

**TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DRESDEN**

Fakultät Umweltwissenschaften Institut für Planetare Geodäsie
Geodätische Erdsystemforschung

ZUM VERSTÄNDNIS DES EISIGEN SÜDENS

20 Jahre Forschung in Geodäsie, Geodynamik
und Glaziologie 1992-2012: Festschrift zum
65. Geburtstag von Prof. Reinhard Dietrich

WASSER UND EIS – SATELLITENDATEN ZUR BILANZIERUNG VON MASSENTRANSPORTEN

Marita Scheller¹, Heiko Ewert², Andreas Groh³, Martin Horwath¹

¹ TU Dresden; ² Hessisches Landesamt für Bodenmanagement und Geoinformation;

³ Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ

EINLEITUNG

Seit jeher hat die Erkundung unbekannter Regionen und das Gewinnen neuer Erkenntnisse über unseren Planeten die Menschen angetrieben. Selbst zu Beginn des letzten Jahrhunderts starteten noch Expeditionen, wie auch die erste deutsche Südpolarexpedition unter Leitung von Erich von Drygalski (1901–1903), mit dem Ziel der Erforschung bis dato unbekannter Gebiete. Gerade die Erforschung der polaren Regionen war mit einem hohen logistischen Aufwand, einem extremen Zeitaufwand und großen Gefahren verbunden. In der heutigen Zeit, in der nahezu alle weißen Flecken auf den Landkarten getilgt sind, steht vor allem das Verständnis der auf und in der Erde ablaufenden Prozesse im Fokus wissenschaftlicher Untersuchungen. Hierzu stehen moder-

ne Beobachtungsverfahren zur Verfügung, welche z.B. mittels geodätischer Satellitenverfahren Daten mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung liefern.

Im Zuge des sich vollziehenden Klimawandels und seinen möglichen Konsequenzen für die Menschheit ist die Erforschung klimarelevanter Prozesse von besonderer Bedeutung. Das Verständnis der Massentransporte innerhalb und zwischen den Subsystemen der Erde spielt dabei eine entscheidende Rolle. So stehen z.B. die Massenänderungen der kontinentalen Eisschilde im direkten Zusammenhang mit globalen Meeresspiegeländerungen, welche weitreichende sozioökonomische Folgen nach sich ziehen können. Des Weiteren liefert die Bilanzierung der Massen kontinentaler Wasserspeicher Informationen über den Süßwassereintrag in die Ozeane. Dieser beeinflusst die

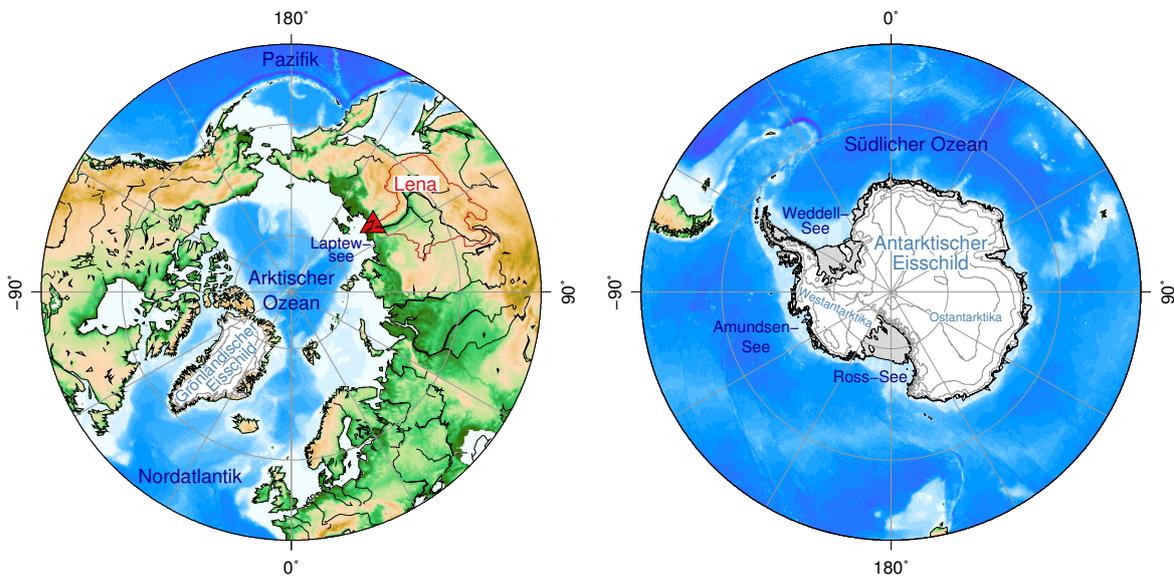


Abbildung 1: Übersichtskarte zu den Untersuchungsgebieten: das Lena-Einzugsgebiet, der Grönländische Eisschild und der Antarktische Eisschild. In Rot ist das Einzugsgebiet der Lena (Linie) und die Lokation des Pegels in der Laptewsee (Dreieck) dargestellt.

ozeanischen Zirkulationsmuster und somit ebenfalls das Klima.

Die in den nachstehenden Abschnitten vorgestellten Untersuchungen befassen sich mit drei ausgewählten Regionen, deren Zustandsänderungen von besonderer klimatischer Bedeutung sind (Abb. 1). Dabei handelt es sich zum einen um das Einzugsgebiet der Lena, als ein Stellvertreter der großen sibirischen Flusssysteme. Ihr Süßwassereintrag beeinflusst nachhaltig den Salzgehalt und die Dynamik des Arktischen Ozeans, welcher ein wichtiger Antriebsfaktor der globalen ozeanischen Zirkulation ist (Prange, 2003). Darüber hinaus werden Änderungen der Eisschilde Antarktikas und Grönlands untersucht. Diese stellen die beiden größten Süßwasserspeicher der Erde dar. Das in ihnen gespeicherte Wasser entspricht einem eustatischen Meeresspiegeläquivalent von ≈ 61 m bzw. ≈ 7 m. Gemäß dem fünften Sachstandsbericht des IPCC trugen die Massenverluste des Antarktischen Eisschildes (AIS) und des Grönländischen Eisschildes (GIS) zusammen $0,60 \pm 0,14$ mm/a zum globalen Meeresspiegelanstieg von $2,8 \pm 0,5$ mm/a im Zeitraum

1993–2010 bei (IPCC, 2013). Aufgrund der geographischen Lage und der Größe der vorgestellten Regionen kann eine ganzheitliche und kontinuierliche Beobachtung nur durch Satellitenmissionen gewährleistet werden.

Die 2002 gestartete Schwerefeldmission GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*; Tapley u. a., 2004) ermöglicht erstmals die direkte Beobachtung von Massenvariationen im System Erde. Die zeitvariablen Schwerefeldlösungen liegen als sphärisch-harmonische Koeffizienten vor und haben eine räumliche Auflösung von einigen hundert Kilometern. Verschiedene Prozessierungszentren, wie das GeoForschungszentrum Potsdam (GFZ) oder das *Center of Space Research, University of Texas* (CSR) stellen Lösungen mit einer zeitlichen Auflösung von mehreren Tagen bis Wochen bereit. Bedingt durch die missionspezifischen Fehler der Schwerefeldlösungen ist in den meisten Fällen eine geeignete Filterung im Rahmen der Postprozessierung notwendig. Zudem ist GRACE sensitiv gegenüber dem integralen Effekt aller Massenänderungen auf und innerhalb der Erde. Somit ist entsprechend der Zielstellung

