

Großer Aufwand für klein g

Der Satellit GOCE bestimmt das Schwerefeld der Erde hochgenau und lückenlos.

Reiner Rummel und Anja Schlicht

Für Physiker steckt die Gravitationskraft voller Rätsel, widersetzt sie sich doch bislang allen Versuchen, sie mit den anderen bekannten Kräften zu vereinigen. Geowissenschaftler und Geodäten können hingegen gut mit der Newtonschen Näherung leben. Sie nutzen die Kenntnis der Schwerkraft, um das Erdinnere zu erfassen, ein Höhensystem festzulegen oder Ozeanströmungen zu bestimmen. Ihr Problem besteht darin, dass die vorhandenen Daten nur unzureichend genau sind und die Erde lückenhaft überdecken. Der von der europäischen Raumfahrtagentur ESA gestartete Satellit GOCE soll hier Abhilfe schaffen und das Gravitationsfeld der Erde detailgenau vermessen.

Die Schwerkraft beeinflusst wie keine andere Kraft unsere tägliche Erfahrungswelt. Mit ihrer Hilfe können wir uns im Raum orientieren und die Welt in oben und unten, in vertikal und horizontal einteilen. So ist unser räumliches Empfinden bereits vor den Überlegungen Einsteins durch die Geometrie des Schwerefeldes geprägt gewesen. Während in vielen Disziplinen eine konstante Erdbeschleunigung von $9,81 \text{ m/s}^2$, wie sie einer homogenen Erdkugel entspricht, eine meist ausreichende Näherung ist, verlangen viele Fragen aus der Geophysik nach einer genaueren Betrachtung. Dabei gilt es zu berücksichtigen, dass zum Erdschwerefeld sowohl die Gravitationswirkung der Massenverteilungen im Erdkörper als auch die Rotation der Erde beitragen. Die Fliehkraft sowie die davon hervorgerufene Abplattung der Erde an den Polen führen dazu, dass die Erdbeschleunigung zwischen $9,78 \text{ m/s}^2$ am Äquator und $9,83 \text{ m/s}^2$ an den Polen variiert. Darüber hinaus beeinflussen in unterschiedlichem Ausmaß auch die Verteilung von Land-erhebungen und Ozeanbecken, die Dichteveriationen im Erdmantel und in der Erdkruste sowie die Gezeitenwirkung von Sonne und Mond die Erdbeschleunigung (Tabelle).

Das Erdschwerefeld lässt sich geometrisch durch Niveauflächen, Lotlinien und Kraftvektoren beschreiben. Eine besondere Stellung unter den Niveauflächen nimmt das Geoid ein: Es ist die Oberfläche eines hypothetischen, die gesamte Erde vollständig bedeckenden Weltozeans, der in Ruhe ist und dessen Form ausschließlich die Schwerkraft festlegt (Abb. 1). Das Geoid ist mathematisch die Äquipotentialfläche des Schwerefeldes, die das mittlere Meeresniveau am

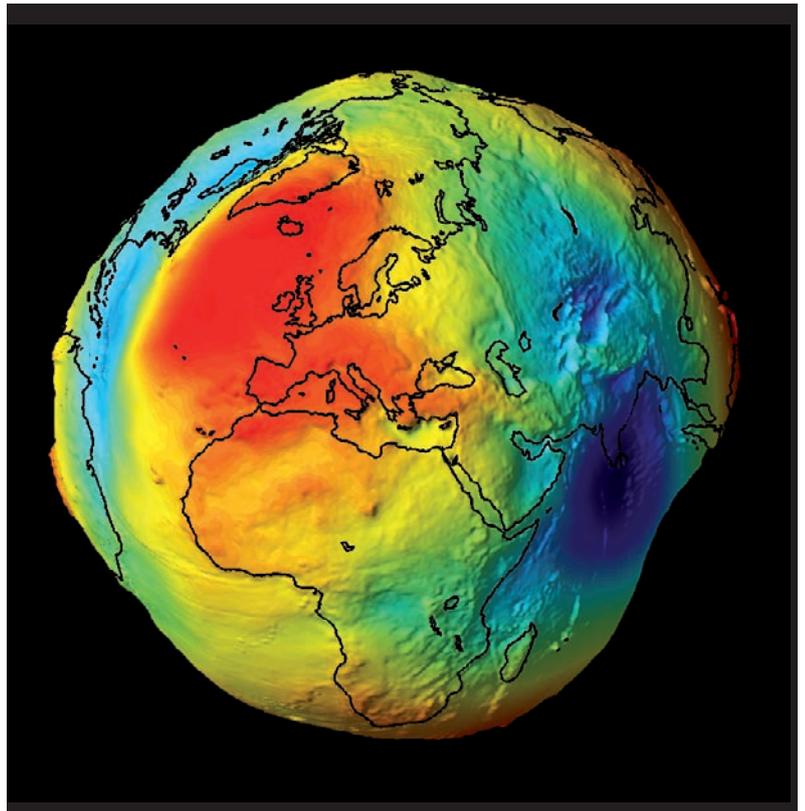


Abb. 1 Das Geoid, eine dem mittleren Meeresniveau entsprechende Äquipotentialfläche der Schwerkraft, weicht um bis zu 100 m vom Rotationsellipsoid ab. Die in dieser „Kartoffel“ stark überhöhten Abweichungen korrelieren wenig mit der Topographie der Kontinente und der Meeresböden, stattdessen aber mit großskaligen Dichtestrukturen in Erdkruste und -mantel.

