefrorenem Bereich (Dauerfrostboden, Abschn. 2.5) des Nordpolargebietes der Erde (Arktis, Abschn. 2.1). Die folgenden Abschnitte werden die Besonderheiten dieser Region, insbesondere bezüglich des globalen Klimas (Abschn. 2.2), und die Rolle der Flusssysteme in diesem klimatisch hochsensitiven System genauer erläutern.

### 2.1 Geografische Einordnung

Die Arktis, auch bezeichnet als das Nordpolargebiet der Erde, umfasst den Arktischen Ozean und Teile angrenzender Meere, wie das Europäische Nordmeer, die Barents-, Kara- und Laptewsee, die Ostsibirische See, das Beringmeer, die Beaufortsee, die Labradorsee und die Grönlandsee. Neben diesen Gewässern zählen auch zahlreiche Inseln wie z. B. Grönland, Island, Spitzbergen und Teile des nordamerikanischen, europäischen und asiatischen Festlandes zum Gebiet der Arktis (Abb. 2.1).



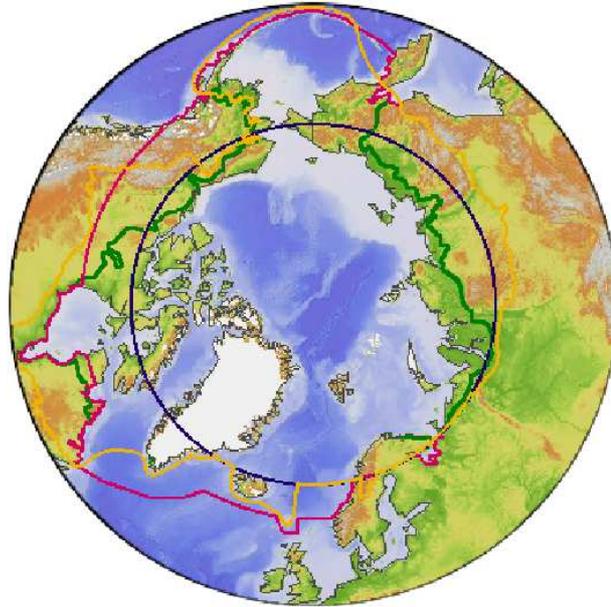
**Abbildung 2.1:** Übersichtskarte der Arktis (Nordpolargebiet der Erde) mit dem Arktischen Ozean, daran angrenzenden Meeren, den größten Inseln und dem angrenzenden Festland; erstellt mit GMT<sup>2</sup>

Eine eindeutig definierte Grenze des Nordpolargebietes gibt es allerdings nicht. Ein einfacher Ansatz setzt den nördlichen Polarkreis (Nordpolarkreis, 66°33' n.Br.) als Grenze der Arktis fest. Diese Abgrenzung erfasst allerdings nicht alle Gebiete, die tatsächlich Bestandteil des komplexen Systems des Nordpolargebietes sind. Aus diesem Grund sind

---

<sup>2</sup>Generic Mapping Tools

verschiedene Abgrenzungsmöglichkeiten in der Literatur zu finden, u. a. in Abhängigkeit von der 10°C-Juli-Isotherme, der Baumgrenze oder der Ausdehnung des Permafrostes [Has-sol, 2004]. In Abbildung 2.2 sind verschiedene Abgrenzungsmöglichkeiten nach dem *Arctic Monitoring and Assessment Programme* (AMAP) und der Nordpolarkreis dargestellt.



**Abbildung 2.2:** Abgrenzungen der Arktis: in Blau der Nordpolarkreis (66°33' n.Br.), in Rot die Abgrenzung der Arktis durch das AMAP, in Gelb die Abgrenzung, definiert durch *Conservation of Arctic Flora and Fauna*, und in Grün die Baumgrenze (Quelle: UNEP/GRID-Arendal).

## 2.2 Bedeutung für das globale Klima

Was wird unter dem Begriff „Klima“ verstanden und warum hat das Klima eine solch große Bedeutung für den Menschen?

Alles Leben auf der Erde ist angepasst an das jeweilige lokal vorherrschende Klima und das damit verbundene Wettergeschehen. Veränderungen im Klima führen stets auch zu Änderungen im Wetter, welches den Menschen direkt und zeitnah beeinflusst. Zum Klima gehört das Geschehen verschiedenster meteorologischer Prozesse auf der Erde, ausgedrückt z. B. durch Parameter wie Niederschlag und Temperatur, auf langfristigen Skalen von mindestens 30 Jahren [WOR, 2010]. Das komplexe Klimasystem besteht im Grunde aus allen Systemen der Erde, u. a. aus der Atmosphäre, der Ozeanosphäre, der Kryosphäre, der Lithosphäre und der Biosphäre [Jacobeit, 2007]. Die Atmosphäre ist die Komponente, die am ehesten, insbesondere wegen ihrer schnellen Reaktionsfähigkeit, ausgedrückt durch veränderte Niederschläge oder Temperaturen, eine direkte Wirkung auf den Menschen hat [WOR, 2010]. Andere Teilsysteme (wie z. B. der Ozean) sind in ihrer Reaktion wesentlich träger und verändern sich auf Zeitskalen von mehreren Jahrhunderten bis Jahrtausenden, so dass diese Veränderungen oftmals nicht direkt sichtbar und wesentlich schwerer bestimmbar sind. Aus diesem Grund ist es wichtig, die Veränderungen des Klimas zuverlässig zu beobachten, zu dokumentieren und zu modellieren, so dass sichere Vorhersagen über das zukünftige Klimageschehen getroffen werden können.

Warum ist die Arktis so wichtig, wenn es um die Beobachtung von Klimaänderungen und um die Beantwortung von Fragen bzgl. der Änderung des Klimas geht?

Die Arktis — eine Art Frühwarnsystem für zunehmende Klimaänderungen [Zetsche u. a., 2005] — erfährt die schnellste und ernsthafteste Klimaänderung weltweit. Die hohe Sensitivität der Arktis hinsichtlich sich ändernder Klimabedingungen resultiert aus besonders effektiven Rückkopplungsmechanismen [Prange, 2003]. Diese wirken wiederum auf Klimaänderungen und sind der Grund dafür, dass die Arktis drastisch auf globale Veränderungen im Klima reagiert und diese mitbestimmt.

Der Inhalt des folgenden Abschnittes stützt sich vordergründig auf die Aussagen des Arktis-Klima-Reports (ACIA, *Arctic Climate Impact Assessment*) [Hassol, 2004; Zetsche u. a., 2005]. Das Erscheinungsbild der Arktis ist geprägt von Schnee und Eis. Arktische Land- und Meeresoberflächen werden zu einem Großteil davon bedeckt, insbesondere die Hocharktis. Südlich schließt sich an die Hocharktis die Tundra an, baumlose Ebenen über dauerhaft gefrorenem Boden. Diese gehen über in die bewaldete Subarktis, die sogenannten borealen Wälder (Taiga). Weitere charakteristische Eigenschaften der Arktis sind Trockenheit, ein tiefer Sonnenstand im Sommer und keine Sonne im Winter. Ein Großteil der einfallenden Sonnenstrahlung wird aufgrund der Abstrahlung durch Eis und Schnee an der Erdoberfläche reflektiert. Dieser Prozess ist sehr wichtig, da er nachhaltig den Strahlungshaushalt der Erde beeinflusst und die Erde vor einem übermäßigen Erhitzen bewahrt [Olbers, 2002]. Die fortschreitende Erwärmung in der Arktis ist u. a. messbar durch die schwindende Ausdehnung und Dicke des Land- und Meereises. Verringern sich die Eiskappen aufgrund des sich verändernden Klimas, so sind sie ein Indiz dafür, dass sich die Temperaturen erhöhen und weniger Strahlung als bisher reflektiert und mehr Strahlung von Wasser und Erde absorbiert wird, wodurch wiederum die regionale und globale Erwärmung angetrieben wird. Das Eis reflektiert momentan noch 80 % der einfallenden Sonnenstrahlen und ist somit Regulator der Erdtemperaturen. Darüber hinaus regelt das Eis den Austausch von Wärme und Feuchtigkeit zwischen Meeresoberfläche und Atmosphäre und beeinflusst somit auch die Meeresströmungen und die Verdunstung.

Die jährliche Meereisbedeckung hat in den letzten 30 Jahren einen Rückgang von 8 % erfahren. Prognostiziert wird eine Abnahme von bis zu 50 % bis ins Jahr 2100. Ebenfalls hat sich in den letzten 50 Jahren die Durchschnittstemperatur der Luft um bis zu 4 °C erhöht. Folgende Klimatrends lassen sich für die Arktis zusammenfassen [Hassol, 2004]:

1. Steigende Temperaturen
2. Schmelzende Gletscher
3. Schmelzende Grönländische Eiskappe
4. Abnehmende Schneedecke
5. Zunehmende Niederschläge
6. Tauender Permafrost
7. Rückzug des Sommer-Meereises
8. Schwindendes See- und Flusseis
9. Steigende Abflussmengen der Flüsse
10. Veränderung des Salzgehaltes des Ozeans
11. Ansteigender Meeresspiegel.

Für viele Regionen der Erde ist es von grundlegender Bedeutung, wie sich das Klima in den nächsten Jahrzehnten verändern wird. Aus diesem Grund ist es sehr wichtig, anhand realistischer Modellszenarien frühzeitig sichere Aussagen über die Entwicklung des Klimas, der einzelnen Einflussfaktoren und der resultierenden Ereignisse treffen zu können. Die Beobachtungen sogenannter Klimafaktoren, wie z. B. die sich ändernden Süßwassereinträge durch Flüsse in den Ozean und der Salzgehalt des Ozeans sind somit ein wichtiger Schritt zur frühzeitigen Analyse von Klimaänderungen.

Nach Benthack und Klostermann [2005] sowie Jacobeit [2007] gibt es neben der durch den Menschen verursachten Erwärmung auch natürliche Faktoren, die das Klima auf Zeitskalen von Jahren und Jahrzehnten ändern können. Hierzu zählen unter anderem Schwankungen der solaren Energie, große Vulkanausbrüche und natürliche Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Ozean, die auch zyklisch sein können. Diese natürlichen Faktoren können die Richtung der vorherrschenden Winde, die Stärke von Sturmsystemen, die Schneemenge und die Meereisausdehnung beeinflussen. Im Folgenden werden zwei Beispiele natürlicher Klimaänderungen auf kurzen Zeitskalen vorgestellt:

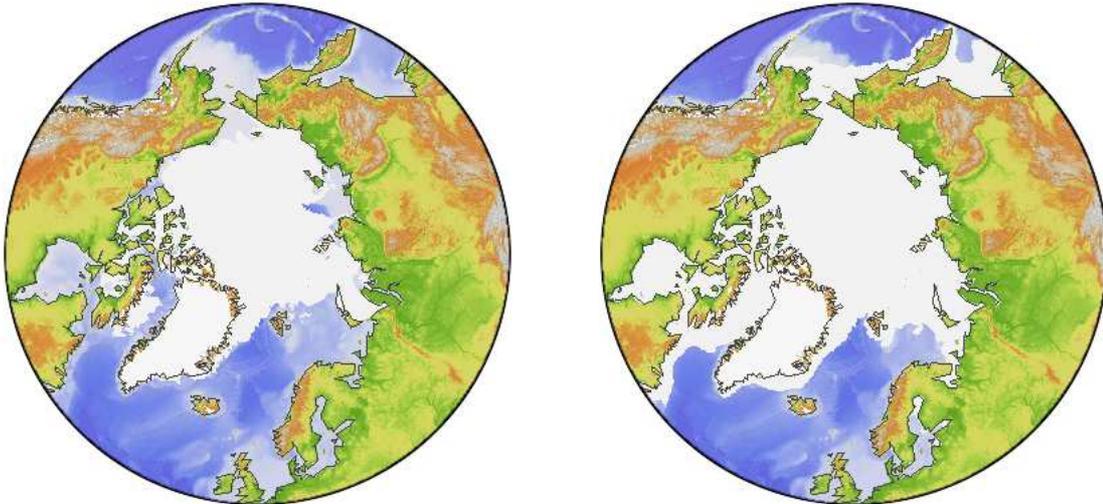
**Dansgaard-Oeschger-Zyklen** Die Dansgaard-Oeschger-Zyklen sind abrupte Klimaänderungen durch sprunghafte Änderungen der Meeresströmung im Nordatlantik [Rahmstorf und Schellnhuber, 2006]. Große warme Wassermengen werden in den nördlichen Atlantikraum gebracht und verursachen ein teilweise mildes Klima. Während der Eiszeit stand die Atlantikströmung immer wieder auf der Kippe und sprang zwischen zwei verschiedenen Strömungsmustern hin und her.

**Heinrich-Ereignisse** Die Heinrich-Ereignisse können in unregelmäßigen Abständen von mehreren 1000 Jahren die Atlantikströmung kurzzeitig komplett zum Erliegen bringen und damit zu einer Abkühlung in den mittleren Breiten führen [Rahmstorf und Schellnhuber, 2006]. Rahmstorf und Schellnhuber [2007] vermuten, dass Bruchstücke des nordamerikanischen Kontinentaleises durch die Hudson-Straße ins Meer gerutscht sind. Ursache hierfür könnten Instabilitäten des mehrere 1000 m dicken Eispanzers sein. Nachweisbar sind die Heinrich-Ereignisse in Sedimentdaten. Diese Sedimente müssen von den schmelzenden Eisbergen herab auf den Meeresboden gefallen sein, denn die Steine sind zu schwer, um vom Wind transportiert worden zu sein.

### 2.3 Arktischer Ozean

Der Arktische Ozean, auch Nordpolarmeer genannt, ist der kleinste Ozean der Erde mit einer Fläche von  $\sim 12,26$  Mio.  $\text{km}^2$ . Etwa 71 % der Erde sind von Meeren bedeckt. Nach Prange [2003] beträgt das Volumen des Arktischen Ozeans nur 1,5 % des Gesamtvolumens aller Ozeane, in ihn erfolgen aber  $\sim 10$  % des weltweiten kontinentalen Süßwassereintrages (Niederschlag, Flusssysteme, Meere).

Der Arktische Ozean liegt komplett innerhalb des Nordpolarkreises (Abbn. 2.1 und 2.2). Zu einem großen Teil ist er ganzjährig mit variablem Seeis bedeckt (Abb. 2.3) und fast vollständig von Kontinenten und Inseln eingeschlossen. Aufgrund der Größe des Arktischen Ozeans und der fast geschlossenen Struktur haben kontinentale Süßwassereinträge einen entscheidenden Einfluss auf ozeanische Massensignale. Lokal kann es zu großen Änderungen des Salzgehaltes kommen und damit zu sterischen Höhenanomalien [Dobslaw, 2007]. Auch

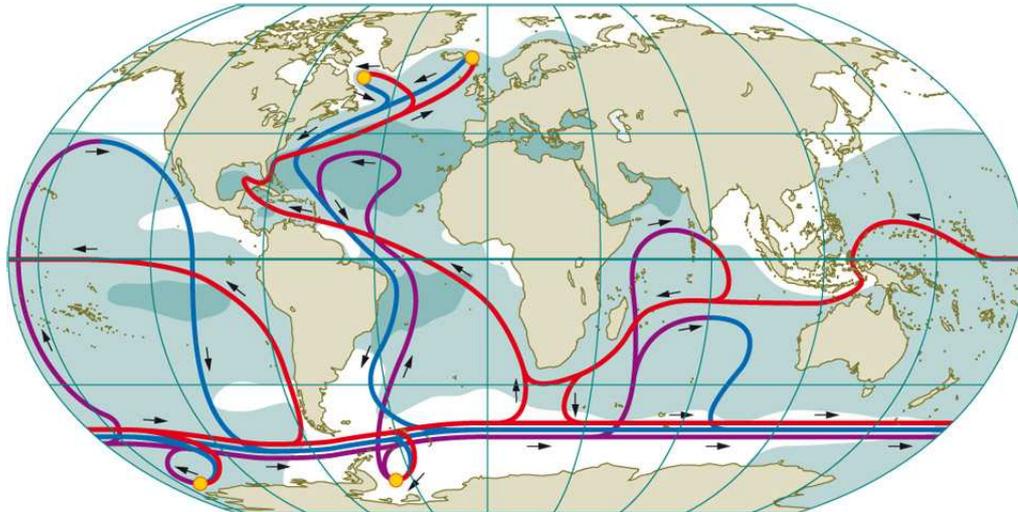


**Abbildung 2.3:** Arktischer Ozean mit der Meereisbedeckung im Sommer, August 1999 (links) und im Winter, Februar 1999 (rechts) (Quelle: UNEP/GRID-Arendal, *National Ice Center, Hemispheric ice*, NOAA).

aus diesem Grund ist der Süßwassereintrag in den Arktischen Ozean eine Komponente von großem Interesse und sollte so genau wie möglich bestimmt werden.

Eine Verbindung zu den großen Ozeanen gibt es nur über kleine Nebenmeere (Beringstraße, Baffinbai, Barentssee) [Lozán u. a., 2006] (vgl. Abb. 2.1). Da diese Nebenmeere alle sehr flache Gewässer sind, ist der Wasseraustausch zwischen dem Arktischen Ozean und den angrenzenden Meeren sehr gering. Dennoch befindet sich hier der Antriebsmotor der globalen ozeanischen Zirkulation. Der wichtigste Wasseraustausch findet mit dem Nordatlantik über die 2,5 km tiefe Framstraße statt. Die Thermohaline Zirkulation (Abb. 2.4) ist der Teil der ozeanischen Zirkulation, welche aufgrund von Dichteunterschieden des Wassers angetrieben wird [Zetsche u. a., 2005]. Durch Wärme- und Süßwasserflüsse an der Meeresoberfläche und in größeren Tiefen entstehen aufgrund der Vermischung von Wärme (thermo) und Salz (halin) Meeresströmungen [Rahmstorf, 2006]. Es ist ein globaler ozeanischer Kreislauf in Form eines „Förderbandes“ mit einer Umlaufperiode von ca. 1000 Jahren [Lozán u. a., 2006]. Durch die Bildung von Meereis im Arktischen Ozean wird das umgebende Meerwasser mit Salz angereichert und kühlt ab. Das kalte salzhaltige und damit schwerere Wasser sinkt im Norden (Tiefenwasserbildung im Nordatlantik, in der Grönlandsee und in der Labradorsee) ab (Konvektion = Absinken in Folge von Dichteunterschieden [Olbers, 2002]) und führt dazu, dass warmes Wasser aus dem äquatorialen Bereich nachgezogen wird [Rahmstorf, 2006] (Advektion = Transport als Folge der Strömungen [Olbers, 2002]). Diese Ausgleichsströmung führt über den Golf-Strom und den Nordatlantikstrom in die Norwegische See und die Barentssee und damit ins Nordpolarmeer, wo das Wasser sich wieder abkühlt und der Prozess von Neuem beginnt.

Der Nordatlantikstrom, eine Verlängerung des Golf-Stromes, kann durch Änderungen der Temperaturen erheblich beeinträchtigt werden [Zetsche u. a., 2005]. Die Konsequenzen für Mittel- und Nordeuropa wären enorm, da der Nordatlantikstrom dort für mildes Klima sorgt. Wenn sich der Nordatlantikstrom abschwächt, wird weniger warmes Wasser in den Norden transportiert und weniger kaltes Wasser in den Süden. Das Klima in den nördlichen



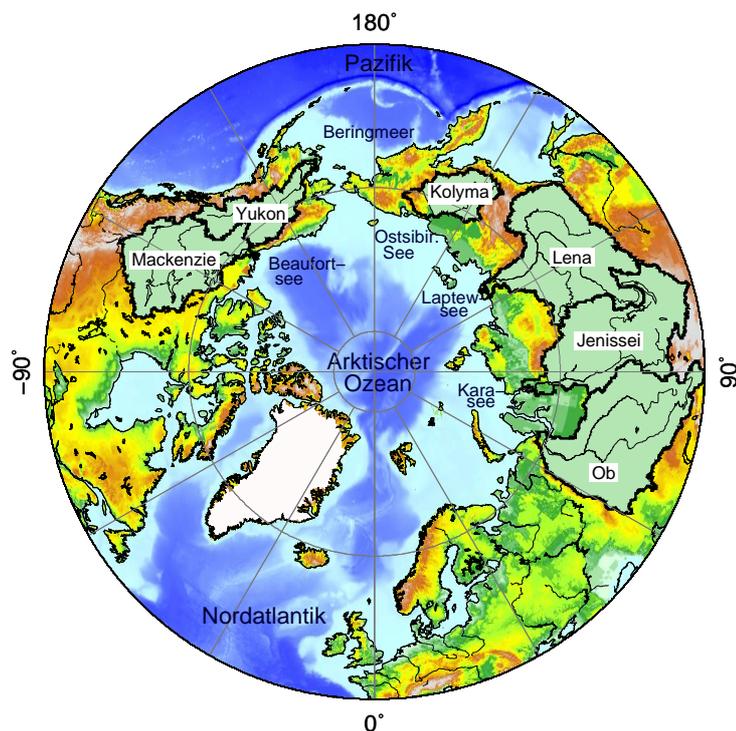
**Abbildung 2.4:** Vereinfachte Darstellung der globalen Thermohalinen Zirkulation (Globales Förderband) nach WOR [2010]: In Rot sind die Strömungen des warmen, salzarmen Oberflächenwassers (polwärts), in Blau die Strömungen des kalten, salzreichen Wassers in mittleren Tiefen (Richtung Äquator) und in Lila die Bodenströmungen (Tiefenwasser) dargestellt. Die gelben Punkte kennzeichnen die Konvektionsgebiete, d. h. die Antriebsgebiete, in denen kaltes, salzreiches Wasser absinkt, damit warmes Oberflächenwasser aus den Äquatorgebieten nachzieht und somit die Strömungsvorgänge antreibt. Die dunklen Flächen sind Gebiete mit einem hohen Salzgehalt, die weißen Flächen solche mit einem niedrigen Salzgehalt.

Regionen Europas würde sich deutlich abkühlen. Hinzu kommt, dass nach Benthack und Klostermann [2005] die Tropen überhitzen könnten, wenn kein Wärmetransport mehr in den Norden erfolgt. Nach Lozán u. a. [2006] wird, basierend auf verschiedenen Modellrechnungen, eine Abschwächung der Zirkulationen im Atlantik von bis zu 50 % prognostiziert. Ein komplettes Erliegen des Nordatlantikstroms wird aber als eher unwahrscheinlich angesehen.

## 2.4 Arktische Flusssysteme

Die Antriebe der ozeanischen Zirkulationen, welche zeitlich nicht konstant sind, erfolgen aufgrund des Austausches von Impuls, Wärme- und Süßwasser mit der Atmosphäre und durch die Süßwasserabflüsse von den Kontinenten in den Ozean [Olbers, 2002]. In Abbildung 2.5 sind die größten sibirischen und nordamerikanischen Flusssysteme (Ob, Jenissei, Lena, Kolyma, Mackenzie und Yukon) grafisch dargestellt. Eine Zusammenfassung der wichtigsten Parameter wie Länge, Einzugsgebiet und mittlerer jährlicher Abfluss erfolgt in Tabelle 2.1. Nach Prange [2003] beträgt der gesamte Flusswassereintrag ins Nordpolarmeer für ein Jahr zwischen  $2500 \text{ km}^3$  und  $3500 \text{ km}^3$ .

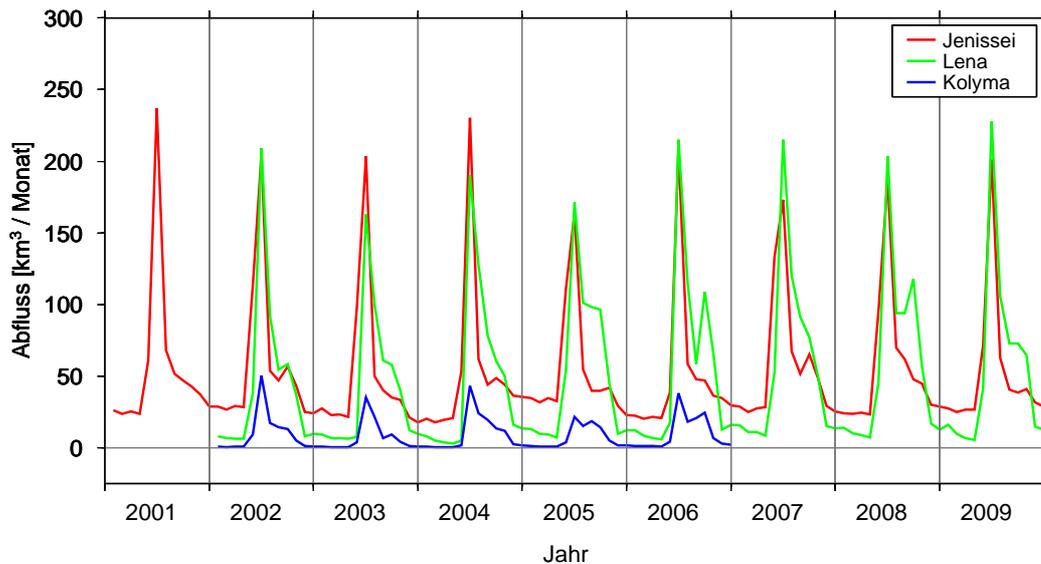
Während des langen Winters ist der Süßwassereintrag durch die Flüsse in den Arktischen Ozean sehr klein. Im Frühjahr hingegen erreichen die Abflüsse extrem hohe Werte innerhalb sehr kurzer Zeit. Da das Eis aufbricht und anfängt zu schmelzen, werden große Mengen an Eis und Wasser in den Arktischen Ozean transportiert. In Abbildung 2.6 ist der zeitlich variable Wasserstand von Jenissei, Lena und Kolyma für die Jahre 2001 bis 2009 beispielhaft dargestellt. Nach Grabs u. a. [2000] ist die große jährliche Variabilität kennzeichnend für die größten sibirischen und nordamerikanischen Flusssysteme.



**Abbildung 2.5:** Größte sibirische und nordamerikanische Flusssysteme: Ob, Jenissei, Lena und Kolyma in Sibirien, Mackenzie und Yukon in Nordamerika (Grenzen der Flusseinzugsgebiete: <http://www.wsag.unh.edu>, Letzter Zugriff: 09.11.2010). Die hellgrün hinterlegten Flächen wurden an die Flusseinzugsgebiete der Vergleichspegelreihen angepasst (Kapitel 3.4.4). (erstellt mit GMT)

**Tabelle 2.1:** Größte sibirische und nordamerikanische Flusssysteme: Die mittleren jährlichen Abflüsse wurden anhand der Vergleichspegelreihen ermittelt (Quelle der Vergleichspegelreihen und der Größenangaben der Einzugsgebiete: <http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu> bzw. <http://rims.unh.edu>, Letzter Zugriff am 23.02.2011).

Fluss	Ursprung	Einzugsgebiet [km <sup>2</sup> ]	Mündung	mittlerer jährlicher Abfluss [km <sup>3</sup> ]
<b>Sibirische Flusssysteme</b>				
Ob	Altai	2,95 Mio	Karasee	425 (2002-2008)
Jenissei	Sajanberge	2,44 Mio	Karasee	647 (2002-2008)
Lena	Baikalgebirge	2,43 Mio	Laptewsee	595 (2002-2008)
Kolyma	Tschersker Gebirge	0,53 Mio	Ostsibirische See	103 (1978-2000)
<b>Nordamerikanische Flusssysteme</b>				
Mackenzie	Slavensee	1,68 Mio	Beaufortsee	282 (1972-2000)
Yukon	Marsh Lake	0,83 Mio	Beringmeer	207 (2002-2007)



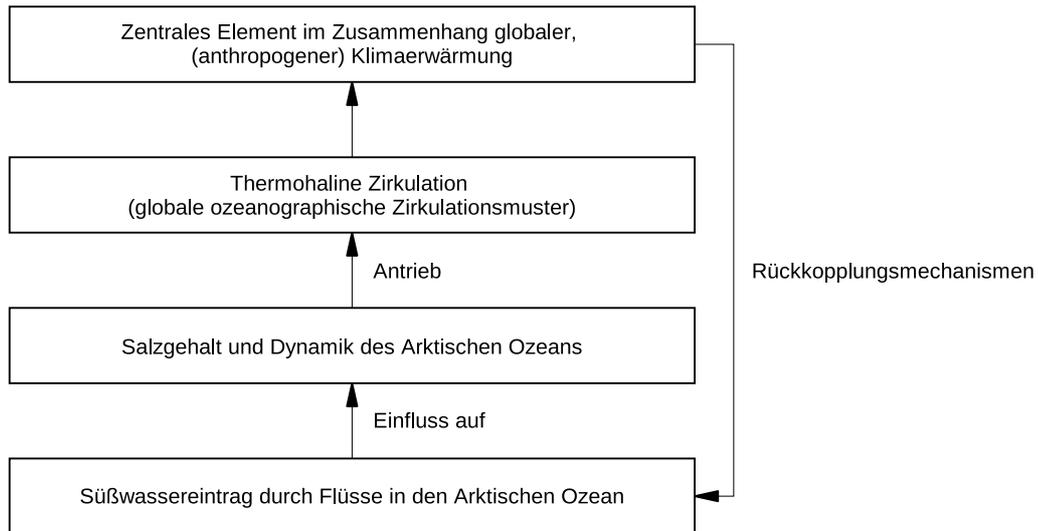
**Abbildung 2.6:** Monatlicher Abfluss für drei Pegellokationen: Jenissei (bei Igarka), Lena (bei Kusur) und Kolyma (bei Kolymskoje), Quelle: AWI Potsdam, W. Schneider, persönlicher Kontakt.

Der Abfluss der nördlichen Ströme in den Arktischen Ozean ist schwer bis gar nicht direkt bestimmbar [Maurer, 2004]. Bodengebundene Messverfahren können zwar kontinuierlich Wasserstände messen, die Datenbereitstellung ist aber nur punktweise für die einzelnen Messstationen möglich. Zudem ist die Messwertbeschaffung aufgrund des sehr kalten Klimas in den nördlichen Breiten schwierig und kostenintensiv, wodurch die vorliegenden Datenreihen immer wieder Lücken aufweisen [Maurer, 2004]. Andere Messmethoden, welche unabhängig vom Zugang ins Messgebiet sind, werden somit zwingend erforderlich. In den Abschnitten 3.1.4 und 3.2 werden Möglichkeiten zur Beobachtung von Massenänderungen aus dem Weltraum vorgestellt.

Wie ist die Rolle des Süßwassereintrages durch Flüsse in den Arktischen Ozean auf das globale Klimageschehen der Erde zu verstehen?

Die in den Arktischen Ozean mündenden größten sibirischen und nordamerikanischen Flusssysteme üben durch ihren Süßwassereintrag einen wichtigen Einfluss auf das ozeanographische Regime des Arktischen Ozeans aus [Prange und Gerdes, 1999], ein Sachverhalt, der insbesondere bei Szenarien möglicher Klimaänderungen zur Wirkung gelangt. Nach Berezovskaya u. a. [2004] ist der hydrologische Zyklus der arktischen Flusssysteme ein wichtiger Faktor nicht nur für das regionale, sondern auch für das globale Klimageschehen. Abbildung 2.7 veranschaulicht diesen Zusammenhang. Die Süßwassereinträge beeinflussen nachhaltig den Salzgehalt und die Dynamik des Arktischen Ozeans [Prange, 2003] und damit die globalen Zirkulationsmuster der Ozeane. Wie in Kapitel 2.3 erläutert, haben Änderungen der Thermohalinen Zirkulation Folgen für das globale Klimageschehen.

Nach Stein [1998] ist der Süßwassereintrag der Flusssysteme zudem grundlegend für die Bildung der 200 m dicken salzarmen Schicht des zentralen Arktischen Ozeans und für die Bildung von Meereis im Bereich der arktischen Schelfe. Wenn salzfreies Flusswasser an der Küste ins Meer strömt, bilden sich aufgrund der Vermischung mit Meerwasser relativ



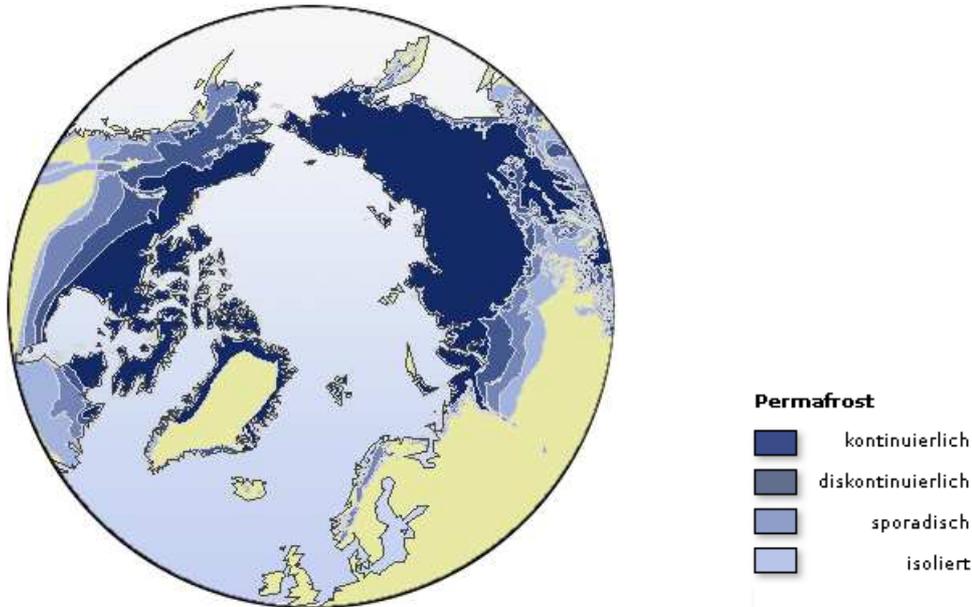
**Abbildung 2.7:** Schematische Darstellung der Rolle des Süßwassereintrages durch Flüsse in den Arktischen Ozean auf das globale Klimageschehen der Erde.

salzarme, leichte Wassermassen [Prange, 2003]. Durch den Dichteunterschied zum umgebenden Meerwasser wird unter Einwirkung der Coriolis-Kraft eine barokline Strömung erzeugt, welche entlang der Küste verläuft. Inwieweit die Süßwasserzufuhr die Bildung des Meereises direkt bestimmt, ist noch immer nicht hinreichend untersucht. Bekannt ist, dass die Süßwassereinträge einen Einfluss auf die Strömungen im Arktischen Ozean haben, somit die lokalen und globalen Zirkulationsmuster beeinflussen und damit auch ein bestimmender Faktor für das globale Klimageschehen sind.

## 2.5 Dauerfrostboden

Mit Dauerfrostboden (Permafrost) wird der Boden bezeichnet, der seit mindestens zwei aufeinanderfolgenden Jahren dauerhaft gefroren ist, d. h. dessen Temperaturen unter  $0^{\circ}\text{C}$  geblieben sind [Hassol, 2004]. Die Tiefe des permanent gefrorenen Bereiches kann bis zu mehrere hundert Meter betragen. In Teilen Sibiriens werden Tiefen von bis zu 1500 m erreicht. Das kontinentale Permafrostgebiet wird nach Hassol [2004] in drei Kategorien untergliedert, die kontinuierliche Permafrostzone (PFZ) (gesamtes Gebiet von Permafrost bedeckt), die diskontinuierliche PFZ (10 % bis 90 % des Gebietes mit Permafrost bedeckt) und die sporadische PFZ (Permafrost tritt nur vereinzelt auf). Darüber hinaus gibt es Gebiete mit isoliertem Permafrost, in denen dieser nur punktwise und stark vereinzelt auftritt und die Böden weniger tief gefroren sind. Eine Zusammenfassung der verschiedenen Permafrostformen gibt Abbildung 2.8. Die Einzugsgebiete von Ob und Jenissei sind nur teilweise durch Permafrost geprägt (Ob bis zu 10 % [Yang u. a., 2004b] und Jenissei bis zu 55 % [Yang u. a., 2004a]), wohingegen das Einzugsgebiet der Lena fast vollständig von Permafrost beeinflusst ist (bis zu 93 % [Yang u. a., 2002]).

Die oberste Permafrostschicht wird als aktive Schicht bezeichnet, da hier im Sommer der Boden 0,5 bis 1,5 m tief auftauen kann und im Winter wieder gefriert. Zhang u. a. [2005] ermittelten für die Bereiche der Flüsse Ob, Jenissei und Lena Auftautiefen von bis zu 2,3 m. Durch das Auftauen des Permafrostes werden verschiedene Klimagase (u. a. Methan und



**Abbildung 2.8:** Unterteilung der Permafrostgebiete in der Arktis, (Quelle: UNEP/GRID-Arendal, *Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions, Version 1.0.*, *The International Permafrost Association, 1998, National Snow and Ice Data Center*).

Kohlendioxid) freigesetzt [Zetsche u. a., 2005]. Diese Gase haben einen zusätzlichen Einfluss auf die globale Erwärmung, sollen aber nicht Bestandteil dieser Arbeit sein. Darüber hinaus taut auch das im Boden gefrorene Wasser. Es kann sich entweder auf der unterirdischen Permafrostgrenze (Grenze zwischen aktiver und passiver Schicht) absetzen, es kann aber auch oberflächlich Seen bilden oder in die Atmosphäre verdunsten. Da dieser Prozess erst in den letzten Jahren immer mehr an Bedeutung gewonnen hat, sind hier noch keine ausreichenden Studien durchgeführt worden.

Der Permafrost spielt eine nicht unbedeutende Rolle für diese Arbeit. Erst seit wenigen Jahren wird das permanent tiefere Auftauen des Dauerfrostbodens aufgrund der sich ständig erwärmenden Temperaturen vermutet und teilweise auch beobachtet. Fraglich ist, in welcher Größenordnung das Auftauen zu einer Änderung der Massen vor Ort führt. Zu vermuten ist, dass sich ein Langzeittrend aus dieser Entwicklung ergeben wird, der mit Hilfe von Satelliten beobachtet werden kann.

## 3 Grundlagen

### 3.1 Das Erdschwerefeld

Alle Massen, die sich innerhalb, auf und über der Erdoberfläche befinden, haben neben der Erdrotation einen direkten Einfluss auf das Schwerefeld der Erde. Ebenso wirken sich zeitliche und räumliche Änderungen der Massenverteilung, u. a. innerhalb der Ozeane, der Atmosphäre und der Hydrosphäre, auf das Schwerefeld aus, d. h. sie führen zu Änderungen im Erdschwerefeld. Folglich bedeutet dies, dass Änderungen im Erdschwerefeld vorwiegend auf Änderungen in der Massenverteilung der Erde zurückzuführen sind. Aus diesem Grund kommt der Beobachtung von Erdschwerefeldänderungen eine große Bedeutung zu, wobei das äußere Schwerefeld eine grundlegende Rolle in der Geodäsie spielt [Torge, 2003].

#### 3.1.1 Mathematische Beschreibung

In der Geodäsie wird zwischen den Begriffen Schwere und Gravitation unterschieden [Rummel, 2007]. Die Schwere  $\mathbf{g}$  (Schwerebeschleunigung) ist die Resultierende aus der Gravitation  $\mathbf{b}$  (Gravitationsbeschleunigung) und der Zentrifugalbeschleunigung  $\mathbf{z}$ , verursacht durch die Rotation der Erde [Torge, 2003].

$$\mathbf{g} = \mathbf{b} + \mathbf{z} \quad (3.1)$$

Die Gravitation kann mit Hilfe des Newton'schen Gravitationsgesetzes beschrieben werden, welches besagt, dass zwei punktförmige Massen  $m_1$  und  $m_2$  mit der Gravitationskraft  $\mathbf{F}$  angezogen werden. Es gilt

$$\mathbf{F} = -G \frac{m_1 m_2}{l^2} \frac{\mathbf{l}}{l}, \quad (3.2)$$

wobei  $G$  die Gravitationskonstante mit  $6,673 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$  und  $l$  den Abstand beider Punktmassen beschreiben. Die Gravitationsbeschleunigung  $\mathbf{b}$  ergibt sich, wenn für den Aufpunkt die Einheitsmasse eingeführt wird:

$$\mathbf{b} = -G \frac{m}{l^2} \frac{\mathbf{l}}{l} \quad (3.3)$$

Die Darstellung des Gravitationsfeldes vereinfacht sich, wenn von der Vektorgröße „Beschleunigung“ auf die skalare Größe „Potential“ übergegangen wird:  $\mathbf{b} = \text{grad} V$ . Für eine Punktmasse ergibt sich das Gravitationspotential zu

$$V = \frac{GM}{l} \quad (3.4)$$

und für die gesamte Erde mit einer unendlichen Anzahl differentieller Massenelemente  $dm$  und der Dichte der Erde  $\rho$  sowie dem Volumenelement  $dv$  zu

$$V = G \iiint_{\text{Erde}} \frac{dm}{l} = G \iiint_{\text{Erde}} \frac{\rho}{l} dv. \quad (3.5)$$

In Analogie zu Gleichung 3.1 stellt Gleichung 3.6 den Zusammenhang zwischen Schwerepotential  $W$ , Gravitationspotential  $V$  und Zentrifugalpotential  $Z$  in einem erdfesten, geozentrischen Bezugssystem mit den kartesischen Koordinaten  $(x, y, z)$  dar.

$$W(x, y, z) = V(x, y, z) + Z(x, y, z) \quad (3.6)$$

Da die z-Achse mit der Drehachse der Erde zusammenfällt, ist die Berechnung des Zentrifugalpotentials allein abhängig vom Abstand  $p = \sqrt{x^2 + y^2}$  von der Rotationachse der Erde und der als konstant angenommenen Winkelgeschwindigkeit  $\omega = 7,292115 \cdot 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$  [Torge, 2003]:

$$Z = \frac{\omega^2}{2} p^2 \quad (3.7)$$

Die Winkelgeschwindigkeit und damit die Zentrifugalkraft sind sehr genau bestimmt und werden somit als bekannt vorausgesetzt [Scheinert, 1996]. Dementsprechend lässt sich die Bestimmung der Schwere auf die Bestimmung der Gravitation reduzieren. Weiterhin nehmen die Satelliten nicht an der Erdrotation teil, weshalb unter der Bestimmung des Schwerefeldes aus Satellitendaten (Schwerefeldmodellierung) stets die Bestimmung allein des gravitativen Effektes zu verstehen ist. Somit wird im Folgenden nur noch das Gravitationspotential betrachtet.

### 3.1.2 Kugelfunktionen

Da die Verteilung der Dichte innerhalb der Erde nicht bekannt ist, kann das Gravitationspotential  $V$  nicht mit Hilfe des Newton'schen Gravitationsgesetzes nach Gleichung 3.5 berechnet werden. Unter der Voraussetzung, dass das Gravitationspotential im Außenraum der Erde und deren erste und zweite Ableitungen stetige, endliche und eindeutige Funktionen sind, ist es möglich,  $V$  als Lösung der Laplace'schen Differentialgleichung in eine konvergierende Reihe zu entwickeln [Torge, 2003]. Die Herleitung der Kugelfunktionskoeffizienten erfolgt aus der Reihenentwicklung des reziproken Abstandes  $1/l$  zwischen dem Aufpunkt  $P$  und dem Quellpunkt  $P'$ :

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{r'}{r} \right)^n P_n(\cos \psi) \quad (3.8)$$

Die  $P_n(\cos \psi)$  sind die Legendre'schen Polynome, abhängig vom Zentriwinkel  $\psi$  zwischen den Richtungen zu den Punkten  $P$  und  $P'$ . Das Einsetzen der Kugelfunktionsentwicklung 3.8 in das Volumenintegral aus Gleichung 3.5 ergibt [Torge, 2003]:

$$V = \sum_{n=0}^{\infty} V_n = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{Y_n(\theta, \lambda)}{r^{n+1}} \quad (3.9)$$

Die Werte  $V_n$  bezeichnen dabei die räumlichen Kugelfunktionen, welche eine lineare Kombination der Kugelflächenfunktionen  $Y_n$  sind. Die Bestimmung der Koeffizienten von Kugelflächenfunktionen auf der Kugel entspricht der harmonischen Analyse einer Zeitreihe durch Bestimmung ihrer Fourierkoeffizienten. Gleichung 3.9 ist eine Lösung der Laplace'schen Differentialgleichung und damit eine harmonische Funktion. Mit der Einführung der großen Halbachse  $a$  des Erdellipsoids und der dimensionslosen Kugelfunktionskoeffizienten (KFK)  $C_{nm}$  und  $S_{nm}$  wird die Kugelfunktionsentwicklung des Gravitationspotentials darstellbar:

$$V = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left( \frac{a}{r} \right)^n (C_{nm} \cos(m\lambda) + S_{nm} \sin(m\lambda)) P_{nm}(\cos \theta), \quad (3.10)$$

wobei  $n$  den Grad und  $m$  die Ordnung der Kugelfunktionsentwicklung,  $\theta$ ,  $\lambda$  und  $r$  die Kugelkoordinaten des Punktes  $P = P(\theta, \lambda, r)$  und  $M$  die im Massenschwerpunkt der Erde

konzentrierte Erdmasse (für  $n = 0$ ) beschreiben. Die  $P_{nm}$  sind die assoziierten Legendre'schen Polynome und die KFK sind Maßzahlen für die räumliche Verteilung der Masse der Erde. Es kann ihnen eine geometrische Bedeutung als Abweichung von einer Kugel (Kugelpotential) zugeschrieben werden [Seeber, 1989]. Alle KFK mit  $m = 0$  werden als zonale, alle KFK mit  $m = n$  als sektorielle und alle KFK mit  $n \neq m$  und  $m \neq 0$  als tesserales Kugelfunktionskoeffizienten bezeichnet. Eine ausführliche Darstellung geben z. B. Heiskanen und Moritz [1967] sowie Torge [2003]. Zur Vereinfachung wird das Gravitationspotential in einen bekannten Referenzteil und einen unbekanntes Rest, das Störpotential  $T$ , zerlegt. Der bekannte Referenzteil wird auch als Normalpotential bezeichnet und entspricht dem Potential eines Niveausphäroids als Approximation für das wahre Gravitationspotential. Das Normalpotential ist als mathematisches Modell bekannt, so dass nur das Störpotential bestimmt werden muss. Die Koeffizienten  $\delta C_{nm}$  und  $\delta S_{nm}$  sind die KFK als Abweichung vom Normalpotential.

$$T = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^n (\delta C_{nm} \cos(m\lambda) + \delta S_{nm} \sin(m\lambda)) \tilde{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (3.11)$$

Die  $\tilde{P}_{nm}$  sind die normalisierten assoziierten Legendre'schen Funktionen, welche zur Vereinfachung der Berechnungen eingeführt werden:

$$\tilde{P}_{nm}(\cos \theta) = \sqrt{k(2n+1) \frac{(n-m)!}{(n+m)!}} P_{nm}(\cos \theta) \quad \text{mit} \quad k = \begin{cases} 1 & \text{für } m = 0 \\ 2 & \text{für } m \neq 0 \end{cases} \quad (3.12)$$

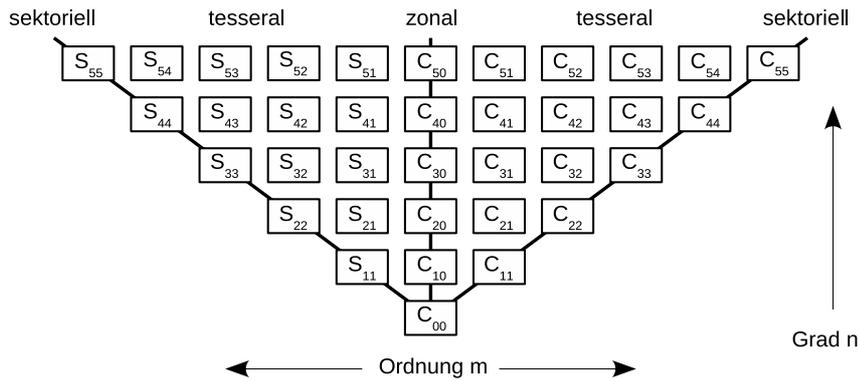
Das globale Schwerefeld der Erde wird gewöhnlich durch das Geoid beschrieben, welches die Äquipotentialfläche des Schwerefeldes der Erde definiert, die mit dem mittleren Meeresspiegel der Ozeane zusammenfällt [Wahr u. a., 1998; Torge, 2003]. Die gebräuchlichste Form ist die Geoidundulation  $N$ , welche sich mit sphärischer Approximation aus der Beziehung  $N = T/\gamma$  mit  $\gamma = GM/r^2$  ergibt [Heiskanen und Moritz, 1967]. Die Kugelfunktionsentwicklung des Geoids kann dann folgendermaßen angegeben werden:

$$N = r \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^n (\delta C_{nm} \cos(m\lambda) + \delta S_{nm} \sin(m\lambda)) \tilde{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (3.13)$$

Da die Geoidundulation zeitabhängigen Änderungen unterliegt, kann  $N$  auch als  $\Delta N$  angegeben werden, entweder als Änderung von einem Zeitpunkt zum nächsten oder als Änderung bezüglich eines definierten zeitlichen Mittelwertes. Die Änderungen  $\Delta N$  werden ebenfalls als Änderungen in den KFK  $\Delta C_{nm}$  und  $\Delta S_{nm}$  ausgedrückt.

$$\Delta N = r \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^n (\Delta C_{nm} \cos(m\lambda) + \Delta S_{nm} \sin(m\lambda)) \tilde{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (3.14)$$

Eine Möglichkeit der grafischen Darstellung der KFK bildet die sogenannte Dreiecksstruktur, welche die Koeffizienten geordnet nach Grad und Ordnung sowie getrennt nach  $C_{nm}$  und  $S_{nm}$  veranschaulicht (Abb. 3.1) [Rummel, 2007]. Mit Hilfe dieser Darstellung können Aussagen über die Größenordnung sowohl grad- und ordnungsabhängig als auch getrennt nach zonalen, tesseralen und sektoriellen KFK getroffen werden. Darüber hinaus besteht die Möglichkeit der Erkennung von Korrelationsstrukturen zwischen den einzelnen KFK (vgl. Abschnitt 4.5.3). Weiterhin können zur Betrachtung einzelner Geoidanteile in Abhängigkeit



**Abbildung 3.1:** Dreiecksstruktur der Kugelfunktionskoeffizienten, nach Rummel [2007]

von ihrer räumlichen Ausdehnung Gradvarianzen und Gradamplituden eingeführt werden. Die Gradvarianz ist die quadratische Summe aller KFK pro Grad  $n$ :

$$\sigma_n^2 = \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm}^2 + \Delta S_{nm}^2) . \quad (3.15)$$

Die Gradamplitude ergibt sich aus der Gradvarianz zu:

$$\sigma_n = \sqrt{\sigma_n^2} . \quad (3.16)$$

Die Multiplikation mit dem mittleren Erdradius  $R_E$  führt zur Geoid-Gradamplitude  $\sigma_{n,Geoid} = \sigma_n R_E$ , welche den Geoidanteil vom Grad  $n$  angibt. Die räumliche Varianz über die gesamte Erde ergibt sich durch Summation aller Gradvarianzen:

$$\sigma_{Erde}^2 = \sum_{n=0}^{\infty} \sigma_{n,Geoid}^2 \quad (3.17)$$

### 3.1.3 Ableitung von Massenvariationen aus Schwerefeldänderungen

In Anlehnung an Abschnitt 3.1.2 sind die Änderungen im Geoid nach Gleichung 3.14 durch die KFK  $\Delta C_{nm}$  und  $\Delta S_{nm}$  bestimmt und begründen sich auf Massenumverteilungen innerhalb, auf und außerhalb der Erde. Nach Gleichung 3.5 können Massenänderungen auch als Dichteänderungen  $\Delta\rho(\theta, \lambda, r)$  ausgedrückt werden. Die Variationen in den KFK können dann folgendermaßen beschrieben werden [Wahr u. a., 1998]:

$$\begin{aligned} \begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix} &= \frac{3}{4\pi a \rho_E (2n+1)} \iiint \Delta\rho(\theta, \lambda, r) \tilde{P}_{nm}(\cos\theta) \\ &\cdot \left(\frac{r}{a}\right)^{n+2} \begin{Bmatrix} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{Bmatrix} \sin\theta \, d\theta \, d\lambda \, dr \end{aligned} \quad (3.18)$$

Dabei beschreibt  $\rho_E$  die mittlere Dichte der Erde mit  $\sim 5517 \text{ kg/m}^3$ . Aufgrund der unbekannteren Dichteverteilung kann, wie in Abschnitt 3.1.2 erläutert, Gleichung 3.18 nicht direkt gelöst werden. Es wird die vereinfachende Annahme getroffen, dass die Dichteänderung  $\Delta\rho$  in einer dünnen Schicht (DS) an der Erdoberfläche konzentriert ist, d. h. die Schicht, in der

sich die Massenänderung vollzieht, ist im Vergleich zum Erdradius und zur Höhe der Satelliten vernachlässigbar klein. Somit kann die Flächendichteänderung  $\Delta\sigma$  eingeführt werden:

$$\Delta\sigma(\theta, \lambda) = \int_{DS} \Delta\rho(\theta, \lambda, r) dr \quad (3.19)$$

Sie wird in der Einheit  $[\text{kg}/\text{m}^2] = [\text{mm ws}]$  (Millimeter Wassersäule) angegeben. Die Änderung der KFK kann damit in Abhängigkeit von der Flächendichteänderung (direkter Effekt) und deren Auflasteffekt (indirekter Effekt)  $(1 + k'_n)$  ausgedrückt werden durch:

$$\begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix} = \frac{3(1 + k'_n)}{4\pi a \rho_E (2n + 1)} \iint \Delta\sigma(\theta, \lambda) \tilde{P}_{nm}(\cos\theta) \begin{Bmatrix} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{Bmatrix} \sin\theta d\theta d\lambda, \quad (3.20)$$

wobei  $k'_n$  für die 2. Auflast-Lovezahl steht, welche den Zusammenhang zwischen Auflast und Potentialeffekt beschreibt. In Analogie zu Gleichung 3.14 kann auch die Flächendichteänderung nach Kugelfunktionen entwickelt werden:

$$\Delta\sigma = a \rho_W \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (\Delta\hat{C}_{nm} \cos(m\lambda) + \Delta\hat{S}_{nm} \sin(m\lambda)) \tilde{P}_{nm}(\cos\theta) \quad (3.21)$$

Die Dichte des Wassers wird mit  $\rho_W = 1000 \text{ kg}/\text{m}^3$  eingeführt, so dass die KFK wieder dimensionslos sind. Die  $\Delta\hat{C}_{nm}$  und  $\Delta\hat{S}_{nm}$  sind die Koeffizienten bezüglich der Änderung in der Flächendichte, welche sich durch Gleichung 3.22 in Koeffizienten des Schwerefeldes (auch Stokes-KFK genannt) umwandeln lassen (und umgekehrt) [Wahr u. a., 1998].

$$\begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix} = \frac{3\rho_W}{\rho_E} K_n \begin{Bmatrix} \Delta\hat{C}_{nm} \\ \Delta\hat{S}_{nm} \end{Bmatrix} \quad (3.22)$$

$$\text{mit } K_n = \frac{1 + k'_n}{2n + 1} \quad (3.23)$$

Mit den Gleichungen 3.22 und 3.21 ist es möglich, direkt aus den Änderungen der Stokes-KFK der Schwerefeldmission GRACE Massenänderungen, konzentriert in einer dünnen Schicht an der Erdoberfläche, abzuleiten.

### 3.1.4 Satelliten zur Bestimmung des Erdschwerefeldes

Nach Seeber [1989] können im Rahmen der dynamischen Satellitengeodäsie aus den Satellitenbahnstörungen die KFK  $C_{nm}$  und  $S_{nm}$  abgeleitet werden. Das grundlegende Messprinzip beruht auf den Zusammenhängen zwischen Massenänderungen, Änderungen im Erdschwerefeld und den am Satelliten angreifenden Kräften. Ausgangspunkt aller Berechnungen im quasiinertialen System ist die Newton-Euler'sche Bewegungsgleichung 3.24, welche die am Satelliten angreifenden Kräfte  $\mathbf{F}_S$  mit den daraus resultierenden Beschleunigungen  $\ddot{\mathbf{r}}$  verknüpft [Reigber, 1989; Gruber und Flechtner, 2007].

$$m_S \ddot{\mathbf{r}} = \mathbf{F}_S \quad (3.24)$$

Die sogenannten Störkräfte  $\mathbf{F}_S$  setzen sich aus gravitativen und nichtgravitativen Anteilen zusammen:

$$\ddot{\mathbf{r}} = \frac{\mathbf{F}_S(t, \mathbf{r}, \dot{\mathbf{r}})}{m_S} = -\frac{GM}{r^3} \mathbf{r} + \mathbf{a}_g + \mathbf{a}_{ng} + \mathbf{a}_e \quad (3.25)$$

mit	
$\mathbf{r}, \dot{\mathbf{r}}, \ddot{\mathbf{r}}$	Orts-, Geschwindigkeits- und Beschleunigungsvektor bzgl. des raumfesten Koordinatensystems
$\mathbf{F}_s(t, \mathbf{r}, \dot{\mathbf{r}})$	Auf den Satelliten wirkende, zeitvariable Kräfte
$t$	Zeit
$m_S$	Masse des Satelliten
$-\frac{GM}{r^3}\mathbf{r}$	Zentralterm des äußeren Gravitationsfeldes der Erde (Keplerterm)
$\mathbf{a}_g$	Gravitative Beschleunigungen
$\mathbf{a}_{ng}$	Nichtgravitative Beschleunigungen
$\mathbf{a}_e$	Beschleunigungen aufgrund relativistischer Effekt und sonstige Restbeschleunigungen, um Unsicherheiten im Kräftemodell auszugleichen.

Der größte gravitative Effekt beruht darauf, dass die Erde nicht kugelförmig und nicht homogen ist. Weiterhin gibt es gravitative Effekte aufgrund von Sonne, Mond und anderen Planeten und durch die Erd- und Meeresgezeiten. Zudem bewirkt jede Massenumverteilung auf der Erde eine Änderung im Schwerfeld und damit einen gravitativen Effekt am Satelliten. Zu den nichtgravitativen Kräften, welche auch als Oberflächenkräfte bezeichnet werden, zählen die Atmosphärenreibung, der direkte Strahlungsdruck und der indirekte Strahlungsdruck der Sonne (Erdalbedo, der von der Erde reflektierte Anteil der Strahlung).

Die Lösung der Bewegungsgleichung erfolgt mittels Bahnintegration, wobei zwischen der nach Gauß benannten Randwertaufgabe und der nach Laplace benannten Anfangswertaufgabe unterschieden wird [Seeber, 1989]. Die Integration der gestörten Bewegungsgleichung 3.24 kann nach Seeber [1989] analytisch oder numerisch erfolgen: Bei der analytischen Bahnintegration ist es das Ziel, eine geschlossene Integration, unter Berücksichtigung aller angreifenden Kräfte, durchzuführen. In der Regel wird die Darstellung in Parameterform gewählt, z. B. als Kepler'sche Bahnparameter. Bei der numerischen Bahnintegration erfolgt die Berechnung aller angreifenden Kräfte explizit für eine bestimmte Satellitenposition. Ausgehend davon wird eine schrittweise Integration durchgeführt, d. h. es werden die Beschleunigungen direkt integriert. Eine ausführliche Beschreibung beider Methoden gibt u. a. Seeber [1998]. Die numerische Bahnintegration findet auch Anwendung bei der Prozessierung der GRACE-Daten. Im Abschnitt 3.2.2 wird darauf noch einmal genauer eingegangen.

Bis zum Jahr 2000 war es möglich, das statische Schwerfeld auf großen räumlichen Skalen bis zu einem Entwicklungsgrad von  $n = 40$  bis  $n = 70$  mit guter Genauigkeit aus der Kombination verschiedener Satellitenmissionen abzuleiten. Probleme bereiteten aber die hohen Flugbahnen, die inkonsistenten Beobachtungen und die unbestimmten nichtgravitativen Kräfte, welche nur teilweise mit Hilfe von Modellen als Korrekturwerte bereitgestellt werden konnten [Ilk u. a., 2005]. Zeitliche Variationen im Schwerfeld konnten nur bis zu einem Entwicklungsgrad von 4 bestimmt werden. Eine weitere Möglichkeit der Beobachtung des Erdschwerfeldes sind bodengebundene Messungen. Diese liegen aber lediglich an definierten Messpunkten vor und können nur in Kombination mit Satellitenbeobachtungen in eine globale Schwerfeldmodellierung eingebunden werden. Die Stärke der bodengebundenen Messungen liegt in der lokalen Schwerfeldbestimmung.

Die Bestimmung des Schwerfeldes aus dem Weltraum mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung erfordert Satelliten mit einer niedrigen Flugbahn und hoch empfindlichen Sensoren [Torge, 2003]. Ermöglicht wird dies durch das Messprinzip *Satellite-to-Satellite-*

**Tabelle 3.1:** Gegenüberstellung der drei Schwerefeldmissionen CHAMP, GRACE und GOCE nach Reigber u. a. [2003], Drinkwater u. a. [2003] und Flechtner u. a. [2005]. Bei den Messinstrumenten und den Messprinzipien lag der Fokus auf der Bestimmung des Erdschwerefeldes, so dass die Tabelle keiner Vollständigkeit entspricht. Zur Erklärung der Betreiber und Prozessierungszentren siehe Abkürzungsverzeichnis Seite vii ff. und Abschn. 3.2.

	CHAMP	GRACE	GOCE
Missionszeitraum und Betreiber	2000 - 2010 GFZ und DLR	2002 - (2015) NASA und DLR	2009 - (2013) ESA
Prozessierungszentren	GFZ	u. a. GFZ, CSR, JPL ITG, CNES, AIUB	EGG-C
Ziel	Statisches Schwerefeld	Statisches und zeitva- riables Schwerefeld	Statisches Schwerefeld Ozean
Starthöhe und Inklination	~454 km 87,3°	~500 km 89°	~250 km 96,5°
Messprinzip	1 Satellit, SST hl-Modus	2 Satelliten, SST ll-/hl-Modus	1 Satellit, Schwere- gradiometrie
Messinstrumente	Star-Akzelerometer  — GPS Black-Jack-Empfänger — — Sternsensoren —	SuperStar-Akzelerometer 2-Frequenz-K-Band- Entfernungsmessgerät	3-achsiges Schwere- gradiometer 12-Kanal- GPS-Empfänger
Status (Ende 2011)	inaktiv	aktiv	aktiv

*Tracking* (SST) und die Satelliten-Schweregradiometrie. Das SST beruht auf der Messung von Entfernungen und Entfernungsänderungen zwischen zwei Satelliten mittels Mikrowellensystemen. Das Ziel der Satelliten-Schweregradiometrie ist die Messung der Komponenten des Gravitations-Gradiententensors, d. h. der zweiten Ableitungen des Gravitationspotentials [Torge, 2003].

Mit Einführung der drei Schwerefeldmissionen CHAMP (*Challenging Minisatellite Payload*), GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) und GOCE<sup>3</sup> (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*) konnte die Schwerefeldbestimmung einen großen Schritt nach vorn machen. Tabelle 3.1 gibt einen Überblick über die drei Schwerefeldmissionen mit den wichtigsten Parametern. Mit CHAMP war es erstmals möglich, mit einer annähernd polaren Umlaufbahn (87,3°) und einer relativ niedrigen Bahnhöhe (anfangs ~454 km) das Erdschwerefeld zu vermessen und gleichzeitig mit einem 3-Komponenten-Akzelerometer (Beschleunigungsmessgerät) die nichtgravitativen Kräfte zu beobachten. Das grundlegende Messprinzip des SST beruht auf der Positionsbestimmung von CHAMP durch simultane Messung zu mindestens zehn hochfliegenden GPS-Satelliten (*Global Positioning System*) im sogenannten *high-low*-Modus (hl-Modus). Das statische Schwerefeld konnte im langwelligen Bereich erstmals allein aus Satellitendaten eines einzigen Satelliten mit hoher Genauigkeit (Schwerefeldauflösung bis Grad und Ordnung 50) bestimmt werden [Ilk

<sup>3</sup>www.goce-projektbuero.de

u. a., 2005]. Die globale Schwerefeldmodellierung konnte um Faktor 10 verbessert werden [Flechtner u. a., 2005]. Die Nachfolgemission GRACE besteht aus zwei Satelliten des CHAMP-Typs, die im gleichen polnahen Orbit (Inklination  $\sim 89^\circ$ ) mit einem Abstand von  $\sim 220$  km hintereinander herfliegen. Die kontinuierliche Messung des Abstandes und der Abstandsänderungen zwischen den beiden Satelliten im sogenannten *low-low*-Modus (ll-Modus) ermöglicht es, mit einer räumlichen Auflösung von mehreren hundert Kilometern zeitliche Schwerefeldänderungen zu detektieren. Die globale Schwerefeldmodellierung des statischen Schwerefeldes konnte mit GRACE um mindestens Faktor 100 gegenüber der Schwerefeldbestimmung vor dem Start der ersten Schwerefeldmission verbessert werden [Flechtner u. a., 2005]. Eine ausführliche Beschreibung der Mission erfolgt in Abschnitt 3.2. Die dritte Schwerefeldmission GOCE hat das Ziel, das statische Schwerefeld auf kurzen Wellenlängen so genau wie möglich zu bestimmen. Das Hauptmessgerät ist das Gradiometer, welches aus sechs dreiachsigen Beschleunigungsmessern besteht und die Schweregradienten in drei Achsrichtungen beobachten kann. Aufgrund der sehr kurzen Basislinien der Beschleunigungsmesser des Gradiometers kann nur ein bestimmter Wellenbereich mit hoher Genauigkeit detektiert werden. GOCE ist in Analogie zu CHAMP mit einem GPS-Empfänger ausgestattet, so dass auch der langwellige Anteil des Erdschwerefeldes bestimmt wird. Das Ziel ist die Schwerefeldauflösung bis zu Grad und Ordnung 300. GOCE fliegt in einer sonnensynchronen genähert kreisförmigen Bahn (Inklination  $96,5^\circ$ ) mit einer extrem niedrigen Bahnhöhe von anfänglich  $\sim 250$  km. In Abbildung 3.2 ist das zeitliche und räumliche Auflösungsvermögen der drei Satellitenmissionen in Anlehnung an Ilk u. a. [2005] dargestellt.

Eine weitere Möglichkeit der Bestimmung des Erdschwerefeldes mit Hilfe von Satelliten liefert die Nutzung der Geschwindigkeit  $v$  des Satelliten basierend auf der Anwendung des Energieintegrals:

$$E_M = \frac{v^2(t)}{2} - \int_{t_0}^t \mathbf{f}(t)v(t) dt = \text{const} \quad (3.26)$$

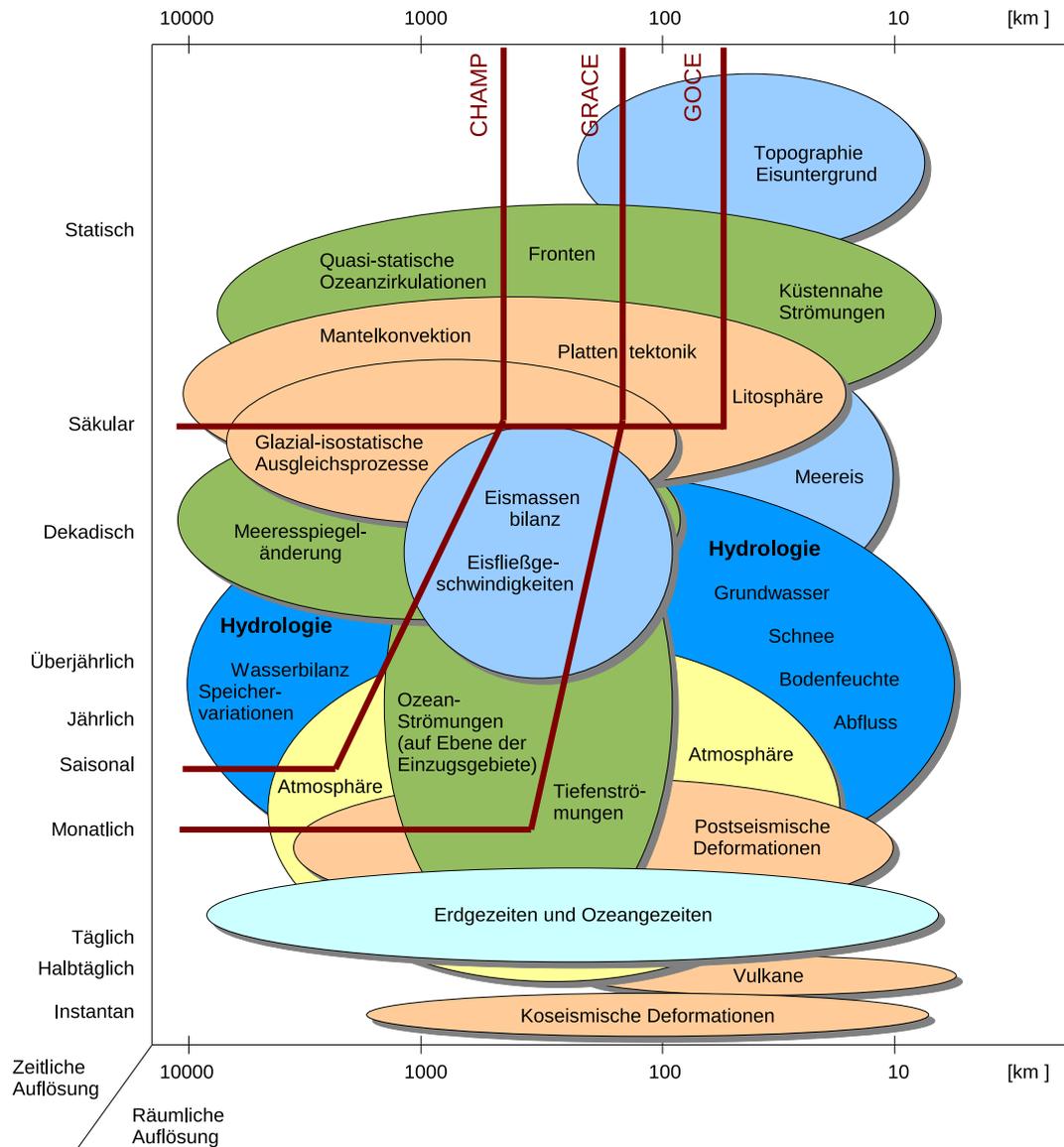
Der erste Term in Gleichung 3.26 beschreibt die kinetische Energie, der zweite Term die potentielle Energie. Auch bei einem gestörten Keplerproblem gilt Energieerhaltung, wenn die nichtgravitativen Störkräfte gesondert erfasst und reduziert werden. Der Anteil der Arbeit, welcher durch das konservative Gravitationsfeld der Erde verursacht wird, soll durch das Potential ausgedrückt werden [Mayer-Gürr, 2006]:

$$V = - \int_{t_0}^t \mathbf{f}(t)v(t) dt \quad (3.27)$$

Unter der Voraussetzung, dass das Potential in jedem Punkt des Bezugssystems zeitlich konstant ist, kann die Gleichung 3.27 gelöst werden [Mayer-Gürr, 2006]. Dies gilt nur für ein erdfestes, mitrotierendes Bezugssystem. Eine ausführliche Herleitung und Lösung des Energieintegrals gibt Mayer-Gürr [2006]. Weitere Möglichkeiten zur Bestimmung des Schwerefeldes aus Satellitenbahnstörungen geben Seeber [1989], Torge [2003], Beutler u. a. [2003], Mayer-Gürr [2006] und Ramillien u. a. [2011] an.

### 3.1.5 Massenvariationen

Viele Prozesse der Erde, wie z. B. die Zirkulationen im Ozean und in der Atmosphäre, schmelzendes Eis, Süßwasserabflüsse und Konvektionströmungen im oberen Mantel, unterliegen einer ständigen Veränderung aufgrund von Massentransport, Umverteilung und



**Abbildung 3.2:** Grafische Darstellung der räumlichen und zeitlichen Skalen verschiedener Massenvariationen innerhalb, auf und über der Erde: feste Erde (orange), Ozean (grün), Eis (hellblau), Hydrologie (dunkelblau), Atmosphäre (gelb). Die roten Linien veranschaulichen die räumliche und zeitliche Auflösung der Schwerfeldmissionen CHAMP, GRACE und GOCE (nach Ilk u. a. [2005]).

Austausch von Masse [Ilk u. a., 2005]. Die Variationen können auf verschiedenen zeitlichen Skalen von Stunden bis zu Jahrhunderten ablaufen. Ebenso ist die räumliche Ausdehnung in den einzelnen Subsystemen sehr unterschiedlich. Änderungen können von lokaler, regionaler und globaler Art sein. Abbildung 3.2 gibt einen Überblick über die räumlichen und zeitlichen Größenordnungen verschiedener Massenvariationen. Im Folgenden werden die für die Arbeit relevanten Massenvariationen, auch mit Blick auf die Schwerfeldmission GRACE, basierend auf Ilk u. a. [2005], kurz erläutert.

**Kontinentale Hydrologie** Die kontinentale Hydrologie ist ein Teil des komplexen globalen Wasserkreislaufs, wobei alle Wasserflüsse zwischen dem Land, dem Ozean, der Atmo-

sphäre und der Kryosphäre eng miteinander gekoppelt sind. Die Änderung des Wasserspeichers ist die Bilanz aus Niederschlag, Evapotranspiration und Abfluss. Die räumliche und zeitliche Änderung des kontinentalen Wasserspeichers ist bis heute auf großen Skalen nicht hinreichend genau bestimmbar. Verschiedene hydrologische Modelle liefern unterschiedliche Ergebnisse, so dass eine Kalibrierung und Validierung der Modelle erstrebenswert ist. Beobachtungen der Wasserspeicheränderungen, z. B. in der Bodenfeuchte und im Grundwasser, waren nur auf kleinen Skalen mittels punktwiser Messungen möglich. Weiterhin spielt die Zugänglichkeit ins Messgebiet eine entscheidende Rolle für die Messbarkeit der Größen und für die Dichte der vorliegenden Daten [Maurer, 2004]. Die Satellitenmission GRACE ermöglicht es, auf großen Skalen Änderungen im Wasserspeicher zu beobachten. Da aber allein aus den GRACE-Daten die Änderungen nicht in die einzelnen Wasserspeicherkomponenten aufgeteilt werden können, muss dennoch eine Kopplung mit bodengebundenen Messungen bzw. Modelldaten erfolgen. Beiträge, die sich mit der Bestimmung des kontinentalen Wasserspeichers aus GRACE-Daten beschäftigen, sind unter anderem Wahr u. a. [1998], Ramillien u. a. [2005], Strassberg u. a. [2007], Schmidt u. a. [2008], Swenson u. a. [2008b], Yirdaw u. a. [2008], Muskett und Romanovsky [2009] und Llovel u. a. [2010].

**Atmosphärische Variationen** Atmosphärische Modelle sind eine wichtige Grundlage für die Modellierung ozeanographischer Prozesse und hydrologischer Prozesse auf Land. Die wichtigsten Komponenten, welche als Antrieb für Modellierungen Verwendung finden, sind Niederschlag, Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und der Feuchtegehalt in der Luft nahe der Erdoberfläche. Massenänderungen in der Atmosphäre werden i. d. R., integriert über eine definierte Säule über der Erd- bzw. Ozeanoberfläche, als Änderungen des atmosphärischen Drucks angegeben. Die Gesamtmasse der Atmosphäre beträgt nach Torge [2003]  $\sim 0,88 \cdot 10^{-6}$  der Gesamtmasse der Erde. Dennoch darf bei der Bestimmung des Erdschwerefeldes aufgrund der erreichten Genauigkeiten der Schwerefeldmodellierung die Gravitation der Atmosphäre nicht vernachlässigt werden [Torge, 2003]. Die atmosphärischen Variationen sind durch Beobachtungen und Modelle hinreichend genau bekannt, so dass sie bei der Schwerefeldmodellierung aus Satellitenmessungen als Hintergrundinformationen eingeführt werden können [Velicogna u. a., 2001; Han u. a., 2004; Flechtner, 2007a; Zenner u. a., 2010].

**Ozeanische Variationen** Eine Einführung in ozeanische Strömungen wurde in Abschnitt 2.3 gegeben. Die Massenvariationen innerhalb des Ozeans sind sehr komplex und bis heute schwer mit einer global einheitlichen Genauigkeit zu modellieren. Somit werden Ozeanmodelle zwar als Hintergrundmodelle für die Schwerefeldmissionen genutzt [Flechtner, 2007a; Dobslaw, 2007], dennoch sollen die globalen Schwerefeldbeobachtungen für ein besseres Verständnis ozeanischer Massenumverteilungen [Chambers, 2006] und Zirkulationen [Janjic u. a., 2011], insbesondere im Arktischen Ozean, beitragen. Ein wichtiger Punkt sind hierbei die Süßwasserabflüsse (mit Schwerpunkt Arktischer Ozean, da hier der Einfluss am größten ist [Dobslaw, 2007]), welche mit Hilfe der GRACE-Daten auf Skalen der Flusseinzugsgebiete bestimmt werden können [Syed u. a., 2005; Syed u. a., 2007; Dobslaw und Thomas, 2007; Landerer und Dickey, 2010].

