

Das Schwerfeld der Erde: Messen, Darstellen und Auswerten

Johannes Bouman, Wolfgang Bosch, Gabriel Goebel, Horst Müller,
Laura Sánchez, Michael Schmidt und Josef Sebera

Zusammenfassung

Die Schwerfeldforschung am DGFI umfasst ein breites Spektrum. Die Kombination von geometrischen und gravimetrischen Beobachtungen ist für die Vereinheitlichung von Höhensystemen wichtig, während die Relation zwischen Geometrie und Gravimetrie verwendet wird, um das Schwerfeld der Erde aus der Meeresoberfläche abzuleiten. Um mit der ESA-Schwerfeldmission GOCE noch genauere und höher aufgelöste Schwerfelder bestimmen zu können, ist eine sorgfältige Kalibrierung und Validierung der Gradiometerdaten erforderlich. Es wird untersucht, ob dazu auch Daten der Satellitenaltimetrie nutzbar sind. Eine geeignete Parametrisierung des Schwerfeldes soll (i) die hochauflösenden Informationen der terrestrischen Schwere- und Altimetriedaten nutzen, (ii) ozeanisches Geoid und dynamische Ozeantopographie gemeinsam bestimmen sowie (iii) die zeitliche Änderung des Schwerfeldes darstellen können. Die routinemäßige Verarbeitung von Laserdaten ermöglicht die wöchentliche Bestimmung der niedrigen Harmonischen des Erdschwerfeldes.

Summary

The gravity field research at DGFI covers a broad spectrum. The combination of geometric and gravimetric observations is important for the unification of height systems, whereas the relation between geometry and gravimetry is used to determine the Earth's gravity field from the mean sea surface. In order to obtain more precise gravity fields with higher resolution by means of ESA's gravity field mission GOCE, a proper calibration and validation of the gradiometer data is required. For this purpose the usefulness of satellite altimeter data is assessed. Proper parameterization of the gravity field should allow (i) to exploit the high resolution information available in terrestrial gravity and satellite altimeter data, (ii) to separate the oceanic geoid from the dynamic ocean topography, as well as (iii) to represent the time-varying gravity field. The low degree variations of the Earth's gravity field can be determined on a weekly basis using routine processing of laser data.

1 Einführung

Das Schwerfeld der Erde spiegelt die Massenverteilung und Massenvariationen im Erdinneren, auf der Erdoberfläche und in der Atmosphäre wider. Es definiert andererseits die physikalische Referenz für eine Höhenbezugsfläche, das Geoid. Weil z.B. Massenvariationen und Klimawandel eng zusammenhängen und der Meeresspiegelanstieg relativ zum Geoid dargestellt wird, ist es

wichtig, das Schwerfeld und dessen Zeitvariationen genau zu bestimmen.

Die Schwerfeldforschung am DGFI umfasst mit Messen, Darstellen und Auswerten ein breites Spektrum. Dabei sollen weitgehend direkte Messungen verwendet werden, d.h. es soll möglichst wenig reduziert und interpoliert werden. Eine angemessene Parametrisierung versucht, möglichst alle Informationen aus den Messungen zu erfassen und unterschiedliche Beiträge zu trennen.

Dieser Artikel fasst die jüngsten Arbeiten am DGFI im Schwerfeldbereich zusammen. Die enge Beziehung zwischen Geometrie und Gravimetrie dient zur Festlegung des vertikalen Datums und zur Bestimmung vertikaler Schweregradienten aus Altimeterdaten. Außerdem wird die Prozessierung und Validierung der GOCE-Gradienten dargestellt. Es bestehen klare Konzepte, wie lokale Basisfunktionen für ein hochaufgelöstes Schwerfeld eingesetzt und die dynamische Ozeantopographie und das Geoid gemeinsam geschätzt werden können. Schließlich werden Arbeiten zu Zeitvariationen des Schwerfeldes vorgestellt.

2 Geometrie und Gravimetrie

Zwischen Geometrie und Gravimetrie besteht eine sehr enge Beziehung: Kennt man die Geometrie einer Äquipotenzialfläche, ist das Schwerfeld im Außenraum der Erde fast vollständig bestimmt. Kombiniert man z.B. die Laplace'sche Differenzialgleichung mit der Gleichung von Bruns, so gilt in sehr guter Näherung (Heiskanen und Moritz 1967)

$$T_{zz} = -2\gamma J, \quad (1)$$

d.h. aus der mittleren Krümmung J des Geoids und der Normalschwere γ kann man die Gradienten $T_{zz} = \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$ des Störpotenzials T bestimmen. Da die Meeresoberfläche in guter Näherung eine Äquipotenzialfläche realisiert, können deren Krümmungen und Neigungen bestimmt und als Gradienten bzw. Lotabweichungen genutzt werden. Abb. 1 zeigt links die aus EGM2008 berechnete Geoidhöhe in der Nähe von Japan. Über die mittlere Krümmung wurden dann die vertikalen Schweregradienten abgeleitet (rechts).

