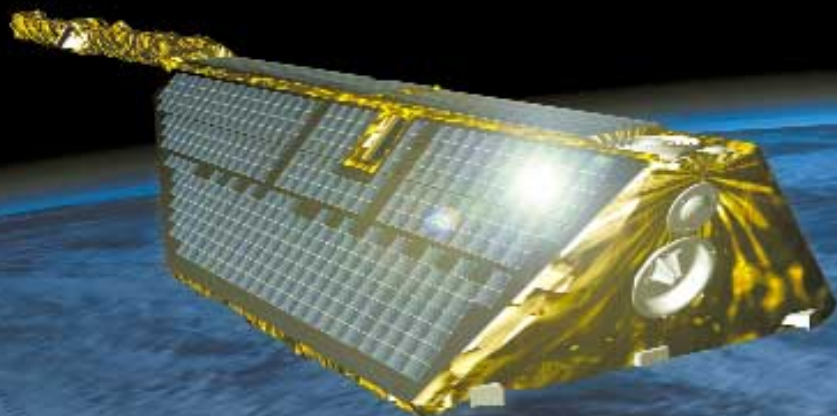


Von Christoph Reigber, Peter Schwintzer, Frank Flechtner und Roland Schmidt

CHAMP UND

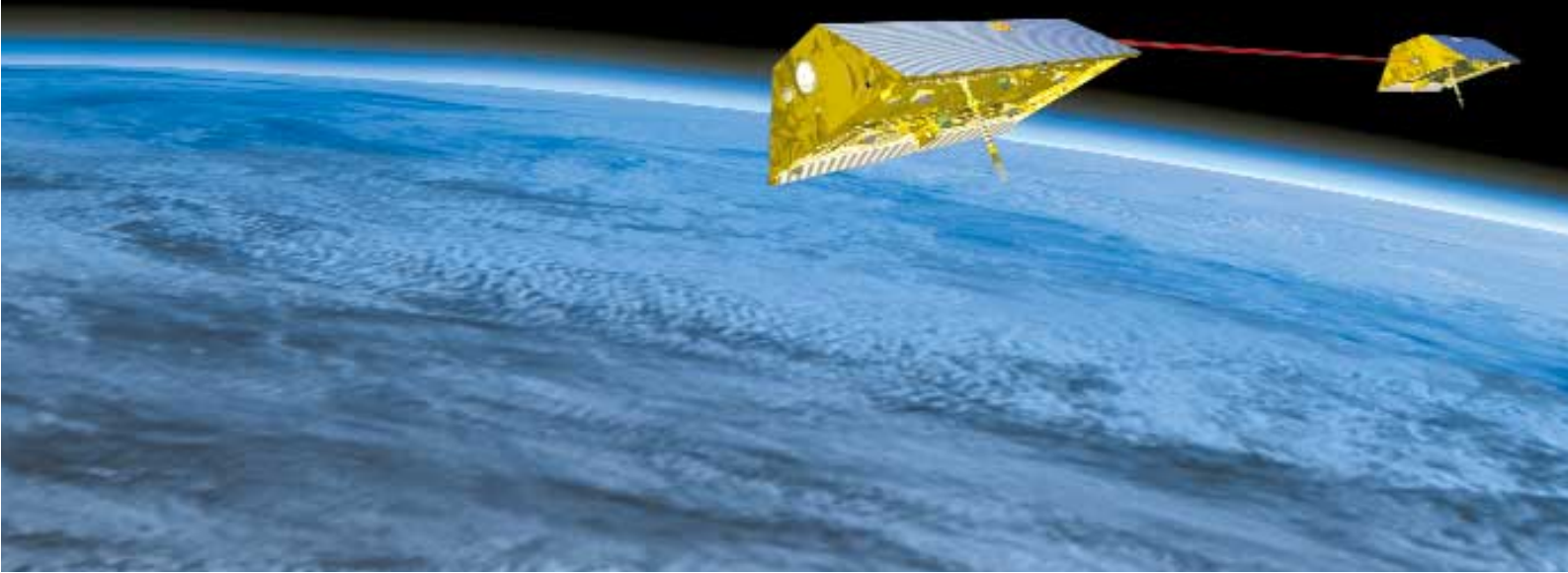
Meilensteine der Erkundung des



GRACE

Schwerefeldes der Erde

Mit einer völlig neuen Generation von niedrig-fliegenden Satelliten, ausgerüstet mit hochempfindlichen Geräten für die Beobachtung der räumlichen Struktur des Schwerefeldes der Erde und seiner zeitlichen Variation, sind die Geowissenschaften in das 21. Jahrhundert eingetreten. Die Helmholtz-Zentren GFZ Potsdam und DLR, das Center for Space Research, University of Texas, Austin, die Raumfahrtseinrichtungen DLR/GSOC, NASA/JPL und nicht zuletzt deutsche Satellitenhersteller unter Führung von Astrium Friedrichshafen und Jena Optronik sowie amerikanische (JPL, AFRL), französische (ONERA, LETI) und dänische Gerätehersteller (DTU) haben entscheidenden Anteil an dem herausragenden Erfolg der bisher gestarteten beiden Missionen CHAMP (CHALLENGING Mission Payload, Juli 2000) und GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment, März 2002).