### **Eismassenbilanz, Meeresspiegeländerungen, isostatische Ausgleichsprozesse**

Mehr als 90 % des Süßwassers der Erde ist in Form von Eis auf Land gespeichert. Änderungen in den kontinentalen Eismassen haben einen entscheidenden Einfluss auf den globalen Meeresspiegel. Weiterhin führen die sich ändernden Eismassen zu Änderungen im Auflast-

effekt, welcher wiederum einen Anstieg oder eine Abnahme des (vordergründig lokalen) Meeresspiegels mit sich zieht. Auflasteffekte durch Eismassen ziehen sowohl eine elastische Reaktion der festen Erde (zeitnah) als auch eine viskoelastische Reaktion (auf Zeitskalen von mehreren Jahrtausenden) nach sich. Diese als isostatische Ausgleichsprozesse (GIA, *glacial isostatic adjustment*) bezeichneten Massenänderungen, insbesondere die aufgrund längst vergangener Eiszeiten wie in Fennoskandien und Kanada, sind noch immer ein wichtiger Punkt, wenn es um die Untersuchung von Meeresspiegeländerungen geht. Weiterhin soll der Effekt der GIA für hydrologische Betrachtungen anhand von Modellen in den GRACE-Daten reduziert werden. Nur so ist es möglich, Trends auf hydrologischer Basis zu interpretieren. Hierfür sind aber sehr genaue Modelle von grundlegender Bedeutung. Somit sollen die GRACE-Schwerefelddaten auch dazu beitragen, das Verständnis und die Bestimmung der GIA zu verbessern [Steffen u. a., 2008; van der Wal u. a., 2008; Steffen u. a., 2009]. Um zukünftig verlässliche Aussagen über die Entwicklung der großflächigen Eismassen treffen zu können, ist es unerlässlich, globale Beobachtungen wie die der Schwerefeldmissionen durchzuführen. Folgende Veröffentlichungen beschäftigen sich mit der Eismassenbilanz und den Meeresspiegeländerungen, basierend auf den GRACE-Schwerefelddaten: [Sasgen u. a., 2007; Cazenave u. a., 2009; Peltier, 2009; Riva u. a., 2009; Ewert u. a., 2011].

**Gezeiten** Aufgrund von Sonne, Mond und anderen Planeten gibt es zeitvariable Effekte im Erdschwerefeld, welche aus den GRACE-Daten, als sogenanntes De-aliasing, reduziert werden müssen. Einerseits gibt es den direkten Gezeiteneffekt auf die festen und flüssigen Bestandteile der Erde (Ozean, Atmosphäre und feste Erde) und auf die beiden Satelliten und andererseits die indirekten Gezeiteneffekte aufgrund der damit verbundenen Auflasteffekte (der Erde). Die direkten Gezeiteneffekte sind mit guter Genauigkeit modellierbar und somit als De-aliasing-Produkte in den GRACE-Daten reduzierbar. Schwieriger ist die Modellierung der indirekten Gezeiteneffekte durch ozeanische Massen, da hier, insbesondere in küstennahen und polaren Gebieten, noch große Unsicherheiten in den Modellen herrschen. Auch hier besteht ein kontinuierlicher Forschungsbedarf, die bestehenden Modelle, auch mit Hilfe von Satellitenbeobachtungen, zu verbessern.

### 3.2 Die Schwerefeldmission GRACE

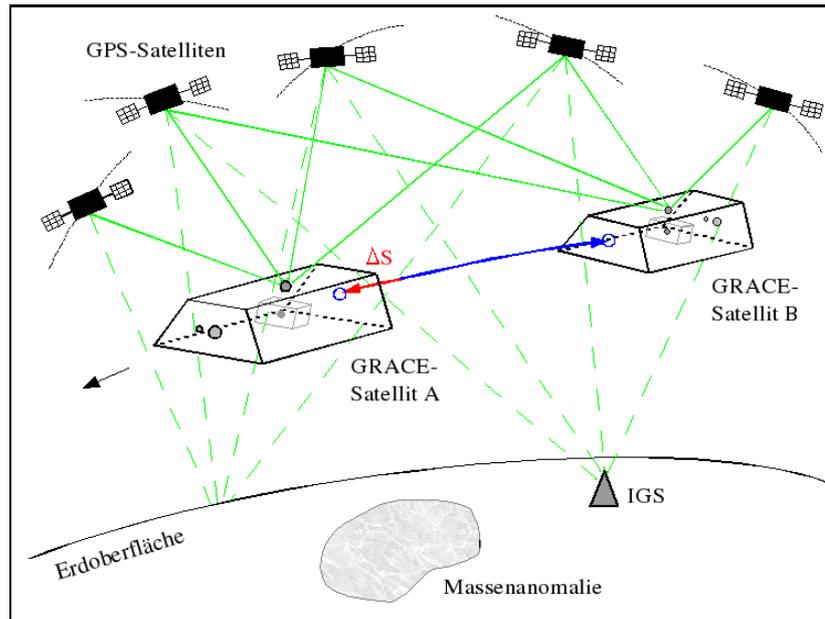
Die Satellitenmission GRACE ist ein deutsch-amerikanisches Gemeinschaftsprojekt des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) und der *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). Das Ziel der Mission ist die Beobachtung des statischen und des variablen Erdschwerefeldes mit hoher Genauigkeit und homogener Datenabdeckung. Die Mission wurde am 17. März 2002 gestartet und hat die geplante Missionsdauer von ursprünglich fünf Jahren weit überschritten, so dass voraussichtlich bis ins Jahr 2015 Schwerefelddaten geliefert werden können (Stand Dezember 2011). Mit einer nahezu polaren Umlaufbahn (Inklination 89°) und einer Umlaufperiode von ca. 90 Minuten können Schwerefelder mit einer zeitlichen Auflösung von wenigen Tagen bis zu einem Monat und einer räumlichen Auflösung von mehreren hundert Kilometern (abhängig von der zeitlichen Auflösung) geliefert werden. Damit ist es möglich, u. a. die Abflüsse kontinentaler Wasserspeicher, Veränderungen der Eismassen, Umverteilungen der Wassermassen der Ozeane und großräumige Deformationen und Massenbewegungen im Erdinneren und -äußeren zu beobachten [Reigber u. a., 2003; Flechtner u. a., 2005].

### 3.2.1 Missionsaufbau und Messprinzip

Die GRACE-Mission besteht aus zwei baugleichen Satelliten, die mit einer anfänglichen Bahnhöhe von ca. 500 km im selben, annähernd kreisförmigen polnahen Orbit (Inklination  $89^\circ$ ) mit einem mittleren Abstand von ca. 220 km die Erde umkreisen [Bettadpur, 2007]. Das grundlegende Messprinzip ist das SST, wobei Messungen zwischen verschiedenen Satelliten durchgeführt werden. Die Position jedes einzelnen GRACE-Satelliten wird mittels GPS im hl-Modus gemessen. Als Erweiterung zu vorhergehenden Satellitenmissionen werden der Abstand bzw. die Abstandsänderungen beider GRACE-Satelliten mit einem Zweifrequenz-K-Band-Entfernungsmessgerät von extrem hoher Genauigkeit ( $\leq 10 \mu\text{m}$  und  $1 \mu\text{m/s}$  [Reigber u. a., 2003]) im ll-Modus bestimmt. Diese Messgrößen sind ein Maß für Änderungen im Schwerefeld unterhalb der Flugbahn beider Satelliten und damit ein Maß für die sich ändernden Massen [Flechtner u. a., 2005; Bettadpur, 2007]. Abbildung 3.3 verdeutlicht das Prinzip der SST-Messungen der GRACE-Schwerefeldmission im hl- und ll-Modus. Überfliegt Satellit A eine positive Massen-anomalie, so wird dieser beschleunigt und der Abstand zu Satellit B vergrößert sich. Überfliegt Satellit B dieselbe positive Massen-anomalie, so wird der Abstand beider Satelliten wiederum verkleinert. Damit stets eine optimale K-Band-Beobachtung gewährleistet werden kann, sind beide Satelliten mit je zwei Sternsensoren ausgerüstet. Diese Sensoren bestimmen die Lage in einem Quasi-Intertialsystem mit dem Ziel, die Satelliten in einer definierten Ausrichtung zueinander und zur Erde zu halten [Reigber u. a., 2003]. Weiterhin sind die Bahnen beider Satelliten frei driftend, so dass i. d. R. kein Wiederholorbit geflogen und eine gleichmäßige Datenabdeckung der Erde sichergestellt wird [Ilk u. a., 2005]. Somit ist es möglich, über relativ kurze Zeiträume von wenigen Tagen bis zu mehreren Wochen GRACE-Schwerefelder zu berechnen und dem Nutzer zur Verfügung zu stellen.

Ein weiteres wichtiges Messsystem sind die SuperStar-Akzelerometer, welche kontinuierlich in allen drei Achsrichtungen die auf die beiden Satelliten wirkenden nichtgravitativen Störbeschleunigungen (Atmosphärenreibung, Strahlungsdruck der Sonne, Erdalbedo) messen [Reigber u. a., 2003]. Diese Beschleunigungsmesssysteme enthalten eine Prüfmass, die sich frei schwebend in einem fest mit dem jeweiligen Satelliten verbundenem Hüllkörper befindet. Auf die Prüfmass wirken allein die gravitativen Kräfte, wohingegen auf den Hüllkörper die Summe aller angreifenden Kräfte wirkt. Die Bestimmung der Lageveränderung zwischen Prüfmass und Hüllkörper ermöglicht somit, die am Satelliten angreifenden gravitativen Kräfte von den nichtgravitativen Kräften zu trennen. Nach Reigber u. a. [2003] und Flechtner u. a. [2005] können Störbeschleunigungen bis  $10^{-4} \text{ m/s}^2$  mit einer Auflösung bis  $10^{-10} \text{ m/s}^2$  bestimmt werden.

Die am Satelliten gemessenen Daten werden regelmäßig an das Kontroll-Bodensegment gesendet und dort gespeichert und prozessiert. Das *Mission Operation System* (MOS) des deutschen Raumfahrt-Kontrollzentrums des DLR in Oberpfaffenhofen hat neben dem Empfang der Daten weitere wichtige Aufgaben wie die Überwachung aller Satellitenfunktionen, die Übermittlung von Kommandos und Kontrolldaten und den Betrieb von Empfangs- und Sendeeinheit [Reigber u. a., 2003]. Weiterhin wird vom GeoForschungsZentrum (GFZ) in Potsdam, dem *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) der NASA und dem Internationalen GNSS Service (IGS) ein globales Netz an GPS-Stationen bereitgestellt, so dass eine schnelle Bahnbestimmung der Satelliten gewährleistet werden kann [Flechtner u. a., 2005].



**Abbildung 3.3:** GRACE-Missionsaufbau und -Messprinzip: Anfängliche Flughöhe  $\sim 500$  km, Abstand beider Satelliten  $\sim 220$  km; In Grün ist die Messanordnung des *high-low*-Modus dargestellt, in Blau die Messung von Abstand und Abstandsänderung im *low-low*-Modus. Die grauen Boxen im Mittelpunkt beider Satelliten kennzeichnen die Akzelerometer zur Messung nichtgravitativer Kräfte.

### 3.2.2 Beobachtungsdaten und Prozessierungsstrategien

Die direkten Empfangsdaten aller Sensoren beider Satelliten sind die Level-0-Daten, welche vom *German Space Operations Center* in Weilheim und dem *Raw Data Center* des MOS in Neustrelitz empfangen werden [Mayer-Gürr, 2006]. Die Aufbereitung der Level-0-Daten zu Level-1A- und Level-1B-Daten (Level-1-Prozessierung) erfolgt am JPL und am GFZ [Watkins u. a., 2000]. Die Weiterverarbeitung der Level-1- zu Level-2-Daten (Level-2-Prozessierung) erfolgt am GFZ und am *Center of Space Research* (CSR) der Universität in Texas, wobei hier die Arbeit zwischen dem CSR und dem JPL aufgeteilt wird [Ilk u. a., 2005]. Neben diesen Standardlösungen werden noch an weiteren Institutionen GRACE-Schwerefelder berechnet; so u. a. am französischen *Centre National d'Etudes Spatiales* in Toulouse (CNES), am Institut für Geodäsie und Geoinformation der Universität in Bonn (ITG) und seit Neuestem am Astronomischen Institut der Universität in Bern (AIUB). Die Level-1B-Daten und die Level-2-Daten werden dem Endnutzer frei zur Verfügung gestellt. Watkins u. a. [2000] geben einen Überblick über die Vergabe und Aufteilung der einzelnen Prozessierungsschritte an die jeweiligen Institutionen. Die Level-1-Daten sind Instrumentendaten und Korrektionsprodukte, welche die kalibrierten und geprüften Beobachtungen des Abstands und der Abstandsänderungen beider Satelliten, die *GPS-Tracking*-Daten und die Ephemeriden beider Satelliten beinhalten. Die Level-1A-Daten sind die in Messwerte konvertierten Beobachtungsdaten mit physikalischen Einheiten und angebrachten Kalibrierungsfaktoren [Mayer-Gürr, 2006]. Die Level-1B-Daten haben einen zugeordneten Zeitstempel und sind auf ein händelbares Maß an Daten reduziert. Die Level-2-Daten beinhalten Informationen über die Orbits beider Satelliten, Schätzungen der sphärisch-harmonischen Stokes-Koeffizienten und Daten der Okkultationsmessungen [Watkins u. a., 2000]. Die vor-

liegende Arbeit wird sich schwerpunktmäßig mit den GRACE-Schwerfelddaten des GFZ, des CSR und des ITG befassen.

Die drei Prozessierungszentren GFZ, CSR und JPL verwenden die gleiche traditionelle dynamische Methode und die numerische Bahnintegration zur Berechnung der Satellitenbahnen. Die Basis aller Berechnungen ist die Newton-Euler'sche Bewegungsgleichung (Gl. 3.25) im Quasi-Inertialsystem, welche die am Satelliten angreifenden Kräfte mit den daraus resultierenden Beschleunigungen verknüpft [Gruber und Flechtner, 2007; Flechtner, 2007b; Schmidt, 2007; Bettadpur, 2007; Watkins, 2007]. Neben der Zentralkomponente (dem Anteil einer kugelsymmetrischen Erde) werden während der Datenprozessierung folgende gravitative (konservative) Beschleunigungen anhand von Modellen in der Bewegungsgleichung berücksichtigt [Schmidt, 2007]:

$$\mathbf{a}_g = \mathbf{a}_{stat} + \mathbf{a}_E + \mathbf{a}_O + \mathbf{a}_A + \mathbf{a}_{AOD} + \mathbf{a}_P \quad (3.28)$$

Dabei beschreiben  $\mathbf{a}_{stat}$  die Restanteile des statischen Schwerfeldes,  $\mathbf{a}_E$  die Gravitationswirkung der Festerdezeiten,  $\mathbf{a}_O$  der Ozeangezeiten und  $\mathbf{a}_A$  der Atmosphärengzeiten,  $\mathbf{a}_{AOD}$  die nicht zeitenbedingten Kurzzeitmassenvariationen der Ozeane und der Atmosphäre und  $\mathbf{a}_P$  die direkten Gezeitenkräfte aufgrund von Sonne, Mond und den übrigen Planeten (direkt am Satelliten angreifend). Eine ausführliche Darstellung aller Hintergrundmodelle ist in Abhängigkeit der Prozessierungszentren u. a. in Flechtner [2007a] und Bettadpur [2007] zu finden. Die nichtgravitativen Störkräfte setzen sich nach Schmidt [2007] wie folgt zusammen

$$\mathbf{a}_{ng} = \mathbf{a}_L + \mathbf{a}_{SS} + \mathbf{a}_{SE} + \mathbf{a}_{AOCS} \quad (3.29)$$

Hier stellen  $\mathbf{a}_L$  den Luftwiderstand in der Hochatmosphäre,  $\mathbf{a}_{SS}$  den Solardruck,  $\mathbf{a}_{SE}$  den Erdalbedo und  $\mathbf{a}_{AOCS}$  die durch das Lagekontrollsystem verursachten linearen Störbeschleunigungen dar. Sie werden mit Hilfe der Akzelerometer beobachtet (vgl. Abschnitt 3.2.1) und können als Korrektionswerte auf der linken Seite der Bewegungsgleichung 3.25 an die Beschleunigungen angebracht werden [Gruber und Flechtner, 2007]. Sind alle Störkräfte durch Modelle oder Beobachtungen verfügbar, so kann die Bewegungsgleichung durch numerische Integration gelöst werden [Schmidt, 2007]. Hierfür wird die Bahn in zeitliche Abschnitte mit einer Länge von einem Tag zerlegt und getrennt integriert. Für dieses Anfangswertproblem erfolgt mit Hilfe von Startwerten die Schätzung der Parameter iterativ im Gauß-Markoff-Modell nach der Methode der kleinsten Quadrate [Horwath, 2007]. Eine ausführliche Darstellung der numerischen Bahnintegration ist in Seeber [1989] und speziell für die GRACE-Datenprozessierung am GFZ in Schmidt [2007] und Gruber und Flechtner [2007] zu finden.

Die Prozessierung der GRACE-Daten soll am Beispiel des GFZ kurz umrissen werden. Die Berechnung der GRACE-Level-2-Daten wird zur Reduzierung der Komplexität in einem Zwei-Schritt-Verfahren [Flechtner, 2007b] durchgeführt: Im ersten Schritt erfolgt die Ausgleichung und Bestimmung der hochfliegenden GPS-Bahnen und GPS-Uhrenfehler anhand der GPS-Bodendaten. Im zweiten Schritt erfolgt die Bestimmung der GRACE-Bahnen und die Schätzung der Beobachtungsdaten (Schwerfeldparameter) mit fixierten GPS-Positionen und -Uhren aus Schritt 1. Die Berechnungen werden i. d. R. ohne Randbedingungen durchgeführt, nur für einzelne Monate (z. B. Juli 2004 bis Oktober 2004) werden Bedingungen in Form von Pseudobeobachtungen eingeführt, da aufgrund eines ungünstigen

Wiederholerbits nur wenige (räumlich verteilte) Beobachtungen für eine Monatslösung vorliegen. Die Unbekannten des Gravitationsfeldes werden pro Monat als Stokes-Koeffizienten einer Kugelfunktionsentwicklung geschätzt [Horwath, 2007].

Ein weiterer wichtiger Aspekt während der GRACE-Datenprozessierung sind sogenannte Aliasing-Effekte aufgrund zeitlicher Massenvariationen, auf die GRACE sensitiv ist, welche aber mangels zeitlich-räumlicher Daten-Abdeckung nicht hinreichend genau aufgelöst werden können und somit zu Fehlern in den GRACE-Produkten führen. Hier sind insbesondere kurzzeitige Variationen der Atmosphäre und des Ozeans sowohl gezeitenbedingt als auch nicht-gezeitenbedingt von Bedeutung [Flechtner, 2007a]. Können diese Variationen nicht durch wiederholte, zeitlich eng beieinanderliegende Beobachtungen eliminiert werden, so ist es notwendig, diesen Einfluss während der Datenprozessierung zu reduzieren. Neben guten Gezeitenmodellen stehen hierfür auch Modelle der ozeanischen Variationen und meteorologische Daten (und Modelle) atmosphärischer Variationen zur Verfügung. Am GFZ werden als sogenannte Hintergrundmodelle (genannt AOD1B) zur Eliminierung (Reduzierung) der Aliasing-Effekte das *Ocean Model for Circulation and Tides* (OMCT) für ozeanische Variationen und meteorologische Daten des *European Center for Medium Weather Forecast* (ECMWF) für atmosphärische Variationen verwendet. Ein ausführliche Darstellung dieser Daten und der Einbindung der Hintergrundmodelle in die GRACE-Daten-Prozessierung gibt Flechtner [2007a].

Das CNES/GRGS verwendet zwar die gleiche dynamische Methode wie das GFZ, das CSR und das JPL, aber die endgültige Lösungsstrategie unterscheidet sich von diesen drei Prozessierungszentren [Lemoine u. a., 2007b; Bruinsma u. a., 2010]. Da die Bestimmung des  $C_{20}$ -Terms allein aus GRACE-Beobachtungen nur mit großen Unsicherheiten möglich ist, wird schon während der Prozessierung eine Kombination der GRACE-Daten mit SLR-Daten (*Satellite Laser Ranging*) vorgenommen. Mittels SLR kann der Term  $C_{20}$  mit hoher Genauigkeit bestimmt werden. Weiterhin erfolgt während der Prozessierung eine Taylor-Regularisierung und eine Anpassung der Daten mittels der Kaula-Regel [Bruinsma u. a., 2010], so dass die endgültigen Lösungen bis Grad und Ordnung 50 keine typischen Streifenstrukturen mehr enthalten und somit eine nachträgliche Filterung überflüssig machen. Weiterhin werden andere Hintergrundmodelle zur Reduzierung von Aliasing-Effekten verwendet. Eine ausführliche Darstellung geben Bruinsma u. a. [2010].

Am ITG in Bonn basiert die GRACE-Daten-Prozessierung ebenfalls auf der Newton-Euler'schen Bewegungsgleichung. Es wird aber der Integralgleichungsansatz herangezogen, welcher die Bewegungsgleichung in Form einer Randwertaufgabe darstellt [Mayer-Gürr, 2006]. Für die Integration werden im Gegensatz zum GFZ oder zum CSR sehr kurze Bahnbögen von maximal 60 Minuten verwendet. Somit können die Einflüsse durch Fehler im Kräftenmodell klein gehalten werden [Horwath, 2007]. Zudem werden für die Berechnungen von monatlichen Schwerefeldern tägliche GRACE-Schwerefelder, berechnet unter Anwendung der Kalman-Filterung [Kurtenbach u. a., 2009], als verbesserte De-aliasing Produkte in die Prozessierung eingeführt. Die Prozessierung der kinematischen Bahnen der GRACE-Satelliten erfolgt unter Verwendung der GPS-Bahnen und -Uhren des IGS und des GFZ. Die Schätzung der Parameter, d. h. der Stokes-Koeffizienten, erfolgt komplett ohne Regularisierung. Mit dem Integralgleichungsansatz und der Verwendung sehr kurzer Bahnbögen konnte das Fehlerniveau der GRACE-Lösungen im Vergleich zu den Standardlösungen des GFZ und des CSR reduziert werden, was insbesondere bis Grad und Ordnung 120 sichtbar wird (vgl.

Abb. 3.6). Im Abschnitt 3.2.4 wird auf das Fehlerniveau der GRACE-Schwerefeldlösungen verschiedener Prozessierungszentren genauer eingegangen.

Für vertiefende Studien der Beobachtungsdaten und Prozessierungsstrategien wird u. a. auf die Beiträge von Watkins u.a [2000], Schmidt u. a. [2006a], Schmidt [2007], Flechtner [2007b], Watkins [2007], Bettadpur [2007], Kurtenbach u.a [2009] und Bruinsma u. a. [2010] verwiesen. Weitere Möglichkeiten zur Aufbereitung der GRACE-Beobachtungen werden u. a. in Han u. a. [2005a], Rowlands u. a. [2005], Lemoine u. a. [2007a] und Rowlands u. a. [2010] vorgestellt.

### 3.2.3 Daten verschiedener Prozessierungszentren

Abbildung 3.4 gibt einen Überblick über alle verfügbaren GRACE-Daten (Stand August 2011) der sechs Prozessierungszentren GFZ, CSR, ITG, JPL, CNES und AIUB. Mit Ausnahme des CNES liefern alle Zentren monatliche Datensätze bis mindestens Grad und Ordnung 60. Das GFZ stellt die Stokes-Koeffizienten auch bis Grad 120 bereit. Neben den monatlichen Lösungen liefert das GFZ auch Wochenlösungen und das ITG auch Tageslösungen. Das CNES stellt ausschließlich 10-Tages-Lösungen bis zu einem maximalen Entwicklungsgrad von  $n = 50$  zur Verfügung. Neben den direkten Schwerfeldprodukten werden auch die De-aliasing Produkte der ozeanischen und atmosphärischen (zeitlichen und räumlichen) Variationen für die Endnutzer verfügbar gemacht. Hier gibt es verschiedene Bereitstellungsmöglichkeiten [Gruber und Flechtner, 2007]: Die Daten für den Ozean und die Atmosphäre können als getrennte Produkte, genannt GAA (atmosphärische Massenvariationen, vertikal integriert) und GAB (ozeanische Massenvariationen, Ozeanbodendruck ohne Atmosphäre), geliefert werden. Zwei weitere Produkte sind das GAC (GAA + GAB) und das GAD (Ozeanbodendruck = Atmosphäre nur über dem Ozean (Oberflächendruck) + Ozean). Je nach Anwendungsziel sind verschiedene De-aliasing-Produkte zu den GRACE-Schwerefeldern hinzuzuaddieren (z. B. bei der Betrachtung ozeanographischer Prozesse).

Alle Zentren (außer dem CNES) liefern für ihre GRACE-Schwerefelddaten formale Fehler, welche bei der Prozessierung im Zuge der Ausgleichung bestimmt wurden. Kalibrierte Fehler werden derzeit nur von den Zentren GFZ, CSR und CNES bereitgestellt, sind aber zur Weiterverarbeitung eher geeignet als die sehr optimistischen formalen Fehler.

### 3.2.4 Fehlerhaushalt

Die Fehlerstrukturen der GRACE-Beobachtungen sind sehr komplex und wurden vielfältig untersucht, sind aber bis heute nicht vollständig verstanden. Nach Swenson und Wahr [2002] können u. a. folgende Fehlereinflüsse unterschieden werden:

- Fehler in den Messungen zwischen den Satelliten
- Fehler in den Bahnen
- Akzelerometerfehler
- Fehler in den ultrastabilen Oszillatoren
- Fehler in den Hintergrundmodellen.

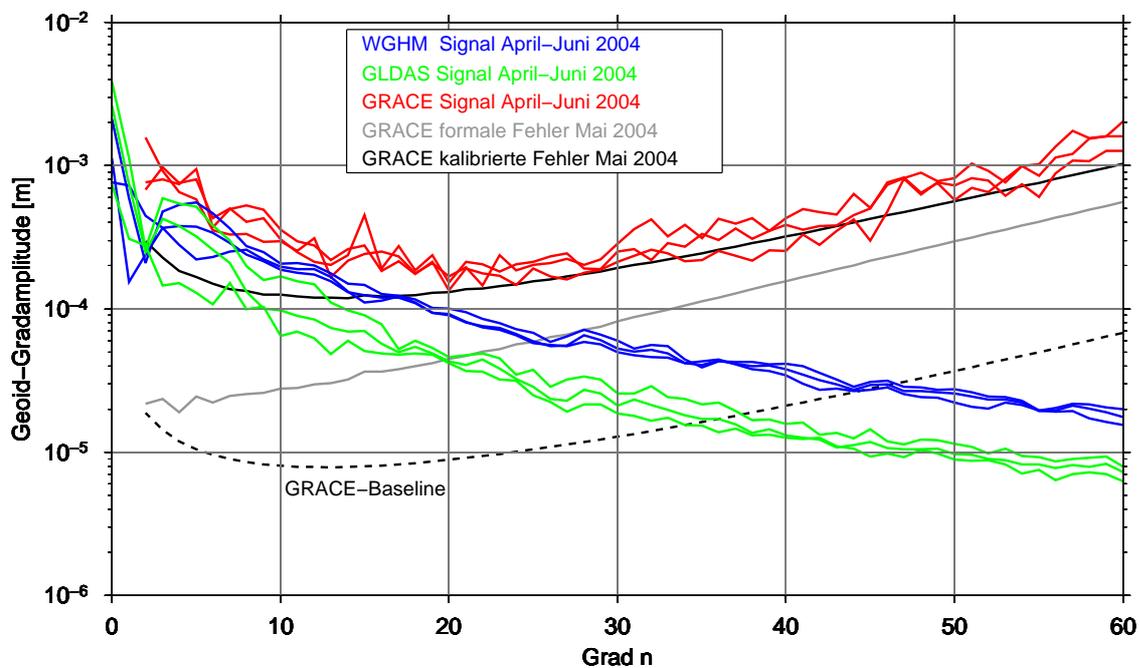
Von den Prozessierungszentren werden zwei Arten von Fehlern bereitgestellt. Die formalen Fehler sind die Diagonalterme der Varianz-Kovarianz-Matrix nach der Ausgleichung zur Berechnung der Schwerfeldparameter  $C_{nm}$  und  $S_{nm}$  und damit ein Maß für die innere Genauigkeit der Schwerfeldmodelle [Schmidt, 2007]. Die kalibrierten Fehler werden im Nachgang



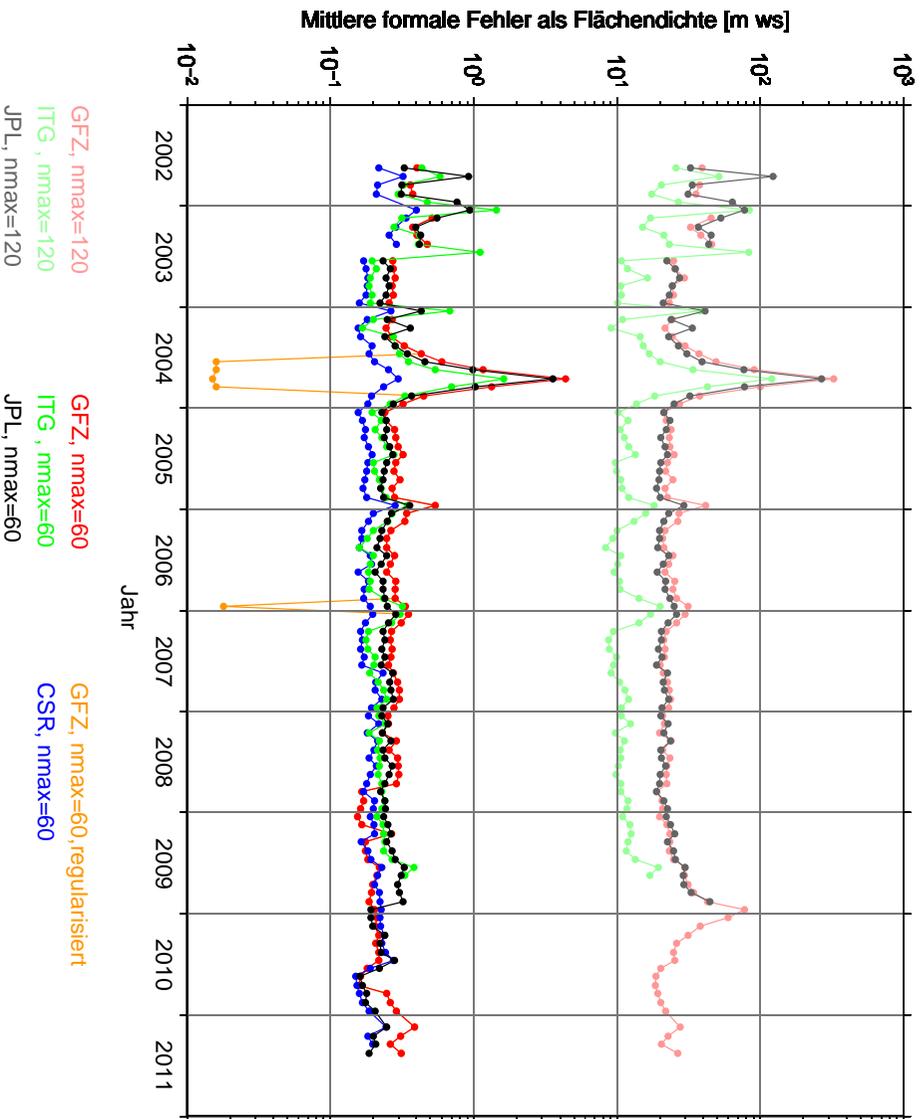
**Abbildung 3.4:** Übersicht der verfügbaren GRACE-Daten der sechs Prozessierungszentren: GFZ (Potsdam, Deutschland): Release 04; CSR (Texas, USA): Release 04; JPL (Pasadena, USA): Release 02; ITG (Bonn, Deutschland); AIUB (Bern, Schweiz) und CNES (Toulouse, Frankreich): Release 02. Die GRACE-Daten der Zentren GFZ, JPL und ITG liegen bis Grad und Ordnung 120 vor, gestrichelt sind die regularisierten Lösungen des GFZ für 2004 und 2006 dargestellt, ab Oktober 2008 wurde die Prozessierung bis Grad 60 durchgeführt. Ebenfalls gestrichelt sind die Datensätze des JPL dargestellt, welche bis Grad 60, statt 120, verfügbar sind. Die GRACE-Daten des CSR und des AIUB liegen bis Grad 60 vor. Die Daten der fünf genannten Zentren sind reine GRACE-Schwerefelder mit einer zeitlichen Auflösung von einem Monat. Die Daten des CNES liegen mit einer zeitlichen Auflösung von 10 Tagen vor, wurden während der Prozessierung mit SLR-Daten kombiniert, mittels der Kaula-Regel regularisiert und haben einen maximalen Entwicklungsgrad von 50. (Stand August 2011)

durch Multiplikation mit gradabhängigen Skalierungsfaktoren ermittelt. In Abhängigkeit residualer Signale liegen somit realistischere Fehlermaße vor, welche zudem dem Verlauf der *GRACE-Baseline* folgen (Abb. 3.5). Die *GRACE-Baseline* stellt die erwartete Genauigkeit der GRACE-Mission für eine Bahnhöhe von 500 km, einen Satellitenabstand von 220 km und eine Genauigkeit der Abstandsmessung bzw. deren Änderung zwischen beiden Satelliten von  $0,5 \mu\text{m/s}$  dar [Schmidt, 2007]. Abbildung 3.5 veranschaulicht die formalen und kalibrierten Fehler als Geoid-Gradamplitude für Mai 2004 der GRACE-Schwerefeldlösung des GFZ. Weiterhin wurden zum direkten Vergleich der Signalverlauf hydrologischer Signale für die Monate April bis Juni 2004 für die Modelle GLDAS und WGHM abgebildet. Die sechs Kurven der Hydrologiesignale zeigen den typischen Verlauf eines Massensignals im Spektralbereich. Je kleiner die Wellenlänge, d. h. je größer der Grad  $n$  ist, um so kleiner wird der Beitrag (die Amplitude) zum Gesamtsignal. Bei vergleichender Betrachtung des GRACE-Signals ist zu erkennen, dass bis etwa Grad 20 die Kurven den typischen Signalverlauf zeigen, dass aber ab Grad 20 der Beitrag höherer Grade zum Gesamtsignal wieder größer wird. Der Verlauf der kalibrierten Fehler macht aber deutlich, dass in diesem Teil des Spektralbereiches das GRACE-Signal von Fehlern dominiert wird. Daraus ist zu schlussfolgern, dass die GRACE-Daten nicht ohne Glättung und Filterung auf ein hydrologisches Signal schließen lassen. Die Fehlerwerte in den hohen Graden müssen sinnvoll reduziert werden, damit ein korrektes Ergebnis erreicht wird. Auf diesen Sachverhalt wird in den Abschnitten 4.2 und 4.5 vertiefend eingegangen.

In Abbildung 3.6 sind die formalen Fehler (im Mittel über die gesamte Erde) pro Zeitpunkt, berechnet nach Gleichung 3.17, aufgetragen. Die unteren Kurven sind die Gesamtfehler, die aus der Berechnung bis zu einem maximalen Entwicklungsgrad von  $n = 60$  resultieren, die oberen Kurven sind die bis zu einem maximalen Entwicklungsgrad von  $n = 120$ .



**Abbildung 3.5:** GRACE-Signal- und -Fehlerhaushalt (des GFZ) im Vergleich zu hydrologischen Signalen der Modelle WGHM und GLDAS, dargestellt als Geoid-Gradamplitude.



**Abbildung 3.6:** Darstellung der mittleren formalen Fehlerwerte über die gesamte Erde der verschiedenen GRACE-Datensätze der Prozessierungszentren GFZ, CSR, ITG und JPL als Flächendichte (äquivalente Wassersäule) [m ws]. CNES liefert keine formalen Fehler, das Fehlerniveau liegt aber aufgrund der Regularisierung deutlich unter dem Fehlerniveau der aufgezeigten Lösungen, analog zu den regularisierten GFZ-Lösungen.

Die zunehmenden Fehlermaße in den hohen Breiten (vgl. Abb. 3.5) spiegeln sich auch in den mittleren Fehlerwerten über die gesamte Erde wider, je höher der Entwicklungsgrad ist, umso stärker wird das GRACE-Signal von Rauschen überlagert (vgl. Gesamtfehler bis Grad 60 und bis Grad 120). In allen Lösungen sind die Monate, die aufgrund einer schlechten Datenbasis hohe Fehler haben, gut zu erkennen. Die Monate Januar 2003, Juni 2003 und Januar 2004 wurden beim GFZ aus diesem Grund nicht prozessiert (eine Nachbearbeitung wird derzeit angestrebt). Weiterhin sind die hohen Fehlerwerte aufgrund einer ungünstigen Bodenspurabdeckung (Wiederholorbit) in den Monaten Juli bis Oktober 2004 gut erkennbar. In Orange sind die Fehlerwerte der regularisierten Lösungen des GFZ aufgetragen, d. h. mit Hilfe von Randbedingungen in der Ausgleichung (Einführung von Vorkenntnissen, z. B. Anwendung der Kaula-Regel) wird das Rauschniveau in den GRACE-Lösungen gedämpft. Diese sehr optimistischen Fehlerwerte unterschätzen allerdings den wahren Fehler der GRACE-Lösungen, so dass in den weiteren Berechnungen ausschließlich die nicht-regularisierten Lösungen, gewichtet in Abhängigkeit von ihren Fehlermaßen, Anwendung

finden werden. Weiterhin zeigt Abbildung 3.6, dass mit dem Fortschritt der GRACE-Mission sich das Fehlerniveau zum einen deutlich reduziert und zum anderen die Unterschiede im Fehlerniveau der verschiedenen Prozessierungszentren kleiner werden. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die Auswertestrategien ständigen Änderungen und Verbesserungen unterliegen.

### 3.3 Modellierung hydrologischer Prozesse

#### 3.3.1 Grundbegriffe

Für den Begriff **Hydrologie** sind in der Literatur verschiedene Beschreibungen und Definitionen zu finden. Nach Dyck und Peschke [1995] wird die Hydrologie in zwei Teilbereiche untergliedert: zum einen in die Hydrologie der Meere, auch Ozeanographie genannt, zum anderen in die Hydrologie des Festlandes, auch Gewässerkunde genannt. In der vorliegenden Arbeit wird der Begriff der Hydrologie allein für die Hydrologie des Festlandes verwendet. Weitere Untergliederungen können bei Dyck und Peschke [1995] nachgeschlagen werden.

Es soll aber nicht die gesamte Hydrologie des Festlandes betrachtet werden. Der Schwerpunkt liegt auf der Bestimmung der zeitlichen Änderungen der **Wasserspeicher** der größten sibirischen Flusssysteme Ob, Jenissei, Lena und Kolyma. Nach Baumgartner und Liebscher [1996] gibt es folgende verschiedene Speichermöglichkeiten des Wassers auf Land: Eis und Schnee, Grundwasser, Oberflächenwasser, Bodenwasser und Wasser der Biosphäre. Weitere Wasserspeicher sind die Weltmeere und die Atmosphäre. Das Grundwasser ist eine Speichereinheit des Wassers, welche sich nur langsam ändert. Hingegen ist das Bodenwasser stark von den jahreszeitlichen Schwankungen beeinflusst. Oberflächenwasser wird u. a. in Seen, Flüssen und Feuchtgebieten gespeichert und unterliegt direkt den ständigen Änderungen durch Niederschlag und Verdunstung. Die Speicherkomponenten Eis und Schnee, welche sich im sibirischen Teil stark mit den Jahreszeiten ändern, haben ebenfalls einen großen Einfluss auf die Gesamtspeicheränderung.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Bestimmung des **Abflusses** des Süßwassers der größten sibirischen Flusssysteme in den Arktischen Ozean. Der Abfluss, auch Durchfluss oder Zufluss genannt, ist das Wasservolumen, welches innerhalb eines bestimmten Zeitraumes unter der Wirkung der Schwerkraft ein definiertes (Fluss-) Einzugsgebiet verlässt bzw. in es eindringt. Nach Hölting [1992] findet der Abfluss zum Teil oberirdisch in Gewässern (Oberflächenabfluss) und zum Teil unterirdisch in Gesteinsschichten (Grundwasserabfluss) statt.

Für die Berechnung des Jahresabflusses bildet das **hydrologische Jahr** die Grundlage, um die hydrologischen Vorgänge besser erfassen zu können [Stemplewski und Ruppert, 2011]. Ein hydrologisches Jahr zählt von Oktober oder November des Vorjahres bis September bzw. Oktober des aktuellen Jahres. Da für den Jahresabfluss sibirischer Flusssysteme keine Informationen vorlagen, wurde anhand beobachteter Abflussreihen der sibirischen Flusssysteme (siehe Abschn. 3.4.4) eine Festlegung für das hydrologische Jahr getroffen. Die Abflusswerte sind i. d. R. für die Monate November bis April minimal. Schnee und Eis werden im Winter akkumuliert und tragen im folgenden Frühjahr zum Abfluss bei, wobei die maximalen Abflusswerte in den Monaten Mai bis August erreicht werden (vgl. Abb. 2.6). Somit wird festgelegt, dass das Winterhalbjahr von November bis April und das Sommerhalbjahr von Mai bis Oktober zählt; das hydrologische Jahr gibt den Gesamtabfluss jeweils von November bis Oktober an.

**Tabelle 3.2:** Übersicht der Hydrologiemodelle: Institution, räumliche und zeitliche Auflösung der in der Arbeit verwendeten Modellversionen, Definition des verwendeten Zeitraumes und Komponenten des Wasserspeichers (u. a. nach Güntner [2011] und Dill [2008]). Folgende Abkürzungen wurden für die Wasserspeicher definiert: (BB) Bodenbedeckung, (SE) Schnee, (B) Bodenwasser, (G) Grundwasser, (F) Flüsse, (S) Seen, (FG) Feuchtgebiete, (GL) Gletscher und (AW) anthropogener Wasserverbrauch

Modell	Institution (Quelle)	räumliche Auflösung	zeitliche Auflösung	verwendeter Zeitraum	Komponenten Wasserspeicher
WGHM	GFZ <sup>a</sup>	0.5° x 0.5°	monatlich	2001-2010	BB, SE, B, G, F, S, FG, AW
GLDAS	GGFC <sup>b</sup>	1.0° x 1.0°	monatlich	2001-2010	BB, SE, B
LaD	GGFC	1.0° x 1.0°	monatlich	2001-2006	SE, B, G, GL
LSDM	GFZ <sup>c</sup> (MPI-M)	0.5° x 0.5°	monatlich	2001-2010	BB, SE, B, G, F, S, FG

<sup>a</sup>Datenverfügbarkeit am IPG über das Projekt JIGOG (SPP-Massentransporte 1257)

<sup>b</sup><http://www.csr.utexas.edu/research/ggfc/dataresources.html>, Letzter Zugriff Januar 2011

<sup>c</sup>Persönlicher Kontakt, R.Dill, Helmholtz-Zentrum Potsdam, GFZ, Department 1, Sektion 1.5: Erdsystem-Modellierung; Basis des Modells am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg (MPI-M)

### 3.3.2 Hydrologische Modelle

Das Verständnis globaler, sich gegenseitig beeinflussender hydrologischer Prozesse kann nicht allein aus lokalen, teils punktwisen Messungen gewonnen werden. Nach Döll u. a. [2003] gibt es verschiedene Aspekte, warum eine globale Modellierung von grundlegender Bedeutung ist: Die Süßwasserverfügbarkeit und die damit verbundene Notwendigkeit internationaler Finanzierung wassergebundener Projekte in Entwicklungsländern sind ein wichtiger Faktor für globale Ansätze hydrologischer Modellierung. Ein weiterer wichtiger Punkt ist die Untersuchung der globalen (anthropogenen) Veränderung des Klimas. Das Ziel ist eine realistische Klimasimulation auf der Basis einer verbesserten Repräsentation des terrestrischen Wasserkreislaufs. Somit ist es notwendig, das komplexe System der kontinentalen Hydrologie mit Hilfe von Modellen so genau wie möglich zu beschreiben. Lokale Beobachtungen, wie zum Beispiel der Niederschlag oder der Abfluss, dienen hierbei entweder als Vergleichsbasis zur Validierung des jeweiligen Modells oder sind direkt Input zur Modellierung. Mit dem heutigen Stand der Forschung kann auf verschiedene hydrologische Modelle zurückgegriffen werden. Die gebräuchlichsten Modelle in der Literatur sind:

1. *WaterGAP Global Hydrology Model* (WGHM)
2. *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS)
3. *Land Dynamics Model* (LaD)
4. *Land Surface Discharge Model* (LSDM)

Je nach Anwendungsziel und Art der Modellierung gehen verschiedene Antriebsdaten in die Berechnungen ein und sind die Ausgabewerte solcher Modelle mehr oder weniger komplex (Tab. 3.2). Nach Güntner [2007] können folgende Modelltypen und Modellansätze unterschieden werden: Zum einen gibt es *Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer-* (SVAT-)

Modelle (GLDAS, LaD), die zur Simulation der Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Landoberfläche in atmosphärischen Zirkulationsmodellen entwickelt wurden. Zum anderen gibt es globale „klassische“ Modelle (WGHM), welche für hydrologische Anwendungen (z. B. für Abflusssimulationen oder im Wassermanagement) von großer Bedeutung sind.

Hydrologiemodelle sollen einerseits als Vorinformationen dienen, um aus GRACE-Daten hydrologische Massenvariationen abzuleiten (vgl. Abschnitt 4.4), andererseits sollen sie als Vergleichsbasis für die aus GRACE gewonnenen Erkenntnisse herangezogen werden. Im Folgenden werden die vier in dieser Arbeit verwendeten Hydrologiemodelle WGHM, Lad, GLDAS und LSDM genauer vorgestellt und beschrieben.

**WGHM** Das WGHM ist ein Bestandteil des integrierten Modells WaterGAP (*Water Global Assessment and Prognosis*) [Schulze und Döll, 2004]. WaterGAP ist ein globales Modell der Wasserverfügbarkeit und des Wasserverbrauchs. Es wurde entwickelt, um die Situation der Resource Wasser zu untersuchen und den Einfluss der globalen Wasserspeicheränderung auf die Problematik der Wasserknappheit abzuschätzen. WaterGAP setzt sich aus einem globalen hydrologischen Modell (WGHM) und einem Wassernutzungsmodell zusammen [Döll u. a., 2003]. Das Wassernutzungsmodell simuliert den Wasserverbrauch durch Landwirtschaft, Haushalte und Industrie. Das WGHM modelliert den physikalisch-hydrologischen Kreislauf, wobei auch die Wassernutzung Berücksichtigung finden kann [Schulze und Döll, 2004].

Die folgenden Ausführungen zur Modellierung des monatlichen Oberflächenabflusses (Durchfluss) pro Gitterzelle und des Abflusses der Flüsse stammt aus Döll u. a. [2003]. Die Berechnungen des WaterGAP und damit auch des WGHM werden auf einem Gitter mit einer räumlichen Auflösung von  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  durchgeführt. Die Basis bildet eine hochauflösende Land-See-Maske, wobei für jede Landzelle prozentual die Bedeckung mit Wasser angegeben ist. Weiterhin wird das Topologiemodell DDM30 genutzt, um die Fließrichtung von Zelle zu Zelle zu definieren. Die klimatischen Inputdaten sind u. a. der monatliche Niederschlag, die Temperatur, die Anzahl von Regentagen pro Monat, die Wolkenbedeckung und die durchschnittliche Anzahl an Sonnenstunden pro Tag. Im Zeitraum 1901-1995 wurden die Klimadaten der *Climate Research Unit* verwendet. Für weitere Simulationen werden darüber hinaus Daten vom ECMWF und vom *Global Precipitation Climate Center* (GPCC) bezogen [Hengst, 2008; Walter, 2007]. Die Berechnungen werden mit einer zeitlichen Auflösung von einem Tag durchgeführt, wobei aus den monatlichen Inputdaten synthetische Tageswerte generiert werden. Aufbauend darauf werden für jede Gitterzelle die vertikale Wasserbilanz und die lateralen Transportvorgänge berechnet.

Aufgrund der sehr komplexen Prozesse, der großen Skalen und der unzureichenden Qualität der Inputdaten ist es nicht möglich, allein mit unabhängigen Datensätzen einen guten Abfluss zu simulieren. Um ein verlässliches Ergebnis der Wasserverfügbarkeit zu erhalten, wird der modellierte Abfluss des WGHM mit Hilfe von jährlichen Abflussmessungen an 724 Pegelstationen validiert und angepasst [Döll u. a., 2003]. Diese Beobachtungsdaten stammen vom *Global Runoff Data Centre* (GRDC) in Koblenz. Teilweise kann das Modell damit qualitativ verbessert werden. Insbesondere in von Schnee dominierten Gebieten bleiben jedoch große Unsicherheiten bestehen, da hier der Niederschlag meist zu gering ist und damit der Wasserspeicher und der Abfluss unterschätzt werden. Die besten Modellergebnisse werden in den Gebieten mit den meisten Kontrollstationen erzielt.

**GLDAS** Das GLDAS wurde gemeinsam von Wissenschaftlern der NASA des *Goddard Space Flight Center* (GSFC) und der *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) des *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) entwickelt [Rodell u. a., 2004b]. Neben klimatischen Zuständen werden verschiedene hydrologische Parameter, welche in der Summe der kontinentalen Wasserspeicherung entsprechen, beschrieben [Hengst, 2008]. Die Grundlage des GLDAS bildet ein Landoberflächenmodell (LSM, *Land Surface Model*), wobei aktuell vier verschiedene LSM durch GLDAS angetrieben werden [Fang u. a., 2008]: Mosaic, Noah, *Community Land Model* (CLM) und *Variable Infiltration Capacity* (VIC). Ausführliche Beschreibungen der LSM sind in Rodell u. a. [2004b] und in Fang u. a. [2008] zu finden.

Die nachfolgenden Ausführungen stammen aus Rodell u. a. [2004b]. GLDAS ist ein globales, hochauflösendes, offline (entkoppelt von der Atmosphäre) arbeitendes, terrestrisches Modellierungssystem, welches sowohl satellitenbasierte als auch bodengebundene Daten, z. B. Niederschlag und Temperatur, verarbeitet. Der modellierte Zustand der Landoberfläche wird durch ein neues boden- und raumbasiertes Beobachtungssystem kontrolliert. Hierzu gibt es zwei Möglichkeiten: Zum einen werden die LSM durch verschiedene beobachtungs-basierte meteorologische Felder angetrieben, zum anderen erfolgt die Einbindung spezieller Assimilationstechniken, so dass unrealistische Modellzustände gedämpft werden. Das Ziel ist eine realistische Simulation der Austauschprozesse von Masse, Energie und Impuls zwischen der Erdoberfläche, der Vegetationsebene und der Atmosphäre. Die Antriebsdaten des GLDAS sind Niederschlag, einfallende kurz- und langwellige Strahlung, Oberflächentemperaturen in 2 m Höhe, Luftfeuchte, Luftdruck und horizontale Windgeschwindigkeit, zudem werden Daten der Schneebedeckung und die Oberflächentemperatur assimiliert [Walter, 2007].

Der in der vorliegenden Arbeit verwendete GLDAS-Datensatz der Wasserspeicherung basiert auf dem LSM Noah und wurde beim *Global Geophysical Fluid Center* (GGFC) heruntergeladen (Quelle: <http://www.csr.utexas.edu/research/ggfc/dataresources.html>, Letzter Zugriff 10. Januar 2011). Die Daten der kontinentalen Wasserspeicherung liegen für den Zeitraum Januar 1979 bis Oktober 2010 mit einer zeitlichen Auflösung von einem Monat und einer räumlichen Auflösung von  $1^\circ \times 1^\circ$  vor. Outputdaten des GLDAS werden auch als tägliche Werte mit einer räumlichen Auflösung von  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  bis zu  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  zur Verfügung gestellt [Rodell u. a., 2004b].

**LaD** Das LaD ist ein einfaches globales Modell auf großen Skalen, welches die kontinentale Wasser- und Energiebilanz repräsentiert [Milly und Shmakin, 2002]. Es ist eine überarbeitete Version des Landwasser- und Energiebilanzmodells von Manabe [1969]. Für die Berechnung der Energiebilanz wird zusätzlich die Wärmespeicherung der oberen Bodenschicht eingeführt [Hengst, 2008]. Die gesamte Modellierung erfolgt auf der Basis sich nicht überlappender Zellen, die entweder von Gletschern bedeckt oder gletscherfrei sind. Für jede Zelle wird separat die Wasser- und Energiebilanz berechnet. Der komplette Wasserspeicher  $W$  berechnet sich aus der Summe des Schneespeichers  $W_S$ , des Bodenwasserspeichers  $W_B$  (Wasser gespeichert in einer Wurzelschicht), des Grundwasserspeichers  $W_G$  und des Speichers an Gletscher-Eis  $W_I$ .

$$W = W_S + W_B + W_G + W_I \quad (3.30)$$

Je nach Zelle können eine oder mehrere Speicherkomponenten zu Null tendieren. In Milly und Shmakin [2002] sind die einzelnen Speicherkomponenten ausführlich beschrieben. Die Datengrundlage zum Modellantrieb bildet das *International Satellite Land Surface Climatology Project* (ISLSCP). Der ISLSCP-Datenbestand umfasst einfallende kurz- und langwellige Strahlung, Niederschlag, Atmosphärendruck, Oberflächentemperatur, Feuchtigkeit und Windgeschwindigkeit auf einem Gitter von  $1^\circ \times 1^\circ$  mit einer zeitlichen Auflösung von sechs Stunden für die Jahre 1987 und 1988. Diese Inputdaten basieren auf einer Kombination aus Beobachtungen, Modellen und Analysen. Neben diesen subtäglichen Daten werden monatliche Daten des *Global Historical Climatology Network* (GHCN), welche seit 1980 bis in die Gegenwart verfügbar sind, verwendet und mit den Niederschlags- und Temperaturdaten des ISLSCP verknüpft [Milly und Shmakin, 2002; Hengst, 2008]. Jeder Gitterzelle wird in einem elementaren Abflussschema der Abfluss als Summe der stromaufwärts gelegenen Zellen zugewiesen [Walter, 2007]. Die Evaluierung des Modells LaD erfolgt mit Hilfe des Oberflächenabflusses [Milly und Shmakin, 2002; Hengst, 2008].

Jeder Modelllauf des LaD trägt den Namen eines Flusses (Amazon, Brahmaputra, Kongo, Donau und Euphrates) [Hengst, 2008]. Analog zum GLDAS wurden die Daten des LaD beim GGFC mit einer zeitlichen Auflösung von einem Monat und einer räumlichen Auflösung von  $1^\circ \times 1^\circ$  für den Zeitraum Januar 1980 bis November 2006 heruntergeladen. Der verwendete Modelllauf trägt den Flussnamen Fraser und ist eine Aktualisierung des Modelllaufs Amazon.

**LSDM** Die Erläuterungen zum Hydrologiemodell LSDM stammen aus Dill [2008]. Weitere Datenquellen sind an entsprechender Stelle mit angegeben. Eine Übersicht über die Entwicklung des Modells ist ebenfalls in Dill [2008] in Tabelle 1 zu finden.

Das operationelle Simulationssystem LSDM ist als Kombination die Erweiterung aus einem Land-Oberflächen-Modell, genannt SLS (*Simplified Land Surface Scheme*) [Hagemann und Gates, 2003] und einem hydrologischen Abflussmodell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg, genannt HDM (*Hydrological Discharge Model*) [Hagemann und Dümenil, 1998]. Die kombinierte Modellierung von SLS und HDM ermöglicht im Vergleich zu älteren Modellversionen z. B. auch den Rückfluss von Wasser auf Land. Ebenfalls findet die Massenerhaltung in Kombination mit atmosphärischen Antriebsfeldern des ECMWF und mit ozeanischen Massen des OMCT Berücksichtigung.

Der kontinentale Wasserspeicher beinhaltet folgende Komponenten: Wasser in Flüssen, Seen, Feuchtgebieten und anderen Reservoirs, Grundwasser, Bodenfeuchte, Wasser in Form von Schnee und Eis sowie Wasser in der Biosphäre (in und auf der Vegetation). Die einzelnen Komponenten können allerdings nur lokal und oft beschränkt auf wenige Komponenten bestimmt werden. Eine Möglichkeit zur indirekten Schätzung der genannten Parameter bietet die Modellierung, basierend auf der allgemeinen kontinentalen Wasserbilanz:

$$\Delta W = P - E - R_{Gesamt} \quad \text{mit} \quad R_{Gesamt} = R + D \quad (3.31)$$

Der gesamte Abfluss  $R_{Gesamt}$  setzt sich aus dem Oberflächenabfluss  $R$  und dem Grundwasserabfluss  $D$  zusammen. Für ein Einzugsgebiet oder eine Gitterzelle des Modells führt die allgemeine Gleichung 3.31 zur lokalen Wasserbilanz  $\Delta W_{lok}$ :

$$\Delta W_{lok} = \underbrace{P_{lok} - E_{lok} - R_{lok} - D_{lok}}_{\Delta W_{lok}^{vert} = W_{Boden} + W_{Schnee}} + \underbrace{Q_{in} - Q_{out}}_{\Delta W_{lok}^{lateral}} \quad (3.32)$$

Die laterale Wasserbilanz berücksichtigt den Wassermassenaustausch zwischen benachbarten Gitterzellen bzw. Einzugsgebieten. Die vertikale Wasserbilanz beinhaltet Änderungen des Wasserspeichers. Das SLS ist die Basis für die Modellierung der vertikalen Wasserbilanz, wohingegen das HDM die laterale Wasserbilanz simuliert.

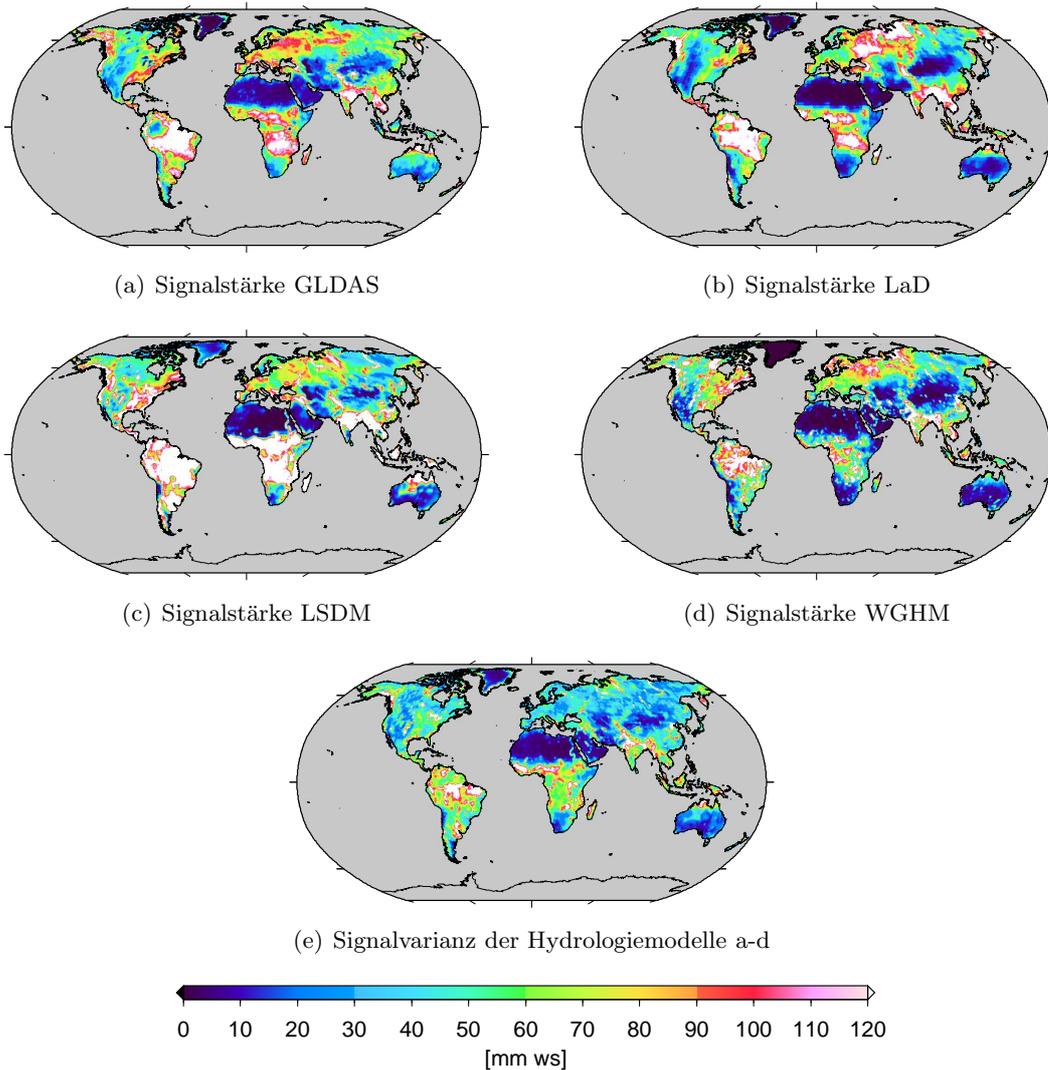
Die genaue Kenntnis kontinentaler Wasserspeicheränderungen und Süßwasserflüsse ist ein wichtiger Faktor für eine zuverlässige Repräsentation konsistenter physikalischer Austauschprozesse zwischen Atmosphäre, Ozean und kontinentaler Hydrologie. Für das Verständnis eines gekoppelten komplexen Klimasystems ist demnach auch ein genügend genaues Hydrologiemodell die Basis für eine realitätsgetreue Modellierung aller Austauschprozesse. Mit Hinblick auf diese Zielstellung erfolgt die Modellierung und fortlaufende Verbesserung des LSDM. Es findet u. a. auch Verwendung zur Berechnung von Erdorientierungsparametern wie z. B. der Erdrotation sowie des Erdschwerefeldes auf Zeitskalen von einem bis zu mehreren Jahren.

### 3.3.3 Genauigkeitsabschätzung

Die Abschätzung der Genauigkeit der vier vorgestellten Hydrologiemodelle kann im Ortsbereich und im Spektralbereich erfolgen. Die Unterschiede in den Modellen stellen dabei die Unsicherheit bei der Modellierung der kontinentalen Hydrologie dar. Die Berechnung der Signalvarianz im Ortsbereich erfolgt auf einem Gitter mit einer zeitlichen Auflösung von einem Monat, einer räumlichen Auflösung von  $1^\circ \times 1^\circ$  und einer Abdeckung von  $60^\circ$  südliche Breite bis  $90^\circ$  nördliche Breite. Die Daten der Modelle GLDAS und LaD liegen mit der genannten Auflösung vor. Die Daten der Modelle LSDM und WGHM wurden von einem Gitter von  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  auf ein Gitter von  $1^\circ \times 1^\circ$  konvertiert.

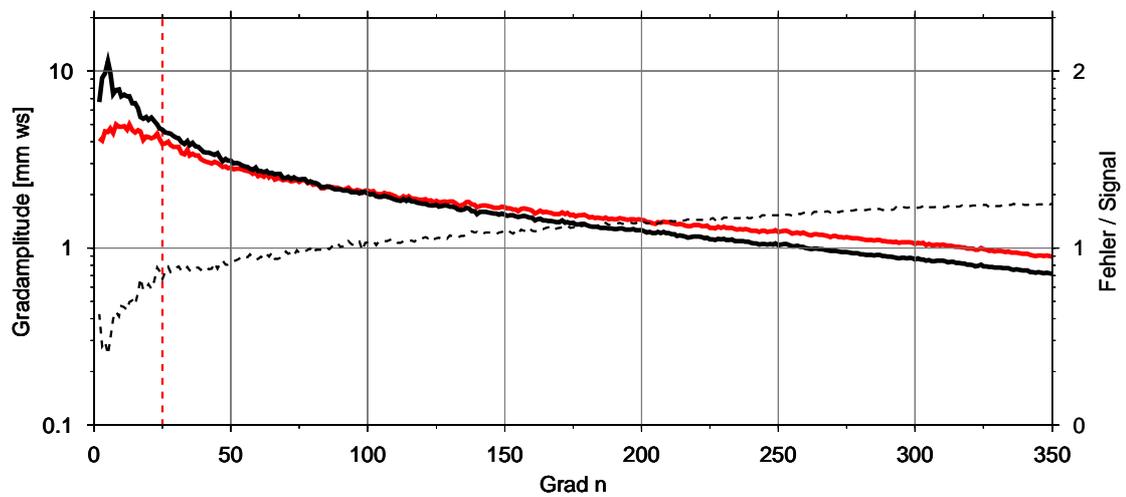
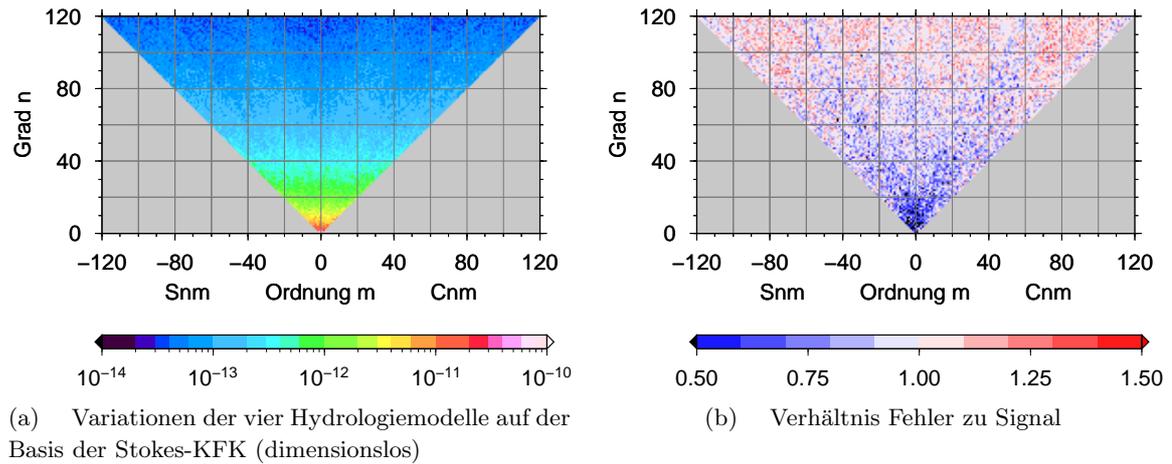
In Abbildung 3.7 sind für jedes Modell die Signalstärken für den Zeitraum Januar 2001 bis Dezember 2006 dargestellt. Das LSDM weist die größten und das WGHM die kleinsten Signalvarianzen auf. Die größten Flusseinzugsgebiete, wie z. B. der Amazonas, der Kongo, die Wolga, der Ob und der Jenissei, sind in allen vier Modellen gut erkennbar. Das LSDM und das WGHM zeigen zudem im Vergleich zu GLDAS und LaD die Flussverläufe, insbesondere gut sichtbar in Sibirien. In Abbildung 3.7 (e) ist die mittlere Signalvarianz aller vier Modelle bezüglich des gemeinsamen Mittelwertes als Maß für den Fehlerhaushalt dargestellt. Auch hier zeigen die großen Flusseinzugsgebiete die größten Abweichungen, insbesondere die der drei größten sibirischen Flüsse Ob, Jenissei und Lena. Diese Variationen sind neben den unterschiedlichen Modellierungsansätzen und der räumlichen Auflösung der Modelle auf die verschiedenen Inputdaten zurückzuführen. Das LSDM und das WGHM basieren auf einer sehr detaillierten räumlichen Modellierung der Flussverläufe, so dass große Signale der Flüsse stark zum Ausdruck kommen. Beim GLDAS und LaD hingegen zeigt das hydrologische Massensignal im Bereich der Flüsse einen glatten Verlauf mit weniger großen Signalamplituden, da hier keine Flussverläufe als Eingangsdaten für die Modellierung verwendet werden (Tab. 3.2).

Neben der Fehlerabschätzung im Ortsbereich kann die Variation der Modelle auch im Spektralbereich aus den Kugelfunktionskoeffizienten abgeleitet werden. Hierfür werden die vier Hydrologiemodelle mittels harmonischer Analyse aus dem Ortsbereich in den Spektralbereich übertragen ( $n_{max} = 360$ ). Damit ist zugleich die Grundlage geschaffen, Hydrologiemodelle in Analogie zu den GRACE-Daten auf der Basis von KFK zu bearbeiten. In Abbildung 3.8 (a) ist die Variation zwischen den vier Hydrologiemodellen in Analogie zu



**Abbildung 3.7:** Signalstärke der Hydrologiemodelle GLDAS, LaD, LSDM und WGHM für den Zeitraum Januar 2001 bis Dezember 2006 und deren Signalvarianz als Maß für den Fehlerhaushalt der vier Hydrologiemodelle (angegeben als Wassersäule, äquivalent zur Flächendichte).

Abbildung 3.7 (e) dargestellt. Es ist eine dominante Abhängigkeit vom Grad  $n$  erkennbar, weniger von der Ordnung  $m$ . Abbildung 3.8 (b) zeigt das Verhältnis aus Fehler und Signal. In Blau sind die KFK dargestellt, die ein Signal größer dem Fehler der vier Hydrologiemodelle aufweisen, in Rot entsprechend die KFK, deren Fehler das Signal über die Zeit dominiert. Es ist erkennbar, dass lediglich bis Grad und Ordnung 25 eine relativ gute Übereinstimmung der Signalanteile der vier Hydrologiemodelle vorherrscht. Dieser Effekt ist in Abbildung 3.8 (c) mit Hilfe von Gradamplituden veranschaulicht. In Schwarz ist die Größenordnung des mittleren hydrologischen Signals und in Rot die Variation zwischen den Modellen als mittleres Fehlermaß dargestellt. Die gestrichelte Linie stellt das Verhältnis aus Fehler und Signal dar. Grundsätzlich zeigen beide Kurven (durchgezogene Linien) den typischen Verlauf eines geophysikalischen Signals, d. h. mit abnehmender Signalstärke wird auch der Fehler kleiner. Wird aber das Verhältnis aus Fehler und Signal betrachtet (gestrichelte Linie), so wird deutlich, dass ab Grad 25 der Fehler annähernd so groß ist wie



**Abbildung 3.8:** Abschätzung des Fehlerhaushaltes der Hydrologiemodelle im Spektralbereich.

das Signal selbst und ab Grad 80 der Fehler die Größenordnung des Signals überschreitet (Verhältnis  $> 1$ ). Die dargestellten Fehlermaße werden für weitere Berechnungen mit den Daten der Hydrologiemodelle für eine Genauigkeitsabschätzung und Fehlerfortpflanzung genutzt. Zudem wird deutlich, dass noch große Unterschiede in den hydrologischen Modellen vorhanden sind und diese Defizite nur mit Hilfe zusätzlicher Daten minimiert werden können.

### 3.4 Weitere Datenquellen zur Abflussberechnung und Validierung

#### 3.4.1 Grenzen der Flusseinzugsgebiete

Die Grenzen der Flusseinzugsgebiete der sibirischen (und nordamerikanischen) Flusssysteme wurden von der Internetseite der WSAG<sup>4</sup> heruntergeladen. WSAG ist die übergeordnete *Water System Analysis Group*, welche sich mit der globalen Hydrologie und im

<sup>4</sup><http://www.wsag.unh.edu/arctic/RIMS-Old/group/Data/STN/STN.html> (Letzter Zugriff 14. November 2010)

Speziellen mit der Hydrologie in der Arktis beschäftigt. Über die Webseite der WSAG sind verschiedene Datenzugänge möglich. Arctic RIMS ist ein regionales integriertes hydrologisches Beobachtungssystem pan-arktischer Landmassen. Die verschiedenen Einzugsgebiete wurden auf der Basis von „STN-EASE river network, Version 1.0“ generiert, wobei für Nordamerika und Eurasia „Hydro1k“ und ein Algorithmus nach Fekete u. a. [2001] Verwendung fanden. Detaillierte Informationen über die Daten sind auf folgender Webseite zu finden: <http://www.wsag.unh.edu/arctic/RIMS-Old/group/Data/Masks/EASE.html>. In Abbildung 2.5 sind die Flusseinzugsgebiete der sechs größten sibirischen und nordamerikanischen Flusssysteme dargestellt. Für die Grenzen des Arktischen Ozeans wurde die gleiche Quelle wie für die Flusseinzugsgebiete herangezogen.

### 3.4.2 Ozeanmodell – ECCO2

Das Projekt *Estimating the Circulation and Climate of the Ocean* (ECCO) wurde im Jahr 1998 als Teil des *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE) gestartet mit dem Ziel, das *general circulation model* (GCM) mit verschiedenen Beobachtungen zu verknüpfen (Daten-Assimilation) und eine quantitative Beschreibung des Zustandes des globalen Ozeans zu ermöglichen [Menemenlis u. a., 2008]. Mit Hilfe der Kombination verschiedener Daten, wie Fernerkundungsdaten und bodengebundenen Beobachtungen, soll die Konsistenz von Modell und Daten geprüft werden. Somit ist es möglich, dass ECCO ein physikalisch konsistentes Modell darstellt [Menemenlis u. a., 2008]. Nachteile von ECCO waren die grobe horizontale Auflösung und das Fehlen des Arktischen Ozeans. Diese Schwachstellen konnten mit dem Nachfolgemodell ECCO2<sup>5</sup> ausgeglichen werden. Ein Fortschritt war die Kopplung von Ozean und Meereis-Bedeckung. Zudem wurden verschiedene Datenquellen genutzt, wie Altimetrie, Schweremessungen, Drifter, hydrografische Daten und Beobachtungen des Meereises [Menemenlis u. a., 2008]. Detaillierte Erläuterungen zu ECCO2 sind in Menemenlis u. a. [2008] und auf der Homepage <http://ecco2.org> zu finden.

Die Verwendung der frei verfügbaren Daten von ECCO2 in der vorliegenden Arbeit dient reinen Vergleichszwecken, insbesondere für die Abschätzung des Leck-Effektes von Signalen im Arktischen Ozean auf die Signale der Flusseinzugsgebiete von Ob, Jenissei, Lena und Kolyma (siehe Abschn. 4.2.5 und 5.2.2). Es wurden die Daten der Bodendruckanomalie  $p_{bda}$  heruntergeladen, welche mit der Referenzdichte  $\rho_0$  ( $1027,5 \text{ kg/m}^3$ ) skaliert und um einen konstanten Anteil einer definierten Wassertiefe reduziert sind. Ausgehend von dem Ozeanbodendruck  $p_b$

$$p_b = p_a + g\rho_0(D + \eta) + g\rho'(D + \eta) , \quad (3.33)$$

wobei  $p_a$  den Oberflächendruck der Atmosphäre,  $D$  die Wassertiefe,  $\eta$  die dynamische Topographie und  $\rho'$  die Dichteanomalie ( $\rho - \rho_0$ ) beschreiben, ergibt sich die Bodendruckanomalie zu:

$$p_{bda} = (p_a + g\rho_0(D + \eta) + g\rho'(D + \eta)) / \rho_0 - gD . \quad (3.34)$$

Die Umrechnung in die metrische Einheit Meter erfolgt mittels Division durch die Schwerebeschleunigung  $g$ . Die Daten liegen von Januar 1992 bis Dezember 2010 zum Herunterladen bereit (Stand 14. August 2011). Die räumliche Auflösung beträgt  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  mit einer zeitlichen Auflösung von einem Tag. Die Aufbereitung der Daten erfolgt in Analogie zu den

---

<sup>5</sup>ECCO2 ist ein Beitrag der Arbeitsgemeinschaft ECCO, finanziert durch das *National Oceanographic Partnership Program*.

Hydrologiemodellen. Nach einer monatlichen Mittelwertberechnung werden die globalen Datensätze mittels harmonischer Analyse in den Spektralbereich überführt und als KFK weiterverarbeitet.