Heutige Genauigkeitsanforderungen können allerdings nur erfüllt werden, wenn berücksichtigt wird, dass die Meeresoberfläche *nicht* mit dem Geoid zusammenfällt. Die Abweichungen von $\pm 1 - 2$ m werden als dynamische Ozeantopographie (DOT) bezeichnet. Sie bildet sich aus

durch hydrodynamische Prozesse. Ihre Bestimmung ist ein wichtiger Aspekt der Schwerfeldmodellierung geworden (Bosch et al., in diesem Heft; Bosch und Savcenko 2010; Pavlis et al. 2008).

Die Kombination geometrischer und gravimetrischer Beobachtungen ist besonders wichtig für die Definition und Realisierung einer einheitlichen, globalen Höhenbezugsfläche, dem Geoid. Dazu ist der Zusammenhang

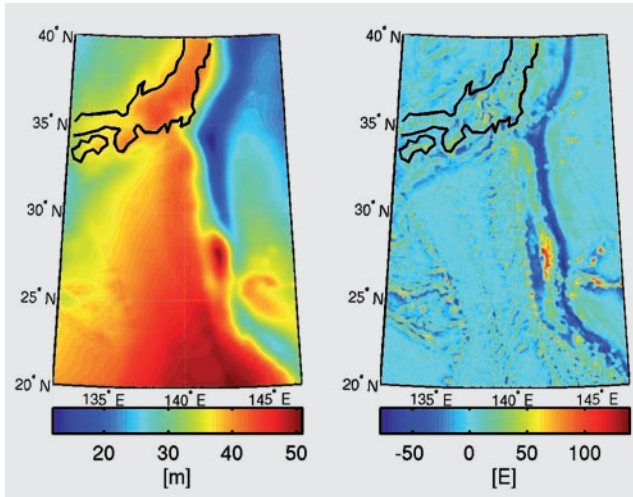


Abb. 1: Geoidhöhe aus EGM2008 (links) und über mittlere Krümmung abgeleitete Schwereregradienten (rechts) in der Nähe von Japan. Die Einheit E ist Eötvös = 10^{-9} s^{-2} .

zwischen geometrischen, d.h. ellipsoidischen Höhen h , und physikalischen, d.h. orthometrischen Höhen H oder Normalhöhen H^N , zu modellieren. Neue Satellitenverfahren liefern detaillierte Kenntnisse zur Geometrie der Erdoberfläche (z.B. Globale Navigationssysteme, »Synthetic Aperture Radar«, Satellitenaltimetrie) und verbessern die Genauigkeit des Erdschwerfeldes (z.B. CHAMP, GRACE, GOCE). Damit stellt sich die präzise Erfüllung der Gleichung $h = H + N$ bzw. $h = H^N + \zeta$ (N : Geoidundulation, ζ : Höhenanomalie) in einer globalen Skala als die entscheidende Aufgabe dar. Ein modernes vertikales Bezugssystem muss demzufolge die Möglichkeit bieten, sowohl geometrische als auch physikalische Höhen sowie deren globale Kombination mit hoher Genauigkeit (mm-Niveau) bestimmen zu können (Sánchez 2009). Geoid und Ellipsoid sind demnach beide global einheitlich zu definieren. Außerdem müssen auch zeitliche Veränderungen der Stationskoordinaten berücksichtigt werden, um eine reproduzierbare Höhenbestimmung sicherzustellen. Dieses Bezugssystem muss darüber hinaus die präzise Vereinheitlichung aller weltweit existierenden lokalen Höhensysteme ermöglichen. Dabei stellt sich als zentrale Aufgabe, die Niveaudifferenzen (bzw. Transformationsparameter) $\delta W_j = W_j - W_0$ zwischen den lokalen Referenzniveaus (W_j) und dem globalen System (W_0) zu bestimmen (Abb. 2). Diese Niveaudifferenzen werden durch die Lösung eines freien linearen Randwertproblems geschätzt,

wobei geopotenzielle Knoten, Schwereanomalien, Meerestopographie und ellipsoidische Höhen als Randbedingungen eingeführt werden (Sánchez 2008).

