

Das Schwerfeld der Erde

CHRISTOPH REIGBER | PETER SCHWINTZER

Mit den aktuellen Satellitenmissionen CHAMP und GRACE hat ein neues Kapitel der Erdbeobachtung begonnen. Auf polaren Bahnen umkreisen die Geräte in niedriger Höhe die Erde und liefern ein globales Bild des Schwerfelds und seiner zeitlichen Änderungen.

Form und Schwerfeld der Erde sind wesentlich komplexer als man vielleicht vermuten würde. In erster Annäherung kann man sich unseren Planeten vereinfacht als ein abgeplattetes Rotationsellipsoid vorstellen, in dem die Gesamtmasse homogen verteilt ist. Der Äquatorradius dieses Ellipsoids ist dabei rund 20 km länger als der Polradius. An der Oberfläche dieses Rotationsellipsoids wirkt aufgrund der Massenanziehung eine Gravitationsbeschleunigung in Richtung des Mittelpunkts von $9,81 \text{ m/s}^2$, die zum Pol hin auf $9,83 \text{ m/s}^2$ zunimmt. Berücksichtigt man noch die der Gravitationsbeschleunigung entgegengerichtete Zentrifugalbeschleunigung von $-0,03 \text{ m/s}^2$ am Äquator, so ergibt sich eine Schwerebeschleunigung (oder kurz Schwere) von $9,78 \text{ m/s}^2$ am Äquator. An den Polen fallen Gravitation und Schwere zusammen. Eine Waage zeigt demnach am Pol für einen normal gewichtigen Menschen etwa 350 g mehr an als am Äquator.

Während sich die Schwere auf der Ellipsoidoberfläche also mit der Breite ändert, ist das Schwerepotential dort überall gleich, und man spricht von einer Äquipotentialfläche. Die auf solch einem Rotationsellipsoid wirkende Schwere nennt man Normalschwere und den Potentialwert Normalpotential.

Beulen und Dellen

In Wirklichkeit ist die Masse der Erde nicht gleichmäßig verteilt. An den Übergangszonen der schalenförmig aufgebauten Erde vom Zentrum über den äußeren Erdkern und Erdmantel bis zur Erdkruste gibt es unregelmäßig verteilte Dichtesprünge und innerhalb der Schalen einen variierenden Dichteverlauf. Augenfällig wird die ungleiche Massenverteilung an der Erdoberfläche anhand der Topographie.

All diese Dichteanomalien haben zur Folge, dass das tatsächliche Schwerfeld vom Normalschwerfeld eines Rotationsellipsoids abweicht. Die Äquipotentialfläche der Erde ist gegenüber der Ellipsoidoberfläche deformiert und

weist Beulen und Dellen mit Abweichungen von bis zu 100 m nach oben und unten auf. Diese Fläche wird als Geoid bezeichnet und ist als Bezugsfläche für alle topographischen Höhen als Normal Null oder mittlerer Meeresspiegel bekannt. Eine mit Wasser bedeckte Erde würde exakt die Form des Geoids annehmen. Die Abweichungen zum Ellipsoid werden als Geoidundulationen bezeichnet. Wie bei jeder Äquipotentialfläche steht die Lotrichtung überall exakt senkrecht auf dem Geoid und trotz der Beulen und Dellen setzt sich ein an beliebiger Stelle aufgesetzter Wassertropfen auf dieser Fläche nicht in Bewegung.

Auch die tatsächlichen Schwerewerte an der Erdoberfläche variieren um die Normalwerte des Rotationsellipsoids. Die Ausschläge, die als Schwereanomalien bezeichnet werden, erreichen maximal $5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}^2$, also 500 Milli-onstel der Normalschwere.

Geoidundulationen und Schwereanomalien repräsentieren die unregelmäßige Struktur des Schwerfelds entlang der Erdoberfläche und sind die gesuchten Größen, die in der Satellitengeodäsie aus der Analyse von Bahnstörungen erdumkreisender Satelliten gewonnen werden. Als Bahnstörungen werden die Abweichungen der Flugbahn von der Kepler-Ellipse bezeichnet, die der Satellit fliegen würde, wenn die Erde eine homogen aufgebaute Kugel wäre.

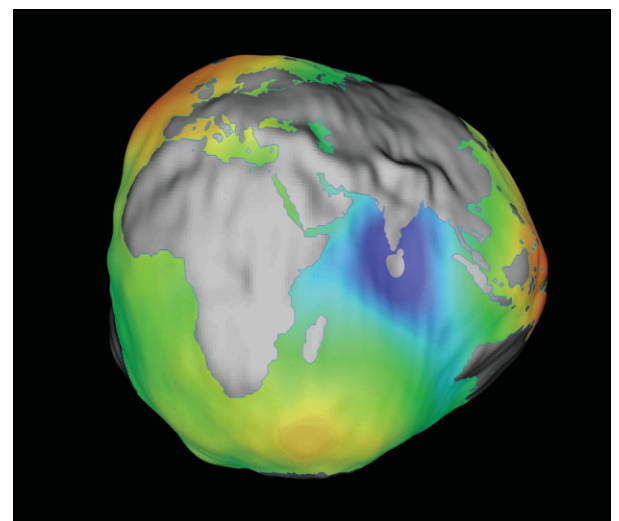


Abb. 1 Das Geoid vom Satelliten CHAMP aus gesehen (stark überhöht dargestellt).

