



TECHNISCHE  
UNIVERSITÄT  
MÜNCHEN

# **MATLAB-Toolbox zur TOPEX/POSEIDON Altimeterdatenverarbeitung**

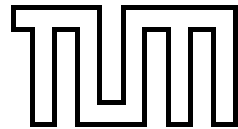
P. Steigenberger

IAPG / FESG No. 14

Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie  
Forschungseinrichtung Satellitengeodäsie

München 2002

Technische Universität München



Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie

**MATLAB-Toolbox zur  
TOPEX/POSEIDON  
Altimeterdatenverarbeitung**

Diplomarbeit

Peter Steigenberger

**Betreuer:** Prof. Dr.-Ing. Reiner Rummel

Dr.-Ing. Thomas Gruber

**Abgabe:** 17. Mai 2002

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>3</b>
<b>2</b>	<b>Grundlagen der Altimetrie</b>	<b>5</b>
2.1	Meßprinzip . . . . .	5
2.1.1	Impulskompression . . . . .	9
2.1.2	Laufzeitbestimmung . . . . .	11
2.2	Einfluß der Atmosphäre . . . . .	13
2.2.1	Trockene Troposphäre . . . . .	13
2.2.2	Feuchte Troposphäre . . . . .	14
2.2.3	Ionosphäre . . . . .	15
2.3	Sea State Bias . . . . .	16
2.4	Gezeiten . . . . .	18
2.4.1	Ozeangezeiten . . . . .	18
2.4.2	Feste Erdgezeiten . . . . .	18
2.4.3	Polgezeiten . . . . .	19
2.5	Inverser barometrischer Effekt . . . . .	19
2.6	Instrumentelle und sonstige Einflüsse . . . . .	21
2.7	Bahnbestimmung . . . . .	22
2.8	Bestimmung der Wellenhöhe . . . . .	23
2.9	Bestimmung der Windgeschwindigkeit . . . . .	23
<b>3</b>	<b>Missionen und Daten</b>	<b>25</b>
3.1	Überblick . . . . .	25
3.2	TOPEX/POSEIDON . . . . .	28
3.3	TOPEX/POSEIDON GDR-M . . . . .	30
3.4	Wichtige Elemente der GDR-M . . . . .	31
<b>4</b>	<b>Programmbeschreibung</b>	<b>35</b>
4.1	Programmstruktur . . . . .	35
4.2	Datenverwaltung . . . . .	35
4.2.1	Datenvorverarbeitung . . . . .	35

4.2.2	Gebietszugriff . . . . .	38
4.3	Datenverarbeitung . . . . .	40
4.3.1	Datenfilterung . . . . .	40
4.3.2	Gridding . . . . .	41
<b>5</b>	<b>Programmbedienung</b>	<b>44</b>
5.1	Hard- und Softwarevoraussetzungen, Installation . . . . .	44
5.2	Daten . . . . .	45
5.3	Prozessierung . . . . .	47
5.4	Visualisierung . . . . .	49
5.5	Tools . . . . .	51
5.6	Einstellungen . . . . .	51
<b>6</b>	<b>Anwendungsbeispiele</b>	<b>53</b>
6.1	El Niño und La Niña . . . . .	53
6.2	Mittlere Meerestopographie . . . . .	57
6.3	Jahreszeitliche Veränderungen der Wellenhöhe . . . . .	60
6.4	Meeresspiegelanstieg . . . . .	61
<b>7</b>	<b>Ausblick</b>	<b>65</b>
7.1	Programmerweiterung . . . . .	65
7.2	Künftige Altimetriemissionen . . . . .	65
<b>A</b>	<b>Datenformat-Beschreibung</b>	<b>68</b>
A.1	Reduziertes Altimetrie Datenformat (RAD) . . . . .	68
A.2	Trackfile . . . . .	72
A.3	Konfigurationsdatei . . . . .	72
<b>B</b>	<b>Hinweise zur Programmierung</b>	<b>73</b>
B.1	Globale Variablen . . . . .	73
B.2	Wichtige Variablen . . . . .	74
B.3	Verwendete Programme . . . . .	74
B.4	Verwendete Konstanten für TOPEX/POSEIDON . . . . .	76
	<b>Abkürzungsverzeichnis</b>	<b>77</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>79</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>81</b>

# Kapitel 1

## Einleitung

Altimetermissionen liefern seit über 15 Jahren kontinuierlich Daten über die Meeresoberfläche. Neben der Entfernungsinformation Satellit-Meeresoberfläche können auch die Wellenhöhe und die Windgeschwindigkeit bestimmt werden. 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. 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.

Kürzlich wurden mit JASON-1 und ENVISAT zwei neue Satelliten gestartet, die Altimeter an Bord tragen. JASON-1 ist die Nachfolgemission von TOPEX/POSEIDON und soll dessen seit 1992 andauernden Messungen auf identischem Orbit fortsetzen und ihre Genauigkeit weiter steigern. An Bord des Umweltsatelliten ENVISAT, dem Nachfolger von ERS-1 und ERS-2, ist das Altimeter hingegen nur eines von insgesamt 10 wissenschaftlichen Instrumenten.

Im Rahmen dieser Arbeit sollte eine MATLAB-Toolbox erstellt werden, die einen einfachen Zugang zu Altimeterdaten bietet. Exemplarisch wurden die TOPEX/POSEIDON-Daten des französischen AVISO/Altimetry Programms verwendet. Obwohl zunächst nur Daten dieses Types verarbeitet werden können, wurde Wert auf eine einfache Erweiterung um weitere Missionen wie eben JASON-1 oder ENVISAT gelegt. Dies wurde durch die Definition eines eigenen, einheitlichen Datenformates erreicht, in das die missionsspezifischen Daten in einem Vorverarbeitungsschritt überführt werden. Als wichtigster Prozessierungsschritt ist neben der Eliminierung von Ausreißern die Interpolation verschiedener Größen (Meereshöhen, Meereshöhenanomalien, Wellenhöhe, Windgeschwindigkeit) auf ein regelmäßiges Gitter zu betrachten. Sämtliche Bedienungsschritte können über eine graphische Benutzeroberfläche getätigt werden. Umfangreiche Visualisierungsmöglichkeiten der Rohdaten und der verarbeiteten Daten ermöglichen einen einfachen Überblick über die Eingangs- und Ergebnisdaten.

Kapitel 2 gibt einen allgemeinen Überblick über das Meßprinzip der Altimetrie und die anzubringenden Korrekturen. In Kapitel 3 wird ein kurzer Überblick über die Entwicklung der Altimetrie sowie eine Beschreibung der TOPEX/POSEIDON Mission und der später verwendeten Daten gegeben. Das Programm inklusive Datenverwaltung, Datenvorverarbeitung sowie der Gridding-Algorithmus werden in Kapitel 4 beschrieben, die eigentliche Bedienung ist Inhalt von Kapitel 5. Als Anwendungsbeispiele dienen in Kapitel 6 unter anderem das El Niño Phänomen und der globale Meeresspiegelanstieg. In Kapitel 7 wird auf die Erweiterung des Programmes und aktuelle Entwicklungen in der Altimetrie eingegangen.

## Kapitel 2

# Grundlagen der Altimetrie

Hauptmeßgröße der Altimetrie ist die Entfernung vom Satelliten zur Meeresoberfläche. Außer der reinen Entfernungsinformation enthält der reflektierte Impuls noch weitere Informationen: Die Wellenhöhe bestimmt die Flankensteilheit des empfangenen Signals und die Intensität des empfangenen Signals steht in Zusammenhang mit der Windgeschwindigkeit. Um jedoch die korrekte Meereshöhe, Wellenhöhe oder Windgeschwindigkeit zu erhalten, muß eine Reihe von Korrekturen angebracht werden, die weiterer Inhalt dieses Kapitels sind. Da sich das in Kapitel 4 beschriebene Programm mit der Verarbeitung von TOPEX/POSEIDON (im Folgenden mit T/P abgekürzt) Daten beschäftigt, werden auch charakteristische Größen, Korrekturen und Fehlereinflüsse (soweit missionsabhängig) anhand dieses Satelliten erläutert.

### 2.1 Meßprinzip

Ein Radaraltimeter mißt mit Hilfe eines kurzen Impulses die Laufzeit zu einer reflektierenden Fläche, in diesem Fall der Meeresoberfläche (auf die ebenfalls möglichen Messungen zu Eisoberflächen soll im Folgenden nicht eingegangen werden). Die Frequenzen der hierbei verwendeten Mikrowellenstrahlung liegen im C-Band (4.20 bis 5.75 GHz) und/oder im  $K_u$ -Band (10.9 bis 22.0 GHz). Aus der Zeit  $\Delta t$ , die das Signal für die Strecke Satellit-Meeresoberfläche-Satellit benötigt, kann mit der Lichtgeschwindigkeit  $c$  die Entfernung  $\rho$  bestimmt werden:

$$\rho = c \frac{\Delta t}{2} \quad (2.1)$$

Bei Kenntnis der Satellitenhöhe  $h^*$  über dem Referenzellipsoid läßt sich die momentane Meereshöhe  $h$  bestimmen (siehe Abbildung 2.1). Diese setzt sich aus der Geoidhöhe  $N$  und der momentanen Meerestopographie  $H$  zusammen. Während sich die Geoidhöhe im Bereich von -80 m bis +100 m bewegt, hat die Meerestopographie lediglich eine Größenordnung von wenigen Metern. Sie läßt sich in eine permanente Komponente  $\zeta^p$  und eine variable Komponente  $\zeta^v$  unterteilen. Ursachen für die permanente Komponente sind etwa Meeresströmungen, für die variable Komponente Wirbel, Ozeangezeiten,

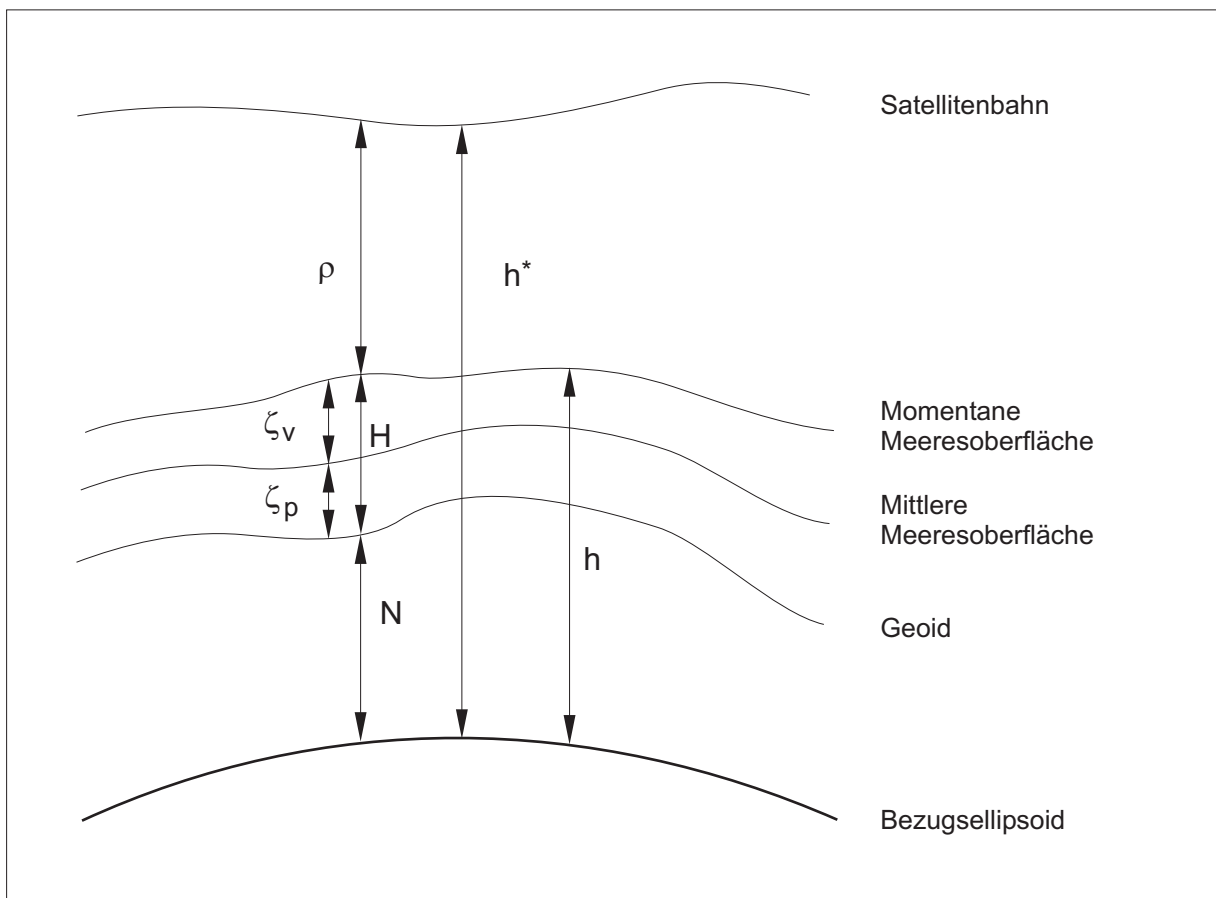


Abbildung 2.1: Meßgeometrie der Altimetrie: Schematische Darstellung von Satellitenhöhe  $h^*$ , Geoidhöhe  $N$ , ellipsoidischer Höhe der momentanen Meeresoberfläche  $h$ , Meerestopographie  $H$ , die sich aus einem permanenten Anteil  $\zeta_p$  und einem variablen Anteil  $\zeta_v$  zusammensetzt sowie die vom Altimeter gemessenen Entfernung  $\rho$ .

Auflasteffekte und die festen Erdzeiten. Durch Subtraktion einer mittleren Meeresoberfläche von der momentanen Meereshöhe können die oft verwendeten Meereshöhenanomalien berechnet werden, die eine Größenordnung von wenigen Dezimetern aufweisen. Hierdurch wird klar, daß von der Altimetrie eine Meßgenauigkeit von wenigen Zentimetern gefordert wird. Um diese zu erreichen sind an der Roh-Entfernung noch Korrekturen aus folgenden Bereichen anzubringen:

- Atmosphärische Refraktion
  - Troposphäre ( $\delta h_{Tropo}$ )
  - Ionosphäre ( $\delta h_{Iono}$ )
- Beschaffenheit der Meeresoberfläche ( $\delta h_{Wave}$ )
  - Elektromagnetischer Bias
  - Skewness Bias



- Instrumentelle Einflüsse ( $\delta h_{Inst}$ )

Die vollständige Beobachtungsgleichung der Altimetrie lautet mit dem Restfehler  $\epsilon$

$$\rho = h^* - N - \zeta^p - \zeta^v + \delta h_{Tropo} + \delta h_{Iono} + \delta h_{Wave} + \delta h_{Inst} + \epsilon \quad . \quad (2.2)$$

Die altimetrisch bestimmte Meereshöhe stellt einen Mittelwert der Meereshöhen innerhalb der von der Radarstrahlung beleuchteten Fläche, des Footprints, dar. Der Durchmesser des Footprints ist also ein wichtiger Parameter eines Altimeters. Er muß einerseits groß genug sein, um Einflüsse von Wellen auf die Ozeanoberfläche herauszufiltern, andererseits klein genug, um auch feinere Details aufzulösen. Ein zu großer Durchmesser führt in unmittelbarer Küstennähe zu einer Verschlechterung der Meßgenauigkeit, wenn bereits ein Teil des Footprints auf Land fällt. Der aus diesen Forderungen resultierende Wert liegt bei 5 bis 7 Kilometern Footprint-Durchmesser. Um diesen Durchmesser zu erreichen, gibt es zwei Ansätze: die impulsbegrenzte Altimetrie und die Altimetrie mit begrenztem Öffnungswinkel. Bei letzterer berechnet sich der Öffnungswinkel der Antenne  $\gamma$  aus dem Footprint-Radius  $r$  und der Flughöhe  $R$  zu  $\gamma \approx 2r/R$ . Der Antennendurchmesser  $d$  ist mit dem Öffnungswinkel über die Gleichung

$$d = k \frac{\lambda}{\gamma} \quad (2.3)$$

verbunden, wobei  $\lambda$  die Wellenlänge des Radarsignals und  $k$  eine Antennenkonstante (bei T/P 1.3) bezeichnet. Für einen Footprint-Durchmesser von 7 km beträgt der Öffnungswinkel bei T/P  $0.3^\circ$ , hierfür wäre ein kaum zu realisierender Antennendurchmesser von über 5 Metern notwendig. Zudem reagiert dieses Verfahren empfindlich auf Fehlausrichtungen der Antenne gegenüber der Nadirrichtung.

Diese Nachteile werden bei der impulsbegrenzten Altimetrie umgangen. Das Altimeter sendet einen kurzen Impuls (bei T/P beträgt die effektive Impulsdauer 3.125 ns) mit einem relativ großen Öffnungswinkel von 1 bis 2 Grad (und einem daraus resultierenden Antennendurchmesser bei T/P von 1.5 Metern) senkrecht zur Meeresoberfläche aus. Der Radius des Footprints kann nach [Chelton u. a. 1989] durch die Impulsdauer  $\tau$  gesteuert werden und ist desweiteren von der Wellenhöhe  $H_w$  und der Flughöhe  $R$  abhängig (mit  $R_0 = R - H_w/2$  und dem Erdradius  $R_e$ )

$$r_{FP} = \sqrt{\frac{(c\tau + 2H_w)R_0}{1 + R_0/R_e}} \quad . \quad (2.4)$$

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

Das von der Antenne abgestrahlte Signal hat die Form eines Kreisringsegments, infolgedessen wird auch bei Fehlausrichtung der Antenne zuerst der Nadirpunkt vom Signal erreicht. Aufgrund der Empfangscharakteristik der Antenne muß aber dennoch eine Korrektur bei Fehlausrichtung angebracht werden, siehe Kapitel 2.6. Im Satelliten wird die Energie des von der Meeresoberfläche reflektierten Impulses als Funktion der Zeit registriert. Aufgrund der Wellen ist die Meeresoberfläche nicht eben. Das Signal wird zunächst an den Wellenbergen reflektiert (siehe Abbildung 2.2 links), danach auch an den Wellentälern. Mit fortschreitender Zeit wird eine immer größer werdender Kreis von der Radar-

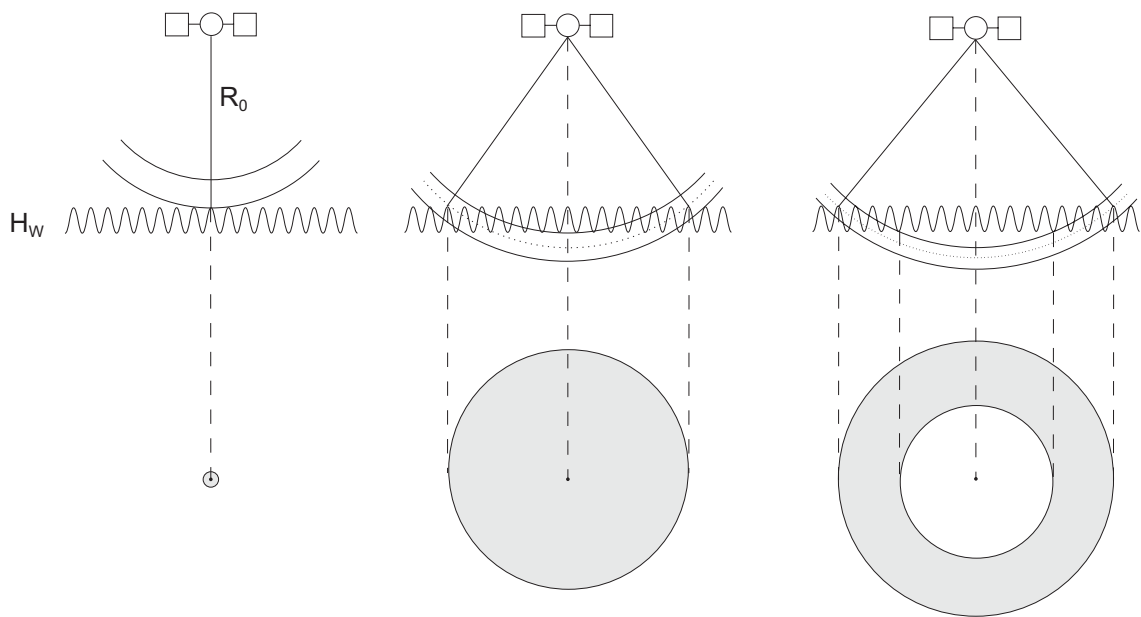


Abbildung 2.2: Ausbreitung des ausgesendeten Impulses: Das Signal wird zuerst von den Wellenbergen reflektiert (links). Der Footprint ist ein immer größer werdender Kreis (Mitte), solange bis das Impulsende die Wellentäler erreicht hat. Ab diesem Zeitpunkt hat der Footprint die Gestalt eines größer werdenden Kreisringes (rechts).

strahlung vollständig beleuchtet, die empfangene Energie steigt an. Dadurch hat der reflektierte Impuls eine ansteigende Flanke, deren Breite neben der Impulsdauer auch von der Wellenhöhe abhängt. Eine breitere Flanke bedeutet also eine größere Wellenhöhe. Sobald das Impulsende die Wellentäler erreicht hat, wird die ausgeleuchtete Fläche, die bisher ein Kreis war, zu einem Kreisring. Dessen Durchmesser nimmt kontinuierlich mit der Zeit zu, die ausgeleuchtete Fläche bleibt aber konstant. Infolgedessen müßte auch die im Satelliten registrierte Energie gleich bleiben. Die Empfangsantenne hat jedoch eine gewisse Richtcharakteristik, das heißt, die Energie am Antennenausgang hängt neben der Größe der Energie des eintreffenden Signals auch von der Empfangsrichtung ab. Je weiter die Empfangsrichtung von der Nadirrichtung abweicht, desto geringer ist bei konstanter Energie am Antenneneingang die Energie am Antennenausgang. Deshalb sinkt die Energie nach Erreichen der maximalen Intensität (also dem Übergang vom Kreis zum Kreisring) wieder ab, dieser Bereich wird als Plateau bezeichnet (siehe Abbildung 2.3). Aus der Steigung des Plateaus kann die Fehlausrichtung 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 Plateau bei falsch ausgerichteter Antenne.

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

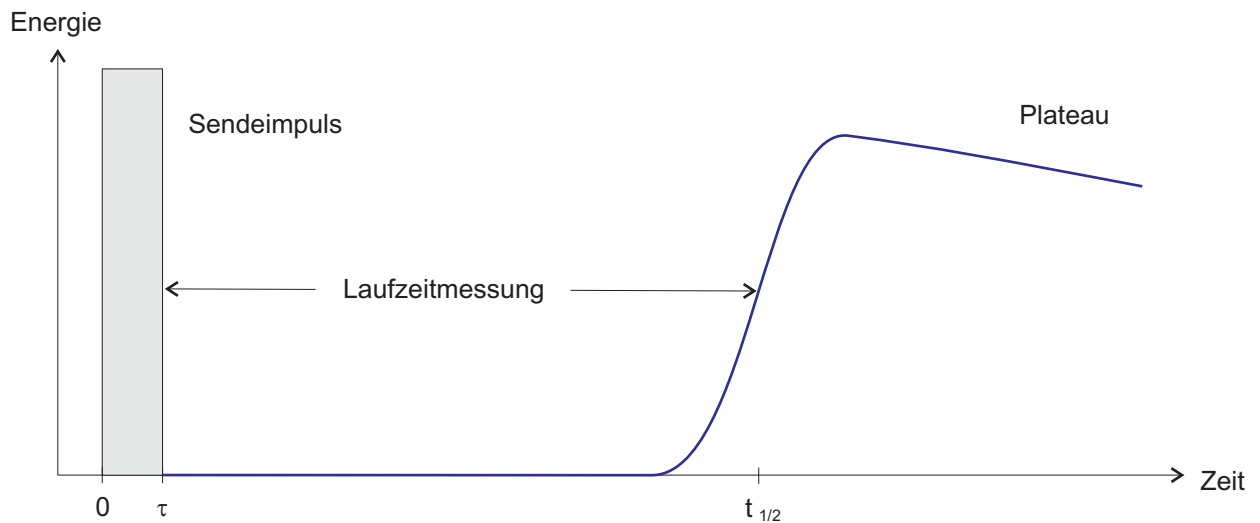


Abbildung 2.3: Energieverlauf des empfangenen Signals: Während der Footprint ein größer werdender Kreis ist, steigt die Signalenergie an. Wird der Footprint zum Kreisring, so nimmt die Energie aufgrund der Antennencharakteristik wieder ab (Plateau-Bereich).

an einer mittleren Meeresoberfläche.

### 2.1.1 Impulskompression

Um bei einer kurzen Impulsdauer ein ausreichendes Signal-Rausch-Verhältnis zu erzielen, müßte eine sehr hohe Sendeenergie aufgebracht werden. Diese würde aber die knappen Energieressourcen des Satelliten und die Lebensdauer der Elektronik belasten. Desweiteren wird für die Erzeugung dieses sehr kurzen Impulses eine zu große Frequenzbandbreite benötigt. Deshalb wird ein längerer Impuls übertragen, der jedoch wie ein kurzer Impuls analysiert wird. Bei dieser Impulskompression wird ein Signal mit linearer Frequenzänderung  $\Delta F$  während der Impulsdauer  $\tau'$  ausgesendet. Dieses Signal wird als linearer Chirp bezeichnet. Bei T/P beträgt  $\Delta F=320$  MHz und  $\tau'=102.4$   $\mu$ s. Dieses Signal kann durch ein dispersives Filter auf die Länge  $\tau$  komprimiert werden. Die Zeitverzögerung des Filters nimmt linear mit der Frequenz zu. Ist die Startfrequenz des Chirps höher als die Endfrequenz, so entsteht durch das Filter ein neues Signal mit wesentlich kürzerer Signaldauer, aber deutlich höherer Energie. Dieses Verfahren wurde bei GEOS-3 eingesetzt, kam aber bei den nachfolgenden Missionen nicht mehr zum Einsatz, da die Realisierung des dispersiven Filters zu viele Probleme bereitete. Da es sich bei einem dispersivem Filter um eine lineare Operation handelt, kann diese zu jedem Zeitpunkt der Signalverarbeitung, also auch nach Empfang des reflektierten Signals, angewendet werden. Dieses Verfahren, bei dem die Analyse des Signals im Frequenzraum stattfindet, wurde bei allen Altimetermissionen nach GEOS-3 verwendet.

Die folgenden Betrachtungen beziehen sich zunächst auf eine ebene Meeresoberfläche. Der empfangene Chirp wird an Bord des Satelliten verstärkt und mit einem sogenannten Deramping Chirp gemischt. Dieser ist bis auf seine Frequenz, die Zwischenfrequenz  $f_{IF}$ , mit dem ausgesendeten Impuls

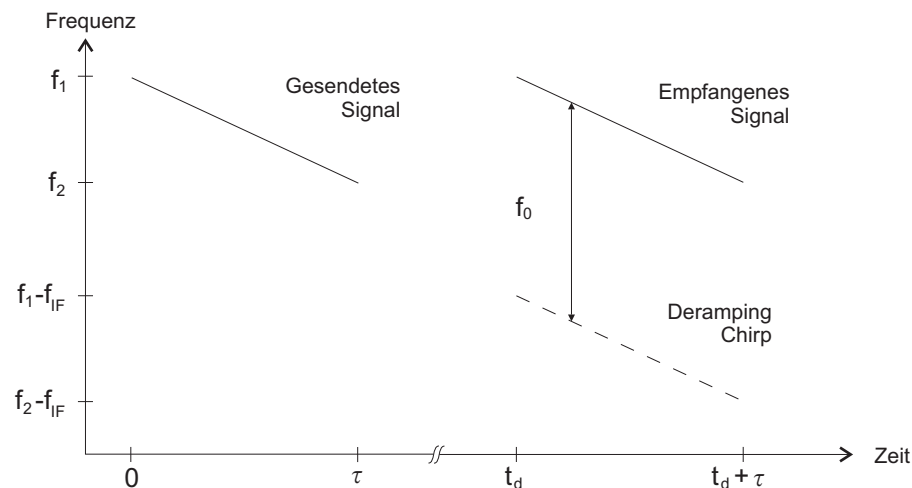


Abbildung 2.4: Ausgesendeter, empfangener und Deramping Chirp: Diese Zeichnung bezieht sich auf die Reflexion des Signals an einer ebenen Meeresoberfläche. Zum Zeitpunkt 0 wird ein Chirp der Dauer  $\tau$  ausgesendet, der an der Meeresoberfläche reflektiert wird und nach der Zeit  $t_d$  im Satelliten empfangen wird. Dort wird er mit einem Deramping Chirp gemischt, es entsteht ein Signal mit der Frequenz  $f_0$ . Bei der Anwesenheit von Wellen entstehen auch Frequenzen größer und kleiner als  $f_0$ , das Signal hat die Gestalt wie in Abbildung 2.5.

identisch und muß zu exakt jenem Zeitpunkt erzeugt werden, an dem der an der Meeresoberfläche reflektierte Chirp im Satelliten empfangen wird (siehe Abbildung 2.4). Die Zeitverzögerung  $t_d$  gegenüber dem ausgesandten Chirp wird von der adaptiven Tracking Einheit (adaptive tracking unit - ATU) bestimmt. Auf deren Funktion wird später noch eingegangen, im Folgenden wird davon ausgegangen, daß die Erzeugung des Deramping Chirp fehlerfrei erfolgt ist. Durch die Mischung entsteht ein neues Signal mit der Frequenz

$$f_0 = f_{IF} - Q(t_d - t_{1/2}) \quad \text{mit} \quad Q = \frac{\Delta F}{\tau'} \quad . \quad (2.5)$$

Es existiert eine direkte Beziehung zwischen der Laufzeitdifferenz und der Frequenzänderung:

$$\Delta f = Q \Delta t \quad (2.6)$$

Analysiert man das reflektierte Signal im Frequenzraum, erhält man dadurch eine Laufzeitauflösung, als wäre ein Impuls der Länge  $\tau = \Delta F^{-1}$  übertragen worden. Setzt man die Frequenzänderung von 320 MHz und  $\Delta f = \frac{1}{\tau}$  in Gleichung 2.6 ein, so erhält man die bereits oben erwähnte effektive Impulsdauer von 3.125 ns.

