

## KARTOGRAPHIE UND GEOINFORMATION

### RADARALTIMETRIE VON SATELLITEN ZUR ERKENNUNG DES RELIEFS DES MEERESBODENS

Hans Günter GIERLOFF-EMDEN, München\*

mit 5 Abb., 5 Tafeln und 2 Tab. im Text

#### INHALT

<i>Abstract</i> .....	257
<i>Zusammenfassung</i> .....	258
1. Einleitung .....	258
2. Vermessung der Erdfigur und der Meeresoberfläche mit Satellitenaltimetrie .....	260
3. Die Meerestopographie und ihre Bestimmungsmöglichkeiten .....	262
4. Informationsgewinnung nach ERS-1-Satellitenaltimetrie .....	264
5. Die Präsentation und die Erkennbarkeit der geomorphologischen Formen auf einer Satellitenbildkarte nach Altimeterdaten der Meeresoberfläche am Beispiel SEASAT und ERS-1 .....	267
6. Die Darstellung des Schwerefeldes und die Korrelation zur Morphologie des Meeresbodens um die Antarktis .....	269
7. ENVISAT, der neue Erdbeobachtungs-Satellit der ESA .....	270
8. Literaturverzeichnis .....	276

#### *Abstract*

##### *Radar altimetry from satellites for the detection of the relief of the ocean floor*

*Satellite altimetry is used for studying the topography of the sea surface. Since gravity anomalies of the crust of the earth cause deformation of the sea level, the altimetric results can be used to correlate these altimetric data with the topography of the ocean floors influenced by those gravity anomalies. Both this correlation and*

\* em.o.Univ.-Prof. Dr. Hans Günter Gierloff-Emden, Geographisches Institut der Universität München, D-80333 München, Luisenstraße 37; <http://www.geographie.uni-muenchen.de/>

*the interpretation of the pattern of the maps derived from sounding and from altimetric data can provide new information on the topography and geotectonic structure. Keywords: satellite altimetry, topography of the sea surface, topography of the sea floor, gravitational sea-floor-relief, conveyor belt, climate. The relief of the sea floor is important for the flow of the water deep down in the oceans, thus influencing the climate. This paper deals with satellite altimetry from SEASAT, ERS-1 up to ENVISAT.*

### *Zusammenfassung*

*Satellitenaltimetrie vermittelt die Kenntnis über die Meeresoberflächentopographie. Da Gravitationsanomalien in der Erdkruste Deformationen des Meeresspiegels verursachen, können die Ergebnisse der Altimetrie benutzt werden, um die jeweiligen altimetrischen Daten mit dem Relief des Meeresbodens durch den Einfluss der Gravitationsanomalien zu korrelieren. Schlüsselworte hierfür sind: Satellitenaltimetrie, Meeresoberflächentopographie, Topographie des Meeresbodenreliefs, Gravitationen des Reliefs des Meeresbodens, Conveyor Belt, Klima. Das Relief des Meeresbodens ist von Bedeutung für die Tiefseeströmungen der Ozeane, relevant für das Klima der Erde. Zusammenhänge der Faktoren und bisherige Anwendung der Satellitenaltimetrie werden am Beispiel der durchgeführten Projekte SEASAT, ERS-1 behandelt, dieses im Hinblick auf den zum Einsatz bereiten Satelliten ENVISAT der ESA.*

## **1. Einleitung**

Der Einsatz der Satellitenaltimetrie dient unter anderem zur Verbesserung der Darstellung des Meeresbodens, womit die bisher bekannte Topographie des Meeresbodens, das Relief, das nach den Daten von Lotungen dargestellt worden ist, eine Ergänzung erfährt. Dieses ist möglich, weil die bisherige bathymetrische Vermessung des Meeresbodens räumlich durch eine unterschiedliche Dichte der Lotungsdaten erstellt wird, während die Dichte der mit Hilfe der Altimetrie gewonnenen Messdaten gleichmäßige Netze erbringt. Die Bedeutung einer guten Kenntnis der Topographie des Meeresbodens liegt auch in der Wirkung des Reliefs des Meeresbodens auf die Bodenströmungen und ist somit relevant für die Klimaforschung, wie etwa hinsichtlich der Zufuhr von sauerstoffhaltigem Wasser – AABW = *Antarctic Bottom Water* – und in Bezug auf die Theorie des Conveyor Belt, der globalen Bewegung des Wassertransportes in den drei Ozeanen, betreffend den Wärmehaushalt der Meere und den Stofftransport für Meeresbodenschätze, wie die Bildung von Manganknollen.

Die Topographie der Meeresoberfläche konnte global seit 1975 mit Hilfe der Radaraltimetrie von Satelliten vermessen werden, wie mit den Satelliten GEOS, später GEOSAT, und SEASAT, 1978, seit 1991 ERS-1 und ERS-2, Missionen, von

denen abgeschlossene Ergebnisse vorliegen (GIERLOFF-EMDEN 1989, 1999). Als *Topographie* wird in der Fernerkundung in dieser Vermessung die Differenz zwischen momentaner Meeresoberfläche und der Fläche des Geoids bezeichnet (vgl. Abb. 1).

Radaraltimetrie beruht darauf, dass vom Satelliten aus der Abstand zur Meeresoberfläche gemessen wird und bei bekannter Satellitenbahn dadurch auch die dritte Dimension der Erdoberfläche bestimmt werden kann. Es kann nur entlang der Satellitenbahnspur gemessen werden. Aus den Distanzmessungen mit Zentimetergenauigkeit können folgende Informationen errechnet werden:

- Geoidverlauf über dem Meer,
- Form und Höhe der Meeresoberfläche,
- Meeresströmungen und Eddies aufgrund der Neigung der Meeresoberfläche,
- Wellen der Meeresoberfläche,
- Abbildungen der Muster des Reliefs und zum Teil der tektonischen Verhältnisse des Meeresbodens mittels der durch die Gravitationsanomalien modulierten Wasseroberfläche des Meeres.

Undulationen des Meeresspiegels werden durch regionale Unterschiede in der Stärke der Erdanziehung verursacht. Die Meeresoberfläche wird von der räumlich differenzierten Gravitation des Meeresbodens und des geologischen Untergrundes sowie in der näheren Umgebung der Küsten auch lateral durch die Landmassen beeinflusst (PENCK 1882).

Messungen vom SKYLAB-EREP-System (1973) zeigten eine Koinzidenz der Undulationen der Oberfläche der Ozeane mit Tiefseegräben an, verursacht durch Relief und Dichteunterschiede von Gesteinen in den Ozeanböden. Das bedeutet eine Korrelation von Topographie des Meeresbodens und Topographie der Meeresoberfläche.

Diese Reliefform der Meeresoberfläche wird zusätzlich kurzfristig durch Meeresströmungen beeinflusst, Wirbel (Eddies), Volumenänderungen in Folge Temperaturänderungen des Wasserkörpers des Meeres und Meereszeiten, sowie regional durch jahreszeitlich bedingte Zuflüsse zum Meer. Schwimmendes Meereis bewirkt keine Schwereänderungen, jedoch eine geometrische Veränderung der Meeresoberfläche. Diese kurzfristigen Effekte können eliminiert werden.

Der msl (*mean sea level*) kann in Küsten- und Inselnähe mit Pegelmessungen über lange Zeiträume gemittelt werden (zehn bis 30 Jahre). Es werden Daten des globalen Pegelnetzes von mehr als 1.300 Stationen aufgenommen. Die Gezeiten verursachen in den freien großen Ozeanen Meeresspiegel-Höhendifferenzen von 0,1 bis 0,5 m.

Zur ständigen Überwachung wurde das *Global Sea Level Observing System* (GLOSS) eingerichtet:

"GLOSS is an international system initiated in 1985 and co-ordinated by IOC to provide high-quality standardised sea-level data from a global network of sea-level stations. The measuring system has become known as GLOSS because it provides data for deriving Global Level of the Sea Surface, a smooth level after averaging out waves, tides and short-period meteorological events." (IOC Annual Report Series No. 4, UNESCO, 1997).

## 2. Vermessung der Erdfigur und der Meeresoberfläche mit Satellitenaltimetrie

Mit dem Einsatz von Satelliten seit den 1970er Jahren konnten flächendeckende Abbildungen des Meeresbodens mit seinen Großformen gewonnen werden, wie sie in dieser Form durch akustische Lotungen von Schiffen nicht vorhanden sind und auch wegen des großen Aufwandes nicht zu erstellen sind.

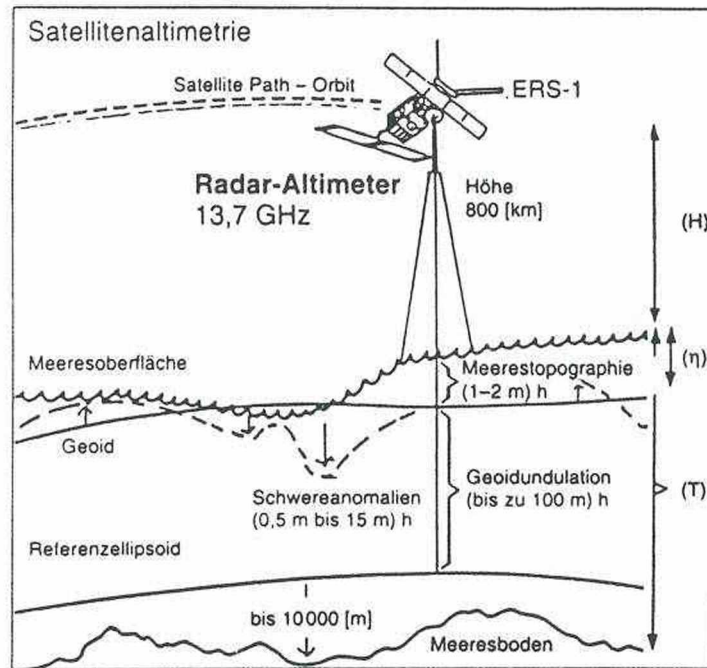
Die Zuordnung von semantischer Information zur syntaktischen Information der Muster und der Musterelemente der Karte nach ERS-1-Daten erfolgt durch Vergleich mit topographischen Karten, mit den GEBCO- oder anderen bathymetrischen und thematischen Karten und der Literatur zur Ozeanographie.

Mit Satelliten wurde die Erforschung der Erdfigur zuerst mit der GEOS-Serie der USA ab 1965 betrieben. Der Satellit GEOS-C (1975,  $h=840$  km,  $i=115^\circ$ ) konnte insbesondere zur Höhenmessung über den Ozeanen und damit zur Geoid-Bestimmung dienen, womit mehrere "Geoide" errechnet wurden, 1978 dann mit der Mission vom Satelliten SEASAT.