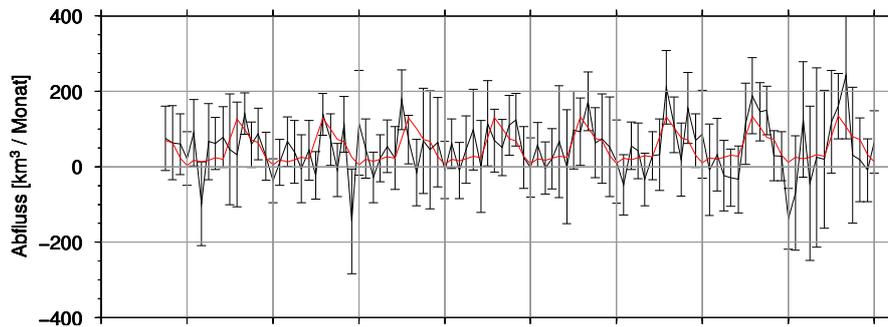


Abbildung 2: Monatliche Abflüsse für das Flusseinzugsgebiet der Lena berechnet aus den Wasserspeicheränderungen der GRACE-Daten des CSR (in Schwarz) und Daten der NCEP-Reanalyse. In Rot sind die gefilterten Abflüsse (Filterung anhand der charakteristischen Frequenzanteile siehe Abb. 4) dargestellt.

der Auswertung eine Separierung von sich überlagernden Massenvariationen erforderlich. Obwohl die räumliche Auflösung nicht ausreicht, um punktuelle Informationen auf der Erde abzuleiten, eignen sich GRACE-Lösungen sehr gut für die Berechnung von Mittelwerten der Massenänderung über größeren Gebieten.

Die Mission ICESat (*Ice, Cloud, and land Elevation Satellite*) lieferte im Zeitraum 2003–2009 erstmalig laserbasierte Höheninformationen mit bis dahin unerreichter Auflösung und Genauigkeit (Shuman u. a., 2006). Im Rahmen von bis zu drei Messkampagnen pro Jahr wurden Höhenprofile der Eisoberfläche mit einem Wiederholzyklus von 92 Tagen und einer Auflösung in Flugrichtung von 172 m aufgenommen. Nach entsprechender Korrektur instrumenteller Fehler (Höhenbias) dienen diese Zeitreihen unter anderem zur Ableitung von Höhen- bzw. Volumenänderungen der Eisschilde. Um daraus auf Massenvariationen und die entsprechenden Beiträge zur Änderung des Meeresspiegels schließen zu können ist eine geeignete Annahme über die Dichte der korrespondierenden Massenänderung notwendig.

Die nachfolgend vorgestellten Ergebnisse beruhen auf den durch Prof. Dietrich betreuten Dissertationen der Autoren (Ewert, 2013; Groh, 2014; Scheller, 2012), auf welche für vertiefende Ausführungen verwiesen wird.

DAS LENA-EINZUGSGEBIET

SÜSSWASSERABFLUSS IN DEN ARKTISCHEN OZEAN

Die kombinierte (terrestrische + atmosphärische) Wasserbilanzgleichung verknüpft die Wasserspeicheränderung ΔS , die Änderung des vertikal integrierten Niederschlagswassers W , die Feuchteflussdivergenz ∇Q und den Abfluss R :

$$R = -\frac{\Delta S}{\Delta t} - \frac{\Delta W}{\Delta t} - \nabla Q.$$

Während man monatliche Wasserspeicheränderungen aus GRACE gewinnt, liefert das NCEP (*National Center for Environmental Prediction*) die atmosphärischen Daten, um aus dieser Gleichung den Abfluss der Lena in den Arktischen Ozean abzuleiten. Abbildung 2 stellt in schwarz die ungefilterten Abflussreihen inklusive Fehlerbalken dar. Die rote Kurve beschreibt den gefilterten Abfluss basierend auf charakteristischen Frequenzanteilen, welche aus den beobachteten Pegelreihen abgeleitet wurden. In Abbildung 4 ist das Maximum bei einer Periode von einem Jahr auch in den berechneten Abflüssen basierend auf GRACE-Daten (rot) deutlich erkennbar. Weiterhin sind große Signalanteile auf den Frequenzen mit Perioden von 161 und 80,5 Tagen sichtbar,

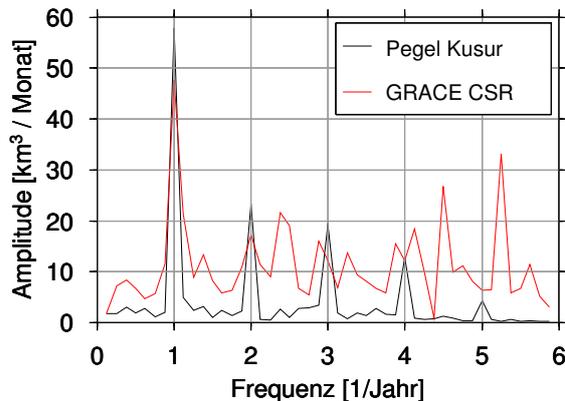


Abbildung 4: Amplitudenspektrum des berechneten Abflusses der Lena auf Basis von GRACE-Daten des CSR (rot) im Vergleich mit dem Amplitudenspektrum des gemessenen Abflusses an der Pegelstation Kusura (schwarz).

welche auf Fehler in den hochfrequenten Signalanteilen der Ozean-Gezeiten-Modelle zurückzuführen sind. Die Hauptfehlerquelle ist dabei die Aliasing-Periode von 161 Tagen der S₂ (halbtäglichen) Tide. Da sich dieser Fehler insbesondere im Term C_{20} stark ausprägt, wäre die Einbindung von SLR-Daten (*Satellite Laser Ranging*) in die GRACE-Datenprozessierung sinnvoll (angepasstes Spektrum durch Ersetzen des C_{20} -Terms, oh-

ne Abbildung, siehe Scheller, 2012), zuzüglich Erweiterung um die Terme von Grad Eins (siehe u.a. Cheng und Tapley, 2004; Rietbroek u. a., 2012).

VALIDIERUNG ANHAND VON MESSUNGEN AN DER STATION KUSUR

In Abbildung 3 werden die Abflussberechnungen den Abflussbeobachtungen an der Pegel-Station Kusura (vgl. Abb. 1) gegenübergestellt. Die ungefilterte schwarz gestrichelte Abflusskurve aus GRACE lässt ein saisonales Signal erkennen, weist aber darüber hinaus große, nicht geophysikalisch erklärbare Schwankungen auf. Nach Anpassung eines Modells anhand der dominanten Frequenzanteile (vgl. Abb. 4) liegt eine Übereinstimmung der berechneten mit den beobachteten Abflussreihen von ca. 85% vor. Auch für weitere große Flusseinzugsgebiete wie Jenessei und Kolyma konnten entsprechend gute Abflussergebnisse basierend auf den GRACE-Daten des CSR erzielt werden (Scheller, 2012).

