DIE SCHWEREFELDMISSION **ARISTOTELES** DER ESA

H. Sünkel TU Graz

ZUSAMMENFASSUNG

Die derzeit verfügbaren Meßverfahren zum Zwecke der Bestimmung des Erdschwerefeldes (Schweremessung, astronomische Ortsbestimmung, Trägheitsverfahren, dynamische Bahnmethoden, Satelliten-Altimetrie) waren und sind nicht imstande, das globale Erdschwerefeld mit hoher Auflösung und hoher, homogener Genauigkeit abzubilden.

Zwei Satellitenmethoden stehen als ideale Kandidaten für diese Aufgabe seit geraumer Zeit zur Diskussion: Satellite-to-Satellite-Tracking (SST) und die Satellitengradiometrie (SGG). Letzteres Verfahren hat sehr gute Chancen auf Verwirklichung im Rahmen der Satellitenmission "ARISTOTELES" der ESA, die für die Mitte des nächsten Jahrzehnts geplant ist.

Das Gradiometrie-Kerninstrument GRADIO des geplanten Satelliten "ARISTOTELES" soll in der zur Flugrichtung orthogonalen Ebene drei Komponenten des Gravitationstensors 2.Ordnung mit einer Genauigkeit von $10^{-2}E$ messen und so im Laufe der für 6 Monate angesetzten Mission etwa 3.6 Gigabyte Erdschwerefeld-Datenmaterial liefern.

Dieses Datenmaterial wird es erlauben, zumindest $1^\circ \times 1^\circ$ Schweremittelwerte mit einer Genauigkeit von $< \pm 5$ mGal zu bestimmen, was einer Geoidhöhengenauigkeit von etwa $\pm$ 15 cm entspricht, und wird die Grundlage sein für bisher undurchführbare Forschungen auf zahlreichen geowissenschaftlichen Gebieten.

1 Aufgaben der Geodäsie

Auf das Wesentliche reduziert lassen sich die Aufgaben der Geodäsie beschreiben als Bestimmung und Darstellung von *Raumbezug* und *Erdschwerefeld* sowie der Verwaltung diesbezüglicher Daten. Zur Lösung dieser scheinbar völlig unabhängigen Aufgaben wurden Meßverfahren nach dem Prinzip maximaler Sensibiliät auf die jeweiligen Bedürfnisse (Positionierung oder Erdschwerefeldbestimmung) maßgeschneidert. Die dabei angewandten Grundsätze sind denkbar einfach und liegen bezüglich Positionierung und Erdschwerefeldbestimmung einander diametral gegenüber:

Für *Positionierungszwecke*:

Minimierung des Erdschwerefeldeinflusses.
Dies bedingt die Verwendung von Meßmitteln in maximaler Erdentfernung.

Für *Erdschwerefeldbestimmung*:

Maximierung des Erdschwerefeldeinflusses.
Dies bedingt die Verwendung von Meßmitteln in minimaler Erdentfernung.

Die im Laufe der Vergangenheit entwickelten Meßverfahren lassen sich nach verschiedenen Ordnungskriterien wie folgt gegenüberstellen:

Meßverfahren:

geometrische	—	physikalische
absolute	—	relative
statische	—	dynamische
erdgebundene	—	raumgebundene

Im vorliegenden Beitrag soll vor allem auf eine zukünftige, vielversprechende Methode der Erdschwerefeldbestimmung eingegangen werden; daher beschränken wir uns in der Folge auf die Aufzählung bisher angewandter und in naher Zukunft praktizierter Methoden der Erdschwerefeldbestimmung:

- Schweremessung
- Astronomische Ortsbestimmung
- Trägheitsverfahren
- Raumdistanzen (dynamische Satellitengeodäsie)
- Satelliten-Altimetrie
- Satellite-to-Satellite-Tracking (SST)
- Satelliten-Gradiometrie (SGG)

Welche geodätischen Messungen auch immer getätigt werden, sie lassen sich formal stets in folgender Form darstellen:

$$l = f(X, V, \Phi, F, t) + n \tag{1}$$

mit	l	Daten,
	X	Parameter,
	V	Gravitationspotential,
	Φ	Rotationspotential,
	F	andere physikalische Felder,
	t	Zeit,
	n	Meßrauschen.