Für die Darstellung des Reliefs des Meeresbodens in regionalen Größenskalen von 10 bis 100 km werden die langwelligen Undulationen  $>100$  km durch Algorithmen herausgefiltert, um sowohl die durch Altimetrie gemessene Topographie der Meeresoberfläche als auch die durch das regionale Relief bedingte kurzwellige Undulation für ein zu konstruierendes Kartenbild zu erhalten (REIGBER & BOSCH 1986 und folgende; SCHÖNE 1997).

Als Beitrag zur Erforschung des Gravitationsfeldes der Erde wurde am 9.4.1995 der deutsche Kleinsatellit GFZ-1 gestartet. GFZ-1 ist ein Laser-Reflektor-Satellit. Er wurde im Auftrag des GeoForschungsZentrums Potsdam entwickelt und gebaut. GFZ-1 kann auf einer niedrigeren Umlaufbahn als ERS-1 bei geringerer Entfernung von der Erdoberfläche genauere gravimetrische Vermessungen erbringen und wird zur Verbesserung der geodätischen Daten verwendet.

Für die Ozeanographie besonders interessante Ergebnisse konnten schon 1978 mit dem Satelliten SEASAT gewonnen werden, wonach HAXBY (1987) mehrere Karten zur Struktur der Geotektonik des Meeresbodens herstellen konnte (vgl. Tafel 1). Verbesserte Möglichkeiten zur Erfassung der Erdfigur und der Meerestopographie wurden mit den Satelliten ERS-1 und ERS-2 der ESA seit 1992 erreicht (vgl. Tafel 3) und 1992 (Start August) mit dem Satelliten der NASA (USA) zusammen mit CNES (Frankreich): TOPEX-POSEIDON (*Topex = Topographic Ocean Experiment*). Die Datenverarbeitung erfolgte für ERS-1 von PAF der DLR; für TOPEX-POSEIDON werden sie im NASA-Kontrollzentrum in Pasadena, sowie beim CNES in Toulouse empfangen und verarbeitet. Im Rahmen des internationalen Klima-Forschungsprogrammes WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*) sollen die Informationen durch Daten ergänzt werden, die von Schiffen aus 44 Ländern erhoben werden.



Korrelation Altimetrie (H) zur Meeresoberfläche – Schwereanomalie [mgal] (nach HAXBY 1987)

Höhe [m]	-100	-75	-50	-25	0	25	50	75	100
Schwereanomalie [mgal]	-60	-45	-30	-15	0	15	30	45	60

Abb. 1: Satellitenaltimetrie. Altimetermessung mit Radar entlang der Satellitenbahnspur von ERS-1

Figur schematisch, nicht maßstabsgerecht. Orbit-Satellitenumlaufbahn, H = Radar-Altimeterdistanz nach Signallaufzeitmessung (Altimeterhöhe über der momentanen Meeresoberfläche) in [m] (ozeanographische Effekte). (= Höhe der Meeresoberfläche über der Fläche des Geoids in [m], "Meerestopographie"). Schwereanomalien verursachen Lage der Meerestopographie über und unter der Fläche des Geoids in [m] (verursacht durch Massen des Meeresbodenreliefs). Geoidundulationen der Geoidpotentialfläche (Länge mehrere 1.000 km) können die Fläche des geometrischen Referenz-Ellipsoids schneiden, Amplituden  $\pm 100$  m. T = Meerestiefe, mit Echolot akustisch gemessen (Lotung), von der momentanen Meeresoberfläche aus in [m], nach Zeitpunkt- und nach Ortsbestimmung. Indem nur h, als Summe von Geoid und SST, altimetrisch gemessen wird, beruht die Trennung von Geoid und SST auf Annahmen über die Präzision der Bestimmung der Geoid-Fläche. SST = *Sea Surface Topography* (RUMMEL 1993).

**Bahnparameter des ERS-1** (vgl. Abb. 1), Parameter nach DLR, 1991 und ESA: Wiederholzyklen: 3,35 und 176 Tage (Der erste geodätische Zyklus, der zur Herstellung der Karte von KNUDSEN & ANDERSEN (1994) verwendet wurde, vgl. Tafel 3).

- |   |                                 |                          |
|---|---------------------------------|--------------------------|
| • Mittlere große Halbachse 7.159,495 km | • mittlere Bahnhöhe             | 780 km                   |
| • Inklination 98,543°                   | • Geschwindigkeit auf der Bahn: | 6,7km/sec                |
| • Exzentrizität 0,001165                | • Altimetermessungen:           | 20/sec                   |
| • mittlere Umlaufzeit 6035,9s           | • Lebensdauer                   | 2-3 Jahre                |
| • Erdumläufe: 14,3/Tag                  |                                 | (um 3 Jahre übertroffen) |

Der Satellit trägt verschiedene wissenschaftliche Instrumente: ein

- aktives Mikrowelleninstrument (AMI), umschaltbar zwischen Synthetic Aperture Radar (SAR) und Windscatterometer,
- Radaraltimeter (RA),
- Long-Track Scanning Radiometer and Microwave Sounder (ATSR-M), Infrarot Radiometer (IRR) und Mikrowellenradiometer (MWR),
- Precise Range and Rangerate Equipment (PRARE) und Laserreflektoren.

### 3. Die Meerestopographie und ihre Bestimmungsmöglichkeiten

Die Vorstellung, dass die Wassermassen der Ozeane ausschließlich den Erdbeschleunigungen unterworfen sind und sich für die Meeresoberfläche ein hydrostatischer Gleichgewichtszustand einstellt, hat sich als zu einfach erwiesen. Durch unterschiedlichen Salzgehalt, permanente Strömungen und Oberflächenwinde und Gezeiten weicht auch eine als stationär gedachte Meeresoberfläche von einer Äquipotentialfläche ab. Die Differenzen zum Geoid, also der Äquipotentialfläche, die in der Geodäsie als Bezugsfläche dient, betragen etwa 1-2 m. Diese Abweichungen werden als Meerestopographie bezeichnet. Sie bildet sich durch nichtgravitative Kräfte aus und ist deshalb Gegenstand entsprechender ozeanographischer Interpretationen. Die Meerestopographie spiegelt großräumige Strömungen und Zirkulationen wider, deren Kenntnis für die Ozeanographie, die Klimatologie und die Schifffahrt von größter Bedeutung ist (REIGBER & BOSCH 1986).

"Nur mit Kenntnis der Meerestopographie kann die Geodäsie die hohe Genauigkeit einer altimetrisch bestimmten Meeresoberfläche auf das Geoid übertragen und zur Schwerefeldbestimmung nutzen." (GREDEL & REIGBER 1991).

"Wird bei bekannter Satellitenbahn mit Hilfe der Radaraltimetrie die Flughöhe des Satelliten über dem Meere in Profilen gemessen, so lässt sich die Meerestopographie und bei entsprechender Reduktion der Beobachtungen auch das Geoid bestimmen." (SIGL 1982).

Es besteht also die Korrelation:

$$PM(\alpha, \lambda) \text{ mgal} \quad PB(\alpha, \lambda) \text{ d}$$

1 mgal = 1 cm/s<sup>2</sup> Fallbeschleunigung  
 am Pol 9,832 m/s<sup>2</sup>  
 am Äquator 9,780 m/s<sup>2</sup>  
 mittel 9,807 m/s<sup>2</sup>

PM = Punkte auf der Fläche der Gravitationsanomalien, altimetrisch gemessen  
 PB = Punkte auf dem Meeresboden  
 $\alpha$  = geographische Länge  
 $\lambda$  = geographische Breite  
 d = bathymetrische Tiefe in m

Mission	Start Jahr	Dauer Monate	Höhe km	Inkl. Grad	Breite Grad	Zykle Tage	Genauigkeit m
SKYLAB	1973	-	435	130,0	± 50,0	-	1,00
GEOS3	1975	42	840	115,0	± 65,0	37	0,50
SEASAT	1978	3	800	108,0	± 72,0	3,17	0,10
GEOSAT	1986	38	800	108,0	± 72,0	17	0,07
ERS-1	1991	36	780	98,5	± 81,5	3/35/176	0,05
TOPEX/ POSEIDON	1992	36	1.335	65,1	± 65,1	10	0,02
ERS-2	1995	36	780	98,5	± 81,5	3 (wie ERS-1)	0,05

Tab. 1: Kennzeichen von Altimeter-Missionen (nach Verarbeitung von Altimeterdaten beim deutschen ERS-Auswertungszentrum PAF der DLR, Oberpfaffenhofen (BOSCH 1991, später ergänzt)

Das Radar-Altimeter, zusammen mit einer genauen Bestimmung der Satellitenbahn liefert Werte über die Auslenkung der Meeresoberfläche (Topographie/Gravitationsanomalie), die Neigung der Schelfeise und die Oberflächentopographie des Inlandeises und (eingeschränkt) über die Meereisverteilung und -topographie (vgl. Abb. 1).

Der Einsatz von Satellitenaltimetrie kann zur Ergänzung und Verbesserung der Kenntnisse vom Relief des Meeresbodens beitragen, was zum Verständnis für den Transport von Tiefenwasser wichtig ist, indem kaltes arktisches und antarktisches Wasser in Richtung Äquator transportiert wird, dies im Zusammenhang mit dem *Conveyor Belt*. Wegen der großen Bedeutung für den Transport von kaltem Tiefenwasser in den Ozeanen ist die Morphologie des Meeresbodens von großem Interesse für Wärmehaushalt und Klima (vgl. Tab. 2).