Der Vergleich mit Abflüssen abgeleitet aus Hydrologiemodellen zeigt, dass die Übereinstimmung mit den beobachteten Pegel-

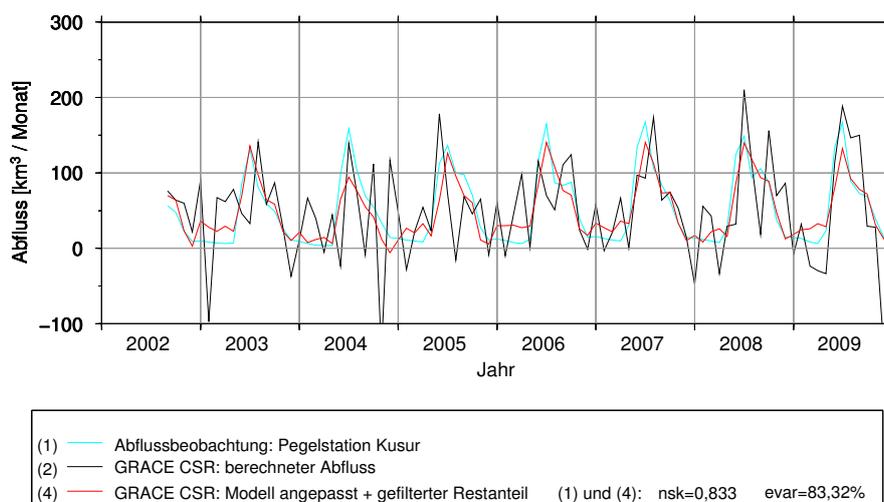


Abbildung 3: Abflussvalidierung: Lena, Pegelstation Kusura; Vergleich des berechneten Abflusses auf der Basis von Wasserspeichervariationen, ermittelt aus den GRACE-Daten des CSR (rot), mit beobachteten Abflüssen an der Pegelstation (türkis). Die Aufbereitung der GRACE-Daten erfolgte mittels eines Kombinationsfilters (Scheller, 2012).

reihen kleiner ist, als die der Abflussreihen basierend auf den GRACE-Daten des CSR (ohne Abbildung, siehe Scheller, 2012). Damit zeigt sich das große Potential der GRACE-Daten, zur Verbesserung bestehender Hydrologiemodelle beizutragen.

PEGELREIHE LAPTEWSEE

Im Rahmen einer Expedition (mit dem Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven, 2007) in das Flussdelta der Lena konnte in der Lapteewsee ein Druckpegel für ein Jahr Messdaten sammeln. Abbildung 5 zeigt Ergebnisse der Messungen. Es können Zusammenhänge zwischen Windschub und Wasserstand, aber ebenso zwischen Abfluss und Salzgehalt in der Lapteewsee gefunden werden. Der Salzgehalt fällt ca. einen halben Monat, nachdem die Lena ihren maximalen Abflusswert (grüne Kurve) erreicht hat, abrupt auf ein Minimum ab (rote Kurve). Ab dem Zeitpunkt des maximalen Abflusses nimmt der Wasserstand hingegen kontinuierlich zu. Damit könnten erweiterte Messreihen, gewonnen mit Druckpegeln, erheblich zum Verständnis der Abflussprozesse großer sibirischer Flusssysteme in den Arktischen Ozean beitragen.

DER ANTARKTISCHE EISSCHILD

GRACE-DATEN UND DEREN ANALYSE

Die im Folgenden vorgestellte Ableitung der Massenbilanz des Antarktischen Eisschildes (AIS) im Zeitraum 01/2003–12/2013 beruht auf 124 GRACE-Monatslösungen des CSR (Release 05). Diese Lösungen liegen in Form von sphärisch-harmonischen Koeffizienten bis Grad und Ordnung 60 vor. Zur Reduktion der korrelierten Fehler der Monatslösungen, welche sich als Streifenmuster in Nord-Süd-Ausrichtung im Ortsbereich manifestieren, kam das approximierend dekorrelierende und glättende Filter nach Kusche (2007) zur Anwendung. Darüber hinaus wurden die mit größeren Unsicherheiten behafteten C_{20} -Koeffizienten durch auf SLR-Beobachtungen basierende Ergebnisse ersetzt (Cheng und Tapley, 2004). Bedingt durch die Bewegung der GRACE-Satelliten um das Massenzentrum des gesamten Systems Erde ist die Mission nicht sensitiv gegenüber Variationen des Gravitationsfeldes von Grad 1. Diese Informationen müssen aus externen Quellen eingeführt werden (z.B. Rietbroek u. a., 2012).

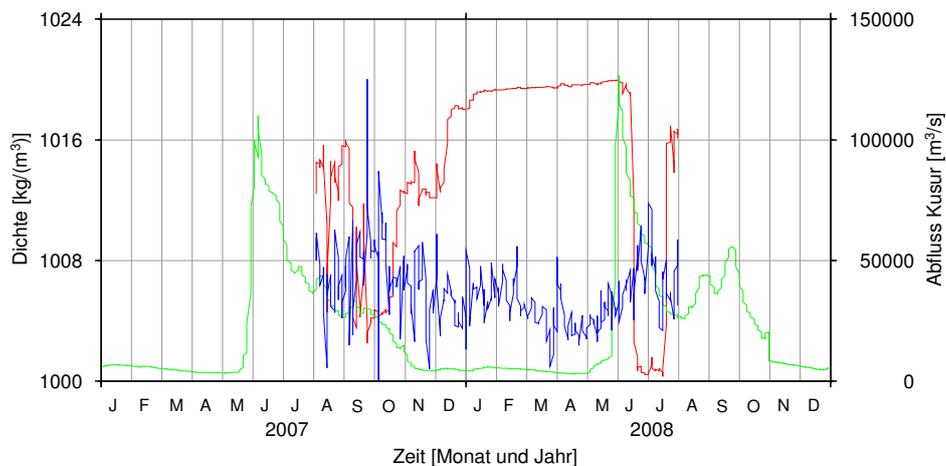


Abbildung 5: Gegenüberstellung des Wasserstandes am Pegel in der Lapteewsee (in Blau tägliche Werte) mit den täglichen Abflusswerten an der Station Kusura für das Flusssystem der Lena (in Grün) und Darstellung der Dichte des Meerwassers am Pegel in der Lapteewsee (in Rot). (Skala des Wasserstandes in Meter: 10 m, 11 m, 12 m, 13 m)

Eine der größten Herausforderungen bei der Analyse von GRACE-Daten besteht in der Separierung sich überlagernder Massenvariationen. Der globale Charakter der GRACE-Lösungen erfordert auch eine Berücksichtigung von Massenänderungen außerhalb des Untersuchungsgebietes. Um mögliche Leckeffekte nach innen zu vermeiden, sollten im Falle des AIS auch Masseneffekte der kontinentalen Hydrologie und des Grönländischen Eisschildes reduziert werden. Diese Reduktionen können auf Prädiktionen geophysikalischer Modelle oder alternativen Beobachtungen (z.B. durch ICESat) beruhen. Eine Zusammenstel-

lung geeigneter Modelle und Verfahren ist Groh, Ewert, Rosenau u. a. (2014) zu entnehmen. Im Falle des AIS ist die Reduktion des glazial-isostatischen Ausgleichs (GIA), welcher die viskose Reaktion des Erdmantels auf das Abschmelzen der pleistozänen Eisschilde darstellt, von besonderer Bedeutung. Zum einen ist die GIA-bedingte Massenänderung von der gleichen Größenordnung wie die rezente Eismassenänderung. Zum anderen weisen die für die Reduktion zur Verfügung stehenden GIA-Modelle gerade im Bereich des AIS erhebliche Unsicherheiten auf. Die nachfolgenden Ergebnisse wurden unter Verwendung des GIA-Modells IJ05_R2 (Ivins u. a., 2013) erstellt.