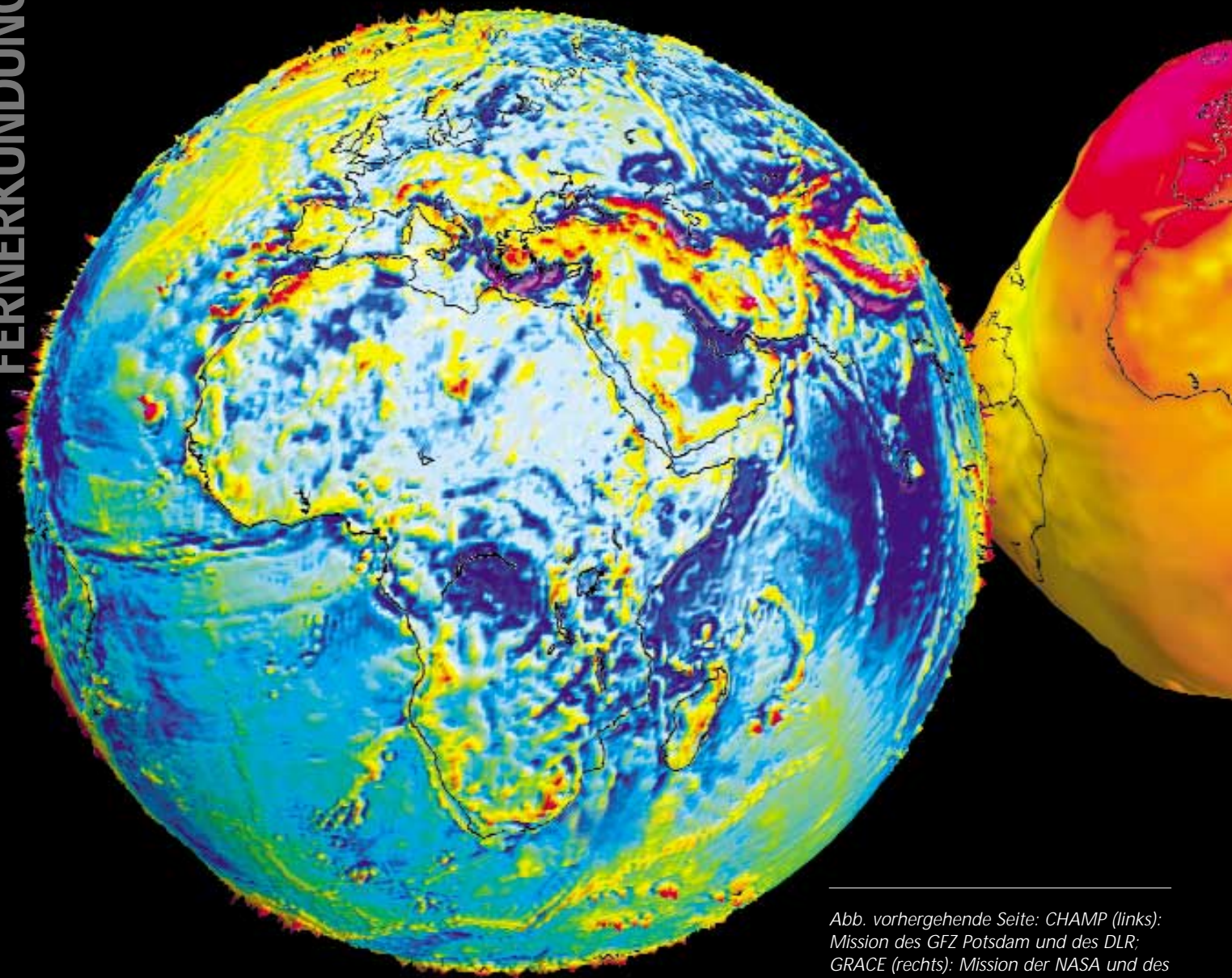


Abb. vorhergehende Seite: CHAMP (links): Mission des GFZ Potsdam und des DLR; GRACE (rechts): Mission der NASA und des DLR. Das CSR, University of Texas at Austin, ist zuständig für die Gesamtmission, das GFZ Potsdam für die deutschen Missionselemente. Die wissenschaftliche Datenauswertung und Datenverteilung liegt in den Händen von CSR, GFZ und JPL, Pasadena. Das DLR/GSOC ist für den Missionsbetrieb aller drei Satelliten zuständig.

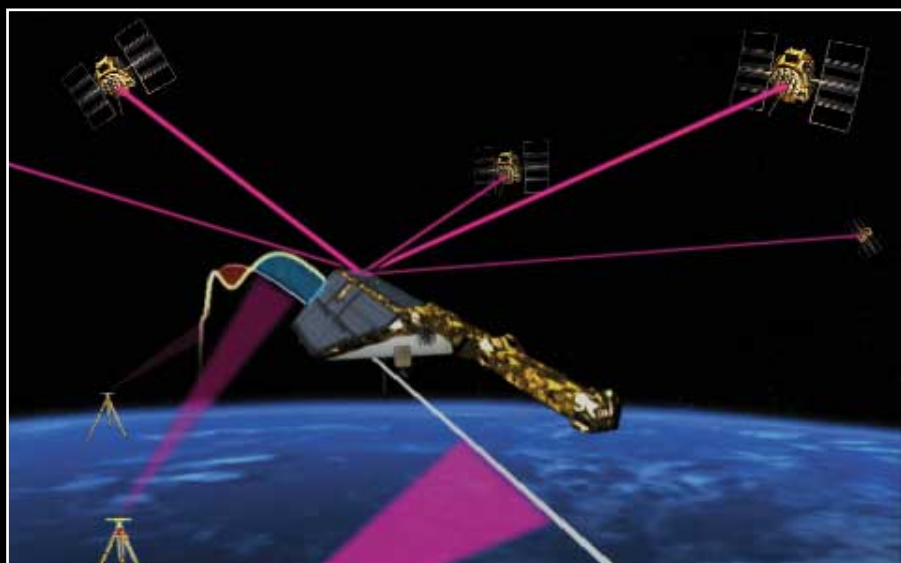
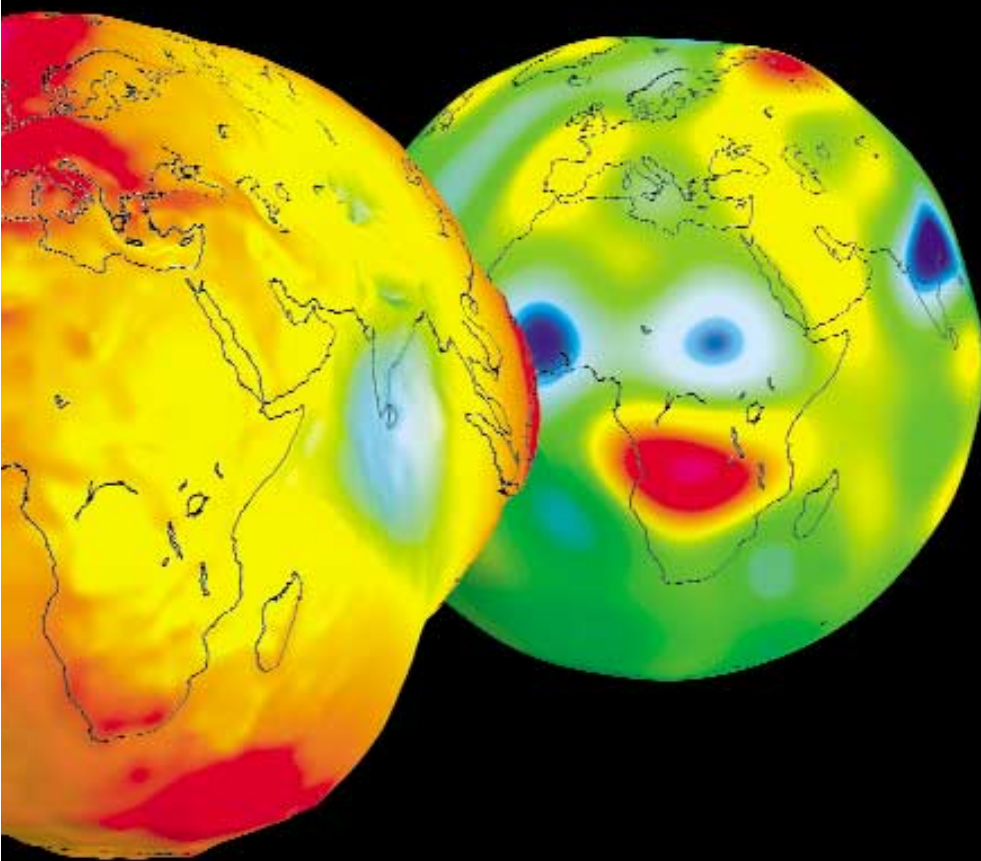