Der Meeresspiegel ist wegen der Schwerkraft mit den unregelmäßigen Massenverteilungen des Untergrundes korreliert. Da das Wasser der Ozeane eine geringere Dichte hat als Gestein, ist die Schwerebeschleunigung in den tiefen Ozeanen geringer als in den Flachwasserregionen. Die Schwerebeschleunigung ist definiert in Milligal (1 gal = 10<sup>-2</sup> m/s<sup>2</sup>). Sie variiert mit der Meerestiefe um den Faktor 0,07 mal Meerestiefe in [m] (KNUDSEN & ANDERSEN 1995). Die ungleichmäßige Massenverteilung am Meeresboden durch die Volumina des Reliefs oder darunter liegender Gesteinsmassen verschiedener Dichte bewirkt demnach mit ihren Gravitationsanomalien

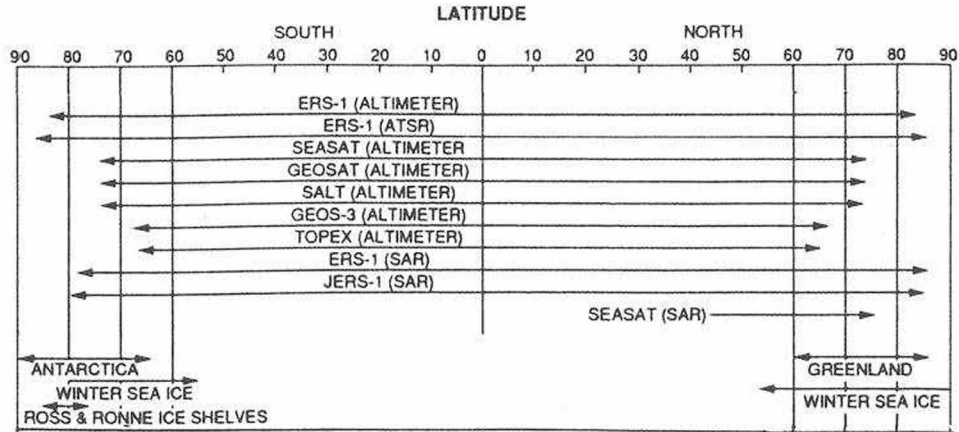


Abb. 2: Bedeckung der Erde mit Satellitenbahnen mit Radaraltimetrie nach der Breitenlage

Wegen der Bahnneigung zur Erdachse zur Erreichung driftender Bahnen können die Polkappen nicht überflogen werden. Mit dem Einsatz von ERS-1 konnte erstmals die Oberfläche der Erde zwischen 82°N und 82°S aufgenommen werden, somit eine beträchtliche Erweiterung im Vergleich zu SEASAT und GEOSAT (nach verschiedenen Quellen, verändert).

im Vergleich zum Geoid die Ausformung der so genannten Topographie der Meeresoberfläche. Diese kurzwelligen Undulationen der Meeresoberfläche werden also durch ein ungleichmäßiges Schwerfeld am Meeresboden oder unmittelbar darunter bestimmt.

#### 4. Informationsgewinnung nach ERS-1-Satellitenaltimetrie

Die Dichte des Messnetzes ist abhängig von Bahnneigung und Höhe der Satellitenumlaufbahn. "Altimetry from the ERS-1 geodetic mission have a track density which is five times better than the 35-day repeat mission resulting in a 16 km ground track spacing at the Equator" (KNUDSEN & ANDERSEN 1995, persönliche Übermittlung).

Für ERS-1 gilt: Aus ca. 22 Mio. Messungen pro Jahr werden die Höhenmodelle der Meeresoberfläche berechnet. Sie bestehen aus bis zu 4 Mio. Einzelhöhen. Mit diesen Modellen lassen sich das Schwerfeld und die Figur der Erde genauer bestimmen, Rückschlüsse auf den Meeresboden ziehen, jahreszeitliche Veränderungen des Meeresspiegels überwachen und der großräumige Verlauf der Meeresströmungen ermitteln (nach Angaben der DLR, BOSCH 1991); vgl. ERS-1 Geodetic Phase Orbit Parameters (Phase E), Start Date Time Ascending Node = 10. April 1994 at 17:39:05.309. Nominal Orbit: No. Orbits per Cycle = 2411, Repeat Cycle = 168 Days.



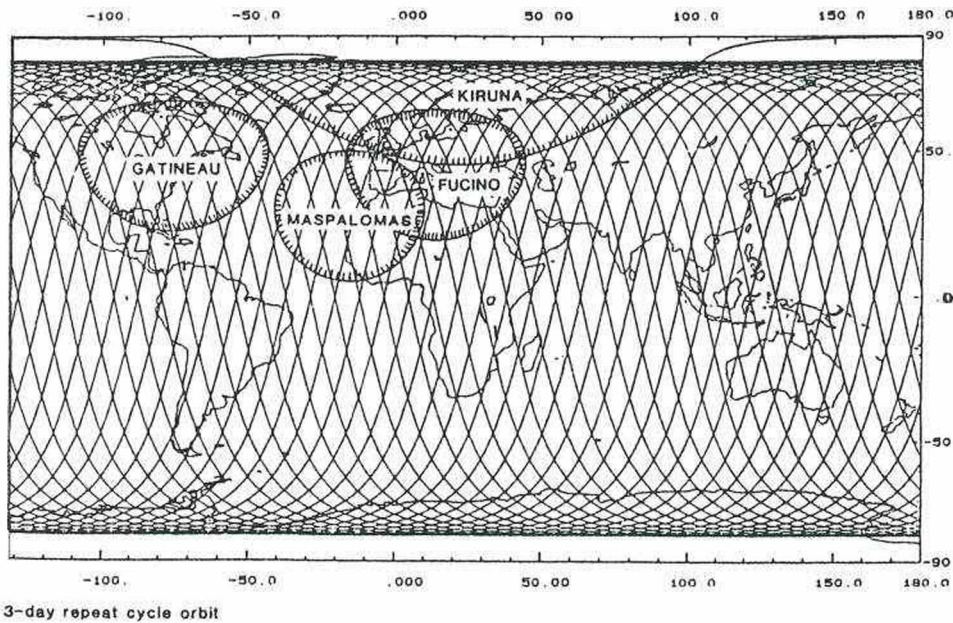


Abb. 3: ERS-1-Subsatellitenbahnen (3 Tage, d.h. 3 mal 14,3 Umläufe = 43 Umläufe, ergibt 809 km Abstand der Bahnpuren am Äquator)

bei veränderter Bahnhöhe Zyklen verändert: 3/35/176 Tage; Netz global. Der Weg eines Oberflächenpunktes der Erde bei der Rotation beträgt: 360° entspricht 24 Zeitzonen; 15° entspricht 1 Zeitzone; in 4 Minuten dreht sich also die Erde um 1°, am Äquator um 111 km, in der Breite von 50° um etwa 71 km (Bahnen von 130° bis 180°W in Abb. nicht aufgeführt). Angegeben sind Datenempfangsstationen der ESA.

Nach den Daten der Altimetrie der speziellen geodätischen Mission (168 Tage im Jahre 1994) vom Satelliten ERS-1 haben KNUDSEN & ANDERSEN (1994) eine globale Karte der Schwereanomalie von der Meeresoberfläche hergestellt (weitere Karten 1995 zu den Missionen 1 und 2). Damit konnte bei einer räumlichen Auflösung von nur 7 km eine Verbesserung im Vergleich zu Karten von früheren Altimetrie-Missionen erreicht werden. Die präzise Lokalisierung von Merkmalen der detaillierten Muster der Farbkarten mit ihrer syntaktischen Information ermöglicht die Gewinnung der semantischen Information, wobei bathymetrische und thematische Karten verwendet werden. Es wurden Beispiele von den drei großen Ozeanen bearbeitet, die auf Ausschnitten der Karte nach ERS-1-Altmetrie beruhen (vgl. Beispiel Atlantischer Ozean, Tafel 3 und 4). Neu gewonnene Erkenntnisse zum Relief des Ozeanbodens sind auch für die Zirkulation des Tiefenwassers von Bedeutung. Den dänischen Geodäten KNUDSEN und ANDERSEN danke ich für die Überlassung der Karte für die vorliegende Analyse.

<b>Topographie des Meeresbodens</b>		<b>Topographie der Meeresoberfläche</b>
<b>Meerestiefen</b>	< <b>Verfahren</b> >	<b>Satellitenhöhe</b>
terrestrisch von der Erde	< Datengewinnung > Messungen	> extraterrestrisch > vom Weltraum
Lotung vom Schiff zum Meeresboden	< aktive Verfahren > Bezugssystem	> Altimetrie > vom Satelliten zur Meeresoberfläche
Meeresoberfläche akustisch	< Bezugsort > Messfeld	> Satellitenbahn > elektromagnetisch
mit Schallwellen	< Signal > Impulse	> mit Mikrowellen > Radar
Ultraschall	< Impulse > Messung	> Laufzeit [s]
Laufzeit [s]	< Messung > Aussendung	> Signal-Echo > von Satellitenbahnen
Signal-Echo auf Kursen	< Ortsbestimmung > Dimension vertikal	> (x, y) in [m] > Höhen (H) in [m]
( $\alpha$ , $\lambda$ ) in ( $^{\circ}$ )	< Dimension vertikal > Datendisplay	> Höhen (H) in [m] > Altimeterprofile
Tiefen (T) in [m]	< Datendisplay > Datenverarbeitung	> Altimeterprofile > Pixelmatrix
Lotprofile	< Datenverarbeitung > Karten	> Rasterbild
Interpolation	< Karten > Darstellung	> Bildkarte
<b>Linienkarte</b>	< <b>Karten</b> >	<b>Rasterbild</b>
<b>Bathymetr. K.</b>	< <b>Darstellung</b> >	<b>Bildkarte</b>
Meeresboden	< Topographie > Charakter der Fläche	> Meeresoberfläche > Undulationen
Morphologie	< Charakter der Fläche > Ursache	> Undulationen > Gravitationsanomalien
Objekte, räumlich	< Ursache > Korrelation zur Topographie des Meeresbodens	> Gravitationsanomalien > Masse
Volumen	< Korrelation zur Topographie des Meeresbodens > Bildanalyse	> Masse > Muster Strukturen
Isolinien oder physiographische Darstellungen	< Bildanalyse > Interpretation	> Muster Strukturen > Tonwertsignaturen
Gradient, Objekte	< Interpretation > Tonwertsignaturen	> Tonwertsignaturen

Tab. 2: Vergleich der Verfahren zur Darstellung der Topographie des Meeresbodens mit Lotungen von Schiffen und der Topographie der Meeresoberfläche mit Altimetrie von Satelliten (GIERLOFF-EMDEN 1987).

## 5. Die Präsentation und die Erkennbarkeit der geomorphologischen Formen auf einer Satellitenbildkarte nach Altimeterdaten der Meeresoberfläche am Beispiel SEASAT und ERS-1

Die geomorphologischen Gestaltelemente erscheinen im Muster der Altimetermessungen nicht genau konform und differenziert markant wie auf den physiographischen Kartendarstellungen nach bathymetrischen Daten (vgl. Abb. 4).

