

Technische Universität Berlin

Altimetrie

Enrico Fiedler

Bernd Marzok

Mai 2004

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Allgemeines	3
2. Messprinzip	4-6
3. Korrekturen und Fehlereinflüsse	7
3.1. Bahnbestimmung	8
3.2. Einflüsse entlang des Signalweges	
3.2.1. Instrumentenfehler	9
3.2.2. Ausbreitungsfehler	9-11
3.3. Abweichungen der momentanen Meeresoberfläche vom Geoid	11
3.3.1. Gezeiten	11-12
3.3.2. Barometrische Effekte	12
3.4. Bestimmung der mittleren Meeresoberfläche	13-14
4. Satelliten und Missionen	
4.1. Bisherige Missionen	15-16
4.2. Zukünftige Missionen	17
5. Anwendungen von Altimetermessungen	
5.1. Schwerefeld- und Geoidbestimmung	18
5.2. Geophysikalische Interpretation	18
5.3. Ozeanographie	18-19
Quellenverzeichnis	20

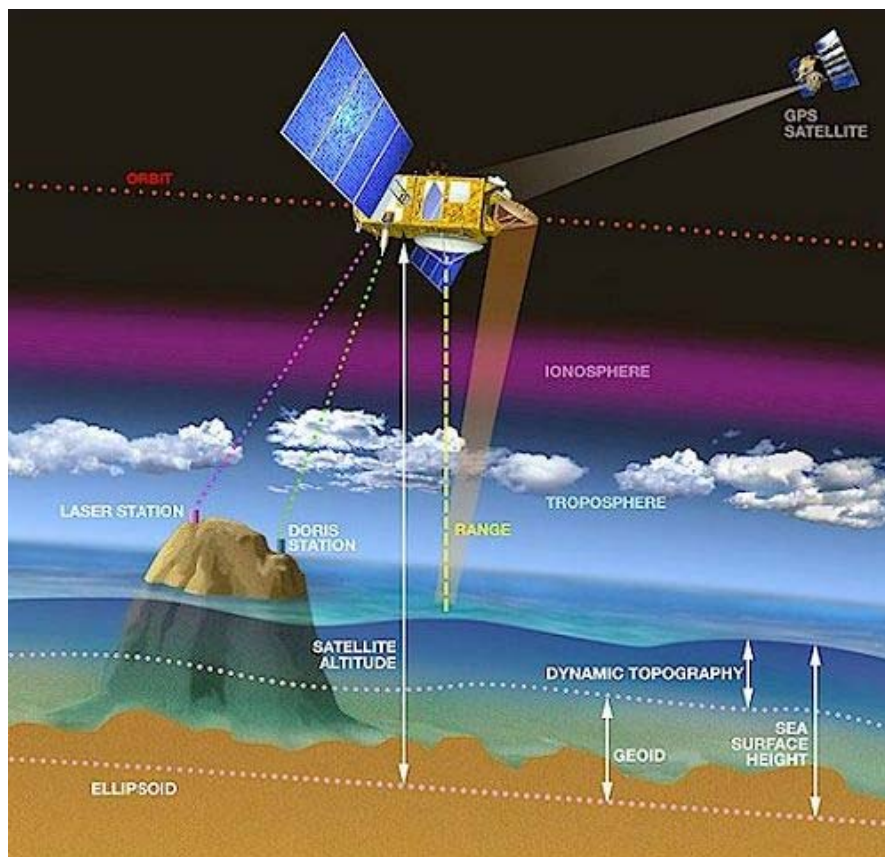
Altimetrie

1. Allgemeines

Das Wort Altimetrie stammt vom lateinischen Wort *Altimetria* bzw. dem französischen *Altimetrie* ab und bedeutet Höhenmessung. Sie ist ein Verfahren zur Bestimmung von Höhen über einer bestimmten Oberfläche, meist der physikalischen Erdoberfläche. Als Instrumente werden Altimeter in Satelliten oder für kleine Gebiete auch in Flugzeugen eingebaut. Man spricht daher in der Regel auch von Satellitenaltimetrie. Diese Messungen finden in den Bereichen Ozeanographie, Geophysik und Geodäsie Verwendung. Im Vergleich mit anderen Messverfahren sind durch die Altimetrie annähernd globale sowie zeitlich und räumlich hochauflösende Messungen möglich.

Ihre Anfänge hatte die Altimetrie im Jahr 1973 mit der Skylab-Mission, damals war aber lediglich eine Entfernungsgenauigkeit von 15 Metern erreichbar. Es folgten weitere Satellitenmissionen, die wichtigsten waren GEOSAT, ERS-1/ERS-2 und TOPEX/POSEIDON. Die Genauigkeit steigerte sich dabei von einigen Dezimetern bis auf wenige Zentimeter. Neben der Entfernungsinformation Satellit - Meeresoberfläche können auch die Wellenhöhe und die Windgeschwindigkeit bestimmt werden.

Somit erschlossen sich neue Anwendungen, so dass die Altimetrie Beiträge zur Modellierung von Gezeiten und Meeresströmungen, zur Bestimmung des globalen Anstiegs des Meeresspiegels, zur Bestimmung des Gravitationsfeldes der Erde, sowie zur Atmosphären- und Klimaforschung liefert.



2. Messprinzip

Die Grundidee ist sehr einfach. Der Satellit wird als bewegliche Plattform für einen Sensor genutzt, der Mikrowellenimpulse im Radarfrequenzbereich über eine Antenne aussendet und nach der Reflektion durch die Erdoberfläche wieder empfängt. Die Frequenzen der hierbei verwendeten Mikrowellenstrahlung liegen im C-Band (4.20 bis 5.75 GHz) und/oder im Ku-Band (10.9 bis 22.0 GHz). Durch Messung der Laufzeit Δt kann in erster Annäherung unmittelbar die Höhe a des Sensors über der Erdoberfläche bestimmt werden.

$$a = \frac{c \cdot \Delta t}{2} \quad c \dots \text{Ausbreitungsgeschwindigkeit}$$

Wegen der günstigen Reflexionseigenschaften liefert das Verfahren insbesondere über Wasseroberflächen gute Ergebnisse.

Ist dann die Höhe des Satelliten h über einem Referenzellipsoid und die Geoidundulation N bekannt, kann man die Meerestopographie H berechnen.

$$H = h - N - a$$

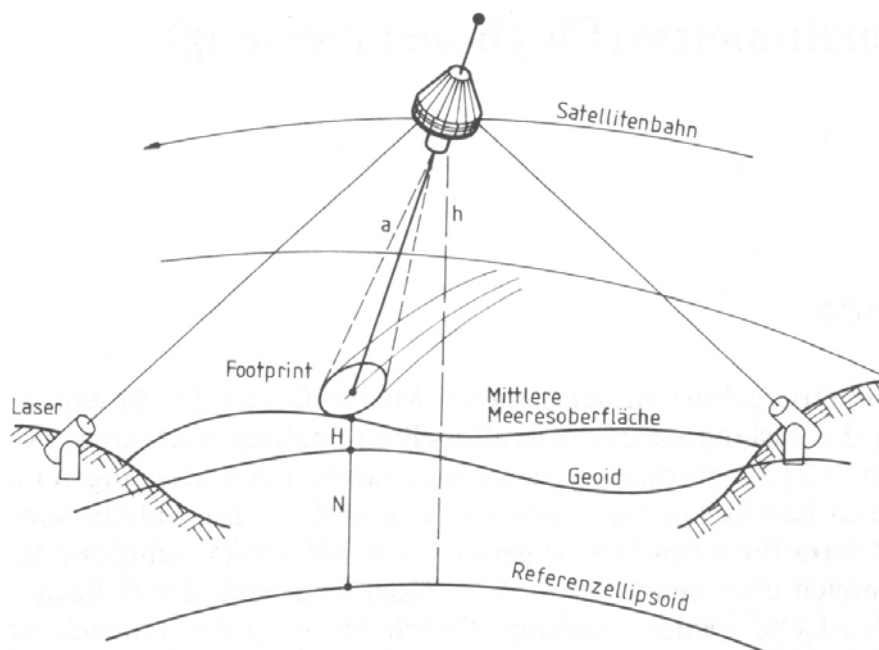


Abb.1: Grundprinzip der Satellitenaltimetrie [Seeber,1989,S.358]