Seit Beginn des Raumfahrtzeitalters hat man Messungen von Satellitenbahnstörungen für die Ableitung von Schwerefeldparametern genutzt, beginnend mit der exakten Bestimmung der Erdabplattung über die „Birnenform“ der Erde (Asymmetrie zwischen Nord- und Südhemisphäre) bis zu den heutigen globalen Erdschwerefeldmodellen. Die rein aus Satellitenbahnbeobachtungen abgeleitete Grobstruktur des Erdschwerefelds besitzt eine räumliche Auflösung von derzeit circa 500 km an der Erdoberfläche. Dazu sind Gleichungssysteme mit mehreren tausend Unbekannten aufzustellen und zu lösen.

Da die Gravitation mit wachsendem Abstand von der Erde abnimmt, ist die Anwendung der Satellitenbahnmethode auf die Erfassung großräumiger Strukturen im Erdschwerefeld beschränkt (Abbildung 1). Sie bietet aber die einzige Möglichkeit, die Grobstruktur, das heißt den langwelligen Bereich des Erdschwerefelds, homogen und zuverlässig zu vermessen. Globale Satellitenschwerefeldmodelle liefern die Basis für Schwerekarten mit wesentlich feinerer Auflösung (Abbildung 2). Hierfür kombiniert man sie mit Daten aus der Satellitenaltimetrie (Höhenmessung) über den Ozeanen sowie terrestrischer, schiffs- oder flugzeuggestützter Gravimetrie. Dies ist beispielsweise für Anwendungen in der Landesvermessung und der Lagerstätten erkundung notwendig. Die Satellitenaltimetrie tastet über Abstandsmessungen zwischen Satellit und Fußpunkt am Boden die Geometrie der Ozeanoberfläche ab, die in erster Näherung mit dem Geoid zusammenfällt.

Erdschwerefeldmodelle und geowissenschaftliche Nutzung

Die Struktur des Erdschwerefelds spiegelt die Dichteverteilung im Erdinnern wider, allerdings integriert über den gesamten Erdkörper. Deshalb lässt sich aus der Kenntnis des Erdschwerefelds allein der dreidimensionale Aufbau der

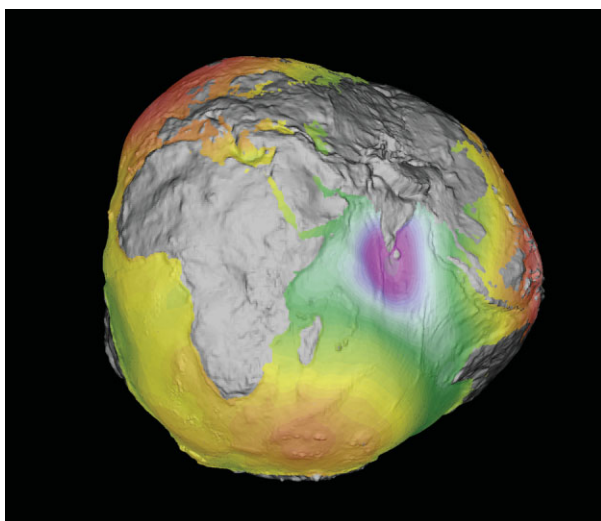


Abb. 2 Das wesentlich genauere Geoid nach Kombination der CHAMP-Lösung mit terrestrischen Schweredaten (stark überhöht dargestellt).

Erde nicht eindeutig rekonstruieren. Erst die Kombination mit anderen geophysikalischen Signalen aus dem Erdinnern, vor allem Geschwindigkeitsvariationen von Erdbebenwellen beim Durchqueren der Erde, reduziert die Unschärfe. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von Erdbebenwellen hängt von einer Vielzahl von Zustandsparametern des durchdrungenen Materials ab, nicht nur, wie es bei den Schwereanomalien und Geoidhöhen der Fall ist, von der Dichte (siehe den Beitrag von Rainer Kind und Xiaohui Yuan in diesem Spezial). Durch Kombination mit dem beobachteten Erdschwerefeld gelingt es jedoch, tiefenabhängige Geschwindigkeits- und Dichtereaktionen für die Wellengeschwindigkeiten abzuleiten und so das Fenster in das Erdinnere weiter zu öffnen [1]. Allerdings ist es noch nicht gelungen, die Konvektionsströme im Erdmantel, die der Motor der Plattentektonik sind, nachzuweisen und zu lokalisieren.

Hierfür reicht die Auflösung der seismischen Modelle noch nicht aus. Dies ist ein wichtiges Ziel der Geophysik.

Da die Erde sich im relativen Gleichgewicht befindet, werden größere Massenunregelmäßigkeiten an anderer Stelle wieder kompensiert. Deshalb sind die Abweichungen vom Normalschwerefeld des Ellipsoids relativ gering. Allein die sichtbaren topographischen Massen, wie die Gebirge, würden einen viel größeren Schwereeffekt hervorrufen als man tatsächlich beobachtet, wenn es diesen Kompensationseffekt nicht gäbe. Daraus kann man auf die Massenverteilung und Mächtigkeit des festen Teils des oberen Erdkörpers, der Lithosphäre, schließen [2].

Aber nicht nur in der Geophysik, auch in anderen geowissenschaftlichen Disziplinen spielt das Erdschwerefeld eine entscheidende Rolle. In der Ozeanographie beispielsweise ist das Geoid eine notwendige Referenzfläche für die Ableitung der Meerestopographie mit Hilfe von satellitenaltimetrischen Messungen. Die Meerestopographie ist nichts anderes als die Abweichungen der tatsächlichen Meeresoberfläche vom Geoid. Sie beträgt maximal zwei Meter. Aus dieser Topographie ergibt sich unmittelbar das globale Muster der Meeresströmungen, die für den Wärme- und CO₂-Transport verantwortlich sind. Für diese Anwendung muss das Geoid zentimetergenau und mit einer hohen Auflösung bis herunter zu Wellenlängen von 30 km gemessen werden [3].