KOMPAKT

- Mit GOCE verwendet erstmals ein Satellit die Methode der Gravitationsgradiometrie, um das Schwerefeld der Erde zu vermessen.
- Die angestrebte Genauigkeit auf der Erde ist ein Millionstel der Erdanziehung. Damit lässt sich die Geoidfigur zentimetergenau ermitteln, bei einer räumlichen Auflösung von etwa 100 km.
- Damit ist es u. a. möglich, ein globales Höhensystem aufzubauen, sehr genaue Meereshöhen zu bestimmen, die Dichtestruktur von Kruste und Erdmantel besser zu verstehen und erstmals die globale Oberflächenzirkulation der Ozeane detailgenau aus dem Weltraum zu erfassen.

Prof. Dr. Reiner Rummel und Dr. Anja Schlicht, Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie, Technische Universität München, 80290 München



Abb. 2 Der Satellit GOCE umkreist die Erde auf einer sehr niedrigen, kreisförmigen Umlaufbahn von 254 km. Da in dieser Höhe noch die Atmosphäre spürbar ist, ist sein Rumpf aerodynamisch geformt.

1) $\tan i = (2\Omega v/g) \cdot \sin\Phi$ mit der Steigung i , der Winkelgeschwindigkeit der Erde Ω , der geographischen Breite Φ und der Strömungsgeschwindigkeit v [2].

2) Während sich aus einer vorgegebenen Dichteverteilung eindeutig das zugehörige Potential berechnen lässt, ist dies bei dem inversen Problem im Allgemeinen nicht möglich.

besten repräsentiert. Von einem Rotationsellipsoid weicht es um bis zu hundert Meter ab. Betrachtet als eine die Erde umspannende „Wasserwaage“, ist das Geoid ein Bezugshorizont für die Topographie der Kontinente und die der Ozeane. Während der Himalaya jedoch fast 9000 Meter hoch ist, betragen die Erhebungen und Senken der Ozeane (abgesehen von Wellen) nur ein bis maximal zwei Meter, wobei die Steigung proportional zur Geschwindigkeit der Ozeanzirkulation ist.¹⁾

Der am 17. März 2009 gestartete Satellit GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) ist die erste Mission des erdwissenschaftlichen Programms „Living Planet“ der ESA (Abb. 2) [1]. Eine seiner Aufgaben besteht darin, das Geoid detailgenau zu bestimmen. Da Satelliten die Meeresoberflächen bereits seit Jahrzehnten mithilfe der Radaraltimetrie zentimetergenau vermessen, wird es somit künftig möglich sein, die Ozeantopographie und damit die Zirkulation der Ozeane direkt und global aus dem Weltraum zu erfassen. Die Meeresströme transportieren gigantische Mengen an Wärme und Masse und stehen in komplexen Wechselwirkungen mit Atmosphäre und Kryosphäre. Daher spielen die

Größenordnung der Beiträge zu g	
in m/s^2	Ursachen der Massenvariationen
10^0	Erde als Kugel
10^{-3}	Abplattung und Zentrifugalbeschleunigung
10^{-4}	Berge, Täler, Subduktionszonen, Ozeanrücken
10^{-5}	Dichteveränderungen im Erdmantel
10^{-6}	Sedimente, Salzdome, Lagerstätten
10^{-7}	Gezeiten der festen Erde und der Ozeane, Hoch- und Tiefdruckgebiete
10^{-8}	Zeitabhängige Effekte in den Ozeanen, Wasserhaushalt
10^{-9}	Ozeantopographie, Polbewegung
10^{-9}	Allgemeine Relativitätstheorie

Die Erdbeschleunigung hängt aufgrund zahlreicher Effekte von Ort und Zeit ab. Die zeitlichen Variationen betragen weniger als $10^{-6} g$.

Ozeane für das Klima auf der Erde eine zentrale Rolle. Für zuverlässige Klimavorhersagen ist es von größter Bedeutung, die Meeresströmungen und ihre zeitliche Veränderung möglichst genau zu erfassen.

Als Höhenbezugsfläche spielt das Geoid auch beim „Global Positioning System“ GPS eine Rolle. Die mithilfe des GPS bestimmten Höhen beziehen sich auf ein weltweit festgelegtes Referenzellipsoid und lassen sich mit dem Geoid in sehr genaue Meereshöhen transformieren, ein für Ingenieur-, Planungs- und Kartierungsaufgaben wichtiger Einsatzbereich. Dies erlaubt z. B. auch, alle Meeresspiegel auf eine gemeinsame Referenz zu beziehen und somit Messreihen in Australien, Asien, Afrika, Europa und der Antarktis zu vergleichen.