### 3.4.3 NCEP-Reanalysen

**NCEP/NCAR-Reanalyse** Innerhalb eines Gemeinschaftsprojektes der zwei Analysezentren NCEP und NCAR (*National Center for Atmospheric Research*) bestand das Ziel, eine globale Reanalyse von atmosphärischen Beobachtungsfeldern über 40 Jahre (1957-1996) durchzuführen [Kalnay u. a., 1995]. Diese sogenannte Reanalyse I (R-1) wurde auch nach 1996 fortgesetzt und erstreckt sich aktuell über einen Zeitraum von 1948 bis in die Gegenwart (siehe auch Kistler u. a. [2001]). Die Berechnung erfolgt mit einem hochmodernen Daten-Assimilations-System und einer sehr umfangreichen Datenbasis. Datenassimilation und Modell sind weiterhin identisch mit dem globalen System, welches im Jahr 1995 implementiert wurde. Die Datenbank wurde aber um weitere Inputdaten aus verschiedenen Datenquellen erweitert. Die Ergebnisse der Berechnungen liegen auf einem Gitter mit einer Auflösung von  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  auf bis zu 28 verschiedenen (Druck-) Niveaus vor [Vey, 2007]. Nach Kalnay u.a [1995] können die Ausgabe-Datensätze in vier verschiedene Klassen unterteilt werden. Datensätze der Kategorie A werden hauptsächlich durch Beobachtungen bestimmt und sind die zuverlässigsten Ergebnisse der Reanalyse. In Kategorie B sind die Datensätze zum Teil durch direkte Beobachtungen, zum Teil aber nur durch Modelle gegeben. Die Daten der Kategorie C sind mit großen Unsicherheiten behaftet, da sie ausschließlich Ergebnisse des Modells sind, weil nur wenige bis keine Beobachtungen vorliegen. Zur Kategorie A zählen z. B. die Komponenten des horizontalen und vertikalen Windvektors. Zur Kategorie B zählt die spezifische Feuchtigkeit und zur Kategorie C der Niederschlag. Die vierte Kategorie D enthält Daten wie z. B. die Land-Meer-Maske. Nach Bromwich u. a. [2007] liegt der große Vorteil der Reanalyse I darin, dass ein festes Assimilationssystem verwendet wurde und somit keine Änderungen in der Modellphysik und in der Auflösung vorliegen. Darüber hinaus liegen die Datensätze aller sechs Stunden zum Herunterladen bereit und können somit für viele Anwendungen herangezogen werden. Ein weiterer Vorteil ist die Datenbereitstellung auf einem Gitter und die größtmögliche Einbindung von qualitativ guten Beobachtungen, so dass auch für die Polarregionen eine Anwendung der Reanalysen sehr sinnvoll ist. Aufgrund der Reanalysen konnten die Klima-Studien in den Polarregionen deutlich verbessert werden [Bromwich u. a., 2007].

**NCEP/DOE-Reanalyse** Eine Erweiterung der Reanalyse R-1 ist die NCEP/DOE (*Department of Energy*)-Reanalyse (R-2). Innerhalb dieses zweiten Reanalyse-Projektes erfolgte eine Neuberechnung der Jahre 1979-2009, auch mit dem Ziel, innerhalb des AMIP-II (*Atmospheric Model Intercomparison Project*) verschiedene Atmosphärenmodelle miteinander zu vergleichen [Kanamitsu u. a., 2002; Vey, 2007]. Seit 1979 sind vermehrt Satellitendaten, welche zu einer stark verbesserten Datengrundlage beitragen, in die Berechnungen mit eingeflossen. Im Vergleich zur R-1 beruht die Neuberechnung auf konsistenten Beobachtungen und optimierten Berechnungsalgorithmen, wobei die Datenassimilation und die Auflösung im Vergleich zur R-1 unverändert blieben. Nachteilig ist, dass zu den Berechnungen der vorliegenden Arbeit keine Daten zur spezifischen Feuchtigkeit auf den verschiedenen Druckniveaus vorlagen.

### 3.4.4 Abflüsse und Wasserstände ausgewählter Pegellokationen

Ein Möglichkeit der Validierung der aus den GRACE-Schwerefelddaten berechneten Abflüsse bieten beobachtete Abflussreihen an ausgewählten Pegellokationen nahe den Mündungsbereichen der Flüsse. Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Daten liegen für die Flüsse Jenissei und Lena sowie zum Teil auch für die Kolyma durch persönlichen Kontakt zum Alfred-Wegener-Institut (AWI) in Potsdam vor (W. Schneider, Darstellung der Daten in Abbildung 2.6). Weitere Abflussreihen wurden beim GGFC<sup>6</sup> ArcticRIMS heruntergeladen. Die Abflussdaten und die Daten des Wasserstandes (Pegelmessungen) liegen als tägliche und als monatliche Werte vor. Bis 2000 stehen archivierte Daten zur Verfügung, wohingegen ab 2000 nur vorläufige Daten heruntergeladen werden können. Eine Angabe über die Genauigkeit der Daten liegt nicht vor.

Der Abfluss  $R$  (*Runoff*) eines Fließgewässers berechnet sich aus dem Volumen  $V$ , welches innerhalb eines definierten Zeitfensters  $\Delta t$  den Querschnitt  $F$  vollständig passiert:

$$R = \frac{V}{\Delta t} = \int_F v_F dF \quad (3.35)$$

Sind die mittlere Fließgeschwindigkeit  $\bar{v}_F$  und die Fläche des Flussbettprofils  $F_P$  bekannt, so kann die Abflussmenge für  $\Delta t$  berechnet werden:  $V = \bar{v}_F \Delta t F_P$  [Dyck und Peschke, 1995; Hölting, 1992; Wilhelm, 1997]. Das Profil ist wiederum abhängig von der Flussbreite und vom Wasserstand, welcher durch Pegelmessungen bestimmt werden kann. Alle Werte sind in erster Näherung als Mittelwerte für den Zeitraum  $\Delta t$  zu verstehen.

Die direkte, bodengebundene Abflussmessung ist aber eine punktuelle Messung, welche auf den Querschnitt des Flussbettes hochgerechnet wird. Weiterhin ist es, im Vergleich zu den aus GRACE-Daten berechneten Abflüssen, entscheidend, wo sich die Abflussmesspunkte befinden. Optimal ist eine Abflussmessung im direkten Mündungsbereich des Flusses, da hier annähernd der komplette Abfluss des gesamten Flusseinzugsgebietes stattfindet und somit ein Messwert entsteht, welcher am ehesten mit den auf der Basis von GRACE-Daten detektierten Abflüssen vergleichbar ist. Da dies aber i. d. R. nicht der Fall ist, wurden die Einzugsgebiete aus Abschnitt 3.4.1 manuell an die jeweiligen Messstationen angepasst. In Abbildung 2.5 ist dies durch die hellgrün hinterlegten Flächen gekennzeichnet.

Für den Ob wird die Abflussmessung an der Pegelstation Salechard herangezogen, welche sich  $\sim 287$  km vor der Mündung in den Obbusen befindet. Als Vergleichswert für die Abflussberechnungen des Jenissei werden beobachtete Abflussmessungen an der Pegelstation Igarka,  $\sim 697$  km vor der Mündung in die Karasee, herangezogen. Für die Lena gibt es zwei potentielle Vergleichsmessungen, die Pegelstation Kusur, welche sich  $\sim 211$  km vor dem Delta der Lena befindet, sowie die Station Stolb, welche direkt im Lena-Delta liegt. Da für die Station Stolb keine Daten frei verfügbar sind, konnten lediglich die Daten bei Kusur als Vergleichswerte herangezogen werden. Für die Kolyma liegen Vergleichsdaten für die Station Kolymskoje,  $\sim 283$  km vor der Mündung in die Ostsibirische See, vor. Die Angaben der Entfernungen der Messstationen zu den Mündungsbereichen sind von der jeweiligen Quelle abhängig und können sich stark unterscheiden. Die angegebenen Werte stammen vom R-Arcticnet<sup>7</sup>.

<sup>6</sup><http://rims.unh.edu/data/station/list.cgi?col=4> (Letzter Zugriff: 22. Juni 2011)

<sup>7</sup>[www.r-arcticnet.sr.unh.edu](http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu)

## 4 Methoden

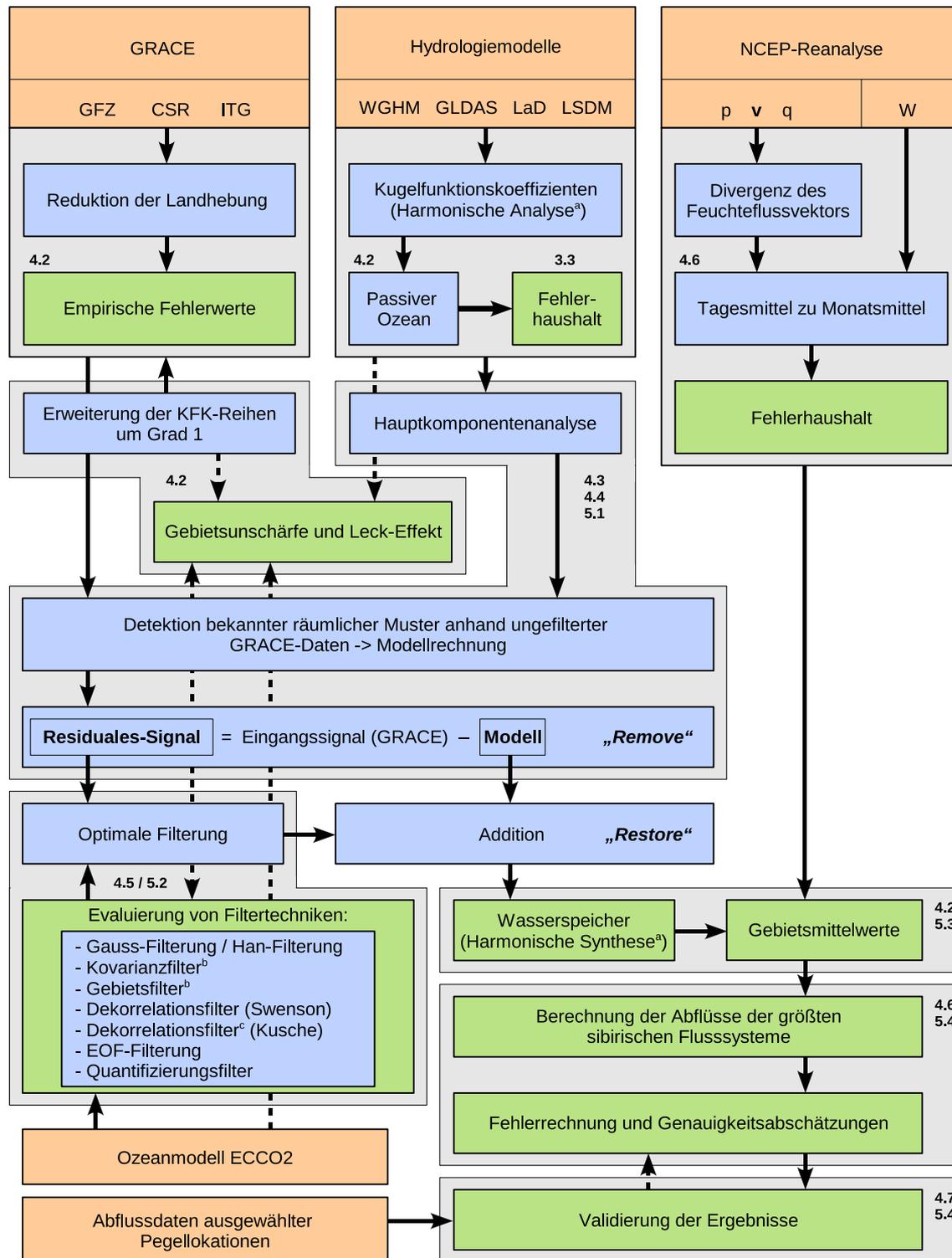
Das Kapitel beschäftigt sich mit den GRACE-Fehlerstrukturen und darauf aufbauend mit den wichtigsten Methoden zur Filterung der GRACE-Daten und zur Berechnung von Abflusswerten. Der erste Abschnitt gibt einen Überblick über die Aufbereitung und Bearbeitung der GRACE-Daten. In Abschnitt 4.2 liegt der Schwerpunkt auf der Bestimmung empirischer GRACE-Fehler und der Berechnung von Wasserspeicheränderungen als Gebietsmittelwerte. Weiterhin werden die Gebietsunschärfe aufgrund des begrenzten Spektrums von Grad 2 bis 60 und die Leck-Effekte aufgrund von Unter- und Überschätzungen von Signalanteilen innerhalb und außerhalb eines definierten Gebietes diskutiert. Es folgen eine Abschätzung der Fehlereinflüsse und Vorschläge zur Minimierung von Leck-Effekten. Im Abschnitt 4.4 wird vertiefend auf die Detektion bekannter räumlicher Muster, basierend auf einer Hauptkomponentenanalyse anhand von Hydrologiemodellen, eingegangen. Die Methoden zur Glättung und Filterung der GRACE-Daten sind Schwerpunkt im Abschnitt 4.5. Die Berechnung von Abflüssen aus GRACE-Daten in Kombination mit Atmosphärendaten wird in Abschnitt 4.6 erläutert. Abschließend wird die Validierung der Ergebnisse anhand bekannter Abflussdaten an ausgewählten Pegellokationen erarbeitet.

### 4.1 Aufbereitung der GRACE-Schwerefeldlösungen – Überblick

Die Abbildung 4.1 gibt einen Überblick über die einzelnen Bearbeitungsschritte der GRACE-Daten. Die verwendeten Eingangsdaten sind in Rot, die Berechnungsschritte und die damit verbundenen Programme in Blau und die Ergebnisse in Grün dargestellt. Die Zahlen der grau hinterlegten Boxen weisen auf die zugehörigen Abschnitte hin.

Da die Satellitenmission GRACE auf alle Massenverlagerungen im System Erde sensitiv ist (integraler Effekt, vgl. Abschn. 3.2), der Fokus der Arbeit aber auf den hydrologischen Massenvariationen liegt, müssen an die GRACE-Schwerefeldänderungen neben ozeanischen und atmosphärischen Reduktionen auch die Signalanteile der postglazialen Landhebung (GIA, *Glacial Isostatic Adjustment*) reduziert werden. Hierfür stehen verschiedene Modelle zu Verfügung. Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Daten basieren auf dem Eis-Auflast-Modell ICE-5G und der zugehörigen Rheologie VM2 [Peltier, 2004]. Die Berechnungen erfolgten mit der frei verfügbaren Software `selen` [Spada und Stocchi, 2007]. Die größten Landhebungen sind zwar nicht in Sibirien zu finden, es wird aber davon ausgegangen, dass auch in diesen Gebieten Effekte im Bereich von wenigen Submillimetern Wassersäule möglich sind. Weiterhin würde die Ausdehnung der Berechnungen auf die nordamerikanischen Flusssysteme, wie den Mackenzie und den Yukon, eine Reduktion des GIA-Effektes dringend erforderlich machen, da Kanada und Alaska während der letzten Eiszeit von Inlandeis bedeckt waren. Aus Konsistenzgründen soll auch für die sibirischen Flusssysteme auf diesen Reduktionsschritt nicht verzichtet werden.

Im Anschluss wird über den gesamten Zeitraum einer GRACE-Datenreihe ein zeitlicher Mittelwert reduziert. Da die kontinentale Hydrologie von saisonalen Signalanteilen dominiert wird, ist es sinnvoll, volle Jahre zur Mittelwertberechnung heranzuziehen. Da die GRACE-Daten des GFZ und des CSR in den ersten beiden Jahren Lücken aufweisen (vgl. Abb. 3.4) und die Monatslösungen mit relativ großen Fehlern behaftet sind (siehe Abb. 3.6), wurde die Berechnung des zeitlichen Mittelwertes auf den Zeitraum Januar 2005 bis Dezember 2010 festgelegt. Für die Daten des ITG, welche bis August 2009 (Stand August



**Abbildung 4.1:** Flussdiagramm: Übersicht der Eingangsdaten und der Methoden zur Aufbereitung und Verarbeitung der GRACE-Daten: Eingangsdaten (Rot), Berechnungen und Programme (Blau) und Ergebnisse (Grün). Die grau hinterlegten Boxen verweisen auf die zugehörigen Abschnitte.

<sup>a</sup>GravTools, Software des Instituts für Planetare Geodäsie, TU Dresden [Scheinert, 1996]

<sup>b</sup>Software des Instituts für Planetare Geodäsie, TU Dresden [Werth, 2005]

<sup>c</sup>Filter-KFK vom Institut für Geodäsie und Geoinformation, Universität Bonn, J. Kusche (pers. Mitt.)

2011) vorliegen, erfolgte die Mittelwertberechnung von Januar 2003 bis Dezember 2008. Somit wird für alle drei Datensätze ein Mittelwert über sechs volle Jahre reduziert wird. Für die folgenden Abschnitte sind die zeitlichen Variationen der GRACE-Daten die Basis aller Untersuchungen.

## 4.2 Vorbetrachtungen

### 4.2.1 Empirischer Signal-Fehler-Haushalt

Wie in Abschnitt 3.2.4 dargelegt, sind die GRACE-Schwerefeldlösungen, insbesondere in den hohen Graden, von großen Fehlereinflüssen überlagert. Neben den von den Prozessierungszentren mitgelieferten formalen und kalibrierten Fehlern kann der Fehlerhaushalt auch empirisch bestimmt werden [Horwath, 2007; Horwath und Dietrich, 2009]. Die GRACE-Schwerefeldlösungen beinhalten geophysikalische Signale, die vordergründig aus langfristigen (Trends) und saisonalen (jährlichen und halbjährlichen) Signalanteilen bestehen. Mit dieser Vorkenntnis ist es möglich, durch Modellanpassung das Signal vom Rauschen zu trennen. Mit der Anwendung der MKQ-Schätzung (siehe Abschn. 4.3) wurde ein konstanter Anteil, ein Trend und ein saisonales Signal pro Koeffizientenreihe über den gegebenen Zeitraum angepasst. Der residuale Anteil entspricht dem Fehlermaß des jeweiligen KFK pro Zeitpunkt und wird als empirischer Fehler bezeichnet [Horwath, 2007]. Dieser Rest kann neben Fehlerstrukturen auch noch wahre Signalanteile, welche nicht mittels der Modellanpassung erfasst wurden, beinhalten. Somit stellt der empirische Fehler eine obere Grenze der Fehlerabschätzung dar. Der mittlere Gewichtseinheitsfehler, welcher aus den Residuen berechnet werden kann, wird als Fehler-Standardabweichung bezeichnet [Horwath, 2007].

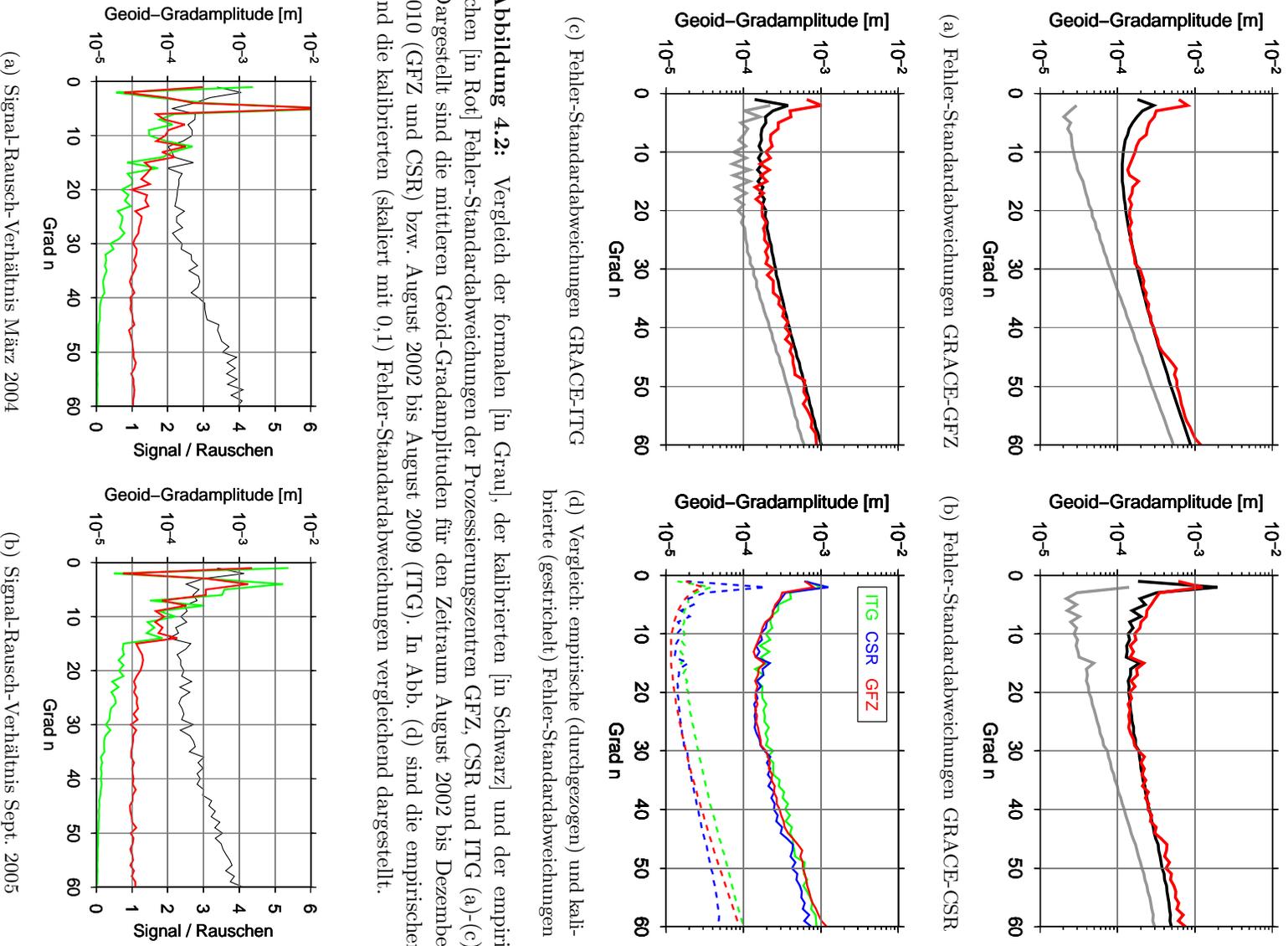
In Abbildung 4.2 sind die formalen, kalibrierten und empirischen Fehler-Standardabweichungen der drei Prozessierungszentren GFZ, CSR und ITG einander gegenübergestellt. Das ITG stellt allerdings keine kalibrierten Fehler zur Verfügung. Die hier dargestellten kalibrierten Fehlerwerte wurden am IPG nach der Skalierungsmethode, erläutert in Schmidt u. a. [2006b] und Schmidt [2007], generiert. In Abhängigkeit der Analyse von residualen Signalanteilen der GRACE-Zeitreihe des ITG werden pro Grad Skalierungsfaktoren bestimmt und an die formalen Fehler angebracht. Die formalen Fehler der GFZ- und der CSR-Reihen (vgl. Abb. 4.2 a und b) liegen deutlich unter dem Niveau der empirischen bzw. kalibrierten Fehlerwerte und stellen damit, wie in Abschnitt 3.2.4 erläutert, ein zu optimistisches Fehlermaß dar. Die empirischen Fehlerwerte des CSR passen sehr gut mit den kalibrierten Fehlern überein, lediglich in den hohen Graden liegen die empirischen Fehler leicht über den kalibrierten Fehlern. Für die beiden Fehlerkurven des GFZ sind Unterschiede insbesondere in den niederen Graden erkennbar. Dies kann an restlichen geophysikalischen Signalanteilen in den empirischen Fehlerwerten (rote Kurve) liegen, oder aber die kalibrierten Fehler (schwarze Kurve) des GZF unterschätzen den Fehlerhaushalt der GRACE-Schwerefeldlösungen. Die formalen Fehler des ITG (Abb. 4.2 c) sind im Gegensatz zu den formalen Fehlern des GFZ und des CSR deutlich größer und stellen damit ein realistischeres Fehlermaß dar. Im Vergleich zu den empirischen Fehlern sind sie um den Faktor zwei kleiner. In Analogie zu den Fehler-Standardabweichungen des GFZ liegt die Kurve der empirischen Fehler des ITG für niedere Grade deutlich über den kalibrierten Fehlerwerten. Etwa ab Grad 10 sind die Unterschiede zwischen kalibrierten und empirischen Fehlern klein.

Abbildung 4.2 (d) stellt vergleichend die empirischen Fehler (durchgezogene Linien) und die kalibrierten Fehler (gestrichelte Linien, skaliert mit Faktor 0,1) der drei Prozessierungszentren dar. Unterschiede werden insbesondere für die kalibrierten Fehlerwerte deutlich. Die kalibrierten Fehler des ITG sind etwa anderthalbmal so groß wie die des GFZ. Die Fehlerkurve des CSR deckt sich wechselnd mit den Fehlerkurven der anderen beiden Zentren, wobei der größte Unterschied für den Grad 2 erkennbar ist. Aber auch für die Fehlerkurven des GFZ und des ITG weist der Grad 2 einen relativ großen Fehler auf. Die Schwerefeldberechnung allein aus GRACE-Schwerefelddaten ist für den Anteil von Grad 2, insbesondere für den zonalen Anteil, nur mit großen Unsicherheiten durchführbar. Dieser Sachverhalt ist in Abbildung 4.3 für die Monate März 2004 und September 2005 als Signal-Rausch-Verhältnis verdeutlicht. In Rot wurde das GRACE-Signal des GFZ zum empirischen Fehler ins Verhältnis gesetzt. In Grün ist das Hydrologiesignal des LSDM ebenfalls im Verhältnis zum empirischen Fehlerwert dargestellt. Bis etwa Grad 15 liegt ein Signal-Rausch-Verhältnis größer Eins vor. Lediglich für Grad 2 fällt das Signal-Rausch-Verhältnis stark ab, teilweise auf Werte kleiner Eins. Eine Ursache dieses Problems könnte die Messkonfiguration mit dem sehr kurzen Abstand ( $\sim 220$  km) zwischen den beiden Satelliten sein, so dass niedrigere Grade weniger gut aufgelöst werden können [Chen u. a., 2005a]. Bei Betrachtung der empirischen GRACE-Fehler-Standardabweichungen in Abbildung 4.4 (Seite 50) sind die zonalen KFK niedrigerer Grade teilweise mit größeren Fehlern behaftet als die tesseralen und sektoriellen KFK gleichen Grades. Spätestens ab Grad 6 liegt das Fehlerniveau der zonalen KFK deutlich unter denen der tesseralen und sektoriellen KFK.

Verschiedene Studien verzichten auf die Verwendung des  $C_{20}$ -Terms oder ersetzen ihn durch Beobachtungen aus SLR-Messungen [Chen u. a., 2005a; Landerer und Dickey, 2010]. Da die KFK aber Korrelationen untereinander aufweisen, ist es sehr problematisch, einzelne Koeffizienten in einem in sich geschlossenen Datensatz durch andere Messwerte zu ersetzen (A.Jäggi, pers. Mitt.). Aus diesem Grund wird in der vorliegenden Arbeit der Term  $C_{20}$  trotz des großen Fehlers weder ausgeschlossen noch durch andere Beobachtungen ersetzt. Ebenso kann die Prozessierungsstrategie die Genauigkeit des  $C_{20}$ -Terms beeinflussen [Luthcke u. a., 2006]. Weiterhin besteht, wie in Abschnitt 3.2 erläutert, die Möglichkeit, schon während der Prozessierung der GRACE-Daten eine Kombination mit SLR-Daten vorzunehmen, so dass eine zuverlässige Schätzung der Grad-2-Terme erreicht wird (CNES-GRACE-Daten).

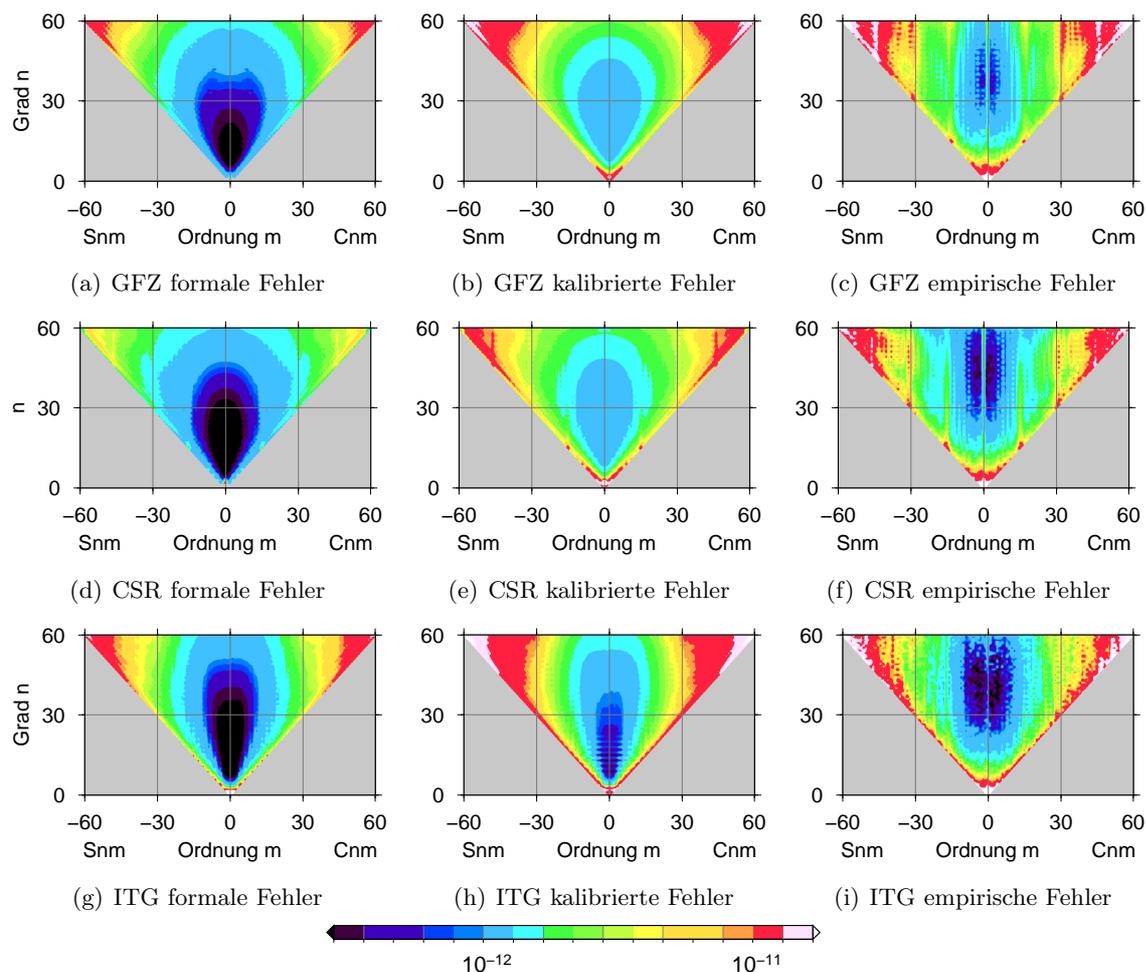
Beim Vergleich der empirischen Fehlerwerte der drei Prozessierungszentren in Abbildung 4.2 (d) ist eine gute Übereinstimmung insbesondere in den niederen Graden (auch für Grad 2) erkennbar. Für die empirischen Fehlerkurven des GFZ und des CSR weist der Grad 15 einen großen Fehler auf. Dies ist auch bei den kalibrierten Fehlern des CSR erkennbar. Die Fehlerkurve des ITG weist zudem im Bereich von Grad 15 Resonanzerscheinungen auf, d.h. die Fehlerkurve oszilliert. Diese Resonanzterme bei Grad und Ordnung 15 sind u. a. auf Probleme beim De-aliasing während der GRACE-Datenprozessierung zurückzuführen [Luthcke u. a., 2006; Rowlands u. a., 2010]. Luthcke u. a. [2006] führen diese Erscheinung auf die  $\sim 15,3$  Umläufe pro Tag zurück. Ist die Ordnung  $m$  in etwa gleich der Anzahl der Umläufe pro Tag, so kommt es zu sogenannten „flachen Resonanzen“ (engl. *shallow resonances*). Auch hier können, wie für die Terme von Grad 2, angepasste Prozessierungsstrategien eine Reduktion dieser Fehlereinflüsse bewirken [Luthcke u. a., 2006].

In Abbildung 4.4 sind die formalen, kalibrierten und empirischen (v.l.n.r.) Fehler-Standardabweichungen für die drei Prozessierungszentren GFZ, CSR und ITG (v.o.n.u.) pro



**Abbildung 4.2:** Vergleich der formalen [in Grau], der kalibrierten [in Schwarz] und der empirischen [in Rot] Fehler-Standardabweichungen der Prozessierungszentren GFZ, CSR und ITG (a)-(c). Dargestellt sind die mittleren Geoid-Gradamplituden für den Zeitraum August 2002 bis Dezember 2010 (GFZ und CSR) bzw. August 2002 bis August 2009 (ITG). In Abb. (d) sind die empirischen und die kalibrierten (skaliert mit 0,1) Fehler-Standardabweichungen vergleichend dargestellt.

**Abbildung 4.3:** Signal-Rausch-Verhältnis zwischen (hydrologischem) Signal und den GRACE-Fehlern für zwei Beispielmonate: in Rot das Verhältnis aus GRACE-Signal und empirischem Fehlerwert des GFZ und in Grün das Verhältnis aus Hydrologischesignal (Modell: LSDM) und empirischem Fehlerwert des GFZ. In Schwarz hinterlegt ist die empirische Fehler-Standardabweichung (des GFZ).



**Abbildung 4.4:** Vergleich der formalen, kalibrierten und empirischen Fehler-Standardabweichungen der GRACE-Stokes-Koeffizienten (dimensionslos) der Prozessierungszentren GFZ, CSR und ITG, berechnet für den Zeitraum August 2002 bis Dezember 2010 (GFZ: ohne Juli bis Oktober 2004 und ohne Dezember 2006) bzw. für den Zeitraum August 2002 bis August 2009 (ITG).

Grad und Ordnung dargestellt. Für alle drei Fehlerarten ist erkennbar, dass der Fehler sowohl vom Grad  $n$  als auch von der Ordnung  $m$  abhängig ist. Dabei nehmen die Fehlerwerte für die sektoriellen KFK mit steigendem Grad deutlich schneller zu als die der zonalen und tesseralen KFK. Dies wird insbesondere bei den kalibrierten und empirischen Fehlerwerten deutlich. Weiterhin ist für Grad und Ordnung 15 der im vorhergehenden Absatz beschriebene große Fehlereffekt sichtbar. Vertiefende Studien von Horwath und Dietrich [2006; 2009] zeigen, dass die empirischen Fehler auch Korrelationen zwischen den einzelnen Koeffizienten aufweisen. Dieser Effekt ist in den empirischen Fehlern (Abb. 4.4, rechte Spalte) anhand der Streifenstrukturen pro Ordnung  $m$  erkennbar. Diese Korrelationen treten insbesondere zwischen den KFK geraden bzw. ungeraden Grades einer Ordnung auf. Dieser Sachverhalt wird in Abschnitt 4.5.3 im Zusammenhang mit dem Entwurf eines Dekorrelationsfilters noch einmal aufgegriffen. Die formalen und die kalibrierten Fehlermaße weisen diese Korrelationsstrukturen nicht auf (teilweise sichtbar in den kalibrierten Fehlerwerten des ITG). Somit sind die empirischen Fehlerwerte am ehesten für eine realistische Fehlerabschätzung der GRACE-Daten geeignet. Mit dem Ziel einer einheitlichen Berechnung und Fehleranga-

be wird für alle Untersuchungen der empirisch bestimmte Fehlerdatensatz verwendet. Die empirischen Fehler-Standardabweichungen finden Anwendung bei den Filtertests, wohingegen für das endgültige Ergebnis der Wasserspeicheränderungen aus GRACE-Daten die individuellen Fehlerwerte pro Monatslösung in die Berechnungen einfließen, um den zeitlich variierenden Fehlern gerecht zu werden (vgl. Abb. 3.6). Untersuchungen der GRACE-Fehlerstrukturen erfolgten außer in den genannten Veröffentlichungen u. a. auch in Chen u. a. [2004], Schmidt u. a. [2006b], Swenson und Wahr [2006], Wahr u. a. [2006] und Kusche [2007].

### 4.2.2 Gebietsmittelwerte

Eine Begründung der Anwendung von Gebietsmittelwerten ergibt sich zum einen aus dem maximalen Auflösungsgrad  $n$  und zum anderen aus den großen Fehlern für die hohen Grade der GRACE-Schwerefelddaten. Der maximale Grad  $n$  (bei GRACE i. d. R. 60) entspricht einer räumlichen Auflösung von  $\sim 333$  km. Jeder durch harmonische Synthese in einem Gitter berechnete Wert repräsentiert somit einen räumlich „geglätteten“ Wert. Weiterhin schränken die großen Fehler der GRACE-Lösungen das räumliche Auflösungsvermögen ein. Aus diesen Gründen ist es sinnvoll, von Massensignalen in einem Gitter auf flächenhaft gemittelte Werte überzugehen. Die Fehler der Massenanomalien, berechnet aus GRACE-Daten, können durch Gebietsmittelbildung deutlich reduziert werden. Die Berechnung von Gebietsmittelwerten geht allerdings selbst wieder auf Kosten der räumlichen Auflösung. Sie ist dennoch eine sinnvolle Variante, um Wasserspeicheränderungen aus GRACE-Daten auf der Basis von Flusseinzugsgebieten so genau wie möglich zu bestimmen. Eine exakte Gebietsfunktion im Ortsbereich  $\vartheta(\theta, \lambda)$  besitzt die Werte

$$\vartheta(\theta, \lambda) = \begin{cases} 1, & \text{für Punkte innerhalb des Gebietes und} \\ 0, & \text{für Punkte außerhalb des Gebietes.} \end{cases} \quad (4.1)$$

Die Berechnung der Flächendichteänderung eines definierten Flusseinzugsgebietes ergibt sich somit zu

$$\overline{\Delta\sigma}_{\text{Gebiet}} = \frac{1}{\Omega_{\text{Gebiet}}} \iint \Delta\sigma(\theta, \lambda) \vartheta(\theta, \lambda) \sin\theta \, d\theta \, d\lambda. \quad (4.2)$$

Die Gebietsfunktion im Ortsbereich kann nach Kugelflächenfunktionen entwickelt werden:

$$\vartheta(\theta, \lambda) = \frac{1}{4\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (\vartheta_{nm}^c \cos(m\lambda) + \vartheta_{nm}^s \sin(m\lambda)) \tilde{P}_{nm}(\cos\theta). \quad (4.3)$$

Durch die Kombination der Gleichung 4.3 mit den Gleichungen 3.22 und 3.21 kann die Flächendichteänderung im Spektralbereich für ein definiertes Gebiet berechnet werden:

$$\overline{\Delta\sigma}_{\text{Gebiet}} = \frac{a\rho E}{3\Omega_{\text{Gebiet}}} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k'_n} (\vartheta_{nm}^c \Delta C_{nm} + \vartheta_{nm}^s \Delta S_{nm}) \quad (4.4)$$

mit

$$\begin{Bmatrix} \vartheta_{nm}^c \\ \vartheta_{nm}^s \end{Bmatrix} = \iint \vartheta(\theta, \lambda) \tilde{P}_{nm}(\cos\theta) \begin{Bmatrix} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{Bmatrix} \sin\theta \, d\theta \, d\lambda. \quad (4.5)$$

Zur korrekten Repräsentation des Gebietes muss die Reihenentwicklung in Gleichung 4.4 das volle Spektrum umfassen, was durch Summation bis Unendlich dargestellt ist. Da die

GRACE-Daten aber ein begrenztes Spektrum aufweisen, d. h. alle KFK mit  $n > 60$  sind Null, kann die Gebietsfunktion bei Verknüpfung mit den GRACE-KFK auch nur bis Grad 60 angewendet werden. Die Koeffizienten der „approximierten“ Gebietsfunktion  $\tilde{\sigma}$  werden wie folgt dargestellt:

$$\eta(\theta, \lambda) = \frac{1}{4\pi} \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n (\eta_{nm}^c \cos(m\lambda) + \eta_{nm}^s \sin(m\lambda)) \tilde{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (4.6)$$

Die harmonische Darstellung des Gebietes weist, insbesondere im Randbereich, Über- und Unterschwingungen auf (vgl. Abb. 4.5), das sogenannte Gibbs'sche Phänomen, welches zu einer Gebietsunschärfe und damit zu einem Leck-Effekt aufgrund von Signalanteilen außerhalb des Gebietes führt und Signalanteile im Gebiet unter- oder überschätzt. Im folgenden Abschnitt 4.2.3 wird auf diese beiden Effekte vertiefend eingegangen.

### 4.2.3 Gebietsunschärfe

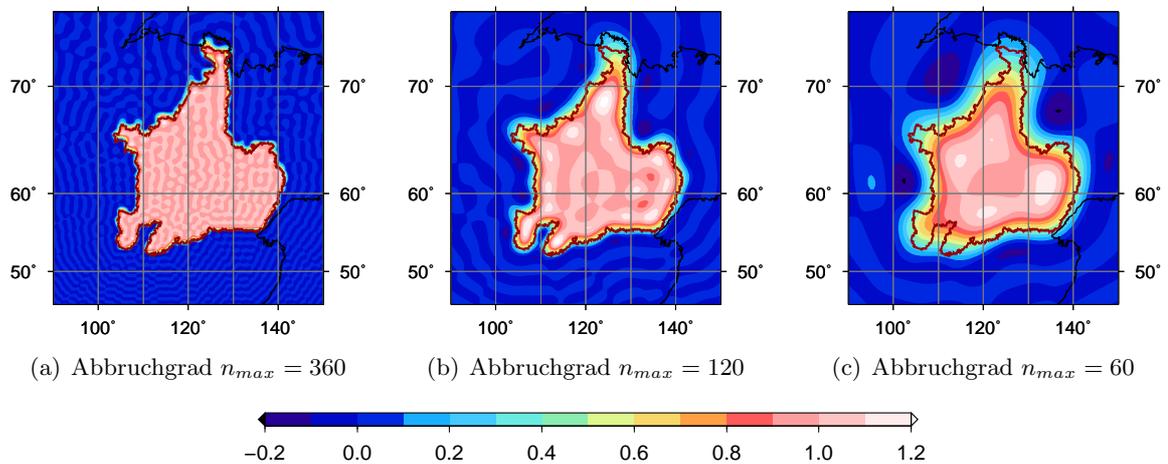
Der Fakt, dass die Kugelfunktionsentwicklung bei einem bestimmten Grad abgebrochen wird, so dass Anteile oberhalb eines Maximalgrades  $n_{max}$  vernachlässigt werden, wird in der Literatur als Abbruchfehler (engl. *omission error*) bezeichnet [Gunter u. a., 2006]. Die Quantifizierung des Abbruchfehlers für Gebietsmittel ist nicht trivial und stets abhängig von der Größe und der Form des zu betrachtenden Gebietes und der Signalgrößen innerhalb und außerhalb des Gebietes. Da eine Gebietsfunktion in harmonischer Reihendarstellung (Kugelfunktionsentwicklung) nur durch Summation von Grad Null bis Unendlich exakt wiedergegeben werden kann, führt der Entwicklungsabbruch stets zu Ungenauigkeiten in der Gebietsrepräsentation. Auf das damit verbundene Gibbs'sche Phänomen haben im Zusammenhang mit Gebietsmittelwerten aus GRACE-Daten u. a. Swenson und Wahr [2002] hingewiesen. Das Gibbs'sche Phänomen beschreibt in der Mathematik Überschwüngen an Sprungstellen einer Funktion, welche mit zunehmendem Grad  $n$  näher an die „Ecken“ der Funktion heranrücken [Müller-Wichards, 1999]. Je kleiner der maximale Entwicklungsgrad ist, um so größer sind nach harmonischer Synthese die Über- und Unterschwingungen sowohl innerhalb als auch außerhalb des Gebietes und die Gebietsgrenzen können nicht mehr exakt wiedergegeben werden (Abbn. 4.5 und 4.6). Bei Betrachtung einer reinen Gebietsfunktion kann dieser Effekt auch als Gebietsunschärfe bezeichnet werden. Im Folgenden soll die Größenordnung der Gebietsunschärfe für eine Gebietsentwicklung bis Grad 60 am Beispiel der Einzugsgebiete von Ob, Jenissei, Lena und Kolyma abgeschätzt werden.

Für die Untersuchungen des Entwicklungsabbruchs einer Gebietsfunktion wird als Vergleichsgröße im ersten Schritt das exakte Gebietsmittel im Ortsbereich bestimmt. Da alle Werte innerhalb des Gebietes mit eins besetzt sind, ist auch das Gebietsmittel exakt eins. Im zweiten Schritt wird nach der Kugelfunktionsentwicklung das Gebietsmittel bis Grad und Ordnung 360 bestimmt und mit dem Sollwert verglichen. Der maximale Grad von 360 wurde empirisch festgelegt, da bis zu diesem ein Gebiet bzw. ein beliebiges Signal mit einem vertretbaren rechentechnischen Aufwand hinreichend gut repräsentiert wird.

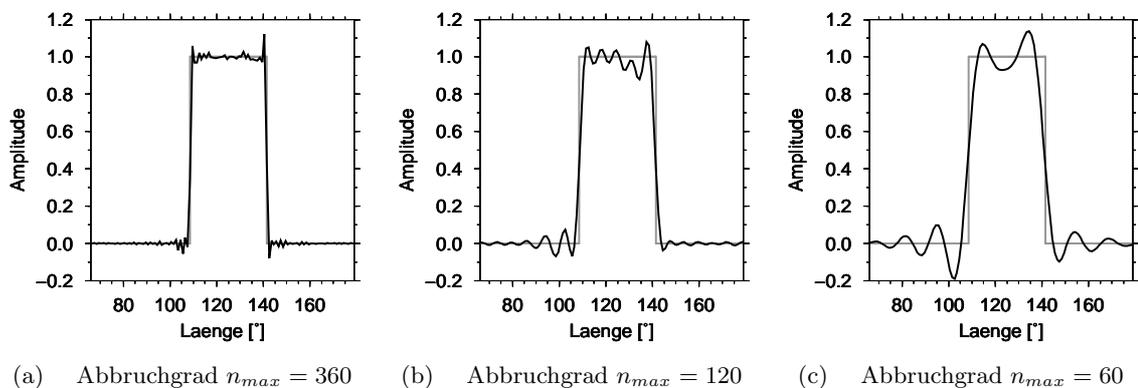
Tabelle 4.1 zeigt, wie mit zunehmendem Entwicklungsabbruch das Gebietsmittel immer stärker geglättet und damit „verkleinert wird“, d. h. der Abbruchfehler nimmt zu. Dieser Effekt ist in den Abbildungen 4.5 und 4.6 am Beispiel der Lena dargestellt. Es ist ersichtlich, wie die Gebietsgrenzen mit zunehmendem Entwicklungsabbruch immer mehr

**Tabelle 4.1:** Gebietsunschärfe der vier Flusseinzugsgebiete Ob, Jenissei, Lena und Kolyma nach harmonischer Analyse und anschließender harmonischer Synthese mit einem definierten maximalen Entwicklungsgrad  $n_{max}$  von 360, 120 und 60.

Gebiet	Gebietsmittel exakt	Gebietsmittel nach Kugelfunktionsentwicklung		
		max. Grad 360	max. Grad 120	max. Grad 60
Ob	1,00	0,97	0,94	0,90
Jenissei	1,00	0,96	0,92	0,86
Lena	1,00	0,97	0,93	0,86
Kolyma	1,00	0,95	0,90	0,82



**Abbildung 4.5:** Gebietsfunktion der Lena, dargestellt im Ortsbereich nach harmonischer Synthese mit Reihenabbruch der Kugelfunktionsentwicklung bei  $n_{max} = 360, 120$  und  $60$ .



**Abbildung 4.6:** Gebietsfunktion der Lena, Schnitt West-Ost, bei  $62^\circ$  n. Br.: exakte Gebietsfunktion in Grau, geglättete Gebietsfunktion aufgrund des Reihenabbruchs in Schwarz.

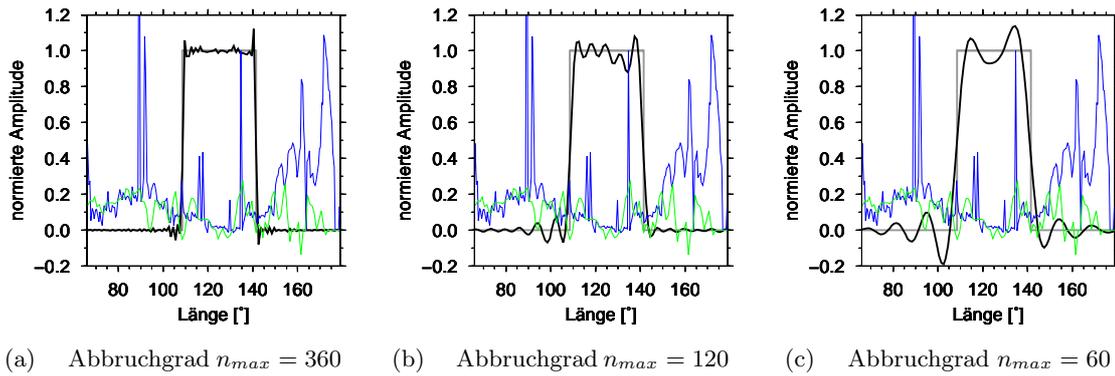
„verschwimmen“ und die Über- und Unterschwingungen innerhalb und außerhalb des Gebietes zunehmen. Ebenfalls ist in Tabelle 4.1 erkennbar, wie die Größe des Gebietes (der Ob hat das größte Einzugsgebiet, die Kolyma das kleinste) einen Einfluss auf das Ergebnis hat. Je kleiner das Gebiet ist, um so größer wird die Gebietsunschärfe. Das bedeutet, dass der Einfluss der KFK hoher Grade auf die Repräsentation eines Gebietes um so größer wird, je kleiner das Gebiet ist und je feiner die Gebietsstrukturen sind. Da die KFK hoher Grade durch Gebietsmittelbildung gedämpft werden, nimmt auch die Gebietsunschärfe zu.

#### 4.2.4 Leck-Effekt aufgrund kontinentaler hydrologischer Signalanteile

In Analogie zur Gebietsunschärfe können aufgrund des maximalen Entwicklungsgrades bei der Gebietsmittelbildung Signalanteile außerhalb eines zu betrachtenden Gebietes in das Signal innerhalb des Gebietes „hineinlecken“, d. h. das wahre Signal wird aufgrund der begrenzten spektralen Auflösung verfälscht. Die Größenordnung dieses Effektes soll anhand von Signalen aus hydrologischen Modellen abgeschätzt werden.

Zwei Aspekte sind bei der Betrachtung von Leck-Effekten aufgrund hydrologischer Signale auf Land von grundlegender Bedeutung: Erstens ist das Signal nicht homogen über das Gebiet verteilt, wie z. B. die Werte einer Gebietsfunktion. Zweitens unterliegt der Signalverlauf an den Gebietsgrenzen i. d. R. keinen sprunghaften Änderungen. Dies wäre der Fall beim Übergang vom Land zum Meer und wird später betrachtet. Die Abschätzung des Abbruchfehlers und des damit verbundenen Leck-Effektes erfolgt anhand gegebener Signale aus zwei hydrologischen Modellen. Die blaue Kurve in Abbildung 4.7 stellt beispielhaft den Signalverlauf entlang des Breitenkreises bei  $62^\circ$  n. Br. für das Modell LSDM dar. Das Signal wurde im Einzugsgebiet der Lena bezüglich der maximalen Signalstärke bei  $62^\circ$  n. Br. auf eins normiert. Im Bereich der Gebietsgrenzen ist zu erkennen, dass das Signal keine sprunghaften Änderungen und keine Vorzeichenwechsel aufweist. Die beiden Extremwerte innerhalb des Einzugsgebietes der Lena entsprechen den Signalen direkt aus den Flussarmen. Die großen Signalspitzen außerhalb der Gebietsgrenzen auf der linken (westlichen) Seite sind Signale des Jenissei und auf der rechten (östlichen) Seite Signale der Kolyma. Weiterhin ist in Grün das hydrologische Signal des Modells GLDAS ebenfalls entlang des Breitenkreises bei  $62^\circ$  n. Br. dargestellt. Das Signal wurde mit demselben Skalierungsfaktor wie das Signal des LSDM skaliert. Da bei der Modellierung des GLDAS keine Flussverläufe berücksichtigt werden, liegen die Extremwerte der grünen Kurve unter denen der blauen Kurve. Aufgrund der geringeren räumlichen Auflösung ist der Signalverlauf des GLDAS zudem glatter als der des LSDM.

In Analogie zur Untersuchung der Gebietsunschärfe wird zuerst das exakte Gebietsmittel des hydrologischen Signals im Ortsbereich für beide Hydrologiemodelle (LSDM und GLDAS) bestimmt und im Anschluss nach Kugelfunktionsentwicklung das Gebietsmittel mit verschiedenen Abbruchgraden berechnet. Hierfür wurden drei Berechnungsmöglichkeiten gewählt: In Testreihe (1) wird das Gebietsmittel direkt aus den KFK nach Gleichung 4.4 berechnet. Für die Ergebnisse der Testreihe (2) wird im ersten Schritt eine harmonische Synthese des hydrologischen Signals mit einem definierten Abbruchgrad durchgeführt und im zweiten Schritt wird im Ortsbereich anhand der exakten Gebietsfunktion das Gebietsmittel bestimmt. Testreihe (3) verläuft in Analogie zu Testreihe (2), es werden allerdings statt der exakten die approximierten Gebietsfunktionen (analog Abb. 4.5) der vier Flusseinzugsgebiete zur Gebietsmittelberechnung herangezogen. Die Ergebnisse der verschiedenen



**Abbildung 4.7:** Gebietsfunktion der Lena, Schnitt West-Ost, bei einer Breite von  $62^\circ$  n.Br.: In Grau ist die exakte Gebietsfunktion, in Schwarz die approximierte Gebietsfunktion aufgrund des Reihenabbruchs dargestellt. In Blau ist das hydrologische Signal (für das Gebiet der Lena entlang  $62^\circ$  n.Br. auf eins normiert) des Modells LSDM für den Monat Mai 2005 dargestellt, in Grün das hydrologische Signal des Modells GLDAS, skaliert mit dem gleichen Wert wie das Signal des LSDM.

Berechnungsmöglichkeiten sind in den Tabellen 4.2 und 4.3 zusammengefasst. Die Ergebnisse der Testreihe (1) deuten darauf hin, dass das exakte Gebietsmittel nach Reihenabbruch um maximal 2% über- oder unterschätzt wird. Diese optimistischen Werte lassen sich bei Betrachtung von Abbildung 4.7 erklären. Die Über- und Unterschwingungen außerhalb der Gebietsgrenzen gleichen den Signalverlust (bzw. die Signalüberschätzung) innerhalb des Gebietes aus. Der in Blau und in Grün dargestellte Signalverlauf weist außerhalb des Gebietes dasselbe Vorzeichen auf und entspricht somit dem Signalverlauf im Randbereich innerhalb des Gebietes. Weiterhin befindet sich das dominante Signal eines Flusseinzugsgebietes im direkten Umfeld des Flussverlaufs, und da dieser i. d. R. nicht im Randbereich eines Einzugsgebietes liegt, ist dieser Bereich gut repräsentierbar. Die Gebietsmittel können je nachdem, wo die Über- und Unterschwingungen innerhalb und außerhalb des Gebietes liegen, sowohl über- als auch unterschätzt werden. Dieser Effekt ist in den Tabellen 4.2 und

**Tabelle 4.2:** Größenordnung der Signaldämpfung nach Kugelfunktionsentwicklung und Entwicklungsabbruch des Hydrologiemodells LSDM (Januar 2001 bis Dezember 2010) für die vier Flusseinzugsgebiete Ob, Jenissei, Lena und Kolyma. Testreihe (1) zeigt die Gebietsmittel aus der Berechnung im Spektralbereich nach Gleichung 4.4. Testreihe (2) zeigt die Ergebnisse nach harmonischer Synthese des Hydrologiesignals und Verknüpfung mit den exakten Gebietsfunktionen im Ortsbereich. Testreihe (3) zeigt die Ergebnisse analog (2) mit dem Unterschied, dass die approximierten Gebietsfunktionen (vgl. Abb. 4.5) entsprechend dem Abbruchgrad verwendet wurden. Die Ergebnisse der Gebietsmittel sind als prozentuale Werte bezüglich des Ausgangssignals angegeben.

Gebiet	Signalstärke gegeben [mm ws]	Testreihe (1) [%]		Testreihe (2) [%]		Testreihe (3) [%]	
		360	60	360	60	360	60
Ob	48,3	100,8	101,3	100,4	101,3	97,8	91,4
Jenissei	40,8	100,2	102,4	99,9	102,1	96,7	88,0
Lena	28,2	101,1	102,0	99,9	100,8	97,9	90,3
Kolyma	39,8	101,4	101,8	103,6	103,3	96,4	82,0

**Tabelle 4.3:** Größenordnung der Signaldämpfung nach Kugelfunktionsentwicklung und Entwicklungsabbruch des Hydrologiemodells GLDAS (Januar 2001 bis Oktober 2010) für die vier Flusseinzugsgebiete Ob, Jenissei, Lena und Kolyma. Für weitere Erläuterungen siehe Tabelle 4.2

Gebiet	Signalstärke gegeben [mm ws]	Testreihe (1) [%]		Testreihe (2) [%]		Testreihe (3) [%]	
		360	60	360	60	360	60
Ob	57,2	100,2	100,8	99,7	100,1	97,5	91,7
Jenissei	43,7	99,4	99,5	99,6	99,7	96,2	87,2
Lena	41,2	100,3	99,2	99,9	98,5	97,0	87,8
Kolyma	58,3	100,1	99,1	100,4	99,4	99,9	82,9

4.3 erkennbar. Das Gebietsmittel bis Grad 60 des hydrologischen Signals für das Modell LSDM wird für alle vier Flusseinzugsgebiete überschätzt (Tab. 4.2), wohingegen das Gebietsmittel für das Hydrologiemodell GLDAS meist unterschätzt wird (Tab. 4.3). Bei der Betrachtung von Abbildung 4.7 (c) wird deutlich, dass die Gewichtungsfaktoren größer eins mit den maximalen Signalanteilen des LSDM zusammenfallen, so dass das Gesamtsignal zu groß geschätzt wird. Dieser Effekt ist für das Modell GLDAS nicht so stark ausgeprägt, somit wird das Gesamtsignal der vier Flusseinzugsgebiete meist unterschätzt. Ähnliche Ergebnisse kommen zustande, wenn zuerst eine harmonische Analyse des hydrologischen Signals erfolgt und im Anschluss die Gebietsmittel anhand der exakten Gebietsfunktionen berechnet werden (Testreihe 2). Auch für Testreihe (2) werden in Analogie zu Testreihe (1) die Gebietsmittel der drei großen Flusssysteme (Ob, Jenissei und Lena) um maximal 2 % über- oder unterschätzt, für die Kolyma sind es maximal 4 %. Aufgrund der Feststellung, dass umliegende Signalanteile den Signalverlust durch Reihenabbruch innerhalb eines Gebietes ausgleichen, ist es nicht möglich anhand der Testreihen (1) und (2) den Leck-Effekt-Fehler in seiner Größenordnung zu quantifizieren.

Zur Bestimmung der wahren Größenordnung des Leck-Effektes muss eine andere Herangehensweise gewählt werden. Hierfür wird das hydrologische Signal nach harmonischer Synthese im Ortsbereich mit den approximierten Gebietsfunktionen in Abhängigkeit vom gewählten maximalen Entwicklungsgrad verknüpft (Testreihe 3). Auf diesem Weg ist der Fehler bei der Berechnung des mittleren Signals bestimmbar. Die Kombination des Hydrologiesignals und der Gebietsfunktion bis Grad und Ordnung 360 führt im Ortsbereich auf einen Fehler von 2-4 % (vgl. Tab. 4.2 und 4.3, Testreihe 3). Bei der Anwendung der Gebietsfunktion bis Grad 60 liegt der Fehler hingegen bei 8-17 %. Die Größenordnung des Fehlers ist abhängig von der Größe des Gebietes, d. h. die Bestimmung des Signals und der damit verbundene Leck-Effekt korrelieren mit der Gebietsgröße. Je kleiner das Gebiet ist, umso größer ist der Leck-Effekt und umgekehrt. Der Leck-Effekt-Fehler aufgrund der begrenzten spektralen Auflösung der GRACE-Daten ist aber nicht vermeidbar, da die Berechnung der Gebietsmittel aus GRACE-Daten (gegeben als KFK) nur in Analogie zu Testreihe (1) erfolgen kann. Anhand der Ergebnisse der Testreihe (3) in den Tabellen 4.2 und 4.3 wird zur Berücksichtigung des Leck-Effektes eine Fehlerabschätzung vorgenommen. Für die Fehlerrechnung der Gebietsmittel der Flusseinzugsgebiete von Ob sowie Jenissei und Lena wird ein mittlerer relativer Fehler von 8 % bzw. 12 % aufgrund des Leck-Effektes durch umliegende Signale auf Land angesetzt. Da das Gebiet der Kolyma deutlich kleiner ist und der Leck-Effekt hier einen größeren Einfluss auf das Gebietsmittel hat, wird ein relativer Fehler

von 17 % angesetzt. Die Berücksichtigung dieser relativen Fehlerwerte erfolgt im Anschluss an die Berechnung der Wasserspeichervariationen aus GRACE-Daten.

#### 4.2.5 Leck-Effekt aufgrund ozeanischer Signalanteile

Ein weiterer wichtiger Aspekt bei der Abschätzung des Leck-Effekt-Fehlers sind ozeanische Signalanteile im Mündungsbereich der Flüsse. Die Hintergrundmodelle der GRACE-Daten beinhalten keine kontinentalen Süßwassereinträge in den Arktischen Ozean (H.Dobslaw, pers. Mitt.). Da aber gerade in diesem Bereich große Variationen auftreten können [Dobslaw und Thomas, 2007], müssen die Einflüsse ozeanischer Signale auf die Gebietsmittel der sibirischen Flusseinzugsgebiete abgeschätzt werden. Dazu werden die prädierten Signalanteile der beiden Hydrologiemodelle LSDM und GLDAS mit denen des Ozeanmodells ECCO2 (Abschn. 3.4.2) kombiniert. Im Anschluss werden in Analogie zur Abschätzung der Gebietsunschärfe und des Leck-Effektes aufgrund kontinentaler Signalanteile die Gebietsmittelwerte zum einen direkt im Spektralbereich und zum anderen im Ortsbereich mit Reihenabbruch bei  $n = 360$  und  $n = 60$  berechnet (Testreihe (1) und Testreihe (2) des vorhergehenden Abschnittes; Testreihe (3) würde im Fall ozeanischer Signalanteile keine Ergebnisse liefern, da nur die Signale innerhalb des zu betrachtenden Gebietes berücksichtigt werden). Die Ergebnisse der Berechnungen aus dem kombinierten Datensatz werden mit den Ergebnissen aus den Tabellen 4.2 und 4.3 der hydrologischen Modelle verglichen. Sowohl das Gebietsmittel bis  $n = 360$  als auch das Gebietsmittel bis  $n = 60$  konnte zu annähernd 100 % reproduziert werden, d. h. die Änderung des Gebietsmittelwertes aufgrund ozeanischer Signalanteile liegt unter 1 % des eigentlichen Signals (nicht dargestellt, siehe auch Abschn. 5.2.2, Tab. 5.2). Der Leck-Effekt aufgrund ozeanischer Signalanteile ist so klein, dass er im Vergleich zur Größenordnung der GRACE-Daten und zur Größenordnung der hydrologischen Signale aus Modelldaten sowie im Vergleich zum Leck-Effekt-Fehler aufgrund von Signalen auf Land für die vier sibirischen Flusseinzugsgebiete Ob, Jenissei, Lena und Kolyma keinen signifikanten Einfluss auf das Endergebnis der berechneten Wasserspeichervariationen aus GRACE-Daten hat. Ein weiterer wichtiger Untersuchungspunkt ist die Entwicklung des Leck-Effektes aufgrund ozeanischer Signalanteile bei Anwendung von Filteroperationen auf die GRACE-Daten. Dies wird in Abschnitt 5.2.2 untersucht.

#### 4.2.6 Niedere Harmonische

Das Schwerefeld der Erde kann auf vielfältige Art und Weise dargestellt werden. Eine in der Geodäsie übliche Beschreibung ist die Entwicklung des Gravitationspotentials im Außenraum der Erde in eine harmonische Reihe nach Kugelfunktionen (vgl. Abschn. 3.1.2, Gl. 3.10). Den niederen Harmonischen, d. h. insbesondere den Termen nullten und ersten Grades, kommt dabei eine besondere Bedeutung zu.

##### Der Term nullten Grades ( $C_{00}$ )

Der Term nullten Grades beschreibt das Potential der im Erdschwerpunkt konzentrierten Erdmasse  $M$ :  $V_0 = GM/r$ . Diese Gesamtmasse des Systems Erde ist die Summe der Massen aller Teilsysteme wie z. B. Ozean, Atmosphäre, kontinentale Hydrologie und Kryosphäre. Da dieses Gesamtsystem weder Masse verlieren noch Masse gewinnen kann, ist der Term  $C_{00}$  über die Zeit konstant, unterliegt also keinen zeitlichen Änderungen (Massenerhaltung). Wird allerdings ein Teilsystem entkoppelt von den anderen Systemen betrachtet, so kann

dieses sowohl Masse verlieren also auch Masse hinzugewinnen. Beispielsweise werden durch Flusssysteme Wassermassen in den Ozean transportiert und diese führen somit zu einem Massenverlust im Teilsystem der Hydrologie und zu einem Massenzuwachs im Teilsystem des Ozeans. Der veränderliche Term nullten Grades wird insbesondere deutlich, wenn z. B. ein Hydrologiemodell durch harmonische Analyse in eine Reihe von KFK entwickelt wird, da die hydrologischen Modelle i. d. R. entkoppelt von den anderen Teilsystemen modelliert werden. Für das Teilsystem Hydrologie bzw. für das Modell stellt dieser Fakt kein Problem dar, da es einen realen Massenverlust oder Massenzuwachs, veränderlich mit der Zeit, gibt. Der Punkt Massenerhaltung wird aber insbesondere dann von großer Wichtigkeit, wenn eine Verknüpfung von Hydrologiemodellen mit Daten der Satellitenmission GRACE erfolgen soll. Die Satelliten der GRACE-Mission sind auf alle Massen der Erde (d. h. auf alle Teilsysteme) sensitiv, so dass der Term  $C_{00}$  zu jedem Beobachtungszeitpunkt den gleichen konstanten Wert aufweist und Massenänderungen in einzelnen Teilsystemen nicht beobachtet werden können. Vielmehr werden die Effekte der zeitlichen Veränderungen des Terms nullten Grades einzelner Teilsysteme (durch die GRACE-Beobachtungen) als ganzheitliches Phänomen wahrgenommen. Genauer gesagt erfolgt ein Massenaustausch zwischen den Teilsystemen, wobei insgesamt von Massenerhaltung ausgegangen werden kann. Geht z. B. hydrologische Masse auf Land durch Übergang ins Meer verloren, so ist diese Masse für die GRACE-Satelliten nicht einfach verschwunden. Die GRACE-Beobachtungen sind vielmehr sensitiv gegenüber räumlichen Massenverlagerungen, die z. B. mit dem entsprechenden Wassereintrag in den Weltozean einhergehen und im spektralen Bereich auch Abweichungen für die Terme höherer Grade nach sich ziehen. Aus diesem Grund sollen die Hydrologiemodelle so modifiziert werden, dass Massenerhaltung vorausgesetzt werden kann und eine Verknüpfung mit den Daten der Satellitenmission GRACE möglich ist. Massenerhaltung für ein Hydrologiemodell kann u. a. mit Hilfe der Gleichung für den relativen Meeresspiegel erreicht werden [Clarke u. a., 2005]. Diese ermöglicht eine Kopplung mit dem Weltozean und erfüllt in Summe mit der Hydrologie die Bedingung über Massenerhaltung. Variationen der Atmosphärengesamtmasse fallen deutlich kleiner aus und werden daher nicht weiter berücksichtigt (vgl. praktische Untersuchungen in Fritsche u. a., 2012). Dabei wird vereinfachend davon ausgegangen, dass jeder Massenverlust (-zuwachs) im Teilsystem der Hydrologie durch einen Massenzuwachs (-verlust) im Teilsystem des Ozeans ausgeglichen wird. Der veränderliche Signalanteil von Grad  $n = 0$  des Hydrologiemodells wird auf die KFK höherer Grade verteilt.

### Die Terme ersten Grades ( $C_{10}$ , $C_{11}$ und $S_{11}$ )

Die Satelliten der GRACE-Mission bewegen sich stets um den Massenschwerpunkt des Gesamtsystems Erde. Weiterhin ist per Konvention definiert, dass der Ursprung des globalen geozentrischen Koordinatensystems mit diesem Massenschwerpunkt zusammenfällt. Da sich die GRACE-Satelliten stets um den Massenschwerpunkt des Gesamtsystems Erde bewegen und die Beobachtungen im geozentrischen Koordinatensystem beschrieben werden, ist es nicht möglich, mit der GRACE-Mission die Terme ersten Grades zu beobachten, d. h. die Terme  $C_{10}$ ,  $C_{11}$  und  $S_{11}$  sind Null und in Analogie zum Term nullten Grades zeitlich unveränderlich. Verschiedene Untersuchungen ergaben, dass der Massenschwerpunkt der festen Erde saisonale Variationen gegenüber dem Gesamtmassenschwerpunkt zeigt und damit die Terme ersten Grades Änderungen mit der Zeit aufweisen [Rietbroek u. a., 2011]. Insbesondere führt auch die Entwicklung eines Hydrologiemodells in eine harmonische Reihe zu

zeitlich veränderlichen Termen ersten Grades. Verschiedene Testreihen zur Berechnung von Gebietsmittelwerten aus hydrologischen Modellen anhand von Kugelfunktionskoeffizienten zeigen, dass mit vernachlässigten Termen ersten Grades das gegebene Gebietsmittel um 15-20 % unterschätzt wird. Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass die Gebietsmittelberechnung anhand der GRACE-Daten, beginnend bei Grad  $n = 2$ , einen Informationsverlust von bis zu 20 % mit sich bringt. Unabhängig davon ist das Ziel der Arbeit die Berechnung von Abflüssen für ausgewählte Flusseinzugsgebiete. Da der Abfluss eine absolute Größe darstellt und im Anschluss mit beobachteten Abflüssen an Pegellokationen verglichen werden soll, müssen die GRACE-Datenreihen um die Terme ersten Grades erweitert werden. Swenson u. a. [2008a], Rietbroek u. a. [2009] und Jansen u. a. [2009] haben auf das Problem des Grad-1-Termes für einzelne Teilsysteme der Erde hingewiesen. Ein Vergleich der Ergebnisse aus Analysen von Jason-1-Altimeterdaten mit Ergebnissen aus GRACE-Daten ergaben für die Amplitude der jährlichen Schwankungen des mittleren Meeresspiegels einen Unterschied von 15%, welcher durch die Berücksichtigung von Termen ersten Grades auf 1 % reduziert werden konnte [Chen u. a., 2005a; Swenson u. a., 2008a]. Eigene Untersuchungen zeigen, dass aus Hydrologiemodellen abgeleitete Grad-1-Terme durch Anpassung eines saisonalen Signals die Unterschätzung des Gebietsmittelwertes auf 1-3 % reduzieren könnten. Der Fehler der Gebietsmittelrechnung wäre somit auf ein vertretbares Maß minimiert. Der Nachteil dieser Vorgehensweise ist die Abhängigkeit von einem Hydrologiemodell. Aus diesem Grund sollen von Hydrologiemodellen unabhängige Terme ersten Grades als Erweiterung der GRACE-Datenreihen herangezogen werden.

Zur Lösung des Problems können Beobachtungen satellitendynamischer Messverfahren herangezogen werden, wie z. B. GPS oder SLR. Die GPS-Satelliten bewegen sich in Analogie zu den GRACE-Satelliten um den Massenschwerpunkt der Erde, wohingegen die GPS-Stationen mit der festen Erde verbunden sind. Durch Massentransportprozesse im System Erde zeigt die feste Erde Variationen gegenüber dem Gesamtmassenschwerpunkt. Aus diesem Grund können Variationen der Terme ersten Grades aus GPS-Beobachtungen abgeleitet werden. Im Zusammenhang mit dieser Problematik wurden in den letzten Jahren verschiedene Untersuchungen und Analysen durchgeführt [Swenson u. a., 2008a; Rietbroek u. a., 2009; Rietbroek u. a., 2011]. Eine kombinierte Analyse aus GRACE, GPS und einem Ozeanmodell (kurz GGO) ermöglicht es, Grad-1-Terme schwerpunktmäßig aus GPS-Daten, aber in Abhängigkeit von den GRACE-Lösungen des GFZ zu schätzen [Rietbroek u. a., 2011]. Diese Datenreihen liegen von Grad  $n = 1$  bis  $n = 30$  vor und können als Erweiterung der GRACE-Datenreihen genutzt werden, d. h. die KFK-Reihen der GRACE-Daten der verschiedenen Prozessierungszentren werden um die KFK  $C_{10}$ ,  $C_{11}$  und  $S_{11}$  der kombinierten Analyse GGO ergänzt. Da die Daten der kombinierten Analyse nur für den Zeitraum Januar 2003 bis Dezember 2009 verfügbar sind (Stand September 2011), für die vorliegende Arbeit aber GRACE-Daten für den Zeitraum August 2008 bis Dezember 2010 verwendet werden, muss die kombinierte Analyse GGO auf die Monate August bis Dezember 2002 und das Jahr 2010 erweitert werden. Um dies zu ermöglichen, wurden die kombinierten Daten GGO zuerst vom Trend befreit. Im Anschluss wurde für die fehlenden Monate ein Mittelwert aus den jeweils gleichen Monaten der gegebenen Jahre berechnet und zuletzt der Trend in Abhängigkeit vom neuen Zeitpunkt addiert. Die Fehlermaße wurden quadratisch gemittelt und mit dem Faktor 3 multipliziert, um der größeren Ungenauigkeit der erweiterten Monate der Datenreihe GGO gerecht zu werden.

Aus den Erkenntnissen des aktuellen Abschnittes geht hervor, dass für Vergleichs- und

Verknüpfungszwecke mit GRACE-Daten die Reihenentwicklung der Hydrologiemodelle mittels einer Harmonischen Analyse stets auch die Kopplung mit anderen Teilsystemen nach sich zieht, so dass die Bedingung der Massenerhaltung erfüllt ist. Weiterhin werden die GRACE-Datenreihen vor der Berechnung von Wasserspeicheränderungen um die Terme ersten Grades erweitert, da auch diese von zeitlichen Variationen gekennzeichnet sind. Somit liegen für alle Berechnungen und Untersuchungen die KFK-Reihen der GRACE-Daten und der Hydrologiemodelle über das Spektrum von Grad  $n = 1$  bis  $n = 60$  vor.

### 4.3 Mathematische Grundlagen

Im folgenden Abschnitt werden die wichtigsten mathematischen Werkzeuge zur Filterung der GRACE-Daten in den Abschnitten 4.4 und 4.5 sowie zur Berechnung und Analyse der Abflüsse in den Abschnitten 4.6 und 5.4 erläutert.

**Hauptkomponentenanalyse (HKA)** Die HKA ist ein mathematisches Werkzeug zur Analyse räumlicher und zeitlicher Variationen komplexer geophysikalischer Prozesse [Preisendorfer und Mobley, 1988]. Das Ziel einer HKA besteht darin, dominante Signalanteile zu detektieren und von Rauschen zu trennen. Die neuen Basisfunktionen zeigen in Richtung der größten Variabilitäten des ursprünglichen Prozesses und werden als empirische orthogonale Funktionen (EOF) (räumlich unkorreliert) und die dazugehörigen zeitlichen Faktoren als Hauptkomponenten (HK) (zeitlich unkorreliert) bezeichnet. Die Berechnung der EOF ( $e_j$ ) und HK ( $h_j$ ) ergibt sich aus folgender allgemeingültiger Gleichung

$$z(i) = \sum_j^p h_j(i)e_j \quad \text{mit} \quad i = 1, 2, \dots, t . \quad (4.7)$$

Dabei beschreibt  $z(i)$  das Gesamtsignal pro Zeitpunkt  $i$ . Für jede EOF lässt sich aus der zugehörigen HK eine Signalvarianz berechnen, die (umgerechnet in Prozent) Aufschluss darüber gibt, wie groß der Signalanteil bzgl. des Gesamtsignals ist. Somit können die dominanten Signalstrukturen bestimmt werden, so dass eine einfache Beschreibung des Gesamtsignals ermöglicht wird. Eine ausführliche Darstellung der Hauptkomponentenanalyse geben Preisendorfer und Mobley [1988].

**Parameterschätzung — Methode der kleinsten Quadrate (MKQ)** Die folgenden Ausführungen basieren auf dem allgemeinen linearen Modell der mathematischen Statistik, welches im Wesentlichen auf C. F. Gauß zurückgeht [Anděl, 1984; Meier, 1990]. Ein lineares Modell ist so aufgebaut, dass die Erwartungswerte der Beobachtungen (Zufallsvariablen) als lineare Funktionen der unbekannt Parameter (feste Größen oder Zufallsvariablen) ausgedrückt werden [Koch, 1987]. Die Koeffizienten der linearen Funktionen werden als bekannt und damit als konstante Größen vorausgesetzt. Ein Beispiel für ein lineares Modell ist das Gauß-Markoff-Modell (GMM):

$$\mathbf{X}\boldsymbol{\beta} = \mathbf{Y} + \boldsymbol{\varepsilon} \quad \text{mit} \quad \mathbf{E}\{\boldsymbol{\varepsilon}\} = 0 \quad \text{und} \quad D^2\{\boldsymbol{\varepsilon}\} = D^2\{\mathbf{Y}\} = \sigma^2\mathbf{P}^{-1} \quad (4.8)$$

mit  $\mathbf{X}$  als Koeffizientenmatrix,  $\boldsymbol{\beta}$  als Vektor der Unbekannten,  $\mathbf{Y}$  als Zufallsvektor der Beobachtungen,  $\boldsymbol{\varepsilon}$  als Vektor der Beobachtungsfehler,  $\mathbf{P}$  als Gewichtsmatrix der Beobachtungen und  $\sigma^2$  als unbekannter positiver Faktor [Koch, 1987]. Gleichung 4.8 wird auch als Beobachtungsgleichung und in der Ausgleichsrechnung als Verbesserungsgleichung bezeichnet.