Ein immer wichtiger werdender Aspekt ist das Monitoring von klimatisch bedingten Prozessen an der Erdoberfläche. Hierzu zählen saisonale Änderungen im kontinentalen Wasserhaushalt und Meeresspiegeländerungen aufgrund von Verschiebungen in der Massenbilanz zwischen polarem Eis und Meerwasser. Diese Vorgänge sind mit

INTERNET

CHAMP

op.gfz-potsdam.de/champ/index_CHAMP.html

GRACE

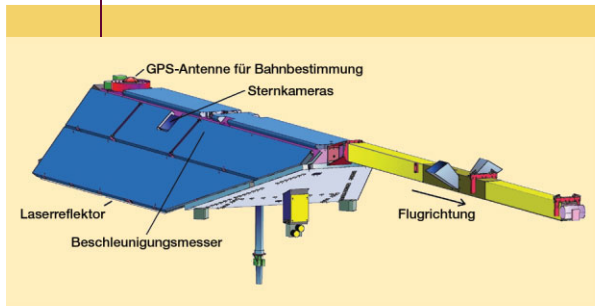
op.gfz-potsdam.de/grace/index_GRACE.html
www.csr.utexas.edu/grace

GOCE

www.esa.int/export/esaLP/goce.html

**Der Satellit
CHAMP und seine
Schwerefeldnutz-
last.**

ABB. 3 | CHAMP



großräumigen periodischen und langfristigen Massenverteilungen verbunden, die als zeitliche Änderungen im Erdschwerefeld über Satellitenbahnstörungen beobachtet werden können. Da diese Effekte nur sehr kleine Signale erzeugen, werden zu ihrer Auflösung extreme Genauigkeiten verlangt [4].

Bis vor drei Jahren lagen die Genauigkeiten bei der globalen Schwerefeldausmessung an der Erdoberfläche bei 1 m im Geoid und $5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ in der Schwere bezogen auf eine räumliche Auflösung von 500 km. Dies ist für die skizzierten Anwendungen um ein bis zwei Größenordnungen zu gering. Es wurden deshalb international Anstrengungen unternommen, um durch neue Satellitenmissionen in die geforderten Genauigkeits- und Auflösungsbereiche zu kommen.

Ein erster derartiger Satellit ist CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload) [5], ein deutscher Geoforschungssatellit, der Mitte 2000 gestartet wurde und mit einem Schlag die Modellgenauigkeit für das globale Schwerefeld um bis zu einer Größenordnung verbesserte (Abbildung 3). Die Zwillingsatelliten des amerikanisch-deutschen Projekts GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) [6] mit noch höherem Genauigkeitspotential befinden sich seit März 2002 in der Umlaufbahn (Abbildung 4 und „Messprinzip der GRACE-Zwillingsatelliten“, S. 209). Ihre Daten



Abb. 4 Das Satellitentandem GRACE.

werden derzeit analysiert. CHAMP und GRACE wurden unter Federführung des europäischen Raumfahrtkonzerns Astrium gebaut.

Aktuelle globale Schwerefeldmodelle aus Satellitenbahnstörungen werden an der Universität Texas (Centre for Space Research), der NASA (Goddard Space Flight Center) und in Europa am GFZ Potsdam zusammen mit GRGS (Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale) der französischen Raumfahrtbehörde CNES entwickelt. Die in deutsch-französischer Koproduktion entstandenen aktuellsten Modelle basieren auf CHAMP-Daten und heißen EIGEN (European Improved Gravity model of the Earth by New techniques) [7].

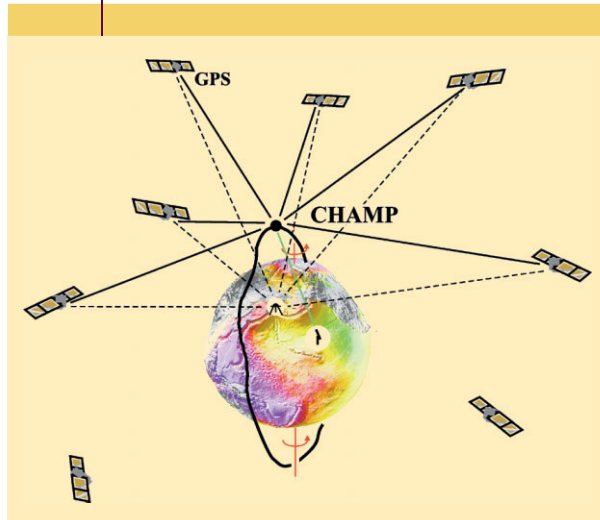
Globale Erdschwerefeldmodelle werden üblicherweise in zwei Versionen berechnet: zum einen rein aus Satellitenbahnstörungen (hier mit EIGEN-2 bezeichnet) und zum anderen mit Daten, welche die Satellitenaltimetrie und direkte Schweremessungen mit land- und flugzeuggestützten Gravimetern zur Auflösungssteigerung mit einbeziehen (EIGEN-2C). Reine Satellitenlösungen finden insbesondere in der Ozeanographie Verwendung, da sie frei sind von Annahmen über die Ozeandynamik, wie sie bei der Verwendung von Altimeterdaten für die Schwerefeldmodellierung getroffen werden müssen.

Schwerefeldbestimmung aus Satellitenbahnstörungen

Das Schwerefeld lässt sich nur dann mit Hilfe von Satelliten bestimmen, wenn deren Bahnen hoch präzise bekannt sind. Der in rund 400 km Höhe die Erde umkreisende Satellit CHAMP empfängt dazu kontinuierlich Signale der GPS-Satelliten. Das amerikanische Navigationssystem GPS (Global Positioning System) besteht aus 24 Satelliten, die in 20 000 km Höhe die Erde umkreisen. Die Beobachtungen basieren auf Laufzeit- und Phasendifferenzmessungen der von den GPS-Satelliten abgestrahlten Radiowellen, aus denen letztlich die genauen Abstände zwischen den GPS-Satelliten und CHAMP zum jeweiligen Zeitpunkt gewonnen werden (Abbildung 5). Außerdem verfolgten etwa zwölf Bodenstationen die Bahn von CHAMP während des jeweiligen Überflugs mit Hilfe von Laserstrahlen.