Die Niveaudifferenzen δW_i können (i) an den Referenzpegeln selbst, (ii) über den benachbarten Meeresoberflächen oder (iii) an kontinentalen Referenzpunkten bestimmt werden (Sánchez 2008). Die gemeinsame Ausgleichung aller möglichen Beobachtungsgleichungen

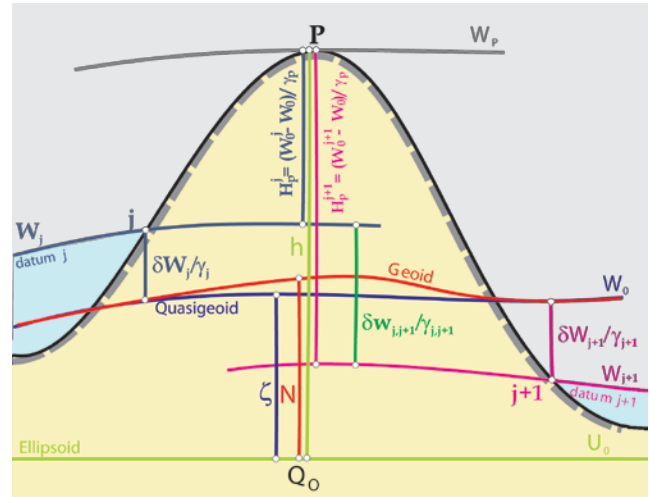


Abb. 2: Differenzen zwischen lokalen Referenzniveaus (W_j , W_{j+1}) und dem globalen System (W_0), ausgedrückt in Längeneinheiten ($\delta W/\gamma$)

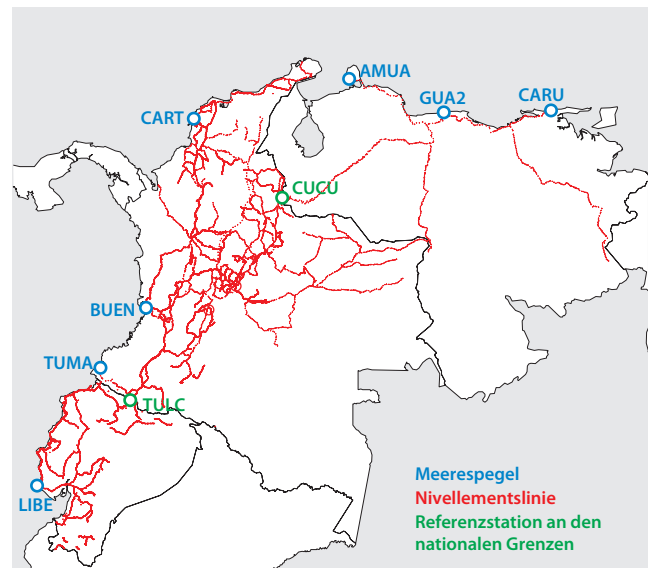


Abb. 3: Eingangsdaten für die Bestimmung der Diskrepanzen zwischen den Höhensystemen von Ecuador, Kolumbien und Venezuela

liefert die endgültigen Niveaudifferenzen. Diese Strategie wurde auf einige Länder Südamerikas angewendet (vgl. Abb. 3). Die Ergebnisse der Auswertung sind in Tab. 1 zusammengefasst. Die hier vorgestellte Analyse konnte Dank der wissenschaftlichen Zusammenarbeit zwischen DGFI und den geographischen Instituten von Venezuela (IGVSB), Ecuador (IGM) und Kolumbien (IGAC) im Rahmen von SIRGAS durchgeführt werden.

Tab. 1: Diskrepanzen zwischen den Referenzniveaus von Ecuador (Ec), Kolumbien (Co) und Venezuela (Ve), ausgedrückt in cm (Potenzialdifferenz geteilt durch die Normalschwere). Das globale Referenzniveau ist $W_0 = 62\,636\,853,1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (Sánchez 2008).

Land	Pegel	Ansatz				
		Küste ($\delta W_j/\gamma_i$) [cm]	Ozean ($\delta W_j/\gamma_i$) [cm]	Mittel- wert [cm]	Kontinent ($\delta W_j/\gamma_i$)– ($\delta W_{j+1}/\gamma_{i+1}$) [cm]	
Ec	LIBE	75	55	65	Differenz Co – Ec	26
Co	TUMA	–21	–25			
	BUEN	–28	–33			
	CART	–26	–23			
	Mean	–25	–27	–25		
Ve	AMUA	–41	–43		Differenz Co – Ve	19
	GUA2	–53	–57			
	CARU	–40	–46			
	Mean	–44	–48	–46		