Auch die Geophysik verspricht sich zentrale Resultate von GOCE. Die Dichteveränderungen in Erdmantel, Erdkruste und im Relief spiegeln sich im Schwerfeld als kleine Unterschiede in der Erdanziehung wider. Daher zeigt sich z. B., inwieweit Gebirgsformationen im hydrostatischen Gleichgewicht mit Massenverlagerungen in der Lithosphäre stehen. Leider ist es nicht möglich, von den gemessenen Schwerevariationen eindeutig auf die Dichteverteilung im Erdinneren zu schließen.²⁾ Zusammen mit Ergebnissen aus der seismischen Tomographie, topographischen Modellen, tektonischen Bewegungsmodellen und mineralogischen Erkenntnissen werden sich mit GOCE jedoch wesentlich realistischere Erdmodelle ableiten lassen.

Geodäsie vom Weltraum aus

Die bisherige Kenntnis des Erdschwerfeldes beruht einerseits auf sehr genauen, bodengebundenen Messungen, allerdings mit regional stark variierender Qualität, mit Sprüngen und großen Lücken. Die Satellitenaltimetrie liefert andererseits zentimetergenau die Meeresoberfläche, aber eben nicht das Geoid. Genau diese Differenz, d. h. der Höhenunterschied zwischen mittlerer Meeresoberfläche und Geoid, fehlt noch und soll aus kombinierten Ergebnissen von Altimetrie und GOCE abgeleitet werden.

Bereits mit dem Start des Satelliten CHAMP im Jahr 2000 brach eine neue Ära in der Satellitengeodäsie an. Diese Mission nutzt die Abstandsmessung zu den in einer Höhe von 20 000 km kreisenden GPS-Satelliten, um die eigene Position in einer erdnahen Umlaufbahn zentimetergenau zu bestimmen. Damit gelang es, das Erdschwerfeld mit einer lateralen Auflösung von einigen tausend Kilometern zu bestimmen. Das Satellitenpaar GRACE, das seit 2002 auf einer gemeinsamen Umlaufbahn 200 km hintereinander her fliegt, kombiniert die Bahnbestimmung über GPS mit der Mikrowellen-Abstandsmessung zwischen den beiden Flugkörpern. So lassen sich saisonale Änderungen des Erdschwerfelds mit einer räumlichen Ausdehnung von ungefähr 500 km erfassen. GOCE hat dazu komplementäre Aufgaben: Die Mission soll räumliche Strukturen bis zu 100 km auflösen, kann dafür aber

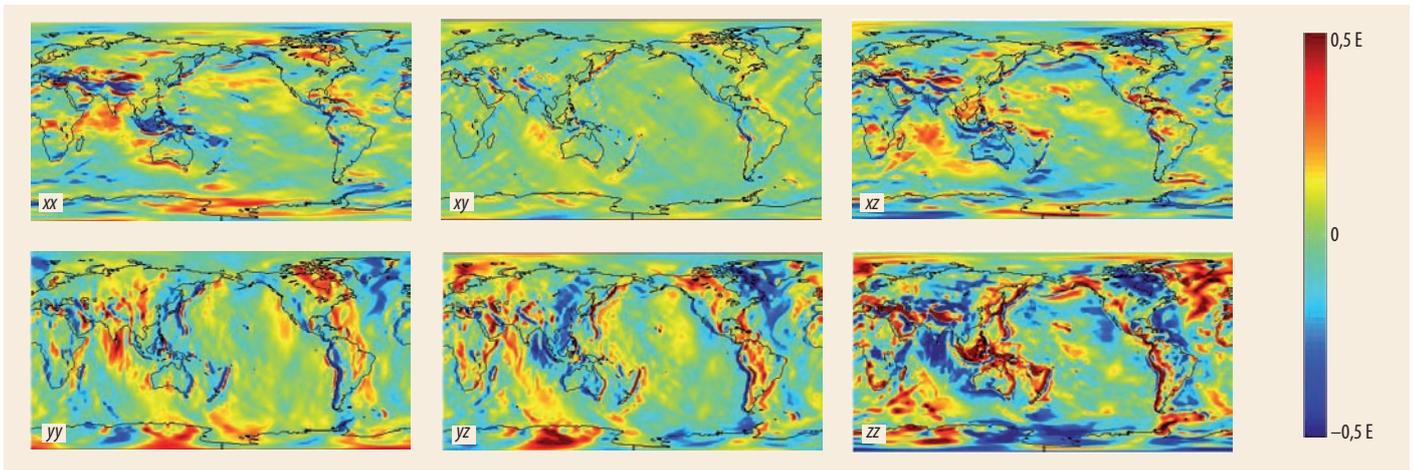


Abb. 3 Diese sechs Weltkarten zeigen die Komponenten des Gravitationstensors, also in gewisser Weise die Feinstruktur des Erdschwerefeldes, aufgenommen aus unterschiedlichen komple-

mentären Blickwinkeln. Sie ergeben sich aus dem offiziellen Erdschweremodell von 2008 (EGM2008), das auf bodengebundenen sowie Fluggravimeter- und Satellitendaten (auch CHAMP und