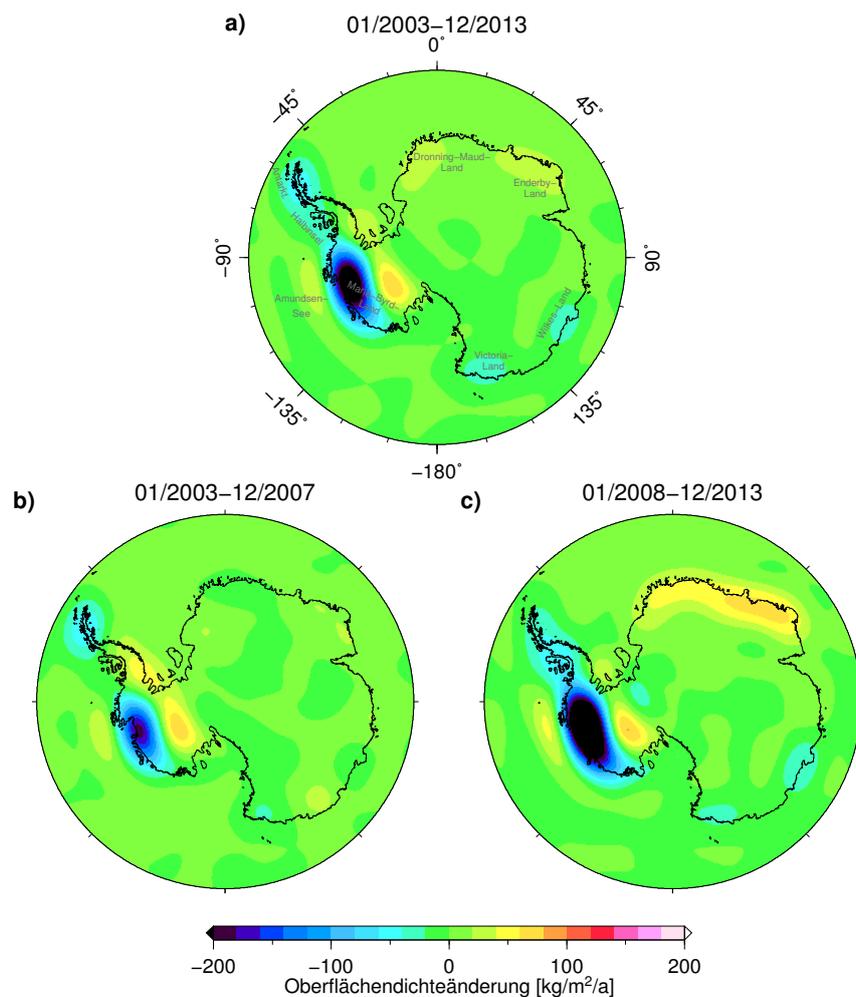


Abbildung 6: Räumliche Muster der linearen Oberflächendichteänderung des Antarktischen Eisschildes für die Zeiträume 01/2003–12/2013 (a), 01/2003–12/2007 (b) und 01/2008–12/2013 (c). Die Ergebnisse beruhen auf GRACE-Monatslösungen des CSR.

MASSENÄNDERUNGEN DES ANTARKTISCHEN EISSCHILDES

Das räumliche Muster der linearen Oberflächendichteänderung für den Zeitraum 01/2003–12/2013 ist in Abbildung 6a dargestellt. Es sind deutliche Unterschiede zwischen dem Ostantarktischen Eisschild (EAIS) und dem Westantarktischen Eisschild (WAIS) erkennbar. Das Innere des EAIS weist lediglich minimale Änderungen der Eismasse auf. Die küstennahen Regionen Victoria-Lands und Wilkes-Lands sind durch eine geringfügige Abnahme der Eismassen gekennzeichnet, während die Küstengebiete Dronning-Maud-Lands und des Enderby-Lands eine Massenzunahme verzeichnen. Der WAIS wird hingegen von einem signifikanten Eismassenverlust dominiert. Dieser ist hauptsächlich im Bereich des Amundsen-

See-Sektors lokalisiert, erstreckt sich aber auch bis zur Spitze der Antarktischen Halbinsel. Lediglich im Bereich des stagnierenden Kamb-Eisstroms, südlich des Marie-Byrd-Lands, ist eine Massenzunahme erkennbar. Eine Betrachtung von kürzeren Abschnitten des gesamten Beobachtungszeitraums legt die Existenz ausgeprägter interannualer Variationen nahe. Die linearen Trends für die Zeiträume 01/2003–12/2007 und 01/2008–12/2013 werden in den Abbildungen 6b und 6c illustriert. Es wird deutlich, dass die Eismassenverluste des WAIS im ersten Teil des Beobachtungszeitraums weniger stark ausgeprägt waren und sich im Bereich der Antarktischen Halbinsel auch nur auf deren nördliche Spitze beschränkten. Weiterhin haben die positiven Anomalien in einigen Gebieten des EAIS ihren Ursprung während der zweiten Hälfte des untersuchten Zeitraums.

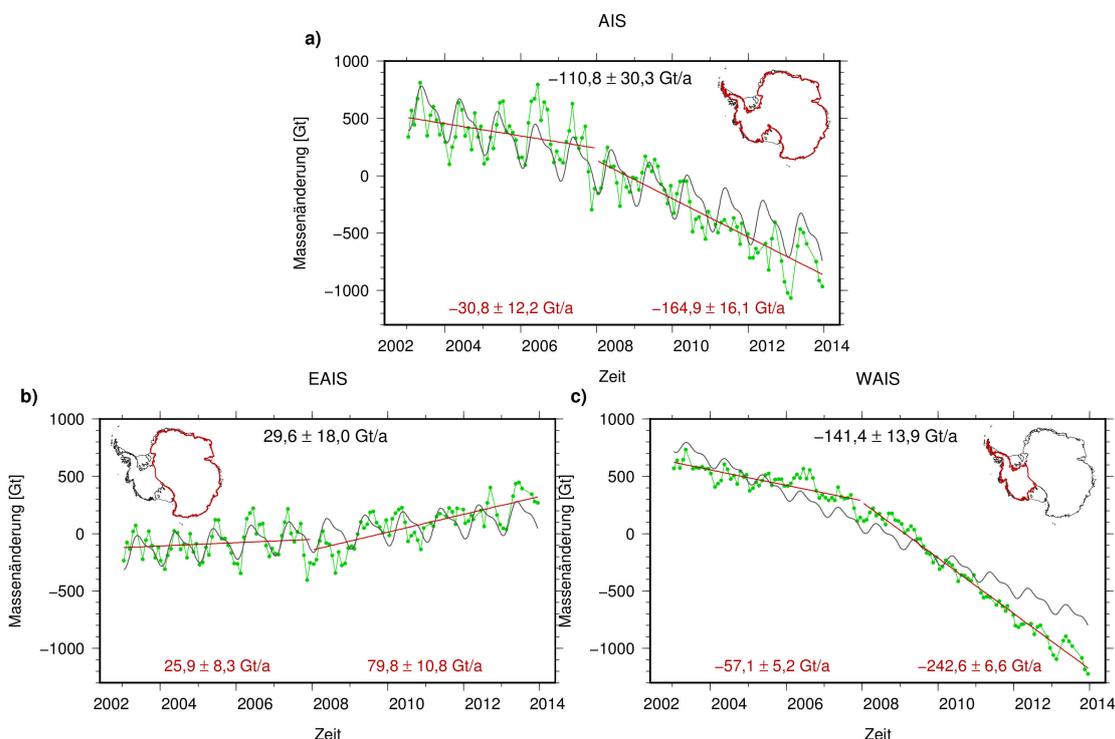


Abbildung 7: Aus GRACE-Monatslösungen des CSR abgeleitete Zeitreihen der Massenänderung des Antarktischen Eisschildes (a, AIS) sowie des Ostantarktischen (b, EAIS) und des Westantarktischen (c, WAIS) Eisschildes. In Ergänzung zur jeweiligen Zeitreihe der monatlichen Massenänderung (grün) ist auch das angepasste saisonale und lineare Modell (schwarz) dargestellt. Die Zahlenwerte geben die lineare Massenänderung für den gesamten Beobachtungszeitraum (schwarz) und die Zeiträume 01/2003–12/2007 bzw. 01/2008–12/2013 (rot) an.

Dies wird durch die Zeitreihen der Massenänderungen in den Gebieten AIS, WAIS und EAIS, welche Abbildung 7 zusammenfasst, bestätigt.