Abb. oben: Schwereanomalienfeld berechnet aus CHAMP-, GRACE- und terrestrischen Daten (links). Die Abbildung zeigt, mit welcher faszinierender Detailliertheit die Topographie und geodynamischen Strukturen des Erdkörpers wiedergespiegelt werden. Selbst unterseeische Vulkankegel und Bruchzonen bilden sich deutlich ab. GRACE-Geoid (mitte). GRACE-Beobachtung der Veränderung in der kontinentalen Wasserspeicherung (rechts).

Abb. unten: Ausmessung der CHAMP-Bahnstörungen mit den Satelliten der GPS-Konfiguration, mit bodengestütztem Laserradar und bordseitigem Akzelerometer.



Zum Schwerfeld der Erde

Die unser Leben so maßgeblich beeinflussende Schwerkraft ist auch eine der wichtigsten Informationsquellen, was den Aufbau, die aktuelle Dynamik und weitere Entwicklung des Erdkörpers betrifft. Schon Isaac Newton folgerte im 17. Jahrhundert aufgrund hydrostatischer Überlegungen, dass eine rotierende Erde nicht kugelförmig sein könne, sondern am Äquator aufgewölbt und an den Polen abgeplattet sein müsse, somit näherungsweise die Gestalt eines Ellipsoids haben müsse. Wir wissen heute sehr genau, dass der Äquatorradius etwa 21 Kilometer länger als der Polradius ist. Zusätzlich wissen und erleben wir laufend, dass an der Oberfläche dieses rotierenden Erdellipsoids aufgrund der Massenanziehung und Rotation des Erdkörpers eine mittlere Schwerebeschleunigung (oder kurz Schwere) von etwa $9,81 \text{ ms}^{-2} \sim 1 \text{ g}$ in Richtung des Erdmittelpunktes wirkt, die mit der Breite von $9,781 \text{ ms}^{-2}$ bis $9,832 \text{ ms}^{-2}$ vom Äquator bis zum Pol variiert. Die auf solch einem Rotationsellipsoid wirkende Schwere nennt man Normalschwere und den Potentialwert Normal-

potenzial. Die Maßeinheit, in der der Betrag der Schwere gemessen wird, ist das $\text{Gal} = 10^{-2} \text{ ms}^{-2}$ oder $\text{milliGal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$.

Die Massenverteilung im Innern der Erde und am Erdrand ist sehr ungleichmäßig mit entsprechender ungleicher Dichteverteilung. Für jeden sichtbar wird die ungleiche Massenverteilung an der Erdoberfläche anhand des Wechsels in den topographischen Gegebenheiten. All diese Unterschiede in der räumlichen Massen- bzw. Dichteverteilung der Erde haben zur Folge, dass das tatsächliche Schwerfeld vom Normalschwerfeld eines Rotationsellipsoids abweicht. Die Äquipotentialfläche der Erde ist gegenüber der Ellipsoidoberfläche deformiert und weist viele kleine und große Beulen und Dellen mit Abweichungen von bis zu 100 Metern nach oben oder unten auf. Diese Fläche trägt die Bezeichnung Geoid und ist als Bezugsfläche für alle topographischen Höhen als ‚Normal-Null‘ oder ‚Mittlerer Meeresspiegel‘ bekannt. Eine mit Wasser vollständig bedeckte Erde würde exakt die Form dieses Geoides annehmen. Die Abweichungen des Geoides vom Ellipsoid werden als Geoidundulationen bezeichnet. Wie bei jeder Äquipotentialfläche steht das Lot überall exakt senkrecht auf dem Geoid und trotz der Beulen und Del-

len setzt sich ein an beliebiger Stelle aufgesetzter Wassertropfen auf dieser Fläche nicht in Bewegung. Es wirken keine horizontalen Kräfte.

Auch die tatsächlichen Schwerewerte an der Erdoberfläche variieren um die Normalwerte des Rotationsellipsoids. Die Ausschläge, die als Schwereanomalien bezeichnet werden, erreichen Werte von maximal etwa ± 500 milliGal, also 500 Millionstel der Normalschwere.

Geoid, Schwerfeldanomalien, Lotabweichungen und sonstige Schwerfeldfunktionale sind unabdingbare Basisgrößen für die Realisierung konsistenter globaler Bezugssysteme der Geodäsie, für die praktische Vermessung, für Explorationen und für die geodynamische Modellierung.