Um den in Gleichung 2.6 dargestellten Zusammenhang zwischen der Laufzeit und der Frequenz nutzen zu können, muß das empfangene Signal in den Frequenzraum überführt werden. Dies geschieht an Bord des Satelliten durch eine diskrete Fourier Transformation (DFT). Bei der diskreten Abtastung eines analogen Zeitsignals mit dem Abtastintervall  $\delta t'$  besteht die Gefahr von Alias-Effekten höherer Frequenzen, die nicht aufgelöst werden können. Die höchste noch auflösbare Frequenz  $f_N$  ist durch

das Abtast-Theorem, auch als Nyquist-Theorem bekannt, definiert:

$$f_N = \frac{1}{2\delta t'} \quad (2.7)$$

Um sicherzustellen, daß keine Alias-Effekte auftreten, muß das analoge Signal vor der digitalen Abtastung mit einem Anti-Alias Filter tiefpaßgefiltert werden, um Frequenzen höher als  $f_N$  zu eliminieren (gestrichelte Kurve in Abbildung 2.5). Ein glatter Verlauf des Spektrums, entsprechend dem glatten Zeitsignal in Abbildung 2.3, ergibt sich erst aus der Mittelung vieler Einzelmessungen. Der Zeitpunkt  $t_{1/2}$  entspricht dabei der Frequenz  $f_0$ .

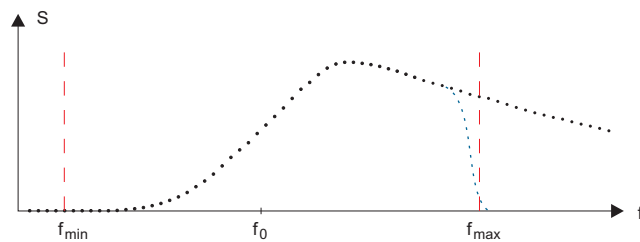


Abbildung 2.5: Diskretes Signal im Frequenzraum, blau das tiefpaßgefilterte Signal. Für die Bestimmung der Signallaufzeit und damit der Entfernung wird nur der Bereich zwischen  $f_{min}$  und  $f_{max}$  verwendet.

Jede Frequenz des durch DFT erzeugten Spektrums entspricht einer bestimmten Laufzeit und damit Entfernung. Die Abtastung erfolgt bei T/P mit  $\delta t' = 0.8 \mu s$ , so daß sich für die wahre Impulsdauer von  $\tau' = 102.4 \mu s$  128 Werte ergeben, entsprechend einer Frequenzauflösung von 9.766 kHz bzw. einer Entfernungsauflösung von 47 cm. Da die Anzahl der Werte eine Zweierpotenz ist, kann die zeitsparendere Fast Fourier Transformation (FFT) eingesetzt werden. Der Empfangszeitpunkt  $t_{1/2}$  bzw. die entsprechende Frequenz  $f_0$  wird über den von der ATU geregelten Wert von  $t_d$  bestimmt. Die ATU hat somit folgende Aufgaben: Die ansteigende Flanke des Signals muß sich trotz schwankender Entfernung und sich ändernden Zustands der Ozeanoberfläche im Empfangsfenster ( $128 \cdot 3.125 \text{ ns} = 400 \text{ ns}$ , entsprechend einer einfachen Entfernung von 60 m) befinden. Desweiteren muß die ATU aus der Analyse der 128 diskreten Werte das Timing des Deramping Chirp bestimmen. Der Zeitversatz des Deramping Chirps  $t_d$  wird dabei so geregelt, daß  $f_0$  zwischen der 32. und der 33. Frequenz liegt ( $K_u$ -Band von T/P). Weicht  $f_0$  um  $\delta f_d$  von dieser Position ab, so ermittelt die ATU einen entsprechenden Stellwert für  $t_d$ , um diese Abweichung zu kompensieren (siehe nächster Abschnitt).

Für die weitere Analyse werden die Einzelmessungen (bei T/P 4000 pro Sekunde) über Intervalle von jeweils 50 ms Dauer gemittelt, um das Rauschen der Einzelmessungen zu reduzieren. Die grobe Zeitbestimmung erfolgt mit einer Auflösung von 12.5 ns, entsprechend der Schrittweite von  $t_d$ . Eine feine Zeitbestimmung mit einer Auflösung von 0.0488 ns ist durch weitere Signalverarbeitung möglich.

### 2.1.2 Laufzeitbestimmung

Die eigentliche Analyse des Signals durch die ATU erfolgt durch verschieden große Bereiche der diskreten Frequenzwerte, sogenannte Gates, die in Abbildung 2.6 dargestellt sind. Der Rauschpegel wird durch das Rausch-Gate  $S_{noise}$  ermittelt, das vor der ansteigenden Flanke des Signals liegt. Der durchschnittliche Signalpegel wird durch  $S_{AGC}$  bestimmt, das die komplette ansteigende Flanke des Signals umfaßt und in dessen Mitte bei korrektem Timing des Deramping Chirp die Frequenz  $f_0$  liegt.  $S_{AGC}$

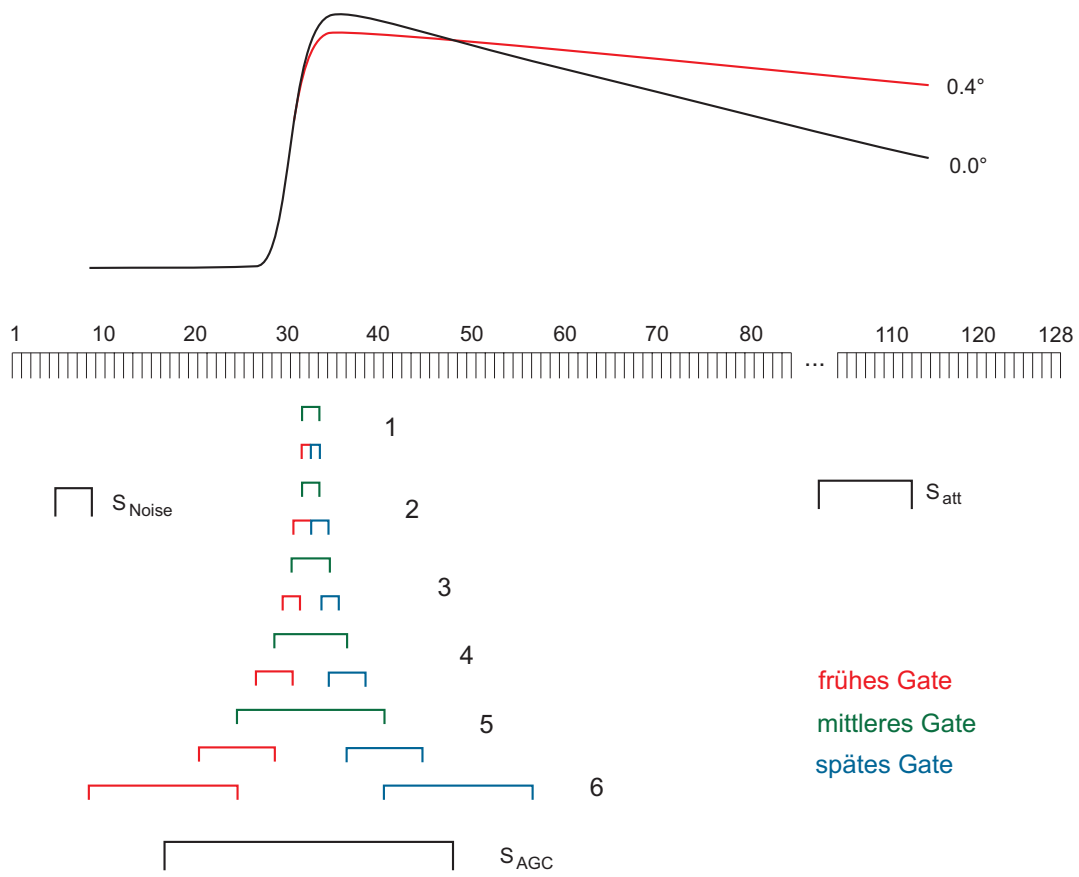


Abbildung 2.6: Analyse des Signals an Bord des Satelliten durch 128 Gates: Die Wellenhöhe wird durch eines von fünf Paaren aus frühen und späten Gates und dem sechsten Gate-Paar als Referenz bestimmt. Das Noise-Gate  $S_{noise}$  dient der Bestimmung des Rauschpegels. Zur die Bestimmung der Laufzeit dienen das mittlere Gate und das AGC-Gate. Durch das Attitude-Gate  $S_{att}$  kann die Fehlausrichtung der Antenne bestimmt werden, da die Neigung des Plateau-Bereichs vom Winkel der Fehlausrichtung abhängt.

ist aufgrund seiner großen Zahl von Werten relativ unempfindlich gegenüber Rauschen. Kernstück ist die Kombination von 5 frühen, mittleren und späten Gates mit Index  $m$ . Da die Flankensteilheit des Signals von der Wellenhöhe abhängig ist, ist für große Wellenhöhen ein breiteres Gate nötig, für niedrige Wellenhöhen ein schmäleres Gate. Durch die Veränderung der frühen und späten Gates ist eine Anpassung an die Wellenhöhen möglich, der Wechsel erfolgt bei Wellenhöhen von 1, 3, 6.2 und 13 Metern. Aufgrund dieser Anpassung wird die Tracking Einheit adaptiv genannt. Die Auswahl der entsprechenden Gates erfolgt durch das sechste frühe und späte Gate. Zur Bestimmung der Wellenhöhe, die in Abschnitt 2.8 erläutert wird, wird die Größe  $V_{swh}(m)$  berechnet

$$V_{swh}(m) = \frac{S_{late}(m) - S_{early}(m)}{S_{late}(6) - S_{early}(6)} \quad . \quad (2.8)$$

Das mittlere Gate dient der Bestimmung des bereits oben erwähnten Fehlers  $\delta f_d$  bezogen auf  $f_0$ :

$$\delta f_d = a_{AGC}(S_{AGC} - S_{noise}) - S_{mid}(m) \quad (2.9)$$

mit dem empirischen Skalierungsfaktor  $a_{AGC} \approx 1$ .  $(S_{AGC} - S_{noise})$  entspricht der Leistung am Mittelpunkt der ansteigenden Flanke, so daß obige Gleichung bei richtigem Timing des Deramping Chirp Null ergibt. Der zeitliche Fehler  $\delta t_d = \frac{r'\delta f_d}{\Delta F}$ , der bei falschem Timing des Deramping Chirp entsteht, wird durch einen rekursiven Algorithmus gegen Null geregelt. Dadurch entspricht  $t_d$  der Signallaufzeit. Durch dieses Verfahren ist eine Entfernungsauflösung von 0.7 cm erreichbar. Detailliertere Darstellungen des Meßprinzips finden sich in [Chelton u. a. 1989] und [Fu und Cazenave 2001].

## 2.2 Einfluß der Atmosphäre

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. Im Folgenden wird der Einfluß der Ionosphäre (50 bis 1000 km Höhe) sowie der trockenen und der feuchten Troposphäre (0 bis 10 km Höhe) betrachtet. Für die in der Altimetrie verwendeten Frequenzbereiche im C-Band (4-8 GHz) und im  $K_u$ -Band (12.5-18 GHz) ist die Troposphäre nicht dispersiv, das heißt, die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist nicht von der Wellenlänge abhängig. Die Ionosphäre hingegen ist dispersiv, die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist demnach wellenlängenabhängig. Der Troposphäreneinfluß muß also modelliert oder anderweitig (Mikrowellenradiometer) bestimmt werden, der Ionosphäreneinfluß läßt sich bei der Verwendung von zwei Meßfrequenzen eliminieren.

Die atmosphärische Laufzeitverzögerung hängt vom Brechungsindex  $n$  entlang des Signalweges ab. Da die Abweichungen des Brechungsindex von 1 (Vakuum, keine Laufzeitverzögerung) sehr gering sind, wird meist die Brechzahl  $N = (n - 1) \cdot 10^{-6}$  verwendet. Die Korrektur der Verzögerung lautet nach [Torge 2001]

$$\Delta R = 10^{-6} \int_0^R N(z) dz \quad . \quad (2.10)$$

### 2.2.1 Trockene Troposphäre

Die durch den trockenen Anteil der Troposphäre verursachte Laufzeitverzögerung stellt den größten Anteil der atmosphärischen Korrekturen dar. Die Brechzahl für den trockenen Anteil hängt vom Luftdruck  $p$  in Millibar und der Temperatur  $T$  in Kelvin ab [Chelton 1988]:

$$N_{dry}(z) = \beta_{dry} \frac{p(z)}{T(z)} \quad (2.11)$$

mit der empirischen Konstante  $\beta_{dry} = 77.6 \text{ K mbar}^{-1}$ . Die Laufzeitkorrektur lautet somit

$$\Delta R_{dry} = 10^{-6} \int_0^R N_{dry}(z) dz \quad (2.12)$$

oder mit der Annahme eines idealen Gases und hydrostatischen Gleichgewichts

$$\Delta R_{dry} \approx 2.2274 \frac{p_0}{\gamma_0(\varphi)} \quad (2.13)$$

mit der Normalschwere  $\gamma_0(\varphi)$  der Breite  $\varphi$  und der Korrektur in cm. Meist wird jedoch folgende Näherung (ebenfalls in cm) verwendet:

$$\Delta R_{dry} \approx 0.2277 p_0 (1 + 0.0026 \cos 2\varphi) \quad (2.14)$$

Die troposphärische Laufzeitkorrektur ist also direkt vom Luftdruck abhängig. Da der Luftdruck derzeit nicht durch Satellitenverfahren bestimmt werden kann, und direkte Messungen auf den Ozeanen nur in sehr geringer Anzahl zur Verfügung stehen, muß sein Wert durch numerische Wettervorhersagemodelle berechnet werden. Gängigste Quelle hierfür ist das European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF). Der Fehler der hieraus abgeleiteten Korrekturen, die eine Größenordnung von 2.25 bis 2.35 Metern haben, beträgt unter einem Zentimeter.

## 2.2.2 Feuchte Troposphäre

Die Laufzeitverzögerung durch den feuchten Anteil der Troposphäre beinhaltet den Einfluß der flüssigen Wassertropfen und des Wasserdampfes. Nach [Fu und Cazenave 2001] lauten die entsprechenden Brechzahlen:

$$N_{liq} = \beta_{liq} \rho_{liq}(z) \quad (2.15)$$

$$N_{vap} = \beta_{vap} \frac{e(z)}{T^2(z)} \quad (2.16)$$

mit der Regentropfendichte  $\rho_{liq}$ , der Temperatur  $T$  in Kelvin, dem Wasserdampfpartialdruck  $e$  in mbar und den empirischen Konstanten  $\beta_{liq} = 1.6 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$  und  $\beta_{vap} = 3.74 \text{ K}^2 \text{ mbar}^{-1}$ . Drückt man den Wasserdampfpartialdruck durch das ideale Gasgesetz  $e = R_{vap} \rho_{vap}(z) T(z)$  mit der Gaskonstanten für 1 Gramm Wasserdampf  $R_{vap} = 4.613 \cdot 10^6 \text{ erg g}^{-1} \text{ K}^{-1}$  aus

$$N_{vap}(z) = \beta_{vap} R_{vap} \frac{\rho_{vap}(z)}{T(z)} \quad , \quad (2.17)$$

so erhält man die Korrektur der feuchten troposphärischen Laufzeitverzögerung in Zentimeter zu

$$\Delta R_{wet} = \Delta R_{liq} + \Delta R_{vap} = 1.6 \int_0^R \rho_{liq}(z) dz + 1720.6 \int_0^R \frac{\rho_{vap}(z)}{T(z)} dz \quad . \quad (2.18)$$



Der Effekt des Wasserdampfes ist um einen Faktor 1 bis 2 größer als der Effekt der Regentropfen, die Größenordnung der gesamten Verzögerung beträgt unter trockenen, kalten Bedingungen 5 bis 10 cm, unter feuchten, warmen Bedingungen 30 bis 50 cm.

Da der Wasserdampfgehalt sowohl zeitlich als auch räumlich schnell veränderlich ist, ist eine Modellierung schwierig. Allerdings kann der Wasserdampfgehalt mit einem passiven Mikrowellenradiometer gemessen werden, so daß die meisten Altimetriemissionen ein solches Instrument an Bord tragen. Primäre Meßgröße ist die Helligkeitstemperatur in der Nähe der Wasserdampfabsorptionsfrequenz von 22.235 GHz. Zweifrequenz-Radiometer messen zusätzlich eine Frequenz in deren Nähe, um das durch andere Effekte als den Wasserdampf verursachte Rauschen zu eliminieren. Während für bodengebundene Radiometer zwei Meßfrequenzen ausreichen, erhöht bei satellitengetragenen Systemen nach [Fu u. a. 1994] eine dritte Meßfrequenz die Genauigkeit erheblich. Durch diese können Einflüsse der Windgeschwindigkeit und der Wolkenbedeckung auf den Wasserdampfgehalt eliminiert werden. Die Signalverzögerung durch den feuchten Anteil der Troposphäre kann mit einem derartigen Radiometer auf ca. einen Zentimeter genau bestimmt werden [Ruf u. a. 1995].

### 2.2.3 Ionosphäre

Durch die starke UV- und Röntgenstrahlung der Sonne sind die Moleküle der Ionosphäre sehr stark ionisiert. Die dadurch entstehenden freien Elektronen beeinflussen die Signalausbreitung.

Für Frequenzen über 1 GHz gilt für den ionosphärischen Brechungsindex

$$n_{iono} = \sqrt{1 - \frac{f_p^2}{f^2}} \quad (2.19)$$

mit der Altimeterfrequenz  $f$  und der natürlichen Schwingungsfrequenz von Elektronen in einem Plasma  $f_p$ . Diese hängt von der Elektronendichte  $n_e$  in Elektronen·cm<sup>-3</sup> ab:  $f_p^2 = 80.6 \cdot 10^6 n_e$ . Der Brechungsindex läßt sich somit nähern durch

$$n_{iono} \approx 1 - \frac{40.3 \cdot 10^6 n_e}{f^2} \quad , \quad (2.20)$$

so daß sich die ionosphärische Laufzeitverzögerung schreiben läßt als

$$\Delta R_{iono}(f) = \frac{40.3 \cdot 10^6}{f^2} \int_0^R n_e(z) dz \quad . \quad (2.21)$$

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.

## 2.3 Sea State Bias

Die Entfernungsmessung des Altimeters wird durch den Zustand der Meeresoberfläche beeinflusst. Die Messung bezieht sich auf die mittlere reflektierende Meeresoberfläche, die nicht mit der mittleren Meeresoberfläche übereinstimmt. Dieser Unterschied wird als Sea State Bias (SSB) bezeichnet. Der Sea State Bias setzt sich aus dem Electromagnetic Bias (EMB) und dem Skewness Bias zusammen. Die Skewness ist ein Maß für die Symmetrie einer Kurve, ihr Wert ist 0, wenn das Mittel gleich dem Median ist. Der Skewness Bias entsteht also durch das Auseinanderfallen der mittleren reflektierenden Fläche und des Median der reflektierenden Fläche. Der EMB hingegen hat seine Ursache im Unterschied zwischen mittlerer Meeresoberfläche und mittlerer reflektierender Fläche.

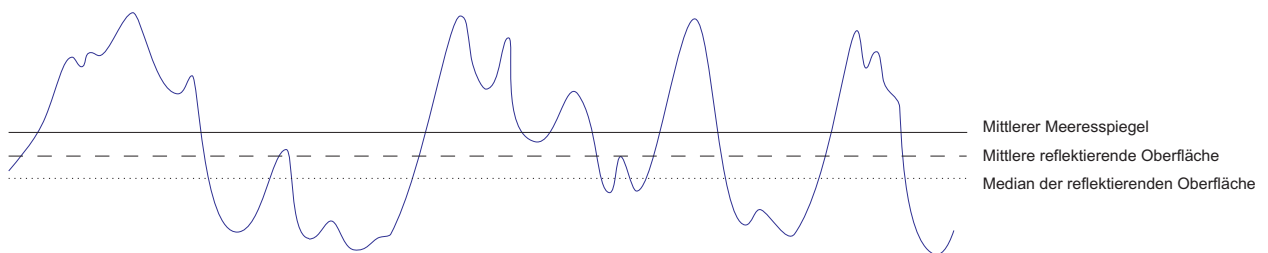


Abbildung 2.7: Ursachen des Sea State Bias: Schematische Darstellung von mittlerer Meeresoberfläche, mittlerer reflektierender Fläche und des Medians der mittleren reflektierenden Fläche.

### Electromagnetic Bias

Der Krümmungsradius der Wellen ist in den Wellentälern größer als an den Wellenkämmen. In den Wellentälern wird dadurch mehr Energie pro Flächeneinheit reflektiert als an den Wellenkämmen, da die reflektierte Energie proportional zum Krümmungsradius der Wellen ist. Desweiteren ist die kleinmaßstäbige Rauigkeit an den Kämmen größer als in den Tälern, da die Wellentäler stärker windgeschützt und damit weniger rau sind. Aufgrund dieser Effekte wird die altimetrisch bestimmte Meeresoberfläche in Richtung der Wellentäler verschoben. Der EMB hängt nach [Fu und Cazenave 2001] linear von der Wellenhöhe  $H_{1/3}$  ab mit dem empirischen Normalisierungsfaktor  $b$ :

$$\Delta R_{EMB} = -bH_{1/3} \quad (2.22)$$

Der EMB hängt zwar von einer Vielzahl von Welleneigenschaften ab. Die Wellenhöhe ist aber die einzige Größe, die direkt aus der Form des Altimetersignals gewonnen werden kann, so daß er in Abhängigkeit dieser formuliert wird.

### Skewness Bias

Die Ursache des Skewness Bias ist das Abweichen der Meereshöhenverteilung von der Gauß-Verteilung. Er beträgt 20 bis 100 % des EMB. Der Skewness Bias ist jedoch nicht in einfacher Weise mit der

signifikanten Wellenhöhe SWH oder einer anderen altimetrisch bestimmbar Information verknüpft. Eine Näherungsformel für seine Korrektur nach [Fu und Cazenave 2001] lautet

$$\Delta R_{skew} = -\lambda_{\zeta} \frac{H_{1/3}}{24} \quad (2.23)$$

mit dem Skewness-Faktor der Meereshöhen  $\lambda_{\zeta}$  (typischer Wert 0.1).

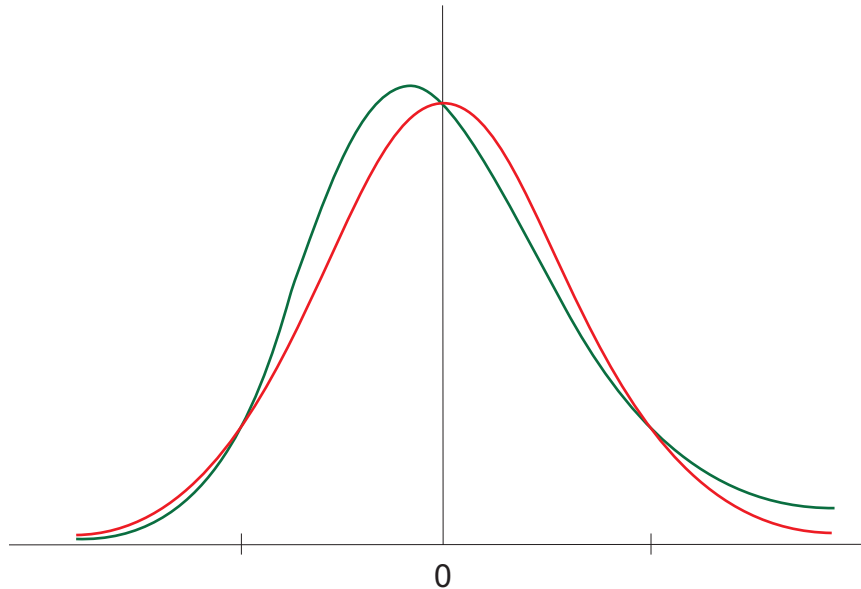


Abbildung 2.8: Ursache des Skewness Bias: Gaußsche Glockenkurve (rot) und verschobene Kurve der Meereshöhenverteilung (grün).

Das theoretische Verständnis des SSB, speziell des EMB, ist lückenhaft. Deshalb wird der SSB als empirisches Modell formuliert, das aus der Analyse von Altimetermessungen bestimmt wurde. Da die einzigen von einem Altimeter erfaßten Welleneigenschaften die signifikante Wellenhöhe SWH (in m) und die Windgeschwindigkeit  $U$  (in  $\text{m s}^{-1}$ ) sind, gehen diese Größen in das Modell, hier als Beispiel das für T/P in [AVISO 1996] beschriebene BM4 Modell, ein.

$$\Delta R_{SSB} = SWH(a_1 + a_2U + a_3U^2 + a_4SWH) \quad (2.24)$$

Die Koeffizienten  $a_i$  unterscheiden sich dabei sowohl hinsichtlich der Mission als auch der Meßfrequenz. Die Genauigkeit dieser Korrektur beträgt ca. 1 % der Wellenhöhe. Da die Wellenhöhe breitenabhängig ist (im Mittel 6 Meter in den südlichen Ozeanen, 1-2 Meter in den Tropen und 3-4 Meter in den Ozeanen der Nordhalbkugel), ergibt sich somit ein systematischer Fehler in der Größenordnung von einigen Zentimetern. Der SSB hat sich durch immer genauere Altimetermessungen zu einer der Hauptfehlerquellen der Altimetrie entwickelt.

## 2.4 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). Die Ozeangezeiten liefern den größten Anteil der Variabilität der Meerestopographie. In den offenen Ozeanen betragen die Meeresspiegelschwankungen 0.5 bis 1 Meter, in Küstennähe können sie jedoch bis zu 10 Meter betragen. 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.

### 2.4.1 Ozeangezeiten

Da die Bewegung von Sonne und Mond relativ zur Erde sehr genau bekannt ist, kann das gezeitenerzeugende Potential für einen beliebigen Ort und eine beliebige Zeit präzise bestimmt werden. Wäre die Erde komplett mit einer gleichförmigen Wasserschicht bedeckt, wären die Gezeiten einfach präzifizierbar. Durch die Landmassen und die Topographie des Meeresbodens jedoch wird eine einfache Modellierung schwierig gemacht. Deshalb kann eine rein empirische Bestimmung von Modellen mit Meßwerten von Pegeln, Druckmessungen am Meeresboden und der Satellitenaltimetrie erfolgen. Analytisch können Gezeiten durch die Laplace'sche Gezeitengleichung (Laplace Tidal Equation - LTE) beschrieben werden. Zur Lösung der LTE werden Daten über die Topographie des Meeresbodens und die Küstenform benötigt, so daß eine exakte Lösung schwierig ist. Um diese hydrodynamischen Modelle zu verbessern werden zusätzlich Messungen zur Modellierung herangezogen, dieses Vorgehen wird als Modellierung mit Datenassimilation bezeichnet. Durch die Satellitenaltimetrie konnten diese Modelle durch die nun flächendeckend vorliegenden Beobachtungen verbessert werden. Die Genauigkeit der Modelle beträgt 2 bis 4 cm, in Küstengewässern ist sie jedoch etwas schlechter. Die für T/P empfohlenen Modelle CSR3.0 und FES95.2 werden in Kapitel 3.4 beschrieben und miteinander verglichen.

### Ozeanische Auflasten

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. Da diese eng mit dem gewählten Ozeangezeitenmodell verknüpft sind, wird meist eine gemeinsame Korrektur für Ozeangezeiten und ozeanische Auflasten angegeben. Die Größenordnung der ozeanischen Auflasten beträgt dabei einige Zentimeter.

### 2.4.2 Feste Erdgezeiten

Im Gegensatz zu Pegelbeobachtungen beinhalten Altimetermessungen auch die Auswirkungen der festen Erdgezeiten. Die feste Erde reagiert auf die Gezeitenbeschleunigung ähnlich wie die Ozeane. Die Elastizität der Erde wird dabei durch die Love'schen Zahlen beschrieben. Für die Altimetrie ist

dabei lediglich die radiale Komponente der Deformation interessant [Torge 2001]:

$$\Delta R_{SET} = \frac{h_2}{g} \Delta V_2 + \frac{h_3}{g} \Delta V_3 \quad (2.25)$$

mit den Love'schen Zahlen zweiten und dritten Grades für radiale Deformation  $h_2 = 0.612$  und  $h_3 = 0.293$ . Das gezeitenerzeugende Potential zweiten und dritten Grades  $V_2$  und  $V_3$  wird dabei gemäß [Cartwright und Taylor 1971] und [Cartwright und Edden 1973] berechnet. Die festen Erdzeiten haben eine Amplitude von 10 bis 20 cm und sind mit einer Genauigkeit von ca. 1 cm berechenbar.

### 2.4.3 Polgezeiten

Durch die Polbewegung ändert sich die momentane Rotationsachse der Erde. Dadurch ändern sich die Zentrifugalkräfte, die auf einen Punkt der Erd- bzw. Ozeanoberfläche wirken. Die Höhenkorrektur in mm aufgrund Polgezeiten kann mit den momentanen Polkoordinaten  $X$  und  $Y$  und den mittleren Polkoordinaten  $X_{avg}$  und  $Y_{avg}$  berechnet werden [AVISO 1996]:

$$\Delta R_{pol} = A \sin(2\varphi) \cdot ((X - X_{avg}) \cos \lambda + (Y - Y_{avg}) \sin \lambda) \quad (2.26)$$

mit  $A = -69.435$ ,  $X_{avg} = 0.042''$  und  $Y_{avg} = 0.293''$ . Die Größenordnung dieser Korrektur beträgt somit maximal 2 cm.

## 2.5 Inverser barometrischer Effekt

Eine Veränderung des Luftdrucks in der Atmosphäre hat Auswirkungen auf die Ozeanoberfläche. 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.