Abbildung 7a verdeutlicht, dass die Masse des AIS neben (stückweise) linearen Änderungen auch saisonalen Variationen unterworfen ist. Der lineare Massenverlust zwischen 2003 und 2013 beläuft sich auf $-110,8 \pm 30,3$ Gt/a (Gigatonnen pro Jahr). Dies entspräche einer gleichförmigen (eustatischen) Meeresspiegeländerung von $0,30 \pm 0,08$ mm/a. Aufgrund der gravitativen Wirkung der sich umverteilenden Massen und der induzierten Deformationen der festen Erde wird das räumliche Muster der relativen Meeresspiegeländerung jedoch nicht gleichförmig sein. Das Zusammenspiel der unterschiedlichen Effekte wird gravitativ konsistent durch die Meeresspiegelgleichung beschrieben. Für eine detaillierte Untersuchung entsprechender regionaler Muster eignen sich die GRACE-bestimmten Massenänderungen aufgrund ihrer geringen räumlichen Auflösung jedoch nicht. Hierfür kann auf höher aufgelöste Produkte, welche z.B. aus Daten der ICESat-Mission abgeleitet werden können, zurückgegriffen werden (Groh, Ewert, Fritsche u. a., 2014).

Die Zunahme des Massenverlusts von $-30,8 \pm 12,2$ Gt/a vor 2008 auf $-164,9 \pm 16,1$ Gt/a nach 2008 ist äquivalent zu einer Zunahme des AIS-bedingten eustatischen Meeresspiegelanstiegs von $0,08 \pm 0,04$ mm/a auf $0,45 \pm 0,04$ mm/a. In den Abbildungen 7b und 7c sind die Änderungen in den linearen Trends ebenfalls erkennbar. Dabei ist die Zunahme des Eismassenverlusts im Bereich des WAIS auf ein beschleunigtes Fließverhalten der Gletscher, insbesondere im Bereich des Amundsen-See-Sektors zurückzuführen. Die Massenzunahme im Bereich des EAIS wurde hauptsächlich durch zwei Winter mit außergewöhnlich hohen Niederschlägen (2009 und 2011) verursacht. Es ist zu beachten, dass die Fehlermaße der beiden kürzeren Zeiträume a posteriori

ri Fehler des linearen Trends sind, während der Fehler des gesamten Trends auch Fehler der Reduktionsmodelle und Leckeffekt-Fehler enthält. Der größte Anteil am Fehlerbudget kommt der Unsicherheit des GIA-Modells zu. Folglich kann die Verwendung eines anderen GIA-Modells zu einer signifikanten Änderung der bestimmten Eismassenbilanz führen. So erhöht sich z.B. der Eismassenverlust unter Nutzung des globalen ICE-5G-Modells (Peltier, 2004) auf $-151,6 \pm 39,0$ Gt/a. Verschiedene Studien haben gezeigt, dass eine empirische Bestimmung des GIA-Signals, z.B. aus der Kombination von GRACE und ICESat, eine interessante Alternative zu den auf einer Eisauflastgeschichte und einem Erdmodell beruhenden GIA-Modellen sein kann (z.B. Groh u. a., 2012).

DER GRÖNLÄNDISCHE EISSCHILD

Es gibt verschiedene Methoden, die Massenbilanz eines Eisschildes zu ermitteln. Bei dem geodätischen Ansatz leitet man diese aus der zeitlichen Änderung der Oberflächengeometrie des Eisschildes ab. Die hierfür notwendigen Höheninformationen liefern seit einigen Jahrzehnten satellitengestützte Altimetermissionen. Um für die Massenbilanzbestimmung des Grönländischen Eisschildes das gesamte Potential der ICESat-Laseraltimeterdaten auszuschöpfen, basiert der nachfolgend beschriebene Ansatz auf der Analyse der Wiederholspuren.

In die Analyse wurden alle Laserarbeitszeiträume einbezogen, in welchen sich das Satellitensystem im 92-Tage-Wiederholorbit befand (10/2003–10/2009). Da sich die korrespondierenden Altimetermessungen verschiedener Wiederholspurprofile nicht an exakt gleichen Stelle befinden, ist ein direkter Vergleich von Höhenmessungen unterschiedlicher Messepochen nicht möglich.

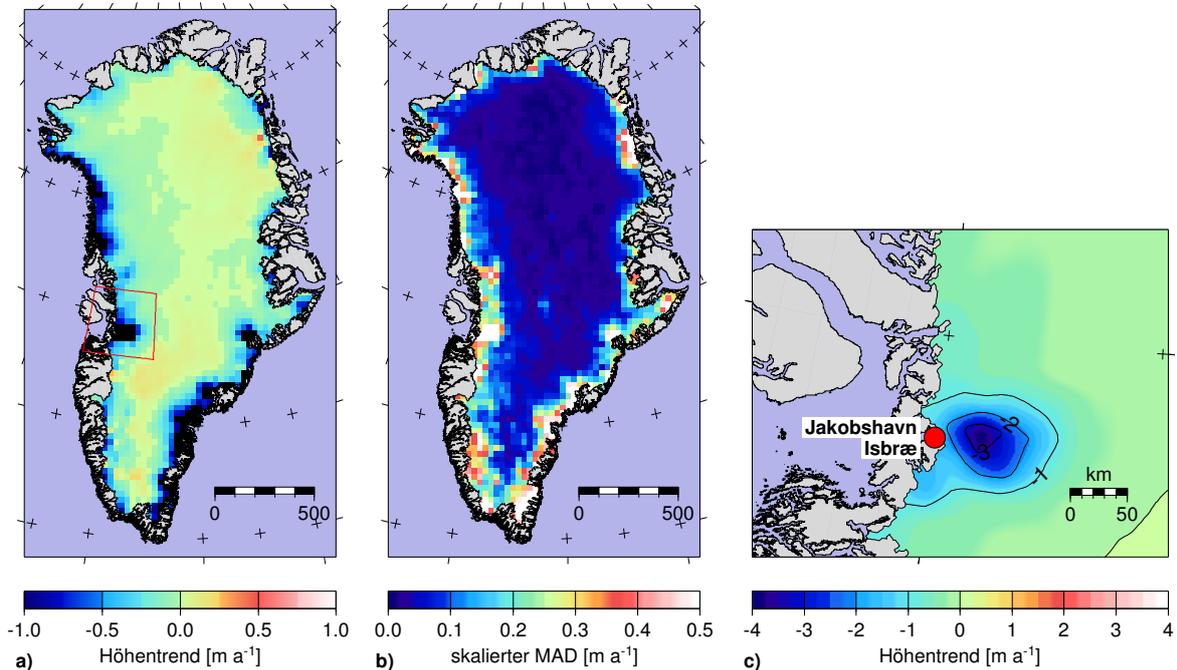


Abbildung 8: Darstellung der ermittelten Höhenraten (a) sowie ihrer korrespondierenden Unsicherheiten (b). Die Unsicherheiten sind als Median Absolute Deviation (MAD) angegeben. Das rote Rechteck zeigt das unmittelbare Einzugsgebiet des Jakobshavn Isbræ, welches noch einmal in einem vergrößerten Kartenausschnitt (c) dargestellt ist.

Um den Einfluss der lokalen Topographie sowie der saisonalen Höhenvariation der Eisoberfläche bestmöglich zu reduzieren, verwendet Ewert (2013) ein drei-komponentiges mathematisches Modell. Dieses wird an die korrespondierenden Altimetermessungen entlang der ICESat-Referenzspuren durch Ausgleichung nach kleinsten Quadraten bestmöglich angepasst (Gebiete von $500\text{ m} \times 500\text{ m}$). Aus den mittels des Modellansatzes bestimmten Höhenraten entlang der Referenzspuren wurde im Anschluss ein flächenhaftes Modell für den gesamten Grönländischen Eisschild mit einer räumlichen Auflösung von $30\text{ km} \times 30\text{ km}$ generiert. Dieses wurde im Weiteren um rezente glazial-isostatische Ausgleichsbewegungen (GIA) der Erdkruste reduziert. Eine detaillierte Beschreibung des verwendeten Ansatzes, der vorgeschalteten Ausreißer-Analyse der Rohdaten sowie aller angewandten Reduktionen kann in Ewert (2013) vertiefend nachgelesen werden.