Geoidundulationen und Schwerfeldanomalien repräsentieren die unregelmäßige Struktur des Schwerfeldes entlang der Erdoberfläche und werden mathematisch in Form von so genannten sphärischen harmonischen Funktionen vom Grad $l = 2, 3, \dots, l_{\text{max}}$ und der Ordnung $m = 0, 1, 2, \dots, m_{\text{max}}$ dargestellt. Mit diesen Funktionen lässt sich jede den gesamten Erdball überdeckende Größe über eine Summe von so genannten zonalen, tesseralen und sektoriellen Harmonischen darstellen (Abb. S. 35). Mit jeder Harmonischen vom Grad l ist eine räumliche Wellenlänge λ verbunden mit der Größe $\lambda = 40.000 \text{ km}/l$ (wobei 40.000 Kilometer der genäherte Erdumfang ist).

Stellt man Schwerfeldgrößen über eine Entwicklung mit sphärischen harmonischen Funktionen dar, so zeigt sich, dass die Amplituden solcher Signale mit zunehmendem Abstand von der Erdoberfläche immer stärker abgeschwächt werden und dass insbesondere auch die kurzwelligen räumlichen Signalanteile stark abnehmen. Das Schwerfeld der Erde ändert sich aber nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich. Jede Veränderung in der Verteilung der Atmosphärenmasse, der Wassermassen im Ozean, der Eismassen in der Antarktis und Grönland, aber auch des Wassers im Untergrund und der Massen im Erdinnern führt zu kurzfristigen, saisonalen, jährlichen, mehrjährigen bis säkularen Variationen des Schwerfeldes und damit z.B. des Geoides. Diese zeitlich veränderlichen Signalanteile im

Schwerefeld sind sehr klein und schwer voneinander trennbar, aber von großer Bedeutung für klimarelevante Fragestellungen und Untersuchungen zur Dynamik des Erdkörpers.

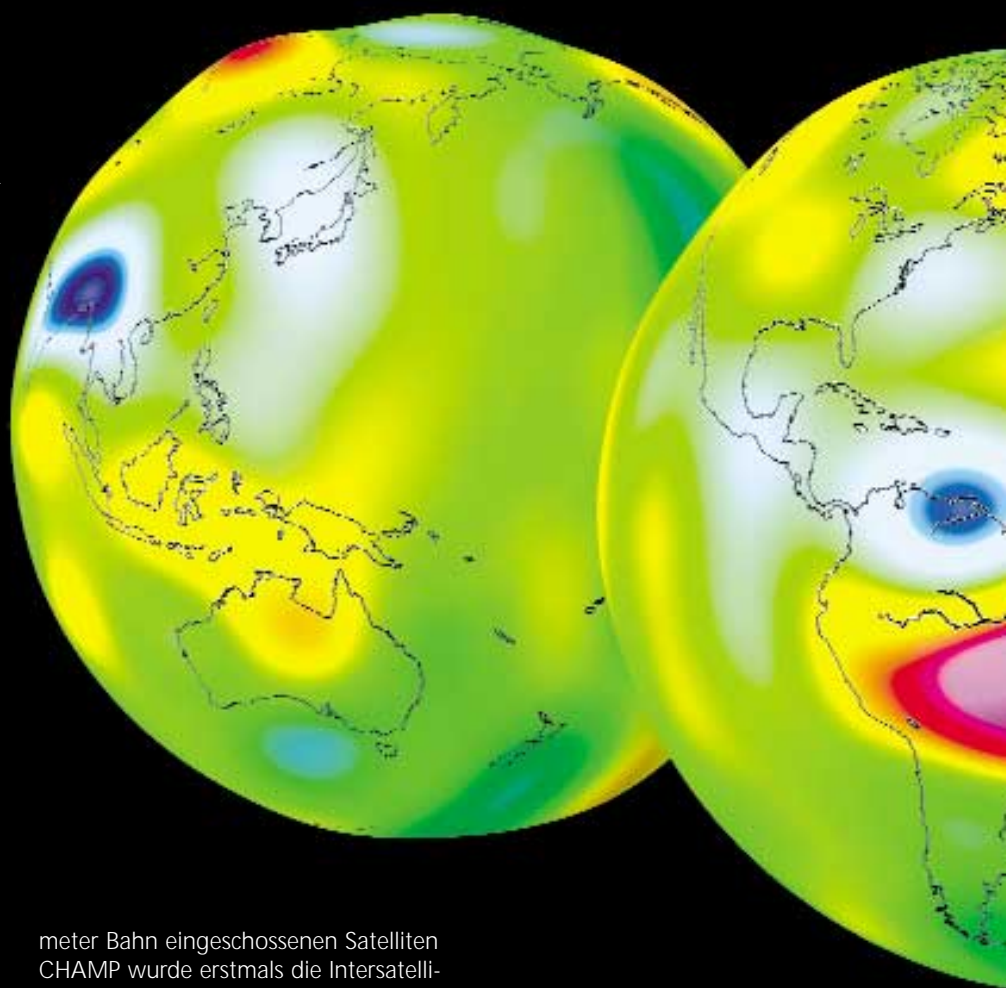
Nutzung von Intersatelliten- und Akzelerometer-Messungen

Globale Erdschwerefeldmodelle werden in der Geodäsie seit Beginn des Satellitenzeitalters aus Beobachtungen der Bahnbewegung künstlicher Erdsatelliten gewonnen. Bis zum Start der niedrigfliegenden Satelliten CHAMP und GRACE wurden Schwerefeldmodelle aus Richtungs-, Entfernungs- und Dopplerbeobachtungen von Bodenstationen zu einer Vielzahl von Satelliten in sehr unterschiedlichen Bahnen und über einen Beobachtungszeitraum von mindestens 20 Jahren berechnet. Aufgrund der lückenhaften und wenig genauen Beobachtungsergebnisse, der stark abgeschwächten Schwerefeldsignatur in größeren Flughöhen und der Probleme bei der Erfassung der auf den Satelliten wirkenden Störkräfte hatten diese Schwerefeldmodelle vor CHAMP und GRACE nur begrenzte Genauigkeit und lieferten zudem nur die langwelligigen Anteile in der Schwerefeldmodellierung. Der Grund hierfür war darin zu sehen, dass es für einen im Abstand von mehreren Hundert Kilometern über der Erdoberfläche fliegenden Schweresensor sehr problematisch ist, die kurzwelligen räumlichen Strukturen des Schwerefeldes auszumessen, außer er ist in der Lage, extrem genaue Beobachtungen durchzuführen und dies zudem in schneller zeitlicher Abfolge und unbeeinflusst von nicht-gravitativen Störsignalen. Genau dies aber ist mit der deutschen Mission CHAMP und in noch deutlich verbesserter Ausgestaltung mit der amerikanisch-deutschen Mission GRACE erstmals in der 40 jährigen Geschichte der Satellitengeodäsie gelungen.