Von der Altimeterantenne wird ein kurzer Rechteckimpuls ausgesandt, der im Moment der Berührung von der Reflexionsfläche (Wasseroberfläche) zurückgeworfen wird. Die gleichzeitig reflektierende, d.h. vollständig ausgeleuchtete kreisförmige Fläche, der sogenannte *Footprint*, hängt von der Flughöhe h , der Ausbreitungsgeschwindigkeit c und der Länge τ des ausgesandten Pulses ab. Der maximale Radius der Kreisfläche beträgt (bei ebener Reflektionsfläche):

$$\bar{R} = \sqrt{c \tau h}$$

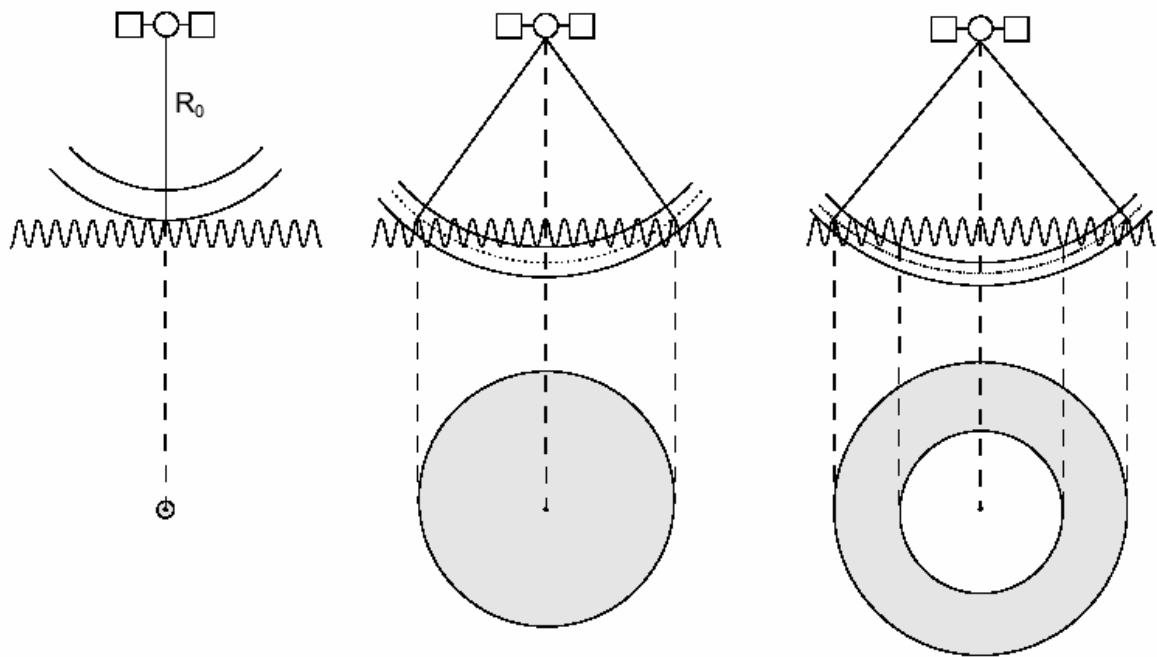


Abb.:2 Ausbreitung des ausgesendeten Impulses (P. Steigenberger, 2002)

Die reflektierte Energie ist linear von der Größe der reflektierenden Fläche abhängig. In Abbildung 2 ist dargestellt, wie der Impuls in der Meeresoberfläche „versinkt“. Vom ausgestrahlten Impuls wird zunächst der Impulsbeginn reflektiert. Mit fortschreitender Zeit wächst dieses punktförmige Signal schnell zu einer Kreisfläche an und erreicht seine maximale Rückstrahlenergie (bzw. Reflektionsfläche), wenn das Impulsende die Wasseroberfläche berührt. Mit Eindringen des Impulses ins Wasser wird das rückgestrahlte Signal zu einem Ring, die rückgestrahlte Energie nimmt langsam ab. Dies hat zur Folge, dass das in einem Empfangsfenster empfangene Echo grundsätzlich aus einer steil ansteigenden Flanke und einem langsam abfallenden Plateau besteht.

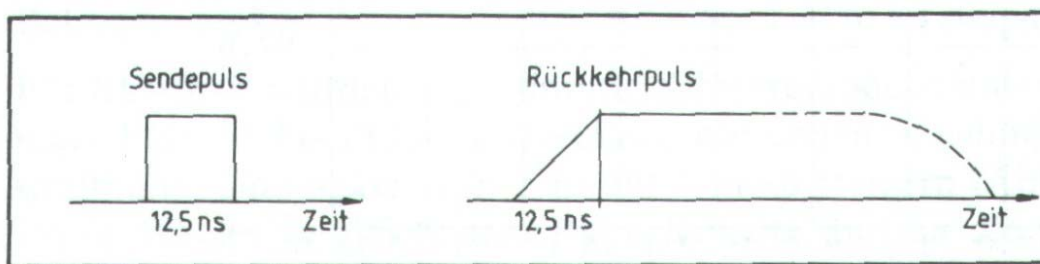


Abb.: 3 Sendepuls und Rückkehrimpuls (Seeber 1989, S.365)

Die Größe der Reflexionsfläche und die tatsächliche Form des Rückkehrimpulses hängen von der Art der reflektierenden Fläche ab (Wasser, Eis, Land) sowie von der Rauigkeit der Oberfläche (Wellenhöhen). Durch Pulsanalysen können Aussagen über den Oberflächenzustand gefunden werden. Aus der ansteigenden Flanke ist die sog. signifikante Wellenhöhe ableitbar. Grundsätzlich gilt: je glatter die Meeresoberfläche, umso steiler steigt die Flanke an. Das abfallende Plateau gibt Hinweise auf die Abweichung von der Nadirrichtung. Aus der Steigung des Plateaus kann die Fehlansichtung der Antenne bestimmt werden. Je weiter die Antennenachse, die die größte Empfindlichkeit aufweist, von der Nadirrichtung

entfernt ist, desto flacher ist der Plateau-Bereich. Die Signale, die weiter von der Nadirrichtung entfernt reflektiert werden, sind bei Fehlausrichtung der Antenne näher an der Antennenachse als bei einer korrekt ausgerichteten Antenne. Dadurch ist die Verstärkungswirkung der Antenne für diese Signale bei Fehlausrichtung stärker als bei korrekter Ausrichtung. Dieser Effekt führt zu einer höheren Signalstärke und damit einem flacheren Verlauf des Plateaus bei falsch ausgerichteter Antenne. Die maximale erreichte Energie gibt Rückschlüsse auf die Windgeschwindigkeit.

Die obige Formel für den Radius des Footprints muss für eine bewegte Wasseroberfläche um die Wellenhöhe H_w ergänzt werden. Nach [Chelton 1989] berechnet sich der Radius nach:

$$R = \sqrt{\frac{(c\tau + 2H_w)R_0}{1 + R_0/R_e}} \quad \text{mit} \quad R_0 = h - H_w / 2$$

R_e ... Erdradius

Für eine Wellenhöhe von 5 Metern beträgt somit der Footprint-Durchmesser bei einer Flughöhe von 1336 km (Topex/Poseidon und JASON-1) ca. 7 km, bei einer ebenen Meeresoberfläche jedoch nur ca. 2 km.

