



STERNE UND WELTRAUM

suw-online.de

8 | 2002

D 5496 (D/A) 7.60 EUR · (L) 7.90 EUR · (CH) 14.80 CHF

Das Potsdamer Geoid Satelliten erkunden das Schwerefeld der Erde



Aktuelle Filme für die
Astrophotographie



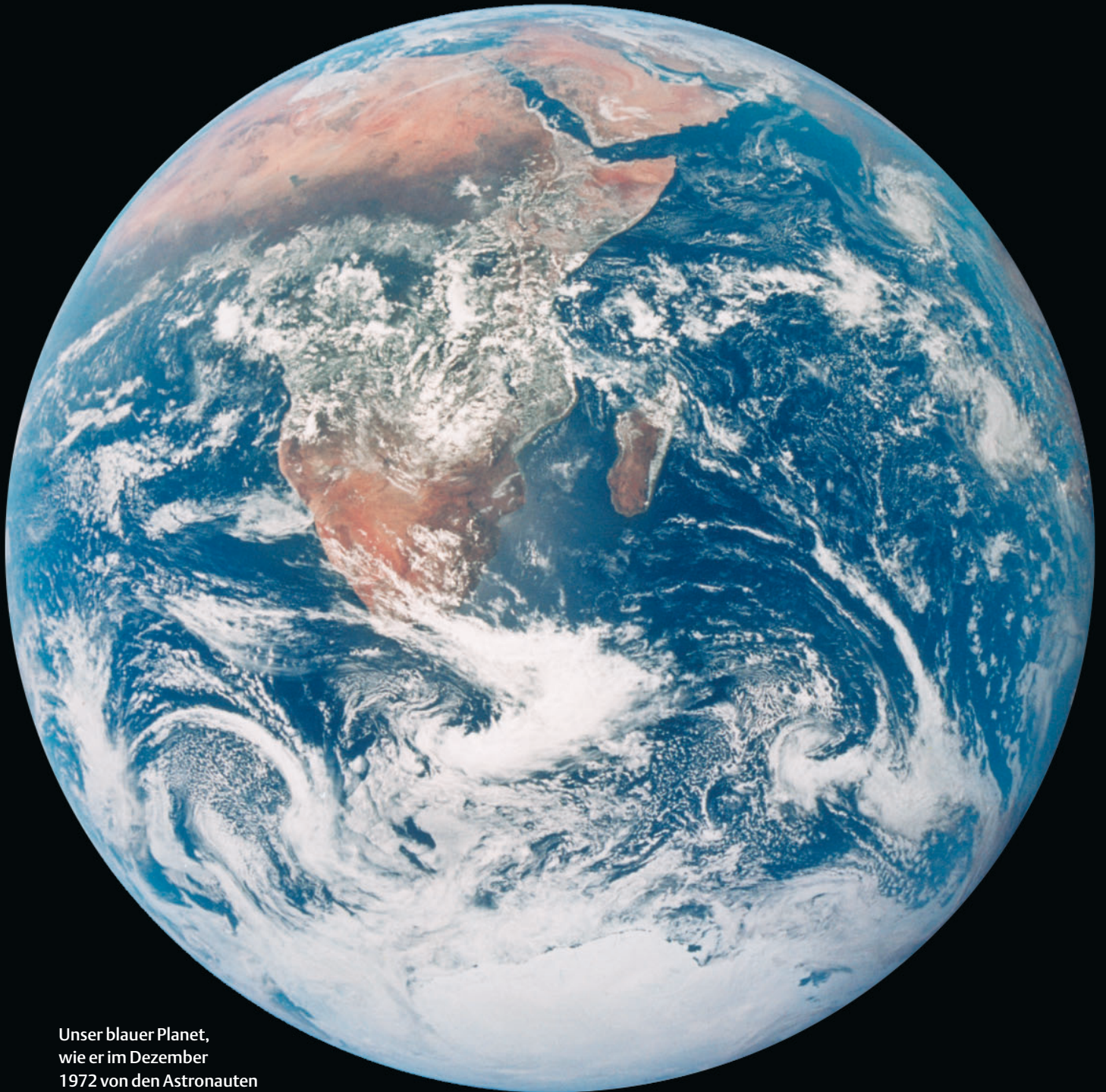
Themen der Wissenschaft

Das Potsdamer Geoid

Satelliten vermessen das Schwerefeld der Erde

Von Peter Schwintzer
und Christoph Reigber

Der Satellit CHAMP und die beiden Satelliten der Mission GRACE umkreisen die Erde auf polaren Bahnen in niedriger Höhe. Aus ihren Messungen wurde ein präzises Modell des Erdschwerefeldes abgeleitet. Was verbirgt sich eigentlich hinter dem als »Potsdamer Kartoffel« bekannt gewordenen Bild unseres Planeten?



Unser blauer Planet,
wie er im Dezember
1972 von den Astronauten
der Mission Apollo 17 auf
dem Weg zum Mond gesehen wurde.

Von außen betrachtet wirkt unser blauer Planet wie eine Kugel. Die Kugelform ist eine Folge der Schwerkraft, die von der Masse der Erde erzeugt wird. Aus genauen geodätischen Messungen, die schon vor dem Satellitenzeitalter durchgeführt wurden, weiß man aber, dass die Erde abgeplattet ist. Der Äquatorradius ist mit 6371 km um 21 km länger als der Polradius. Damit hat die Erde in erster Näherung die Figur eines Rotationsellipsoids. Die Abplattung ist die Folge der Erdrotation und der damit auftretenden Fliehkraft. Da die Erde sich insgesamt wie ein zähflüssiger Körper verhält, erzeugt die der Schwerkraft entgegenwirkende und 330-mal kleinere Fliehkraft den auf Bildern aus dem Weltraum kaum sichtbaren »Äquatorwulst«.

Die Erde ist ähnlich einer Zwiebel schalenförmig aufgebaut: Der feste innere Kern ist umgeben von einem flüssigen äußeren Kern, auf ihn folgt der feste, aber plastisch verformbare Erdmantel, an den sich die in Platten aufgeteilte, aber ebenfalls deformierbare Erdkruste anschließt. Die im Erdkern erzeugte Wärme wird durch Konvektionsströme im äußeren Kern und im Erdmantel nach außen transportiert. Diese Prozesse stören die regelmäßige Verteilung von Temperatur und Materie im Inneren der Erde und führen zu Dichtevariationen, die sich in Schwerkraftanomalien an der Erdoberfläche zu erkennen geben. Zusätzliche Anomalien ergeben sich durch die ungleichmäßige Massenverteilung in der festen auf dem zähflüssigen Mantel schwimmenden äußeren Hülle der Erde mit ihren großen Höhenunterschieden zwischen Meeresboden und Landoberfläche. Die Schwerkraftanomalien verformen die Oberfläche des Rotationsellipsoids. Die Abweichungen betragen allerdings nur jeweils maximal 100 m nach oben und unten. Aus diesen Beulen und Dellen, die in Abb. 1 stark überhöht dargestellt sind, schließt der Geowissenschaftler auf die Dichteverteilung im Erdinneren und die damit in Verbindung stehenden physikalischen Prozesse.