ZEITLICH LINEARE HÖHENÄNDERUNGEN DES GRÖNLÄNDISCHEN EISSCHILDES

Die Abbildungen 8a und 8b zeigen das erhaltene Modell und seine korrespondierenden Unsicherheiten (Median Absolute Deviation - MAD). Die ermittelten Höhenraten variieren im Bereich zwischen -4 m/a bis $+0,25\text{ m/a}$. Die größten negativen Höhenraten sind in den küstennahen Bereichen zu verzeichnen. Hier verfügt der Eisschild über eine mittlere Höhenabnahme von $-1,5\text{ m/a}$. Entlang der südöstlichen Küste konzentriert sich die Abnahme zwischen 60° und 69° nördlicher Breite. In diesem Bereich befinden sich zwei große Gletscher, der Helheim und der Kangerdlussuaq. An der Westküste ist der größte Eismassenverlust weiter nördlich zwischen 68° und 76° nördlicher Breite anzutreffen. Auch hier liegen eine Reihe von Ausflussgletschern. Der größte von ihnen ist der Jakobshavn Isbræ. In seinem unmittel-

baren Einzugsgebiet werden Höhenraten von bis zu $-5,0\text{ m/a}$ detektiert (vgl. Abb. 8c). Der Jakobshavn Isbræ ist der schnellste Ausflussgletscher Grönlands. Die größten negativen Höhenraten im unmittelbaren Einzugsbereich des Gletschers bestätigen damit die Ergebnisse von Dietrich u. a. (2007) sowie Maas u. a. (2008). Aus multitemporalen Satellitenbilddaten konnte ermittelt werden, dass der Gletscher seine Ausflussgeschwindigkeit in den letzten Jahren nahezu verdoppelt hat. Beide Ergebnisse zeigen, dass sich der dynamische Eismassenausstoß im Einzugsbereich des Jakobshavn Isbræ verstärkt hat. Die signifikanten Abnahmen des Eisschildes in den zuvor angesprochenen Küstenbereichen werden zudem durch die Ergebnisse von Krabill u. a. (2004) und Howat u. a. (2008) gestützt bzw. bestätigen diese. In den Gebieten oberhalb von 2000 Höhenmetern und in den nordöstlichen Küstenabschnitten Grönlands ist hingegen eine leichte Zunahme der Eismächtigkeit von wenigen Zentimetern bis einigen Dezimetern zu verzeichnen (vgl. Abb. 8a).

Ein Grund hierfür sind die ganzjährig sehr niedrigen Lufttemperaturen an der Eisoberfläche, welche ein sommerliches Schmelzen verhindern. Für den gesamten Grönländischen Eisschild ergibt sich eine mittlere Abnahme der Eismächtigkeit von $-13,9 \pm 0,5\text{ cm/a}$. Dies entspricht einem Volumen von $-232,8 \pm 8,7\text{ km}^3/\text{a}$.

ZEITLICH LINEARE MASSENÄNDERUNGEN DES GRÖNLÄNDISCHEN EISSCHILDES

Aus dem Modell der linearen Höhenraten wurden im Weiteren Volumen- und Massenänderungen für sechs Einzugsgebiete (Gebler, 2009) sowie für den gesamten Grönländischen Eisschild ermittelt. Einer besonderen Aufmerksamkeit bei der Volumen-Massen-Konversion gilt der verwendeten Eisdichte. Ewert (2013) zeigt hierzu eine Zusammenstellung der verschiedenen Ansätze sowie die in dieser Arbeit verfolgte Strategie. Die nachfolgenden Ergebnisse basieren auf einer Dichteannahme von $0,9\text{ g/cm}^3$,

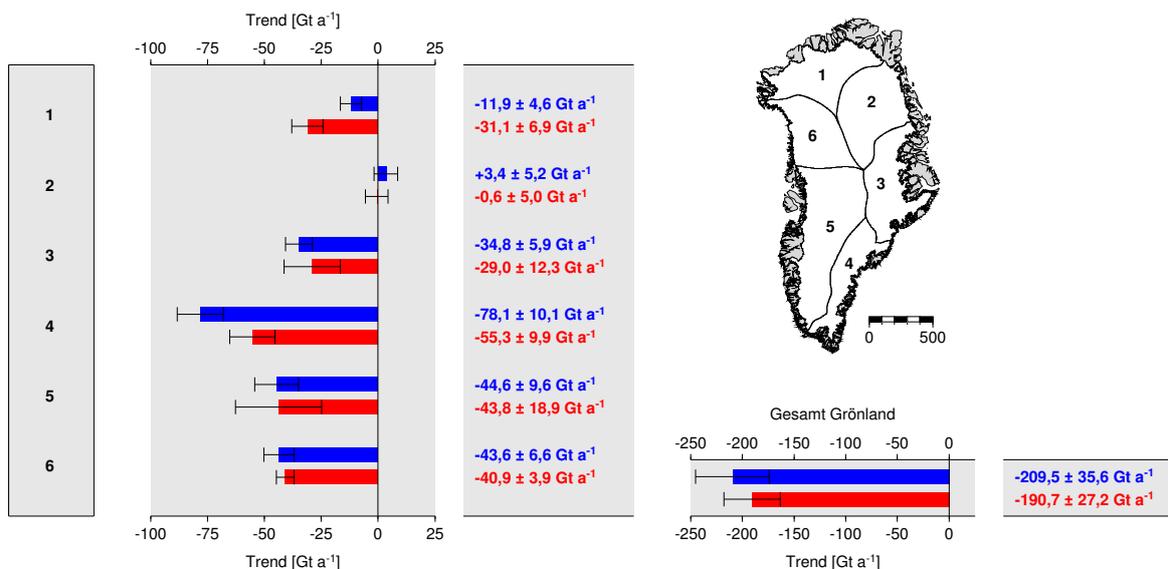


Abbildung 9: Graphische Zusammenstellung der auf Basis der Analyse der ICESat-Altimeterdaten ermittelten linearen Massenänderungen für die sechs Einzugsgebiete sowie für den gesamten Grönländischen Eisschild (blau). Zum Vergleich sind zudem die Ergebnisse der GRACE-Schwerefeldmission in rot gegenübergestellt. Die Übersichtskarte Grönlands zeigt die Abgrenzungen der sechs Einzugsgebiete des Grönländischen Eisschildes (Gebler, 2009).

sowohl für die Ablations- als auch die Akkumulationsgebiete.

Abbildung 9 zeigt in blau eine graphische Darstellung der ermittelten Massenänderungen auf der Basis der ICESat-Wiederholspuranalyse für die sechs Einzugsgebiete sowie für den gesamten Grönländischen Eisschild. Mit Ausnahme des Gebiets 2 ($+3,4 \pm 2,8$ Gt/a) wurden für alle übrigen Einzugsgebiete negative Massenänderungen bestimmt. Die größten Massenverluste verteilten sich auf die Gebiete 4 bis 6 (Summe der Gebiete: $-166,3 \pm 15,4$ Gt/a). Damit konzentrieren sich hier 79% des Gesamtmassenverlustes des Grönländischen Eisschildes. Alle drei Gebiete überdecken die Küstenbereiche, für welche die größten negativen Höhenraten ermittelt wurden (vgl. Abb. 1b). Für das Gebiet 4 wurde ein Massenverlust von $-78,1 \pm 10,1$ Gt/a bestimmt. Hier befinden sich die zuvor schon angesprochenen großen Ausflussgletscher der Ostküste Grönlands. Für die weiter nördlich gelegenen Gebiete sind deutlich geringere Massenverluste bzw. sogar ein leichter Massengewinn (Gebiet 2) zu verzeichnen. Die Gesamtmassenbilanz des Grönländischen Eisschildes wurde mit $-209,5 \pm 35,6$ Gt/a bestimmt. Dieser jährliche Eismassenverlust trägt zu einem eustatischen Meeresspiegelanstieg von $+0,58 \pm 0,10$ mm/a bei.