Die eigentliche Signallaufzeit wird durch den Sendezeitpunkt und den Punkt bestimmt, an dem das Signal die Hälfte der maximalen Energie erreicht hat (Zeitpunkt $t_{1/2}$). Dies entspricht der Reflexion an einer mittleren Meeresoberfläche.

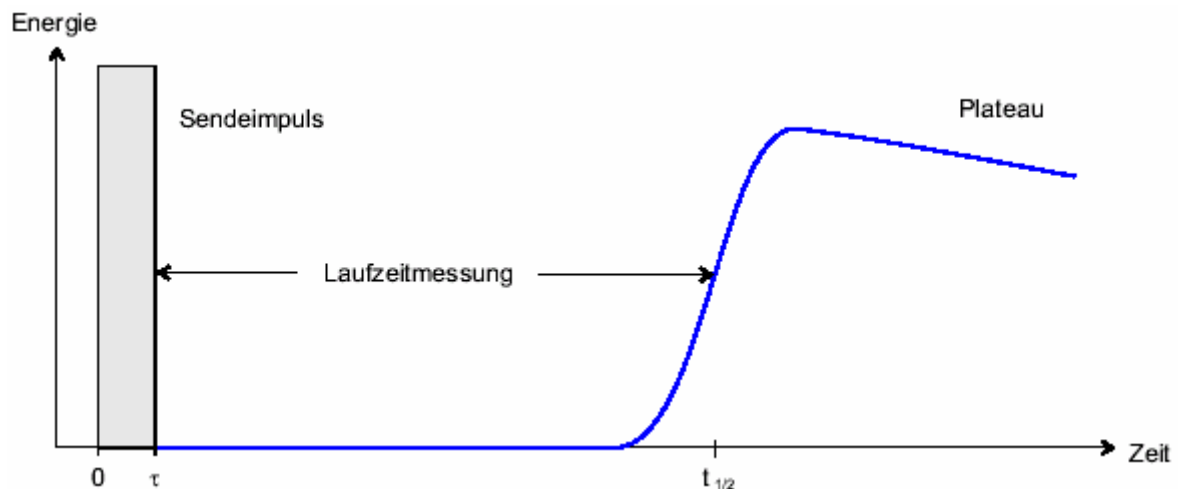


Abb.: 4 Energieverlauf des empfangenen Signals (P. Steigenberger, 2002)

3. Korrekturen und Fehlereinflüsse

Drei Gruppen von Korrekturen, die jeweils mit Fehlereinflüssen behaftet sind, spielen eine Rolle.

- (1) Abweichung der angenommenen von der tatsächlichen Satellitenbahn
(Bahnfehler)
- (2) Einflüsse entlang des Signalweges
(instrumentelle Fehler / Ausbreitungsfehler)
- (3) Abweichungen der momentanen Meeresoberfläche vom Geoid
(Gezeiten / barometrische Effekte)

Die entsprechend Abb. 1 aufgestellte einfache Grundbeziehung muss bei detaillierter Betrachtung der Verhältnisse verfeinert werden.

$$h = N + H + \Delta H + a + d$$

Hierin bedeuten,

- h ... ellipsoidische Höhe des Satelliten aus Bahnberechnung
- N ... Geoidhöhe
- H ... Meeresflächentopographie
Abweichung der mittleren Meeresoberfläche vom Geoid
- ΔH ... aktueller Gezeiteneinfluss
- a ... Altimetermesswert
- d ... Abweichung der tatsächlichen von der berechneten Satellitenbahn.

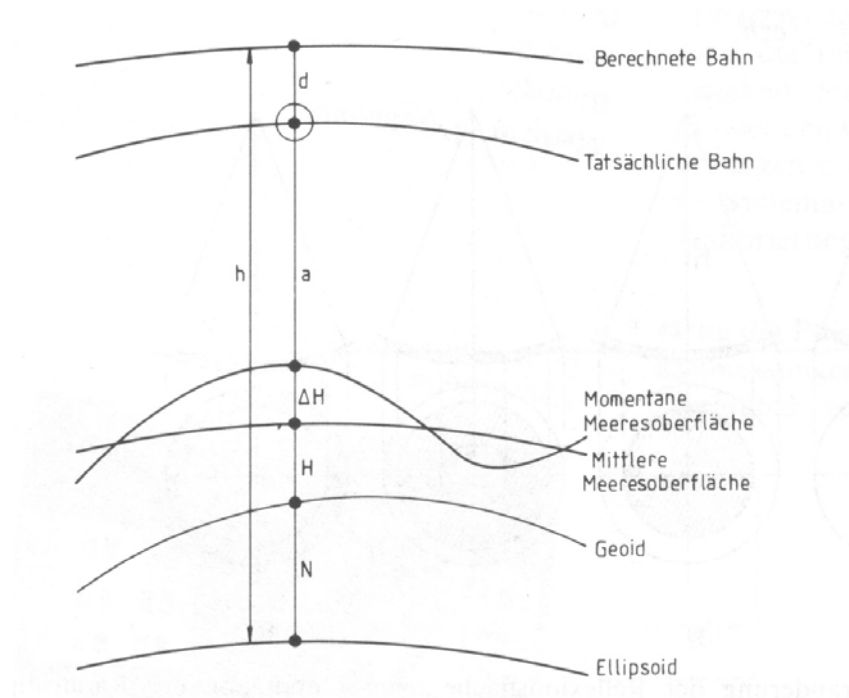


Abb.: 5 Zusammenhänge bei der Altimetermessung (Seeber, 1989, S.363)

3.1. Bahnbestimmung

Die Ursachen der Bahnfehler sind erstens die Unvollkommenheit des zur Bahnberechnung verwendeten terrestrischen Schwerefeldes, zweitens die Fehler in den Koordinaten der Bahnverfolgungsstationen (Tracking Stationen), drittens die Messfehler im verwendeten Trackingsystem (Doppler, Laser) und viertens der Modellierungsfehler in der Bahnberechnung.

Der Haupteinfluss kommt in der Regel aus dem terrestrischen Schwerefeldmodell. So werden für jeden individuellen Satellit eigene Schwerefeldmodelle berechnet, um die Bahngenauigkeiten zu steigern. Dies wurde z.B. bei GEOS-3 mit dem Schwerefeldmodell GEM 10 realisiert, um eine Genauigkeitssteigerung von anfänglich 10m auf 1-2 m zu erzielen.

Ein zweiter wichtiger Gesichtspunkt zur Bahnbestimmung ist das verwendete Bahnüberwachungssystem. Grundpfeiler der Bahnbestimmung sind Laserentfernungsmessungen (SLR) zu einem im Satelliten eingebauten Retroreflektor und Messungen des an Bord befindlichen DORIS-Empfängers (**D**oppler **O**rbitography and **R**adiopositioning **I**ntegrated on **S**atellite). Da es sich bei SLR um ein optisches System handelt, ist die Verfügbarkeit von den Wetterbedingungen abhängig. Durch die ungünstige Verteilung der SLR-Stationen (Häufung der Stationen in Europa und Nordamerika, wenige Stationen auf der Südhalbkugel) wird ein kontinuierliches Tracking jedoch nahezu unmöglich gemacht. Das Mikrowellensystem DORIS ist hingegen wetterunabhängig und weist eine geographisch günstigere Verteilung der Stationen auf.

Durch die Kombination der hochpräzisen SLR-Messungen (Genauigkeit unter einem Zentimeter) und der kontinuierlichen DORIS-Messungen in Verbindung mit dem speziell für jede Mission berechneten Schwerefeldmodell wird eine Genauigkeit von wenigen cm erreicht.