Die Potsdamer Kartoffel

Die in Abb. 1 gezeigte Fläche wird bildhaft als »Potsdamer Kartoffel« bezeichnet, weil der graphischen Darstellung ein am Geoforschungszentrum (GFZ) in Potsdam berechnetes Modell zugrunde liegt. Wissenschaftlich wird diese Fläche als »Geoid« bezeichnet, wobei im Bild lediglich die Abweichungen vom Rotationsellipsoid (Abb. 2) in sehr starker Überhöhung dargestellt sind. Das Geoid folgt über den

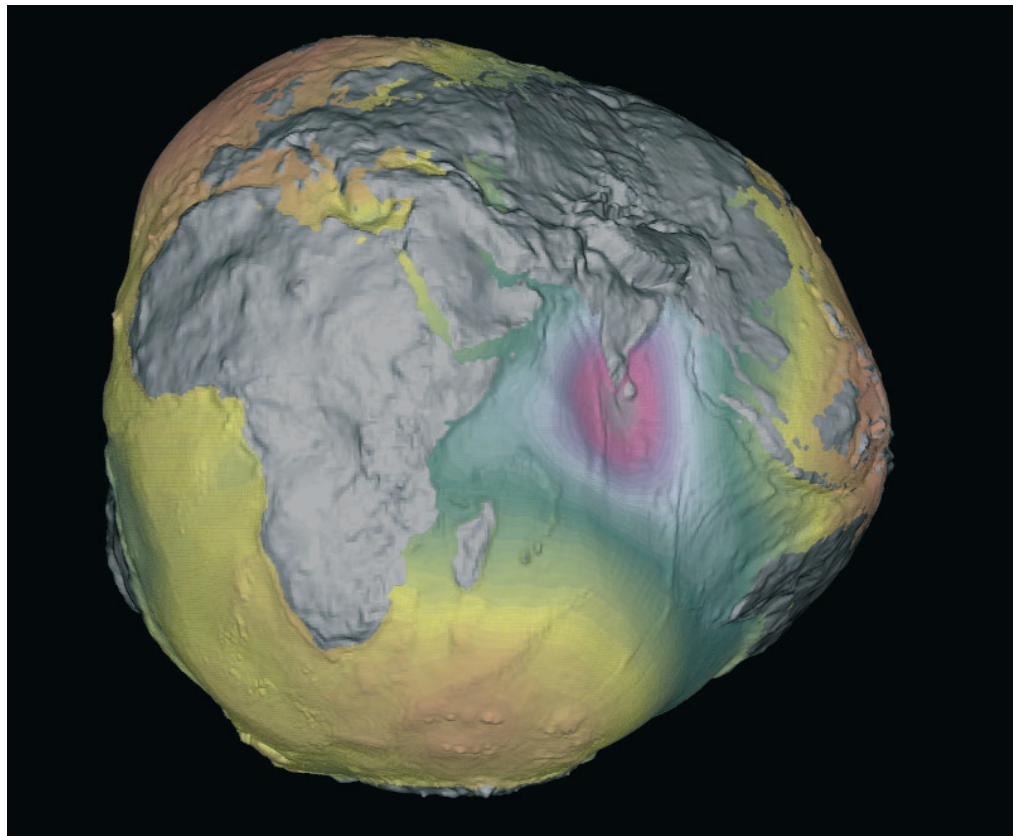


Abb. 1: Die Potsdamer Kartoffel. Das hier stark überhöht dargestellte Geoid (Fläche »Normal Null«) weicht von einer regelmäßigen Ellipsoidoberfläche nur um maximal 100 Meter ab. Über den Kontinenten ist das Geoid zur besseren Unterscheidung in Graustufen dargestellt.

Ozeanen bis auf zwei Meter genau dem Niveau des Meeresspiegels und setzt sich im Bereich der Kontinente als gedachter Meeresspiegel unter der Topographie fort.

Gedanklich ergäbe sich das Geoid als Gleichgewichtsfigur der Erde, wenn ihre Oberfläche vollständig mit in Ruhe befindlichem Wasser bedeckt wäre. Die Schwerkraft ist auf dem Geoid nicht über-

all gleich, wirkt jedoch immer senkrecht zur Geoidoberfläche, d.h. ein Wassertropfen auf dieser Oberfläche würde sich trotz ihrer Beulen und Dellen nicht von der Stelle bewegen. Deshalb wird das Geoid in der Landesvermessung auch als Bezugsfläche »Normal Null« für die Angabe der topographischen Höhen benutzt.

Abb. 3 zeigt die Differenzen Geoid minus Ellipsoid (Abb. 4) in ihrer geographi-

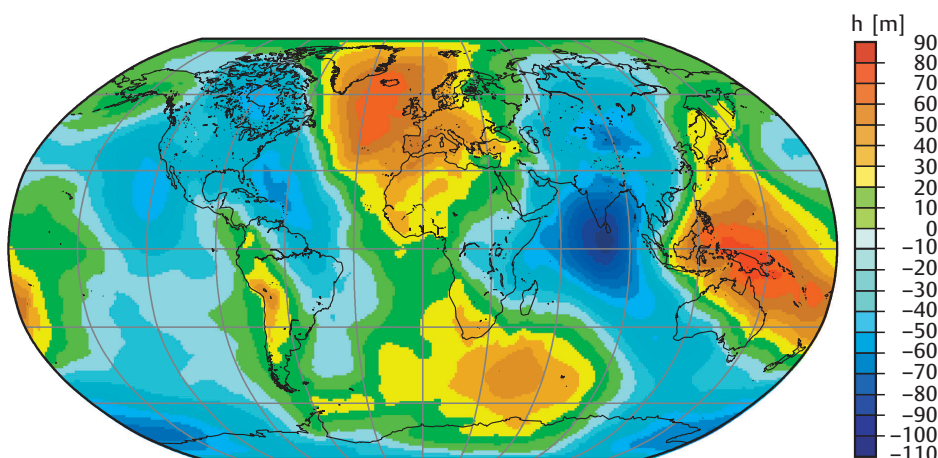


Abb. 2: Die in Abb. 1 plastisch dargestellte Abweichung des Geoids vom Bezugse ellipsoid (»Beulen und Dellen«) in ihrer geographischen Verteilung. Die Werte der Abweichung liegen zwischen -110 m (dunkelblau) und +90 m (dunkelrot).

