

**Flugzeuggestützte Topographie- und
Schweremessung: Meßsystem und Anwendung auf
die Region Framstraße, Spitsbergen und
Nordostgrönland**

**Airborne topography and gravimetry: System and
application to Fram Strait, Svalbard and Northeast
Greenland**

Tobias Boebel

**Ber. Polarforsch. 366 (2000)
ISSN 0176 - 5027**

Tobias Boebel

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
PF120161, D-27515 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation,
die 1999 im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde.

Eine Farbversion dieses Dokumentes kann bezogen werden unter:
<http://www.awi-bremerhaven.de/GPH/phd/tboebel>

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	iii
Tabellenverzeichnis	v
Abkürzungsverzeichnis	vi
Verzeichnis physikalischer Einheiten	viii
1 Einleitung	4
2 Meßsystem und Grundgleichung	8
2.1 Der Systemeinbau im Flugzeug	8
2.2 Die Koordinatensysteme	9
2.2.1 Inertialsysteme	10
2.2.2 Nicht-Inertialsysteme	11
2.2.3 Lokale Koordinatensysteme	15
2.3 Die Koordinatentransformation zur Altimetrieauswertung	16
2.4 Die Transformationen der Schweremessung	17
3 Flugzeugposition und Flugzeuglagebestimmung	21
3.1 Das Global Positioning System (GPS)	21
3.2 Die GPS-Beobachtungsgrößen	22
3.3 Die GPS-Auswertung	24
3.3.1 Systematische Fehlereinflüsse und Lösungsmethoden	24
3.3.2 Mehrdeutigkeitsbestimmung der Phase	25
3.3.3 Differentielles GPS	25
3.3.4 Atmosphärische Korrekturen	26
3.3.5 GPS-Programme	26
3.4 Das Inertial-Navigations-System	27
3.5 Frequenzabschätzung zur Flugmechanik	28
4 Auswertung der Altimeterdaten	30
4.1 Das Radaraltimeter	30
4.1.1 Die Radarsystembeschreibung	30
4.1.2 Die Aufbereitung der Radardaten	32
4.2 Das Laseraltimeter	33
4.3 Die Altimeterdatenkorrektur	34
4.3.1 Die Kalibrierung des Altimetersystems	35
4.3.2 Geophysikalische Korrekturen der Altimetermessung	38
4.4 Der Vergleich der flugzeuggestützten Altimetrie zu den Satelliten- und Bodenwerten	41
4.5 Die Bestimmung von Meeresströmungen	47

5	Auswertung der Schweremessungen	51
5.1	LaCoste&Romberg Air/Sea Gravimeter S56	53
5.1.1	Der Sensor S56	53
5.1.2	Die Plattform	56
5.1.3	Bestimmung der vertikalen und horizontalen Skalenfaktoren	58
5.2	Schwereberechnung	60
5.2.1	Freiluftschwere	60
5.2.2	Eötvöskorrektur	61
5.2.3	Fehleranalyse	62
5.2.4	Filterung des Schweresignals	63
5.3	Meßgenauigkeit	65
5.3.1	Interne Meßgenauigkeit	65
5.3.2	Flugzeuggestützte Schweredaten im Vergleich zu Schiffs- und Satellitenmessungen	66
6	Messungen im Gebiet der Framstraße	69
6.1	Topographie und Hydrographie	70
6.2	Tektonische Entwicklung	75
6.3	Bestehende geophysikalische Informationen	79
6.4	Offene Fragestellungen	84
6.5	NORDGRAV97 und NOGRAM98, Schwerefeldmessung über der Framstraße	87
6.6	Schwerefeld 75°N – 85.5°N	89
6.6.1	Schwereauswertung	89
6.6.2	Spitsbergen Archipel, westlicher Schelfrand	91
6.6.3	Framstraße, westliches Eurasisches Becken	95
6.6.4	Schwerefeld nördliches Ostgrönland	102
6.6.5	Schelfbereich Nordgrönland, Morris Jesup Rise	103
6.7	Modifiziertes tektonisches Entstehungsmodell	106
7	Schlußfolgerungen und Ausblick	111
	Literaturverzeichnis	115
A	Einbaukoordinaten der Meßgeräte im Flugzeugapparatursystem	125
B	Drehmatritzen	125
C	Gravimeter – S56	126
D	ITRF96 Koordinaten der Basistationen	127
E	Physikalische Parameter der DO-228	128

Abbildungsverzeichnis

1.1	Prinzip der flugzeuggestützten Meerestopographiemessung	6
2.1	Einbauskizze des flugzeuggestützten Meßsystems	8
2.2	Schema des AGMASCO-Meßsystems	9
2.3	Relation zwischen Inertial- und erdfestem Koordinatensystem	10
2.4	Erdfeste Koordinatensysteme	12
2.5	Flugzeugspezifische Koordinatensysteme	15
4.1	Schema der Topographieberechnung	35
4.2	Topographiemodell vs. Altimetermessung	37
4.3	Atmosphärische Korrektur – Altimetrie	39
4.4	Topographievergleich TOPEX/POSEIDON – flugzeuggestütztes System	42
4.5	Sprunghafte Lösung der Meerestopographie	43
4.6	Topographie mit neuer GPS-Lösung	44
4.7	Meerestopographie entlang Profil A	45
4.8	Meerestopographie entlang der Norwegischen Küste	46
4.9	Geostrophische Betrachtung	47
4.10	Geostrophische Strömung entlang Profil A	48
4.11	Strömungsberechnung an der Öffnung des Skagerraks	49
5.1	Schema Schweresensor S56	53
5.2	Tiltfehler	56
5.3	Plattformtransferfunktion	58
5.4	Phygoidschwingung vs. Gravimeterarmschwingung	59
5.5	Eötvöskorrektur	61
5.6	Frequenzabhängiger Schweremeßfehler	63
5.7	Filtercharakteristik	64
5.9	Mehrfach vermessene Profile	65
5.8	Kreuzungspunktfehler	65
5.10	Vergleich zwischen flugzeuggestützten und schiffgestützten Schwere- messungen	66
5.11	Absolutfehler, Vergleich zur satellitengestützten Messung	67
6.1	Topographische Karte der Arktis	71
6.2	Topographisches Modell der Framstraße	73
6.3	Evolution der Framstraße: Chron 33 – Chron 23	76
6.3	Evolution der Framstraße: Chron 21 – Heute	77
6.4	Seismologische Daten, 1968 – 1999	80
6.5	Magnetische Anomalienkarte nach Oakey (1998)	81
6.6	Wärmeflußdaten	82
6.7	Anomalie eines <i>Arctic Margin Gravity Highs</i>	83
6.8	Bestehende Modelle der Eurasischen/Nordamerikanischen Platten- grenze; Modell 1-3	85
6.9	Bestehende Modelle der Eurasischen/Nordamerikanischen Platten- grenze; Modell 4-5	86
6.10	Profilplan NORDGRAV97/NOGRAM98	87
6.11	Karte der Freiluftanomalie über dem Meßgebiet Framstraße	90

Abbildungsverzeichnis

6.12	Profilplan westliches Spitsbergen. Weiß markiert: Profil S1 und Profil F9. Anomaliebezeichnung nach Abb.6.11	91
6.13	Südwestlicher Schelf Spitsbergens bei 77°N, S1	92
6.14	Krustenmodell Spitsbergen – Yermak Plateau, F9	94
6.15	Profilplan der Framstraße	95
6.16	Krustenmodell 80°N, F4	98
6.17	Krustenmodell 81°N, F5	99
6.18	Krustenmodell: nördlicher Lena Trog	100
6.19	Profilplan Morris Jesup Rise und nördliches Peary Land	103
6.20	Krustenmodell F12: Wandensee – Morris Jesup Rise	104
6.21	Krustenmodell F15: Peary Land, Morris Jesup Rise und Amundsen Becken	105
6.22	Modell der tektonischen Entwicklung der Framstraße: 36 Ma – 20 Ma	107
6.23	Modell der tektonischen Entwicklung der Framstraße: 12 Ma – Heute	108

Tabellenverzeichnis

2.1	Ellipsoidkonstanten	13
2.2	Höhendifferenzen zwischen Referenzellipsoid	14
2.3	Rotations- und Translationsvektoren	17
3.1	Eigenmodi DO228	28
3.2	Phygoidschwingung	29
4.1	Reflektierende Fläche der Altimetermessung	32
4.2	Reflexionsgrad für IR-Laser	34
5.1	Meßgrößen Gravimetrie	60
A.1	Einbaukoordinaten der meßtechnischen Ausrüstung	125
C.2	Cross-Coupling Parameter	126
D.3	Basisstation ITRF96-Koordinaten	127
E.4	Mathematisches Modell DO228	128

Abkürzungsverzeichnis

Abkürzung	Bedeutung
ADCP	engl.: Acoustic Doppler Current Profiler
AGC	engl.: Automatic Gain Control
AGMASCO	engl.: Airborne Geoid Mapping System for Coastal Oceanography
AMGH	engl.: Arctic Margin Gravity High
ASCII	engl.: American Standard Code for Information Interchange
AVISO	engl.: Archiving Validating and Interpretation of Satellite Oceanography Data Center
AWI	Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung; Bremerhaven
C/A-Code	engl.: Coarse/Acquisition-Code
CORSSH	engl.: Corrected Sea Surface Heights
CTD	engl.: Conductivity Temperature Depth Sonde
CRF	engl.: Celestial Reference Frame
DGPS	engl.: Differential Global Positioning System
DNMI	norw.: Det norske meteorologiske institutt
DO-228	Flugzeugtyp Dornier 228
ECMWF	engl.: European Center or Medium Range Weather Forecast
EGM96	engl.: Earth Geoid Modell 96
ERS1	engl.: European Earth Research Satellites1
ERS2	engl.: European Earth Research Satellites2
FLSG	Forlandsundet Graben
GEBCO	engl.: General Bathymetric Chart of the Oceans
GFZ	GeoForschungsZentrum Potsdam
GLONASS	engl.: Global Navigation Satellite System
GPS	engl.: Global Positioning System
GRS80	engl.: Geodetic Reference System 80
GS-Rücken	Grönland-Island-, Island-Färör-, Färör-Schottland-Rücken
IERS	engl.: International Earth Rotation Service
IGS	engl.: International GPS Service
INS	engl.: Inertial Navigation System
ITRF	engl.: International Terrestrial Reference Frame
IR	engl.: Infrarot
JGM-3	engl.: Joint Gravity Modell - 3
KSGsoft	engl.: Kinematic Static Global Positioning System Software
NADW	engl.: North Atlantic Deep Water
NASA	engl.: National Aeronautics and Space Administration
NKG96	engl.: Nordic Geoid 96
NOAA	engl.: National Oceanic and Atmospheric Administration
NOGRAM98	engl.: North Gravity and Magnetic Project 1998
NORDGRAV97	Nord Gravimetrie 1997 Projekt
NRL	engl.: National Research Laboratory

Abkürzungsverzeichnis

Abkürzung	Bedeutung
OCS	engl.: Operational Control System
UoP	engl.: University of Porto
P-Code	engl.: Precise-Code
RMS	engl.: Root Mean Square $\frac{1}{n}\sqrt{\Delta x^2}$
SA	engl.: Selective Availability
SEFZ	Senija Fracture Zone
SI	engl.: System International
SLR	engl.: Satellites-Laser-Ranging
SSH	engl.: Sea Surface Height
SWH	engl.: Significant Wave Height
TMR	engl.: TOPEX/POSEIDON Microwave Radiometer
TRF	engl.: Terrestrial Reference Frame
TWT	engl.: Two Way Travel Time
VLBI	engl.: Very-Long-Baseline-Interferometrie
WGS	engl.: World Geodetic Reference System
ZLS	engl.: Zerolength Spring Corporation

Die hier fehlenden Abkürzungen der tektonischen Strukturen sind der Abbildung 6.2 zu entnehmen.

Verzeichnis physikalischer Einheiten

Abkürzung	Bedeutung
h	Stunde
kn	Knoten sm h^{-1}
Ma	Millionen Jahre
mGal	Milligal
PSU	engl.: Practical Salinity Unit $1 \text{ PSU} \equiv 1 \text{ ‰}$
SV	Sverdrup $1 \text{ SV} \equiv 1 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
sm	Seemeile $1 \text{ sm} \equiv 1 \text{ 852.16 m}$

Neben den allgemeinen gebräuchlichen SI-Einheiten sind in dieser Tabelle die im Text verwendet Einheiten aufgeführt.

Kurzfassung

In unzugänglichen Gebieten ermöglichen nur flugzeug- und satellitengestützte Messungen eine flächendeckende Datenerfassung. In den hohen Breiten der Arktis besitzen flugzeuggestützte Messungen jedoch eine weit aus größere Bedeutung, da die Nutzung von relevanten Satelliten aufgrund ihrer festgelegten Bahnen, die nicht über 81.75° N führen, beschränkt ist. Die Entwicklung von flugzeuggestützten Meßsystemen wurde in den letzten 10 Jahren vor allem durch das Globale Positioning System bestimmt. Mithilfe dieser Navigationsmethode können nun gleichzeitig unabhängig von einander Topographie- und Schweremessungen durchgeführt werden. In der folgenden Arbeit werden diese beiden Meßmethoden und die eingesetzten Systeme beschrieben. Anhand von Vergleichen mit GPS-Bodenwerten, Schiffsmessungen, TOPEX/POSEIDON-, ERS2-Satellitenaltimetermessungen, Gezeitenpegel und hydrographischen Modellen wird der Systemfehler ermittelt. Eine Interpretation der geophysikalischen Messungen erfolgt für das Gebiet von Nordostgrönland, Framstraße und Nordspitsbergen.

Im systembeschreibenden Teil dieser Arbeit wird gezeigt, daß der relative Fehler der Topographiemessung kleiner ± 5 cm ist und der Genauigkeit des TOPEX/POSEIDON-Satelliten entspricht. Für den absoluten Fehler wird gezeigt, daß jener hauptsächlich durch Driftfehler der Navigationslösung beeinflusst ist. Dieser Driftfehler kann aber über einige hundert Kilometer bis zu 0.1 m betragen.

Ein Vergleich der flugzeuggestützten Schweremessungen mit Schiffs- und Satellitenmessungen zeigte, daß eine Differenz von 4.6 mGal bzw. 7.0 mGal zwischen den Systemen besteht. Die maximale interne Systemgenauigkeit liegt bei 1.8 mGal. Diese Meßgenauigkeit ist für eine geophysikalische Interpretation ausreichend.

Durch die Anwendung des flugzeuggestützten Messsystems konnten erstmalig Schwerefelddaten von Nordostgrönland, der nördlichen Framstraße und Nordspitsbergen aufgezeichnet werden. Diese konnte zum Schließen mehrerer bestehender Interpretationslücken genutzt werden.

Aus den Schweredaten wird der heutige Verlauf der Eurasischen- und Grönländischen Plattengrenze ersichtlich. Im Gegensatz zu der bestehenden Annahme, daß der Lena Trog ein einziges Spreizungszentrum von der Spitsbergen Fracture Zone bis zum Gakkelrücken darstellt, kann gezeigt werden, daß dieser Bereich fünffach untergliedert ist. Es handelt sich hierbei wahrscheinlich um drei Spreizungs- und zwei Störungszonen.

Aufgrund der tektonischen Bewegungen Spitsbergens und Grönlands öffnete sich wahrscheinlich vor etwa 12 Ma eine Tiefseeverbindung zwischen der Grönlandsee und dem zentralen arktischen Becken. Durch diese Öffnung wurde der Tiefenwassermassenaustausch zwischen dem zentralen arktischen Becken und der Grönlandsee ermöglicht. Die obige Interpretation der Schweredaten zeigt, daß heute keine Schwellen diesen Austausch behindern.

Die vor Chron 13 zwischen Spitsbergen und Grönland stattfindende Transtensionbewegung hinterließ weitere Schwereanomalien. Diese ehemalige Plattengrenze befindet sich am nordöstlichen Schelfrand von Grönland an der westlichen Seite der Framstrasse und teilt auf der östlichen Seite der Framstrasse das Yermak Plateau in einen nord-östlichen und einen süd-westlichen Teil. Es konnte somit nicht

Kurzfassung

nur der heutige Plattengrenzenverlauf, sondern auch jener vor Chron 13 kartiert werden. Aufgrund der neu hinzu gewonnenen Information wird für diese Region das bestehende tektonische Entstehungsmodell verfeinert. Diese weiterentwickelten Modellvorstellungen werden durch bestehende magnetische, seismologische und Wärmeflußdaten gestützt.

Summary

Air- and spaceborne measurements are the only possibility to obtain comprehensive spatial data coverage of geophysical variables over large areas. At high latitudes over the ice locked regions of the Arctic and Antarctic, air-borne methods attain even higher importance, since the usage of relevant satellites is limited due to their ecliptic tracks which do not extend north of 81.75° N. In the last decade airborne methods were greatly improved by the installation of the Global Positioning System. It's now possible to measure independently and topographic and gravitational simultaneously fields from aircrafts.

This paper describes these newly developed methods which are compared to GPS-ground truth, shipborne measurements, TOPEX/Poseidon- and ERS2-satellite altimetry, tide gauges and hydrographic models. The comparison to ground truth demonstrates that the relative error of the airborne topographic systems is less than ± 5 cm, which is comparable to the accuracy of TOPEX/POSEIDON measurements. Absolute errors are influenced by drift errors of the navigation solution. These errors can be as large as 0.1 m per 100 km. Airborne gravimetry in comparison with shipborne and satellite derived measurements, shows a difference of 4.6 mGal and 7.0 mGal, respectively. These accuracies are sufficient for a geophysical interpretation.

The resulting new geophysical datasets obtained for Northeast Greenland, Fram Strait and North Svalbard eliminate the previous lack of relevant geophysical information in this area and suggest exciting new interpretations of several open questions.

The trend of the Eurasian and Greenland plate boundary, which henceforth has been unknown, is clearly observed in the gravity data. Our data suggests that the present interpretation of the Lena Trough as a continuous linear spreading center, reaching from the Svalbard Fracture Zone up to the Gakkel Ridge, is erroneous. We rather infer that the Lena Trough can be divided into five segments, e.g. three spreading centers and two strike-slip faults in between.

The tectonic motion of Svalbard and Greenland opened a deep water connection between the Greenland Sea and the Arctic Basin, 12 Ma ago. The interpretation of the gravity field shows that in fact no sill hinders the water exchange.

The strike slip motion between Greenland and Svalbard leaves several gravity anomalies between Greenland and Svalbard before Chron 13. It's obvious that the ancient plate boundary between Greenland and Svalbard is presently at the shelf edge of Greenland on the western side of the Fram Strait. On the eastern side of the Fram Strait this ancient boundary divides the Yermak Plateau in to a north-eastern and a south-western part. Both the present plate boundary as well as the ancient plate boundary before Chron 13 is mapped by the gravity field. This new information modified the existing tectonic model. The obtained new model fits well with existing magnetic, seismology and heat-flow information.

1 Einleitung

„Es ist ersichtlich, daß die ozeanographischen Bedingungen der Nordpolar-Becken großen Einfluß auf das globale Klima besitzen und es ist gleichbedeutend, daß eine Veränderung der Zirkulationsbedingung auch das Klima stark beeinflusst.“

Zitat von F. Nansen aus dem Bericht über die „FRAM“ Expedition (Nansen, 1902).

Spitsbergen und Grönland wurden durch tektonische Bewegungen voneinander getrennt. Durch diese Bewegungen öffnete sich während der letzten 9.5 Ma (Millionen Jahre) die Framstraße (Srivastava, 1985). Die Öffnung der Framstraße veränderte den advektiven Meerwasseraustausch zwischen dem zentralen Arktischen Ozean und der Grönlandsee. Welchen Einfluß der Öffnungsverlauf auf die globale Meerwasserzirkulation und somit auf das globale Klima besitzt, konnte bisher noch nicht erfaßt werden, da die tektonische Rekonstruktion dieser Schlüsselregion zwischen Spitsbergen und Grönland nicht eindeutig verstanden ist.

Die ganzjährige Eisbedeckung stellt eine nahezu unüberwindbare Barriere zur geophysikalischen Schiffsmessungen (wie z.B. seismische Verfahren) des Gebiets dar. Selbst grundlegende Daten wie z.B. die Meeresbodentopographie der nördlichen Framstraße fehlen. Um trotzdem Strukturen und Öffnungsverlauf zu beschreiben, können Potentialfelddaten des Schwere- und Magnetfelds genutzt werden. Flächendeckende Potentialfelddatensätze ermöglichen es, die wenigen bestehenden geophysikalischen Informationen auf bisher schwer zu erreichende Regionen zu erweitern. Es können Struktur und Alter der Framstraße abgeschätzt und dadurch die Grundlage geschaffen werden, globale Veränderungen mit der Entstehung der Framstraße zu verbinden.

Im Bereich der Ozeane ist das Schwerefeld der Erde durch Satelliten- oder Schiffsgravimetrie nahezu vollständig vermessen. Für große Bereiche des Arktischen Ozeans fehlt jedoch die flächendeckende Schwereinformation (Eldholm et al., 1990). Satellitenmessungen können den zentralen arktischen Bereich nicht überdecken (Laxon und McAdoe, 1994) und Schiffsmessungen werden durch die ganzjährige Eisbedeckung erschwert (Kristofferson, 1990). Einzelpunktmessungen mit Landgravimetern und Helikoptern führten bisher nicht zu der gewünschten Datendichte (Forsberg, pers. Mitteilung). Die Möglichkeit, flächendeckende Potentialfelddaten durch individuell einsetzbare Flugzeuge zu gewinnen, wird zur Bestimmung des Magnetfelds seit Jahrzehnten genutzt. Meßtechnische Probleme beschränkten jedoch bisher den Flugzeugeinsatz bei der Bestimmung des Schwerefelds. Ein flugzeuggestütztes Schweremeßsystem ermöglicht eine kontinuierliche, von Eisbedingungen unabhängige, beliebig dichte Datenerfassung. Durch ein solches Verfahren können bereits zusätzlich weltweit gewonnene Land- und Seeschweredaten ergänzt und bestehende Lücken sowie methodische Differenzen zwischen den Datensätzen ausgeglichen werden. Aufgrund dieser Vorteile wurde an wissenschaftlichen und kommerziellen Institutionen seit Anfang der sechziger Jahre an der Entwicklung von flugzeuggestützten Schweremeßsystemen gearbeitet. In den Anfängen schloß die Entwicklung nur mit dem Ergebnis ab, daß die Nutzung des Flugzeugs prinzipiell als Trägerplattform zwar möglich, aber die Meßfehler dieser Systeme für eine geophysikalisch sinnvolle Interpretation noch zu groß sind.

Ein Schweresensor, der auf einer bewegten Plattform installiert wird, mißt die Summe der Schwere- und Inertialbeschleunigungen der Systemeigenbewegung. Die mittlere Normalschwerebeschleunigung ist 9.80 ms^{-2} bzw. 980000 mGal^* , die maximal mögliche Variation des Schwerefelds an der Erdoberfläche der Differenz von Äquator zu Pol ist 5000 mGal . Die für diese Arbeit interessante, geologische Schwerefeldvariation liegt in der Größenordnung von $\pm 250 \text{ mGal}$, während die störende Inertialbeschleunigung eines normalen Meßfluges bis zu $\pm 50000 \text{ mGal}$ betragen kann. Die Störung durch die Inertialbeschleunigung besitzt also die 200fache Amplitude des Nutzsignals der geologisch bedingten Schwerevariation.

Falls die Inertial- und Schwerebeschleunigung in unterschiedlichen Frequenzbereichen liegen, ist es möglich, die beiden Signale durch Frequenzfilterung zu separieren. Ist dies nicht der Fall, muß mindestens eines der Signale direkt bestimmt werden. Bei der flugzeuggestützten Methode liegen beide Signale im selben Frequenzbereich. Die Inertialbeschleunigung kann aus der Flugzeugbewegung abgeleitet werden. Hierzu ist die Kenntnis der Flugbahn nötig. Die Bestimmung der Flugbahn ist durch die satellitengestützten Navigationssysteme wie dem *Global Positioning System* (GPS) des amerikanischen Militärs oder dem *Global Navigation Satellite System* (GLONASS), dem Äquivalent der Russischen Föderation zum GPS, möglich geworden. Speziell die Weiterentwicklung der kinematischen, differentiellen GPS-Auswertung in den letzten 15 Jahren ermöglichte entscheidende Fortschritte in der Bestimmung der Flugbahn, so daß heute flugzeuggestützte Schwerefeldmeßsysteme für den operationellen Einsatz zur Verfügung stehen.

Seit Beginn der neunziger Jahre wurde von mehreren Arbeitsgruppen GPS zusammen mit einem Schweresensor im Flugzeug genutzt, um das Schwerefeld zu bestimmen. Zur Beurteilung der Datenqualität wird die Meßabweichung an den Kreuzungspunkten der Flugprofilinien ermittelt und die minimale auflösbare, geologische Anomalie als Wellenlänge (geologische Wellenlänge) angegeben.

Für die erste großflächige Kampagne über Grönland gab Brozena (1991) einen relativen RMS-Fehler (RMS = root mean square) von $\pm 5 \text{ mGal}$ bei einer geologischen Wellenlänge von 15 km an. Die Flüge wurden in großer Höhe ($\approx 3000 \text{ m}$) mit einem für Langstrecken konzipierten Flugzeug ORION P-3 durchgeführt. Für Flüge in niedriger Höhe ($500\text{--}700 \text{ m}$) derselben Kampagne schätzten Childers et al. (1997) den Fehler auf $\pm 2.0 \text{ mGal}$ bei einer geologischen Wellenlänge von 8 km ab.

Die ersten Ergebnisse des *Airborne Geoid Mapping Project for Coastal Oceanography* (AGMASCO) ergaben einen Fehler von $\pm 2.5 \text{ mGal}$ bei einer minimalen geologischen Wellenlänge von 7 km (Olesen und Forsberg, 1997). Die genaueste Messung erzielten Harrison et al. (1995) mit einer allerdings unveröffentlichten Auswertemethode. Sie schätzten den Fehler auf $\pm 1.2 \text{ mGal}$ bei einer Wellenlänge von 5 km und $\pm 0.9 \text{ mGal}$ bei einer Wellenlänge von 10 km .

Die theoretisch erreichbare Meßfehlergrenze für die flugzeuggestützte Schwerefeldmessung liegt bei $\pm 1 \text{ mGal}$ und einer geologischen Wellenlänge von 1 km (Kindel, 1992).

*Es bedeutet: $1 \text{ Gal} \equiv 0.01 \text{ ms}^{-2}$. Gal bzw. mGal ist die gebräuchlichste Einheit für die Schwerebeschleunigung; sie ist nach Galilei benannt.

In Kapitel 5 wird die in der vorliegenden Arbeit angewandte Auswertemethode erläutert. Die Korrektur der gemessenen Daten wird an mehreren Profilen analysiert. Aufgrund dieser Fehleranalyse folgt ein auf das Flugzeug- und Sensorverhalten optimierter Filterentwurf zur Extrahierung der Schweredaten. Es wird so eine Meßgenauigkeit von $\pm 1.7 \text{ mGal}$ bei einer Wellenlänge von 8 km erreicht. Mit einer Abschätzung der verbleibenden Fehlerquellen schließt das Kapitel 5.

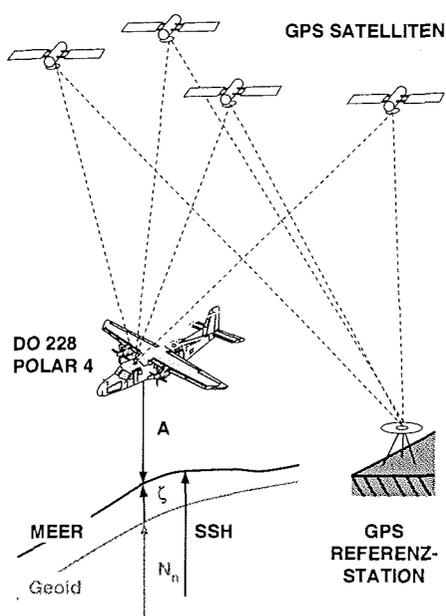


Abbildung 1.1: Prinzip der flugzeuggestützten Meerestopographiemessung. A entspricht hier dem gemessenen Abstand des Flugzeugs über der Meeresoberfläche. Für weitere Erläuterung siehe Text.

Flugzeuggestützte Topographiemesssysteme sind bereits von verschiedenen Instituten entwickelt und eingesetzt worden (Kälberer, 1997; Lindenberger, 1993). Lokal konnte bei diesen Messungen ein absoluter Meßfehler von $\pm 10 \text{ cm}$ ermittelt werden. Mit der in Kapitel 4 beschriebenen Auswertungsmethode wurde der Fehler auf $\pm 5 \text{ cm}$ reduziert. Der geplante Einsatz über dem offenen Ozean stellt jedoch aufgrund der größeren Entfernung zwischen dem Flugzeug- und dem Referenzstationsempfänger erhöhte Ansprüche an die GPS-Auswertung. Die GPS-Positionslösung ist die Hauptfehlerquelle in der Topographieberechnung. Die Entfernung zwischen der Flugzeug- und der Referenzstation (Basislänge) kann im ungünstigsten Fall über 700 km betragen. Der von dieser Länge abhängige Positionsfehler beträgt etwa $1 \cdot 10^{-6}$ der Basislänge. Im

Eine weitergehende Entwicklung des flugzeuggestützten Schwerefeldmeßsystems wurde innerhalb des AGMASCO-Projekts verwirklicht. Erstmals wurde ein System mit einem unabhängigen Altimetriemeßsystem zur Topographiebestimmung kombiniert. Durch diese Kombination erweitert sich die geophysikalische Interpretationsmöglichkeit; eine Kontrolle der vertikalen GPS-Positionslösung kann erfolgen und zusätzlich ermöglicht es die Bestimmung von Strömungen im Meer.

Die Oberfläche eines sich in Ruhe befindenden Meeres entspricht einer Äquipotentialfläche des Schwerefelds, in diesem Fall dem Geoid (Abb. 1.1). Durch äußere Einflüsse (Strömung, Gezeiten und Wind) entspricht die gemessene Meeresoberfläche über dem Ellipsoid (SSH; Abb. 1.1) jedoch nicht exakt der berechneten Geoidhöhe N_n (Abb. 1.1). Die gemessene Abweichung ($\zeta = \text{SSH} - N_n$) ist somit ein Maß für die Abweichung der Meeresoberfläche vom Ruhezustand. Nach Abzug der modellierten Atmosphärischen- und Gezeiteneffekte kann, unter Annahme von geostrophischen Bedingungen, die Meeresströmung errechnet werden.

Flugzeuggestützte Topographiemesssysteme sind bereits von verschiedenen Instituten entwickelt und eingesetzt worden (Kälberer, 1997; Lindenberger, 1993). Lokal konnte bei diesen Messungen ein absoluter Meßfehler von $\pm 10 \text{ cm}$ ermittelt werden. Mit der in Kapitel 4 beschriebenen Auswertungsmethode wurde der Fehler auf $\pm 5 \text{ cm}$ reduziert. Der geplante Einsatz über dem offenen Ozean stellt jedoch aufgrund der größeren Entfernung zwischen dem Flugzeug- und dem Referenzstationsempfänger erhöhte Ansprüche an die GPS-Auswertung. Die GPS-Positionslösung ist die Hauptfehlerquelle in der Topographieberechnung. Die Entfernung zwischen der Flugzeug- und der Referenzstation (Basislänge) kann im ungünstigsten Fall über 700 km betragen. Der von dieser Länge abhängige Positionsfehler beträgt etwa $1 \cdot 10^{-6}$ der Basislänge. Im

ungünstigsten Fall sind dies bis zu ± 0.7 m. Die berechneten GPS-Positionsdaten besitzen bei solchen extremen Basislängen die erwarteten Fehler. Die Fehler in der Meerestopographie sind somit in derselben Größenordnung. Aus diesem Grund wird im Kapitel 4 dieser Arbeit nur auf die Realisierung der Messung und die mögliche Anwendung eingegangen. Sobald verbesserte Navigationsverfahren verwirklicht werden, lassen sich so konkrete, ozeanographische Fragestellungen beantworten. Die Altimetrieauswertung in dieser Arbeit konzentriert sich auf den Testdatensatz der Skagerrak96-Kampagne des AGMASCO-Projekts (Timmen et al., 1999). Zum Abschluß des Kapitels 4 wird ein Vergleich zwischen den Strömungsberechnungen aus den flugzeuggestützten Altimeterdaten sowie in-situ Messungen und Modellrechnungen dargestellt.

Die Korrekturgrößen der Schwerefeld- und der Topographiemessung werden aus den GPS-Positionsdaten und den *Inertial-Navigation-System* (INS) Lagedaten berechnet. Die Fehler der Navigationsdaten setzen sich in den weiteren Schwerefeld- und Topographieberechnungen fort, daher ist die Auswertung der Navigationsdaten ausführlich in Kapitel 3 beschrieben. Um Effekte abschätzen zu können, die aus der Flugzeugeigenbewegung resultieren, sind ebenfalls in diesem Kapitel flugmechanische Aspekte zusammengefaßt.

Bei der Verwendung verschiedener Meßsysteme zur Positions-, Lage-, Schwerefeld- und Topographiebestimmung kommt der Zusammenführung der Datenströme eine besondere Bedeutung zu. Gleichmaßen hat die zeitliche Synchronisation wie auch die Transformation in ein gemeinschaftliches Koordinatensystem einen großen Einfluß auf den Meßgenauigkeit. In Kapitel 2 wird die Meßkonfiguration und Datenaufzeichnung dargestellt sowie die nötige Transformation und Korrektur der Altimeter- und Schweredaten abgeleitet.

Mit Hilfe der in Kapitel 2-5 abgeleiteten Auswertungsmethode erfolgt die Berechnung der Schweredaten für die Framstraße. Der bestehende geophysikalische Datensatz und die hinzugekommenen Schweredaten werden in Kapitel 6 zusammengefügt. Die bisherige Vorstellung kann anhand neuer kartierter Strukturen erweitert werden. Das tektonische Modell von Srivastava (1985) wird modifiziert und es wird eine detailliertere Entwicklungstheorie der Framstraße aufgestellt. Weitere geophysikalische Forschungen können künftig in dem ganzjährig eisbedeckten Gebieten gezielt an den über das Schwerefeld kartierten Strukturen erfolgen.

2 Meßsystem und Grundgleichung

2.1 Der Systemeinsatz im Flugzeug

Meßeinbau Das kombinierte flugzeuggestützte Schwerfeld- und Topographie-meßsystem besteht aus vier Gerätegruppen: Schwerfeldsensor, Entfernungsmesser, Navigationsgeräte und Datenaufzeichnungseinheit (Abb. 2.1).

Für die Erfassung der dieser Arbeit zugrunde liegenden Daten stehen im Flugzeug folgende Geräte zur Verfügung:

- 2 GPS-Trimble 4000ssi Empfänger zur Bestimmung der Flugbahn; jeweils mit einer kinematischen GPS-Antenne auf dem Flugzeugdach
- 1 Honeywell LaserNav II *Inertial-Navigation-System* zur Bestimmung der Flugzeugorientierung; im Heck des Flugzeugs
- 1 LaCoste&Romberg AirSea Gravimeter S56 zur Erfassung der skalaren Schwebeschleunigung; unterhalb des Flugzeugschwerpunkts
- 1 Optech Laseraltimeter SX-501 zur Bestimmung der Höhe über Grund mit Sende- und Empfangsoptik; im Rolltürschacht im Heck des Flugzeugs
- 1 Prototyp Radaraltimeter der Universität Stuttgart zur Bestimmung der Höhe über Grund; Sendeantenne im Rolltürschacht im Heckbereich und Empfangsantenne im Boden hinter dem Cockpit

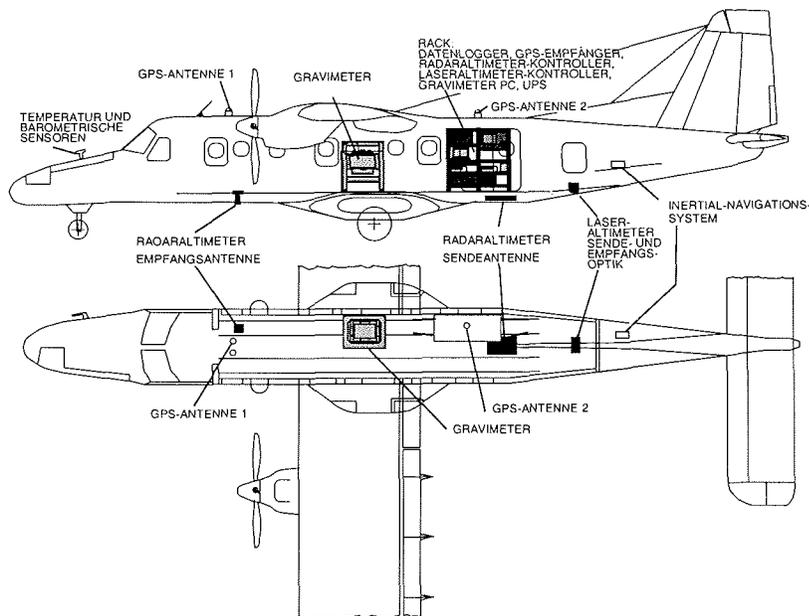


Abbildung 2.1: Einbauskeizze des flugzeuggestützten Schwerfeld- und Topographiemeßsystems in der Dornier DO228 Polar4.