Mit vorgegebenen genäherten Werten für Ort und Geschwindigkeit des Satelliten CHAMP zu einem Anfangszeitpunkt wird die Bahn des Satelliten numerisch über jeweils 36 Stunden, entsprechend etwa 22 Erdumläufen, in einem raumfesten Referenzsystem integriert. In die Rechnungen gehen eine Reihe von Störeinflüssen ein. Das sind die gravitativen Kräfte, wie das Schwerefeld und die Gezeitenkräfte von Mond, Sonne und Planeten, sowie die nicht-gravitativen, wie der Hochatmosphärenwiderstand, Sonnen- und Erdstrahlungsdruck. Durch Variation der Anfangselemente für Ort und Geschwindigkeit des Satelliten erhält man eine an die Bahnbeobachtungen am besten angepasste Bahn für den Integrationszeitraum. Die Differenzen zu den Beobachtungen enthalten dann, bei fehlerfreier Modellierung aller anderen auf den Satelliten wirkenden Kräfte, die Information

ABB. 5 | BAHNBESTIMMUNG



Ausmessung der CHAMP-Bahn mit den Satelliten der GPS-Konstellation und mit bodengestütztem Laserradar.

über Abweichungen zwischen dem tatsächlichen Erdschwerefeld und dem der Bahnberechnung zugrunde gelegten Modell.

Mit CHAMP gelang es zum ersten Mal, das Erdschwerefeld allein aus den Bahnstörungen eines einzigen Satelliten abzuleiten. Allein aus den Daten eines einzigen Monats erhält man bei gleicher Auflösung bereits ein bis zu eine Größenordnung genaueres Schwerefeldmodell als das bis dahin gültige GRIM5-S1 [8]. Für GRIM5-S1 mussten noch über mehrere Jahre hinweg Daten von etwa 30 Satelliten auf verschiedenen, gut im Raum verteilten Bahnen verarbeitet werden. Die entscheidenden Vorteile der CHAMP-Mission gegenüber allen bisherigen für die Schwerefeldausmessung nutzbaren Satelliten sind:

- kontinuierliche Bahnverfolgung mit Hilfe der GPS-Satelliten gegenüber sehr lückenhafter bodengestützter Bahnverfolgung mittels Laser- oder Radiowellenmessungen beim Überflug über eine Bodenstation,
- sehr niedrige Flughöhe (von 450 km auf 300 km absinkend) und damit erhöhte Sensitivität der Bahn auf Schwerefeldstörungen,
- nahezu polare Bahn zur kompletten Abdeckung der Erdoberfläche und
- direkte Messung der auf den Satelliten wirkenden nicht-gravitativen Störkräfte durch einen an Bord befindlichen dreiachsigen Beschleunigungsmesser.

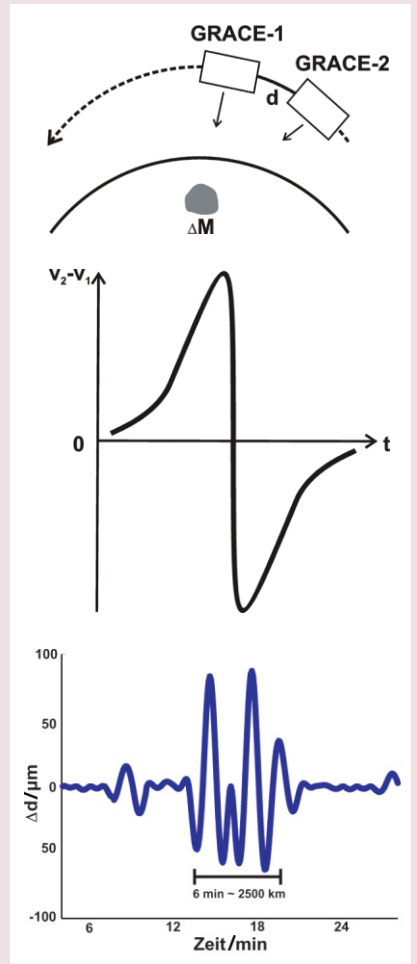
Insbesondere der in der niedrigen Flughöhe relativ große Einfluss der Atmosphärenreibung musste früher mit unzulänglichen Dichtemodellen der Hochatmosphäre approximiert werden. Bei CHAMP kann nach Abzug der Beschleunigungsmessungen von den Bahnstörungen das rein gravitative Signal in der Bahn freigelegt werden. Der Beschleunigungsmesser, der im Schwerpunkt des Satelliten angebracht ist, ist in einem frei fliegenden Satelliten unbeeinflusst von Schwerebeschleunigungen.

MESSPRINZIP DER GRACE-ZWILLINGSATELLITEN

Die beiden Satelliten der GRACE-Mission folgen einander in einem Abstand von rund 220 km auf gleicher Bahn in 500 km Höhe. Gemessen wird mit Radiowellen der relative Abstand d und die relative Geschwindigkeit $v_2 - v_1$ (Abbildung oben).