Beide Missionen nutzen ein Messprinzip, das bereits in den 70er Jahren von einigen amerikanischen und europäischen Wissenschaftlergruppen intensiv propagiert und studiert wurde: die Intersatelliten-Beobachtung in der hoch-niedrig bzw. niedrig-niedrig Version und die Messung der auf den Satelliten wirkenden nicht-gravitativen Störbeschleunigungen mit einem hochempfindlichen drei Achsen-Beschleunigungsmesser. Bei dem im März 2000 in eine niedrige 450 Kilo-

meter Bahn eingeschossenen Satelliten CHAMP wurde erstmals die Intersatelliten-Messung in der hoch-niedrig Version und die gleichzeitige Störbeschleunigungsmessung mit einem Präzisionsakzelerometer an Bord des Satelliten erfolgreich realisiert.

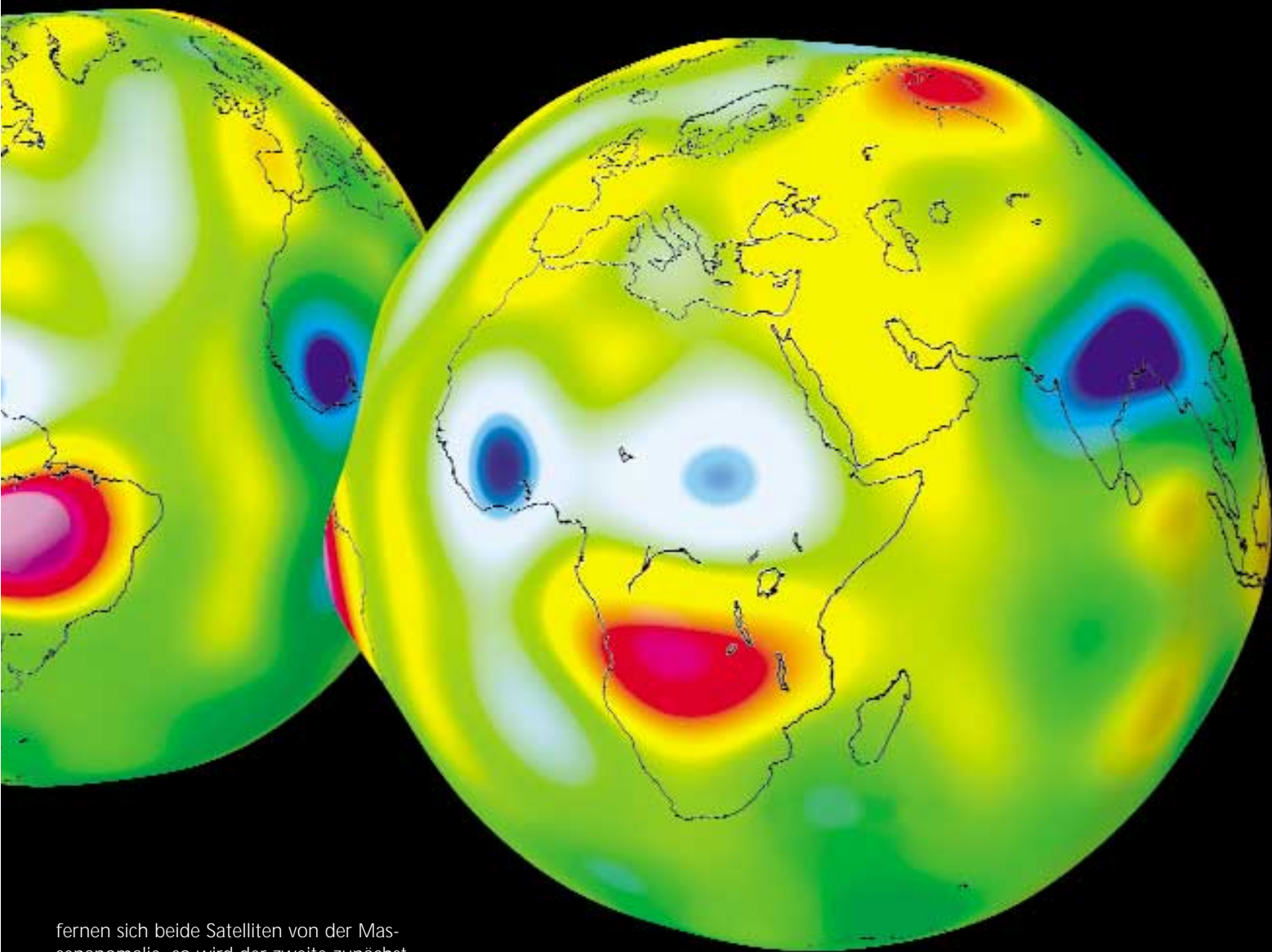
Mit dem vom NASA/Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, entwickelten und gefertigten GPS Black-Jack-Empfänger werden an Bord des niedrigfliegenden CHAMP kontinuierlich Code- und Phasenbeobachtungen von bis zu zehn hochfliegenden GPS-Satelliten gewonnen, und das von der französischen Firma ONERA gefertigte Präzisionsakzelerometer STAR liefert laufend entlang der CHAMP-Bahn Beschleunigungsmessungen. Bereits mit den ersten 30 Tagen an CHAMP-GPS und Akzelerometer-Daten konnte ein Durchbruch in der Bestimmung des globalen Schwerefeldes der Erde erzielt werden. Die langwelligigen Anteile des Schwerefeldes konnten erstmals mit den Daten eines einzigen Satelliten mit deutlich höherer Genauigkeit bestimmt werden, als dies bisher mit allen Satellitendaten der letzten 20 bis 30 Jahre möglich war.