Wie nicht anders zu erwarten, gilt auch für sämtliche Verfahren der Erdschwerefeldbestimmung das Gesetz des "Gleichgewichts der Schwierigkeiten" :

Die ***klassischen terrestrischen Verfahren*** der Erdschwerefeldbestimmung über Schwere- und Lotabweichungsmessung bieten die Möglichkeit, die Auflösung, und mit Einschränkung auch die Genauigkeit, beliebig hoch steigern zu können, zumal sich das Meßgerät in minimaler Erdentfernung befindet; diese Vorteile werden jedoch enorm teuer bezahlt, da punktweise terrestrische Messungen dieser Art hohe Personal- und Transportkosten zur Folge haben, und haben den gravierenden Nachteil, praktisch nur auf dem Festland mit hinreichender Genauigkeit möglich zu sein.

Trägheitsverfahren liefern Erdschwerefeldinformation bedeutend rascher als die klassischen terrestrischen Methoden, da die Daten entlang von Trajektorien (und nicht an einigen diskreten Punkten) geliefert werden. Diesem Vorteil stehen die hohen Kosten für das Instrumentarium (und auch für das Personal) gegenüber sowie, wie auch im Falle terrestrischer Messungen, die Einschränkung auf Messungen auf dem Festland.

Dynamische Satellitenmethoden beruhen auf der Messung von Laser– Raumdistanzen zwischen Punkten auf der Erdoberfläche und Satelliten in einer Höhe zwischen etwa 1000 und 6000 km. In so großer Erdentfernung bekommt der Satellit die Energie im hochfrequenten Spektralbereich des Erdschwerefeldes in Form von Bahnveränderungen kaum mehr zu spüren; daher kann die dynamische Satellitengeodäsie, die das Erdschwerefeld aus geometrisch bestimmten Bahnänderungen ableitet, nur den langwelligen Bereich, diesen jedoch global, abdecken.

Der Wirkungsbereich der *Satellitenaltimetrie* ist naturgemäß auf die Ozeane beschränkt, deren geometrischer Zustand mit sehr hoher Genauigkeit und Auflösung durch diese Methode erfaßt wird. Da aber die Ozeanoberfläche wegen zahlreicher (auch zeitlich veränderlicher) Einflüsse wie Wind, Luftdruck, Temperatur, Strömungen, Gezeiten, etc. im allgemeinen keine Äquipotentialfläche darstellt, kann die Satellitenaltimetrie nur ihren geometrischen Zustand erfassen. Dieser weicht bis zu etwa 2 Meter vom Geoid ab. Somit liefert die Satellitenaltimetrie zwar dichte,aber nur näherungsweise Erdschwerefeldinformation.

Diese hier kurz andiskutierten und bisher in großem Stil praktizierten Verfahren der Erdschwerefeldbestimmung waren und sind nicht imstande, globale Erdschwerefeldinformation mit homogen hoher Auflösung und Genauigkeit zu liefern. Hier können nur Satellitenverfahren Abhilfe schaffen, welche bezüglich des höherfrequenten Bereiches des Erdschwerefeldes hinreichend sensibel sind: *Satellite-to-Satellite-Tracking (SST)* und *Satellitengradiometrie (SGG)*. In beiden Verfahren operieren Satelliten so nahe der Erdoberfläche wie gerade noch praktikabel (ca. 200 km), in beiden Verfahren ist die Meßgröße eine Funktion der zweiten Ableitungen des Gravitationspotentials V. Beide Verfahren sind in der Lage, homogen dichte Erdschwerefeldinformation mit einer Auflösung von etwa 100 km halber Wellenlänge mit einer Genauigkeit der $1^\circ \times 1^\circ$ Schweremittelwerte im Bereich von zumindest $\pm$ 5 mGal zu liefern, was einer Geoidhöhengenauigkeit von etwa $\pm$ 15 cm entspricht. Detailinformation dieser Qualität und Dichte wird die Grundlage sein für bisher undurchführbare Forschungen auf zahlreichen geowissenschaftlichen Gebieten.

Da die Satellitengradiometrie im Rahmen eines Großprojektes der Europäischen Weltraumbehörde ESA bereits ein konkretes Stadium erreicht hat, wird in der Folge auf SGG im allgemeinen und auf die bestmögliche Bestimmung des Gravitationspotentials V aus SGG–Daten l näher eingegangen.