Bei der Annäherung an eine positive Massenanomale ΔM auf oder innerhalb der Erde wird der nähere Satellit durch die Anziehungskraft stärker beschleunigt als der ihm folgende Satellit. Überquert der erste Satellit die Massenanomale, beginnt für ihn die Abbremsphase, während der zweite noch beschleunigt wird. Entfernen sich beide Satelliten von der Massenanomale, so wird der zweite zunächst noch stärker abgebremst als der nun weiter entfernte erste Satellit. Das führt zu der in der mittleren Abbildung dargestellten Signatur in der gemessenen Relativgeschwindigkeit beider Satelliten [11]. Wegen des differentiellen Charakters der Messung lassen sich mit der Zwillingiskonfiguration sehr viel feinere Strukturen auflösen als aus den Bahnstörungen eines einzelnen Satelliten.

Die Abbildung unten zeigt erste Ergebnisse. Zu sehen sind die gemessenen Ausschläge Δd zwischen den beiden Satelliten bei einem Überflug über den Himalaja etwa entlang des Meridians 81° Ost von -10° bis $+80^\circ$ Breite. Zur Verdeutlichung sind nur die kurzwelligen Anteile mit Zeitintervallen von weniger als 100 s im 4 km großen Gesamtsignal wiedergegeben. Das entspricht bei einer Fluggeschwindigkeit von circa 7 km/s dem Effekt von Strukturen im Erdschwerefeld, die eine Ausdehnung von bis zu 700 km haben.



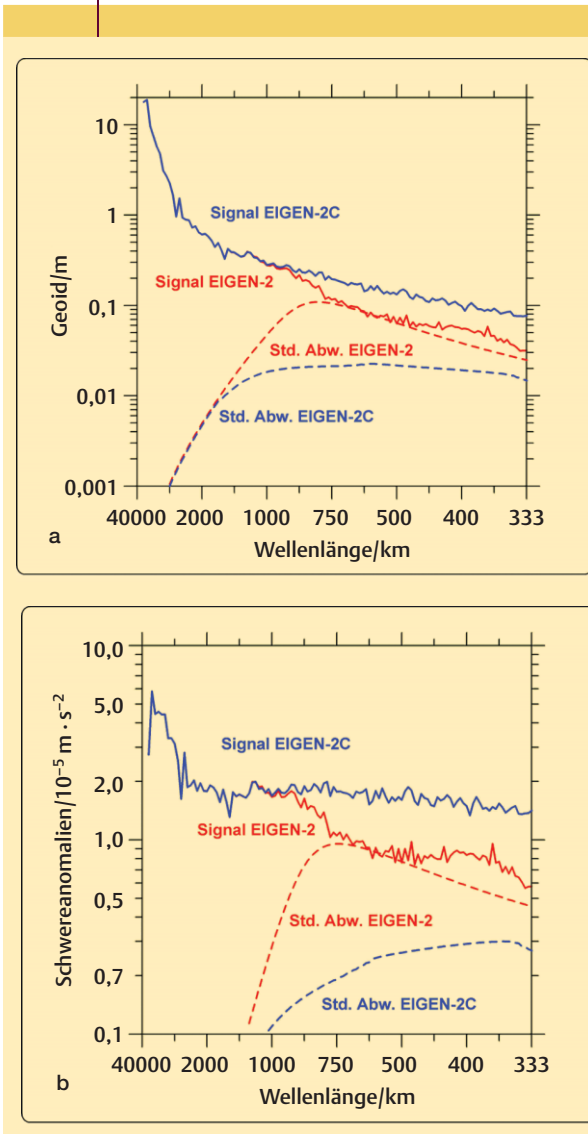
Oben das Messprinzip von GRACE, in der Mitte die Änderung der Relativgeschwindigkeit beim Überfliegen einer Massenanomale, unten gemessene Abstandsänderung zwischen GRACE-1 und GRACE-2 beim Überflug über den Himalaja.

Zusätzliche Nutzung von Oberflächenschweredaten

Einen wesentlichen Beitrag liefern auch Altimetersatelliten, die von ihrer jeweiligen Position aus den senkrechten Abstand zu der Meeresoberfläche messen. Seit Mitte der 1980er Jahre wurde so die Meeresoberfläche mit einer Folge von Satelliten, beginnend mit GEOSAT bis zu den heutigen Jason-1 und Envisat, hoch aufgelöst abgetastet. Bei genauer Bahnberechnung lässt sich daraus die Geometrie der Meeresoberfläche mit Zentimetergenauigkeit ableiten.

Signal- und Fehlerspektren als Lösungen von EIGEN-2, EIGEN-2C für a) das Geoid und b) die Schwereanomalien.

ABB. 6 | SIGNAL UND FEHLER



Durch Mittelbildung über einen mehrjährigen Zeitraum wird die Ozeanvariabilität eliminiert, und man erhält eine mittlere Meeresoberfläche. Zieht man davon die Meerestopographie ab, so ergeben sich nach Bezug auf ein Referenzellipsoid die Geoidundulationen. Die Meerestopographie wird dabei aus Wind-, Salzgehalt- und Strömungsmessungen ozeanographisch modelliert.

Über den Kontinenten liegen zahlreiche direkte Schweremessungen mit land- oder flugzeuggestützten Gravimetern vor, die zu Mittelwerten für ein größeres Gebiet zusammengefasst werden. Küstennahe Ozeangebiete, wo die Satellitenaltimetrie wegen der schwierig zu erfassenden lokalen Gezeiten unzuverlässige Werte liefert, werden teilweise durch Schiffsgravimetrie aufgefüllt. Bis auf große Teile der Antarktis, Teile Südamerikas und Afrikas ist so die gesamte Erdoberfläche mit Schwere- und Altimeterdaten abgedeckt. Diese Oberflächendaten sind jedoch von regional unterschiedlicher Qualität und Genauigkeit und ent-

stammen über den Kontinenten oft kleinräumigen Vermessungen mit unsicherem Bezug, so dass sich ein relativ inhomogener Flickenteppich ergibt, aus dem insbesondere der langwellige Anteil des globalen Erdschwerefelds nicht aufgelöst werden kann. Dieser wird mit der geforderten Genauigkeit ausschließlich aus Satellitenbahnstörungen bestimmt.