GRACE) beruht. GOCE misst die Komponenten (xx), (yy), (zz) und (xz) mit hoher Präzision. Gravitationsgradienten werden in der Einheit Eötvös angegeben ($1 E = 10^{-9} s^{-2}$).

keine zeitlichen Variationen bestimmen. Diese hohe räumliche Auflösung im Geoid ist nötig, um die Meeresströmungen hinreichend genau zu erfassen und den Einfluss der Meere auf das Weltklima modellhaft beschreiben zu können.

GOCE verwendet erstmals das Messprinzip der Gravitationsgradiometrie, das demjenigen der Gravitationsdrehwaage des ungarischen Physikers Roland Eötvös (1848 – 1919) ähnelt. Die Drehwaage erlaubt es, die äußerst kleine Differenz der Erdbeschleunigung am Ort zweier benachbarter Testmassen zu ermitteln. Damit kann man sowohl das Äquivalenzprinzip testen als auch sehr lokale Dichteverationen im Untergrund aufspüren. Die Aufhängung des Balkens mit den Testmassen an einem Torsionsfaden kompensiert dabei den überwiegenden Beitrag der Erdanziehung.

Gravitationsgradiometrie bedeutet demnach, die Differenzen der Erdbeschleunigung benachbarter Punkte zu messen, oder mathematisch ausgedrückt, die Gradienten aller drei räumlichen Komponenten (g_x, g_y, g_z) der Gravitationsbeschleunigung oder der neun zweiten Ableitungen des Gravitationspotentials V zu bestimmen (Abb. 3):

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial g_x}{\partial x} & \frac{\partial g_x}{\partial y} & \frac{\partial g_x}{\partial z} \\ \frac{\partial g_y}{\partial x} & \frac{\partial g_y}{\partial y} & \frac{\partial g_y}{\partial z} \\ \frac{\partial g_z}{\partial x} & \frac{\partial g_z}{\partial y} & \frac{\partial g_z}{\partial z} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{yx} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{zx} & V_{zy} & V_{zz} \end{pmatrix} \quad (1)$$

Da das Gravitationsfeld wirbelfrei ist, ist der Gravitationstensor symmetrisch ($V_{ij} = V_{ji}$); da im Außenraum der Erde keine Quellen des Feldes existieren, muss der Tensor zudem spurfrei sein ($\sum V_{ii} = 0$). Hieraus ergeben sich wichtige Kontrollgrößen für das Experiment. Die neun zweiten Ableitungen haben gleichzeitig eine geometrische Bedeutung: Sie entsprechen den lokalen Krümmungsparametern des Gravitationsfeldes, d. h.

den Krümmungsgrößen der Niveauläche und Lotlinie am betrachteten Ort.³⁾

Der Schritt in den Weltraum bedeutet den Abschied von Punktmessungen. Stattdessen liefert ein Satellit nach vielen Erdumläufen für jede der neun Komponenten des Gravitationstensors eine globale Überdeckung unserer Erde in der Höhe der Umlaufbahn. Jede Komponente bietet sozusagen einen anderen Blick auf das Gravitationsfeld der Erde, und jede liefert einen wichtigen Beitrag zu einer räumlich sehr hoch auflösenden globalen Multipoldarstellung des Gravitationsfeldes der Erde. Üblicherweise dienen zur mathematischen Darstellung sphärisch-harmonische Reihen, im Fall von GOCE mit ca. 40 000

3) Hier entsteht auch eine gedankliche Brücke von den in Newtonscher Näherung angestellten Überlegungen zur Einsteinschen Gravitationstheorie. Denn dieser Satz von Krümmungsparametern ist gleichzeitig Teil des Riemannschen Krümmungstensors.

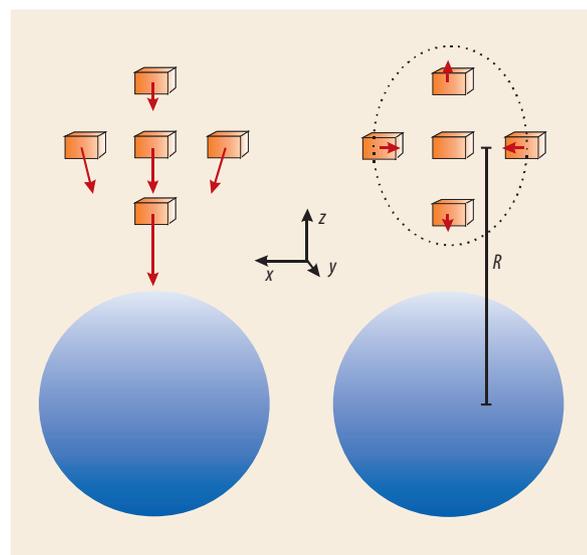


Abb. 4 Bei dieser Anordnung von fünf Testmassen im Schwerfeld einer homogenen Kugel spürt jede der Massen eine geringfügig unterschiedliche Kraft (rote Pfeile, links). Die Differenz der Kräfte relativ zur zentralen Probemasse heißen Gezeitenkräfte, da sie der Wirkung entsprechen, die Mond und Sonne auf die Erde ausüben (rechts). Die gepunktete Linie verdeutlicht die Gezeitenellipse.