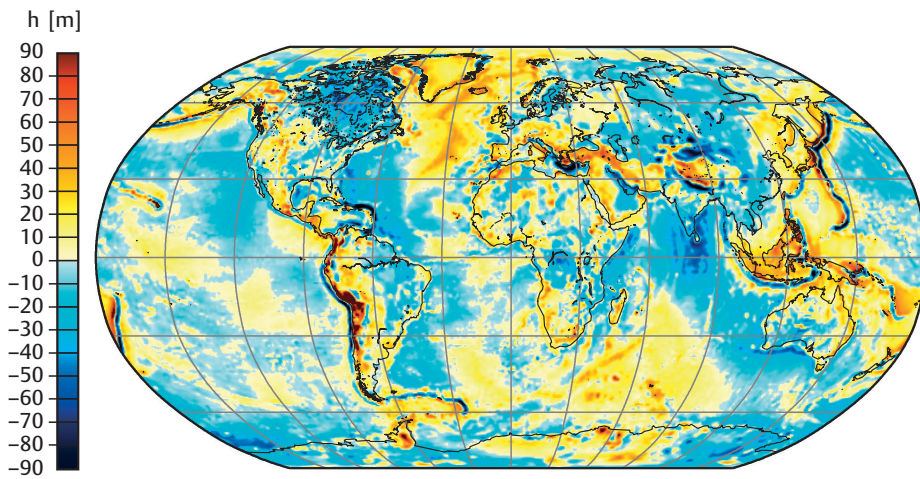


Abb. 3: Geographische Verteilung der Variationen in der Schwerebeschleunigung gegenüber der Schwere auf dem Bezugsellipsoid: von -90 Millionstel (dunkelblau) bis +90 Millionstel (dunkelrot) der mittleren Schwerebeschleunigung auf der Erde. Einzelne Werte erreichen mehr als den dreifachen Betrag.

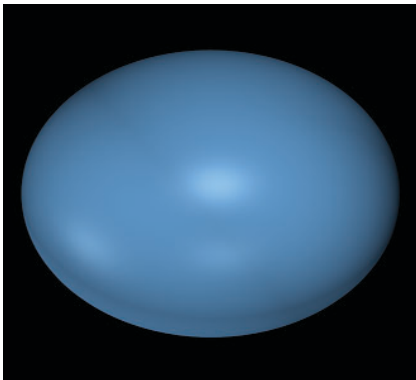


Abb. 4: Ein ideales einachsiges Rotationsellipsoid.

schon Verteilung über die ganze Erde. Das Geoid als physikalisch definierte Fläche ist eine der möglichen Darstellungen des Schwerfelds der Erde. Eine andere Darstellung erhält man, indem man den Betrag der an einem Punkt auf dem Geoid wirkenden Schwerkraft über die ganze Erde kartiert. Auch hier stellt man aus Gründen der Anschaulichkeit nicht den Gesamtbetrag dar, sondern nur die als Schwereanomalien bezeichneten Abweichungen von der auf dem regelmäßigen Rotationsellipsoid mit der Masse der Erde sich ergebenden theoretischen Schwere.

Die Schwere, gemessen in Beschleunigungseinheiten, beträgt am Äquator unter Berücksichtigung der Fliehkraft $9,78 \text{ m/s}^2$ und wächst bis zum Pol hin kontinuierlich auf $9,83 \text{ m/s}^2$ an – ein Unterschied von 5%. Eine am Äquator 70 kg anzeigende Waage zeigt demnach am Pol 350 g mehr an. Die Schwere nimmt mit der Höhe ab, pro 1000 m etwa um 0,3%. Auf dem 8000 m hohen Mount Everest würde also die Waage für die 70-kg-Masse 170 g weniger anzeigen. Die auf

dem Geoid, d. h. in Höhe Null, gemessenen Schwereanomalien variieren, wie in Abb. 3 dargestellt, um den Wert Null mit Ausschlägen von $0,003 \text{ m/s}^2$ nach oben und unten, also ungefähr 0,3% der mittleren Schwerebeschleunigung. Dies sind die Signale, die analog zu den Beulen und Dellen im Geoid Aufschluss geben über die unregelmäßige Massenverteilung im Erdinnern.

Satelliten als Schwerfeldsensoren

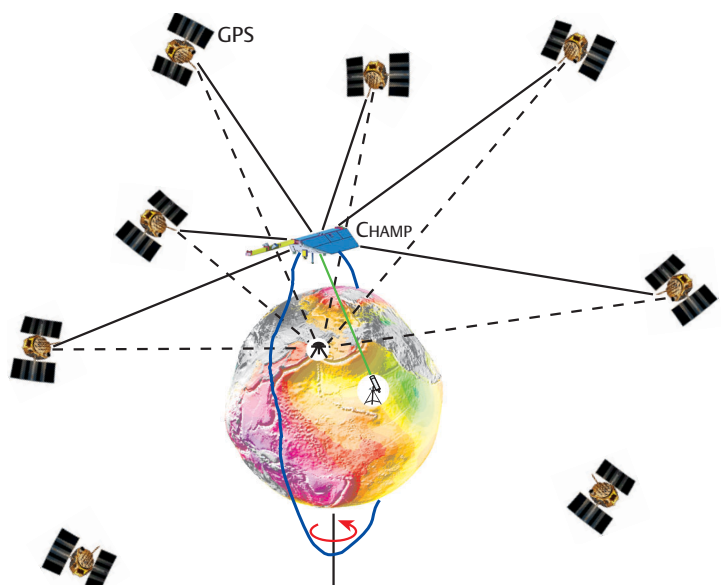
Erdumkreisende Satelliten würden, wenn die Erde eine Kugel mit gleichmäßig geschichteter Masse wäre, auf einer Ellipsenbahn fliegen. Die Abweichungen von der Kugelform und Unregelmäßigkeiten in der Dichteverteilung führen zu gravitativen Veränderungen der Satellitenbahn-

höhe, die als Bahnstörungen beobachtet werden können. Dazu werden die Satelliten von Bodenstationen oder anderen Satelliten aus angepeilt (s. Abb. 5). Die Beobachtungsgrößen können Winkel (Kameraaufnahmen gegen den Sternhimmel in den sechziger- und frühen siebziger Jahren), Geschwindigkeiten (Dopplermessungen mit Radiowellensendern und -empfängern) oder Entfernungen (Laufzeitmessungen mit Radiowellen oder Laserimpulsen) beim Überfliegen einer Bodenstation sein. Als neues zukunftsträchtiges Verfahren wird seit einigen Jahren die GPS-gestützte Intersatellitenbahnverfolgung angewandt. GPS steht für »Global Positioning System«, das amerikanische Navigationssystem mit 24 Satelliten in 20 000 km Höhe. Aus Laufzeitmessungen der auf einem niedrig fliegenden Satelliten empfangenen GPS-Radiosignale werden Ort und Geschwindigkeit des Satelliten und damit die Bahnkurve auf Zentimeter genau bestimmt.

Aus der Analyse der entweder von Bodenstationen oder von den GPS-Satelliten aus bestimmten Bahnkurven einer genügend großen Anzahl von Satelliten werden die das Erdschwerfeld mathematisch beschreibenden Parameter abgeleitet. Daraus lassen sich dann das Geoid und die Schwereanomalien an der Erdoberfläche berechnen. Die Bahn eines Satelliten wird nicht nur durch das Erdschwerfeld gestört, sondern auch durch Gezeitenkräfte von Mond, Sonne und Planeten sowie durch die Atmosphärenreibung und den Sonnen- und Erdstrahlungsdruck. All diese Kräfte sind bei der Analyse der beobachteten Bahn zu berücksichtigen.

Seit Beginn des Raumfahrtzeitalters hat man Beobachtungen von Satellitenbahnen für die Ableitung von Schwerfeldparametern nicht nur unseres eigenen

Abb. 5: Prinzip der Satellitenbahnverfolgung am Beispiel des Satelliten CHAMP. Aus den beobachteten Bahnstörungen niedrig fliegender Satelliten werden die großräumigen Strukturen im Geoid und im Erdschwerfeld abgeleitet.