Trotz genauerer Bahnbestimmungen bleibt der Bahnfehler immer noch oberhalb der Messgenauigkeit des Altimeters. So werden andere Methoden zur Bahnverbesserung verwendet, die sich ausschließlich auf die radiale Komponente beziehen.

Der radiale Bahnfehler lässt sich unterscheiden in gravitative Fehler und nicht gravitative Fehler. Die gravitativen Bahnfehler werden verursacht durch eine fehlerhafte Modellierung des Erdschwerefeldes und sind für einen bestimmten Ort zeitinvariant. Die nicht gravitativen unterscheiden sich in Fehler aufgrund Sonnenstrahlungsdruck, Luftwiderstand und Modellierungsfehler und sind zeitlich variabel.

Für die Bahnfehler sind nun geeignete Modellbildungen zu finden. Siehe hierzu z.B. *Cui*.

Durch die dynamische Auswertung von Satellitenlaserdaten entsteht die Möglichkeit, geozentrische dreidimensionale Positionen zu bestimmen. Wenn gleichzeitig Schwerefeldparameter mit Teil der Lösungen sind, dann beziehen sich die Koordinaten auf das Massenzentrum der Erde. Dadurch wird die Genauigkeit durch hinzukommende Beobachtungen fortlaufend verbessert und kann im Zentimeterbereich liegen.

Verbesserungen sind durch die Verwendung neuer Schwerefeldmodelle zu erwarten. Die Ergebnisse der Schwerefeldmissionen CHAMP, GRACE und GOCE werden helfen, die Bahngenauigkeit zu verbessern. Durch die zusätzliche Verwendung moderner GPS-Empfänger und weiterentwickelter DORIS-Empfänger soll für künftige Missionen der Orbitfehler weniger als einen Zentimeter betragen.

3.2. Einflüsse entlang des Signalweges

3.2.1. Instrumentenfehler

Einen wesentlichen Einfluss nimmt dabei der instrumentelle Fehler ein. Bei ihm sind der Abstand des Antennenphasenzentrums vom Massenschwerpunkt des Satelliten (Nullpunktsfehler), die Laufzeitverzögerungen in der Elektronik des Altimeters und der Zeitfehler im Messsystem die wichtigsten Einflüsse.

Diese Einflüsse können beim Bau des Altimeters minimiert und abgeschätzt werden. In ihrem Zusammenwirken werden sie als Altimeterkalibrierung über genau vermessenen Testgebieten ermittelt und kontrolliert. Dabei sind Satellitendurchgänge im Zenit in unmittelbarer Nähe von Laserstationen besonders wertvoll.

Ein weiterer instrumenteller Fehlereinfluss entsteht durch die Abweichung der Antennenabstrahlrichtung von der Senkrechten (Nadierfehler).

Ein Abweichen von der Nadirrichtung beeinträchtigt sowohl die Bestimmung der Windgeschwindigkeit als auch die Entfernungsmessung. Durch die Fehlausrichtung wird die Energie des Signals abgeschwächt. Eine Bestimmung der Fehlausrichtung ist möglich durch die Analyse der Steilheit des Plateau-Bereichs des empfangenen Signals. Dadurch kann eine empirische Korrektur an den Messungen angebracht werden.

3.2.2. Ausbreitungsfehler

Sie entstehen in erster Linie durch den unterschiedlichen Einfluss der Ionosphäre und der Troposphäre auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit.

Für die in der Altimetrie verwendeten Frequenzbereiche im C-Band (4-8 GHz) und im Ku-Band (12.5-18 GHz) ist die Troposphäre nicht dispersiv, das heißt, die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist nicht von der Wellenlänge abhängig. Der Brechungsindex ist damit frequenzunabhängig und hängt von Luftdruck, Temperatur und Wasserdampfdruck ab.

Auf seinem Weg vom Satelliten zur Meeresoberfläche und zurück wird das Radarsignal durch die Atmosphäre abgelenkt und verzögert. Da der Radarimpuls die Atmosphäre nahezu senkrecht passiert, kann die Ablenkung vernachlässigt werden. Unbedingt berücksichtigt werden muss jedoch die Verzögerung, deren Größenordnung sich im Meterbereich bewegt.

Dabei wird die Troposphäre in einen feuchten (dry) und einen trockenen Anteil (wet) zerlegt. Berechnet wird dieses mit der Formel für die Brechzahl N_T .

$$N_T = N_d + N_w \qquad N_d = 77,6 * \frac{P}{T} \qquad N_w = 3,73 * 10^5 * \frac{e}{T^2}$$

P... Luftdruck in Hektopascal

e... Partialdruck des Wasserdampfs in Hektopascal

T... Temperatur in Grad Kelvin

Die Auswirkung der troposphärischen Refraktion auf die gemessene Entfernung ergibt sich durch Integration über den gesamten Ausbreitungsweg also:

$$\Delta s_T = 10^{-6} \int N_T(s) ds$$

Da direkte Messungen der Brechungszahlen längs des Ausbreitungsweges zu aufwendig und in der Regel nicht möglich sind, wurden zahlreiche Modelle entwickelt, mit deren Hilfe die Höhenabhängigkeit der Brechungszahlen ausgehend von gemessenen Oberflächenwerten beschrieben werden kann. Durch geeignete Refraktionsmodelle kann der Einfluss bis auf wenige cm erfasst werden, insbesondere wenn durch gleichzeitig erfolgende Radiometermessungen vom selben Satelliten aus Informationen über den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre längs der Ausbreitungsweges vorliegen.

Aufgrund der troposphärischen Refraktion ist die zwischen Wasseroberfläche und Satellit gemessene optische Distanz größer als die direkte geometrische Verbindung.

Die Ionosphäre ist dispersiv, die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist demnach wellenlängenabhängig. Durch die starke UV- und Röntgenstrahlung der Sonne sind die Moleküle der Ionosphäre sehr stark ionisiert. Die dadurch entstehenden freien Elektronen beeinflussen die Signalausbreitung. Die räumliche Verteilung der Elektronen und Ionen wird im Wesentlichen durch zwei Gruppen von Prozessen bestimmt. Zum einen sind das photochemische Prozesse durch Sonneneinstrahlung und zum anderen Transportprozesse, die eine Bewegung der Ionisierung hervorrufen.

Hierdurch bilden sich verschiedene Ionisationsschichten in unterschiedlicher Höhe heraus.

Ausbreitungseffekte in der Ionosphäre sind deshalb im erheblichen Maße von der Sonnenaktivität abhängig.

Für den Brechungsindex im ionisierten Gas gilt die Dispersionsformel (Kertz 1970)

$$n^2 = 1 - n_e * \frac{C^2 * e^2}{\pi * f^2 * m_e}$$

e... Elementarmasse
m_e... Elektronenmasse
f... Frequenz
n_e... Elektronendichte

Durch Umformen und Vernachlässigen von Gliedern höherer Ordnung folgt

$$n^2 = 1 - \frac{C * n_e}{f^2}$$

mit C = 40,3, wobei in C alle konstanten Parameter zusammengefasst sind.

Es ist zu erkennen, dass der Refraktionsindex und damit die Laufzeitverzögerung umgekehrt proportional zum Quadrat der Frequenz sind.

Dies bedeutet, dass bei abnehmender Brechzahl die Frequenz zunimmt, somit sind höhere Genauigkeiten bei hohen Frequenzen zu erwarten, doch stehen einer unbegrenzten Frequenzerhöhung zwei Gründe entgegen. Der Erste ist der höhere technische Aufwand von hohen Frequenzen und der Zweite, dass die Absorption in der Troposphäre mit steigender Frequenz wächst.