3 GOCE-Prozessierung und –Validierung

Der GOCE-Satellit wurde am 17. März 2009 gestartet. Ziel dieser ESA-Mission ist es, das stationäre Schwerfeld der Erde mit sehr hoher Genauigkeit und Auflösung zu bestimmen (ESA 1999). Die Nutzlast von GOCE besteht im Wesentlichen aus einem Gradiometer – einer einzigartigen Kombination sehr empfindlicher Beschleunigungsmesser – das die Schweregradienten mit einer Genauigkeit von etwa 10 mE misst. Abb. 4 stellt den GOCE-Satelliten und das Gradiometer im Massenzentrum dar. Eine genaue Kalibrierung des Gradiometers ist unabdingbar. Dafür wurden verschiedene Methoden entwickelt (Bouman et al. 2008; Rispens und Bouman 2009). Die externe

Kalibrierung ist ein wichtiger Teil der Vorverarbeitung der Gradienten, an denen das DGFI in enger Zusammenarbeit mit dem Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie (IAPG) der TU München beteiligt ist (Bouman 2007; Bouman et al. 2009).

Die Kalibrierung und Validierung der GOCE-Gradienten umfasst viele, möglichst hochaufgelöste Datentypen wie z.B. terrestrische Schweremessungen. Die Satellitenaltimetrie wurde in diesem Zusammenhang aber kaum betrachtet, obwohl sie zumindest über der Meeresoberfläche hochaufgelöste Schwerfeldinformationen bereitstellt. Der Grundgedanke ist einfach: Näherungsweise liefert die Altimetrie entlang der Bodenspur Äquipotenzialwerte, die durch zweifache Ableitung Schweregradienten ergeben (Rummel und Haagmans 1991). Diese Schweregradienten können dann genutzt werden um die GOCE-Gradienten zu validieren. Dazu ist es wichtig, die Qualität der Altimetrie-Gradienten zu beurteilen. Einerseits werden durch das

Rauschen der Altimetermessungen stochastische Fehler erzeugt, andererseits können systematische Fehler auftreten. Ansätze für die zufälligen Altimetermessfehler sind in dem Artikel zur Kinematik des Meeresspiegels (Bosch et al., in diesem Heft) beschrieben. Hier sollen vor allem systematische Fehler, wie z.B. Abbruchfehler betrachtet werden.

Rummel und Haagmans (1991) schlagen die Verwendung von »Smoothing Cubic Splines« für die Berechnung der Altimetrie-Gradienten vor. Allerdings wurde dabei der Abbruchfehler der zweiten Ableitung nicht untersucht. Generiert man mit dem Schwerfeldmodell EGM2008 (Pavlis et al. 2008) Potenzialwerte entlang einer Altimeterspur und berechnet die zweite Ableitung mithilfe

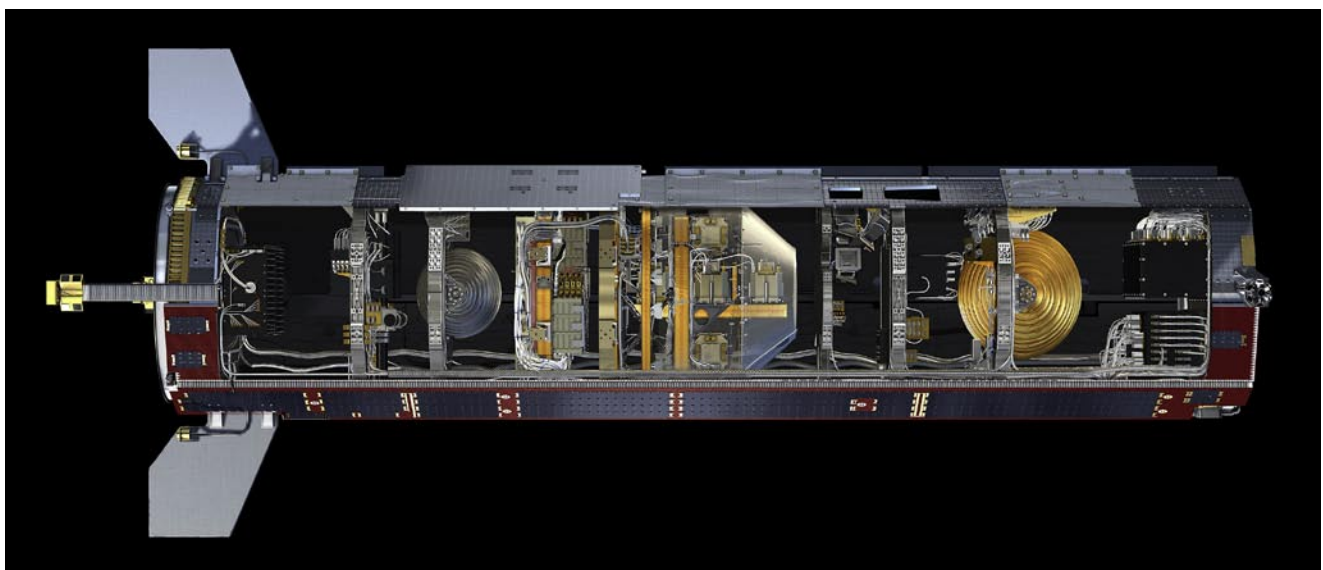


Abb. 4: GOCE-Satellit mit Gradiometer (mit freundlicher Genehmigung der ESA)