Die aktuellen globalen Schwerefeldmodelle

Für das Schwerefeldmodell EIGEN-2 wurden insgesamt 2,8 Millionen CHAMP-Beobachtungen verteilt über die Zeiträume August bis Dezember 2000 und September bis Dezember 2001 verarbeitet. Dazu kamen etliche Millionen Messdaten des Beschleunigungsmessgerätes an Bord des Satelliten. Das Schwerefeldmodell wird mathematisch beschrieben durch die Amplituden trigonometrischer Funktionen unterschiedlicher Wellenlänge, die aufsummiert die räumliche Verteilung der Schwerefeldfunktionale, also Geoidundulationen und Schwereanomalien, ergeben.

Die Oberflächenschweredaten lieferten nach der Vorverarbeitung auf einem quadratischen Raster mit einem Grad Seitenlänge 61000 Gitterwerte. Davon waren circa 36000 altimetrisch bestimmte Geoidhöhen über den Ozeanen und 25000 gravimetrisch bestimmte Schwereanomalien über den Kontinenten und der Arktis. Für lediglich 3800 Gitterwerte (Teile der Antarktis, von Südamerika und Afrika) fehlen die Daten. Das aus den 61000 Stützpunkten folgende Gleichungssystem wurde schließlich zu dem CHAMP-Satellitengleichungssystem addiert und lieferte so nach der Lösung von fast 15000 unbekanntenen Amplituden der trigonometrischen Funktionen das Schwerefeldmodell EIGEN-2C.

Abbildung 6 zeigt die Signalspektren beider Schwerefeldmodellösungen in Abhängigkeit von der Auflösung für das Geoid (Abbildung 6a) und für die Schwereanomalien (Abbildung 6b). An den Kurven lässt sich ablesen, wie sich die auf das Referenzellipsoid bezogenen Gesamtvariationen von $\pm 100 \text{ m}$ im Geoid und $\pm 0,05 \text{ m/s}^2$ in den Schwereanomalien auf die verschiedenen großen Strukturen im Erdschwerefeld (volle Wellenlänge) verteilen. Der Vergleich der Signalspektren mit den in Abbildung 6 ebenfalls gezeigten Fehlerspektren (Standardabweichungen) ergibt das wellenlängenabhängige Signal-zu-Rausch-Verhältnis, das heute bei der Auflösung von Strukturen im globalen Erdschwerefeld erzielt wird.

Abbildung 6 lässt deutlich erkennen, dass die reine CHAMP-Lösung EIGEN-2 wegen der Schwereabschwächung in Satellitenhöhe für Wellenlängen kleiner als 1000 km an Auflösung verliert und das Restsignal verglichen mit dem Fehlerspektrum nicht mehr signifikant aufgelöst werden kann. Das Kombinationsmodell EIGEN-2C enthält wegen der Oberflächendaten dagegen den vollen Signalgehalt über den hier gelösten Spektralbereich bis herunter zu Wellenlängen von 333 km. Der Vergleich der Signalspektren für das Geoid und die Schwereanomalien verdeutlicht, dass bei den Schwereanomalien die Amplituden mit abnehmen-

der Wellenlänge sehr viel langsamer abfallen als beim Geoid. Das ist eine grundlegende Eigenschaft der beiden Schwerefeldfunktionale: Das Geoid betont die großräumigen Strukturen, während in den Schwereanomalien die Details besser erkennbar werden, wie Abbildungen 7 demonstriert.

Die Abbildungen 7a und b zeigen die dem EIGEN-2C-Modell entsprechende geographische Verteilung der Geoidhöhen und Schwereanomalien, bezogen auf die zugrunde gelegte Ellipsoidoberfläche beziehungsweise das Normalschwerefeld. Das Geoid variiert zwischen + 85 m und - 105 m. Die Genauigkeit der Darstellung beträgt im Mittel etwa ± 25 cm für alle Wellenlängen größer 330 km. Die Schwereanomalien variieren bei der hier erzielten Auflösung um $\pm 150 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ und haben eine Genauigkeit von etwa $\pm 3 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$. Da beim Geoid fast das gesamte Signal im langwelligen Anteil konzentriert ist, wird es vorzugsweise für die Interpretation von Strukturen im tiefen Erdinnern genutzt, die wegen der größeren Entfernungen nur langwellige Effekte an der Erdoberfläche erzeugen, während oberflächennahe Lithosphärenstrukturen sich signifikanter in den Schwereanomalien ausprägen.