Der Einfluss der Ionosphäre lässt sich durch die Verwendung von zwei Messfrequenzen eliminieren. Bei Einfrequenzaltimetern muss die ionosphärische Laufzeitverzögerung entweder durch andere Verfahren (z.B. DORIS oder GPS) bestimmt oder modelliert werden. Die Größenordnung der ionosphärischen Korrektur beträgt zwischen 0,2 und 20 cm, die Unsicherheit beträgt unter einem Zentimeter.

Zu den Ausbreitungsfehlern kann auch die Auswirkung des jeweiligen Zustandes der Meeresoberfläche auf das reflektierte Signal gezählt werden. Durch die Rauigkeit der Oberfläche wird die reflektierende Fläche vergrößert. Die ansteigende Flanke wird mit zunehmender Wellenhöhe flacher, da die Wellenspitzen Energie früher reflektieren.

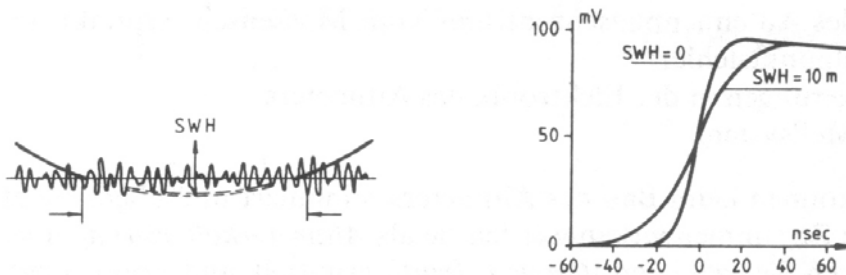


Abb.: 6 Abflachung der ansteigenden Flanke bei Rückkehrimpuls (Seeber, 1989, S. 370)

3.3. Abweichungen der momentanen Meeresoberfläche vom Geoid

Die Abweichung lässt sich in einen zeitlichen konstanten Anteil H und einen zeitlich variablen Anteil ΔH zerlegen (Abb. 5). Die Altimetermessungen müssen um den zeitlich variablen Anteil korrigiert werden, um die mittlere Meeresoberfläche zu erhalten. Durch das Absehen der Rauigkeit der Meeresoberfläche beruhen die zeitlichen variablen Deformationen der Meeresoberfläche auf den Einfluss der Gezeiten und Auflasteffekten durch atmosphärische Massen.

3.3.1. Gezeiten

Gezeiten entstehen durch den Gravitationseinfluss von Drittkörpern, in erster Linie Sonne und Mond. Sie haben Einfluss auf die Hydrosphäre (Ozeangezeiten) und die feste Erde (feste Erdgezeiten).

Der Hauptanteil der variablen Deformationen wird durch die Meeresgezeiten hervorgerufen. Im freien Ozean weisen die Amplituden Beträge um 1 m und in Küstennähe oder in Randmeeren bis zu 10 m auf. Somit stellen die Gezeiten einerseits ein Störsignal dar, das zur Untersuchung anderer Effekte korrigiert werden muss. Andererseits können mit Hilfe von Altimetermessungen Gezeitenmodelle berechnet oder verbessert werden.

Es sind mehrere globale Gezeitenmodelle verfügbar, die eine Berechnung der Gezeitenhöhe mit 1 dm Genauigkeit erlauben. Modellverbesserungen bis zu 3 cm sind strebsam.

In Randmeeren, wie beispielsweise in der Nordsee, können erhebliche Abweichungen auftreten, so dass regionale oder lokale Gezeitenmodelle anzuwenden sind. In den letzten Jahren hat sich die Qualität der Gezeitenmodelle insgesamt stark verbessert. In Flachwassergebieten (Bathymetrie < 2000) sind die Gezeitenmodelle wesentlich unzuverlässiger, so ist der mittlere Fehler doppelt so hoch.

$$\sigma_{Flach} \approx 11 \text{ cm} \quad \text{gegenüber} \quad \sigma_{Tief} \approx 5 \text{ cm}$$

Die beiden besten globalen Gezeitenmodelle sind:

Die Finite-Elemente-Lösung von Le Provost FES95.2.1 (1996)

Die „Orhoweight“-Lösung des Center of Space Research, Texas CSR3.0 (1995)

Durch die Ozeangezeiten verändern sich die Wassermassen, die auf einen bestimmten Punkt des Ozeanbodens drücken. Die Erde reagiert darauf elastisch, so dass diese Schwankungen als Korrektur berücksichtigt werden. Dies spiegelt die Auflasteffekte der Ozeangezeiten wieder und sie werden implizit in den Gezeitenmodellen verwendet. Die Größenordnung der ozeanischen Auflasten beträgt dabei einige Zentimeter.

Die feste Erde reagiert auf die Gezeitenbeschleunigung ähnlich wie die Ozeane. Die festen Erdgezeiten haben eine Amplitude von 10 bis 20 cm und sind mit einer Genauigkeit von ca. 1 cm berechenbar.

3.3.2. Barometrische Effekte

Die Verformung durch globale Luftdruckunterschiede wird mit 10...50 cm abgeschätzt. Jedoch wurde bei regionaler Messung die Korrektur außer Acht gelassen. Bei gesteigerter Genauigkeit von Altimetermissionen kann eine Berücksichtigung wichtig werden.

Eine Luftdruckveränderung von 1 mbar bewirkt dabei eine Änderung des Meeresspiegels von etwa 1 cm. Da der Meeresspiegel mit steigendem Luftdruck absinkt, wird dieser Effekt als inverser barometrischer Effekt bezeichnet.

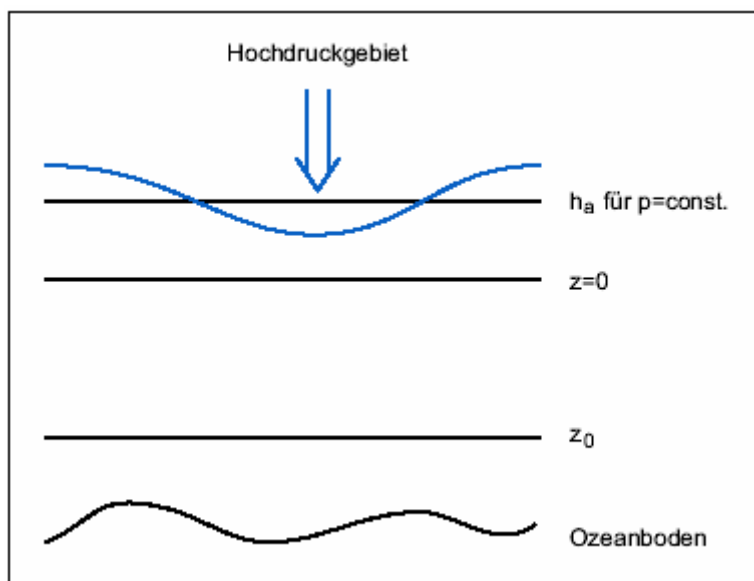


Abb.: 7 Inverser barometrischer Effekt (P. Steigenberger, 2002)

z_0 ist eine beliebige Wassertiefe, die Schicht von z_0 bis $z=0$ reagiert nicht auf Luftdruckänderungen und h_a ist die Meeresoberfläche bei konstantem Luftdruck. Drückt ein Hochdruckgebiet in einem begrenzten Gebiet auf die Wasseroberfläche, so weicht das Wasser in diejenigen Gebiete aus, in denen niedrigerer Luftdruck herrscht (blaue Linie).

Die Änderungen der Meereshöhe haben ihre Ursache nicht in der Kompression des Wassers, sondern in einer horizontalen Umverteilung der Wassermassen infolge horizontaler Änderungen des Luftdrucks. Die Genauigkeit der Korrektur hängt von der Genauigkeit der Luftdruckwerte ab, die in den Tropen 2 bis 3 mbar, nördlich davon 4 mbar und südlich 4 bis 7 mbar beträgt. Die daraus resultierenden Unsicherheiten der inversen barometrischen Korrektur sind eine der Hauptfehlerquellen der altimetrischen Bestimmung der dynamischen Meeresoberfläche.