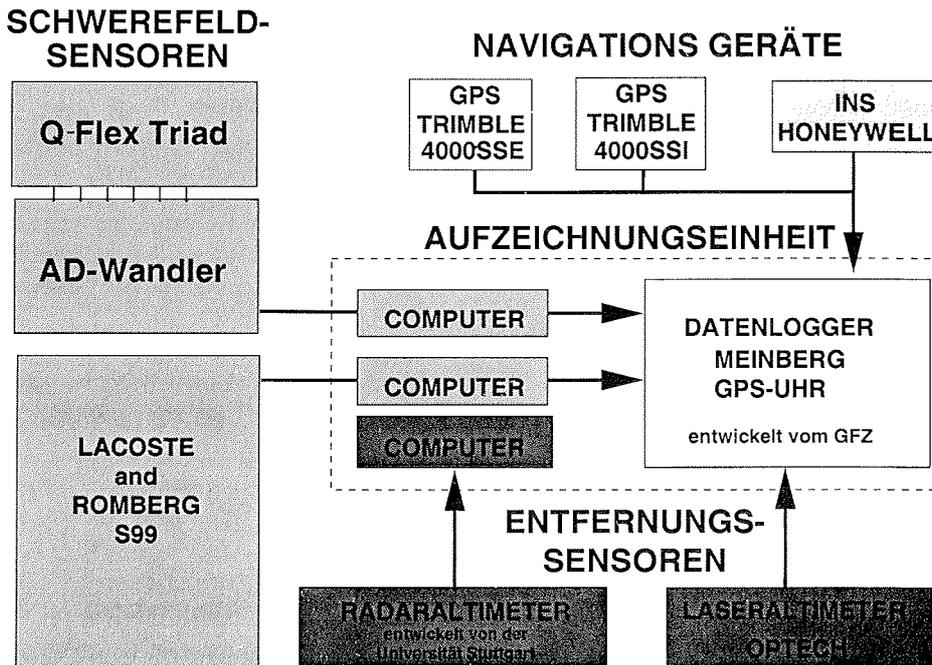


Abbildung 2.2: Schema des AGMASCO-Meßsystems.

Datenaufzeichnung Die Datenaufzeichnung der einzelnen Apparaturen erfolgt zentral in einem Datenlogger. Zusätzlich zur Aufzeichnung der im Flug erfaßten Daten besitzt die Datenaufzeichnungseinheit die Aufgabe, die Daten mit einer Zeitmarke zu versehen. Beim AGMASCO-Datenlogger wird die Zeitinformation über eine Meinberg GPS-Uhr gespeichert.

Der Datenfluß des AGMASCO-Meßsystems ist in Abbildung 2.2 dargestellt. Zur Redundanz der GPS-, Radaraltimeter- und Schweredaten werden diese Datensätze zusätzlich mit externen Computern aufgezeichnet.

Aus Platzgründen kann die Installation der Meßgeräte im Flugzeug nicht an einer Position erfolgen. Schwere- und Altimetermessung beziehen sich jeweils auf ein geräteabhängiges Apparaturbezugssystem. Sie müssen zur Auswertung in ein Koordinatensystem transformiert werden. Die Beschreibung der in dieser Arbeit verwendeten Koordinatensysteme und der durchgeführten Transformationen erfolgt in Abschnitt 2.2.

2.2 Die Koordinatensysteme

Zur Quantifizierung der Messung muß ein Bezugssystem eingeführt werden. Die Bestimmung eines Bezugssystems (Koordinatensystem) erfolgt über die Definition des Koordinatenursprungs O und der Angabe mindestens einer Achsenrichtung. Zur

Vereinfachung der physikalischen Beschreibung sollte das Koordinatensystem an die Symmetrie der Problemstellung angepaßt sein. Es folgt ein kurzer Überblick über die in dieser Arbeit verwendeten Koordinatensysteme und eine Beschreibung der durchgeführten Transformationen.

2.2.1 Inertialsysteme

Heliozentrisches Inertialsystem Das Inertialsystem ist ein Koordinatensystem, in dem ein kräftefreier Körper (Massenpunkt) im Zustand der Ruhe oder der geradlinigen gleichförmigen Bewegung verharrt. Nur für dieses System gelten die Gesetze der klassischen Mechanik.

Für die Betrachtungen in dieser Arbeit befindet sich der Ursprung O^I des Inertialsystems I im Heliozentrum, dem Massenschwerpunkt des Sonnensystems. Die Primärachse X^I zeigt zum Frühlingspunkt, die Tertiärachse Z^I ist zum nördlichen

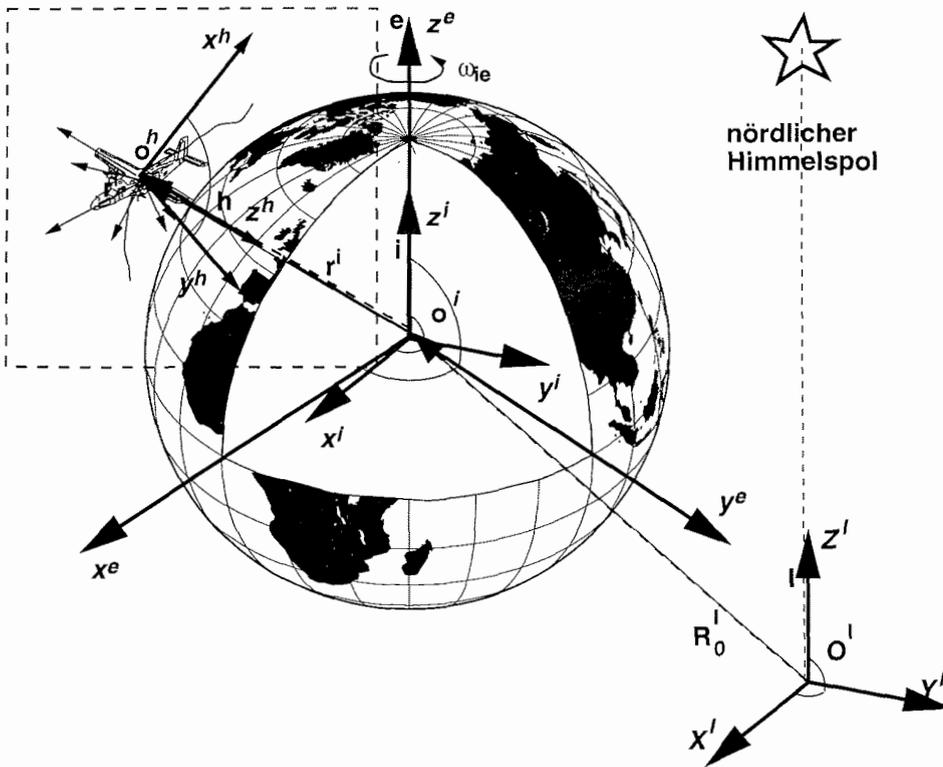


Abbildung 2.3: Relation zwischen Inertialsystem I , Quasi-Inertialsystem i , geozentrischem kartesischem erdfestem Koordinatensystem e , und lokalem Horizontsystem h . Der gestrichelt umrandete Bereich ist vergrößert in Abbildung 2.5 dargestellt. Der Koordinatenursprung O^i entspricht auch dem Ursprung des erdfesten geozentrischen Koordinatensystems O^e .

Himmelspol gerichtet und die Sekundärachse Y^I vervollständigt das System zum kartesischen Koordinatensystem (Abb. 2.3). Dieses System nimmt weder an Rotations- noch an Translationsbewegungen teil. Für diese Arbeit ist die Messung bezüglich des heliozentrischen Systems zu umfangreich. Aus diesem Grund erfolgte eine Vereinfachung über die Definition eines Quasi-Inertialsystems.

Quasi-Inertialsystem Der Ursprung o^i des Quasi-Inertialsystems i liegt im Geozentrum, dem Massenzentrum der Erde, die Primärachse x^i zeigt in Richtung Frühlingspunkt, die Sekundärachse y^i wird wiederum so gewählt, daß sich ein Rechtssystem i ergibt und die Richtung der Tertiärachse z^i der mittleren Erdrotationsachse entspricht (Abb. 2.3). Dieses System hält seine Orientierung im Raum bei. Da der Ursprung dieses Koordinatensystems fest mit der Erde verbunden ist, bewegt es sich mit ihr auf einer Bahn um die Sonne und nimmt an der beschleunigten Bewegung um die Sonne teil, wobei die Achsen aber parallel zum Inertialsystem I ausgerichtet sind.

2.2.2 Nicht-Inertialsysteme

Erdfestes, geozentrisches Koordinatensystem Der Ursprung des erdfesten, geozentrischen Koordinatensystems e liegt im Massenzentrum der Erde. Die Primärachse x^e zeigt auf den Schnittpunkt zwischen Äquator und Meridian von Greenwich (Abb. 2.3). Die Sekundärachse y^e soll das Koordinatensystem zu einem Rechtssystem ergänzen. Die Tertiärachse z^e ist wie beim Quasi-Inertialsystem zur mittleren Rotationsachse der Erde ausgerichtet. Das Koordinatensystem e ist wie das Quasi-Inertialsystem fest mit dem Erdkörper verbunden, jedoch nimmt es bezüglich des Quasi-Inertialsystems an der Erdrotation ω_{ie} teil. Dieses System wird als *Terrestrial Reference Frame* (TRF) bezeichnet und ist über die Koordinaten einer Anzahl auf dem Boden befindlichen Referenzstationen definiert. Die Koordinaten dieser Stationen sind mit *Satelliten-Laser-Ranging* (SLR) und *Very-Long-Baseline-Interferometrie* (VLBI) vermessen worden. Das *International Terrestrial Reference Frame* ITRF96 beschreibt ein solches System.

Kartesisches Koordinatensystem ITRF96 Das kartesische Koordinatensystem ITRF96* wurde von dem *International Earth Rotation Service* (IERS) eingeführt. Es wird durch mehr als 180 terrestrische Stationen definiert, wodurch Effekte der Plattentektonik mit in Betracht gezogen werden. Das ITRF wird regelmäßig überarbeitet, wobei an das Akronym die Jahreszahl angehängt wird, um zu kennzeichnen, welcher Epoche das Referenzsystem entspricht.

Die Bahnparameter der GPS-Satelliten und die Koordinaten der zur Auswertung der GPS-Daten verwendeten Basisstationen (Tab. D.3, Anhang D) beziehen sich auf das ITRF96 und die über GPS bestimmte Flugbahn.

*Die Koordinaten der Referenzstationen sind unter <http://lareg.ensg.ign.fr/ITRF> zu angeben.

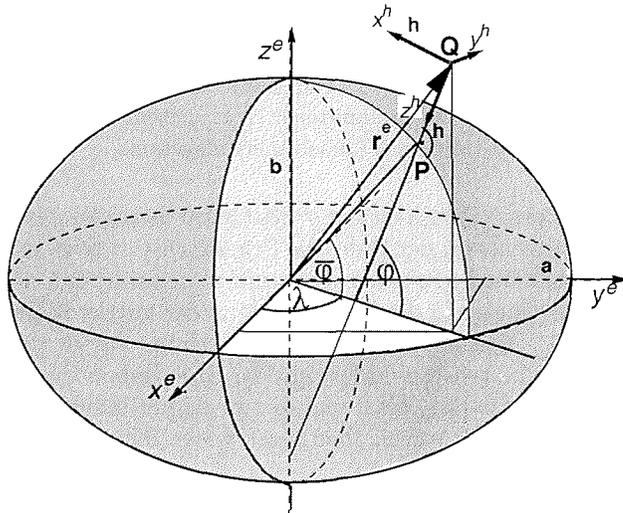


Abbildung 2.4: Erdfeste Koordinatensysteme. Geozentrisches, kartesisches Koordinatensystem e (Koordinaten x, y, z); geozentrisches, ellipsoides Koordinatensystem (Koordinaten $\bar{\varphi}, \lambda, h$) und geographisches, ellipsoides Koordinatensystem (Koordinaten φ, λ, h). Koordinate h : Abstand zwischen Meßpunkt Q und Projektionspunkt P auf dem Referenzellipsoid.

Geozentrisches, ellipsoides Koordinatensystem Die Anpassung des erdfesten Koordinatensystems an die Symmetrie einer Bewegung auf der Erde macht die Berücksichtigung eines Erdmodells erforderlich.

Ein Erdmodell erster Näherung wurde bereits von Isaac Newton (1643 - 1727) und Christian Huygens (1629 - 1695) aus grundlegenden Theoremen der Physik abgeleitet. Sie erstellten als Erdmodell ein Rotationsellipsoid, das über

$$f = \frac{a - b}{a} \quad (2.1)$$

durch die Angabe von zwei der drei Parameter: Abplattung f (*flattening*), Haupthalbchse a oder Nebenhalfchse b parametrisiert ist (Abb. 2.4). Sie errechneten für ihr Erdmodell eine Abplattung von $f = 1/230$. Die Bestimmung der Halbachsenlängen erfolgte jedoch noch nicht.

Heute sind alle drei Parameter mit Hilfe von Satellitendaten bestimmt. Die Parameter des in dieser Arbeit genutzten Rotationsellipsoids ist durch das *World Geodetic Reference System* von 1984 (WGS84) definiert.

WGS84 Ursprünglich wurden die Parameter des WGS84 aus dem modifizierten System der 1500 Referenzstationen des *US-Navy Navigation System* und dem *Doppler Reference System* abgeleitet (Hofmann-Wellenhof et al., 1997). Mit dem WGS84 wird ein geozentrisches Äquipotentialellipsoid des Schwerfelds assoziiert, welches durch die Parameter in Tabelle 2.1 definiert ist. Der Ursprung des WGS84 Koordinatensystems ist im Massenzentrum der Erde. Die geozentrische Breite $\bar{\varphi}$ wird

von der Äquatorebene positiv auf dem Nordellipsoid gezählt und die geozentrische Länge λ positiv vom Meridian von Greenwich aus nach Osten gemessen (Abb. 2.4). Obwohl die Parameter des WGS84 und des ITRF aus der Ableitung unterschiedlicher Referenzsysteme resultieren, sind sie bis auf die geozentrische Gravitationskonstante GM nahezu gleich (Malys und Slater, 1994). Die Differenz der geozentrischen Gravitationskonstante ist: $\Delta GM = GM_{WGS} - GM_{ITRF} = 0.00011\% GM_{WGS84}$. Aus diesem Grund wurden die Parameter des WGS84 überarbeitet und als neues WGS84(G873) (Tab. 2.1) bezeichnet.

Die Transformation der Koordinaten X zwischen ITRF96 und WGS84 ist über folgende Gleichung möglich (Hofmann-Wellenhof et al., 1997):

$$X_{WGS} = \bar{c} + \mu \bar{R}(\bar{\alpha}) \bar{X}_{TRF} \quad (2.2)$$

$$\text{wobei: } \bar{c} = \begin{bmatrix} 0.060 \text{ m} \\ -0.517 \text{ m} \\ -0.223 \text{ m} \end{bmatrix}, \mu = 0.99999989, \bar{\alpha} = \begin{bmatrix} -0.0183 \\ 0.0003 \\ -0.0070 \end{bmatrix}$$

Die Rotationsmatrix \bar{R} ist im Anhang B beschrieben.

Die TOPEX/POSEIDON (T/P) und ERS1/ERS2 Satellitenaltimeterdaten beziehen sich auf ein vom WGS84 abweichendes Ellipsoid (Tab. 2.1). Höhenangaben, die sich auf das TOPEX/POSEIDON und ERS1/ERS2 Ellipsoid beziehen und nicht auf das WGS84, besitzen am Äquator eine Differenz von 0.700 m. Da die Abplattung f sich ebenfalls unterscheidet, ist diese Höhendifferenz breitengradabhängig. Die geringe Breitenabhängigkeit der Höhendifferenz ist in Tabelle 2.2 aufgelistet.

Die bisher angegebenen Systeme beschreiben geozentrische Koordinatensysteme. Terrestrische Daten werden aber in lokalen, geographischen Koordinatensystemen gemessen. Die Daten beziehen sich auf individuelle Niveaus. Das geographische, ellipsoide Koordinatensystem ist durch die geographische Breite φ und die geographische Länge λ definiert. Der Winkel φ der Breite wird in der Meridianebene zwischen Äquatorebene (xy -Ebene) und der Oberflächennormalen am Punkt P gemessen.

Ellipsoid	Große Halbachse a [m]	geozentrische Gravitationskonstante GM [$\cdot 10^9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$]	Winkelgeschwindigkeit ω_{ie} [$\cdot 10^{-11} \text{ rad s}^{-1}$]	Abplattung f
WGS84	6378137.0	398600.5	7292115	1/298.257223563
WGS84(G873)	6378137.0	398600.4418	7292115	1/298.257223563
T/P bzw. ERS1/ERS2	6378136.3	nicht spezifiziert	nicht spezifiziert	1/298.257

Tabelle 2.1: Parameter der in dieser Arbeit verwendeten Referenzellipsoide.

Position	Differenz der Höhe $H_{WGS84} - H_{TOPEX}$
0° N / 0° E	0.700 m
30° N / 0° E	0.704 m
45° N / 0° E	0.707 m
60° N / 0° E	0.710 m
80° N / 0° E	0.713 m
90° N / 0° E	0.714 m

Tabelle 2.2: Differenz der ellipsoiden Höhenangaben, die sich auf das WGS84- bzw. das TOPEX/POSEIDON-Ellipsoid beziehen.

sen (Abb. 2.4). Auch hier wird die Breite φ positiv nordwärts gezählt. Die geographische Länge λ entspricht der geozentrischen Länge. Die Höhe h wird positiv nach außen entlang der Oberflächennormalen des Referenzellipsoids (Normalhöhe) angegeben.

Für einen Ortsvektor \bar{r} , der im erdfesten, kartesischen Koordinatensystem bestimmt wird, gilt:

$$\bar{r} = \begin{bmatrix} (N + h) \cos(\varphi) \cos(\lambda) \\ (N + h) \cos(\varphi) \sin(\lambda) \\ ((1 - e^2)N + h) \sin(\varphi) \end{bmatrix} \quad (2.3)$$

$e = f(-1 + f/2)$ ist die Exzentrizität des Ellipsoids, N ist der Querkrümmungsradius entlang eines konstanten Breitengrads. Nach Torge (1989) können die Krümmungsradien des Ellipsoids durch:

$$N = \frac{a}{(1 - e^2 \sin^2 \varphi)^{\frac{1}{2}}} \quad \text{und} \quad M = \frac{a(1 - e^2)}{(1 - e^2 \sin^2 \varphi)^{\frac{3}{2}}} \quad (2.4)$$

bestimmt werden. Der Vollständigkeit halber wurde hier auch der Meridiankrümmungsradius M erwähnt.

In Verbindung mit dem Äquipotentialrotationsellipsoid des WGS84 steht die Definition des Normalschwerefelds des *Geodetic Reference System 1980* (Moritz, 1984). Nach Torge (1991) kann das Normalschwerefeld γ über:

$$\gamma(\varphi, h) = 9.780327 [1 + 0.0053024 \sin^2(\varphi) - 0.0000058 \sin^2(2\varphi)] m s^{-2} \\ \cdot \left[1 - \frac{2h}{a} \cdot \left(1 + f + \frac{\omega^2}{9.78049} - 2f \sin^2(\varphi) \right) + \frac{3h^2}{a^2} \right] \quad (2.5)$$

berechnet werden.

Geoid Ein ellipsoides Erdmodell ist für heutige Anwendungen nicht ausreichend. Aus diesem Grund wurde ein Erdmodell (Geoid), das sich aus Kugelflächenfunktionen bis zur Ordnung 360 und Grad 360 berechnet, eingeführt.

Satelliten-, Schwerebeschleunigungs- und Niveaudaten wurden genutzt, um dieses Geoid zu bestimmen. Das in dieser Arbeit verwendete Geoidmodell ist das EGM96 Modell (Lemoine und Pavlis, 1998). Die Differenz zwischen diesem Geoid-Modell und dem Referenzellipsoid wird als Geoidhöhe N_{G} bezeichnet.

Terrestrische Daten werden häufig mit getrennten Bezugspunkten für die Breite, Länge und Höhe dargestellt (lokale Koordinatensysteme). Die Projektion des Meßpunkts auf das Referenzellipsoid bestimmt die Breite und die Länge. Die Höhe wird als Höhe über dem Geoid gemessen.

2.2.3 Lokale Koordinatensysteme

Bei der Auswertung der flugzeuggestützten Messung werden neben den bisher angesprochenen globalen Koordinatensystemen lokale Koordinatensysteme verwendet. Diese teils aus der Flugmechanik stammenden Systeme sind in Abbildung 2.5 dargestellt.

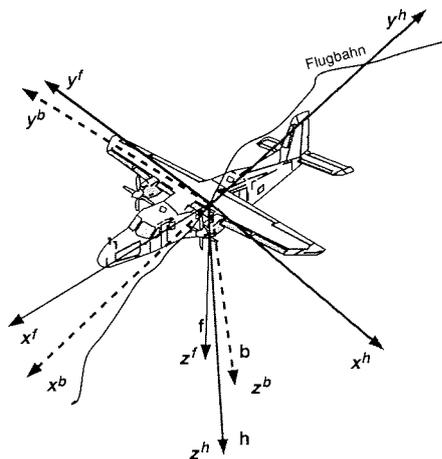


Abbildung 2.5: Zusammenhang zwischen dem Horizontkoordinatensystem h , flugbahnfesten Koordinatensystem b und flugzeugfesten Koordinatensystem f .

Lokales Horizontsystem Der Ursprung des lokalen Horizontsystems befindet sich im Schwerpunkt des Flugzeugs (Abb. 2.5). Die Primärachse x^h ist stets auf geographisch Nord ausgerichtet, die Sekundärachse y^h zeigt nach geographisch Ost und die Tertiärachse z^h zeigt nach unten entsprechend der negativen Richtung der Ellipsoidnormalen. Die Lagendaten des INS beziehen sich auf dieses System.

Flugbahnfestes Koordinatensystem Der Ursprung befindet sich im Schwerpunkt des Flugzeugs (Abb. 2.5). Die Primärachse x^b ist in Flugrichtung ausgerichtet, die Sekundärachse y^b zeigt rechtwinklig nach Steuerbord und die Tertiärachse z^b zeigt nach unten, rechtwinklig zur Flugbahn.

Flugzeugfestes Koordinatensystem Der Ursprung befindet sich auf der Bodenplatte unterhalb des Flugzeugschwerpunktes. Die Primärachse x^f verläuft längs des Flugzeugs nach vorne weisend. Die Sekundärachse y^f steht senkrecht zur Primärachse und weist parallel zum rechten Flügel nach Steuerbord. Ergänzt wird das Koordinatensystem zum Rechtssystem durch die nach unten gerichtete Tertiärachse z^f . Die Einbauposition der Geräte bezieht sich auf dieses System. Sie sind in Tabelle A.1 Anhang A aufgeführt.

Apparatsystem Das Apparatsystem ist für jedes Meßgerät unterschiedlich und wird in den folgenden Kapiteln explizit behandelt. Die Tertiärachse wird durch die sensitive Richtung des Sensors gebildet. Die Primärachse und die Sekundärachse wurden so gewählt, daß sie durch möglichst kleine Rotationen zu den entsprechenden Achsen des flugzeugfesten Koordinatensystems ausgerichtet werden können.

Die Auswertung der Altimeter- und Schweredaten erfordert die Einführung dieser Koordinatensysteme. In diesen Systemen erfolgt die Transformation der Altimeterdaten. Zusätzlich ermöglicht es die Ableitung der Bewegungsgleichung einer sich im Schwerfeld der Erde befindlichen Probemasse. In den Abschnitten 2.3 und 2.4 werden die Transformation und die Ableitung der Bewegungsgleichung dargelegt.

2.3 Die Koordinatentransformation zur Altimetrieauswertung

Zur Auswertung der Altimeterdaten muß die gemessene Entfernung zwischen Boden und Flugzeug in eine Reflektorhöhe über dem Referenzellipsoid umgewandelt werden. Das bedeutet zunächst eine Transformation der im Apparatsystem gemessenen Entfernung in das erdfeste, geozentrische, kartesische Koordinatensystem e . Diese Berechnung ist eine Kopplung mehrerer Koordinatentransformationen. Liegen die gemessenen Entfernungsdaten im erdfesten, geozentrischen, kartesischen System e vor, kann durch Subtraktion vom Positionsvektor die Bestimmung der Reflektorhöhe erfolgen. Die im erdfesten, geozentrischen, kartesischen Koordinatensystem e berechnete Topographiehöhe h_{top} (für die Meerestopographie SSH, Abb. 1.1) kann anschließend in ein entsprechendes geographisches Koordinatensystem zurücktransformiert werden.

Die Transformation der Altimeterdaten erfolgt in vier Schritten:

1. Apparatsystem \rightarrow Flugzeugfestes Koordinatensystem
2. Flugzeugfestes Koordinatensystem \rightarrow Horizontkoordinatensystem
3. Horizontkoordinatensystem \rightarrow Geographisches, ellipsoides System
4. Geographisches, ellipsoides Koordinatensystem \rightarrow Kartesisches, geozentrisches Koordinatensystem

Jede dieser Transformationen des Vektors \bar{X} des Systems a in das System b stellt eine Rotation \bar{C} mit Translation \bar{T} dar. Eine solche Transformation kann über:

$$\bar{X}_b = \bar{T}_a + \bar{C}(\bar{\alpha}) \cdot \bar{X}_a \quad (2.6)$$

	α_1	α_2	α_3	T_1	T_2	T_3
Apparatussystem \rightarrow Flugzeugfestes Koord.	dp	dq	0.0	x_{ein}	y_{ein}	z_{ein}
Flugzeugfestes Koord \rightarrow Horizontkoord.	Φ	Θ	Ψ	0.0	0.0	0.0
Horizontkoord. \rightarrow Geographisches, ellipsoides Koord.	0.0	$\frac{\pi}{2} + \varphi$	$-\lambda$	0.0	0.0	0.0
Geographisches, ellipsoides Koord. \rightarrow Geozentrisches, kartesisches Koord.	$\varphi - \bar{\varphi}$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Tabelle 2.3: In dieser Tabelle sind die in Gleichung 2.6 einzusetzenden Rotationswinkel α und Translationsvektoren T zur Auswertung der Altimeterdaten aufgelistet. Es bedeutet: dp, dq, x_{ein} , y_{ein} , $z_{ein} \equiv$ Einbauwinkel und Einbaukoordinaten der Altimeter entsprechend der Tabelle A.1; Φ , Θ , $\Psi \equiv$ Pitch-, Roll- und Kurswinkel; φ , λ , $h \equiv$ geographische Koordinaten (Breite, Länge, Höhe) und $\bar{\varphi} \equiv$ geozentrische Breite.

ausgedrückt werden. Die Rotation \bar{C} ist hierzu in drei einzelne Rotationsschritte aufgegliedert:

$$\bar{C}(\bar{\alpha}) = C_3(\alpha_3) \cdot C_2(\alpha_2) \cdot C_1(\alpha_1) \quad (2.7)$$

Die Drehmatrizen C_3 , C_2 , C_1 sind im Anhang B aufgeführt. Für die jeweilige Transformation sind nur die Rotationswinkel $\bar{\alpha}$ und der Translationsvektor \bar{T} entscheidend. In der Tabelle 2.3 sind Winkel und Translationsvektor der Transformationen dargestellt.

2.4 Die Transformationen der Schweremessung

Im Gegensatz zu einer statischen Schweremessung ist die flugzeuggestützte Messung eine dynamische Methode. Hierbei wirken auf die Probemasse des Schweresensors nicht nur die Schwerkraft, sondern auch aus der Bewegung des Flugzeugs resultierende Kräfte. Die Ableitung der Bewegungsgleichung wird im folgenden Abschnitt beschrieben.

Bewegungsgleichung der Probemasse bezogen auf ein Inertialsystem Das 2. Newtonsche Axiom verknüpft im Inertialsystem die auf eine Probemasse m wirkenden Kräfte F mit der resultierenden Beschleunigung, die die Probemasse m erfährt:

$$\bar{F} = m \frac{d^2}{dt^2} \bar{R}(t)^I \quad (2.8)$$

Der Ortsvektor \bar{R}^I kann aufgespalten werden in den Ortsvektor zum Geozentrum \bar{R}_0^I (Abb. 2.3) sowie den Ortsvektor \bar{r}^i im Quasi-Inertialsystem i zum Punkt P .

$$\bar{R}^I = \bar{R}_0^I + \bar{r}^i. \quad (2.9)$$

Bei dieser Koordinatentransformation vom Inertialsystem I in das Quasi-Inertialsystem i tritt keine Rotation auf. Die totale Beschleunigung kann daher durch zweifaches zeitliches Ableiten der einzelnen Ortsvektoren erfolgen:

$$\ddot{\vec{R}}^I = \ddot{\vec{R}}_0^I + \ddot{\vec{r}}^i \quad (2.10)$$

Zeitliche Ableitungen sind im folgenden durch Punkte über den Variablen gekennzeichnet. Die Anzahl der Punkte über dem Vektor beschreibt die Anzahl der hintereinander durchgeführten Differentiationen.

Das Einsetzen von Gleichung (2.10) in Gleichung (2.8) liefert

$$m\ddot{\vec{r}}^i = \sum_j \ddot{\vec{F}}_j^i - m\ddot{\vec{R}}_0^I = \ddot{\vec{F}}_R^i + \ddot{\vec{F}}_E^i + \ddot{\vec{F}}_{SMP}^i - m\ddot{\vec{R}}_0^I. \quad (2.11)$$

Die auf die Probemasse wirkende Kraft F wird hier in:

$\ddot{\vec{F}}_E^i$: Gravitationskraft der Erde auf die Probemasse

$\ddot{\vec{F}}_{SMP}^i$: Gravitationskraft von Sonne, Mond und Planeten auf die Probemasse

$\ddot{\vec{F}}_0^I$: Kraft auf das Geozentrum, die durch die Gravitationswirkung von Sonne, Mond und Planeten ausgeübt wird

$\ddot{\vec{F}}_R^i$: restliche auf die Probemasse wirkende Kräfte

aufgesplittet. In der Literatur werden im allgemeinen die beiden Kräfte $\ddot{\vec{F}}_{SMP}^I - \ddot{\vec{F}}_0^I$ als Erdzeit bezeichnet, in dieser Arbeit als $F_{GE}^i = \ddot{\vec{F}}_{SMP}^I - \ddot{\vec{F}}_0^I$. Die Bestimmung des Ortsvektors \vec{r}_i der Probemasse erfolgt nicht im Quasiinertialsystem i , sie erfolgt in einem beschleunigten, erdfesten Koordinatensystem.

Bewegungsgleichung bezogen auf ein beschleunigtes, erdfestes Koordinatensystem Bei der Formulierung der Bewegungsgleichung in einem beschleunigten Nicht-Inertialsystem treten Scheinkräfte auf. Zur Berücksichtigung dieser muß zunächst die Transformation eines zeitlich abhängigen Ortsvektors $\vec{r}(t)$ zwischen zwei zu einander beschleunigten Koordinatensystemen, betrachtet werden. Gleichung (2.11) kann in das erdfeste Koordinatensystem e transformiert werden. Bei dieser Transformation reduziert sich die Drehrate $\vec{\Omega}$ zu

$$\vec{\Omega}_{ie}^e = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \omega_{ie} \end{bmatrix} \quad (2.12)$$

auf die per Definition einzige Komponente der Erddrehrate ω_{ie} . Als transformierte Bewegungsgleichung ergibt sich:

$$\frac{1}{m} C_i^e \sum_j \ddot{\vec{F}}_j^i = -\ddot{\vec{r}}^e - \omega_{ie}^2 r^e - 2\omega_{ie} \dot{\vec{r}}^e - \dot{\omega}_{ie} \vec{r}^e \quad (2.13)$$

Die einzelnen Terme der Scheinbeschleunigung heißen:

$2\omega_{ie} \dot{\bar{r}}^e$: Coriolisbeschleunigung

$\dot{\omega}_{ie} \bar{r}^e$: Eulerbeschleunigung

$\omega_{ie}^2 \bar{r}^e$: Zentrifugalbeschleunigung

r ist der Ortsvektor und ω_{ie} die Erdrehrate. In der folgenden Betrachtung wird die Eulerbeschleunigung vernachlässigt, da die Variation der Erddrehrate nach Torge (1989) klein ist ($\dot{\omega}_{ie} \approx 10^{-8}\omega_{ie}$). Die resultierenden Beschleunigungen sind somit kleiner als 10^{-3} mGal.

Der Term der Zentrifugalbeschleunigung $\omega_{ie}^2 \bar{r}^e$ wird mit dem Term der Gravitationsbeschleunigung F_E^i zur Schwerebeschleunigung \bar{g}^e (Schwere)

$$\bar{g}^e := C_i^e \bar{F}_E^i - \omega_{ie}^2 \bar{r}^e \quad (2.14)$$

per Definition zusammengefaßt. Die Bewegungsgleichung im erdfesten Koordinatensystem lautet somit:

$$\frac{1}{m} C_i^e (\bar{F}_{EG}^i + \bar{F}_R^i) = \bar{g}^e - \ddot{\bar{r}}^e - 2\omega_{ie} \dot{\bar{r}}^e \quad (2.15)$$

Es ist sinnvoll, diese Gleichung durch eine weitere Transformation in das Horizontkoordinatensystem h zu transformieren, da die Ausrichtung der sensitiven Achse des skalaren Schweresensors der tertiären Achse des Horizontkoordinatensystems h entspricht.

Bewegung einer Probemasse im Horizontkoordinatensystem Die Transformation vom erdfesten Koordinatensystem e ins Horizontkoordinatensystem h erfolgt durch eine zusätzliche Drehung $\bar{\Omega}_{ne}^i$. Für die Ableitung des Orts, der Geschwindigkeit und der Beschleunigung folgt daher nach Gleichung (2.15):

$$\ddot{\bar{r}}^i = C_h^i (\ddot{\bar{r}}^h + \Omega_{eh}^i \dot{\bar{r}}^h) + 2\omega_{ie} \dot{\bar{r}}^e \quad (2.16)$$

Ellipsoide Approximation Die Bewegungsgleichung einer Masse unter beliebigen Beschleunigungen und räumlicher Schwerevariationen in einem lokalen, ellipsoiden Koordinatensystem ist über Gleichung (2.16) zu berechnen. Die Darstellung des Ortsvektors \bar{r}_i in einem ellipsoiden Koordinatensystem ist in Gleichung (2.3) beschrieben. Der Geschwindigkeitsvektor $\dot{\bar{r}}^i$ eines Punkts P lautet mit den Koordinaten der Breite φ , Länge λ , Höhe h , dem Mediankrümmungsradius M und dem Querkrümmungsradius N aus Gleichung (2.4):

$$\dot{\bar{r}}^i = \begin{bmatrix} v_\varphi \\ v_\lambda \\ v_h \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} (M+h)\dot{\phi} \\ (N+h)\cos(\phi)\dot{\lambda} \\ \dot{h} \end{bmatrix} \quad (2.17)$$

Es werden hier die einzelnen Geschwindigkeitskomponenten in Richtung φ , λ , h die entsprechenden Variable v_φ , V_λ und v_h eingeführt. Die Beschleunigung $\ddot{\vec{r}}^i$ ist:

$$\ddot{\vec{r}}^i = \begin{bmatrix} \dot{v}_\varphi \\ \dot{v}_\lambda \\ \dot{v}_h \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\tan(\varphi)}{N+h} v_\lambda v_\lambda & + \frac{1}{M+h} v_h v_\varphi & + \dot{v}_\varphi \\ -\frac{\tan(\varphi)}{N+h} v_\lambda v_\varphi & + \frac{1}{N+h} v_h v_\lambda & + \dot{v}_\lambda \\ -\frac{1}{M+h} v_\phi v_\phi & -\frac{1}{N+h} v_\lambda v_\lambda & + \dot{v}_h \end{bmatrix} \quad (2.18)$$

Die Beschreibung der Bewegung erfolgt somit aus Gleichung (2.15) für eine auf die Probemasse wirkende spezifische Kraft $\bar{f} = \bar{F}/m$:

$$\bar{f} = \begin{bmatrix} g_\varphi & -\frac{\tan(\varphi)}{N+h} v_\lambda v_\lambda & -\frac{1}{M+h} v_h v_\varphi & -2\omega_{ie} v_\lambda \sin(\varphi) & -\dot{v}_\varphi \\ g_\lambda & +\frac{\tan(\varphi)}{N+h} v_\lambda v_\varphi & -\frac{1}{N+h} v_h v_\lambda & +2\omega_{ie} (v_\varphi \sin(\varphi) - v_h \cos(\varphi)) & -\dot{v}_\lambda \\ g_h & +\frac{1}{M+h} v_\phi v_\phi & +\frac{1}{N+h} v_\lambda v_\lambda & +2\omega_{ie} v_\lambda \cos(\varphi) & -\dot{v}_h \end{bmatrix} \quad (2.19)$$

Der zweite, dritte und vierte Term der tertiären Komponente werden als Eötvös-Korrektur δ_{eot} zusammengefaßt. Auf diese aus der horizontalen Bewegung des Flugzeugs resultierende Komponente wird in Kapitel 5.2.2 eingegangen. Ihr kommt besondere Bedeutung zu, da sie neben der direkten, vertikalen Flugzeug-Inertialbeschleunigung die größte Korrektur der Schweremessung darstellt.

Sofern Terme mit einem Fehler kleiner als 0.5 mGal vernachlässigt werden, vereinfacht sich die Gleichung (2.19) zu:

$$f = \begin{bmatrix} a_\varphi \\ a_\lambda \\ a_h \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_\varphi + \delta_{eot_\varphi} - \dot{v}_\varphi \\ g_\lambda + \delta_{eot_\lambda} - \dot{v}_\lambda \\ -g + \delta_{eot_h} - \dot{v}_h \end{bmatrix} \quad (2.20)$$

Die Festlegung der in dieser Arbeit verwendeten Koordinatensysteme ermöglicht die Transformation der Altimeterdaten in ein erdfestes Koordinatensystem. In Tabelle 2.3 sind die zur Auswertung nötigen Transformationen zusammengefaßt.

Die Ableitung der Bewegungsgleichung in einem Horizontkoordinatensystem ermöglicht den Überblick, welche Kräfte auf die Probemasse des Gravimeters während des Fluges wirken. In Gleichung (2.19) ist diese Grundgleichung der Schwereberechnung dargelegt. Zur Ableitung der Kräfte ist es wichtig, die resultierenden Scheinkräfte aufzuschlüsseln. Hierzu wurden ein Inertial-Koordinatensystem eingeführt, in welchem die klassische Newtonsche Mechanik gilt. Hiervon ausgehend lassen sich die Scheinkräfte in den Nicht-Inertialsystemen ermitteln und in ein System überführen, in dem das Schwerfeld gemessen wird.