Abb. 5 Das Herzstück von GOCE, das Gravitationsgradiometer, sitzt genau im Massenzentrum.



Entwicklungskoeffizienten. Aus dieser Reihendarstellung lassen sich alle gewünschten Schwerefeldgrößen, wie Geoid, Krümmungsgrößen und Schweredifferenzen, berechnen.

In einer anderen Betrachtungsweise entspricht die Gravitationsgradiometrie der Messung des durch die Erde erzeugten Gezeitenfelds im Satelliten. Fallen mehrere benachbarte Testmassen frei im Gravitationsfeld eines Körpers, so verspürt jede Masse eine in Betrag und Richtung geringfügig unterschiedliche Kraft (Abb. 4). Die Differenz dieser Kräfte entspricht den Gezeitenkräften, die Mond und Sonne auf die Erde ausüben. Im Gravitationsfeld einer homogenen Kugel lassen sich die Relativbeschleunigungen $d\vec{a}(\vec{r})$ bezüglich der mittleren Testmasse ausdrücken als

$$d\vec{a}(\vec{r}) = \frac{GM}{R^3} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{pmatrix} \vec{r},$$

mit der Gravitationskonstante G , der Masse der Kugel M , dem Abstand R der mittleren Masse von der Kugel und dem Positionsvektor \vec{r} relativ zur zentralen Testmasse. In zwei wichtigen Punkten unterscheiden sich die beiden Systeme aber: Während die Gezeitenkräfte von Mond und Sonne den Erdkörper periodisch defor-

mieren und die Gezeitenbewegung der Meere hervorrufen, gilt der Satellit als starr und nicht deformierbar. Außerdem kann man Sonne und Mond wegen ihres großen Abstands zur Erde bei der Berechnung als Punktmassen betrachten, während sich aus dem Gezeitenfeld im erdnahen Satelliten gerade die ganze Vielfalt des Multipolfelds des Erdkörpers ergibt.

GOCE hat sich die scheinbar paradoxe Aufgabe gestellt, die Schwerkraft in der Schwerelosigkeit zu bestimmen. Betrachten wir das Bild eines schwebenden Astronauten im Raumschiff. Die sehr saloppe Aussage, dort herrsche Schwerelosigkeit, bedeutet, dass die durch die Erde auf das Raumschiff und den Astronauten wirkenden Gravitationsbeschleunigungen identisch sind. Dies ist bei genauerem Hinsehen aber nur in einem Punkt im Raumschiff der Fall, im Massenzentrum. In diesem Punkt besteht keine Relativbeschleunigung zwischen Astronaut und Raumschiff – der Astronaut schwebt. (Dieses Bild erinnert an Einsteins berühmtes Gedankenexperiment vom fallenden Lift; vgl. [3]). Entfernt man sich vom Massenzentrum, so entsteht eine Relativbeschleunigung, die mit zunehmendem Abstand wächst („micro-g“ im Englischen im Gegensatz zu „zero-g“). In nur einem Meter Abstand herrscht bereits eine Relativbeschleunigung von einem Millionstel der Erdbeschleunigung.

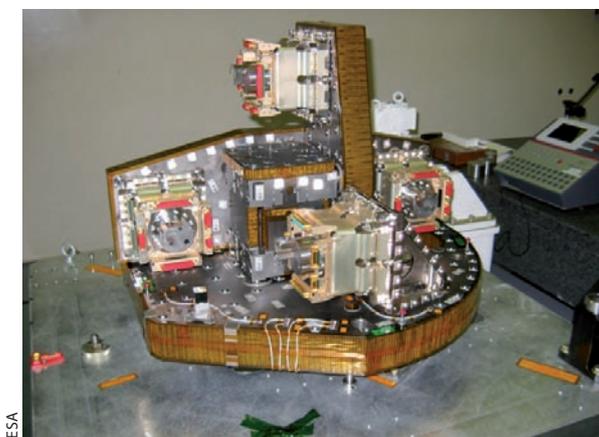
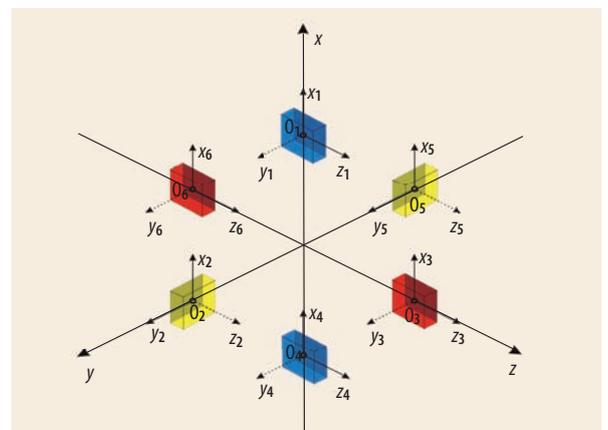