3.4. Bestimmung der mittleren Meeresoberfläche

Zur Bestimmung der mittleren Meeresoberfläche werden verschiedene Methoden angewandt. Ausgehend von der Kreuzungspunktmethode wurden auch andere Algorithmen entwickelt. Dabei handelt es sich um den Ansatz von Flächenpolynomen und der Interpolation nach kleinsten Quadraten. Für globale und regionale Lösungen wurden Kombinationen von dynamischen Bahnverbesserungsverfahren und unterschiedlichen Interpolationsansätzen verwendet.

Näher wird im Folgenden auf die Kreuzungspunktmethode eingegangen.

Die Altimetermesswerte liegen in Form von aufeinander folgenden Höhenangaben des mittleren Meeresspiegels längs der Subsatellitenbahn vor. Der gegenseitige Abstand der Subsatellitenpunkte beträgt je nach Satellit und Messmodus 7 bis 25 km. Auch nach Anbringen der zu vor beschriebenen Korrekturen verbleibt ein systematischer Fehlereinfluss in vertikaler Richtung. Dieser ist auf die radiale Komponente der Bahnfehler zurückzuführen und fängt alle nicht erfassten Restfehler auf.

Zur weiteren Datenbehandlung wird die Tatsache ausgenutzt, dass derselbe Meeresbereich wiederholt abgetastet wird. So entstehen so genannte Kreuzungspunkte von auf- und absteigenden Subsatellitenbahnen. In ihnen müssen die berechneten Höhen des mittleren Meeresspiegels $N+H$ gleich sein.

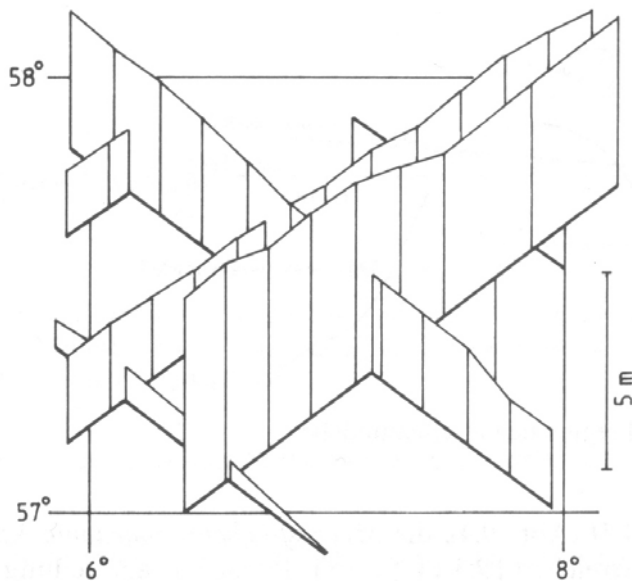


Abb.: 8 Kreuzungspunkte im Nordseebereich (Seeber, 1989, S.372)

Die Differenzen in den Kreuzungspunkten sind bei korrigierten Messwerten weitgehend identisch mit den Differenzen der radialen Bahnfehler der beteiligten Satellitenbahnen.

Im ersten Schritt müssen die Kreuzungspunkte lokalisiert werden durch die geografischen Koordinaten der Subsatelliten Spuren. Dann werden für die Kreuzungspunkte gemessene Höhenwerte interpoliert. Für die Differenzen im Kreuzungspunkt gilt dann

$$d_{ij} = \tilde{h}_i - \tilde{h}_j = d_i - d_j + \varepsilon_i - \varepsilon_j$$

$\tilde{h}_i, \tilde{h}_j \dots$ interpolierte Messwerte im Kreuzungspunkt der Subsatelliten Spuren i und j

$d_i, d_j \dots$ Bahnfehler der Satellitenbahnen im Kreuzungspunkt

$\varepsilon_i, \varepsilon_j \dots$ Messfehler

Der Bahnfehler kann entlang der Satellitenbahn mit Hilfe eines zeit- oder entfernungsabhängigen Polynoms modelliert werden. Allgemein kann für jeden Kreuzungspunkt folgende Beobachtungsgleichung aufgestellt werden.

$$v_{ij} = \sum_{e=0}^k \alpha_{ie} (t_i - t_{i0})^e - \sum_{e=0}^l \alpha_{je} (t_j - t_{j0})^e - d_{ij} + \varepsilon_i - \varepsilon_j$$

k, l...Polynomgrad zur Modellierung der Bahnfehler in den Subsatellitenspuren i und j
 α ...Polynomkoeffizienten
 $(t-t_0)$...den Kreuzungspunkt zugeordneter Zeitpunkt, relativ zu einem Startzeitpunkt t_0

Mit dem auf diese Weise modellierten Bahnfehler können die Höhenwerte des mittleren Meeresspiegels in den Kreuzungspunkten korrigiert werden.

Bei dieser Bahnmodellierung handelt es sich um eine nichtdynamische Form, die auch zulässig ist auf Grund von kurzen Bahnstücken bezogen auf die radiale Komponente. Jedoch ist das Höhenniveau der Gesamtlösung noch nicht festgelegt. Es besteht noch ein Datumsdefekt, der behoben werden kann, in dem mehrere Subsatellitenspuren fehlerfrei eingeführt werden. Alternativ kann zur Niveaufestlegung ein Mittelwert sämtlicher Subsatellitenspuren verwendet werden.

4. Satelliten und Missionen

4.1. Bisherige Missionen

Skylab

Satellitenaltimetrie wurde erstmalig während der Skylab-Missionen SL-2, SL-3 und SL-4 (1973-1974) auf Bögen von etwa 750 km Länge erprobt. Die Messgenauigkeit des Altimeters wurde mit 1 m bis 2 m angegeben.

Nach dem Erfolg der Skylab-Missionen wurden verbesserte Altimeterversionen auf den Satelliten GEOS-3 (1975) und SEASAT-A (1978) geflogen.

GEOS-3

GEOS-3 (Geodynamics Experimental Ocean Satellite) hatte vielfältige Aufgaben. Neben dem Altimeter waren noch Laserreflektoren und Dopplersender zur genauen Bahnbestimmung sowie ein "Satellite to Satellite Tracking-System" auf dem Satelliten installiert. Projektziele waren u.a. eine Verbesserung der Kenntnisse über Erdschwerefeld, Geoid, ozeanische Gezeiten, Strömungen, Struktur der Erdkruste, Dynamik der festen Erde, Fernerkundungstechnologie. Die Entwurfslebensdauer für das Altimeter betrug 1 Jahr aber es wurden über 3,5 Jahre lang Daten gewonnen. Die erreichte Höhenmessgenauigkeit liegt bei ± 60 cm.

SEASAT

SEASAT-A wurde am 26. Juni 1978 gestartet. Aufgabengebiet war die Erfassung ozeanographischer Oberflächendaten (Höhe, Wellenhöhe, Windgeschwindigkeit) durch Fernerkundung.

Am 10. Oktober 1978, nach etwa 3-monatiger Einsatzdauer, entstand ein Kurzschluss im Bordsystem, so dass die meisten Systeme, darunter das Radaraltimeter nicht weiterarbeiten konnten. Dennoch konnten die meisten Projektziele erreicht werden. Insbesondere entsprachen Umfang und Qualität der Altimeterdaten den Anforderungen. Die Höhenmessgenauigkeit liegt schon bei ± 10 cm.