Ausgangspunkt für die mathematische Beschreibung ist die hydrostatische Gleichung

$$\frac{dp}{dz} = \rho_w g \quad (2.27)$$

mit dem Druck  $p$ , der Tiefe  $z$ , der Wasserdichte  $\rho_w$  und der Schwere  $g$ .  $z=0$  bezeichnet im Folgenden diejenige Tiefe, ab der die Wassermassen nicht mehr auf atmosphärische Druckänderungen reagieren. Integriert man Gleichung 2.27 von einer beliebigen Tiefe  $z_0$  bis zur aktuellen Meereshöhe  $h_a$ , so erhält man mit dem Atmosphärendruck  $p_{atm}$  den Druck in der Tiefe  $z_0$ :

$$p(z_0) = p_{atm} + \int_{z_0}^0 \rho_w g dz + \int_0^{h_a} \rho_w g dz \quad (2.28)$$

Da die Wasserschicht von  $z_0$  bis  $z=0$  nicht auf Luftdruckänderungen reagiert, ist der Wert des ersten Integrals konstant. Es wird also für die Reaktion der Meeresoberfläche auf Druckänderungen Isostasie angenommen, das heißt eine Änderung des Atmosphärendruckes führt nicht zu einer Netto-Änderung

des Druckes in der Tiefe. Folglich herrscht ein Gleichgewichtszustand des ersten und letzten Terms auf der rechten Seite von Gleichung 2.28:

$$p_{atm} = - \int_0^{h_a} \rho_w g dz \approx -\rho_w g h_a \quad (2.29)$$

Die Näherung hat ihre Ursache in der Tatsache, daß  $\rho_w$  und  $g$  über die Höhe  $h_a$  keine exakten Konstanten sind. Mit den Werten  $\rho_w = 1.025 \text{ g cm}^{-3}$  und  $g = 9.807 \text{ m s}^{-2}$  erhält man den Zahlenwert des inversen barometrischen Effektes zu  $-9.948 \text{ mm mbar}^{-1}$ .

Der Atmosphärendruck kann, wenn sein Wert nicht explizit vorliegt, mit Gleichung 2.14 aus der Laufzeitkorrektur der trockenen Troposphäre ( $\Delta R_{dry}$  in mm) berechnet werden:

$$p_{atm} = \frac{\Delta R_{dry}}{-2.277 \cdot (1 + 0.0026 \cos(2\varphi))} \quad (2.30)$$

Der inverse barometrischer Effekt in mm, bezogen auf die Standardatmosphäre, ergibt sich damit zu:

$$\Delta R_{baro} = -9.948 \cdot (p_{atm} - 1013.3) \quad (2.31)$$

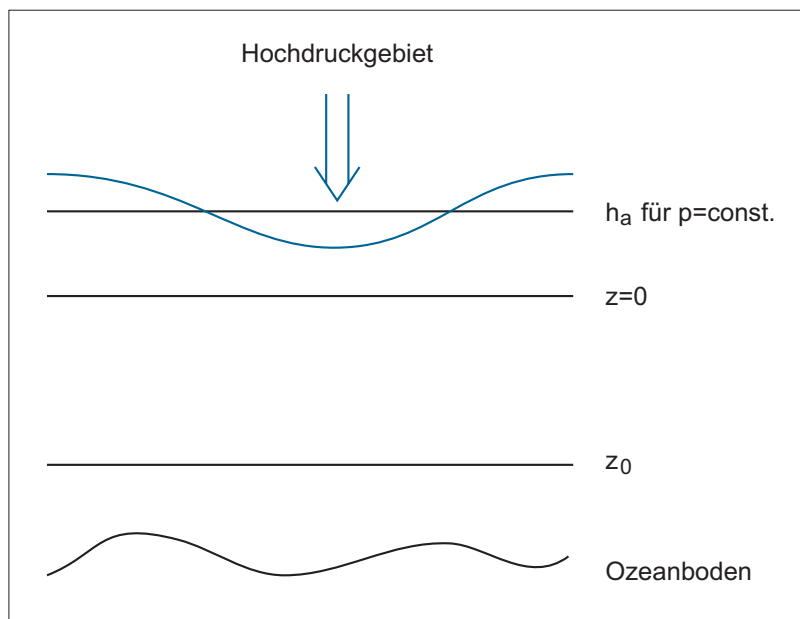


Abbildung 2.9: Inverser barometrischer Effekt:  $z_0$  ist eine beliebige Wassertiefe, die Schicht von  $z_0$  bis  $z=0$  reagiert nicht auf Luftdruckänderungen und  $h_a$  ist die Meeresoberfläche bei konstantem Luftdruck. Drückt ein Hochdruckgebiet in einem begrenzten Gebiet auf die Wasseroberfläche, 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 Größe dieses Effekts beträgt nach [Fu und Cazenave 2001] in den Tropen ca. 2 cm, auf der Nordhalbkugel im Sommer 6 bis 10 cm und im Winter 10 bis 16 cm, sowie auf der Südhalbkugel im Sommer 8 bis 10 cm und im Winter 10 bis 14 cm. 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.

Untersuchungen von [Gaspar und Ponte 1997] weisen jedoch darauf hin, daß die theoretisch abgeleitete Korrektur von 1 cm/mbar in der Praxis unterschritten wird. Zudem ist der Effekt breitenabhängig und schwankt zwischen 0.5 cm/mbar im äquatorialen Bereich und 0.8 bis 1.0 cm/mbar in den übrigen Gebieten. Als Hauptursache für diese Abweichungen werden die dynamische, zeitverzögerte Reaktion des Ozeans auf Druckänderungen und windbedingte Effekte genannt.

## 2.6 Instrumentelle und sonstige Einflüsse

### Fehlausrichtung der Antenne

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 (Attitude Gate, siehe Abb. 2.6). Dadurch kann eine empirische Korrektur an den Messungen angebracht werden.

### Dopplerverschiebung

Die vertikale Geschwindigkeitskomponente des Satelliten relativ zur Meeresoberfläche beträgt bis zu  $30 \text{ m s}^{-1}$ . Hierdurch erfährt das empfangene Signal eine Dopplerverschiebung. Da die Frequenz des impulskomprimierten Signals direkt mit der Entfernungsmessung zusammenhängt, führt dies zu einer Verfälschung der altimetrisch bestimmten Entfernung:

$$\Delta h_D = \frac{c\Delta t_D}{2} = \frac{vF}{Q} \quad \text{mit} \quad \Delta t_D = \frac{\Delta f_D}{Q} \quad \text{und} \quad \Delta f_D = \frac{2v}{c}F \quad (2.32)$$

Für T/P bedeutet dies bei einer vertikalen Geschwindigkeitskomponente von  $30 \text{ m s}^{-1}$  einen Entfernungsmeßfehler von 13.1 cm im  $K_u$ -Band und 5.1 cm im C-Band, der in keinem Fall zu vernachlässigen ist. Diese Korrekturen werden allerdings erst während der Verarbeitung in der Bodenstation berechnet.

### Signalabschwächung durch Wolken und Regen

Mikrowellenstrahlung kann im Gegensatz zur Strahlung im optischen Bereich Wolken durchdringen. Allerdings schwächen Wolken und Regen das Altimetersignal ab und können die Entfernungsmessung beeinträchtigen. Homogene Wolken und gleichmäßiger Regen im Footprint-Gebiet haben dabei nur geringe Wirkung. Kleine Regenzellen können jedoch in Abhängigkeit von ihrer Dicke und der Regenintensität Entfernungsmeßfehler zwischen -15 cm und +25 cm verursachen. Noch stärker wird die Bestimmung der Windgeschwindigkeit beeinflusst, die in Abschnitt 2.9 behandelt wird. Hier können Fehler bis zu 40 % auftreten. Durch die Messungen eines Mikrowellenradiometers können Gebiete mit intensivem Regen bestimmt werden, so daß ein Ausschluß dieser Messungen von den weiteren Auswertungen möglich ist.

### Oszillatordrift

Basis für die Zeitmessung ist die Zählung der Schwingungen eines Oszillators. Alterungsprozesse können langsam dessen Schwingungsfrequenz verändern. Durch regelmäßigen Vergleich eines zur Bodenstation übertragenen Signals mit einem Referenzsignal ist eine Bestimmung und damit Korrektur dieser Drift möglich.

## 2.7 Bahnbestimmung

Da der radiale Bahnfehler direkt in die Bestimmung der Meereshöhe einfließt (als Unsicherheit von  $h^*$  in Gleichung 2.2) spielt die präzise Bahnbestimmung (Precise Orbit Determination - POD) eine wichtige Rolle für die Fehlerbilanz. In frühen Altimetermissionen wie SEASAT war er die Hauptfehlerquelle und erreichte eine Größenordnung von mehreren Metern. Inzwischen ist allerdings eine Genauigkeit von wenigen Zentimetern erreichbar.

Der radiale Bahnfehler setzt sich nach [Scharroo und Visser 1998] aus dem geographisch korrelierten Anteil und dem geographisch unkorrelierten Anteil zusammen. Beide haben ihre Ursache in der fehlerbehafteten Modellierung des Erdschwerefeldes. Der geographisch korrelierte Bahnfehler hat in den Kreuzungspunkten das gleiche Vorzeichen und kann deshalb nicht durch Kreuzungspunktanalysen bestimmt werden. Der geographisch unkorrelierte Fehler unterscheidet sich für aufsteigende und absteigende Halbumläufe im Vorzeichen und kann deshalb durch Kreuzungspunktanalysen bestimmt werden.

Im Folgenden soll die Bahnbestimmung anhand des Beispiels T/P beschrieben werden. Grundfehler der Bahnbestimmung sind Laserentfernungsmessungen (SLR) zu einem im Satelliten eingebauten Retroreflektor und Messungen des an Bord befindlichen DORIS-Empfängers (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated on Satellite). Die Messungen des sechskanaligen GPS-Empfängers fließen nicht in die Bahnbestimmung ein, sondern dienen bisher lediglich ihrer Validierung. 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 T/P berechneten Schwerefeldmodell JGM-3 wird eine Genauigkeit von ca. 2 cm erreicht.

Verbesserungen sind durch die Verwendung neuer Schwerefeldmodelle zu erwarten. Die Ergebnisse der Schwerefeldmissionen CHAMP, GRACE und GOCE werden helfen, die Bahngenauigkeit zu verbessern. So kann der geographisch korrelierte Anteil des Bahnfehlers, der derzeit im Zentimeterbereich liegt, auf unter einen Millimeter gedrückt werden. Durch die zusätzliche Verwendung moderner GPS-Empfänger und weiterentwickelter DORIS-Empfänger soll für künftige Missionen der Orbitfehler weniger als einen Zentimeter betragen.



## 2.8 Bestimmung der Wellenhöhe

Die typische Größe für die Beschreibung von Ozeanwellen ist die signifikante Wellenhöhe (SWH). Sie ist nach [Fu und Cazenave 2001] der “Abstand Wellental-Wellenberg der 1/3 höchsten Wellen“ und wird deshalb auch mit  $H_{1/3}$  bezeichnet. Sie ist in etwa vier mal so groß wie die Standardabweichung der momentanen Meereshöhen. Wie bereits erwähnt, beeinflusst die Wellenhöhe die Form des vom Altimeter empfangenen Signals. Sind keine Wellen vorhanden, so hat der reflektierte Impuls annähernd eine ähnlich steil ansteigende Flanke wie das als Rechteckimpuls abgestrahlte Signal. Sind Wellen vorhanden, so wird das Signal von den Wellenbergen früher reflektiert als von den Wellentälern, die Steilheit des Impulsanstieges nimmt also mit wachsender Wellenhöhe ab. Somit ist eine Bestimmung der Wellenhöhe möglich, da die Abnahme der Flankensteilheit nahezu linear mit einer Zunahme der Wellenhöhe verbunden ist. Grundlage für die Bestimmung ist Gleichung 2.8. Aus  $V_{swh}$  kann durch einen empirischen Algorithmus, der durch Tests vor dem Start ermittelt wurde, die Wellenhöhe bestimmt werden.

Die Wellenhöhenbestimmung ist in hohem Maße sensitiv gegenüber Fehlausrichtungen der Antenne. Eine Fehlausrichtung von beispielsweise  $0.2^\circ$  führt zu einem Fehler von 2 m in der SWH. Wie bereits bei der Entfernungsmessung beschrieben, kann die Fehlausrichtung aus der Signalform bestimmt werden, so daß eine Korrektur möglich ist:

$$V_{att} = \frac{S_{att} - S_{noise}}{S_{agc} - S_{noise}} \quad (2.33)$$

$V_{att}$  bezeichnet dabei die Korrektur der Größe  $V_{swh}$  in Gleichung 2.8,  $S_{att}$ ,  $S_{noise}$  und  $S_{agc}$  stehen für das Attitude-Gate, das Rausch-Gate und das AGC-Gate, siehe Abbildung 2.6. Eine Genauigkeitsabschätzung ist durch Vergleiche mit Bojenmessungen möglich. Dabei ergab sich ein Offset der Altimetermessungen von ca. 30 cm. Nimmt man an, daß die Genauigkeit der Bojenmessungen und der Altimetermessungen gleich groß ist, so beträgt die Genauigkeit der altimetrischen Wellenhöhenbestimmung 20 bis 30 cm [Fu und Cazenave 2001].

## 2.9 Bestimmung der Windgeschwindigkeit

Durch die Messung der Energie des empfangenen Impulses, die von der Rauigkeit der Meeresoberfläche abhängt, kann die Windgeschwindigkeit bestimmt werden. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit nimmt die Rauigkeit der Meeresoberfläche zu. Ein größer werdender Anteil der Energie wird in von der Satellitenrichtung unterschiedliche Richtungen reflektiert. Allerdings wird die Energie nicht direkt gemessen: die Altimeterelektronik muß für exakte Messungen im linearen Bereich betrieben werden. Dies wird durch eine Regelschleife erreicht (automatic gain control - AGC). Die AGC regelt die Sendeenergie derart, daß das empfangene Signal stets die gleiche Energie aufweist. Aus diesem Regelwert kann der normalisierte Radarrückstreuquerschnitt  $\sigma_0$  abgeleitet werden. Dieser Wert muß nun noch um instrumentelle Fehler und die atmosphärische Abschwächung korrigiert werden.

Die durch die im Folgenden beschriebenen Modelle bestimmte Windgeschwindigkeit bezieht sich

aus historischen Gründen auf eine Höhe von 10 Metern über der Meeresoberfläche. Die Modelle sind allesamt empirisch bestimmt worden. In [AVISO 1996] wird für T/P zur Bestimmung der Windgeschwindigkeit  $U$  in  $\text{m s}^{-1}$  aus dem Radarrückstreuquerschnitt  $\sigma_0$  in Dezibel das modifizierte Chelton und Wentz Modell empfohlen:

$$U = \sum_{n=0}^4 a_n (\sigma_{0,b})^n \quad (2.34)$$

mit dem biaskorrigierten Radarrückstreuungskoeffizienten  $\sigma_{0,b} = \sigma_0 + d\sigma_0$  in Dezibel und zwei unterschiedlichen Polynomkoeffizientensätzen  $a_n$  für verschiedene Bereiche von  $\sigma_0$ :

$\sigma_0$	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$
$\sigma_0 < 10.8 \text{ dB}$	51.045307042	-10.982804379	1.895708416	-0.174827728	0.005438225
$10.8 \text{ dB} \leq \sigma_0 \leq 19.6 \text{ dB}$	317.474299469	-73.507895088	6.411978035	-0.248668296	0.003607894

$d\sigma_0$  beträgt für T/P -0.63 dB bezogen auf Geosat.

Ein weiteres Modell wird in [Freilich und Challenor 1994] beschrieben, dessen ursprünglicher Höhenbezug von 19.5 m in [Fu und Cazenave 2001] auf 10 m angepaßt wurde.

$$\sigma_0 = 12.40 - 0.2459 \cdot U + 8.956 \cdot e^{-0.9593 \cdot U} \quad (2.35)$$

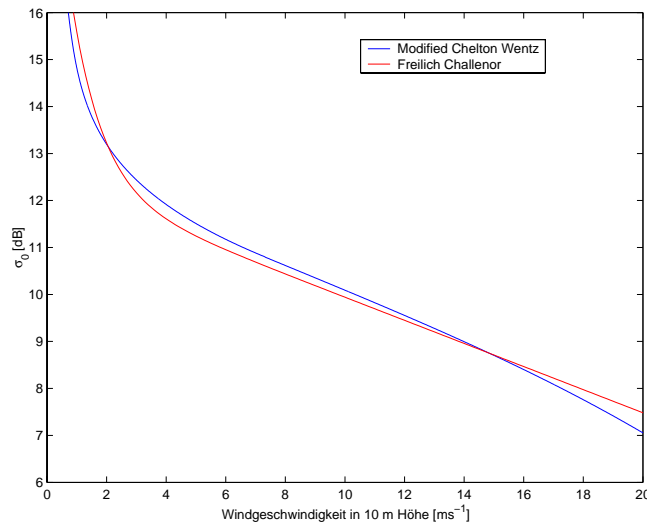


Abbildung 2.10: Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit vom Radarrückstreuoeffizienten

Für sehr niedrige Windgeschwindigkeiten ist die Reflektivität der Ozeanoberfläche groß, die Beziehung zwischen  $\sigma_0$  und der Windgeschwindigkeit ist nicht sehr genau bestimmt. Andererseits nehmen mit zunehmender Windgeschwindigkeit die Auswirkungen von Fehlern in der Messung von  $\sigma_0$  zu. Die Genauigkeit der Windgeschwindigkeitsbestimmung liegt im Bereich 1.5 bis 1.75  $\text{m s}^{-1}$ , allerdings sind die Modelle im Bereich über 15  $\text{m s}^{-1}$ , in dem sie stärker auseinanderklaffen, noch verbesserungsbedürftig.

# Kapitel 3

## Missionen und Daten

Dieses Kapitel gibt einen kurzen Überblick über die wichtigsten bisher gestarteten Altimetermissionen. Näher eingegangen wird auf TOPEX/POSEIDON und dessen in dieser Arbeit verwendete Daten AVISO/Altimetry GDR-M (Merged Geophysical Data Records).

### 3.1 Überblick

Bei der Bahnauswahl für einen Altimetersatelliten stellen eine hohe zeitliche und eine hohe räumliche Auflösung konkurrierende Ziele dar. Der Zeitraum, nach dem sich eine Bodenspur wiederholt, wird als ein Wiederholungszyklus (Cycle) bezeichnet. Charakteristische Größe für die räumliche Auflösung ist der Abstand der Bodenspuren am Äquator. Die Inklination bestimmt die Gebietsabdeckung, das heißt sie entspricht der größtmöglichen beobachtbaren Breite. Diese Größen müssen auf die entsprechenden Missionsziele abgestimmt werden.

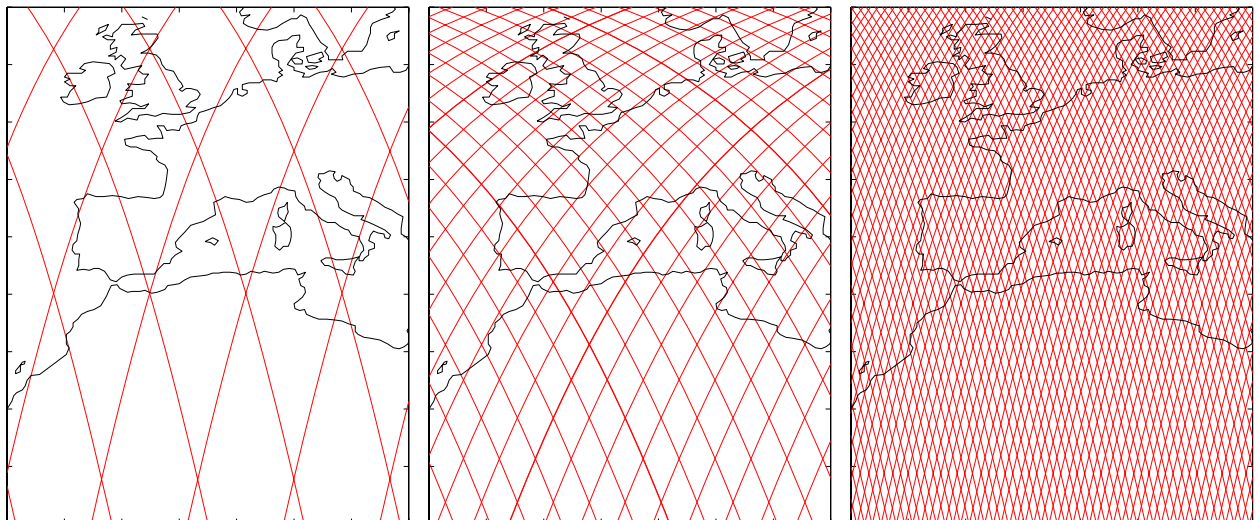


Abbildung 3.1: Bodenspuren von ERS-1 (3-Tage), TOPEX/POSEIDON (10 Tage) und ERS-2 (35 Tage).

Für geodätische Anwendungen, etwa die Bestimmung eines marinen Geoids, sollte der Abstand der Bodenspuren möglichst gering sein, um eine hohe räumliche Auflösung zu erreichen. So dauerte ein Wiederholungszyklus in der geodätischen Phase von ERS-1 168 Tage und die Äquatorkreuzungspunkte hatten einen Abstand von 16 km.

Eine hohe zeitliche Auflösung und eine große Inklination erfordert die Beobachtung der Entwicklung des Meereises. ERS-1 hatte in seiner Eisphase eine Wiederholungszyklus-Dauer von 3 Tagen (siehe Abbildung 3.1, links), die Bahnneigung betrug wie auch in den anderen Phasen 98 Grad.

Für Anwendungen in der Ozeanographie schwanken die Längen der Wiederholungszyklen zwischen 10 Tagen (T/P, siehe Abbildung 3.1, mitte), 17 Tagen (GEOSAT) und 35 Tagen (ERS-1 in der Ozeanphase, ERS-2, siehe Abbildung 3.1, rechts) mit den entsprechenden Abständen der Äquatorkreuzungspunkte von 314 km, 164 km und 80 km.

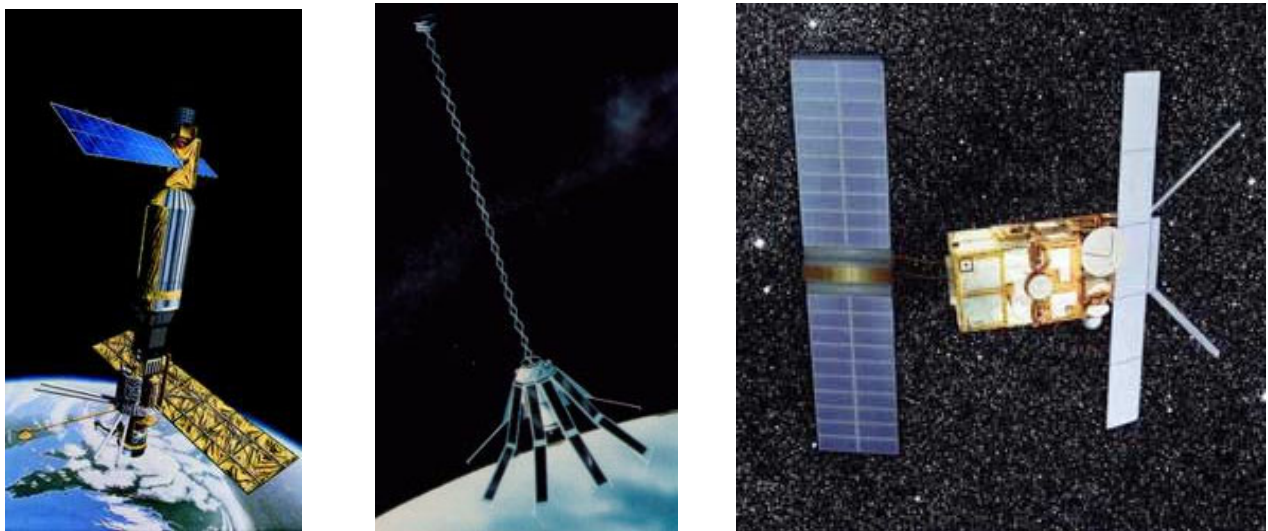


Abbildung 3.2: SEASAT, GEOSAT und ERS-1

Bei der Bahnauswahl muß großer Wert auf die Vermeidung von Gezeiten-Aliasing gelegt werden. Dieses entsteht durch die halb- und eintägigen Gezeitenperioden, die von den Altimeterbeobachtungen nicht aufgelöst werden können (Abtast-Theorem, Gleichung 2.7) und sich deshalb in niedrigeren Frequenzen widerspiegeln. Die Alias-Periode  $T_{alias}$  für die Gezeitenperiode  $j$  berechnet sich nach [Fu und Cazenave 2001] aus der Wiederholungszyklus-Dauer  $P_{orb}$  und der Periodendauer der entsprechenden Gezeitenkomponente  $T_{tide}$

$$T_{alias}(j) = \frac{2\pi P_{orb}}{|\Delta\phi_{tide}(j)|} \quad \text{mit} \quad \Delta\phi_{tide}(j) = 2\pi \left[ \frac{P_{orb}}{T_{tide}(j)} - NINT \frac{P_{orb}}{T_{tide}(j)} \right] . \quad (3.1)$$

$\Delta\phi_{tide}(j)$  liegt dabei im Bereich von  $-\pi$  bis  $\pi$  und  $NINT$  bezeichnet die nächstliegende ganze Zahl (nearest integer). Um die Gezeiten bestimmen zu können, müssen die Alias-Frequenzen nach [Fu und Cazenave 2001] folgende Bedingungen erfüllen:

- Auflösung durch Zeitreihen von einem bis zwei Jahren

Gezeitenkomponente	Gezeitenperiode [Stunden]	Alias-Periode [Tage]		
		GEOSAT	ERS-1	T/P
M <sub>2</sub>	12.420601	317	95	62
S <sub>2</sub>	12.000000	169	∞	59
N <sub>2</sub>	12.658348	52	97	50
K <sub>1</sub>	23.93447	176	365	173
O <sub>1</sub>	25.819342	113	75	46
P <sub>1</sub>	24.06589	4466	365	89

Tabelle 3.1: Alias-Perioden der wichtigsten 6 Gezeitenperioden für die Satelliten GEOSAT (17-tägiger Wiederholungszyklus) ERS-1 (35-tägiger Wiederholungszyklus) und T/P (10-tägiger Wiederholungszyklus).

- Trennbarkeit der Frequenzen innerhalb dieser Zeitreihe
- kein Zusammenfallen mit anderen Ozeansignalen (jährlicher oder halbjährlicher Zyklus bzw. Nullfrequenz, die dem mittleren Meeresspiegel entspricht)

In Tabelle 3.1 sind die Alias-Perioden der wichtigsten Gezeitenperioden für die Satelliten GEOSAT, ERS-1 und T/P aufgeführt. ERS-1 eignet sich aufgrund seiner sonnensynchronen Umlaufbahn nicht zur Bestimmung der Periode S<sub>2</sub>; K<sub>1</sub> und P<sub>1</sub> lassen sich nicht von anderen jährlichen Effekten trennen. T/P ist von den drei aufgeführten Satelliten am besten zur Gezeitenbestimmung geeignet, auch wenn die oben genannten Forderungen nicht ganz erfüllt werden, da zur Trennung der Perioden M<sub>2</sub> und S<sub>2</sub> eine Zeitreihe von annähernd drei Jahren benötigt wird.

Tabelle 3.2 gibt einen Überblick über die Fehlerbilanzen der Satelliten SEASAT, GEOSAT, ERS-1 und T/P, der in Kapitel 3.2 näher behandelt wird. SEASAT wurde 1978 gestartet, lieferte aber aufgrund eines Kurzschlusses nur 4 Monate Daten. Er diente vor allem der Meeresforschung und trug neben einem Altimeter ein Scatterometer, SAR und zwei Mikrowellenradiometer an Bord. Auch wenn der Gesamtfehler durch die großen Bahnfehler noch im Meterbereich lag, zeigte dieser Satellit als erster das Leistungspotential der Altimetrie. GEOSAT (GEODetic SATellite der US Navy) hatte primär die Bestimmung eines marinen Geoids zur Aufgabe. In der geodätischen Phase befand sich GEOSAT in einem driftenden Orbit, das heißt seine Bodenspuren wiederholten sich nicht exakt, sondern waren gegenüber den vorhergehenden Bodenspuren verschoben. Dadurch wurde ein Abstand der Äquatorkreuzungspunkte von etwa 4 km erreicht. Nach Abschluß der geodätischen Phase wurde GEOSAT so manövriert, daß sein Wiederholungszyklus 17 Tage betrug, so daß er für ozeanographische Anwendungen eingesetzt werden konnte. GEOSAT lieferte von 1985 bis 1989 Daten und ermöglichte damit erstmals Untersuchungen über längere Zeiträume. Der europäische Fernerkundungssatellit ERS-1 wurde 1991 gestartet, er verfügte ebenfalls über Altimeter, Scatterometer, SAR und Radiometer. 1995 folgte der annähernd baugleiche ERS-2, der mit ERS-1 in der Tandemphase gemeinsame Daten lieferte. ERS-1 wurde 1996 deaktiviert, ERS-2 produziert hingegen bis heute Daten.