Eine Ausgleichung nach vermittelnden Beobachtungen entspricht der Parameterschätzung im GMM. Zur Bestimmung der unbekannt Parameter gibt es verschiedene Möglichkeiten, u. a. die Methode der kleinsten Quadrate. Das Ziel der Parameterschätzung im GMM ist die Minimierung der Abweichungen zwischen den Beobachtungen  $\mathbf{Y}$  und den Schätzungen  $\hat{\mathbf{Y}} = \mathbf{X}\hat{\boldsymbol{\beta}}$  mit  $\hat{\boldsymbol{\beta}} = (\mathbf{X}^T \mathbf{P} \mathbf{X})^{-1} \mathbf{X}^T \mathbf{P} \mathbf{Y}$ . Mit  $\hat{\boldsymbol{\varepsilon}} = \hat{\mathbf{Y}} - \mathbf{Y}$  als Schätzwerte von  $\boldsymbol{\varepsilon}$  muss damit die Bedingung  $\hat{\boldsymbol{\varepsilon}}^T \mathbf{P} \hat{\boldsymbol{\varepsilon}} = \min$  erfüllt sein. Der Vektor  $\hat{\boldsymbol{\varepsilon}}$  wird auch als Residuum und in der Ausgleichungsrechnung als Vektor der Verbesserungen mit  $\mathbf{v} = \hat{\boldsymbol{\varepsilon}}$  bezeichnet [Koch, 1987]. Weitere Informationen zur Parameterschätzung bzw. zur Ausgleichungsrechnung (beruht auf MKQ-Schätzung) sind u. a. in Anděl [1984], Koch [1987] sowie Meier und Keller [1990] zu finden.

**Schnelle Fourier-Transformation (FFT)** In der Signalverarbeitung ist die Fourier-Transformation ein grundlegendes Verfahren, um ein Signal aus dem Ortsbereich  $x(t)$  in den Spektralbereich  $X(\omega)$  zu überführen. Die Zerlegung einer periodischen (aperiodischen) Funktion in ihre spektralen Komponenten wird als harmonische Analyse bezeichnet, die Rückrechnung als harmonische Synthese [Meier, 1990; Scheinert, 1996]. Periodische Funktionen lassen sich mit wenigen Ausnahmen nach Sinus- und Kosinusfunktionen in eine Fourierreihe entwickeln:

$$x(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} (a_k \cos w_k t + b_k \sin w_k t) \quad \text{mit} \quad w_k = 2\pi k/T \quad (4.9)$$

Dabei sind die Größen  $a_0$ ,  $a_k$ ,  $b_k$  die Koeffizienten der Fourierreihe. Das Ergebnis ist ein diskretes Linienspektrum. Eine diskrete Spektraldarstellung ist für nicht-periodische Funktionen allerdings nicht möglich [Buttkus, 1991]. Es kann aber eine kontinuierliche Spektralzerlegung angegeben werden. Folgendes Beziehungspaar ist für die Fourier-Transformation definiert:

$$\text{Fouriertransformation} \quad X(\omega) := \mathcal{F}\{x\} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i2\pi\omega t} dt \quad (4.10)$$

$$\text{Inverse Fouriertransformation} \quad x(t) := \mathcal{F}^{-1}\{X\} = \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega) e^{i2\pi\omega t} d\omega . \quad (4.11)$$

Die Fourier-Transformierte ist im Allgemeinen eine komplexe Größe mit  $X(\omega) = Re(\omega) + Im(\omega)$ , wobei  $Re(\omega)$  den Realteil und  $Im(\omega)$  den Imaginärteil beschreiben [Brigham, 1989]. Der Betrag von  $|X(\omega)| = \sqrt{Re^2(\omega) + Im^2(\omega)}$  wird als Amplitudenspektrum von  $x(t)$  bezeichnet. Das Phasenspektrum lässt sich wie folgt berechnen:  $\psi = \arctan(Im(\omega)/Re(\omega))$ . Das Quadrat des Amplitudenspektrums ist näherungsweise proportional zur spektralen Leistungsdichte (Spektraldichte), welche sich als Fourier-Transformierte aus der Autokovarianzfunktion ergibt. Sie gibt Auskunft über die Leistung des Prozesses auf einem bestimmten Frequenzintervall [Meier, 1990]. Dominante Signalanteile können somit im Spektralbereich detektiert werden. Im Anschluss kann mit Hilfe der inversen Fourier-Transformation (IFFT) das gefilterte Signal wieder in den Ortsbereich überführt werden. Für vertiefende Studien wird u. a. auf Brigham [1989], Meier [1990] und Buttkus [1991] verwiesen.

**Grundlagen der Filterung** Jede Operation, die eine gegebene Zeitfunktion  $x(t)$  auf eindeutige Weise in eine andere (gefilterte) Zeitfunktion  $\hat{x}(t)$  überführt und deren Spektrum gegenüber dem Spektrum der gegebenen Funktion verändert ist, wird als Filterung bezeichnet [Taubenheim, 1969]. Lineare, transversale Filteroperationen können (im Ortsbereich)

mit der allgemeinen Filtervorschrift wie folgt angegeben werden:

$$\hat{x}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} g(t-s)x(s) ds. \quad (4.12)$$

Die Funktion  $g$  wird dabei als Gewichtsfunktion und ihre  $\mathcal{F}$ -Transformierte  $G(\omega) = \mathcal{F}(g(t))$  als Durchlass- oder Filtercharakteristik bezeichnet [Meier, 1990]. Die Anwendung der Filteroperation im Frequenzbereich ist im Vergleich zum Orts- bzw. Zeitbereich einfacher, da lediglich bestimmte Frequenzanteile durch einfache Multiplikation mit definierten Gewichtsfaktoren verändert werden. Je nach Größe der Werte von  $G(\omega)$  ( $G > 1$ ,  $G < 1$  oder  $G = 0$ ) werden die entsprechenden Spektralanteile verstärkt, gedämpft oder unterdrückt. Es kann zwischen Tiefpass-, Hochpass- und Bandpassfiltern unterschieden werden. Für Tiefpassfilter (Hochpassfilter) fällt (wächst)  $|G|$  mit steigendem  $\omega$ , so dass niederfrequente (hochfrequente) Signalanteile durchgelassen werden. Die Anwendung von Tiefpassfiltern bewirkt eine Glättung des Signals und ist geeignet, Aliasing-Effekte abzuschwächen (zu reduzieren) und Trendanalysen durchzuführen. Die Wirkung des Hochpassfilters ist der Wirkung eines Tiefpassfilters entgegengesetzt. Ein Bandpassfilter ist eine Mischung aus Tief- und Hochpassfilter mit dem Ziel, periodische Signalanteile zu detektieren. Ausführliche Erläuterungen zur Filterung im Orts- und Spektralbereich geben u. a. Taubenheim [1969], Meier und Keller [1990] sowie Buttkus [1991].

#### 4.4 Detektion bekannter räumlicher Muster

Die Filterung der GRACE-Daten anhand vorgegebener räumlicher Muster ist ein wirkungsvoller Ansatz, Signal von Rauschen zu trennen. Hierfür werden Vorinformationen über das räumliche Verhalten geophysikalischer Prozesse benötigt. In Kapitel 3.3.2 wurden vier verschiedene, globale Hydrologiemodelle vorgestellt. Auch wenn die Genauigkeit der Modelle begrenzt ist, können sie als Vorinformationen herangezogen werden. Mit Hilfe einer Hauptkomponentenanalyse (vgl. Abschn. 4.3) werden dominante räumliche Strukturen mit dem dazugehörigen zeitlichen Verhalten aus den Hydrologiemodellen detektiert. Die KFK der Modelle werden hierfür, sortiert nach Grad und Ordnung (maximaler Grad ist 60, entsprechend der GRACE-Daten) sowie nach der Zeit, in eine Matrix geschrieben. Da die zeitliche Information deutlich kleiner (d. h. kürzer) als die Anzahl der KFK ist, muss die Matrix vor Eingang in die HKA transformiert werden, um der Forderung nach Überbestimmung gerecht zu werden. Das Ergebnis der HKA muss dann wiederum einer Transformation unterzogen werden. Liegen die Daten als Monatsmittelwerte für z. B. acht Jahre (d. h. 96 Monate) vor, so werden 96 EOF und die zugehörigen HK mit einer Länge von 96 Monaten erhalten.

Darauf aufbauend ist es das Ziel, für die dominanten 40 räumlichen Muster  $e_j^{HYD}$ , gegeben als KFK und gewonnen aus einem Hydrologiemodell, mit Hilfe der MKQ-Schätzung den zugehörigen zeitlichen Verlauf  $h_j^{GRACE}$  anhand der gegebenen (ungefilterten) GRACE-Daten  $\Delta C_{nm}^{GRACE-geg}$  zu bestimmen. Der lineare Zusammenhang zwischen den genannten Größen kann wie folgt angegeben werden (gilt analog für  $\Delta S_{nm}$ ):

$$\Delta C_{nm}^{GRACE-geg}(t_i) = \underbrace{\sum_{j=1}^{40} h_j^{GRACE}(t_i) e_j^{HYD}}_{\Delta C_{nm}^{GRACE-modell}(t_i)} + \Delta C_{nm}^{GRACE-rest}(t_i). \quad (4.13)$$

Die Berechnung von  $h_j^{GRACE}$  erfolgt anhand der global verfügbaren GRACE-Datensätze. Wurden die HK für die 40 EOF eines Hydrologiemodells aus den GRACE-Daten geschätzt, wird im Anschluss pro Zeitpunkt  $t_i$  das räumliche Muster mit der entsprechenden Hauptkomponente multipliziert. Danach werden alle 40 Muster pro Zeitpunkt aufsummiert. Dieser Datensatz wird im Folgenden als GRACE-Modell  $\Delta C_{nm}^{GRACE-modell}$  bezeichnet (Gleichung 4.13). Das Ziel dieser Modellbildung ist es, nur noch den Restanteil der GRACE-Daten  $\Delta C_{nm}^{GRACE-rest}$ , also alle Anteile, die nicht durch die Detektion der bekannten räumlichen Muster als Signal rekonstruiert wurden, zu filtern und somit das Signal-Rausch-Verhältnis zu verbessern. Ein Großteil des in den GRACE-Daten enthaltenen geophysikalischen Signals kann somit ungefiltert in die endgültige Berechnung von Wasserspeicheränderungen einfließen und die Qualität der Ergebnisse verbessern. Auf diesen Sachverhalt wird in den Abschnitten 5.2.3 und 5.2.4 vertiefend eingegangen.

## 4.5 Glättung und Filterung der GRACE-Daten

Aufgrund der Fehler-Charakteristik der GRACE-Daten, aber auch durch begrenzte Auswertestrategien und Fehler in den Hintergrundmodellen, können die reinen GRACE-Lösungen nicht ohne Modifikationen vollständig bis zum maximal verfügbaren Grad ( $n = 60$ ) genutzt werden [Kusche, 2007]. Je höher der Grad  $n$ , d. h. je hochfrequenter das Signal ist, umso größer wird der Fehler der Beobachtung (vgl. Abschn. 4.2.1). Somit ist es notwendig, geeignete Filtervorschriften zu finden mit dem Ziel, die GRACE-Fehlerstruktur maximal zu reduzieren und dabei das Signal zu erhalten [Kusche, 2007]. Im Folgenden werden verschiedene isotrope und nicht-isotrope Filter und sogenannte Dekorrelationsfilter, welche speziell auf die Signal- und Fehlerstruktur der GRACE-Daten abgestimmt sind, vorgestellt.

### 4.5.1 Isotrope Filter

Auf der Kugel sind homogen-isotrope Filter in ihrer Wirkung unabhängig von der Richtung, d. h. die Faktoren der Gewichtsfunktion sind allein abhängig vom Abstand zweier Punkte. Mit Bezug auf Kugelfunktionskoeffizienten bedeutet dies, dass die Durchlasscharakteristik eines homogen-isotropen Filters vom Grad  $n$ , nicht aber von der Ordnung  $m$  abhängt. Damit stellt ein homogen-isotropes Filter eine einfache Filtervorschrift dar.

**Gauß-Filter** Nach Jekeli [1981] ist ein Gauß-Filter ein homogen-isotropes Glättungsfilter, welches die Form einer Dichtefunktion der Normalverteilung (Gauß'sche Glockenkurve) annimmt. Die zugehörige globale Gewichtsfunktion ist für kleine Winkel  $\psi$  zwischen zwei Punkten  $P(\theta, \lambda)$  und  $P'(\theta', \lambda')$ ,  $\cos \psi = \cos \theta \cos \theta' + \sin \theta \sin \theta' \cos(\lambda - \lambda')$ , gegeben mit

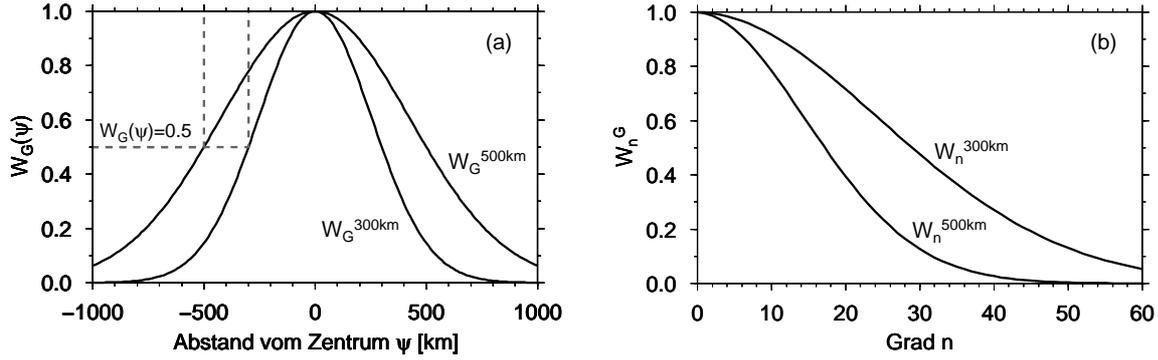
$$W_G(\psi) = e^{-b(1-\cos \psi)} \quad , \quad b > 0 \quad \text{und} \quad 0 \leq \psi \leq \pi \quad . \quad (4.14)$$

Auf der Kugel ergibt sich der Filterkern zu

$$W_G(\psi) = \frac{e^{-b(1-\cos \psi)}}{1 - e^{-2b}} \quad (4.15)$$

$$\text{mit } b = \frac{\ln(2)}{1 - \cos(r/R_E)} \quad , \quad (4.16)$$

wobei  $b$  als dimensionsloser Parameter der charakteristische Bestandteil des Gauß-Filters ist [Jekeli, 1981],  $r$  den Abstand auf der Kugel beschreibt (Gauß-Glättungs-Radius), bei



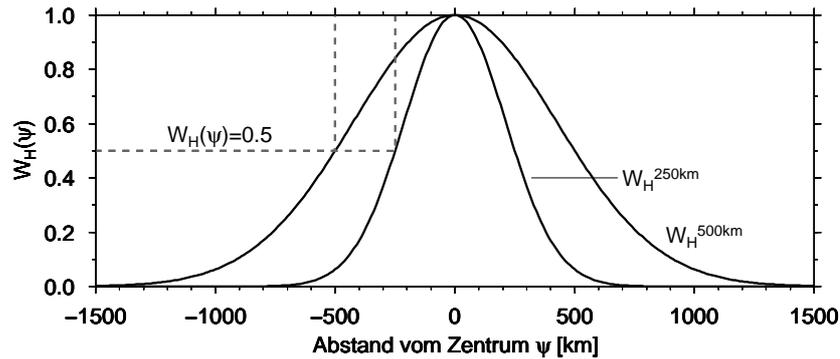
**Abbildung 4.8:** Gauß-Filter: (a) Gewichtsfunctionen im Ortsbereich mit variablem sphärischen Abstand  $\psi$  für die Glättungs-Radien  $r = 300$  km und  $r = 500$  km. Die Schnittpunkte der gestrichelten Linien mit den Gauß-Glockenkurven kennzeichnen  $W_G(\psi = r) = 0,5 \cdot W_G(\psi = 0)$ ; (b) Entsprechende Durchlasscharakteristik im Spektralbereich mit variablem Grad  $n$ .

dem  $W_G$  auf die Hälfte des maximalen Wertes abgefallen ist. Die Größe  $\psi$  ist der sphärische Abstand des Berechnungspunktes, definiert mit  $\psi = r_{var}/R_E$  ( $R_E = 6378,137$  km; mittlerer Erdradius). Die Übertragung des Filterkerns in den Spektralbereich, d. h. die Entwicklung nach Kugelfunktionen, erfolgt vereinfacht mit Hilfe normierter Rekursionsformeln [Jekeli, 1981; Wahr u. a., 1998]. Die Durchlasscharakteristik kann wie folgt angegeben werden:

$$\begin{aligned}
 W_0^G &= 1 \\
 W_1^G &= \frac{1 + e^{-2b}}{1 - e^{-2b}} - \frac{1}{b} \\
 W_{n+1}^G &= -\frac{2n+1}{b} W_n^G + W_{n-1}^G \quad , \quad n \geq 1
 \end{aligned} \tag{4.17}$$

In Abbildung 4.8 sind die Gewichtsfunctionen (Ortsbereich) und die Durchlasscharakteristiken (Spektralbereich) für zwei Gauß-Glättungs-Radien (500 km und 300 km) dargestellt. Je größer der Gauß-Glättungsradius ist, umso breiter ist die Gauß-Glockenkurve und umso größer die Dämpfungseigenschaft des Gauß-Filters. Die zugehörigen Gewichtungsfaktoren  $W_G(\psi)$  bzw.  $W_n^G$  werden mit zunehmendem sphärischen Abstand  $\psi$  bzw. mit zunehmendem Entwicklungsgrad  $n$  kleiner und tendieren zu Null.

Die große Stärke des Gauß-Filters liegt darin, dass die zu bearbeitenden Daten einer einfachen Glättung (zunehmende Dämpfung mit zunehmendem Grad  $n$ ) unterzogen werden. Aus diesem Grund ist das Gauß-Filter das am meisten angewendete Filter, wenn es um die Auswertung von GRACE-Daten geht [Wahr u. a., 1998; Tapley u. a., 2004; Chen u. a., 2005b; Steffen u. a., 2008]. Das Gauß-Filter ist für die Herausarbeitung dominanter Signalstrukturen gut geeignet. Die Wirkung entspricht der eines Tiefpassfilters, welches effektiv die fehlerhaften Streifenstrukturen in den GRACE-Daten beseitigt. Da aber Signalanteile in gleichem Maße wie die Fehler geglättet werden, ist es erstrebenswert, Filter anzuwenden, die bei maximaler Signalerhaltung eine maximale Dämpfung der Fehler und somit eine Optimierung des Signal-Rausch-Verhältnisses ermöglichen. Darüber hinaus sind die GRACE-Fehlerstrukturen nicht nur vom Grad  $n$ , sondern auch von der Ordnung  $m$  abhängig (siehe Abb. 4.4), so dass bei der Filterung dieser Anisotropie Rechnung getragen werden sollte.



**Abbildung 4.9:** Han-Filter: Gewichtsfunktionen  $W_H(\psi)$  in Nord-Süd-Richtung mit  $r_0 = 250$  km (für  $m = 0$ ) und in Ost-West-Richtung mit  $r_1 = 500$  km und  $m_1 = 20$

#### 4.5.2 Nicht-isotrope Filter

Nicht-isotrope Filter sind nach Han u. a. [2005b] eher zur Glättung der GRACE-Daten geeignet als ein einfaches Gauß-Filter, da sie der GRACE-Fehlerstruktur, welche von Grad und Ordnung abhängig ist, besser gerecht werden als ein isotropes Filter. In der Literatur sind verschiedene nicht-isotrope Filteranwendungen zu finden, welche im Folgenden vorgestellt werden.

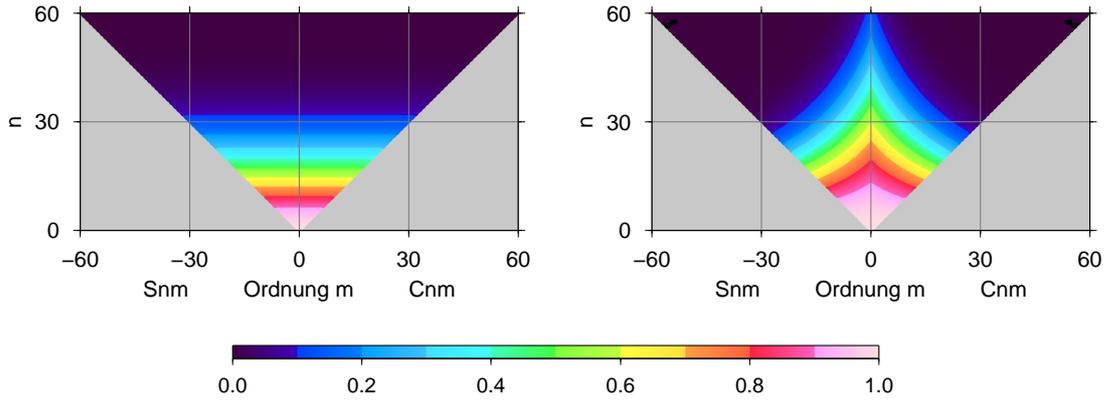
**Han-Filter** Gemäß Han u. a. [2005b] ist das Han-Filter ein „nicht-isotropes Gauß-Filter“ mit zwei Glättungsradien in zwei Richtungen. Die Berechnung der Filterkoeffizienten erfolgt mit Hilfe der Gleichungen 4.16 und 4.17, wobei gilt

$$W_{nm}^H = W_n^G(r_{12}(m)) \quad \text{mit} \quad (4.18)$$

$$r_{12}(m) = \frac{r_1 - r_0}{m_1} m + r_0. \quad (4.19)$$

Die Parameter  $r_0$  und  $r_1$  sind die Glättungsradien, welche im Fall  $r_0 = r_1$  ein Gauß-Filter mit  $r_1$  repräsentieren würden. Für zonale Koeffizienten mit  $m = 0$  wirkt der kleinste Filterradius  $r_0$ , für  $m = m_1$  der Radius  $r_1$ . Für alle anderen Ordnungen wird der Filterradius  $r_{12}$  nach Gleichung 4.19 berechnet. Je kleiner  $r_0$  gewählt wird, umso höher ist die Auflösung in Breitenrichtung. Die Auflösung in Längenrichtung wird durch  $r_1$  und  $m_1$  bestimmt, wobei  $m_1$  in dieser Arbeit auf 20 festgesetzt ist, da, wie in Abbildung 4.4 ersichtlich, in Richtung der Grad  $n$  ab  $m = 20$  ein deutlicher Anstieg in den Fehlerwerten vorliegt. In Abbildung 4.9 sind die Gewichtsfunktionen eines Han-Filters  $W_H(\psi)$  mit  $r_0 = 250$  km und  $r_1 = 500$  km ( $m_1 = 20$ ) dargestellt. Die Glockenkurve für die Filterung in Nord-Süd-Richtung ist deutlich schmäler als die Glockenkurve für die Filterung in Ost-West-Richtung, wodurch eine höhere Auflösung in Breitenrichtung ermöglicht und den fehlerhaften Streifenstrukturen in den GRACE-Daten entgegengewirkt wird. Die Abbildung 4.10 der spektralen Filterkoeffizienten, sortiert nach Grad und Ordnung, macht deutlich, dass alle Koeffizienten gleichen Grades mit einem Gauß-Filter gleichermaßen geglättet werden. Hingegen sind die Koeffizienten des Han-Filters sowohl vom Grad als auch von der Ordnung abhängig, wobei die sektoriellen KFK stärker gedämpft werden als die zonalen KFK.

Die Anwendung des Han-Filters hat sich in der Literatur nicht durchgesetzt. Eine mögliche Ursache ist die Abweichung der Filterstruktur von der Fehlerstruktur (vgl. Abbn. 4.4



**Abbildung 4.10:** Darstellung der Filterkoeffizienten des Gauß-Filters  $W_n^G$  (links) und des Han-Filters  $W_{nm}^H$  (rechts). Die Filterkoeffizienten des Gauß-Filters sind nur vom Grad  $n$  abhängig, wohingegen die des Han-Filters vom Grad  $n$  und der Ordnung  $m$  abhängig sind.

und 4.10). In der vorliegenden Arbeit soll aber auch dieser Filteransatz vergleichend mit herangezogen werden. Im Folgenden werden zwei Filteransätze vorgestellt, welche an das Signal- bzw. Fehlerverhalten der GRACE-Daten angepasst sind.

**Kovarianzfilter** Nach Swenson und Wahr [2002] setzen sich die aus GRACE-Daten berechneten Gebietsmittel  $\overline{\Delta\sigma}_{Gebiet}^{GRACE}$  aus dem wahren geophysikalischen Signal  $\overline{\Delta\sigma}_{Gebiet}^{wahr}$  und zwei dominanten Fehlereinflüssen, dem Satellitenfehler  $\overline{\Delta\sigma}_{Gebiet}^{SatFehler}$  und dem Fehler aufgrund des Reihenabbruchs  $\overline{\Delta\sigma}_{Gebiet}^{AbbrFehler}$  zusammen:

$$\overline{\Delta\sigma}_{Gebiet}^{GRACE} = \overline{\Delta\sigma}_{Gebiet}^{wahr} + \overline{\Delta\sigma}_{Gebiet}^{SatFehler} + \overline{\Delta\sigma}_{Gebiet}^{AbbrFehler}. \quad (4.20)$$

Wie in Abschnitt 4.2.3 erläutert, führt der Reihenabbruch zu einem Leck-Effekt aufgrund der Gebietsunschärfe und den damit verbundenen Über- und Unterschwingungen, welche wiederum Signalunter- und überschätzungen innerhalb und außerhalb des zu betrachtenden Gebietes nach sich ziehen. Der Ansatz des Kovarianzfilters besteht darin, die Fehlervarianzen als Summe aus Satellitenfehler  $\varepsilon_{sat}$  und Leck-Effekt-Fehler  $\varepsilon_{lkg}$  durch Ableitung nach den Filterkoeffizienten  $W_{nm}^c$  und  $W_{nm}^s$  zu minimieren:

$$\frac{\partial(\varepsilon_{sat}^2 + \varepsilon_{lkg}^2)}{\partial W_{nm}^{c,s}} = 0 \quad (4.21)$$

Die Berechnung der Satellitenfehler für definierte Einzugsgebiete erfolgt in Analogie zur Berechnung von Gebietsmitteln [Swenson und Wahr, 2002; Werth, 2005]:

$$\varepsilon_{sat}^2(t_i) = \frac{a^2 \rho_E^2}{3^2 \Omega_{Gebiet}^2} \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n K_n^{-2} (\eta_{nm}^c{}^2 \varepsilon_{nm}^c{}^2 + \eta_{nm}^s{}^2 \varepsilon_{nm}^s{}^2). \quad (4.22)$$

Die Koeffizienten  $\eta_{nm}^{c,s}$  beschreiben, im Gegensatz zu Abschnitt 4.2.2, nicht nur eine durch Reihenabbruch approximierte sondern zugleich gefilterte Gebietsfunktion mit

$$\left\{ \begin{array}{l} \eta_{nm}^c \\ \eta_{nm}^s \end{array} \right\} = \left\{ \begin{array}{l} W_{nm}^c \vartheta_{nm}^c \\ W_{nm}^s \vartheta_{nm}^s \end{array} \right\}. \quad (4.23)$$

Die Koeffizienten  $\varepsilon_{nm}^{c,s}$  sind die Fehler der GRACE-Stokes-Koeffizienten. Der Leck-Effekt-Fehler ergibt sich aus der Differenz zwischen der exakten und der geglätteten Gebietsfunktion in Abhängigkeit von der Signalvarianz  $\sigma_{sig}$ :

$$\varepsilon_{lkg}(t_i) = \int (\eta(\theta, \lambda) - \vartheta(\theta, \lambda)) \sigma_{sig}(\theta, \lambda, t_i) d\Omega . \quad (4.24)$$

Die Varianz des Leck-Effekt-Fehlers wird im Ortsbereich nach folgender Gleichung berechnet (in Analogie dazu kann die Varianz des Satellitenfehlers berechnet werden):

$$\varepsilon_{lkg}^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \varepsilon_{lkg}(t_i) . \quad (4.25)$$

Zur Vereinfachung der Abschätzung des Leck-Effektes wird, basierend auf der Annahme, dass zwei Punkte  $P(\theta, \lambda)$  und  $P(\theta', \lambda')$  nur von ihrer Winkeldistanz  $\psi$  abhängig sind, eine Kovarianzfunktion  $G_n$  in Abhängigkeit von der Signalvarianz  $\sigma_0$  eingeführt. Somit ist die Generierung des Kovarianzfilters abhängig vom betrachteten Signal. Die Leck-Effekt-Varianz ergibt sich im Spektralbereich zu:

$$\varepsilon_{lkg}^2 = \frac{\sigma_0^2}{\Omega_{Gebiet}^2} \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \frac{G_n}{2} [(\eta_{nm}^c - \vartheta_{nm}^c)^2 + (\eta_{nm}^s - \vartheta_{nm}^s)^2] \quad (4.26)$$

$$\text{mit } G_n = \int G(\psi, d) P_n(\cos \psi) \sin \psi d\psi \quad (4.27)$$

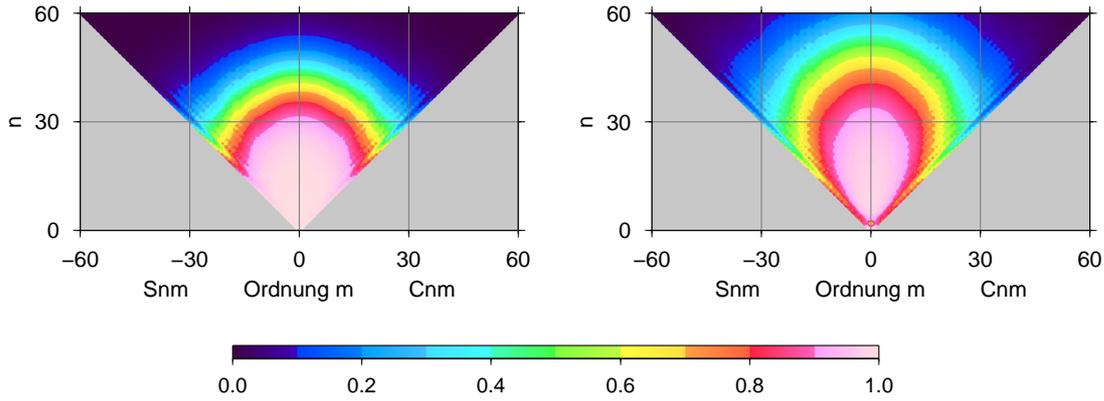
Swenson u. a. [2003] zeigen, dass ein Exponential-Modell als Kovarianzfunktion gut geeignet ist, unter der Voraussetzung, dass die Funktion homogen-isotrop ist. In diesem Fall kann sie nach folgender Gleichung berechnet werden.

$$G(\psi, d) = e^{-b\psi} \quad \text{mit } b = \frac{\ln(2)}{d/R_E} \quad (4.28)$$

Mit  $d$  wird die Korrelationslänge beschrieben, d. h. der Wert, an dem das Signal nur noch zur Hälfte mit sich selbst korreliert ist. Die Durchlasscharakteristik kann wie folgt angegeben werden [Swenson und Wahr, 2002; Werth, 2005]

$$\begin{Bmatrix} W_{nm}^c \\ W_{nm}^s \end{Bmatrix} = \left[ 1 + \frac{2K_n^{-2}}{\sigma_0^2 G_n} \begin{Bmatrix} \varepsilon_{nm}^c \\ \varepsilon_{nm}^s \end{Bmatrix} \right]^{-1}, \quad (4.29)$$

wobei die optimalen Filterkoeffizienten abhängig sind von der Kenntnis der Signalvarianz  $\sigma_0^2$ , der Signal-Kovarianzfunktion  $G_n$  und der Fehler der GRACE-Stokes-Koeffizienten  $\varepsilon_{nm}^{c,s}$ . Für  $\sigma_0$  und  $d$  müssen geeignete Startwerte gefunden werden, so dass eine iterative Schätzung der Parameter aus den GRACE-Schwerefelddaten erfolgen kann. Die Bestimmung von  $\sigma_0$  erfolgt auf der Basis der zeitlichen Varianz des Gebietsmittels. Die Korrelationslänge  $d$  wird empirisch festgelegt und bleibt im weiteren Berechnungsverlauf konstant. Typischerweise nimmt die Korrelationslänge für kontinentale hydrologische Signale Werte zwischen 200 km und 800 km an, wobei Swenson und Wahr [2003] eine Korrelationslänge von 400 km für die Signale der kontinentalen Hydrologie als geeignet detektiert haben. Untersuchungen zu Vor- und Nachteilen der Filtervorschrift erfolgten durch Swenson u. a. [2003], Werth [2005] und Werth u. a. [2009a]. Eine Darstellung der Filterkoeffizienten des Kovarianzfilters zeigt



**Abbildung 4.11:** Filterkoeffizienten: Darstellung des Kovarianzfilters mit einer Korrelationslänge von  $d = 500$  km (oben links) und des Gebietsfilters mit einem maximalen Satellitenfehler von  $\sigma_{sat} = 1.0$  cm (oben rechts) für das Flusseinzugsgebiet des Ob auf der Basis der GRACE-Schwerefelddaten des GFZ und der mitgelieferten kalibrierten Fehlerwerte.

Abbildung 4.11 (oben links), wobei die Filtervorschrift auf den kalibrierten Fehlerwerten der GRACE-Schwerefelddaten des GFZ beruht. Die Generierung der Filtervorschrift für die sibirischen Flusseinzugsgebiete und die Untersuchung der Wirkungsweise verschiedener Korrelationslängen erfolgt in Abschnitt 5.2.1.

**Gebietsfilter** Das Ziel des Kovarianzfilters ist die Minimierung des Gesamtfehlers, bestehend aus Satellitenfehler und Leck-Effekt-Fehler. Dies ist aber nur möglich, wenn Informationen über das zugrundeliegende Signal vorliegen, so dass eine geeignete Signal-Kovarianzfunktion erstellt werden kann. Es ist wünschenswert, ein Filter zu entwerfen, welches unabhängig vom Signalverlauf generiert wird. Das Gebietsfilter hat zum Ziel, entweder den Satelliten- oder den Leck-Effekt-Fehler zu minimieren, wobei der jeweils andere Fehleranteil als konstant festgesetzt wird [Swenson und Wahr, 2002]. Im Gegensatz zum definierten Leck-Effekt-Fehler des Kovarianzfilters kann seine Varianz alternativ auch unabhängig vom Signal, allein als Abweichung einer geglätteten Gebietsfunktion von der exakten Gebietsfunktion, definiert werden. Die Varianz des Leck-Effekt-Fehlers wird dabei als Verhältnis aus Gebietsunschärfe und wahren Gebietsmittel angegeben:

$$\varepsilon_{lkg}^2 = \frac{\iint (\eta(\theta, \lambda) - \vartheta(\theta, \lambda))^2 d\theta d\lambda}{\iint (\vartheta(\theta, \lambda))^2 d\theta d\lambda} \quad (4.30)$$

$$= \frac{1}{4\pi\Omega_{Gebiet}} \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n [(\eta_{nm}^c - \vartheta_{nm}^c)^2 + (\eta_{nm}^s - \vartheta_{nm}^s)^2] \quad (4.31)$$

Mit Hilfe der Lagrange'schen Multiplikator-Methode soll das Verhältnis aus der gefilterten Gebietsfunktion und der exakten Gebietsfunktion mit einem fest definierten maximalen Satellitenfehler minimiert werden. Die maximale Varianz des Satellitenfehlers  $\varepsilon_{sat}^2$  wird nach Gleichung 4.22 berechnet. Mit der Einführung des Lagrange-Multiplikators  $\lambda$  und  $\Delta = \varepsilon_{sat}^2 \Omega_{Gebiet}^2$  können die Koeffizienten  $\eta_{nm}^c$ ,  $\eta_{nm}^s$  und  $\lambda$  durch die Minimierung folgender Gleichung bestimmt werden.

$$\xi = \varepsilon_{lkg}^2 + \lambda \left[ \sum_{n,m} K_n^{-2} (\eta_{nm}^c)^2 \varepsilon_{nm}^c + \eta_{nm}^s \varepsilon_{nm}^s - \Delta^2 \right] = \text{Min.} \quad (4.32)$$

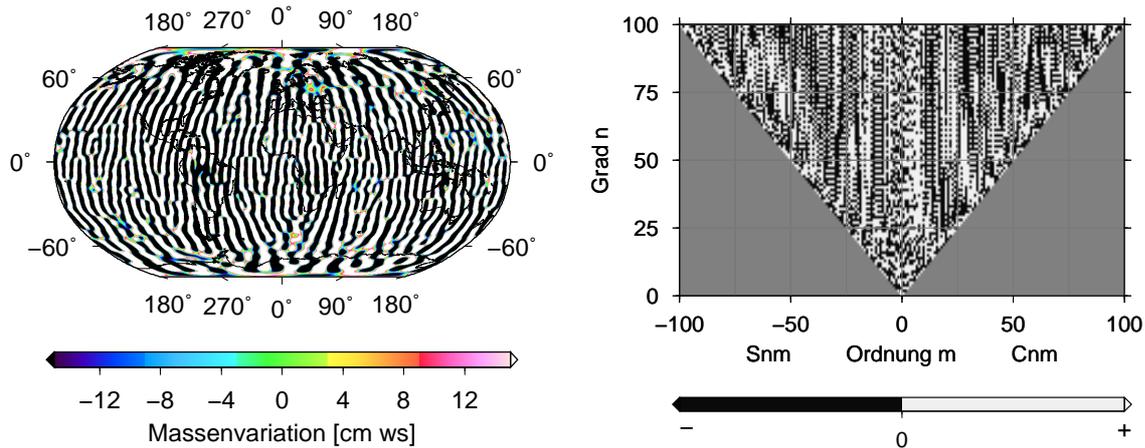
Zur Minimierung der Summe müssen die Ableitungen nach den drei Unbekannten  $\eta_{nm}^c$ ,  $\eta_{nm}^s$  und  $\lambda$  auf Null gesetzt werden. Ein ausführliche Herleitung geben Swenson und Wahr [2002] sowie Werth [2005]. Für das Gebietsfilter ergibt sich folgende Durchlasscharakteristik:

$$\begin{Bmatrix} W_{nm}^c \\ W_{nm}^s \end{Bmatrix} = \left[ 1 + \lambda K_n^{-2} \begin{Bmatrix} \varepsilon_{nm}^c \\ \varepsilon_{nm}^s \end{Bmatrix} \right]^{-1} \quad (4.33)$$

Es gibt ca.  $n_{max}^2$  Lösungen für  $\lambda$ , aber es gibt nur eine Lösung, die positiv ist und damit ein Minimum für Gleichung 4.32 darstellt. Die negativen Lösungen sind lediglich lokale Extrema. Das Gebietsfilter ist unabhängig von einer Signal-Kennntnis. Dieser Filterentwurf setzt aber die Kennntnis einer Gebietsfunktion voraus und wird in Abhängigkeit von einem Fehlerdatensatz generiert. Damit muss für jedes Flusseinzugsgebiet eine optimale Filtervorschrift in Abhängigkeit von einem definierten maximalen Satellitenfehler erstellt werden. In Abbildung 4.11 ist das Gebietsfilter für das Flusseinzugsgebiet des Ob dargestellt, basierend auf den kalibrierten Fehlern der GRACE-Schwerefelddaten des GFZ (oben rechts). Im Vergleich mit Abbildung 4.4 (Seite 50) ist erkennbar, wie das Filter dem vorgegebenen Fehlermuster folgt und Koeffizienten mit großen Fehlerwerten, wie z. B. die sektoriellen KFK, wesentlich stärker filtert als die KFK mit kleinen Fehlerwerten (nahe zonale und tesserale KFK). Die Generierung der Filterentwürfe für die vier sibirischen Flusseinzugsgebiete erfolgt in Analogie zum Kovarianzfilter in Abschnitt 5.2.1.

**EOF-Filter** Wouters und Schrama [2007] entwickelten ein Filter, welches, in Abhängigkeit von der zeitlichen Charakteristik des Fehlerspektrums und basierend auf der Anwendung der Hauptkomponentenanalyse, die fehlerhaften Streifenstrukturen in den GRACE-Datensätzen reduziert. Für jede Ordnung  $m$  werden die zugehörigen Koeffizienten, sortiert nach dem Grad  $n$  und der Zeit  $t$ , in einer Matrix gespeichert und, basierend auf einer HKA, in die EOF zerlegt, wobei die HK auf zeitliches Rauschverhalten getestet werden. Anhand eines Kolmogorov-Smirnov-Tests wird jede HK auf weißes Rauschen untersucht. Je nach Testergebnis wird das zugehörige räumliche Muster abgelehnt oder angenommen. In Abhängigkeit von allen angenommenen EOF wird das gefilterte Signal pro Zeitpunkt generiert. Der Kolmogorov-Smirnov-Test wird aber nicht direkt auf den Verlauf der HK angewendet. In einem ersten Schritt wird eine Fourier-Transformation jeder einzelnen HK durchgeführt und, aufbauend darauf, eine Spektraldichte (engl. *Power spectral density*, PSD) abgeleitet. Die PSD wird auf weißes Rauschen getestet, wobei die kumulative Verteilungsfunktion (engl. *cumulative distribution function*, CDF) der PSD mit der CDF des Spektrums einer zufälligen Normalverteilung verglichen wird. Der maximale Wert der Differenzen zwischen den beiden CDF darf einen definierten Schwellenwert nicht überschreiten. Der Schwellenwert ist abhängig vom Signifikanzniveau, welches auf 5 % festgesetzt wurde. Wie viele räumliche Muster zur Wiederherstellung des Signals verwendet werden, ist abhängig von der Ordnung  $m$ . Bis zu einer Ordnung von 10 können annähernd 100 % der Signalvarianz mit ca. 50 % der zugehörigen Muster reproduziert werden. Mit steigender Ordnung nimmt auch der Fehler in den GRACE-KFK zu, so dass zum einen die Gesamtvarianz nur gedämpft wiederhergestellt wird, d. h. Fehler wurden minimiert, zum anderen der Anteil der angenommenen räumlichen Muster weniger als 10 % beträgt.

Die EOF-Filterung ist ein gut funktionierendes Werkzeug, welches aber stark in die Strukturen der KFK eingreift. Nach Wouters und Schrama [2007] sind nach Anwendung



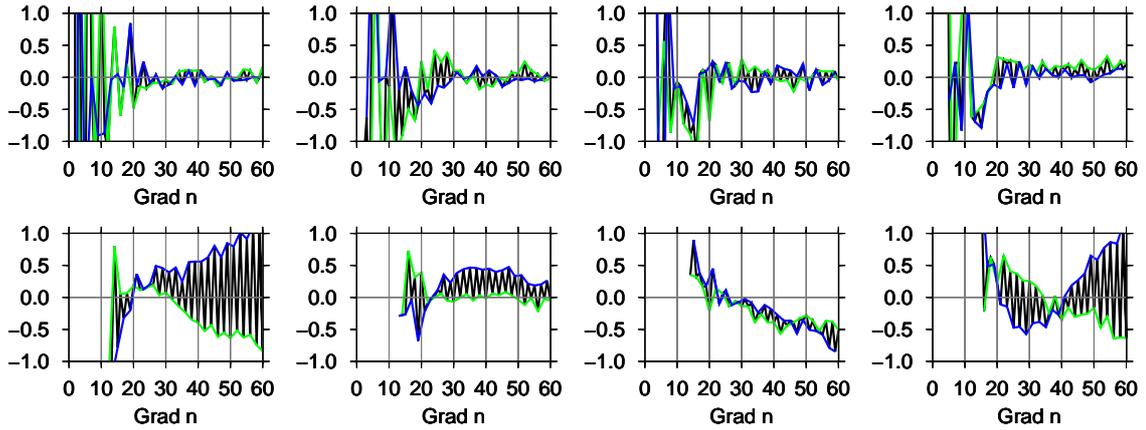
**Abbildung 4.12:** Streifenstrukturen (Massenvariationen<sup>8</sup>) im Ortsbereich (links) und Korrelationsstrukturen im Spektralbereich (rechts, d. h. pro Ordnung gibt es Vorzeichenwechsel zwischen geraden und ungeraden Graden) am Beispiel des GRACE-Datensatzes des GFZ (Oktober 2005).

einer EOF-Filterung insbesondere Effekte episodischer Ereignisse, wie die des Sumatra-Erdbebens, deutlich gedämpft. Weiterhin ist die Anwendung der EOF-Filterung nicht ohne Glättung im Nachgang (z. B. mit einem Gauß-Filter) möglich, da weiterhin Streifenstrukturen im globalen Datensatz erhalten bleiben.

#### 4.5.3 Dekorrelationsfilter (nicht-isotrop)

**Filter nach Swenson und Wahr [2006]** Die globale grafische Darstellung eines beliebigen GRACE-Datensatzes im Ortsbereich zeigt physikalisch nicht erklärable Streifenstrukturen in Flugrichtung beider Satelliten (Abb. 4.12, links). Eine eindeutige Erklärung für diese Fehlerstrukturen gibt es allerdings bis heute nicht. Ursache kann zum einen die Messkonfiguration sein, d. h. beide Satelliten umfliegen im gleichen Orbit annähernd polar die Erde, zum anderen die Auswertestrategie der GRACE-Beobachtungen. Swenson und Wahr [2006] zeigen, dass die fehlerhaften Streifenstrukturen im Ortsbereich zum Teil auf korrelierte Fehler zwischen den Kugelfunktionskoeffizienten gleicher Ordnung  $m$  im Spektralbereich zurückzuführen sind. In Abbildung 4.12 sind auf der rechten Seite die Korrelationsstrukturen im Spektralbereich am Beispiel der GRACE-Daten des GFZ für einen beliebigen Monat dargestellt. Die Grafik verdeutlicht, dass Koeffizienten einer bestimmten Ordnung (ab  $m = 8$ ) von Grad zu Grad einen Vorzeichenwechsel aufweisen. Zur besseren Verständlichkeit sind in Abbildung 4.13 die Koeffizientenreihen für die Ordnungen 1 bis 4 und 12 bis 15 dargestellt (in Schwarz). Weiterhin wurden für jede Ordnung die Koeffizienten geraden Grades und ungeraden Grades getrennt voneinander abgebildet (in Grün und in Blau). Für die Ordnungen  $m \leq 8$  sind keine signifikanten Korrelationsstrukturen erkennbar, d. h. alle drei Kurven haben einen ähnlichen Verlauf und unterliegen einem zufälligen Verhalten. Ab Ordnung  $m = 8$  wird deutlich, dass Koeffizienten einer Ordnung und geraden bzw. ungeraden Grades miteinander korreliert sind, d. h. die grünen und die blauen Koeffizientenreihen verlaufen getrennt voneinander und die Werte der schwarzen Koeffizientenreihen wechseln zwischen den grünen und den blauen Werten hin und her.

<sup>8</sup>Massenvariationen werden bzgl. eines definierten Mittelwertes (vgl. Abschn. 4.1) als Wassersäule (ws), äquivalent zur Flächendichteänderung, angegeben. Es gilt:  $1 \text{ mm ws} = 1 \text{ kg/m}^2$  (Abschn. 3.1.3.)



**Abbildung 4.13:** Korrelationsstrukturen pro Ordnung  $m$ : in Schwarz alle KFK pro Ordnung, in Grün alle KFK mit ungeradem Grad und in Blau alle KFK mit geradem Grad  $n$ . In der oberen Zeile sind die KFK-Reihen für die Ordnungen 1 bis 4 dargestellt und in der unteren Reihe für die Ordnungen 12 bis 15 (jeweils von links nach rechts). Die Stokes-Koeffizientenwerte sind einheitenlos und wurden mit Faktor  $10^{11}$  skaliert (GRACE-Datensatz des GFZ, Oktober 2005).

Swenson und Wahr [2006] entwickelten einen Algorithmus, welcher diese Korrelationsstrukturen minimiert. An die Koeffizienten einer Ordnung wird jeweils über die geraden bzw. ungeraden Grade  $n$  ein Polynom 2. Grades mit einem beweglichen Fenster der Weite  $w$  angepasst. Die Koeffizienten  $C_{nm}^{korr\,filt}$  in Gleichung 4.34 sind die Filterkoeffizienten, welche von den ursprünglichen Koeffizienten subtrahiert werden.

$$C_{nm}^{korr\,filt} = \sum_{i=0}^p Q_{nm}^i n^i \quad \text{mit} \quad m \leq n \leq n_{max} - \frac{w}{2} \quad (4.34)$$

Dabei sind die  $Q_{nm}^i$  die Koeffizienten des Polynoms 2. Grades. Die Polynomkoeffizienten werden mit Hilfe einer MKQ-Schätzung, basierend auf den folgenden Gleichungen bestimmt:

$$Q_{nm}^i = \sum_{j=0}^p \sum_{l=n-w/2}^{n+w/2} L_{ij}^{-1} l^j C_{lm} \quad (4.35)$$

$$L_{ij} = \sum_{l=n-w/2}^{n+w/2} l^i l^j$$

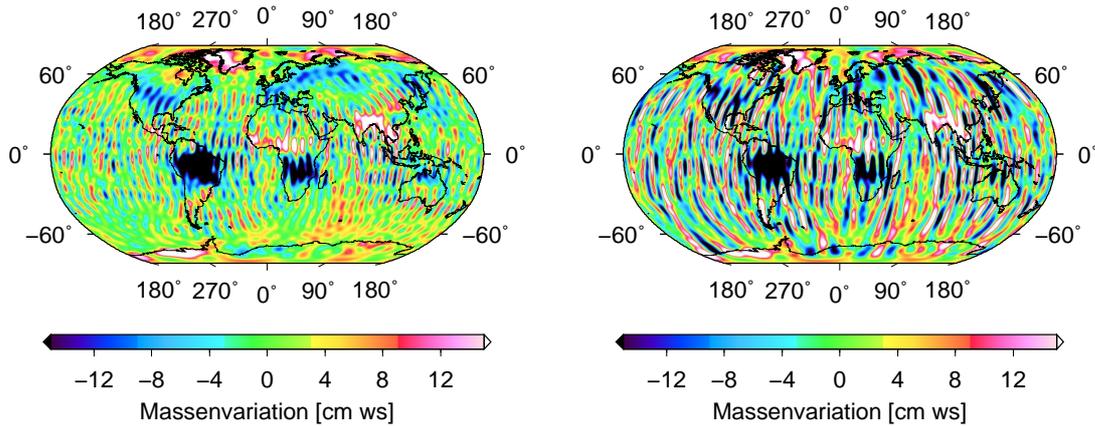
mit  $m + \frac{w}{2} < n \leq n_{max} - \frac{w}{2}$

Da mit Gleichung 4.35 die sektoriellen KFK nur unzureichend gefiltert werden, was sich insbesondere in Streifenstrukturen im Äquatorbereich ausdrückt, werden als Erweiterung zu Swenson und Wahr [2006] die sektoriellen und nahen sektoriellen KFK anhand ihrer Fehlerwerte gewichtet und die Summe für  $L_{ij}$  und  $Q_{nm}^i$  angepasst:

$$Q_{nm}^i = \sum_{j=0}^p \sum_{l=m}^{m+w} L_{ij}^{-1} l^j P^{ij} C_{lm} \quad (4.36)$$

$$L_{ij} = \sum_{l=m}^{m+w} l^i P^{ij} l^j$$

mit  $m \leq n \leq m + \frac{w}{2}$  und  $P_{diag} = \frac{\sigma_{mean}}{\sigma_{kfk}}$



**Abbildung 4.14:** Anwendung des Dekorrelationsfilters mit anschließender Glättung mittels eines Gauß-Glättungsradius von 300 km (links). Auf der rechten Seite ist zum Vergleich der Glättungseffekt allein durch einen Gauß-Filter mit 300 km dargestellt.

Die Matrix  $\mathbf{P}$  enthält auf der Hauptdiagonalen die Gewichte für die einzelnen KFK in Abhängigkeit von ihrer Signalvarianz  $\sigma_{kfk}$  und von der mittleren Signalvarianz  $\sigma_{mean}$ .

Die Summation über  $l$  erfolgt jeweils über alle geraden Grade oder über alle ungeraden Grade, je nachdem ob der Grad  $n$  des zu bearbeitenden Koeffizienten gerade oder ungerade ist. In Abbildung 4.14 sind sowohl die ursprünglichen Daten als auch die dekorrelierten Daten mit anschließender Glättung durch einen Gauß-Filter (Glättungsradius 300 km) grafisch dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Streifenstrukturen nach Anwendung des Dekorrelationsfilters stärker geglättet werden als z. B. mit einem reinen Gauß-Filter (Glättungsradius 300 km). Im Gegensatz zum Gauß-Filter greift die Filtervorschrift nach Swenson und Wahr [2006] allerdings in die räumliche Struktur des Datensatzes ein: Ein beliebiges Massensignal allein in der Antarktis weist im Spektralbereich exakt die als fehlerhaft detektierten Strukturen auf (vgl. Anhang A.1 und A.2, Seite 137 ff.), so dass die Anwendung des Filters ab Ordnung  $m = 8$  nahezu das gesamte Antarktis-Signal dämpfen würde [Scheritz u. a., 2006]. Weiterhin zeigt das spektrale Muster z. B. des Arktischen Ozeans oder eines Flusseinzugsgebietes in Sibirien eine Struktur, welche ebenfalls getrennt nach geraden und ungeraden Graden eine viel zu starke Filterung und damit Dämpfung des geophysikalischen Signals aufzeigen würde. Die Anwendung des Dekorrelationsfilters nach Swenson und Wahr [2006] kann somit nur direkt auf GRACE-Daten erfolgen, da hier das Signal durch große korrelierte Fehlerstrukturen dominiert wird und das Dekorrelationsfilter an diese Fehlercharakteristik angepasst wurde. Weiterhin sollte das Filter nur auf globale Datensätze angewendet werden, da sonst aufgrund der durch die Kugelfunktionsentwicklung entstehenden Systematiken auf der Nord- und Südhalbkugel eine komplette Signaldämpfung ab Ordnung  $m = 8$  stattfinden würde (siehe dazu spektrale Muster im Anhang A.1). Daraus folgt, dass eine Gebietsmittelbildung (Multiplikation der GRACE-KFK mit einer Gebietsfunktion) stets nach der Anwendung des Dekorrelationsfilters durchgeführt werden muss, um eine zu starke bzw. fehlerhafte Filterung zu vermeiden.

Eine weitere Möglichkeit der Anwendung des Dekorrelationsfilter besteht darin, ein Polynom höheren Grades über die gesamte KFK-Reihe pro Ordnung  $m$  jeweils für gerade und ungerade Grade anzupassen [Chambers, 2006]. Eigene Untersuchungen zeigten, dass

ein Polynom hohen Grades im ungünstigen Fall zu sogenannten „Aufschaukelungseffekten“ führt und damit weniger geeignet ist, die Korrelationsstrukturen in den GRACE-Daten zu minimieren. Dieser Effekt wird insbesondere deutlich, wenn der Korrelationsfilter als Vergleichsbasis z. B. auf ein Hydrologiemodell angewendet wird. Damit stellt dieser Filter eine ausschließlich GRACE-spezifische Anwendung dar, die so nicht auf andere Datensätze übertragbar ist. Eine Weiterführung des Dekorrelationsfilters wurde von Duan u. a. [2009] vorgestellt. In Abhängigkeit von der Größenordnung der Fehlerwerte erfolgt eine automatische Anpassung der Fensterweite: Je größer der Fehler, desto kleiner die Fensterweite und umso stärker ist die Dämpfung des entsprechenden KFK. Trotz dieses vielversprechenden Ansatzes wird aufgrund der vorhergenannten Nachteile auf eine vergleichende Anwendung des Dekorrelationsfilters in den Abschnitten 5.2.3 und 5.2.4 verzichtet. Im Folgenden wird ein weiteres Dekorrelationsfilter nach Kusche [2007] vorgestellt, welches die Korrelationsstrukturen in den GRACE-Schwerefelddaten auflöst und auch auf andere geophysikalische Modelle anwendbar ist.

**Filter nach Kusche [2007]** Die herkömmlichen Anwendungen nicht-isotroper Filter haben den Nachteil, dass sie in der Regel der höheren Datendichte an den Polen im Vergleich zu den Äquatorregionen und der anisotropen Fehler-Korrelations-Struktur der GRACE-Lösungen nicht gerecht werden [Kusche, 2007]. Kusche [2007] entwickelte eine Filtervorschrift, genannt „genäherte Dekorrelation und nicht-isotrope Glättung“, welche den genannten Problemen entgegenwirkt und in Abhängigkeit von einer synthetischen Fehler-Kovarianz-Matrix, berechnet aus den GRACE-Orbits, und von einer a-priori Signal-Kovarianz-Matrix generiert wird. Das Ziel ist eine nicht-isotrope 2-Punkt-Filterfunktion, welche bei der Anwendung auf die GRACE-Level-2-Daten eine Regularisierung des originalen Normalgleichungssystems (während der GRACE-Datenprozessierung) initiiert. Somit ist es möglich, die Streifenstrukturen (Korrelationsstrukturen) in Nord-Süd-Richtung effektiv aufzubrechen und zu reduzieren. Den Ausgangspunkt des Kusche-Filters bildet die MKQ-Schätzung (vgl. Abschn. 4.3), basierend auf:

$$\hat{\mathbf{x}} = \mathbf{N}^{-1}\mathbf{b} \quad \text{mit} \quad \mathbf{b} = \mathbf{A}^T\mathbf{P}\mathbf{l}, \quad (4.37)$$

wobei  $\mathbf{A}$  die Koeffizientenmatrix,  $\mathbf{N}$  die Normalgleichungsmatrix und  $\mathbf{l}$  den Vektor der Beobachtungen beschreiben. Sind eine a-priori Signal-Kovarianzmatrix  $\mathbf{E}\{\mathbf{xx}^T\} = \mathbf{S} = \mathbf{M}^{-1}$  und die Fehler-Kovarianzmatrix der GRACE-Daten  $\mathbf{E}\{\hat{\mathbf{x}}\hat{\mathbf{x}}^T\} = \mathbf{E} = \mathbf{N}^{-1}$  bekannt, so kann folgende Gleichung gelöst werden:

$$\hat{\mathbf{x}}_{\gamma(1)} = (\mathbf{N} + \mathbf{M})^{-1}\mathbf{b} = (\mathbf{N} + \mathbf{M})^{-1}\mathbf{N}\hat{\mathbf{x}} = \mathbf{W}\hat{\mathbf{x}} \quad (4.38)$$

Da die Fehler-Kovarianzmatrix i. d. R. nicht zur Verfügung steht, kann  $\mathbf{E} = \mathbf{N}^{-1}$  durch die „kalibrierte“ Fehler-Kovarianzmatrix ersetzt werden. Gleichung 4.38 ist der Ausgangspunkt für die nicht-isotropen Filter, z. B. von Swenson und Wahr [2002]. Würden die Signal- und Fehlerkovarianzen nur vom Grad  $n$  abhängig sein, so wäre die Filtervorschrift ähnlich dem Wiener-Filter von Sasgen u. a. [2006] [Kusche, 2007]. Der Grad der Glättung kann durch Gewichtung der Signal-Kovarianz-Matrix mit dem Faktor  $a$  variiert werden.

$$\hat{\mathbf{x}}_{\gamma(a)} = (\mathbf{N} + a\mathbf{M})^{-1}\mathbf{b} = (\mathbf{N} + a\mathbf{M})^{-1}\mathbf{N}\hat{\mathbf{x}} = \mathbf{W}_{\gamma(a)}\hat{\mathbf{x}} \quad (4.39)$$

Gleichung 4.39 entspricht einer Regularisierung der originalen Normalgleichungsmatrix. Sind die Signal- und Fehler-Kovarianzen nicht bekannt, so können sie durch Näherun-

gen  $\bar{\mathbf{M}}^{-1}$  und  $\bar{\mathbf{N}}^{-1}$  ersetzt werden. Eine ausführliche Herleitung gibt Kusche [2007]. Die endgültige Filterung der sphärisch harmonischen Koeffizienten kann wie folgt angegeben werden:

$$\hat{x}_{nmq}^{filt} = \sum_{n'=0}^{n_{max}} \sum_{m'=0}^{n'} \sum_{q'=1}^2 w_{nmq}^{n'm'q'}(a) \hat{x}_{n'm'q'} \quad (4.40)$$

mit  $q' = 1 \rightarrow \hat{x}_{n'm'q'} = \hat{C}_{n'm'}$  und  $q' = 2 \rightarrow \hat{x}_{n'm'q'} = \hat{S}_{n'm'}$ . Die Filtermatrix  $w_{nmq}^{n'm'q'}(a)$  ist allerdings sehr groß. In Abhängigkeit von der Anzahl der sphärisch-harmonischen Koeffizienten beträgt die Anzahl der Filterkoeffizienten  $n_K = [(n_{max} + 1)^2 - n_{min}^2]$ .

Kusche u. a. [2009] erweiterten die Filtervorschrift so, dass allein in Abhängigkeit von der Ordnung eine Filterungsmethode entsteht, welche in ihrer Wirkung der kompletten Filtermatrix nach Kusche [2007] entspricht. Sie ist ähnlich dem Ansatz von Swenson und Wahr [2006], so dass z. B. ein KFK einer Ordnung mit geradem Grad nur in Abhängigkeit von den KFK geraden Grades gefiltert wird und nicht in Abhängigkeit aller KFK:

$$\hat{x}_{nmq}^{filt} = \sum_{n'=n_{min}}^{n_{max}} w(n, n', m, a) \hat{x}_{n'mq} . \quad (4.41)$$

Dabei wird die Summe entweder nur über gerade  $n'$  oder nur über ungerade  $n'$  berechnet. Die Anzahl der Filterkoeffizienten konnte um den Faktor  $\sim 1213$  reduziert werden [Kusche u. a., 2009]. Die Filterkoeffizienten werden dem Nutzer auf Anfrage in Form einer block-diagonalen Matrix für die Gewichtungsfaktoren  $a = 10^{-14}$  (DKK1),  $a = 10^{-13}$  (DKK2) und  $a = 10^{-12}$  (DKK3) zur Verfügung gestellt.

Neben den vorgestellten Filtermethoden gibt es eine Reihe weiterer Möglichkeiten, die GRACE-Daten zu dämpfen und fehlerhafte Streifenstrukturen zu reduzieren. Sasgen u. a. [2006] beschäftigen sich z. B. mit dem Wiener-Filter. Hier wird in Abhängigkeit von den Signal- und Fehler-Gradvarianzen der GRACE-Daten eine optimale Filtervorschrift generiert. Seo und Wilson [2005] generieren ein Filter in Abhängigkeit verschiedener Gebietsfunktionen. Velicogna und Wahr [2006] sowie Fenoglio u. a. [2006] stellen die Methode der Reskalierung der gefilterten GRACE-Daten vor. Hierbei wird anhand eines Modellsignals die Dämpfungseigenschaft eines Filters abgeschätzt und ein Skalierungsfaktor in Abhängigkeit definierter Einzugsgebiete festgelegt. Diese Skalierungsfaktoren werden an die gefilterten GRACE-Daten angebracht. Hierbei ist allerdings zu bedenken, dass die Skalierungsfaktoren vom zu Grunde liegenden Modell abhängig sind und auch fehlerhafte Signalanteile reskaliert werden. Eigene Untersuchungen zeigen zudem, dass einzelne KFK der GRACE-Datenreihen dominante Signalanteile, wie z. B. einen Trend oder ein saisonales Signal, aufweisen. Andere KFK werden hingegen von Rauschen dominiert. Diese Erkenntnisse ermöglichen es, einzelne KFK-Reihen ohne Filterung in die Berechnung von Wasserspeicheränderungen einfließen zu lassen und damit den Signalverlust durch Filterung zu minimieren. Eine Beschreibung zur Quantifizierung dominanter Signalstrukturen ist im Anhang A.2 zu finden.

## 4.6 Berechnung kontinentaler Abflüsse

### 4.6.1 Wasserbilanzen

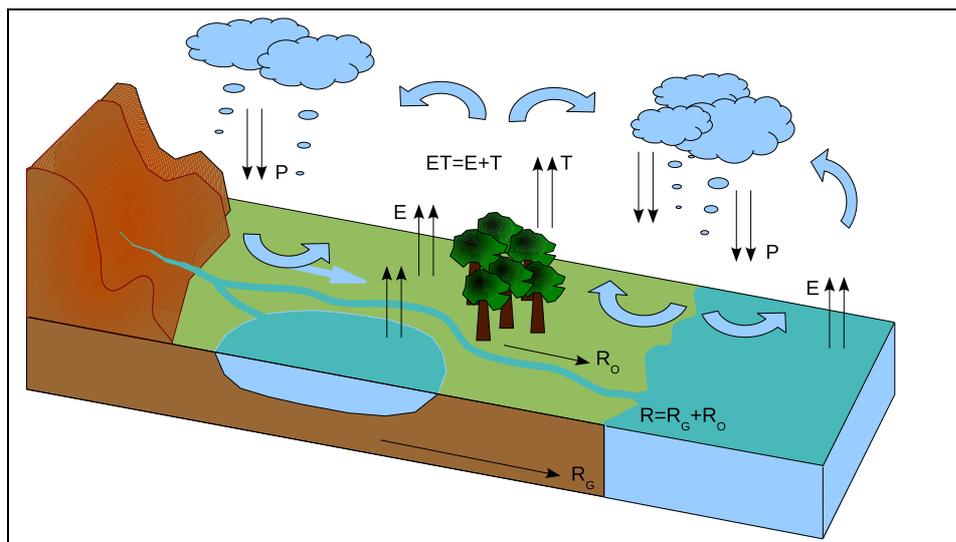
Die Wasserbilanz ist die quantitative Beschreibung des Wasserkreislaufs. Nach Wilhelm [1997] ist der Wasserkreislauf die Zirkulation des Wassers durch die einzelnen Speicherglieder angetrieben durch Verdunstung, Wasserdampftransport, Niederschlag und Abfluss (Abb. 4.15). Damit stellt der Wasserkreislauf der Erde ein gewaltiges Transportsystem dar, welches stark durch die Sonnenaktivität beeinflusst und angetrieben wird [Dyck und Peschke, 1995]. Bei Betrachtung der gesamten Erde (globaler Wasserkreislauf) kann von einem geschlossenen System ausgegangen werden, bei lokaler Betrachtung stets nur von einem offenen System [Wilhelm, 1997]. Die mathematische Beschreibung erfolgt auf der Grundlage des Massenerhaltungssatzes und ist orts- und zeitabhängig [Dyck und Peschke, 1995]. Die allgemeine hydrologische Grundgleichung

$$P = R + E \quad (4.42)$$

gilt allerdings nur für das Gesamtsystem Erde über einen längeren Zeitraum von mindestens mehrjähriger Dauer [Hölting, 1992], wobei  $P$  den Niederschlag (*Precipitation*),  $R$  den Abfluss (*Runoff*) und  $E$  die Verdunstung (*Evaporation*) bezeichnen. Bei der Betrachtung einzelner Einzugsgebiete und definierter Zeiträume muss in Gleichung 4.42 noch ein Term der Wasserspeicheränderung eingeführt werden, so dass sich die terrestrische Wasserbilanz-Gleichung ergibt:

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = -(ET - P) - R \quad (4.43)$$

- $S$  Wasserspeicher (*Storage*)  
 $ET$  Evapotranspiration (Verdunstung + Transpiration)  
 $\Delta t$  Zeitdifferenz



**Abbildung 4.15:** Vereinfachte schematische Darstellung des Wasserkreislaufs:  $R$  Gesamtabfluss,  $R_G$  Grundwasserabfluss,  $R_O$  Oberflächenabfluss,  $P$  Niederschlag,  $E$  Evaporation,  $T$  Transpiration,  $ET$  Evapotranspiration

Die Satellitenmission GRACE liefert monatliche Datensätze der Wasserspeicherung. Mit Hilfe der terrestrischen Wasserbilanz-Gleichung 4.43 können die aus GRACE-Daten gewonnenen Wasserspeicheränderungen mit dem Abfluss verknüpft werden [Syed u. a., 2005]. In diesem Fall repräsentiert  $R$  den kompletten Abfluss des Flusseinzugsgebietes, d. h. Oberflächenabfluss und Grundwasserabfluss. Die Anwendung von Gleichung 4.43 ist allerdings aufgrund der schwer bestimmbareren Größen Niederschlag und Verdunstung nur eingeschränkt möglich. Große Unsicherheiten in den Datenreihen des Niederschlags und der Verdunstung entstehen zum einen aus der Schwierigkeit direkter Messungen und zum anderen aus der räumlichen Abdeckung und der Dichte von Messpunkten [Riegger und Güntner, 2005]. Modelldaten sind ebenfalls mit großen Fehlern behaftet. Aus diesem Grund ist es sinnvoll, den Term  $(ET - P)$  in Gleichung 4.43 zu ersetzen. Hiefür wird die Wasserbilanz für den atmosphärischen Anteil herangezogen:

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = (ET - P) - \nabla Q \quad (4.44)$$

Die Verknüpfung der terrestrischen und der atmosphärischen Wasserbilanzen (Gleichung 4.43 und 4.44) ergibt für ein definiertes Flusseinzugsgebiet die kombinierte Wasserbilanz-Gleichung (Atmosphäre-Landoberfläche, Abb. 4.16) [Oki u. a., 1995; Gutowski Jr. u. a., 1997; Syed u. a., 2005; Yirdaw u. a., 2008]:

$$R = -\frac{\Delta S}{\Delta t} - \frac{\Delta W}{\Delta t} - \nabla Q \quad (4.45)$$

mit

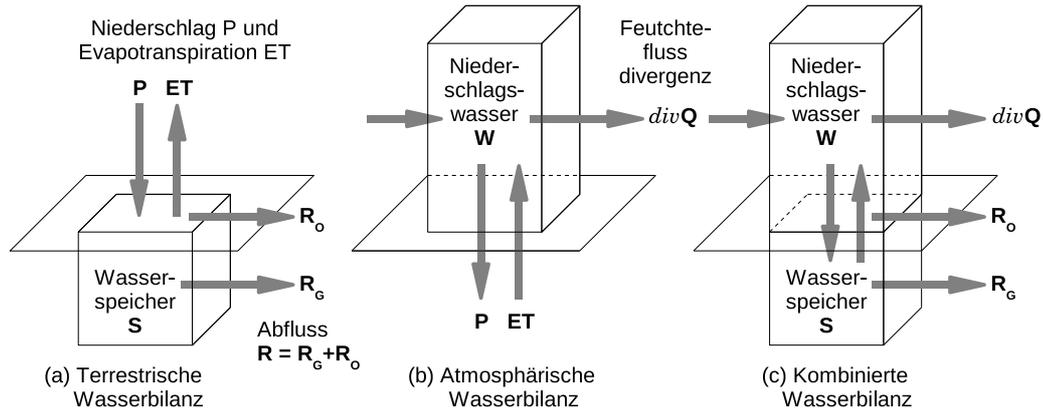
$$\mathbf{Q} = \int_{p_T}^{p_S} q \mathbf{V} \frac{dp}{g} \quad (4.46)$$

und

$$W = \int_{p_T}^{p_S} q \frac{dp}{g} \quad (4.47)$$

$W$	Vertikal integriertes Niederschlagswasser ( <i>Vertically-integrated Precipitable Water</i> )
$\mathbf{Q}$	Vertikal integrierter Feuchteflussvektor
$\nabla Q$	Feuchteflussdivergenz ( <i>Moisture Flux Divergence</i> )
$q$	Spezifische Feuchtigkeit ( <i>Specific Humidity</i> )
$g$	Schwerebeschleunigung
$\mathbf{V}$	Horizontaler Windvektor mit den Komponenten $u$ (O-W) und $v$ (N-S)
$p_S$	Druck an der Erdoberfläche
$p_T$	Druck des obersten Druckniveaus der Atmosphäre

Die Berechnung von  $\mathbf{Q}$  erfolgt durch geeignete numerische Approximation (Annäherung des Integrals mittels finiter Differenzen und der Sehnentrapezregel). Innerhalb der gegebenen Druckniveaus werden die Werte für  $\mathbf{Q}$  aufaddiert [Simmonds u. a., 1999]. Als Basis für die Berechnungen müssen für die gegebenen acht Druckniveaus der NCEP-Reanalyse neun neue Druckniveaus definiert werden, welche die Grenzen für die Summation pro gegebenem Druckniveau festlegen. Die untere Grenze wird nach Simmonds u. a. [1999] auf 1100 hPa und die obere Grenze auf 50 hPa festgesetzt. Die weiteren sieben Druckniveaugrenzen innerhalb



**Abbildung 4.16:** Schematische Darstellung (a) der terrestrischen Wasserbilanz (eines definierten Gebietes auf der Landoberfläche), (b) der atmosphärischen Wasserbilanz und (c) der kombinierten Wasserbilanz (Atmosphäre-Landoberfläche), nach Oki u. a. [1995]

der gegebenen NCEP-Druckniveaus werden durch lineare Interpolation ermittelt. Zudem wird kontrolliert, ob die neu definierten Druckniveaugrenzen pro Gitterpunkt einen Wert besitzen, der kleiner dem Druck an der Erdoberfläche ist. In Abhängigkeit davon wird ein Gewichtungsfaktor  $g_w$  zwischen Null und Eins definiert, so dass Werte für Druckniveaus mit einem Druck größer dem Oberflächendruck in der Summation keine Berücksichtigung finden. Gleichung 4.46 wird als Summe über alle gegebenen Druckniveaudifferenzen approximiert:

$$\mathbf{Q} = \frac{1}{g} \sum_{j=1}^J g_{w_j} q_j \mathbf{V}_j \Delta p_j \quad \text{mit } J = 8. \quad (4.48)$$

Die Berechnung der Feuchteflussdivergenz in Kugelkoordinaten erfolgt nach Gleichung 4.49 [Yirdaw u. a., 2008]

$$\nabla \mathbf{Q} = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} (R_E^2 Q_r) + \frac{1}{R_E \cos \varphi} \frac{\partial Q_u}{\partial \lambda} + \frac{1}{R_E \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q_v), \quad (4.49)$$

wobei  $\varphi$  und  $\lambda$  die geografische Breite und Länge und  $R_E$  den mittleren Erdradius mit 6378,137 km beschreiben. Da  $\mathbf{Q}$  als vertikal integrierter Wert vorliegt, wird nur der horizontale Anteil der Feuchteflussdivergenz in den vorliegenden Berechnungen benötigt. Somit kann der erste Term in Gleichung 4.49 vernachlässigt werden. Die endgültige Berechnung der Feuchteflussdivergenz erfolgt an jedem Gitterpunkt der gegebenen Daten. Die räumlichen Ableitungen werden dabei durch Differenzenquotienten approximiert (Gl. 4.50) [Kaufmann, 2006; Oki u. a., 1995]. Die Einheit der Feuchteflussdivergenz ist  $[\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}]$ . Sie kann pro Berechnungszeitpunkt bzw. -intervall in einen Wert pro Tag oder Monat umgerechnet werden. In Analogie zur Flächendichte der aus GRACE-Daten erhaltenen Wasserspeicheränderungen kann die Feuchteflussdivergenz mit  $[\text{mm ws}/\text{s}]$  angegeben werden.

$$\nabla Q(\lambda, \varphi) = \frac{1}{R_E \cos(\varphi)} \frac{\Delta Q_u}{\Delta \lambda} + \frac{1}{R_E} \frac{\Delta Q_v}{\Delta \varphi} - \frac{Q_v(\lambda, \varphi) \tan(\varphi)}{R_E} \quad (4.50)$$

$$\text{mit } \Delta Q_u = Q_{uE} - Q_{uW}$$

$$\text{und } \Delta Q_v = Q_{vN} - Q_{vS}$$

Im Anschluss werden aus den täglichen Werten über zwei Monate mit Schrittweiten von einem Tag Mittelwerte aus jeweils 30 Tagen berechnet [Rodell u. a., 2004a]. Aus diesen ca. 31 Monatsmittelwerten wird wiederum ein Mittelwert bestimmt (ähnlich einem gleitenden Mittelwert), welcher repräsentativ für die Feuchteflussdivergenz als Änderung von Monat zu Monat (z. B. von Januar zu Februar) ist. Diese gemittelten Werte stellen zu den GRACE-Daten äquivalente Größen dar. Für ein definiertes Flusseinzugsgebiet wird im Anschluss eine mittlere Feuchteflussdivergenz berechnet. Die Berechnung der Änderung des vertikal integrierten Niederschlagswassers  $W$  erfolgt auf der Basis von Monatsmittelwerten, welche aus täglichen Werten von Monat zu Monat bestimmt wurden. Alle Daten zur Berechnung von  $\Delta W/\Delta t$  und  $\nabla Q$  sind durch die Reanalyse des NCEP<sup>9</sup> gegeben [Kalnay u. a., 1995].