VERGLEICH MIT DEN ERGEBNISSEN DER GRACE-SCHWEREFELDMISSION

Neben dem geodätischen Ansatz unter der Verwendung der ICESat-Altimeterdaten bieten auch die Daten der GRACE-Schwerfeldmission unter der Anwendung der „gravimetrischen Methode“ die Möglichkeit, direkt die Massenänderung des Grönländischen Eisschildes zu bestimmen. Die Ergebnisse dieser Analyse sind in Abbil-

dung 9 in rot dargestellt. Vertiefende Informationen zur Prozessierung können in Groh, Ewert, Fritsche u. a. (2014) und Ewert u. a. (2012) nachgelesen werden. Die Lösungen beider voneinander unabhängigen Methoden zeigen eine gute Übereinstimmung. Für viele Einzugsgebiete stimmen die erhaltenen Massentrends innerhalb ihrer Unsicherheiten überein (Becken: 2, 3, 5 und 6). Lediglich für die Gebiete 1 und 4 sind größere Differenzen zu verzeichnen. Bei dem Gebiet 1 handelt es sich um das nördlichste Einzugsgebiet Grönlands. In diesem Bereich kann die größere Differenz durch die unterschiedlichen räumlichen Auflösungsvermögen beider Missionen erklärt werden. Zudem ist das zu detektierende Signal sehr klein. Eine weitere große Differenz wurde für das Gebiet 4 ermittelt. Es erstreckt sich entlang des südöstlichen Küstenabschnittes des Grönländischen Eisschildes. Hier herrschen ganzjährig schwierige Wetterbedingungen begleitet von Nebelbänken und dichter Bewölkung. Der GLAS Laserimpuls kann dichte Wolken nicht durchdringen. Dies führt zwangsläufig zu Datenlücken in den ICESat-Altimeterzeitreihen. Im Weiteren ist die Topographie der Eisoberfläche einer zeitlich schnellen Veränderung unterworfen, sodass das Topographiemodell des oben beschriebenen dreikomponentigen mathematischen Modells schneller an seine Grenzen stößt. Das Einzugsgebiet ist zudem sehr schmal und erstreckt sich nahezu in Nord-Süd-Richtung. Dies ist ebenfalls ungünstig für die GRACE-Datenanalyse. Die größeren Differenzen zwischen den beiden Lösungen können somit auf die limitierenden Faktoren beider Missionen zurückgeführt werden. Abschließend bleibt festzustellen, dass beide Lösungen der Massenbilanz des Grönländischen Eisschildes um lediglich $18,8$ Gt/a voneinander differieren. Dies entspricht einer relativen Differenz von rund 9% (in Bezug zur ICESat-Lösung).

ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Wie die vorgestellten Untersuchungen belegen, haben geodätische Satellitenmissionen wie die Schwerefeldmission GRACE und die Altimetermission ICESat unsere Kenntnisse über Umverlagerungen von Wasser und Eis revolutioniert. Der globale Charakter der Beobachtungen und der integrative Charakter der von GRACE beobachteten Schwerefeldvariationen hat gleichzeitig eine Betrachtung der beitragenden Phänomene als globale, eng gekoppelte Prozesse in einem (hinsichtlich der Massenbilanz) geschlossenen Erdsystem gefördert. Eine enge Kopplung ist hierbei konsequenterweise auch zwischen allen relevanten Beobachtungs- und Modellierungstechniken gefordert, die für sich genommen jeweils nur Teilphänomene erfassen. Auch Beispiele solcher Methodenkopplungen wurden in den vorangegangenen Abschnitten gezeigt.

Immer noch haben die Studien zur Nutzung und Kopplung der neuen Satellitenverfahren einen gewissen experimentellen Charakter, ganz wie es der Missionsname *Gravity Recovery and Climate Experiment* vorhersieht. Beispielsweise beruhen Methoden zur Bestimmung von Massenvariationen mit GRACE häufig auf heuristischen Ansätzen. Systematische Untersuchungen, Gegenüberstellungen und Bewertungen von verschiedenen methodischen Ansätzen und deren Ergebnissen (Horwath und Dietrich, 2009) bleiben unvollständig. Bezogen auf Eisschild-Massenbilanzen war das von ESA und NASA initiierte Projekt *Ice Sheet Mass Balance Intercomparison Exercise* (IMBIE) ein wichtiger (und ermutigender) Schritt zum Vergleich auf Ergebnis-Ebene (Shepherd u. a., 2012), selbst wenn die fast ausschließliche Verwendung der Release-4-Lösungen des CSR die Möglichkeit identischer Fehler in den verglichenen Ergebnissen birgt. Tatsächlich lässt das Nebeneinander konkurrierender Schwerefeldlö-

sungen aus ein und derselben Mission viele Nutzer ratlos. Ansätze zu einem formalisierten Vergleich und einer Zusammenführung dieser Lösungen etablieren sich erst seit Kurzem (Jäggi u. a., 2014; Sakumura u. a., 2014).

Ähnlich experimentell wie die Nutzung von GRACE erfolgt die Nutzung der Satellitenaltimetrie über Eisschilden, auch wenn diese bereits seit 1992 (Start von ERS-1) mit einer guten Abdeckung möglich ist. Die von einigen wenigen Arbeitsgruppen erzeugten Datensätze zu Höhenänderungen sind nicht allgemein zugänglich, die zu deren Erzeugung im Einzelnen angewandten Methoden nicht immer vollständig transparent. In jüngerer Zeit durchgeführte Studien, die die Sensitivität der Ergebnisse gegenüber methodischen Detail-Entscheidungen quantifizieren (Levinsen u. a., 2013; Sørensen u. a., 2011), liefern zum Teil ernüchternde Ergebnisse, so zum Beispiel der IMBIE-Vergleich von ICESat-Ergebnissen über dem Westantarktischen Eisschild (Shepherd u. a., 2012, supplementary material).

Auf die experimentelle Nutzung der neuen Missionen wird eine verbindlichere, operationellere Phase folgen. Die hier vorgestellten Arbeiten tragen zur Reifung der einzelnen Verfahren bei, die hierfür notwendig ist. Die Mission GRACE-Follow-On, deren Start für 2017 geplant ist, lässt die notwendige Fortsetzung der Satelliten-Gravimetrie-Beobachtungen erwarten. Eine Reihe von Initiativen zielt auf Schwerefeldmissionen in einem daran anschließenden Zeithorizont, also auf eine tatsächliche Etablierung von Satellitengravimetrie für die Langzeit-Erdbeobachtung. Altimetermissionen wie CryoSat-2, Sentinel-3, SARAL/AltiKa und ICESat-2 sind die Antwort auf die entsprechende Langzeit-Anforderung für die Altimetrie über Eisschilden. Auf der Ebene von Auswertung und Produktbereitstellung zielt etwa die *Climate Change Initiative* der ESA auf die operationelle Generierung von Datenprodukten, die für die Eisschilde auch

Oberflächenhöhenänderungen aus Altimetrie und Massenänderungen aus Satellitengravimetrie einschließen, und die in enger Kopplung zur Nutzergemeinde, insbesondere zur Klimaforschung, generiert, evaluiert und bereitgestellt werden.