Als Beispiele können gelten (vgl. Tafeln 1, 2, 3, 4):

- Kontinentale Schelfe und epikontinentale Meere auf den Schelfen, die ein nur sehr flach gewelltes Relief aufweisen, zeigen für ihre Areale kein gleichförmiges altimetrisches Muster ihrer bathymetrischen Charakteristik, sondern sehr differenzierte Muster von Formenelementen der mittleren und kleineren räumlichen Skalen. Dies kann wesentlich durch Gesteinspartien unterschiedlicher Dichte unter dem Meeresboden bedingt sein (z.B. Salzdome im Meeresboden).
- Tiefseegräben erscheinen deutlich markiert nach ihrer morphologischen Form, was ihren signifikanten negativen Schwereanomalien entspricht (VENING-MEINESZ-Effekt, VENING-MEINESZ 1934), wie im westlichen Nordatlantik vor den Inseln der Karibik.
- Mittelozeanische Rücken sind auffallend präsentiert durch ihre markanten transversalen Verwerfungen, besonders, da ein Großteil dieser Strukturen von Satelliten-Bahnpuren unter großen Winkeln (bis zu 80°) geschnitten werden. Da diese Verwerfungen auf Großkreisbögen verlaufen, was durch die Bewegungen in der Kruste der Erdkugel bedingt ist, erscheinen sie auf Abbildungen mit Mercator-Netzentwurf als bogenförmig. Die Rücken erscheinen in ganzer Breite weniger markant, was durch isostatischen Ausgleich in Bezug auf diese globalen Großformen erklärt werden kann. Das zentrale Riftvalley ist über einige Strecken gut angezeigt, über einige Strecken weniger (vgl. Tafeln 3 und 4). Die Struktur der Rücken mit ihren Querverwerfungen in Form geomagnetischer Linien wurde zuerst von Flugzeugen aus gemessen.
- Linienförmige Gestaltelemente: Fracture Zones der mittelozeanischen Rücken. Der scharfe Kontrast ihrer geomorphologischen Form mit steilen Hängen an linear verlaufenden Flanken ist von den Altimetersignaturen infolge signifikanter Schwereunterschiede nachgezeichnet: Rot in Tafel 3, Nordatlantik. Die sich über lange Distanzen erstreckenden Transform Faults als Verwerfungen im östlichen Pazifischen Ozean zeichnen sich markant im SEASAT-Bild ab (vgl. Tafeln 1 und 2). Die Topographie der "Transcurrent Faults" ist auf großmaßstäbigen bathymetrischen Karten (Maßstab 1:100.000 bis 1:20.000) zusätzlich nach Lotungen dargestellt, überprüft und ergänzt mit Tiefseeaufnahmegaräten (akustisch mit SONAR), wie beim Projekt FAMOUS (Franko American Mid-Ocean Underwater Survey) 1973-1974 (RENARD et al. 1975) (vgl. Abb. 5).
- Punktförmige Gestaltelemente: Seamounts, die mit einer Anzahl >10.000 in den Ozeanen einzeln und in Gruppen vorkommen, sind von den Altimetermessungen teilweise erfasst, d.h. einerseits nicht sämtliche bathymetrisch dokumentierten,

andererseits konnte eine Anzahl bisher nicht bekannter Seamounts mit dem Satellitenaltimeter entdeckt werden (BAUDRY et al. 1988) [vgl. Tafel 3: Kelvin Seamounts (KS)]. Die Erfassung ist durch die Lage der Bahnsuren zu diesen kleinen Formen des Meeresbodens (< 10 km) bedingt: Das altimetrische Signal kann in der Nähe

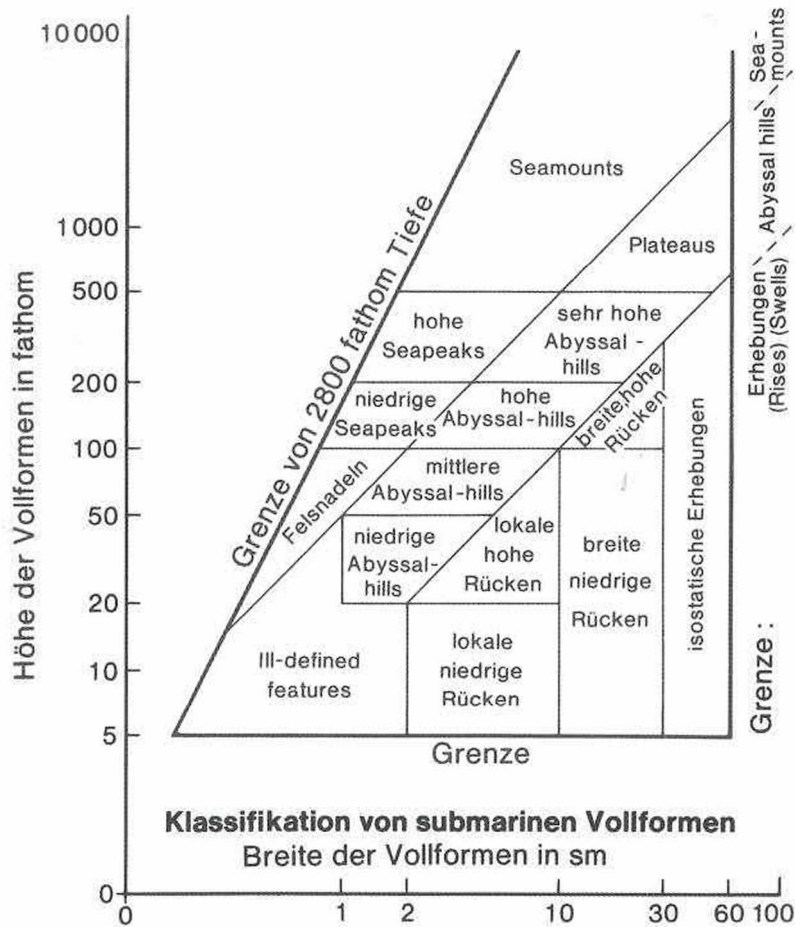


Abb. 4: Klassifikation von morphologischen Vollformen des Meeresbodens

Diese Klassifikation basiert auf Merkmalen der Kategorien: a: metrisch; b: geomorphologisch-genetisch; 1) Höhe: hoch, mittel, niedrig; Breite: breit, mittel, schmal; 2) Form: geologisch-genetisch. ( $1 f = 1,8288$ ,  $1 sm = 1.852 m = 1 nm = \text{Nautische Meile}$ ). Grenzwerte der Detektierbarkeit von Objekten des Meeresbodens durch Gravitationsanomalien: Diese "punktförmigen Gestaltelemente werden zum Teil mit der Pixelgröße der Satellitenaltimetrie erfasst. Ihre Massen erreichen solche Effekte in der Schwereanomalie, dass sie als kurze Undulationen in der Deformation der Meeresoberfläche "abgebildet" werden. Die Undulationsfrequenz der Abyssal Hills ist zumeist kleiner als 10 sm und wird von der Satellitenaltimetrie als Gravitationsanomalie in Form einer Undulation der Meeresoberfläche nicht erfasst.

der Seamounts durch stärkere Schwereanomalie von Gesteinskörpern, größere Masse nach dem Volumen oder nach der Dichte geprägt sein (BAUDRY et al. 1988, McADOO & MARKS 1992).

Ergebnisse der Auswertung von SEASAT-Altimeterdaten durch den Sonderforschungsbereich (SFB) 78 der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) an der TU München zeigen, dass die Signifikanz der Daten von den Deformationen der Meeresoberfläche von der Richtung der Subsatellitenbahn zur Überquerung der topographischen Gestaltelemente abhängig ist. Lineare Strukturelemente werden besonders gut erfasst, wenn die Satellitenbahnen solche unter einem Winkel von 45° bis 90° kreuzen wie die Querverwerfungen des Mittelatlantischen Rückens und die Tiefseegräben im Pazifischen Ozean.

Das Vorkommen von Packeis in den hohen südlichen Breiten und an den arktischen Kontinentalrändern verursacht eine starke Reduzierung der Messgenauigkeit in diesen Regionen, die nur zum Teil durch die größere Bahndichte kompensiert werden kann.

## **6. Die Darstellung des Schwerefeldes und die Korrelation zur Morphologie des Meeresbodens um die Antarktis**

MARKS & McADOO (NOAA, 1992) haben mit der Karte "Gravity Field over the Southern Ocean for GEOSAT" und mit dem "Gravity Atlas of the Southern Ocean" eine Auswertung von Altimeterdaten vorgelegt, die beachtliche Details zeigt. Mit dem Satelliten GEOSAT der US-Navy wurde auf seiner ersten geodätischen Mission (GM) vom März 1985 bis Oktober 1986 und seiner Wiederholungsmission "Exact Repeat Mission" (ERM) vom November 1986 bis Januar 1990 die Meeresoberfläche altimetrisch vermessen. Der Zyklus betrug 17 Tage. Die Dichte der Subsatellitenbahnen betrug 2 bis 3 km auf 60°S Breite, bei der GM über diesen Messzeitraum auf 70°S noch dichter. Indem die topographische Meeresoberfläche approximiert konform zu einer Äquipotentialfläche der Ozeane ist, konnten hoch aufgelöste Gravitationsanomalien von dieser Satellitenaltimetrie abgeleitet werden. Dazu wurde ein Netzintervall von 0,05° der Breite und von 0,10° der Länge (~ 5x5 km) auf 60° Breite berechnet. Die Amplituden der Schwereanomalien liegen dabei zwischen -30 mgal und + 30 mgal (vgl. Tafel 5).

Im Bereich der südlichen zirkumantarktischen Region kommen Details der Rücken des Südostindischen Ozeans und des pazifischen Antarktischen Rückens mit ihren Frakturzonen zum Ausdruck. Es handelt sich um Ausläufer des nahezu geschlossenen zirkumantarktischen ringförmigen Teils der so genannten "Mid Ocean Ridges" mit ihrem zentralen Graben als Achse des Sea-Floor-Spreading-Effektes an diesen aktiven Plattengrenzen.

Auf dieser Satellitenbildkarte sind auch singuläre Formenelemente der Topographie des Meeresbodens erkennbar wie Seamounts, z.B. die so genannten de-Gerlach-Seamounts auf 90°W (MARKS & McADOO 1992). Die zahlreichen untermeer-

schen Cañons des Schelfes der Antarktis zeigen sich nicht an. Auffällige Signale von Schwereanomalien stammen von den Frakturzonen des südlichen Pazifischen Ozeans. Wahrscheinlich sind einige Strukturen des Musters der Schwereanomalien als von Körpern unter dem Meeresboden zu werten (vgl. Tafel 5).

"Die Antarktis war zentraler Teil Rodinias und Gondwanas/Pangäas. Elemente, die während der Bildung, Existenz und des Zerfalls der Superkontinente gebildet wurden, lassen sich daher über die heutigen Grenzen der Antarktis hinaus verfolgen. Sie sind die grundlegenden Argumente aller Rekonstruktionen der paläogeodynamischen Entwicklung" (KLEINSCHMIDT 1997) (SCHENKE et al. 1994 und 1998).

## **7. ENVISAT, der neue Erdbeobachtungs-Satellit der ESA**

In den letzten Jahrzehnten hat die Erdbeobachtung aus dem All eine rasante Entwicklung erfahren. Angesichts der Komplexität des Systems Erde mit den begrenzten Ressourcen wollen die NASA und die ESA die Fernerkundung stärker koordinieren und thematische Schwerpunkte setzen. Die differenzierte Projektforschung soll in die kontinuierliche Beobachtung und Überwachung führen. Zu diesem Ziel wurde der bisher größte gebaute Satellit, der ENVISAT, von der ESA entwickelt und konstruiert.