GEOSAT

Im März 1985 wurde von der US. Navy der Satellit *GEOSAT* (Geodetic Satellite) in eine (dem SEASAT vergleichbare) Bahn von 800 km Höhe und 108° Neigung gebracht. Ziel war die Vermessung des marinen Geoids



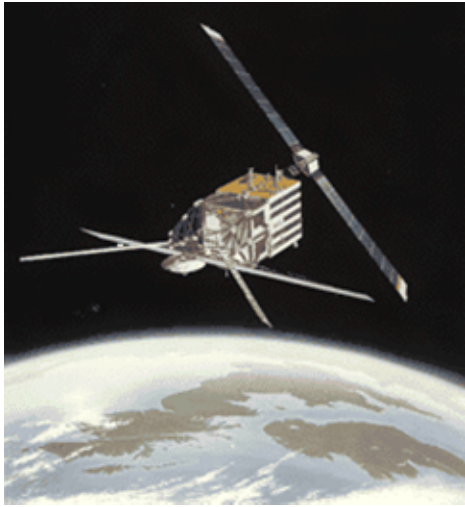
Hauptinstrument ist ein Altimeter mit einer Höhenauflösung von ± 2 cm. Dem Satellitennamen entsprechend ist das Hauptziel der Mission eine Verbesserung in der Kenntnis des marinen Schwerefeldes und des Meeresgeoides. Aus diesem Grunde bleiben die originalen Messdaten der ersten 18 Monate klassifiziert; es werden jedoch gemessene Veränderungen der Meeresspiegelhöhe für ozeanographische Untersuchungen freigegeben. Die Datenausbeute der ersten 18 Monate ist umfangreicher als alle von GEOS-

3 und SEASAT gemessenen Daten zusammen.

Im Oktober 1986 wurde GEOSAT in eine etwas veränderte Bahn gebracht, die sich nach 17 Tagen exakt wiederholt und deren Subsattellitenbahnen weitgehend denen von SEASAT entsprechen. Diese so genannten ERM (*Exact Repeat Mission*) Daten sind für geodätische und ozeanographische Arbeiten frei zugänglich. Durch die häufige Wiederholungsrate lassen sich insbesondere Meeresspiegelschwankungen analysieren. Die Mission endete im Januar 1990.

ERS

Die ERS-Satelliten wurden von der Europäischen Weltraumbehörde Esa gebaut und in 800 km Höhe ausgesetzt. Sie dienen der Überwachung der Meere und der Atmosphäre.



ERS-1 wurde am 17. Juli 1991 gestartet und im Juni 1996 abgeschaltet und nur noch für spezielle Aufgaben eingeschaltet. Im Jahr 2000 wurde er in den Ruhestand geschickt.

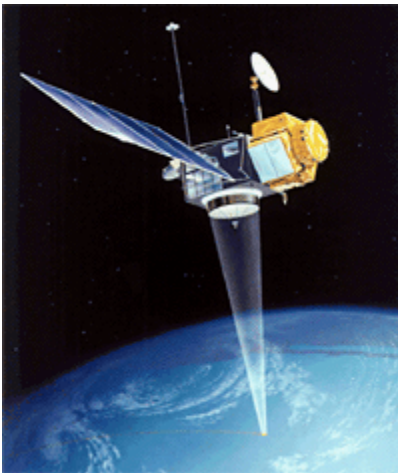
Der bis auf ein Ozonmessgerät (Gome) baugleiche ERS-2 startete am 21. April 1995 und wurde 2002 von *Envisat* abgelöst.

Das Synthetic Apertur Radar (SAR) an Bord der ERS-Satelliten arbeitet mit einer Frequenz von 5,3 GHz. Bei jedem Umlauf tastete dessen „Scheinwerfer“ einen 4000 Kilometer langen und 100 Kilometer breiten Streifen auf der Erdoberfläche ab. Daraus lassen sich

Bilder mit einer Auflösung von 30 Metern erstellen. Die Genauigkeit der Höhenmessung liegt bei ± 10 cm.

Topex/Poseidon

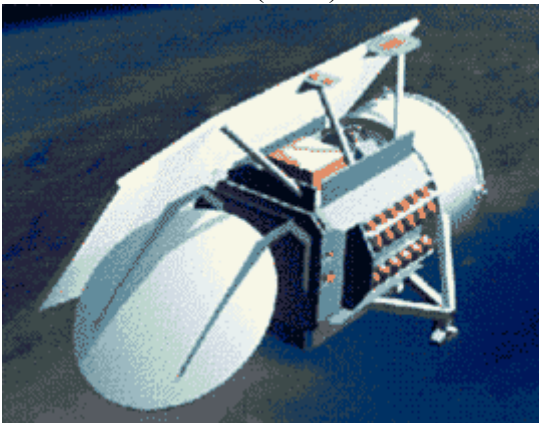
Das Gemeinschaftsprojekt von NASA und CNES wurde am 10. August 1992 gestartet. Hierbei kam ein Zweikanalaltimeter mit ± 2 cm Auflösung zum Einsatz. Die Flughöhe beträgt 1300 km. Mit Topex/Poseidon wurde die Grundlage für eine Langzeitüberwachung der Ozeane gelegt. Alle 10 Tage liefert sie präzise Daten über die weltweite Meerestopologie aus den gemessenen Meeresspiegelhöhen. Ziele ist das Verständnis und die Vorhersage von Meeresströmungen.



Seit 15. September 2002 fliegt Topex/Poseidon auf einer versetzten Bahn (halbe Überflugspur versetzt). Die ursprüngliche Position hat *Jason-1* eingenommen. Beide Missionen arbeiten seither zusammen.

GFO

Geosat Follow-On (GFO) ist der erste einer Drei-Satelliten-Serie stammt von der US-Navy



und wurde am 10. Februar 1998 in 880 km Höhe ausgesetzt. Er dient der Vermessung der Meerestopologie für die US-Navy. Er folgt der sich alle 17 Tage wiederholenden Bahn von Geosat. Er besitzt ein Einfrequenzaltimeter (13,5 GHz) mit einer Genauigkeit von $\pm 3,5$ cm. Aufgrund defekter GPS-Empfänger ist eine genaue Zeit- und Positionsbestimmung unmöglich.

4.2. Zukünftige Missionen

Langfristige Zielsetzung ist es, nach 2012 ein einziges globales und von Europa und den USA unterstütztes Altimetersystem zu entwickeln, welches sowohl nicht-sonnensynchrone als auch sonnensynchrone Umlaufbahnen abdeckt. Der Trend geht auch zu spezielleren (projektspezifischen) Missionen wie Cryosat. Diese sind billiger und der Nutzen offensichtlicher.

Cryosat

Noch in diesem Jahr will die ESA den Satelliten Cryosat starten. Aus einer Höhe von 720 Kilometern misst der Satellit Veränderungen von wenigen Zentimetern bei Eisfeldern und schwimmenden Eisbergen. So soll gemessen werden ob die Eismassen der Polregionen tatsächlich durch eine globale Erwärmung abschmelzen.

Jason-2

Wie sein Vorgänger, wird Jason-2 Beobachtungen des Ozeans liefern. Der Start ist für 2007 geplant.

5. Anwendungen von Altimetermessungen

5.1. Schwerefeld- und Geoidbestimmung

In erster Näherung können die mittlere Meeresoberfläche und das Geoid im Meeresbereich gleichgesetzt werden. Die aus einer Auswertung der Altimetermessungen hervorgehenden Höhen der mittleren Meeresoberfläche längs der Subsatellitenbahnen über einer Referenzfläche (Referenzellipsoid) lassen sich somit als Geoidhöhen N auffassen.

Aus den durch Altimetrie bestimmten Geoidhöhen lassen sich unter Verwendung der inversen Stoke'schen Integralformeln Schwereanomalien berechnen, wodurch die Kenntnis des globalen Schwerefeldes insbesondere im Meeresbereich deutlich verbessert wird.