Bei all diesen Transformationen muß die Flugbahn und die Flugzeugorientierung hinreichend bekannt sein. Im Kapitel 3 werden daher das Verfahren der Positionsbestimmung und die daraus resultierenden Fehler abgeschätzt.

3 Flugzeugposition und Flugzeuglagebestimmung

Im vorangegangenen Kapitel 2 wurde gezeigt, daß zur Topographieberechnung Position und Lage des Altimeters und bei der Schweremessung Flugzeugposition, Geschwindigkeit, Beschleunigung und Flugzeugorientierung bekannt sein müssen.

Eine Positionsbestimmung ist seit Mitte der Achtziger Jahre mit dem satellitengestützten *Global Positioning System* (GPS) möglich. Die Berechnung der Geschwindigkeit kann durch zeitliche Ableitung der GPS-Positionen oder direkt aus der Beobachtung der Dopplerverschiebung der GPS-Trägersignalfrequenz erfolgen. Die Beschleunigung berechnet sich über zeitliches Ableiten der Geschwindigkeit. Die Flugzeuglagemessung erfolgt über das *Inertial Navigation System*.

In den nun folgenden Abschnitten sind die Grundlagen dieser Meßmethoden zusammengefaßt.

3.1 Das Global Positioning System (GPS)

Das *Global Positioning System* (GPS) wurde als Abstandsmeßsystem konzipiert, wobei der Abstand zwischen der bekannten Satellitenposition und einer unbekannt Position des Meßgeräts gemessen wird. Hierzu werden zwei kontinuierliche elektromagnetische Wellen unterschiedlicher Frequenz vom Satelliten gesendet. Das Signal ist mit seiner Erzeugungszeit markiert. Ein mit dem Sendesatelliten synchronisierter Empfänger kann so aus der von ihm bestimmten Empfangszeit die Signallaufzeit berechnen. Hieraus ermittelt sich die Entfernung des Empfängers vom Satelliten, sofern die Ausbreitungsgeschwindigkeit in der Atmosphäre bekannt ist.

Neben der Entfernungsbestimmung über Laufzeitdifferenzen des zeitkodierten Signals (Code-Lösung) kann die Entfernung auch über die Phasenlage des Trägersignals gemessen werden (Phasen-Lösung).

Die Zeitmessung muß bei beiden Lösungsmethoden sowohl im Satelliten als auch im Empfänger durchgeführt werden. Beide Uhren laufen in der Regel nicht synchron, so daß daraus ein Fehler in der Entfernungsberechnung resultiert. Die Entfernungsberechnung, die diesen Zeitfehler besitzt, wird als Pseudoentfernung (*pseudorange*) bezeichnet. Diese Entfernungsberechnung besitzt unter Annahme bekannter und konstanter Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle vier Unbekannte, die drei Koordinaten der Empfängerposition und den Zeitfehler. Zur vollständigen Lösung eines solchen linearen Gleichungssystems sind mindestens vier Bedingungen zu messen. Es muß daher mindestens die Entfernung zu vier Satelliten gleichzeitig beobachtet werden.

Bei der Entfernungsberechnung durch die Messung der Phasenlage kommt zusätzlich zu den bereits genannten Unbekannten die Mehrdeutigkeit (*ambiguity*) der Zahl der Signalwellen zwischen Sender und Empfänger hinzu. Die Positionslösung über eine Phasenlagebestimmung besitzt eine weitaus höhere Genauigkeit, so daß es von Vorteil ist, die Lösung der zusätzlichen Unbekannten anzustreben.

Das GPS-Raumsegment, d.h. die Gesamtheit der GPS-Satelliten im Orbit, besteht aus mindestens 21 Satelliten (+3 Ersatzsatelliten).

Die GPS-Satelliten befinden sich in sechs nahezu kreisförmigen Bahnen. Die Bahnebene besitzt eine Inklination von 55° , eine Höhe über der Erde von 21000 km. Es ergibt sich hieraus eine Umlaufzeit eines Satelliten von etwa 12 h (Hofmann-Wellenhof et al., 1997). Die Gesamtinstallation des Raumsegments ermöglicht eine Überdeckung von vier bis acht Satelliten, die sich mindestens 15° über dem Horizont befinden und 12 Satelliten, wenn Satelliten mit 5° Elevationswinkel einbezogen werden. Eine Sichtbarkeit von 4–10 Satelliten soll so jederzeit auf der gesamten Erde möglich sein. Nahe am Äquator sind generell weniger Satelliten gleichzeitig beobachtbar als in Polnähe, jedoch ist der maximale Elevationswinkel wiederum am Äquator größer als in Polnähe.

Die Satelliten des Raumsegments werden durch mehrere Hauptkontrollstationen, Monitorstationen und Bodenstationen gesteuert (*Operational Control System*; OCS). Die Hauptaufgaben des OCS bestehen in der Bestimmung von Bahn und Zeitfehler des einzelnen Satelliten sowie der Steuerung des selektiven Zugriffs. Da die Fehler der Positionslösung in der ersten Aufbauphase weitaus kleinere Werte als errechnet aufwiesen, wurde mit der Installation der neuen Generation von GPS-Satelliten (Block-II/IIa) die Möglichkeit geschaffen, nicht autorisierten Nutzern (d.h. nicht-militärischen Nutzern) die erreichbaren Genauigkeiten künstlich zu verschlechtern (*Selective Availability*; SA). Die Genauigkeitsverschlechterung durch SA liegt bei einem Faktor 3. Realisiert wird SA durch Manipulation der Satellitenzeitdaten und zusätzlich durch Verfälschen der mit dem Signal kodierten Information der Satellitenbahn.

Sowohl die Code-Lösung wie auch die Phasen-Lösung ist von dieser Manipulation betroffen.

Als weiteres Segment werden die Nutzer mit ihren Empfängern angesehen. Je nach Anwendungszweck benötigt der Nutzer die Position in Echtzeit (*real-time*) oder aber er verarbeitet die Daten später (*post-processing*). Die nachträgliche Bearbeitung der Daten besitzt den Vorteil, weitere Information über atmosphärische Bedingungen, Satellitenbahnen oder von zusätzlichen statischen Referenzstationen einbeziehen zu können.

3.2 Die GPS-Beobachtungsgrößen

Positionsbestimmung Wie oben bereits angeführt, wird grundsätzlich bei der Methodik der GPS-Positionsbestimmung zwischen der Bestimmung über die Laufzeitmessung des kodierten Signals (Code-Lösung) und der Bestimmung der Trägerphasenzyklen (Phasen-Lösung) unterschieden.

Bei der ersten Methode wird die aufmodulierte Code-Information mit einem im Empfänger generierten Signal korreliert. Die Entfernung ρ (geometrische Wegstrecke) kann so über die Zeitdifferenz Δt und die Gleichung:

$$\rho = c(\Delta t - (\delta t + \Delta t_{atm} + \epsilon)) \quad (3.1)$$

bestimmt werden. Hierzu muß zusätzlich die Ausbreitungsgeschwindigkeit c , der Zeitfehler $\delta t = \delta t_s + \delta_e(\dot{\rho}c^{-1} - 1)$, der Satellitenuhrfehler δ_s , der Empfängeruhrfehler δ_e , die Empfängerradialgeschwindigkeit $\dot{\rho}$ und der Fehler durch das Empfängergerauschen ϵ bekannt sein. Die durch die Atmosphäre vom Signal zurückgelegte Wegstrecke entspricht jedoch in den seltensten Fällen dem geometrischen Weg. Durch Beugung und Brechung wird der Weg der elektromagnetischen Welle in der Atmosphäre verzögert. Diese Verzögerung ist im Term Δt_{atm} zusammengefaßt. Bei der Code-Lösung wird zwischen C/A-Code (*Coarse/Acquisition-Code*) und P-Code (*Precise-Code*) unterschieden (Hofmann-Wellenhof et al., 1997). Auf beide mit unterschiedlichen Trägerfrequenzen abgestrahlten Signale (L_1 und L_2) ist der P-Code modelliert, der C/A-Code jedoch nur auf das L_1 -Signal. Beide Trägerfrequenzen liegen im L-Band (Mikrowelle). L_1 besitzt eine Frequenz $\nu_1 = 1575.42$ MHz[§] und L_2 eine Frequenz $\nu_2 = 1227.60$ MHz[¶].

Die zweite Methode der Entfernungsmessung erfolgt über eine Bestimmung der Trägerphasenzyklen Φ .

$$\rho = \frac{c}{\nu} [\Phi - (\nu(\delta t) + \Delta\Phi_{atm} + N + \epsilon)] \quad (3.2)$$

Bei dieser Gleichung ist die geometrische Wegstrecke abhängig von der Trägerfrequenz ν , der (ganzzahligen) Phasenmehrdeutigkeit N und der Phasenatmosphärenkorrektur $\Delta\Phi_{atm}$.

Über die Gleichungen (3.1) und (3.2) ist grundsätzlich die Positionsbestimmung möglich. Eine erste Abschätzung der erreichbaren Genauigkeit einer Punktpositionslösung ergab einen Fehler von ± 10 m horizontal und ± 100 m vertikal (Hofmann-Wellenhof et al., 1997).

Geschwindigkeitsbestimmung Die zum Satelliten relative Empfängergeschwindigkeit v kann direkt über die Frequenzverschiebung zwischen empfangener Frequenz ν_e und Trägerfrequenz ν bestimmt werden. Der Zusammenhang ist allgemein als Dopplereffekt bekannt. Das Verhältnis der Frequenzverschiebung für eine um den Winkel θ unterschiedliche Bewegungsrichtung von Sender und Empfänger berechnet sich über (Gerthsen et al., 1989):

$$\frac{\nu_e}{\nu} = \frac{1 - \frac{v}{c} \cos(\theta)}{\sqrt{1 - (\frac{v}{c})^2}} \quad (3.3)$$

Für die Frequenzverschiebung $\Delta\nu = \nu - \nu_r$ bedeutet dies:

$$\Delta\nu = \nu \left[1 - \frac{1 - \frac{v}{c} \cos(\theta)}{\sqrt{1 - (\frac{v}{c})^2}} \right] \approx \nu \left[\left(-\frac{v}{c} \cos(\theta) \right) \left(1 + \left(\frac{v}{c} \right)^2 + \left(\frac{v}{c} \right)^4 + \dots \right) \right]$$

$$\Delta\nu \approx \nu \cdot c^{-1} \frac{dr}{dt} \quad (3.4)$$

[§]Wellenlänge $\lambda_1 \approx 19.0$ cm

[¶]Wellenlänge $\lambda_1 \approx 24.4$ cm

Hier geht ein, daß die Radialgeschwindigkeit $\frac{dr}{dt} = v \cos(\theta)$ ist, so daß sich für die Geschwindigkeitsberechnung:

$$\frac{dr}{dt} \approx c \frac{\Delta\nu}{\nu} \quad (3.5)$$

ergibt.

Abschätzungen der über die Gleichung (3.5) berechneten Radialgeschwindigkeit ergeben einen Fehler von 0.02 ms^{-1} , sofern die Frequenzverschiebung von 0.001 Hz noch aufgezeichnet werden kann. Der größte Vorteil der direkten Geschwindigkeitsauswertung ist die Unabhängigkeit von der Phasenmehrdeutigkeit.

3.3 Die GPS–Auswertung

Bei der GPS–Auswertung muß zwischen der statischen und der kinematischen Anwendung unterschieden werden. Statisch ist eine Anwendung, wenn sich über mehrere Beobachtungszyklen die Position des Empfängers nicht ändert. Durch Mittelwertbildung der Beobachtung über einen längeren Zeitraum kann so die Positionslösung verbessert werden. Das Lösungssystem ist je nach Beobachtungszahl z und Anzahl der beobachteten Satelliten $s - 4$

$$A = z \cdot (s - 4)$$

A -fach überbestimmt.

Bei einer kinematischen Lösung ist für jede Beobachtung nur die Überbestimmung A des Systems über die Anzahl der Satelliten s bzw. der redundanten Satelliten $s - 4$ gegeben; es folgt

$$A = s - 4$$

Durch einfache Mittelwertbildung kann ein statistisch gleichverteilter Meßfehler um $1/\sqrt{A}$ verbessert werden (Verbesserung der internen Meßgenauigkeit). Die kinematische Lösung besitzt einen größeren internen Fehler. Systematische Fehler können über eine Mittelwertbildung meistens nicht erfaßt werden, so daß die externe Genauigkeit sich nicht durch eine längere Beobachtungszeit verbessert.

3.3.1 Systematische Fehlereinflüsse und Lösungsmethoden

In den vorherigen Abschnitten wurden systematische Fehler der GPS–Auswertung aufgezeigt. Einige Fehler können durch Modellierung, gleichzeitige Lösung des Codes und der Phase beider Frequenzen oder durch zusätzliche statische Messungen eliminiert werden. Die Lösung eines Empfängers bezüglich einer weiteren bekannten Position wird als Differentielles–GPS (DGPS) bezeichnet.

Im folgenden sind die grundlegenden Fehlerquellen und ihre Lösungsmethoden

aufgelistet:

- die atmosphärische Korrektur aus Gleichung (3.1) und (3.2) \leftrightarrow Lösung beider Frequenzen L_1 und L_2 und DGPS
- die Zeitfehler aus Gleichung (3.1) und (3.2): \leftrightarrow DGPS
- Satellitenbahnen: *post-processing* mit präzisen Satellitenbahnen (Central Bureau IGS, 1999)
- Phasenmehrdeutigkeit \leftrightarrow z.B. *fixing on the fly* (Abschnitt 3.3.2)
- Empfängerrauschen und Phasenzentrumsverschiebung der Empfangsantenne \rightarrow für diese Anwendung vernachlässigbar

3.3.2 Mehrdeutigkeitsbestimmung der Phase

Die Bestimmung der ganzzahligen Vielfachen N der Trägersignalwellenlänge ist von fundamentaler Bedeutung für die Phasen-Lösung. Bei den Lösungsverfahren der bewegten Empfängerdaten muß zwischen Methoden unterschieden werden, die nur zu Beginn der Messung im statischen Zustand des Empfängers die Mehrdeutigkeit errechnen und anderen, die auch während der Bewegung (*fixing on the fly*) diese lösen können.

Die Mehrdeutigkeit ist während eines Fluges nicht konstant. Sie wird durch Phasensprünge beeinflusst. Unter einem Phasensprung (*cycle-slip*) wird die plötzliche Änderung der Mehrdeutigkeit bezeichnet. Die Ursache hierfür kann im kinematischen Einsatz ein Verlust des Empfangs eines Satellitensignals sein (*loss-of-lock*), Signalabschattung, Reflexionen des Signals in der Nähe der Empfangsantenne (*multipath*), ionosphärische Störung, andere starke Sendequellen oder einer zu niedrigen Elevation der Satelliten sein.

Ziel der GPS-Auswertung ist es, solche Phasensprünge zu detektieren und daraufhin die Mehrdeutigkeit erneut zu bestimmen. Die Bestimmung von *cycle-slips* und die Berechnung der Mehrdeutigkeit ist ausführlich in Hofmann-Wellenhof et al. (1997) beschrieben und wird im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter ausführlich behandelt.

3.3.3 Differentielles GPS

Die Berechnung der Differenz zwischen zwei Datensätzen, die simultan von unterschiedlichen Empfängern aufgezeichnet werden, eliminiert einige Fehlerquellen. Die Bildung von unterschiedlichen Differenzen kann erfolgen durch:

Einfache Differenzen Die Differenz der Daten zweier Stationen bezüglich eines Satelliten eliminiert aus Gleichung (3.1) und (3.2) den Satellitenzeitfehler. Umgekehrt können die Beobachtungen eines Empfängers bezüglich zweier Satelliten voneinander subtrahiert werden (Extrahieren des Empfängerzeitfehlers).

Doppelte Differenzen Von einer Doppelten Differenz wird gesprochen, wenn die beiden möglichen einfachen Differenzenformen kombiniert werden. Die in den Gleichungen (3.1) und (3.2) auftretenden Fehler der Satelliten- und Empfängerzeiten können so entfernt werden.

Dreifache Differenzen Die Dreifache Differenz der Gleichung (3.2) kann aus der Doppelten Differenzbildung zu unterschiedlichen Beobachtungszeiten errechnet werden und so die Unstetigkeit der Messung bzw. *cycle-slips* aufdecken.

3.3.4 Atmosphärische Korrekturen

Der atmosphärische Einfluß der Ionosphäre kann durch gleichzeitige Lösung der Gleichung (3.2) für beide GPS-Signale mit den Frequenzen ν_1 und ν_2 erfolgen.

$$\delta\Phi = \Phi_1 - \frac{\nu_1}{\nu_2}\Phi_2 \quad (3.6)$$

Durch ein um das Meßgebiet angeordnetes statisches GPS-Referenzstationsnetz läßt sich der atmosphärische Einfluß am Punkt des Empfängers berechnen.

3.3.5 GPS-Programme

Die eingesetzten Trimble 4000ssi-Empfänger ermöglichen die Erfassung der C/A-, P₁-, und P₂-Codes, der L₁-, L₂-Phasendaten und der Dopplerdifferenzen D₁ und D₂ für gleichzeitig 12 Satelliten. Die maximale einstellbare Datenaufzeichnungsrate ist 1 Hz. Diese Datenaufzeichnung wird sowohl für Referenzstationen als auch kinematische Empfänger gewählt. Die Auswertung der Daten erfolgt durch *post-processing*. Für das *post-processing* steht ein für wissenschaftliche Zwecke entwickeltes Programmpaket des GeoForschungsZentrums Potsdam KSG1.3 und ein kommerzielles *post-processing*-Programmpaket GEOGENIUS™ der Firma Spectra Precision Ter-rasat, Höhenkirchen-Siegertsbrunn zur Verfügung.

GEOGENIUS™ Das Programmpaket GEOGENIUS™ wird hauptsächlich für die Berechnung der festen Referenzempfänger im ITRF96-Koordinatensystem genutzt. Dieses Programmpaket detektiert *cycle-slips* mittels Dreifacher Differenzen, um dann mit Hilfe von Doppelten Differenzen eine *on the fly* Mehrdeutigkeits-Lösung zu erzielen. Diese Programmversion ist für den Einsatz geringer Basislängen^{||} ausgelegt. Zur kinematischen Berechnung mit Basislinien von über 500 km Länge kann für die Mehrdeutigkeit häufig keine eindeutige Lösung erfolgen. Aus diesem Grund wird auf ein weiteres Programmpaket, das KSG1.3, für die kinematische Auswertung zurückgegriffen.

^{||}Entfernung zwischen einer bekannten Position und einer zu ermittelnden Position

Kinematisch/Statisches GPS-Programm KSG1.3 Die Position und die Geschwindigkeiten können aus Code, Phasenlage und Phasenrate des Signals mit Hilfe des kinematisch/statistischen GPS-Programmpakets KSG1.3 berechnet werden. Dieses Softwarepaket wurde am GeoForschungsZentrum Potsdam von Xu et al. (1994) entwickelt und ermöglicht eine Doppelte Differenzenphasenberechnung für die gleichzeitige Lösung von bis zu 10 statischen und drei kinematischen Datensätzen.

Ein Vorteil ist die gleichzeitige Positions Berechnung mehrerer fest am Flugzeug befestigten, kinematischen Antennen. Die erreichbaren internen Genauigkeiten dieser Software wurden von Xu et al. (1997b) für einen Testflug über der Nordsee abgeschätzt. Sie errechneten eine Genauigkeit des kinematischen Moduls von ± 3 cm in der Position bei einem 400 km weiten Netzwerk und eine Genauigkeit für die Geschwindigkeit von ± 0.3 cm s⁻¹.

3.4 Das Inertial-Navigations-System

Das Honeywell LaserNavII *Inertial Navigation System* (INS) ist die primäre Navigationseinheit für die Lagebestimmung und den rechtsweisenden Kurs des Flugzeugs. Es besteht aus drei senkrecht zueinander angeordneten Beschleunigungssensoren und drei Lasergyroskopen. Im Ausrichtungsmodus berechnet das INS die Lage seiner Referenzachsen bezüglich des lokalen Horizontsystems h (siehe Abschnitt 2.2.3). Zusätzlich wird während der Ausrichtungsphase die Flugzeugausrichtung bezüglich geographisch Nord (*heading*) und die geographische Breite durch Messung der Erddrehraten bestimmt. Für eine Konsistenzüberprüfung und zur Festlegung der Startposition müssen die geographische Breite und Länge in das Gerät eingegeben werden. Im Navigationsmodus liefert das INS Angaben über Flugzeugdrehraten, Flugzeuglage im Raum, wahren und magnetischen Kurs, Beschleunigungen, Geschwindigkeit sowie Position. Die INS nutzt die eingegebenen Startpositionen und berechnet aus den Beschleunigungs- und Drehraten die folgenden Positionen. Die INS-Messung ist durch Integration und Erdrotation mit einem Driftfehler behaftet. Dieser Fehler kann sich nach einem Flug von 5 h auf mehrere 100 m in der Position akkumulieren. Zudem ist aufgrund der Gleichheit von Inertial- und Schwerebeschleunigung kein Beschleunigungssensor in der Lage, zwischen diesen zu separieren. Aus diesen Gründen werden die errechneten Größen des Navigationssystems nicht als Korrekturgrößen für die Schwereauswertung genutzt, jedoch die Lagedaten des Flugzeugs für die Auswertung der Altimeterdaten. Die Lagedaten beschreiben die Flugzeuglagewinkel rechtsweisender Kurswinkel Ψ , Pitch Θ und Roll Φ bezüglich des lokalen Horizontkoordinatensystems h (Abschnitt 2.2.3). Die Genauigkeit der Lagedaten wird in Honeywell (1995) angegeben. Die Pitch- und Roll-Winkel besitzen eine Datenrate von 50 Hz, eine Genauigkeit von $\pm 0.1^\circ$ und eine Auflösung von 0.01° . Das *heading* ist ungenauer; es besitzt einen Fehler von $\pm 0.4^\circ$ und eine Auflösung von 0.1° .

Zur Erstellung eines Navigationsdatensatzes müssen die GPS-Positionsdaten und die Lagedaten synchronisiert werden. Eine Überprüfung der Synchronisation kann über eine Korrelationsrechnung mit den Kursdaten erfolgen. Die so korrelierten Datenströme besitzen einen relativen Zeitfehler von 0.1 s, wobei die GPS-Zeit als

allgemeine Systemzeit angenommen wird.

Um abschätzen zu können, ob Genauigkeit und Datenrate der Navigationsdaten ausreichend für eine Schwere- und Altimeterauswertung sind, müssen zunächst einige flugmechanische Aspekte erörtert werden.

3.5 Frequenzabschätzung zur Flugmechanik

Nach dem Abtasttheorem der Signaltheorie (Azizi, 1990) kann ein kontinuierliches Signal $s(t)$ bei äquidistanter Abtastung n mit einer Abtastrate $\nu = T^{-1}$ ohne Informationsverlust über das diskrete Signal $s(n)$ rekonstruiert werden, falls

- das Signal $s(t)$ (frequenz-)bandbegrenzt ist mit der Grenzfrequenz (Nyquistfrequenz) $|\nu_G| < 1/(2T)$
- für die Abtastrate ν gilt: $\nu > 2\nu_G$

Flugmechanische Betrachtungen bilden die Grundlage für die Berechnung dominierender Frequenzen der Flugzeugbewegung. So kann abgeschätzt werden, ob die Navigationsdaten für diese Anwendung das Abtasttheorem erfüllen. Wird das Abtasttheorem verletzt, treten niederfrequente Alias-Frequenzen ν_{al} auf, obwohl im eigentlichen Spektrum der kontinuierlichen Funktion bei ν_{org} kein Anteil vorkommt. Die entsprechende Alias-Frequenz kann über

$$\nu_{al} = \nu_{org} - k \cdot \nu_G \quad (3.7)$$

berechnet werden, wobei k ganzzahlig ist.

Modellierung der Flugzeugeigenbewegung Das Eigenschwingverhalten der DO228 ist nach Siemer (1996) durch zwei Eigenmodi gekennzeichnet. Die erste Schwingung, als Phygoidschwingung (Anströmschwingung) bezeichnet, ist niederfrequent mit Perioden von weniger als einer Minute bis in den Minutenbereich und schwach gedämpft. Die zweite Schwingung (Anstellwinkelschwingung) ist höherfrequent mit Perioden von einigen Sekunden bei stärkerer Dämpfung.

Durch Annahme einer ruhenden Atmosphäre können die Periode und die Dämpfung dieser beiden Schwingungen abgeschätzt werden. In Tabelle 3.1 sind die Formeln zur Berechnung der resultierenden Parameter der gedämpften Schwingung nach

	Phygoidschwingung	Anstellwinkelschwingung
Kreisfrequenz	$\omega_{Phy} = \sqrt{2} \frac{g}{u_{KO}}$	$\omega_{Ans} = \sqrt{M_q \frac{Z_{\dot{\alpha}}}{u_{KO}} - M_{\dot{\alpha}}}$
Dämpfungsgrad	$\zeta_P = \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{C_D(\alpha_0)}{C_L(\alpha_0)}$	$\zeta_{Ans} = \frac{1}{2\omega_{AO}} (M_q + M_{\dot{\alpha}} + \frac{Z_{\dot{\alpha}}}{u_{KO}})$

Tabelle 3.1: Näherungen der Eigenmodi (Siemer, 1996). Die für die Dornier DO228 charakteristischen Größen sind im Anhang E der Tabelle E.4 zu entnehmen.

	Phygoidschwingung	Anstellwinkelschwingung
ungedämpfte Frequenz	0.20 rad/s	3.0 rad/s
Dämpfungsgrad	$3.8 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$	0.4 s^{-1}
gedämpfte Schwingungsfrequenz ω	0.20 rad/s	2.75 rad/s
Dämpfungsgrad	$7.5 \cdot 10^{-4} \text{ 1/s}$	1.2 1/s
Periode	32 s	2.3 s
Amplituden-Abklingzeit	1330 s	0.8 s

Tabelle 3.2: Charakteristische Werte für die Eigenmodi einer Dornier DO-228. Modellgrundgrößen wurden von Siemer (1996) übernommen und im Anhang E in der Tabelle E.4 dargestellt.

Siemer (1996) aufgeführt. Die Eigenmodi einer DO-228 können so näherungsweise berechnet werden. Für die ungedämpfte und die gedämpfte Schwingung ergeben sich die in Tabelle 3.2 aufgelisteten Perioden und Relaxationszeiten. Es ist ersichtlich, daß die Anstellwinkelschwingung nahe der Nyquistfrequenz ν_G für die GPS-Daten liegt. Es ist somit nicht sichergestellt, ob etwas veränderte Flugzeugkenngrößen zu einer etwas anderen Anstellwinkelschwingung führen, die sich in einer Alias-Frequenz widerspiegelt. Es ist möglich, daß diese Schwingung das Ergebnis der Schweremessung beeinflusst.

Die Phygoidschwingung hingegen verletzt das Abtasttheorem nicht, so daß diese vollständig über das GPS-Signal bestimmt werden kann. Diese Schwingung liegt auch im selben Frequenzbereich wie die aufzulösenden Schwereanomalien geologischer Strukturen. Es muß somit sichergestellt werden, daß dieser Hauptstöreinfluß der Flugzeugbewegung durch GPS-Berechnungen eliminiert wird.

Durch die hohe 50 Hz-Datenrate der INS-Messung verletzen weder die Anstellwinkelschwingung noch die Phygoidschwingung das Abtasttheorem für die Lagebestimmung.

Mit dieser kombinierten GPS- und INS-Navigationslösung können somit fluggestützte Topographie- und Schweredaten ausgewertet werden.

4 Auswertung der Altimeterdaten

Altimeter nach dem barometrischen Prinzip oder Radaraltimeter sind seit langem in der Luftfahrt im Einsatz. Die Bestimmung der Flughöhe über Grund gehört zu den grundsätzlichen Flugsicherheitsfragen. Wird die Höhe des Flugzeugs zusätzlich anderweitig gemessen, so kann aus der Altimetermessung eine Topographieberechnung erfolgen. Auf dieser Umkehrung basiert die vorliegende Altimeterauswertung. Zur Bestimmung der Topographie sind zwei konzeptionell unterschiedliche Altimetersysteme eingesetzt worden, ein Radar- und ein Laseraltimeter. Im folgenden wird die Funktionsweise dieser Systeme erläutert und deren Vor- und Nachteile aufgezeigt. Im Anschluß erfolgt eine Darlegung der erreichten Meßgenauigkeit und ein Vergleich zu bestehenden Satellitenaltimetermessungen. Zum Abschluß wird die Anwendung eines solchen Meßsystems für ozeanographische Fragestellungen diskutiert. Die mit diesem System bestimmten hydrographischen Parameter (Meereshöhe, Meeresströmung und Wellenbild) werden mit Schiffsmessungen verglichen. Die hauptsächliche Zielsetzung dieser Topographiemessung ist die Bestimmung geostrophischer Strömungen. Zur Bestimmung einer geostrophischen Meeresströmung von 0.01m s^{-1} muß die Neigung der Meeresoberfläche auf 0.01 m über eine Distanz von 100 km bestimmt werden. Um dies zu erreichen, ist vor allem eine driftfreie Altimetermessung bzw. Topographiemessung Voraussetzung. Zusätzlich muß das Schwerefeld der Erde bzw. das Geoid mit gleicher Genauigkeit bekannt sein. Bei dieser Altimetrie wird das NKG96, ein lokales Geoid, das auf dem globalen EGM96 basiert, genutzt. Die Bestimmungsmethode und die Genauigkeit des NKG96 sind in Kearsley et al. (1997) beschrieben.

4.1 Das Radaraltimeter

Das Radarsystem ist an der Universität Stuttgart als Prototyp entwickelt worden. Dieses Konzept unterscheidet sich von den herkömmlichen in der wissenschaftlichen Luft- und Raumfahrt eingesetzten gepulsten Radaraltimetersystemen. Es folgt eine kurze Systembeschreibung.

4.1.1 Die Radarsystembeschreibung

Dieses Radarsystem sendet im Gegensatz zu den gepulsten Altimetern eine kontinuierliche kodierte elektromagnetische Welle aus (Kim, 1989). Die Messung der Zweiweglaufzeit zwischen Sender, Reflektor und Empfänger erfolgt durch Laufzeitbestimmung der kodierten Welle. Hierzu werden zwei zueinander spiegelbildliche Signalfolgen von $16\ \mu\text{s}$ Länge erzeugt, ein Sende- und ein Referenzsignal. Die Trägerfrequenz von $\nu = 13.74\text{ GHz}$ (Wellenlänge $\lambda = 2.182\text{ cm}$) befindet sich im K_{U} -Frequenzband. Das reflektierte Sendesignal (Echo) wird zur Zweiweglaufzeitbestimmung mit dem Referenzsignal korreliert. Ein Zeitintervallzähler mißt die Zeitspanne zwischen dem Startpuls, der den Anfang der Code-Folge markiert, und dem Empfangspuls, der das Eintreffen des Signals anzeigt. Dieses Intervall wird in einen Entfernungswert gewandelt. Das maximale Zeitmeßintervall entspricht 2400 m , das Auflösungsvermögen des Zeitintervallzähler 0.06 m und die maximale einstellbare Wiederholrate 1000 Hz .

Falls das Radar kein Echo detektiert, wird zusätzlich ein Stoppuls generiert, um einen definierten Endzustand zu erreichen.

Trotz der geringen Sendeleistung von 10 W ist nach Kälberer (1997), je nach Untergrund, eine Entfernungsmessung zwischen 30–2400 m möglich. Einzig der Fehler der Messung ist von der Distanz abhängig. Steigt die Flughöhe an, so wird die Empfangsleistung geringer, und bei gleichbleibendem Rauschen verschlechtert sich das Signal-/Rauschverhältnis S/N . Dadurch wird die Amplitude des Empfangspulses geringer und führt zu einem größeren Fehler bei der Zeitintervallmessung. Dies wirkt sich als größerer Fehler in der Höhenmessung aus.

Nach Forsell (1991) ist dieser Fehler ϵ reziprok proportional zur Wurzel des Signal-/Rauschverhältnisses S/N :

$$\epsilon(r) \sim \frac{1}{\sqrt{\frac{S}{N}}} \quad (4.1)$$

Das Signal-/Rauschverhältnis S/N ist reziprok proportional zur vierten Potenz der Entfernung:

$$\frac{S}{N} \sim \frac{1}{r^4}$$

so daß

$$\epsilon(r) \sim r^2$$

ist. Kälberer (1997) konnte einen Zusammenhang zwischen der Entfernung r und dem Fehler der Altimetermessung ϵ empirisch ermitteln. Als Fehlerabschätzung ergibt sich:

$$\epsilon(r) = 1.27 \cdot 10^{-6} \cdot r^2 \quad (4.2)$$

Es folgt somit, daß der Fehler der Altimetermessung mit zunehmender Distanz quadratisch zunimmt. Der sich ergebende Fehler ist für drei typische Distanzwerte in Tabelle 4.1 angegeben.

Die Linearität des Radaraltimeters wurde von Kälberer (1997) durch eine Labormessung überprüft. Die Messung ergab, daß erst ab 80 db Dämpfung ein nichtlineares Verhalten der Altimetermessung auftritt, woraus ein Fehler von mehreren Metern resultiert. Radarwerte, die eine Dämpfung größer als 80 db besitzen, werden daher vor der weiteren Verarbeitung entfernt.

Der restliche Bereich ist nahezu linear, und der geringe Dämpfungsdistanzfehler kann nach Kälberer (1997) durch Gleichung (4.3) modelliert werden:

$$\Delta h(U_{AGC}) = -0.15 + 2.01 \cdot 10^{-4} U_{AGC} - 4.73 \cdot 10^{-8} U_{AGC}^2 + 2.54 \cdot 10^{-12} U_{AGC}^3 \quad (4.3)$$

wobei U_{AGC} die AGC-Verstärkerspannung ist. Die Echosignalstärke wird über die

Distanz r [m]	reflektierender maximaler Radius $R_F(r)$ in Flugrichtung (Radar) [m]	Fehler der Einzelmessung (Radar) $\epsilon(r)$ [m]	reflektierender Radius $R_F(r)$ (Laser) [m]
100	3.5	0.06	0.12
250	8.9	0.08	0.31
500	17.5	0.32	0.62

Tabelle 4.1: Radius $R_F(r)$ der effektiven reflektierenden Fläche für Radar- und Laseraltimeter und Messfehler ϵ des Radaraltimeters in Abhängigkeit der Distanz.

AGC-Verstärkerspannung U_{AGC} (AGC: *Automatic Gain Control*) ermittelt. Eine Aufzeichnung der Signalform des Echos ist nicht verwirklicht. Die Echoleistung P_{AGC} in Dezibel hängt von der ermittelten AGC-Spannung durch folgenden empirisch gefundenen Zusammenhang ab:

$$P_{AGC} = 48.97 - 3.29 \cdot 10^{-2} U_{AGC} + 2.54 \cdot 10^{-6} U_{AGC}^2 - 6.88 \cdot 10^{-11} U_{AGC}^3 \quad (4.4)$$

Die Sendeantenne besteht aus einer Gruppe von 24x132 eben angeordneten Dipolen. Durch diese Anordnung kann das Signal bis auf einem Divergenzwinkel Φ von 4° in und 3.5° quer zur Flugrichtung gebündelt werden (Kim, 1989). Im Gegensatz zu den eingesetzten pulslängenbegrenzten Satellitenaltimetern ist dieses Radaraltimeter eine strahlweitenbegrenzte Entwicklung. Strahlweitenbegrenzte Radaraltimeter erfordern gegenüber pulslängenbegrenzten Systemen größere und exaktere in den Nadir ausgerichtete Antennen.

Durch die Gruppenanordnung der Antenne kann die Abmessung der Sendeantenne jedoch auf ein Maß von $56 \text{ cm} \times 42 \text{ cm}$ beschränkt werden, so daß der Einbau in ein Flugzeug des Typ Dornier DO228 unproblematisch ist.

Eine Abschätzung des von der Entfernung r abhängigen, resultierenden Radius R_F der reflektierenden Fläche F_{ref} (*footprint*) erfolgt aus der einfachen geometrischen Beziehung

$$R_F(r) = r \cdot \tan(\Phi) \quad (4.5)$$

Der aus dem Divergenzwinkel Φ resultierende Radius ist in Tabelle 4.1 für einige exemplarische Flughöhen h für beide verwendete Altimeter wiedergegeben.

Die Empfangsantenne ist hornförmig. Diese hornförmige Abschirmung beschränkt den Sichtwinkel der Empfangsantenne auf $\pm 15^\circ$. Durch die Bauform und die räumliche Trennung von Sende- und Empfangsantenne können nach Skolnik (1980) Fehler durch Antennenübersprechen vermieden werden. Der hierzu notwendige Mindestabstand zwischen den Antennen ist 3.0 m (Kälberer, 1997).

4.1.2 Die Aufbereitung der Radardaten

Von dem Radaraltimeter werden in einer ASCII-Datei die Radar-PC-Zeit, die Laufzeiten und die AGC-Spannung aufgezeichnet. Eine weitere Datei enthält die Verknüpfung zwischen Radar-PC-Zeit und GPS-Zeit. Zunächst werden diese beiden

Datensätze miteinander verknüpft, so daß die Radardaten in einer Datei mit dem Format GPS-Zeit, Laufzeit und AGC-Spannung vorliegen.

Die Laufzeitdaten des Radaraltimeters enthalten nicht nur reine Entfernungswerte, sondern auch Werte, die den Fehler bei nicht empfangenem Echo näher beschreiben. Diese sind vor der weiteren Datenbearbeitung aus den Datenreihen zu eliminieren. An den bereinigten Daten können nun Laufzeitkorrekturen angebracht werden. Die Zweiweglaufzeit t und die AGC-Spannung U_{AGC} lassen sich über die Beziehung:

$$r = \frac{t}{2} \cdot c + \Delta h(U_{AGC}) - \epsilon_{ein} \quad (4.6)$$

zusammengefasst. Wobei c die Lichtgeschwindigkeit im Medium ist und Δh der Gleichung (4.3) entnommen wird. Die so berechnete Entfernung r des Reflektors wird auf den Einbauort der Sendeantenne bezogen.