Sowohl die NASA als auch die Europäische Raumfahrtagentur (ESA) wollen in Zukunft bei ihren Missionen nicht nur vermehrt wissenschaftliche Schwerpunkte setzen und die einzelnen Programme zu einem integrierten System zusammenfassen, sondern auch mehr benutzerorientierte Missionen durchführen. Als Parameter für die Beobachtung der Umwelt Erde gelten Klimaänderung, Meeresströmungen, El Niño, Eisbedeckung der Ozeane, Erdbeben, Verschmutzungen und besonders der Meeresboden, über den die kalten Tiefseeströmungen fließen. Die NASA hat für die umfassende Kontrolle dieser Parameter das Programm "Earth Science Enterprise" begründet. Das entsprechende Programm der europäischen erdbezogenen Forschung mit Satelliten nennt sich "Lebender Planet", womit Schwerpunkte gesetzt werden sollen. Dabei ist eine Mission geplant, bei der das Schwerefeld der Erde und dessen Einfluss auf die Meeresströmungen genauer untersucht werden sollen, wobei besonders die Niveauänderungen der Meeresoberfläche vermessen werden sollen. Von Wichtigkeit ist das dadurch festgestellte Ausmaß der Meeresströmungen für die Überprüfung von Klimamodellen. Die Meeresströmungen sind das Hauptkriterium für den Wärmetransport auf der Erde. Somit ist auch der Groß-Satellit ENVISAT, der im Jahre 2001 fertiggestellt wurde, mit mehreren Sensoren zur Datengewinnung verschiedener Parameter der Ozeane ausgerüstet. ENVISAT steht zur Zeit (Oktober 2001) startbereit in Kourou, Französisch-Guayana.

Wegen der großen Bedeutung der Formen des Reliefs des Bodens der Ozeane für Meeresströmungen und damit für das Klima der Erde ist nunmehr nach dem Einsatz einzelner Satelliten wie SEASAT sowie ERS-1 und ERS-2 ein Großeinsatz mit dem Radar-Altimeter des Satelliten ENVISAT der ESA für mehrere Jahre geplant.

## 7.1 Daten des Satelliten ENVISAT

### *Teilnehmerstaaten:*

Belgien, Dänemark, Deutschland, Finnland, Frankreich, Großbritannien, Italien, Kanada, Niederlande, Norwegen, Österreich, Schweden, Schweiz, Spanien

### *Größe:*

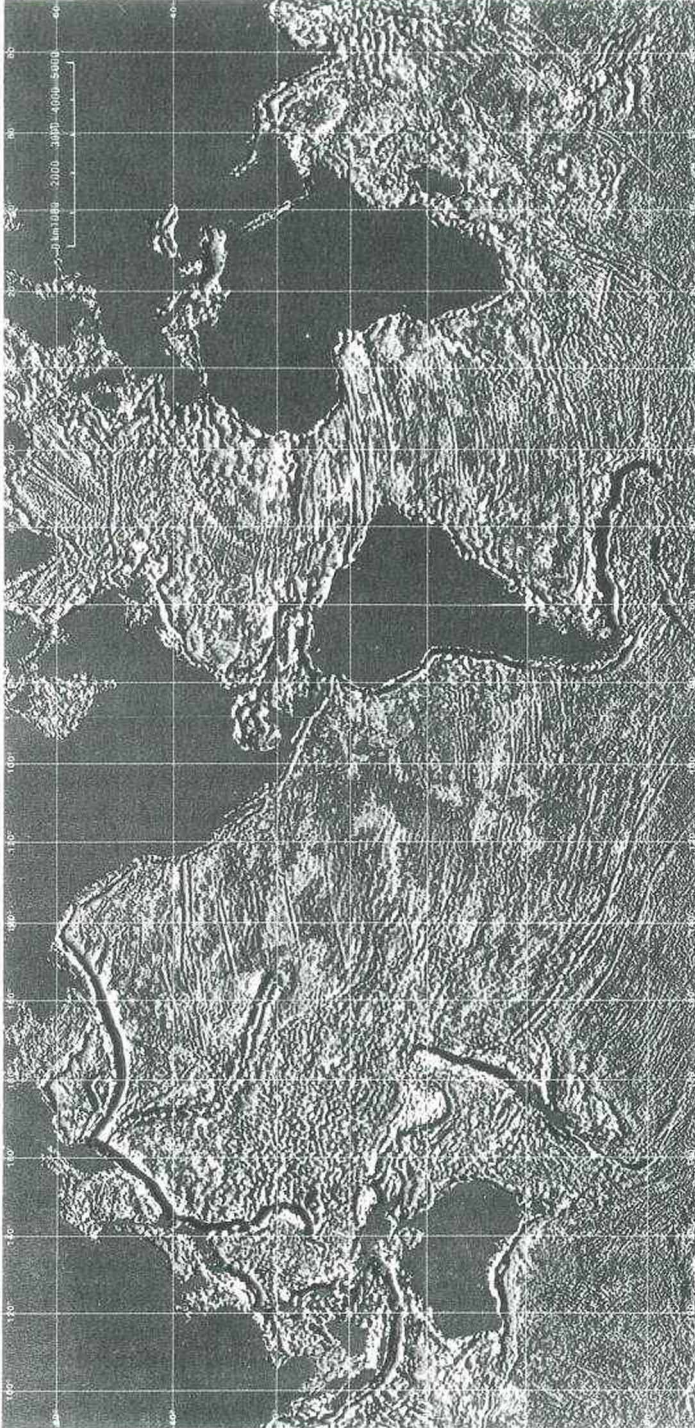
Der Satellit hat die Größe eines LKW und hat Instrumente an Bord, die von einem 70 m großen Sonnensegel mit 6 kW Energie gespeist werden.

### *Umlaufbahn:*

- Höhe 800 km; ein Erdumlauf in 100 min = 14,4 Umläufe pro Tag
- komplette Weltkarte nach drei Tagen (für die meisten Instrumente)
- Wiederkehr auf dieselbe Umlaufposition nach 35 Tagen

ENVISAT ist die modernste wissenschaftliche Apparatur, mit der man den Zustand der Erde und den Einfluss des Menschen darauf beobachten kann. Von den zehn Instrumenten sind vier speziell für die Beobachtung der Ozeane vorgesehen:

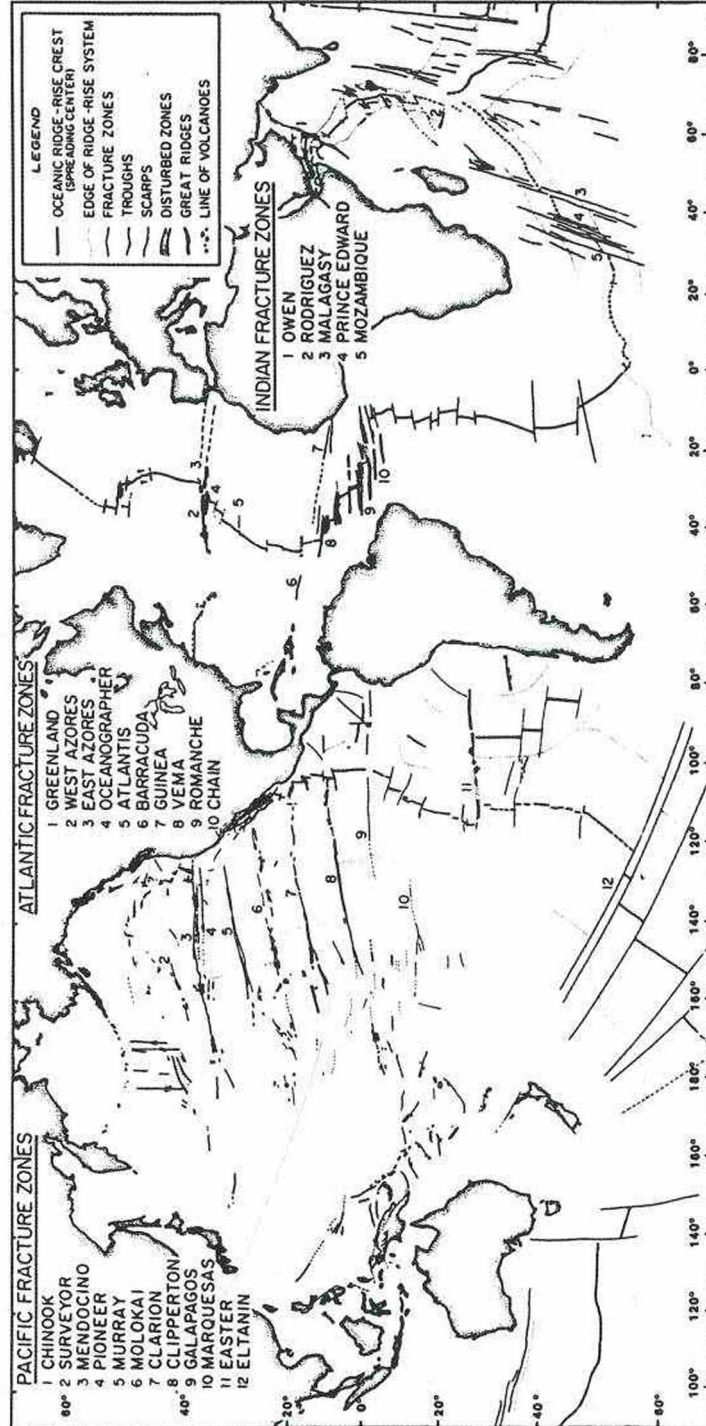
- *Advanced Along-Track Scanning Radiometer (AATSR)*  
Tastet die Oberfläche von Landmassen und Ozeanen im sichtbaren und infraroten Licht ab und bestimmt deren Oberflächentemperatur auf bis zu 0,3°C.
- *Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite und Laser-Retroreflector (DORIS und Laser-Retroreflector)*  
Vermisst die exakte Position des Satelliten auf seiner Umlaufbahn auf 4,5 cm und die Umlaufgeschwindigkeit auf 0,4 mm/s (1,4 km/h) genau. Verbessert die Radarmessungen der Meereshöhe, Schwerkraftfelder und Oberflächenprofile an Land. Ein Laser-Reflektor erlaubt Lagekorrekturen vom Boden aus sowie die regelmäßige Eichung der Instrumente DORIS und RA-2.
- *Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR)*  
Tastet mit Radarstrahlen die Erdoberfläche mit einem hochempfindlichen Höhenmesser ab, misst im Dezimeterbereich das Relief des Meeresspiegels (ebenso wie Erhebungen an Land). Es können nach Oberflächendeformation interne Wellen erkannt werden. Kombiniert man die Höhendaten und die Flugbahn des Satelliten, so erhält man unter Berichtigung von Störungen durch Wind, Wellen und Strömungen ein Profil des Meeresbodens.
- *Radar Altimeter-2 und Microwave Radiometer (RA-2 und MWR)*  
Lotet die Höhe des Satelliten über Grund mit einer Genauigkeit von 4,5 cm aus (von 800 km Höhe). In Verbindung der RA-2-Aufzeichnungen mit den Umlaufbahndaten des DORIS-Instrumentes entstehen Oberflächenkarten des Meeresbodens bzw. der von Eis bedeckten Gesteinsschichten an den Polen. Weitere Auswertungen ergeben die Wellenhöhen und Windparameter auf hoher See. Das MWR berichtigt eventuelle Ungenauigkeiten der RA-2-Messungen, die durch die Luftfeuchtigkeit entstehen.