Tab. 2: Abbruchfehler der zweiten Ableitung des Störpotenzials, berechnet mit kubischen Splines

	Maximum	RMS
1 Hz, Erdoberfläche (E)	4.0	0.7
10 Hz, Erdoberfläche (mE)	40	6
1 Hz, GOCE-Höhe (mE)	< 0.1	< 0.1

kubischer Splines, dann können diese Altimetrie-Gradienten mit den direkt aus EGM2008 erzeugten Gradienten verglichen werden (Bouman et al. 2010b). Die Differenzen an der Erdoberfläche sowie in GOCE-Flughöhe von ca. 260 km sind in Tab. 2 zusammengefasst. Sollen Gradienten an der Erdoberfläche gerechnet und verglichen werden, müssen Altimeterdaten mit einer Abtastrate von 10 Hz (d. h. mit ca. 700 m Abstand entlang der Spur) verwendet werden. In GOCE-Flughöhe ist der Abbruchfehler viel geringer und es reichen 1 Hz Altimeterdaten (mit ca. 7 km Abstand entlang einer Spur) aus.

Andere systematische Effekte entstehen durch die Existenz der DOT, vor allem weil die Altimetrie-Gradienten nicht vom Geoid, sondern von einer gekrümmten Meeresoberfläche abgeleitet werden. Das DOT-Signal ist zwar klein im Vergleich zum Geoid, die Auswirkungen auf die Gradienten können aber größer sein als die Messgenauigkeiten von GOCE. Abb. 5 zeigt das Leistungsdichtespektrum (»Power Spectral Density«, PSD) der vertikalen Gradienten, die aus der Meerestopographie DOT2008A (Pavlis et al. 2008) berechnet wurden und die spektralen Messgenauigkeiten, die von GOCE erreicht werden sollten. Auch der Unterschied zwischen Gradienten auf einer gekrümmten Fläche und der Fläche in einem lokalen kartesischen System ist klein. Der Korrekturterm kann ebenfalls größer sein als die Messgenauigkeit von GOCE. Abb. 5 zeigt ein Beispiel des Korrekturterms für den vertikalen Gradienten.

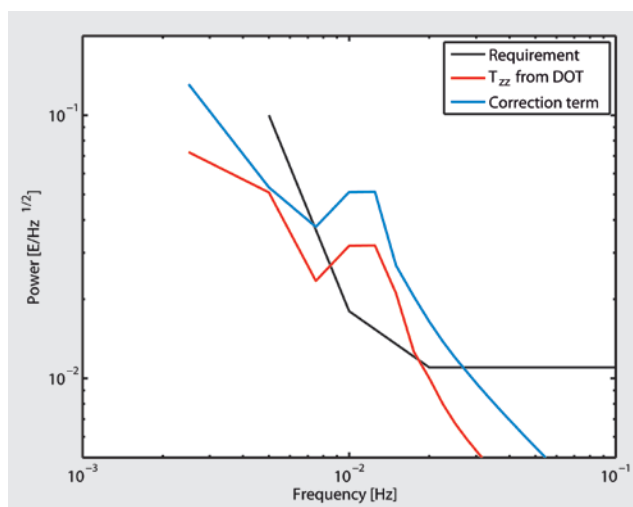


Abb. 5: PSD der vertikalen Gradienten aus DOT2008A und Korrekturterm in GOCE-Flughöhe

4 Hochauflösendes Schwerfeld

4.1 Multiresolutionsdarstellung

Das Gravitationsfeld der Erde wird traditionell durch eine Reihenentwicklung in Kugelfunktionen beschrieben. Die zugehörigen Kugelflächenfunktionen bilden eine orthogonale Basis auf einer Sphäre (Kugeloberfläche) Ω_R mit dem Radius R ; die zugehörigen Reihenkoeffizienten, d. h. die Kugelfunktionskoeffizienten, werden aus global vorliegenden Messungen bestimmt. Die Berechnung des Gravitationspotenzials $V(P)$ in einem Punkt P im Außenraum der Kugel wird durch eine sphärische Faltung des Potenzials $V(Q)$ in Punkten Q auf der Sphäre mit dem Poisson-Kern $K_P(P, Q)$ erzielt, d. h.