Eine weitere deutliche Steigerung in der räumlichen Auflösung und der Genauigkeit der Schwerefeldbestimmung ist möglich, wenn die Relativbewegung zwischen zwei die Erde in gleicher niedriger Umlaufbahn umfliegenden Satelliten mit höchster Genauigkeit gemessen und ausgewertet wird. Dieses Prinzip der niedrig-niedrig Intersatellitenmessung wurde erstmals 2002 mit der Zwillingsmission GRACE erfolgreich realisiert. Bei der GRACE-Mission folgen die beiden Satelliten einander in einem Abstand von rund 220 Kilometer auf gleicher Bahn in etwa 500 Kilometer Höhe.

Gemessen wird mit Mikrowellen im K-Band der relative Abstand d und die relative Geschwindigkeit $V_2 - V_1$.

Bei der Annäherung an eine positive Massenanomalie 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 Massenanomalie, beginnt für ihn die Abbremsphase, während der zweite noch beschleunigt wird. Ent-



fernen sich beide Satelliten von der Massen-anomalie, so wird der zweite zunächst noch stärker abgebremst als der nun weiter entfernte erste Satellit. Wegen des differentiellen Charakters der Messung lassen sich mit der Zwillingskonfiguration sehr viel feinere Strukturen auflösen als aus den Bahnstörungen eines einzelnen Satelliten.

Primäres Messgerät des GRACE-Tandems ist das von JPL entwickelte ultrapräzise K-Band-Entfernungsmesssystem. Zusätzlich sind, wie bei CHAMP, beide GRACE-Satelliten mit je einem Beschleunigungsmesser im Massezentrum mit nochmals gesteigerter Genauigkeit ausgestattet, um die nicht-gravitativen Störbeschleunigungen zu erfassen. Mit den Black-Jack-GPS-Empfängern an Bord von GRACE1 und GRACE2 wird zusätzlich die absolute Bahnposition der Satelliten laufend eingemessen.

Eine neue Qualität der Schwerefeldmodellierung

Die Messgeräte an Bord von CHAMP liefern seit September 2000 nahezu kontinuierlich Beobachtungen für die Bestimmung des Schwerefeldes und Magnetfeldes der Erde. Das neueste vom GFZ Potsdam und der GRGS Toulouse berechnete CHAMP-Schwerefeldmodell basiert auf etwa zwölf Millionen CHAMP-GPS-Beobachtungen aus dem Zeitraum Oktober 2000 bis Juli 2003 und mehreren Millionen Messdaten des Beschleunigungsmessers im Massenzentrum von CHAMP. Dieses mit EIGEN-CHAMP03S bezeichnete globale Schwerefeldmodell löst das globale Geoid bzw. Schwereanomalienfeld bis zu räumlichen Strukturen mit einer Wellenlänge von 700 Kilometern auf, mit einer über den gesamten Globus sehr homogenen Genauigkeit von besser

als zehn Zentimetern bzw. 0,1 milliGal (Abb. S. 34 oben) auf. Gegenüber den besten Vor-CHAMP Satellitenlösungen für das Schwerefeld bedeutet das eine Genauigkeitssteigerung etwa um den Faktor zehn. Solche auf den langwelligen Be-

Abb. oben: Mit GRACE nach Modellierung und Korrektur aller kurzfristigen atmosphärischen und ozeanischen Einflüsse beobachtete Geoidhöhenänderungen zwischen August 2002 und April 2003 über den großen kontinentalen Wasserreservoirs. Man sieht, dass die stärksten Variationen ganz deutlich mit den größten Wassereinzugsgebieten auf diesem Globus korrespondieren: dem Amazonas, dem Orange/Zambesi, dem Ob/Lena und einer Reihe weiterer Einzugsgebiete.