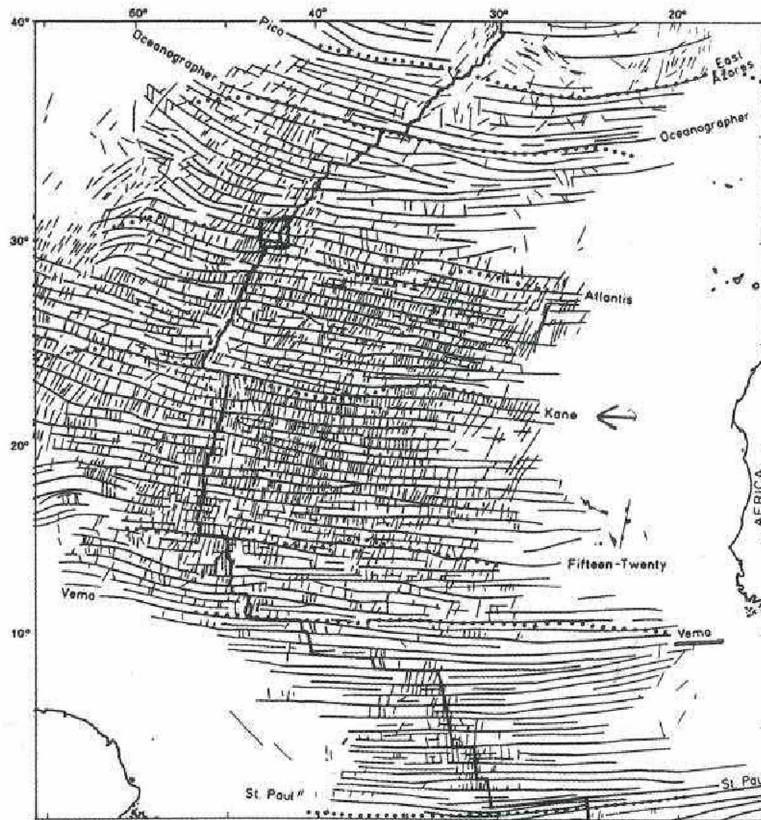
Tafel 1: SEASAT-Satelliten-Rasterbildkarte nach Altimetermessungen mit dem Muster von Schwereanomalien der Topographie der Meeresoberfläche nach SEASAT-Altimeterdaten (7. Juli bis 10. Oktober 1978)

Verkleinerung nach Karte 1 : 39.000.000, Mercatorprojektion. Schwarz-Weiß: Repro der Farbkarte von W.F. HAXBY (1982); Grautonwerte: Weiß: starke lokale Gravitation (hoch gelegene Teile der Meeresoberfläche, Rippen der mittelozeanischen Rücken, Seamount-Kette); Grau: mittelstarke lokale Gravitation; Schwarz: geringere Gravitation (tief gelegene Teile der Meeresoberfläche [Tiefseegräben]. Plastische Wirkung durch Schummerung in Schwarz für eine simulierte Nordwestbeleuchtung, erkennbar an Tiefseegräben und an Kontinentalabhängigen, die in W-E-Richtung verlaufen. Die Intensitätsstufen der Tönung wurden für 7,5-mgal-Intervalle eingegeben. Horizontale Auflösung 50-250 km, Muster als syntaktische Information der Struktur des Meeresbodens. Für die von HAXBY prozessierte Satellitenbildkarte wurden etwa 50.000 Bildelemente verwendet, dieses zwischen 70°N und 70°S, was der Anzahl der 1-Gradfelder des geographischen Netzes entspricht. Das geographische Netz der Erde beträgt nach 1-Gradfeldern von Länge und Breite 64.800 Felder.





Tafel 2: Globale Anordnung der großen "mid-ocean ridge crest and fracture zones". Diese Strukturelemente der Ozeanböden sind auf der Satellitenbildkarte erkennbar (vgl. Tafel 1) (nach MENARD & CHASE 1968)

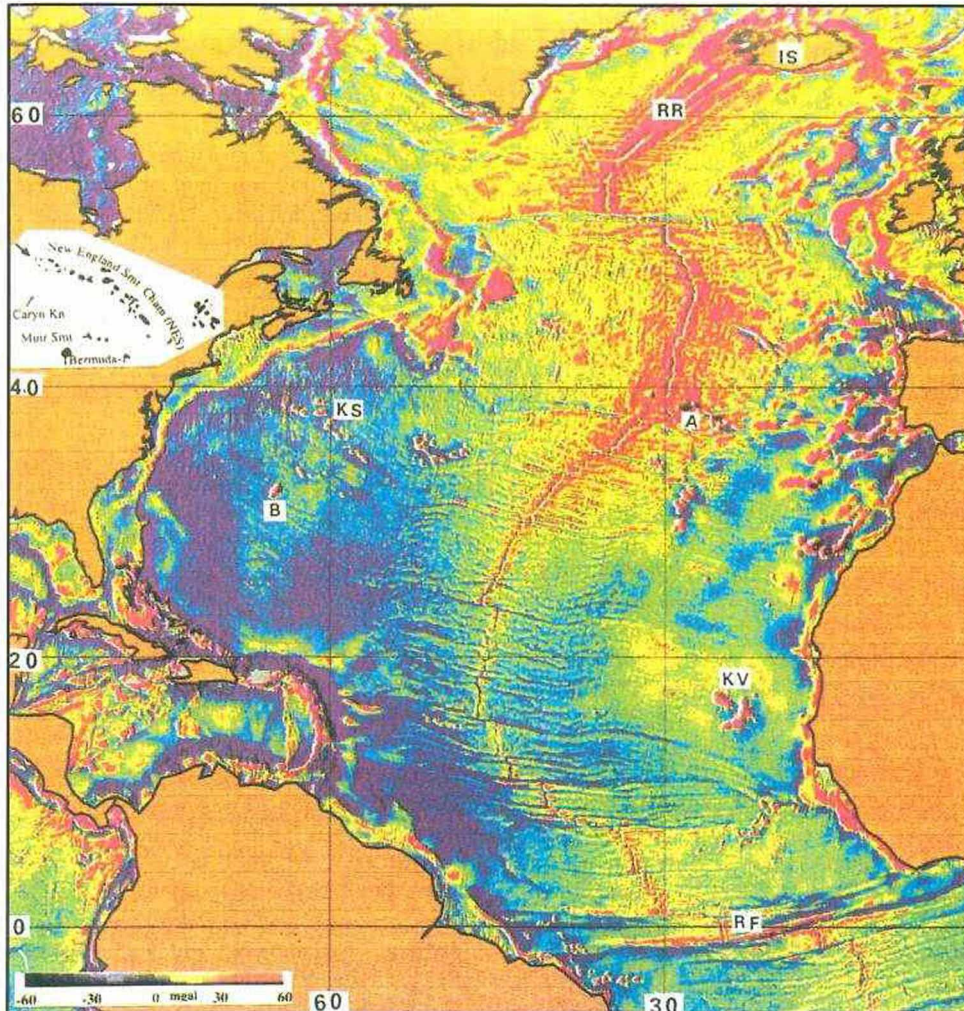


Quelle: EMERY & UCHUPI (1984), Fig. 68. (= Ausschnitt Farbtafel)

Abb. 5: Frakturzonen, Verwerfungen und Kleinformen im Bereich des Mittelatlantischen Rückens

Dicke Linie: Verlauf des Rift Valley des Mid Ocean Trench, kartiert nach Erdbebenepizentren. Dünne Linien, lang: Querverwerfungen. Dünne Linien, kurz: kleine Rücken quer zu den Ost-West-Frakturzonen. Die Querverwerfungen, Transform Faults, bilden Escarpments in der Topographie; Transcurrent Faults, zum Teil "Transform". Punktierte Linien: Hauptfrakturzonen. Die punktierten Linien zeigen in ihrem Verlauf die Differenz der Lage in anderen bathymetrischen Karten.

Contours on chart of U.S. Navy Oceanographic Office (1977). Fracture zones (long smooth east-west lines) and crests of small ridges (short lines transverse to fracture zones). Dots depict major named fracture zones. Rift valley (irregular wide line) based on earthquake epicentre data.

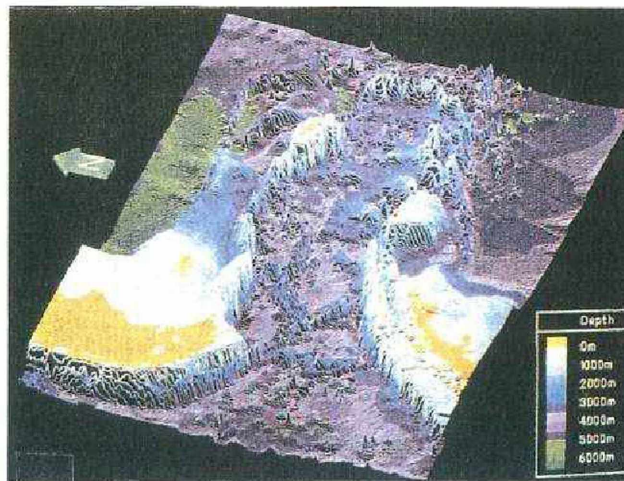
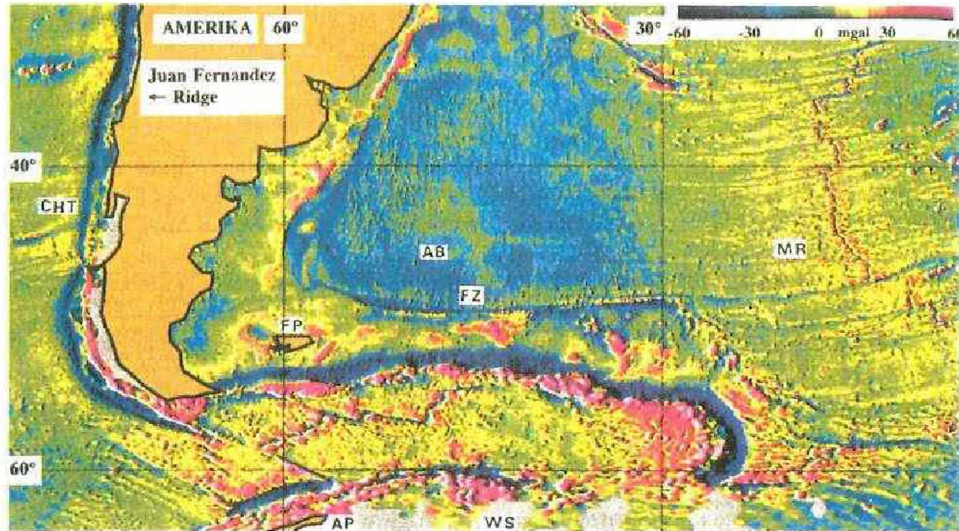