Die größte Verbesserung in den Fehlerbilanzen betrifft den Bahnfehler, dies ist auf die auch durch die Altimetriemissionen verbesserten Schwerefeldmodelle und zusätzliche Systeme zur Bahnbestim-

Größe	SEASAT	GEOSAT	ERS-1	T/P
Flughöhe	805 km	817 km	780 km	1336 km
Inklination	108°	108°	98°	66°
Wiederholungsrate	3/17 Tage	driftend/17 Tage	3/35/168 Tage	10 Tage
Instrumentenrauschen	5.0 cm	5.0 cm	4.0 cm	1.7 cm
Ionosphäre	5.0 cm	4.0 cm	4.0 cm	0.5 cm
Trockene Troposphäre	0.7 cm	0.7 cm	0.7 cm	0.7 cm
EM Bias	2.0 cm	2.0 cm	2.0 cm	2.0 cm
Orbitfehler	100-200 cm	10-20 cm	5 cm	2.5 cm
Gesamt	1-2 m	15 cm	10 cm	4.1 cm

Tabelle 3.2: Bahndesign und Fehlerbudget verschiedener Altimetriemissionen: SEASAT nach [Lame und Borne 1982], [Tapley u. a. 1982] und [Stewart 1985]; GEOSAT nach [Fu und Cheney 1995] und [NASA und CNES 2000]; ERS-1 nach [Scharroo und Visser 1998] und [NASA und CNES 2000]; T/P Side-A Zweifrequenzaltimeter, aktiv bis Februar 1999 nach [Fu und Cazenave 2001].

mung wie PRARE bei ERS und DORIS bei T/P zurückzuführen. Dennoch stellt der Bahnfehler immer noch den größten Fehleranteil dar, so daß hier für die Zukunft noch Entwicklungspotential vorhanden ist. T/P verfügte als erster Satellit über ein Zweifrequenz-Altimeter, so daß der ionosphärische Fehler deutlich geringer ist als bei den früheren Satelliten.

### 3.2 TOPEX/POSEIDON

Der am 10. August 1992 gestartete Altimetriesatellit TOPEX/POSEIDON wird von den Raumfahrtagenturen der Vereinigten Staaten und Frankreichs (NASA bzw. CNES) betrieben. Missionsziel ist die Überwachung der Veränderungen der Ozeantopographie, um den Einfluß der Ozeane auf das Klima besser zu verstehen. Die ursprünglich geplante Missionsdauer von 5 Jahren wurde inzwischen weit überschritten, die Nachfolgemission JASON-1 wurde am 7. Dezember 2001 erfolgreich gestartet. Der Satellit trägt zwei Altimeter an Bord: das NASA-Altimeter TOPEX und das CNES-Altimeter POSEIDON. Die im Vergleich zu früheren Altimetermissionen große Flughöhe dient der Verminderung der Einflüsse des zu Beginn der Mission nur unzureichend genau bekannten Schwerefeldes. Desweiteren verringert sich mit zunehmender Höhe der Einfluß der Luftreibung, allerdings wird das Radarsignal aufgrund des längeren Weges durch die Atmosphäre auch stärker abgeschwächt. Zur Minimierung von Alias-Effekten wurde eine Inklination von 66° gewählt, mit der zudem eine 95-prozentige Abdeckung der eisfreien Ozeane erreicht wird.

Die Wiederholungsperiode von annähernd 10 Tagen, die einen Äquatorabstand der Kreuzungspunkte von 314 km nach sich zieht, stellt hierbei einen guten Kompromiß hinsichtlich zeitlicher und räumlicher Auflösung für die Anwendungen in der Ozeanographie dar.

Neben einem Retroreflektor und einem DORIS-Empfänger zur Bahnbestimmung sowie einem experimentellen GPS-Empfänger sind folgende wissenschaftlichen Instrumente an Bord des Satelliten:

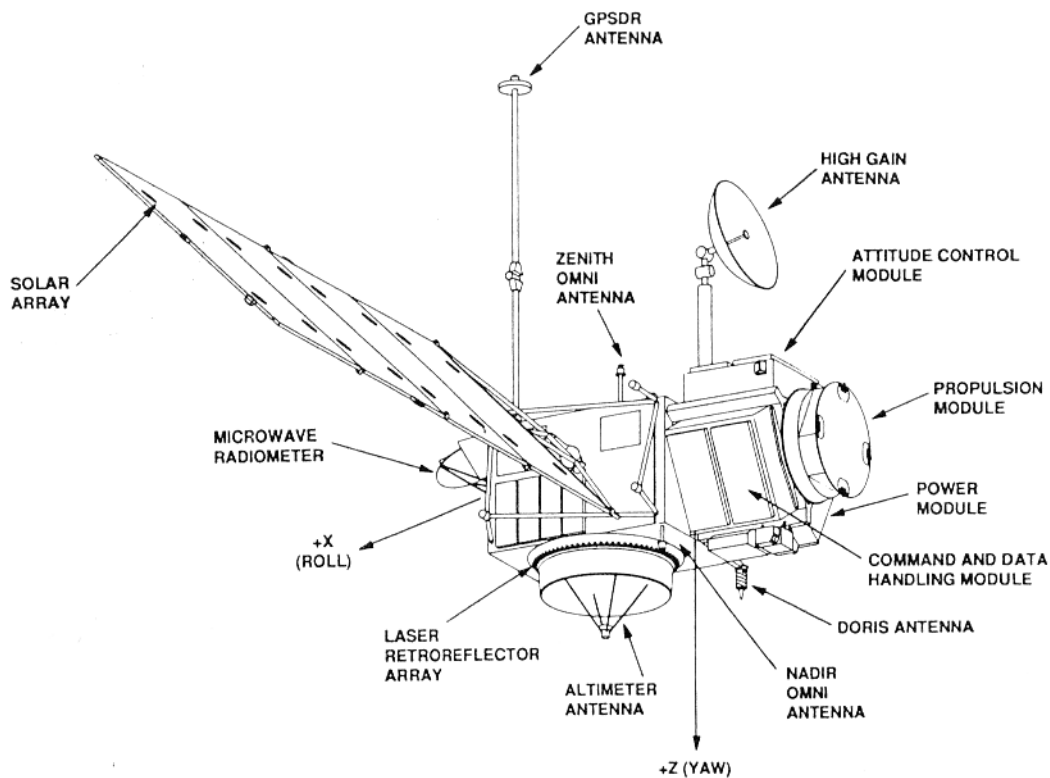


Abbildung 3.3: TOPEX/POSEIDON, [Fu u. a. 1994]

### NASA Radar Altimeter (NRA)

Das TOPEX-Altimeter verfügt über zwei Meßfrequenzen von 5.3 GHz im C-Band und 13.6 GHz im  $K_u$ -Band, jeweils mit einer Spitzenleistung von 20 Watt. Somit ist es möglich, die ionosphärische Laufzeitverzögerung zu eliminieren. Das NRA war redundant ausgelegt. Seit der Abschaltung des Side-A Altimeters im Februar 1999 ist das Side-B Altimeter aktiv.

### Solid State Radar Altimeter (SSALT)

Das von der CNES entwickelte POSEIDON Einfrequenz-Altimeter diente der Erprobung eines kleinen, preiswerten Altimeters für zukünftige Missionen. Sein Nachfolger, das Zweifrequenz-Altimeter POSEIDON-2, ist das Hauptinstrument der T/P-Nachfolgemission JASON-1. Das SSALT sendet mit der gleichen Antenne wie das NRA, so daß stets nur ein Altimeter betrieben werden kann. Da es nur über eine Meßfrequenz (13.65 GHz) verfügt, muß die ionosphärische Refraktion anhand von DORIS-Messungen bestimmt oder modelliert werden. Das SSALT war nach Abschluß der CAL/VAL-Phase (Cycle 20) für jeweils einen von zehn Cycles in Betrieb. Nach Cycle 307 wurde es bis zum Beginn der JASON-1 Kalibrierung deaktiviert.

Flughöhe	1336 km
Exzentrizität	0.000095
Inklination	66.039°
Umlaufzeit	1 <sup>h</sup> 52 <sup>m</sup>
Wiederholungsrate	9.9156 Tage
Umläufe pro Wiederholungszyklus	127
Abstand der Äquatorkreuzungspunkte	314 km

Tabelle 3.3: TOPEX/POSEIDON Bahndesign nach [AVISO 1996]

### TOPEX Mikrowellen Radiometer (TMR)

Hauptaufgabe des Radiometers ist die Bestimmung des Wassergehalts der Atmosphäre, der zur Berechnung der troposphärischen Laufzeitverzögerung benötigt wird. Das TMR mißt mit drei Frequenzen (18, 21 und 37 GHz) und kann dadurch die Einflüsse der Windgeschwindigkeit und der Wolkenbedeckung auf den Wasserdampfgehalt eliminieren.

Zur Verifizierung und Kalibrierung der Messungen dienen hauptsächlich zwei Meßstationen im Mittelmeer (auf der Insel Lampedusa) und vor der Küste Kaliforniens (Harvest Platform). Durch den Vergleich von Altimetermessungen während des Überfluges mit den Ablesungen der Pegel, terrestrischen Radiometermessungen und GPS-Messungen sind Genauigkeitsabschätzungen sowie Bestimmung von Drift und Bias möglich. Der Bias beträgt -0.5 cm, die Drift liegt bei -0.2 cm pro Jahr. Die Meßgenauigkeit des TOPEX Altimeters beträgt 4.1 cm [Fu und Cazenave 2001]. Das POSEIDON Altimeter hat ein etwas geringeres Genauigkeitspotential von 5.1 cm [Koblinsky und Smith 2001], einerseits aufgrund des höheren Meßrauschens (2 bis 2.5 cm), andererseits durch das Fehlen einer zweiten Meßfrequenz zur Bestimmung der ionosphärischen Laufzeitverzögerung. Die Bestimmung der der Wellenhöhe ist auf 20 cm genau möglich, bei der Windgeschwindigkeit beträgt die Meßgenauigkeit 2 m s<sup>-1</sup>.

### 3.3 TOPEX/POSEIDON GDR-M

Die im Folgenden verwendeten Daten sind die TOPEX/POSEIDON Merged Geophysical Data Records (GDR-M) Version C des AVISO(Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data)/Altimetry Programms der französischen Raumfahrtagentur CNES. Die GDR-M werden aus TOPEX Geophysical Data Records (GDR-T) und aus POSEIDON Geophysical Data Records (GDR-P) erzeugt, um homogene Daten für die gesamte Mission zu erhalten.

Auf einer CD-ROM sind im Normalfall die Daten von drei Wiederholungszyklen enthalten, die jeweils aus maximal 254 binären Halbumlaufdateien (Pass-Files) bestehen. Ein Pass-File enthält die Daten eines Halbumlaufes, also eines aufsteigenden oder absteigenden Bahnbogens. Die Datenmenge pro CD-ROM beträgt etwas über 500 MB. Jeder der Datensätze, die in 1.1-Sekunden Intervallen (entsprechend einem Groundtrack-Abstand von ca. 7 km) gespeichert sind, besteht aus 123 einzelnen Einträgen, die zu folgenden Gruppen zusammengefaßt sind:



- Zeit
- Ort
- Höhe
- Lage
- Altimeterentfernung
- Atmosphärische Korrekturen
- Signifikante Wellenhöhe und elektromagnetischer Bias
- Radarrückstreuquerschnitt und AGC
- Geophysikalische Größen
- Helligkeitstemperatur
- Flags

Zusätzlich sind noch Dateien mit Kreuzungspunkten und Bahninformationen enthalten, die aber in dieser Arbeit nicht genutzt werden.

Obwohl die TOPEX und POSEIDON Daten homogenisiert wurden, sollen die beiden Altimeter aufgrund ihrer Verschiedenheit (geringeres Genauigkeitspotential des POSEIDON-Altimeters durch höheres Rauschen und Fehlen einer zweiten Meßfrequenz) im Folgenden dennoch getrennt betrachtet werden.

### **3.4 Wichtige Elemente der GDR-M**

In diesem Abschnitt werden der Inhalt der in Kapitel 4.2.1 beschriebenen Elemente des eigenen Datenformates sowie die an ihnen anzubringenden Korrekturen beschrieben. Bei der Satellitenbahn, den Ozeangezeiten, der Korrektur der Laufzeitverzögerung von feuchter Troposphäre und Ionosphäre besteht jeweils eine Auswahlmöglichkeit.

#### **Altimeterentfernung**

Die in den GDR-M enthaltene Altimeterentfernung wurde bereits um alle instrumentelle Einflüsse korrigiert (inklusive Altimeter-Bias und -Drift). Lediglich die Korrektur wegen Veränderung des Massenzentrums ist noch anzubringen.

### Orbit

Beide zur Auswahl stehenden Satellitenbahnen wurden mit dem JGM-3 Schwerefeldmodell unter der Verwendung von SLR- und DORIS-Messungen berechnet.

- NASA: dynamische Bahn
- CNES: reduzierte dynamische Bahn mit empirischer Glättung und Filterung

### Signifikante Wellenhöhe

Es werden die Messungen der primären Altimeterfrequenz, des  $K_u$ -Bandes, verwendet. An dieser sind noch folgende Korrekturen anzubringen:

- SWH Instrumenten Korrektur
- Lagekorrektur (nur TOPEX)

### Radarrückstreuquerschnitt $\sigma_0$

Hier werden ebenfalls die  $K_u$ -Band Messungen verwendet, an denen folgende Korrekturen angebracht werden müssen:

- Korrektur der atmosphärischen Abschwächung
- Instrumentenkorrektur (nur POSEIDON)

An den POSEIDON-Messungen wurde bereits in den GDR-M eine Bias-Korrektur von 0.16 dB angebracht.

### Ozeangezeiten

Die Korrekturen beinhalten die eigentlichen Ozeangezeiten und die ozeanischen Auflasten. Folgende Modelle stehen zur Verfügung:

- CSR3.0 Center for Space Research der Universität Texas Version 3.0
- FES95.2 Finite Element Solution Version 95.2

Diese beiden Modelle werden in [Shum u. a. 1997] detailliert beschrieben und miteinander verglichen. Das FES95.2 ist eine Weiterentwicklung des rein hydrodynamischen Modells FES94.1. Es umfaßt 26 Gezeitenkomponenten, von denen die halbtäglichen Perioden  $S_2$ ,  $M_2$  und  $N_2$  sowie die täglichen Perioden  $K_1$  und  $O_1$  durch die Assimilation von Daten aus dem Modell CSR2.0 (empirisches T/P Modell) verbessert wurden. Dem CSR 3.0 Modell liegen die Beobachtungen von 89 Wiederholungszyklen von T/P zugrunde, es baut aber ebenfalls auf dem FES94.1 auf. Vor allem im langwelligen Bereich wird dieses durch die Altimeterbeobachtungen deutlich verbessert.

Beide Modelle beinhalten demnach sowohl hydrodynamische als auch altimetrische Daten, die hauptsächlich in den Perioden  $M_2$  und  $S_2$  liegenden Differenzen betragen maximal 2 cm. Diese haben nach [JPL-PO.DAAC 1996] folgende Ursachen:

- Probleme mit den Grenzen der Meeresbecken in FES94.1, die bei FES95.2 behoben wurden, bei CSR3.0 jedoch nicht.
- Fehler in der Topographie des Meeresbodens und in den Küstenlinien beim FES95.2 Modell (Auswirkungen vor allem im Südatlantik und südlich von Afrika).
- Fehler in den eisbedeckten Gebieten der Antarktis beim CSR3.0, das Altimeterbeobachtungen stärker berücksichtigt als das FES95.2.

### **Feste Erdgezeiten**

Die Korrektur der festen Erdgezeiten wird gemäß Formel 2.25 berechnet. Die Berechnung des hierzu benötigten Potentials zweiten und dritten Grades, das nicht die permanenten Gezeiten beinhaltet, wird in [Cartwright und Taylor 1971] und [Cartwright und Edden 1973] beschrieben.

### **Inverser barometrischer Effekt**

Der Luftdruck wird gemäß Gleichung 2.30 aus der Korrektur der Laufzeitverzögerung der trockenen Troposphäre berechnet. Der inverse barometrische Effekt ergibt sich dann mit Hilfe von Formel 2.31.

### **Feuchte Troposphäre**

- Radiometer    Messungen des TOPEX Mikrowellen Radiometers
- Modell        Grundlage sind numerische Wettervorhersagemodelle des ECMWF, die eigentlichen Korrekturen werden durch das CORIOTROP Modell (CORrections Ionosphériques et TROPosphériques françaises) bestimmt.

### **Trockene Troposphäre**

Die Korrektur für die Verzögerung der Signallaufzeit durch die trockene Troposphäre wird ebenfalls durch das oben erwähnte CORIOTROP Modell ermittelt.

### **Ionosphäre**

- TOPEX        Bestimmung der ionosphärischen Laufzeitverzögerung durch Verwendung der beiden Meßfrequenzen
- DORIS        Bestimmung der ionosphärischen Laufzeitverzögerung durch DORIS Messungen
- Bent Modell   Modellierung der ionosphärischen Elektronendichte als Funktion von Länge, Breite, Zeit, Jahreszeit und solarem Strahlungsfluß.

### **Mittlere Meeresoberfläche**

Die mittlere Meeresoberfläche OSUMSS95 (Ohio State University Mean Sea Surface 1995) wurde aus den Messungen eines Jahres von TOPEX, ERS-1 (35-tägige Wiederholungszyklen) und GEOSAT sowie einem 168-tägigen Wiederholungszyklus von ERS-1 abgeleitet. Ihre Auflösung beträgt  $1/16^\circ$  bei einer Gebietsabdeckung von  $80^\circ$  südlicher bis  $82^\circ$  nördlicher Breite. Der inverse barometrische Effekt wurde hierbei berücksichtigt. Eine Bias-Korrektur von -14.7 cm bezüglich T/P wurde in den GDR-M angebracht.

### **Geoidhöhe**

Für die Geoidhöhenberechnung wurden die Modelle JGM-3 und OSU91A kombiniert: Die Koeffizienten bis Grad und Ordnung 70 stammen aus dem JGM-3, die Koeffizienten 71 bis 360 aus dem OSU91A.

### **Flags**

Die Wasser/Land-Verteilung wird anhand der Radiometermessungen ermittelt.

Messungen zu Eisflächen werden nach [Picot u. a. 2001] angenommen, wenn folgende Bedingungen erfüllt sind:

- Möglichkeit der Existenz von Eis aufgrund der Klima-Bedingungen
- altimetrisch bestimmte Windgeschwindigkeit geringer als  $1 \text{ m s}^{-1}$ .

# Kapitel 4

## Programmbeschreibung

### 4.1 Programmstruktur

Ursprünglich sollte das gesamte System zur Altimeterdatenverarbeitung in MATLAB erstellt werden. Da sich aber MATLAB in manchen Bereichen als zu langsam herausstellte, mußten gewisse Programmkomponenten in C/C++ realisiert werden. C/C++ Programme können unter Einbindung einer Gateway-Funktion, welche die Variablenübergabe definiert, in sogenannte MEX-Dateien (unter Windows mit der Dateiendung \*.dll) kompiliert werden, die wie normale MATLAB-Programme direkt von MATLAB aus aufgerufen werden können. Die Ausführungsgeschwindigkeit erhöht sich dabei jedoch erheblich, vor allem bei den teilweise unvermeidbaren Schleifen.

Das Programm gliedert sich in drei Ebenen (siehe Abbildung 4.1): an erster Stelle stehen die Ausgangsdaten auf CD-ROM und die Datenvorverarbeitung, die eine Kombination aus MATLAB- und C-Code ist. Diese greift ausgewählte Elemente der Daten heraus, prüft, ob diese bestimmten Qualitätskriterien entsprechen und schreibt diese Daten nach Anbringung gewisser Korrekturen in ein eigen definiertes Datenformat. Darauf folgen die Datenauswahl nach Gebiet und Zeit beschränkt, sowie der Import dieser Daten in MATLAB. An dritter Stelle stehen die Verarbeitung (Filterung und Gridding), die Visualisierung (Rohdaten und prozessierte Daten) und der Datenexport innerhalb MATLAB.

### 4.2 Datenverwaltung

Die Altimetriedaten sind in nach Missionen getrennten Verzeichnissen (derzeit nur TOPEX und POSEIDON) gespeichert. Dort wiederum existiert für jeden Wiederholungszyklus ein Unterverzeichnis, in dem sich die Halbumlaufsdateien befinden. Zur Verwaltung der Daten dient eine Liste mit Zeitpunkt und Länge der Äquatorkreuzungspunkte eines jeden Halbumlaufes, das sogenannte Track-File.

#### 4.2.1 Datenvorverarbeitung

Um die große Datenmenge (die T/P GDR-M umfassen derzeit ca. 58 GB) zu reduzieren und eine einfache Erweiterung auf weitere Missionen zu gewährleisten, werden ausgewählte Elemente der GDR-M

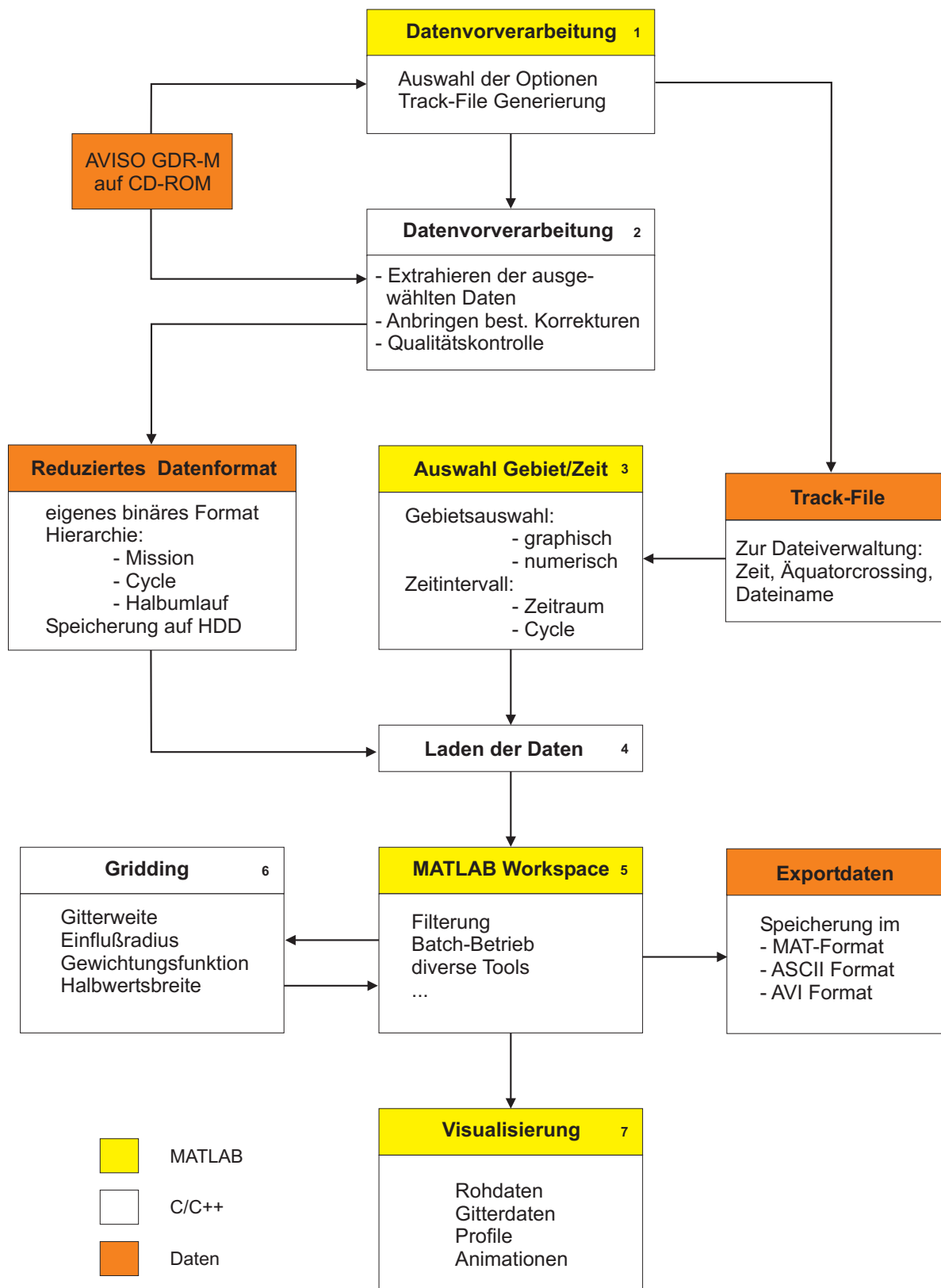


Abbildung 4.1: Struktur der einzelnen Programmkomponenten: die Ziffern beziehen sich auf die Programmbeschreibung in Kapitel 5.

zum binären reduzierten Altimeter Datenformat (RAD) zusammengefaßt (siehe Tabelle 4.1).

Nr.	Größe	Typ	Bytes	Einheit
1	Zeit	D	8	s
2	Breite	SI	4	$10^{-6}$ deg
3	Länge	SI	4	$10^{-6}$ deg
4	Orbithöhe	SI	4	$10^{-3}$ m
5	Altimeterentfernung	SI	4	$10^{-3}$ m
6	RMS der Altimeterentfernung	SI	2	$10^{-3}$ m
7	Signifikante Wellenhöhe	I	2	$10^{-3}$ m
8	Radarrückstreuquerschnitt $\sigma_0$	I	2	$10^{-2}$ dB
9	Ozeangezeiten	SI	2	$10^{-3}$ m
10	Feste Erdgezeiten	SI	2	$10^{-3}$ m
11	Inverser barometrischer Effekt	SI	2	$10^{-3}$ m
12	Feuchte Troposphäre	SI	2	$10^{-3}$ m
13	Trockene Troposphäre	SI	2	$10^{-3}$ m
14	Ionosphäre	SI	2	$10^{-3}$ m
15	Mittlere Meeresoberfläche	SI	4	$10^{-3}$ m
16	Geoidhöhe	SI	4	$10^{-3}$ m
17	Flags	BF	1	

I Integer; SI Signed Integer; D Double; BF Bitfeld

Tabelle 4.1: Elemente des reduzierten Altimeter Datenformats

Die einzelnen Elemente werden aus den GDR-M entnommen, an der signifikanten Wellenhöhe und dem Radarrückstreuquerschnitt werden jeweils die instrumentellen Korrekturen angebracht. An der in den GDR-M enthaltenen Altimeterentfernung wurden bereits sämtliche instrumentellen Korrekturen angebracht. Lediglich die Korrektur wegen Veränderung des Massenzentrums muß berücksichtigt werden, zusätzlich werden die Einflüsse von Polgezeiten und Sea State Bias addiert. Das Flagfeld umfaßt derzeit Indikatoren für Wasser/Eis, Flachwasser/tiefes Wasser und Regen/kein Regen während der Messung. Es kann also noch um 5 weitere Indikatoren erweitert werden.

Die oben genannten Größen müssen den [AVISO 1996] entnommenen Qualitätskriterien in Tabelle 4.2 genügen, sonst werden sie ebenso wie Messungen über Land aussortiert. Anzahl der Einzelmessungen bedeutet dabei, wieviele Messungen der bereits über einen Zeitraum von 50 ms gemittelten Werte (siehe Abschnitt 2.1.1) zu der in 1.1 s Abständen vorliegenden Altimeterentfernung beigetragen haben. Die Lageabweichung bezeichnet die Fehlausrichtung der Antenne bezüglich der Nadirrichtung. Die Filtergrenzen des Höheneffekts der Polgezeiten wurden dabei nicht von [AVISO 1996] übernommen, da die dort angegebenen Werte von -15 m und 15 m unrealistisch sind und aufgrund der Variablengröße von 1 Byte und der Größeneinheit Millimeter auch nicht erreicht werden können. Sind bei TOPEX keine Messungen mit zwei Frequenzen vorhanden, so werden DORIS-Messungen zur Korrektur der ionosphärischen Laufzeitverzögerung verwendet.

Parallel zur Erzeugung der RAD-Dateien wird das Track-File erstellt, das Zeit, geographische

Anzahl Einzelmessungen TOPEX	$\geq 5$	
Anzahl Einzelmessungen POSEIDON	$\geq 10$	
Lageabweichung TOPEX	$\leq 0.4^\circ$	
Lageabweichung POSEIDON	$\leq 0.3^\circ$	
Feste Erdzeiten	-1.0 m	1.0 m
Polzeiten	-.1 m	0.1 m
SSB Korrektur	-0.5 m	0.0 m

Tabelle 4.2: Qualitätskriterien der Datenvorverarbeitung

Länge, Wiederholungszyklus- und Halbumlafs-Nummer des Äquatorkreuzungspunktes jedes verarbeiteten Halbumlafes enthält. Diese Daten können dem Header der Halbumlafsdateien entnommen werden. Das Track-File ist essentiell für den späteren gezielten Datenzugriff und gibt gleichzeitig einen Überblick über die bereits vorverarbeiteten Daten.

Da binäre Dateizugriffe unter MATLAB sehr langsam sind, wurde die Datenvorverarbeitung durch eigenständige Visual C++ 6.0 Programme realisiert, die von der Kommandozeile aufgerufen werden. Die Steuerung dieser Programme erfolgt allerdings über eine MATLAB-Oberfläche. Genauere Informationen zum Datenformat sind Anhang A zu entnehmen.

#### 4.2.2 Gebietszugriff

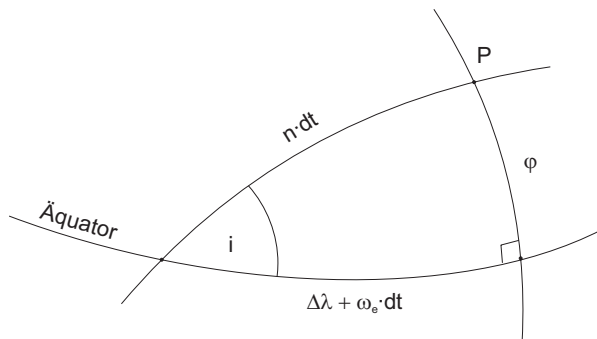


Abbildung 4.2: Sphärisches Dreieck, bestehend aus Äquator, Satellitenbahn und Meridian durch den Punkt P.

Bahnbögen gesucht. Ausgangspunkt ist das sphärische Dreieck aus Äquator, Satellitenbahn und Meridian durch den gesuchten Punkt. Dabei bezeichnen  $n = \sqrt{\frac{GM}{a^3}}$  die mittlere Bewegung,  $\omega_e$  die Rotationsgeschwindigkeit der Erde und  $\Delta\lambda$  den Längenunterschied zwischen Äquatorkreuzungspunkt und Meridian im erdfesten System (siehe Abbildung 4.2).