Abb. 6 Das Gravitationsgradiometer von GOCE (links) besteht aus sechs Beschleunigungssensoren, die auf drei zueinander senkrechten Achsen im Abstand von

einem halben Meter montiert sind. Im gewählten Koordinatensystem zeigt die x -Achse in Flugrichtung, die y -Achse steht senkrecht auf der Bahnebene, und



die z -Achse weist radial nach außen (rechts). Die jeweils weniger empfindliche Achse ist gestrichelt angedeutet.

Bei GOCE ist das Gravitationsgradiometer um das Massenzentrum des Satelliten zentriert (Abb. 5), sodass die „Schwereelosigkeit“ den Haupteffekt der Erdanziehung eliminiert (analog zum Torsionsfaden bei der Drehwaage). Daher kann GOCE die Feinstruktur des Gravitationsfeldes der Erde mit hoher Genauigkeit vermessen, obwohl die Gravitationskraft in der Flughöhe des Satelliten gemäß Newtons Gravitationsgesetz mit dem Quadrat des Abstands von den anziehenden Massen abnimmt.

Schwerkraft in der Schwereelosigkeit

Bereits zwei Jahre nach dem Start von Sputnik im Jahr 1957 gab es erste Ideen zur Gravitationsgradiometrie im Satelliten. In den Jahren danach griffen NASA und später ESA in ihren Erdbeobachtungsprogrammen diese Idee auf, die auch Eingang in Lehrbücher fand [5–7]. Allerdings war zunächst für keinen der konkurrierenden Entwürfe die Zeit reif. Erst seit etwa 30 Jahren ist ernsthaft an die technische Realisierung zu denken.

Die gewünschte Qualität der Messungen lässt sich nur durch ein äußerst genaues Instrument und seine Einbettung in eine außergewöhnlich stabile und störungsfreie Umgebung erreichen. GOCE ist daher ein Sensorsystem unter perfekten Laborbedingungen [8]. Sein Gravitationsgradiometer besteht aus sechs Beschleunigungsmessensoren, jeweils paarweise entlang dreier orthogonaler Achsen und symmetrisch um das Massenzentrum des Satelliten angeordnet (Abb. 6) [4]. Jeder Beschleunigungssensor enthält eine 320 Gramm schwere Testmasse, einen Quader aus Platin-Rhodium mit den Kantenlängen 4 cm × 4 cm × 1 cm. Ein elektrostatisches Feld hält die Testmassen servogesteuert im Schwebezustand, sodass diese die Wände niemals berühren. Wie zuvor beschrieben, „spürt“ jede Testmasse eine etwas andere Gravitationsbeschleunigung, wobei die maximal auftretende Beschleunigungsdifferenz ca. $0,6 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}^2$ beträgt, d. h. weniger als ein Zehnmillionstel der Erdbeschleunigung. Für diesen Haupteffekt ist die Kugelgestalt der Erde verantwortlich (Abb. 4). Will man jedoch die kleinen, von Dichteveriationen im Erdkörper verursachten Variationen der Schwerkraft mit einer relativen Genauigkeit von einem Millionstel dieses Maximalwerts messen, so müssen die Beschleunigungsmesser auf 10^{-12} m/s^2 genau sein.

Diese Genauigkeit erreichen die Beschleunigungssensoren nur in einem Messband zwischen $5 \cdot 10^{-3} \text{ Hz}$ und $0,1 \text{ Hz}$. Bei tieferen Frequenzen steigen die Messfehler umgekehrt proportional zur Frequenz an. Dieses Fenster ist so gewählt, dass sich die kurzskaligen Details des Erdschwerefeldes mit der gewünschten räumlichen Auflösung erfassen lassen. Die großskaligen Variationen ergeben sich hingegen aus der sehr präzisen Vermessung der Bahntrajektorie. Aus dieser Kombination von Bahntrajektorie und Gravitationsgradiometrie lässt sich das Erdschwerefeld lückenlos und mit hoher räumlicher Auflösung rekonstruieren.