2 Satellitengradiometrie

Wie bereits eingangs erwähnt wurde, basiert die Satellitengradiometrie auf der Messung von zweiten Ableitungen des Gravitationspotentials V. In der Folge seien zur Erinnerung einige wesentliche Eigenschaften von V zusammengefaßt:

V	...	Gravitationspotential
∇V	...	Gravitationsvektor
$\nabla \nabla^T V$	...	Gravitationstensor 2. Ordnung (M)

Eigenschaften von V:

$$\nabla \wedge \nabla V = 0 \qquad M \text{ symmetrisch} \tag{2}$$

$$\nabla^T \nabla V = 0 \qquad tr(M) = 0 \quad \text{(Laplace-Gleichung)} \tag{3}$$

Betrachten wir nun eine Beschleunigungsmessung im Satelliten, wobei

P	Position des Beschleunigungsmessers,
S	Schwerpunkt des Gradiometers,
$\triangle x_P$	Verbindungsvektor SP (fest, klein),
ω	Rotationsvektor des Gradiometers

bezeichnen. Dann läßt sich der Beschleunigungsvektor a_P wie folgt darstellen, [2], [3], [6]:

$$a_P = \nabla_P V - \nabla_S V - \dot{\omega} \wedge \triangle x_P - \omega \wedge (\omega \wedge \triangle x_P) \tag{4}$$

("˙" bezeichnet die Zeitableitung.)

Unter der Annahme sehr geringer Entfernung zwischen Beschleunigungsmesser und Schwerpunkt des Gradiometers (im gegenständlichen Fall < 0.5 m) können wir den im Punkt P gemessenen Gravitationsvektor $\nabla_P V$ in eine Taylorreihe mit dem Schwerpunkt S des Gradiometers als Taylorpunkt entwickeln und nach dem linearen Glied abbrechen. Diese Linearisierung führt auf

$$\nabla_P V = \nabla_S V + M \triangle x_P. \tag{5}$$

Betrachten wir nun die Messung des Beschleunigungsvektors an zwei benachbarten Punkten P und Q und machen wir von der Möglichkeit Gebrauch, ein Vektorprodukt durch ein Matrix–Vektor–Produkt ersetzen zu können, so erhalten wir mit der schiefsymmetrischen *Cartan–Matrix*

$$\Omega := \begin{pmatrix} 0 & -\omega_3 & \omega_2 \\ \omega_3 & 0 & -\omega_1 \\ -\omega_2 & \omega_1 & 0 \end{pmatrix} \tag{6}$$

in linearer Näherung folgenden Ausdruck für die beiden Beschleunigungsvektoren a_P und a_Q:

$$\begin{aligned} a_P &= M\,\triangle x_P - (\dot{\Omega} + \Omega\Omega)\triangle x_P, && (7) \\ a_Q &= M\,\triangle x_Q - (\dot{\Omega} + \Omega\Omega)\triangle x_Q. && (8) \end{aligned}$$

Wenn der Abstand der beiden Beschleunigungsmesser in P und Q

$$\delta x = \triangle x_P - \triangle x_Q \tag{9}$$

gegen Null geht, dann können wir folgenden Grenzübergang durchführen,

$$\lim_{\delta x \to 0}\left(\frac{a_P - a_Q}{\delta x}\right) = \Lambda \tag{10}$$

der auf die Matrix der Meßgrößen Λ führt, welche sich aus drei Termen zusammensetzt, dem *Gravitationsterm*, dem *Kreiselterm* und dem *Zentrifugalterm*:

$$\Lambda = M - \dot{\Omega} - \Omega\Omega \tag{11}$$

Zentrifugaltensor
Kreiseltensor
Gravitationstensor
Meßtensor

Offenbar enthält also die Meßgröße neben der Information über das Gravitationsfeld V (über den Gravitationstensor M) auch noch Positions– und Orientierungsinformation (über den Kreiseltensor $\dot{\Omega}$ und den Zentrifugaltensor $\Omega\Omega$). Da unser Primärziel das Gravitationsfeld ist, müssen wir versuchen, M aus Λ herauszufiltern.