$$V(P) = (K_P * V)_{\Omega_R} = \int_{\Omega_R} K_P(P, Q) V(Q) d\Omega_R \quad (2)$$

(Schmidt und Fabert 2008). Liegen die Messungen auf der Sphäre Ω_R ungleichmäßig verteilt und/oder mit unterschiedlicher Genauigkeit vor, erweisen sich Kugelfunktionsentwicklungen als ungeeignet. Zur Beschreibung des Gravitationspotenzials $V(P)$ bieten sich dann alternative Reihendarstellungen in sphärischen (radialen) Basisfunktionen an. Der Poisson-Kern entspricht auf der Sphäre der Deltafunktion, d. h. er weist räumlich eine unendlich feine Lokalisierung auf Kosten eines unendlich ausgedehnten spektralen Verhaltens auf. Hochauflösende Schwerfelder werden zumeist aus heterogenen regional vorliegenden Messungen bestimmt. Zu diesem Zweck wird der Poisson-Kern durch einen räumlich und spektral lokalisierende Kern $\phi_I(P, Q)$ ersetzt, sodass aus Gleichung (2)

$$V_I(P) = (\phi_I * V)_{\Omega_R} \approx \int_{\partial\Omega_R} \phi_I(P, Q) V(Q) d\Omega_R \quad (3)$$

folgt, wobei die Integration nur über die Region $\partial\Omega_R$ erfolgt, in der die Messungen vorliegen. Im Rahmen der Multiresolutionsdarstellung (MRD) wird der Kern $\phi_I(P, Q)$ als Skalierungsfunktion bezeichnet. Die MRD des Gravitationspotenzials $V(P) \approx V_I(P)$ lautet

$$V_I(P) = V_0(P) + \sum_{i=0}^I g_i(P), \quad (4)$$

worin sich das Detailsignal $g_i(P) = (\psi_i * V)_{\Omega_R} = \sum_{k=1}^{N_i} d_{i,k} \psi_i(P, Q_{i,k})$ aus einer Reihenentwicklung in den sphärischen Wavelet-Funktionen $\psi_i(P, Q_{i,k})$ berechnet; die N_i Punkte $Q_{i,k}$ sind Knotenpunkte eines vorgegebenen geeigneten Punktgitters. Die Berechnung des Gravitationsfeldes mittels der MRD bedeutet die Schätzung der Koeffizienten $d_{i,k}$ aus Schwerfeldbeobachtungen (Schmidt et al. 2007). Dabei bezeichnet der Level $i \in \{0, 1, \dots, I\}$ ein Frequenzband, d. h. jede Wavelet-Funktion ist einem bestimmten Frequenzband zugeordnet und die entsprechenden Detailsignale in Gleichung (4) bedeuten Bandpassfilterungen des Potenzials.

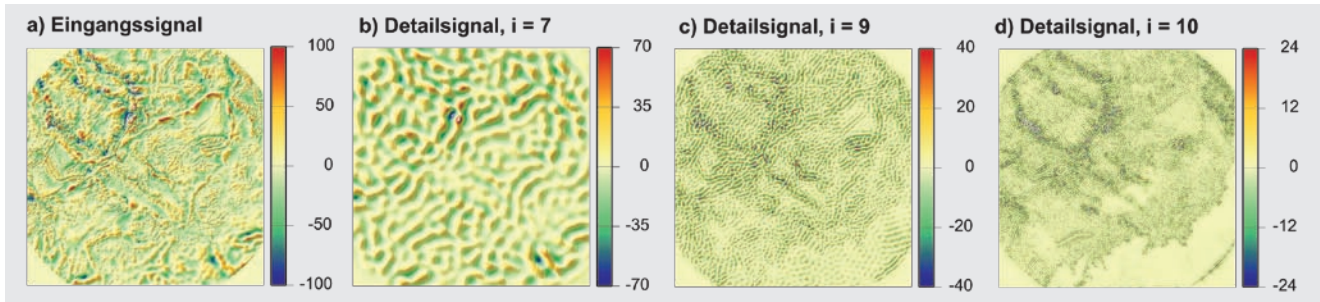


Abb. 6: MRD. a) Eingangssignal: Differenz aus ArcGP-Freiluft-Schwereanomalien und EGM96 (bis Grad und Ordnung 70). Im Zentrum der geographische Nordpol; b) – d) Detailsignale der Levels $i = 7, 9, 10$. Alle Daten in mGal