Die benötigten sphärischen Seitencosinussätze lauten:

Ziel ist die Ermittlung derjenigen Dateien, die Daten für ein ausgewähltes rechteckiges Gebiet und einen bestimmten Zeitraum enthalten. Um unnötige Dateizugriffe zu vermeiden, soll gezielt nur auf diese Dateien zugegriffen werden. Die Ermittlung dieser Dateien erfolgt über die im Track-File gespeicherte Länge der Äquatorkreuzungspunkte der aufsteigenden (bei T/P ungeradzahlige Halbumlafs-Nummer) und absteigenden (bei T/P geradzahlige Halbumlafs-Nummer) Halbumläufe. Für den Zugriff auf ein rechteckiges Gebiet sind die in Abbildung 4.3 dargestellten Äquatorkreuzungsintervalle für diese aufsteigenden und absteigenden



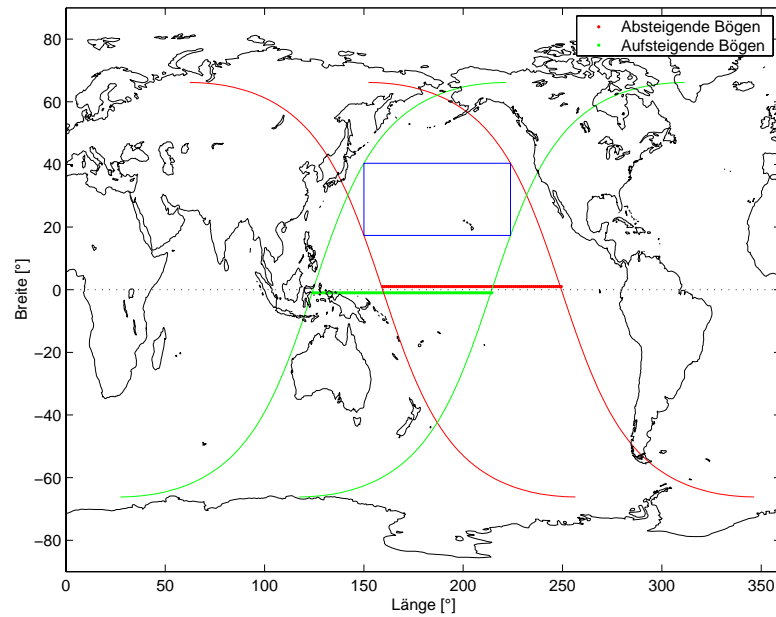


Abbildung 4.3: Dateizugriff für ein ausgewähltes Gebiet: Die Äquatorkreuzungspunkte der Halbumbaufsdateien, welche die Daten des rechteckigen Gebietes enthalten, liegen innerhalb der gekennzeichneten Intervalle (getrennt für aufsteigende und absteigende Bahnbögen).

$$\cos(n \cdot dt) = \cos(\Delta\lambda + \omega_e \cdot dt) \cos \varphi + \sin(\Delta\lambda + \omega_e \cdot dt) \sin \varphi \cos \frac{\pi}{2} \quad (4.1)$$

$$\cos \varphi = \cos(n \cdot dt) \cos(\Delta\lambda + \omega_e \cdot dt) + \sin(n \cdot dt) \sin(\Delta\lambda + \omega_e \cdot dt) \cos i \quad (4.2)$$

Aus Gleichung 4.1 ergibt sich direkt

$$\cos(\Delta\lambda + \omega_e \cdot dt) = \frac{\cos(n \cdot dt)}{\cos \varphi} \quad (4.3)$$

Dividiert man Gleichung 4.2 durch  $\cos \varphi$  und wendet die Nepersche Regel im rechtwinkligen sphärischen Dreieck

$$\cos(n \cdot dt) = \cos(\Delta\lambda + \omega_e \cdot dt) \cos \varphi \quad (4.4)$$

an, so erhält man

$$1 = \cos^2(\Delta\lambda + \omega_e \cdot dt) + \sin(n \cdot dt) \sin(\Delta\lambda + \omega_e \cdot dt) \frac{\cos i}{\cos \varphi} \quad (4.5)$$

Subtrahiert man den ersten Term auf der rechten Seite, wendet den trigonometrischen Pythagorassatz an und dividiert durch  $\sin(\Delta\lambda + \omega_e \cdot dt)$ , so führt dies zu

$$\sin(\Delta\lambda + \omega_e \cdot dt) = \sin(n \cdot dt) \frac{\cos i}{\cos \varphi} \quad (4.6)$$

Dividiert man Gleichung 4.6 durch Gleichung 4.3 erhält man

$$\tan(\Delta\lambda + \omega_e \cdot dt) = \tan(n \cdot dt) \cos i \quad . \quad (4.7)$$

Der Längenunterschied  $\Delta\lambda_j$  bezüglich der Eckpunkte berechnet sich aus Gleichung 4.7 durch Auflösen und Erweitern mit  $n$  zu

$$\Delta\lambda_j = \frac{\omega_e \cdot n \cdot dt}{n} - \arctan(\tan(n \cdot dt) \cos i) \quad . \quad (4.8)$$

Da  $dt$  nicht bekannt ist, wird das Produkt aus  $n$  und  $dt$  mit der Neperschen Regel bestimmt:

$$\sin \varphi_j = \sin i \sin(n \cdot dt) \quad (4.9)$$

Für ein durch den südwestlichen Punkt 1 ( $\varphi_1, \lambda_1$ ) und den nordöstlichen Punkt 2 ( $\varphi_2, \lambda_2$ ) beschränktes rechteckiges Gebiet ergeben sich folgende linke und rechte Grenzen für die Äquatorkreuzungspunkte der aufsteigenden und absteigenden Bahnbögen:

$$\begin{aligned} \lambda_{a,l} &= \lambda_1 - \Delta\lambda_2 & \lambda_{d,l} &= \lambda_1 - \Delta\lambda_1 \\ \lambda_{a,r} &= \lambda_2 - \Delta\lambda_1 & \lambda_{d,r} &= \lambda_2 - \Delta\lambda_2 \end{aligned}$$

Die zeitliche Auswahl kann entweder über die Wiederholungszyklus-Nummer oder die Angabe eines Zeitintervalls erfolgen.

## 4.3 Datenverarbeitung

### 4.3.1 Datenfilterung

Standardabweichung TOPEX	0.1 m	
Standardabweichung POSEIDON	0.175 m bis 0.200 m	
Orbithöhe - Altimeterentfernung	-130 m	100 m
Trockene Troposphäre	-2.5 m	1.9 m
Ionosphäre TOPEX	-0.40 m	0.04 m
Ionosphäre DORIS	-0.40 m	0 m
Ozeangezeiten	-5 m	5 m
SWH	0 m	11 m
$\sigma_0$ TOPEX	7 dB	30 dB
$\sigma_0$ POSEIDON	7 dB	25 dB

Tabelle 4.3: Qualitätskriterien der Datenfilterung

Zur Eliminierung von Ausreißern werden für bestimmte Größen Intervalle festgelegt, die nicht überschritten werden dürfen. Die in Tabelle 4.3 aufgeführten Werte werden in [AVIS0 1996] als Fil-

terkriterien genannt und dienen in Abhängigkeit der ausgewählten Mission als Standardwerte.

Da nach Anwendung dieser Kriterien noch mehrere, teils grobe Ausreißer vorhanden waren, wurde als weiteres Filterkriterium die Differenz zwischen Orbithöhe, Altimeterentfernung und Geoidhöhe eingeführt, dessen Standardwert das Intervall -10 bis 10 Meter umfaßt. Desweiteren können Daten über Eis, in Flachwasser (bei T/P 1000 m) und mit Regen ausgeschlossen werden. Die Anzahl der Einzelwerte, die diese Schranken überschreiten, sowie die Gesamtzahl der ausgesonderten Datensätze werden angezeigt.

### 4.3.2 Gridding

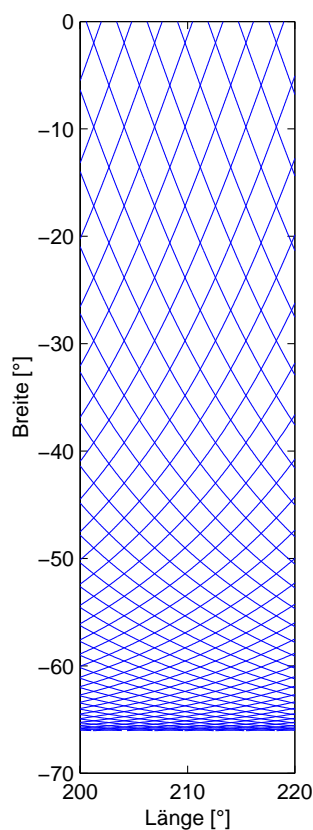


Abbildung 4.4: T/P-Groundtrack

Ziel des Gridding ist die Interpolation der entlang des Groundtrack vorliegenden Meßwerte auf ein regelmäßiges Gitter. Problematisch hierbei ist, daß die Einzelmessungen entlang des Groundtracks in sehr dichtem Abstand, bei T/P ca. 7 km, vorliegen. Der Abstand der Bodenspuren zueinander ist jedoch wesentlich größer mit Maximum am Äquator. Im Falle von T/P beträgt der Abstand dort 2.83 Grad bzw. 314 km. Die in der Geodäsie häufig verwendete Dreiecksvermaschung, etwa die Delaunay-Triangulation, kann deshalb nicht angewendet werden, da eine Vielzahl an Messungen unberücksichtigt bleiben würde und zudem systematische Effekte das Ergebnis verfälschen würden. Neben aufwendigen Verfahren wie ausgleichenden Flächen oder Kollokation bietet sich folgendes Vorgehen an: Alle Meßwerte, die innerhalb eines gewählten Einflußradius um den Gitterpunkt liegen, tragen mit einem bestimmten Gewicht zu diesem bei.

Für ein solches Griddingverfahren gibt es zwei verschiedene Ansätze: es können einerseits von einem Gitterpunkte ausgehend alle Meßpunkte ermittelt werden, die innerhalb des Einflußkreises liegen, andererseits können für jeden Meßpunkt die entsprechenden Gitterpunkte ermittelt werden. Für den ersten Ansatz müssen sämtliche Meßwerte permanent im Speicher vorgehalten und auf Nachbarschaft zum jeweiligen Gitterpunkt durchsucht werden. Für den zweiten Ansatz müssen sich nur die Matrix der Gitterpunkte und die entsprechende Gewichtsmatrix im Speicher befinden, die Messungen können nacheinander geladen und verarbeitet werden. Zudem kann ausgehend von den Koordinaten des Meßpunktes durch Definition eines Suchrechteckes die Anzahl der Gitterpunkte, die theoretisch im Einflußradius liegen, deutlich reduziert werden. Es muß lediglich für diese Punkte der sphärische Abstand berechnet werden. Der Rechenaufwand ist deutlich geringer, deshalb wurde dieser Ansatz gewählt. Zudem ist eine Erweiterung auf die Verarbeitung sehr großer Datensätze einfacher, da dann lediglich die momentan in einem Schritt geladenen Meßwerte auf mehrere Einzelschritte verteilt werden müssen.

Bei beiden Verfahren fallen Gitterwerte über Land an, die durch eine Land-Ozean-Maske elimi-

nirt werden müssen. Diese wurde mit Hilfe eines globalen DGM mit 2 Minuten Auflösung und einer Ausdehnung von  $-72^\circ$  bis  $+72^\circ$ , das in [Smith und Sandwell 1997] beschrieben ist, erstellt. Für dieses DGM flossen Daten aus Schiffsprofilen und aus den Altimetermissionen GEOSAT und ERS-1 in die Berechnung ein. Die Daten wurden mit Hilfe der MATLAB Mapping-Toolbox in Abständen von 20 Minuten eingelesen und auf ein  $0.5$  Grad Gitter interpoliert.

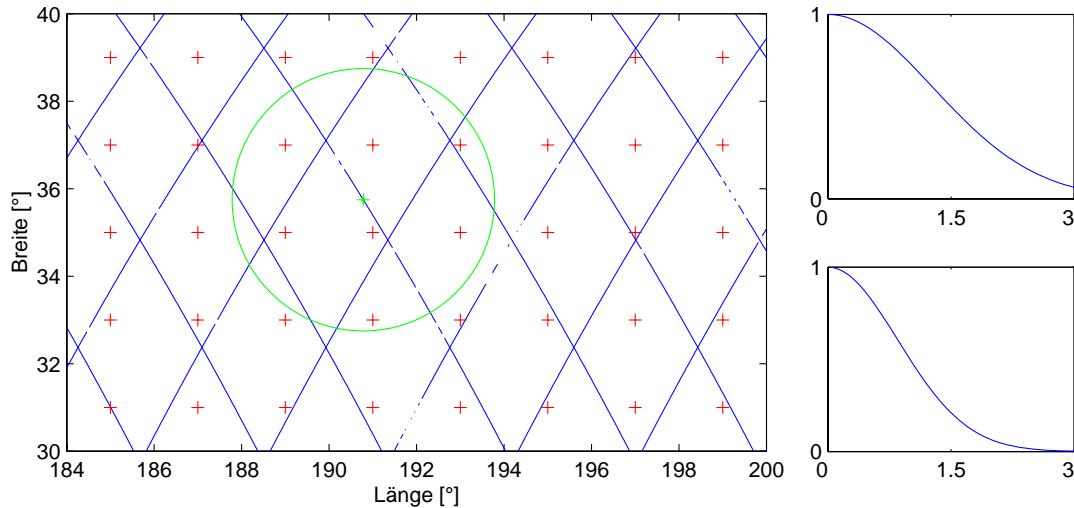


Abbildung 4.5: Gridding und Gewichtungsfunktionen, links: T/P-Groundtrack und Einflußradius von  $3^\circ$ ; rechts oben: Gauß-Funktion mit Halbwertsbreite von  $1.5^\circ$ ; rechts unten: Gauß-Funktion mit Halbwertsbreite von  $1^\circ$ .

Einfluß auf das Gridding haben die Wahl des Einflußradius und die Gewichtungsfunktion. Die in diese Funktion eingehende Größe ist der sphärische Abstand  $\psi$  zwischen Meßpunkt und Gitterpunkt. Der sphärische Abstand zweier Punkte läßt sich aus dem sphärischen Cosinussatz ableiten:

$$\cos \psi = \sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos \Delta\lambda \quad (4.10)$$

Folgende Gewichtungsfunktionen können verwendet werden:

- keine Gewichtung  $f(\psi) = 1$
- linear  $f(\psi) = 1 - \frac{\psi}{\psi_{max}}$
- quadratisch  $f(\psi) = \left(1 - \frac{\psi}{\psi_{max}}\right)^2$
- Gauß-Funktion  $f(\psi) = e^{-\sigma\psi^2}$  mit  $\sigma = \ln(2)\tau^{-2}$

$\psi_{max}$  ist hierbei der Einflußradius,  $\sigma$  der Glättungsparameter und  $\tau$  die Halbwertsbreite. Ein größerer Einflußradius zieht zwangsläufig eine von der Gewichtungsfunktion abhängige Glättung nach sich.

Für kleine Größen wie etwa Meereshöhenanomalien liefert dieses Vorgehen gute Ergebnisse. Große Größen, etwa die Meereshöhe über dem Bezugsellipsoid, weisen deutlich schlechtere Ergebnisse auf:

starke Veränderungen gehen durch die Glättung verloren, dennoch sind aber systematische Fehler in Form klar erkennbarer Bodenspuren vorhanden. Dieser Effekt ist in Abbildung 6.7 in abgeschwächter Form erkennbar. Die dort gegriddete Wellenhöhe liegt im Bereich von 0 bis 5 Metern und ist damit bereits so groß, daß die Bodenspuren sichtbar werden. Eine Verbesserung könnte das Subtrahieren einer mittleren Fläche vor dem Gridding liefern. Nach dem Gridding wird diese Fläche wieder addiert, um die gewünschte Größe zu erhalten.

Eine spezielle Behandlung ist notwendig, wenn das ausgewählte Gebiet den Null-Meridian beinhaltet. Für die beiden Teilgebiete westlich und östlich des Meridians müssen jeweils die Daten des anderen Gebietes, die noch innerhalb des Einflußkreises liegen berücksichtigt werden, um am Null-Meridian keine Sprünge zu erhalten. Hierzu wird zu den Rohdaten außerhalb des eigentlichen Gebietes 360 Grad subtrahiert bzw. addiert und dann getrennt für das um den Radius des Einflußkreises nach Westen bzw. Osten erweiterte Teilgebiet das Gridding durchgeführt. Anschließend werden die redundanten Teile entfernt und die beiden Teilgebiete zum Gesamtgebiet zusammengefügt. Gleiches gilt für ein weltumspannendes Gebiet, lediglich die Aufteilung in zwei Teilgebiete entfällt.

# Kapitel 5

## Programmbedienung

### 5.1 Hard- und Softwarevoraussetzungen, Installation

Zur Programmausführung wird MATLAB 6.x benötigt. Die momentane Version wurde nur unter Windows NT 4.0 und Windows 2000 getestet. Das unterschiedliche Verhalten des DIR Befehls unter diesen Betriebssystemen verursachte Konflikte, so daß die entsprechenden Programmabschnitte in betriebssystemabhängige Teile getrennt werden mußten. Da die momentan aktuellste Version von MATLAB, die Version 6.1, Windows XP nicht offiziell unterstützt, wurde dieses Betriebssystem auch nicht getestet. Für globale Berechnungen sollte der Rechner über eine Taktfrequenz von mindestens 1 GHz verfügen, für kleinere Gebiete reichen auch 400 MHz aus, allerdings sollte der Arbeitsspeicher mindestens 256 MB groß sein.

Sämtliche Programmdateien müssen in ein gemeinsames Verzeichnis kopiert werden, dieses muß in den MATLAB-Pfad aufgenommen werden. Der Programmstart erfolgt durch die Eingabe von `a1`. Es erscheint die in Abbildung 5.1 dargestellte Menüleiste, über die sämtliche Programmfunktionen aufgerufen werden können. Die einzelnen Funktionen werden im Folgenden in der Reihenfolge dieser Menüleiste erläutert.



Abbildung 5.1: Menüleiste der MATLAB Altimetrie Toolbox

Beim ersten Programmstart erscheint die Fehlermeldung *Die Konfigurationsdatei muß noch erstellt werden*. Über den Menüpunkt *Einstellungen* müssen das Programmverzeichnis, ein Datenverzeichnis und das zu verwendende CD-ROM-Laufwerk ausgewählt werden, diese Angaben werden dann in der Konfigurationsdatei gespeichert.

Die Ziffern bei den Abbildungen der Bedienfenster bezeichnen die Position der einzelnen Komponenten innerhalb der in Abbildung 4.1 dargestellten Programmstruktur.

## 5.2 Daten

### Neuer Datensatz

Zu Beginn der Verarbeitung müssen die Mission, die Satellitenbahn, die Art der Korrektur für feuchte Troposphäre und Ionosphäre und das Gezeitenmodell ausgewählt werden. Der Vollständigkeit halber sind alle Elemente des Datensatzes außer Zeit und Ort aufgeführt, auch wenn keine Auswahlmöglichkeit besteht (siehe Abbildung 5.2). Die Einstellungen werden in der Header-Datei `Missionsname.HDR` im entsprechenden Datenverzeichnis gespeichert.

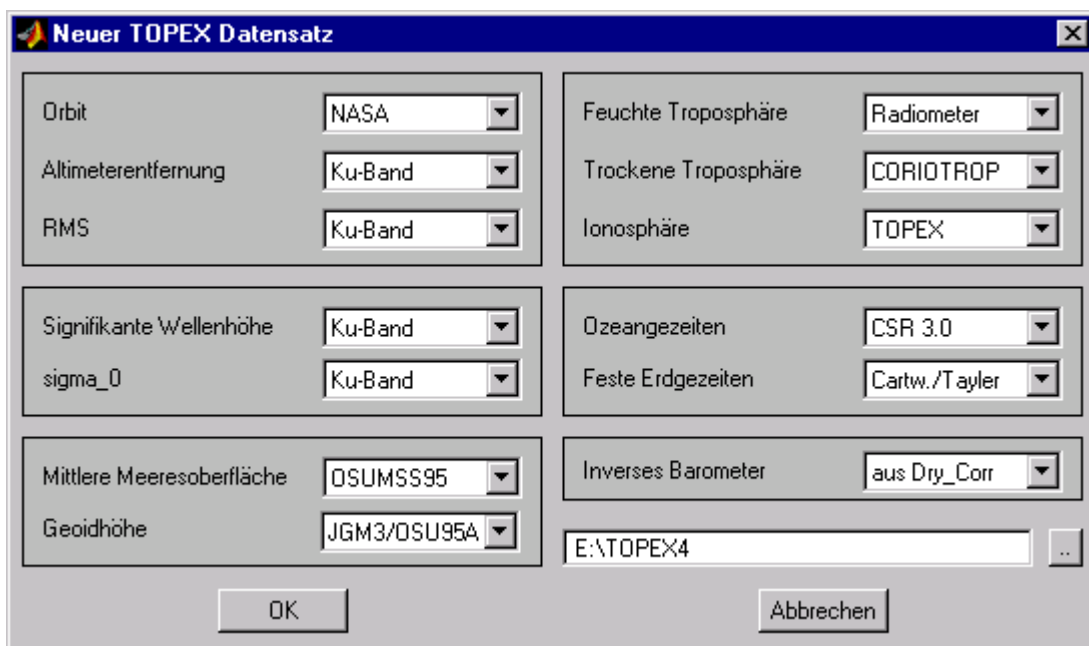


Abbildung 5.2: Neuen Datensatz erzeugen [1]

### Datenvorverarbeitung

Es wird diejenige Mission gewählt, die dem aktuellen Datenverzeichnis entspricht. Zu Beginn wird eine Sicherungskopie des Track-Files erstellt, so daß bei Fehlern während des Einlesens gegebenenfalls der vorherige Zustand wiederhergestellt werden kann. Das Fenster CD-Info gibt Auskunft über den Inhalt der CD-ROM (enthaltenen Cycles mit Anfangs- und Endzeit).

Vor Beginn der Datenvorverarbeitung sollte sichergestellt werden, daß ausreichend Festplattenspeicher zur Verfügung steht. Die vorverarbeiteten Daten einer T/P GDR-M CD-ROM benötigen maximal 75 MByte Speicherplatz. Kommt es während der Datenvorverarbeitung zu Problemen, so kann der vorherige Zustand mit der automatisch angelegten Sicherungskopie des Track-Files wiederhergestellt werden.

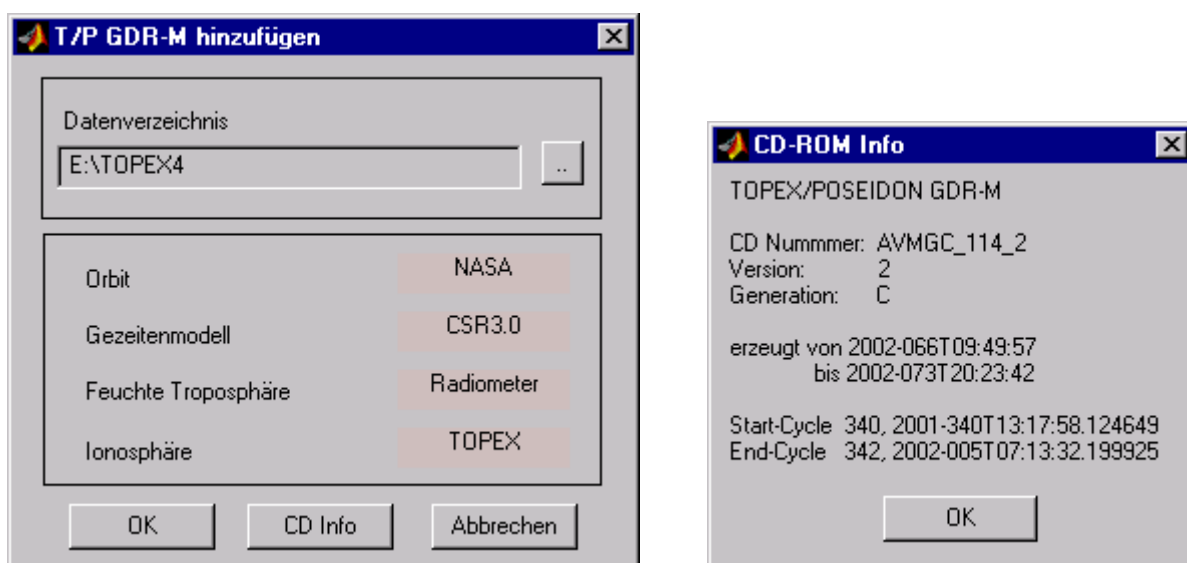


Abbildung 5.3: Datenvorverarbeitung [1,2]

### Laden

Die Auswahl des Gebietes kann entweder durch Eingabe der Grenzen (Koordinaten des südwestlichen und des nordöstlichen Begrenzungspunktes) oder durch graphische Auswahl über die Schaltfläche *Gebiet* erfolgen (siehe Abbildung 5.4). Soll dieses Gebiet den Meridian von Greenwich überschreiten, so kann dies durch Auswahl des nicht gewünschten Längenbereichs innerhalb des gewünschten Breitenbereichs und die Schaltfläche *Länge umkehren* erfolgen. Falls vorher bereits Daten geladen wurden, wird dieses Gebiet wieder als Vorgabe angezeigt. Die zeitliche Auswahl erfolgt über die Wiederholungszyklusnummer oder über ein Datumsintervall im Eingabeformat `dd-mmm-yyyy HH:MM:SS`, also beispielsweise `26-apr-2001 12:00:00`.

### Import

Import der im MATLAB-Format abgespeicherten gerrideten Daten.

### Export

Die gerrideten Daten können entweder als MATLAB-Workspace oder als ASCII-Datei abgespeichert werden. Beide Dateien enthalten das vollständige Gitter, Gitterpunkte über Land sind mit NaN belegt. Die ASCII-Datei enthält die Gitterpunkte zeilenweise in der Reihenfolge Länge, Breite, gerridete Größe. Im Kopf der Datei sind die Gebietsausdehnung, die Gitterweite, der Zeitraum und die Parameter des Gridding gespeichert. Diese Größen werden beim MATLAB-Format in den entsprechenden globalen Variablen (siehe Anhang B.1) mit abgespeichert.



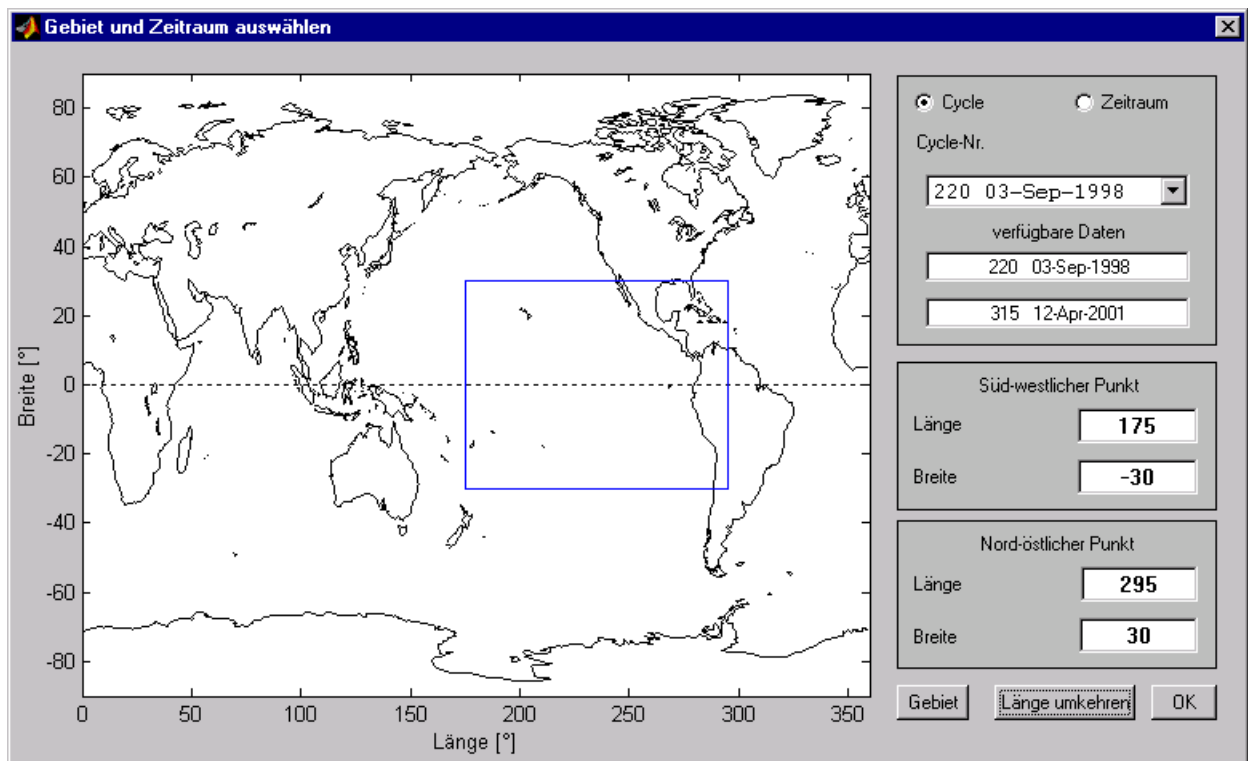


Abbildung 5.4: Auswahl der zu ladenden Daten [3,4]

### Datenbestand

Es werden die bisher vorverarbeiteten Wiederholungszyklen, die missionsspezifischen Auswahlparameter (Orbit, Gezeitenmodell, ...) sowie der Zeitpunkt der letzten Veränderung des Track-Files angezeigt.

### Gegriddete Daten

Befinden sich gegriddete Daten im Speicher, so werden Informationen über die Mission, Zeit und Ort sowie die Parameter des Gridding angezeigt.