Der räumlich versetzte Einbau der Empfangs- und Sendeantennen und die nicht zum Meßobjekt parallele Fluglage bedingen einen systematischen Entfernungsfehler. Dieser Fehler ϵ_{ein} kann durch die folgende Formel eliminiert werden:

$$\epsilon_{ein} = \Delta a_{ein} C_h^f \quad (4.7)$$

wobei C_h^f der Rotationsmatrix vom Einbau in das Horizontsystem (Anhang B) und der Vektor Δa_{ein} dem Einbaudifferenzvektor zwischen Sende- und Empfangsantenne entspricht.

Die über Gleichung (4.7) berechneten Distanzwerte stehen nun im Apparatsystem für Operationen, die an beiden Altimetersystemen gleichermaßen angebracht werden, bereit. Die weiteren Operationen der Altimetrieauswertung sind im Kapitel 4.3 ausgewertet.

4.2 Das Laseraltimeter

Das eingesetzte Laseraltimeter wurde von der Firma OPTECH Typ Rangfinder 501SX als Entfernungsmesser konzipiert. Das Gerät sendet einen 15 ns Puls mit einer Trägerwellenlänge von 904 nm (Infraroter Spektralbereich, $\nu \simeq 3.32 \cdot 10^{14}$ Hz) und einer Leistung von 150 W aus.

Die Altimetermessung kann bis zu einer Pulsfrequenz von 1000 Hz extern ausgelöst werden. Intern ist eine maximale Messungsfrequenz von 100 Hz möglich.

Die Divergenz $\Phi = 0.14^\circ$ des Lichtpulses ist gering, so daß der aus Gleichung (4.5) resultierende, ausgeleuchtete Radius (Tab. 4.1) kleiner ist als bei dem im Abschnitt 4.1 beschriebenen Radaraltimeter.

Die Daten konnten mit einer Auflösung von 0.1 m bei einer Genauigkeit von ± 0.2 m im Meßbereich von 10–500 m aufgezeichnet werden. Ein distanzabhängiger Fehler wurde bisher nicht festgestellt. Die Linearität wurde von R. Forsberg (pers. Mitteilung) überprüft und von ihm für den Meßbereich bestätigt, so daß keine weiteren Korrekturen an die Entfernungsmessung angebracht werden mußten.

Der maximale Meßbereich ist hauptsächlich abhängig von der atmosphärischen Sicht und den Eigenschaften der reflektierenden Fläche.

Im Gegensatz zum Radaraltimeter besitzt das Laseraltimeter eine größere Abhängigkeit von der Sicht. Bei leichtem Dunst (entspricht einer Sicht von ca. 5 km) nimmt

Untergrund	Reflexionsgrad RG
Sand	10% – 30%
Vegetation	30% – 50%
Eis und Schnee	50% – 80%

Tabelle 4.2: Reflexionsgrad RG unterschiedlicher natürlicher Reflektoren nach Optech (1987).

die maximale Reichweite um 20% ab, bei starkem Dunst (etwa 1 km Sicht) beträgt sie nur noch 60%.

Ebenso spielt die Beschaffenheit der reflektierenden Fläche eine entscheidende Rolle. Die Abhängigkeit des maximalen Meßbereichs H_{max} vom Reflexionsgrad RG ist proportional zur Wurzel des Reflexionsgradverhältnisses $RGV = RG_1/RG_2$.

$$H_{max} \sim \sqrt{RGV} \quad (4.8)$$

Die unterschiedlichen Reflexionsgrade sind in Tabelle 4.2 aufgeführt. Für die ozeanographischen Fragestellungen ist der Reflexionsgrad des Wassers entscheidend. Dieser ist hauptsächlich von der Oberflächenrauigkeit der See abhängig. Bei glatter See entspricht der Reflexionsgrad $< 1\%$, hingegen können bei rauher See mehr als 20% erreicht werden (Optech, 1987). Eine See ist im Bezug auf die Altimetermessung glatt, falls nur Wellenlängen vorkommen, die länger als der vierfache Reflexionsradius R_F des ausgeleuchteten Bereichs sind.

Die Lasermessungen stehen direkt als Distanzmessungen im Apparatsystem zur Verfügung. Die gemessenen Daten müssen nur durch lineare Interpolation der sekundlichen, in der Datei abgespeicherten Zeiten mit der GPS-Zeit synchronisiert werden.

4.3 Die Altimeterdatenkorrektur

Die Entfernungsmessung der Altimeter erfolgt im jeweiligen Apparaturkoordinatensystem. In diesem System müssen die atmosphärische Korrektur, die Fehler durch die Eigenschaften der reflektierenden Flächen sowie die nichtlinearen Effekte entsprechend den Abschnitten 4.1 und 4.2 korrigiert werden.

Zur Bestimmung der Topographie ist eine Transformation der korrigierten Distanzmessung aus dem Apparaturkoordinatensystem in das erdfeste, geozentrische Koordinatensystem nötig. Die hierzu nötigen Transformationen sind im Abschnitt 2.3 beschrieben. Im globalen, geozentrischen System erfolgt durch die Addition des Flugzeug-Positionsvektors und des transformierten Distanzvektors die Bestimmung der Topographiehöhe über dem Referenzellipsoid. Die dazu notwendige Bestimmung der Flugbahn und der Flugzeuglage sind in den Abschnitten 3.3 und 3.4 nachzulesen. Bevor die drei Meßgrößen Position, Lage und Distanz miteinander verknüpft werden, müssen die Altimeterdaten mit den Navigationsdaten synchronisiert werden. Abbildung 4.1 zeigt das Schema der Altimeterdatenbearbeitung.

Die Verknüpfung der unterschiedlichen Messungen erfordert eine Kalibrierung

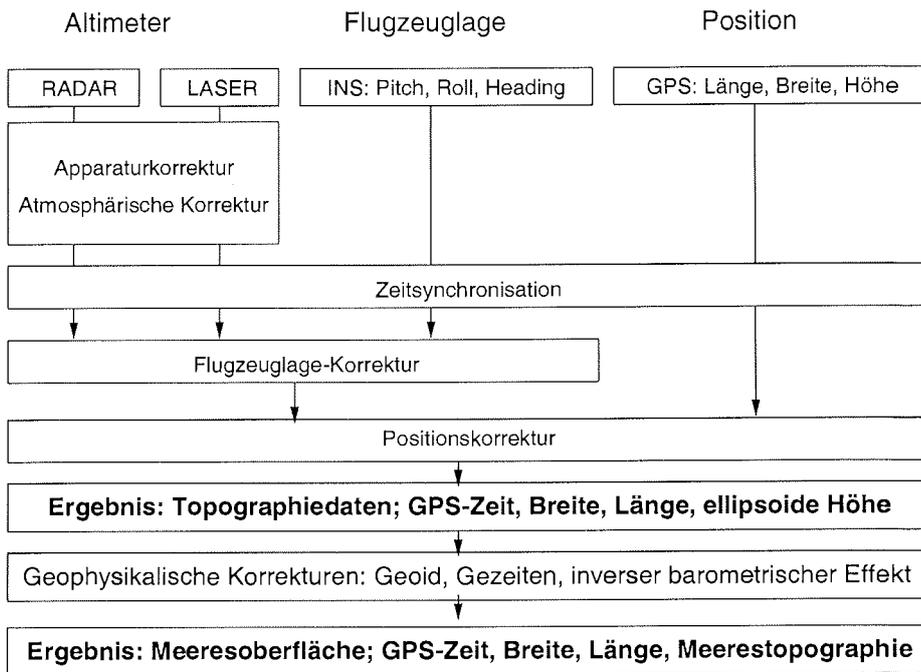


Abbildung 4.1: Schematische Darstellung der Topographieberechnung aus Altimeterdaten.

der Meßgeräte. Diese wird im Abschnitt 4.3.1 beschrieben. Es müssen ebenfalls weitere geophysikalische Korrekturen durch Atmosphärische-, Gezeiten- und Barotropische-Effekte zur Bestimmung der Meerestopographie angebracht werden. Eine Beschreibung dieser Korrekturen erfolgt im Abschnitt 4.3.2.

4.3.1 Die Kalibrierung des Altimetersystems

Durch die jeweils veränderten Einbaukonfigurationen der Meßgeräte bei den verschiedenen Kampagnen muß das gesamte Meßsystem für die Topographiemessung bei jedem Feldeinsatz erneut kalibriert und systematische Fehler eliminiert werden. Die Kalibrierung des Altimetersystems wird in drei Schritte unterteilt:

- Kalibrierung der einzelnen Meßgeräte
- Kalibrierung der Geräte zueinander
- Korrektur systematischer Fehler der Einzelmessung

Für die Kalibrierung der Geräte zueinander ist es zunächst nötig, die Einbaukoordinaten der Antennen zu bestimmen. Hierbei ist zu beachten, daß die GPS-Position sich auf das Phasenzentrum der GPS-Antenne bezieht. Die Position des Phasenzentrums ist jedoch für einen Flug nicht konstant. Daraus resultiert ein systematischer

Fehler von wenigen Zentimetern.

Vor jedem Meßflug wird vom INS ein Selbstausrichtungsprozeß durchgeführt. Dabei wird das INS-Apparaturbezugssystem auf die lokale Lot- und Meridianrichtung am Initialisierungsort ausgerichtet. Auf diesen, für die Genauigkeit der Auswertung wesentlichen Prozeß, besitzt der Anwender keinen Einfluß. Dieser Prozeß ist abhängig von der Zahl der durch Flugzeugbewegungen (Rütteln der Tragflächen durch Wind oder Gewichtsumverteilung im Flugzeug) während der Kalibrierungsphase auftretenden Störungen.

Folgende Parameter müssen somit noch aus Flug- und Referenzdaten bestimmt werden:

1. Kalibrierungsparameter der Antennen, Einbau- und Antennenschielwinkel
2. Translative Einbaukoordinatenfehler der Antennen zueinander
3. Rotations-Initialisierungsfehler der Flugzeuglagemessung
4. Zeitsynchronisation der Daten

Auf die Beschreibung der Kalibrierung der beiden Altimeter wird hier verzichtet, da die Linearität und die Nullpunktlage bereits im Abschnitt 4.1 und 4.2 beschrieben wurden.

Kalibrierung der Antennenausrichtung und der Flugzeuglage Durch den Einbau der Altimeter besitzt die Messung einen Ausrichtungsfehler gegenüber dem flugzeugfesten Koordinatensystem. Die Bestimmung des Ausrichtungsfehlers kann bei einem Flug über einer ebenen Fläche oder eines glatten Sees erfolgen. Bei dieser Messung kann nicht zwischen einem Antennenschielwinkel bzw. einem Einbauwinkelfehler der Altimeter unterschieden werden. Diese überlagern sich additiv. Eine Trennung der Fehler ist jedoch auch nicht nötig, da beide mit derselben, ebenfalls additiven Transformation eliminiert werden können. Damit sind die Punkte 1 und 3 erfüllt.

Absolute Kalibrierung des Laser- und des Radarsystems Bei der absoluten Kalibrierung der Altimeter soll die Differenz zwischen sensitiven Geräteeinbauten der Altimeter und dem Phasenzentrum der GPS-Antennen bestimmt werden. Diese Kalibrierung kann durch Vergleichsmessung einer zuvor bestimmten Fläche wie z. B. der Landebahn oder einer Seefläche erfolgen.

Ein differentielles kinematisches GPS ist zur Vermessung der Landebahn oder der Seefläche ein geeignetes Mittel. Eine GPS-Antenne wurde auf einem Autodach montiert. Durch mehrere Fahrten längs und quer zur Landebahn ließ sich ein Topographiemodell berechnen. Aus der Differenz zwischen Landebahntopographie, bestimmt aus der Altimetermessung, und dem Landebahnmodell werden die Einbaufehler der Antennen berechnet. Exemplarisch ist ein solcher Topographievergleich für das Laser- und Radaraltimeter in Abbildung 4.2 dargestellt. Bei der Topographiemessung mit dem Radaraltimeter wurde eine Standardabweichung von 0.034 m erzielt. Die Differenz bei der Lasermessung war geringfügig größer. Punkt 2 ist somit erfüllt.

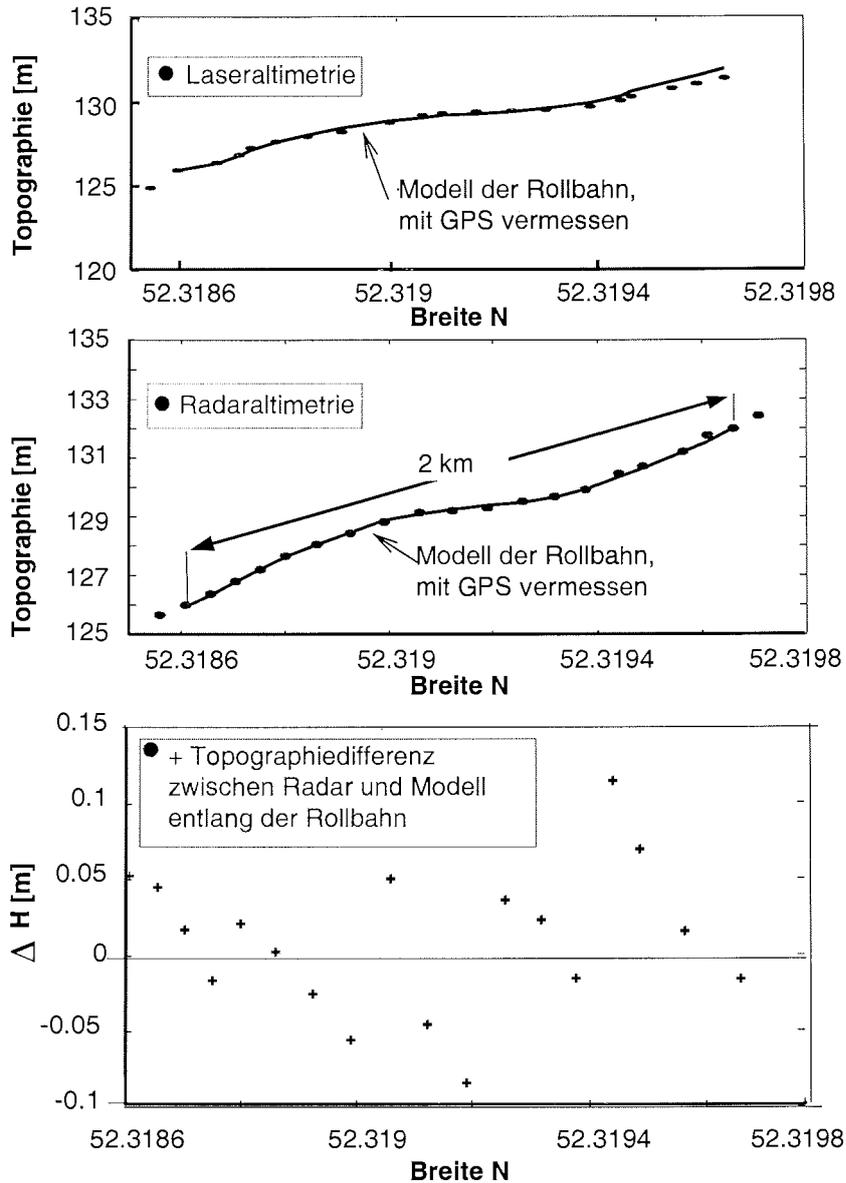


Abbildung 4.2: Vergleich zwischen dem Topographiemodell und den flugzeuggestützten Altimetermessungen zur Bestimmung des Translationsparameterfehlers durch Abweichungsminimierung. Das Topographiemodell der Startbahn wurde aus GPS-Daten ermittelt. Die Radarmessung weist gegenüber den Modelldaten eine mittlere Abweichung von 0.034 m auf. Die Abweichungen zwischen der Radaraltimetrie und dem Topographiemodell sind im untersten Bild durch Kreuze dargestellt.

Zeitsynchronisation Bei der Verknüpfung von den Navigations-, Lage- und Altimeterdaten ergibt sich durch eine unzureichende Synchronisation bei der Datenerfassung ein systematischer Fehler. Mit einer Korrelationsrechnung zwischen den aus Altimetermessungen und den GPS-Höhenmessungen abgeleiteten Vertikalbeschleunigungen sowie einer weiteren Korrelationsrechnung zwischen GPS- und INS-Daten (Abschnitt 3.4) wurde die Synchronisation der drei Datensätze überprüft. Die GPS-Zeit ist hierzu jeweils als Referenz verwendet worden. Zur Bestimmung des Fehlers wird nicht allein der Korrelationswert, sondern auch die Symmetrie der Korrelationsfunktion betrachtet. Die Altimeter- und INS- Zeitreihen werden um den so bestimmten Synchronisationsfehler korrigiert. Nach dieser Synchronisationsüberprüfung sind alle Zeitreihen bis auf einen maximalen Fehler von 1/10s synchronisiert.

Die Zeitsynchronisation ist vor allem bei der Bearbeitung der Laserdaten eine kritische Größe. Die kleinere Divergenz des Laserstrahls ermöglicht zwar eine punktgenaue Erfassung, jedoch muß die Ausrichtung des Laserstrahls bzw. die Lage des Flugzeugs mit der gleichen Präzision bekannt sein. Somit muß auch eine entsprechende Zeitsynchronisation zwischen INS- und Altimetriemessung gegeben sein. Dies zeigt sich auch in der höheren Standardabweichung bei dem Vergleich zwischen Topographiemodell und Altimeterlösung.

Hingegen wird durch die größere Divergenz des Radarstrahls immer die kürzeste Entfernung zwischen Flugzeug und der reflektierenden Oberfläche gemessen. Nur bei größeren Abweichungen der Flugzeuglage aus der Horizontalen müssen die Radaraltimeterdaten um die Lagewinkel korrigiert werden. Dies ist für Lagewinkel der Fall, die größer als die halbe Radarstrahldivergenz sind. Der verbleibende Synchronisationsfehler zwischen Lage- und Altimeterdaten entspricht einem kleineren Lagefehler als die Radarstrahldivergenz selbst. Er wirkt sich auf die Radarmessung nicht aus.

4.3.2 Geophysikalische Korrekturen der Altimetermessung

Atmosphärische Korrektur Die Ausbreitungsgeschwindigkeit c der elektromagnetischen Welle im Medium wurde in Gleichung (4.6) und bei der intern stattfindenden Umrechnung der Laufzeit in einen Distanzwert des Lasers als konstant vorausgesetzt. Dies kann nicht ohne weiteres für die Atmosphäre angenommen werden. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist von Feuchtigkeitssättigung, Temperatur, Druck und Wellenfrequenz abhängig. Zusätzlich werden elektromagnetische Wellen in der Troposphäre gebeugt, so daß die durch die Altimeter gemessene Entfernung immer größer ist als die wirkliche Entfernung (vgl. Abschnitt 3.3). Dies erfordert eine Korrektur.

Der resultierende Fehler wird durch zwei trennbare Effekte verursacht. Der erste wird durch atmosphärischen Wasserdampf hervorgerufen, der zweite durch die verbleibenden Partikel (trockener Anteil) der Troposphäre. Die Wasserdampfkorrektur (*wet tropospheric correction*) liegt für die Troposphäre im Dezimeterbereich und kann für Distanzmessungen von wenigen 100 m vernachlässigt werden. Der durch den trockenen Anteil der Atmosphäre verursachte Fehler (*dry tropospheric correction*) entspricht einer Wegverlängerung von 2.3 m, sofern der Strahl die gesamte Troposphäre durchläuft.

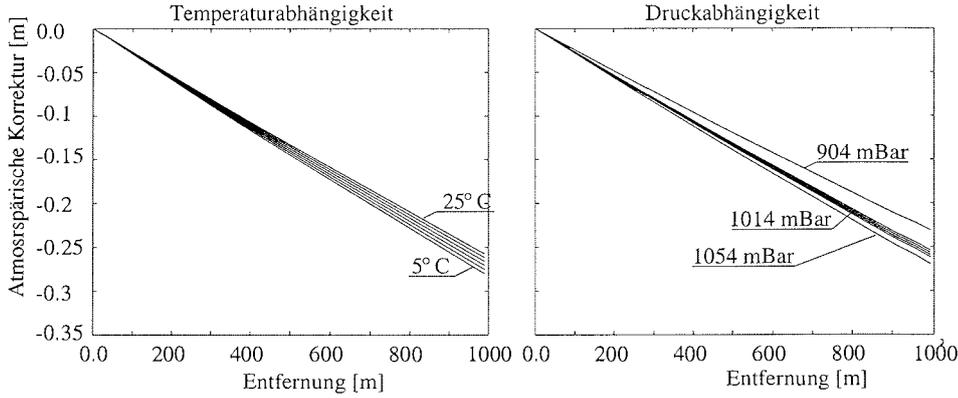


Abbildung 4.3: Atmosphärische Korrektur in Abhängigkeit der Flughöhe und den atmosphärischen Größen Temperatur, Luftdruck und Dampfdruck. Diese Korrektur wurde für die Wellenlänge des Lasers ($\lambda = 904 \text{ nm}$) berechnet.

Die atmosphärische Entfernungskorrektur k_{atm} wurde von Marini und Murray (1973) für den infraroten Spektralbereich für beide Effekte empirisch abgeleitet:

$$k_{atm} = \frac{f(\lambda)}{f(\varphi, h)} \cdot \left[\frac{A + B}{\cos(\alpha) + \frac{B}{(A+B)(\cos(\alpha)+0.01)}} \right] \quad (4.9)$$

wobei α die Abweichung der Laserrichtung vom Nadir ist, $f(\lambda)/f(\varphi, h)$ der Laserkoeffizient, λ die Trägerwellenlänge des Lasers in μm . Die Koeffizienten A und B beziehen die atmosphärischen Gegebenheiten in die Berechnung mit ein.

Der Laserkoeffizient wurde empirisch ermittelt und berechnet sich nach Marini und Murray (1973) über

$$f(\lambda) = 0.965 + 0.0164 \frac{1}{\lambda^2} + 0.228 \cdot 10^{-3} \frac{1}{\lambda^4}$$

und

$$f(\varphi, h) = 1 - 0.0026 \cdot \cos(2\varphi) - 0.31 \cdot 10^{-6} h$$

Die Funktion korrigiert die Abhängigkeit von der Breite φ und der Höhe h über dem Meeresspiegel am Punkt der Messung bzw. der Abweichung der Standardatmosphäre am Punkt der Beobachtung. Die atmosphärischen Terme A und B berechnen sich über:

$$\begin{aligned} A &= 0.002357 p + 0.141 \cdot 10^{-3} w_p \\ B &= 1.084 \cdot 10^{-8} p t K + 9.468 \cdot 10^{-8} (p^2/t)/(3 - 1/K) \end{aligned}$$

wobei der Dampfdruck w_p am Punkt der Korrektur in mbar, Luftdruck p in mbar, Temperatur t in Kelvin und der Faktor K über

$$K = 1.163 - 0.00968 \cdot \cos(2\varphi) - 1.05 \cdot 10^{-3} t + 14.35 \cdot 10^{-6} p$$

bestimmt werden muß.

Die Gleichung (4.9) gibt die Korrektur des gebrochenen Strahls gegenüber dem linearen Strahl für jeden Punkt über Normal Null in Meter an. Um diese Korrektur zwischen zwei Punkten zu nutzen, die sich nicht auf Meeresniveau befinden, muß die Gleichung für beide Niveaus angewendet und die Differenz gebildet werden. Die Differenz dieser Korrekturen ergibt die angebrachte atmosphärische Korrektur. Typische Korrekturwerte sind in Abbildung 4.3 in Abhängigkeit von der Flughöhe (Distanz zum Boden), dem Luftdruck und der Temperatur dargestellt.

Zur Korrektur der Altimeter wurden die Bodenwerte von der Temperatur und der Feuchtigkeit am Flughafen genutzt und zwischen Start- und Landezeit extrapoliert. Die Meßwerte am Flughafen wurden durch ein Modell der Standardatmosphäre (NOAA-ST76-1562, 1976) auf den Meßort übertragen. Dieser Weg wurde gewählt, da in situ Daten von Temperatur und Feuchtigkeit aufgrund eines Datenaufzeichnungsfehlers nicht ausgewertet werden konnten.

Invers Barometrischer Effekt Die freie Oberfläche des Ozeans reagiert auf lokale atmosphärische Luftdruckschwankungen durch Änderungen in der Meeresspiegelhöhe. Bildlich kann dies als invertiertes Barometer veranschaulicht werden. Dieser Invers Barometrische Effekt ist ein rein statischer Effekt und kann nach Gaspar und Ponte (1997) über folgende Formel abgeschätzt werden.

$$K_{ib} = \frac{1}{\rho g}(\bar{p} - p) \quad (4.10)$$

Der Luftdruck p wird in Meeresniveau gemessen, dabei ist \bar{p} das räumliche Mittel des Luftdrucks, ρ die Seewasserdichte und g die Schwerebeschleunigung.

Der Faktor $b = 1/(\rho g)$ ist etwa 1 cm mbar^{-1} .

Für die Skagerrak Kampagne wurde dieser Effekt in das Wasserstandsmodell des DNMI's (Ulstad und Engdahl, 1997) einbezogen.

Wellenhöhenkorrektur Ozeanwellen interferieren mit elektromagnetischen Wellen auf verschiedene Weise. Zum einen wird die reflektierende Fläche vergrößert, zum anderen wird der rückgestreute Puls verbreitert. Dies führt zu einem Laufzeitfehler in der Bestimmung des rückgestreuten Pulses. Dieser Laufzeitfehler ist nach Gaspar et al. (1994) abhängig von der signifikanten Wellenhöhe und der Windgeschwindigkeit. Für die Wellenhöhenkorrektur K_{SSB} (sea state bias; SSB) eines Radaraltimeters wurde ein Modell mit vier Parametern erstellt.

$$K_{SSB} = SWH \cdot (a_1 + a_2 \cdot U + a_3 \cdot U^2 + a_4 \cdot SWH) \quad (4.11)$$

wobei die Windgeschwindigkeit U in m/s und 10 m über der Meeresoberfläche und die signifikante Wellenhöhe SWH in Metern gemessen wird. Für die Satelliten TOPEX/POSEIDON, ERS1 und ERS2 wurden die Parameter a_1 bis a_4 durch Kreuzungspunktanalysen erstellt.

Eine Bestimmung der Parameter ist für die flugzeuggestützte Altimetrie nicht möglich, da bislang nur unzureichende meteorologische Messungen bei gering variablen Wellenbedingungen vorliegen.

Die Wellenhöhenkorrektur ist nur anzuwenden auf Meereswellen, die eine kleinere Wellenlänge als den Radius der reflektierenden Fläche besitzen. Für das Laseraltimeter sind das Wellen mit einer Wellenlänge λ_{Welle} von ≤ 0.7 m bei einer Flughöhe von 500 m. Nach Neumann (1954) besitzt eine solche Welle im Mittel eine Wellenhöhe von 0.02 m. Zur Korrektur des Radaraltimeters tragen Wellen mit einer Länge kleiner als 15 m bei. Eine mittlere Wellenlänge von 15 m entspricht einer mittleren Höhe von 0.2 m. Die für die Satellitenaltimeter abgeleiteten *Sea State Bias*-Korrekturen sind in der Größenordnung von 5% der signifikanten Wellenhöhe. Dies bedeutet, daß unter den oben genannten Wellenbedingungen eine Wellenhöhenkorrektur bei den Flugaltimetern geringer als ≤ 1 cm sein würde. Dieser Effekt wird in dieser Untersuchung vernachlässigt.

Gezeiten-Korrekturen Ozeangezeiten beeinflussen die Meereshöhen in beträchtlichem Maß. Effekte durch Gezeiten können nur durch Gezeitenmodelle berücksichtigt werden. Die Modelle müssen an die Hydrographie des jeweiligen Meßgebiets angepaßt werden. Für die hier exemplarisch dargestellte Altimeterauswertung ist der Gezeiteneinfluß der Skagerrak Kampagne am DNMI in Oslo berechnet worden (Ulstad und Engdahl, 1997). Zur Gezeitenberechnung wurde ein Modell aufgestellt, das acht Gezeitenkomponenten (M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , Q_2 , O_1 , P_1 und K_1) beinhaltet. Das Gezeitenmodell wurde fünf Tage vor dem ersten ausgewerteten Tag initialisiert und lieferte über die gesamte Auswertzeit Daten.

In die Berechnung der Meereshöhe SSH wurde die atmosphärische Korrektur, der Invers Barometrische Effekt und die Gezeitenkorrektur mit einbezogen. Die so berechneten Topographiedaten können nun mit bestehenden Altimetersystemen wie Satellitenaltimetern TOPEX/POSEIDON oder ERS2 sowie Schiffsmessungen verglichen werden.

4.4 Der Vergleich der flugzeuggestützten Altimetrie zu den Satelliten- und Bodenwerten

Altimeterdaten der TOPEX/POSEIDON Mission vom 12.9.96 und 22.9.96 werden für Vergleichszwecke mit flugzeuggestützten Altimetermessungen vom 14.9.96 und 21.9.96 genutzt.

Die TOPEX/POSEIDON-Daten wurden vom Archiving, Validating and Interpretation of Satellite Oceanographic Data Center (AVISO) in Toulouse ausgewertet und zusammengestellt. Das AVISO stellt den Datensatz CORSSH (*Corrected Sea Surface Heights*) des GDR-Produkts (*Geophysical Data Records*) zur Verfügung. Die Daten beinhalten Meereshöhen, die sich auf ein vom WGS84 abweichendes Ellipsoid beziehen (Abschnitt 2.2.2 und AVI-NT-011-311-CN, 1998).

Bei der Topographieberechnung wurden JGM-3 Bahnparameter der NASA für die Satellitenbahn genutzt. Sowohl troposphärische als auch ionosphärische Korrekturen wurden über das Modell des ECMWFs (*European Center for Medium Range Weather Forecast*) und den TOPEX/POSEIDON Microwave Radiometermessungen (TMR) berechnet und in die Altimetermessung einbezogen. Die Wellenhöhenkorrektur wurde über die Gleichung (4.11) berechnet.

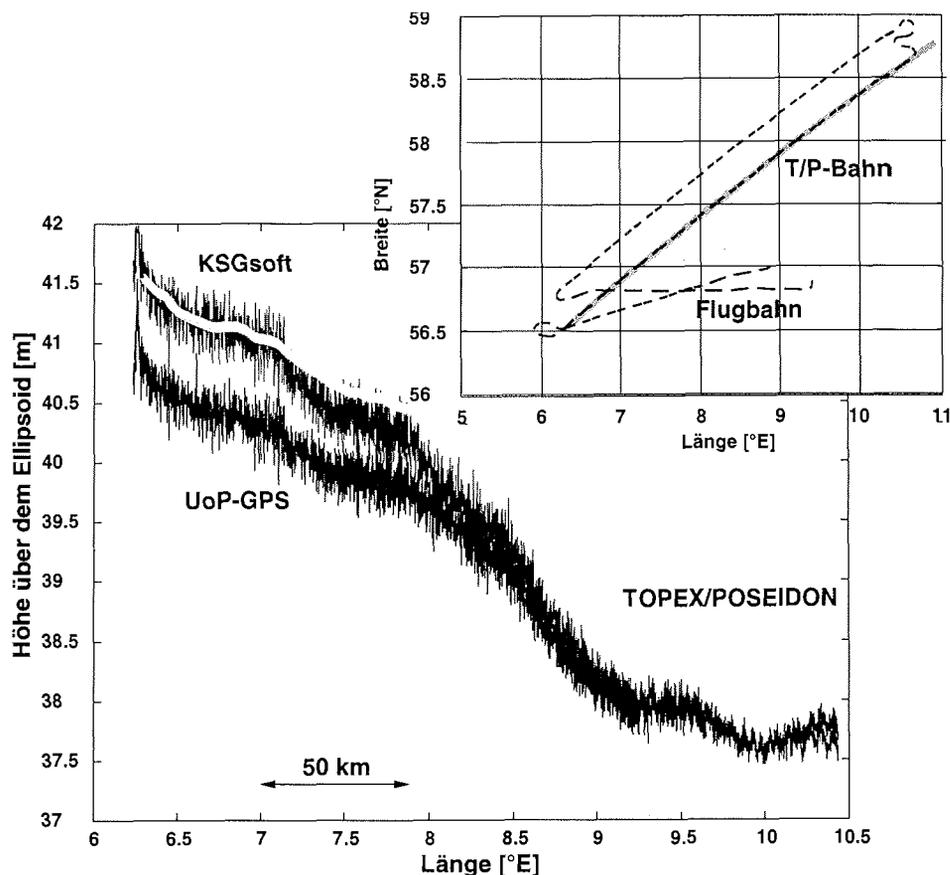


Abbildung 4.4: Topographievergleich TOPEX/POSEIDON zu zwei unterschiedlichen ungefilterten Lösungen des flugzeuggestützten Systems. Der Unterschied resultiert aus der Verwendung zweier verschiedener GPS-Lösungen (KSGsoft) und (UoP-GPS). Das obere Bild zeigt die Überdeckung zwischen der Satellitenbahn (T/P-Bahn) vom 22.9.99 und der Flugbahn vom 14.9.99

In Abbildung 4.4 wird ein Topographievergleich der SKAGERRAK96 Kampagne mit TOPEX/POSEIDON Daten verglichen. Dargestellt sind zwei flugzeuggestützte Topographielösungen sowie die TOPEX/POSEIDON Topographielösung. Die flugzeuggestützten Lösungen unterscheiden sich darin, daß die Flugbahn mit zwei unterschiedlichen GPS-Programmen berechnet wurde, einem kommerziellen Programm (Berechnungen durchgeführt an der *University of Porto* (UoP-GPS) (Cunha R. S., 1996)) sowie dem KSGsoft des GeoForschungsZentrums Potsdam (GFZ). In Abbildung 4.4 ist vor allem auffällig, daß beide flugzeuggestützten Topographielösungen von der TOPEX/POSEIDON Lösung abweichen. Die UoP-GPS Topographielösung besitzt eine Differenz von ≈ 0.75 m und die KSGsoft Topographielösung eine Drift von über 0.75 m innerhalb 240 km.

4.4 Der Vergleich der flugzeuggestützten Altimetrie zu den Satelliten- und Bodenwerten

Eine Fehleranalyse der flugzeuggestützten Altimeterlösung ergibt, daß die Differenz der berechneten Meeresoberflächen zwischen der UoP-GPS Lösung und der Meeresoberfläche der TOPEX/POSEIDON-Lösung aus der Verwendung unterschiedlicher ellipsoider Referenzsysteme resultiert (Abschnitt 2.2.2). Die Drift der KSGsoft GPS-Lösung wird auf eine fehlerhafte Koordinate von ca. 1 m bei einer festen GPS-Referenzstation zurückgeführt. Bisher besteht die Aussage, daß sich ein solcher Fehler als konstante Differenz in der kinematischen GPS-Lösung widerspiegelt, also eher der Berechnung der UoP entsprach. Tatsächlich erzeugt ein solcher Koordinatenfehler nach der Rücktransformation in ein ellipsoides Koordinatensystem eine scheinbare zeitlich abhängige Drift.

Beide flugzeuggestützten Topographielösungen zeigen zu Beginn der Messung bei 6.2° einen größeren Wert in ihrer Standardabweichung als bei 10°. Die Standardabweichung spiegelt das Wellenbild wider, das im Bereich des Skaggerak-Nordsee-Übergangs (bei 6.2°) höhere Amplituden besaß als kurz vor der Schwedisch-Norwegischen Küste. Vergleichsmessungen zu anderen Wellenmeßsystemen fanden bisher nicht statt.

Die Abbildung 4.5 zeigt ein weiteres Beispiel für mögliche Fehlerquellen in der flugzeuggestützten Altimetrie. Dargestellt ist hier ebenfalls die Meerestopographie. Das Profil führt entlang einer ruhigen Bucht an der Küste Norddänemarks. Es kann davon ausgegangen werden, daß in dieser Bucht die Meeresoberfläche stetig mit einer Auslenkung von etwa 40 m über dem Referenzellipsoid ist. Bei Profilssekunde 50 und 1850 wurde ein Gezeitenpegel passiert. Der Vergleich mit diesem Gezeitenpegel ergab eine Abweichung von 17 cm bzw. 8 cm (Timmen et al., 1999). Zwischen diesen beiden Zeiten kann die hier dargestellte Topographiemessung jedoch nicht die tatsächliche Meeresoberfläche widerspiegeln. Die hier sichtbaren Sprünge resultieren aus einer schnell wechselnden Satellitenkonfiguration. Sobald ein neuer Satellit am Horizont erscheint, muß die Phasenmehrdeutigkeit ermittelt werden (Abschnitt 3.1). Dies kann, wie in Abbildung 4.5 gezeigt, Auswirkungen auf die gesamte Lösung besitzen. Die berechneten Topographieprofile müssen aus diesem Grund sorgfältig auf ihre Konsistenz überprüft werden. Das normalerweise angewendete Verfahren bestimmt die Güte der GPS-Lösung aus der geometrischen Konstellation und der Anzahl der Satelliten. Leider ist es mit diesem Verfahren nur möglich, die interne, jedoch nicht, wie hier dargestellt, die externe Genauigkeit der kinematischen GPS-Lösung zu beurteilen.

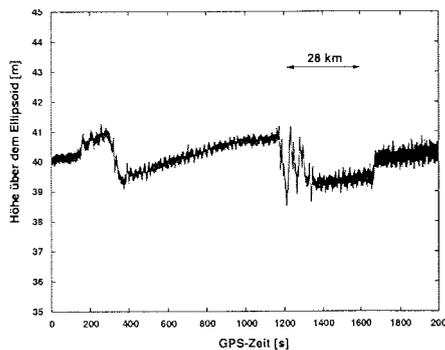


Abbildung 4.5: Topographiesprünge, hervorgerufen durch Satelliten-Umkonfiguration und falscher Bestimmung der Phasenmehrdeutigkeit der GPS-Lösung.