Abb. 6a zeigt als Eingangssignal einer MRD die Differenz aus Freiluft-Schwereanomalien (Auflösung $5' \times 5'$) in der Arktis (Kenyon und Forsberg 2001) reduziert um das Referenzmodell EGM96 bis Grad und Ordnung 70. Im Zentrum der Abbildung befindet sich der geographische Nordpol, links oben erkennt man die Umrisse Grönlands, rechts unten liegt Sibirien. Die Abb. 6b – 6d zeigen einzelne Detailsignale; insbesondere erkennt man aus Abb. 6d, dass das Detailsignal $g_{10}(P)$, das nach Schmidt et al. (2007) Signalanteile zwischen Grad 512 und 2047 beschreibt, innerhalb Sibiriens nahezu null ist. Dort liegen nämlich keine Messungen vor und der Eingangssignalsatz entspricht EGM96 bis Grad und Ordnung 360.

4.2 Kombination in der Altimetrie

Marine Schweranomalien, die durch kombinierte Auswertung verschiedener Altimetermissionen ermittelt werden, bieten heute Gitterauflösungen bis zu $1' \times 1'$ (DNSC08GRA, Andersen und Knudsen 1998). Die Altimetrie wird deshalb weiterhin eine wichtige Quelle für die Modellierung der Feinstrukturen des Schwerfeldes bleiben. Am DGFI wird dafür ein Ansatz verfolgt, bei dem Schwerfelddaten von GRACE und GOCE direkt mit den Messungen auf den Altimeterprofilen kombiniert werden, um die Auflösung des Schwerfeldes zu verbessern und gleichzeitig die DOT zu bestimmen. Da die DOT nur für Meeresoberflächen definiert ist, werden wieder keine Kugelfunktionen, sondern lokalisierende Basisfunktionen analog Gleichung (3) zur Modellierung angesetzt. Abb. 7 zeigt, dass dieses Konzept erfolgreich ist. In einem Testgebiet im Südatlantik wurde ITG03S (Mayer-Gürr 2007) als Referenzmodell genutzt und mit Altimeterprofilen von TOPEX und ERS-2 kombiniert.

5 Zeitvariationen

Mit der erfolgreichen Satellitenmission GRACE rückte die Darstellung des zeitvariablen Gravitationsfeldes verstärkt in den Fokus geodätischer Arbeiten. Am DGFI wurden in den letzten Jahren verschiedene Strategien entwickelt, um Zeitvariationen des Schwerfeldes im Modellansatz

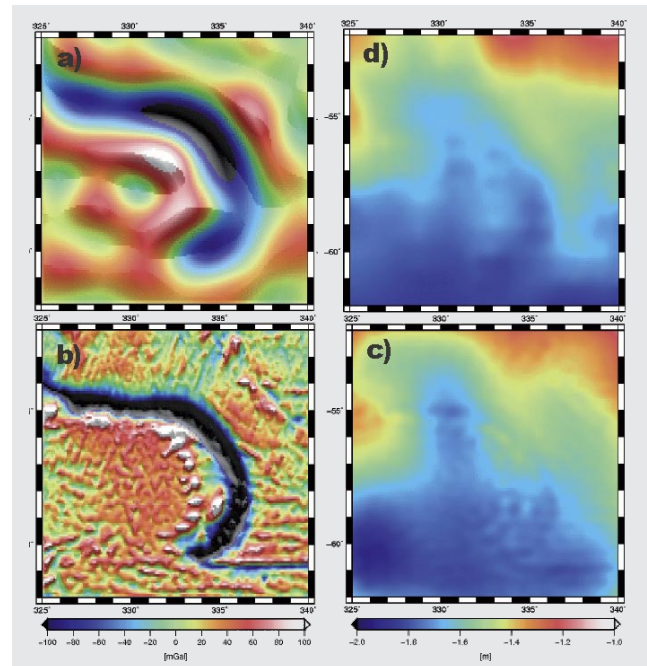


Abb. 7: Gemeinsame Schätzung von Schwerfeld und DOT im Südatlantik: a) Schweranomalien (mGal) des Referenzmodells ITG03S, b) Schweranomalien (mGal) nach Kombination mit Altimeterdaten, c) geschätzte Ozeantopographie (m) und d) Ozeantopographie (m) von (Niiler et al. 2003)