Tafel 3: Gravitationsanomalien nach ERS-1-Radaraltimetrie: Nordatlantischer Ozean  
 Ausgeprägt sind: Massen des Mittelatlantischen Rückens, besonders nördlicher, jüngerer, höher gelegener Teil: rote Signatur, Rift Valley durchgehend erfasst; die transversalen Bruchzonen im Kilometerbereich genau aufgezeichnet. Sedimentationsbecken in Tiefsee Lage (negative Gravitationsanomalien) blaue Farbe. Die komplexe Konfiguration um Island (IS): jüngerer Meeresboden. Im Bereich östlich der Küste Nordamerikas auf 40°N Breite sind die Kelvin-Seamount-Kette (KS) und die Bermuda-Inseln (B) erkennbar, wie vor der westafrikanischen Küste Kap Verde (KV) Kanarische Inseln und Sierra-Leone-Rücken (SLR). Artefakte in der Darstellung: kleine Gruppen paralleler Striche in Ausrichtung nach den Bahnsuren als negative und positive "Anomalien". IS=Island, RR=Reykjanes Ridge, RB=Rockall Bank, A=Azoren, RF=Romanche Fracture Zone. Rote Signatur auf Schelfen von Südamerika und Afrika zeigt hohe positive Gravitationsanomalien an. Diese sind von tiefer unter den Schelfsedimenten liegenden spezifisch schwereren Gesteinen verursacht. Nach Karte von KNUDSEN & ANDERSEN (1994), 1:48.000.000, Ausschnitt verkleinert.

## 8. Literaturverzeichnis

- ANDERSEN O.B., KNUDSEN P. (1995), Global Gravity Field from the ERS-1 Geodetic Mission (= Earth Observation Quarterly, 47: ESRIN 1-5, ESA-ESTEC).
- ANDERSEN O.B., KNUDSEN P., TSCHERNING C.C. (1995), Investigation of Methods for global Gravity Field Determination from Satellite. Submitted to Proceedings of Determination of the Gravity Field. Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag.
- BAUDRY N., STACKELBERG U., von RÉCY J. (1988), Alignements volcaniques dans les Australes. Analyse et interprétation de données Seasat et Seabeam (= C.R. Académie de la Science Paris, 306, Série II), S. 643-648.
- BOSCH W. (1991), Verarbeitung von Altimeterdaten beim deutschen ERS-Auswertezentrum (D-PAF) 8, DFD-Nutzerseminar, 16. und 17. September 1991. Oberpfaffenhofen, DLR.
- EMERY K.O., UCHUPI E. (1984), The Geology of the Atlantic Ocean. Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag. 1050 S.
- GIERLOFF-EMDEN H.G. (1980), Geographie des Meeres. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Bd. 5. Berlin, W. de Gruyter Verlag. Teil 1: 815 S., 324 Fig., 1 Taf.; Teil 2: 588 S., 290 Fig., 1 Taf.
- GIERLOFF-EMDEN H.G. (1987), Fernerkundung mit Seasat-Altimeter als Innovation zur Morphologie des Meeresbodens (= Münchener Geogr. Abh., 4), S. 139-195.
- GIERLOFF-EMDEN H.G. (1989), Fernerkundungskartographie mit Satellitenaufnahmen (= Enzyklopädie "Die Kartographie und ihre Randgebiete", IV/1). Wien, Deuticke Verlag. 588 S.
- GIERLOFF-EMDEN H.G. (1999), Radar-Altimetrie von Satelliten zur Erforschung des Reliefs des Meeresbodens. Ein Beitrag zur interdisziplinären Forschung der Meereskunde und der Fernerkundung mit Beispielen nach ERS-1/2 Satellitenaltimetrie nach Validation zu Weltkarten der Gravitationsanomalien von P. KNUDSEN und O.B. ANDERSEN (= Münchener Geogr. Abh., Reihe A, 50). München. 130 S.
- GREDEL J. (1991), Erster europäischer Fernerkundungssatellit ERS-1. Nutzlast, Mission, Bodensegment, Standardprodukte, Nutzerservice. DLR, Oberpfaffenhofen.
- GREDEL J., REIGBER Ch. (1991), The German Processing and Archiving Facility for ERS-1. In: GIS, 2, S. 14.
- HAXBY W.F. (1987), Gravity Field of the World Oceans. A Portrayal of gridded geophysical Data derived from Seasat Radar Altimeter Measurements of the Shape of the Ocean Surface. Boulder, Colorado, Depart. of the US Navy, Office of Naval Research, NOAA Data Center.
- IOC (INTERGOVERNMENTAL OCEANOGRAPHIC COMMISSION) (1997), Equatorial Segment of the Mid-Atlantic Ridge, with Attachment "The Maps and Profiles" (= Annual Report 4, IOC Technical Series). Paris, UNESCO.
- IOC, IHO und BODC (1994), The GEBCO Digital Atlas including a CD-ROM. Intergovernmental Oceanographic Commission (UNESCO) and the IHO as part of the GEBCO. Birkenhead, UK, British Oceanographic Data Centre (BOD).
- KEYDEL W. (1991), Radar-Verfahren zur Satellitenerkundung am Beispiel des ERS-1 (= Die Geowissenschaften, 9, 4), S. 102-110.
- KLEINSCHMIDT G. (1997), Antarktis, bei der Erforschung der Paläogeodynamik unverzichtbares Fragment früherer Großkontinente (= Senckenberg, 201), S. 243-257.
- KNUDSEN P., ANDERSEN O.B. (1994), Global Gravity Anomalies from ERS-1 Altimetry. Geodetic Mission (168 days). Ocean Gravity Map, scale 1:48.000.000 at the Equator. Resolution 3'45 by 3'45, corresponding to 7x7 km at the Equator (0,15 mm in der

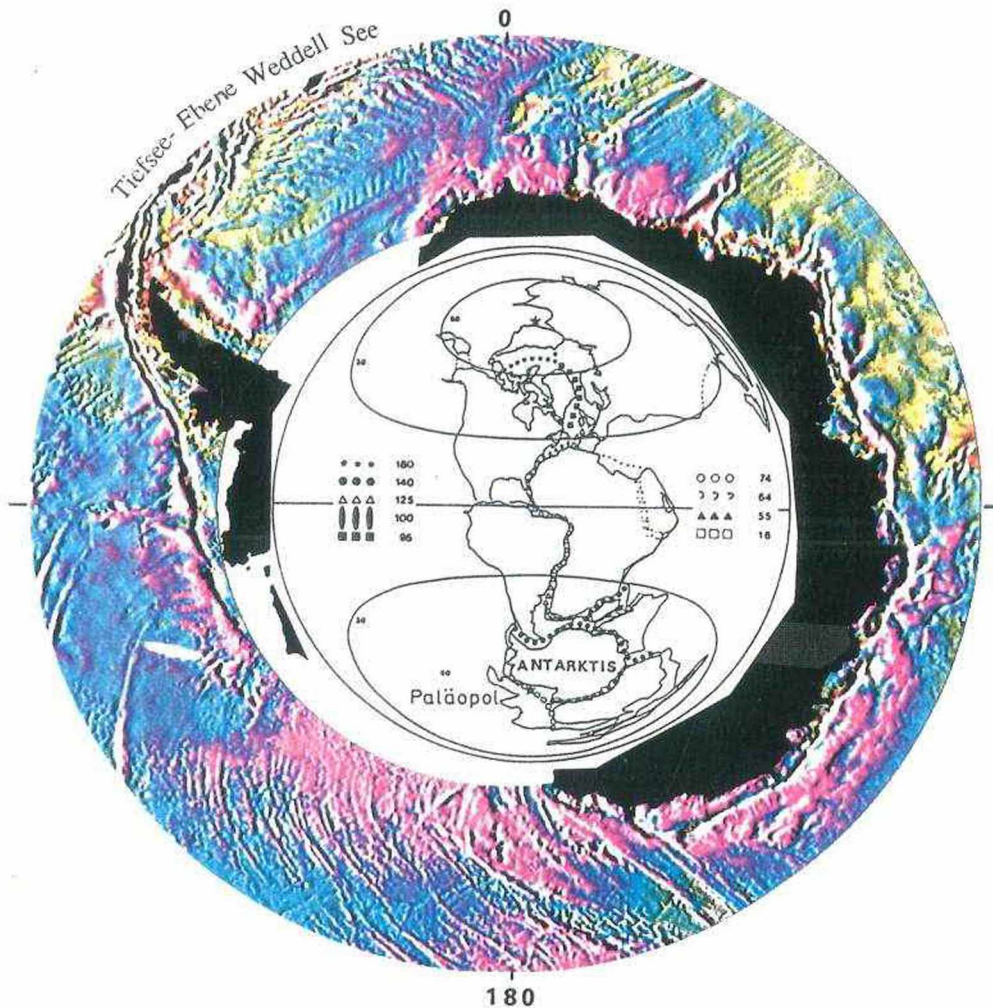
- Karte). Format 84 cm (Äquator) x 46 cm (80°N bis 80°S), Gradnetz: Plattkarte und Karte (1995) 1:32.000.000; Karte (1995) 1:40.000.000, flächentreuer Netzentwurf. Kort og Matrikelstyrelsen Copenhagen.
- LAUGHTON A. (1989), The Shape of the Ocean Floor (= IOC-Bruun Memorial Lectures, 36). UNESCO.
- LIVERMORE R.A., WOOLLETT R.W. (1993), Seafloor Spreading in the Weddell Sea and Southwest Atlantic since Late Cretaceous (= Earth and Planetary Science Letters 117, 475-495).
- MCADOO D.D., MARKS K.M. (1992), Gravity Fields of the Southern Ocean from Geosat Data (= Journal of Geophysical Research, 97), S. 3247-3260.
- MARKS K.M., MCADOO D.C. (1992), Gravity Atlas of the Southern Ocean. National Geophysical Data Center and World Data Center-A for Marine Geology and Geophysics, Report MGG-7, U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration, Geoscience Laboratory, National Ocean Service, Rockville.
- MENARD H.W., CHASE T.T. (1968), Fracture Zones. In: MAXWELL A.E. (Hrsg.), The Sea, Vol., S. 421-443.
- MILLER H. (1992), Abriß der Plattentektonik. Stuttgart, Enke Verlag.
- NASA (1991), TOPEX/POSEIDON. Science Investigations Plan. Science Working Team, September 1 (= Jet Propulsion Laboratory Publication, 27). 176 S.
- PENCK A. (1882), Schwankungen des Meeresspiegels. Geogr. Ges. München, VII, S. 1-70.
- REIGBER Ch., BOSCH W. (1986), Zur Nutzung der Satellitenaltimetrie für geodätisch-geophysikalische Zwecke. BMFT-Statusseminar: Die Nutzung von Fernerkundungsdaten in der BRD, Garmisch-Partenkirchen, 20.-22. Januar 1986.
- REIGBER Ch., BOSCH W. (1991-92), Meereshöhenmodell nach Radar-Altimeter von ERS-1. Bildkarte = Mit Radar-Augen die Erde sehen. D-PAF, DLR-Jahresbericht.
- RENARD V., SCHRUMPF B., SIBUET J.-C. (1975), Bathymétrie détaillée d'une partie de vallée du rift et de faille transformante près de 36°50'N dans l'Océan Atlantique. FAMOUS, CNEXO, Centre Océanologique de Bretagne, Brest.
- RUMMEL R. (1993), Principle of Satellite Altimetry and Elimination of Radial Orbit Errors. In: RUMMEL R., SANSO F., Satellite Altimetry in Geodesy and Oceanography. Lecture Notes in Earth Sciences, 50. Berlin, Heidelberg, Springer.
- SCHENKE H.W., HEIDLAND K., SEEBER G., VÖLKSEN C. (1994), Results from ERS-1 Altimetry Ground Truthing on the Filchner-Ronne-Schelfeis. In: Proc. Second ERS-1 Symposium Hamburg 1993. ESA, SP-361.
- SCHENKE H.W., DIJKSTRA S., NIEDERJASPER F., SCHÖNE T., HINZE H., HOPPMAN B. (1998), The new Bathymetric Charts of the Weddell Sea. AWI BCWS, Ocean, Ice and atmospheric Interactions at the Antarctic Continental Margin (= Antarctic Research Series, 75), S. 371-380. American Geophysical Union.
- SCHÖNE T. (1997), Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des Geosat und ERS-1 (= Ber. z. Polarforschung, 220). Bremerhaven, AWI. 145 S.
- SEIBOLD E. (1991), Das Gedächtnis des Meeres. München, Piper Verlag. 447 S.
- SIGL R. (1982), Erdmessung 1981. Zur Bestimmung von Figur und Schwerekraftfeld der Erde mit Hilfe künstlicher Satelliten. Jahrbuch der Bayerischen Akademie der Wissenschaft. München.
- VENING-MEINESZ F.A. (1934), Gravity Expeditions at Sea 1923-1932 (= Publication of the Netherlands Geologic Commission, 4, 1). Delft. 148 S.