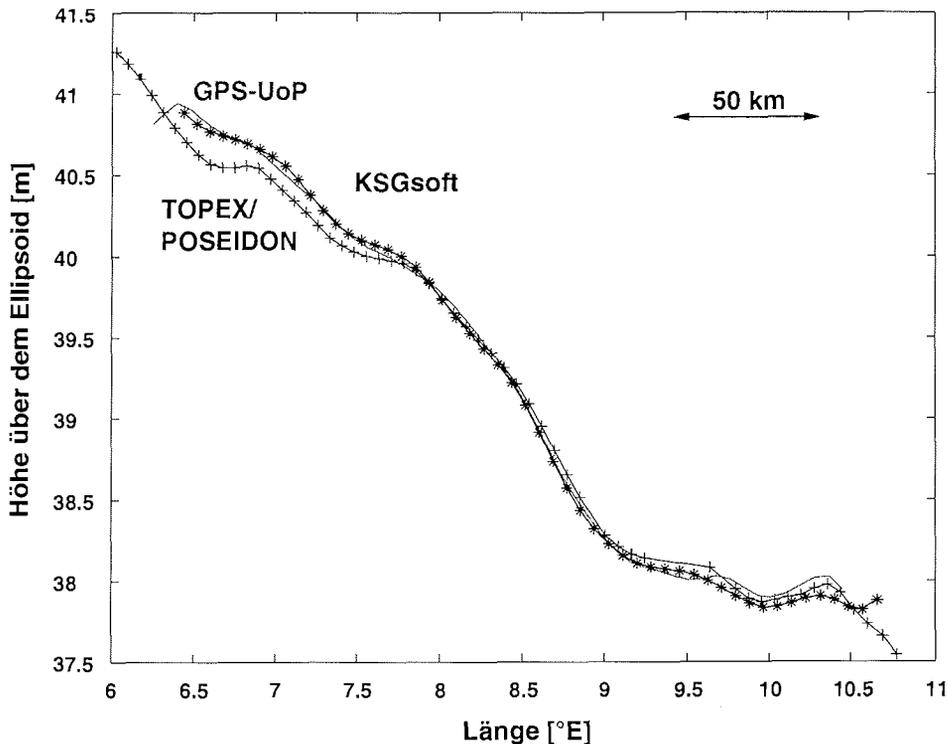


Abbildung 4.6: Topographie des Meeres: Vergleich zwischen dem Ergebnis der TOPEX/POSEIDON-Satellitenmessung und den zwei Ergebnissen des flugzeuggestützten Systems. Die beiden flugzeuggestützten Topographieberechnungen unterscheiden sich in der Verwendung verschiedener berechneter Flugbahnen. Hier ist die letzte KSGsoft-GPS-Lösung und die UoP-GPS-Lösung dargestellt. Die TOPEX/POSEIDON-Daten sind auf das WGS84-Ellipsoid korrigiert, die Flugzeugdaten sind mit 3×20 s Tiefpaß gefiltert. Das Profil entspricht der Abbildung 4.4.

Die KSGsoft-GPS-Lösung wurde aufgrund der oben beschriebenen Probleme von G. Xu am GFZ überarbeitet und die unterschiedlichen Bezugssysteme für die folgenden Vergleiche berücksichtigt. Ein erneuter Vergleich der gemessenen Meerestopographie entlang dem Profil A zeigt Abbildung 4.6. In dieser Abbildung sind die flugzeuggestützten Daten zusätzlich mit einem 3×20 s Tiefpaß gefiltert. Die eindeutig bessere Korrelation zwischen der Satellitenmessung und dem flugzeuggestützten System ist in Abbildung 4.4 ersichtlich. Mit dieser Altimeterlösung können weitere Abschätzungen erfolgen.

Die in Abbildung 4.6 dargestellte Meeresoberfläche zeigt in erster Linie den Verlauf des Geoids. Im Skagerrak beträgt die Geoidhöhe etwa 38–41 m über dem Referenzellipsoid.

Um die Abweichung der Meeresauslenkung (Meerestopographie ζ) vom Geoid zu erhalten, wurde in einem weiteren Bearbeitungsschritt das Geoid NKG96

4.4 Der Vergleich der flugzeuggestützten Altimetrie zu den Satelliten- und Bodenwerten

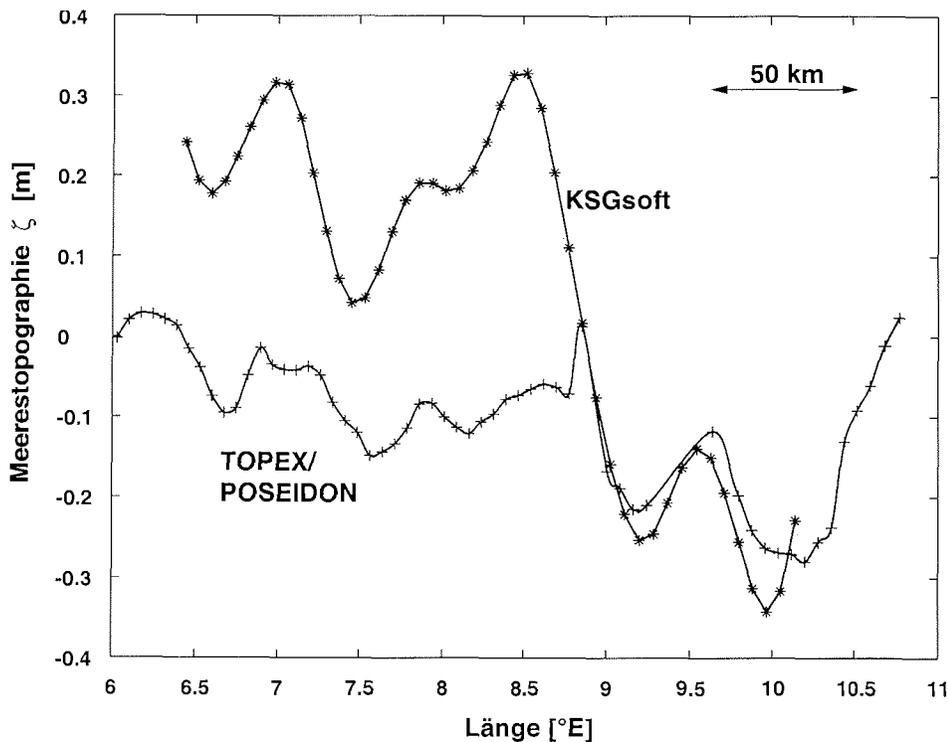


Abbildung 4.7: Meerestopographie ζ des A-Profiles aus Abbildung 4.4; Geoid korrigierte Topographiedaten der Abbildung 4.6.

von den Altimeterlösungen abgezogen. In Abbildung 4.7 wurde das A-Profil aus Abbildung 4.4 für die so berechnete Meerestopographie erneut für die flugzeug- und satellitengestützten Altimeterlösungen dargestellt.

Die Ergebnisse stimmen im Bereich zwischen 9°E und 10.5°E überein. Zwischen 6.5°E und 9°E besteht eine Differenz von 0.2 m zwischen beiden Signalen. Beide Topographielösungen korrelieren bezüglich der Wellenlänge. Die Amplitude ist jedoch bei der Flugzeuglösung größer. Die Amplitudendifferenz kann durch die zeitlich versetzte Erfassung von 3 Tagen zwischen den satelliten- und flugzeuggestützten Systemen resultieren.

Ein weiterer Vergleich der Meerestopographie ζ wurde durch R. Forsberg (Timmen et al., 1999) durchgeführt. Er verglich die Topographie eines hydrodynamischen Modells (berechnet an der Universität Oslo, Ulstad und Engdahl, 1997) mit Gezeitenpegelmessungen entlang der Norwegischen Küste und der flugzeuggestützten Meerestopographielösung (Abb. 4.8). Bei diesem Profil besteht eine Übereinstimmung zwischen dem 3D-Modell und der Meerestopographieberechnung des flugzeuggestützten Systems. Die Gezeitenpegelmessungen entlang der Norwegischen Küste korrelieren jedoch weder mit dem 3D-Modell noch mit der flugzeuggestützten

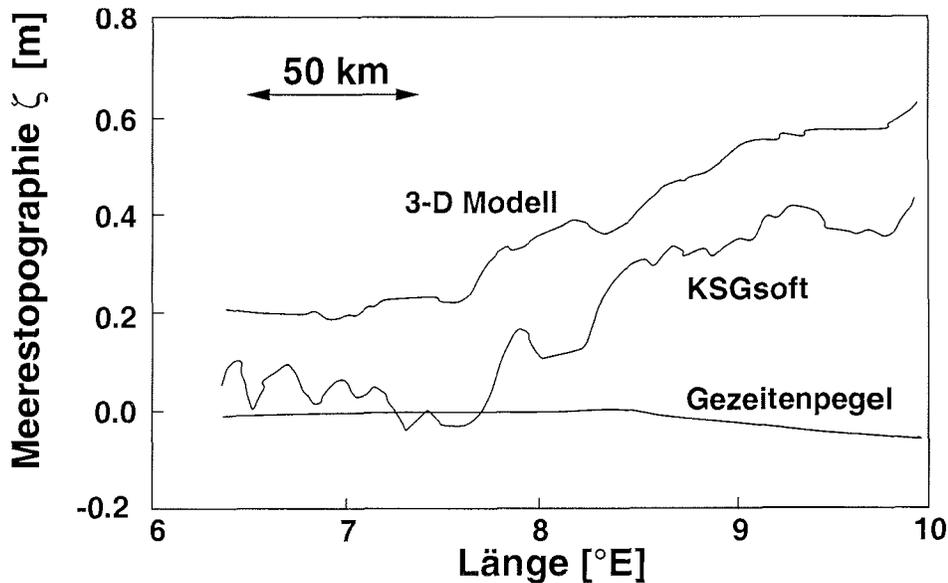


Abbildung 4.8: Vergleich zwischen dem Modell mit freier Oberfläche (3D-Modell, DMNI), den Gezeitenpegeldaten und den flugzeuggestützten Daten (aus Timmen et al., 1999).

Altimetermessung. Da die Pegel sich in Meeresbuchten befinden, können die Pegel-daten aufgrund von Eigenschwingungen der Bucht abweichen. Diese Fehlerquelle könnte durch einen direkten Überflug über den Pegel eliminiert werden.

Bei der flugzeuggestützten Altimetermessung ist die bestimmte Flugbahn der entscheidende Fehlerfaktor. Der gesamte Fehler der Altimeterlösung wird durch die Qualität der GPS-Lösung dominiert. Durch atmosphärische Einflüsse ist die Flugbahn stärker gestört als eine Satellitenbahn. Es wird gezeigt, daß trotzdem die kinematische GPS-/Altimeterlösung mit einer Genauigkeit von 0.1 m erfolgt. Es besteht aber leider keine Kontrollmöglichkeit über die Qualität der Lösung. Fehler können sowohl durch schwer erkennbare Driften als auch durch schnelle Sprünge auftreten. Über dem offenen Ozean sind Sprünge aufgrund der stetigen Meeresoberfläche zu erkennen; über Land liegen diese Sprünge jedoch in derselben Größenordnung wie die Topographie selbst.

Im nächsten Abschnitt erfolgt die Ableitung von der Strömungsgeschwindigkeit aus der gemessenen Meeresstopographie.

4.5 Die Bestimmung von Meeresströmungen

Basierend auf der Theorie des geostrophischen Stroms lassen sich aus der Meerestopographie bzw. der Meeresneigung Geschwindigkeitsvektoren senkrecht zur Richtung des gemessenen Neigungswinkels θ berechnen. Der Neigungswinkel θ wird zwischen der Tangente der Meerestopographie und der entsprechenden Tangente des Geoids gemessen.

Die Strömungsgeschwindigkeit senkrecht zu einem Meßprofil kann für den unendlich weiten, stationären, offenen Ozean mit homogener Wassermasse ohne Wind- und gezeitenerzeugende Kräfte mit der geostrophischen Theorie berechnet werden. Bei dieser Betrachtung bilanzieren sich die Druckgradientkraft und die Corioliskraft, so daß sich die allgemeine Beschreibung der Bewegung eines

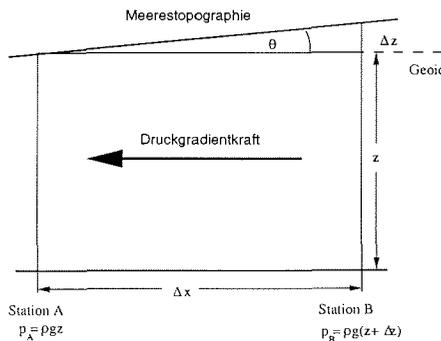


Abbildung 4.9: Druckgradientkraft zwischen zwei Meßstationen

Wasserteilchens durch die Navier-Stokes-Gleichung auf die Gleichung (4.12) reduziert. Für die Darstellung und Herleitung der Navier-Stokes-Gleichung wird auf Standardliteratur verwiesen (z.B.: Bearman, 1989; Dietrich et al., 1975; Krauss, 1973).

$$\tan(\theta) = \frac{2\omega_{ie}v \cdot \sin(\varphi)}{g} \tag{4.12}$$

Wobei ω_{ie} die Winkelgeschwindigkeit der Erddrehung, φ die geographische Breite, g die Schwere und v die Strömungsgeschwindigkeit ist. Das Gleichgewicht zwischen Druckgradient und Corioliskraft wird als geostrophische Balance bezeichnet. Stellt sich das Gleichgewicht ein, führt dies zu einer Strömung die senkrecht cum sole zur Druckgradientkraft abgelenkt wird, was auch in der Umkehrung gilt.

Sind die Neigung der Meeresoberfläche und die Dichteverteilung bekannt, kann auf die Strömungsgeschwindigkeit rückgeschlossen werden. Die Gleichung (4.12) ist nur für das einfach geschichtete Meer gültig. Bei der Ermittlung geostrophischer Strömungen ist bislang die Messung der absoluten Geschwindigkeit allein aus den Schichtungsbeobachtungen der zwei Stationen A und B nicht möglich. Zur Berechnung von absoluten Geschwindigkeiten muß eine Wasserschicht als Referenz eingeführt werden, die keine Geschwindigkeit besitzt (*Level of no motion*). Der Versuch, absolute Stromwerte von der Oberfläche zu nutzen, ist für diesen Weg meist ungeeignet, da sie nach Dietrich et al. (1975) meist unter starkem Einfluß der äußeren Schubkraft des Windes, periodischer Gezeitenströme und interner Wellen stehen. Durch die Messung der Oberflächenauslenkung kann bei zusätzlichen hydrographischen Stationsmessungen unabhängig von der Festlegung einer Nullgeschwindigkeitschicht die Geschwindigkeitsberechnung erfolgen.

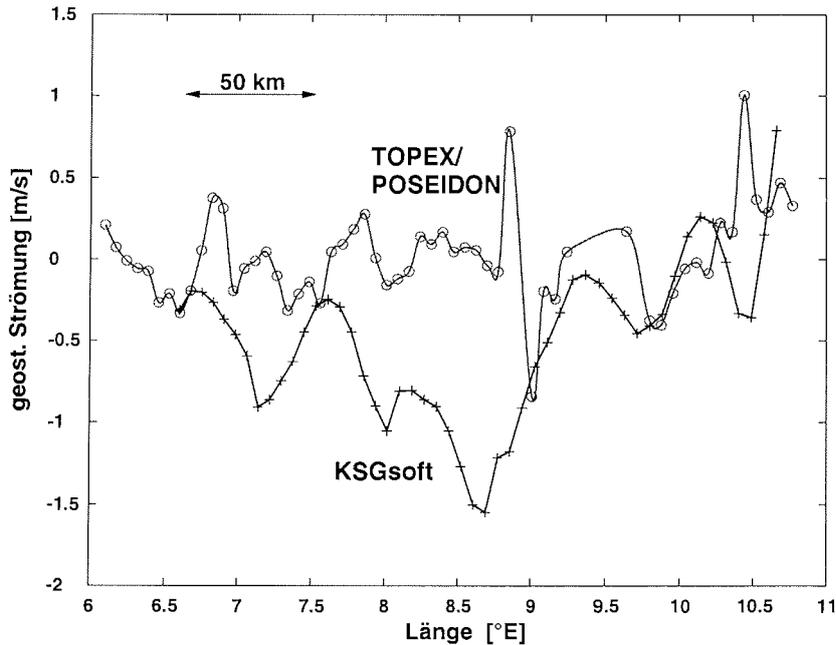


Abbildung 4.10: Geostrophische Strömung entlang des Profils A der Abbildung 4.4. Berechnet aus den geoidkorrigierten Topographiedaten der Abbildung 4.7.

Flugzeuggestützte Strömungsmessung Für die Strömungsberechnung wurde eine konstante Dichte ρ der Wassermassen angenommen. Die Gleichung (4.12) wurde zur Berechnung des Geschwindigkeitbetrags $|v|$ umgestellt. Es ergibt sich:

$$|v| = \tan(\theta) \frac{g}{2\omega_{ie} \sin(\varphi)} \quad (4.13)$$

Die Strömung dieses Betrags ist senkrecht zum Profilverlauf gerichtet. In Abbildung 4.10 ist die so bestimmte geostrophische Strömung senkrecht zum A-Profil dargestellt. Der mit Kreisen gekennzeichnete Strömungsverlauf ist aus TOPEX/POSEIDON Meerestopographiedaten ermittelt worden (Abb. 4.10). Die mit Kreuzen gekennzeichnete Kurve wird aus den Messungen des flugzeuggestützten Systems abgeleitet.

Es ist auffällig, daß die berechnete Strömung sehr hohe Werte von maximal 1.5 m/s besitzt. Solch ein Wert ist normalerweise im offenen Ozean nur entlang der westlichen Randströme oder bei Gezeitenströmen in Meeresengen oder Estuaren zu beobachten. Die berechneten Geschwindigkeiten sind für den Skagerrak zu groß. Ein weiterer Vergleich ist in Abbildung 4.11 dargestellt; ein Profil, das von Dänemark nach Norwegen verläuft. Entlang dieses Profils wurden absolute Strömungsmessungen mit einem ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*)

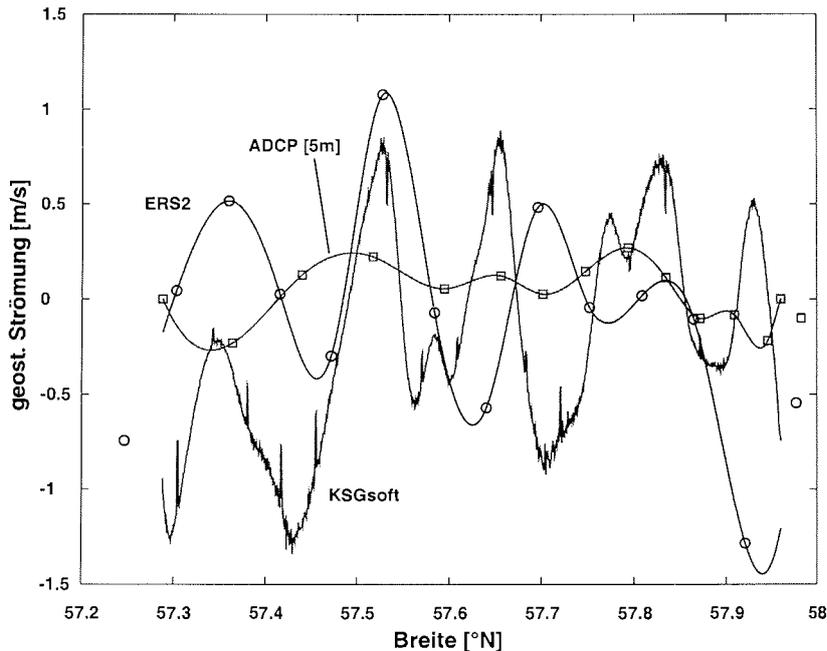


Abbildung 4.11: Strömungsberechnung für das M-Profil, daß den Skagerrak kreuzt.

auf dem „FS HÅKON MOSBY“ durchgeführt (Kurve mit Quadraten markiert; Abbildung 4.11). Zusätzlich fand ein ERS2-Satellitenüberflug entlang dieses Profils am 8.9.1996 statt. Von diesen Topographiemessungen wurden ebenfalls die geostrophische Strömung abgeleitet (Kurve mit Kreisen markiert, Abbildung 4.11). Die durchgezogene Kurve entspricht der flugzeuggestützten Messung vom 21.9.96. Die aus ERS2-Daten berechnete Strömung besitzt in etwa die gleiche Amplitude wie die flugzeuggestützte Messung, jedoch ist die Geschwindigkeit der in 5 m Tiefe gemessenen Oberflächenströmung der ADCP-Messung mit den Flugzeugmessungen in Phase. Die Amplitude ist bei der flugzeuggestützten Messung um den fünffachen Wert zu hoch.

Die Differenz zwischen den in den beiden Abbildungen 4.10 und 4.11 dargestellten Strömungsgeschwindigkeiten kann mehrere Gründe haben:

Als erstes stellt sich die Frage, ob die flugzeuggestützte Messung exakt genug für die geostrophische Strömungsberechnung ist.

Da sowohl die satelliten- als auch die flugzeuggestützten Messungen in derselben Größenordnung liegen und einzig die Referenzdaten abweichen, kann davon ausgegangen werden, daß die flugzeuggestützten Messungen auf jeden Fall so exakt sind wie die satellitengestützten Messungen.

Da beide Systeme hier versagten, ist die Frage offen, ob überhaupt die Methode auf das Gebiet angewendet werden kann. Das Meßgebiet Skagerrak entspricht nicht

der Vorstellung eines weiten, stationären und unendlich tiefen Ozeans. Es treten Reibungs-, Gezeiten- und Eigenschwingungen auf. Es kann sich also kaum das Gleichgewicht zwischen Druckgradientkraft und Corioliskraft ausbilden. Solche Effekte sollten aber durch die Modellierung erfaßt werden. Beim Vergleich zwischen der 3-D Modellberechnung und der gemessenen Meerestopographie besteht diese Korrelation.

Zwischen all diesen Messungen liegt ein zeitlicher Versatz. Während der Messung wurde zwar versucht, diesen möglichst klein zu halten, doch logistische Gründe verhinderten die simultane Messung. Zwischen den schiff-, satelliten- und flugzeuggestützten Messungen lagen unter Umständen Zeiträume von bis zu einer Woche. Es können sich auch in dieser Zeit die ozeanographischen Bedingungen geändert haben.

Aufgrund der bestehenden Unsicherheit der flugzeuggestützten Strömungsmessungen wurde innerhalb dieser Arbeit die Methode nicht weiter angewandt. Um Gewißheit zu bekommen, wann und wo die Methode eingesetzt werden kann und wie groß die Meßfehler sind, müssen weitere Referenzmessungen mittels Schiff, Satelliten und Flugzeug über dem offenen Ozean durchgeführt werden.

5 Auswertung der Schweremessungen

Auf einem bewegten Trägersystem kann die Schwere über konzeptionell verschiedene Ansätze gemessen werden. Jeder dieser Ansätze besitzt durch die Eigenbewegung des Trägersystems zwei grundlegende Problemstellungen. Dies sind die räumliche Stabilisierung der Sensorausrichtung und die Trennung der vom Trägersystem hervorgerufenen Inertialbeschleunigung vom eigentlichen Schweresignal.

Die räumliche Stabilisierung des Sensors wurde bisher durch folgende Konzepte verwirklicht:

- eine gedämpfte, zweiachsige, aktiv stabilisierte Plattform oder eine zweiachsige, kardanische Aufhängung (Beide Systeme können zu einem Prinzip zusammengefaßt werden, da sich mathematisch dieselben Gleichungssysteme ergeben (LaCoste et al., 1967).)
- eine auf die Schulerfrequenz abgestimmte, dreiachsige, stabilisierte Plattform (LaCoste, 1967)
- ein fest an das bewegte Trägersystem gekoppeltes Beschleunigungsmeßsystem (*strapdown system*) mit einem GPS-Multiantennensystem.

Die gedämpfte, zweiachsige, aktiv stabilisierte Plattform wird bei den meisten skalaren Gravimetersystemen seit Ende der sechziger Jahre benutzt. Ein skalares Gravimeter besitzt in einer der drei senkrecht zueinander stehenden Achsen einen hochgenauen Beschleunigungsmesser. Diese hochgenaue Achse (vertikale Achse) wird zum Schwerevektor ausgerichtet. Die beiden Beschleunigungssensoren der beiden anderen Achsen dienen nur zur Orientierung des Sensors. Über ein Rückkopplungssystem wird die Plattform in den zwei horizontalen Achsen stabilisiert. Diese Stabilisierung muß an die Trägersystemdynamik angepaßt werden.

Bei einer dreiachsigen Plattform ist das zweiachsige, skalare Gravimetersystem zusätzlich in der vertikalen Achse stabilisiert, so daß immer die Sensororientierung bezüglich eines erdfesten Systems beibehalten wird. Mit der dreiachsigen Plattform wurden trotz des meßtechnisch höheren Aufwands keine besseren Ergebnisse als mit einer zweiachsigen Plattform erzielt.

Die Plattformsysteme besitzen generell den operationellen Nachteil, daß nach einer Störung (z.B. durch Kurskorrektur, Kurvenflug, Höhenänderung) die Schweremessung solange unterbrochen ist, bis die Plattform sich wieder ausgerichtet hat.

Das größte Entwicklungspotential wird momentan bei *strapdown*-Gravimetersystemen gesehen (Wei und Schwarz, 1998). Ein solches System besitzt einen entscheidenden Vorteil. Da die Beschleunigung durch drei senkrecht zueinander angeordneten Beschleunigungssensoren gleicher Güte gemessen wird, ist keine Ausrichtung des Sensors durch eine Plattform wie bei einem skalaren Gravimeter erforderlich. Nach einer Störung ist dieses System sofort wieder meßbereit. Leider konnte bisher die erhoffte Meßgenauigkeit nicht erreicht und so auch die operationellen Vorteile nicht genutzt werden. Falls zusätzlich die Orientierung des Sensors über eine Flugzeuglagebestimmung mit einem GPS-Multiantennensystem erfolgt, kann die Richtung der Schwerebeschleunigung bestimmt werden.

Die Trennung von Inertial- und Gravitationsbeschleunigung ist aufgrund des Gleichheitsprinzips dieser nicht mit einem Beschleunigungssensor möglich. Die Schwerebeschleunigung kann trotzdem extrahiert werden, wenn

- sich die beiden Signale nicht im selben Frequenzbereich überlagern,
- sich eines der Signale separat über eine andere, nicht direkte Methode der Beschleunigungsmessung bestimmen läßt.

Bei schiffgestützten Schweremessungen liegen Inertial- und Gravitationbeschleunigung in unterschiedlichen Frequenzbereichen. Ein Filter kann die beiden Signale separieren. Durch die höhere Fluggeschwindigkeit des flugzeuggestützten Systems überlagern sich die Frequenzbereiche, in dem die Gravitationsbeschleunigung und die Inertialbeschleunigung gemessen werden.

Zusätzlich bewegt sich ein Flugzeug über längere Zeit nicht auf einer Äquipotentialfläche des Schwerfelds. Aufgrund flugtechnischer Konventionen werden Autopiloten nach der barometrischen Höhe reguliert, so daß Luftdruckänderungen zu Variationen in der Höhe führen.

Die einzige Möglichkeit, das Schweresignal zu extrahieren, ist, die Störbeschleunigungen separat zu bestimmen. Reine Inertialbeschleunigungen können aus der Flugzeugposition abgeleitet werden, falls diese bezüglich des Quasi-Inertialsystems oder des erdfesten, geozentrischen Systems bekannt sind.

Die Entwicklung von flugzeuggestützten Schweremeßsystemen geht zur Zeit in zwei verschiedene Richtungen. Zum einen wird die Verbesserung bestehender Systeme verfolgt, zum anderen wird versucht, neue Methoden zu verwirklichen.

Diese Arbeit verfolgt die Verbesserung einer bestehenden Meßmethode. Zum Einsatz kommt ein auf einer zweiachsigen Plattform montierter Schweresensor von LaCoste&Romberg (Air/Sea Gravimeter S56). Zur Darstellung des Auswerteverfahrens werden das Meßprinzip des LaCoste&Romberg Gravimeters im Abschnitt 5.1 erläutert und ein Modell des Sensors und der Plattform dargestellt.

Die Inertialbeschleunigungen werden aus den GPS-Positionen abgeleitet und von den gemessenen Schweresignalen subtrahiert. Weitere, nicht durch den Sensor bedingte Korrekturen sind im Abschnitt 5.2 zusammengefaßt. Diese, vor allem aus den Navigationsdaten abgeleiteten Beschleunigungen und Korrekturen sind nicht für den gesamten Frequenzbereich ausreichend präzise bestimmbar. Durch die Verwendung eines Filters können die Frequenzen unterdrückt werden, die nicht den Genauigkeitsanforderungen entsprechen. Für die in Abschnitt 5.2.4 dargestellten Filter stellt sich die Frage, bis zu welchem Frequenzbereich die Fehler für die geophysikalische Auswertung und Interpretation der Daten vernachlässigbar sind. Die bereits in der Schiffsgravimetrie als Standard eingesetzten Filter werden auf ihre weitere Verwendung in der flugzeuggestützten Gravimetrie überprüft.

Mit dem an die flugzeuggestützte Messung angepaßten Auswerteverfahren werden Schweredaten berechnet und im Abschnitt 5.3 mit schiffgestützten Schweremessungen an Bord der „FS POLARSTERN“ (Krause, 1998) und ERS2-satellitengestützten Schweremessung (Laxon und McAdoo, 1994) verglichen.

5.1 LaCoste&Romberg Air/Sea Gravimeter S56

Die auftretende Dynamik bei der flugzeuggestützten Messung erfordert einen Schwere-sensor, der sehr schnelle Antwortzeiten aufweist (<1 s) sowie eine gedämpfte, aktiv stabilisierte Plattform, deren Eigenfrequenz auf die Flugzeugbewegung abgestimmt ist. Bei der Gerätewahl sind ebenso das Gewicht, die Abmessung und die Leistungsaufnahme des Gravimeters entscheidende Faktoren. Die Gravimetersysteme, die in den letzten Jahren bei flugzeuggestützten Messungen eingesetzt wurden, basieren auf Schiffsgravimetersystemen. Bisher wurden Bell Aerospace BGM-3, LaCoste-Romberg Air/Sea S- und *straitline*-SL-Gravimeter sowie das Bodenseewerk KSS31-System eingesetzt. An diesen Systemen mußten aufgrund der voraussichtlichen Flugzeugdynamik kleinere Modifikationen erfolgen.

Das im Abschnitt 5.1.1 beschriebene System ist ein LaCoste&Romberg Air/Sea Gravimeter S56. Valliant (1983) zeigt in einem Vergleich zwischen diesem S56-Sensor, einem weiteren LaCoste&Romberg S-Gravimeter, und einem LaCoste&Romberg SL-Gravimeter, daß bei schiffgestützten Messungen mit dem S56-Sensor Schwereanomalien mit einer Genauigkeit von 0.5 mGal bestimmt werden können.

Das Gravimetersystem wurde 1997 von *ZLS-Corporation*, Austin Texas für den Flugeinsatz modifiziert und mit einer von dieser Firma nachgebauten, zweiachsigen, gedämpften LaCoste&Romberg Plattform ausgestattet. Das Gravimetersystem besteht aus der 60 cm \times 70 cm \times 80 cm großen Plattform mit dem Sensor S56, einer Spannungsversorgung und einem Computer. Der Einbau des Systems ist im Abschnitt 2.1 in der Abbildung 2.1 dargestellt.

5.1.1 Der Sensor S56

Zur Schwerebestimmung wird bei diesem Sensor die Bewegung einer an einer Feder aufgehängten Probemasse bzw. eines Hebelarms (*beam*) bestimmt (Abb. 5.1). Die Bewegung des Arms ist durch seine Lagerung auf eine eindimensionale, vertikale Bewegung beschränkt und durch Luftdämpfer hochgradig gedämpft. Die Feder besitzt neben ihrer linearen Eigenschaft die Charakteristik, daß sie keinerlei Ausdehnung besitzt, sofern keine Kraft auf sie einwirkt (*zerolength spring*).

Valliant (1992) zeigte, daß durch diese Konstruktionsmerkmale die Antwortzeit des Systems < 1 ms trotz der hohen Dämpfung des Armes ist. Der Sensor kann kurze, nicht länger als 3.5 s andauernde Beschleunigungen von über 500000 mGal ohne dauerhafte Beeinträchtigung erfassen (LaCoste et al., 1967). Prinzipiell ist somit ein für die schiffgestützte Messung konzipiertes LaCoste&Romberg S-Gravimeter auch für den Einsatz im Flugzeug geeignet.

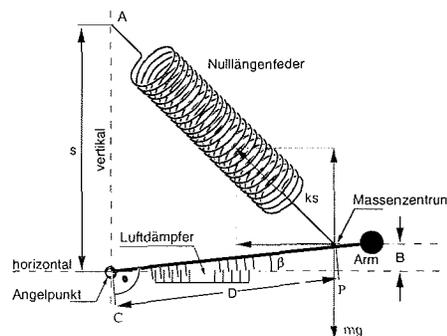


Abbildung 5.1: Schema des LaCoste&Romberg Nulllängenfeder-Schweresensors S56.

Sensormodell Allgemein entspricht die Bewegungsgleichung einer an einer Feder aufgehängten Probemasse im Schwerfeld, unter zusätzlichem Einfluß der Trägersystembeschleunigung, einem gedämpften, dreidimensionalen, harmonischen Oszillator. Die Lagerung des Arms beschränkt den Freiheitsgrad auf eine eindimensionale Bewegung, so daß sich die Bewegungsgleichung auf die eines eindimensionalen harmonischen Oszillators reduziert. Durch die Armaufhängung können trotzdem Horizontalbeschleunigungen in eine Vertikalbewegung des Arms übertragen werden. Die Oszillatorgleichung ist um diesen mit *Cross-Coupling* (*CC*) bezeichneten Fehlerterm zu erweitern und lautet somit:

$$g_{sen} + \ddot{z} + b\ddot{B} + f\dot{B} + kB - cST + CC = 0 \quad (5.1)$$

wobei g_{sen} die Schwere, \ddot{z} die Vertikalbeschleunigung, B die Armposition, ST die Federvorspannung ist und b , f , k , c die entsprechenden Proportionalitätsfaktoren sind. Valliant (1992) zeigte, daß durch die große Dämpfung des Arms die Beschleunigung des Arms vernachlässigbar ist ($\ddot{B} = 0$) und durch die Eigenschaften der Nulllängenfeder sich die Gleichung (5.1) zur Schwerebestimmung zu

$$g_{sen} = ST + K\dot{B} + CC + \ddot{z} \quad (5.2)$$

umstellen läßt. Die Armbewegung ist nur noch abhängig von der Federvorspannung ST , der Geschwindigkeit des Arms \dot{B} und dem *Cross-Coupling*-Term CC . Die Schwere ist somit über ein lineares Sensormodell berechenbar.

K ist ein Proportionalitätsfaktor, der zwischen Armgeschwindigkeit und Schwere konvertiert. Dieser Skalenfaktor (K -Faktor) kann durch Labormessungen und flugzeuggestützte Messungen, wie im Abschnitt 5.1.3 beschrieben, bestimmt werden. Dabei ist zu beachten, daß sich k in Gleichung (5.1) und K in Gleichung (5.2) nicht entsprechen.

Die Gleichung (5.2) ist nur für einen kleinen Bereich um die Nullage des Arms anwendbar. Daher plaziert eine Schrittmotorsteuerung den Arm etwa in das Zentrum seines dynamischen Bereichs, indem über eine Mikrometerschraube die Federvorspannung ST nachreguliert wird. Langwellige Beschleunigungsänderungen werden durch Einstellen der Federvorspannung alle 10 s korrigiert. Eine Rate von maximal 40 Sk s^{-1} ($1 \text{ Sk} \approx 1 \text{ mGal}$) ist möglich.

Solange der Arm sich außerhalb des linearen Bereichs befindet, kann nur mit einem Modell höherer Ordnung die Schwere bestimmt werden. Beim flugzeuggestützten Betrieb kann auf ein solches Modell verzichtet werden, falls der erwartete Federvorspannungswert bei Profilbeginn oder nach großen, schnellen Flugbahnänderungen über den Steuercomputer auf den zu erwartenden Wert gesetzt wird, so daß der Regelvorgang der Federvorspannung beschleunigt wird.

Die Federvorspannungseinstellung wird vor jeder Messung durch einmaliges Synchronisieren der Mikrometerschraubeneinstellung auf den Zahlenwert im Steuerprogramm des Aufzeichnungsrechners übertragen. Die weitere digitale Aufzeichnung erfolgt durch Addition der an den Schrittmotor weitergegebenen Pulse.

Die in Gleichung (5.2) enthaltene Armgeschwindigkeit \dot{B} wird durch Differentiation der kapazitiv abgegriffenen Armpositionen ermittelt.

Cross-Coupling Der in Gleichung (5.2) eingeführte *Cross-Coupling* Term CC beschreibt das Übersprechen der Horizontaldynamik auf die Vertikalbewegung des Arms. Durch Zerlegung der Störeinflüsse in eine Reihe von Quelltermen kann eine Klassifizierung der Effekte vorgenommen werden. Nach Entfernen aller für diesen Gravimetertyp vernachlässigbaren Terme bleiben nach Valliant (1992) folgende *Cross-Coupling* Terme

$$CC = X_{ACC}^2 \ddot{x} + L_{ACC}^2 \ddot{y} + V_E \ddot{z} + V_{CC} \ddot{y}\dot{z} + A_X \ddot{x}\dot{z} + A_L \ddot{y}\dot{z} + A_X^2 \ddot{x}^2 \dot{z} \quad (5.3)$$

übrig. Die in dieser Summe aufgeführten *Cross-Coupling*-Parameter sind in der Tabelle C.2 Anhang C aufgeführt. Die beiden ersten Terme mit den Parametern X_{ACC}^2 und L_{ACC}^2 resultieren aus dem Plattformverhalten und werden im Abschnitt 5.1.2 beschrieben. Sie gehen nicht in die Echtzeitberechnung des *Cross-Coupling* Fehlers ein. Der 3. Term (V_E) besitzt die Ursache in einem nicht linearen Dämpfungsverhalten. Der 4. und 5. Term mit den Parametern V_{CC} und A_x werden unter dem Begriff *Inherent Cross-Coupling* Parameter zusammengefaßt. Dieser Effekt resultiert aus einer in Armrichtung auftretenden Beschleunigung bei einem aus der Nulllage ausgelenkten Arms.