Beachten wir die Eigenschaften von M, Ω und $\dot{\Omega}$,

$$\begin{array}{ll} M & \text{symmetrisch,} \\ \Omega, \dot{\Omega} & \text{schiefsymmetrisch,} \\ \Omega\Omega & \text{symmetrisch,} \end{array}$$

und zerlegen wir den Meßtensor Λ in seinen symmetrischen und schiefsymmetrischen Anteil,

$$\frac{1}{2}(\Lambda - \Lambda^T) = \dot{\Omega}, \tag{12}$$

$$\frac{1}{2}(\Lambda + \Lambda^T) = M - \Omega\Omega, \tag{13}$$

so ermöglicht uns eine Zeitintegration von $\dot{\Omega}$ bis auf eine "Integrationskonstante", die Anfangsorientierung $\Omega(t_0)$, den Zugang zu Ω und damit zum Rotationsvektor ω des Gradiometers,

$$\Omega(t) = \Omega(t_0) + \int\limits_{t_0}^{t} \dot{\Omega}\, dt. \tag{14}$$

Da die durch Integration ermittelte Orientierung auf Grund der unvermeidbaren Meßfehler bereits nach relativ kurzer Integrationszeit völlig verfälscht wäre, wird in der Praxis die Orientierung in kurzen Zeitabständen durch einen "*Star–tracker*", quasi in Form eines "zero update", wiederhergestellt. Da uns nun über den Meßtensor Λ und der Integration seines schiefsymmetrischen Anteils zu jedem Zeitpunkt $\dot{\Omega}$ und Ω zur Verfügung stehen, kennen wir damit auch den symmetrischen Tensor $\Omega\Omega$ und folglich den Gravitationstensor M:

$$M = \frac{1}{2}(\Lambda + \Lambda^T) + \Omega\Omega. \tag{15}$$

Die Gesamtheit der unabhängigen Elemente der gemessenen Gravitationstensoren M stellt nun den in (1) dargestellten Datenvektor dar. Das eigentliche Problem besteht folglich in der bestmöglichen Bestimmung des Gravitationspotentials V aus diesem Datenvektor l,

$$l := \{M\} \rightarrow V,$$

wobei die Tatsache, daß der Ort der Messung (der Orbit des Satelliten und damit die jeweilige Position des Gradiometers) unzulänglich und daher streng genommen nicht bekannt ist, die Schwierigkeit noch erhöht.

Das Problem wird iterativ gelöst und basiert wieder auf einer Taylor- Linearisierung an einem geeigneten Entwicklungs"punkt", repräsentiert durch einen Modell-Orbit und ein Modell-Gravitationspotential,

$$\begin{aligned} l &= l^0 + \delta l, \\ X &= X^0 + \delta X, \\ V &= V^0 + \delta V, \end{aligned} \tag{16}$$

mit

l^0 Modell-Daten ,
X^0 Modell-Orbit ,
V^0 Modell-Potential .

sodaß der Datenvektor l in Funktion von X und V

$$l = f(X^0 + \delta X, V^0 + \delta V) + n \tag{17}$$

in linearisierter Form mit den Modell-Daten

$$l^0 := f(X^0, V^0) \tag{18}$$

wie folgt dargestellt werden kann:

$$l = l^0 + \frac{\partial f^0}{\partial X}\delta X + L^0\,\delta V + n. \tag{19}$$

Die Operation

$$l - l^0 = l - f(X^0, V^0) \tag{20}$$

wird in diesem Zusammenhang auch als Datenfilterung bezeichnet.

Somit erhalten wir schließlich folgendes linearisiertes Beobachtungsmodell, das die Datenresiduen in linearer Funktion der Orbit– und Gravitationspotentialresiduen darstellt, [5]:

$$\delta l = \underbrace{\frac{\partial f^0}{\partial X}\delta X}_{\text{Orbitanteil}} \; + \; \underbrace{L^0\,\delta V}_{\text{Feldanteil}} \; + \; \underbrace{n}_{\text{Meßrauschen}} \tag{21}$$