zu berücksichtigen. Auf der Basis der MRD gemäß Gleichung (4) entwickelten Schmidt et al. (2006) ein Verfahren, bei dem die Koeffizienten $d_{i,k}$ aus level-abhängigen Zeitintervallen geschätzt werden. Diese Vorgehensweise wurde in Anlehnung an die Monats- oder Wochenlösungen der Kugelfunktionsmodelle der GRACE-Prozessierungszentren beim GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam, dem »Centre of Space Research« (CSR) in Texas, dem »Jet Propulsion Laboratory« (JPL) in Pasadena und anderer entwickelt. Als Alternative zu diesem »Intervall«-Ansatz lassen sich die zeitabhängigen Koeffizienten $d_{i,k} = d_{i,k}(t)$ in eindimensionalen Reihen in zeitabhängigen Basisfunktionen entwickeln. Schmidt et al. (2008a) wählten Fourier-Reihenentwicklungen mit einer Basisperiode von einem Jahr. Als Ergebnis erhält man dann für jeden Koeffizienten $d_{i,k}(t)$ einen Satz an Fourier-Koeffizienten. Anstelle von Sinus- und Kosinus-Basisfunktionen verwenden Seitz et al. (2007) B-Spline-Funktionen; siehe

auch Dettmering et al. (in diesem Heft). Hierbei handelt es sich um zeitlich lokalisierende Funktionen, mittels derer auch eine vierdimensionale MRD entwickelt werden kann; siehe hierzu Schmidt et al. (2008b).

Künstliche Erdsatelliten bewegen sich im Schwerfeld der Erde um den Massenmittelpunkt der Erde, in dem ein Brennpunkt der Bahnellipse liegt. Da die Hauptstörkraft einer Satellitenbahn die Inhomogenität des Schwerfeldes ist, lassen sich durch Analyse der Bahnstörungen Koeffizienten des Schwerepotenzials berechnen, wenn die nicht-gravitativen Störkräfte genau genug berechnet werden können. Die Sensitivität eines Satelliten nimmt mit zunehmender Bahnhöhe ab, ist aber für LAGEOS (knapp 6000 km über der Erde) noch so stark, dass Koeffizienten der Kugelfunktionsentwicklung bis zum Grad und Ordnung 36 bestimmt werden können. Resonanzen der Bahn mit bestimmten Koeffizienten erlauben es sogar, in der Entwicklung noch höher zu gehen. Niedrig fliegende Satelliten würden zwar einen höheren Entwicklungsgrad erlauben, fliegen aber gleichzeitig noch in der Hochatmosphäre, die eine genaue Modellierung der nicht-gravitativen Störkräfte erschwert.

Das DGFI hat, beginnend mit den GRIM-Modellen (ab 1980), eine lange Tradition in der Berechnung von Erdmodellen. Derzeit werden allerdings nur Lasermessungen zu den geodätischen Kugelsatelliten LAGEOS-1/2, sowie ETALON-1/2 zur Bestimmung von niederen harmonischen Koeffizienten und deren zeitlichen Änderungen genutzt.

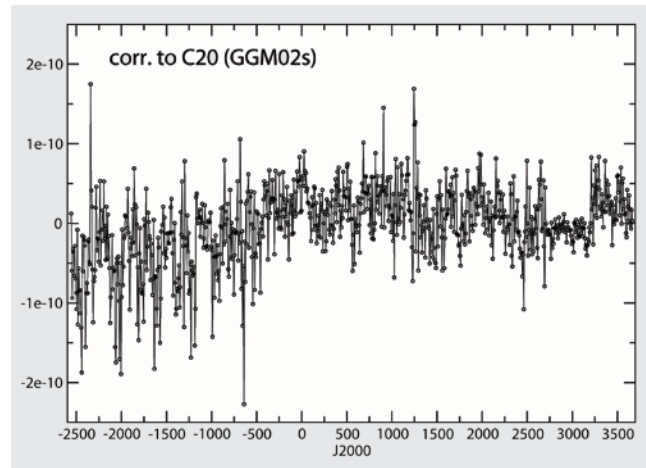


Abb. 8: Zeitreihe wöchentlicher C_{20} -Variationen aus Lasermessungen zu LAGEOS-1/2

Abb. 8 zeigt die wöchentlichen Abweichungen des harmonischen Koeffizienten C_{20} von dem Wert des GRACE-Schwerfeldes GGM02S im Zeitraum von 1993 bis 2010 aus einer Kombination der SLR-Beobachtungen zu LAGEOS-1/2. Bei dieser Berechnung sind Stations- und Polkoordinaten auf den Referenzrahmen SLRF2005 (http://ilrs.gsfc.nasa.gov/working_groups/awg/SLRF2005.html) und die Zeitreihe der Erdorientierungsparameter IERS 2005 EOP C04 (Bizouard and Gambis 2005) fixiert. Die Genauigkeit der Ergebnisse verbessert sich mit zunehmender Messgenauigkeit, zeigt aber ein eindeutig periodisches Verhalten.