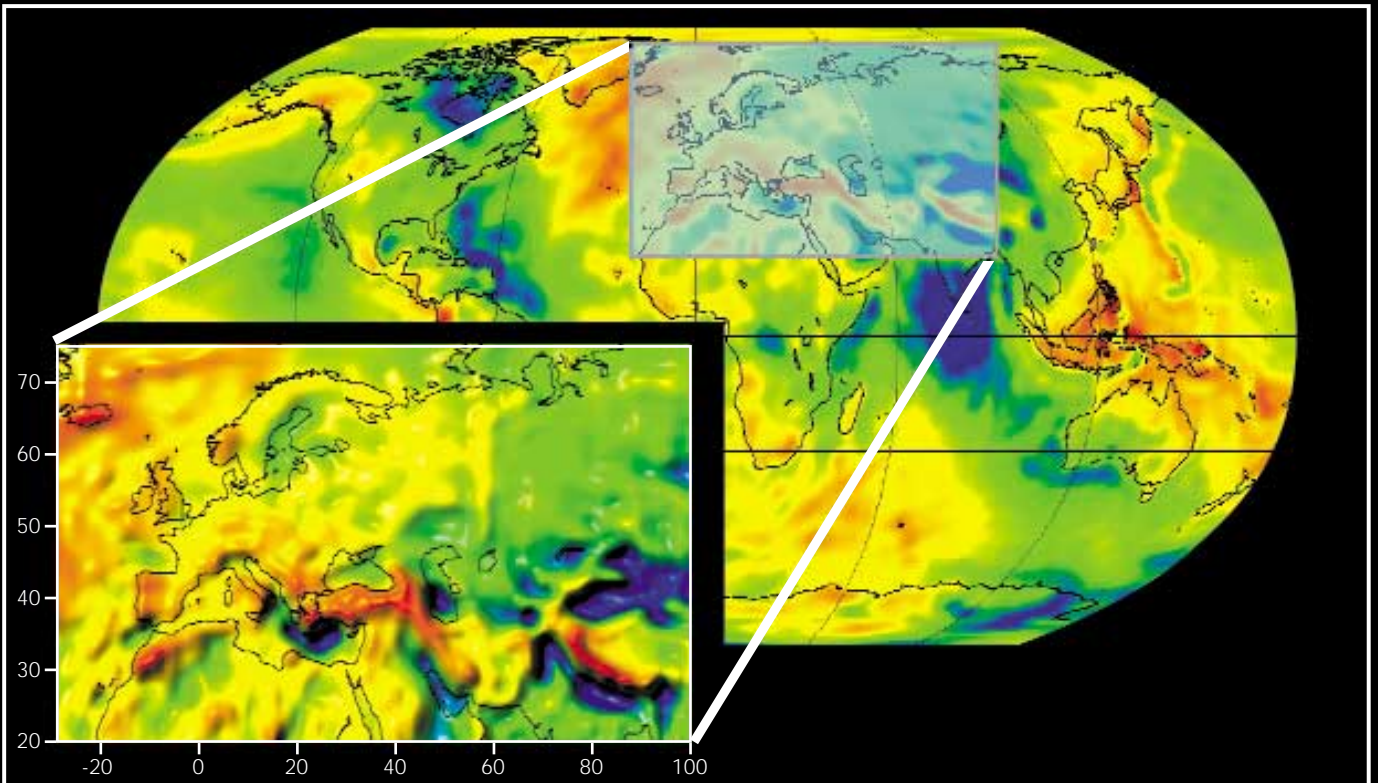
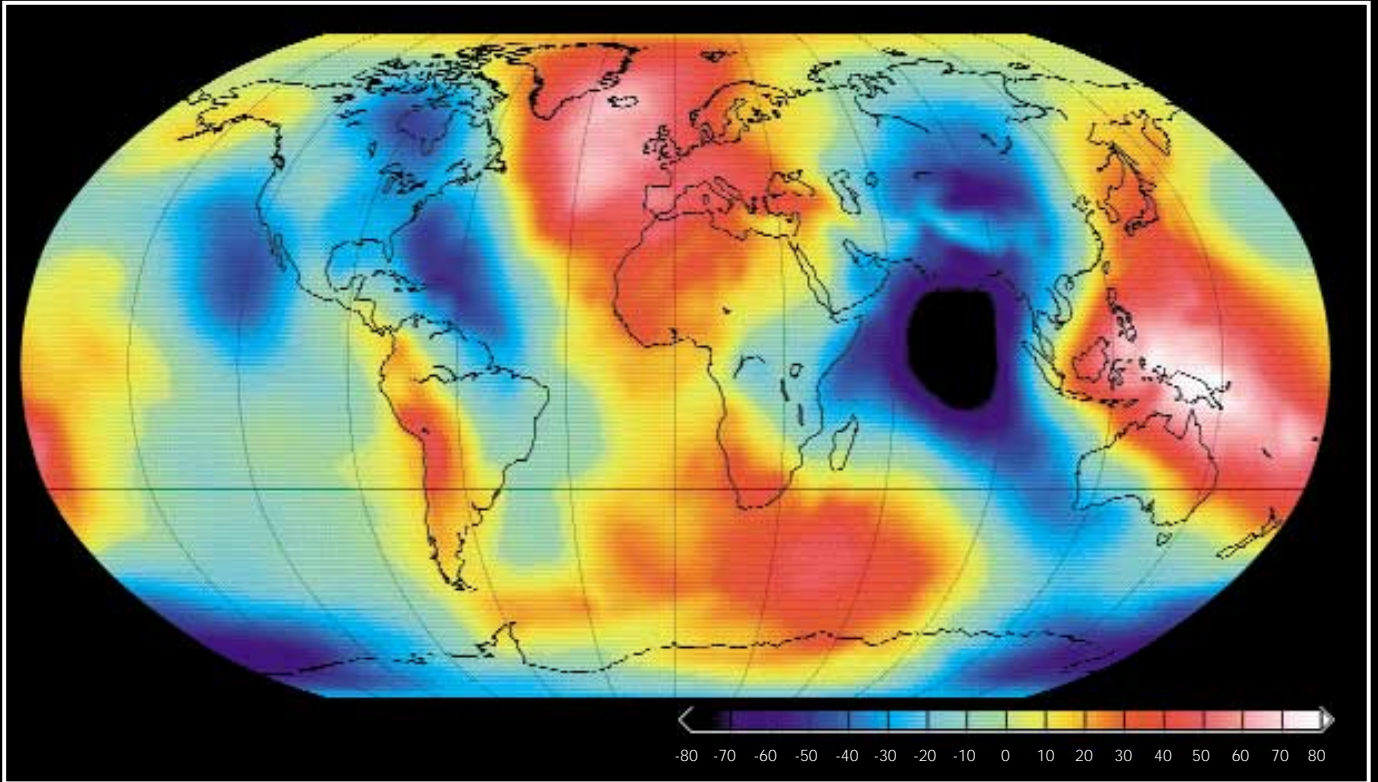


Abb. oben: Geographische Verteilung der EIGEN-CHAMP03 Geoidundulationen bezogen auf eine Ellipsoidoberfläche (Einheit: Meter).

Abb. unten: Geographische Verteilung der Schwereanomalien des EIGEN-GRACE02S-Modells (Abweichungen vom ellipsoidischen Normal-schwerefeld mit Einheit $10^5 \text{ ms}^{-2} \cdot 10^6 \text{ g}$) mit einem seitlich beleuchteten Ausschnitt im Bereich Europa.

reich beschränkte Geoid-Modelle sind gut geeignet, gemeinsam mit seismischen Beobachtungen Strukturen und Prozesse im tieferen Erdinnern zu untersuchen, die sich insbesondere in großräumigen Geoidstrukturen abbilden.

Ein deutlich detaillierteres und genaueres Bild der Zusammenhänge zwischen Schwerefeld und topographisch-geologischen Strukturen liefern Modelle, die auf der Basis der hochgenauen relativen Geschwindigkeitsmessungen und Akzelerometermessungen zwischen den beiden GRACE-Satelliten abgeleitet werden. Eines der ersten vom GFZ Potsdam mit Messdaten aus der Validationsphase der Mission berechneten GRACE-Schwerefelder ist das Modell EIGEN-GRACE02S (Abb. S. 34 unten). Dieses Modell basiert auf 110 Tagen Beobachtungen zwischen den beiden GRACE-Satelliten und Messungen relativ zur Konfiguration der hochfliegenden GPS-Navigationsatelliten aus dem Zeitraum August 2002 bis April 2003. Es löst räumliche Strukturen des Schwerefeldes bis hin zu 550 Kilometer volle Wellenlänge mit besser als ein Zentimeter im Geoid bzw. 0,03 milliGal im Anomalienfeld auf. Damit wird die Tektonik der Lithosphäre mit hoher Genauigkeit und einer bisher nicht gekannten Auflösung allein mit GRACE-Daten aus dem nahen Weltraum sichtbar gemacht.