#### 4.6.2 Fehlerhaushalt

Der Abfluss wird über die drei Größen Wasserspeicheränderung, Änderung des vertikal integrierten Niederschlags und Feuchteflussdivergenz berechnet (Gl. 4.45). Der Fehler des Abflusses setzt sich somit aus den Fehlern der drei letztgenannten Größen zusammen:

$$\sigma_R = \sqrt{\sigma_{\Delta S}^2 + \sigma_{\Delta W}^2 + \sigma_{\nabla Q}^2} \quad (4.51)$$

Der Fehler  $\sigma_{\Delta S}$  für die Wasserspeicheränderung ist der quadratisch aufsummierte Fehlerwert aus der Differenz der Massenänderung von Monat zu Monat (mit  $N =$  Anzahl der Zeitpunkte):

$$\sigma_{\Delta S_i} = \sqrt{\sigma_{S_i}^2 + \sigma_{S_{i+1}}^2} \quad \text{mit } i = 1 \dots N - 1 \quad (4.52)$$

Die Berechnung des Fehlers der Änderung des vertikal integrierten Niederschlags erfolgt analog Gleichung 4.52. In Syed u. a. [2005] und Syed u. a. [2007] sind Fehlerangaben für  $W$  von 10% zu finden. Da dieser relative Fehler aber oftmals als zu optimistisch eingeschätzt wird [Syed u. a., 2007] und der Wassergehalt der Atmosphäre der NCEP-Reanalyse in die Kategorie B (siehe Abschn. 3.4.3) einzuordnen ist, wurde in der vorliegenden Arbeit ein relativer Fehler von 20% angesetzt. Mit dem Ziel, einen realistischen Fehlerwert für alle  $W$  zu erhalten, wird über alle gegebenen Zeiträume und über alle Gitterpunkte ein Mittelwert berechnet und für diesen Mittelwert ein relativer Fehler von 20% bestimmt. Dieser Fehlerwert ist das Fehlermaß für alle vertikal integrierten Niederschläge.

Der Fehlerwert für  $\nabla Q$  wird, beginnend bei  $q$ ,  $V$  und  $p_s$ , über Fehlerfortpflanzung bestimmt (Gln. 4.48 und 4.50). Zwar sind die Werte innerhalb des Berechnungsweges nicht vollständig unabhängig voneinander, da aber über die Korrelationen der einzelnen Größen nichts bekannt ist und keine Korrelationen beliebig angenommen werden sollten, wird im Folgenden von unkorrelierten Größen ausgegangen, so dass das einfache Fehlerfortpflanzungsgesetz nach Gauß für den wahrscheinlichsten Fehler angewendet wird. Analog zur Fehlergenerierung für  $W$  werden für die spezifische Feuchte, die Geschwindigkeiten  $u$  und  $v$  und den Oberflächendruck Fehlerwerte in Abhängigkeit vom Mittelwert generiert. Da die Geschwindigkeitswerte in die beste Kategorie (Kategorie A) der NCEP-Reanalyse einzuordnen sind, wird für diese beiden Größen ein relativer Fehler von 10% angenommen, wobei für die anderen beiden Größen wieder ein Fehler von 20% anzusetzen ist.

<sup>9</sup>Daten der NCEP-Reanalyse werden durch NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, bereitgestellt: <http://www.esrl.noaa.gov/psd> bezogen werden. (Letzter Zugriff 07.09.2010)

Für die Berechnung des Fehlers jeden einzelnen Feuchteflussvektors wird Gleichung 4.48 nach den fehlerbehafteten Größen abgeleitet, d. h. jeweils separat für die Flussanteile  $u$  und  $v$ . Im Folgenden werden die Fehlerformeln für  $u$  dargestellt; sie sind analog für  $v$  anzuwenden.

$$\sigma_{Qu_i} = \frac{1}{g} \sqrt{\sum_{j=1}^J \left[ (g_{w_j} q_j u_j)^2 \sigma_{\Delta p_s}^2 + (g_{w_j} q_j \Delta p_j)^2 \sigma_u^2 + (g_{w_j} \Delta p_j u_j)^2 \sigma_q^2 \right]} \quad (4.53)$$

$$\sigma_{Qu_i} = \frac{1}{g} \Delta p \sqrt{\sum_{j=1}^J \left[ (g_{w_j} q_j)^2 \sigma_u^2 + (g_{w_j} u_j)^2 \sigma_q^2 \right]} \quad (4.54)$$

Gleichung 4.53 wird verwendet, wenn  $\Delta p$  den Oberflächendruck, welcher selbst fehlerbehaftet ist, enthält. Gleichung 4.54 findet Anwendung, wenn die fehlerfreien Druckniveaus, welche Modellwerte darstellen, in  $\Delta p$  einfließen. Der Fehler für  $\nabla Q$  berechnet sich dann nach Fehlerfortpflanzung von Gleichung 4.50 folgendermaßen:

$$\sigma_{\nabla Q} = \sqrt{\left( \frac{1}{R_E \cos \varphi \Delta \lambda} \right)^2 (\sigma_{Qu_i}^2 + \sigma_{Qu_{i+1}}^2) + \dots + \left( \frac{1}{R_E \Delta \varphi} \right)^2 (\sigma_{Qv_i}^2 + \sigma_{Qv_{i+1}}^2) + \left( \frac{\tan \varphi}{R_E} \right)^2 \sigma_{Qv}^2} \quad (4.55)$$

#### 4.7 Validierung der Ergebnisse – Genauigkeitsabschätzung

Die Validierung der auf der Basis von GRACE-Daten berechneten Abflüsse der größten sibirischen Flussysteme erfolgt anhand gemessener Abflussreihen an ausgewählten Pegelstationen (vgl. Abschn. 3.4.4). Dabei gibt es verschiedene Herangehensweisen, die Abflüsse zu vergleichen. Zum einen kann der berechnete Abfluss direkt mit den beobachteten Abflüssen validiert werden, zum anderen kann mittels MKQ-Schätzung ein Modell an den berechneten Abfluss angepasst und dieses Modell als Vergleichsbasis genutzt werden. Im Abschnitt 5.4.3 wird auf die Vergleichsmöglichkeiten im Detail eingegangen.

Mit Hilfe von drei verschiedenen Ähnlichkeitsparametern (Korrelationskoeffizient, Nash-Sutcliffe-Koeffizient [Nash und Sutcliffe, 1970] und erklärte Varianz) kann die Ähnlichkeit (Gleichheit) von Beobachtung und Modell bzw. von zwei Variablen beurteilt werden. Die Berechnungen der Koeffizienten erfolgen mit  $B$  als Beobachtung und  $M$  als Modell:

Korrelationskoeffizient  $kk$ :

$$kk = \frac{\sum (B - \bar{B})(M - \bar{M})}{\sqrt{\sum (B - \bar{B})^2} \sqrt{\sum (M - \bar{M})^2}} \quad (4.56)$$

Nash-Sutcliffe-Koeffizient  $nsk$ :

$$nsk = 1 - \frac{\sum (B - M)^2}{\sum (B - \bar{B})^2} \quad (4.57)$$

Erklärte Varianz  $evar$ :

$$evar = \frac{var(B) - var(M - B)}{var(B)} \quad (4.58)$$

Anstelle der Modelldaten können, wie im Fall der Abflussvalidierung, auch Beobachtungsdaten eingesetzt werden. Die Beobachtungsdaten der Abflüsse an Pegellokationen werden dabei als Wahrheit angenommen und die auf der Basis von GRACE-Daten berechneten Abflüsse bezüglich der Beobachtungen validiert. Der in wissenschaftlichen Arbeiten gebräuchliche Korrelationskoeffizient nimmt Werte zwischen -1 und +1 an, wobei +1 (bzw. -1) einen vollständigen positiven (bzw. negativen) linearen Zusammenhang zwischen zwei Merkmalen definiert. Nimmt der Korrelationskoeffizient einen Wert von Null an, so besteht kein linearer Zusammenhang. Der Nachteil des Korrelationskoeffizienten liegt darin, dass lediglich die Phase bzw. Phasenverschiebung von zwei Merkmalen bewertet wird und keine Aussage über die Amplituden getroffen werden kann. Dieser Nachteil wird mit der Berechnung des Nash-Sutcliffe-Koeffizienten ausgeglichen. Hier werden sowohl die Phasen als auch die Amplituden zweier Merkmale beurteilt. Der Nash-Sutcliffe-Koeffizient nimmt Werte zwischen  $-\infty$  und +1 an. Bei einem Wert von +1 besteht zwischen den betrachteten Variablen absolute Gleichheit. Bei einem Wert von Null besteht in Analogie zum Korrelationskoeffizienten kein Zusammenhang zwischen den beiden Betrachtungsgrößen. Fällt der Wert unter Null, so ist im Fall eines Vergleichs von Beobachtung und Modell das Modell schlechter als die Beobachtung [Werth, 2010]. Da in der vorliegenden Arbeit die Güte von Modellen nicht beurteilt werden soll, werden negative Nash-Sutcliffe-Koeffizienten nicht weiter berücksichtigt. Sowohl der Korrelationskoeffizient als auch der Nash-Sutcliffe-Koeffizient sind dimensionslose Koeffizienten. Die erklärte Varianz, welche ebenfalls eine Beurteilung von Phase und Amplitude ermöglicht, wird hingegen durch Multiplikation mit 100 in Prozent angegeben.

Neben der Validierung der auf der Basis von GRACE-Daten berechneten Abflüsse anhand von beobachteten Abflusswerten kann aus den Abflussergebnissen der drei verschiedenen GRACE-Datenzentren (GFZ, CSR und ITG) eine mittlere Abflussreihe und, darauf aufbauend, ein Genauigkeitsmaß abgeleitet werden. Weiterhin können die berechneten Abflüsse mit Abflüssen, die auf der Basis von Modelldaten (Hydrologiemodelle) berechnet wurden, verglichen werden. Hier wird allerdings nicht davon ausgegangen, dass die Modelle die Wahrheit über die Abflüsse der sibirischen Flusssysteme wiedergeben. Eher ist es möglich, eine Verbesserung der Modelle durch die global verfügbaren GRACE-Beobachtungen zu erreichen. Diese Thematik wurde u. a. in den Veröffentlichungen von Werth [2009] und Werth [2010] behandelt.

## 5 Ergebnisse

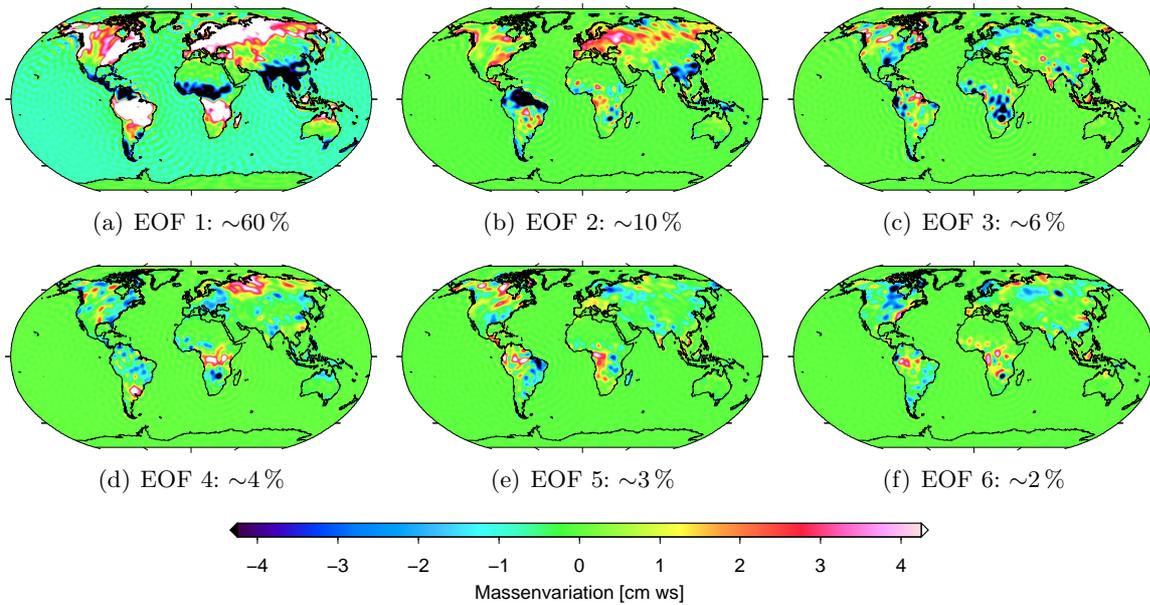
Das Kapitel fasst die wichtigsten Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zusammen. Einführend werden die dominanten hydrologischen Signalstrukturen am Beispiel des Hydrologiemodells WGHM und, darauf aufbauend, die Modellbildung anhand der GRACE-Daten erläutert. Die Analyse verschiedener Filteranwendungen erfolgt im Abschnitt 5.2. Für 17 ausgewählte Filter werden die Vor- und Nachteile sowie die Dämpfungseigenschaften hinsichtlich Fehler und Signal anhand der Hydrologiemodelle LSDM und GLDAS (sowie WGHM) und der GRACE-Daten von GFZ, CSR und ITG diskutiert. Alle verwendeten Filter wurden in den Abschnitten 4.4 und 4.5 eingeführt. Zudem erfolgt eine Abschätzung von Leck-Effekten aufgrund ozeanischer Signalanteile durch die Anwendung verschiedener Filter. Aufbauend auf den Ergebnissen aus Abschnitt 5.2 beschäftigt sich Abschnitt 5.3 mit den endgültigen Wasserspeicheränderungen aus GRACE-Daten. Die Betrachtung der Abflüsse, berechnet aus GRACE-Wasserspeichervariationen in Kombination mit Daten der NCEP-Reanalyse, erfolgt für die vier sibirischen Flusssysteme Ob, Jenissei, Lena und Kolyma in Abschnitt 5.4. Im Vergleich mit Abflussmessungen an Pegellokationen werden die berechneten Abflüsse validiert. Weitere Möglichkeiten der Datenverknüpfung, insbesondere mit Pegelmessungen im Arktischen Ozean nahe den Mündungsbereichen der großen Flusssysteme, werden abschließend diskutiert.

### 5.1 Dominante hydrologische Signalstrukturen – Modellbildung

Charakteristische Signalstrukturen kontinentaler hydrologischer Massenspeicheränderungen bieten die Möglichkeit, die zugehörigen Signalanteile ohne Glättung bzw. Filterung aus den Daten der Satellitenmission GRACE abzuleiten. Die Hauptkomponentenanalyse (Abschn. 4.3) bildet als mathematisches Werkzeug die Grundlage zur Detektion dominanter Signalstrukturen anhand von Hydrologiemodellen (Abschn. 4.4). Da die GRACE-Mission den integralen Effekt aller Komponenten des Wasserspeichers beobachtet, ist es wichtig, dass das der HKA zugrunde liegende Modell alle Wasserspeicherkomponenten enthält. Da u. a. das WGHM diese Bedingung erfüllt (vgl. Tab. 3.2), wurde es als Eingangssignal für die HKA ausgewählt. Die Modelldaten des WGHM sind bzgl. des Beobachtungszeitraumes der GRACE-Mission für August 2002 bis Dezember 2009 verfügbar. Sie wurden vor der Berechnung der HKA um den Trend reduziert, da dieser auch unrealistische Signalanteile aufweisen kann.

In Abbildung 5.1 sind die ersten sechs empirischen orthogonalen Funktionen der HKA als Flächendichten auf einem Gitter mit einer Auflösung von  $1^\circ \times 1^\circ$  dargestellt. Die erste EOF beschreibt  $\sim 60\%$ , die zweite EOF  $\sim 10\%$  des Gesamtsignals des Hydrologiemodells WGHM. Die ersten sechs EOF beschreiben gemeinsam  $\sim 85\%$  des Gesamtsignals. Abbildung 5.2 veranschaulicht in Schwarz die zugehörigen Hauptkomponenten (die Signalvarianz wurde auf Eins normiert), welche den zeitlichen Verlauf der jeweiligen EOF beschreiben. Mit den durch die HK 1 und die HK 2 erfassten  $\sim 70\%$  des Gesamtsignals weist das Hydrologiemodell ein ausgeprägtes saisonales Signal auf.

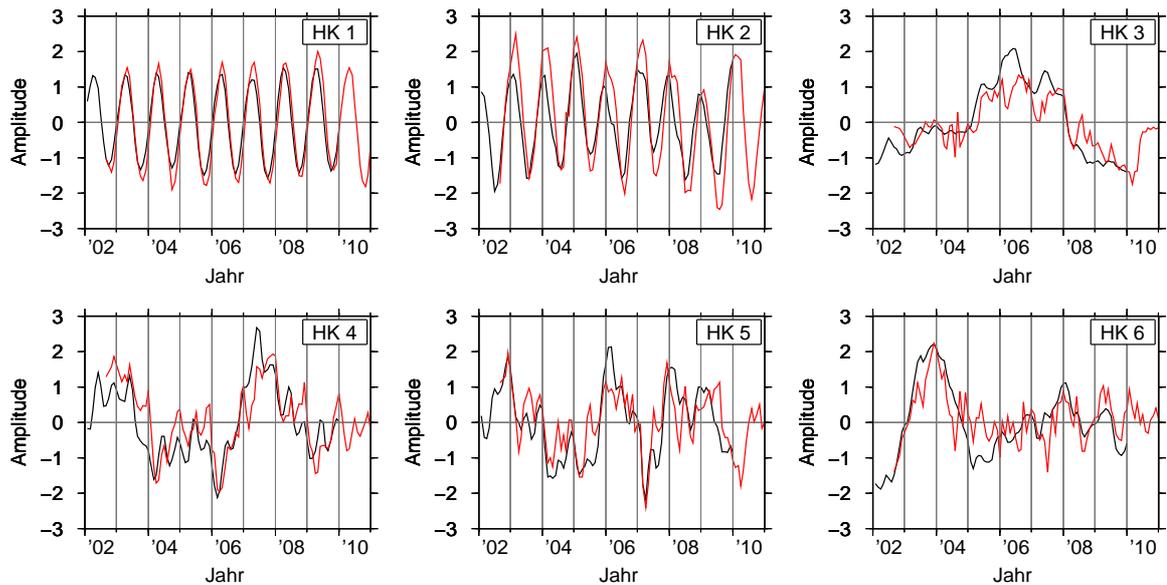
Die Bestimmung der zeitlichen Charakteristik anhand der GRACE-Daten erfolgt für die ersten 40 räumlichen Muster des Hydrologiemodells WGHM, welche gemeinsam  $\sim 99\%$  der Gesamtsignalvarianz des Modells beschreiben. Nach dem Ansatz der Detektion bekannter räumlicher Muster und der MKQ-Schätzung werden die zeitlichen Informationen für jede



**Abbildung 5.1:** Empirische orthogonale Funktionen des Hydrologiemodells WGHM für den Zeitraum August 2002 bis Dezember 2009: Die Detektion der räumlichen Muster erfolgte auf Basis der Massen-KFK, im Anschluss wurden die EOF zur Veranschaulichung in den Ortsbereich transformiert. Die Prozente geben an, wie groß der Anteil der jeweiligen EOF (inklusive ihrer HK, dargestellt in Abb. 5.2) am Gesamtsignal ist.

EOF, basierend auf Gleichung 4.13, aus GRACE-Daten geschätzt. Im Folgenden werden diese Zeitverläufe als HK der GRACE-Daten  $h^{GRACE}$  bezeichnet. Während des Ausgleichsprozesses werden die einzelnen KFK der GRACE-Schwerefeldlösungen des GFZ und des CSR anhand ihrer empirischen Fehlerwerte gewichtet. Die Detektion der  $h^{GRACE}$ , basierend auf den GRACE-Daten des ITG, erfolgt für jeden Zeitpunkt mit Hilfe der vollen Varianz-Kovarianz-Matrix. Aufgrund der Berücksichtigung von Korrelationen zwischen den einzelnen KFK können die zeitlichen Informationen mit einer gesteigerten Genauigkeit aus den GRACE-Daten des ITG abgeleitet werden. In Tabelle 5.1 sind beispielhaft für Januar 2009 die ersten zehn HK der GRACE-Daten und deren Fehlermaße (nach der Ausgleichsrechnung) für die Zentren GFZ, CSR und ITG zusammengefasst. Die Fehlerwerte des GFZ und des CSR sind annähernd gleich groß. Die HK der GRACE-Daten des ITG weisen hingegen wesentlich kleinere Fehlerwerte auf, was insbesondere mit zunehmender Ordnung der  $h^{GRACE}$  deutlich wird. In Abbildung 5.2 sind in Rot die HK, abgeleitet aus den GRACE-Daten des GFZ, dargestellt. Die Phasen der aus GRACE-Daten detektierten HK und der HK des Hydrologiemodells weisen eine gute Übereinstimmung auf. Die Amplituden des saisonalen Signals (HK 1 und HK 2) werden aber vom Hydrologiemodell im Vergleich zu den GRACE-Beobachtungen unterschätzt. Dies ist ein Indiz dafür, dass die vollständigen Beobachtungen des Wasserspeichers der GRACE-Mission zur Verbesserung bestehender Hydrologiemodelle beitragen können. Die aus den GRACE-Daten des CSR und des ITG detektierten HK liefern ähnliche Ergebnisse wie die des GFZ (nicht dargestellt).

Im Anschluss an die Bestimmung der zeitlichen Komponenten erfolgt die Verknüpfung der EOF des Hydrologiemodells WGHM mit den aus GRACE detektierten HK. Durch Multiplikation jeder EOF mit der entsprechenden HK und Addition aller 40 Muster pro

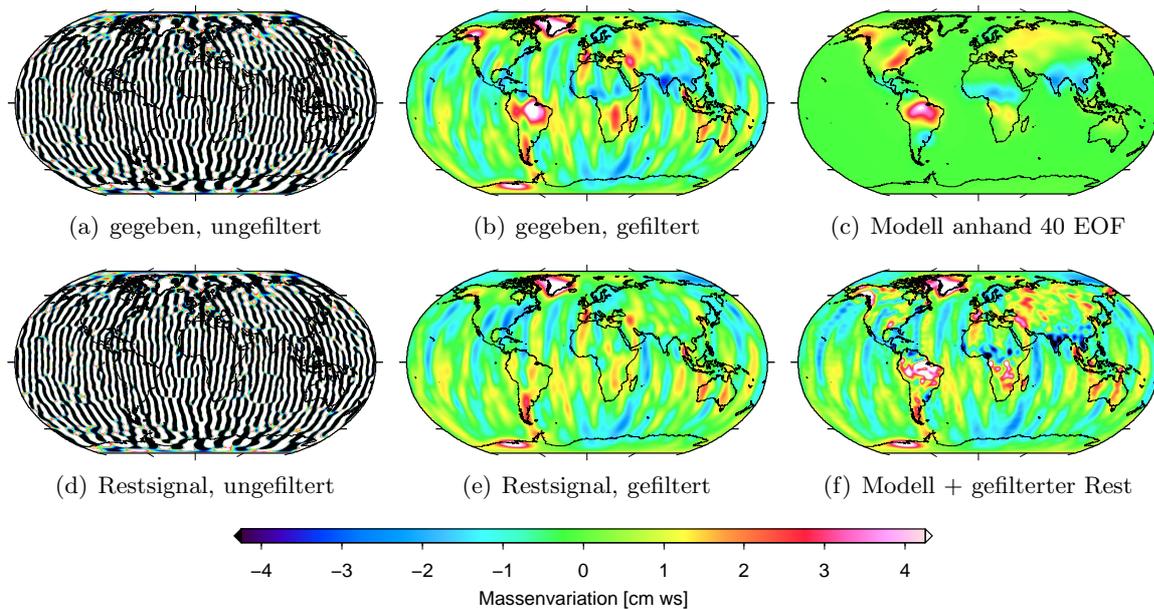


**Abbildung 5.2:** Darstellung der Hauptkomponenten des WGHM (in Schwarz) und der in den GRACE-Daten des GFZ detektierten HK (in Rot). Die HK beziehen sich auf die räumlichen Muster, welche in Abbildung 5.1 dargestellt sind. (Signalvarianz auf 1 normiert; Amplituden: dimensionslos)

**Tabelle 5.1:** Hauptkomponenten 1 bis 10 und deren Fehlerwerte, detektiert aus den GRACE-Daten der Zentren GFZ, CSR und ITG anhand der EOF des Hydrologiemodells WGHM (Abb. 5.1), beispielhaft für Januar 2009.

	GFZ		CSR		ITG	
HK 1	0,445	± 0,069	0,271	± 0,079	0,122	± 0,049
HK 2	0,904	± 0,154	0,965	± 0,169	0,607	± 0,117
HK 3	-0,584	± 0,236	-0,702	± 0,233	-0,686	± 0,139
HK 4	-0,636	± 0,246	-0,516	± 0,265	-0,234	± 0,159
HK 5	0,434	± 0,324	0,654	± 0,332	0,346	± 0,197
HK 6	0,152	± 0,326	0,151	± 0,319	0,342	± 0,191
HK 7	0,646	± 0,309	0,616	± 0,301	0,253	± 0,181
HK 8	-0,612	± 0,355	-0,744	± 0,354	0,061	± 0,209
HK 9	0,429	± 0,404	0,468	± 0,405	0,421	± 0,244
HK 10	-0,686	± 0,466	-0,678	± 0,421	-0,781	± 0,269

Zeitpunkt wird ein Modell hydrologischer Signalanteile für den kontinentalen Bereich auf der Basis der GRACE-Schwerefelddaten erzeugt. Dieses Modell ist von den fehlerhaften Streifenstrukturen befreit. In Abbildung 5.3 sind die einzelnen Berechnungsschritte grafisch veranschaulicht. In (a) ist der ungefilterte Datensatz der GRACE-Daten des GFZ, beispielhaft für Mai 2005, dargestellt. In (b) wurde der Datensatz aus (a) mit einem Gauß-Filter mit einem Glättungsradius von 500 km weitestgehend von Streifenstrukturen befreit. Vergleichend ist in (c) das GRACE-Modell, basierend auf 40 räumlichen Mustern des Modells WGHM, dargestellt. Dominante Signalstrukturen in großen Flusseinzugsgebieten, wie z. B. des Amazonas, des Kongo und in Nordsibirien, sind gut erkennbar. Weiterhin sind keine



**Abbildung 5.3:** Modellbildung am Beispiel Mai 2005 der GRACE-Daten des GFZ und Filterung des gegebenen Signals und des Restanteils mit einem Gauß-Filter mit einem Glättungsradius von 500 km.

Streifenstrukturen im Modell vorhanden. Im Anschluss wird das Modell in (c) vom gegebenen Datensatz in (a) subtrahiert. Der Restanteil, dargestellt in (d), wird wie das gegebene Signal von Streifen dominiert. Die Filterung des Restanteils mittels eines Gauß-Filters macht deutlich, dass neben den fehlerhaften Streifenstrukturen auch noch Signalanteile u. a. in Grönland und in der Antarktis vorliegen (Abb. 5.3 e). Diese Muster sind zu einem großen Teil nicht auf hydrologische Signalstrukturen zurückzuführen, so dass sie mit dem Hydrologiemodell WGHM nicht erfasst werden. Weiterhin sind Restsignale in Australien, Südamerika und Zentralafrika erkennbar. Der Restanteil liefert somit noch wichtige Signalanteile. Der gefilterte Signalrest in (e) wird zum Modell in (c) addiert. Das Ergebnis der Filterung der GRACE-Daten, basierend auf einer Modellbildung und Glättung des Restanteils, ist in (f) veranschaulicht. Diese Herangehensweise zur Aufbereitung der GRACE-Daten wird nachfolgend allgemein als Kombinationsfilterung bezeichnet.

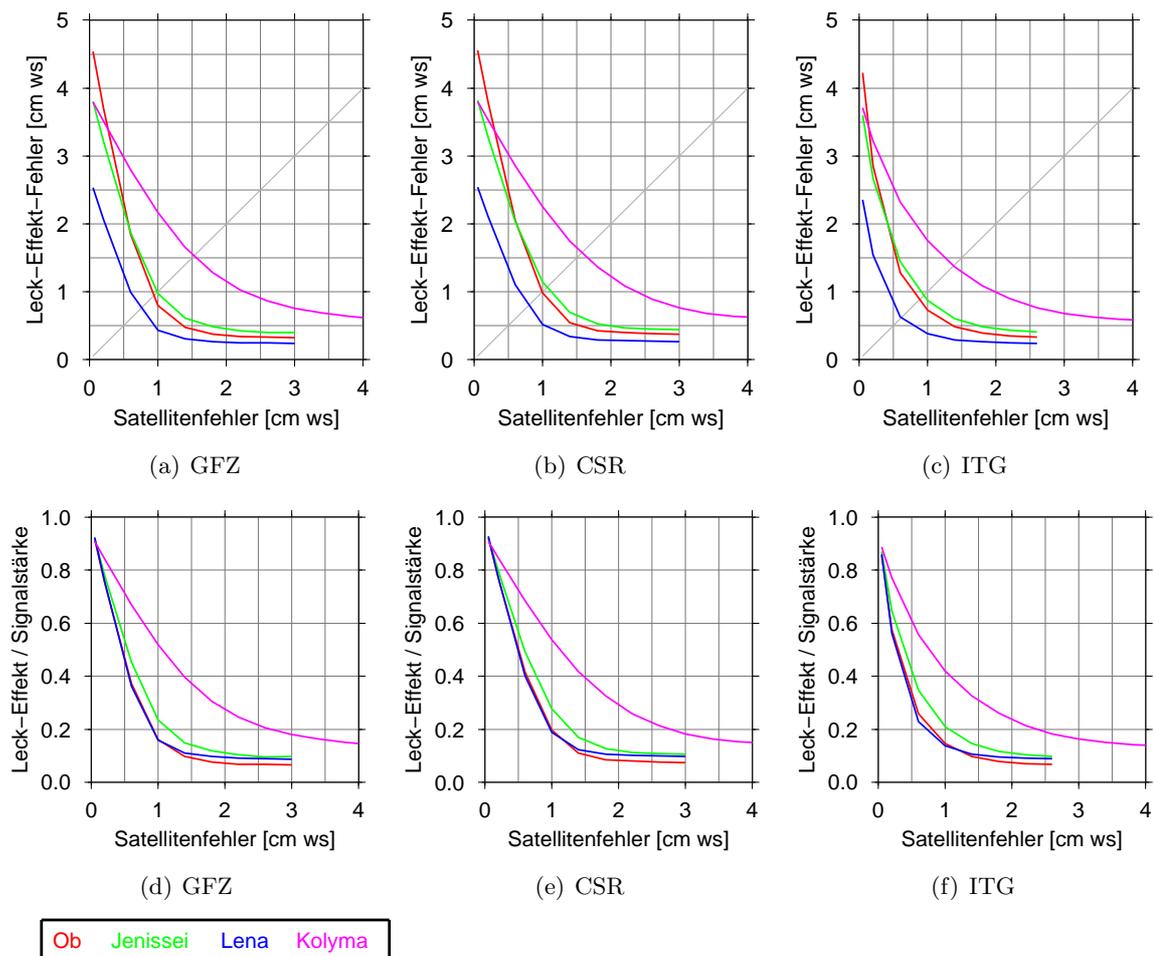
Im Vergleich von (f) und (b) sind dieselben dominanten Signalstrukturen in großen Flusseinzugsgebieten erkennbar. Die fehlerhaften Streifenstrukturen im Landbereich sind in (f) aber weniger stark ausgeprägt. Weiterhin sind u. a. in Indien, Süd- und Zentralafrika, Nordamerika und Sibirien klar abgegrenzte und teils größere Signalamplituden erkennbar. Die geringere Glättung durch Anwendung des kombinierten Filteransatzes ist von Vorteil, wenn es um die Detektion kontinentaler hydrologischer Signalanteile geht. Eine Möglichkeit der Erweiterung dieses Ansatzes bieten z. B. bekannte räumliche Muster langzeitiger Signalstrukturen u. a. in Grönland und in der Antarktis, welche somit ebenfalls keiner Filterung mehr unterzogen werden müssten. Das Ziel des Kombinationsfilters ist es, ein Maximum an Signal aus den GRACE-Daten abzuleiten, während gleichzeitig die GRACE-Fehlerstrukturen stark gedämpft werden. In den Abschnitten 5.2.3 und 5.2.4 wird dieser kombinierte Filteransatz den reinen Filteranwendungen vergleichend gegenübergestellt und diskutiert.

## 5.2 Analyse verschiedener Filteranwendungen

### 5.2.1 Kovarianz- und Gebietsfiltervorschrift

Der erste Bearbeitungsschritt zur Analyse verschiedener Filteranwendungen ist die Untersuchung der Gebiets- und Kovarianzfilter, um optimale Filtervarianten für die vier sibirischen Flusseinzugsgebiete festzulegen. Sowohl das Kovarianz- als auch das Gebietsfilter haben das Ziel, die Satelliten- und Leck-Effekt-Fehler zu minimieren (vgl. Abschn. 4.5.2). Die Abschätzung einer optimalen Filtervorschrift ist gebietsspezifisch und muss somit für jedes Flusseinzugsgebiet separat durchgeführt werden.

**Gebietsfilter** Das Ziel des Gebietsfilters ist die Minimierung des Leck-Effekt-Fehlers, wobei für den Satellitenfehler ein geeigneter Wert festgesetzt wird. Die Generierung des Filters erfolgte auf der Basis der kalibrierten Fehlerwerte der GRACE-Schwerefelddaten der drei Prozessierungszentren GFZ, CSR und ITG (in Abb. 5.4 von links nach rechts). Als Grundlage für die Abschätzung des Leck-Effektes wurde das Hydrologiemodell LSDM herangezogen. Analoge Ergebnisse werden mit dem Modell WGHM erzielt (nicht dargestellt), da das Gebietsfilter nicht vom Signal, sondern nur vom Gebiet und von den Satellitenfehlern

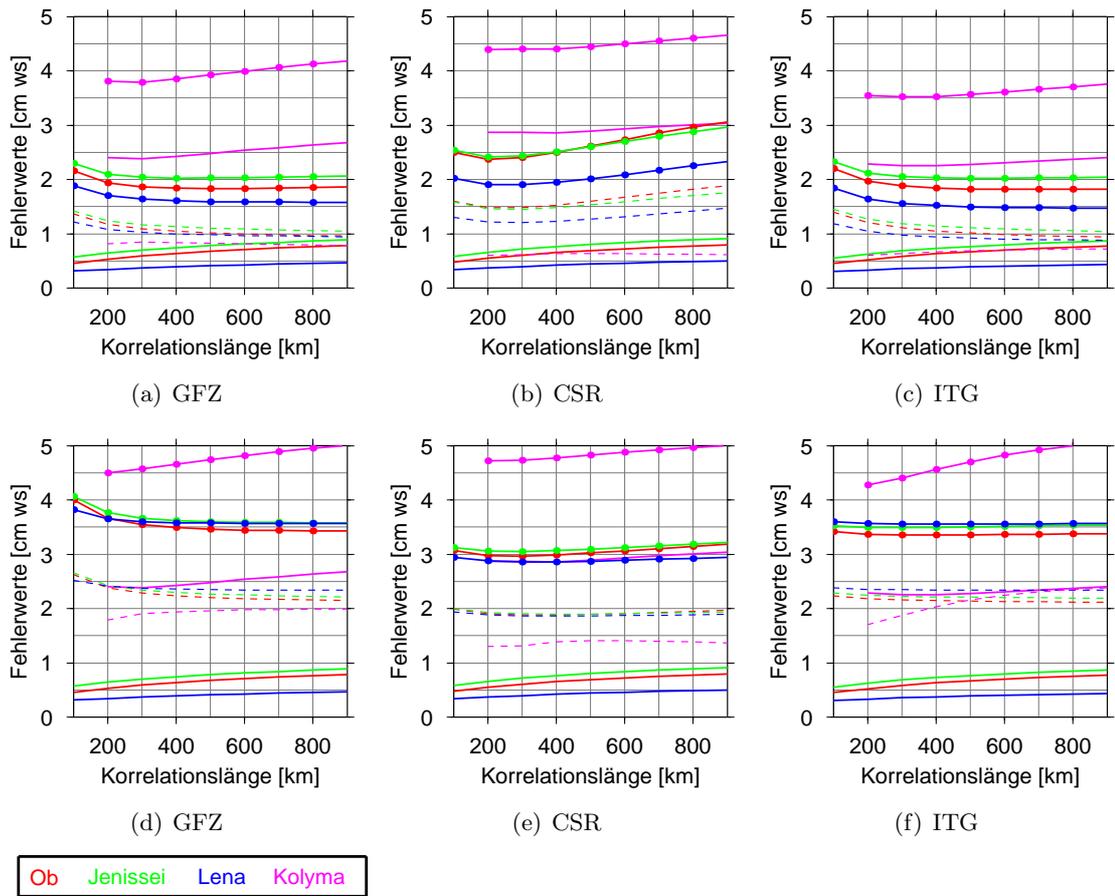


**Abbildung 5.4:** Gebietsfilter: Gegenüberstellung von Satellitenfehler (kalibrierte Fehler) und Leck-Effekt-Fehler (a-c) und Gegenüberstellung von Satellitenfehler und Verhältnis aus Leck-Effekt-Fehler zu Signalstärke (d-f) (ein Verhältnis von 1,0 entspricht einem großen Leck-Effekt).

der GRACE-Daten abhängig ist (vgl. Abschn. 4.5.2) [Swenson und Wahr, 2002]. In Abbildung 5.4 sind für die vier sibirischen Flusseinzugsgebiete der Leck-Effekt-Fehler (a)-(c) und das Verhältnis aus Leck-Effekt-Fehler und Signalstärke (d)-(f) für verschiedene Gebietsfilter in Abhängigkeit vom Satellitenfehler dargestellt. Für die Flüsse Ob und Jenissei sind für die Gebietsfilter, basierend auf dem GRACE-Datensatz des GFZ (Grafik a), der Leck-Effekt-Fehler und der Satellitenfehler bei einer Größenordnung von  $\sim 1,0$  cm ws annähernd gleich groß. Das sehr viel kleinere Gebiet der Kolyma hat dieselbe Größenordnung im Leck-Effekt-Fehler bei einem Satellitenfehler von  $\sim 2,3$  cm ws und die Lena bei einem Satellitenfehler von  $\sim 0,6$  cm ws. Die Ergebnisse für die Zentren CSR und ITG (Grafiken b und c) sind denen des GFZ ähnlich. Unterschiede werden deutlich, wenn statt des absoluten Leck-Effekt-Fehlers das Verhältniss aus Leck-Effekt und Signalstärke betrachtet wird (Abb. 5.4 d bis f). Somit kann den unterschiedlichen Signalgrößen der vier Flusseinzugsgebiete Rechnung getragen werden. Mit der Voraussetzung, einen Leck-Effekt-Fehler von maximal 20 % zu erhalten (empirisch festgelegt), muss das Gebietsfilter basierend auf den GRACE-Daten des GFZ für die drei größten Flusseinzugsgebiete mit einem Satellitenfehler von 0,9 cm ws (Ob und Lena) bzw. 1,2 cm ws (Jenissei) und für die Kolyma von 2,6 cm ws generiert werden. Für die Daten des CSR sind die Gebietsfilter für die Einzugsgebiete von Ob und Lena mit einem Satellitenfehler von 1,0 cm ws, für den Jenissei von 1,4 cm ws und für die Kolyma von 2,2 cm ws zu generieren. Die Aufbereitung des Gebietsfilters für die GRACE-Daten des ITG basiert im Vergleich zum GFZ und zum CSR auf den kleinsten Satellitenfehlern. Für die Einzugsgebiete von Ob und Lena wird ein Satellitenfehler von 0,8 cm ws, für den Jenissei von 1,0 cm ws und für die Kolyma von 2,4 cm ws festgelegt.

In Werth u. a. [2009a] wurden für die drei größten sibirischen Flusseinzugsgebiete für die GRACE-Daten des GFZ optimale Filtervorschriften für Satellitenfehler von 1,3 cm ws (Ob und Jenissei) und 1,2 cm ws (Lena) erzielt. Die Ergebnisse für den Jenissei für die Zentren GFZ und CSR entsprechen den Ergebnissen aus Werth u. a. [2009a], wohingegen der Satellitenfehler für Ob und Lena in der vorliegenden Arbeit um bis zu 0,4 cm ws kleiner angesetzt wird. Dies kann u. a. auf die unterschiedlichen Zeiträume der GRACE-Daten und die Erweiterung der Datenreihen mit geeigneten Termen ersten Grades zurückgeführt werden. Weiterhin wurde in der vorliegenden Arbeit ein Leck-Effekt-Fehler von 20 % angesetzt und diesbezüglich der optimale Satellitenfehler für die Gebietsfilterentwicklung festgelegt. In Werth u. a. [2009a] wurden zudem GRACE-Daten bis zu einem Entwicklungsgrad von  $n = 120$ , statt wie hier vorliegend bis Grad 60, verwendet. Die Unterschiede der optimalen Filterparameter machen deutlich, dass für jede Anwendung eine Filtervorschrift in Abhängigkeit von den vorliegenden GRACE-Daten gefunden werden muss. Für die Filtertests anhand der Hydrologiemodelle in Abschnitt 5.2.3 werden die Gebietsfilter des GFZ herangezogen, da die Größenordnungen der festgelegten Satellitenfehler zwischen denen des CSR und des ITG liegen.

**Kovarianzfilter** Die Generierung eines optimalen Kovarianzfilters pro Flusseinzugsgebiet basiert in Analogie zum Gebietsfilter auf den kalibrierten Fehlerwerten der GRACE-Schwerfelddaten. Die Abschätzung gebietsspezifischer, optimaler Filtervorschriften beruht auf der Betrachtung der Satellitenfehler und der Leck-Effekt-Fehler mit Erweiterung auf den Gesamtfehler in Abhängigkeit von verschiedenen Korrelationslängen  $d$  (vgl. Abschn. 4.5.2). In Abbildung 5.5 sind in der oberen Zeile (a)-(c) die Satellitenfehler, basierend auf den kalibrierten Fehlerwerten, dargestellt. In der unteren Zeile (d)-(f) sind die Satelliten-



**Abbildung 5.5:** Kovarianzfilter: Gegenüberstellung der Satellitenfehler (gestrichelte Linien) bzw. der Leck-Effekt-Fehler (durchgezogene Linien) und der Korrelationslänge  $d$ . In der oberen Zeile (a-c) wurden die gebietsbezogenen mittleren Satellitenfehler auf der Basis der kalibrierten Fehlerwerte und in den unteren drei Abbildungen (d-f) auf der Basis der empirischen Fehlerwerte berechnet. Der Gesamtfehler aus Satellitenfehler und Leck-Effekt-Fehler (gepunktete durchgezogene Linie) wurde zur besseren Übersichtlichkeit mit Faktor 1,5 skaliert.

fehler aus den empirisch bestimmten Fehlerwerten abgeleitet. Die Satellitenfehler wurden als gestrichelte Linien, die Leck-Effekt-Fehler als durchgezogene Linien und die Gesamtfehler als gepunktete durchgezogene Linien dargestellt. Zudem wurde der Gesamtfehler aus Gründen der Übersichtlichkeit mit einem Faktor von 1,5 skaliert. Die Abschätzung des Leck-Effekt-Fehlers erfolgte in Analogie zum Gebietsfilter auf der Basis des Hydrologiemodells LSDM.

Abbildung 5.5 macht deutlich, dass mit zunehmender Korrelationslänge  $d$  auch der Leck-Effekt-Fehler für alle vier Flusseinzugsgebiete zunimmt. Der Satellitenfehler nimmt hingegen für die GRACE-Daten der Zentren GFZ und ITG mit zunehmender Korrelationslänge ab, für die Daten des CSR nimmt der Satellitenfehler zu. Der Verlauf der Gesamtfehler ist für alle drei Zentren ähnlich, wobei die Gesamtfehler, basierend auf den kalibrierten Fehlerwerten (a)-(c), von denen, die auf den empirischen Fehlerwerten (d)-(f) aufbauen, abweichen. Dies gilt insbesondere für das kleine Flusseinzugsgebiet der Kolyma. Der Gesamtfehler nimmt mit zunehmender Korrelationslänge stark zu und wird vom Leck-Effekt-Fehler dominiert. Für die Einzugsgebiete von Ob, Jenissei und Lena ist der Gesamtfehler minimal bei einer Korrelationslänge von 400 km (GFZ und ITG) bzw. 300 km (CSR). Der

Gesamtfehler für das Einzugsgebiet der Kolyma ist minimal bei einer Korrelationslänge von 300 km (GFZ) bzw. 400 km (CSR und ITG). Die Erkenntnisse bestätigen die Aussagen in Swenson u. a. [2003], dass Korrelationslängen zwischen 200 km und 800 km für Signale der kontinentalen Hydrologie gut geeignet sind. Im Vergleich mit den Ergebnissen aus Werth u. a. [2009a] sind die Filterparameter für den Jenissei mit  $d = 500$  km annähernd gleich. Abweichungen gibt es für die Einzugsgebiete von Ob und Lena mit Korrelationslängen von 900 km und 1000 km. Abbildung 5.5 verdeutlicht, dass auch diese Korrelationslängen für die GRACE-Daten des GFZ gute Ergebnisse für die Leck-Effekt-Fehler und Satellitenfehler liefern, allerdings ist der Unterschied zu Korrelationslängen von 400 km verschwindend klein. Damit können die Erkenntnisse von Swenson u. a. [2003] bestätigt werden, wonach ein Exponential-Modell weniger sensitiv auf unterschiedliche Korrelationslängen ist als z. B. ein Gauß-Modell. In Analogie zum Gebietsfilter werden für die Filtertests anhand von Hydrologiemodellen die Kovarianzfilter des GFZ angewendet.

### 5.2.2 Leck-Effekt aufgrund von Filterung und ozeanischer Signalanteile

Als Erweiterung zu Abschnitt 4.2.3 wird eine Abschätzung des Leck-Effektes aufgrund verschiedener Filteranwendungen in Verbindung mit ozeanischen Signalanteilen durchgeführt. Die Basis für die Untersuchungen bilden die Modelle LSDM (Hydrologie) und ECCO2 (Ozean, vgl. Abschn. 3.4.2). Im ersten Schritt werden als Vergleichswerte die Daten des Hydrologiemodells (d. h. ein ozeanisches Signal ist nicht vorhanden) gefiltert. Im zweiten Schritt werden die Filter auf die kombinierten Daten aus hydrologischem und ozeanischem Signal der Modelle LSDM und ECCO2 angewendet. Im dritten Schritt wird vor der Anwendung der Filter ein geglättetes ozeanisches Signal im kombinierten Modell reduziert. Nach Wahr u. a. [1998] wird hierfür ein Gauß-Filter mit einem Glättungsradius von 250 km auf den gesamten kombinierten Datensatz angewendet. Nach harmonischer Synthese des geglätteten Datensatzes auf ein Gitter im Ortsbereich werden mit Hilfe einer Land-Meer-Maske alle Punkte im Ozean selektiert und mittels harmonischer Analyse wieder in den Spektralbereich überführt. Im Anschluss wird dieser nur aus ozeanischen Signalen bestehende Datensatz vom kombinierten Modell reduziert, so dass theoretisch nur noch hydrologische Signale vorliegen. Wahr u. a. [1998] nutzten diese Methode für ozeanische Untersuchungen mit dem Ziel, Signale auf Land, welche um bis zu Faktor 10 größer sein können als Signale im Ozean, aus dem GRACE-Datensatz zu reduzieren und somit den Leck-Effekt vom Land ins Meer zu minimieren. Die Anwendung des ersten Filterschrittes mittels eines Gauß-Filters mit  $r = 250$  km zieht neben der Glättung der ozeanischen Signalanteile aber auch eine Glättung kontinentaler, hydrologischer Signalanteile mit sich. Schon in diesem Bearbeitungsschritt können Leck-Effekte zwischen den beiden Signalanteilen auftreten, die sich auf das endgültige Ergebnis auswirken. Es ist zu untersuchen, ob durch die Reduktion bestimmter Signalanteile eine Genauigkeitssteigerung erreicht wird bzw. ob Leck-Effekt-Fehler tatsächlich reduziert werden.

In Tabelle 5.2 sind die Ergebnisse der Gebietsmittelwerte für verschiedene Filteranwendungen und die drei genannten Modellansätze zusammengefasst: (1) nur Hydrologiemodell, (2) kombiniertes Modell aus Hydrologie und Ozean und (3) kombiniertes Modell, reduziert um einen geglätteten ozeanischen Anteil. Die Werte für (1) sind jeweils die Vergleichswerte für die Berechnungen (2) und (3). Die Größen Gesamtsignalstärke  $\sigma_{sig}$  und Amplitude  $A$  sind in cm ws und die Phase  $\psi$  in Tagen angegeben. Für die Flusseinzugsgebiete von Ob

**Tabelle 5.2:** Gebietsmittelwerte, basierend auf hydrologischen und ozeanischen Modelldaten und verschiedenen Filteranwendungen: Datengrundlage (1) Hydrologiemodell LSDM, (2) Kombination aus Hydrologie- und Ozeanmodell (LSDM + ECCO2) und (3) LSDM + ECCO2, reduziert um einen geglätteten ozeanischen Anteil. Die Werte für (1) sind jeweils die Vergleichswerte für (2) und (3). Die Größen Gesamtsignalstärke  $\sigma_{sig}$  und Amplitude des saisonalen Signals  $A$  sind in cm ws und die Phase des saisonalen Signals  $\psi$  in Tagen angegeben.

		Flusseinzugsgebiet											
		Ob			Jenissei			Lena			Kolyma		
		$\sigma_{sig}$	A	$\psi$	$\sigma_{sig}$	A	$\psi$	$\sigma_{sig}$	A	$\psi$	$\sigma_{sig}$	A	$\psi$
Ohne Filterung	(1)	5,0	5,7	1	4,2	5,4	6	2,8	2,9	-4	4,1	5,0	17
	(2)	5,0	5,7	1	4,2	5,4	6	2,8	2,9	-4	4,1	5,0	17
	(3)	5,0	5,7	1	4,2	5,4	6	2,8	2,9	-4	4,1	4,9	17
Gauß 500 km	(1)	4,9	5,7	4	3,9	5,0	9	2,5	2,8	2	3,3	4,0	12
	(2)	4,9	5,7	4	3,8	5,0	9	2,5	2,8	3	3,1	3,8	18
	(3)	4,9	5,7	4	3,8	5,0	9	2,5	2,7	2	2,8	3,5	15
Gauß 800 km	(1)	4,6	5,5	4	3,4	4,4	7	2,3	2,7	2	2,5	3,0	9
	(2)	4,6	5,5	5	3,4	4,4	7	2,3	2,7	5	2,3	2,7	18
	(3)	4,5	5,4	5	3,4	4,4	7	2,2	2,6	4	2,0	2,5	13
Kovarianzfilter	(1)	5,0	5,7	1	4,2	5,4	9	2,8	2,9	-1	3,0	3,7	13
	(2)	5,0	5,7	1	4,2	5,4	8	2,8	2,9	-1	2,9	3,6	14
	(3)	5,0	5,7	1	4,2	5,4	9	2,8	2,9	-1	2,9	3,5	14
Gebietsfilter	(1)	4,4	5,0	1	4,0	5,1	8	2,5	2,5	-2	3,8	4,5	16
	(2)	4,4	4,9	0	4,0	5,1	7	2,5	2,4	-5	3,8	4,5	15
	(3)	4,5	5,1	2	4,1	5,2	8	2,6	2,6	-1	3,8	4,6	16
Filter DKK2	(1)	5,1	5,9	3	4,3	5,5	11	2,7	2,8	1	4,1	5,0	16
	(2)	5,1	5,9	3	4,3	5,5	11	2,7	2,9	2	4,2	5,1	16
	(3)	5,1	5,9	3	4,3	5,5	11	2,7	2,9	2	4,0	4,9	17
Filter DKK3	(1)	5,0	5,7	1	4,3	5,5	9	2,8	2,9	-1	4,1	5,0	17
	(2)	5,0	5,7	1	4,3	5,5	9	2,8	2,9	-0	4,1	5,0	16
	(3)	5,0	5,7	1	4,3	5,5	9	2,8	2,9	-0	4,0	4,9	17

und Jenissei ist der Einfluss auf die Gebietsmittelwerte aufgrund der verschiedenen Filteranwendungen (Gauß-, Kovarianz-, Gebietsfilter sowie die Filter DKK2 und DKK3) und der ozeanischen Signalanteile klein. Die Amplitude des Jahressignals und die Gesamtsignalstärke zeigen Abweichungen von maximal  $\pm 0,1$  cm ws und Abweichungen in der Phase von maximal  $\pm 1$  Tag. Für das Flusseinzugsgebiet der Lena ergeben sich Abweichungen für die Gesamtsignalstärke und die Amplitude äquivalent zu Ob und Jenissei. Die Phase kann (im Fall des Gebietsfilters) Abweichungen von bis zu +3 Tagen aufweisen (Fall 2), welche dadurch kompensiert werden können, dass ein geglättetes ozeanisches Signal reduziert wird (Fall 3). Größere Abweichungen vom erwarteten Gebietsmittelwert liegen für das Gauß-Filter und das kleine Einzugsgebiet der Kolyma vor. Hier können Phasenverschiebungen von bis zu +9 Tagen auftreten, welche ebenfalls durch Reduktion des Ozeansignals teilweise kompensiert werden, so dass die Abweichungen noch maximal +4 Tage betragen. Die Abweichungen für die Gesamtsignalstärke und die Jahresamplitude, welche durch das ozeanische Signal um bis zu  $-0,3$  cm ws gedämpft werden, können nicht durch Reduktion des Ozeansignals minimiert werden, da hierdurch die Amplitude noch stärker gedämpft wird. Dieser Effekt kann damit begründet werden, dass vor der Synthese eine Gauß-Glättung

durchgeführt wird, welche dazu führt, dass Signalanteile vom Land in das ozeanische Signal „hineinlecken“ und somit bei Reduktion teilweise mit eliminiert werden. Da die Ergebnisse nach der Anwendung der Filter Kovarianz, Gebiet, DKK2 und DKK3 für alle vier Flusseinzugsgebiete kaum durch Leck-Effekte aufgrund ozeanischer Signalanteile beeinflusst werden, wird im Folgenden der Schritt der Reduktion des ozeanischen Signals bei der Aufbereitung der GRACE-Daten in Bezug auf die vier sibirischen Flusseinzugsgebiete nicht empfohlen. Der größte Leck-Effekt ist bei Anwendung des Gauß-Filters für das kleine Einzugsgebiet der Kolyma zu verzeichnen. Somit sollte der Gauß-Filter zur Berechnung der endgültigen Massenvariationen aus GRACE-Daten keine Anwendung finden. Zusammenfassend ist der Leck-Effekt aufgrund ozeanischer Signalanteile für die vier sibirischen Flusseinzugsgebiete klein (vgl. Abschn. 4.2.5) und muss somit nicht als zusätzliche Fehlerkomponente im endgültigen Ergebnis der Wasserspeicheränderungen, berechnet aus GRACE-Daten, berücksichtigt werden. Der Leck-Effekt aufgrund kontinentaler Signalanteile außerhalb der Einzugsgebiete ist deutlich größer (vgl. Abschn. 4.2.4), da die Flusseinzugsgebiete im Gesamtverlauf nur in kleinen Teilbereichen an den Ozean angrenzen (siehe. Abb. 2.5).

### 5.2.3 Vergleich verschiedener Filter anhand von Hydrologiemodellen

Die folgenden zwei Abschnitte beschäftigen sich mit den Untersuchungen der Wirksamkeit verschiedener Filter (vgl. Abschn. 4.4 und 4.5). Es werden die Vor- und Nachteile diskutiert und die für die sibirischen Flusseinzugsgebiete geeigneten Filter selektiert, mit denen die endgültigen Wasserspeicheränderungen aus GRACE-Daten als Eingangsgröße für die Abflussbestimmung berechnet werden. Diese Beurteilung kann aber nicht unabhängig von der Anwendung der Filter auf Hydrologiemodelle erfolgen. Da die Hydrologiemodelle keine fehlerhaften Streifenstrukturen wie die der GRACE-Daten aufweisen, werden die prädierten Signale der Modelle als wahre geophysikalische Signale angenommen. Mit ihrer Hilfe wird der Dämpfungsgrad der verschiedenen Filter abgeschätzt.

Anhand der Hydrologiemodelle LSDM und GLDAS (sowie WGHM, Anhang Seite 141 ff.) werden elf Filter auf ihre Dämpfungseigenschaften hinsichtlich der Fehler und des Signals untersucht: drei Gauß-Filter mit Filterradien von 300 km, 500 km und 800 km, zwei Han-Filter mit Filterradien von 250/500 km sowie 400/800 km mit der Ordnung  $m = 20$ , gebietsspezifische Kovarianz- und Gebietsfilter in Abhängigkeit der GRACE-Daten und GRACE-Fehler des GFZ, die EOF-Filterung mit anschließender Gauß-Filterung mit  $r = 300$  km und drei Filter nach Kusche [2007] mit unterschiedlich starken Filtereigenschaften (DKK1, DKK2, DKK3) (vgl. Abschn. 4.5). Aufbauend auf den Erkenntnissen dieser elf Filteranwendungen folgen sechs weitere Filtertests, wobei nur der Restanteil, separiert durch Modellbildung (siehe Abschn. 5.1), gefiltert wird (Kombinationsfilter).

Im Anschluss an die Filterung der zugrundeliegenden Daten werden Gebietsmittelwerte für die Flusseinzugsgebiete von Ob, Jenissei, Lena und Kolyma berechnet. Die Beurteilung der Filter ist somit gebietsspezifisch auf Ebene der Gebietsmittelwerte (als Zeitreihe aus monatlichen Werten) der vier genannten Flusseinzugsgebiete. In den Tabellen 5.3 und 5.4 sind die Ergebnisse der insgesamt 17 Filter (Nummerierungen 2-18) für zwei Hydrologiemodelle zusammengefasst. Die Wirkungsweise der verschiedenen Filteranwendungen wird anhand der Gesamt-Signalstärke  $\sigma_{sig}$ , des Trends  $TD$ , der Jahresamplitude  $A$ , der Phase  $\psi$  und der Fehlerwerte  $\sigma_{err}$  bewertet. Die wichtigsten Beurteilungskriterien sind die Gesamt-Signalstärke und der Fehler des Signals. Die Fehlerwerte sind für alle Hydrologiemodelle

**Tabelle 5.3:** Vergleich der Gebietsmittelwerte anhand von Signalstärke  $\sigma_{sig}$ , Fehler  $\sigma_{err}$ , Trend TD, Amplitude A und Phase  $\psi$  des saisonalen Signals der Hydrologiemodelle LSDM und GLDAS mit Anwendung verschiedener Filter. Der Vergleich erfolgt auf der Basis der Flusseinzugsgebiete von Ob und Jenissei (Lena und Kolyma Tabelle 5.4). Die Einheit der vier erstgenannten Größen ist cm ws, wobei der Trend bzgl. eines Jahres angegeben ist. Die Phase ist in Tagen angegeben. KF = Kovarianzfilter (GFZ), GF = Gebietsfilter (GFZ), EOFF = EOF-Filterung, DDS = Detektion dominanter Signalstrukturen, der Restanteil wird mit einem Filter gedämpft (Kombinationsfilter, Abschn. 4.4). Die grau hinterlegten Zeilen markieren die besten Filterergebnisse pro Flusseinzugsgebiet.

	LSDM				GLDAS				$\sigma_{err}$
	$\sigma_{sig}$	TD	A	$\psi$	$\sigma_{sig}$	TD	A	$\psi$	
Flusseinzugsgebiet: Ob									
(1) Vergleichswert	5,0	-0,7	5,7	1	5,5	-0,6	6,4	23	1,4
(2) Gauß 300 km	5,0	-0,7	5,8	3	5,4	-0,6	6,3	24	1,3
(3) Gauß 500 km	4,9	-0,7	5,7	4	5,2	-0,6	6,1	24	1,2
(4) Gauß 800 km	4,6	-0,6	5,5	4	4,8	-0,6	5,7	24	1,0
(5) Han 250/500 km	5,0	-0,7	5,8	3	5,4	-0,6	6,3	24	1,3
(6) Han 400/800 km	5,0	-0,7	5,9	5	5,3	-0,6	6,2	24	1,2
(7) KF $d = 400$ km	5,0	-0,7	5,7	1	5,5	-0,6	6,3	23	1,4
(8) GF $\sigma_{sat} = 0,9$ cm	4,4	-0,6	5,0	1	4,8	-0,5	5,5	23	1,2
(9) EOFF + (2)	4,9	-0,7	5,8	3	5,3	-0,6	6,3	24	(1,3)
(10) Filter DKK1	5,2	-0,7	6,0	6	5,5	-0,7	6,3	24	0,9
(11) Filter DKK2	5,1	-0,7	5,9	3	5,5	-0,6	6,4	24	1,0
(12) Filter DKK3	5,0	-0,7	5,7	1	5,5	-0,6	6,4	23	1,0
(13) DDS, Rest mit (3)	5,1	-0,8	5,7	4	5,4	-0,6	6,2	23	1,3
(14) DDS, Rest mit (7)	5,0	-0,7	5,7	0	4,8	-0,3	6,0	24	1,4
(15) DDS, Rest mit (8)	4,9	-0,7	5,6	3	4,7	-0,3	6,0	24	1,3
(16) DDS, Rest mit (9)	5,0	-0,7	5,7	2	5,3	-0,6	6,3	23	(1,4)
(17) DDS, Rest mit (11)	5,0	-0,7	5,7	2	5,5	-0,6	6,3	23	1,1
(18) DDS, Rest mit (12)	5,0	-0,7	5,6	0	5,5	-0,6	6,3	23	1,1
Flusseinzugsgebiet: Jenissei									
(1) Vergleichswert	4,2	0,0	5,4	6	4,1	-0,2	4,9	32	1,4
(2) Gauß 300 km	4,1	0,0	5,3	9	4,0	-0,2	4,8	32	1,3
(3) Gauß 500 km	3,9	0,0	5,0	9	3,8	-0,2	4,6	31	1,2
(4) Gauß 800 km	3,4	-0,1	4,4	7	3,5	-0,2	4,2	31	1,0
(5) Han 250/500 km	4,1	0,0	5,3	10	4,0	-0,2	4,8	31	1,3
(6) Han 400/800 km	3,9	0,0	5,1	9	3,9	-0,2	4,7	31	1,2
(7) KF $d = 400$ km	4,2	0,0	5,4	9	4,1	-0,2	4,9	32	1,4
(8) GF $\sigma_{sat} = 1,2$ cm	4,0	0,1	5,1	8	3,8	-0,2	4,5	32	1,3
(9) EOFF + (2)	4,1	0,0	5,3	9	3,9	-0,2	4,8	32	(1,3)
(10) Filter DKK1	4,0	0,0	5,2	8	4,0	-0,2	4,8	31	0,9
(11) Filter DKK2	4,3	0,0	5,5	11	4,1	-0,2	4,9	31	0,9
(12) Filter DKK3	4,3	0,0	5,5	9	4,1	-0,2	4,9	32	1,0
(13) DDS, Rest mit (3)	3,9	0,0	5,2	10	3,8	-0,2	4,6	31	1,3
(14) DDS, Rest mit (7)	4,1	0,0	5,3	8	3,7	0,0	4,5	34	1,4
(15) DDS, Rest mit (8)	4,1	0,0	5,4	8	3,6	0,0	4,6	34	1,4
(16) DDS, Rest mit (9)	4,0	0,0	5,2	9	3,9	-0,2	4,7	32	(1,4)
(17) DDS, Rest mit (10)	4,1	0,0	5,4	9	3,9	-0,2	4,7	31	1,0
(18) DDS, Rest mit (12)	4,1	0,0	5,4	8	4,0	-0,2	4,8	32	1,1

gleich, da sie in Abhängigkeit aller in der Arbeit verwendeten Modelle abgeleitet wurden und somit gleichermaßen eine Fehlerannahme für die vier Modelle darstellen (siehe Abschn. 3.3.3). Der Trend ist ein Komponente, die mit zunehmender Länge einer Datenreihe immer genauer bestimmt werden kann. Der Fehler der Trendbestimmung nach vermittelnder Ausgleichsrechnung liegt für alle vier Flusseinzugsgebiete bei  $\pm 0,1$  cm ws. Aufgrund der genauen Bestimmbarkeit des Trends ist diese Komponente ein zuverlässiges Kriterium zur Beurteilung der verschiedenen Filteranwendungen. Der Trend sollte nach der Filterung und der Gebietsmittelbildung nicht mehr als 0,1 cm ws vom Vergleichswert abweichen. Die Phase hingegen ist eine Größe, die lediglich mit einer Genauigkeit von ca.  $\pm 14$  Tagen aus monatlichen Datenreihen im Rahmen einer Ausgleichsrechnung abgeleitet werden kann. Phasenverschiebungen von weniger als 14 Tagen liegen somit innerhalb des Genauigkeitsniveaus und können nicht als „falsch“ deklariert werden. Da aber einige gefilterte Datenreihen die Phasen der Vergleichswerte sehr gut repräsentieren, d. h. maximale Phasenverschiebungen von ein bis zwei Tagen aufweisen, soll die Phase dennoch als Bewertungskriterium mit herangezogen werden. Ähnlich verhält es sich mit der Amplitude des saisonalen Signals, welche mit einer Genauigkeit von ca.  $\pm 1,2$  cm ws bestimmt werden kann.

Im ersten Untersuchungsschritt werden die elf „reinen“ Filteranwendungen verglichen. Die Tabellen 5.3 und 5.4 zeigen, dass für die drei großen Einzugsgebiete der Flüsse Ob, Jenissei und Lena der Trend unabhängig von der Filteranwendung detektiert werden kann. Für das kleine Einzugsgebiet der Kolyma und die Daten des Hydrologiemodells GLDAS wird der Trend lediglich mit Anwendung des Han-Filters (250 km und 500 km), des Gebietsfilters und der Filter DKK2 und DKK3 korrekt repräsentiert. Die größten Abweichungen zeigen die Gauß-Filter und das Kovarianzfilter. Damit wird die Aussage aus Abschnitt 5.2.2 bestätigt, dass die Gauß-Filter für kleine Einzugsgebiete ungeeignet sind, auch wenn sie mit zunehmendem Filterradius die größte Fehlerreduktion aufweisen. Die Gesamtsignalstärke wird in Analogie zu den Fehlerwerten am stärksten durch die Gauß-Filter gedämpft. Weiterhin wird die Gesamtsignalstärke der drei großen Flusseinzugsgebiete durch das Gebietsfilter stark reduziert, wohingegen das Gebietsfilter für das kleine Einzugsgebiet gute Ergebnisse liefert. Das Kovarianzfilter liefert hingegen für die großen Einzugsgebiete bessere Ergebnisse als für das kleine Einzugsgebiet. Die Berücksichtigung von Form und Größe des zu betrachtenden Gebietes ist somit für kleine Einzugsgebiete eher geeignet als die Berücksichtigung eines Signal-Kovarianzmodells. Die Gesamtsignalstärke wird am ehesten durch die Filter DKK2 und DKK3 komplett repräsentiert. Zudem ist die Reduktion der Fehlerwerte durch Anwendung dieser beiden Filter vergleichsweise groß.

Die Amplitude bleibt nach Anwendung aller Filter gut erhalten, dies gilt insbesondere für die Han-Filter, das Kovarianzfilter und die Filter DKK2 und DKK3. Veränderungen in der Phase durch Anwendung verschiedener Filter sind hier abhängig von den zugrundeliegenden Modelldaten. Die Daten des GLDAS zeigen für die vier Einzugsgebiete und alle elf Filter keine signifikanten Phasenverschiebungen. Dieser Effekt kann auf die Homogenität des Signals innerhalb eines Gebietes zurückgeführt werden, da u. a. keine Flussverläufe, welche räumlich begrenzt sind und somit sensibler auf die Filteranwendungen wären, modelliert wurden. Die auf dem Modell LSDM basierenden Signale zeigen hingegen deutlich größere Phasenverschiebungen nach Anwendung der verschiedenen Filter. Dies gilt insbesondere für das kleine Einzugsgebiet der Kolyma. Die größten Phasenverschiebungen von bis zu 9 Tagen zeigen die Gauß- und Han-Filter sowie das Filter DKK1. Insgesamt liefern

die Filter DKK2 und DKK3 die besten Filterergebnisse. Für das Einzugsgebiet des Jenissei ist allerdings das Ergebnis mit Anwendung des Filters DKK1 besser als das mit DKK2. Weiterhin liefert das Kovarianzfilter für die großen Einzugsgebiete und das Gebietsfilter für das kleine Einzugsgebiet vergleichsweise gute Ergebnisse. Nachteilig ist die geringe Reduktion der Fehlerwerte. Ebenfalls vielversprechende Ergebnisse liefert die EOF-Filterung. Die

**Tabelle 5.4:** Filtertests durchgeführt anhand der Hydrologiemodelle LSDM und GLDAS für die Flusseinzugsgebiete von Lena und Kolyma, siehe Erläuterungen Tabelle 5.3.

	LSDM				GLDAS				$\sigma_{err}$
	$\sigma_{sig}$	TD	A	$\psi$	$\sigma_{sig}$	TD	A	$\psi$	
Flusseinzugsgebiet: Lena									
(1) Vergleichswert	2,8	0,0	2,9	-4	3,6	0,0	4,4	43	1,4
(2) Gauß 300 km	2,7	0,0	2,8	0	3,4	0,0	4,2	43	1,3
(3) Gauß 500 km	2,5	0,0	2,8	2	3,2	-0,1	4,0	42	1,2
(4) Gauß 800 km	2,3	0,0	2,7	2	3,0	-0,1	3,6	40	1,0
(5) Han 250/500 km	2,7	0,0	2,9	1	3,4	0,0	4,2	43	1,3
(6) Han 400/800 km	2,6	0,0	2,9	3	3,3	-0,1	4,0	42	1,2
(7) KF $d = 400$ km	2,8	0,1	2,9	-1	3,5	0,0	4,3	43	1,4
(8) GF $\sigma_{sat} = 0,9$ cm	2,5	0,1	2,5	-2	3,1	0,0	3,7	44	1,3
(9) EOFF + (2)	2,7	0,0	2,8	0	3,4	0,0	4,2	43	(1,3)
(10) Filter DKK1	2,8	0,1	3,0	5	3,5	-0,1	4,2	43	0,9
(11) Filter DKK2	2,7	0,1	2,8	1	3,5	0,0	4,2	44	1,0
(12) Filter DKK3	2,8	0,0	2,9	-1	3,5	0,0	4,3	44	1,0
(13) DDS, Rest mit (3)	2,5	0,1	2,4	-2	3,4	-0,1	4,1	44	1,3
(14) DDS, Rest mit (7)	2,7	0,1	2,8	-5	3,4	0,1	4,2	47	1,4
(15) DDS, Rest mit (8)	2,7	0,1	2,8	-0	3,3	0,1	4,1	47	1,4
(16) DDS, Rest mit (9)	2,6	0,1	2,6	-4	3,5	0,0	4,2	43	(1,4)
(17) DDS, Rest mit (11)	2,6	0,1	2,6	-6	3,5	0,0	4,2	44	1,1
(18) DDS, Rest mit (12)	2,7	0,1	2,8	-5	3,6	0,0	4,3	43	1,1
Flusseinzugsgebiet: Kolyma									
(1) Vergleichswert	4,1	0,0	5,0	17	5,0	-0,8	5,2	33	2,0
(2) Gauß 300 km	3,7	0,0	4,5	15	4,3	-0,7	4,6	32	1,7
(3) Gauß 500 km	3,3	0,0	4,0	12	3,7	-0,6	3,9	31	1,5
(4) Gauß 800 km	2,5	0,0	3,0	9	2,7	-0,4	3,0	32	1,2
(5) Han 250/500 km	3,8	0,0	4,7	14	4,4	-0,8	4,6	31	1,7
(6) Han 400/800 km	3,5	0,0	4,3	12	3,9	-0,6	4,1	31	1,5
(7) KF $d = 300$ km	3,0	0,0	3,7	13	3,4	-0,6	3,5	31	1,4
(8) GF $\sigma_{sat} = 2.6$ cm	3,8	0,0	4,5	16	4,6	-0,8	4,8	33	1,9
(9) EOFF + (2)	3,7	0,0	4,5	14	4,2	-0,7	4,6	32	(1,7)
(10) Filter DKK1	3,6	0,0	4,4	11	4,1	-0,6	4,5	31	1,2
(11) Filter DKK2	4,1	0,0	5,0	16	4,8	-0,8	5,0	32	1,3
(12) Filter DKK3	4,1	0,0	5,0	17	4,9	-0,8	5,0	32	1,4
(13) DDS, Rest mit (3)	3,6	0,2	4,3	15	3,9	-0,6	4,4	30	1,6
(14) DDS, Rest mit (7)	3,7	0,2	4,6	17	3,5	-0,4	4,3	33	1,5
(15) DDS, Rest mit (8)	4,1	0,0	5,0	17	4,2	-0,6	5,0	35	2,0
(16) DDS, Rest mit (9)	3,8	0,1	4,7	17	4,3	-0,7	4,7	32	(1,8)
(17) DDS, Rest mit (11)	3,8	0,1	4,6	17	4,5	-0,8	4,7	33	1,4
(18) DDS, Rest mit (12)	4,0	0,0	4,8	18	4,8	-0,8	5,0	33	1,5

Reduktion der Fehler kann aber nicht bewertet werden, da die Art der Filterung lediglich die Detektion von Signalanteilen ermöglicht. Eine Dämpfung der Fehleranteile erfolgt somit nur mit der anschließenden Gauß-Glättung. Aus diesem Grund wurden die Fehlerwerte in den Tabellen 5.3 und 5.4 geklammert dargestellt.

Infolge der erhaltenen Resultate soll die Filterung der Restanteile, d. h. die Anwendung der Kombinationsfilter (13) bis (18) in den Tabellen 5.3 und 5.4 mit dem Gauß-Filter mit  $r = 500$  km, dem Kovarianzfilter, dem Gebietsfilter, der EOF-Filterung und den beiden Kusche-Filtern DKK2 und DKK3 erfolgen. Für den Jenissei wird anstelle von DKK2 das Filter DKK1 verwendet. Die Kombinationsfilter (Detektion dominanter Signalstrukturen und Filterung des Restanteils) liefern sehr gute Ergebnisse. Am Beispiel des reinen Gauß-Filters mit  $r = 500$  km (3) und des kombinierten Ansatzes (13) wird deutlich, dass je nach Einzugsgebiet die Gesamtsignalstärke, die Amplitude und die Phase in Bezug zum Vergleichswert eine Genauigkeitssteigerung aufweisen. Dies trifft insbesondere für das kleine Gebiet der Kolyma zu. Folgende Kombinationsfilter liefern gute Filterergebnisse: Für die drei größten Flusseinzugsgebiete Ob, Jenissei und Lena werden die besten Ergebnisse mit den Filtern DKK3 und DKK2 (bzw. DKK1 für den Jenissei) erreicht (in den Tabellen Nr. 17 und 18). Für die Kolyma liegen die besten Ergebnisse für das Gebietsfilter (Nr. 15) und die Filter DKK2 und DKK3 vor. Es werden sowohl die Gesamtsignalstärken und Amplituden als auch die Phasen gut ermittelt. Die Phasen werden für Ob und Lena im Vergleich zur reinen Filteranwendung besser repräsentiert. Die Phasenverschiebungen betragen maximal ein bis zwei Tage. Die größten Abweichungen in der Phase gibt es für das Flusseinzugsgebiet des Jenissei, wobei auch die Phasenverschiebungen innerhalb des Genauigkeitsniveaus liegen. Die Signalüberschätzungen der reinen Filter DKK2 und DKK3 (Nr. 11 und 12) für Ob und Jenissei sind ebenfalls reduziert. Für die Kolyma ist eine leichte Zunahme der Signaldämpfung zu verzeichnen.

Bei vergleichender Betrachtung der Ergebnisse in den Tabellen A.1 und A.2 (Anhang Seite 141 ff.) für das Modell WGHM (und das Modell LSDM) sind für die kombinierten Ergebnisse teilweise größere Abweichungen für Phase und Amplitude erkennbar. Die Grundlage zur Detektion bekannter räumlicher Muster war hier das Hydrologiemodell GLDAS. Dieses Modell ist als Basis für die Detektion von charakteristischen Signalstrukturen nicht geeignet. Mögliche Ursachen sind die geringe räumliche Auflösung und die unvollständige Repräsentation der kontinentalen Wasserspeicherkomponenten. Gute Ergebnisse werden lediglich mit dem Filter DKK3 oder in Kombination mit dem Kovarianz- und dem Gebietsfilter (Kolyma) erreicht. Die Grundlage zur Detektion bekannter räumlicher Muster ist somit ein entscheidender Faktor für eine erfolgreiche Anwendung der Kombinationsfilter. Das Hydrologiemodell WGHM hat sich hier aufgrund der Vollständigkeit der Wasserspeicherkomponenten als geeignet herausgestellt und wird für die GRACE-Daten im folgenden Abschnitt ausschließlich zur Anwendung kommen.