Planeten, sondern auch von den anderen Körpern im Sonnensystem genützt. Die bis dahin unerreichte Genauigkeit in der Bestimmung der Erdatmosphäre und die Entdeckung der »Birnenform der Erde« galt Anfang der sechziger Jahre als Sensation. Für die Darstellung der »Kartoffel« als Figur der Erde werden heute 10 000 Parameter aus Satellitenbahnstörungen abgeleitet. Die mit Satelliten bis dato erzielte räumliche Auflösung lässt Strukturen im Geoid (die Beulen und Dellen in der Kartoffel) mit einem Mindestradius von etwa 500 km erkennen. Die Bahnstörungsmethode ist als einzige geeignet, die Globalstruktur des Erdschwerefelds exakt und homogen zu kartieren.

Die Genauigkeit und räumliche Auflösung eines rein aus Satellitenbahnstörungen abgeleiteten Schwerefeldmodells wird begrenzt durch die Verteilung der Satellitenbahnen im erdnahen Weltraum, durch die Qualität und Häufigkeit der Bahnbeobachtungen und vor allem durch die Flughöhe der Satelliten. Je höher ein Satellit fliegt, um so weniger wird seine Bahn durch das Erdschwerefeld gestört, d. h. um so mehr Information geht verloren. Es sind deshalb in den letzten Jahren verstärkt Anstrengungen unternommen worden, um speziell für die Ausmessung des Schwerefelds bestimmte Satelliten in eine sehr niedrige Umlaufbahn zu platzieren. Drei auf unterschiedlichen Konzepten beruhende Satellitenmissionen, die aktuell realisiert worden sind, sollen hier vorgestellt werden: GFZ-1, CHAMP und GRACE.

Als Einstiegsmodell in diese Folge von Schwerefeldmissionen wurde der passive fußballgroße Lasersatellit GFZ-1 entwickelt (Abb. 6) und im April 1995 von der russischen Raumstation MIR aus auf seine mit 390 km Höhe sehr niedrige Bahn gesetzt. Der Satellit umrundete vier Jahre lang alle 90 Minuten die Erde, um schließlich im Juni 1999 in der Erdatmosphäre zu verglühen. In seine kugelförmige Oberfläche waren 60 Reflektoren eingelassen, die von Laserstationen auf der Erde ausgesandte Lichtimpulse in Richtung Bodenstation zurücklenkten. Aus den Laufzeiten der lichtschnellen Impulse konnten so, bei wolkenfreiem Himmel, die Entfernungen Satellit–Bodenstation während eines jeweils maximal ca. 10 Minuten dauernden Überflugs registriert und für die Bahnrekonstruktion genutzt werden. Die vom GFZ Potsdam initiierte und getragene Mission erfüllte zwar die Forderung nach einer gegenüber allen bisher nutzbaren Satelliten signifikant niedrigeren Bahn, hatte aber andererseits die Nachteile einer sehr lückenhaften Bahnverfolgung durch nur ca. zwölf Lasersta-



Abb. 6: Der passive Kleinsatellit GFZ-1 umrundete die Erde von 1995 bis 1999 in einer Höhe von anfänglich 390 km.

tionen weltweit und einer nicht-polaren Bahn mit Überflügen nur innerhalb eines Gürtels zwischen 52° nördlicher und südlicher Breite. Wegen der niedrigen Flughöhe stören außerdem die schwierig zu modellierenden Auswirkungen der Restatmosphäre auf die Satellitenbewegung die Auswertung. Deshalb war der Beitrag von GFZ-1 zur Verbesserung des Schwerefeldmodells zwar spürbar, aber nicht durchgreifend.

Die CHAMP-Mission

Die genannten Nachteile werden bei der Mission CHAMP (Abb. 7) vermieden. CHAMP (Challenging Minisatellite Payload) ist ein geowissenschaftlicher Kleinsatellit, der im Juni 2000 vom russischen Kosmodrom Plesetsk mit einer COSMOS-Rakete in eine ebenfalls niedrige Bahn mit einer Anfangsflughöhe von 452 km geschossen wurde. Die kreisförmige Bahn des Satelliten führt über beide Pole, so dass die gesamte Erdoberfläche überflogen wird. Mit dem GPS-Empfänger an Bord von CHAMP wird die Bahn lückenlos vermessen, und ein dreiachsiger Beschleunigungsmesser im Massenzentrum des Satelliten erfasst erstmals direkt die Störbeschleunigungen durch die Atmosphärenreibung und den Sonnen- und Erdstrahlungsdruck. Durch diese Instrumentenkombination stehen die vom Erdschwerefeld erzeugten Signale längs der Bahn nahezu unverfälscht für die Auswertung zur Verfügung. Seit dem Start des Satelliten verliert CHAMP monatlich etwa 2 km an Höhe, so dass die auswertbaren Signale bis zum Ende der Mission nach etwa fünf Jahren kontinuierlich an Stärke zunehmen werden.

Die wissenschaftlichen Ziele der CHAMP-Mission wurden von Wissenschaftlern des GFZ Potsdam und des

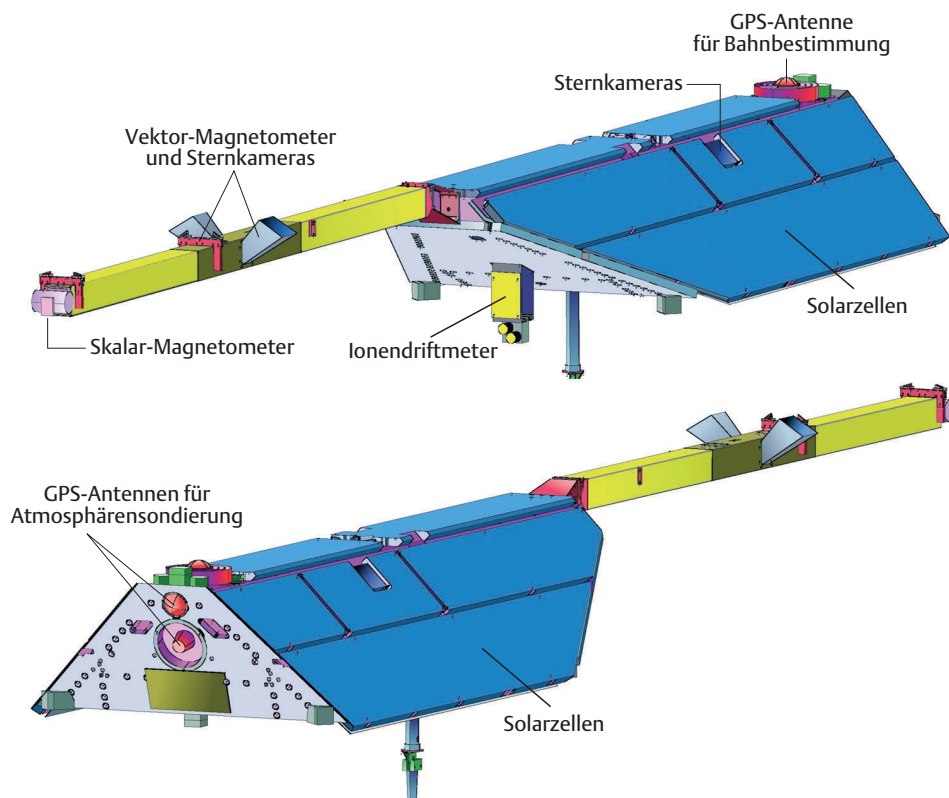


Abb. 7: Der geowissenschaftliche Kleinsatellit CHAMP umrundet die Erde seit Mitte 2000. Der einschließlich Ausleger etwa 8 m lange Satellit trägt Instrumente zur Ausmessung von Magnet- und Schwerefeld sowie zur Sondierung von Atmosphäre und Ionosphäre.

Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) definiert. Das Projekt wurde, unter Eigenbeteiligung des GFZ und des DLR, national als Leitprojekt für die Raumfahrtindustrie der Neuen Bundesländer finanziell gefördert. Die Projektleitung oblag von Anfang an dem GFZ. Aus Abb. 7 ist die Anordnung der Nutzlasten auf CHAMP zu erkennen. Neben der Vermessung des Erdschwerefelds (GPS-Antenne an der Oberseite, Beschleunigungsmesser, Laserreflektor) sind Magnetfelduntersuchungen mit einem Magnetometer auf dem 4 m langen Ausleger in Flugrichtung des Satelliten und die Atmosphärensondierung mit Hilfe von GPS-Messungen durch die Ionosphäre und die Neutralatmosphäre über rückwärtige Antenne weitere Missionsziele. Über die Sternkameras wird die Ausrichtung des Satelliten und damit die Orientierung der Achsen des Beschleunigungsmessers bestimmt.

Der Nachfolger GRACE

Durch den Erfolg von CHAMP stimuliert, konnte am 17. März dieses Jahres eine weitere für die Ausmessung des Schwerefelds ausgelegte Mission auf den Weg gebracht werden. Die beiden Satelliten der Mission GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) wurden ebenfalls vom Startplatz Plesetsk aus mit einer russischen ROCKOT-Rakete im Auftrag der deutschen Raumfahrtorganisation DLR

gestartet. Die auf dem gleichen Konzept wie CHAMP beruhenden Satelliten wurden im Auftrag der amerikanischen Weltraumbehörde NASA in Deutschland gebaut. Die Datenverarbeitung und die wissenschaftliche Auswertung teilen sich das Center for Space Research der Universität Texas, das Jet Propulsion Laboratory der NASA in Pasadena und das GFZ Potsdam. Der Satellitenbetrieb erfolgt wie bei CHAMP durch das Deutsche Raumflugkontrollzentrum des DLR. Die GRACE-Satelliten fliegen in 500 km Höhe, auf einer etwas höheren Bahn als CHAMP, im Abstand von 220 km hintereinander her (Abb. 8). GPS-Empfänger, Beschleunigungsmesser, Sternkameras und Laserreflektoren sind wie bei CHAMP ebenfalls Bestandteil beider Satelliten. Zusätzlich wird über Radiosignale der unter dem Einfluss des Erdschwerefeld leicht variierende gegenseitige Abstand der Satelliten auf 1/100 mm genau gemessen. Damit können wesentlich feinere Strukturen im Erdschwerefeld als mit CHAMP allein aufgelöst werden. Messungen des Magnetfelds werden von GRACE nicht vorgenommen.

Globale Erdschwerefeldmodelle und Datenbasis

Globale, also die gesamte Erde umfassende Modelle des Erdschwerefelds werden weltweit wegen des enormen Rechen-

aufwands und der komplexen Softwaresysteme nur an wenigen wissenschaftlichen Einrichtungen berechnet. Heute sind dies das Goddard Space Flight Center der NASA in Greenbelt, das Center for Space Research der Universität Texas in Austin und in Europa ein gemeinsames Team aus dem GFZ Potsdam und der Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale (GRGS) in Toulouse.

Man unterscheidet bei den Modellen zwischen Satellitenlösungen, die allein nach der oben beschriebenen Methode der Satellitenbahnstörungen abgeleitet worden sind, und den sogenannten Kombinationslösungen, bei denen auf der Basis einer Satellitenlösung die räumliche Auflösung durch die Hinzunahme von Schwere- und Geoidbeobachtungen direkt an der Erdoberfläche gesteigert wird.

Abb. 9 nennt die Namen der 22 für die letzte GFZ/GRGS-Satellitenlösung [1] benutzten Satelliten und skizziert deren Flughöhe und Bahnneigung gegen den Äquator sowie die Bahnbeobachtungsmethode. Die Flughöhen liegen zwischen 400 km und 20000 km. Als wichtigster Satellit hat sich CHAMP erwiesen. Schon drei Monate CHAMP-, GPS- und Akzelerometerdaten erhöhten die Genauigkeit in der großräumigen Geoiddarstellung um einen Faktor vier (Abb. 10) gegenüber einer früheren Lösung mit den übrigen 21 Satelliten und mehrjährigen bodengestützten Beobachtungsprogrammen. Insgesamt 15 Millionen Satellitenbahnbeobachtungen wurden für das aktuelle Schwerefeldmodell verarbeitet, davon allein 2,3 Millionen Entfernungsmessungen des GPS-Empfängers auf CHAMP. Als Beispiele für bodengestützte Messtechniken seien das Laserteleskop des GFZ Potsdam in Abb. 11 und eine PRARE-Bodenstation in Abb. 12 gezeigt. PRARE (Precise Range and Range Rate Equipment) ist ein in Deutschland entwickeltes und auf dem europäischen Erderkundungssatelliten ERS-2 seit 1995 vom GFZ Potsdam und der Universität Stuttgart betriebenes Mikrowellenmesssystem. Das Radiosignal wird dabei in Umkehrung der Laserteleskopmethode vom Satelliten selber ausgesandt und von der als Transponder dienenden Bodenstation in Richtung Satellit zurückgestrahlt. Der dabei zurückgelegte Weg und die Dopplerverschiebung als Geschwindigkeitsinformation werden im Satelliten ausgelesen und bis zur Abgabe über der zentralen Datenempfangsstation des GFZ zusammen mit den Messungen von anderen überflogenen PRARE-Stationen an Bord gespeichert.

Nur aus der Analyse von Satellitenbahnen lassen sich die großräumigen Variationen des Erdschwerefelds ableiten.



Abb. 8: Die im März 2002 gestarteten zwei Satelliten der GRACE-Mission erfüllen bis auf Magnetfeld-Messungen die gleichen Aufgaben wie CHAMP (s. Abb. 7).