Da die sechs Beschleunigungssensoren auf der Erde unter dem Einfluss von „g“ gebaut werden, ist die extrem hohe Genauigkeit jeweils nur in den beiden horizontalen Raumrichtungen zu erreichen. Die vertikale Achse muss die volle Schwerkraft kompensieren und kann daher nicht so empfindlich ausgelegt werden. Die weniger empfindlichen Achsen der sechs Sensoren sind im Gradiometer so angeordnet, dass von den neun Komponenten die drei Diagonalkomponenten und die xz -Komponente höchste Präzision erreichen. Die xz -Komponente dient nicht nur der Bestimmung des Gravitationsfeldes, sie erfüllt auch eine wichtige Rolle dabei, die Drehraten des Gradiometers zu ermitteln. Da das Gradiometer fest im Satelliten verankert ist und der Satellit immer mit seiner z -Achse auf die Erde gerichtet ist, vollführt das Gradiometer mit jedem Umlauf um die Erde eine volle Drehung im Raum. Es misst daher neben dem Gravitationsgradienten die Komponenten der Drehraten und Drehbeschleunigungen. Die gemessene Beschleunigung \vec{a} im Abstand \vec{r} vom Massenzentrum wird damit zu:

$$\vec{a}(\vec{r}) = \begin{pmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{yx} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{zx} & V_{zy} & V_{zz} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} -(\omega_y^2 + \omega_z^2) & \omega_x \omega_y & \omega_x \omega_z \\ \omega_y \omega_x & -(\omega_z^2 + \omega_x^2) & \omega_y \omega_z \\ \omega_z \omega_x & \omega_z \omega_y & -(\omega_x^2 + \omega_y^2) \end{pmatrix} \vec{r} + \begin{pmatrix} 0 & \dot{\omega}_z & -\dot{\omega}_y \\ -\dot{\omega}_z & 0 & \dot{\omega}_x \\ \dot{\omega}_y & -\dot{\omega}_x & 0 \end{pmatrix} \vec{r} + \vec{\rho} \quad (2)$$

mit den Drehraten ($\omega_x, \omega_y, \omega_z$) und Drehbeschleunigungen ($\dot{\omega}_x, \dot{\omega}_y, \dot{\omega}_z$) um die x -Achse (Flugrichtung), y -Achse (Normale zur Bahnebene) und z -Achse (in der Bahnebene senkrecht zur Flugrichtung). Der Vektor $\vec{\rho}$ steht für die nicht gravitativen Störbeschleunigungen. Diese können herausgerechnet werden, indem man die Differenz der Beschleunigungen entlang einer Gradiometerachse bildet ($\vec{a}(\vec{r}) - \vec{a}(-\vec{r})$). Die Drehbeschleunigungen lassen sich von Gravitationsgradienten und Drehraten trennen, weil ihre Matrix schiefsymmetrisch ist. Sie dienen zusammen mit den Messungen von

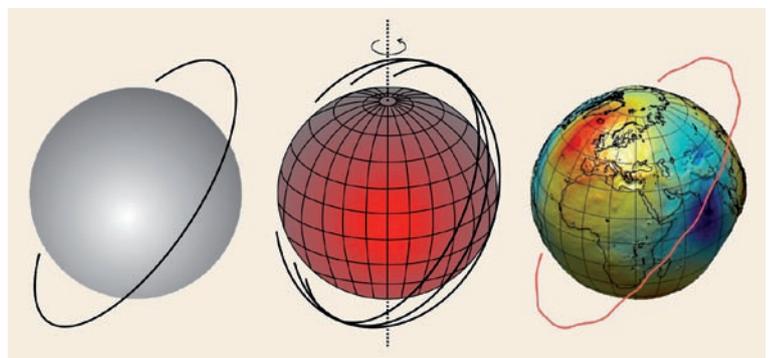


Abb. 7 Nur die Bewegung um eine homogene Kugel ist wirklich eine Kepler-Ellipse. Betrachtet man die Erde als homogenes Rotationsellipsoid, so vollführt eine zur Erdachse geneigte Bahn

eine Präzessionsbewegung. Die Massenvariationen wirken als weitere Störung auf die Satellitenbahn und führen zu zusätzlichen Undulationen.

Sternsensoren als Kontrollelemente für die Standregelung des Satelliten. Magnetspulen ermöglichen dabei eine sehr sanfte Steuerung der nominellen Orientierung im Magnetfeld der Erde.

Je niedriger die Umlaufbahn gewählt wird, umso größer ist das Gradientensignal. GOCE fliegt in einer Höhe von nur 254 km über der Erde, der wohl niedrigsten Kreisbahn eines wissenschaftlichen Satelliten. In dieser Höhe sind die nicht gravitativen Störkräfte der Erdatmosphäre deutlich spürbar. Der Satellit würde schon nach wenigen Monaten in die Atmosphäre eintauchen, würden Ionentriebwerke diese Einflüsse nicht kontinuierlich in Flugrichtung kompensieren. Er befindet sich daher in einem rein gravitativen freien Fall um die Erde. Auch diese Gegensteuerung ist eine Neuheit, denn sie findet nicht pulsweise statt, sondern direkt proportional zu den angreifenden Störkräften. Während die Differenzen der gemessenen Beschleunigungen die Summe aus Gravitationsgradienten, Drehraten und Drehbeschleunigungen ergeben, ist deren Summe proportional zu den auf den Satelliten angreifenden nicht gravitativen Störkräften. Sie beeinflussen alle Beschleunigungsmesser in gleicher Weise und spielen daher bei der Differenzmessung für die Gradiometrie keine Rolle. Dieses Signal wird für die Regelung der Ionentriebwerke verwendet. All diese Überlegungen zur Summen- und Differenzbildung und zur Identifikation der Drehbeschleunigungen setzen einen idealen Satz identischer Beschleunigungssensoren voraus. Deshalb ist eine sehr genaue Eichung des Gradiometers im Labor und in der Umlaufbahn entscheidend für den Erfolg der Mission. Während der Eichphasen werden Maßstab, Orientierung und mögliche Verdrehungen der sechs Beschleunigungssensoren aufeinander abgestimmt.