Da die harmonische Funktion δV ein Element aus einem Hilbert–Raum mit reproduzierendem Kern ist und L^0 einen linearen Operator (Vektor von linearen Funktionalen) darstellt, haben wir hier den typischen Fall eines Kollokationsproblems mit Parametern, das unter Ausnützung zahlreicher numerischer Tricks iterativ gelöst wird, [1], [7], [4]:

$$\delta\hat{X} = f_1\,(\delta l; X^0, V^0 + \delta\hat{V}), \tag{22}$$

$$\delta\hat{V} = f_2\,(\delta l; X^0 + \delta\hat{X}, V^0), \tag{23}$$

$$\hat{X} = X^0 + \delta\hat{X}, \tag{24}$$

$$\hat{V} = V^0 + \delta\hat{V}. \tag{25}$$

3 Die ARISTOTELES-Mission der ESA

Seit 1987 bereitet die Europäische Weltraumbehörde ESA im Rahmen des Europäischen Erdbeobachtungsprogrammes EOPP (Earth Observation Preparatory Program) ein Satellitenprojekt vor, das auf eine hochauflösende Erdschwerefeldbestimmung mit höchster Genauigkeit ausgerichtet ist und daher für Geodäsie und Geophysik, aber auch für die Ozeanographie, die Klimatologie und die Erforschung jüngster Umweltprobleme (z.B. Anstieg des Meeresspiegels zufolge des Treibhauseffektes) von fundamentaler Bedeutung ist: das Projekt ARISTOTELES (Applications and Research Involving Space Techniques Observing The Earth's field from Low Earth Satellites). Der Start von ARISTOTELES ist für 1994+ geplant, die Projektkosten liegen bei etwa 300 Mill. ECU (ca. 4.5 Mrd. ÖS).

Die konkreten Missionsziele sind nach Prioritäten wie folgt geordnet:

- Globale Erdschwerefeldbestimmung mit Hilfe eines Satellitengradiometers, das eine Genauigkeit der $1^\circ \times 1^\circ$ Schweremittelwerte von zumindest $< \pm$ 5 mGal erwarten läßt; dies entspricht einer Geoidhöhengenauigkeit von etwa $\pm$ 15 cm .
- Bestimmung des Erdmagnetfeldes mit Hilfe eines skalaren Magnetometers, das eine Genauigkeit der $1^\circ \times 1^\circ$ Mittelwerte magnetischer Anomalien von zumindest $< \pm$ 3 nT erwarten läßt.
- Positionierungsmission mit Hilfe des Systems PRARE (Precise Range and Range Rate Equipment) im Anschluß an die Erdschwerefeld- und Erdmagnetfeldmission.

Die gleichzeitige Erdschwerefeld- und Erdmagnetfeldmission wird voraussichtlich 6 Monate dauern, für Positionierungszwecke soll ARISTOTELES danach mehrere Jahre zur Verfügung stehen.

Das ARISTOTELES-Kerninstrument ist zweifelsohne das Gradiometer GRADIO, das ein System aus mehreren hochpräzisen und sensiblen kapazitiven Beschleunigungsmessern darstellt und von ONERA, Frankreich, entwickelt wird. GRADIO ist eine Weiterentwicklung von Cactus, ein Experiment, das auf einer frei schwebenden Probemasse, deren Position durch elektrostatische Kräfte stabil gehalten wird, beruht und auf dem französischen Satelliten Castor D5B geflogen wurde.

Ursprünglich war an ein System von 8 Beschleunigungsmessern gedacht, welche räumlich an den Ecken eines Würfels angeordnet sein sollten und die Ableitung des vollen Gravitationstensors zweiter Ordnung $\nabla\nabla^T V$ erlaubt hätten. Die enorm hohe Empfindlichkeit der Beschleunigungsmesser (etwa $10^{-12}g$ bei einer Bandbreite der Meßfrequenz von 0.005 bis 0.25 Hz) hätte eine "drag–free" Mission erforderlich gemacht (Kompensation der nicht–gravitativen Beschleunigungen — bedingt durch Bremseffekt der Restatmosphäre, Beschleunigung zufolge des Solardrucks und des Erdalbedos — durch permanenten Betrieb der Antriebsaggregate). Derzeit noch unüberwindbare technische Schwierigkeiten führten jedoch zur Entscheidung, von dieser Idee Abstand zu nehmen und eine "non–dragfree" Mission durchzuführen. Da die in Flugrichtung auftretenden atmosphärenbedingten Bremseffekte nun aber den dynamischen Bereich der Beschleunigungsmesser (10^7) überschritten hätten, hat man sich für die einfachere Lösung eines planaren Gradiometers entschieden, das aus 4 Beschleunigungsmessern bestehen wird, welche in der zur Flugrichtung orthogonalen Ebene an den Ecken eines Quadrates angeordnet sind. Der Abstand δx der Beschleunigungsmesser wird etwa 90 cm betragen.