Die Untersuchung der komplexen Vorgänge um Wasser und Eis wird weiterhin auch auf in-situ Daten angewiesen sein. Deren Gewinnung mag mühevoll sein, um so größer sind die Einblicke, die Inspiration und

die Identifikation mit der Forschungsaufgabe, die Wissenschaftler aus dieser unmittelbarsten Form der Beobachtung schöpfen.

Prozesse um Wasser und Eis sind unvollständig verstanden, modellierbar und vorhersagbar. Geodätische Messungen, in einem konsistenten Beobachtungssystem integriert, behalten daher die spannende Rolle, zur Prozessbeschreibung beizutragen, Modelle zu revidieren, und nicht selten echte Entdeckungen hervorzubringen.

LITERATUR

- Cheng, M. und B.D. Tapley (2004). Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109.B9, B09402. DOI: 10.1029/2004JB003028.
- Dietrich, R., H.-G. Maas, M. Bäßler, A. Rülke, A. Richter, E. Schwalbe und P. Westfeld (2007). Jakobshavn Isbrae, West Greenland: Flow velocities and tidal interaction of the front area from 2004 field observations. *J. Geophys. Res.* 112, F03S21. DOI: 10.1029/2006JF000601.
- Ewert, H., S.V. Popov, A. Richter, J. Schwabe, M. Scheinert und R. Dietrich (2012). Precise analysis of ICESat altimetry data and assessment of the hydrostatic equilibrium for subglacial Lake Vostok, East Antarctica. *Geophys. J. Int.* DOI: 10.1111/j.1365-246X.2012.05649.x.
- Ewert, H. (2013). *Auswertung von ICESat-Laseraltimeterdaten zur Untersuchung glaziologischer Fragestellungen in polaren Gebieten*. Diss. Technische Universität Dresden.
- Gebler, S. (2009). *Fließlinien des Antarktischen und Grönländischen Eisschildes: Berechnung und Interpretation*. Diplomarbeit, Institut für Planetare Geodäsie, TU Dresden.
- Groh, A., H. Ewert, M. Scheinert, M. Fritsche, A. Rülke, A. Richter, R. Rosenau und R. Dietrich (2012). An Investigation of Glacial Isostatic Adjustment over the Amundsen Sea sector, West Antarctica. *Global Planet. Change* 98–99, S. 45–53. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2012.08.001.
- Groh, A., H. Ewert, M. Fritsche, A. Rülke, R. Rosenau, M. Scheinert und R. Dietrich (2014). Assessing the current evolution of the Greenland Ice Sheet by means of satellite and ground-based observations. *Surv. Geophys.* DOI: 10.1007/s10712-014-9287-x.
- Groh, A., H. Ewert, R. Rosenau, E. Fagiolini, C. Gruber, D. Floricioiu, W. Abdel Jaber, S. Linow, F. Flechtner, M. Eineder, W. Dierking und R. Dietrich (2014). Mass, volume and velocity of the Antarctic Ice Sheet: present-day changes and error effects. *Surv. Geophys.* DOI: 10.1007/s10712-014-9286-y.
- Groh, A. (2014). *Zur Bestimmung eisinduzierter Massensignale aus der Kombination geodätischer Daten*. Diss. Technische Universität Dresden.
- Horwath, M. und R. Dietrich (2009). Signal and error in mass change inferences from GRACE: the case of Antarctica. *Geophys. J. Int.* 177.3, S. 849–864. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2009.04139.x.
- Howat, I.M., B.E. Smith, I. Joughin und T.A. Scambos (2008). Rates of southeast Greenland ice volume loss from combined ICESat and ASTER observations. *Geophys. Res. Lett.* 35, S. L17505. DOI: 10.1029/2008GL034496.
- Ivins, E.R., T.S. James, J. Wahr, E.J. O. Schrama, F.W. Landerer und K.M. Simon (2013). Antarctic contribution to sea level rise observed by GRACE with improved GIA correction. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118.6, S. 3126–3141. DOI: 10.1002/jgrb.50208.
- Jäggi, A., U. Meyer, G. Beutler, M. Weigelt, T. van Dam, T. Mayer-Gürr, J. Flury, F. Flechtner, Ch. Dahle, J.-M. Lemoine und S. Bruinsma (2014). „Towards combined global monthly gravity field solutions“. In: *EGU General Assembly, Vienna, April 2014*. Bd. 16. Geophysical Research Abstracts. Slides available at <http://www.bernese.unibe.ch/publist>, EGU2014–4891.

- Krabill, W., E. Hanna, P. Huybrechts, W. Abdalati, J. Cappelen, B. Csatho, E. Frederick, S. Manizade, C. Martin, J. Sonntag, R. Swift, R. Thomas und J. Yungel (2004). Greenland Ice Sheet: Increased coastal thinning. *Geophys. Res. Lett.* 31.24. DOI: 10.1029/2004GL021533.
- Kusche, J. (2007). Approximate decorrelation and non-isotropic smoothing of time-variable GRACE-type gravity field models. *J. Geod.* 81.11, S. 733–749. DOI: 10.1007/s00190-007-0143-3.
- Levinsen, J.F., K. Khvorostovsky, F. Ticconi, A. Shepherd, R. Forsberg, L.S. Sørensen, A. Muir, N. Pie, D. Felikson, T. Flament u. a. (2013). ESA's Ice Sheets CCI: validation and inter-comparison of surface elevation changes derived from laser and radar altimetry over Jakobshavn Isbræ, Greenland–Round Robin results. *The Cryosphere Discussions* 7.6, S. 5433–5460.
- Maas, H.-G., E. Schwalbe, R. Dietrich, M. Bäßler und H. Ewert (2008). Determination of spatio-temporal velocity fields on glaciers in West-Greenland by terrestrial image sequence analysis. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science XXXVII.B8*, S. 1419–1424.
- Peltier, W.R. (2004). Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, S. 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. Vertrieb durch Buchhandlung Karl Kamloth: Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung.
- Rietbroek, R., M. Fritsche, S.-E. Brunnabend, I. Daras, J. Kusche, J. Schröter, F. Flechtner und R. Dietrich (2012). Global surface mass from a new combination of GRACE, modelled OBP and reprocessed GPS data. *J. Geodyn.* DOI: 10.1016/j.jog.2011.02.003.
- Sakumura, C., S. Bettadpur und S. Bruinsma (2014). Ensemble prediction and intercomparison analysis of GRACE time-variable gravity field models. *Geophysical Research Letters* 41.5, S. 1389–1397.
- Scheller, M. (2012). *Bestimmung hydrologischer Massenvariationen aus GRACE-Daten am Beispiel sibirischer Flusssysteme*. Diss. Technische Universität Dresden.
- Shepherd, A., E.R. Ivins, A. Geruo, V.R. Barletta, M.J. Bentley, S. Bettadpur, K.H. Briggs, D.H. Bromwich, R. Forsberg, N. Galin u. a. (2012). A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science* 338.6111, S. 1183–1189.
- Shuman, C.A., H.J. Zwally, B.E. Schutz, A.C. Brenner, J.P. DiMarzio, V.P. Suchdeo und H.A. Fricker (2006). ICESat Antarctic elevation data: Preliminary precision and accuracy assessment. *Geophys. Res. Lett.* 33, S. L07501. DOI: 10.1029/2005GL025227.
- Sørensen, L.S., S.B. Simonsen, K. Nielsen, P. Lucas-Picher, G. Spada, G. Adalgeirsdottir, R. Forsberg und C.S. Hvidberg (2011). Mass balance of the Greenland ice sheet (2003-2008) from ICESat data-the impact of interpolation, sampling and firn density. *Cryosphere* 5.1, S. 173–186.
- Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex und P.M. Midgley, Hrsg. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Tapley, B.D., S. Bettadpur, M. Watkins und C. Reigber (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophys. Res. Lett.* 31, S. L09607. DOI: 10.1029/2004GL019920.