5.2. Geophysikalische Interpretation

Da die Altimeterergebnisse bis auf die Meeresflächentopographie mit dem Geoid übereinstimmen, spiegeln sich in den Feinstrukturen Geoidsignale wieder, die im Zusammenhang mit Strukturen des Meeresbodens oder des Untergrundes stehen. Bei einer Auflösung von bis zu 2 cm lassen sich durch eine geeignete Darstellung, beispielsweise durch simulierte flache Sonnenbeleuchtung und Schattenwurf des Reliefs, untermeerische Erhebungen, Grabenstrukturen und Bruchzonen erkennen. Eine große Zahl bis dahin unbekannter *Seamounts* konnte auf diese Weise entdeckt werden.

Kontinentalränder, Riftgebiete, sowie Orientierung und Ausdehnung von Bruchzonen lassen sich über mehrere Tausend km verfolgen und bieten damit wertvolle geophysikalische Interpretationsmöglichkeiten.

5.3. Ozeanographie

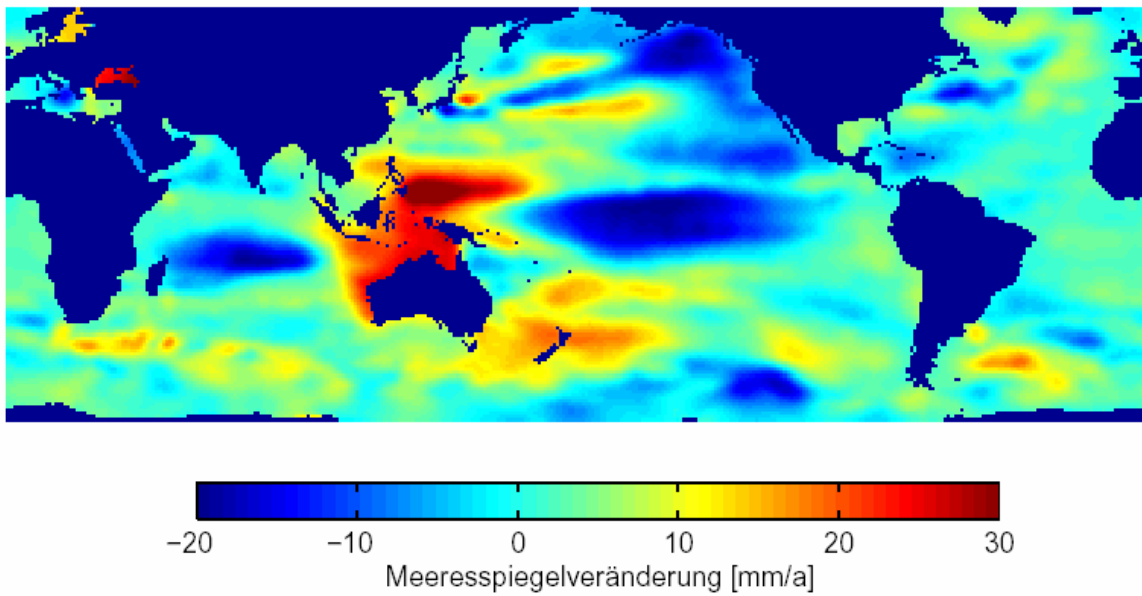
Hauptanwendungsgebiet der Altimeterdaten in der physischen Ozeanographie ist das Studium der Veränderungen der Meeresoberfläche in Raum und Zeit mit Bezug auf eine Äquipotentialfläche. Die Meeresflächentopographie, die für die präzise Geoidbestimmung als Korrektur beseitigt werden muss, enthält für den Ozeanographen Informationen über großräumige Strömungen und Zirkulationen.

Zur Bestimmung der Meeresflächentopographie muss ein Geoidmodell aufgrund anderweitig bestimmter Daten berechnet und von den Altimeterhöhen abgezogen werden (**absolute Vorgehensweise**).

Zeitliche veränderliche Strukturen, wie mäandrierende Strömungen (Golfstrom) und Zirkulationen (Wirbel) lassen sich auch ohne exakte Heraustrennung des Geoids allein durch Vergleich von Altimeterergebnissen mehrerer Epochen erkennen (**relative Vorgehensweise**). Hilfreich sind hier Satellitenbahnen, die sich nach einem bestimmten Zeitraum exakt wiederholen.

Beispiele:

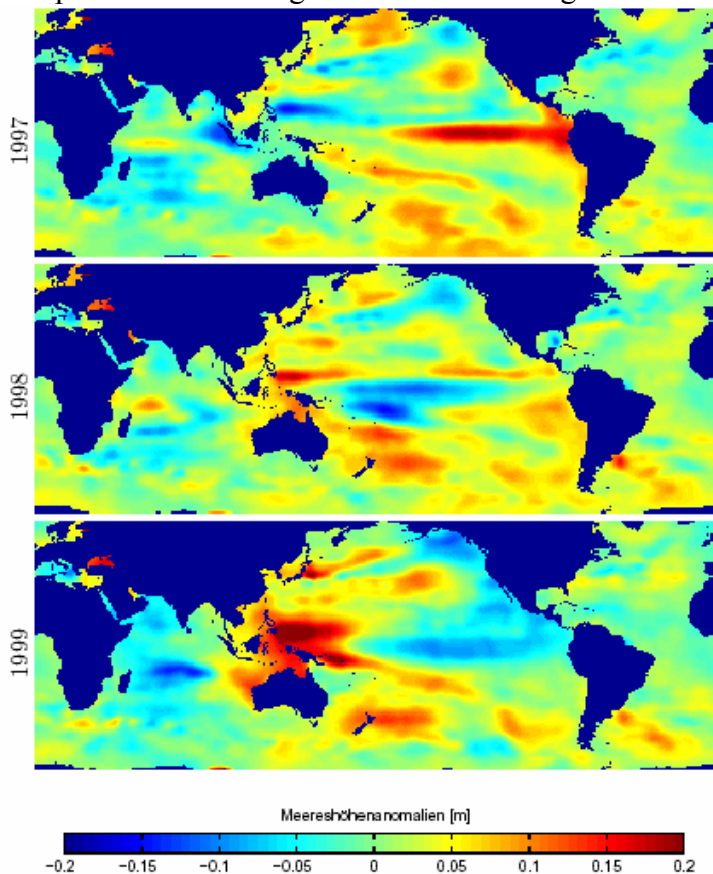
1.) Der vieldiskutierte Anstieg des Meeresspiegels (hier aus Messungen von 1993-2000)



2.) Das berühmte Wetterphänomen EL Niño

Der Begriff El Niño steht für eine anormale Erwärmung der Küstengewässer im östlichen Pazifik. Diese ist mit einer Veränderung der Meerestopographie verbunden, so dass dieses Phänomen mit Hilfe der Altimetrie beobachtet werden kann.

Er tritt alle 2 – 10 Jahre auf und bewirkt eine Verlagerung der Wassermengen vom Ost- in den Westpazifik und damit gravierende Änderungen der Wetterbedingungen.



Quellenverzeichnis

www.spaceclub.de/enid/gy.html (Mai 2004)

www.eumetsat.de (Mai 2004)

www.jason.oceanobs.com (Mai 2004)

www.meteo.uni-bonn.de/mitarbeiter/SCrewell/vorles/fe/FE_vorles/fe_ozean.html (Mai 2004)

T. WITWER: „ICESat, CryoSat und GFO“, 17.06.2003

G. SEEBER: „Satellitengeodäsie“, 1989

R. STUBENVOLL: „Alongtrack-/Crossover-Verfahren und Spektralanalyse zur Trennung geodätischer-geophysikalischer Signale in Altimeterdaten“, 2000

C. WÜNSCH: „Überwachung des Meeresspiegels durch Satellitenaltimetrie“

P. STEIGENBERGER: „MATLAB-Toolbox zur TOPEX/POSEIDON Altimeterdatenverarbeitung“, 2002