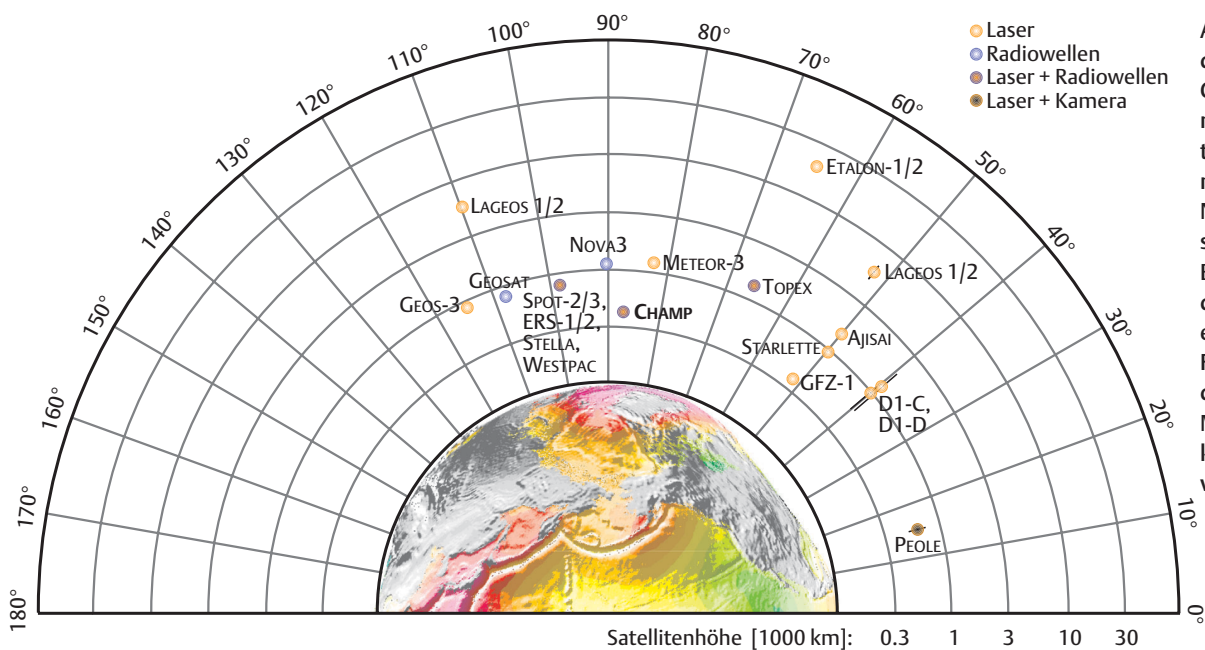


Abb. 9: Verteilung der für eine neuere Geoid- und Schwerefeldlösung benutzten Satelliten im erdnahen Raum. Zu den Namen der Satelliten sind Flughöhe und Bahnneigung gegen die Äquatorebene eingezeichnet. Die Farben markieren die verwendeten Messsignaltechniken bei der Bahnverfolgung.

Will man andererseits die Details sichtbar machen, so ist man auf In-situ-Messungen direkt an der Erdoberfläche angewiesen. Hierbei kommen zwei Verfahren zur Anwendung: die Satellitenaltimetrie und die Gravimetrie. Bei der Satellitenaltimetrie wird die Ozeanoberfläche über Abstandsmessungen mittels Laser oder Radar von einem Satelliten (z. B. ERS-2) geometrisch auf Zentimeter genau ausgemessen. Dabei kommt es auf höchste Präzision bei der Positionsbestimmung des Satelliten an. Aus ozeanographischen Modellen, die Wind, Salzgehalt, Strömungen und Wassertemperatur berücksichtigen, kennt man genähert die sogenannte Meerestopographie, d.h. den Abstand der aktuellen Meeresoberfläche vom Geoid. Zieht man also von der gemessenen Meeresoberflächenhöhe die Meerestopographie ab, so erhält man aus der Altimetrie direkt punktweise Geoidhöhen. Über Land gibt es eine Vielzahl von mit Feldgravimetern gemessenen Schwerewerten, wenn auch von unterschiedlicher Qualität und Punktdichte. Dazu kommen von Flugzeugen aus gravimetrisch aufgenommene Gebiete, z.B. Grönland, und in Küstenbereichen die Schiffsgravimetrie. Weiße Flecken in der Abdeckung mit detaillierten und genauen Geoid- und Schweredaten sind noch Teile der Arktis und Antarktis, aber auch Südamerikas, Afrikas und Asiens.

Für die globale Schwerefeldmodellierung werden die vorhandenen altimetrisch bzw. gravimetrisch gewonnenen Daten gerastert, so dass jeweils für einen geographischen Block mit einer Seitenlänge von 50 km ein Mittelwert vorliegt. Die etwa 260 000 Geoid- (über den Ozeanen) und Schwerewerte (über den Kon-

tinenten) werden dann zusammen mit den Satellitenbahndaten verarbeitet, um eine hochaufgelöste Darstellung des Erdschwerefelds zu erhalten (Abb. 1 und 2). Dabei ist ein Gleichungssystem mit mehr als 100 000 Unbekannten zu lösen [2].

In dem hochaufgelösten Geoid sind eine Menge geomorphologischer oder geologischer Strukturen zu erkennen: der Himalaja, die Anden, die Tiefseegräben, die

mittelozeanischen Rücken, die von Hawaii ausgehende unterseeische Vulkankette. Diese Strukturen prägen sich aufgrund ihrer Abweichungen vom topographischen Mittel als oberflächennahe Masseneffekte dem Schwerefeld auf, während die großräumigen Variationen, die in Abb. 10 zu erkennen sind, ihre Quellen im tieferen Erdinnern vom Erdmantel bis hinunter zum Erdkern haben.

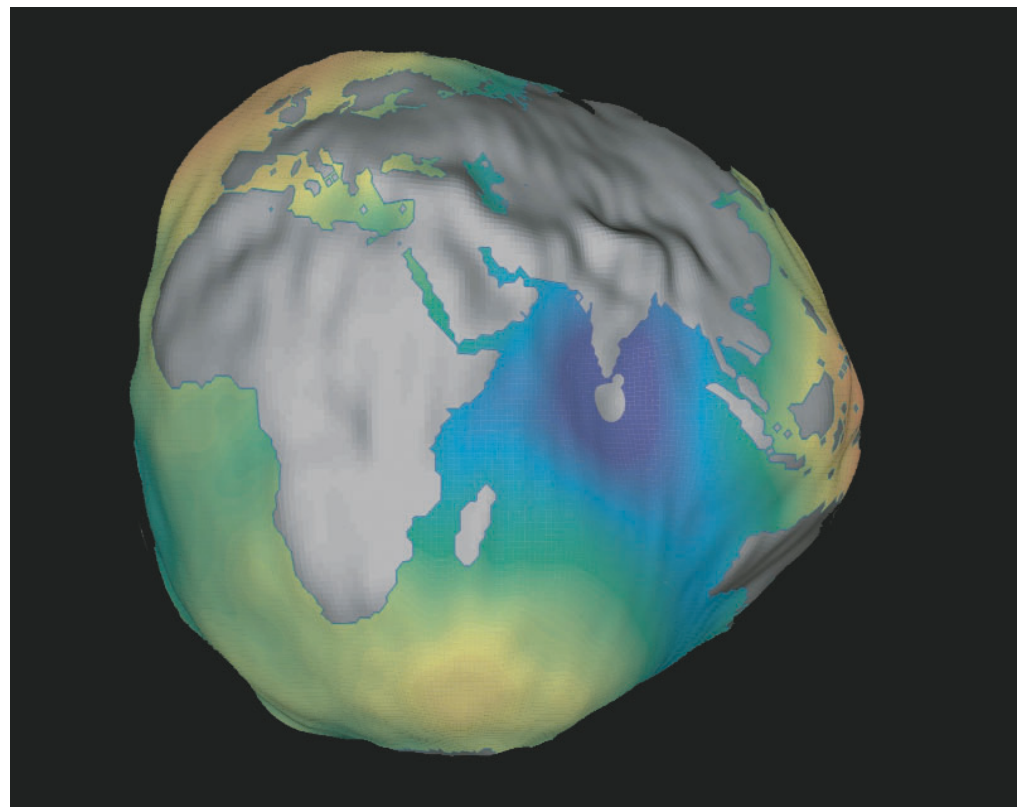


Abb. 10: Ein rein aus Satellitenbahnstörungen abgeleitetes Geoidmodell. Man erkennt deutlich die gegenüber Abb. 1 verminderte Auflösung wegen der Schweresignalabschwächung in Flughöhe.