Tafel 4: Oben: Kartenausschnitt Südspitze Südamerikas bis zur Antarktischen Halbinsel mit Südatlantischen Meer (*Scotia Sea*), Drake-Straße, Argentinischem Becken (AB) und Falkland-Inseln auf 60°W

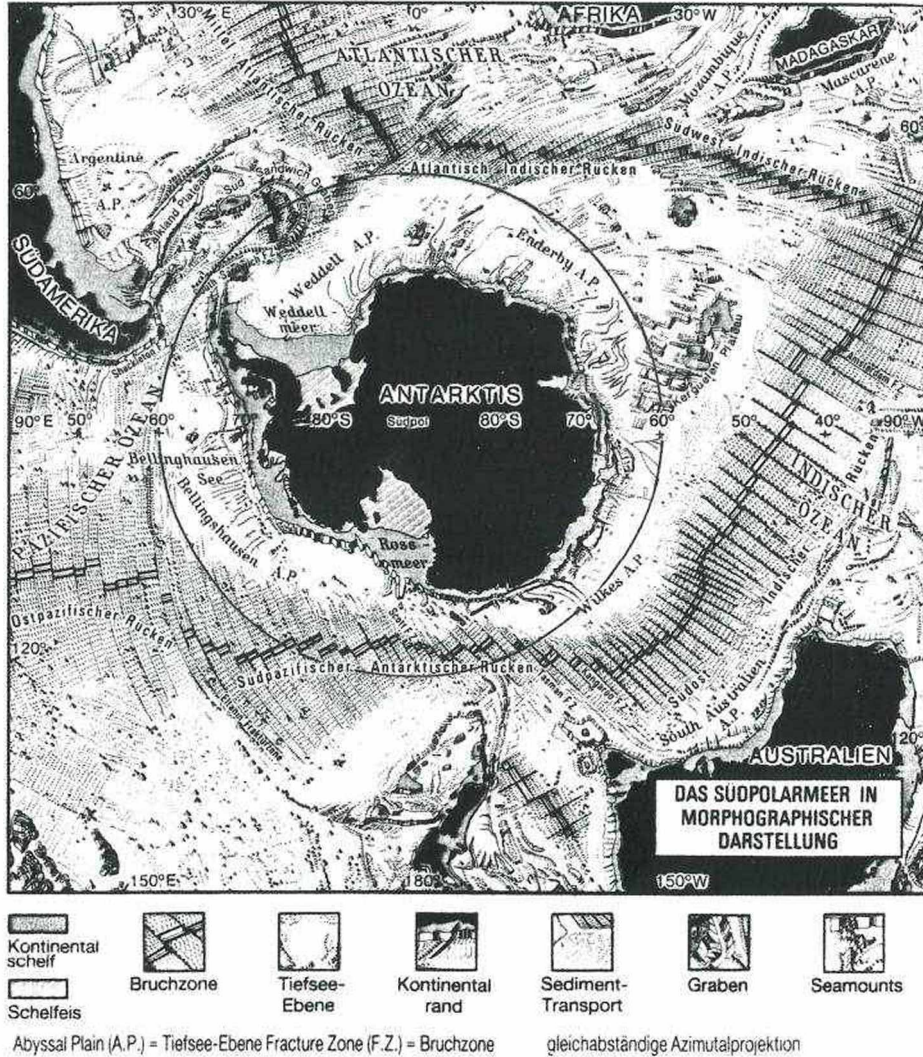
Die Drake-Straße ist der Verbindungsdurchlass für die zirkumantarktische Strömung; das Relief ist von Bedeutung für den entgegengesetzten Unterstrom. Ausgeprägt ist nach negativer Gravitationsanomalie der Süd-Sandwich-Graben bis zur Südspitze Südamerikas. Als tektonische Gliederung zeigt das Südatlantische Meer bisher nicht bekannte Strukturen durch Sea Floor Spreading und Plattentektonik an, geologisch Scotia Platte mit der Mikroplatte Sandwich Platte des östlichen Bogens (positive Anomalie, "rot"). Ausschnitt aus der Karte von KNUDSEN & ANDERSEN (1995) ist infolge der verwendeten Plattkartenprojektion stark in West-Ost-Richtung gestreckt (AB=Argentine Basin; FZ=Falkland Fracture Zone; FP=Falkland Plateau; AP=Antarctic Peninsula; WS=Weddell Sea; MR=Mid-Atlantic Ridge; C=Chile Trench).

Tafel 4: Unten: Tiefenkonturlinien der GEBCO-Karte als Blockdiagramm der Region Südatlantik. Blick von W nach E: Drake-Straße (LAUGHTON 1989)



Tafel 5: Gravity Atlas of the Southern Ocean, aufgenommen vom Satelliten US Navy, GEOSAT, 1985-1986, von 60° bis 72° und 1986-1990

Die Gravitationsanomalien sind hochgradig mit der Topographie des Meeresbodens korreliert. Räumliche Auflösung bis zu 10 km. Farbbild: Amplituden der Gravitationsanomalien von -30 mgal (Magenta) bis +30 mgal (Rot). Die Bildung von Mid-Ocean-Ridges mit Riffs und Frakturen ist als Strukturmuster, z.gr.T. als Relief rings um die Antarktis nach dem Abtrennen der umgebenden Kontinente aus der Pangäa in der Karte der Gravitationsanomalien erkennbar (nach MARKS & McADOO 1992). SW-Abbildung im Zentrum des Farbbildes: Darstellung von Gondwana um die Antarktis mit Symbolen für die Zeit der Abtrennung (nach MILLER 1992, S. 59). Die Formen der "Fischgräten"-Anomalien zeigen im Weddell-Meer (315-350°) SW-NO-streichende Schwereanomalien und bezeugen die frühe Öffnungsgeschichte des Weddell-Meeres mit Auseinanderdriften der Antarktis und Südamerikas und abgesunkene oder überdeckte paläogeographische "Spreading Ridges". Lotungen: FS "Polarstern" im Weddell Meer (SCHENKE et al. 1994, 1998; SCHÖNE 1997).



Tafel 6: Meeresboden der Südpolarregion der Ozeane, morphographische Darstellung. Mittelozeanische Rücken mit zentralem Graben und transversalen Verwerfungen.

Verlauf als Teile des weltweit ausgebildeten Systems um die Antarktis. A.P.=Abyssal Plain, F.Z.=Fracture Zone. Der antarktische Kontinent ragt über den umgebenden Tiefseeboden auf, wobei ein schmaler Schelf um 500 m ( $\pm$ ) Tiefe den Kontinent umgibt. Der Meeresboden um den antarktischen Kontinent herum bildet mit dem Kontinent zusammen die Antarktische Platte (KLEINSCHMIDT 1997; Karte: GIERLOFF-EMDEN 1982).

Das Areal des Ringes der Flächen von 60°S bis 72°S (innerhalb des Kreises über 60°S) wurde von K.M. MARKS & D.C. McADOO (National Ocean Service, USA) nach der Satellitenaltimetrie zur Bestimmung der Höhe der Meeresoberfläche infolge Gravitationsanomalien des Meeresbodens vermessen und im "Gravity Atlas of the Southern Ocean" dargestellt (vgl. Tafel 5).



# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 2001

Band/Volume: [143](#)

Autor(en)/Author(s): Gierloff-Emden Hans Günter

Artikel/Article: [Kartographie und Geoinformation. Radaraltimetrie von Satelliten zur Erkennung des Reliefs des Meeresbodens 257-280](#)