Der 6. und 7. Term (A_L und A_X^2) werden als *Imperfect Cross-Coupling* Parameter bezeichnet. Der *Imperfect Cross-Coupling* Effekt resultiert aus der Elastizität der Armaufhängung. Kleine horizontale Verschiebungen des Arms können durch horizontale Beschleunigungen bedingt werden. Zwei Effekte konnten mit dieser Verschiebung in Zusammenhang gebracht werden (LaCoste, 1967). Eine längs des Arms gerichtete Horizontalbeschleunigung verlagert den Armschwerpunkt. Dies bedingt den 6. Term in Gleichung (5.3). Der 7. Term beschreibt den Fehler durch eine Elastizität der Verstrebungsdrähte, die dem Arm eine zusätzliche Steifheit in Querrichtung verleiht. Untersuchungen von Valliant (1992) ergaben, daß diese Fehler jedoch gering sind und daß die Luftdämpfung die Hauptursache für den *Imperfect Cross-Coupling*-Fehler ist. Das Verhalten der Luftdämpfer kann nicht modelliert werden. Da dieser Effekt auch einen Term zweiter Ordnung besitzt, ist dieser nicht linear. Der letzte Term in Gleichung (5.3) tritt auf, wenn die Frequenz der Vertikalbeschleunigung den zweifachen Wert der Horizontalbeschleunigung aufweist.

Der durch die Verwendung von Luftdämpfern bedingte Fehler kann durch die Verwendung von Dämpfungsflüssigkeit, wie man sie bei einem LaCoste&Romberg *straitline*-SL-Gravimeter einsetzt, vermieden werden (Valliant, 1992).

Nicht alle Terme, die unter dem Begriff *Cross-Coupling* zusammengefaßt werden, resultieren aus der Horizontalbeschleunigung. Diese vom Sensortyp abhängigen Terme werden aber ebenfalls in dieser Korrektur zusammengefaßt. Laborbestimmte *Cross-Coupling* Parameter sind im Anhang C in der Tabelle C.2 angegeben. Zur Echtzeitberechnung des CC -Terms wurden dessen Parameter von der *ZLS-Corporation* durch Messungen an einem Rotationstisch bestimmt.

Die Berechnung der Horizontalbeschleunigung, die hierzu gemessen wird, kann über die beiden Horizontalbeschleunigungsmesser der Plattform in Echtzeit vorgenommen werden.

5.1.2 Die Plattform

Die LaCoste&Romberg Plattform besteht aus drei senkrecht zueinander stehenden Beschleunigungsmessern und zwei ebenfalls senkrecht zueinander angebrachten mechanischen Kreiseln. Die horizontalen Beschleunigungsmesser besitzen jedoch nicht dieselbe Güte wie die Beschleunigungsmesser einer Navigationsplattform (Abschnitt 3.4).

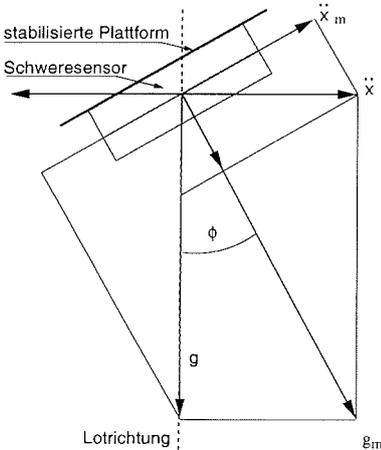


Abbildung 5.2: Eine Lotstabilisierte Plattform unter Einfluß einer Horizontalbeschleunigung.

wird die Plattform senkrecht zum resultierenden Lot- und Beschleunigungsvektor g_m ausgerichtet (Abb. 5.2). Die Plattformausrichtung besitzt über einen solchen Regelkreis einen systematischen Fehler. Der Auslenkungswinkel ϕ einer Achse kann nach (LaCoste et al., 1967) über

$$\dot{\phi} + 2f\omega_o \left(\phi + \frac{\ddot{x}}{g} \right) + \omega_o^2 \int \phi + \frac{\ddot{x}}{g} dt = 0 \quad (5.4)$$

berechnet werden. Diese Gleichung entspricht der Bewegung eines gedämpften, harmonischen Pendels, wobei g die Schwerebeschleunigung, \ddot{x} die Horizontalbeschleunigung, ϕ der Auslenkungswinkel, der Term $2f\omega_o$ der Dämpfung und der Integralterm ω_o^2 der Periode darstellt. LaCoste et al. (1967) zeigte zugleich, daß die Fehler der Horizontalbeschleunigungen minimal werden, wenn die Dämpfung 0.707 der kritischen Dämpfung beträgt. Die Plattform ist auf diesen Wert abgestimmt. Die Plattformperiode kann über das Steuerprogramm auf die Werte 2 min, 4 min, 16 min und

Die Kreiselssysteme messen die Drehmomentänderung bezüglich des Inertialraums. Dieses Signal kann genutzt werden, um über Steuermotoren die Plattform so zu justieren, daß die darauf befindlichen Kreisel wieder in ihre ursprüngliche Orientierung zurückgebracht werden. Bei einem Betrieb auf der Erde würde sich eine solche raumstabile Plattform einmal pro Tag durch die Erddrehung um 180° drehen. Dieser Effekt ist für die Schweremessung nicht erwünscht, so daß eine zusätzliche Korrektur der Kreisel nötig ist. Diese Kreiselkorrektur erfolgt durch die beiden horizontalen Beschleunigungsmesser. Die Kreisel werden solange korrigiert, bis keine Horizontalbeschleunigung mehr gemessen wird. Wenn das horizontale Beschleunigungssignal verschwindet, ist die Plattform senkrecht zum Lot ausgerichtet. Fehler durch Kreiseldriften werden ebenfalls hierüber kompensiert.

Treten jedoch zusätzliche Horizontalbeschleunigungen \ddot{x} durch die Flugzeugbewegung auf, so

raumstabil* eingestellt werden.

Die Horizontalbeschleunigungen, die eine längere Periode besitzen als die Plattformperiode selbst, werden als scheinbare Änderungen des Lots betrachtet. Die Horizontalbeschleunigungen, die eine kleinere Periode als die Plattformperiode besitzen, sollten von dem Regelkreis gedämpft werden; die Plattform wird in diesem Fall nicht nachgesteuert. Diese Regelung entspricht einem Hochpaß für Horizontalbeschleunigungen.

Die Plattformtransferfunktion wird in Abbildung 5.3 gezeigt. Die theoretische Transferfunktion ist über Gleichung (5.4) berechnet und als dick markierte Kurve in Abbildung 5.3 eingezeichnet. Im Vergleich dazu ist die gemessene Transferfunktion der Plattform als dünne Kurve dargestellt. Zur Bestimmung der gemessenen Kurve sind Horizontalbeschleunigungen aus den GPS-Positionen abgeleitet und mit den gemessenen Horizontalbeschleunigungen der Plattform verglichen worden.

Sofern die Horizontalbeschleunigung kleiner als 50000 mGal ist, fällt der Ausrichtungsfehler der Plattform geringer als 8" aus (LaCoste et al., 1967). Dies entspricht einem Fehler kleiner als 0.5 mGal. Die Abschätzungen von LaCoste et al. (1967) beziehen sich aber auf Horizontalbeschleunigungen mit Amplituden und Perioden, die der Schiffsbewegung entsprechen. Für Flugzeugmessungen muß dieser Fehler nach oben korrigiert werden.

Brozena und Peters (1988) schätzten den Plattformfehler mit 2.1 mGal für die 4 min Periode und kleiner als 0.1 mGal für die 18 min Periode ab.

Zu beachten ist jedoch, daß eine langperiodische Horizontalbeschleunigung durch die Corioliskraft existiert, die ebenfalls Einfluß auf die Ausrichtung der Plattform besitzt. Der Fehler hierdurch wurde von Nettleton et al. (1960) auf weniger als 0.5 mGal in Abhängigkeit von der Nordsüd-Geschwindigkeit angegeben.

Plattformfehlerkorrektur Der Auslenkungswinkel der Plattform kann aus ihrer Schwingungsgleichung abgeleitet werden. Die Laplace-Transformierte der Gleichung (5.4) lautet für eine Achse:

$$\phi = -\frac{s^2 + 2fs\omega_0}{s^2 + 2fs\omega_0 + \omega_0^2} \frac{\ddot{x}}{g_m} \quad (5.5)$$

Mit Hilfe einer bilinearen Transformation kann diese Gleichung in ein Filter umgesetzt werden, so daß aus der Berechnung der Horizontalbeschleunigung über die GPS-Messungen die Auslenkung der Plattform in längs- (ϕ) und quer-Richtung (λ) bestimmt werden kann. Swain (1996) verfolgte diesen Weg und berechnete den Fehler über die Gleichung:

$$\delta_{tilt} = \ddot{x} \sin(\phi) + \ddot{y} \sin(\lambda) + 2g \quad (5.6)$$

ϕ und λ sind die entsprechenden Plattformauslenkungswinkel. Eine weitere Methode ist von Valliant (1992) abgeleitet worden. Es wird gezeigt, daß beide Seiten der

*Raumstabil ist eine Plattform, die ihre Orientierung bzgl. des Inertialraums beibehält.

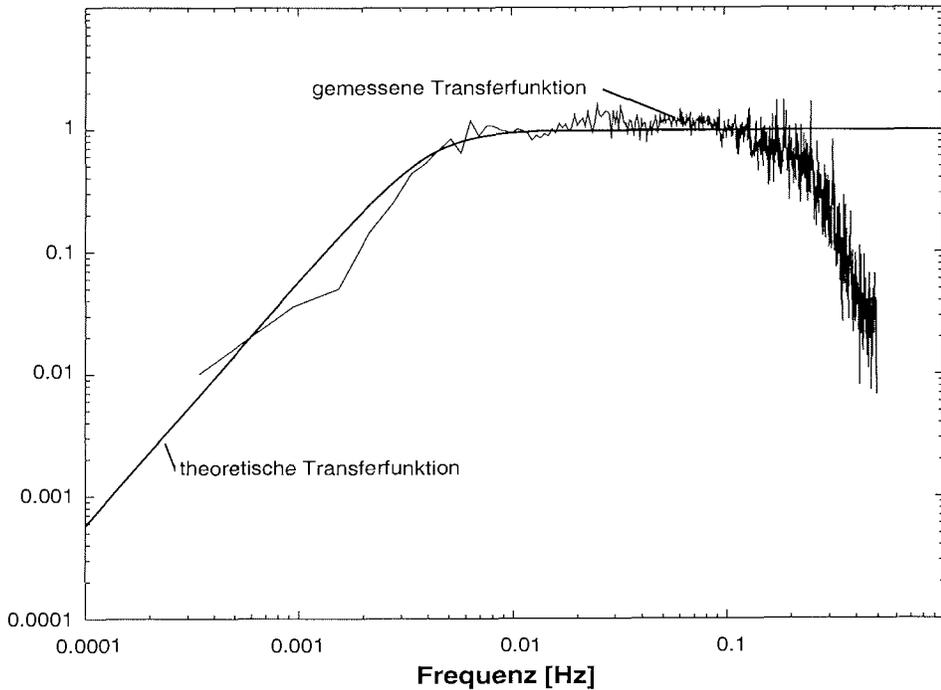


Abbildung 5.3: Transferfunktion der Gravimeterplattform. Die theoretische Kurve ist für eine Dämpfung von 0.804 s^{-1} (für S56) und einer Plattformperiode von 240s aufgetragen.

Gleichung

$$g^2 = g_m^2 - (A^2 + a^2)$$

bzw. $\delta_{\text{tilt}} = \sqrt{(a^2 + A^2)}$ (5.7)

die Schwere ergeben; wobei $a = \sqrt{\dot{x}_m^2 + \dot{y}_m^2}$ die gemessene Horizontalbeschleunigung auf der Plattform und $A = \sqrt{\ddot{x}^2 + \ddot{y}^2}$ die abgeleitete Horizontalbeschleunigung aus den GPS-Positionen darstellen und g_m dem g_{sen} aus der Gleichung (5.2) entspricht. Die Gleichung (5.7) beinhaltet keine Näherung zur Berechnung der Schwere.

Vor jedem Meßflug werden die Horizontalbeschleunigungsmesser mit Hilfe zweier Libellen, die mechanisch an den vertikalen Beschleunigungsmesser gekoppelt sind, senkrecht zur sensitiven Achse ausgerichtet. Die statische Übereinstimmung zwischen vertikaler Achse und Lot vor Beginn des Meßflugs ist damit 1'.

5.1.3 Bestimmung der vertikalen und horizontalen Skalenfaktoren

Der K-Faktor aus Gleichung (5.2) und die X_{acc} - und L_{acc} -Faktoren (Gl. (5.3)) werden durch Abgleichen der entsprechenden Transferfunktion bestimmt. Zur

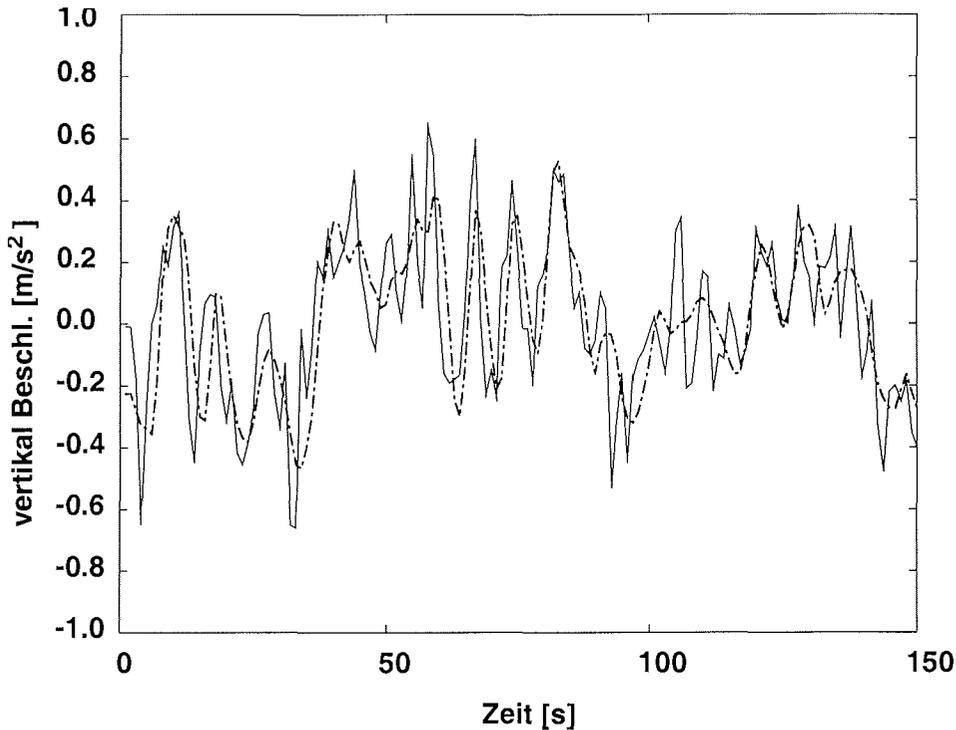


Abbildung 5.4: Vergleich zwischen Phygoidschwingung des Flugzeugs und Vertikalbewegung der Gravimeterprobemasse.

Bestimmung dieser Faktoren wird nur der Frequenzbereich zwischen 0.01 Hz und 0.5 Hz der vertikalen Transferfunktion und 0.01 Hz bis 0.25 Hz der horizontalen Transferfunktion betrachtet. Die gemessene Transferfunktion ließ sich über die entsprechenden Faktoren in diesem Frequenzbereich normieren. Zur Berechnung des K-Faktors wurde die Transferfunktion zwischen Flugzeug-Phygoid- und Sensorarmschwingung erstellt. Die Bestimmung der horizontalen Beschleunigungsproportionalitätsfaktoren erfolgte über den Vergleich zwischen der theoretischen Transferfunktion der Plattform und der gemessenen Transferfunktion (dargestellt für einen Flug in Abbildung 5.3). Die im Labor bestimmten Faktoren weichen nur minimal von den berechneten Faktoren ab. Es ergaben sich für den K-Faktor 29.9 mGal V^{-1} , für $X_{acc} = 24.6 \text{ mGal V}^{-1}$ und $Y_{acc} = 24.8 \text{ mGal V}^{-1}$.

Mit Hilfe dieser Faktoren und den Gleichungen (5.2), (5.3) und (5.7) steht eine Modell für die Schwereauswertung zur Verfügung. Zur Berechnung der Erdschwere müssen die bisher ausschließlich sensorspezifischen Betrachtungen um die nachfolgenden geophysikalischen Korrekturen erweitert werden.

5.2 Schwereberechnung

5.2.1 Freiluftschwere

Zur Freiluftschwereberechnung Δg müssen neben den sensorbedingten Korrekturen (Abschnitt 5.1) geophysikalische Korrekturen und Reduktionen berechnet werden. Diese Methoden gehören zu den Standardmethoden der Schwereauswertung. Teilweise sind jedoch die normalerweise verwendeten Näherungen auf die höhere Dynamik der flugzeuggestützten Messungen anzupassen. Nach Torge (1989) ergibt sich zur Berechnung der Schwereanomalie so folgende Gleichung:

$$\Delta g = g_{sen}(ST, \dot{B}, CC) + \delta_{tilt}(A, a) + \delta_{eot}(\varphi, \lambda, h, v_e, v_n) - \gamma(\varphi, h) \quad (5.8)$$

wobei g_{sen} aus Gleichung (5.8) sowie δ_{tilt} aus Gleichung (5.7) entnommen, δ_{eot} der Term der Eötvöskorrektur aus Gleichung (2.19) und $\gamma(\varphi, h)$ der theoretische Schwerewert bezogen auf das GRS80 in Flughöhe aus Gleichung (2.5) ist.

Die Tabelle 5.1 faßt die typischen Größen und ihre Variationen der flugzeug- und schiffgestützten Messung zur Schwerebestimmung zusammen.

	Schiffgravimetrie	Fluggravimetrie		
Meßgröße	Meßbereich	Meßbereich	Quelle	notwendig zur Berechnung von:
Position X,Y	500 km ±0.5 km	1000 km ±0.005 km	DGPS, Pseudorange	Normalschwerefeldreduktion, Eötvöskorrektur
Höhe Z	0 m	(50 – 3000 m) ±0.1 m	DGPS, Pseudorange	Freiluftreduktion, Eötvöskorrektur
Geschwindigkeiten	(6 – 12 kn) ±0.3 kn	(50 – 110 ms ⁻¹) ±0.003 ms ⁻¹	GPS- Dopplerbeobachtung	Eötvöskorrektur
vertikale Beschleunigung \ddot{z}	n. g. gefiltert ± 200 mGal	500000 mGal	abgeleitet aus der Geschwindigkeit	vertikale Beschleunigungskorrektur
horizontale Beschleunigungen \ddot{x}, \ddot{y}	n. g. gefiltert ± 200 mGal	50000 mGal	abgeleitet aus der Geschwindigkeit	Tiltkorrektur, <i>Cross-Coupling</i>

Tabelle 5.1: Meßgrößen und ihre Variationen der flugzeug- und schiffgestützten Schweremessung (n. g. = nicht gemessen) (verändert nach Bell et al., 1992).

5.2.2 Eötvöskorrektur

Per Definition ist die Zentripetalbeschleunigung durch die Erddrehung und die Gravitationsbeschleunigung der Erde zur Schwere zusammengefaßt (Gleichung 2.14). Ein gegenüber der Erde bewegter Sensor erfährt aufgrund seiner Bewegung eine reduzierte Zentripetalbeschleunigung. Für die Beschreibung der Bewegung in einem ellipsoiden Koordinatensystem ergibt sich die Eötvöskorrektur aus dem 2. und 3. Term der Horizontal Komponenten der Gleichung (2.19). Zur Bestimmung der Eötvöskorrektur sind Position, Geschwindigkeit und Kurswinkel nötig. Bei der schiffgestützten Schwere messung (Geschwindigkeiten etwa 12 kn, mit vernachlässigbarer Höhenauslenkung) ist der Betrag der Eötvöskorrektur unter 100 mGal. Durch die höheren Geschwindigkeiten der flugzeuggestützten Messung und einer nicht vernachlässigbaren Flughöhe kann die Eötvöskorrektur Werte bis zu ± 2500 mGal erreichen.

Beim Systemeinsatz in den Polargebieten verringert sich die Eötvöskorrektur auf Werte unter 1000 mGal bei 70°S (\approx Neumayer Station, Antarktis) bzw. unter 600 mGal bei 80°N (\approx Station Nord, Nordgrönland) (Abb. 5.5). In Abbildung 5.5 ist die Eötvöskorrektur für diese Breiten bzw. Geschwindigkeiten von $a=130\text{ms}^{-1}$, $b=70\text{ms}^{-1}$ und $c=50\text{ms}^{-1}$ berechnet.

Der Kurswinkel ist die am ungenauesten zu bestimmende Eingabegröße. Die Änderungen der Eötvöskorrektur durch den Kurswinkel sind für Flüge in östlicher Richtung bei einem Kurswinkel von $030^\circ \pm 10^\circ$ bzw. $150^\circ \pm 10^\circ$ am größten. Diese Flugrichtungen sollten vermieden werden, um die Fehler der Eötvöskorrektur aufgrund von Kursfehlern gering zu halten.

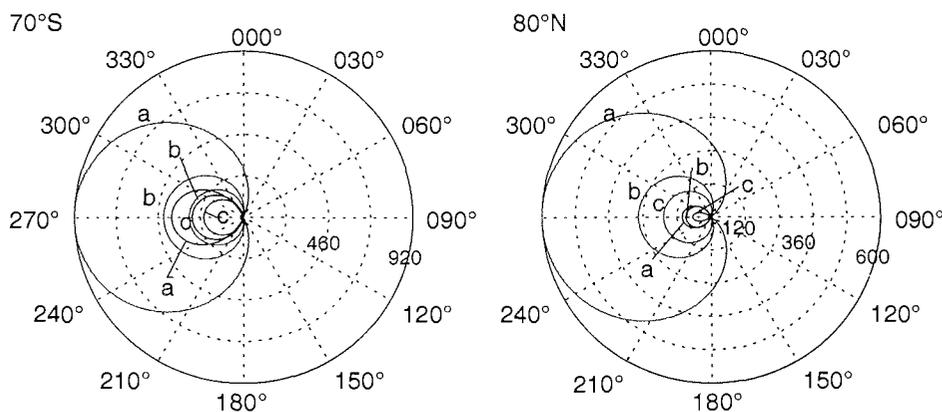


Abbildung 5.5: Eötvöskorrektur in mGal für die Geschwindigkeiten $a=130\text{ms}^{-1}$, $b=70\text{ms}^{-1}$ und $c=50\text{ms}^{-1}$ in Abhängigkeit des Kurswinkels. Die Berechnung ist für die geographische Breite von der Neumayer Station (Antarktis) bei 70°S und der Station Nord (Grönland) bei 80°N erfolgt.

5.2.3 Fehleranalyse

Ein Fehlermodell kann aus Gleichung 5.8 abgeleitet werden und lautet:

$$d\Delta g = dg_{sen} + d\delta_{tilt} + d\dot{v} + C_h^i(2\Omega_{ie} + \Omega_{eh})d\dot{v} - C_i^e(2d\omega_{ie} + d\omega_{dl}) - d\gamma \quad (5.9)$$

Hier repräsentiert $d\Delta g$ den Fehler der Freiluftschwere, dg_{sen} den Fehler durch das Gravimetermeßrauschen, $d\delta_{tilt}$ den Lagefehler durch eine initiale Fehlausrichtung bzw. durch Kreiselrauschen der Plattform, $d\dot{v}$ den Fehler in der Bestimmung der Flugzeuggeschwindigkeit; $d\omega_{ie}$ und $d\omega_{el}$ sind die Fehler der Winkelgeschwindigkeit, $d\gamma$ entspricht dem Fehler der Normalschwereberechnung und C_i^e und C_h^i sind die entsprechenden Drehmatrizen der Koordinatentransformationen.

Bisher wurde angenommen, daß die Datenreihen der Schwere- und Positionsmessungen synchron aufgezeichnet werden. Davon kann jedoch nicht ausgegangen werden, so daß ein Zeitfehler dT in Gleichung (5.9) eingeführt werden muß. Aus dem Zeitfehler dT resultiert ein zusätzlicher Fehlerterm:

$$dgt = (\dot{C}_g^h g_{sen} + C_g^h \dot{g}_{sen})dT \quad (5.10)$$

C_g^h entspricht der Rotationsmatrix des Gravimetersystems g zum Horizontsystem h . Mit der heutigen, kinematischen GPS-Technologie, wie im Abschnitt 3.1 beschrieben, sind Fehlergrößen in der Position von ± 0.1 m und in der Geschwindigkeit von ± 0.003 ms⁻¹ zu erwarten. Dies hat zur Folge, daß die letzten drei Fehlerterme in Gleichung (5.9) kleiner als ± 0.5 mGal sind. Sie können somit vernachlässigt werden. Als dominante Fehlerterme bleiben so

$$d\Delta g = dg_{sen} + d\delta_{tilt} + d\dot{v} + (\dot{C}_g^h g_{sen} + C_g^h \dot{g}_{sen})dT \quad (5.11)$$

übrig.

Dies sind die Terme des Beschleunigungsmesserrauschens, des Auslenkungsfehlers, des Zeitsynchronisationsfehlers und der Flugzeuggeschwindigkeit.

Die Fehler des Beschleunigungssensors wurden durch ein Systemvergleich von Valliant (1983) betrachtet. Im Vergleich zu anderen Systemen besitzt das S56 einen Meßfehler $\leq \pm 0.5$ mGal. Driftfehler können über eine lineare Driftkorrektur mit Vergleichsmessungen zu Beginn und am Ende eines Meßflugs ermittelt werden. Der Sensorfehler übersteigt so nicht ± 0.5 mGal. Der Fehler durch die Plattformauslenkung kann durch die Tiltkorrektur gering gehalten werden.

Flugzeuggestützte Schweremessung ist im Grunde die Differenz zweier Datensätze. Diese Subtraktion erfordert eine präzise Synchronisation der beiden Datensätze. Um die Synchronisation zwischen den Signalströmen zu überprüfen, wurde die Symmetrie der Kreuzkorrelationsfunktion des Schweresignals und der vertikalen Beschleunigung betrachtet (Olesen und Forsberg, 1997). Es wird somit eine Zeitsynchronisation von 0.1 s zwischen den beiden Datenströmen gewährleistet. Durch einen Synchronisationsfehler von 1 s kann ein Schwerefehler von 0.6 mGal resultieren.

Die in die Gleichung (5.8) eingehende Geschwindigkeit und Inertialbeschleunigung werden durch numerisches Ableiten bestimmt. Der Einfluß der benutzten numerischen Methode wurde durch einen Vergleich mehrerer Differenzierungsmethoden untersucht (Differentiation über eine kleinste Fehlerquadratanpassung (Savitzky und Golay, 1964), FIR-Differenzierer (Hehl, 1992), Mittendifferenz (Swain, 1996)). Es ergab sich jedoch für die Schwereauswertung keine wesentliche Verbesserung, so daß als Ableitungsmethode die numerisch am einfachsten zu berechnende Mittendifferenz genutzt wurde. Für die zeitliche Ableitung eines Meßwerts $r[n]$ sowie den im Zeitintervall dt benachbarten Werte $r[n+1]$ und $r[n-1]$ folgt:

$$\begin{aligned} \dot{r} &= r[n-1] - r[n+1]/2dt \\ \text{bzw. } \ddot{r} &= r[n-1] + r[n+1] - 2r[n]/dt^2 \end{aligned} \quad (5.12)$$

Die Messung der Flugzeugdynamik ist im höherfrequenten Bereich mit einem großen Fehler behaftet. Aus diesem Grund muß der Frequenzbereich, in welchem die Vertikalbeschleunigung unzureichend bestimmt wurde, unterdrückt werden. In Abbildung 5.6 ist eine Abschätzung des Schwerefehlers in Abhängigkeit der Frequenz aufgetragen. Hier ist deutlich die Frequenz zu erkennen, bis zu der dieses System in einem Fehlerbereich von wenigen mGal arbeiten kann. Für Frequenzen größer als 0.01 Hz ist die Fehlerentwicklung drastisch, so daß eine Auswertung des Schweresignals in diesem Bereich nicht erfolgen kann. Die Frequenz fällt mit der eingestellten Plattformperiode zusammen. Ob die in diesem Frequenzbereich gravierende Fehlerentwicklung rein zufällig ist oder aber durch die Plattformregelung und den somit auftretenden Horizontalbeschleunigungen verursacht wird, konnte bislang nicht festgestellt werden. Die getesteten Filter wurden so eingestellt, daß sie die höheren Frequenzen ab 0.01 Hz eliminieren. Im Abschnitt 5.2.4 werden diese Filter beschrieben.

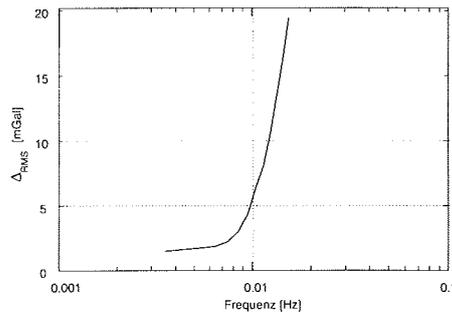


Abbildung 5.6: Abschätzung des Schwerefehlers in Abhängigkeit der Frequenz.

5.2.4 Filterung des Schweresignals

Zur Extraktion der Schweredaten sind drei verschiedene digitale Tiefpaßfilter getestet worden: ein Kaskaden 3×20 s RC-Filter, welcher dem analogen Filter des LaCoste&Romberg Schweremeßsystems entspricht (LaCoste et al., 1982), ein *Infinite Impulse Response* (IIR) 3×20 s Butterworth-Filter (Olesen und Forsberg, 1997) sowie ein *Finite Impulse Response* Lowpaß-Filter mit einer Durchlaßfrequenz Θ_d von 0.006 Hz und einer Sperrfrequenz Θ_s von 0.01 Hz. Der FIR-Filter wurde gleichzeitig auch als Differenzierer eingesetzt (Abschnitt 5.2.3). Das Konzept der gleichzeitigen Filterung und Differentiation wie auch die Entwicklung des Filters wurde in Hehl

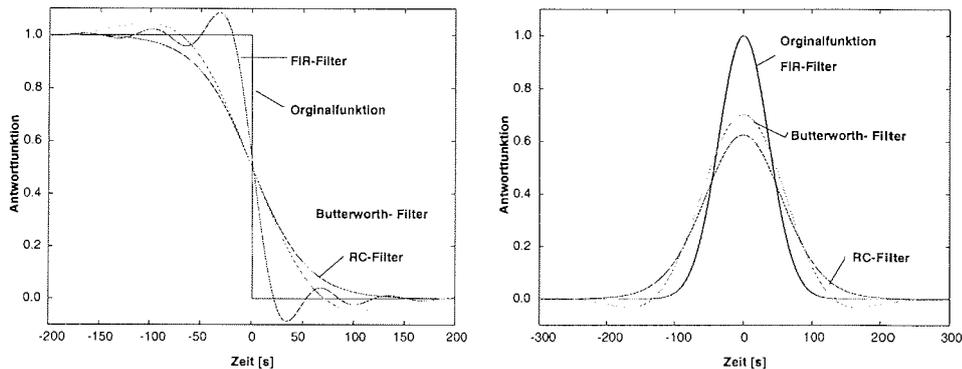


Abbildung 5.7: Charakteristik des 3×20 s RC-, 3×20 s Butterworth- und des FIR-Tiefpaßfilters. Linkes Bild: Einfluß des Filters auf eine Schrittfunktion. Rechtes Bild: Amplitude eines Peaks mit Gaußverteilung (Orginalfunktion). Diese Funktion entspricht einer Schwereanomalie, deren Halbwertsbreite innerhalb von 100 s überflogen wird.

(1992) vorgestellt.

Der RC-Filter und der IIR-Filter sind als vorwärts-rückwärts Kaskadenfilter verwirklicht, um eine Phasenverschiebung zu vermeiden. Eine für die Auswertung wichtige Größe ist die Filterlänge. Sie besitzt den entscheidenden Einfluß darauf, wie lange die Messung nach einer Störung (Höheniveauänderung, Kurvenflug) unterbrochen werden muß. Der Einfluß der Filterlänge kann durch eine Schrittfunktion (Abb. 5.7, linkes Bild) ermittelt werden. Sowohl der RC-Filter als auch der Butterworth-Filter können die theoretische Anomalie mit 100 s Halbwertsbreite nicht wiedergeben (Abb. 5.7, rechtes Bild). Der FIR-Filter hingegen ist in der Lage, eine solche Anomalie vollständig darzustellen.

Im direkten Vergleich besitzt der FIR-Filter die besten Eigenschaften. Der einzige Nachteil ist die Filterlänge. Sie ist größer als die des IIR- und RC-Filters.

Der Vergleich zwischen den gefilterten Freiluftdaten zeigt, daß der kritische Frequenzbereich größer 0.01 Hz (Abb. 5.6) nicht vollständig bei Verwendung von RC- bzw. Butterworth-Filter unterdrückt wird. Mit der Verwendung des FIR-Filters konnte eine Verbesserung von 1.9 mGal gegenüber dem RC-Filter erzielt werden. Für den Butterworth-Filter ergab derselbe Vergleich nur eine geringfügige Verbesserung von 0.4 mGal. Der FIR-Filter ist trotz des Nachteils einer größeren Filterlänge für die weitere Auswertung den beiden anderen vorzuziehen.

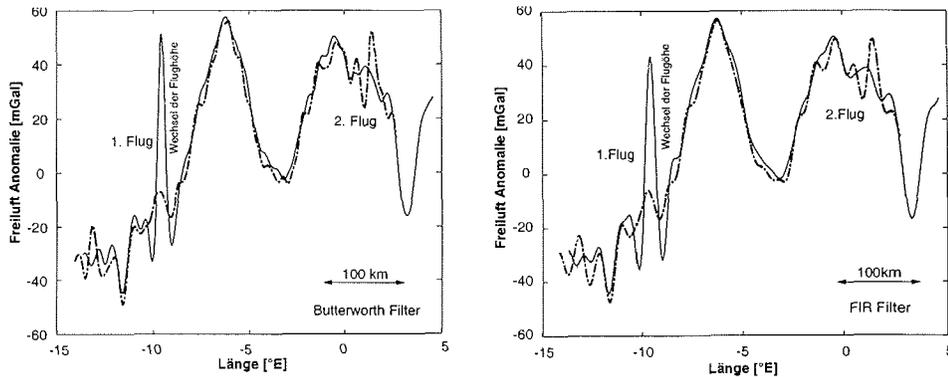


Abbildung 5.9: Interner Genauigkeitsvergleich der flugzeuggestützten Schweremessungen aufgrund für mehrfach vermessene Profile bei 79°N. Das Beispiel zeigt die Messungen des Profils Fa6 (Meyer und Boebel, 1998) am 25.7.97 (durchgezogene Linie) und am 6.8.97 (punktierte, gestrichelte Linie). Die Daten der linken Abbildung wurden mit einem Butterworth-Filter gefiltert und ergaben einen RMS-Fehler von $\Delta_{RMS} = 3.8$ mGal. Die rechte Abbildung zeigt Daten die mit einem FIR-Filter gefiltert wurden, der RMS-Fehler liegt bei $\Delta_{RMS} = 1.8$ mGal.

5.3 Meßgenauigkeit

Zur Genauigkeitsabschätzung der Schwereauswertung wurde zunächst die interne Genauigkeit überprüft, um dann mit weiteren Schweremessmethoden die externe Genauigkeit darzustellen.

5.3.1 Interne Meßgenauigkeit

Die interne Genauigkeit konnte durch eine Kreuzungspunktanalyse aller Profile der Kampagnen NORDGRAV97 und NOGRAM98 bzw. einen Vergleich mehrfach geflogener Profile ermittelt werden.

Die Kreuzungspunktanalyse von 86 Kreuzungspunkten der NOGRAM98 und NORDGRAV97 Kampagnen ergab zwei Maxima (Abb. 5.8). Das erste Maximum bei 4.5 mGal wurde mit Flügen über Nordgrönland in Richtung Norden in Verbindung gebracht, das zweite Maximum bei 2.0 mGal mit Flügen über der Framstraße. Bei den nach Norden führenden Flügen besteht zwischen den GPS-Satelliten, den GPS-Bodenstationen und den Flugzeugempfängern eine schlechtere Geometrie als bei den Flügen über der Framstraße. Aus der besseren GPS-Lösung resultiert wahrscheinlich der um 2.5 mGal gerin-

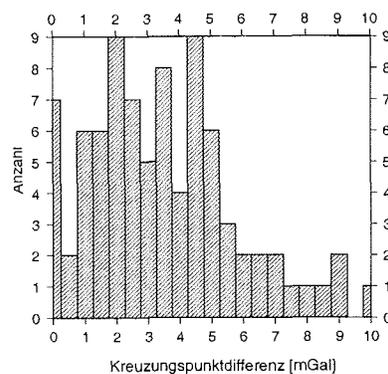


Abbildung 5.8: Kreuzungspunktfehler von 86 Kreuzungspunkten der Kampagnen NORDGRAV97 und NOGRAM98.