Abb. 11: Laserteleskop des GFZ Potsdam zur Bahnverfolgung von Satelliten.

Abb. 12: Eine Bodenstation des mit Radiowellen – wetterunabhängig – arbeitenden Satellitenbahnverfolgungssystems PRARE.

Anwendung der Schwerefeldmodelle in Wissenschaft und Praxis

Die Bedeutung globaler Modelle des Erdschwerefeldes leitet sich aus zwei grundlegenden Eigenschaften ab. Zum einen bildet das Geoid als Gleichgewichtsfigur eine physikalisch begründete Bezugsfläche für alle topographischen Höhen, und zum anderen manifestiert sich in den Unregelmäßigkeiten von Geoid und Schwere die Verteilung von Masse und Dichte im Inneren der Erde.

Das Geoid als Bezugsfläche gibt das Nullniveau für die topographischen Höhen in Landkarten und digitalen topographischen Modellen an. In der Landesvermessung hat mit dem Einzug moderner GPS-gestützter Koordinatenbestimmungen die genaue Kenntnis des Geoids in den letzten Jahren stark an Bedeutung gewonnen. Mittels des Satellitennavigationssystems GPS werden geometrisch die dreidimensionalen Koordinaten eines Punktes bezogen auf den Mittelpunkt der Erde bestimmt und daraus die geographische Breite und Länge sowie die Höhe über dem anfangs eingeführten Ellipsoid rechnerisch ermittelt. Kennt man nun das Geoid, so kann man die Ellipsoid-Höhe leicht in die topographische Höhe umrechnen. Damit bietet GPS eine neue Messmethode, um das aufwendige Verfahren der Höhenübertragung mittels Nivellement zu ersetzen. Genauigkeit und eine feine Auflösung in der regionalen



Geoidbestimmung auf der Basis der globalen Geoidmodelle sind hier die entscheidenden Voraussetzungen. GPS-Navigationsgeräte haben übrigens auch ein Geoidmodell gespeichert, um die Höhen in der uns gebräuchlichen Form »über Normal Null« ausgeben zu können.

Eine ähnliche Bedeutung hat das Geoid in der Ozeanographie als Referenzfläche für die Meerestopographie. Hat man die Meeresoberfläche über Satellitenaltimetrie geometrisch bestimmt und zieht das Geoid davon ab, so ergibt sich die Meerestopographie. Die mit maximal 2 m recht kleinen Abweichungen der Meeresoberfläche vom Geoid lassen sich direkt in Strömungsgeschwindigkei-

ten, die für einen großen Tiefenbereich repräsentativ sind, umrechnen (Abb. 13). Der Ozeanograph erhält daraus das globale Muster der Meeresströmungen, die, denkt man z.B. an den Golfstrom, verantwortlich sind für den klimatisch wichtigen Transport von Wärme und auch von in Wasser gebundenen Treibhausgasen. In der Ozeanographie kann nur ein Geoid verwendet werden, das allein aus Satellitenbahnstörungen abgeleitet worden ist, da ja, wie oben dargestellt, für die höher auflösenden Kombinationslösungen eine ozeanographisch bestimmte Meerestopographie verwendet wurde. Diese aus In-situ-Schiffsmessungen abgeleitete Topographie ist aber weder räumlich noch zeitlich homogen bestimmt, während über die Altimetrie der jeweils aktuelle Zustand innerhalb weniger Tage registriert wird. Wegen der geringen Größenordnung der Meerestopographie werden an die Genauigkeit der Geoidbestimmung allerhöchste Anforderungen gestellt. Das war einer der treibenden Faktoren für die neuen Schwerefeldsatellitenmissionen CHAMP und GRACE.

Globale Schwerefeldmodelle

Ein globales Modell des Erdschwerefeldes als Abbild der Dichte- und Massenverteilung bildet in Verbindung mit seismischen und geomagnetischen Beobachtungen eine Interpretationsgrundlage für Studien über das tiefere Erdinnere, insbesondere zu Strukturen und Prozessen im Erdkern und Erdmantel (Abb. 14). Dichteveränderungen ergeben sich durch Schwankungen an Übergangsflächen wie der Kern/Mantel-Grenze oder beim Übergang vom mittleren zum oberen Erdmantel in 410 bis 660 km Tiefe. Auch thermische Inhomogenitäten aufgrund dynamischer Prozesse wie die Mantelkonvektion als Motor der Plattentektonik erzeugen Abweichungen. Eine sichtbare Diskontinuitätsfläche stellt die Erdoberfläche mit ihrer Topographie dar, die vom tiefsten Meeresgraben bis zum höchsten Berggipfel immerhin einen Spanne von 20 km aufweist. Berechnet man aus den topographischen Massen den Effekt auf die Schwere bzw. das Geoid, so ergeben sich weit höhere Beträge als tatsächlich beobachtet werden. Daraus lässt sich ableiten, dass der Materieüberschuss bzw. das Materiedefizit an der Erdoberfläche durch entsprechende Materieverteilungen im Erdinneren kompensiert werden. Dies geschieht an der Unterseite der Erdkruste in Tiefen von einigen 10 km. Diesen Ausgleich nennt man Isostasie. Unter Gebirgen ist somit die Erdkruste dicker