#### 5.2.4 Vergleich verschiedener Filter anhand von GRACE-Daten

Neben der Beurteilung der Filtereigenschaften auf der Basis der hydrologischen Modelldaten werden zur Gesamtbeurteilung der Filter auch die Ergebnisse anhand der GRACE-Daten herangezogen. Dies geschieht zum einen mit Gebietsmittelwerten in tabellarischer Form, wobei vor allem die Reduktion der Fehlerwerte von grundlegender Bedeutung ist. Zum anderen werden die Filterergebnisse grafisch beurteilt, sowohl global als auch anhand von

Gradamplituden. Ausgehend von den Filterresultaten für die modellierten hydrologischen Massenvariationen werden nun die 17 Filter auf die GRACE-Daten des GFZ, des CSR und des ITG angewendet. Für die vier sibirischen Flusseinzugsgebiete werden ebenfalls Gebietsmittelwerte berechnet und die Größen Gesamtsignalstärke, Amplitude und Phase

**Tabelle 5.5:** Filtertests anhand der GRACE-Schwerfeldlösungen der Zentren GFZ, CSR und ITG für die Flusseinzugsgebiete von Ob und Jenissei, siehe Erläuterungen Tabelle 5.3. Die Nummerierungen der Filteranwendungen in Spalte 1 sind den Tabellen 5.3 und 5.4 zu entnehmen, wobei das Kovarianz- und Gebietsfilter in Abhängigkeit von den jeweiligen GRACE-Daten generiert wurde.

	GFZ					CSR					ITG				
	$\sigma_{sig}$	$\sigma_{err}$	TD	A	$\psi$	$\sigma_{sig}$	$\sigma_{err}$	TD	A	$\psi$	$\sigma_{sig}$	$\sigma_{err}$	TD	A	$\psi$
Flusseinzugsgebiet: Ob															
(1)	5,8	3,5	0,1	5,4	2	6,7	2,9	0,2	6,9	7	5,8	2,5	0,8	5,9	18
(2)	4,7	2,1	0,0	5,3	10	5,7	2,5	0,0	6,5	5	5,2	2,1	0,6	5,7	14
(3)	4,5	1,9	0,0	5,3	11	5,4	2,4	0,0	6,4	6	5,0	2,0	0,5	5,5	13
(4)	4,2	1,7	0,0	5,0	13	5,0	2,2	0,0	6,1	7	4,6	1,8	0,5	5,2	14
(5)	4,6	2,0	0,1	5,4	10	5,6	2,5	0,0	6,6	5	5,2	2,1	0,5	5,7	12
(6)	4,6	1,9	0,1	5,4	12	5,5	2,4	0,0	6,5	6	5,1	2,0	0,5	5,6	13
(7)	4,7	2,2	0,0	5,3	9	5,0	1,9	0,2	5,5	6	5,3	2,1	0,6	5,6	13
(8)	4,2	1,8	0,1	4,7	8	4,4	1,6	0,3	4,9	9	4,7	1,7	0,5	5,1	8
(9)	4,4	(2,1)	0,0	5,3	10	5,6	(2,5)	0,0	6,6	5	5,0	(2,1)	0,6	5,5	14
(10)	4,8	1,9	0,1	5,7	12	5,6	2,3	0,0	6,6	6	5,2	1,9	0,5	5,7	14
(11)	4,7	2,0	0,1	5,5	9	5,7	2,4	0,0	6,6	4	5,3	2,0	0,5	5,7	11
(12)	4,7	2,1	0,0	5,3	7	5,7	2,5	0,0	6,6	3	5,3	2,1	0,5	5,7	10
(13)	4,6	2,0	0,0	5,4	9	5,5	2,5	-0,1	6,4	5	5,1	2,1	0,4	5,5	12
(14)	4,8	2,3	0,0	5,3	7	5,7	2,0	0,0	6,4	4	5,3	2,2	0,6	5,6	12
(15)	4,8	1,9	0,1	5,6	8	5,3	1,7	0,1	6,2	7	5,2	1,8	0,5	5,8	12
(16)	4,5	(2,2)	-0,2	5,0	11	5,6	(2,6)	0,1	6,3	3	5,3	(2,2)	0,5	5,8	12
(17)	4,7	2,1	0,0	5,4	7	5,6	2,5	0,0	6,5	3	5,2	2,1	0,4	5,6	10
(18)	4,6	2,2	0,0	5,2	6	5,7	2,6	0,0	6,5	2	5,2	2,2	0,5	5,6	9
Flusseinzugsgebiet: Jenissei															
(1)	4,9	3,8	0,7	4,3	30	5,6	3,0	0,7	5,4	16	4,9	2,6	1,1	4,6	31
(2)	4,5	2,2	0,6	4,7	28	5,2	2,6	0,7	5,5	16	4,9	2,1	1,2	4,6	27
(3)	4,2	2,0	0,5	4,5	27	4,8	2,5	0,6	5,2	15	4,7	2,0	1,1	4,5	27
(4)	3,7	1,8	0,4	4,0	26	4,3	2,3	0,5	4,7	12	4,2	1,9	1,0	4,1	27
(5)	4,5	2,1	0,5	4,7	28	5,2	2,6	0,7	5,5	16	4,9	2,1	1,2	4,7	27
(6)	4,2	2,0	0,5	4,6	26	4,8	2,5	0,6	5,3	14	4,7	2,0	1,1	4,6	27
(7)	4,8	2,3	0,6	4,8	29	5,0	1,9	1,0	4,6	21	5,0	2,2	1,2	4,7	27
(8)	4,4	2,2	0,7	4,5	29	4,8	1,9	1,0	4,3	24	4,4	1,9	1,1	4,3	24
(9)	4,4	(2,2)	0,6	4,9	26	4,8	(2,6)	0,7	5,4	16	4,7	(2,1)	1,0	4,6	35
(10)	4,2	1,9	0,5	4,6	25	4,8	2,4	0,6	5,3	13	4,8	2,0	1,1	4,8	26
(11)	4,6	2,0	0,6	4,9	29	5,1	2,5	0,7	5,5	17	4,9	2,1	1,2	4,9	29
(12)	4,8	2,1	0,6	5,0	30	5,3	2,6	0,7	5,6	17	5,0	2,1	1,2	4,8	29
(13)	4,3	2,1	0,5	4,7	26	5,0	2,6	0,7	5,5	14	4,8	2,1	1,1	4,8	25
(14)	4,7	2,4	0,6	4,7	29	5,4	2,0	0,7	5,5	17	4,9	2,3	1,2	4,6	27
(15)	4,6	2,3	0,6	4,8	28	5,2	2,0	0,8	5,4	19	4,7	2,0	1,1	4,7	26
(16)	4,1	(2,3)	0,4	4,6	28	5,0	(2,7)	0,5	5,7	16	4,5	(2,2)	0,8	5,4	23
(17)	4,5	2,1	0,5	4,8	28	5,1	2,6	0,7	5,5	16	4,9	2,2	1,2	4,8	28
(18)	4,7	2,2	0,6	4,8	30	5,3	2,7	0,7	5,5	17	5,0	2,2	1,2	4,7	29

des saisonalen Signals, Trend und Fehlerwerte abgeleitet. Die drei erstgenannten Größen können dabei lediglich als Vergleichsgrößen zwischen den drei GRACE-Datenreihen dienen, da die Vergleichswerte in den Tabellen 5.5 und 5.6 von Fehlerwerten dominiert werden. Das Ziel der Filterung von GRACE-Daten ist die Reduktion des Fehlereinflusses, so dass der Fo-

**Tabelle 5.6:** Filtertests anhand der GRACE-Schwerefeldlösungen der Zentren GFZ, CSR und ITG für die Flusseinzugsgebiete von Lena und Kolyma, siehe Erläuterungen Tabelle 5.3. Die Nummerierungen der Filteranwendungen in Spalte 1 sind den Tabellen 5.3 und 5.4 zu entnehmen, wobei das Kovarianz- und Gebietsfilter in Abhängigkeit von den jeweiligen GRACE-Daten generiert wurde.

	GFZ					CSR					ITG				
	$\sigma_{sig}$	$\sigma_{err}$	TD	A	$\psi$	$\sigma_{sig}$	$\sigma_{err}$	TD	A	$\psi$	$\sigma_{sig}$	$\sigma_{err}$	TD	A	$\psi$
Flusseinzugsgebiet: Lena															
(1)	5,2	3,4	0,3	4,5	24	4,8	3,1	0,6	4,3	7	5,2	2,6	1,5	3,8	28
(2)	4,2	2,3	0,4	3,8	28	4,5	2,8	0,6	4,1	9	4,9	2,3	1,4	3,8	33
(3)	3,9	2,1	0,4	3,6	29	4,3	2,7	0,6	4,1	11	4,7	2,2	1,3	3,7	34
(4)	3,6	1,9	0,4	3,3	31	4,0	2,5	0,5	3,9	13	4,2	2,0	1,2	3,4	35
(5)	4,2	2,3	0,4	3,8	29	4,5	2,8	0,6	4,2	10	5,0	2,3	1,4	3,9	34
(6)	4,0	2,2	0,4	3,7	29	4,4	2,7	0,6	4,2	11	4,8	2,2	1,3	3,8	34
(7)	4,3	2,4	0,4	3,8	28	4,2	1,9	0,9	2,8	13	5,1	2,3	1,4	3,9	33
(8)	3,7	1,9	0,4	3,4	24	3,7	1,7	0,8	2,4	18	4,3	1,9	1,3	3,2	30
(9)	4,0	(2,3)	0,4	3,7	29	4,4	(2,8)	0,7	4,2	11	4,7	(2,3)	1,3	3,9	36
(10)	4,3	2,1	0,5	3,9	30	4,6	2,7	0,7	4,5	13	5,0	2,2	1,4	4,0	34
(11)	4,3	2,2	0,4	3,7	29	4,6	2,8	0,6	4,3	10	5,1	2,3	1,5	3,9	35
(12)	4,3	2,3	0,4	3,8	26	4,7	2,9	0,6	4,2	8	5,1	2,3	1,4	3,9	34
(13)	4,0	2,2	0,3	3,6	28	4,3	2,8	0,6	3,9	11	4,7	2,3	1,3	3,6	35
(14)	4,3	2,5	0,4	3,8	26	4,6	2,0	0,7	4,1	8	5,0	2,4	1,4	3,8	34
(15)	4,1	2,0	0,4	4,1	23	4,2	1,8	0,7	3,8	13	4,5	2,0	1,2	3,9	28
(16)	4,1	(2,4)	0,3	3,8	27	4,5	(2,9)	0,7	3,9	7	3,9	(2,4)	0,8	3,8	29
(17)	4,2	2,3	0,4	3,6	27	4,5	2,9	0,6	4,1	9	5,0	2,4	1,4	3,7	35
(18)	4,2	2,4	0,4	3,7	25	4,6	3,0	0,6	4,1	7	5,1	2,4	1,4	3,8	34
Flusseinzugsgebiet: Kolyma															
(1)	6,4	6,5	0,5	4,7	23	7,2	4,5	0,0	5,7	14	6,1	3,7	0,7	4,7	17
(2)	4,5	3,1	0,3	4,1	32	5,5	3,5	0,1	5,3	11	4,5	2,8	0,5	4,0	24
(3)	4,1	2,5	0,4	3,7	38	4,8	3,1	0,2	4,7	15	4,0	2,5	0,5	3,6	31
(4)	3,6	2,2	0,4	2,9	46	4,0	2,9	0,3	3,6	22	3,5	2,3	0,6	2,9	42
(5)	4,6	2,9	0,3	4,3	31	5,4	3,4	0,1	5,6	11	4,5	2,7	0,4	4,3	24
(6)	4,2	2,5	0,3	4,0	34	4,9	3,2	0,1	5,1	14	4,2	2,5	0,5	3,9	28
(7)	3,2	1,9	0,3	3,3	27	2,2	1,4	0,2	2,2	31	3,2	2,0	0,2	3,1	16
(8)	4,9	4,3	0,4	4,1	26	4,5	2,8	0,3	3,4	18	4,8	3,0	0,4	4,0	17
(9)	4,2	(3,1)	0,4	3,9	31	5,2	(3,5)	0,2	5,4	16	4,8	(2,8)	0,4	4,0	31
(10)	4,1	2,6	0,3	4,2	28	5,0	3,2	0,1	5,3	14	4,4	2,6	0,5	4,2	25
(11)	4,7	2,9	0,3	4,7	27	5,5	3,4	0,0	5,9	11	4,8	2,7	0,4	4,7	21
(12)	5,0	3,2	0,4	4,5	27	5,7	3,6	0,1	5,8	9	4,8	2,8	0,4	4,4	22
(13)	4,7	2,6	0,8	4,0	46	5,0	3,2	0,4	4,9	21	4,4	2,6	0,8	3,8	37
(14)	4,2	2,0	0,7	4,3	34	4,2	1,5	0,4	4,7	22	3,7	2,1	0,4	4,1	24
(15)	5,2	4,4	0,5	4,7	26	6,1	2,9	0,1	5,5	14	4,9	3,1	0,4	4,6	18
(16)	4,7	(3,2)	0,8	4,0	36	5,3	(3,6)	0,2	5,4	17	5,2	(2,9)	1,0	4,4	27
(17)	4,6	3,0	0,5	4,3	34	5,2	3,5	0,2	5,4	15	4,6	2,8	0,5	4,2	27
(18)	5,0	3,1	0,4	4,5	29	5,7	3,7	0,1	5,8	11	4,8	2,9	0,4	4,4	23

kus auf der Dämpfung des Fehlereffektes liegt. Die Wirkung der Filter auf geophysikalische Signale und die Erkenntnisse aus Abschnitt 5.2.3 sollten dabei aber nicht vernachlässigt werden. Der Trend ist ebenfalls eine Komponente, die über einen Zeitraum von ca. acht Jahren zuverlässig aus den GRACE-Daten abgeleitet werden kann. Somit ist auch diese Größe als Kriterium zur Beurteilung der Filterwirkungen geeignet.

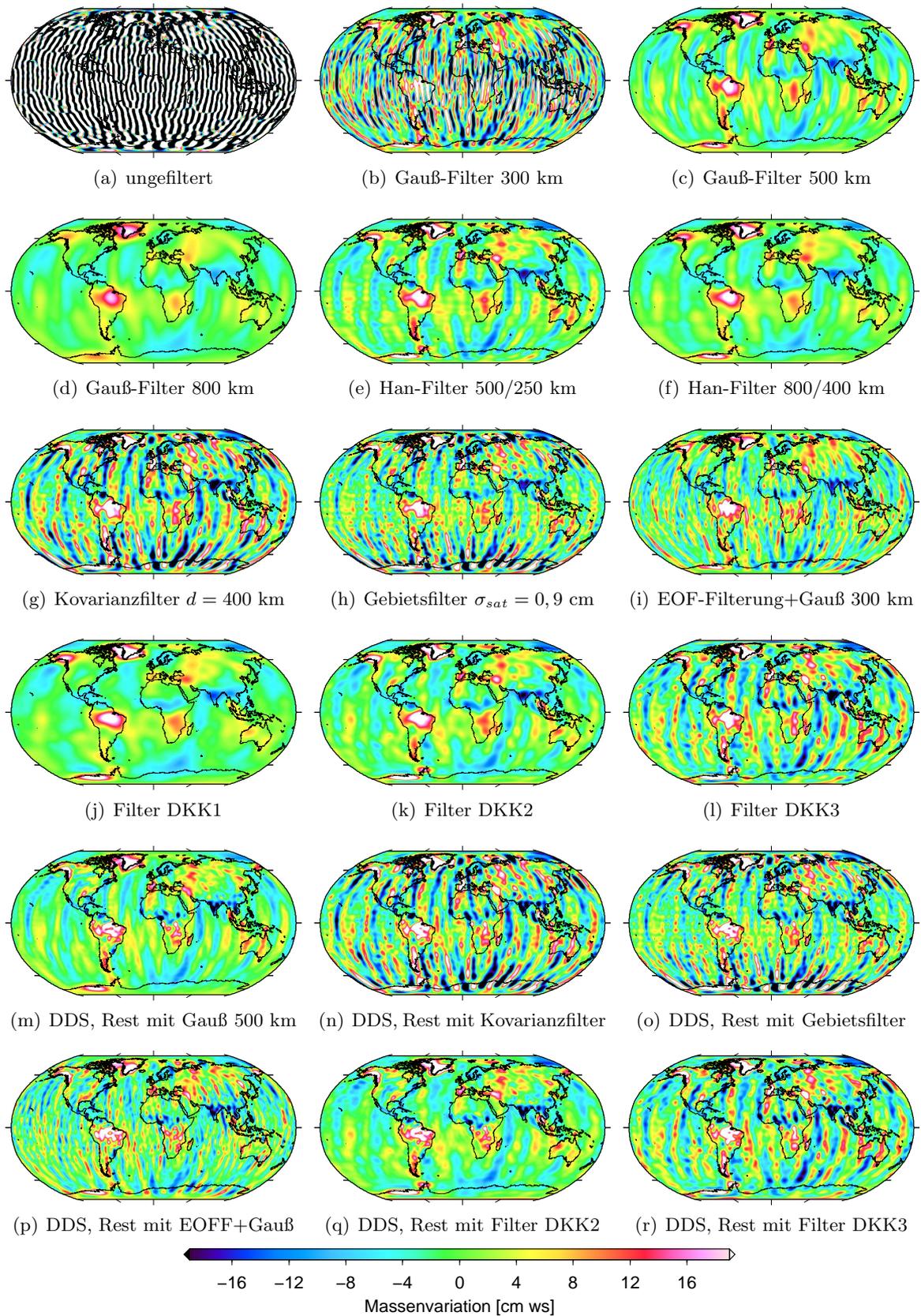
Die berechneten Ergebnisse in den Tabellen 5.5 und 5.6 zeigen, dass die Filter für die drei GRACE-Datenreihen und die Flusseinzugsgebiete unterschiedlich starke Dämpfungseigenschaften aufweisen. Dies kann daran liegen, dass die fehlerhaften Streifenstrukturen unterschiedlich stark ausgeprägt sind, was sich in den verschiedenen Fehlerwerten der drei GRACE-Datensätze widerspiegelt. Das Fehlerniveau der GRACE-Daten des ITG liegt unter dem der GRACE-Daten des GFZ und des CSR (vgl. Abschn. 4.2.1). Filter, die sich an der Fehlerstruktur der GRACE-Daten orientieren, zeigen damit auch eine unterschiedlich starke Dämpfung der Gesamtsignalstärke. Dies sind die Kovarianz- und Gebietsfilter (Nr. 7 und 8) sowie die Filter DKK1, DKK2 und DKK3 (Nr. 10-12). Die Dämpfungseigenschaften der Filter nach Gauß (Nr. 2-4) und Han (Nr. 5 und 6) sind hingegen unabhängig vom zugrunde liegenden GRACE-Datensatz und damit unabhängig von der Fehlerstruktur und liefern somit äquivalente Filterergebnisse für alle drei GRACE-Datenreihen. Gleiches gilt für die EOF-Filterung mit anschließender Gauß-Glättung mit  $r = 300$  km (Nr. 9). Vergleichbare Dämpfungseigenschaften zeigen auch die Kombinationsfilter aus Modellbildung und anschließender Filterung des Restanteils (Nr. 13-18). Da ein Großteil der geophysikalischen Signalanteile vor der Anwendung eines Filters detektiert wird, ist der Dämpfungseffekt auf die Signalamplituden nicht so stark ausgeprägt wie z. B. bei einem reinen Gauß-Filter oder einem Gebietsfilter. Der Trend der verschiedenen GRACE-Datenreihen und Einzugsgebiete wird durch Anwendung der verschiedenen Filter kaum beeinflusst. Lediglich das Kovarianz- und das Gebietsfilter führen zu Veränderungen im Trend von bis zu 0,3 cm ws (GRACE-Datenreihen des CSR, Nr. 7 und 8). Dieser Nachteil kann aber durch die Anwendung der Kombinationsfilter (Nr. 14 und 15) ausgeglichen werden. Eine Ausnahme ist das Einzugsgebiet der Kolyma. Gemäß Abschnitt 5.2.3 ist das Kovarianzfilter für das kleine Einzugsgebiet nicht geeignet und dort das Gebietsfilter vorzuziehen. Trotz der unterschiedlichen Filterstrukturen und Dämpfungseigenschaften können alle Filter das Fehlerniveau der GRACE-Datenreihen effektiv reduzieren. An dieser Stelle ist es schwierig, die Güte der Filter hinsichtlich Signal- und Fehler-Haushalt zu bewerten. Mit den Erkenntnissen aus dem vorhergehenden Abschnitt zeigt sich, dass die Filter DKK2 und DKK3 (Nr. 11 und 12) und die Kombinationsfilter (Nr. 14-18) gute Ergebnisse bzgl. der Signalerhaltung liefern. Für weitere Erklärungen sind die Filter hinsichtlich ihrer Wirkung auf GRACE-Datensätze grafisch veranschaulicht.

Beispielhaft sind für die Daten des GFZ die Filterergebnisse für den Monat Mai 2004 in Abbildung 5.6 dargestellt. Die optisch besten Filterergebnisse liefern das Gauß-Filter mit  $r = 800$  km, das Han-Filter mit Radien von 400 km und 800 km und das Filter DKK1. Die Glättung der Daten ist hier allerdings so groß, dass, wie im vorhergehenden Abschnitt anhand der Ergebnisse in den Tabellen 5.3 und 5.4 erläutert, eine zu große Dämpfung des Signals vorliegt, so dass diese Filteranwendungen als ungeeignet einzuordnen sind. Die grafisch schlechtesten Filterergebnisse liefern das Gauß-Filter mit  $r = 300$  km, das Kusche-Filter DKK3 sowie das Kovarianz- und das Gebietsfilter. Die beiden Letztgenannten sind allerdings Filter, welche für ein bestimmtes Gebiet, basierend auf Signal, Fehler und Ge-

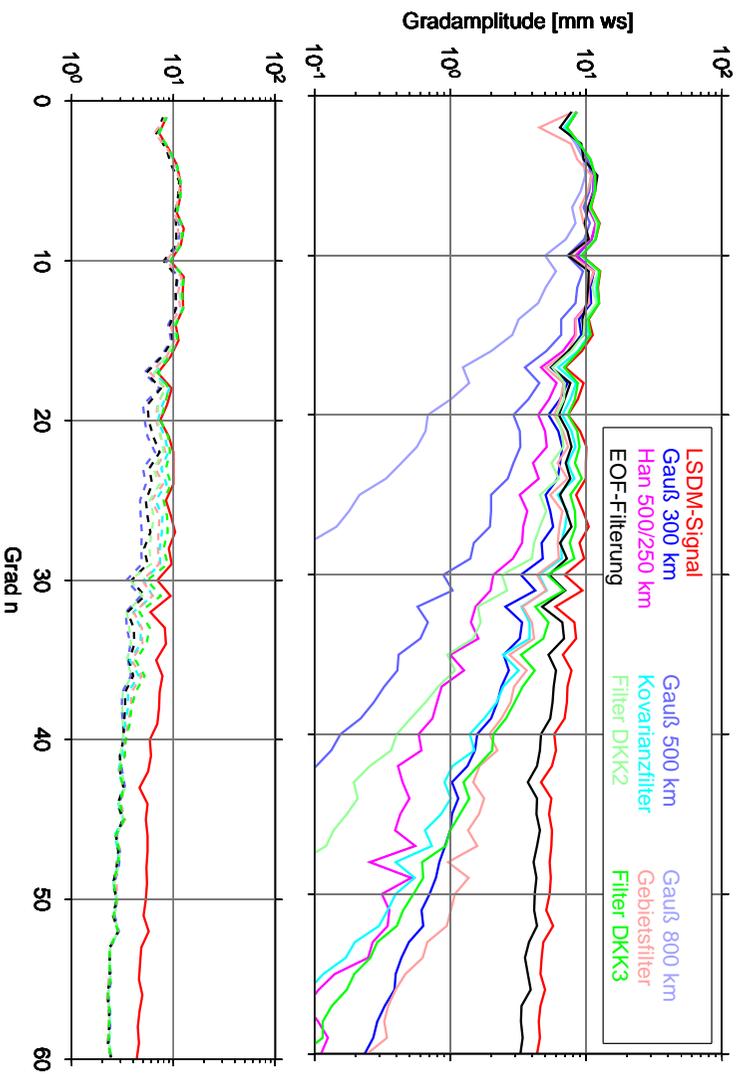
bietsfunktion, generiert wurden, so dass bei Anwendung auf einen globalen Datensatz keine Aussage über die Güte des Filters im zugehörigen Betrachtungsgebiet getroffen werden kann. Weiterhin stellt die Gebietsmittelung selbst auch eine Glättung der Daten dar, so dass in Kombination dieser beiden Filter mit der Gebietsmittelbildung trotz ausgeprägter Streifenstrukturen gute Ergebnisse für das Gebietsmittel erzielt werden können. Weiterhin sind anhand von Abbildung 5.6 Unterschiede zwischen den reinen und den kombinierten Filteranwendungen erkennbar. Die Grafiken (m) bis (r) werden dabei jeweils mit den zugehörigen Grafiken (b) bis (l) verglichen. Neben feineren räumlichen Signalstrukturen der Kombinationsfilter, was insbesondere für das Gauß-Filter und das Kusche-Filter DKK2 deutlich wird, liegen für einige Gebiete auch größere Signalamplituden vor (z. B. Indien, Kongo, teilweise Südafrika und Sibirien). Da vor Anwendung der Filter in den Abbildungen (m) bis (r) dominante hydrologische Signalstrukturen auf Land durch Modellbildung detektiert werden konnten, ist der Dämpfungseffekt in diesen Bereichen weniger stark ausgeprägt. Im Bereich der Ozeane sind hingegen nach Anwendung der Kombinationsfilter die gleichen Streifenstrukturen erkennbar wie bei den reinen Filteranwendungen.

Neben dieser globalen Betrachtung der Filterergebnisse liefern die Gradamplituden der gefilterten hydrologischen Modellsignale und der gefilterten GRACE-Daten weitere Informationen über die Wirkungsweise der Filter. In Abbildung 5.7 sind ebenfalls für Mai 2004 in (a) die Filterergebnisse des Hydrologiemodells LSDM und in (b) die Filterergebnisse der GRACE-Daten des GFZ als Gradamplituden bis Grad 60 dargestellt. In (a) ist das gegebene hydrologische Signal als Vergleichsbasis in Rot abgebildet. Die Gauß-Filter, welche in Blau dargestellt sind, zeigen eine zunehmende Dämpfung hoher Grade. Ab einem Glättungsradius von 500 km ist die Dämpfung so stark, dass die Signalanteile ab Grad 40 um Faktor 100 unterschätzt werden und die Anteile höherer Grade zu Null tendieren. Das Verhalten des Han-Filters ist äquivalent zum Gauß-Filter. Der Verlauf der Kovarianz- und Gebietsfilter ist zwar ähnlich dem der Gauß-Filter, allerdings werden die KFK bis Grad 30 weniger stark gefiltert und die Dämpfung der Gradamplituden mit zunehmendem Grad  $n$  ist weniger stark ausgeprägt, so dass auch Signalanteile hoher Grade teilweise erhalten bleiben. Für das Gebietsfilter ist erkennbar, dass die mit großen Unsicherheiten behafteten KFK von Grad 2 (siehe Abschn. 4.2.1) stärker gedämpft werden als die nachfolgenden KFK höherer Grade. Dieser Effekt ist auf die Abhängigkeit des Filters von den GRACE-Fehlerstrukturen zurückzuführen. Die Gradamplituden der beiden gefilterten Datensätze mittels der Filter DKK2 und DKK3 zeigen einen ähnlichen Verlauf wie der Datensatz nach Anwendung eines Kovarianzfilters. Bis zu einem Grad von  $n = 20$  ist die Filterwirkung gering. Mit zunehmendem Grad nimmt der Glättungseffekt langsam zu, ist aber schwächer ausgeprägt als z. B. mit einem Gauß-Filter mit  $r = 500$  km. Die mit gestrichelten Linien dargestellten Gradamplituden der unteren Grafik von Abbildung 5.7 (a) stellen die Ergebnisse der Anwendung der Kombinationsfilter dar. Die Farben entsprechen dabei der Farblegende in der oberen Grafik. Sowohl die Signalanteile niederer Grade als auch die Signalanteile hoher Grade bleiben sehr gut erhalten. Der Verlauf der sechs kombinierten Filteranwendungen ist ähnlich dem Verlauf des gegebenen hydrologischen Signals mit leichter Dämpfung mit zunehmendem Grad  $n$ . Die Kombinationsfilter ermöglichen im Vergleich zu den reinen Filteranwendungen auch die Erhaltung von Signalanteilen hoher Grade.

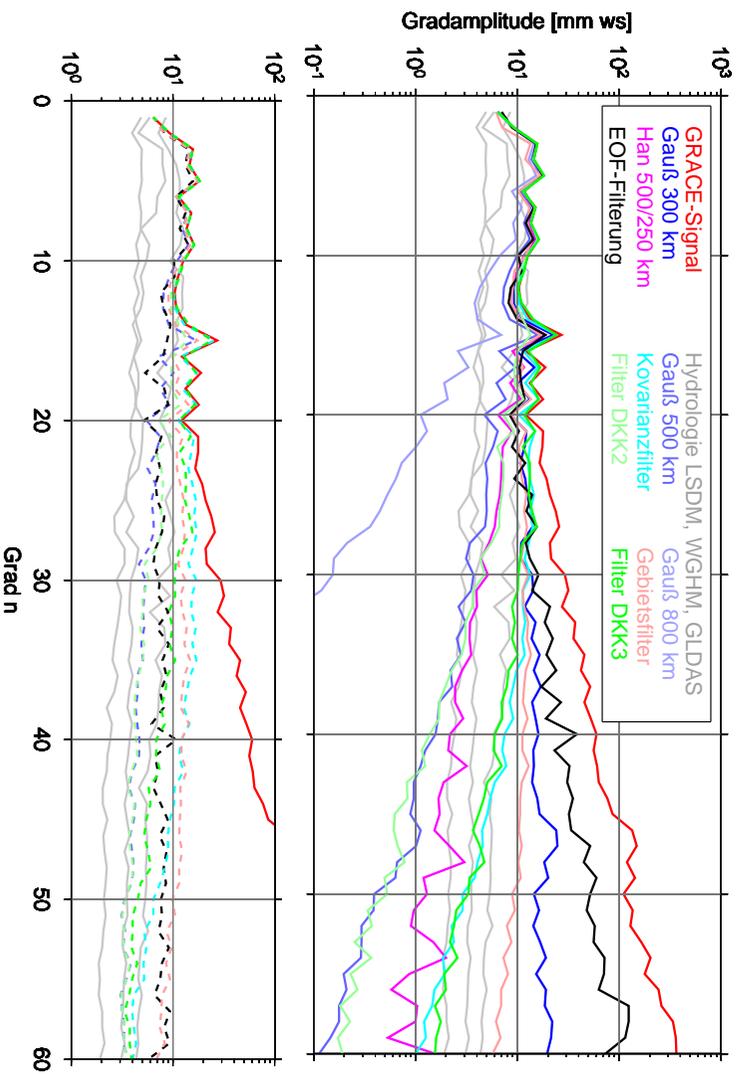
Bei Betrachtung von Abbildung 5.7 (b) wird noch einmal die Filterwirkung anhand der GRACE-Daten des GFZ verdeutlicht. In Rot ist das gegebene GRACE-Signal für Mai 2004



**Abbildung 5.6:** Globale Darstellung verschiedener Filterergebnisse am Beispiel des GRACE-Schwerefeld Datensatzes des GFZ für Mai 2004. Das Kovarianz- und das Gebietsfilter wurden für das Flusseinzugsgebiet des Ob generiert und auf den globalen Datensatz angewendet.



(a) Gradamplituden der Signalanteile des Hydrologiemodells LSDM



(b) Gradamplituden der GRACE-Daten des GFZ

**Abbildung 5.7:** Gradamplituden der Signale des Hydrologiemodells LSDM und der GRACE-Daten des GFZ mit Anwendung verschiedener Filter für Mai 2004. Die jeweils oberen Grafiken von (a) und (b) zeigen die Ergebnisse der reinen Filter und die jeweils unteren Grafiken zeigen die Ergebnisse der kombinierten Filter.

dargestellt. Zum Vergleich sind in Hellgrau die hydrologischen Signale der Modelle LSDM, WGHM und GLDAS ebenfalls für Mai 2004 hinterlegt. Die in Rot dargestellten Gradamplituden zeigen den typischen Verlauf eines GRACE-Datensatzes, d. h. die Vergrößerung des Signals mit zunehmendem Grad  $n$  durch zunehmenden Fehlereinfluss (vgl. Abb. 4.2). Die EOF-Filterung und das Gauß-Filter mit einem Glättungsradius von 300 km sind nicht in der Lage, diese Fehlereinflüsse ausreichend zu minimieren. Eine gute Dämpfung der fehlerhaften KFK hoher Grade gelingt den Filtern DKK2 und DKK3 und dem Gauß-Filter mit  $r = 500$  km. Die Gradamplituden nach der Anwendung von Kovarianz- und Gebietsfilter zeigen ebenfalls (mit Bezug auf die Hellgrau hinterlegten Gradamplituden hydrologischer Signale) gute Dämpfungseigenschaften der fehlerhaften Anteile der GRACE-Daten. In der unteren Grafik von Abbildung 5.6 (b) sind die Ergebnisse nach Anwendung der Kombinationsfilter dargestellt. Wie schon in Abbildung (a) wird die Stärke des kombinierten Ansatzes auch bei Anwendung auf die GRACE-Daten deutlich. Sowohl die Signalanteile niedriger Grade als auch die Signalanteile hoher Grade werden sehr gut erhalten. Die Gradamplituden der gefilterten GRACE-Daten folgen dem Verlauf der Gradamplituden der hydrologischen Signale. Mit Berücksichtigung der Ergebnisse aus Abschnitt 5.2.3 stellt der kombinierte Filteransatz eine innovative Möglichkeit zur effektiven Filterung der GRACE-Daten dar. Mit diesem Ansatz ist es möglich, ein Maximum an Signal zu erhalten und die fehlerhaften Streifenstrukturen einer maximalen Glättung durch verschiedene Filteranwendungen zu unterziehen.

Zusammenfassend ist die Beurteilung der verschiedenen Filter nur möglich, in dem zum einen räumlich die Reduktion der globalen fehlerhaften Streifenstrukturen in den GRACE-Daten und die Änderung der Gradamplituden aufgrund verschiedenen Filter pro Zeitpunkt betrachtet werden. Zum anderen sind die Dämpfungseigenschaften anhand geophysikalischer Signalanteile z. B. aus hydrologischen Modelldaten, auf der Ebene von Gebietsmittelwerten (basierend auf Zeitreihen) zu bewerten. Darauf aufbauend können optimale Filter für die Berechnung von Wasserspeichervariationen aus GRACE-Schwerefelddaten abgeleitet werden. Basierend auf den gewonnenen Erkenntnissen sollen in der vorliegenden Arbeit die kombinierten Filter mit dem Kovarianzfilter, dem Gebietsfilter und den Filtern DKK2 und DKK3 zur Anwendung kommen.

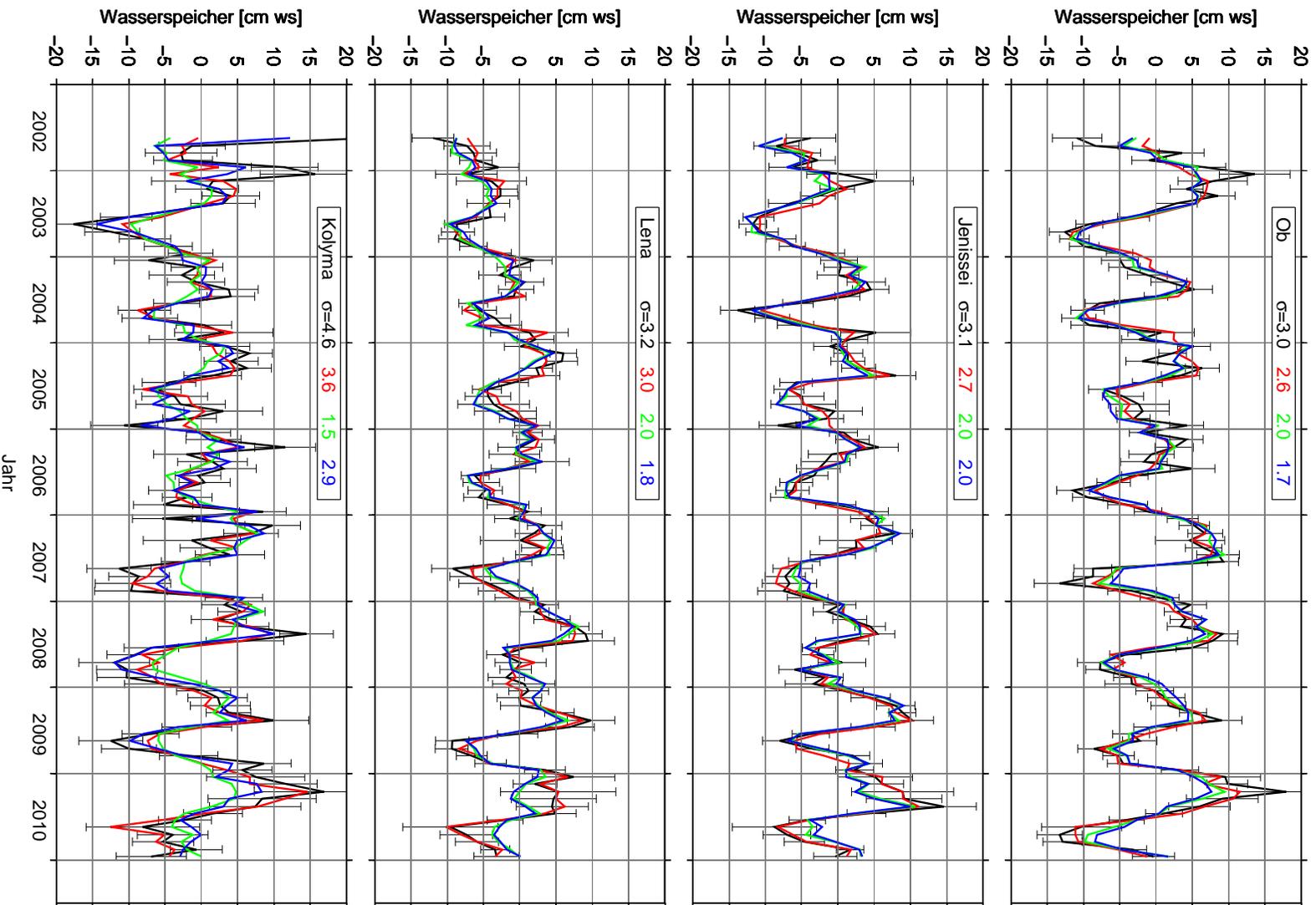
### 5.3 Wasserspeichervariationen aus GRACE-Schwerefelddaten

In Abbildung 5.8 sind die Ergebnisse der Wasserspeichervariationen, berechnet aus den GRACE-Daten des CSR, für die vier sibirischen Flusseinzugsgebiete Ob, Jenissei, Lena und Kolyma dargestellt. Die direkt aus den GRACE-Daten berechneten Schwankungen des Wasserspeichers sind in Schwarz mit Angabe der Fehlerbalken veranschaulicht. Die farbigen Signalkurven repräsentieren die Filterergebnisse, auf welche im nachfolgenden Absatz genauer eingegangen wird. Es ist ersichtlich, dass die Fehlerwerte auch ohne Filterung der GRACE-Daten kleiner sind als die Wasserspeicheränderungen. Dies gilt insbesondere für die drei großen Flusseinzugsgebiete. Der Glättungseffekt ist auf die Gebietsmittelbildung (Abschn. 4.2.2) zurückzuführen. Die Fehlerbalken für das kleine Flusseinzugsgebiet der Kolyma sind hingegen deutlich größer. Je größer das Gebiet ist, um so genauer sind die aus den GRACE-Daten abgeleiteten Wasserspeicherschwankungen auf Ebene von Gebietsmittelwerten bestimmbar, und je kleiner das Gebiet ist, umso stärker wird das Gebietsmittel von den fehlerhaften Streifenstrukturen der GRACE-Daten geprägt. Die in Abbildung 5.8

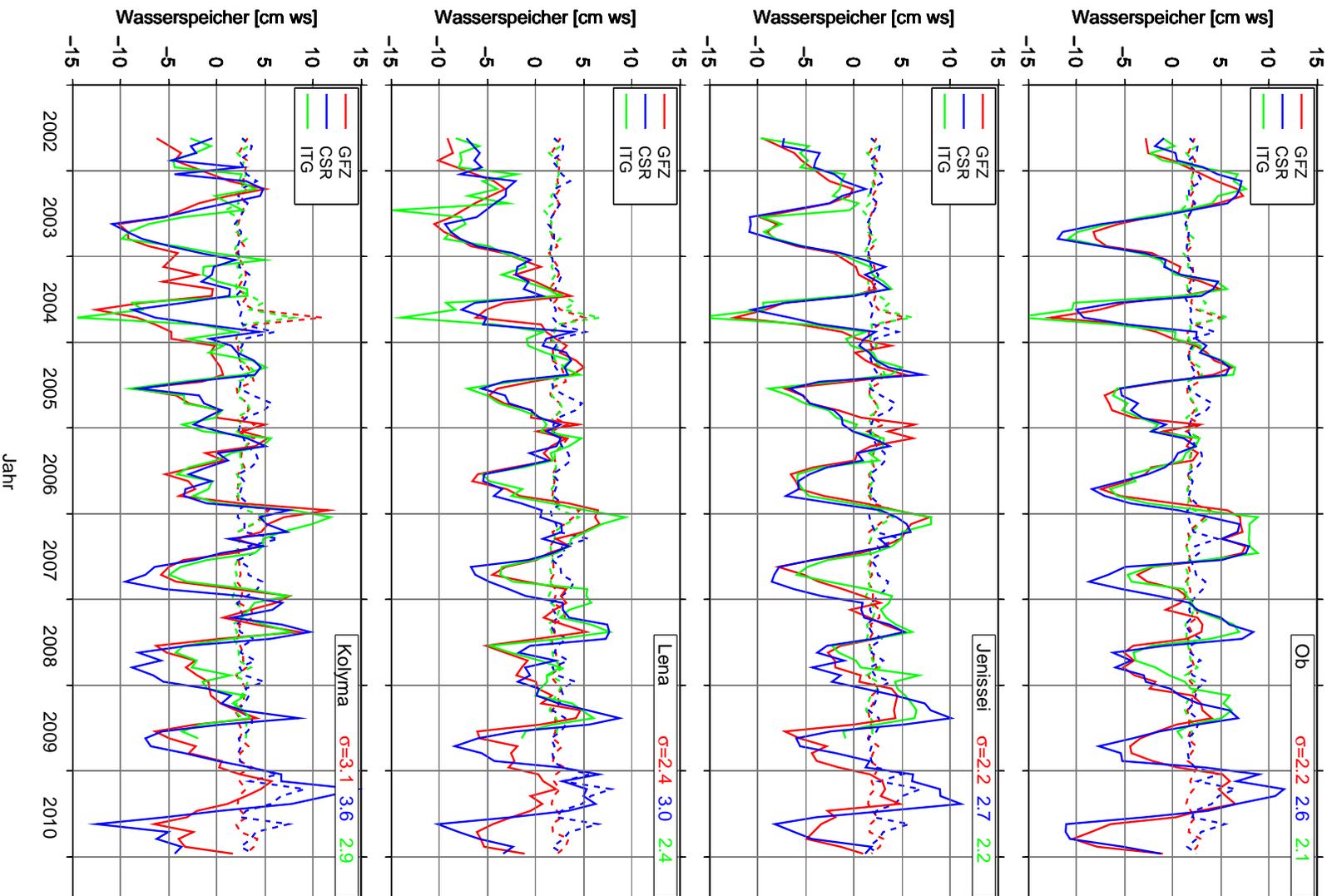
angegebenen Größen  $\sigma$  geben jeweils die mittlere Fehler-Standardabweichung der vier Wasserspeichervariationen pro Einzugsgebiet wieder. Analog zu den Signalkurven ist in Schwarz der mittlere Fehler der Gebietsmittel, berechnet ohne vorheriger Filterung, angegeben. Die farbigen Werte präsentieren die mittleren Fehler nach Filterung und Gebietsmittelbildung. Das Fehlerniveau für Ob, Jenissei und Lena liegt ohne Filterung bei  $\sim 3,1$  cm ws, wohingegen der mittlere Fehler der Wasserspeichervariationen der Kolyma bei  $\sim 4,6$  cm ws liegt. Trotz der guten Ergebnisse, insbesondere für die drei großen Flusseinzugsgebiete, kann der Einfluss der fehlerhaften Streifenstrukturen nicht allein durch Berechnung von Gebietsmittelwerten ausreichend reduziert werden. Dies wird vor allem in den schwarzen Signalkurven von Ob und Kolyma in den Jahren 2005 und 2006 deutlich. Starke Schwankungen der Abflusswerte, teilweise von Monat zu Monat, können geophysikalisch nicht erklärt werden. Aus diesem Grund werden die GRACE-Daten vor der Berechnung von Gebietsmittelwerten einer Filterung unterzogen.

In den vorhergehenden Abschnitten zeigte sich, dass mit Hilfe von Vorinformationen aus Hydrologiemodellen charakteristische Signalanteile aus Daten der Satellitenmission GRACE (ohne vorherige Filterung) detektiert werden können. Dieser kombinierte Ansatz aus Modellbildung und anschließender Filterung des Restanteils wird für die Berechnung von Wasserspeicheränderungen aus GRACE-Daten herangezogen. Die mittels eines Kombinationsfilters geglätteten Wasserspeichervariationen beruhen dabei auf dem Kovarianzfilter (in Grün), dem Gebietsfilter (in Blau) und dem Filter DKK2 (in Rot). Alle drei Filteranwendungen konnten den mittleren Fehlerwert der Wasserspeichervariationen reduzieren. Für die drei großen Einzugsgebiete Ob, Jenissei und Lena liefert das Gebietsfilter die kleinsten Fehlerwerte, für das Einzugsgebiet der Kolyma liefert das Kovarianzfilter den kleinsten Fehlerwert. Bei vergleichender Betrachtung der grünen und blauen Signalkurven mit der schwarzen Signalkurve wird aber ersichtlich, dass die Amplitude des Signals stark gedämpft wird. Dies gilt insbesondere für das Kovarianzfilter und das kleine Einzugsgebiet der Kolyma. Das Filter DKK2 hingegen glättet zwar den Signalverlauf, dämpft die Signalamplituden aber kaum. Auch wenn die Fehlerreduktion des Filters DKK2 nicht so groß ist wie die der beiden anderen Filter, ist aufgrund der hohen Signalerhaltung das Filter DKK2 dem Kovarianz- und dem Gebietsfilter vorzuziehen. Für die Wasserspeichervariationen des Ob wird für die Jahre 2005 und 2006 sowie für 2002/2003 eine Glättung der geophysikalisch nicht erkläraren Signalschwankungen erreicht (vgl. rote und schwarze Kurve). Dieser Filtereffekt ist (allerdings nicht so stark ausgeprägt) auch für die Ergebnisse der Wasserspeicheränderungen der Kolyma erkennbar. Abbildung 5.8 bestätigt die Erkenntnisse aus den Abschnitten 5.2.3 und 5.2.4, dass das Kombinationsfilter mit Anwendung des Filters DKK2 die besten Ergebnisse für die Wasserspeichervariationen der vier sibirischen Flusseinzugsgebiete liefert.

In Abbildung 5.9 sind die Schwankungen des Wasserspeichers (durchgezogene Linien) mit Anwendung des Kombinationsfilters und des Filters DKK2 für die GRACE-Daten der drei Prozessierungszentren GFZ, CSR und ITG einschließlich der mittleren Fehler-Standardabweichungen vergleichend dargestellt. Die gestrichelten Linien repräsentieren die Fehler der monatlichen Wasserspeicherwerte. Die Ergebnisse der drei Prozessierungszentren zeigen grundsätzlich eine gute Übereinstimmung. Dies gilt insbesondere für die drei großen Flusseinzugsgebiete und die Jahre 2002 bis 2007. Auch für das kleine Einzugsgebiet der Kolyma liegt eine gute Übereinstimmung der drei Ergebnisreihen vor. Unterschiede



**Abbildung 5.8:** Wasserspeichervariationen, berechnet aus GRACE-Daten des CSR für die vier Flüsse Ob, Jenissei, Lena und Kolyma. Dargestellt sind die Ergebnisse für den ungefilterten Datensatz (in Schwarz) inklusive Fehlerbalken und für drei Filteranwendungen: Modellbildung + Filter DKK2 (in Rot); Modellbildung + Kovarianzfilter (in Grün); Modellbildung + Gebietsfilter (in Blau). Die angegebenen Werte sind die mittleren Fehler-Standardabweichungen [cm ws].



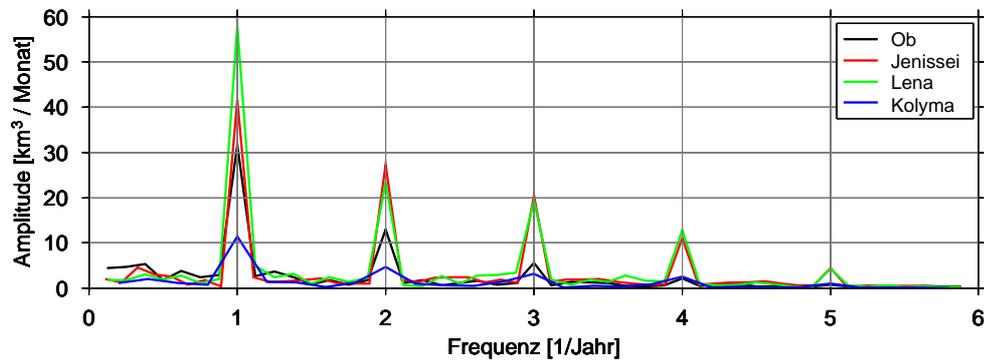
**Abbildung 5.9:** Wasserspeichervariationen, berechnet anhand der GRACE-Daten des GFZ, CSR und ITG für die vier Flüsse Ob, Jenissei, Lena und Kolyma. Dargestellt sind die Ergebnisse mit Anwendung des Kombinationsfilters und des Filters DKK2. Die gestrichelten Linien stellen die zugehörigen Fehlerniveaus dar. Die angegebenen Fehlerwerte  $\sigma$  sind die mittleren Fehler-Standardabweichungen [cm ws].

zeigen hingegen die mittleren Fehler-Standardabweichungen. Wie in Abschnitt 4.2.1 dargestellt, ist der Fehler auf der Basis der GRACE-Daten des ITG am kleinsten. Die Fehler der Ergebnisse für die Daten des CSR sind hingegen am größten. Der Grund hierfür ist der große Fehlerwert des Terms  $C_{20}$  (vgl. Abb. 4.2). Die nachfolgenden Abschnitte werden im Vergleich zu beobachteten Abflussreihen zeigen, dass trotz der größeren Fehlerwerte die GRACE-Daten des CSR in Kombination mit atmosphärischen Daten der NCEP-Reanalyse die besten Abflusssergebnisse liefern.

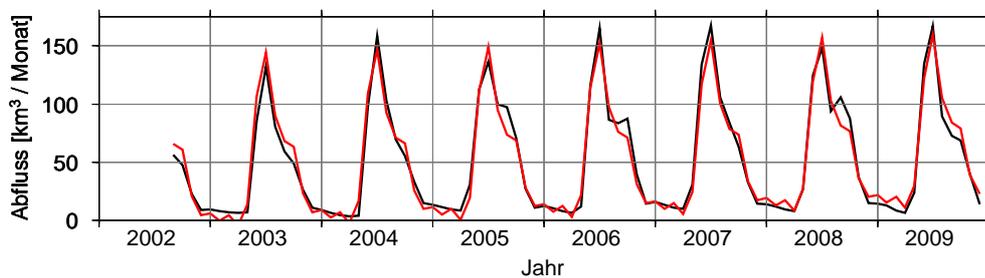
## 5.4 Abflüsse in den Arktischen Ozean

### 5.4.1 Charakteristische Signalanteile sibirischer Abflüsse

Das Ziel der Untersuchungen des aktuellen Abschnittes ist die Detektion charakteristischer Signalanteile der Abflüsse sibirischer Flussysteme. Die Vorbetrachtungen beziehen sich auf beobachtete Abflussreihen an den vier ausgewählten Pegellokationen und erfolgen im Spektralbereich anhand der Amplitudenspektren einer FFT (siehe Abschn. 4.3). In Abbildung 5.10 (a) sind die Amplitudenspektren der Abflussreihen an den Stationen Salechard (Ob), Igarka (Jenissei), Kusur (Lena) und Kolymskoje (Kolyma) dargestellt. Alle vier Spektren weisen neben einem ausgeprägten saisonalen Signal Oberschwingungen mit Perioden von sechs, vier, drei und teilweise 2,4 Monaten auf. Mit diesen Erkenntnissen erfolgt eine Filterung im Spektralbereich anhand der dominanten Frequenzanteile. Das aus dem Spek-



(a) Amplitudenspektren der beobachteten Vergleichsabflussreihen



(b) Abfluss der Lena an der Station Kusur

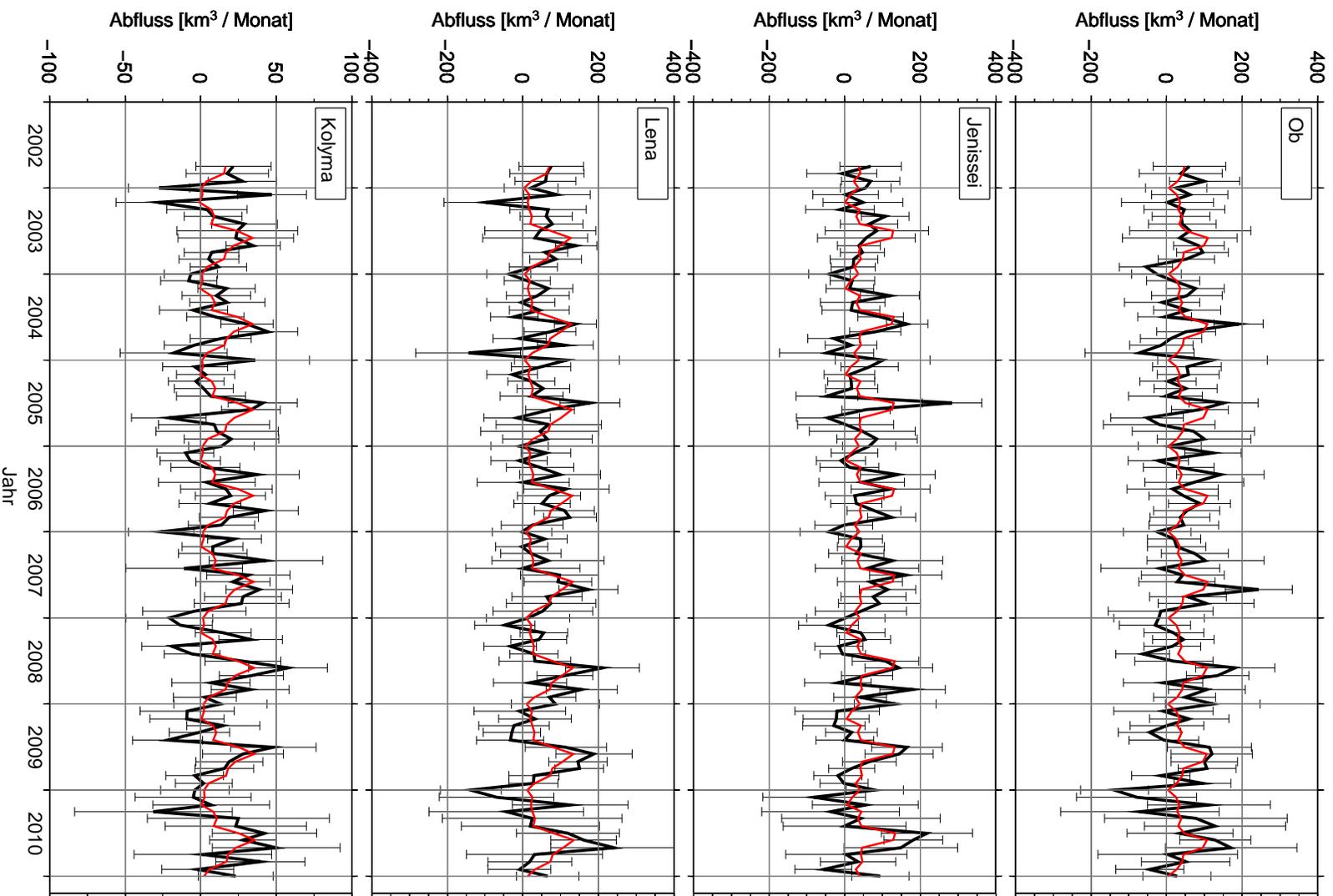
**Abbildung 5.10:** (a) Darstellung der Amplitudenspektren der beobachteten Abflussreihen an ausgewählten Pegellokationen: Ob (Salechard), Jenissei (Igarka), Lena (Kusur) und Kolyma (Kolymskoje) und (b) Darstellung der Abflussreihen der Lena vor (in Schwarz) und nach (in Rot) der Filterung anhand der dominanten Frequenzanteile.

tralbereich in den Ortsbereich zurückgeführte Signal (gefiltertes Signal) basiert auf den fünf genannten charakteristischen Frequenzanteilen. In Abbildung 5.10 (b) sind die gegebenen und gefilterten Abflusssignale beispielhaft für die Lena dargestellt. Das gefilterte Signal (in Rot) repräsentiert in guter Näherung das ursprüngliche Signal (in Schwarz) und wird im Abschnitt 5.4.3 als Filtermodell der Abflussbeobachtungen zur Validierung der berechneten Abflüsse herangezogen. Die Filterung der Abflussreihen von Ob, Jenissei und Kolyma liefern analoge Ergebnisse zu den gefilterten Abflüssen der Lena (nicht dargestellt).

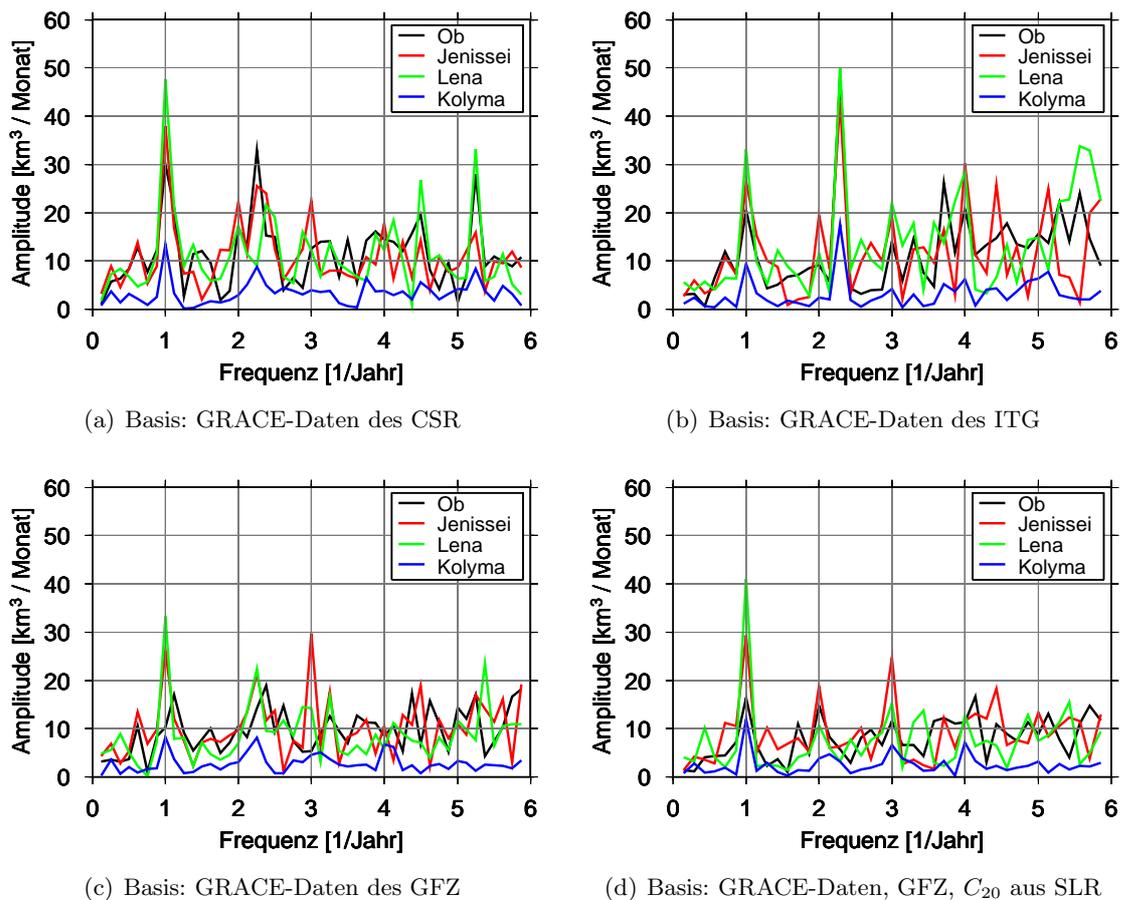
#### 5.4.2 Abflüsse berechnet auf der Basis von Wasserspeichervariationen aus GRACE-Schwerefelddaten

Die Abflüsse, berechnet aus den Wasserspeicheränderungen der Beobachtungen der Satellitenmission GRACE einerseits und den atmosphärischen Daten der NCEP-Reanalyse andererseits, wurden nach Gleichung 4.45 als Gebietsmittelwerte für die definierten Flusseinzugsgebiete berechnet. In Abbildung 5.11 sind für die vier Flusseinzugsgebiete von Ob, Jenissei, Lena und Kolyma die Abflussreihen dargestellt (in Schwarz, berechnet auf der Basis von GRACE-Daten des CSR). Die Abflüsse unterliegen starken Schwankungen, die zum Teil geophysikalisch nicht erklärbar sind. Weiterhin sind die Fehlerwerte der einzelnen Abflusswerte pro Monat hoch, teilweise größer als der Abflusswert selbst. Das bedeutet, dass das Signal-Rausch-Verhältnis für viele Abflusswerte unter Eins fällt. Die GRACE-Daten wurden vor der Berechnung der monatlichen Wasserspeichervariationen mittels eines geeigneten Filters, welches insbesondere die fehlerhaften Terme höherer Grade dämpft, geglättet. Somit liegt die Ursache der großen Fehlerwerte nicht an den fehlerhaften Streifenstrukturen der GRACE-Daten, welche insbesondere auf die Anteile hoher Grade zurückzuführen sind. Der Großteil des Fehlers resultiert aus dem schlecht bestimmbareren Term  $C_{20}$ , da dieser i. d. R. durch die Filter nicht gedämpft wird.

Zur Untersuchung der berechneten Abflussreihen hilft ein Blick in den Spektralbereich. In Abbildung 5.12 (a)-(c) sind die Amplitudenspektren der Abflussreihen berechnet auf der Basis der GRACE-Wasserspeichervariationen des CSR, des ITG und des GFZ dargestellt. Die Abflussreihen zeigen im Spektralbereich in Analogie zu den Ergebnissen der beobachteten Abflüsse (vgl. Abb. 5.10 a) ein Extremum für die Periode von einem Jahr. Für die Abflüsse, berechnet anhand der GRACE-Daten des CSR (a), sind ebenfalls vereinzelt Extrema auf den Frequenzen mit Perioden von sechs, vier und drei Monaten erkennbar. Die Amplitudenspektren der Abflüsse berechnet auf der Basis von GRACE-Daten des ITG (b) und des GFZ (c) weisen hingegen nur wenige charakteristische Oberschwingungen für einzelne Flusssysteme, wie z. B. den Ob, auf. Wesentlich größer sind die Anteile auf den Frequenzen mit einer Periode von  $\sim 161$  Tagen und einer Periode von  $\sim 80,5$  Tagen. Diese periodischen Anteile sind auf Fehler in den hochfrequenten Signalanteilen der Ozean-Gezeiten-Modelle, welche für das De-aliasing der GRACE-Daten verwendet werden, zurückzuführen [Chen u. a., 2008]. Hier spielt insbesondere die Aliasing-Periode von 161 Tagen der  $S_2$  (halb-täglichen) Tide eine entscheidende Rolle [Han u. a., 2004; Chen u. a., 2008]. Die Aliasing-Periode von  $\sim 80,5$  Tagen ist wiederum eine Oberschwingung der 161-Tage-Periode. Weiterhin ist der Aliasing-Effekt der  $S_2$ -Tide insbesondere im Term  $C_{20}$  stark ausgeprägt [Chen u. a., 2008]. Aus diesem Grund wurden zum Vergleich die Abflüsse, basierend auf Wasserspeichervariationen der GRACE-Daten des GFZ, ein zweites Mal ermittelt, wobei der Term  $C_{20}$  durch SLR-Daten ersetzt ist. In Abbildung 5.12 (d) ist das Amplitudenspektrum dieser um

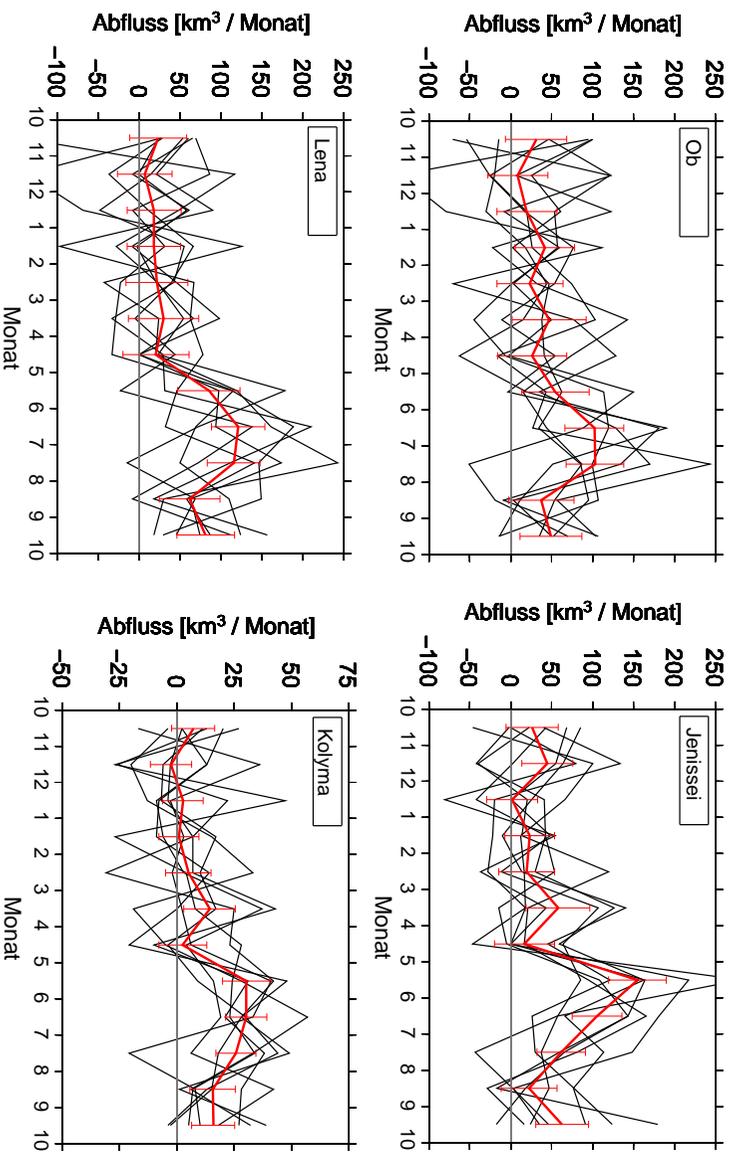


**Abbildung 5.11:** Monatliche Abflüsse für die Flusseinzugsgebiete von Ob, Jenissei, Lena und Kolyma berechnet aus den Wasserspeicheränderungen der GRACE-Daten des CSR (in Schwarz) und Daten der NCEP-Reanalyse. In Rot sind die gefilterten Abflüsse (Filterung anhand der charakteristischen Frequenzanteile in Analogie zu den beobachteten Pegelreihen in Abbildung 5.10) dargestellt. (Kolyma: y-Skala geändert)



**Abbildung 5.12:** Amplitudenspektren der berechneten Abflüsse für die vier sibirischen Flusssysteme Ob, Jenissei, Lena und Kolyma auf der Basis von GRACE-Daten der Zentren CSR (a), ITG (b) und GFZ (c). In (d) ist das Amplitudenspektrum dargestellt, wenn vor der Berechnung der Abflüsse, basierend auf den GRACE-Daten des GFZ, der Term  $C_{20}$  durch SLR-Beobachtungen ersetzt wurde.

$C_{20}$  korrigierten Abflussreihe dargestellt. Es ist erkennbar, dass die hohen Frequenzanteile mit Perioden von 161 Tagen und 80,5 Tagen nahezu vollständig im Rauschniveau liegen. Hingegen treten die Extrema auf den Frequenzen mit Perioden von sechs und vier Monaten deutlich hervor. Dies war in Abbildung 5.12 (c) nicht der Fall. Weiterhin ermöglicht der ersetzte  $C_{20}$ -Term eine Minimierung der Fehler der Wasserspeichervariationen für die vier sibirischen Flusssysteme um bis zu 50%, so dass die darauf basierenden Abflussreihen weniger starken (geophysikalisch nicht erklärbaren) Schwankungen unterliegen (nicht dargestellt) und ein Signal-Rausch-Verhältnis größer Eins aufweisen. Dennoch sollten einzelne KFK einer in sich konsistenten Datenreihe wie die der GRACE-Daten nicht durch Werte aus anderen Beobachtungssystemen ersetzt werden. Korrelationen, die zwischen den einzelnen KFK eines Datensatzes existieren, könnten somit nicht mehr berücksichtigt werden (vgl. Abschn. 4.2.1). Verbesserte Hintergrundmodelle, die Weiterentwicklung der Prozessierungsstrategien und die Möglichkeit der Einbindung von SLR-Daten während der Aufarbeitung der GRACE-Beobachtungen an den Prozessierungszentren (vgl. GRACE-Daten des CNES, Abschn. 3.2.2) können dazu führen, die Terme zweiten Grades zu verbessern und damit

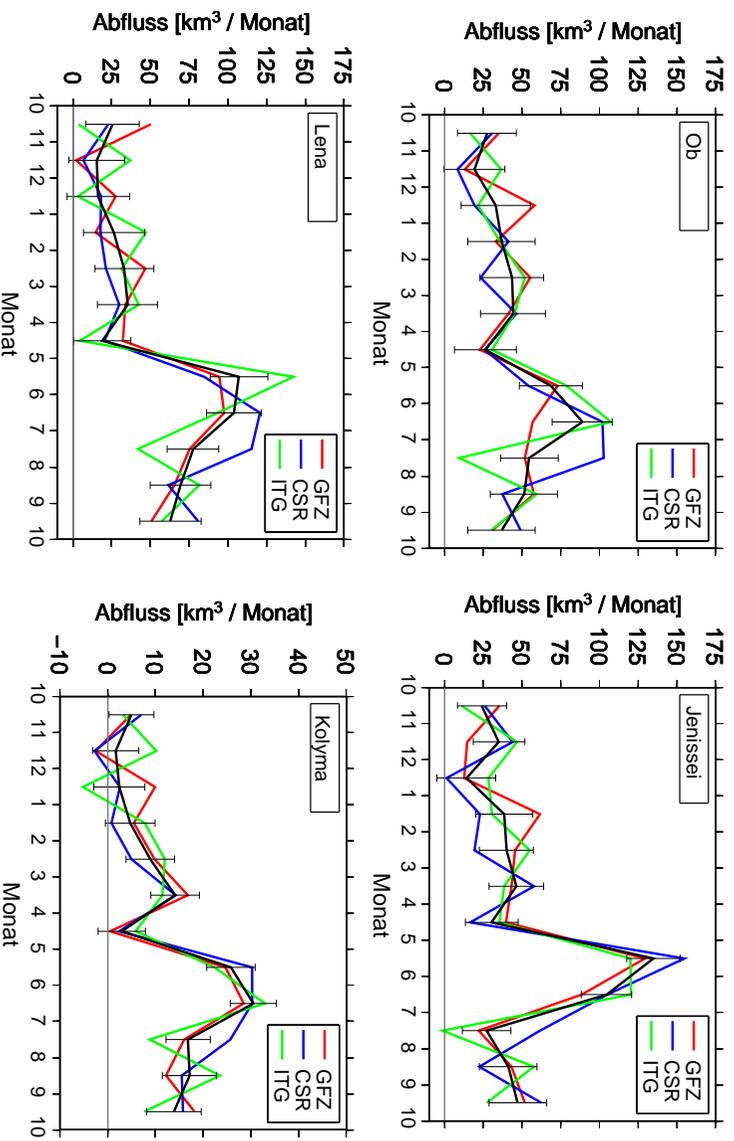


**Abbildung 5.13:** Gestapelte monatliche Abflüsse der Flusssysteme Ob, Jenissei, Lena und Kolyma, berechnet auf der Basis der GRACE-Wasserspeichervariationen des CSR. In Schwarz sind die Abflüsse der gegebenen Jahre 2002 bis 2010 und in Rot die gestapelten Abflüsse inkl. der Fehlerbalken jeweils von November bis Oktober (hydrologisches Jahr) dargestellt. (Kolyma: y-Skala geändert)

die Genauigkeit der Wasserspeichervariationen aus GRACE-Daten und der abgeleiteten Abflussreihen zu erhöhen.

Aufbauend auf den Erkenntnissen aus dem Amplitudenspektrum in Abbildung 5.12 (d) werden die aus GRACE-Wasserspeichervariationen berechneten Abflüsse anhand der dominanten Frequenzanteile gefiltert, so dass repräsentative Abflusskurven für die vier sibirischen Flusssysteme vorliegen. In Abbildung 5.11 sind in Rot die gefilterten Abflussreihen dargestellt. Die Abflüsse der vier Flusssysteme zeigen ein ausgeprägtes saisonales Signal mit maximalen Abflusswerten im Zeitraum Mai bis August. Weiterhin sind negative Abflusswerte nahezu verschwunden. Diese gefilterte Darstellung der Abflüsse wird als angepasstes Modell bei der Validierung der berechneten mit den beobachteten Abflussreihen eine wichtige Rolle spielen (Abschn. 5.4.3).

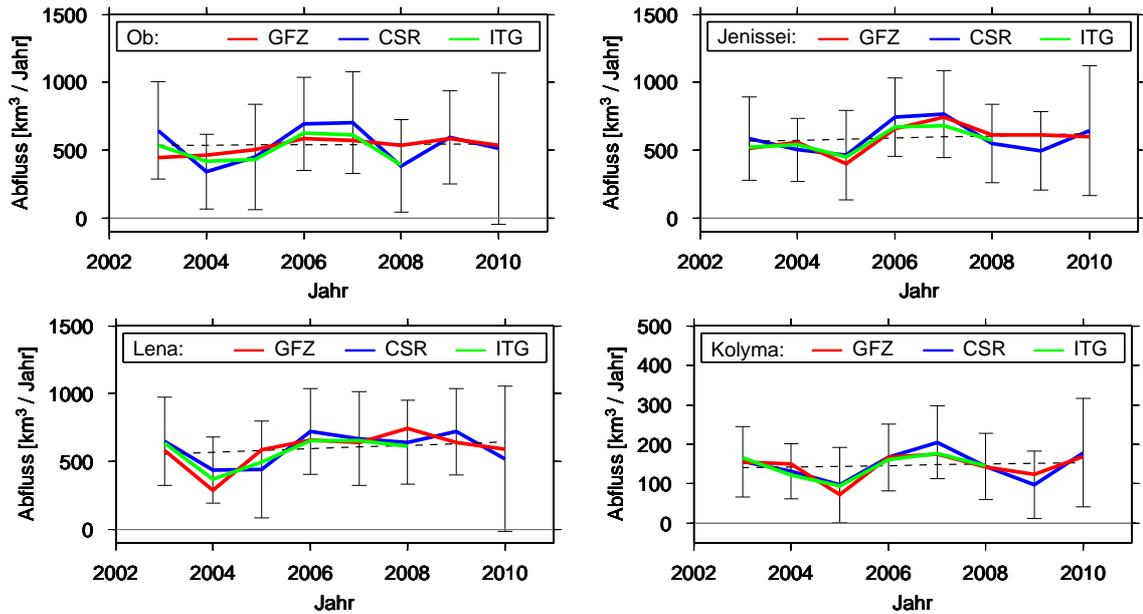
Ein verbessertes Fehlerniveau der aus den GRACE-Wasserspeichervariationen abgeleiteten Abflüsse wird durch das Stapeln der monatlichen Abflusswerte und durch die Berechnung von Jahresabflüssen erreicht. In Abbildung 5.13 sind die gestapelten Abflüsse der vier Flusssysteme Ob, Jenissei, Lena und Kolyma, berechnet anhand der Wasserspeichervariationen der GRACE-Daten des CSR, dargestellt: in Schwarz die monatlichen Abflusswerte für die Jahre 2002 bis 2010, jeweils von November bis Oktober (hydrologisches Jahr, siehe Abschn. 3.3.1), und in Rot der mittlere Jahresgang einschließlich der Fehlerbalken. Die Ergebnisse für die Zentren GFZ und ITG sind im Anhang in den Abbildungen A.6 und A.7 zu finden. Alle vier Flusssysteme zeigen einen teils sprunghaften Anstieg des Abflusses ab



**Abbildung 5.14:** Gestapelte monatliche Abflüsse der Flusssysteme Ob, Jenissei, Lena und Kolyrna basierend auf den Wasserspeichervariationen der GRACE-Daten des GFZ, CSR und ITG, dargestellt von November bis Oktober. In Schwarz ist der mittlere monatliche Abfluss aus den jeweils drei Abflussreihen pro Flusseinzugsgebiet inkl. Fehlerbalken veranschaulicht. (Kolyrna: y-Skala geändert)

Mai, also ab dem Zeitpunkt, wo das Eis beginnt zu schmelzen und auftritt. Für ca. drei bis vier Monate bleibt der Abfluss auf einem hohen Niveau und fällt spätestens im August wieder ab. In den Wintermonaten ist der Abfluss sehr klein und tendiert insbesondere für das Einzugsgebiet der Kolyrna zu Null. Die maximalen Werte der (auf Basis der GRACE-Wasserspeicheränderungen des CSR) berechneten Abflüsse werden entweder zwischen Mai und Juni (Jenissei  $154,7 \pm 35,2$  km<sup>3</sup>/Monat und Kolyrna  $30,3 \pm 10,3$  km<sup>3</sup>/Monat) oder zwischen Juni und Juli (Ob  $102,7 \pm 35,2$  km<sup>3</sup>/Monat und Lena  $120,8 \pm 32,8$  km<sup>3</sup>/Monat) erreicht.