Die mit großen topographischen Blöcken wie den Anden, dem Himalaja und dem mittelatlantischen Rücken korrelierten positiven Schwereanomalien werden klar sichtbar, ebenso wie die mit den Grabenstrukturen vor der Küste Südamerikas und in der Karibik verbundenen großen negativen Schwereanomalien. Aber selbst kleinere Strukturen werden, wie der Ausschnitt Europa zeigt, mit sehr guter Genauigkeit bestimmt. Rein aus GRACE-Daten berechnete Geoidmodelle mit sehr homogener hoher Genauigkeit, wie das in der mittleren oberen Abbildung auf Seite 30/31 dargestellte EIGEN-GRACE02 Geoid, liefern der Ozeanographie die zur Zeit beste Referenzfläche für die altimetrische Ableitung der Meerestopographie und damit die Bestimmung der jeweils aktuellen großräumigen Meereszirkulation.

Für die Lösung wissenschaftlicher und praktischer Fragestellungen der Geophysik, der Geodäsie und der Erdsystemforschung generell kann man einen Schritt weitergehen und CHAMP- und GRACE-Gleichungssysteme mit Gleichungssystemen

für Landgravimeter-Beobachtungen und altimetrisch bestimmten Geoidhöhen im Ozean kombinieren und ein hochauflösendes Schwerefeldmodell berechnen. Ein solches hochauflösendes Kombinationsmodell ist das kürzlich berechnete EIGEN-CG01C-Modell. Es stellt eine Kombination der in die CHAMP- und GRACE-Modelle eingeflossenen Datenbasis mit terrestrisch, aero-gravimetrisch und altimetrisch bestimmter Schwerefeldinformation, gemittelt in Kompartimenten von 0,5 Grad Seitenlänge, dar. Dieses Modell liefert alle Schwerefeldstrukturen bis etwa 100 Kilometer Wellenlänge mit bisher nie erreichter Genauigkeit (vordere obere Abbildung S. 30).

Hauptzielrichtung der GRACE-Mission ist jedoch die Messung kleiner, mit umweltrelevanten Phänomenen zusammenhängender zeitlicher Änderungen im Erdschwerefeld. Sie haben ihre Ursache in Massenumverteilungen, die innerhalb und zwischen Atmosphäre, Ozean, großen Eisgebieten und den kontinentalen Wasserreservoirs auf saisonalen, jährlichen und längeren Zeitskalen ablaufen. Solche sehr kleinen Schwerefeldsignale, die in saisonalen Geoidvariationen von wenigen Millimetern zum Ausdruck kommen, lassen sich aus dem Vergleich monatlicher GRACE-Schwerefeldlösungen heraustrennen. Erstmals werden hochgenau bestimmte Längstwellenanteile der monatlichen EIGEN-GRACE-Geoide für Untersuchungen zu ozeanischen Massentransporten, der kontinentalen Hydrologie und der Eismassenbilanz nutzbar.

Mit der Abfolge weiter in ihrer Genauigkeit gesteigerter monatlicher GRACE-Schwerefeldlösungen über den gesamten fünfjährigen Missionszeitraum wird die Bedeutung der GRACE-Mission insbesondere für die Untersuchung klimarelevanter Prozesse an Bedeutung gewinnen. Die Entwicklung weiter verbesserter Kombinationsmodelle auf der Basis von CHAMP, GRACE und terrestrischen Schweredaten wird den Geowissenschaften bisher nicht mögliche Einblicke in das Innere der Erde eröffnen.

Von Prof. Christoph Reigber, CHAMP Projektleitung und GRACE Co-Investigator, Dr. Peter Schwintzer, CHAMP Gravity Principal Investigator, Dr. Frank Flechtner, Leiter deutsches GRACE Science Data System, Dipl.-Ing. Roland Schmidt, GRACE Projektwissenschaftler, GFZ Potsdam, Department „Geodäsie & Fernerkundung“. ◀

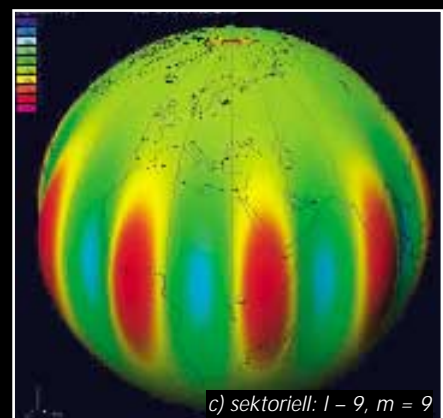
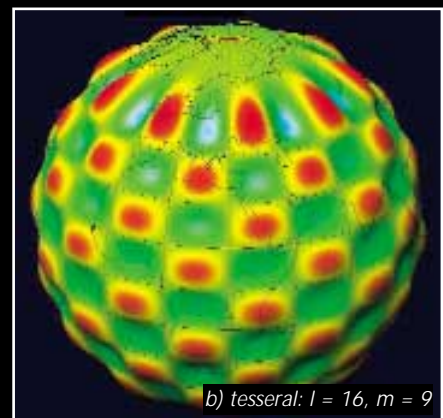
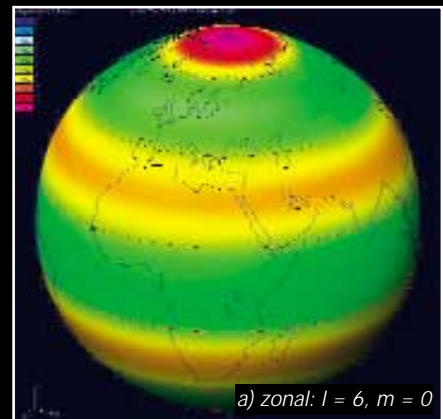


Abb. oben: Beispiel für sphärische Harmonische Funktionen mit Wechsel zwischen -1 (blau) bis $+1$ (violett).