## 5.3 Prozessierung

### Filterung

Es können eine Obergrenze für die Standardabweichung, sowie untere und obere Schranken für die verschiedenen Korrekturen gesetzt werden, wie in Abbildung 5.5 zu sehen ist. Alle Größen sind hier in Metern angegeben, einzige Ausnahme ist der Radarrückstreuquerschnitt  $\sigma_0$ , hier ist die Größeneinheit Dezibel. Des weiteren können Daten über Eis, Flachwasser (bei T/P 1000 m) und durch Regen beeinträchtigte Messungen ausgeschlossen werden. Es sind automatisch die der jeweiligen Mission entsprechenden Standardwerte nach [AVISO 1996] eingetragen, die durch die Schaltfläche *Default* wiederhergestellt werden können. Die Anzahl der Datensätze, welche die jeweiligen Filterkriterien nicht

erfüllen, werden hinter diesen angezeigt, ebenso die Summe der insgesamt ausgesonderten Datensätze. Diese entspricht nicht zwangsläufig der Summe der einzelnen Korrekturen, da ein Datensatz mehrere Filterkriterien nicht erfüllen kann.

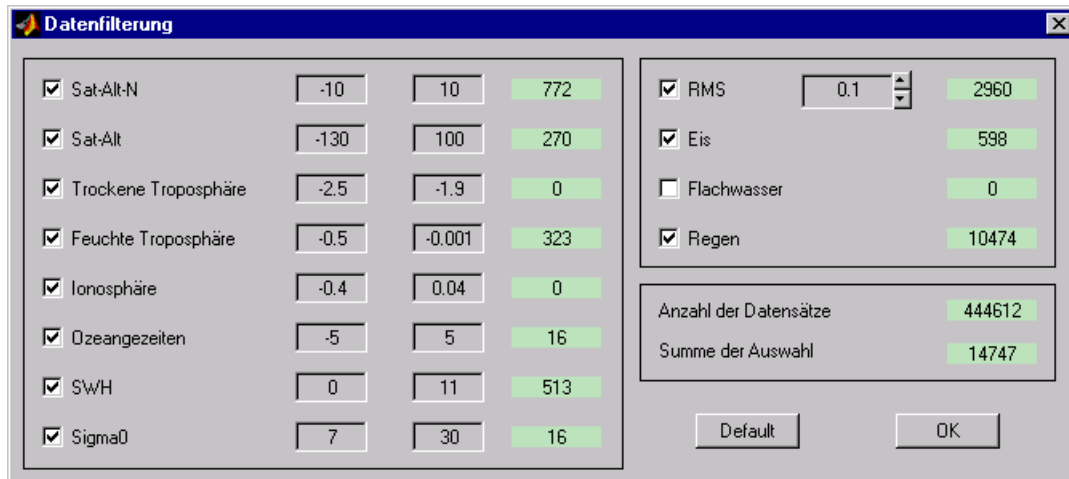


Abbildung 5.5: Auswahl der Filterkriterien [5]

## Gridding

Die Grenzen des Gitters werden anhand der gewählten Schrittweite und der Ausdehnung der geladenen Daten ermittelt. Die Gebietsgrenzen in Längen- und Breitenrichtung müssen durch die jeweilige Schrittweite teilbar sein. Die Gittergrenzen können jedoch auch manuell geändert werden, so daß auch Daten, die außerhalb des gewählten Gebietes aber noch innerhalb des Einflußradius der äußersten Gitterpunkte liegen, zum Gridding beitragen. Als Gridding-Größen stehen zur Verfügung:

- Auswahl: Summe der markierten Größen, als Standard sind Meereshöhenanomalien ausgewählt.
- Signifikante Wellenhöhe
- Radarrückstreuquerschnitt  $\sigma_0$
- Windgeschwindigkeit: berechnet aus  $\sigma_0$  mit Gleichung 2.34.

Die das Gridding beeinflussenden Größen sind der Einflußradius, die Gewichtungsfunktion und bei Wahl der Gauß-Funktion als Gewichtungsfunktion die Halbwertsbreite. Je nach Umfang der geladenen Daten und der Geschwindigkeit des Rechners kann der Gridding-Vorgang mehrere Minuten in Anspruch nehmen.

## Batch-Betrieb

Der Batch-Betrieb ist für die automatisierte homogene Verarbeitung längerer Zeitreihen vorgesehen. Sämtliche Einstellungen bezüglich Gebiet, Filterkriterien Griddingparameter und Zielverzeichnis werden zuvor in der Datei `batchconfig.m` festgelegt. Es können nur komplette Cycles verarbeitet werden.

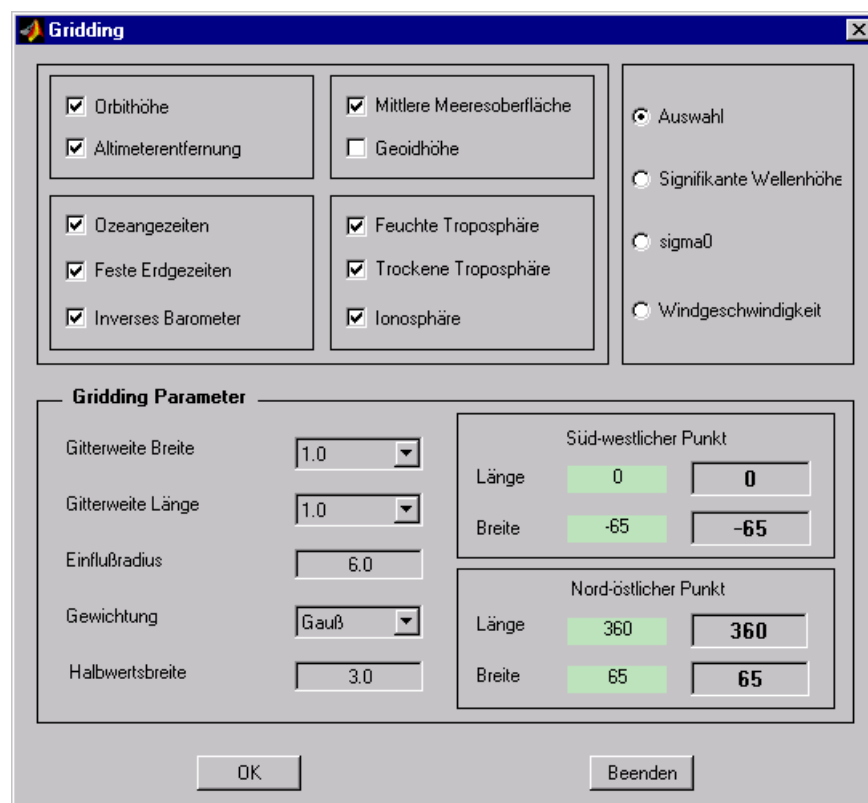


Abbildung 5.6: Auswahl der Gridding-Parameter [6]

Die wichtigsten Parameter sowie die Zahl der enthaltenen und der ausgefilterten Datensätze werden in der Datei `batchreport.txt` abgespeichert. Für einen reibungslosen Ablauf muß sichergestellt werden, daß die zu verarbeitenden Daten sich im aktuellen Datenverzeichnis befinden und ausreichend Festplattenspeicher für die Ergebnisdaten zur Verfügung steht.

## 5.4 Visualisierung

### Ausgangsdaten

Die Ausgangsdaten können in den sinnvoll möglichen Kombinationen visualisiert werden. Die Darstellung kann entlang der Zeitachse oder als aufeinanderfolgende Punkte erfolgen. Die ausgewählten Größen können auch farbcodiert in einem Längen-Breiten-Diagramm als sogenannter Scatter-Plot dargestellt werden. Da diese Darstellungsart sehr rechenintensiv ist, werden maximal 5000 Punkte angezeigt. Desweiteren können die geographische Verteilung der durch Flags gekennzeichneten Daten und der Groundtrack angezeigt werden.

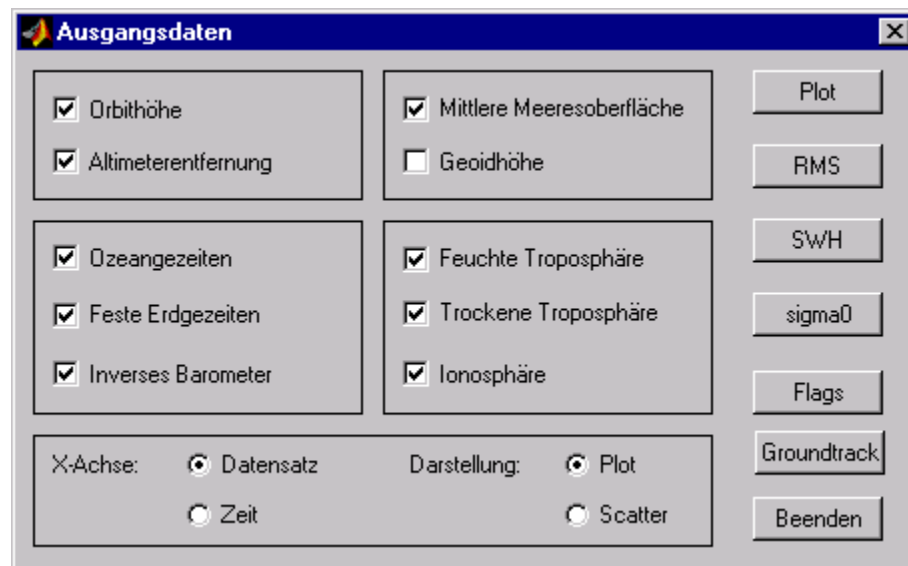


Abbildung 5.7: Visualisierung der Ausgangsdaten [7]

### Gegriddete Daten

Für die Darstellung der gegriddeten Daten kann zwischen den verschiedenen MATLAB-Standard-Visualisierungen (2D und 3D) gewählt werden. Diverse Standard-Optionen können ebenfalls über die graphische Benutzeroberfläche ausgewählt werden (interpolierte Schattierung bei *pcolor*, Beschriftung der Isolinien bei *contour*, Anzeige eines Farbkeils, gleicher Achsenmaßstab). Es können Daten über Land, Küstengewässer mit einer Wassertiefe geringer als 200 m und Flachwasser mit einer Wassertiefe geringer als 1000 m ausgeblendet werden. Diese Klassifizierung erfolgt anhand des in Kapitel 4.3.2 beschriebenen Datensatzes.

Ist *Neues Fenster* aktiviert, so wird ein neues Fenster geöffnet, ist diese Option nicht aktiviert, so wird in das zuletzt erzeugte Fenster gezeichnet. Sollen die Farbpalette (COLORMAP) oder der die Skalierung des Farbkeils (CAXIS) eines bereits geöffneten Fensters verändert werden, so muß dies über das Menü des jeweiligen Fensters erfolgen. Die Einstellungen im GUI-Fenster haben nur auf einen neu zu erzeugenden Plot Auswirkungen. Eine Änderung der CAXIS kann durch *Cancel* im Fenster *CAXIS ändern* wieder auf die volle Bandbreite zurückgesetzt werden. Werden neue Daten importiert oder geladen und gegriddet, so muß das Fenster *Visualisierung der gegriddeten Daten* zunächst geschlossen und dann wieder geöffnet oder über den Menüpunkt *Visualisierung* → *Gegriddete Daten* aktualisiert werden. Geschieht dies nicht, so werden die alten Daten angezeigt, da diese noch in den Strukturen des Fensters gespeichert sind und nicht automatisch aktualisiert werden.

### Profildarstellung

Aus einer Liste kann eine Breite ausgewählt werden, für die ein Profil in Längsrichtung dargestellt wird.



Abbildung 5.8: Visualisierung der gegriddeten Daten [7]

## 5.5 Tools

### Differenz zweier Datensätze

Es wird die Differenz zweier im MATLAB-Format abgespeicherter Datensätze berechnet und visualisiert.

### Mittelwert mehrerer Datensätze

Der Mittelwert der ausgewählten Datensätze wird berechnet und in den Speicher übergeben, so daß er wie ein normaler Datensatz visualisiert und gespeichert werden kann.

### Animation

Eine Zeitreihe des gleichen Gebietes kann als Animation visualisiert werden. Dabei muß die letzte Datei zuerst ausgewählt werden, um die richtige zeitliche Reihenfolge zu erhalten. Um eine identische Skalierung sicherzustellen, müssen die Werte der CAXIS vorher angegeben werden. Die Animationen können entweder direkt in MATLAB betrachtet oder als \*.AVI Datei abgespeichert werden.

## 5.6 Einstellungen

Nach dem erstmaligen Start müssen hier das Programmverzeichnis, ein (noch leeres) Datenverzeichnis und das zu verwendende CD-ROM Laufwerk angegeben werden. Diese Angaben werden dann in der

Konfigurationsdatei `altilab.cfg` im Programmverzeichnis gespeichert und bei den folgenden Aufrufen des Programms geladen. Die Auswahl der zu bearbeitenden Mission erfolgt indirekt über die Auswahl des entsprechenden Datenverzeichnisses.

# Kapitel 6

## Anwendungsbeispiele

Für die folgenden Beispiele wurden TOPEX-Daten mit den in Kapitel 4.3.1 beschriebenen Grenzen gefiltert. Messungen über Eis und von Regen kontaminierte Messungen wurden nicht verwendet. Die Daten wurden mit einer Gauß-Funktion als Gewichtungsfunktion mit einem Einflußradius von  $6^\circ$  und einer Halbwertsbreite von  $3^\circ$  auf ein  $1^\circ$  Gitter gegriddet. Dies führt aufgrund des relativ großen Einflußradiuses zwar zu einer gewissen Glättung der gegriddeten Daten, stellt aber nach [Nerem u. a. 1994] ein geeignetes Vorgehen zur Verarbeitung globaler Datensätze dar. Desweiteren wurden der NASA-Orbit, das CSR3.0-Gezeitenmodell, die aus TOPEX-Messungen bestimmte ionosphärische Laufzeitverzögerung und die durch das TMR ermittelte Korrektur der feuchten Troposphärenverzögerung verwendet. Der inverse barometrische Effekt wurde ebenfalls korrigiert.

### 6.1 El Niño und La Niña

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. Im Normalzustand wehen Passatwinde von den Hochdruckgebieten über dem Ostpazifik in Richtung der Tiefdruckgebiete über dem Westpazifik. Dabei befördern sie tropisches Oberflächenwasser nach Westen. Infolgedessen steigt im östlichen Pazifik kälteres Wasser aus tieferen Meeresregionen auf. Es verstärkt das Temperaturgefälle von West nach Ost ebenso wie die nach Westen wehenden Winde. Tritt ein El Niño Ereignis auf, dessen Ursachen noch nicht geklärt sind, so kehrt sich diese Wechselwirkung zwischen Wasser und Luft um. Aufgrund von Druckanstiegen im Westpazifik und Druckabfällen im Ostpazifik lassen die Passatwinde nach. Dadurch kann das im Westen aufgestaute warme Wasser nach Osten fließen und den west-östlichen Temperaturunterschied abbauen. Dies führt zu einer weiteren Abschwächung der Passatwinde und einem weiteren Temperaturanstieg vor der Küste Südamerikas. Für die Altimetrie sichtbar wird dies durch einen Anstieg des Meeresspiegels im Ostpazifik und ein Absinken im Westpazifik. Am Ende eines El Niño kann die Situation über den Normalzustand hinaus in die andere Richtung kippen. Die Passatwinde nehmen über das normale Maß hinaus zu und führen zu großen kalten Wassermassen vor der südamerikanischen Küste. Dieses Phänomen wird mit La Niña bezeichnet.

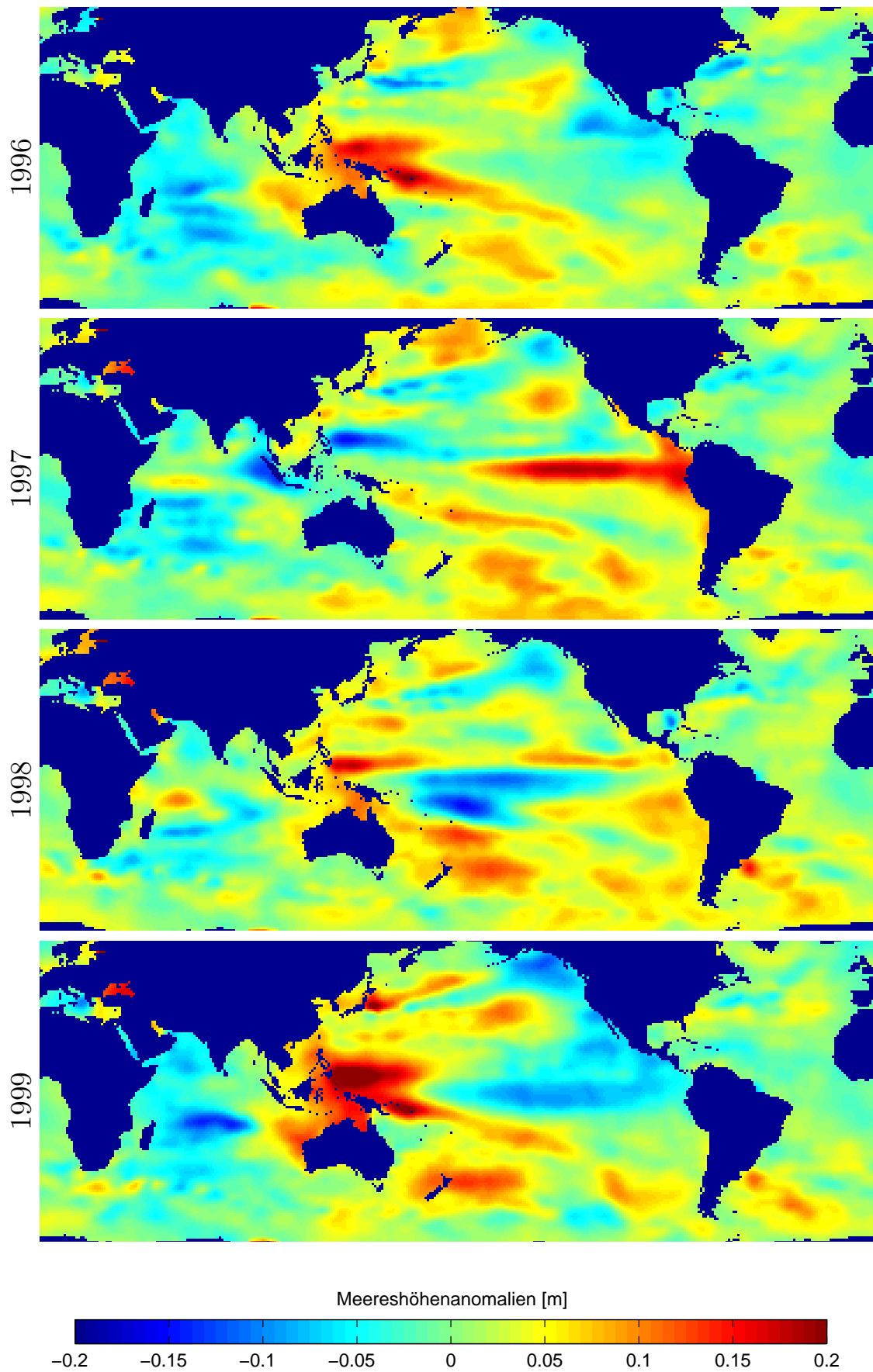


Abbildung 6.1: Jahresmittel der Meereshöhenanomalien der Jahre 1996 bis 1999



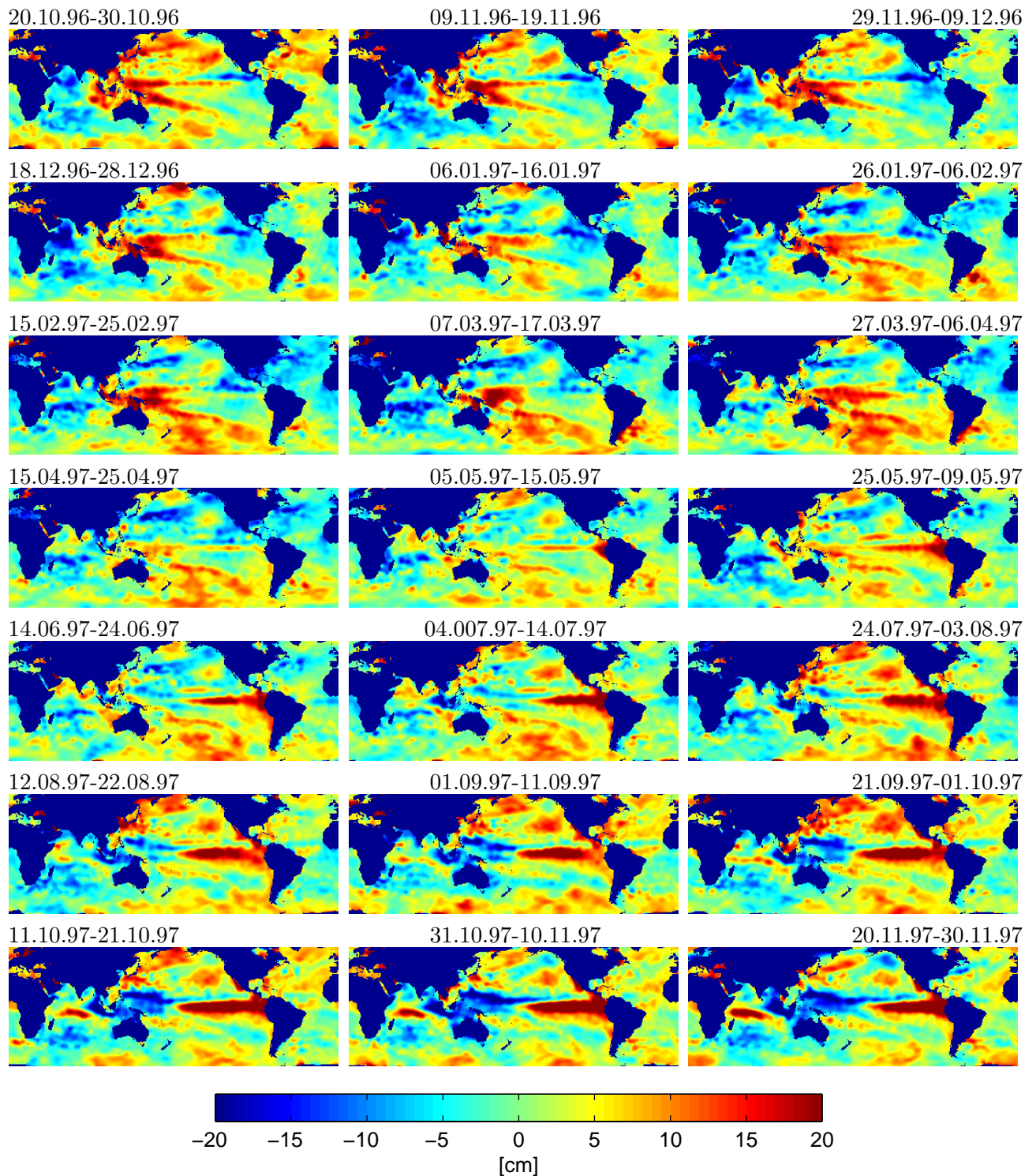


Abbildung 6.2: Meereshöhenanomalien für jeden zweiten Wiederholungszyklus von TOPEX im Zeitraum Oktober 1996 bis November 1997.

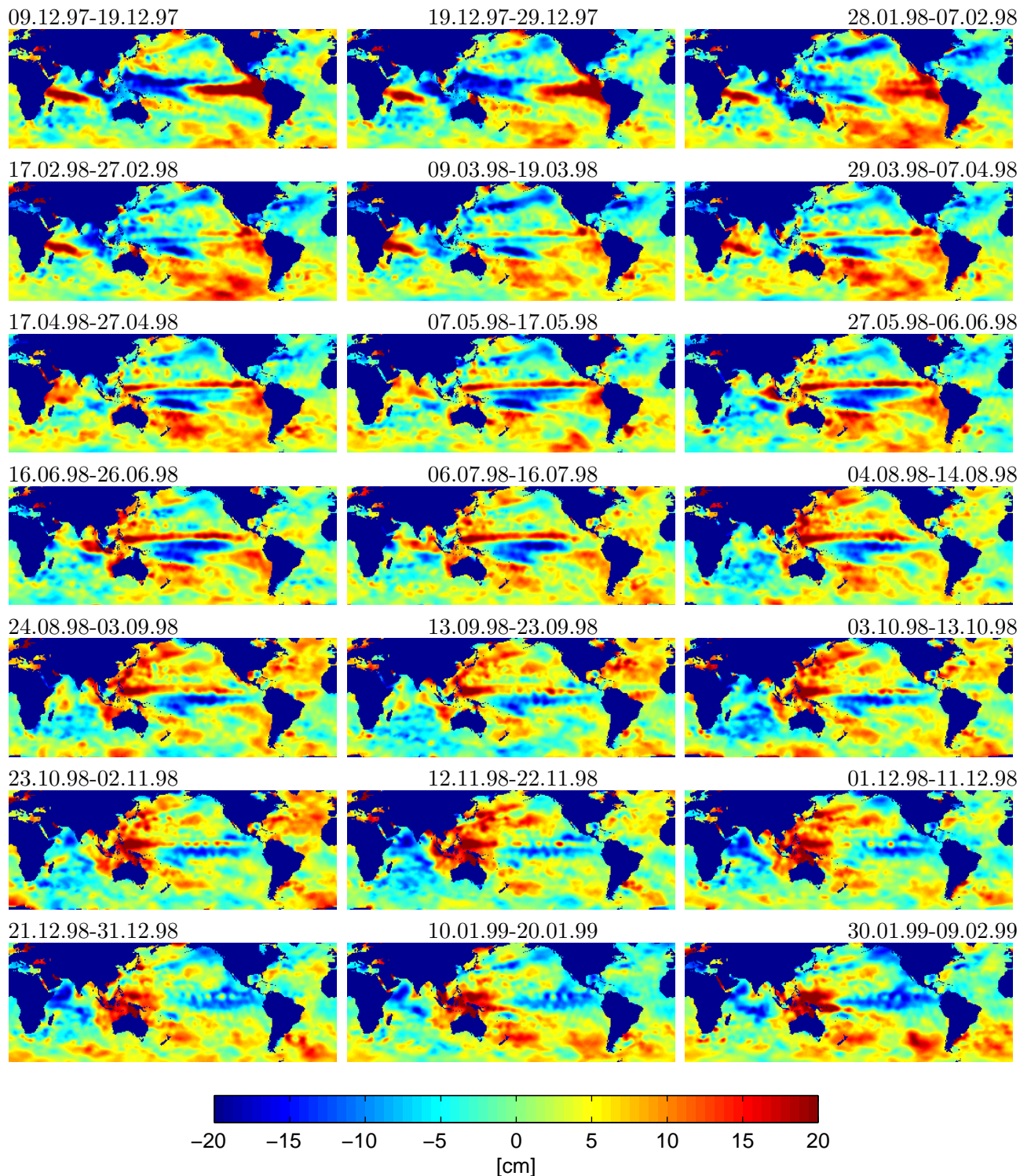


Abbildung 6.3: Meereshöhenanomalien für jeden zweiten Wiederholungszyklus von TOPEX im Zeitraum Dezember 1997 bis Februar 1999.

El Niño und La Niña treten im Mittel etwa alle vier Jahre auf, der Abstand kann aber zwischen zwei und zehn Jahren variieren. Dabei folgt nicht jedem El Niño das entsprechende La Niña, die Häufigkeit von La Niña ist deutlich geringer. Besonders ausgeprägt war das Ereignis von 1997/98, auf das sich auch die folgenden Betrachtungen beziehen.

Meereshöhenanomalien lassen sich durch Subtraktion einer mittleren Meeresoberfläche (hier OSU MSS95, siehe Abschnitt 3.4) von der momentanen Meeresoberfläche berechnen. Es wurden für den Zeitraum 1996 bis 1999 jeweils die Meereshöhenanomalien eines Jahres gemittelt, um jahreszeitliche Schwankungen und andere hochfrequente Signale zu eliminieren. Infolgedessen stellen die Ergebnisse Veränderungen mit einer Periode größer als ein Jahr dar. In Abbildung 6.1 sind deutlich die Auswirkungen von El Niño 1997 zu erkennen: hohe Werte der Meereshöhenanomalien vor der Westküste Südamerikas. 1998 zeigt den Übergang von El Niño zu La Niña 1998-1999. Dieses macht sich durch ein ausgeprägtes Minimum der Meereshöhenanomalien im zentraläquatorialen Pazifik und wieder höheren Werten im Westpazifik bemerkbar, die im Jahr 1999 am meisten ausgeprägt sind.

Die Abbildungen 6.2 und 6.3 zeigen eine zeitlich höher aufgelöste Zeitreihe von TOPEX-Daten, bei der jeweils die Daten eines Wiederholungszyklus gegridet wurden. Der zeitliche Abstand beträgt prinzipiell zwei Wiederholungszyklen, fällt jedoch ein POSEIDON-Wiederholungszyklus in dieses Zeitraster hinein, so beträgt das Zeitintervall drei Wiederholungszyklen. Von Februar bis April 1997 bewegen sich warme Wassermassen im Zentralpazifik nach Osten. Im Mai 1997 beginnt sich El Niño aufzubauen und erreicht in den Monaten Oktober und November seinen Höhepunkt. Anfang 1998 bricht El Niño zusammen und geht über in La Niña, mit dessen Höhepunkt die Zeitreihe endet.

## 6.2 Mittlere Meerestopographie

Wie bereits in Kapitel 2.1 erläutert, versteht man unter der Meerestopographie den Unterschied zwischen Meeresoberfläche und Geoid. Da der variable Teil, verursacht durch Ozeangezeiten und die festen Erdgezeiten, durch die entsprechenden Korrekturen eliminiert wird, soll im Folgenden der permanente Anteil betrachtet werden. Dieser wird in erster Linie durch geostrophische Strömungen verursacht. Geostrophisch bedeutet, daß die Bewegungsgleichung dieser Strömungen, wenn man Reibungseffekte vernachlässigt, durch ein Gleichgewicht aus Corioliskraft und den Kräften des Druckgradienten bestimmt werden. Sie bewegen sich von Hoch- nach Tiefdruckgebieten, jedoch nicht direkt, sondern den Isobaren folgend.

Abbildung 6.4 zeigt oben die mittlere Meerestopographie der Jahre 2000 und 2001. Dafür wurde von der momentanen Meereshöhe die Geoidhöhe aus JGM-3/OSU91a subtrahiert, die Daten separat für jeden Wiederholungszyklus gegridet und dann über einen Zeitraum von 2 Jahren gemittelt. Saisonale Schwankungen werden durch diese Mittelwertbildung eliminiert.