Eine Gegenüberstellung der gestapelten Abflüsse, berechnet anhand der GRACE-Wasserspeicheränderungen der drei Prozessierungszentren GFZ, CSR und ITG, gibt Abbildung 5.14. Die drei Abflussreihen weisen grundlegend eine gute Übereinstimmung auf. Dies gilt insbesondere für die Flusssysteme Jenissei und Kolyrna. Größere Unterschiede liegen für die Abflussreihen des Ob vor. Der sprunghafte Anstieg des Abflusses im Frühjahr wird durch alle drei Abflussreihen und für alle vier Flusssysteme gleichermäßen gut wiedergegeben. In Schwarz ist der mittlere Jahresgang aus den drei Abflussreihen pro Flusseinzugsgebiet dargestellt. Die Flusssysteme Jenissei, Lena und Kolyrna zeigen einen langsameren Anstieg des Abflusses im Mai, wohingegen der Abfluss des Ob wesentlich langsamer über die Monate Mai bis Juli auf ein Maximum ansteigt. Die mittleren maximalen Abflusswerte ergeben sich wie folgt: Ob  $88,9 \pm 19,3$  km<sup>3</sup>/Monat, Jenissei  $134,8 \pm 17,2$  km<sup>3</sup>/Monat, Lena  $107,3 \pm 18,6$  km<sup>3</sup>/Monat und Kolyrna  $30,5 \pm 4,8$  km<sup>3</sup>/Monat. Der relative Fehler der gesta-



**Abbildung 5.15:** Jahresabflüsse (jeweils von November bis Oktober) der Flusssysteme Ob, Jenissei, Lena und Kolyma berechnet anhand von Wasserspeichervariationen beobachtet mit der Satellitenmission GRACE. Fehlerbalken und Trend sind beispielhaft für die Jahresabflüsse aufbauend auf den GRACE-Daten des CSR dargestellt. (Kolyma: Skala geändert)

pelten Abflüsse als Mittel aus den jeweils drei Abflussreihen ist für den Ob mit 22% am größten und für den Jenissei mit 13% am kleinsten.

Abbildung 5.15 veranschaulicht die mittleren jährlichen Abflüsse von 2003 bis 2010. Die Berechnungen erfolgten anhand der Wasserspeichervariationen, ermittelt aus GRACE-Daten der drei Prozessierungszentren GFZ, CSR und ITG. Der Trend (gestrichelte Linie) und die hinterlegten Fehlerbalken sind beispielhaft für das CSR dargestellt (für das GFZ und das ITG ähnlich). Für die beiden Flüsse Jenissei und Kolyma weisen die jeweils drei Abflussreihen annähernd die gleichen jährlichen Abflusswerte auf. Maximale Werte werden in den Jahren 2006 und 2007, minimale Werte in den Jahren 2005 und 2009 erreicht. Die größten Unterschiede zwischen den drei Abflussreihen liegen für das Flusseinzugsgebiet des Ob vor. Insbesondere die GFZ-Abflussreihe zeigt große Unterschiede zu den anderen beiden Abflussreihen. Minimale Werte liegen für den Ob für die Jahre 2004 und 2008 vor, maximale Werte für die Jahre 2006 und 2007. Der Jahresabfluss der Lena erreicht im Jahr 2004 ein Minimum und im Jahr 2006 ein Maximum. Das zweite Abflussminimum in den

**Tabelle 5.7:** Mittlere jährliche Abflüsse (jeweils von November bis Oktober, berechnet auf der Basis der Wasserspeichervariationen der GRACE-Daten des GFZ, CSR und ITG der vier sibirischen Flusssysteme; Einheit [km<sup>3</sup>/Jahr] (O: Ob, J: Jenissei, L: Lena, K: Kolyma)

	GFZ		CSR		ITG		Mittel	
O	529,55	± 117,90	541,33	± 134,53	503,46	± 126,07	524,78	± 126,35
J	588,06	± 99,78	594,55	± 106,85	573,86	± 106,85	585,49	± 104,55
L	591,63	± 105,73	600,56	± 124,74	570,89	± 113,98	587,69	± 115,08
K	144,46	± 30,21	147,02	± 33,26	144,44	± 30,41	145,31	± 31,32

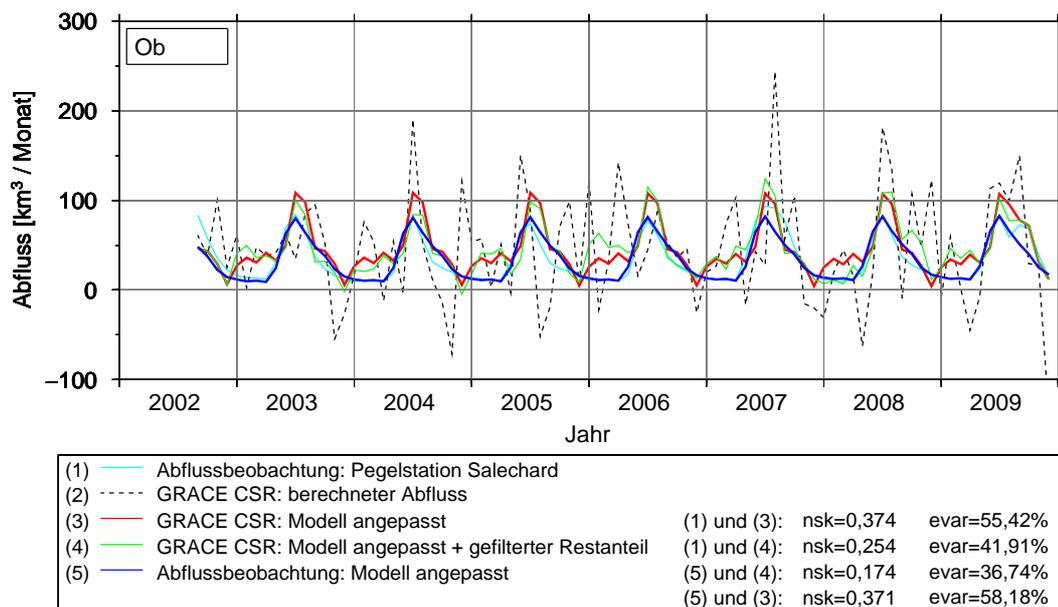
Jahren 2008 bzw. 2009 ist im Flusssystem der Lena nicht ausgeprägt. Tabelle 5.7 fasst für die vier sibirischen Flusseinzugsgebiete die mittleren jährlichen Abflusswerte für die jeweils drei Abflussreihen aus Abbildung 5.15 zusammen. Die Übereinstimmung der Jahresabflüsse ist insbesondere für das kleine Einzugsgebiet der Kolyma hoch. Der mittlere Jahresabfluss über den Zeitraum 2003 bis 2010 beträgt  $145,31 \pm 31,32 \text{ km}^3$ . Die Flusssysteme von Lena und Jenissei haben mit  $\sim 590 \text{ km}^3$  pro Jahr die größten Abflüsse. Der mittlere Jahresabfluss des Ob liegt bei  $524,78 \pm 126,35 \text{ km}^3$ . Alle Flüsse weisen zudem einen positiven Trend auf. In Abschnitt 2.2 auf Seite 7 waren steigende Abflussmengen der Flüsse einer von vielen Indikatoren für Klimaänderungen in der Arktis infolge der globalen Erwärmung. Auch wenn die Abflussreihen nur über einen Zeitraum von acht Jahren aus den GRACE-Daten abgeleitet werden konnten, kann die Prognose zunehmender Abflüsse in den Arktischen Ozean mit den hier vorliegenden Ergebnissen bestätigt werden.

Die Flusssysteme, welche sich zu einem großen Teil im dauerhaft gefrorenem Bereich befinden, weisen einen größeren Trend auf als der Ob, welcher nur zu einem kleinen Anteil von Permafrost geprägt ist ( $\sim 10\%$ , siehe Abschn. 2.5). Den größten Trend mit  $+7,8 \text{ km}^3$  pro Jahr und  $+12,5 \text{ km}^3$  pro Jahr besitzen die Flusssysteme Jenissei und Lena, den kleinsten Trend mit  $+1,5 \text{ km}^3$  pro Jahr der Ob. Die Kolyma weist einen Trend von  $+1,8 \text{ km}^3$  pro Jahr auf. Zum Vergleich der Trendergebnisse der Wasserspeichervariationen sei auf Tabelle 5.5 und Tabelle 5.6 verwiesen. Der Permafrost hat neben anderen Faktoren einen Einfluss auf das Abflussverhalten der Flusssysteme insbesondere wenn mehr als 60% des Flusseinzugsgebietes von Dauerfrostboden geprägt sind [Ye u. a., 2009]. Ye u. a. [2009] zeigen zudem, dass der Permafrost ein Bindeglied zwischen sich verändernden Temperaturen und den Änderungen im Abflussverhalten darstellt. Während sich mit dem Rückgang von Permafrost, dessen Ursache vordergründig eine Zunahme der Temperaturen ist, der Unterschied zwischen maximalen und minimalen Abflusswerten verkleinert, erfährt der Gesamtabfluss hingegen eine Zunahme. Der positive Abflusstrend des Flusssystems der Lena kann somit die Aussagen von Ye u. a. [2009] bestätigen. In der vorliegenden Arbeit soll auf die Abhängigkeiten zwischen Temperaturen, Permafrost und Abflussverhalten der vier sibirischen Flusssysteme nicht vertiefend eingegangen werden. Die Erkenntnisse machen aber deutlich, dass die großskaligen Beobachtungen der Schwerefeldmission GRACE in vielen wissenschaftlichen Bereichen in Kombination mit weiteren Beobachtungs- und Modelldaten zur Beantwortung klimarelevanter Fragen beitragen können.

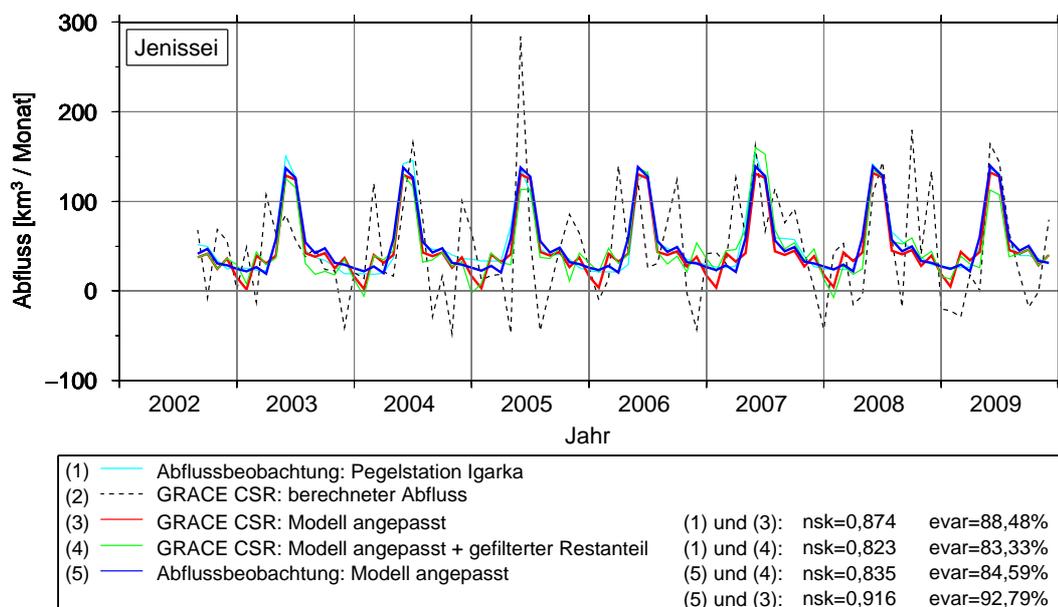
#### 5.4.3 Validierung anhand unabhängiger Abflussdaten aus Beobachtungen an ausgewählten Pegellokationen

Die berechneten Abflüsse können mit Hilfe von Messungen an ausgewählten Pegelstationen der vier sibirischen Flusssysteme validiert werden: Salechard (Ob), Igarka (Jenissei), Kusur (Lena) und Kolymskoje (Kolyma). Die Abbildungen 5.16 bis 5.19 veranschaulichen vergleichend die beobachteten und die berechneten monatlichen Abflussreihen. Die berechneten Abflüsse beruhen auf den Wasserspeichervariationen der GRACE-Daten des CSR. Die entsprechenden Validierungsergebnisse der Abflüsse der Zentren GFZ und ITG sind im Anhang A.6 ab Seite 147 zu finden.

Die Legende unterhalb der Abbildungen enthält die Ähnlichkeitsparameter Nash-Sutcliffe-Koeffizient (nsk) und erklärte Varianz (evar) (siehe Abschn. 4.7). Da, wie in Abschnitt 5.4.2 erläutert, die berechneten Abflüsse große geophysikalisch nicht erklärbare Schwankun-



**Abbildung 5.16:** Abflussvalidierung: Ob, Pegelstation Salechard; Vergleich des berechneten Abflusses auf der Basis von Wasserspeichervariationen, ermittelt aus den GRACE-Daten des CSR, mit beobachteten Abflüssen an der Pegelstation. Die Aufbereitung der GRACE-Daten erfolgte mittels des Kombinationsfilters und des Filters DKK2.



**Abbildung 5.17:** Abflussvalidierung: Jenissei, Pegelstation Igarka; Erläuterungen siehe Abb. 5.16

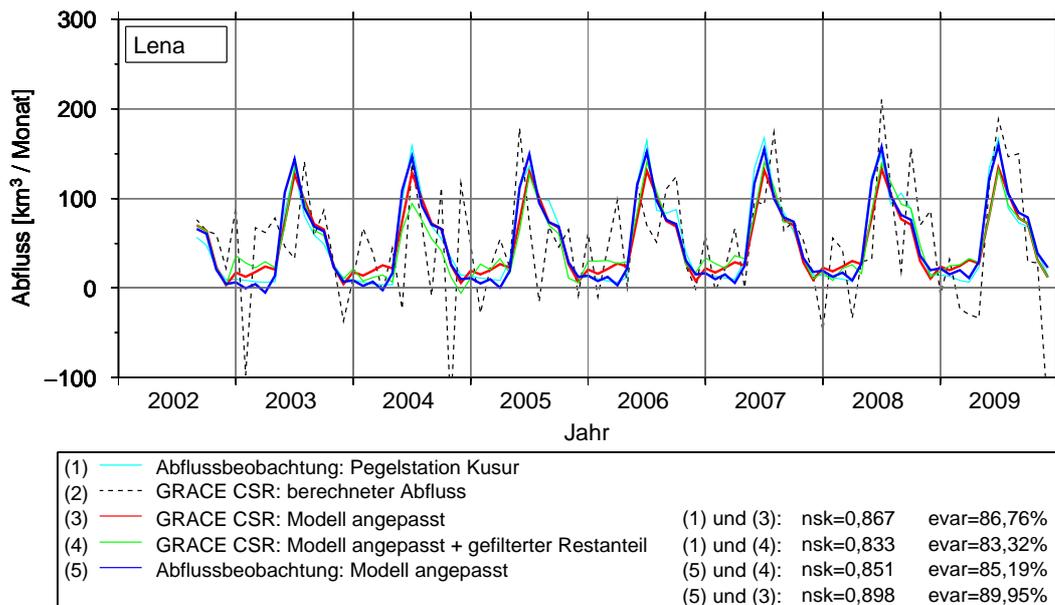


Abbildung 5.18: Abflussvalidierung: Lena, Pegelstation Kusus; Erläuterungen siehe Abb. 5.16

gen aufweisen, erfolgt eine Filterung im Spektralbereich anhand der charakteristischen Frequenzanteile (vgl. Abschn. 5.4.1). Diese gefilterten Abflussreihen werden im Folgenden als Filtermodell 1 bezeichnet. Da dieses Modell für alle Jahre das gleiche zeitliche Verhalten aufweist, wird weiterhin der Restanteil (bzgl. des gefilterten Anteils) mittels eines Binomialfilters geglättet und zu den Modellwerten hinzuaddiert. Somit kann den Unterschieden im Abfluss von Jahr zu Jahr Rechnung getragen werden. Diese Abflussreihen werden im

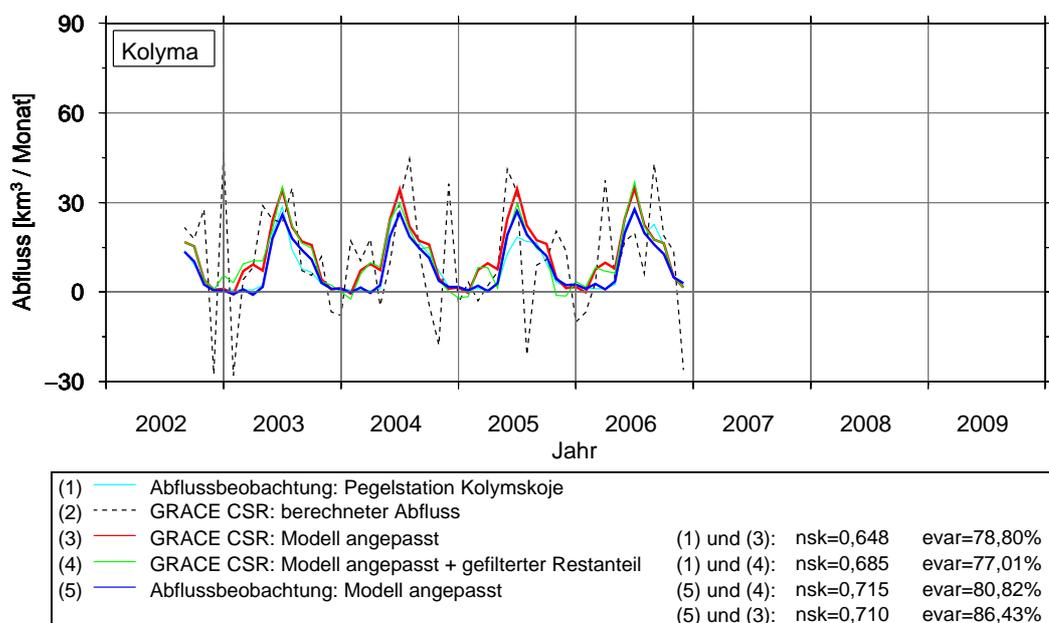


Abbildung 5.19: Abflussvalidierung: Kolyma, Pegelstation Kolymskoje; Erläuterungen siehe Abb. 5.16

**Tabelle 5.8:** Jährliche Abflüsse, berechnet auf der Basis von GRACE-Wasserspeichervariationen der Zentren GFZ, CSR und ITG, für die vier sibirischen Flusssysteme Ob, Jenissei, Lena und Kolyma. Zum Vergleich dienen die verfügbaren jährlichen Abflüsse, beobachtet an Pegellokationen (AB). Das Mittel wurde jeweils über den Zeitraum 2003-2008 berechnet; Einheit [km<sup>3</sup>/Jahr].

	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	Mittel
Ob									
GFZ	445,37	462,55	506,53	586,87	573,11	538,48	586,57	536,89	512,82
CSR	647,26	343,53	450,17	693,72	703,82	383,72	595,32	513,12	537,04
ITG	537,87	419,57	432,53	627,66	612,70	390,40	-	-	503,45
AB	412,15	339,49	358,86	355,74	510,43	376,01	-	-	392,11
Jenissei									
GFZ	516,13	559,47	401,63	657,81	745,28	612,64	613,71	597,79	582,16
CSR	585,42	502,84	464,85	745,23	766,73	551,07	495,65	644,58	602,69
ITG	525,23	540,39	451,06	672,77	681,79	571,95	-	-	573,87
AB	604,21	599,77	657,10	573,16	712,07	657,07	618,74	-	633,50
Lena									
GFZ	583,90	289,34	585,71	660,63	640,62	743,85	638,65	590,36	584,01
CSR	647,94	439,17	442,43	723,25	669,04	642,42	720,41	519,83	594,04
ITG	637,08	368,28	498,21	655,94	652,41	613,45	-	-	570,90
AB	476,88	553,57	635,16	635,94	680,49	680,90	652,97	-	610,50
Kolyma									
GFZ	155,03	150,89	71,88	167,69	174,41	142,34	124,51	168,89	143,71
CSR	156,05	132,04	96,94	166,56	204,95	143,94	97,17	178,54	150,08
ITG	166,07	122,60	94,83	161,82	176,27	145,05	-	-	144,44
AB	85,63	118,24	86,57	120,67	-	-	-	-	(102,78)

Folgenden als Filtermodell 2 bezeichnet. In den Abbildungen 5.16 bis 5.19 entsprechen die beiden Modellvarianten den Nummern (3) und (4). Die gefilterten (modellierten) Abflussreihen werden einmal mit dem beobachteten Abfluss (Nr. 1) und einmal mit dem Modell aus dem beobachteten Abfluss (Nr. 5, im Folgenden Filtermodell 3 genannt) verglichen.

Die größten Übereinstimmungen zwischen den beobachteten und berechneten Abflüssen ergeben sich für die Flusssysteme von Jenissei und Lena. Der Vergleich von Filtermodell 1 und Filtermodell 3 liefert für den Jenissei eine Übereinstimmung von  $\sim 93\%$  und für die Lena von  $\sim 90\%$  (Vergleich der Nrn. 5 und 3 in den Abbn. 5.17 und 5.18). Beim Vergleich der Filtermodelle 2 mit den beobachteten Abflussreihen ergibt sich eine Übereinstimmung von  $\sim 83\%$  für Jenissei und Lena (Nrn. 1 und 4). Daraus folgt, dass die Abflüsse dieser beiden Flusssysteme zuverlässig aus den GRACE-Schwerefelddaten in Kombination mit Daten der NCEP-Reanalyse abgeleitet werden können. Auch für das kleine Einzugsgebiet der Kolyma ergibt sich eine Übereinstimmung zwischen den Filtermodellen 1 und 3 von  $\sim 86\%$ , für Filtermodell 2 und die Messreihe von  $\sim 77\%$  (Abb. 5.19). Die größten Diskrepanzen ergeben sich für das Flusseinzugsgebiet des Ob. Hier beträgt die Übereinstimmung zwischen dem Filtermodell 2 und dem beobachteten Abfluss nur  $\sim 42\%$  (Abb. 5.16, Nrn. 1 und 4). Dieser Sachverhalt wird in den folgenden Absätzen nochmals aufgegriffen.

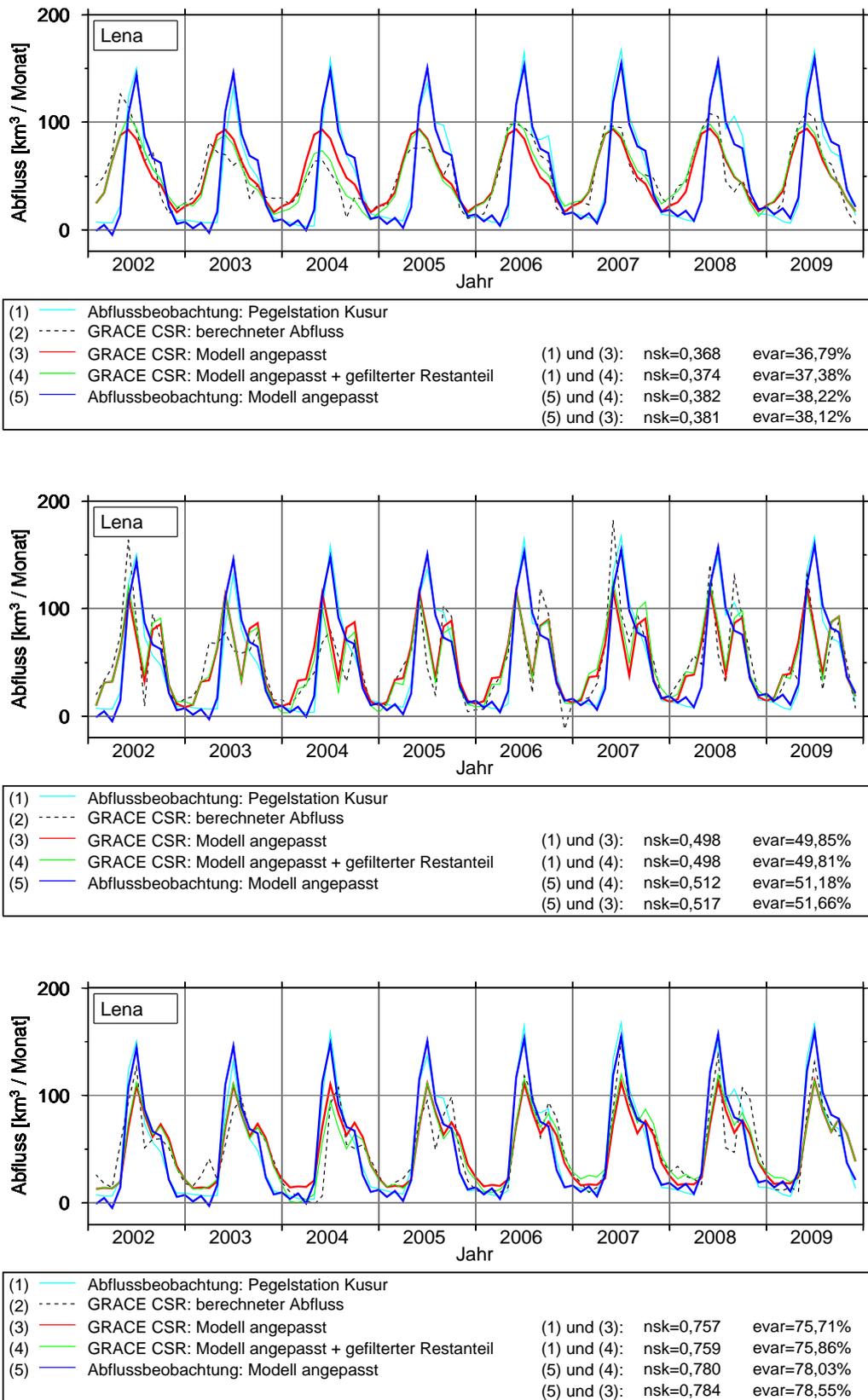
In Tabelle 5.8 sind die jährlichen berechneten Abflüsse den beobachteten Abflüssen vergleichend gegenübergestellt. Das Mittel wurde über die Jahre 2002 bis 2008 bestimmt. Auch hier wird die gute Übereinstimmung für die beiden Flusssysteme Jenissei und Lena

deutlich. Die berechneten Abflüsse liegen mit  $\sim 45 \text{ km}^3$  für den Jenissei und mit  $\sim 25 \text{ km}^3$  für die Lena unterhalb der mittleren gemessenen Jahresabflüsse. Der mittlere Jahresabfluss der Kolyma ist hingegen mit  $\sim 40 \text{ km}^3$  größer als der beobachtete Abfluss. Das Flusssystem des Ob besitzt die größten Unterschiede zwischen berechneten und beobachteten Abflusswerten. Die berechneten Abflusswerte liegen mit  $\sim 210 \text{ km}^3$  über denen der beobachteten Abflusswerte. Da zu den beobachteten Abflussreihen keine Angaben über den Fehlerhaushalt vorliegen, ist eine Abschätzung der Güte der Beobachtungen insbesondere für den Ob nicht durchführbar. Damit kann nicht beurteilt werden, ob die beobachteten oder die berechneten Abflüsse die Realität am besten repräsentieren. Davon ausgehend, dass für die drei Einzugsgebiete von Jenissei, Lena und Kolyma der Abfluss aus Wasserspeichervariationen der GRACE-Daten mit hoher Übereinstimmung zu den Messwerten abgeleitet werden kann, ist es wahrscheinlich, dass der beobachtete Abfluss des Ob von Messungenauigkeiten geprägt ist. Im Unterschied zu den Abflüssen von Jenissei, Lena und Kolyma, für welche die Beobachtungen durch persönlichen Kontakt direkt vor Ort erhalten wurden, konnte die Abflussbeobachtung des Ob bei einem frei zugänglichen Datendienst (ArcticRIMS, vgl. Abschn. 3.4) bezogen werden. Ergebnisse von Landerer u. a. [2010] zeigen, dass beobachtete Abflussdaten des ArcticRIMS für Jenissei und Lena ebenfalls gut zu den berechneten Abflüssen basierend auf GRACE-Wasserspeichervariationen des CSR passen. Lediglich der Abfluss des Ob zeigt große Abweichungen zwischen beobachteten und berechneten Werten. Diese Erkenntnis stimmt gut mit den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit überein. Weitere beobachtete Abflussreihen an anderen Pegelstationen (insbesondere des Ob) könnten neben Genauigkeitsangaben der Beobachtungen eine Antwort auf die großen Unterschiede zwischen berechneten und beobachteten Abflüssen liefern.

Im Vergleich zu Landerer u. a. [2010] (Abb. 8) konnte mit den hier vorliegenden Ergebnissen eine Genauigkeitssteigerung erreicht werden, was insbesondere in den kleineren Phasenverschiebungen zwischen beobachteten und berechneten Abflussreihen sichtbar wird. Weiterhin weisen die berechneten Abflüsse der vorliegenden Arbeit (Filtermodell 2) kaum negative Abflusswerte auf, was deren Plausibilität erhöht. Die verschiedenen Ergebnisse zeigen, wie stark die berechneten Abflüsse durch die Eingangsdaten und die darauf aufbauende Modellbildung beeinflusst werden. Sowohl unterschiedliche GRACE-Datenreihen und deren Aufbereitung als auch verschiedene atmosphärische Daten, welche zu einem großen Teil Modelldaten sind, haben einen signifikanten Einfluss auf die endgültigen Abflussergebnisse. Eine Validierung mit bodengebundenen Beobachtungen ist somit zur Beurteilung der Berechnungen unumgänglich.

#### 5.4.4 Vergleich mit Abflüssen aus Hydrologiemodellen am Beispiel der Lena

Zur Einordnung der Abflussergebnisse aus GRACE-Wasserspeichervariationen werden im Folgenden die Abflüsse auf der Basis von Wasserspeicherschwankungen, abgeleitet aus Daten der drei Hydrologiemodelle GLDAS, WGHM und LSDM, mit beobachteten Abflusswerten verglichen. Die Aufbereitung der hydrologischen Daten der genannten Modelle erfolgte analog zu der der GRACE-Daten. Es wurde aber keine Filterung durchgeführt, da keine fehlerhaften Strukturen die wahren geophysikalischen Signalanteile überlagern. In Abbildung 5.20 sind die Ergebnisse der Validierung beispielhaft für das Einzugsgebiet der Lena zusammengefasst. Alle drei Modelle weisen im Vergleich zu den auf GRACE-Daten beruhenden Abflüssen kleinere Ähnlichkeitsparameter auf (vgl. Abb. 5.18,  $\sim 83\%$ ). Die Über-

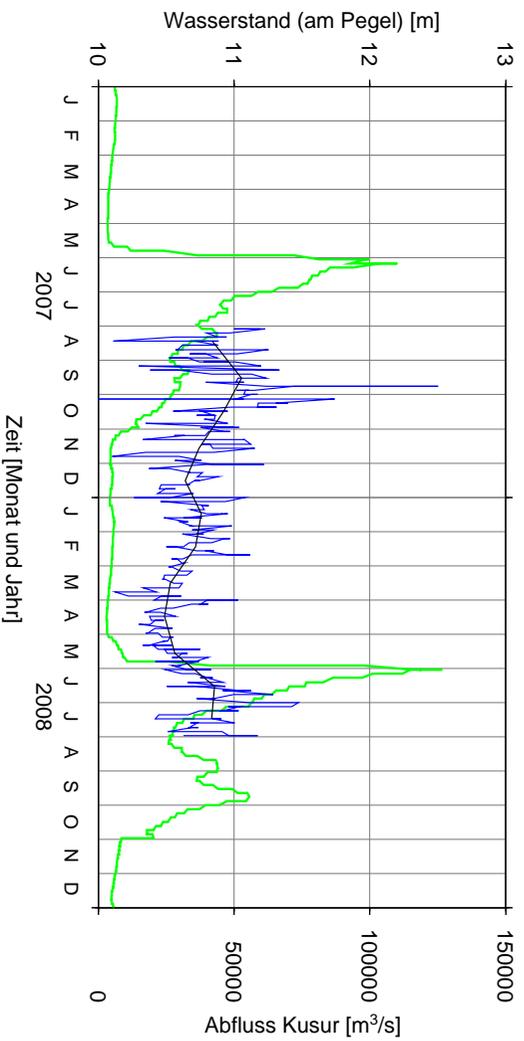


**Abbildung 5.20:** Abflussvalidierung: Lena, Pegelstation Kusr; Vergleich des berechneten Abflusses auf der Basis von Wasserspeichervariationen, ermittelt aus Daten der Hydrologiemodelle GLDAS, WGHM und LSDM (von oben nach unten), mit beobachteten Abflüssen an der Pegelstation.

einstimmung zwischen berechnetem Abfluss auf der Basis von hydrologischen Modelldaten des GLDAS und beobachtetem Abfluss liegt bei  $\sim 38\%$ . Für das WGHM ergibt sich ein Wert von  $\sim 51\%$  und für das LSDM von  $\sim 77\%$ . Damit liefert das LSDM im Vergleich zu den anderen beiden Hydrologiemodellen das beste Abflussergebnis für das Flusseinzugsgebiet der Lena. Die Validierungsergebnisse für die anderen drei Flusssysteme liefern analoge Ähnlichkeitsparameter (nicht dargestellt), wobei die Abflüsse, basierend auf Modelldaten des LSDM, stets die größten Übereinstimmungen mit den beobachteten Abflussreihen aufweisen. Die schlechtesten Abflussergebnisse liefert das Modell GLDAS. Der Grund hierfür liegt in dem nicht modellierten Flussverlauf, welcher eine entscheidende Größe für die Berechnung von Abflusswerten ist. Lediglich das WGHM und das LSDM berücksichtigen alle Wasserspeicherkomponenten bei der Modellierung. Da die Modelle für die Abflussberechnung nur bis Grad und Ordnung 60 verwendet wurden (d. h. die spektrale Auflösung wurde zum Vergleich mit Ergebnissen auf der Basis von GRACE-Daten begrenzt), könnte eine Ausdehnung auf Terme höherer Grade ( $n > 60$ ) bzw. die direkte Abflussberechnung im Ortsbereich zu einer Verbesserung der Abflussergebnisse führen. Dennoch wird deutlich, dass die Beobachtungen der GRACE-Mission das Potential haben, zur Verbesserung bestehender Hydrologiemodelle und berechneter Abflüsse beizutragen (vgl. Abbn. 5.16 bis 5.20). Dies gilt insbesondere für Signalanteile auf großen räumlichen Skalen (mehrere hundert Kilometer), welche mit lokalen Beobachtungen kaum erfasst werden können.

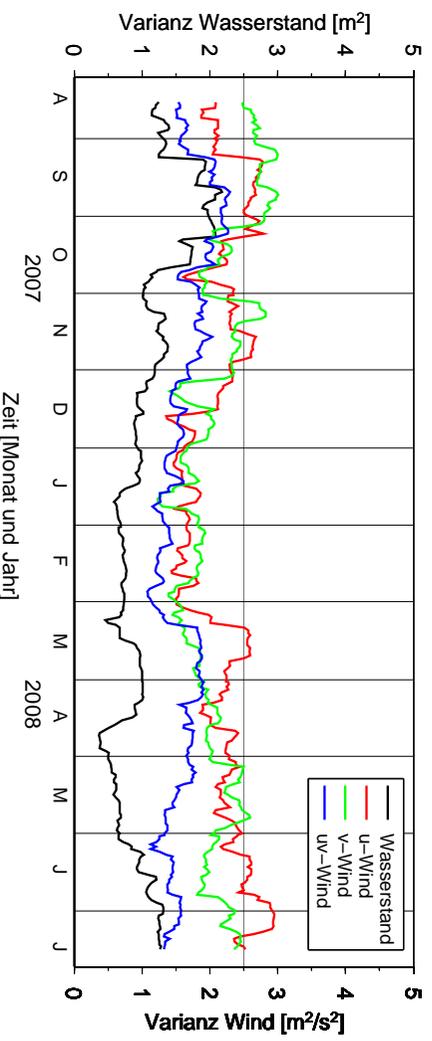
#### 5.4.5 Ausblick – Pegelreihe Laptewsee

Im August 2007 konnte durch Teilnahme an einer Expedition des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung „Lena — Neusibirische Inseln 2007“ ein Druckpegel in der Laptewsee in der Nähe von Tiksi und nahe dem Lena-Delta ausgebracht werden. Dieser Pegel hat für den Zeitraum von einem Jahr alle 15 Minuten Druck, Temperatur und Leitfähigkeit aufgezeichnet. Daraus können neben dem Wasserstand über dem Pegelnullpunkt auch Informationen über den Salzgehalt abgeleitet werden. Eine kurze Beschreibung des Druckpegels, der Messdaten, der Genauigkeiten und der Aufbereitung der Rohdaten gibt Anhang A.7. Wird der Gesamtdruck am Pegel um den Luftdruck reduziert, resultiert daraus der Wasserstand über dem Drucksensor. Abbildung 5.21 stellt für Anfang August 2007 bis Ende Juli 2008 den Wasserstand am Druckpegel (tägliche Werte in Blau, monatliche Werte in Schwarz) und den Abfluss an der Station Kusur für die Lena (in Grün) vergleichend gegenüber. Der Wasserstand weist für die Monate September, Januar und Juni/Juli insgesamt drei Maxima innerhalb eines Jahres auf. Das Abflussmaximum der Lena kann eine Ursache für das Maximum des Wasserstandes im Frühjahr sein. Da aber die beiden anderen maximalen Wasserstände nicht mit dem Abfluss in Verbindung gebracht werden können, müssen weitere Beobachtungen zur Klärung herangezogen werden. Untersuchungen von Wind-Daten ergaben, dass es einen Zusammenhang zwischen dem Windschub in der Bucht von Tiksi und dem Wasserstand gibt. Es wurden Daten der horizontalen Windgeschwindigkeiten in unmittelbarer Nähe des Druckpegels beim NCEP heruntergeladen. Im Anschluss erfolgte eine Mittelbildung über sechs Datenpunkte (Punkte nahe der Pegel-lokation) und die Berechnung der quadratischen Summe aus den Windgeschwindigkeiten in Ost-West-Richtung (u-Wind) mit den Windgeschwindigkeiten in Nord-Süd-Richtung (v-Wind). Im Folgenden wird dieser Datensatz als uv-Wind bezeichnet. Da der direkte Vergleich der Zeitreihen keine zufriedenstellenden Ergebnisse liefert, wurde im Anschluss für die

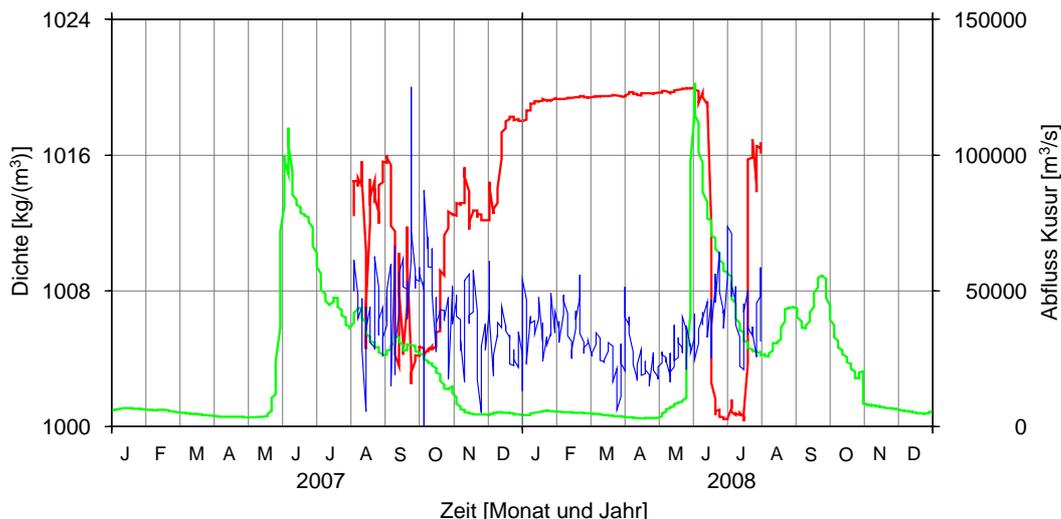


**Abbildung 5.21:** Gegenüberstellung des Wasserstandes am Pegel in der Laptewsee (in Blau tägliche Werte, in Schwarz monatliche Werte) mit den täglichen Abflusswerten an der Station Kusur für das Flusssystem der Lena (in Grün).

Windkomponenten und die Wasserstandsvariation des Druckpegels eine Berechnung der Signalvarianzen über den gegebenen Zeitraum durchgeführt. Abbildung 5.22 veranschaulicht die Ergebnisse, wobei die Varianzen des Wasserstandes mit Faktor fünf skaliert sind. Weiterhin wurden die Zeitreihen der Signalvarianzen mit einem gleitenden Mittelwert über dreißig Tage geglättet. Für die Monate August 2007 bis April 2008 ist eine gute Übereinstimmung zwischen den Varianzen der Windgeschwindigkeiten und denen des Wasserstandes erkennbar. Die Korrelation zwischen den Varianzen des uv-Windes und des Wasserstandes nimmt Werte zwischen 0,6 und 0,7 an. Ab Mai 2008 liegt hingegen keine Übereinstimmung der beiden Varianzkurven vor. Abbildung 5.21 zeigt, dass eine mögliche Erklärung für die Zunahme des Wasserstandes im Frühjahr der starke Anstieg im Abfluss der Lena sein kann.



**Abbildung 5.22:** Varianz des Wasserstandes und der Windgeschwindigkeiten (u-Wind (Ost-West-Richtung), v-Wind (Nord-Süd-Richtung) und uv-Wind (Summe aus beiden) an der Position des Druckpegels in der Laptewsee.



**Abbildung 5.23:** Ergänzung zu Abbildung 5.21: Gegenüberstellung des Wasserstandes am Pegel in der Laptewsee (in Blau tägliche Werte) mit den täglichen Abflusswerten an der Station Kusura für das Flusssystem der Lena (in Grün) und Darstellung der Dichte des Meerwassers am Pegel in der Laptewsee (in Rot). (Skala des Wasserstandes siehe Abb. 5.21)

Eine weitere Komponente im Zusammenhang mit den Süßwasserflüssen in den Arktischen Ozean ist die Änderung des Salzgehaltes. In Abbildung 5.23 ist als Erweiterung zu Abbildung 5.21 die Dichte des Meerwassers am Druckpegel in der Laptewsee (in Rot) eingezeichnet. Die Dichte gibt Auskunft über den Salzgehalt des Wassers: je größer die Dichte ist, umso größer ist der Salzgehalt. Etwa einen halben Monat, nachdem der maximale Abfluss der Lena erreicht wird, fällt der Salzgehalt abrupt innerhalb weniger Tage auf ein Minimum ab, ein Zeichen dafür, dass große Massen an Süßwasser den Salzgehalt des Meerwassers verändert haben. Der Wasserstand nimmt ab dem Zeitpunkt des maximalen Abflusses kontinuierlich zu. Der Zeitversatz zwischen Abflussmaximum, maximalem Wasserstand und Salzgehaltänderung lässt sich u. a. damit erklären, dass der Pegel nicht direkt im Mündungsbereich der Lena positioniert werden konnte. Der Druckpegel wurde in einem geschützten Bereich hinter der Halbinsel Bojkovsky ausgebracht, so dass ein Zeitversatz von mehreren Tagen realistisch ist. Weiterhin befindet sich die Station Kusura mehr als 200 km vor dem Delta der Lena, so dass der maximale Abfluss im Mündungsbereich des Deltas später auftreten muss als an der Pegelstation Kusura. Da keine Daten für die Station Stolb, welche sich direkt im Lena-Delta befindet, vorlagen, konnte diese Annahme nicht untersucht werden. Ein weiterer wichtiger Punkt der Änderung des Salzgehaltes bzw. der Dichte ist das Schmelzen des Meereises und eine damit einhergehende Verringerung des Salzgehaltes des umliegenden Meerwassers. Da aber das schmelzende Meereis nicht zu einer Änderung des Wasserstandes führt, ist die am Druckpegel beobachtete Wasserstandsvariation und die Salzgehaltänderung im Frühjahr 2008 (Juni und Juli) vordergründig auf den Süßwassereintrag des Flusssystemes Lena zurückzuführen. Weitere Druckpegelmessungen könnten somit die Verknüpfung von Süßwasserabflüssen und Massenvariationen im Arktischen Ozean in Küstennähe ermöglichen.

## 6 Zusammenfassung und Ausblick

Das Ziel der vorliegenden Arbeit bestand in der Entwicklung optimaler Methoden zur Nutzung von GRACE-Daten für die Bestimmung von Massenvariationen und Süßwasserabflüssen der vier größten sibirischen Flusssysteme. Die Untersuchungen basieren auf den Gebietsmittelwerten der Flusssysteme Ob, Jenissei, Lena und Kolyma, so dass die gewonnenen Resultate gebietsspezifisch zu bewerten sind.

### Zusammenfassung

Die Daten der Satellitenmission GRACE werden dem Nutzer in Form von Kugelfunktionskoeffizienten zur Verfügung gestellt. Da die monatsweisen Lösungen der GRACE-Mission ein begrenztes räumliches Auflösungsvermögen haben, wird die Kugelfunktionsentwicklung bei einem maximalen Grad abgebrochen, i. d. R. bei Grad  $n = 60$ . Ein wichtiger Aspekt hinsichtlich der Filterung der GRACE-Daten ist somit die Abschätzung von Fehler-Effekten aufgrund des begrenzten Spektrums (Leck-Effekte). In Abschnitt 4.2.4 zeigt sich, dass neben den GRACE-Fehlern vor allem die Leck-Effekt-Fehler aufgrund von Massensignalen auf Land die Gebietsmittelwerte beeinflussen. Die wahren Gebietsmittelwerte können je nach Gebietsgröße, Signal und maximalem Entwicklungsgrad der Kugelfunktionsentwicklung bis zu 18 % unterschätzt werden. Da dieser Fehlereinfluss aufgrund des begrenzten Spektrums der GRACE-Daten nicht ausgeglichen werden kann, wird im endgültigen Ergebnis der Wasserspeichervariationen eine Anpassung der Fehlerabschätzung vorgenommen. Das Fehlerniveau der GRACE-Wasserspeichervariationen wird für den Ob um einen relativen Fehler von 8 %, für Jenissei und Lena von 12 % und für die Kolyma von 17 % erhöht. Leck-Effekte aufgrund ozeanischer Signalanteile sind hingegen so klein, dass der relative Fehler unter 1 % und somit innerhalb des Genauigkeitsniveaus der aus GRACE-Daten detektierten Wasserspeicheränderungen liegt.

Ein weiterer wichtiger Untersuchungspunkt sind die Terme niederer Grade. Da die GRACE-Satelliten die Terme ersten Grades nicht beobachten können, ist es notwendig, die GRACE-Datenreihen entsprechend zu erweitern. Dieser Schritt ist insbesondere dann von großer Bedeutung, wenn eine absolute Größe wie die des Abflusses aus den Wasserspeichervariationen abgeleitet werden soll. Im Abschnitt 4.2.6 wird dieser Sachverhalt ausführlich diskutiert. Geeignete Terme ersten Grades können der kombinierten Analyse aus GRACE-Daten, GPS-Daten und einem Ozeanmodell entnommen werden [Rietbroek u. a., 2011]. Der relative Fehler der Gebietsmittelbildung aufgrund des begrenzten Spektrums nach unten konnte für die vier sibirischen Flusseinzugsgebiete durch Hinzunahme der Terme ersten Grades von 15-20 % auf 1-3 % reduziert werden.

Die in Anwendung gebrachten Filter haben unter anderem das Ziel, die Fehlereffekte zu minimieren. Filter, welche speziell auf die Fehlerstruktur der GRACE-Daten abgestimmt sind, liefern die besten Ergebnisse hinsichtlich der Dämpfung der Fehleranteile. Da aber neben den Fehlern auch geophysikalische Signale gedämpft werden, sind nicht alle Filter geeignet, ein optimales Signal-Rausch-Verhältnis für die GRACE-Daten zu erzielen. Die besten Filterergebnisse liefern die Filter DKK2 und DKK3 nach Kusche [2007]. Die geophysikalischen Signalstrukturen bleiben trotz Filterung fast vollständig erhalten. Ebenfalls gute Ergebnisse liefern das Kovarianz- und das Gebietsfilter, wobei das Erstgenannte für große Einzugsgebiete und das Zweitgenannte für kleine Einzugsgebiete besonders geeignet ist. Neben diesen reinen Filteranwendungen, die in den Arbeiten von Kusche [2007] und

Swenson und Wahr [2002] sowie Swenson u. a. [2003] beschrieben sind, liefert die Detektion dominanter Signalstrukturen eine effektive Möglichkeit, geophysikalische Signalanteile vor Anwendung der genannten Filter aus den GRACE-Daten abzuleiten. Die Ergebnisse zur Analyse verschiedener Filteranwendungen zeigen, dass der kombinierte Filteransatz die Nachteile der reinen Filteranwendungen, wie Phasenverschiebung, Amplitudendämpfung und Dämpfung der Gesamtsignalstärke, zu einem großen Teil ausgleicht. Eine entscheidende Größe ist jedoch das zugrunde liegende Hydrologiemodell, welches Vorinformationen über die geophysikalischen Signalstrukturen liefert. Dieses muss möglichst die Summe aller Wasserspeicherkomponenten repräsentieren, da die GRACE-Daten u. a. den integralen Effekt aller Massenvariationen auf Land beinhalten. Das Modell WGHM hat sich hier aufgrund der Vollständigkeit des modellierten Wasserspeichers als besonders geeignet erwiesen. Zugleich liefert das Kombinationsfilter bei globaler Betrachtung feinere Signalstrukturen und teils größere Signalamplituden auf Land als die entsprechenden reinen Filteranwendungen. Eine Erweiterung auf andere geophysikalische Signalmuster könnte die Ergebnisse dieses innovativen Bearbeitungsansatzes noch verbessern.

Die endgültigen Wasserspeichervariationen werden auf Basis von GRACE-Daten, gefiltert mit dem Kombinationsfilter und dem Filter DKK2, abgeleitet. Die Fehler der Wasserspeicheränderungen sind zwar kleiner als die Wasserspeicherwerte selbst, dennoch liegt der relative Fehler meist über 50 %. Untersuchungen in diesem Zusammenhang ergeben, dass ein Großteil des Fehlers auf die Terme zweiten Grades und hier insbesondere auf den Term  $C_{20}$  zurückzuführen ist. Testrechnungen anhand der GRACE-Daten des GFZ zeigen, dass mit dem Ersetzen des  $C_{20}$ -Terms auf Basis von SLR-Beobachtungen die Fehlerwerte um bis zu 50 % reduziert werden können. Aufgrund von Korrelationsstrukturen zwischen den einzelnen Kugelfunktionskoeffizienten wird diese Herangehensweise aber nicht zur endgültigen Berechnung von Wasserspeichervariationen favorisiert. Im Ausblick wird auf die Verbesserung des Terms  $C_{20}$  genauer eingegangen. Trotz der hohen Fehlerwerte ist es möglich, den Abfluss, basierend auf Wasserspeichervariationen der GRACE-Daten und der atmosphärischen Daten der NCEP-Reanalyse, abzuleiten. Die Validierung der berechneten Abflussreihen mit Beobachtungen an ausgewählten Pegellokationen zeigt, dass die Abflüsse insbesondere für die Flusssysteme Jenissei und Lena mit hoher Übereinstimmung abgeleitet werden können (Abschn. 5.4.3). Die beobachteten und berechneten Abflüsse von Jenissei und Lena zeigen eine Übereinstimmung (basierend auf GRACE-Daten des CSR) von  $\sim 83\%$  (erklärte Varianz), das Flusssystem der Kolyma von  $\sim 77\%$  und das Flusssystem des Ob von  $\sim 42\%$ . Im Vergleich mit Abflussergebnissen, basierend auf Wasserspeichervariationen aus Hydrologiemodellen, wird das große Potential der GRACE-Daten sichtbar (Abschn. 5.4.4). Am Beispiel der Lena wird gezeigt, dass die Übereinstimmungen der berechneten mit den beobachteten Abflüssen für das GLDAS 38 %, für das WGHM 51 % und für das LSDM 77 % betragen. Die aus Schwankungen des Wasserspeichers der GRACE-Daten abgeleiteten Abflüsse können somit zur Verbesserung und Validierung bestehender Hydrologiemodelle beitragen. Dies gilt insbesondere für Modelle wie das GLDAS, da hier nicht der komplette Wasserspeicher modelliert wird.

Der mittlere jährliche Abfluss, berechnet auf Basis von Wasserspeichervariationen der GRACE-Daten, kann für die vier Flusseinzugsgebiete wie folgt angegeben werden: Ob  $524,78 \pm 126,35 \text{ km}^3$ , Jenissei  $585,49 \pm 104,55 \text{ km}^3$ , Lena  $587,69 \pm 115,08 \text{ km}^3$  und Kolyma  $145,31 \pm 31,32 \text{ km}^3$ . Der Trend der berechneten Abflüsse ist für alle vier Flusssysteme

über den Zeitraum August 2002 bis Dezember 2010 positiv. Die Abflüsse von Jenissei und Lena weisen mit  $+7,8 \text{ km}^3/\text{a}$  und  $+12,5 \text{ km}^3/\text{a}$  den größten Trend auf, der Ob mit ca.  $+1,5 \text{ km}^3/\text{a}$  den kleinsten. Die Ursache hierfür könnte in dem unterschiedlich stark ausgeprägten Einfluss des Dauerfrostbodens liegen. Das Einzugsgebiet des Ob ist lediglich zu 10 % von Permafrost geprägt, wohingegen das der Lena mit bis zu 93 % von Permafrost beeinflusst wird. Der Permafrost ist ein Bindeglied zwischen den sich verändernden Temperaturen und den Änderungen im Abflussverhalten der Flüsse [Ye u. a., 2009]. Mit dem Rückgang des Permafrostes, was insbesondere auf zunehmende Temperaturen zurückzuführen ist, wird eine Zunahme der Abflüsse angenommen. Die positiven Trendergebnisse sind zudem eine Bestätigung der prognostizierten Zunahme der Abflüsse in den Arktischen Ozean in Klimastudien (vgl. Abschn. 2.2).

### Ausblick

Die Arbeit verdeutlicht die Möglichkeiten, basierend auf Wasserspeichervariationen aus verschiedenen GRACE-Datenreihen (u. a. des GFZ, des CSR und des ITG) und in Kombination mit atmosphärischen Daten wie z. B. der NCEP-Reanalyse, Abflüsse für große Flusseinzugsgebiete abzuleiten. Insbesondere die Abflusswerte auf Basis der GRACE-Daten des CSR weisen eine hohe Übereinstimmung mit den beobachteten Abflusswerten auf. Die Fehlerwerte der Abflüsse sind jedoch vergleichsweise hoch. Als Hauptursache konnte die Unsicherheit bei der Bestimmung des Terms  $C_{20}$  detektiert werden. Eine deutliche Steigerung der Genauigkeit der berechneten Abflüsse ist möglich, wenn z. B. SLR-Beobachtungen in die Prozessierung der GRACE-Daten mit eingebunden werden, um die Schätzung der Terme zweiten Grades zu stützen. Weiterhin werden verbesserte Prozessierungsstrategien, verfeinerte Hintergrundmodelle und erweiterte Datenreihen eine signifikante Genauigkeitssteigerung aufweisen (z. B. der Release 05 des GFZ). Das Fehlerniveau, welches um Faktor zehn über dem erwarteten Fehlerniveau der GRACE-Mission (der sogenannten GRACE-Baseline) liegt, wird mit Release 05 nur noch um Faktor vier größer als die GRACE-Baseline sein [Flechtner u. a., 2011]. Das Fehlerniveau der GRACE-Daten des GFZ wird somit um mehr als 50 % reduziert. Die Berechnung der Abflüsse, basierend auf Wasserspeichervariationen dieser neuprozessierten GRACE-Daten, sollte somit eine deutliche Steigerung in der Genauigkeit der Abflussergebnisse liefern. Weiterhin ist eine höhere Übereinstimmung der berechneten Abflüsse mit den beobachteten Abflüssen insbesondere auch für den Ob zu erwarten. Eine Reduktion von Fehlereffekten könnte auch dahingehend erreicht werden, dass die Abflussberechnung mit verschiedenen atmosphärischen Daten vergleichend durchgeführt wird. Zudem wäre es möglich, in Analogie zu den Hydrologiemodellen (vgl. Abschn. 3.3.3) ein Genauigkeitsmaß für die Daten atmosphärischer Parameter abzuleiten. Hier sei u. a. auf die Daten der ERA-40-Reanalyse<sup>10</sup> des ECMWF und der JRA-25<sup>11</sup> verwiesen.

Großes Potential zur Verknüpfung von Süßwasserabflüssen mit Massenvariationen im Arktischen Ozean liefern bodengebundene Druckpegelmessungen. Ein Druckpegel misst den Gesamtdruck aus Wassersäule und Luftsäule und damit den Wasserstand über dem Pegelnullpunkt, wenn der Luftdruck bekannt ist. Der Salzgehalt, detektiert auf Basis von Leitfähigkeitsmessungen des Druckpegels, ist zudem eine wertvolle Ergänzung zur Analyse von Massenvariationen im Arktischen Ozean, insbesondere hinsichtlich der Süßwassereinträge durch Flusssysteme. Wie in Abschnitt 5.4.5 erläutert wurde, scheint das große Abfluss-

<sup>10</sup>Europäische Reanalyse über 40 Jahre [Scheritz, 2004]

<sup>11</sup>Japanese Re-Analysis [Landerer und Dickey, 2010]

maximum der Lena im Sommer in den Änderungen des Wasserstandes am Druckpegel in der Lapteewsee sichtbar zu sein. Hier wäre eine Erweiterung der Datenreihen sowohl zeitlich als auch räumlich erstrebenswert. Die zeitgleiche Messung des Drucks und damit des Wasserstandes über dem Pegelnullpunkt durch Druckpegel im Mündungsbereich von Ob, Jenissei und Lena könnte zudem klären, welche Effekte im küstennahen Ozeanbereich durch die Flusssysteme bedingt sind und welche Effekte durch Prozesse im Arktischen Ozean selbst beeinflusst werden. Weiterhin könnten somit die lokalen Massenvariationen des Ozeans in Küstennähe von großflächigen ozeanischen Variationen separiert werden.

## Literaturverzeichnis

- Anděl, J. (1984). *Statistische Analyse von Zeitreihen*. Akademie – Verlag, Berlin.
- Baumgartner, A. und Liebscher, H.-J. (1996). *Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart. Lehrbuch der Hydrologie, Band 1, 2.Auflage.
- Berezovskaya, S., Yang, D. und Kane, D. L. (2004). *Compatibility analysis of precipitation and runoff trends over the large Siberian watersheds*. Geophysical Research Letters, 31:L21502.
- Bettadpur, S. (2007). *GRACE Level-2 Gravity Field Product User Handbook, Rev 2.3*. Technical report, Center for Space Research, The University of Texas at Austin. Rev 2.3, GRACE 327-734 (CSR-GR-03-01).
- Beutler, G. B., Drinkwater, M. R., Rummel, R. und von Steiger, R., Hrsgr. (2003). *Earth Gravity Field from Space - from Sensors to Earth Sciences*, Band 17. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands. In the Space Sciences Series of ISSI.
- Brigham, E. O. (1989). *FFT: Schnelle Fourier-Transformation*. R. Oldenbourg Verlag GmbH, München; Wien. 4. Auflage, übersetzt von Azizi, S. A.
- Bromwich, D. H., Fogt, R. L., Hodges, K. I. und Walsh, J. E. (2007). *A tropospheric assessment of the ERA-40, NCEP, and JRA-25 global reanalyses in the polar regions*. Journal of Geophysical Research, 112:D10111.
- Bruinsma, S., Lemoine, F. G., Biancale, R. und Vales, N. (2010). *CNES/GRGS 10-day gravity field models (release 2) and their evaluation*. Advances in Space Research, 45:587–601.
- Buttkus, B. (1991). *Spektralanalyse und Filtertheorie in der angewandten Geophysik*. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, Barcelona, Budapest.
- Cazenave, A., Dominh, K., Guinehut, S., Berthier, E., Llovel, W., Ramillien, G., Ablain, M. und Larnicol, G. (2009). *Sea level budget over 2003-2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo*. Global and Planetary Change, 65(1-2):83–88.
- Chambers, D. P. (2006). *Evaluation of new GRACE time-variable gravity data over the ocean*. Geophysical Research Letters, 33:L17603.
- Chen, J. L., Rodell, M., Wilson, C. R. und Famiglietti, J. S. (2005a). *Low degree spherical harmonic influences on Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) water storage estimates*. Geophysical Research Letters, 32:L14405.
- Chen, J. L., Wilson, C. R., Famiglietti, J. S. und Rodell, M. (2005b). *Spatial sensitivity of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations*. Journal of Geophysical Research, 110:B08408.

- Chen, J. L., Wilson, C. R. und Seo, K.-W. (2008). *S<sub>2</sub> tide aliasing in GRACE time-variable gravity solutions*. Journal of Geodesy, 83:679–687.
- Chen, J. L., Wilson, C. R., Tapley, B. D. und Ries, J. C. (2004). *Low degree gravitational changes from GRACE: Validation and Interpretation*. Geophysical Research Letters, 31:L22607.
- Clarke, C. J., Lavallée, 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*. Geophysical Research Letters, 32:L08306.
- Dill, R. (2008). *LSDM*. Technical report, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Dobslaw, H. (2007). *Modellierung der allgemeinen ozeanischen Dynamik zur Korrektur und Interpretation von Satellitendaten*. PhD thesis, Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie. Scientific Technical Report STR 07/10 GeoForschungs-Zentrum Potsdam.
- Dobslaw, M. und Thomas, M. (2007). *Impact of river run-off on global ocean mass redistribution*. Geophysical Journal International, 168:527–532.
- Döll, P., Kaspar, F. und Lehner, B. (2003). *A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation*. Journal of Hydrology, 270:105–134.
- Drinkwater, M. R., Floberghagen, R., Haagmans, R., Muzi, D. und Popescu, A. (2003). *GO-CE: ESA's first Earth Explorer Core Mission*. In Beutler, G. B., Drinkwater, M. R., Rummel, R. und von Steiger, R., Hrsgr., Earth Gravity Field from Space - from Sensor to Earth Sciences, Band 17, S. 419–432. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands. In the Space Sciences Series of ISSI.
- Duan, X. J., Guo, J. Y., Shum, C. K. und van der Wal, W. (2009). *On the postprocessing removal of correlated errors in GRACE temporal gravity field solutions*. Journal of Geodesy, 83:1095–1106.
- Dyck, S. und Peschke, G. (1995). *Grundlagen der Hydrologie*. Verlag für Bauwesen, Berlin. 3. stark überarbeitete Auflage.
- Ewert, H., Groh, A. und Dietrich, R. (2011). *Volume and mass changes of the Greenland ice sheet inferred from ICESat and GRACE*. Journal of Geodesy. in press, available online.
- Fang, H., Hrubciak, P. L., Kato, H., Rodell, M., Teng, W. L. und Vollmer, B. E. (2008). *Global Land Data Assimilation System (GLDAS) Products NASA Hydrology Data and Information Services Center (HDISC)*. In ASPRS 2008 Annual Conference. Portland, Oregon.
- Fenoglio-Marc, L., Kusche, J. und Becker, M. (2006). *Mass variation in the Mediterranean Sea from GRACE and its validation by altimetry, steric and hydrologic fields*. Geophysical Research Letters, 33:L19606.

- Flechtner, F. (2007a). *GRACE AOD1B Product Description Document for Product Releases 01 to 04*. Technical report, GeoForschungsZentrum Potsdam. Rev 3.1, GRACE 327-750 (GR-GFZ-AOD-0001).
- Flechtner, F. (2007b). *GRACE GFZ Level-2 Processing Standards Document For Level-2 Product Release 0004*. Technical report, GeoForschungsZentrum Potsdam. Rev 1.0, GRACE 327-743 (GR-GFZ-STD-001).
- Flechtner, F., Dahle, C., Neumayer, K.-H., Michalak, G., König, D. und Gruber, C. (2011). Reprocessing EIGEN-GRACE06S monthly gravity field models. AGU Fall Meeting 2011 San Francisco/CA.
- Flechtner, F., Schmidt, R., Rothacher, M., Wickert, J. und Lühr, H. (2005). *CHAMP and GRACE - erfolgreiche Schwerefeld- und Klimamissionen*. Technical report, GeoForschungsZentrum Potsdam. Zweijahresbericht 2004/2005,.
- Fritsche, M., Döll, P. und Dietrich, R. (2012). *Global-Scale validation of model-based load deformation from water mass and atmospheric pressure variations using GPS*. Journal of Geodesy. im Druck.
- Grabs, W. E., Portmann, F. und De Couet, T. (2000). *Discharge Observation Networks in Arctic Regions: Computation of the River Runoff into the Arctic Ocean, its Seasonality and Variability*. In Lewis, E. L., Jones, E. P., Lemke, P., Prowse, T. D. und Wadhams, P., Hrsg., The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, Band 70, S. 249–267. Kluwer Academic Publishers, Netherlands. NATO Sciences Series.
- Gruber, T. und Flechtner, F. (2007). *Vereinfachte Darstellung der GRACE Datenanalyse*. Technical report, GeoForschungsZentrum Potsdam. DFG Schwerpunktprogramm 1257: Massentransporte und Massenverteilung im System Erde.
- Gunter, B., Ries, J., Bettadpur, S. und Tapley, B. (2006). *A simulation study of the errors of omission and commission for GRACE RL01 gravity fields*. Journal of Geodesy, 80:341–351.
- Güntner, A. (2007). *Globale hydrologische Modellierung — Einführung*. Technical report, GeoForschungsZentrum Potsdam. DFG-SPP1257 Massentransporte und Massenverteilungen im System Erde, Workshop Gummersbach 03/2007.
- Güntner, A. (2011). Hydrological Models. (Lecture) Summer School: Global Water Cycle, DFG-SPP 1257.
- Gutowski Jr., W. J., Chen, Y. und Z, O. (1997). *Atmospheric Water Vapor Transport in NCEP-NCAR Reanalyses: Comparison with River Discharge in the Central United States*. Bulletin of the American Meteorological Society, 78(9):1957–1969.
- Hagemann, S. und Dümenil, L. (1998). *Documentation for the Hydrological Discharge Model*. Technical Report No. 17, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg.
- Hagemann, S. und Gates, L. (2003). *Improving a subgrid runoff parameterization scheme for climate models by the use of high resolution data derived from satellite observations*. Climate Dynamics, 21:349–359.

- Han, S. C., Jekeli, Ch. und Shum, C. K. (2004). *Time-variable aliasing effects of ocean tides, atmosphere, and continental water mass on monthly mean GRACE gravity field*. Journal of Geophysical Research, 109(B04403):1–10.
- Han, S.-C., Shum, C. K., Jekeli, Ch. und Alsdorf, D. (2005a). *Improved estimation of terrestrial water storage changes from GRACE*. Geophysical Research Letters, 32(L07302):1–5.
- Han, S. C., Shum, C. K., Jekeli, Ch., Kuo, Ch.-Y., Wilson, C. und Seo, K.-W. (2005b). *Non-isotropic filtering of GRACE temporal gravity for geophysical signal enhancement*. Geophysical Journal International, 163:18–25.
- Hassol, S. (2004). *ACIA, Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press. Deutsche Ausgabe: Der Arktis-Klima-Report, 2005; Übersetzung aus dem Englischen: Michael Benthack und Maren Klostermann, Convent Verlag GmbH, Hamburg und Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Heiskanen, W. A. und Moritz, H. (1967). *Physical Geodesy*. W. H. Freeman and Company, San Francisco and London.
- Hengst, R. (2008). *Der Einfluss der kontinentalen Wasserspeicherung auf das Rotationsverhalten der Erde*. PhD thesis, Geodätisches Institut der Universität Stuttgart.
- Hölting, B. (1992). *Hydrogeologie - Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. 4. überarbeitete Auflage.
- Horwath, M. (2007). *Zur Ermittlung geophysikalischer Massensignale mit Schwerefeldmissionen: Eine Analyse des gegenwärtigen Standes am Beispiel der Antarktis*. PhD thesis, Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie.
- Horwath, M. und Dietrich, R. (2009). *Signal and error in mass change inferences from GRACE: the case of Antarctica*. Geophysical Journal International, 177:849–864.
- Ilk, K. H., Flury, J., 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 – Contribution of the New Generation of Satellite Gravity and Altimetry Missions to Geosciences*. Proposal for a German Priority Research Program, 2nd Edition, January 2005, GOCE-Projektbüro Deutschland, Technische Universität München, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Jacobeit, J. (2007). *Zusammenhänge und Wechselwirkungen im Klimasystem*. In Endlicher, W. und Gerstengarbe, F.-W., Hrsg., Der Klimawandel — Einblicke, Rückblicke, Ausblicke, S. 1–16. Herausgegeben im Auftrag der Deutschen Gesellschaft für Geographie, des Potsdam-Instituts für Klimafolgenforschung und der Humboldt-Universität zu Berlin.
- Janjic, T., Schröter, J., Savcenko, R., Bosch, W., Albertella, A., Rummel, R. und Klatt, O. (2011). *Impact of combining GRACE and GOCE gravity data on ocean circulation estimates*. Ocean Science Discussions, 8(3):1535–1573.

- Jansen, M. J. F., Gunter, B. C. und Kusch, J. (2009). *The impact of GRACE, GPS and OBP data on estimates of global mass redistribution*. Geophysical Journal International, 177:1–13.
- Jekeli, C. (1981). *Alternative Methods to Smooth the Earth's Gravity Field*. Technical report, Ohio State University. No. 327.
- 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. (1995). *The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project*. Bulletin of the American Meteorological Society, 77:437–470.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J. J., Fiorino, M. und Potter, G. L. (2002). *NCEP–DOE AMIP-II REANALYSIS (R-2)*. Bulletin of the American Meteorological Society, 83:1631–1643.
- Kaufmann, H. (2006). *Die mesoskalige Analyse der Feuchteflussdivergenz im Alpenraum*. Master's thesis, Universität Wien.
- Koch, K. R. (1987). *Parameterschätzung und Hypothesentests in linearen Modellen*. Dümmlers Verlag.
- Kurtenbach, E., Mayer-Gürr, T. und Eicker, A. (2009). *Deriving daily snapshots of the Earth's gravity field from GRACE L1B data using Kalman filtering*. Geophysical Research Letters, 36:L17102.
- Kusche, J. (2007). *Approximate decorrelation and non-isotropic smoothing of time-variable GRACE-type gravity field models*. Journal of Geodesy, 81(11):733–749.
- Kusche, J., Schmidt, R., Petrovic, S. und Rietbroek, R. (2009). *Decorrelated GRACE time-variable gravity solutions by GFZ, and their validation using a hydrological model*. Journal of Geodesy, 83:903–913.
- Landerer, F. W. und Dickey, J. O. (2010). *The terrestrial water budget of the Eurasian pan-Arctic from GRACE-Satellite measurements during 2003-2009*. Journal of Geophysical Research, 115:D23115. in press.
- Lemoine, F., Luthcke, S., Rowlands, D., Chinn, D., Klosko, S. und Cox, C. (2007a). *The use of mascons to resolve time-variable gravity from GRACE*. In Tregoning, P. und Rizos, C., Hrsg., Dynamic Planet, S. 231–236. Springer-Verlag, Berlin.
- Lemoine, J.-M., Bruinsma, S., Loyer, S., Biancale, R., Marty, J.-C., Perosanz, F. und Balmino, G. (2007b). *Temporal gravity field models inferred from GRACE data*. Advances in Space Research, 39(10):1620–1629.
- Llovel, W., Becker, M., Cazenave, A., Crétaux, J.-F. und Ramillien, G. (2010). *Global land water storage change from GRACE over 2002-2009; Inference on sea level*. Comptes Rendus Geoscience, 342(3):179–188.

- Lozán, J. L., Graßl, H., Hupfer, P. und Piepenburg, D. (2006). Warnsignale aus den Polarregionen, Natur - Klimawandel - Ressourcen - Umweltschutz. Wissenschaftliche Auswertungen zum Internationalen Polarjahr 2007-2008, Broschüre zum Buch, In Kooperation mit GEO.
- Luthcke, S. B., Rowlands, D. D., Lemoine, F. G., Klosko, S. M., Chinn, D. und McCarthy, J. J. (2006). *Monthly spherical harmonic gravity field solutions determined from GRACE inter-satellite range-rate data alone*. Geophysical Research Letters, 33:L02402.
- Maurer, T. (2004). *Discharge to the Arctic Ocean*. In Rudolf, B., Hrsg., Chapter: The Observed Arctic Hydrological Cycle in the final ACSYS book. GRDC.
- Mayer-Gürr, T. (2006). *Gravitationsfeldbestimmung aus der Analyse kurzer Bahnbögen am Beispiel der Satellitenmissionen CHAMP und GRACE*. PhD thesis, Institut für Theoretische Geodäsie der Universität Bonn.
- Meier, S und Keller, W. (1990). *Geostatistik*. Akademie – Verlag, Berlin.
- Menemenlis, D., Campin, J.-M., Heimbach, P., Hill, C., Lee, T., Nguyen, A., Schodlok, M. und Zhand, H. (2008). ECCO2: High Resolution Ocean and Sea Ice Data Synthesis. Mercator Ocean Quarterly Newsletter. 13-21.
- Milly, P. C. D. und Shmakin, A. B. (2002). *Global Modeling of Land Water and Energy Balances, Part I: The Land Dynamics (LaD) Model*. Journal of Hydrometeorology, 3(3):283–299.
- Müller-Wichards, D. (1999). *Transformationen und Signale*. B.G. Teubner Stuttgart - Leipzig.
- Muskett, R. R. und Romanovsky, V. E. (2009). *Groundwater storage changes in arctic permafrost watersheds from GRACE and in situ measurements*. Environ. Res. Lett., 4:045009.
- Nash, J. E. und Sutcliffe, I. V. (1970). *River Flow Forecasting through Conceptual Models Part I - A Discussion of Principles*. Journal of Hydrology, 10:282–290.
- Oki, T., Musiak, K., Matsuyama, H. und Masuda, K. (1995). *Global atmospheric water balance and runoff from large river basins*. Hydrological Processes, 9:655–678.
- Olbers, D. (2002). *Die Erde ist ein feuchter Fussball*. In Der Ozean - Lebensraum und Klimasteuerung / Weltweite Meeresforschung in Bremen und Bremerhaven. HRSG. G. Hempel, Verlag H.M. Hausschild, Bremen H.M. Hauschild, Bremen. Jahrbuch 2001/2002 Wittheit zu Bremen.
- Peltier, W. (2009). *Closure of the budget of global sea level rise over the GRACE era: the importance and magnitudes of the required corrections for global glacial isostatic adjustment*. Quaternary Science Reviews, 28(17-18):1658–1674. Quaternary Ice Sheet-Ocean Interactions and Landscape Responses.
- Peltier, W. R. (2004). *Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE*. Annual Review of Earth & Planetary Sciences, 32:111–149.