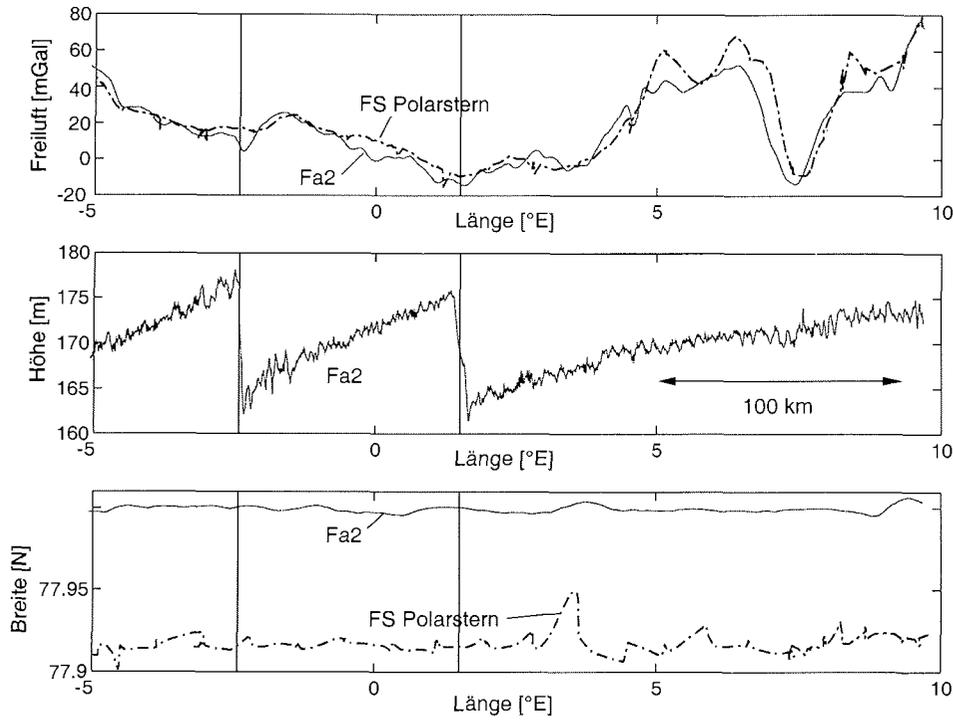


Abbildung 5.10: Vergleich zwischen den flugzeuggestützten und den schiffgestützten Schweremessungen. Das Profil führt entlang 78 °N von 5 °W bis 10 °E. Im oberen Bild ist punktiert-gestrichelt die berechnete Freiluftanomalie der Schiffsmessung (FS POLARSTERN) aufgetragen. Im Vergleich dazu ist die flugzeuggestützte Messung (Profil Fa2, durchgezogene Linie) dargestellt. Im mittleren Bild ist die zu Profil Fa2 gehörige Flughöhe aufgetragen. Im unteren Bild ist der horizontale Verlauf von Flugbahn (durchgezogene Linie) und Schiffskurs (punktiert-gestrichelte Linie) abgebildet.

gere Fehler für Messungen über der Framstraße.

Ein weiterer Vergleich konnte aufgrund eines mehrfach vermessenen Profils erfolgen (Abb 5.9). Es zeigte sich, daß bei Verwendung des FIR-Filters ein Fehler von 1.8mGal über eine Länge von 250 km erreicht wurde. Der Wiederholungsflug auf diesem Teilprofil ist nicht durchgehend in einer Höhe durchgeführt worden. Die Schweredaten zwischen 10°W und 9°W müssen daher für diesen Meßflug eliminiert werden.

5.3.2 Flugzeuggestützte Schweredaten im Vergleich zu Schiffs- und Satellitenmessungen

Die erreichte externe Genauigkeit der flugzeuggestützten Messung kann durch einen Vergleich zwischen schiff- und flugzeuggestützter Schweremessung ermittelt

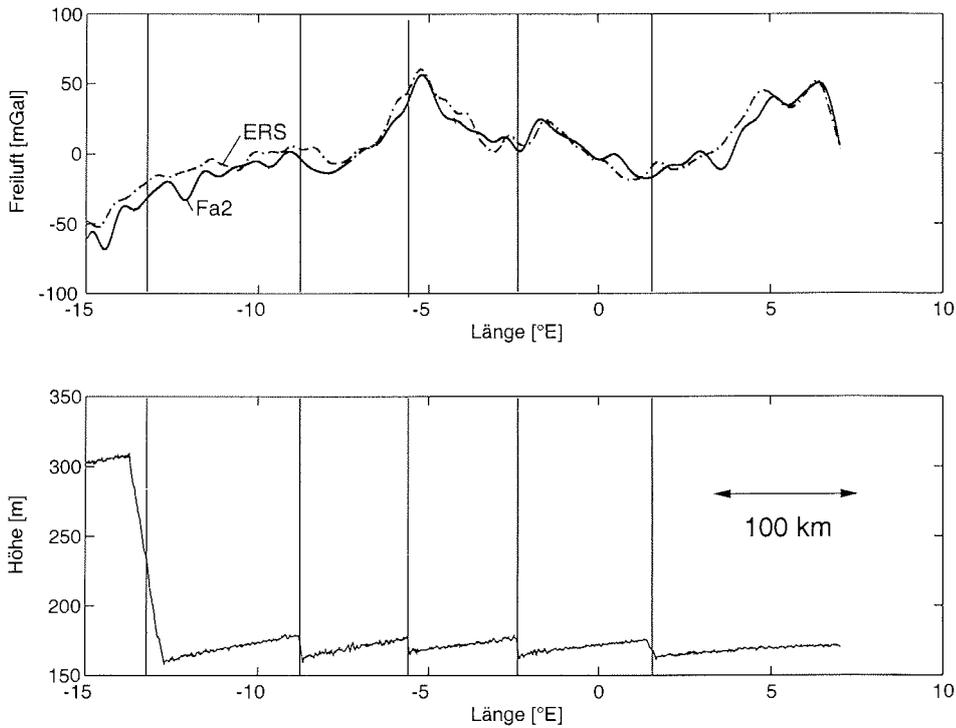


Abbildung 5.11: Oben: Flugzeuggestützte Messung (Profil Fa2 von 15°W bis 6.5°E) im Vergleich zu marinen ERS2-Satellitenschweremessungen. Die Daten der Satellitenmessungen wurden von Laxon und McAdoo (1994) übernommen. Unten: Flughöhe entlang Profil Fa2.

werden. Mit „FS POLARSTERN“ wurden entlang des Flugprofils auf 78°N Schweredaten mit dem an Bord installierten Gravimeter KSS31 (Bodenseewerke) gemessen. Die Schiffsdaten haben eine Standardabweichung gegenüber den flugzeuggestützten Messungen von 4.6 mGal. Beide Schwereprofile sind in der oberen Teilabbildung 5.10 dargestellt. Aufgrund der Wetterbedingungen während des Fluges ist die Schweremessung gestört. Mehrmals mußte die Flughöhe verlassen werden. Daraus resultieren Abweichungen beim Vergleich beider Schwereprofile bei 2.5°W und 1.5°E. Die Abweichungen betragen 10 mGal bzw. 8 mGal.

Ein weiterer Grund für die hohe Standardabweichung beider Messungen ist der räumliche Versatz von etwa 6sm zwischen Flugbahn und Schiffskurs. Besonders im östlichen Profilbereich besteht eine große, räumliche Variation der Schwere, wodurch Differenzen von maximal 20 mGal resultieren können.

Ein weiterer Vergleich zwischen der flugzeuggestützten und der satellitengestützten Schweremessung ist in Abb. 5.11 dargestellt. Die Satellitendaten sind von Laxon und McAdoo (1994) ausgewertet worden. Der Vergleich ergibt eine konstante

Differenz von 2.17 mGal und eine Standardabweichung von 7.05 mGal.

Die Satellitendaten liegen als regelmäßiges Gitter vor. Die Daten an den Gitterpunkten wurden aus den Messungen entlang der Satellitenbahnen interpoliert. Keine Satellitenbahn verläuft entlang des Profils Fa2. Es müssen daher die Satellitenschweredaten entsprechend der Profillinie aus dem interpolierten Gitter extrahiert werden. Es besteht keine räumliche Abweichung wie im Falle der Schiffsmessung, jedoch entsprechen die Satellitenwerte nicht tatsächlich gemessenen Werten. Die Standardabweichung beider Schwerewerte kann somit auch interpolationsbedingt sein. Die dargestellten Abweichungen der Meßwerte besitzen die gleichen Genauigkeiten wie sie sich bei einem Vergleich zwischen der flugzeuggestützten Schweremessung des *National Research Laboratory* (NRL), Arbeitsgruppe Brozena, mit der satellitengestützten Schweremessung von Laxon und McAdoo (1994) ergab.

Die interne Genauigkeit des flugzeuggestützten Schweremeßsystems liegt bei minimal 1.8 mGal unter Verwendung eines FIR-Filters. Es können so Schwereanomalien mit Wellenlängen von 7.0 km bei einer Fluggeschwindigkeit von 70 m/s aufgelöst werden. Die Kreuzungspunktanalyse zeigte, daß bei guter GPS-Geometrie Kreuzungspunktfehler von 2.0 mGal erreicht werden.

Die Meßabweichung zwischen flugzeuggestützten Schweremessungen und satelliten- und schiffgestützten Schweremessungen ist größer als die interne Meßgenauigkeit. Ein Grund für die größere Abweichung im Vergleich zur Schiffsmessung liegt wahrscheinlich in der nur ungenau reproduzierten Flugbahn der Flugzeuge.

Ein weitere Fehlerquelle resultiert aus Flugbahnänderungen. Diese Bereiche müssen selektiert werden. Dies ist deutlich in den Abbildungen 5.10 und 5.11 am Einfluß der Höhenänderung zu erkennen. Die Genauigkeit der so selektierten Schweremessung ist ausreichend, um Krustenmodelle zu erstellen. Weiterhin kann eine Interpretation der großflächig erfaßten Schwereanomalien über der nördlichen Framstraße zwischen Spitsbergen und Grönland erfolgen.

6 Messungen im Gebiet der Framstraße

Die Framstraße bildet einen Seeweg vom Nordatlantik in den Arktischen Ozean. Dieser Seeweg wurde durch plattentektonische Bewegungen zwischen Spitsbergen (Eurasische Platte) und Grönland (Grönländische/Nordamerikanische Platte) vor 60 Ma geöffnet (Lawver et al., 1990). Aufgrund dieser Öffnung entstanden zergliederte, tektonische Strukturen entlang passiver Kontinentalränder. Die ganzjährige Eisbedeckung der Framstraße erschwert die Untersuchung dieses komplexen Gebiets. So konnte bisher die tektonische Evolution und der Öffnungsverlauf nicht zufriedenstellend geklärt werden. Diese Öffnung ist jedoch wahrscheinlich von wesentlicher Bedeutung für die Klimaentwicklung, da die Framstraße die einzige Tiefenwasser-Verbindung bildet, die den Austausch von dichten, sauerstoffreichen Wassermassen aus der Grönlandsee in den zentralen Arktischen Ozean ermöglicht.

Ende der sechziger Jahre wurden die größeren Strukturen in den angrenzenden Regionen der Framstraße, wie z.B. die Rückensysteme in der Grönlandsee und im Eurasischen Becken, dokumentiert (Johnson und Heezen, 1967; Rassokho, 1967, Abb. 6.1). Durch den Einsatz von Flugzeugen konnte flächendeckend das Magnetfeld in der Arktis bestimmt werden (Oakey et al., 1998), so daß der Öffnungsverlauf der an die Framstraße angrenzenden Seegebiete hieraus abgeleitet werden konnte. Die magnetischen Daten lassen über der nördlichen Framstraße jedoch verschiedene Interpretationen zu. Um diese Mehrdeutigkeit einzuschränken, sind weitere geophysikalische Messungen wie refraktions- und reflexionsseismische Messungen, Wärmefluß- und Schwerefeldmessungen notwendig. Aufgrund der ganzjährigen Eisbedeckung reduzierten sich bisher die einsetzbaren Methoden auf zeitaufwendige und kostenintensive Verfahren (punktuelle Messungen unter Einsatz von Hubschraubern, Profilschnitte mit Eisbrechern oder Meereis-Meßstationen). Aufgrund der tektonischen Zergliederung des Meßgebiets waren die bisher nur lokal, durchgeführten Messungen zur Einschränkung der Mehrdeutigkeit nicht ausreichend. Zusätzliche flächendeckende geophysikalische Vermessungen der Framstraße und der angrenzenden Kontinentalränder Grönlands und Spitsbergens bilden daher die Voraussetzung für ein weiterführendes und verbessertes Öffnungsmodell. Das in den vorangegangenen Kapiteln beschriebene flugzeuggestützte Schwerefeldmeßsystem ist für diese Messungen besonders geeignet, um detailliertere Schwerefeldinformationen zu erhalten und die bestehenden, bis 81.25°N reichenden Satelliten-Schweremessungen nach Norden zu erweitern.

Vor allem sollen der Aufbau und die Entwicklung des grönländischen Kontinentalrands, sowie der Lithosphäre des Arktischen Ozeans und der Framstraße detaillierter beschrieben werden. Die notwendigen flächendeckenden Schwerefelddaten wurden in den Jahren 1997 und 1998 erfaßt. Hierzu wurden vom Alfred-Wegener-Institut die Meßkampagnen NORDGRAV97 und NOGRAM98 mit dem in den vorangegangenen Kapiteln beschriebenen flugzeuggestützten Schwerefeldmeßsystem über der Framstraße und dem westlichen Eurasischen Becken durchgeführt. Es stehen somit neue, geophysikalische Informationen zur Verfügung, die zum Schließen der bisherigen Interpretationslücken genutzt werden können.

In diesem Kapitel wird zunächst die Bedeutung des Wassertransports durch die Framstraße und somit die Bedeutung der Öffnung der Framstraße für die Entwick-

lung des Klimas erläutert. Im folgenden werden die bisherigen Vorstellungen der tektonischen Entwicklung und die Morphologie der Framstraße ausgeführt. Anschließend werden die bisher zur Verfügung stehenden geophysikalischen Datensätze vorgestellt und die in dieser Arbeit vorgetellten Schwereinformationen eingegliedert, um als Ziel detaillierte Krustenmodelle und ein verbessertes Evolutionsmodell für die Region der Framstraße diskutieren zu können.

6.1 Topographie und Hydrographie

Das Arktische Mittelmeer zählt zu den Randmeeren des Atlantischen Ozeans (Dietrich et al., 1975). Es besteht aus sieben tiefgehende, durch Schwellen getrennte Becken sowie Schelfgebieten entlang der grönländischen, kanadischen und sibirischen Küste (Abb. 6.1). Die im weiteren unter dem Begriff zentraler Arktischer Ozean zusammengefaßten nördlichen Becken (Kanadisches Becken, Makarov Becken, Eurasisches Becken, Abb. 6.1) besitzen einzig durch die Framstraße eine Tiefenwasser-Verbindung zu den südlichen Becken der Grönland-, Norwegen-, Labrador- und Islandsee und dem Atlantik. Die Topographie des Arktischen Mittelmeers und der umliegenden Kontinente ist in Abbildung 6.1 dargestellt.

Der Wasseraustausch des Arktischen Mittelmeeres mit den Weltozeanen findet hauptsächlich durch das 1700 km breite Seegebiet zwischen Grönland, Island und Schottland statt (Abb. 6.1). Der Austausch wird einzig durch den Grönland-Island-, Island-Färör- und Färör-Schottland-Rücken (GS-Rücken; weiße, dick gestrichelte Linie in Abbildung 6.1), der eine Satteltiefe von 800 m besitzt, eingeschränkt. Die weiteren Verbindungen wie die Bering-Straße (Satteltiefe von 80 m und 85 km Breite, Abb. 6.1), die Straßensee des Kanadischen Archipels und des Smith Sunds (weniger als 250 m tief, Abb. 6.1) sind zu flach oder zu eng, um für die Wasserbilanz der Weltozeane bemerkenswerte Beiträge zu liefern (Dietrich et al., 1975).

Die Wasserbilanz für Wassermassen des Arktischen Mittelmeers ist durch die festländischen Drainage der großen sibirischen Ströme (Abb. 6.1), den Einstrom durch die Bering-Straße, den Irmingerstrom westlich von Island und besonders durch den Nordatlantischen Strom nördlich von Schottland positiv (Abb. 6.1, Tomczak und Godfrey, 1994). Nur durch den südsetzenden Ostgrönlandstrom (Abb. 6.1) sowie durch das Überströmen des GS-Rückens mit kaltem Tiefenwasser aus der Grönland- und der Norwegensee wird diese positive Bilanz vermindert (Abb. 6.1, Tomczak und Godfrey, 1994).

Im wesentlichen charakterisieren drei Wassermassen das Arktische Mittelmeer. Das Arktische Tiefenwasser mit Temperaturen zwischen -0.5°C und -1.5°C und einem Salzgehalt von 34.95 PSU (*Practical Salinity Unit*) breitet sich über alle Becken aus. Darüber liegt in einer Schicht von 200 m bis 900 m atlantisches Wasser mit Temperaturen von 0°C bis 6°C und einem Salzgehalt von 34.9 PSU. Die restliche Wassersäule füllt das Arktische Oberflächenwasser. Dieses besitzt Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt von -1.5°C bis -1.9°C mit einem variablen Salzgehalt, der vom Frieren und Schmelzen des Meereises abhängt (Dietrich et al., 1975; Tomczak und Godfrey, 1994).

Das Frieren von Meerwasser kann zu Konvektionsprozessen führen, die zur Arktischen Tiefenwasserbildung beitragen. Das eigentliche Zentrum dieser Konvektions-

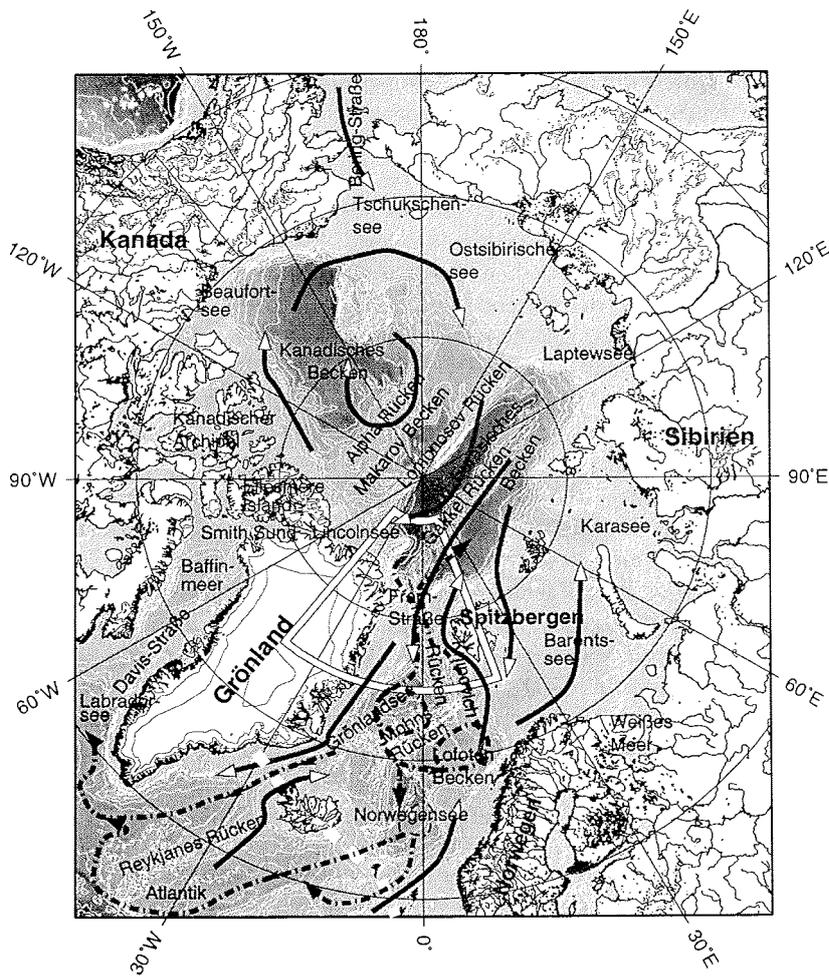


Abbildung 6.1: Topographische Karte nördlich des 60° Breitengrads. Die weiß umrandete Region kennzeichnet das untersuchte Gebiet. Es ist in Abbildung 6.2 differenzierter dargestellt. Weiße, dick, gestrichelte Linie: Grönland-Island-, Island-Färör-, Färör-Schottland-Rücken (GS-Rücken); Pfeile mit weißem Kopf: Oberflächenströmung; Pfeile mit schwarzem Kopf: Tiefenströmung; Strömungskarte nach Tomczak und Godfrey (1994).

prozesse liegt in der Grönlandsee (Budéus et al., 1999). In winterlichen Kälteperioden friert die Oberfläche zu, und es entsteht unterhalb der Eisschicht eine salzreiche, kalte und somit dichte Wassermasse, die absinkt. Durch Konvektion kann wärme-

res, leichteres Wasser aufsteigen, wiederum anfrieren und verdichtet werden. Diese Konvektionszellen sind für wenige Tage stabil und besitzen nur lokale Ausdehnung (Tomczak und Godfrey, 1994).

Als eine weitere Quelle des Arktischen Tiefenwassers kommen die Schelfgebiete vor der sibirischen Küste in Betracht (Tomczak und Godfrey, 1994). Die Entstehung von Tiefenwasser kann auch die Folge des Süßwassereinstroms durch die großen sibirischen Flüsse sein. Der dadurch verringerte Salzgehalt fördert das Anfrieren von Wasser an Meereis, so daß wiederum Salz ausfällt, was erneut das Verdichten und Absinken von oberflächennahem Wasser bewirkt.

Die Pforte zwischen dem Arktischen Ozean und den südlichen Becken bilden die Framstraße und der Schelf der Barentssee. Einzig durch die Tiefseerinnen der Framstraße (Abb. 6.1 und 6.2) ist der Austausch von Arktischem Tiefenwasser zwischen den nördlichen und den südlichen Becken möglich. Diese Meeresstraße ist heute etwa 450 km breit und im Mittel 2500 m tief. In der Framstraße transportiert eine Tiefenströmung Tiefenwasser aus der Grönlandsee in den Arktischen Ozean, so daß selbst Tiefenwasser am Kontinentalhang vor der Bering-Straße aus der Grönlandsee stammt (Tomczak und Godfrey, 1994). Im Gegenzug gelangt Arktisches Oberflächenwasser aus dem Arktischen Ozean ebenfalls durch die Framstraße in die Grönlandsee und kann hier verdichtet werden (Tomczak und Godfrey, 1994).

Für das über dem Arktischen Tiefenwasser liegende atlantische Wasser stellt der Barentsschelf keine Barriere dar, so daß der Austausch nicht nur durch die Framstraße, sondern auch östlich von Spitsbergen über die Barentssee stattfindet (Abb. 6.1).

Ohne die Tiefenwasserverbindung in der Framstraße wäre auch die Wasserschichtung im Arktischen Ozean verändert, so daß folgendes Szenario denkbar wäre:

Aufgrund der Süßwasserzufuhr durch die sibirischen Flüsse und der fehlenden Salzzufuhr durch das Tiefenwasser würde der Arktische Ozean ähnlich wie die Ostsee aussüßen. Der geringere Salzgehalt der Wassersäule würde das Anfrieren der oberen Wasserschicht beschleunigen, was zu verstärkten Ausfällen von Salz und wiederum zu einer Verdichtung der tieferen Wassermassen führen würde. Durch Konvektionsbewegung würden diese Wassermassen absinken und sich unterhalb des weiterhin über den Barentsschelf einströmenden atlantischen Wassers sammeln. Nachdem die konvektive Bewegung zum Erliegen gekommen wäre und sich ein Gleichgewichtszustand eingestellt hätte, würde diese dichte Tiefenwassermasse nicht wieder an die Oberfläche gelangen und vielleicht – wie in den Tiefenbecken der Ostsee – durch bakterielle Oxidation Sauerstoffarmut herbeiführen. Die Tiefsee des Arktischen Ozeans wäre somit durch zusätzlich reduzierten Sauerstoff ein unwirtlicher Ozean. Nur einzelne Ereignisse, bei denen neugebildetes Tiefenwasser aus der Grönlandsee die angenommenen Schwellen der Framstraße überströmen würde, könnte zur Durchmischung und Sauerstoffanreicherung des zentralen Arktischen Beckens führen.

Dieses lokale Szenario hätte Folgen für die Ausbreitung von Atlantischem Oberflächenwasser nach Norden sowie die Meereismächtigkeit und den Transport von Meereis nach Süden (Lemke, 1993).

Der globale Einfluß besteht darin, daß das Wasser, welches die Framstraße nach Süden passiert, zur Bildung des Arktischen Tiefenwassers in der Grönlandsee genutzt wird. Das kalte Arktische Tiefenwasser aus der Framstraße und der Grönlandsee vermischt sich nach dem Überströmen des GS-Rückens mit atlantischen Wassermassen.

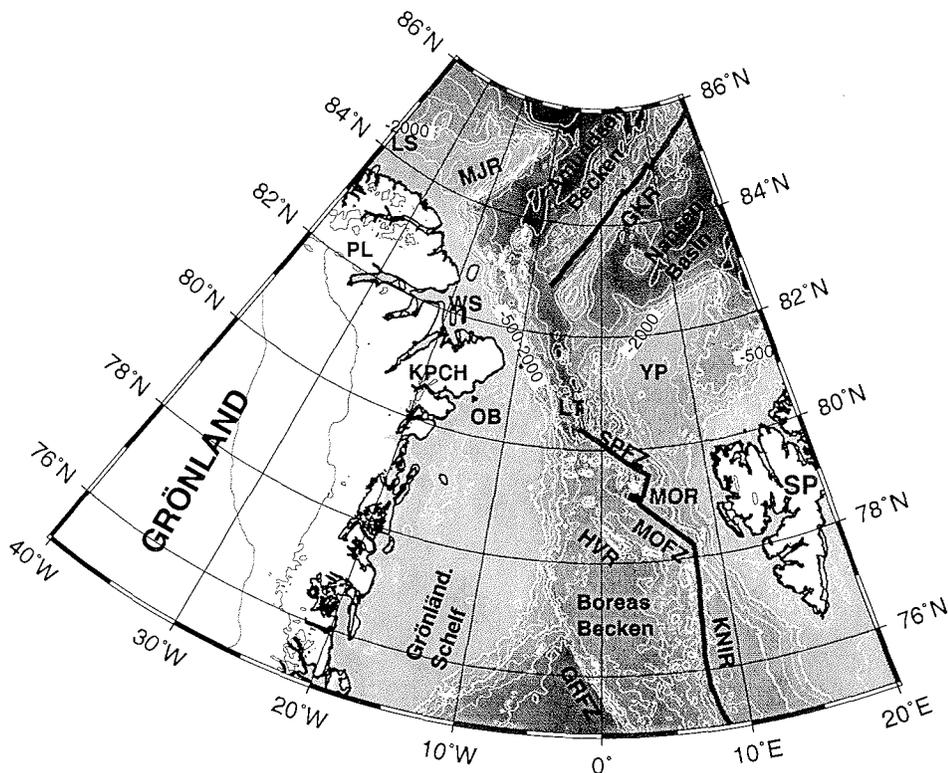


Abbildung 6.2: Topographisches Modell der Framstraße und der umliegenden Region. In der südlichen Framstraße, bis etwa 81°N, besteht eine akzeptable bathymetrische Datendichte verschiedener Autoren (Meyer, pers. Mitteilung, Heidland et al. (1998)), jedoch basiert in der nördlichen Framstraße und dem westlichen Eurasischen Becken die Topographie hauptsächlich auf dem GEBCO Kartensatz, Blatt 5.17 (Johnson et al., 1979). LS = Lincolnsee, PL = Peary Land, KPCH = Kronprins Christian Land, MJR = Morris Jesup Rise, WS = Wandelsee, OB = Ob-Bank, LT = Lena Trog, GKR = Gakkel Rücken, YP = Yermak Plateau, SPFZ = Spitsbergen Fracture Zone, MOR = Molloy Rücken, MOFZ = Molloy Fracture Zone, HVR = Hovgaard Rücken, KNIR = Knipovich Rücken, GRFZ = Grönland Fracture Zone, SP = Spitsbergen. Eingezeichnete Konturlinien: Wassertiefe 100 m, 500 m bis 4500 m in 500 m-Schritten, die 2000 m-Linie wurde dick hervorgehoben. Höhenlinien: 1000 m und 2000 m. Die dick markierte schwarze Linie entspricht der bisher angenommenen Plattengrenze zwischen Eurasischer Platte und Grönländischer/Nordamerikanischer Platte (Sundvor und Austegard, 1990).

Die neu gebildete, kalte Wassermasse mischt sich mit Wassermassen aus der Labradorsee (Abb. 6.1) zum Nord-Atlantischen-Tiefenwasser NADW. Das südströmende NADW ist der Beitrag des Atlantiks zur globalen ozeanischen Zirkulation (Broecker, 1991). Die thermohaline Tiefenwasserbildung des Arktischen Tiefenwassers ist so für

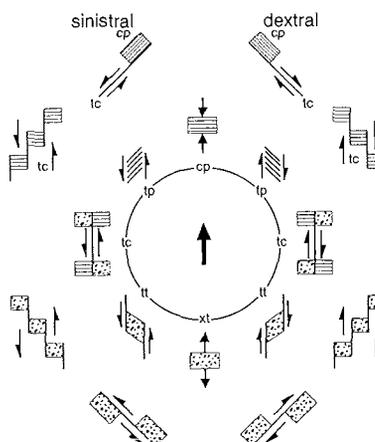
den Erhalt der globalen ozeanischen Zirkulation verantwortlich (Schmitz, 1995). Durch die Bedeutung des NADWs für das Klima ist die tektonische Evolution der Framstraße nicht nur für die Hydrographie der Arktis interessant. Sie besitzt auch einen wichtigen Einfluß auf die klimatische Entwicklung der Erde. Seit wann eine Tiefenwasserbindung zwischen dem Arktischen Ozean und den südlichen Becken besteht, erläutert das tektonische Entwicklungsmodell der Framstraße.

6.2 Tektonische Entwicklung

Bis vor 100 Ma war der Arktische Ozean ein Randmeer des damaligen Pazifiks. Die Kollision von Alaska/Tschukschien mit Sibirien schloß den Zugang zum Pazifik (Lawver et al., 1990). Bis auf die verbleibende Flachwasserverbindung der Bering-Straße war der Arktische Ozean vom Pazifik abgeschottet. Es bildete sich ein abgeschlossenes Ökosystem im Arktischen Ozean, das keinen Tiefenwasserzufluß besaß. Die Öffnung der Labradorsee und des Nordatlantiks führte zur Separation der Grönländischen/Nordamerikanischen und der Eurasischen Platte (Lawver et al., 1990), so daß die ozeanische Kruste entlang der Rückensysteme der Labradorsee, der Grönlandsee und des Eurasischen Beckens gebildet wurde (Vogt et al., 1979). Die heute entwickelten tektonischen Modelle für Spitsbergen und Grönland gehen auf die Bestimmung der Rotationspole von Srivastava und Tapscott (1986) zurück. Die Modelle zeigen als Konsens ein schrittweises Öffnen der Grönlandsee, eine stetige, langsame Spreizung entlang des Gakkel Rückens und postulieren eine Bewegung entlang einer Transform-Zone in der heutigen Framstraße. Folgende Entwicklungsschritte dieser Region können unterschieden werden:

Chron 33 (80 Ma) – Chron 25 (59 Ma) Während Chron 33 begann die Trennung von Grönland und Labrador. Die Spreizung der Labradorsee (Abb. 6.1) dauerte bis Chron 13 (36 Ma) an. Aus ihr folgte zunächst eine gemeinsame nordwärts gerichtete Bewegung Grönlands und Spitsbergens (Roest und Srivastava, 1989). Spitsbergen trennte sich zusammen mit der eurasischen Platte zwischen Chron 33 und Chron 25 (80 Ma – 59 Ma) entlang einer dextralen Strike-Slip-Zone von Grönland (Abb. 6.3a Müller und Spielhagen, 1990). Die Trennung vollzog sich zunächst als Transcurrent* möglicherweise mit einer Transtensions-Komponente. Für die Transtensions-Komponente spricht die in diesem Zeitraum stattfindende Vertiefung des Forlandsundet Graben (FLSG, Abb. 6.3a, Harland, 1997). Die Plattengrenze verlief in diesem Zeitintervall wahrscheinlich entlang der Trolle Land Fault Zone (Abb. 6.3a). Ab Chron 31 begann eine reine Transcurrent-Strike-Slip-Bewegung

* Eine Differenzierung der Horizontalbewegung zweier tektonischer Platten kann in verschiedenen Typen gegliedert werden (Harland, 1997): Die Bewegung kann a) aufeinander zu (Compression: Abk. cp), b) voneinander weg (Extension: Abk. xt) oder c) vorbeischiebend erfolgen (Strike-Slip-Bewegung). Eine weitere Untergliederung der Strike-Slip-Bewegung erfolgt durch die Verschiebungsrichtung der nördlichen Platte, linksseitige (sinistral) oder rechtsseitige Verschiebung (dextral) und zusätzlich zwischen der reinen Strike-Slip-Bewegung (Transcurrent: Abk. tc), einer Bewegung mit anteiliger Druck- (Transpression: Abk. tp) oder Dehnungskomponente (Transtension: Abk. tt). In der nebenstehenden Grafik sind die Bewegungskomponenten eingezeichnet. Aufschiebungsbereiche sind gepunktet, Dehnungsbereiche liniert dargestellt.



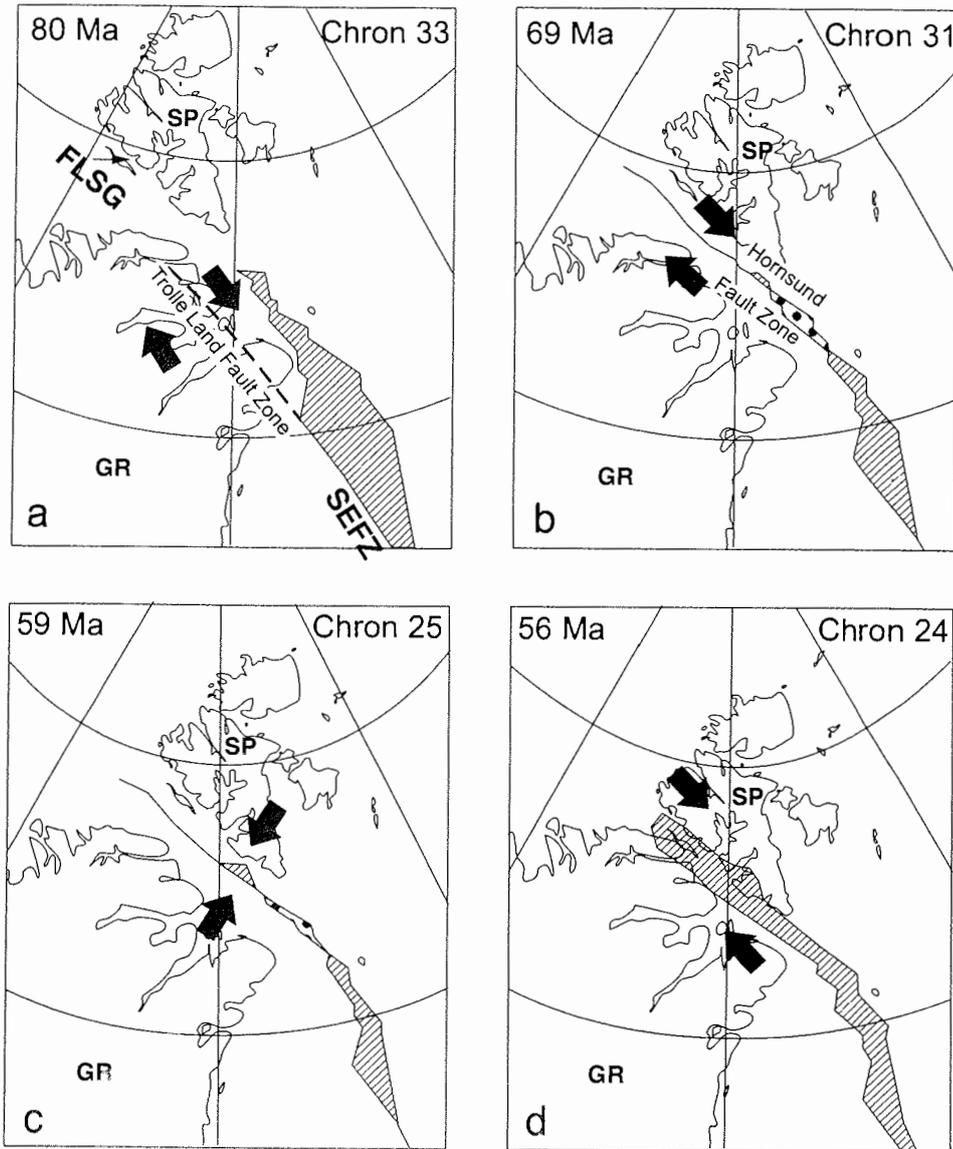


Abbildung 6.3: Die Evolution der Framstraße modifiziert nach Müller und Spielhagen (1990) und Eldholm et al. (1984b). Schwarze, dick markierte Pfeile zeigen die vermutete Plattenbewegung. Schraffierte Zone: überlappender Krustenbereich, gepunktete Zone: fehlender Krustenbereich bei der Rekonstruktion unter der Annahme unveränderter Kontinentalränder. a.) Chron 33: Transtensions-Bewegung, Plattengrenze entlang der Trolle Land Fault Zone in Verlängerung der Senija Fracture Zone (SEFZ), FLSG \equiv Forlandsundet Graben; b.) Chron 31: Transcurrent-Bewegung, Sprung der Plattengrenze zur Hornsund Fault Zone; c.) Chron 25: Transpressions-Bewegung; d.) Chron 24: Transpressions-Bewegung.