In Abbildung 6.5 sind die größten bekannten Meeresströmungen dargestellt. Vergleicht man beide Abbildungen, so ist in der altimetrisch bestimmten Meerestopographie am deutlichsten der antarktische Zirkumpolarstrom sichtbar. Des Weiteren sind der Golfstrom und der Kuroshio zu erkennen. Allerdings sind nicht so viele Details identifizierbar wie in der ozeanographisch bestimmten Meerestopographie in Abbildung 6.4 unten. Diese wurde mit dem Parallel Ocean Climate Model (POCM)



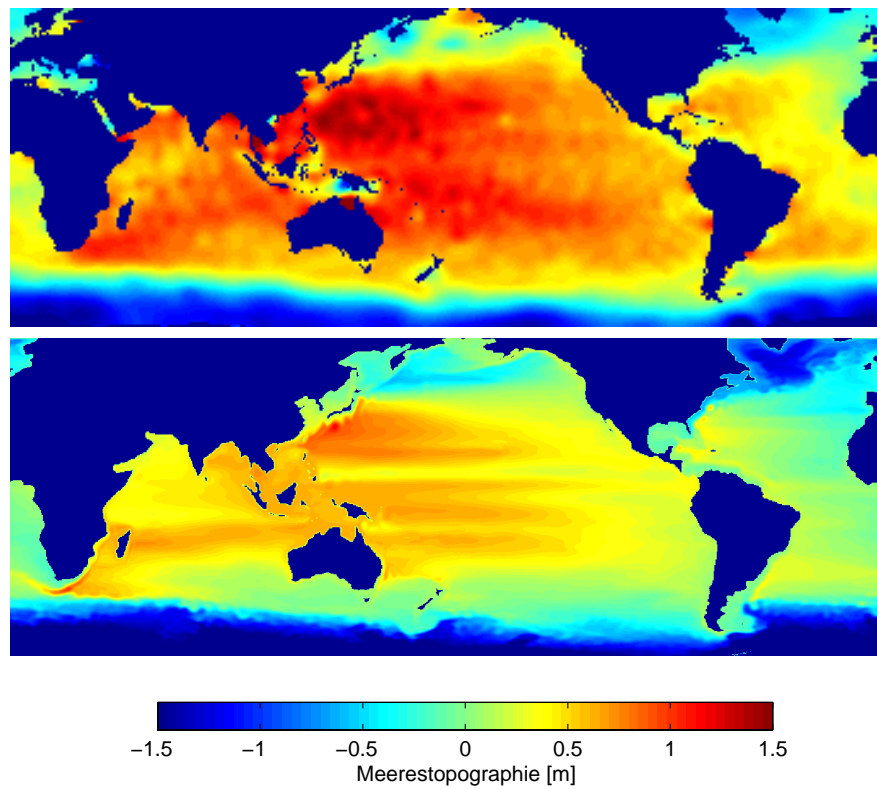


Abbildung 6.4: Mittlere Meerestopographie aus TOPEX-Messungen der Jahre 2000/2001 (oben) und aus POCM (unten).

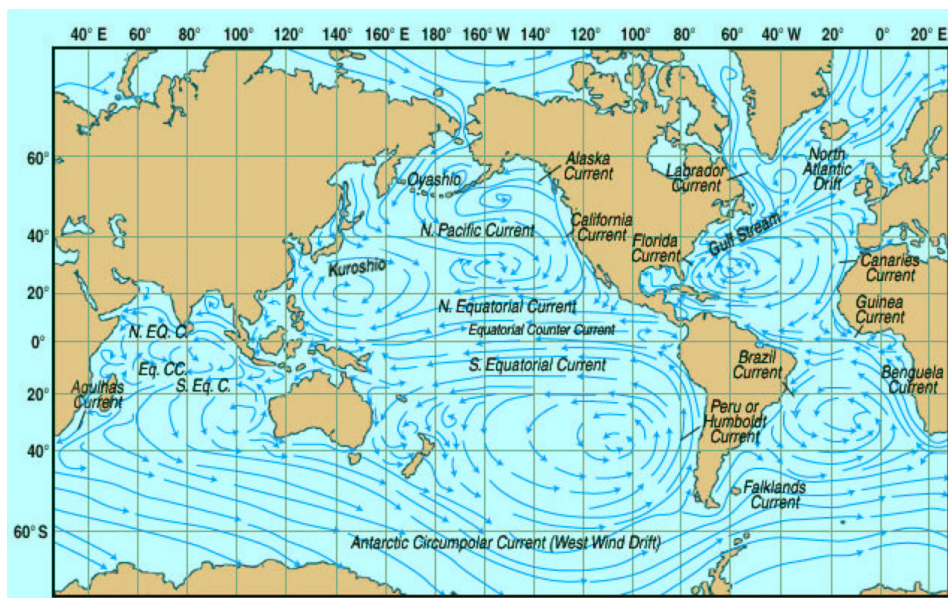


Abbildung 6.5: Meeresströmungen, [JPL 1998]

ermittelt.

Die Ursache der schlechteren Auflösung der altimetrisch bestimmten Meerestopographie liegt vor allem in den immer noch hohen Geoidfehlern im marinen Bereich, die bis zu mehrere Dezimeter betragen. Als Maß für den Geoidfehler eines bestimmten Schwerefeldmodelles dienen die Fehlergradvarianzen

$$\sigma_{n,err}^2 = \sum_{m=0}^n \sigma_{\bar{C}_{nm}}^2 + \sigma_{\bar{S}_{nm}}^2 \quad . \quad (6.1)$$

Diese Fehlergradvarianzen werden in Abbildung 6.6 dem Signal der Meerestopographie, ausgedrückt durch die Gradvarianzen

$$\sigma_n^2 = \sum_{m=0}^n \bar{C}_{nm}^2 + \bar{S}_{nm}^2 \quad (6.2)$$

zweier Kugelfunktionsentwicklungen der Meerestopographie, gegenübergestellt. Ab dem Schnittpunkt der Gradvarianzen der Meerestopographie (Signal) und der Fehlergradvarianzen der Geoidhöhe (Rauschen) ist das Signal nicht mehr signifikant. Dieser Schnittpunkt liegt bei dem verwendeten Schwerefeldmodell OSU91A (für das JGM-3 liegen keine Standardabweichungen vor) bereits bei Grad 10 bzw. 18. Dies entspricht einer räumlichen Auflösung von 1100 km. Kleinmaßstäbigere Variationen, die vermutlich eine wichtige Rolle in der Ozeanzirkulation spielen, können somit nicht zuverlässig aufgelöst werden.

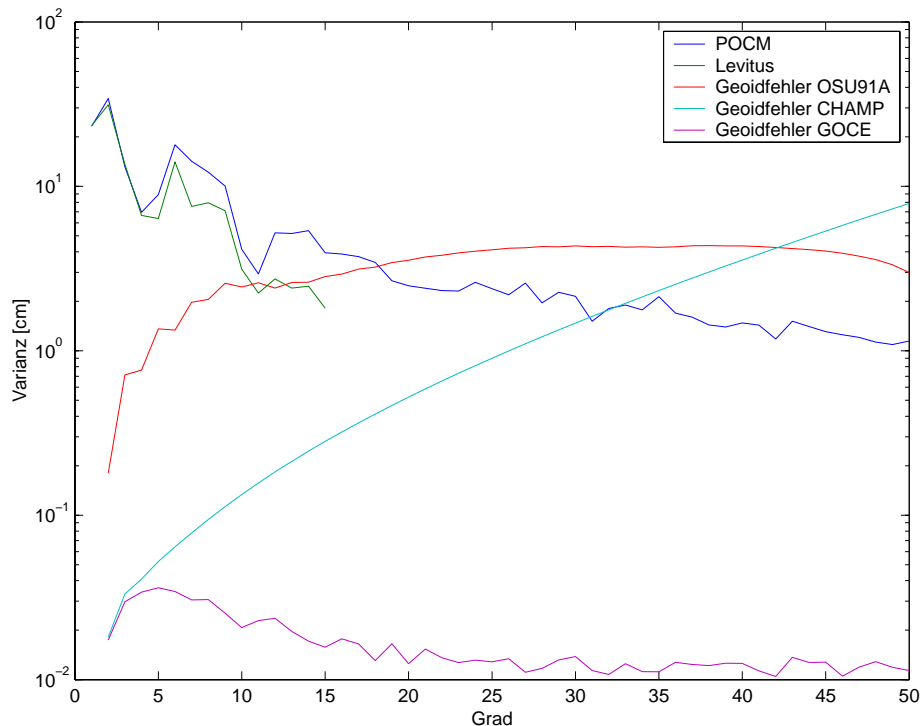


Abbildung 6.6: Fehlergradvarianzen des Schwerefeldmodelles OSU91A im Vergleich mit den Gradvarianzen der Ozeantopographie nach POCM und Levitus sowie den erwarteten Fehlergradvarianzen der CHAMP- und GOCE-Mission.

Zu einer wesentlichen Verbesserung der Schwerefeldmodellierung wird die Gradiometrie-Mission GOCE beitragen [ESA 1999]. Von ihr wird eine Geoid-Genauigkeit im Zentimeterbereich bis zu Wellenlängen von 100 bis 200 km erwartet. Dadurch können auch die schwächeren geostrophischen Strömungen, die in Abbildung 6.4 nicht erkennbar sind, mit Hilfe der Altimetrie untersucht werden. Weitere Anwendungen in der Ozeanographie, die von Genauigkeitssteigerung profitieren, sind die Untersuchung des ozeanischen Massentransports und kleinmaßstäbige Ozeanwirbel sowie deren Auswirkungen auf die Ozeanzirkulation. Durch eine Reprozessierung der bereits vorliegenden Daten mit neuen Geoidmodellen können auch bereits abgeschlossenen Altimetriemissionen von diesen Daten profitieren.

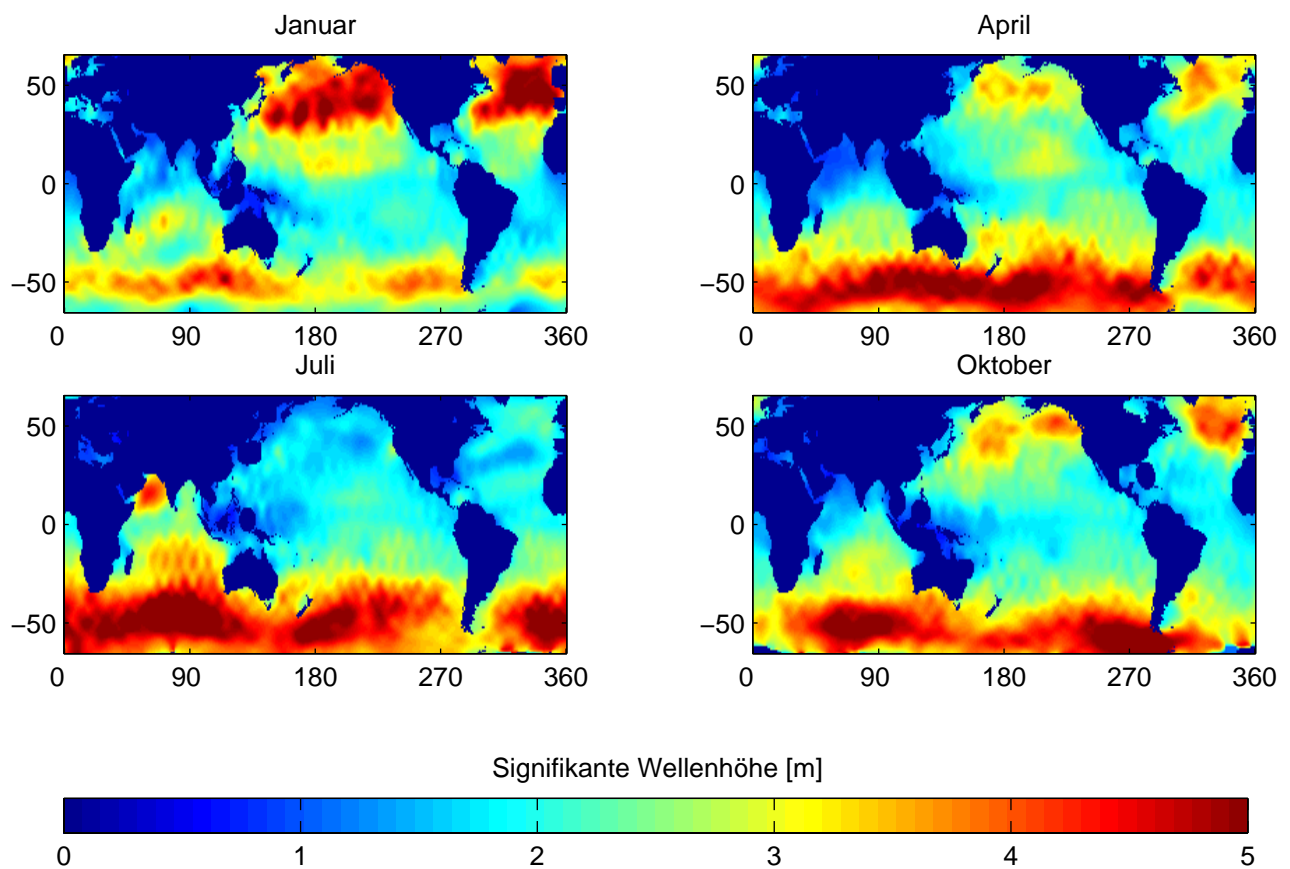


Abbildung 6.7: Monatsmittel der signifikanten Wellenhöhe des Jahres 2001.

### 6.3 Jahreszeitliche Veränderungen der Wellenhöhe

Als weiteres Anwendungsbeispiel soll der saisonale Zyklus der Wellenhöhe dienen. Hierzu wurden für die Monate Januar, April, Juli und Oktober des Jahres 2001 jeweils die Messungen des gesamten Monats verarbeitet. Diese Datenmenge (ca. 1.4 Mio. Einzelmessungen) stellte auch die auf der zur Verfügung stehenden Hardware in einem Verarbeitungsschritt noch zu bewältigende Grenze dar. Sollen Daten eines größeren Zeitraumes verarbeitet werden, so müßten die Daten in kleineren Teilen geladen

werden, dies ist mit dem Programm zur Zeit aber nicht möglich.

Während des Winters auf der Nordhalbkugel sind in Abbildung 6.7 die höchsten Wellen im Nordatlantik und im Nordpazifik zu finden. In den Tropen ist die Wellenaktivität hingegen geringer. In den Ozeanen der Südhalbkugel umspannt ein Band mit großer Wellenhöhe das ganze Jahr über annähernd die gesamte Erde. Im Juli hat die Wellenhöhe auf der Nordhalbkugel abgenommen, wohingegen sie auf der Südhalbkugel zugenommen hat. Deutlich sind hier auch die Auswirkungen des Süd-West-Monsuns zu erkennen, größere Wellenhöhen in der Arabischen See. Auf der Südhalbkugel ist die Wellenhöhe über das ganze Jahr gesehen größer. Dies ist im Fehlen großer Landmassen und in den ganzjährigen Winden in dieser Region begründet.

## 6.4 Meeresspiegelanstieg

Der Anstieg des Meeresspiegels ist ein auch in der Öffentlichkeit viel diskutiertes Thema. Während Pegelbeobachtungen an die Küsten gebunden sind, ermöglicht die Satellitenaltimetrie je nach Orbitkonfiguration eine flächendeckende und annähernd globale Betrachtung. Des weiteren liefern Pegel zunächst nur relative Veränderungen bezogen auf ihre Vermarkung. Eventuelle vertikale Bewegungen des Festlandes oder der Vermarkung (beispielsweise postglaziale Hebungen oder lokale Setzungen) müssen durch andere Meßverfahren (z.B. GPS oder DORIS) bestimmt werden. Allerdings verfügen erst wenige Pegelstationen über derartige Meßeinrichtungen. Altimeterbeobachtungen hingegen beziehen sich auf das Massenzentrum der Erde und können als Absolutwerte betrachtet werden. Nachteil der Altimeterbeobachtungen ist jedoch die im Vergleich zu Pegelbeobachtungen kurze Zeitspanne, die sie umfassen. Pegelbeobachtungen mit einer Zeitdauer von über 60 Jahren existieren vor allem in Europa und Nordamerika, wohingegen hochpräzise Altimeterbeobachtungen erst einen Zeitraum von 10 Jahren abdecken.

Wichtig für die altimetrische Bestimmung der globalen Meeresspiegelveränderungen ist die kontinuierliche Überwachung der Drift des Altimeters und des Radiometers. Fehler in der Driftbestimmung haben direkte Auswirkungen auf die Veränderungsrate des Meeresspiegels. Durch die kombinierte Auswertung von Altimeter- und Pegelmessungen ist zusätzlich zu den in Kapitel 3.2 beschriebenen Kalibrierungsstationen eine Bestimmung der Drift möglich. Durch dieses Vorgehen konnte beispielsweise die Drift des T/P Radiometers aufgedeckt werden [Keihm und Zlotnicki 2000]. Auch Vergleiche mit GPS-Bojen können zur Driftbestimmung herangezogen werden.

Im Folgenden wird eine Zeitreihe von gegriddeten TOPEX Meereshöhenanomalien (bezogen auf OSUMSS95) betrachtet, die einen Zeitraum von acht Jahren umfaßt (Wiederholungszyklus 34 bis Wiederholungszyklus 291, beziehungsweise August 1993 bis August 2000). Die Breitenausdehnung erstreckt sich von 65° Süd bis 65° Nord. Für jeden Punkt des Gitters wird eine ausgleichende Gerade berechnet. Der Veränderung des Meeresspiegels ist dabei durch die Steigung  $a_1$  der Geraden

$$y = f(x) = a_0 + a_1x \tag{6.3}$$

definiert. Die Parameter der Geraden werden durch Ausgleichung bestimmt

$$\begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} n & \sum x_i \\ \sum x_i & \sum x_i^2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \sum y_i \\ \sum y_i x_i \end{bmatrix} \quad (6.4)$$

mit der Anzahl der Beobachtungen  $n$ . Abbildung 6.8 zeigt die Steigungen der für jeden Gitterpunkt berechneten ausgleichenden Geraden. Die Entwicklung ist nicht einheitlich: während der Meeresspiegel in manchen Regionen bis zu 30 mm pro Jahr ansteigt ist in anderen ein Abfallen bis zu 20 mm pro Jahr erkennbar. Allerdings läßt sich hier bereits erahnen, daß der Trend zu einem Anstieg des Meeresspiegels geht.

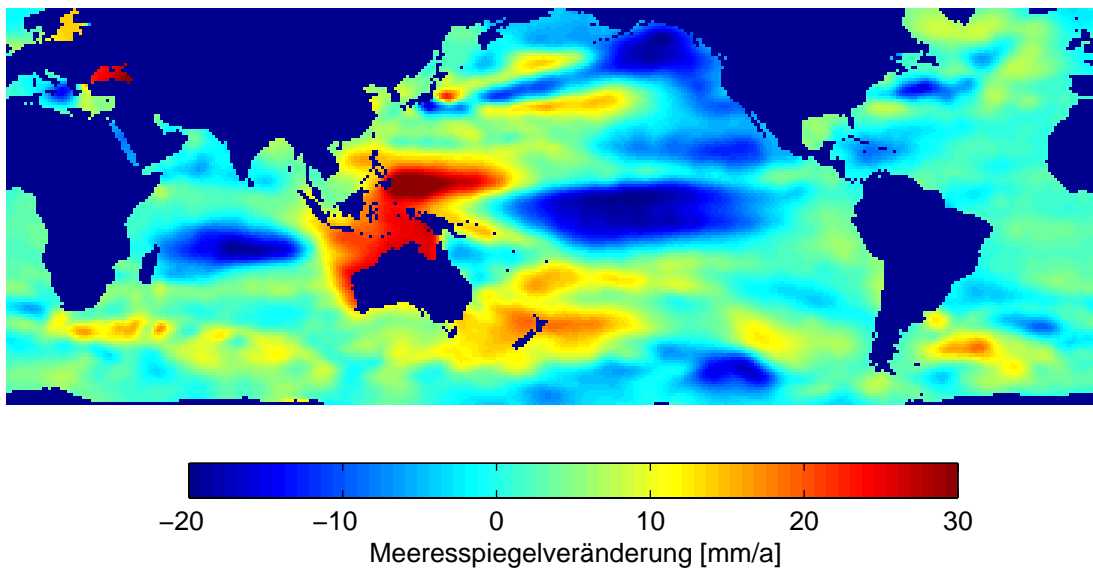


Abbildung 6.8: Mittlere globale Meeresspiegelentwicklung innerhalb des Zeitraums August 1993 bis August 2000.

Deutlicher wird dies in Abbildung 6.9, der der gleiche Zeitraum zugrunde liegt. Hier wurde aber für jeden Wiederholungszyklus der globale Mittelwert der Meereshöhenanomalien berechnet und eine ausgleichende Gerade für diese Zeitreihe ermittelt. Saisonale Schwankungen sind hier ebenso erkennbar wie größere Werte der Meereshöhenanomalien während El Niño 1997/1998, das die Genauigkeit der Bestimmung des Meeresspiegelanstiegs verschlechtert. Der so bestimmte mittlere Anstieg von 2.1 mm pro Jahr stimmt jedoch gut mit den Literaturwerten überein, die zwischen 1 und 3 mm pro Jahr liegen [Cabanes u. a. 2001].

Die Ursachen für diesen Meeresspiegelanstiegs sind nach [Cabanes u. a. 2001]:

- Globale Erwärmung: 0.7 mm/a
- Abschmelzen kontinentaler Gletscher: 0.2 bis 0.4 mm/a
- Veränderung der polaren Eismassen (Grönland und Antarktis): -0.2 bis 0.6 mm/a



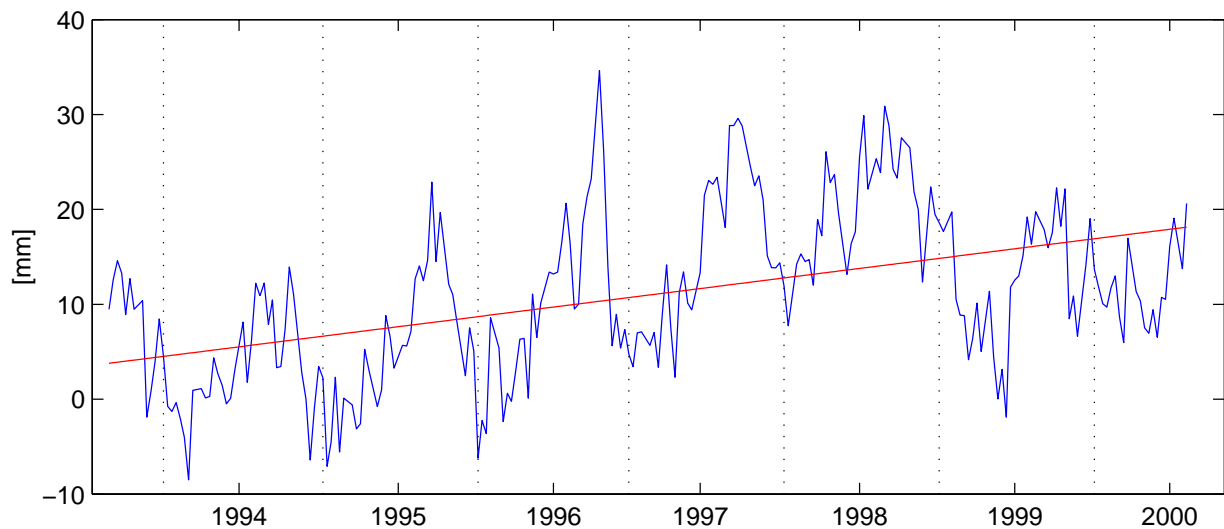


Abbildung 6.9: Meeresspiegelentwicklung über einen Zeitraum von 8 Jahren. Rot die ausgleichende Gerade mit einer Steigung von 2.1 mm/a.

- Veränderungen im Wasserhaushalt (teilweise durch den Menschen verursacht): -1.1 bis 0.4 mm/a

Der größte Anteil der Meeresspiegelveränderung wird durch die globale Erwärmung verursacht. Dieser Anteil wird als sterisch bezeichnet, das bedeutet, daß der Anstieg durch Volumenänderung aufgrund Änderungen des Salzgehaltes oder, wie hier, durch Temperaturveränderungen verursacht wird und nicht durch einen Massenzuwachs. In Abbildung 6.10 ist zusätzlich zur Meeresspiegelvariation die mittlere Temperatur der Meeresoberfläche (Sea Surface Temperature - SST) dargestellt. Die SST-Messungen stammen vom Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) an Bord der amerikanischen NOAA-Satelliten. Diese Messungen liegen in einwöchigem Abstand vor und decken dasselbe Gebiet wie die Altimetermessungen ab. Es muß jedoch darauf geachtet werden, daß die SST sich auf die Meeresoberfläche bezieht und nur unter idealisierten Annahmen auf die darunterliegenden Wassermassen übertragbar ist. Dies wird dadurch deutlich, daß die beiden Kurven nicht vollständig miteinander korrelieren.

Wie die Meereshöhenanomalien weist auch die Temperatur der Meeresoberfläche einen geringen Anstieg auf. Desweiteren wird eine Phasenverschiebung zwischen SST und Meereshöhenanomalien deutlich, da sich die Temperaturänderungen an der Oberfläche erst in die Tiefe fortpflanzen müssen, um eine Meeresspiegelveränderung zu bewirken.

Längere Zeitreihen werden es ermöglichen, auch Aussagen über eine Zunahme des Meeresspiegelanstiegs, wie sie für das 21. Jahrhundert prognostiziert ist, zu treffen. Dann ist es auch möglich, die durch El Niño verursachten Veränderungen herauszumitteln. Sinnvoll ist eine kombinierte Auswertung von GPS-überwachten Pegelstationen und Altimetermessungen. Die verschiedenen Altimetermissionen sollten sich dabei möglichst zeitlich überlappen, um eine genaue Bias-Bestimmung zu ermöglichen. Bei T/P und JASON-1 ist dies gegeben, in der Tandem-Phase fliegen beide Satelliten in derselben Bahn mit einem zeitlichen Abstand von wenigen Minuten und ermöglichen dadurch eine exakte Kalibrierung.

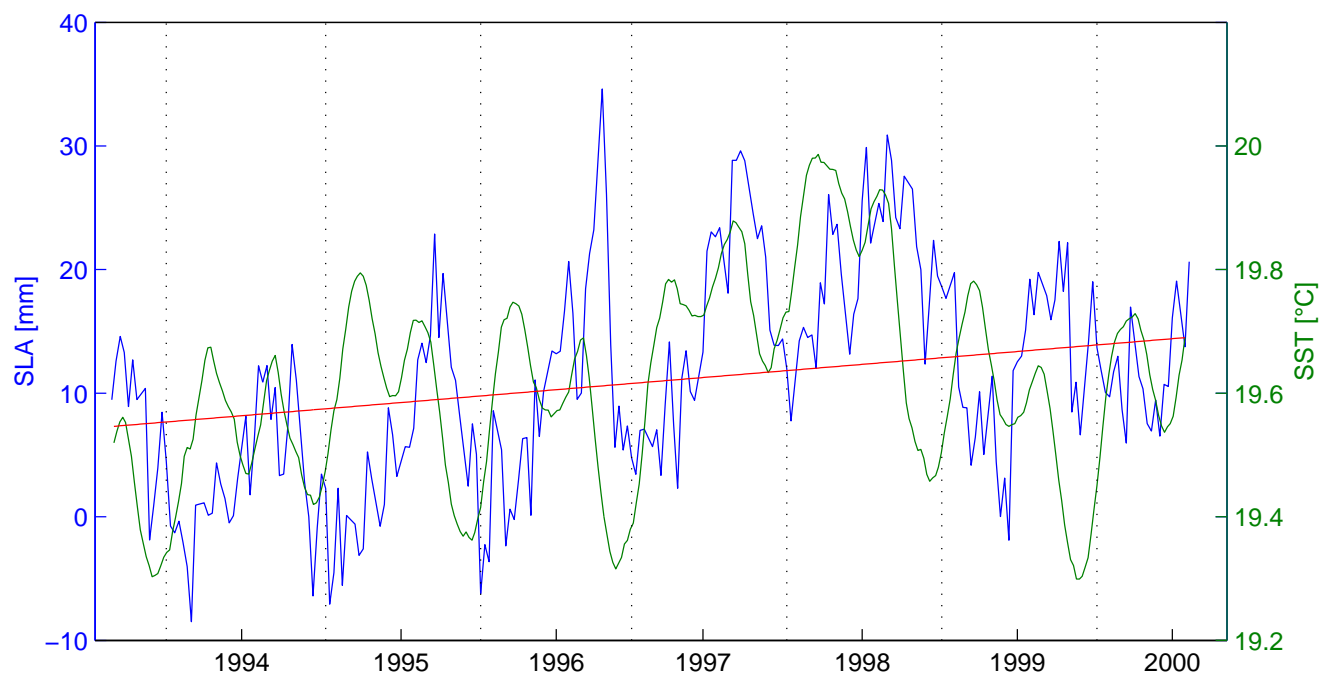


Abbildung 6.10: Zusätzlich zu Abbildung 6.9 sind noch die Entwicklung der mittleren Temperatur der Meeresoberfläche und deren Regressionsgerade dargestellt.