- Prange, M. (2003). *Berichte zur Polar- und Meeresforschung: Einfluss arktischer Süßwasserquellen auf die Zirkulation im Nordmeer und im Nordatlantik in einem prognostischen Ozean-Meereis-Modell*. Nr.468. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung. Vertrieb durch Buchhandlung Karl Kamloth.
- Prange, M. und Gerdes, R. (1999). Influence of Arctic river runoff on the circulation in the Arctic Ocean, the Nordic Seas and the North Atlantic. ICES ASC - CM 1999/L:11.
- Preisendorfer, R. W. und Mobley, C. D. (1988). *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. ELSEVIER, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo. Developments in Atmospheric Science, 17.
- Rahmstorf, S. (2006). *Thermohaline Ocean Circulation*. In Elias, S. A., Hrsg., Encyclopedia of Quaternary Sciences. Elsevier, Amsterdam.
- Rahmstorf, S. und Schellnhuber, H. J. (2006). *Der Klimawandel - Diagnose, Prognose, Therapie*. C.H.Beck oHG, Wissen, München.
- Ramillien, G., Biancale, R., Gratton, S., Vasseur, X. und Bourgoigne, S. (2011). *GRACE-derived surface water mass anomalies by energy integral approach: application to continental hydrology*. Journal of Geodesy, 85(6):313–328.
- Ramillien, G., Frappart, F., Cazenave, A. und Güntner, A. (2005). *Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids*. Earth and Planetary Science Letters, 235(1-2):283–301.
- Reigber, C. (1989). *Gravity Field Recovery from Satellite Tracking Data*, Band 25, S. 197–234. Springer, Berlin. Lecture Notes in Earth Sciences.
- Reigber, C., Flechtner, F., König, R., Meyer, U., Neumayer, K.-H., Schmidt, R., Schwintzer, P. und Yuan Zhu, Sh. (2003). *GRACE – Eine Schwerefeld- und Klimamission*. Technical report, GeoForschungsZentrum Potsdam. Zweijahresbericht 2002/2003, in der Helmholtz-Gemeinschaft, 109-117,133.
- Riegger, J. und Güntner, A. (2005). *Time Variation in Hydrology and Gravity*. Earth, Moon, and Planets, 94:41–55.
- Rietbroek, R., Brunnabend, S.-E., Dahle, C., Kusche, J., Flechtner, F., Schröter, J. und Timmermann, R. (2009). *Changes in total ocean mass derived from GRACE, GPS and ocean modelling with weekly resolution*. Journal of Geophysical Research, 114:C11004.
- Rietbroek, R., Fritsche, M., Brunnabend, S.-E., Daras, L., Kusche, J., Schröter, J., Flechtner, F. und Dietrich, R. (2011). *Global surface mass from a new combination of GRACE, modelled OBP and reprocessed GPS data*. Journal of Geodesy. in press, available online.
- Riva, R. E., Gunter, B. C., Urban, T. J., Vermeersen, B. L., Lindenbergh, R. C., Helzen, M. M., Bamber, J. L., van de Wal, R. S., van den Broeke, M. R. und Schutz, B. E. (2009). *Glacial Isostatic Adjustment over Antarctica from combined ICESat and GRACE satellite data*. Earth and Planetary Science Letters, 288(3-4):516–523.

- Rodell, M., Famiglietti, J. S., Chen, J., Seneviratne, S. I., Viterbo, P., Holl, S. und Wilson, C. R. (2004a). *Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observations*. Geophysical Research Letters, 31:L20504.
- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., Gottschalk, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J. K., Walker, J. P., Lohmann, D. und Toll, D. (2004b). *The Global Land Data Assimilation System*. Bulletin of the American Meteorological Society, 85:381–394.
- Rowlands, D., Luthcke, S., Klosko, S., Chinn, D., McCarthy, J. und Cox, C. (2005). *Resolving mass flux at high spatial and temporal resolution using GRACE intersatellite measurements*. Geophysical Research Letters, 32:L04310.
- Rowlands, D. D., Luthcke, S. B., McCarthy, J. J., Klosko, S. M., Chinn, D. S., Lemoine, F. G., Boy, J.-P. und Sabaka, T. J. (2010). *Global mass flux solutions from GRACE: A comparison of parameter estimation strategies — Mass concentration versus Stokes coefficients*. Journal of Geophysical Research, 115:B01403.
- Rummel, R. (2007). Einführung in die Schwerefeldmodellierung. DFG, SPP Massentransporte: 1.Workshop Gummersbach, 21.03.2007.
- Sasgen, I., Martinec, Z. und Fleming, K. (2006). *Wiener Optimal Filtering of GRACE Data*. Studia Geophysica et Geodaetica, 50:499–508.
- Sasgen, I., Martinec, Z. und Fleming, K. (2007). *Regional ice-mass changes and glacial-isostatic adjustment in Antarctica from GRACE*. Earth and Planetary Science Letters, 264(3-4):391–401.
- Scheinert, M. (1996). *Zur Bahndynamik niedrigfliegender Satelliten*. PhD thesis, Deutsche Geodätische Kommission, München. Heft Nr 435, Reihe C.
- Scheritz, M. (2004). Berechnung atmosphärischer Drehimpulse aus ERA40-Daten. Studienarbeit, Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften, Technische Universität Dresden.
- Scheritz, M., Horwath, M. und Dietrich, R. (2006). Filteransätze zur Verringerung korrelierter Fehler in GRACE-Monatslösungen. Vortrag Geodätische Woche, 10-12-Okttober 2006, München, veröffentlicht unter <http://ifem.bauw.unibw-muenchen.de/gw06/>.
- Schmidt, M., Fengler, M., Mayer-Gürr, T., Eicker, A., Kusche, J., Sánchez, L. und Han, S.-C. (2006a). *Regional gravity modeling in terms of spherical base functions*. Journal of Geodesy, 81:17–38.
- Schmidt, R. (2007). *Zur Bestimmung des cm-Geoids und dessen zeitlicher Variationen mit GRACE*. PhD thesis, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn. Scientific Technical Report STR 07/04 GeoForschungszentrum Potsdam.
- Schmidt, R., Flechtner, F., König, R., Meyer, U., Neumayer, K.-H., Reigber, C., Rothacher, M., Petrović, S., Zhu, S.-Y. und Güntner, A. (2006b). *GRACE Time-Variable Gravity Accuracy Assessment*. In Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with

- Geodetic and Oceanographic Tools, Band 130. Springer Verlag. herausgegeben von P. Tregoning und C. Rizos von IAG Symposium Series.
- Schmidt, R., Flechtner, F., Meyer, U., Neumayer, K.-H., Dahle, C., König, R. und Kusche, J. (2008). *Hydrological Signals Observed by the GRACE Satellites*. *Surveys in Geophysics*, 29:319–334.
- Schulze, K. und Döll, P. (2004). *Neue Ansätze zur Modellierung von Schneeakkumulation und -schmelze im globalen Wassermmodell WaterGAP*. In Ludwig, R., Reichert, D. und Mauser, W., Hrsgr., Tagungsband zum 7.Workshop zur großskaligen Modellierung in der Hydrologie, S. 145–154. Kassel University Press. München, 27.-28.November 2003.
- Seeber, G. (1989). *Satellitengeodäsie*. Walter de Gruyter, Berlin, New York.
- Seo, K.-W. und Wilson, C. R. (2005). *Simulated estimation of hydrological loads from GRACE*. *Journal of Geodesy*, 78:442–456.
- Simmonds, I., Bi, D. und Hope, P. (1999). *Atmospheric Water Vapor Flux and Its Association with Rainfall over China in Summer*. *Journal of Climate*, 12:1353–1367.
- Spada, G. und Stocchi, P. (2007). *SELEN: A Fortran 90 program for solving the 'sea-level equation'*. *Computer & Geosciences*, 33:538–562.
- Steffen, H., Denker, H. und Müller, J. (2008). *Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia from GRACE data and comparison with geodynamical models*. *Journal of Geodynamics*, 46(3-5):155–164.
- Steffen, H., Gitlein, O., Denker, H., Müller, J. und Timmen, L. (2009). *Present rate of uplift in Fennoscandia from GRACE and absolute gravimetry*. *Tectonophysics*, 474(1-2):69–77. TOPO-EUROPE: The Geoscience of coupled Deep Earth-surface processes.
- Stein, R. (1998). *Berichte zur Polar- und Meeresforschung: Arctic Paleo-River Discharge (APARD) - A new research programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)*. Nr.279. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung. Vertrieb durch Buchhandlung Karl Kamloth.
- Stemplewski, J. und Ruppert, J. (2011). *Unser Wasser von A bis Z - Ein Lexikon der Wasserwirtschaft*. Oldenbourg Industrieverlag. Emscher Genossenschaft und Lippe Verband.
- Strassberg, G., Scanlon, B. R. und Rodell, M. (2007). *Comparison of seasonal terrestrial water storage variations from GRACE with groundwater-level measurements from the High Plains Aquifer (USA)*. *Geophysical Research Letters*, 34:L14402.
- Swenson, S., Chambers, D. P. und Wahr, J. (2008a). *Estimating geocenter variations from a combination of GRACE and ocean model output*. *Journal of Geophysical Research*, 113:B08410.
- Swenson, S., Famiglietti, J., Basara, J. und Wahr, J. (2008b). *Estimating profile soil moisture and groundwater variations using GRACE and Oklahoma Mesonet soil moisture data*. *Water Resources Research*, 44:W01413.

- Swenson, S. und Wahr, J. (2002). *Methods for inferring regional surface-mass anomalies from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) measurements of time-variable gravity*. Journal of Geophysical Research, 107(B9):2193.
- Syed, T. H., Famiglietti, J. S., Chen, J., Rodell, M., Seneviratne, S. I., Viterbo, P. und Wilson, C. R. (2005). *Total basin discharge for the Amazon and Mississippi River basins from GRACE and a land-atmosphere water balance*. Geophysical Research Letters, 32:L24404.
- Syed, T. H., Famiglietti, J. S., Zlotnicki, V. und Rodell, M. (2007). *Contemporary estimates of Pan-Arctic freshwater discharge from GRACE and reanalysis*. Geophysical Research Letters, 34:L19404.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Ries, J. C., Thompson, P. F. und Watkins, M. M. (2004). *GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System*. Science, 305:503–505.
- Taubenheim, J. (1969). *Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten*. Akademische Verlagsgesellschaft GEEST & PORTIG K.-G.
- Torge, W. (2003). *Geodäsie*. Walter de Gruyter, Berlin, New York.
- van der Wal, W., Wu, P., Sideris, M. G. und Shum, C. (2008). *Use of GRACE determined secular gravity rates for glacial isostatic adjustment studies in North-America*. Journal of Geodynamics, 46(3-5):144–154.
- Velicogna, I. und Wahr, J. (2006). *Measurements of Time-Variable Gravity Show Mass Loss in Antarctica*. Science, 311:1754–1756.
- Velicogna, I., Wahr, J. und Van den Dool, H. (2001). *Can surface pressure be used to remove atmospheric contributions from GRACE data with sufficient accuracy to recover hydrological signals?* Journal of Geophysical Research, 106(B8):16,415–16,434,.
- Vey, S. (2007). *Bestimmung und Analyse des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes aus globalen GPS-Beobachtungen einer Dekade mit besonderem Blick auf die Antarktis*. PhD thesis, Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie.
- 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*. Journal of Geophysical Research, 103(B12):30,205–30,229.
- Walter, C. (2007). *Simulationen hydrologischer Massenvariationen und deren Einfluss auf die Erdrotation*. PhD thesis, Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie.
- Watkins, M. M. (2007). *JPL Level-2 Processing Standards Document For Level-2 Product Release 04*. Technical report, JPL.
- Watkins, M. M., Gruber, T. und Bettadpur, S. (2000). *Science Data System Development Plan*. Technical report, GRACE Science Team.

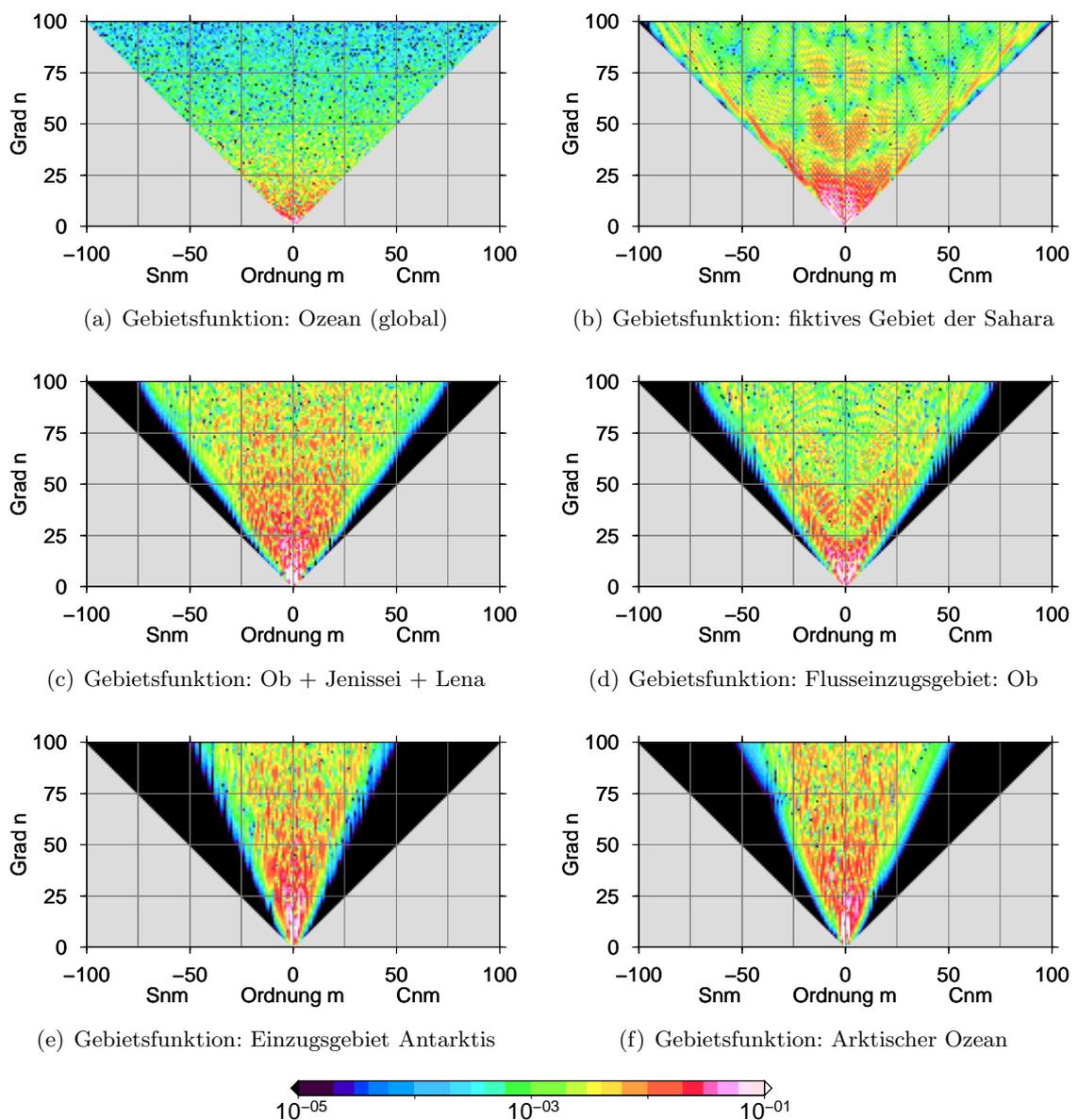
- Werth, S. (2005). *Methoden zur Trennung geophysikalischer Massenvariationen aus GRACE-Monatslösungen*. Master's thesis, Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie.
- Werth, S. (2010). *Calibration of the global hydrological model WGHM with water mass variations from GRACE gravity data*. PhD thesis, University of Potsdam, Germany, Institute of Geoecology.
- Werth, S., Güntner, A., Petrovic, S. und Schmidt, R. (2009). *Integration of GRACE mass variations into a global hydrological model*. *Earth and Planetary Science Letters*, 277:166–173.
- Wilhelm, F. (1997). *Hydrogeographie - Grundlagen der allgemeinen Hydrogeographie*. Westermann Schulbuchverlag GmbH, Braunschweig. Das geographische Seminar, 3. verbesserte Auflage.
- WLR (1995). *Operating Manual WLR 7 & 8*. Technical report, Fanaveien 13B, 5050 Nesttun, Norway. Water Level Recorder Models 7 & 8, Technical Description No 175.
- WOR (2010). *World Ocean Response (WOR) - Mit den Meeren leben*. maribus gGmbH, Pickhuben 2, 20457 Hamburg.
- Yang, D., Kane, D. L., Hinzman, L. D., Zhang, X., Zhang, T. und Ye, H. (2002). *Siberian Lena River hydrologic regime and recent change*. *Journal of Geophysical Research*, 107:D23,4694.
- Yang, D., Ye, B. und Kane, D. L. (2004a). *Streamflow changes over Siberian Yenisei River Basin*. *Journal of Hydrology*, 296:59–80.
- Yang, D., Ye, B. und Shiklomanov, A. (2004b). *Discharge Characteristics and Changes over the Ob River Watershed in Siberia*. *Journal of Hydrometeorology*, 5:595–610.
- Ye, B., Yang, D., Zhang, Z. und Kane, D. L. (2009). *Variation of hydrological regime with permafrost coverage over Lena Basin in Siberia*. *Journal of Geophysical Research*, 114:D07102.
- Yirdaw, S. Z., Snelgrove, K. R. und Agboma, C. O. (2008). *GRACE satellite observations of terrestrial moisture changes for drought characterization in the Canadian Prairie*. *Journal of Hydrology*, 356(1-2):84–92.
- Zenner, L., Gruber, T., Jäggi, A. und Beutler, G. (2010). *Propagation of atmospheric model errors to gravity potential harmonics — impact on GRACE de-aliasing*. *Geophysical Journal International*, 182(2):797–807.
- Zetsche, S., Faller, C. und Broich, U. (2005). *Klimawandel in der Arktis — Ein Resümee des ACIA-Berichtes*. GERMANWATCH.
- Zhang, T., Frauenfeld, O. W., Serreze, M. C., Etringer, A., Oelke, C., McCreight, J., Barry, R. G., Gilichinsky, D., Yang, D., Ye, H., Ling, F. und Chudinova, S. (2005). *Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin*. *Journal of Geophysical Research*, 110:D16101.



# Anhang

## A.1 Größenordnung und Vorzeichen der Kugelfunktionskoeffizienten verschiedener Gebietsfunktionen

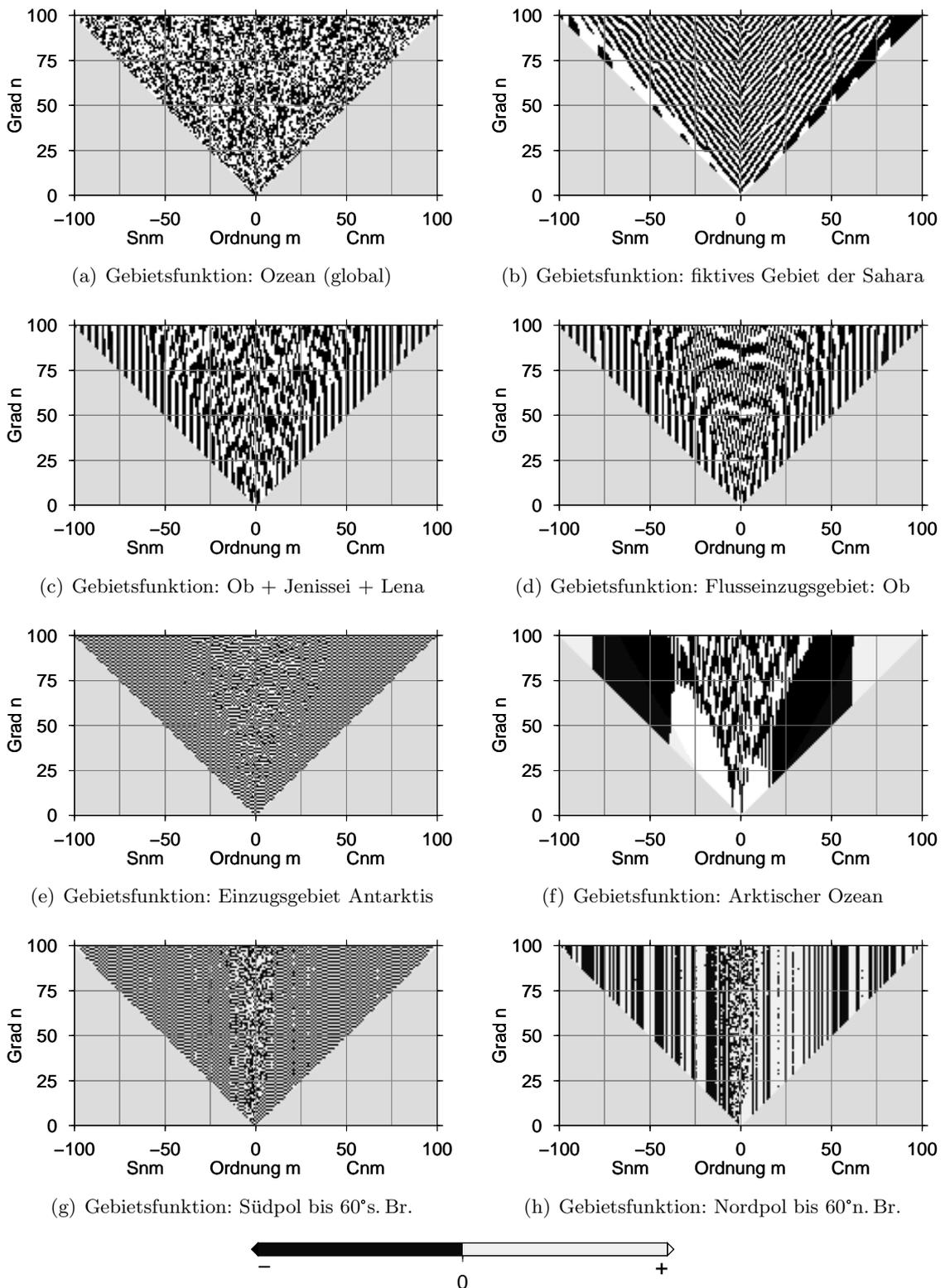
Verschiedene Gebietsfunktionen werden je nach ihrer Lage auf der Kugel unterschiedlich stark durch die einzelnen Kugelfunktionskoeffizienten (KFK) geprägt. Abbildung A.1 veranschaulicht im Dreiecksplot für sechs Gebietsfunktionen die Größenordnungen der KFK, unabhängig vom Vorzeichen. In (a) sind die KFK der Gebietsfunktion des Weltozeans dargestellt. Da diese Gebietsfunktion eine globale Funktion ist, liefern alle dargestellten KFK einen entscheidenden Beitrag zur Repräsentation des globalen Ozeans. Der Einfluss der



**Abbildung A.1:** Größenordnung der Kugelfunktionskoeffizienten verschiedener Gebietsfunktionen (dimensionslos)

KFK niederer Grade ist jedoch größer als der Einfluss der KFK hoher Grade. Je höher der Grad und die Ordnung, umso detaillierter kann aber die Gebietsfunktion aus dem Spektralbereich in den Ortsbereich überführt werden. Für die Beschreibung eines Gebietes in der Nähe des Äquators, z. B. des Einzugsgebietes der Sahara (b), liefern analog zum Weltozean alle KFK einen Beitrag. Die nahen zonalen und nahen sektoriellen KFK haben jedoch einen größeren Einfluss als die tesseralen KFK. Je weiter ein Gebiet vom Äquator entfernt liegt und je näher es den beiden Polen ist, umso größer wird der Einfluss der zonalen und tesseralen KFK und umso kleiner der der sektoriellen KFK (vgl. Abb. A.1 c und d). Die Gebietsfunktionen an den Polen (Antarktis e und Artischer Ozean f) werden hingegen vordergründig durch zonale und tesserale (nahe zonale) KFK beschrieben. Der Einfluss der sektoriellen KFK tendiert gegen Null.

Neben der Größenordnung spielen die Vorzeichen der KFK verschiedener Gebietsfunktionen eine entscheidende Rolle, wenn es um die Filterung verschiedener Datensätze geht. In Abbildung A.2 sind für die Gebietsfunktionen aus Abbildung A.1 für jeden KFK die Vorzeichen dargestellt. Als Ergänzung wurden in den Grafiken (g) und (h) die Vorzeichen der KFK für die Gebietsfunktionen des Südpols von  $90^\circ$  bis  $60^\circ$  s. Br. und des Nordpols von  $60^\circ$  bis  $90^\circ$  n. Br. veranschaulicht. Die KFK der globalen Gebietsfunktion des Weltozeans zeigen ein eher zufälliges Verhalten und weisen keine eindeutigen Korrelationsstrukturen auf. Das Gebiet der Sahara zeigt hingegen ein spezielles Muster zwischen den verschiedenen KFK. Das Muster ist aber pro Ordnung  $m$  von eher zufälligem Charakter, so dass eine Filterung mittels des Dekorrelationsfilters nach Swenson und Wahr [2006] (siehe Abschn. 4.5.3) problemlos durchgeführt werden könnte. Für polnahe Gebiete bzw. polare Gebiete liegen in den Abbildungen A.2 (c) bis (h) Muster vor, die den Korrelationsstrukturen der GRACE-Fehler sehr nahe kommen (vgl. Abb. 4.12). Es ist zu erkennen, dass das Gebiet der Antarktis pro Ordnung einen permanenten Vorzeichenwechsel zwischen KFK gerader und ungerader Grade aufweist. Gebiete am Nordpol hingegen wie der Arktische Ozean oder Flusseinzugsgebiete zeigen hingegen pro Ordnung  $m$  einen analogen Verlauf zwischen KFK geraden und ungeraden Grades. Alle 10 bis 20 KFK wechselt das Vorzeichen. Die Korrelationsstrukturen der polaren Gebiete Süd- und Nordpol sind noch stärker ausgeprägt. Für den Südpol ist ein Vorzeichenwechsel analog dem Gebiet der Antarktis zu erkennen. Für den Nordpol weisen alle KFK pro Ordnung das gleiche Vorzeichen auf. Das Filter nach Swenson und Wahr [2006] ist auf alle Korrelationsstrukturen der Grafiken (c) bis (h) sensitiv. Ein räumlich begrenztes geophysikalisches Signal würde analog zu den Gebietsfunktionen die aufgezeigten Korrelationsmuster aufweisen, so dass bei Anwendung der Filtervorschrift nach Swenson und Wahr [2006] ein Großteil des Signals gedämpft werden würde. Die globale Gebietsfunktion hingegen zeigt keine Korrelationsstrukturen, so dass die Anwendung des Filters hier nur einen geringen Eingriff in die KFK nehmen würde. Um die Glättung geophysikalischer Signalanteile so klein wie möglich zu halten, ist es von grundlegender Bedeutung den Dekorrelationsfilter von Swenson und Wahr [2006] nur direkt auf die GRACE-Daten anzuwenden und erst im Folgeschritt eine Gebietsmittelbildung durchzuführen. Die Kombination von Dekorrelationsfilter und Gebietsfunktion würde stets zu unerwünschten, hohen Glättungseffekten führen.



**Abbildung A.2:** Vorzeichen der KFK verschiedener Gebietsfunktionen: In Abhängigkeit der Position des Gebietes auf der Erde sind Systematiken zu erkennen z. B. für die Gebietsfunktion der Antarktis: Hier wechselt das Vorzeichen von geradem zu ungeradem Grad pro Ordnung. Gebiete am Nordpol hingegen zeigen für gerade und ungerade Grad pro Ordnung einen analogen Verlauf.

## A.2 Quantifizierung dominanter Signalstrukturen

Das Quantifizierungsfiter hat zum Ziel, Koeffizienten mit einem Signal-Rausch-Verhältnis größer eins zu detektieren und die Anwendung von Filtern auf diese KFK zu unterdrücken. Mit Anwendung der MKQ-Schätzung wird an jede Koeffizientenreihe über den gegebenen Zeitraum ein konstanter Anteil  $C_{nm}^{konst}$ , ein Trend  $C_{nm}^{trend}$ , ein Jahres- und ein Halbjahressignal (Amplituden für Sinus und Kosinus  $C_{nm}^{sin}$ ,  $C_{nm}^{cos}$ ,  $C_{nm}^{sin2}$ ,  $C_{nm}^{cos2}$ ) angepasst:

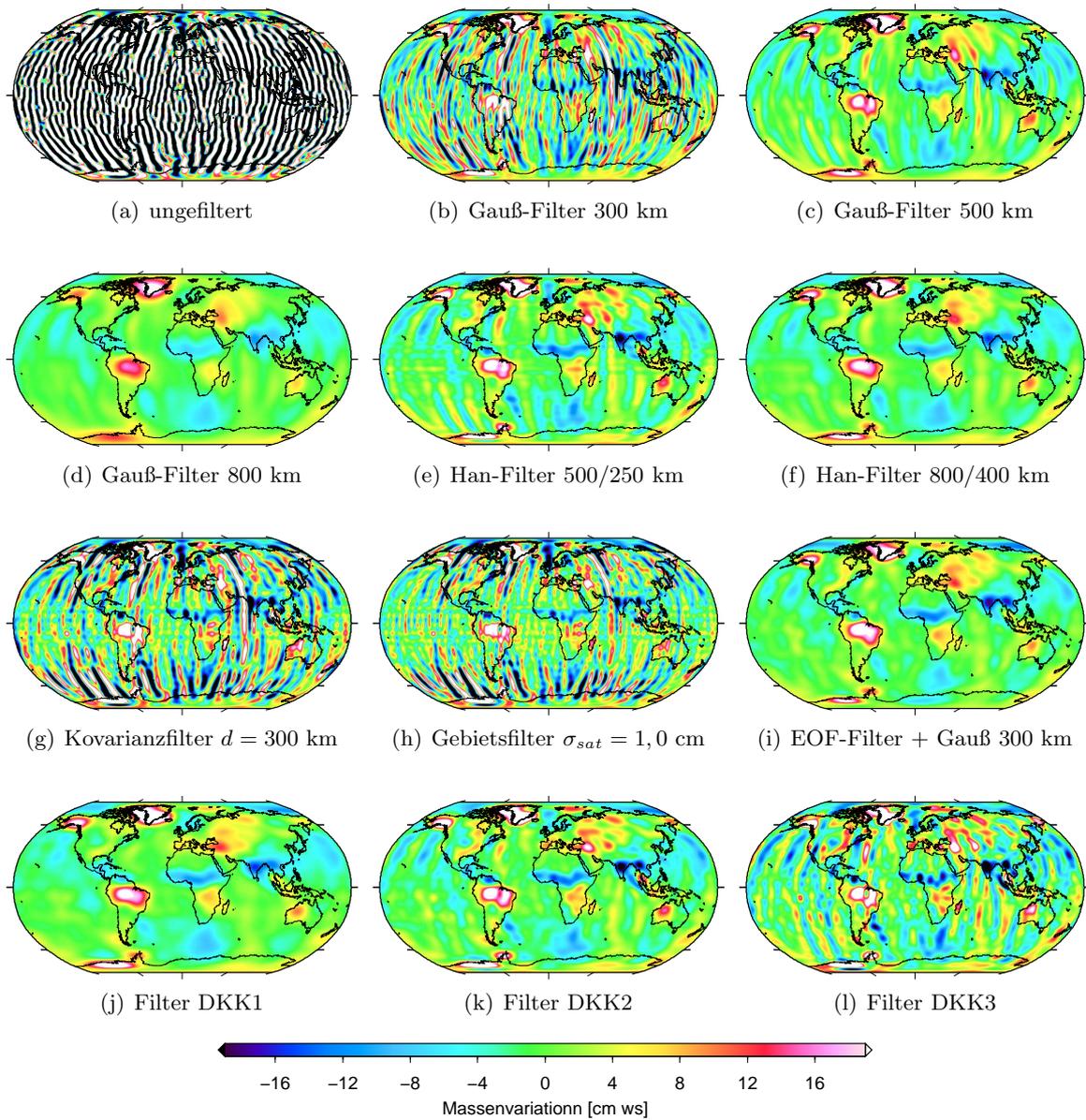
$$C_{nm}^{gesamt} = C_{nm}^{konst} + C_{nm}^{trend}t + C_{nm}^{sin} \sin(2\pi t) + C_{nm}^{cos} \cos(2\pi t) + C_{nm}^{sin2} \sin(4\pi t) + C_{nm}^{cos2} \cos(4\pi t) + C_{nm}^{Rest} \quad (\text{A.1})$$

Der Rest  $C_{nm}^{Rest}$  wird als empirischer Fehler des jeweiligen Kugelfunktionskoeffizienten festgelegt. Für jede einzelne Signalkomponente wird über die gegebene Zeit eine Signalvarianz  $\sigma_{Sig}^2$  und für den Fehleranteil (Rest) eine Fehlervarianz  $\sigma_{Rest}^2$  berechnet. Der Quotient aus Signal- und Fehlervarianz  $q_{S/R}$  gibt an:

$$q_{S/R} = \frac{\sigma_{Sig}^2}{\sigma_{Rest}^2} = \begin{cases} > 1 & , \text{ Signal} > \text{ Rauschen} \\ < 1 & , \text{ Signal} < \text{ Rauschen} \end{cases} \quad (\text{A.2})$$

Alle Koeffizienten, die wenigstens ein Signal mit einer Varianz größer der Fehlervarianz aufweisen, erhalten das Gewicht Eins. Alle Koeffizienten mit einer Fehlervarianz größer als alle Signalvarianzen erhalten das Gewicht Null. Die Quantifizierung der signifikanten Koeffizienten erfolgt anhand der ungefilterten Rohdaten. Die Anwendung der Gewichtskoeffizienten erfolgt als Korrektur im Nachgang der Anwendung einer der in Abschnitt 4.5 erläuterten Filter, d. h. der jeweilige gefilterte Koeffizient wird wieder durch seinen ursprünglichen Wert ersetzt. Dieser Schritt ist so insbesondere für die Filter nach Kusche [2007] von Bedeutung, da hier im Filterungsprozess Korrelationen zwischen Koeffizienten Berücksichtigung finden und somit eine Filterung aller Koeffizienten erfolgt.

## A.3 Weitere Filterergebnisse als Ergänzung zu Abschnitt 5.2



**Abbildung A.3:** Globale Darstellung verschiedener Filterergebnisse am Beispiel Mai 2004 des GRACE-Schwerefelddatensatzes des CSR. Das Kovarianz- und das Gebietsfilter wurden für das Flusseinzugsgebiet des Ob generiert und auf den globalen Datensatz angewendet.

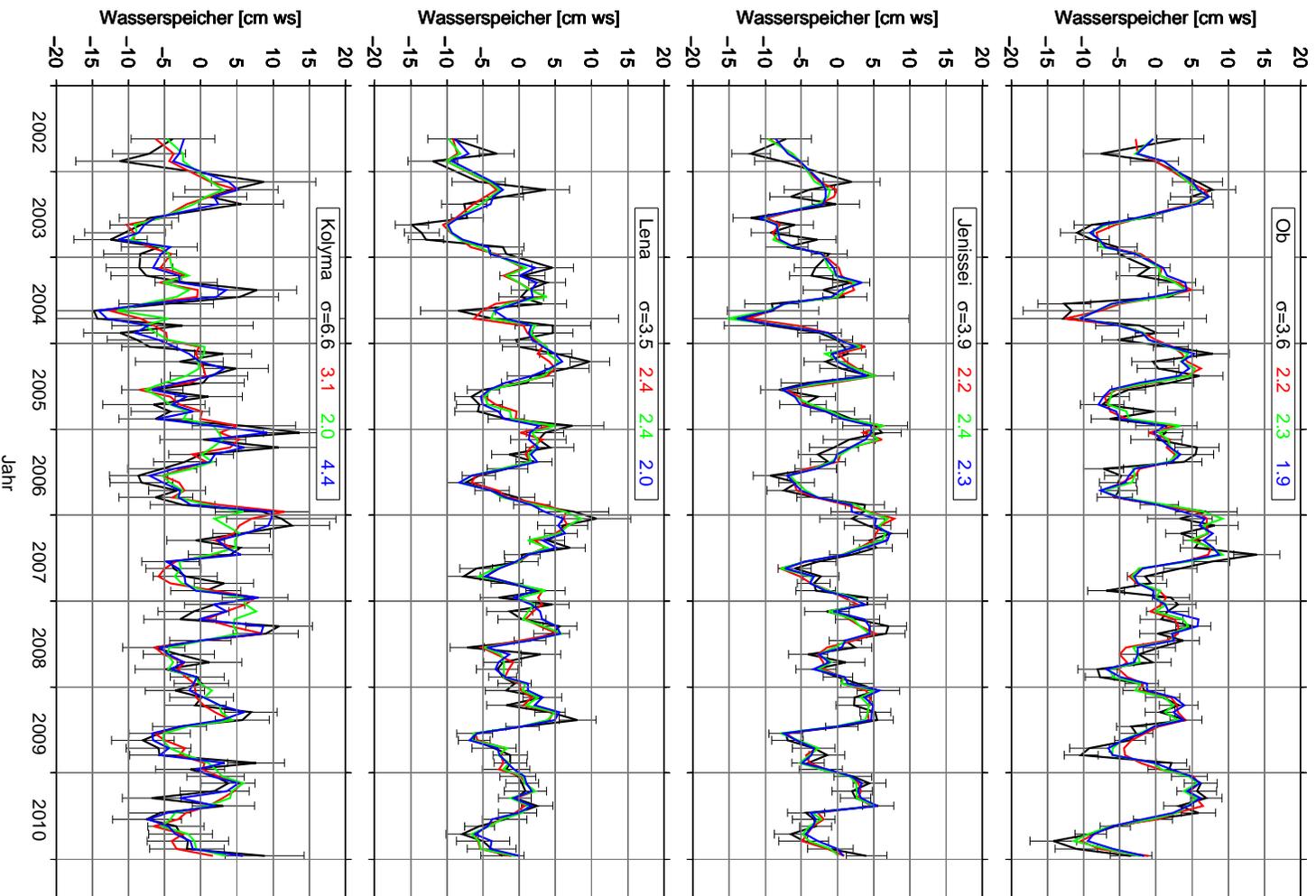
**Tabelle A.1:** Filtertests: Hydrologiemodelle LSDM und WGHM, Ob und Jenissei: DDS basiert auf den EOF des Modells GLDAS, Ergänzung zu Tabelle 5.3

	LSDM				WGHM				$\sigma_{err}$
	$\sigma_{sig}$	TD	A	$\psi$	$\sigma_{sig}$	TD	A	$\psi$	
Flusseinzugsgebiet: Ob									
(1) Vergleichswert	5,0	-0,7	5,7	1	4,9	-0,1	6,1	23	1,4
(2) Gauß 300 km	5,0	-0,7	5,8	3	4,8	-0,1	6,1	24	1,3
(3) Gauß 500 km	4,9	-0,7	5,7	4	4,7	-0,1	6,0	23	1,2
(4) Gauß 800 km	4,6	-0,6	5,5	4	4,4	-0,1	5,7	23	1,0
(5) Han 250/500 km	5,0	-0,7	5,8	3	4,9	-0,1	6,1	24	1,3
(6) Han 400/800 km	5,0	-0,7	5,9	5	4,8	-0,1	6,1	24	1,2
(7) KF $d = 400$ km	5,0	-0,7	5,7	1	4,8	-0,1	6,1	24	1,4
(8) GF $\sigma_{sat} = 0,9$ cm	4,4	-0,6	5,0	1	4,2	0,0	5,2	24	1,2
(9) EOF + (2)	4,9	-0,7	5,8	3	4,8	-0,1	6,1	24	(1,3)
(10) Kusche DKK1	5,2	-0,7	6,0	6	4,9	-0,0	6,2	25	0,9
(11) Kusche DKK2	5,1	-0,7	5,9	3	4,9	-0,1	6,2	24	1,0
(12) Kusche DKK3	5,0	-0,7	5,7	1	4,9	-0,1	6,1	24	1,0
(13) DDS, Rest mit (3)	5,3	-0,8	6,2	5	4,8	-0,0	6,1	24	1,3
(14) DDS, Rest mit (7)	5,1	-0,7	5,8	2	4,9	-0,1	6,1	24	1,4
(15) DDS, Rest mit (8)	5,1	-0,7	5,9	4	4,8	-0,0	6,1	24	1,3
(16) DDS, Rest mit (9)	5,2	-0,7	5,9	4	4,8	-0,1	6,1	24	(1,4)
(17) DDS, Rest mit (11)	5,1	-0,7	6,0	4	4,9	-0,0	6,1	24	1,1
(18) DDS, Rest mit (12)	5,0	-0,7	5,8	2	4,9	-0,1	6,1	24	1,1
Flusseinzugsgebiet: Jenissei									
(1) Vergleichswert	4,2	0,0	5,4	6	3,5	0,1	4,7	24	1,4
(2) Gauß 300 km	4,1	-0,0	5,3	9	3,5	0,0	4,8	24	1,3
(3) Gauß 500 km	3,9	-0,0	5,0	9	3,5	0,0	4,7	24	1,2
(4) Gauß 800 km	3,4	-0,1	4,4	7	3,2	0,0	4,3	23	1,0
(5) Han 250/500 km	4,1	-0,0	5,3	10	3,6	0,0	4,8	24	1,3
(6) Han 400/800 km	3,9	-0,0	5,1	9	3,5	0,0	4,7	24	1,2
(7) KF $d = 400$ km	4,2	0,0	5,4	9	3,5	0,0	4,8	24	1,4
(8) GF $\sigma_{sat} = 1,2$ cm	4,0	0,1	5,1	8	3,3	0,1	4,4	24	1,3
(9) EOF + (2)	4,1	-0,0	5,3	9	3,5	0,0	4,8	24	(1,3)
(10) Kusche DKK1	4,0	-0,0	5,2	8	3,5	-0,0	4,7	24	0,9
(11) Kusche DKK2	4,3	0,0	5,5	11	3,6	-0,0	4,8	24	0,9
(12) Kusche DKK3	4,3	0,0	5,5	9	3,6	0,0	4,8	24	1,0
(13) DDS, Rest mit (3)	4,0	-0,0	5,1	13	3,6	0,0	4,9	25	1,3
(14) DDS, Rest mit (7)	4,2	-0,0	5,4	10	3,5	0,1	4,8	24	1,4
(15) DDS, Rest mit (8)	4,2	0,0	5,4	10	3,5	0,1	4,7	24	1,4
(16) DDS, Rest mit (9)	4,1	-0,0	5,3	11	3,6	0,1	4,8	25	(1,4)
(17) DDS, Rest mit (11)	4,2	-0,0	5,4	13	3,6	0,0	4,8	26	1,0
(18) DDS, Rest mit (12)	4,2	-0,0	5,4	10	3,5	0,0	4,8	25	1,1

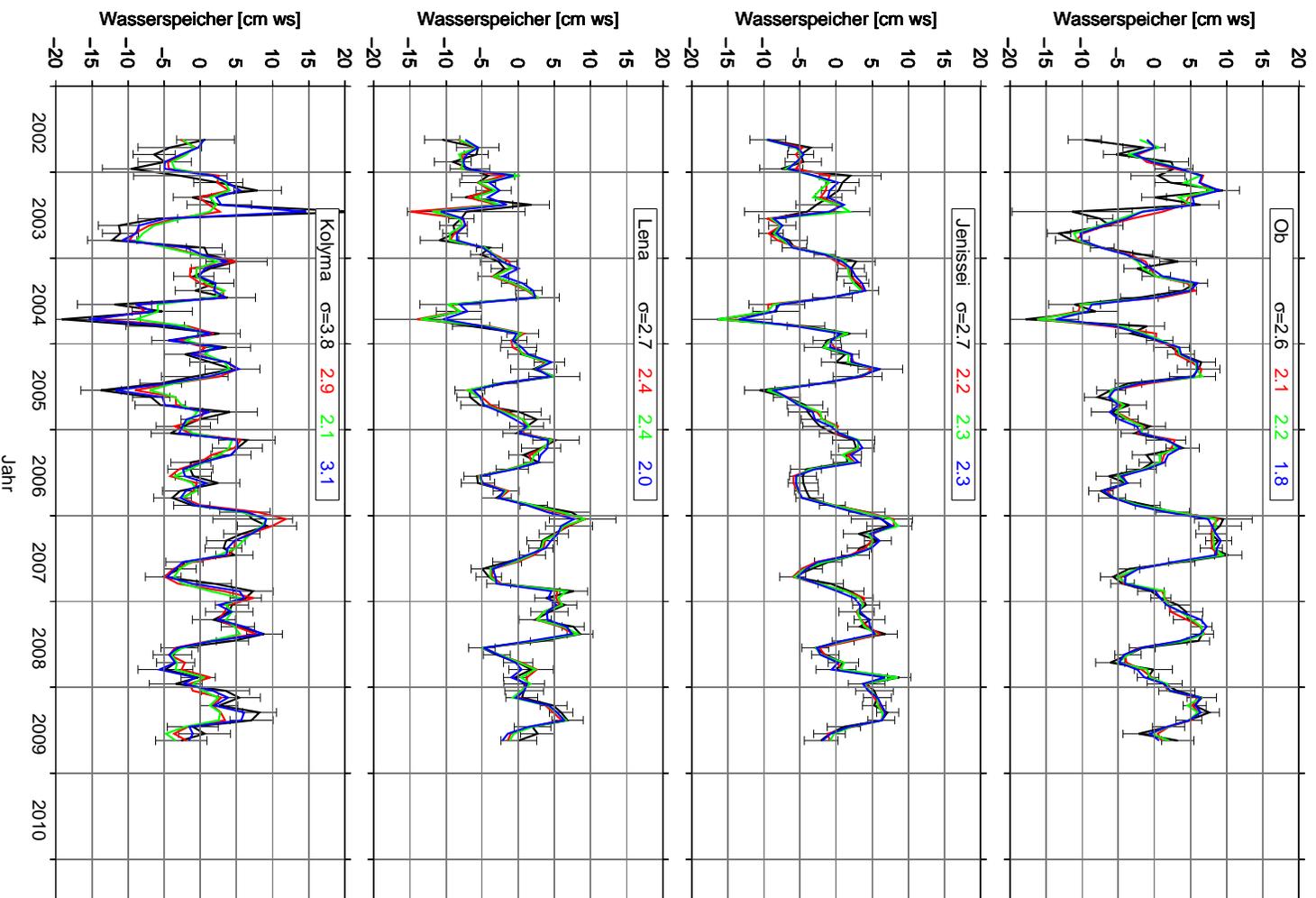
**Tabelle A.2:** Filtertests: Hydrologiemodelle LSDM und WGHM, Lena und Kolyma: DDS basiert auf den EOF des Modells GLDAS, Ergänzung zu Tabelle 5.4

	LSDM				WGHM				$\sigma_{err}$
	$\sigma_{sig}$	TD	A	$\psi$	$\sigma_{sig}$	TD	A	$\psi$	
Flusseinzugsgebiet: Lena									
(1) Vergleichswert	2,8	0,0	2,9	-4	3,2	0,2	3,8	22	1,4
(2) Gauß 300 km	2,7	0,0	2,8	0	3,0	0,3	3,7	26	1,3
(3) Gauß 500 km	2,5	0,0	2,8	2	2,9	0,3	3,6	26	1,2
(4) Gauß 800 km	2,3	-0,0	2,7	2	2,7	0,2	3,4	26	1,0
(5) Han 250/500 km	2,7	0,0	2,9	1	3,1	0,3	3,7	27	1,3
(6) Han 400/800 km	2,6	0,0	2,9	3	3,0	0,3	3,7	27	1,2
(7) KF $d = 400$ km	2,8	0,1	2,9	-1	3,1	0,3	3,8	25	1,4
(8) GF $\sigma_{sat} = 0,9$ cm	2,5	0,1	2,5	-2	2,7	0,3	3,1	24	1,3
(9) EOFF + (2)	2,7	0,0	2,8	0	3,0	0,3	3,7	26	(1,3)
(10) Kusche DKK1	2,8	0,1	3,0	5	3,2	0,3	3,9	28	0,9
(11) Kusche DKK2	2,7	0,1	2,8	1	3,1	0,3	3,8	27	1,0
(12) Kusche DKK3	2,8	0,0	2,9	-1	3,2	0,3	3,8	25	1,0
(13) DDS, Rest mit (3)	3,0	0,1	3,4	8	3,3	0,4	4,1	28	1,3
(14) DDS, Rest mit (7)	2,9	0,0	3,0	1	3,2	0,3	3,9	25	1,4
(15) DDS, Rest mit (8)	2,9	0,1	3,1	5	3,2	0,3	3,9	26	1,4
(16) DDS, Rest mit (9)	3,0	0,1	3,2	4	3,3	0,3	4,0	26	(1,4)
(17) DDS, Rest mit (11)	3,0	0,1	3,2	4	3,3	0,3	4,1	27	1,1
(18) DDS, Rest mit (12)	2,9	0,1	3,1	1	3,3	0,3	4,0	25	1,1
Flusseinzugsgebiet: Kolyma									
(1) Vergleichswert	4,1	-0,0	5,0	17	3,4	0,2	3,9	34	2,0
(2) Gauß 300 km	3,7	-0,0	4,5	15	3,4	0,2	4,0	29	1,7
(3) Gauß 500 km	3,3	-0,0	4,0	12	3,2	0,2	4,0	25	1,5
(4) Gauß 800 km	2,5	-0,0	3,0	9	2,8	0,1	3,5	22	1,2
(5) Han 250/500 km	3,8	-0,0	4,7	14	3,5	0,2	4,2	28	1,7
(6) Han 400/800 km	3,5	-0,0	4,3	12	3,4	0,2	4,2	25	1,5
(7) KF $d = 300$ km	3,0	0,0	3,7	13	2,7	0,2	3,2	28	1,4
(8) GF $\sigma_{sat} = 2.6$ cm	3,8	-0,0	4,5	16	3,1	0,3	3,5	34	1,9
(9) EOFF + (2)	3,7	-0,0	4,5	14	3,4	0,2	4,0	29	(1,7)
(10) Kusche DKK1	3,6	-0,0	4,4	11	3,6	0,2	4,4	26	1,2
(11) Kusche DKK2	4,1	-0,0	5,0	16	3,7	0,3	4,4	31	1,3
(12) Kusche DKK3	4,1	-0,0	5,0	17	3,5	0,3	4,0	33	1,4
(13) DDS, Rest mit (3)	4,1	-0,3	4,8	18	4,3	-0,0	5,3	28	1,6
(14) DDS, Rest mit (7)	4,1	-0,2	4,9	19	4,1	0,1	5,0	30	1,5
(15) DDS, Rest mit (8)	4,1	-0,0	4,9	18	3,4	0,2	4,0	34	2,0
(16) DDS, Rest mit (9)	4,2	-0,2	4,9	18	3,9	0,1	4,7	30	(1,8)
(17) DDS, Rest mit (11)	4,2	-0,1	5,0	19	4,0	0,2	4,7	31	1,4
(18) DDS, Rest mit (12)	4,2	-0,1	5,0	19	3,6	0,2	4,2	33	1,5

#### A.4 Wasserspeichervariationen aus GRACE-Daten (GFZ und ITG)

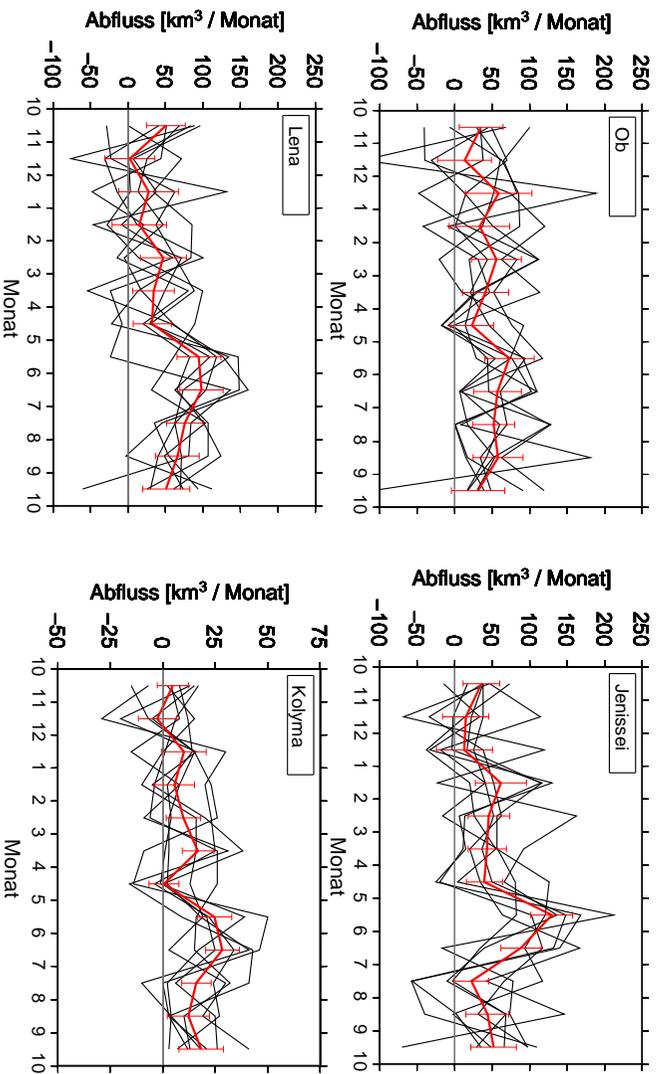


**Abbildung A.4:** Wasserspeichervariationen, berechnet anhand der GRACE-Daten des GFZ für die vier Flüsse Ob, Jenissei, Lena und Kolyma. Dargestellt sind die Ergebnisse für den ungefilterten Datensatz (in Schwarz) inklusive Fehlerbalken und für die drei Filteranwendungen: Modellbildung + Filter DKK2 (in Rot), Modellbildung + Kovarianzfilter (in Grün) und Modellbildung + Gebietsfilter (in Blau). Die angegebenen Werte für  $\sigma$  sind die mittleren Fehler-Standardabweichungen [cm ws].

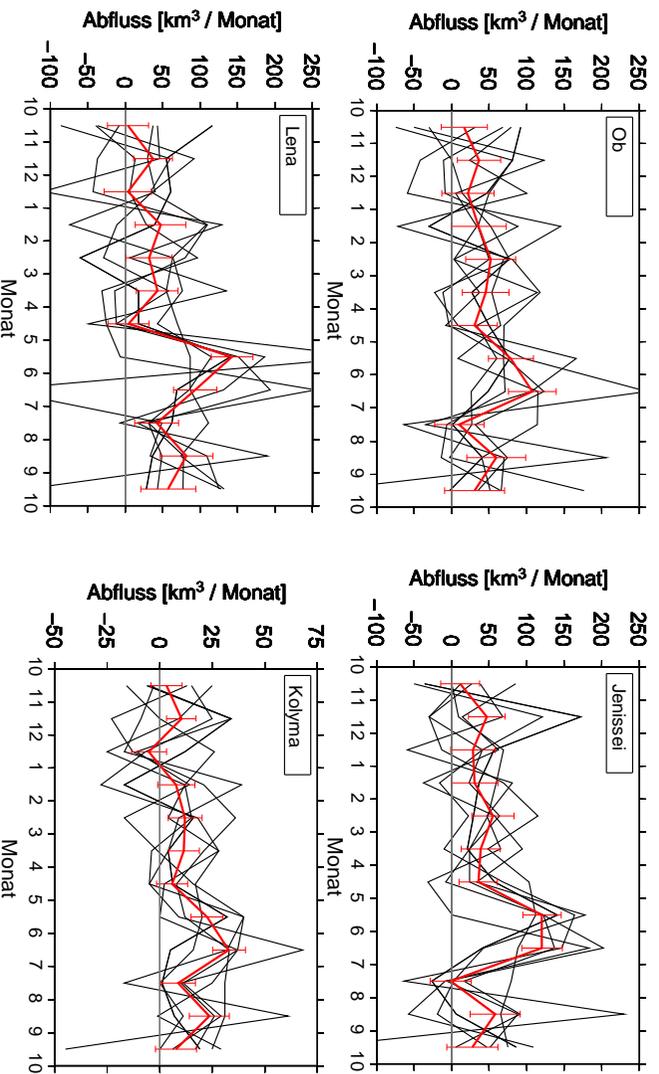


**Abbildung A.5:** Wasserspeichervariationen, berechnet anhand der GRACE-Daten des ITG für die vier Flisse Ob, Jenissei, Lena und Kolyma. Dargestellt sind die Ergebnisse für den ungefilterten Datensatz (in Schwarz) inklusive Fehlerbalken und für die drei Filteranwendungen: Modellbildung + Filter DKK2 (in Rot), Modellbildung + Kovarianzfilter (in Grün) und Modellbildung + Gebietsfilter (in Blau). Die angegebenen Werte für  $\sigma$  sind die mittleren Fehler-Standardabweichungen [cm ws].

### A.5 Ergänzende Ergebnisse der Abflüsse aus GRACE-Daten (GFZ, ITG)

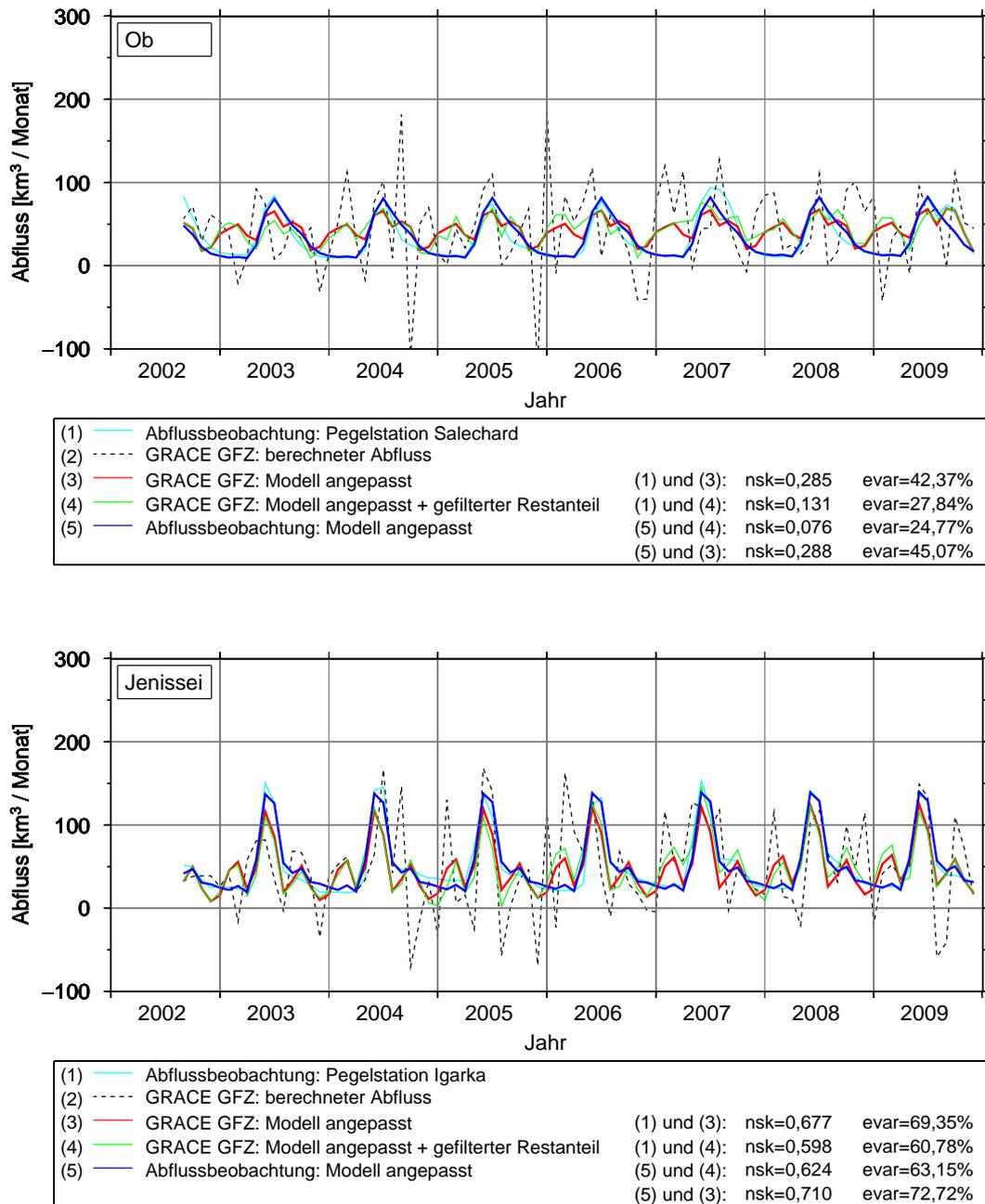


**Abbildung A.6:** Gestapelte Abflüsse, berechnet auf Basis von GRACE-Daten des GFZ. In Schwarz sind die Abflüsse pro Monat der gegebenen Jahre 2002 bis 2010 und in Rot die gestapelten Abflüsse inkl. der Fehlerbalken jeweils von November bis Oktober dargestellt. (Kolyma Skala geändert.)



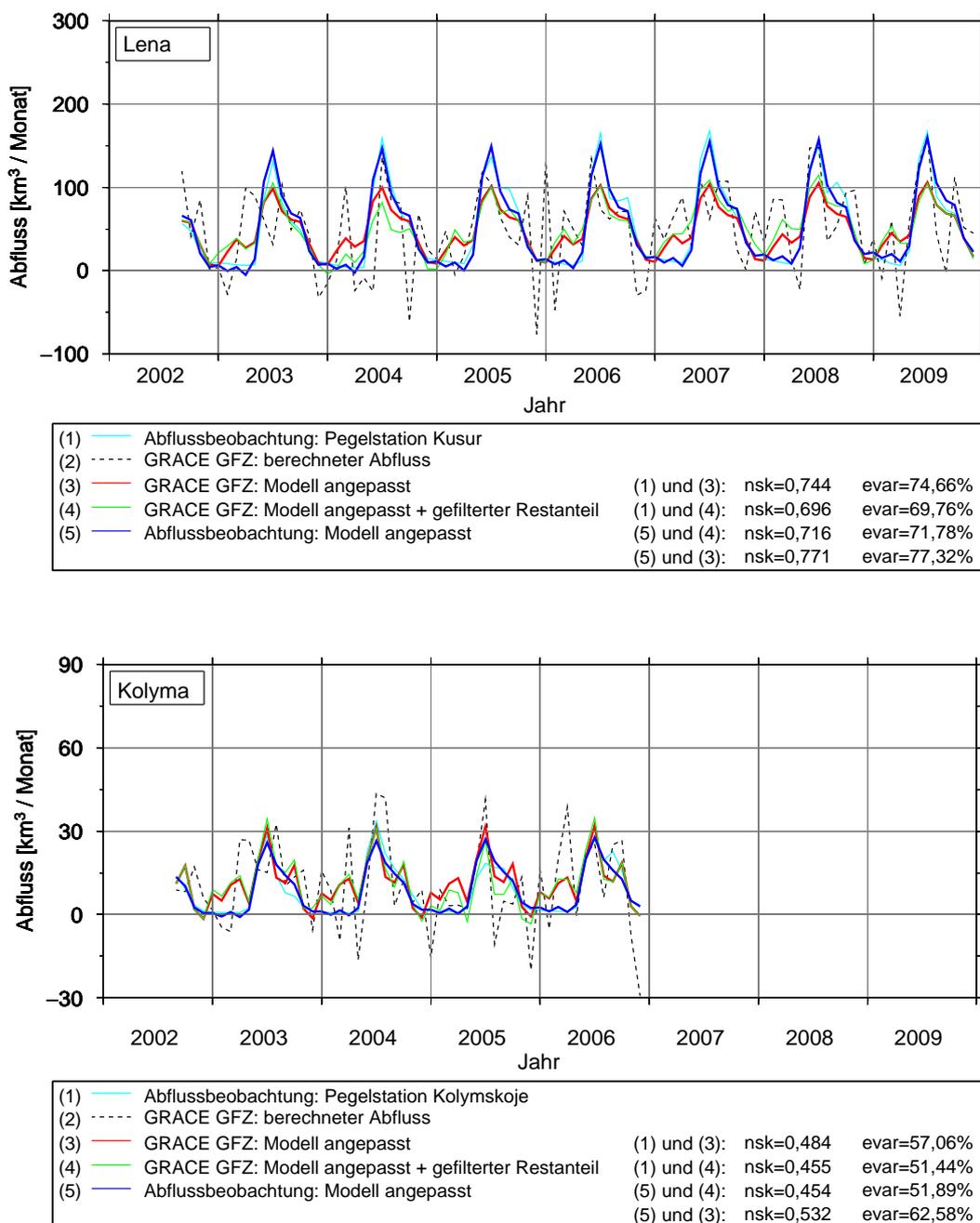
**Abbildung A.7:** Gestapelte Abflüsse, berechnet auf Basis von GRACE-Daten des ITG. In Schwarz sind die Abflüsse pro Monat der gegebenen Jahre 2002 bis 2009 und in Rot die gestapelten Abflüsse inkl. der Fehlerbalken jeweils von November bis Oktober dargestellt. (Kolyma Skala geändert.)

### A.6 Ergänzende Ergebnisse zur Validierung der Abflüsse berechnet anhand von Wasserspeichervariationen der GRACE-Daten des GFZ und des ITG

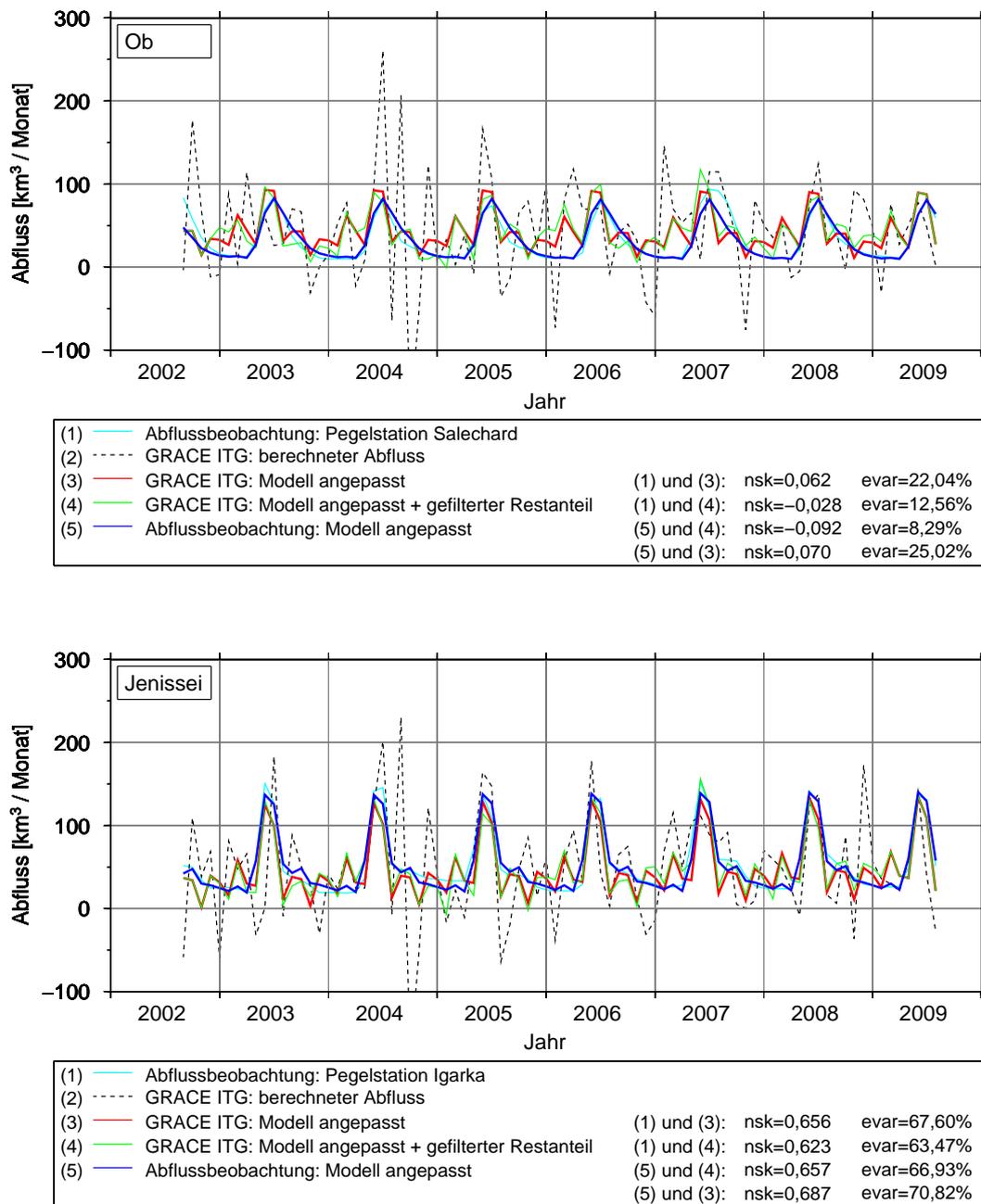


**Abbildung A.8:** Validierung der Abflüsse für Ob und Jenissei berechnet auf Basis von GRACE-Schwerefelddaten des GFZ (Modellbildung + Filter DKK2) anhand der Abflussdaten an den Pegelstationen Salechard (Ob) und Igarka (Jenissei).

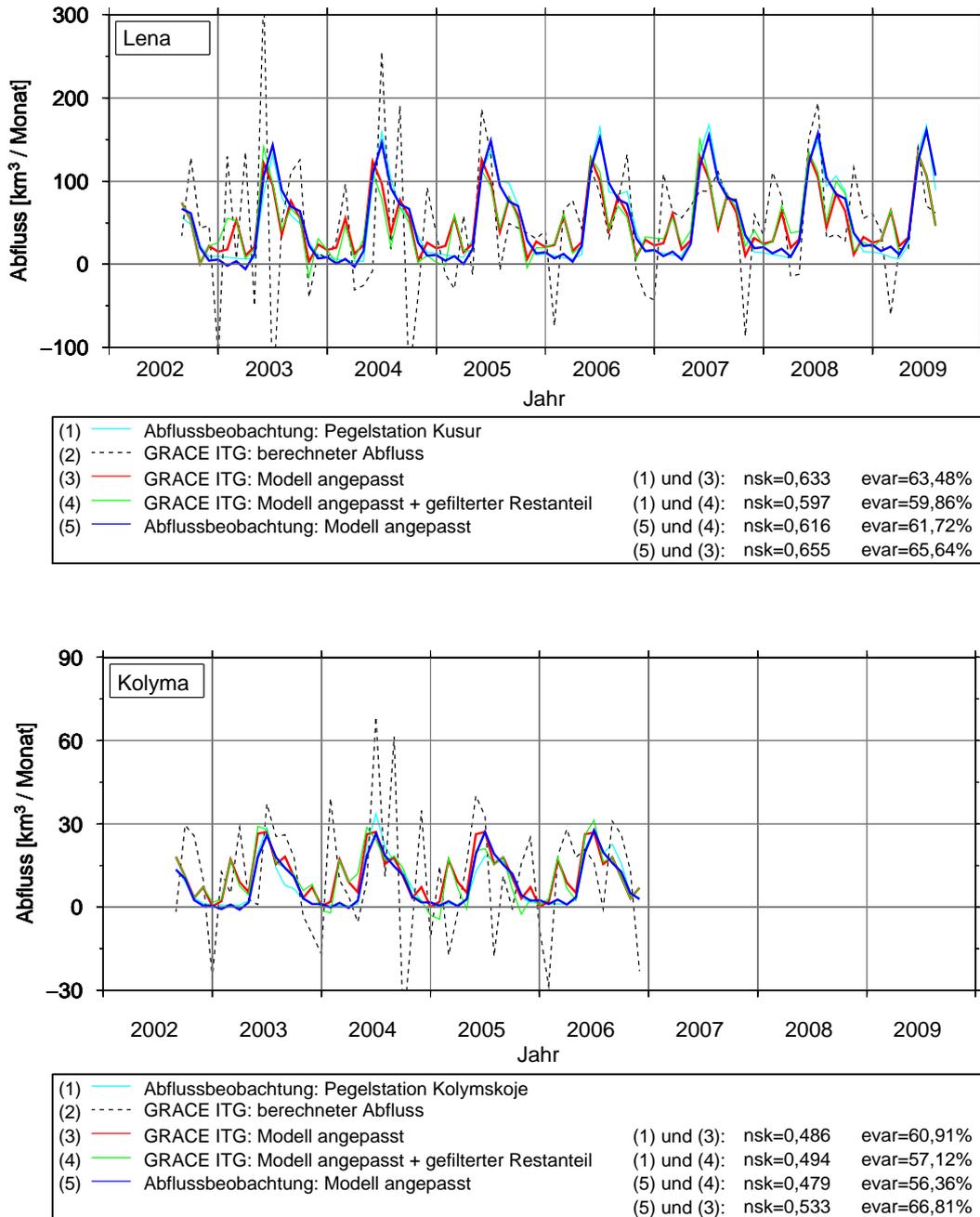
Im Vergleich der Ergebnisse basierend auf GRACE-Wasserspeichervariationen der Zentren GFZ und ITG (Anhang A.6) mit denen des CSR weisen die Abflussreihen weniger hohe Übereinstimmungen mit den Messwerten auf. Die Abflüsse des Jenissei und der Lena sind aber in Analogie am besten bestimmbar. Für das Einzugsgebiet des Ob liegen ebenfalls die größten Unsicherheiten in der Berechnung der monatlichen Abflusswerte vor.



**Abbildung A.9:** Validierung der Abflüsse für Lena und Kolyma berechnet auf Basis von GRACE-Schwerefelddaten des GFZ (Modellbildung + Filter DKK2) anhand der Abflussdaten an den Pegellokationen Kusr (Lena) und Kolymskoje (Kolyma).



**Abbildung A.10:** Validierung der Abflüsse für Ob und Jenissei berechnet auf Basis von GRACE-Schwerefelddaten des ITG (Modellbildung + Filter DKK2) anhand der Abflussdaten an den Pegelstationen Salechard (Ob) und Igarka (Jenissei).



**Abbildung A.11:** Validierung der Abflüsse für Lena und Kolyma berechnet auf Basis von GRACE-Schwerefelddaten des ITG (Modellbildung + Filter DKK2) anhand der Abflussdaten an den Pegelstationen Kukur (Lena) und Kolymskoje (Kolyma).

## A.7 Aufbereitung von Druckpegeldaten am Beispiel der Pegelreihe in der Laptewsee

Das Instrument zur Bestimmung des Wasserstandes in der Laptewsee war vom Typ WLR 7 (*Water Level Recorder*). Eine ausführliche Darstellung über das Messsystem, die Ausbringung und das Einholen des Instruments sind in der Arbeit von Richter [2007] zu finden. Der Druckpegel misst neben dem Gesamtdruck aus Wassersäule und Luftsäule auch Temperatur und Leitfähigkeit. Die Temperatur kann mit einer Reichweite von  $-3\text{ °C}$  bis  $+35\text{ °C}$  mit einer Genauigkeit von  $\pm 0,1\text{ °C}$  bestimmt werden. Die Messung des Drucks erfolgt bei einer Sensorreichweite von 0 bis 100 psia mit einer Auflösung von 0,001 psia und einer Genauigkeit von  $\pm 0,01$  psia. Die Leitfähigkeit kann bei einer Reichweite von 0 bis 74 mmho/cm mit einer Auflösung von 0,074 mmho/cm und Genauigkeit von  $\pm 0,25$  mmho/cm bestimmt werden. Die digitalen Werte werden mit Hilfe vorgegebener Kalibrierwerte in Messwerte umgewandelt [WLR, 1995]. Auf die pegelspezifischen Kalibrierdaten wird in der Arbeit von Richter [2007] detailliert eingegangen. Sind die Dichte  $\rho$  des Wassers und der Luftdruck  $p_a$  bekannt, so kann aus dem Gesamtdruck  $p$  der Wasserstand  $H$  über dem Pegelnullpunkt abgeleitet werden. Die hydrostatische Grundgleichung

$$H = \frac{p - p_a}{\rho \cdot g} \quad (\text{A.3})$$

verbindet dabei die vier genannten Größen, wobei  $g$  die Schwerebeschleunigung beschreibt. Die Luftdruckdaten wurden in Tiksi nahe der Pegellokation gemessen. Da keine weiteren Luftdruckreihen nahe des Druckpegels zur Verfügung standen, konnte keine Mittelung zur Annäherung an die Pegellokation durchgeführt werden. Angaben zur Genauigkeit der Luftdruckdaten liegen nicht vor. Der Druckpegel hat über den Zeitraum von einem Jahr (August 2007 bis Juli 2008) mit einem Aufzeichnungsintervall von 15 Minuten ohne Datenlücken alle drei Messgrößen Gesamtdruck, Temperatur und Leitfähigkeit aufgezeichnet. Eine ausführliche Darstellung der Umwandlung der Pegelrohdaten in Messwerte gibt Richter [2007].