Nun gilt es nur noch sicherzustellen, dass die gemessenen Gravitationsgradienten – nach Elimination der Beiträge von Sonne, Mond und Planeten – nur von der Erde herrühren und nicht vom Satelliten selbst. Sehr starre Kohlefaserverbindungen sollen daher jegliche Verformung oder Bewegung der Teile des Satelliten, einschließlich der Sonnenpanele, ausschließen. Dies beinhaltet auch eine extreme Temperaturstabilisierung des Gradiometers.

Der Satellit als Probemasse im freien Fall um die Erde vollführt keine exakte Kepler-Bahn. Die Abplattung der Erde lässt die Bahn präzessieren. Die Massenvariationen verursachen zusätzliche Störungen – eine Art Gravitationsmuster, das der präzedierenden Kepler-Bahn des GOCE-Satelliten aufgeprägt ist (Abb. 7). Mithilfe von geodätischen GPS-Empfängern und unter Nutzung der Trägerfrequenzen des GPS-Signals lässt sich die Bahntrajektorie des niedrig fliegenden Satelliten zentimetergenau rekonstruieren. Mindestens fünf GPS-Satelliten stehen dabei jederzeit zur Verfügung. Aus dieser Bahninformation lässt sich der langwellige Anteil des Gravitationsfeldes der Erde rückrechnen, ergänzend zu den Gradiometerdaten.

Stand der Mission

Nach dem Start mit einer russischen Trägerrakete vom russischen Plesetsk aus hat GOCE nicht nur die gewünschte Bahn genau erreicht, auch alle sechs hochempfindlichen Akzelerometer haben die starken Erschütterungen des Starts gut überstanden. Alle Instrumente funktionieren planmäßig. Nach Tests der Triebwerke, Sternsensoren, GPS-Empfänger und Beschleunigungsmesser wurde im Oktober 2009 die erste Messphase mit einer Eichung eingeleitet. Die seither gemessenen Gravitationsgradienten sehen viel versprechend aus und lassen erwarten, dass sich die Missionsziele erreichen lassen. Erste Modellrechnungen des Gravitationsfeldes der Erde sind für das späte Frühjahr 2010 zu erwarten.

Literatur

- [1] ESA, Introducing the „Living Planet“ Programme – The ESA Strategy for Earth Observation; ESA SP-1234, ESA Publication Division (1999); http://dup.esrin.esa.int/STSE/files/document/131-176-149-30_20087216134.pdf
- [2] S. Pond und G. L. Pickard, Introductory Dynamical Oceanography, Pergamon Press, Oxford (2000)
- [3] E. F. Taylor und J. A. Wheeler, Spacetime Physics, W. H. Freeman and Company, New York (1992)
- [4] R. Rummel, G. Balmino, J. Johannessen, P. Visser und P. Woodworth, Journal of Geodynamics 33, 3 (2002)
- [5] G. Falk und W. Ruppel, Mechanik, Relativität, Gravitation, Springer, Berlin (1974)
- [6] C. W. Misner, K. S. Thorne und J. A. Wheeler, Gravitation, Freeman, San Francisco (1970)
- [7] H. C. Ohanian und R. Ruffini, Gravitation and Spacetime, Norton & Comp., New York (1994)
- [8] http://earth.esrin.esa.it/pub/ESA_DOC/GOCE/Product_Data_Handbook_4.1.pdf

DIE AUTOREN

Reiner Rummel ist seit Januar 2010 Fellow des Institute for Advanced Study der TU München. Davor war er Direktor des Instituts für Astronomische und Physikalische Geodäsie der TU. Nach dem Studium des Vermessungswesens, der Promotion (1974) und wissenschaftlichen Wanderjahren war er von 1980 bis 1993 Professor für Physikalische Geodäsie der TU Delft, bevor er an die TU München berufen wurde. Er gehört zu den Initiatoren der GOCE-Mission und koordiniert ein europäisches Konsortium zur Datenauswertung.



Anja Schlicht leitet seit Ende 2006 das GOCE-Projektbüro Deutschland als wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie der TU München. Nach ihrem Physikstudium und der Promotion in der Festkörperphysik wechselte sie 1999 zur Geodäsie und arbeitete mehrere Jahre lang am Geodätischen Observatorium Wettzell des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie und der TU München.