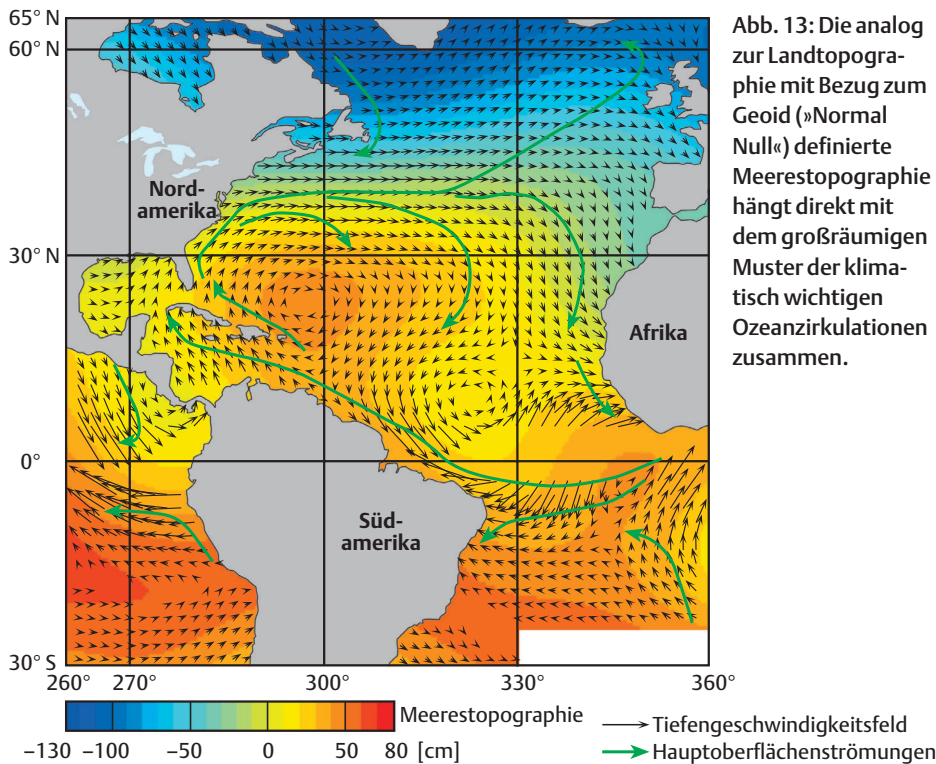


Abb. 13: Die analog zur Landtopographie mit Bezug zum Geoid (»Normal Null«) definierte Meerestopographie hängt direkt mit dem großräumigen Muster der klimatisch wichtigen Ozeanzirkulationen zusammen.

Literaturhinweise

- [1] Reigber, C. et al: Geophysical Research Letters 29, im Druck [2002]
- [2] Gruber, T. et al.: Geodesy Beyond 2000, IAG Symp. Vol. 121, Springer, Berlin [1999]
- [3] National Research Council (Hrsg): Satellite Gravity and the Geosphere. National Academic Press, Washington (USA) [1999]

Resumé

Die in räumlicher und zeitlicher Auflösung verbesserte Messung des Schwerefelds der Erde, und damit ein immer präziseres und detailreicheres Bild der »Potsdamer Kartoffel«, ist eine wichtige Aufgabe für die Erkundung unseres Planeten und war Anlass für die neuen Satellitenmissionen CHAMP und GRACE sowie weitere bereits geplante Missionen. Die Wissenschaftsdisziplinen der Geodäsie, Geophysik, Ozeanographie, Glaziologie und Klimatologie profitieren unmittelbar von Fortschritten auf diesem Gebiet. Die Anwendung und wissenschaftliche Nutzung globaler Erdschwerefeldmodelle ermöglichen Studien bezüglich Aufbau und Dynamik des Erdinnern bis hin zu Untersuchungen von an der Erdoberfläche periodisch und langfristig ablaufenden Prozessen im Wasser- und Eishaushalt. ◀

und schwimmt damit stabil auf dem dichteren zähflüssigen Mantel. Im Schwerefeld und Geoid ist nur das Differenzsignal zwischen den topographischen Massen an der Oberfläche und den weiter ent-

fernten Kompensationsmassen zu sehen. Deshalb sind die Abweichungen des Geoids von der Oberfläche eines Ellipsoids mit maximal 100 m und die Variationen des Schwerewertes um die mittlere Schwere mit 0,3‰ so gering.

Ein immer wichtiger werdender Aspekt und Ziel der Mission GRACE ist die Beobachtung klimatisch bedingter Prozesse an der Erdoberfläche wie Meeresspiegeländerungen aufgrund von Verschiebungen in der Massenbilanz zwischen polarem Eis, Meerwasser und kontinentalem Wasser sowie noch andauernden Landhebungen nach dem Abschmelzen der Eismassen aus der letzten Eiszeit [3]. Diese Vorgänge sind mit großräumigen langfristigen und überlagerten saisonalen und längerperiodischen Massenumverteilungen verbunden, die als zeitliche Änderungen des Schwerefelds über Satellitenbahnstörungen beobachtet werden können. Da diese Effekte nur sehr kleine Signale erzeugen (Geoidänderungen im Submillimeter- bis Zentimeterbereich), werden zu ihrer Auflösung extreme Genauigkeiten verlangt. Den größten Effekt bei den zeitlichen Änderungen im Geoid bzw. Schwerefeld bilden die Erd- und Ozeangezeiten. Aufgrund der Anziehungskräfte von Mond und Sonne werden die Erd- und Wasseroberflächen im Turnus von hauptsächlich 12 und 24 Stunden um 50 cm angehoben bzw. abgesenkt. Die dabei auftretenden zeitlichen Variationen müssen bei der Geoid- und Schwerefeldbestimmung aus Satellitenbahnstörungen rechnerisch berücksichtigt werden.

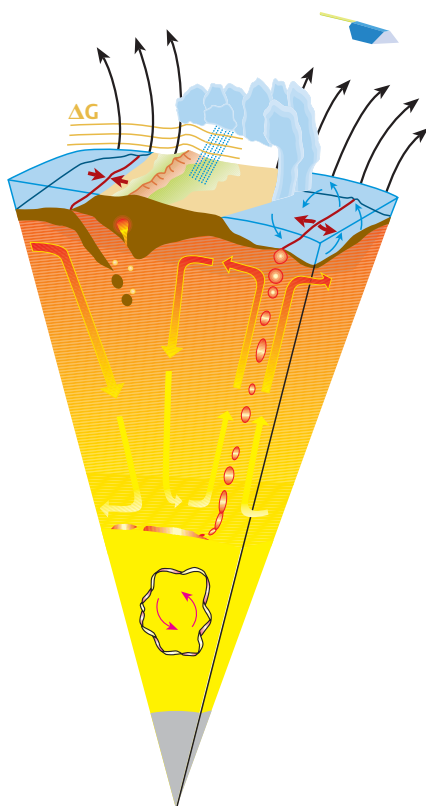


Abb. 14: In den »Beulen und Dellen« des Geoids und den Variationen der Schwere an der Erdoberfläche zeigen sich die unregelmäßige Massen- und Dichteverteilung im Erdinnern.



Dr.-Ing. Peter Schwintzer ist Leiter des Projektbereichs »Schwerefeld und Figur der Erde« im GeoForschungsZentrum Potsdam. Seine Arbeitsgebiete umfassen die Satellitengeodäsie, Flugzeug- und Supraleitgravimetrie und ihre Nutzung für die Erdschwerefeldmodellierung und geophysikalische Interpretation. Er ist verantwortlich für das wissenschaftliche Auswertezentrum der CHAMP-Mission.

Prof. Dr.-Ing. Christoph Reigber ist Direktor des Aufgabenbereichs 1 »Kinematik und Dynamik der Erde« des GeoForschungsZentrums Potsdam. Sein Interesse gilt in erster Linie allen Aspekten der Satellitengeodäsie und den Einsatzmöglichkeiten in der Geophysik, Ozeanographie und Atmosphärensondierung. Er ist Direktor der CHAMP-Mission und hauptverantwortlich mitbeteiligt an der GRACE-Mission.