Die Auflösung wird bei ca. $10^{-11} ms^{-2}/\sqrt{Hz}$ und damit bei $10^{-2} E$ ($1\,E = 10^{-9} s^{-2}$) liegen. Messungen sind im Temperaturbereich von 20^o bis $40^o C$ möglich, wobei während der Messung die Temperatur auf $\pm 0.5^o C$ stabil gehalten werden muß. Die Samplingrate wird $0.25 Hz$ betragen, was bei einer Fluggeschwindigkeit von ca. 7.8 km/s einer Abtastrate von etwa 30 km entspricht. Die dabei anfallende Datenrate liegt bei ca. 2 kb/s; dies entspricht ca. 20 Megabyte/Tag; somit werden während der gesamten Missionsdauer von 6 Monaten ca. 3.6 Gigabyte an Gradiometerdaten anfallen.

Für Positionierungszwecke wird neben GRADIO und einem skalaren Magnetometer das Mikrowellen–Tracking–System PRARE und voraussichtlich ein GPS–System an Bord von ARISTOTELES sein. Die Ausstattung mit einem GPS–System hat — neben Positionierungsaufgaben — auch einen zweiten Grund: sollte GRADIO ausfallen, so bietet GPS die eingeschränkte Möglichkeit, Satellite–to– Satellite Tracking (SST) im high - low Modus (GPS–Satelliten vs. ARISTOTELES) zu betreiben. GPS–SST stellt somit ein Backup–System für GRADIO–SGG dar, das zwar nicht die hohe Auflösung und Genauigkeit des Erdschwerefeldes wie SGG liefert, aber dennoch die Mission weitgehend retten könnte.

In der Folge seien einige weitere technische Details der Mission angeführt:

Transportsystem:	Ariane 4
Bodenkontrolle:	ESOC (Darmstadt), Kiruna
Orbit:	nahezu kreisförmig, polar, Halbschattenbahn (wegen Temperaturstabilität), Höhe 200 ± 3 km, non–dragfree

Orbit–Erhaltung:	Höhenverlust 7 km/Tag, $\Rightarrow$ 7 kg Hydrazin–Treibstoff/Tag, $\Rightarrow$ 550 kg Hydrazin/6 Monate
Bahnbestimmung:	radial < 10 m, horizontal < 1500 m
Gesamtgewicht:	ca. 2000 kg, davon 125 kg GRADIO, ca. 60 % Treibstoff

Der wissenschaftliche Nutzen dieser ARISTOTELES–Mission ist mannigfaltig. Er läßt sich im wesentlichen den Gebieten Geodäsie, Geophysik, Ozeanographie, Klimatologie und somit den gesamten Umweltwissenschaften zuordnen:

Geodäsie:

Keines der bestehenden Erdschwerefeldverfahren war bisher in der Lage, das Erdschwerefeld global mit hoher, homogener Genauigkeit abzubilden, sodaß wir heute vor dem Problem stehen, in wenigen lokalen kontinentalen Bereichen hervorragende Erdschwerefelddaten zu haben, in vielen Bereichen keine oder nur unzureichende und über den Ozeanen hervorragende Altimeterinformation, die jedoch "nur" die Topographie der Meeresoberfläche abbildet, welche vom Geoid bis zu 2 Meter abweicht.

Die ARISTOTELES–Mission wird erstmals globale, hochauflösende Schwerefeldinformation hoher, homogener Genauigkeit liefern. Diese Daten sind erforderlich, um zwischen Geoid und Meeresoberfläche unterscheiden zu können und sie sind unerläßlich für eine exakte Bahnbestimmung der zahlreichen in Zukunft zu erwartenden Satelliten.