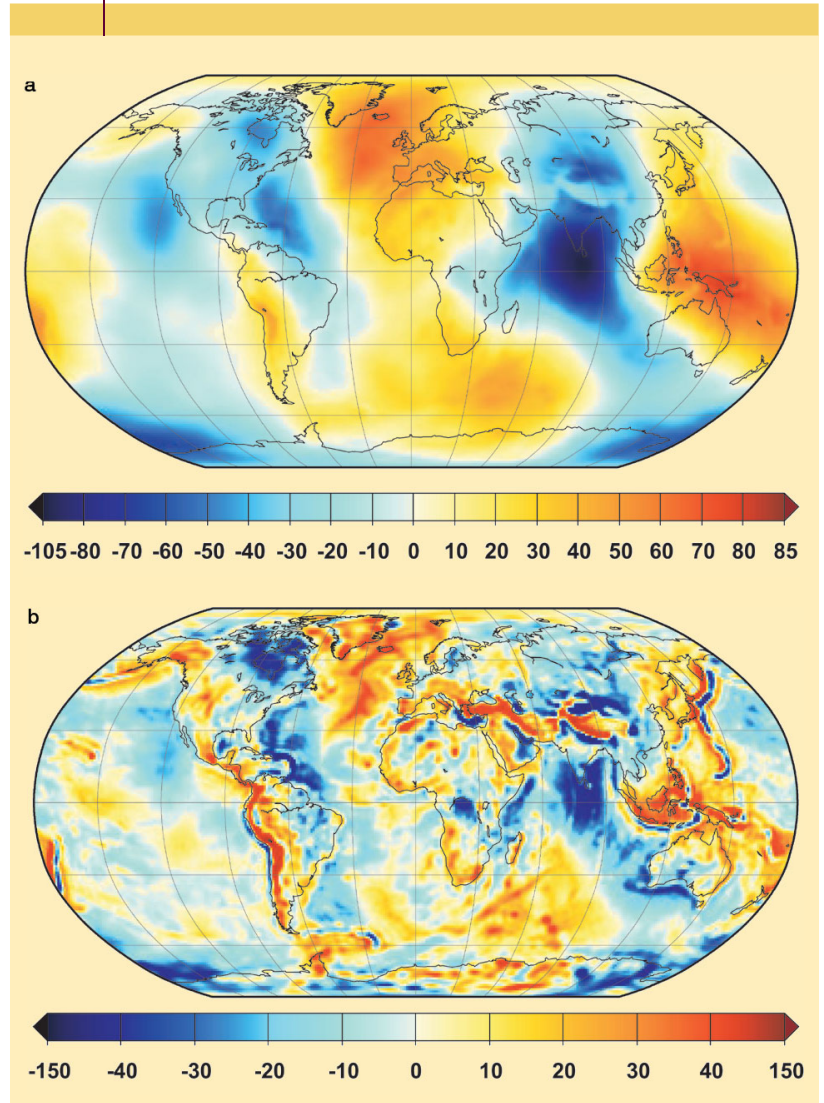
Strukturen auf und in der Erde

Ein genauerer Blick auf Abbildung 7 zeigt die Zusammenhänge zwischen dem Schwerefeld und topographisch-geophysikalischen Strukturen. Große topographische Blöcke wie die Anden, der Himalaja und der nordatlantische Rücken erzeugen große positive Schwereanomalien, die Tiefseegräben am Rand des Nordwestpazifiks und vor der Westküste Südamerikas dagegen große negative Schwereanomalien. Auch die Kette der teilweise unterseeischen Vulkankegel ausgehend von Hawaii ist in der Karte der Schwereanomalien zu identifizieren.

Großflächige Hochs und Tiefs im Geoid und in der Verteilung der Schwereanomalien sind mit Strukturen und Prozessen im tieferen Erdinnern korreliert [9]. Die Geoidhochs im Westpazifik und an der Westküste Südamerikas sind zum Beispiel eine Folge des dort stattfindenden Abtauchens alter und damit dichter ozeanischer Lithosphäre in den Erdmantel. Andere Geoid- und Schwereanomaliehochs sind mit Gebieten korreliert, wo vermutlich aufgrund der Mantelkonvektion heißes Material die darüber liegende Lithosphäre aufwölbt. Man erkennt dies im Nordatlantik um Island und südöstlich Afrikas. Das prägnante Tief im Geoid südlich Indiens könnte mit der nordwärts gerichteten Bewegung der indischen Lithosphärenplatte zusammenhängen, die das Himalajamassiv aufschiebt und auf der Rückseite die Masse im Erdmantel ausdünn.

Ein weiteres Geoidtief über Kanada ist ein Relikt der Vereisung vor etwa 20000 Jahren. Der mächtige Eisschild hat dort die Lithosphäre und den oberen Mantel nach unten gedrückt. Mit dem Abschmelzen des Eises bis vor etwa 6000 Jahren wurde so ein Massendefizit hinterlassen, das bis heute wegen der Zähflüssigkeit des Erdmantels nicht vollständig aufgefüllt ist. Das kanadische Tief ist jedoch gleich-

ABB. 7 | GEOID UND NORMALSCHWERE



Geographische Verteilung a) der Geoidhöhen bezogen auf eine Ellipsoidoberfläche (Einheit: Meter), b) der Schwereanomalien (Abweichungen vom ellipsoidischen Normalschwerefeld mit Einheit $10^{-5} \text{ m/s}^2 \approx 10^{-6} \text{ g}$). Beide Darstellungen sind Lösungen von EIGEN-2C.

zeitig Teil einer größeren im Geoid zu erkennenden Formation negativer Werte von Ostpazifik über Nordamerika zum Westatlantik, die vermutlich mit der Mantelkonvektion zusammenhängt (abwärts gerichtete Bewegung). Über Kanada überlagern sich die beiden geschilderten Effekte.

Erwartungen an weitere Satellitenmissionen

Erste vorläufige Analysen der Daten der im März 2002 gestarteten GRACE-Satelliten (Abbildung 4) haben gezeigt, dass mit ihnen die räumliche Auflösung des globalen Schwerefelds gegenüber CHAMP bis hin zu Wellenlängen von circa 400 km allein durch Anwendung der Bahnstörungsmethode gesteigert werden kann. Der Vorteil gegenüber CHAMP liegt in der ultrapräzisen Ausmessung der Relativbewegung beider Satelliten, die sehr sensitiv auf Unregel-

mäßigkeiten im Erdschwerefeld reagiert. Erste Messdaten zeigen wir in „Messprinzip der GRACE-Zwillingsatelliten“.