# Kapitel 7

## Ausblick

### 7.1 Programmiererweiterung

Eine Erweiterung auf zusätzliche Missionen sollte relativ einfach möglich sein: den größten Arbeitsaufwand dürfte die Erstellung des Vorverarbeitungsprogramm in Anspruch nehmen. Bei JASON-1 sollte der Aufwand aufgrund der ähnlichen Struktur der GDR allerdings geringer sein, als bei anderen Missionen. Angepaßt werden müßten des weiteren die Benutzeroberfläche und der missionsspezifischen Parameter (Konstanten, Anzahl und Datenumfang der Halbumläufe, ...). Somit wäre auch eine kombinierte Auswertung verschiedener Missionen möglich. Hierbei muß jedoch unbedingt auf ein einheitliches Bezugssystem geachtet werden (T/P Messungen beziehen sich auf des T/P-Referenzellipsoid, siehe Anhang B.4). Desweiteren wäre denkbar, in die Datenvorarbeitung eigene Berechnungs- bzw. Interpolationsalgorithmen für Geoidhöhe, Mittlere Meeresoberfläche und Gezeitenmodelle zu implementieren. Dies hat den Vorteil, nicht auf die Vorgaben durch die GDR-M bzw. GDR angewiesen zu sein. Auch die homogene Auswertung verschiedener Missionen wird dadurch erst ermöglicht, da beispielsweise bei JASON-1 aktuellere Gezeitenmodelle auf den GDR enthalten sein werden als bei T/P.

Denkbar ist auch eine Nutzung der in den GDR-M enthaltenen Datensätzen der Kreuzungspunkte bzw. die Implementation eines eigenen Programms zur Suche von Kreuzungspunkten.

### 7.2 Künftige Altimetriemissionen

Um eine homogene Zeitreihe zu sichern, die mit T/P begann und nun mit JASON-1 fortgesetzt wird soll im Jahr 2004 JASON-2 gestartet werden. Für neue Anwendungen ist es jedoch wünschenswert, sowohl die zeitliche als auch die räumliche Auflösung zu steigern. Um dies zu erreichen, gibt es derzeit drei verschiedene Ansätze [Koblinsky und Smith 2001]: WITTEX ,  $K_a$ -Band Altimeter und Wide-Swath Altimeter.

WITTEX (Water Inclination Topography and Technology Experiment) besteht aus mehreren Altimeter-Kleinsatelliten in derselben Bahnebene. Ihr Abstand beträgt dort jeweils einige hundert Kilometer, so daß durch die Erdrotation Bodenspuren entstehen, die auf der Erdoberfläche einen ge-

ringen örtlichen und auch einen geringen zeitlichen Abstand aufweisen. Dadurch ist die Bestimmung des Gradienten, die bisher nur entlang der Bodenspur möglich ist, auch senkrecht zu dieser möglich. Durch den Einsatz von Delay Doppler Altimetern (DDA) wäre etwa die doppelte Meßgenauigkeit wie bei T/P erreichbar. Die Kosten für die drei erforderlichen Satelliten würden diejenigen von T/P vermutlich unterschreiten.

Das von der CNES konzipierte ALTIKA Altimeter [Vincent und Thouvenot 2001] arbeitet im  $K_a$ -Band mit einer Frequenz von 35.75 GHz. Der Vorteil dieser Frequenz liegt darin, daß die ionosphärischen Korrektur um eine Größenordnung niedriger ist als bei der  $K_u$ -Band Frequenz von T/P. Dadurch würde die Notwendigkeit einer zweiten Meßfrequenz entfallen. Eine geringe Masse und niedriger Energieverbrauch tragen zudem zur Kostensenkung bei. Weitere Vorteile sind eine höhere Pulsrate und niedrigeres Instrumentenrauschen, nachteilig ist die erhöhte Empfindlichkeit gegenüber Regen im Vergleich mit  $K_u$ -Band Altimetern.

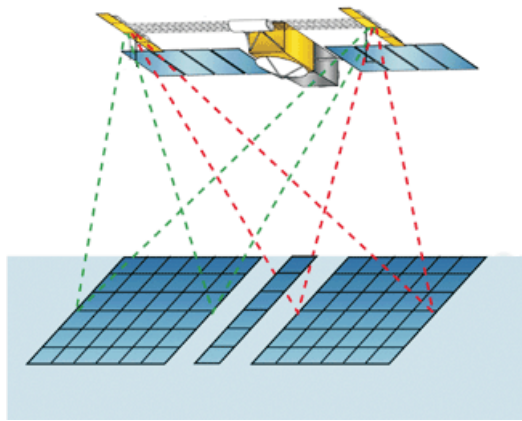


Abbildung 7.1: Wide-Swath Altimetrie

Das Wide-Swath Ocean Altimeter (WSOA), das nicht nur Messungen in der Nadirrichtung sondern auch innerhalb eines gewissen Streifens rechts und links der Bodenspur ermöglicht (rote bzw. grüne Linien in Abbildung 7.1), wurde vom JPL entwickelt. Es wird möglicherweise an Bord von JASON-2 erprobt werden. Es besteht aus einem konventionellen Nadir-Altimeter und einem interferometrischen SAR-System, das im  $K_u$ -Band arbeitet. Durch dieses kann ein Gebiet mit 200 km Breite abgedeckt werden. Problematisch ist allerdings, daß die in der Nadirrichtung gemessenen Korrekturen (Ionosphäre durch das Altimeter, feuchte Troposphäre durch ein Radiometer) für dieses Gebiet extrapoliert werden müssen und daß das System empfindlich auf Fehlausrichtungen reagiert. In der Nadirrichtung wäre somit die gleiche Genauigkeit wie bei T/P erreichbar, an den Außengrenzen des Meßbereiches allerdings nur etwa die Hälfte. Mit solch einem Altimeter könnte bei einer 10-tägigen Wiederholrate nahezu die gesamte Ozeanoberfläche flächendeckend erfaßt werden.

Es sind allerdings auch Verknüpfungen dieser Projekte in Planung, so etwa die Kombination von WITTEX und Wide-Swath Altimetrie zu WITTEX Wide. Durch die höhere Auflösung aller drei Ansätze eröffnen sich neue Anwendungsbereiche: Bestimmung der kleinmaßstäbigen Variabilität der Ozeanoberfläche (in Verbindung mit einem neuen, hochpräzisen Geoid), Verbesserungen im Küstenbereich und bei Binnengewässern sowie die Bestimmung von Strömungen mit Hilfe von Gradienten.

Einen völlig anderen Ansatz stellt die Altimetrie mit GPS-Signalen dar [Zuffada 2001]. Hierbei werden von der Meeresoberfläche reflektierte GPS-Signale zur Entfernungsbestimmung verwendet. Die Entfernungsbestimmung erfolgt dabei durch Korrelation des direkt empfangenen Signals mit dem von der Meeresoberfläche reflektierten Signal sowie über die Dopplerverschiebung des reflektierten Signals. Aus den bekannten Positionen der GPS-Satelliten und des Empfänger-Satelliten sowie einem Näherungswert für die Meereshöhe kann die Nadirentfernung zur Meeresoberfläche berechnet werden.

Erste Versuche an Bord eines Flugzeuges und des Space Shuttle haben die Funktionsfähigkeit dieses Verfahrens bewiesen. Auch der deutsche Satellit CHAMP trägt eine GPS-Nadirantenne an Bord, von der aber bisher keine Daten vorliegen. Die Genauigkeit der über einen Zeitraum von 4 Sekunden gemittelten Messungen beträgt ca. 10 cm. Mit nur einem Satelliten in einer Flughöhe von ca. 400 km kann innerhalb eines Tages eine Abdeckung erreicht werden, die einem Bodenspurabstand von ca. 75 km entspricht. Da die Meßgenauigkeit der Einzelmessungen zu gering ist, muß die Anzahl der registrierten Reflexionen möglichst groß sein. Dies läßt sich einerseits durch eine größere Anzahl von Empfänger-Satelliten realisieren. Andererseits wird durch das europäische Navigationssystem GALILEO die Anzahl der Satelliten auf der Sender-Seite erhöht, so daß eine Genauigkeitssteigerung auf wenige Zentimeter möglich ist.

# Anhang A

## Datenformat-Beschreibung

### A.1 Reduziertes Altimetrie Datenformat (RAD)

#### Zeit

Inhalt	Zeit bezogen auf Referenzepoche
Datentyp	Double
Größe	8 bytes
Einheit	Sekunden

#### Breite

Inhalt	Geodätische Breite
Datentyp	Integer
Größe	4 bytes
Einheit	$10^{-6}$ Grad

#### Länge

Inhalt	Geodätische Länge
Datentyp	Integer
Größe	4 bytes
Einheit	$10^{-6}$ Grad

#### Orbithöhe

Inhalt	Höhe des Satelliten über dem Referenzellipsoid
Datentyp	Signed Integer
Größe	4 bytes
Einheit	Millimeter
Default	2 147 483 647

**Altimeterentfernung**

Inhalt	Korrigierte Altimeterentfernung (siehe 4.2.1)
Datentyp	Signed Integer
Größe	4 bytes
Einheit	Millimeter
Default	2 147 483 647

**RMS der Altimeterentfernung**

Inhalt	Standardabweichung der Altimeterentfernung
Datentyp	Signed Integer
Größe	2 bytes
Einheit	Millimeter
Default	32 767

**Signifikante Wellenhöhe**

Inhalt	Um Instrumenteneinflüsse korrigierte signifikante Wellenhöhe
Datentyp	Unsigned Integer
Größe	2 bytes
Einheit	Millimeter
Default	65 535

**Radarrückstreuquerschnitt  $\sigma_0$** 

Inhalt	Um Instrumenteneinflüsse und atmosphärische Abschwächung korrigierter normalisierter Radarrückstreuquerschnitt
Datentyp	Integer
Größe	2 bytes
Einheit	$10^{-2}$ Dezibel
Default	65 535

**Ozeangezeiten**

Inhalt	Elastische Ozeangezeiten, die sich aus Ozeangezeiten und den ozeanischen Auflasten zusammensetzen
Datentyp	Signed Integer
Größe	2 bytes
Einheit	Millimeter
Default	32 767

**Feste Erdgezeiten**

Inhalt	Feste Erdgezeiten
Datentyp	Signed Integer
Größe	2 bytes
Einheit	Millimeter
Default	32 767

**Inverser barometrischer Effekt**

Inhalt	Auswirkungen von Luftdruckänderungen auf die Meeresoberfläche
Datentyp	Signed Integer
Größe	2 bytes
Einheit	Millimeter
Default	32 767

**Feuchte Troposphäre**

Inhalt	Korrektur des feuchten Anteils der troposphärischen Laufzeitverzögerung
Datentyp	Signed Integer
Größe	2 bytes
Einheit	Millimeter
Default	32 767

**Trockene Troposphäre**

Inhalt	Korrektur des trockenen Anteils der troposphärischen Laufzeitverzögerung
Datentyp	Signed Integer
Größe	2 bytes
Einheit	Millimeter
Default	32 767

**Ionosphäre**

Inhalt	Korrektur der ionosphärischen Laufzeitverzögerung
Datentyp	Signed Integer
Größe	2 bytes
Einheit	Millimeter
Default	32 767



### Mittlere Meeresoberfläche

Inhalt	Höhe der mittleren Meeresoberfläche über dem Referenz-ellipsoid
Datentyp	Signed Integer
Größe	4 bytes
Einheit	Millimeter
Default	2 147 483 647

### Geoidhöhe

Inhalt	Geoidhöhe über dem Referenzellipsoid
Datentyp	Signed Integer
Größe	4 bytes
Einheit	Millimeter
Default	2 147 483 647

### Flags

Inhalt	Flags
Datentyp	Bitfield
Größe	1 byte
Bit 0	0 - Wasser 1 - Eis
Bit 1	0 - Tiefes Wasser (Wassertiefe größer als 1000 m) 1 - Flaches Wasser (Wassertiefe geringer als 1000 m)
Bit 2	0 - Kein Regen 1 - Regen
Bit 3-7	unbelegt

## A.2 Trackfile

Das Trackfile ist eine Liste der Äquatorkreuzungspunkte im MATLAB-Datenformat (\*.MAT). Es befindet sich im Datenverzeichnis, enthält die  $N \times 4$  Matrix Tracks mit dem in Tabelle A.1 dargestellten Inhalt.

Spalte	Größe	Einheit
1	Zeit	s
2	Länge	deg
3	Cycle	Nr.
4	Pass	Nr.

Tabelle A.1: Aufbau des Trackfiles

## A.3 Konfigurationsdatei

Die ASCII-Konfigurationsdatei `altilab.cfg` befindet sich im Programmverzeichnis. Sie enthält zeilenweise die in Tabelle A.2 aufgeführten Informationen, die entweder mit einem Editor oder auch über den Menüpunkt *Konfiguration* geändert werden können.

Zeile	Inhalt
1	Programmpfad
2	Datenpfad
3	CD-Laufwerk

Tabelle A.2: Aufbau der Konfigurationsdatei

## Anhang B

# Hinweise zur Programmierung

### B.1 Globale Variablen

Variable	ggf. struct	Inhalt
CD_DRIVE DATA_Pfad PROG_Pfad OS		zu verwendendes CD-ROM Laufwerk Datenverzeichnis Programmpfad Windowsversion
MISSION		Name der Mission: topx, posd
CONSTS	T0 I A GME OMEGAE RHO	Referenzepoche: [Jahr, Monat, Tag, Stunden, Minuten, Sekunden] Inklination [DEG] große Halbachse der Satellitenbahn [km] $GM_{Erde}$ [ $\text{km}^3\text{s}^{-2}$ ] Winkelgeschwindigkeit der Erde [ $\text{RAD s}^{-1}$ ] [ $^\circ\text{RAD}^{-1}$ ]
GEBDIM	bmin bmax lmin lmax	Ausdehnung der geladenen Daten
GRIDAXIS	x y	Achsen der gegriddeten Daten
GRIDPAR	cycle gewicht radius	Parameter der gegriddeten Daten Cyclennummer oder Zeitraum Gewichtung: ohne, linear, quadratisch Einflußradius [DEG]

## B.2 Wichtige Variablen

Variable	Dimension	Inhalt
al_data	N x 17	geladene Altimeterdaten, Reihenfolge und Inhalt identisch mit Tabelle 4.1.
anim	struct	Animation
grid_data	bdim x ldim	gegriddete Daten

N: Anzahl Datensätze, L: Anzahl der Einzelbilder, bdim: Anzahl der Gitterpunkte in Breitenrichtung, ldim: Anzahl der Gitterpunkte in Längenrichtung

## B.3 Verwendete Programme

<b>GUIs</b>	
add_tp.fig	Neue AVISO GDR-M dem Datenbestand hinzufügen
al_filter.fig	Datenfilterung
al_gridding.fig	Gridding
al_visual.fig	Datenvisualisierung
auswahl.fig	Auswahl von Gebiet und Zeitraum, Laden der Daten
cd_info.fig	Name, Inhalt der eingelegten CD
datenbestand.fig	Anzeige der Konfiguration und der vorhandenen Daten
griddata_info.fig	Anzeige der Parameter der gegrideten Daten
grid_visual.fig	Visualisierung der gegrideten Daten
info_al.fig	Info über ALTILAB
info_mis.fig	Info über die TOPEX/POSEIDON Mission
konfig.fig	Programmeinstellungen
new_posd.fig	Auswahl der Parameter für einen neuen POSEIDON Datensatz
new_topx.fig	Auswahl der Parameter für einen neuen TOPEX Datensatz
<b>M-Files</b>	
addlz.m	Stringkonvertierung und ggf. führende Nullen hinzufügen
al.m	Programmstart und Bereitstellung der Menüstrukturen
al_diff.m	Differenz zweier Datensätze
al_mittel.m	Mittelwertbildung aus mehreren Datensätzen
batchconfig.m	Konfigurationsdatei für Batch-Betrieb
cd_info_create.m	Einlesen und Anzeigen der AVISO CD-Informationen
cp2cp.m	Delete-Function für grid_visual Figures
change_caxis.m	CAXIS eines geöffneten Fensters verändern
cyclestart.m	Anfangszeiten der vorhandenen Cycles
doy2md.m	Berechnung von Monat und Tag aus dem Tag des Jahres
gridbatch.m	Batchbetrieb

loadml.m	Im MATLAB-Format gespeicherte Daten laden
makemovie.m	Animation erzeugen
playmovie.m	Animation abspielen
plot_coast.m	Küstenlinien und Achsenbeschriftung plotten
saveascii.m	Gegriddete Daten im ASCII-Format abspeichern
saveavi.m	Animation im AVI-Format abspeichern
saveml.m	Gegriddete Daten im MATLAB-Format abspeichern
topx_mis.m	TOPEX Missionsparameter
windspeed.m	Berechnung der Windgeschwindigkeit aus $\sigma_0$
winver.m	Ermittlung der Windows-Version
xlon.m	Intervalle der Äquatorkreuzungspunkte für bestimmtes Gebiet
getdrives.m	Im Rechner vorhandene Laufwerke
lwtitle.m	Name des Datenträgers
uigetfiles.dll	GUI zur Auswahl mehrerer Dateien
uigetfolder.m	GUI zur Ordnerauswahl
xline.m	Horizontale Linien
coast1.mat	Küstenlinien
bahtygrid05.mat	0.5° Gitter mit den Klassifikationen Land, Küstengewässer (tiefer als 200 m) und tiefe Gewässer (tiefer als 1000 m) in den Variablen m0, m200, m1000
<b>C++/MEX-Programme</b>	
posd_pre.exe	POSEIDON Datenvorverarbeitung
topx_pre.exe	TOPEX Datenvorverarbeitung
gridding.dll	Gridding ohne Gewichtung, linear oder quadratisch
gridgauss.dll	Gridding mit Gauß-Funktion zur Gewichtung
loadrad.dll	Laden der reduzierten Daten

## B.4 Verwendete Konstanten für TOPEX/POSEIDON

<b>Zeit</b>	
Referenzepoche T0	01.01.1958
<b>Satellitenbahn</b>	
große Halbachse a	7714.4278 km
Inklination i	66.039°
<b>Referenzellipsoid</b>	
große Halbachse $a_{ref}$	6378.1363 km
Abplattung f	1/298.257
<b>Allgemein</b>	
$GM_{Erde}$	$398600.44 \text{ km}^3 \text{ s}^{-2}$
$\omega_{Erde}$	$7.292115 \cdot 10^{-5} \text{ RAD s}^{-1}$

# Abkürzungsverzeichnis

AGC	Automatic Gain Control
ATU	Adaptive Tracking Unit
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AVISO	Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data
CORIOTROP	CORrections IOnosphériques et TROPosphériques françaises
CORSSH	Corrected Sea Surface Height
CSR3.0	Gezeitenmodell des Center for Space Research der Universität Texas Version 3.0
DDA	Delay Doppler Altimeter
DFT	Diskrete Fourier Transformation
DGM	Digitales Geländemodell
DORIS	Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated on Satellite
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecast
EMB	Electromagnetic Bias
FES95.2	Finite Element Solution Version 95.2 (Gezeitenmodell)
GEOSAT	Geodetic Satellite
LTE	Laplace Tidal Equation
NRA	NASA Radar Altimeter
OSUMSS95	Ohio State University Mean Sea Surface 1995
POCM	Parallel Ocean Climate Model
POD	Precise Orbit Determination
PRARE	Precise Range and Range Rate Equipment
SAR	Synthetic Aperture Radar
SET	Solid Earth Tides

SLA	Sea Level Anomaly
SLR	Satellite Laser Ranging
SSALT	Solid State Radar Altimeter
SSB	Sea State Bias
SST	Sea Surface Temperature
SWH	Signifikante Wellenhöhe
TMR	TOPEX Mikrowellen Radiometer
T/P	TOPEX/POSEIDON
WITTEX	Water Inclination Topography and Technology Experiment
WSOA	Wide-Swath Ocean Altimeter



# Abbildungsverzeichnis

2.1	Meßgeometrie der Altimetrie . . . . .	6
2.2	Ausbreitung des ausgesendeten Impulses . . . . .	8
2.3	Energieverlauf des empfangenen Signals . . . . .	9
2.4	Ausgesendeter, empfangener und Deramping Chirp . . . . .	10
2.5	Diskretes Signal im Frequenzraum . . . . .	11
2.6	Analyse des Signals . . . . .	12
2.7	Ursachen des Sea State Bias . . . . .	16
2.8	Skewness Bias . . . . .	17
2.9	Inverser barometrischer Effekt . . . . .	20
2.10	Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit vom Radarrückstreukoeffizienten . . . . .	24
3.1	Bodenspuren von ERS-1, T/P und ERS-2 . . . . .	25
3.2	SEASAT, GEOSAT und ERS-1 . . . . .	26
3.3	TOPEX/POSEIDON . . . . .	29
4.1	Programmstruktur . . . . .	36
4.2	Ausgangsgeometrie für Gebietszugriff . . . . .	38
4.3	Dateizugriff für ein ausgewähltes Gebiet . . . . .	39
4.4	T/P-Groundtrack . . . . .	41
4.5	Prinzip des Gridding und Gewichtungsfunktionen . . . . .	42
5.1	Menüleiste der MATLAB Altimetrie Toolbox . . . . .	44
5.2	Neuen Datensatz erzeugen . . . . .	45
5.3	Datenvorverarbeitung . . . . .	46
5.4	Auswahl der zu ladenden Daten . . . . .	47
5.5	Auswahl der Filterkriterien . . . . .	48
5.6	Auswahl der Gridding-Parameter . . . . .	49
5.7	Visualisierung der Ausgangsdaten . . . . .	50
5.8	Visualisierung der gegriddeten Daten . . . . .	51
6.1	Jahresmittel der Meereshöhenanomalien der Jahre 1996 bis 1999 . . . . .	54
6.2	Meereshöhenanomalien im Zeitraum Oktober 1996 bis November 1997 . . . . .	55

6.3	Meereshöhenanomalien im Zeitraum Dezember 1997 bis Februar 1999 . . . . .	56
6.4	Mittlere Meerestopographie . . . . .	58
6.5	Meeresströmungen . . . . .	58
6.6	Signal-Rauschverhältnis von Meerestopographie und Geoidfehlern . . . . .	59
6.7	Monatsmittel der signifikanten Wellenhöhe des Jahres 2001 . . . . .	60
6.8	Karte der Meeresspiegelveränderungen . . . . .	62
6.9	Meeresspiegelanstieg . . . . .	63
6.10	SST und Meeresspiegelveränderung . . . . .	64
7.1	Wide-Swath Altimetrie . . . . .	66

# Literaturverzeichnis

- [AVISO 1996] AVISO: *AVISO User Handbook for Merged Topex/Poseidon products*. 3.0. 1996 (AVI-NT-02-101)
- [Cabanes u. a. 2001] CABANES, Cecile ; CAZENAVE, Anny ; PROVOST, Christian L.: Sea Level Rise During Past 40 Years from Satellite and in Situ Observations. In: *Science* 294 (2001), S. 840–842
- [Cartwright und Edden 1973] CARTWRIGHT, D. E. ; EDDEN, Anne C.: Corrected Tables of Tidal Harmonics. In: *Geophys. J. R. astr. Soc.* 33 (1973), S. 253–264
- [Cartwright und Taylor 1971] CARTWRIGHT, D. E. ; TAYLOR, R. J.: New computations of the tide-generating potential. In: *Geophys. J. R. astr. Soc.* 23 (1971), S. 45–74
- [Chelton 1988] CHELTON, Dudley B.: WOCE/NASA Altimeter Algorithm Workshop / U.S. Planning Office for WOCE. 1988. – U.S. WOCE Technical Report No. 2
- [Chelton u. a. 1989] CHELTON, Dudley B. ; WALSH, Edward J. ; MACARTHUR, John L.: Pulse Compression and Sea Level Tracking in Satellite Altimetry. In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 6 (1989), S. 407–438
- [Colombo 1984] COLOMBO, Oscar: Altimetry, orbits and tides. Goddard Space Flight Center, 1984. – NASA Technical Memorandum 86180
- [Dietrich u. a. 1975] DIETRICH, Günter ; KALLE, Kurt ; KRAUSS, Wolfgang ; SIEDLER, Gerold: *Allgemeine Meereskunde*. Gebrüder Borntraeger, 1975
- [ESA 1999] ESA: *Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Mission*. ESA Publications Division, 1999 (SP-1233)
- [Freilich und Challenor 1994] FREILICH, Michael H. ; CHALLENGOR, Peter G.: A new approach for determining fully empirical altimeter wind speed model functions. In: *Journal of Geophysical Research* 99 (1994), Nr. C12, S. 25051–25062
- [Fu und Cazenave 2001] FU, Lee-Lueng ; CAZENAVE, Anny: *Satellite Altimetry and Earth Sciences*. Academic Press, 2001
- [Fu und Cheney 1995] FU, Lee-Lueng ; CHENEY, Robert E.: Application of satellite altimetry to ocean circulation studies: 1987-1994. 1995. – U.S. National Report to IUGG, 1991-1994

- [Fu u. a. 1994] FU, Lee-Lueng ; CHRISTENSEN, Edward ; YAMARONE, Charles ; LEFEBVRE, Michel ; MÉNARD, Yves ; DORRER, Michel ; ESCUDIER, Phillipe: TOPEX/POSEIDON mission overview. In: *Journal of Geophysical Research* 99 (1994), Nr. C12, S. 24369–24381
- [Gaspar und Ponte 1997] GASPAR, Philippe ; PONTE, Rui M.: Relation between sea level and barometric pressure determined from altimeter data and model simulations. In: *Journal of Geophysical Research* 102 (1997), Nr. C1, S. 961–971
- [JPL 1998] JPL. *TOPEX/POSEIDON - Visit to an Ocean Planet (CD-ROM)*. 1998
- [JPL-PO.DAAC 1996] JPL-PO.DAAC. *A Collection of Global Ocean Tide Models (CD-ROM)*. 1996
- [Kaula 2000] KAULA, William M.: *Theory of Satellite Geodesy*. Mineola, New York : Dover Publications, Inc., 2000
- [Keihm und Zlotnicki 2000] KEIHM, Stephen J. ; ZLOTNICKI, Vicotr: TOPEX Microwave Radiometer Performance Evaluation, 1992-1998. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38 (2000), S. 1379–1386
- [Koblinsky und Smith 2001] KOBLINSKY, C. J. ; SMITH, N. R.: *Observing the Oceans in the 21st Century*. GODAE Project Office and Bureau of Meteorology, 2001
- [Lame und Borne 1982] LAME, D. B. ; BORNE, G. H.: SEASAT Measurement System Evaluation: Achievements and Limitations. In: *Journal of Geophysical Research* 87 (1982), Nr. C5, S. 3175–3178
- [McConathy und Kilgus 1987] MCCONATHY, Donald R. ; KILGUS, Charles C.: The NAVY GEOSAT Mission: An Overview. In: *John Hopkins APL Technical Digest* Bd. 8, 1987, S. 170–175
- [NASA und CNES 2000] NASA ; CNES. *A Bird's Eyeview of the Oceans from the TOPEX/POSEIDON and JASON satellites (CD-ROM)*. 2000
- [Nerem u. a. 1994] NEREM, R.S. ; SCHRAMA, E.J. ; KOBLINSKY, C.J. ; BECKLEY, B. D.: A preliminary evaluation of ocean topography from the TOPEX/POSEIDON mission. In: *Journal of Geophysical Research* 99 (1994), Nr. C12, S. 24565–24583
- [Ott 1996] OTT, Jörg: *Meereskunde*. Verlag Eugen Ulmer, 1996
- [Picot u. a. 2001] PICOT, N. ; CASE, K. ; DESAI, S. ; VINCENT, P.: *AVISO and PO.DAAC User Handbook: IGDR and GDR Jason Products*. SMM-MU-M5-OP-13184-CN (AVISO), JPL D-21352 (PODAAC), 2001
- [Provost u. a. 1995] PROVOST, C. L. ; BENNET, A. F. ; CARTWRIGHT, D. E.: Ocean Tides for and from TOPEX/POSEIDON. In: *Science* 267 (1995), S. 639–642
- [Rothacher 2000] ROTHACHER, Markus. *Vorlesungsskriptum Erdmessung und Satellitengeodäsie 2*. TU München. 2000

- [Ruf u. a. 1995] RUF, Christopher S. ; KEIHM, Stephen J. ; JANSSEN, Michael A.: TOPEX/Poseidon Microwave Radiometer (TMR): I. Instrument Description and Antenna Temperature Calibration. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 33 (1995), Nr. 1, S. 125–137
- [Scharroo und Visser 1998] SCHARROO, Remko ; VISSER, Pieter: Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS Satellites. In: *Journal of Geophysical Research* 103 (1998), Nr. C4, S. 8113–8127
- [Schrama 1989] SCHRAMA, Ernst: *The role of orbit errors in processing of satellite altimeter data*, TU Delft, Diss., 1989
- [Shum u. a. 1997] SHUM, C.K. ; WOODWORTH, P.L. ; ANDERSEN, O. ; EGBERT, G. ; FRANCIS, O. ; KLOSKO, C. King S. ; PROVOST, C. L. ; LI, X. ; MOLINES, J. ; PARKE, M. ; RAY, R. ; SCHLAX, M. ; STAMMER, D. ; TIERNEY, C. ; VINCENT, P. ; WUNSCH, C.: Accuracy Assessment of Recent Ocean Tide Models. In: *Journal of Geophysical Research* 102 (1997), Nr. C11, S. 25173–25194
- [Smith 1999] SMITH, Steven W.: *The Scientist and Engineer's Guide to Digital Signal Processing*. California Technical Publishing, 1999
- [Smith und Sandwell 1997] SMITH, Walter H. F. ; SANDWELL, David T.: Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Sounding. In: *Science* 277 (1997), S. 1956–1962
- [Stewart 1985] STEWART, Robert H.: *Methods of satellite oceanography*. University of California Press, 1985
- [Tapley u. a. 1982] TAPLEY, B.D. ; BORN, G.H. ; PARKE, M.E.: The Seasat altimeter data and its accuracy assessment. In: *Journal of Geophysical Research* 87 (1982), S. 3179–3188
- [Torge 2001] TORGE, Wolfgang: *Geodesy*. deGruyter, 2001
- [Vincent und Thouvenot 2001] VINCENT, Patrick ; THOUVENOT, Eric: Status of Ka-Band Altimetry Studies. In: CHELTON, Dudley B. (Hrsg.): *Report of the High-Resolution Ocean Topography Science Working Group Meeting*, 2001, S. 179–189
- [Zuffada 2001] ZUFFADA, Cinzia: High-Resolution Ocean Topography from GPS Reflections. In: CHELTON, Dudley B. (Hrsg.): *Report of the High-Resolution Ocean Topography Science Working Group Meeting*, 2001, S. 216–224