Geophysik:

Das Erdschwerefeld hat seine Ursache in der Dichteverteilung im Erdinneren. Unregelmäßigkeiten der Dichteverteilung bilden sich daher ebenso als Unregelmäßigkeiten im Erdschwerefeld ab. Detaillierte Erdschwerefeldinformation liefert somit, in Verbindung mit seismischen Daten, etc., wertvolle Information zur Erforschung der geologischen Strukturen, zum Studium der Lithosphäre an den Rändern tektonischer Platten, zum besseren Verständnis thermischer Konvektionsprozesse und allgemein zur Erforschung des Erdinneren. Das Verständnis aller im Erdinneren ablaufenden komplexen physikalisch–chemischen Prozesse ist wiederum Voraussetzung für eine zuverlässige Erdbebenvorhersage.

Ozeanographie:

Die Trennung von (aktueller) Meereshöhe und Geoidhöhe, welche erst durch eine Kombination von Satelliten–Altimetrie und Satelliten–Gradiometrie (und/oder Satellite–to–Satellite Tracking) global möglich wird, erlaubt die Aufdeckung von Meeresströmungen und das Detailstudium ozeanischer Gezeiten. Diese Erkenntnisse fließen wiederum direkt in die Klimaforschung ein.

Klimatologie:

Für die Klimaforschung ist die Detailkenntnis sowohl des Geoides als auch der aktuellen Meeresflächentopographie von grundlegender Bedeutung:

Die derzeit vor allem aufgrund des Verbrennens fossiler Energieträger stark im Steigen befindliche Kohlendioxidkonzentration in der Atmosphäre bedingt bekanntlich über den Treibhauseffekt eine globale Erwärmung der Erdatmosphäre. Eine Erwärmung hat ein Abschmelzen der polaren Eisbedeckung (und jener in Grönland) zur Folge, was wiederum ein Ansteigen des Meeresspiegels nach sich zieht. Die räumliche und zeitliche Änderung des Geoids als Äquipotentialfläche im mittleren Meeresniveau stellt in dieser Kausalkette daher höchst wertvolle Wirkungsinformation zur Erforschung dieser Ursachen dar.

Etwa 60 % des globalen Wärmeenergietransports erfolgt innerhalb der Erdatmosphäre, ca. 40 % durch die Ozeanströmungen. Die Verknüpfung von Altimetrie und Satellitengradiometrie eröffnet die Detailkenntnis dieser Meeresströmungen und liefert somit auch diesbezüglich einen entscheidenden Beitrag zur Klimaforschung.

Satelliten haben den Geowissenschaften in den vergangenen Jahren ein gewaltiges Datenmaterial geliefert, das zu weitreichenden Erkenntnissen über unseren Planeten Erde geführt hat. Wir sind uns des ungemein komplexen Musters gegenseitiger Abhängigkeiten aller Prozesse innerhalb, auf und außerhalb unseres Planeten bewußt geworden und haben uns von der in der Vergangenheit geübten Gepflogenheit fachlich isolierten Denkens endgültig verabschiedet. Die unzähligen "Sphären", in denen wir leben und welchen wir unser Dasein verdanken, bilden in Wahrheit ein gewaltiges Orchester. Wir lauschen bescheiden der überwältigenden Sphärenmusik, bewundern den Dirigenten und sind auf der Suche nach der Partitur. Die Mission ARISTOTELES wird hoffentlich ihrem Namen Ehre machen und einige Noten, nach der "Harmonia Mundi" geschrieben ist, entschlüsseln helfen.

Literatur

[1] COLOMBO, O.L.: Applications of an Orbiting Gravity Gradiometer. *Bulletin Géodésique 57*, 1983, S. 83 - 101.

[2] MORITZ, H.: *Kinematical Geodesy I.* Report No. 92, Department of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus, Ohio, 1967.

[3] MORITZ, H.: *Kinematical Geodesy II.* Report No. 165, Department of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus, Ohio, 1971.

[4] MORITZ, H.: *Advanced Physical Geodesy.* Wichmann- Verlag, Karlsruhe, 1980.

[5] RUMMEL, R.: Satellitengradiometrie. *Zeitschrift für Vermessungswesen, 6*, 1985, S. 242 - 257.

[6] RUMMEL, R.: Satellite Gradiometry. In: *Mathematical and Numerical Techniques in Physical Geodesy* (Editor: H. Sünkel), Springer-Verlag, Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 7, 1986, S. 317 - 363.

[7] RUMMEL, R. and O.L. COLOMBO: Gravity Field Determination from Satellite Gradiometry. *Bulletin Géodésique 59*, 1985, S. 233 - 246.