Hauptzielrichtung der GRACE-Mission ist die Messung kleiner umweltrelevanter zeitlicher Änderungen im Erdschwerefeld. Sie haben ihre Ursache in Massenumverteilungen innerhalb und zwischen Atmosphäre, Eis, Ozean und Kontinentwasser. Wie bei CHAMP ist deshalb eine relativ lange Missionsdauer von über fünf Jahren vorgesehen.

Die Mission GOCE (Gravity Field and steady-state Ocean circulation mission) der europäischen Weltraumbehörde ESA soll ab 2006 in einem einjährigen Beobachtungszeitraum ein hochgenaues homogenes Geoid mit einer Auflösung von mindestens 200 km liefern. Die Daten dienen dann als Referenzfläche für die altimetrische Ableitung der Meerestopographie und damit der jeweils aktuellen großräumigen Meereszirkulationen [10]. GOCE wird sich bei der globalen Schwerefeldausmessung erstmalig nicht auf die Bahnstörungsmethode stützen. Stattdessen messen sechs paarweise angeordnete Beschleunigungsmesser den Schweregradienten in drei Richtungen als Funktionale des Gravitationsfelds.

GRACE und in naher Zukunft auch GOCE werden mit CHAMP als Vorläufermission neue Anwendungsgebiete und Interpretationsmöglichkeiten in den Geowissenschaften, namentlich der Geodäsie, Geophysik, Ozeanographie und Klimatologie erschließen.

Zusammenfassung

Die Kenntnis des Schwerefelds der Erde erlaubt Einblicke in die Struktur und Dynamik des Erdinnern und ermöglicht das Studium von an der Erdoberfläche ablaufenden Prozessen. Sie liefert mit dem Geoid eine wichtige physikalische Bezugsfläche in der Geodäsie und Ozeanographie. Der im Gravitationsfeld der Erde fliegende Satellit CHAMP misst derzeit die Globalstruktur des Schwerefelds mit bisher unerreichter Genauigkeit. Mit der 2002 gestarteten Mission GRACE und der geplanten GOCE steht das Erdschwerefeld gegenwärtig im Zentrum des geowissenschaftlichen Interesses.

Stichworte

Geophysik, Geoid, Geoidundulationen, Schwerefeld, Schwereanomalien, Satellitengeodäsie, CHAMP, GRACE.

Literatur

- [1] M. Kaban, P. Schwintzer, *Geophys. J. Int.* **2001**, 147, 199.
- [2] M. Kaban, P. Schwintzer, S. Tikhotsky, *Geophys. J. Int.* **1999**, 136, 519.
- [3] C. Wunsch, *Physics of the Ocean Circulation*, in: R. Rummel, F. Sansó (Hrsg.), *Satellite Altimetry in Geodesy and Oceanography*, Springer Verlag, Berlin 1993.
- [4] NRC, *Satellite Gravity and the Geosphere*, National Academy Press, Washington D.C. 1997.
- [5] Ch. Reigber, P. Schwintzer, H. Lühr, *Boll. Geof. Teor. Appl.* **1999**, 40, 285.
- [6] B.O. Tapley, Ch. Reigber, *Eos Trans AGU* **2001**, 82, G41.
- [7] Ch. Reigber et al., *Adv. Space Res.* **2003**, 31, 1889.
- [8] R. Biancale et al., *Geophys. Res. Letters* **2002**, 27, 3611.
- [9] B. Vermeersen, B. Schott, R. Sabadini, *Geophysical Impact of Field Variations*, in: Ch. Reigber, H. Lühr, P. Schwintzer (Hrsg.), *First CHAMP Mission Results*, Springer Verlag, Berlin 2003.
- [10] ESA, *Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Mission (GOCE)*, in: *The four candidate Earth explorer missions, SP-1233 (1)*, Noordwijk, The Netherlands, 1999.
- [11] J. B. Zielinski, *Space Geodesy Methods*, in: R. Teisseyre (Hrsg.), *Gravity and Low-Frequency Geodynamics*, Elsevier-Verlag, Amsterdam 1989.

Die Autoren



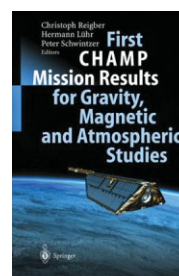
Christoph Reigber hat an der TU München Geodäsie studiert und dort 1969 promoviert. Er leitete als Direktor und Professor bis 1992 das Deutsche Geodätische Forschungsinstitut in München und ist seitdem Direktor des Departments 1 „Geodäsie und Fernerkundung“ am GeoForschungsZentrum Potsdam und Professor an der Universität Potsdam. Er ist CHAMP-Projektdelegierter und GRACE-Co-Principal-Investigator.



Peter Schwintzer hat an der Universität Bonn Geodäsie studiert und 1983 an der Universität der Bundeswehr Neubiberg promoviert. Als wissenschaftlicher Mitarbeiter des Deutschen Geodätischen Forschungsinstituts in München wechselte er 1992 zum GeoForschungsZentrum Potsdam, wo er heute die Sektion „Gravitationsfeld und Erdmodelle“ leitet und verantwortlich bei der wissenschaftlichen Nutzung der CHAMP-Mission mitarbeitet.

Anschrift

Prof. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. Christoph Reigber,
Dr.-Ing. Peter Schwintzer, GeoForschungsZentrum
Potsdam, Dept. 1, Telegrafenberg A 17,
14473 Potsdam.
reigber@gfz-potsdam.de, psch@gfz-potsdam.de.



First CHAMP Mission Results for Gravity, Magnetic and Atmospheric Studies.

Ch. Reigber, H. Lühr, P. Schwintzer,
560 S., 302 Abb., Springer-Verlag,
Heidelberg 2003, geb., € 149,95.
ISBN 3-540-00206-5.