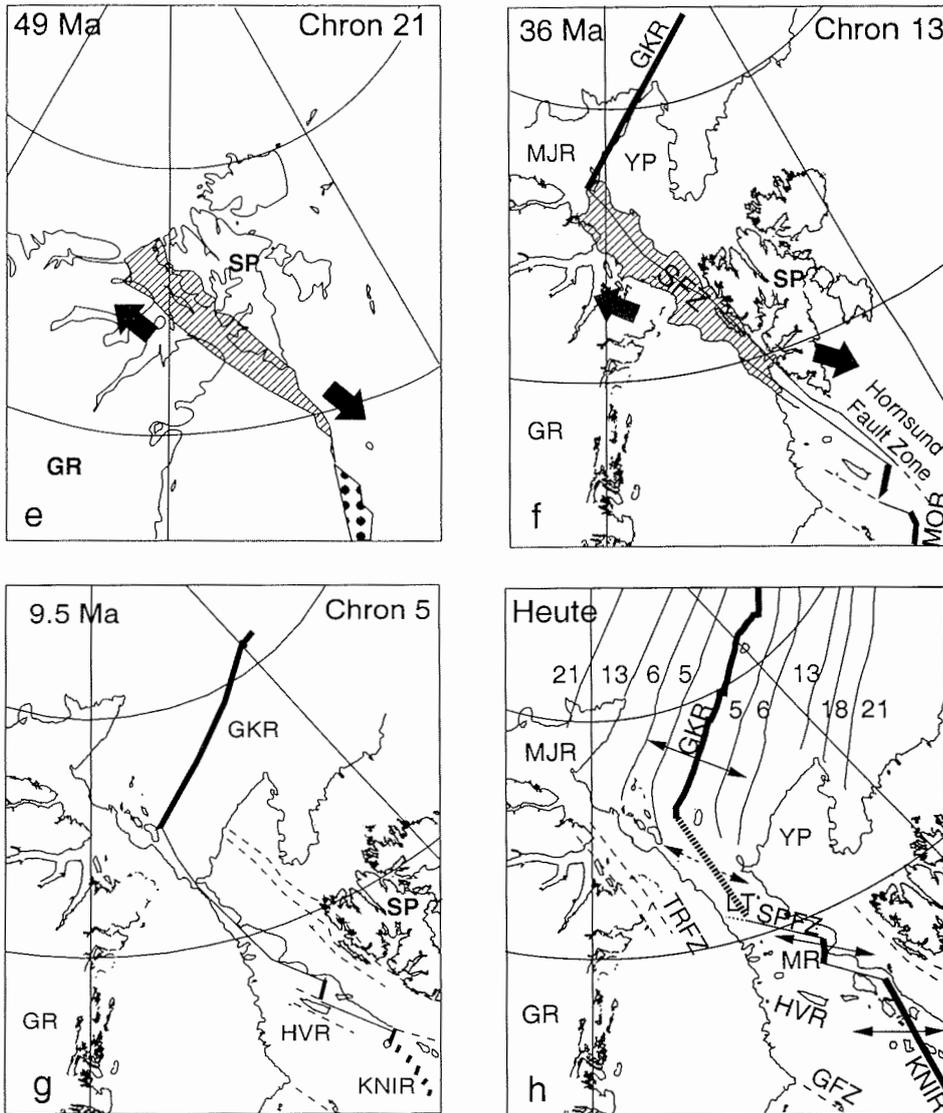


Abbildung 6.3: Die Evolution der Framstraße modifiziert nach Müller und Spielhagen (1990) und Eldholm et al. (1984b). Dicke Linien markieren Spreizungsachsen die durch Transformstörungen miteinander verbunden sind (dünne Linien), kleine Pfeile geben Spreizungsrichtung an. Der dick schraffierte Bereich markiert den Rückenverlauf nach Oakey et al. (1998). Gestrichelte Linien zeigen den Verlauf weiterer Störungszonen. In Teilabbildung h sind zusätzlich magnetische Anomalien eingezeichnet, und die Indizes an den Anomalien entsprechen den von Vogt et al. (1979) angenommenen Isochronen. In den Abbildungen f bis h ist die 2000m-Isobathe dargestellt.

e.) Chron 21: Transpressions-Bewegung. Zwischen Chron 18 und Chron 13: Entstand das Yermak Plateau (YP) und der Morris Jesup Rise (MJR). f.) Chron 13: Transpressions-Bewegung. Ab Chron 13 folgte die wahrscheinlich bis heute andauernde dextrale Transstensions-Bewegung. g.) Chron 5: Platten überlappungsfrei. Der Verlauf der Plattengrenze im nördlichen Lena Trog (LT) ist bisher nicht gesichert.

(Abb. 6.3b). Die Bewegungsänderung hatte einen gleichzeitigen ostwärtigen Sprung der Plattengrenze zur Folge (vgl. Abb. 6.3a mit Abbildung 6.3b). Die Plattengrenze zwischen Grönland und Spitsbergen verlief nun an der Hornsund Fault Zone (Håkansson und Pedersen, 1982).

Chron 25 (59 Ma) – Chron 13 (36 Ma) Eine drastische Änderung der Spreizungsrichtung in der Labradorsee während Chron 25 bis Chron 24 (Roots und Srivastava, 1984) hatte eine Transpressions-Bewegung zwischen Grönland und Spitsbergen zur Folge (Abb. 6.3c; Müller und Spielhagen, 1990). Hieraus resultierte eine Verkürzung der Störungszone um 57–70 km und ein lateraler Schub von 30 km. Diese Transpressions-Phase wurde von Lowell (1972) in das tektonische Modell eingeführt und durch Untersuchungen von Steel et al. (1985) bestätigt. Sie basiert auf dem Aspekt, daß sich aufgeschobene Strukturen im Svalbard Orogen formten.

Die Grönlandsee öffnete sich zwischen Chron 25 und Chron 24 (Talwani und Eldholm, 1977). Ab Chron 24 bewegte sich Grönland relativ zu Eurasien in nordwestliche Richtung (Abb. 6.3d). Die zusätzlich einsetzende aktive Meeresbodenspreizung im Eurasischen Becken führte zur Abspaltung des Lomonosov Rückens vom Barentschelf (Eldholm et al., 1984b; Jokat et al., 1992; Kristofferson, 1990).

Die tektonischen Bewegungen zwischen Grönland und Spitsbergen ab Chron 24 bis Chron 13 sind weiterhin durch eine Strike-Slip-Bewegung mit einem Transpressions-Anteil charakterisiert (Srivastava und Tapscott, 1986). Diese führte erneut zu einem dextralen, horizontalen Schub von 160 km Länge und einer Verkürzung der Störungszone zwischen Spitsbergen und Grönland von 15 km - 20 km (Abb. 6.3c–6.3f). In diesem Zeitraum war Grönland ganz von aktiven Plattenrändern umgeben (Müller und Spielhagen, 1990). Zwischen Chron 18 – Chron 13 formte Vulkanismus entlang dem westlichen Ende des Gakkel Rückens das Yermak Plateau und den Morris Jesup Rise (Abb. 6.3; Feden et al., 1979; Kristofferson, 1990; Vogt et al., 1979).

Die Rekonstruktion aufgrund heutiger Kontinentalränder zeigt eine Überlappung der Platten bis Chron 5 (schraffiert dargestellt in den Abb. 6.3a bis Abb. 6.3f Srivastava und Tapscott, 1986).

Chron 13 (9.5 Ma) – Heute Ab Chron 13 kam die Meeresbodenspreizung in der Labradorsee zum Stillstand und stoppte somit die nach Norden gerichtete Plattenbewegung Grönlands (Eldholm et al., 1990). Grönland bewegte sich nun westwärts relativ zu Eurasien als Teil der nordamerikanischen Platte (Abb. 6.3f). Dies hatte zur Folge, daß die aktive Spreizung am Gakkel Rücken und am Mohns Rücken durch die verbindende Transform-Störung (Spitsbergen Fracture Zone, Abb. 6.3f) ausgeglichen werden mußte, wodurch sich eine Transtensions-Phase anschloß (Srivastava, 1978).

Als sich das Spreizungszentrum zwischen Spitsbergen und Grönland vom Mohns Rücken nach Norden aus fortsetzte, spaltete sich ein kontinentales Fragment von Spitsbergen ab (Mylre et al., 1982). Dies erklärt die Entstehung des Hovgaard Rückens (HVR) (Abb. 6.2, Abb. 6.3f–Abb. 6.3h).

Durch diese Transtensions-Bewegung und der nach Norden fortschreitenden Spreizungsachse öffnete sich die Tiefenwasserverbindung der Framstraße ab Chron 5

(Srivastava und Tapscott, 1986). Das gesamte Rückensystem der Framstraße (Nomenklatur in Abb. 6.2) ist somit vermutlich seit Chron 5 aktiv. Die heutige asymmetrische Position des aktiven Knipovich Rückens resultiert aus der letzten ostwärtigen Verschiebung vor 5 Ma–6 Ma (Sundvor und Eldholm, 1979). Der Verlauf des Rückensystems nördlich des Lena Trops ist bisher nicht exakt bekannt und somit ist auch nicht klar, bis wann der Tiefenwasserzugang durch Schwellen und Fragmente versperrt war.

Dieses Evolutionmodell wurde hauptsächlich aus seismologischen und magnetischen Daten sowie aus Wärmeflußdaten erstellt. Ihre Interpretation lassen Fragen offen, wie z. B. den Verlauf der Spreizungs-Zone in der nördlichen Framstraße, die Entstehung des Morris Jesup Rises und Yermak Plateaus zwischen Chron 18 und Chron 13. Zudem ist die in der Rekonstruktion vorhandene Überlappung der Platten bis Chron 5 unbefriedigend. In dem folgenden Kapitel werden die bestehenden Datensätze dargestellt und die verschiedenen Interpretationsmöglichkeiten umrissen.

6.3 Bestehende geophysikalische Informationen

Seismologische Daten Heute verläuft die seismisch aktive Hauptzone (Abb. 6.4, Savostin und Karasik, 1981) entlang des Knipovich Rückens, der Molloy Fracture Zone, des Molloy Rückens, der Spitsbergen Fracture Zone und des Gakkel Rückens (Abb. 6.2). Entlang dieser Zone treten Beben mit höherer Magnitude (≥ 5) auf, deren Hypozentren nicht tiefer als 43 km sind. Vom Knipovich Rücken bis zur Spitsbergen Fracture Zone (Abb. 6.2) markiert die seismisch aktive Zone eindeutig die Plattengrenzen. Im nördlichen Teil des Knipovich Rückens sind nur wenige Beben aufgezeichnet, jedoch nimmt die Anzahl der Beben bei der Molloy Fracture Zone, dem Molloy Rücken und der Spitsbergen Fracture Zone wieder zu. Entlang der Spitsbergen Fracture Zone verlagert sich der seismische Gürtel nach Nordwesten (Abb. 6.4). In dem sich anschließenden Übergang vom Lena Trog zum Gakkel Rücken reduziert sich nördlich von 82°N erneut die Bebenanzahl (Abb. 6.4). Die geringere Anzahl der Beben kann aus relativ kurzer Beobachtungszeit (von 1962 bis 1999), einer geringen Sensitivität des Netzwerks für diese Region oder einer weniger aktiven Region resultieren. Bisher konnte nur für ein einziges Beben nördlich Spitsbergen Fracture Zone eine Herdflächenlösung bestimmt werden (Savostin und Karasik, 1981). Dieses fand bei 81.5°N/3.4°W statt (Beben 23 in Abb. 6.4). Savostin und Karasik (1981) stellten eine sinistrale NW–SE streichende Verschiebung fest. Diese sinistrale Verschiebung steht im Gegensatz zur vorherrschenden dextralen Bewegungsrichtung, wie sie die Beben 25 und 11 entlang der Spitsbergen Fracture Zone dokumentieren. Savostin und Karasik (1981) interpretieren das Beben 23 als Ort einer weiteren Transform–Störung, die die Rückenstruktur um 20–30 km in Richtung Süden verschob (Rückenmodell nach Savostin und Karasik (1981) in Abbildung 6.8).

Eindeutig sind die Abschiebungen entlang des Knipovich Rückens (Abb. 6.4, Beben 21 und 22), des Molloy Rückens (Abb. 6.4, Beben 13 und 18) und des Gakkel Rückens (Abb. 6.4, Beben 1) zu erkennen. Ebenso ist eine dextrale Strike–Slip–Bewegung in der Spitsbergen Fracture Zone und der Molloy Fracture Zone durch die Herdflächenlösung 3, 6, 11, 15, 19, 20, 22, 24 und 25 gekennzeichnet. Die

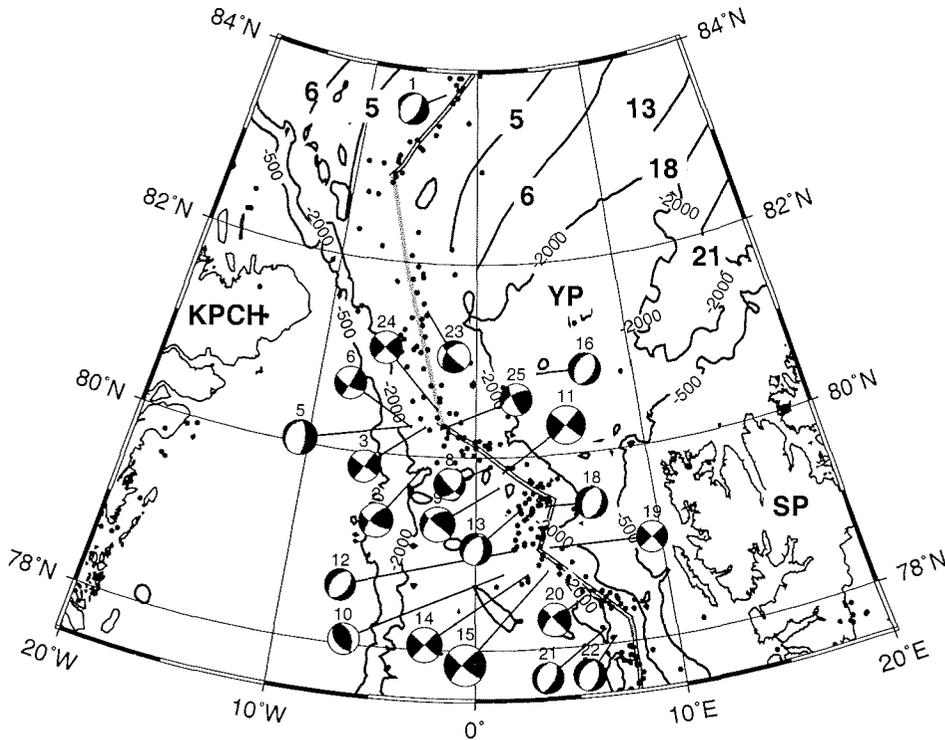


Abbildung 6.4: Seismologische Daten, Harvard Centroid Moment Tensor: Aufzeichnungszeitraum Jan. 1977 bis Mai 1999 (Harvard Seismology, 1999), 7. Apr. 1967, 19. Nov. 1972, 25. Nov. 1972 (Savostin und Karasik, 1981). Epizentren: United States Geological Survey, USGS (1999). Nördlich von 82° entsprechen die schwarzen Linien den datierten Isochronen (Vogt et al., 1979). Die schwarz umrandete graue Linie entspricht dem heute bekannten Verlauf, die hellgraue Linie zeigte den von Oakey et al. (1998) postulierten Verlauf der Plattengrenze. Abkürzungen siehe Abbildung 6.2.

bisherigen Untersuchungen der seismologischen Aufzeichnungen ergeben daher nur für den Bereich des Knipovich Rückens bis zur Spitsbergen Fracture Zone und Gakkel Rücken ein eindeutiges Resultat. Auf die Strukturen nördlich des Lena Trops kann aufgrund der wenigen bisher aufgezeichneten Beben nicht geschlossen werden.

Magnetfelddaten Die magnetischen Anomalien nach Oakey et al. (1998) sind in Abbildung 6.5 für den Bereich der Framstraße und des Eurasischen Beckens dargestellt. Im westlichen Eurasischen Becken sind die von Vogt et al. (1979) datierten Isochronen 5, 6, 13 und 18 eingetragen. Zwischen 78°N und 82°N kann den magnetischen Anomalien bisher keine eindeutige Isochrone zugeordnet werden.

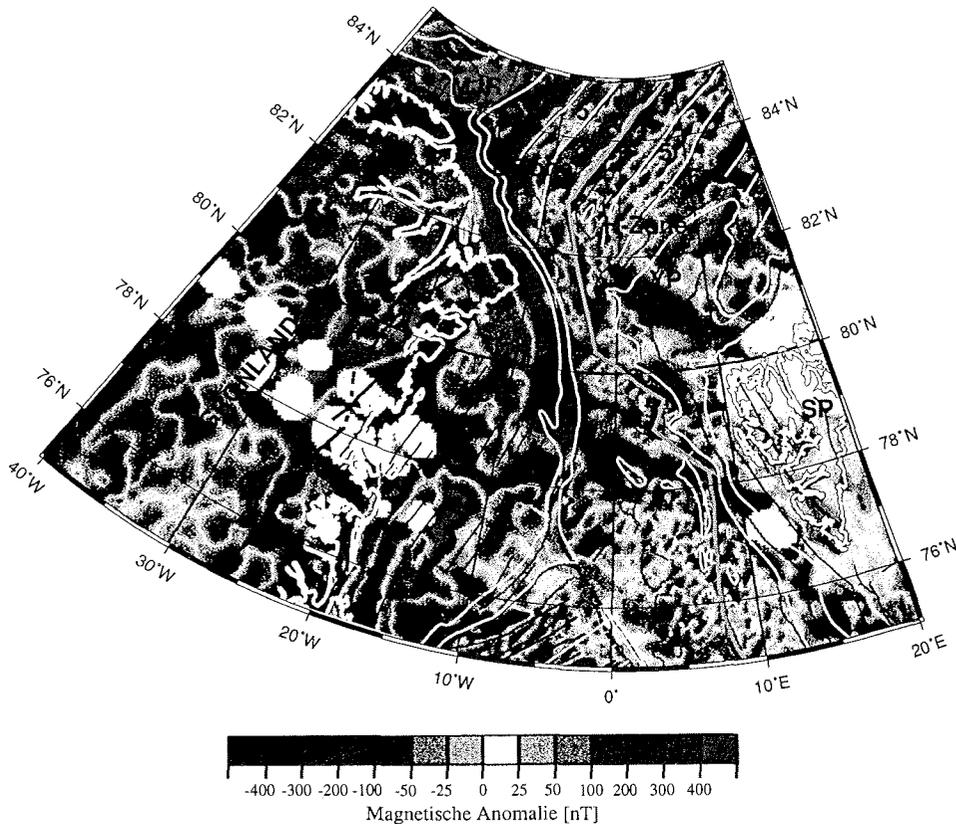


Abbildung 6.5: Magnetische Anomalienkarte für das westliche Eurasische Becken und die Framstraße (Oakey et al., 1998). Weiße dick markierte Linien \equiv Küstenlinien; weiße dünne markierte Linien \equiv 500 m und 2000 m Isobathen, Nördlich von 82° weiße Linien \equiv datierten Isochronen (Vogt et al., 1979). Abkürzungen siehe Abbildung 6.2.

Nordwestlich des Yermak Plateaus ist die Amplitude der magnetischen Anomalien um mehr als das dreifache größer als die anderen der Spreizungsanomalien (Feden et al., 1979). Jackson et al. (1982) bezeichnet diese Zone als H-Zone (*high zone*) im Gegensatz zur nordwestlich des Gakkel Rückens liegenden L-Zone (*low zone* Abb. 6.5). Diese verläuft entlang des südöstlichen Hangs des Morris Jesup Rises, der Wandelsee und der Ob-Bank. Eine noch offene Frage ist, worin sich diese magnetische H-Zone von der angrenzenden L-Zone unterscheidet. Sowohl das topographische Hoch (Abb. 6.2) am westlichen Ende der H-Zone wie auch das magnetische Signal suggerieren eine verdickte Kruste in diesem Bereich. Feden et al. (1979) assoziierte mit dieser H-Zone einen *Hot Spot*, den Yermak Hot Spot. Ihrer Auffassung nach soll dieser zu erhöhten Magmatismus geführt haben, der die Öffnung des Eurasischen Beckens und die Hebung des Morris Jesup Rises und des

Yermak Plateaus einleitete. Vogt et al. (1979) und Feden et al. (1979) postulierten, daß sich der Morris Jesup Rise und das Yermak Plateau zwischen Chron18 und Chron 13 entlang des Gakkel Rückens entwickelten. Beide Plateaus besitzen an der nordöstlichen Spitze ein magnetisches Hoch (Abb. 6.5). Im Gegensatz zum Morris Jesup Rise unterteilt eine in südöstlicher Richtung streichende negative Magnetfeld-anomalie das Yermak Plateau in eine südwestliche und eine nordwestliche Region.

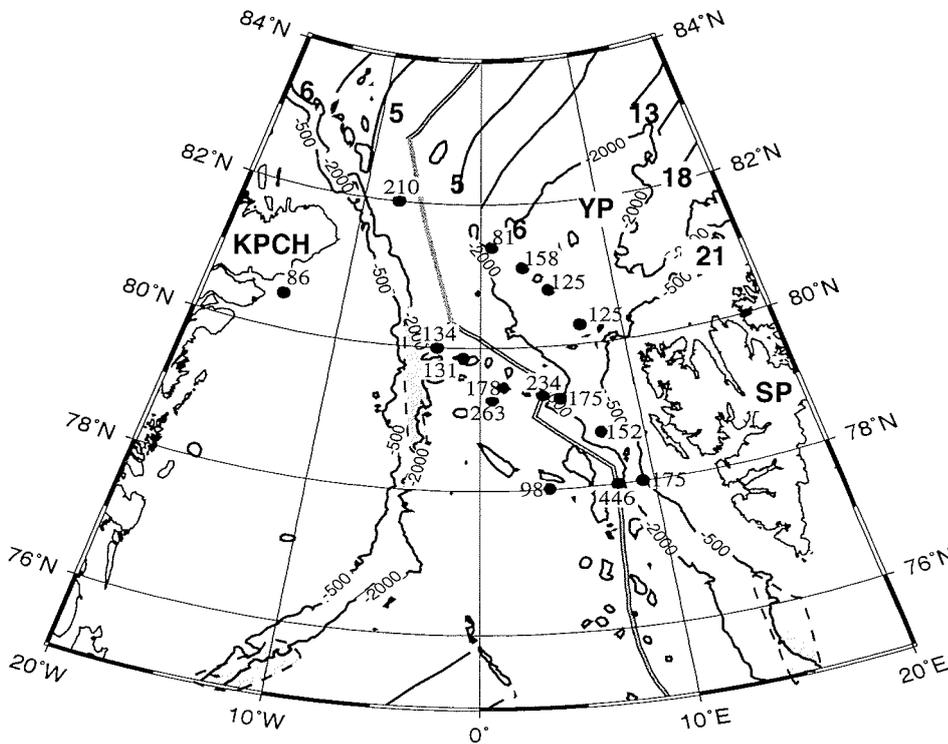


Abbildung 6.6: Wärmefluß Daten (schwarze Punkte) in mW m^{-2} (Boström und Thiede, 1984; Crane et al., 1988). Grau markierte Bereiche kennzeichnen die Regionen, in denen von Vogt et al. (1998) klassifizierte Schwerefeldanomalien (AMGHs, siehe Text und Abb. 6.7) beobachtet wurden. Nördlich von 82° weiße Linien \equiv datierten Isochronen (Vogt et al., 1979). Abkürzungen siehe Abbildung 6.2.

Wärmeflußdaten Der südwestliche, magnetisch ruhigere Teil des Yermak Plateaus ist in Relation zur Entfernung vom Gakkel Rücken, dem zunächst vermuteten Entstehungsort, ungewöhnlich warm (Abb. 6.6; $\geq 100 \text{ mW m}^{-2}$). Nach Crane et al. (1982) entsprechen die Wärmeflußwerte etwa dem zweifachen des Wertes für eine normale ozeanische Kruste dieses Alters ($36 \text{ Ma} \approx 50 \text{ mW m}^{-2} - 60 \text{ mW m}^{-2}$). Crane et al. (1982) schlossen, daß nach dem Wärmeflußmodell von Royden et al. (1980)

das Yermak Plateau zwar aus rein ozeanischer Kruste besteht, es aber jüngeren Ursprungs sei (13 Ma – 22 Ma) als angenommen. Die ausgeprägten magnetischen Anomalien, die während Chron 5 im Eurasischen Becken formiert wurden, besitzen zum Gakkel Rücken hin keine Symmetrie (Abb. 6.5). Diese Beobachtung deuten Crane et al. (1982) als Versatz in der Spreizungszone, die den Rücken nach Süden verlagerte, so daß das westliche Yermak Plateau vor 16 Ma – 10 Ma wieder aktiv wurde. Daraus resultieren die erhöhten Wärme flußdaten des westlichen Yermak Plateaus in Abbildung 6.6.

Jackson et al. (1982) vermuten jedoch, daß die Kruste des Yermak Plateau kontinentalen Ursprungs ist, aber durch Intrusionen gedehnt oder tektonisch fragmentiert wurde. Die südöstliche magnetisch ruhige Zone sowie Gneisfunde sind Argument für eine intrudierte, kontinentale Kruste des Yermak Plateaus.

Mit Hilfe der Magnetfeldmessung und der Wärme flußdaten kann die Entstehung des Yermak Plateaus und des Morris Jesup Rises zeitlich ungefähr eingegrenzt werden.

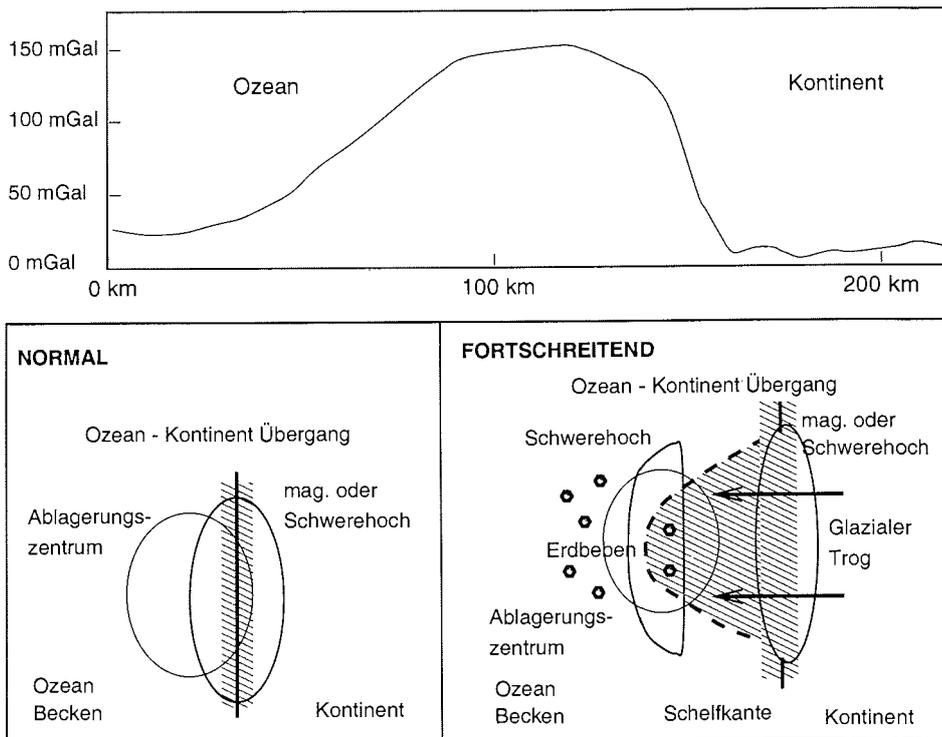


Abbildung 6.7: Typische Anomalie eines *Arctic Margin Gravity Highs* nach Vogt et al. (1998). In der oberen Abbildung sind die beobachteten Schweredaten dargestellt. Das untere Schema faßt die Beobachtungen an einer normalen sowie fortschreitenden Schelfkante zusammen.

Schwerefelddaten Eine Reihe von Schwerefeldanomalien entlang der Kontinentalränder Spitsbergens und Grönlands wurden bereits erfaßt und von Vogt et al. (1998) klassifiziert (*Arctic Margin Gravity Highs* (AMGHs); grau markierte Bereiche in Abbildung 6.6). Dieser Klasse von Schwerehochs konnten Anomalien entlang des südwestlichen Schelfrands Spitsbergens (Myhre und Eldholm, 1988) und südlich 80°N entlang des östlichen Schelfrands von Grönland zugeordnet werden (Abb. 6.6). Störungszone erklären diese Anomalien nicht, da die beobachteten Anomalien zu weit und zu flach sind. Ein besseres Modell ergibt sich aus der Kombination eines Sedimentbeckens mit einer dichteren kristallinen Kruste vor dem Schelf. In Abb. 6.7 ist ein typisches Profil dieser Anomalie nach Vogt et al. (1998) dargestellt. AMGHs besitzen folgende Charakteristika:

1. eine Amplitude von 50–150 mGal (Abb. 6.7, oben) und eine Ausdehnung von 50–100 km
2. eine asymmetrische Form, der höhere Gradient ist landwärts (Abb. 6.7, oben)
3. ein Fehlen von ausgeprägten, magnetischen Anomalien
4. sie entstanden im Einflußgebiet von glazialen Trögen (Abb. 6.7, unten). Daraus resultiert eine hohe Sedimentationsrate und eine fortschreitende Schelfkante. Die Sedimentakkumulation erreicht 6–8 km vor Spitsbergen, 8 km vor Grönland.

Falls sich diese Beobachtung am Kontinentalrand östlich des Kronprins Christian Lands (Abb. 6.6) fortsetzt, hätte das für die Rekonstruktion eine Verringerung der modellierten Krustenüberlappung vor Chron 5 zur Folge. Ein Widerspruch in dem beschriebenen tektonischen Modell wäre damit aufgehoben.

6.4 Offene Fragestellungen

Es wurde gezeigt, daß die überregionale Entwicklung der Framstraße bereits mit dem heutigen Kenntnisstand nachvollziehbar ist (Abb. 6.3a–h). Die Framstraße wird westlich und östlich durch die zwei passiven Kontinentalränder Grönlands und Spitsbergens begrenzt. Die in der Framstraße aktive Plattengrenze zwischen der Nordamerikanischen/Grönländischen- und der Eurasischen Platte verläuft als Verlängerung des Mittelatlantischen Rückens asymmetrisch nahe der Schelfregion Spitsbergens (Abb. 6.4). Gebildet wird das Rückensystem durch Knipovich Rücken, Molloy Fracture Zone, Molloy Rücken, Spitsbergen Fracture Zone und Gakkel Rücken.

Der Verlauf der Plattengrenze zwischen der nördlichen Spitsbergen Fracture Zones bis zum Gakkel Rückens ist bisher nicht bekannt (Jokat, im Druck). Aufgrund der Interpretation der Seismologie-, Magnetfeld- und Wärmeflußdaten wurden in diesem Bereich fünf verschiedene Modelle vorgeschlagen (Abb. 6.8 und 6.9). Nicht nur die Plattengrenze, sondern auch die angenommene Topographie und Entstehung der Meeresbodenstrukturen sind im Bereich des Lena Trops (Abb. 6.9, quergestreifter Bereich) nur von rudimentärem Charakter.

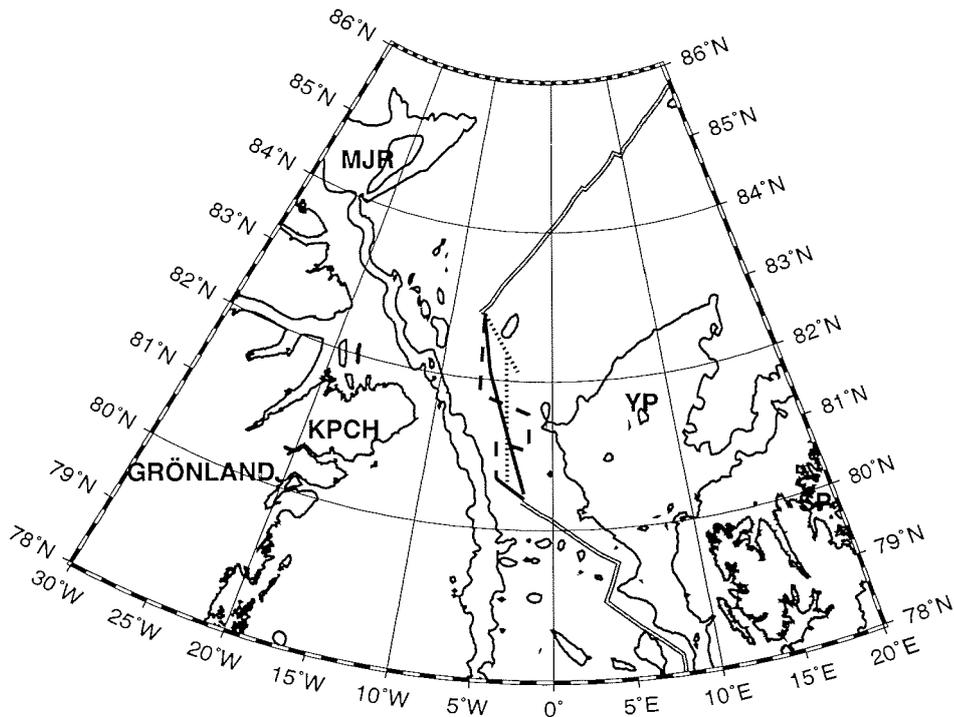


Abbildung 6.8: Zusammenstellung der bestehenden Modelle 1 - 3 der Plattengrenze in der nördlichen Framstraße. Durchgezogene Linie: Plattengrenze abgeleitet aus topographischen Daten (Sundvor und Austegard, 1990); gestrichelte Linie: Plattengrenze abgeleitet aus seismologischen Daten (Savostin und Karasik, 1981); gepunktete Linie: Plattengrenze abgeleitet aus magnetischen Daten (Jackson et al., 1982).

Bei der tektonischen Entwicklung entsteht zwischen Spitsbergen und Grönland eine kontinentale Überlappung (Abb. 6.3a – 6.3f und Abb. 6.9, schraffierte Bereiche). Es stehen folgende Lösungsansätze zur Diskussion:

- Die Plattengrenzen verlaufen nicht an den vermuteten Positionen.
- Während der Strike-Slip-Bewegung hat sich durch Krustendehnung (Trans-tensions-Komponente) und damit einer einhergehenden Ausdünnung der kontinentalen Kruste der Kontinentalrand verschoben.
- Glaziale Tröge bildeten Sedimentablagerungszentren, so daß sich der nord-ostgrönländische Kontinentalrand mit den Jahren weiter verlagerte (Abb. 6.9, schraffierte Flächen).

Neben der Überlappung von Spitsbergen und Grönland besitzen auch das Yermak Plateau und der Morris Jesup Rise von Chron 24 bis Chron 13 eine Überlappung. Bisher konnte nicht eindeutig geklärt werden, ob der Morris Jesup Rise und das

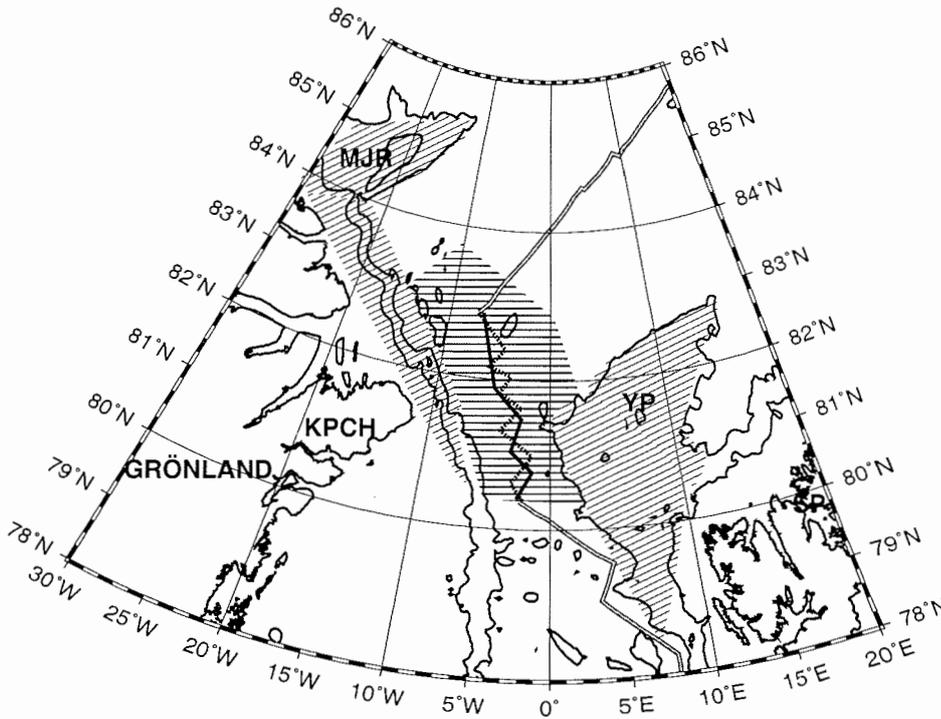


Abbildung 6.9: Zusammenstellung von zwei weiteren Modellen zum Verlauf der Plattengrenze in der nördlichen Framstraße. durchgezogene Linie: Plattengrenze nach Rekonstruktion von Srivastava (1985); gestrichelte Linie: Plattengrenze nach Rekonstruktion von Lawver et al. (1990); schrägschraffierte Flächen: Schelf- und Plateauregionen, deren Entstehung ungeklärt ist; horizontalschraffierte Fläche: Tiefsee deren Struktur und Entstehung unbekannt ist.

Yermak Plateau nur einem oder mehreren unterschiedlichen Formungsmechanismen unterlagen. Wo sich dort die Grenze zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste befindet, steht ebenso zur Diskussion.

Die bestehenden Fragen konnten unter anderem aufgrund der ganzjährigen Eisbedeckung und der bisher fehlenden flächendeckenden Schwerfeldinformationen nicht abschliessend beantwortet werden. In diesem Gebiet eignet sich das in Kapitel 5 beschriebene flugzeuggestützte Meßsystem besonders zur Erfassung von Schwerfelddaten. Diese gesammelten Schwerfelddaten der Flugkampagnen NORDGRAV97 und NOGRAM98 können die bestehenden Widersprüche lösen und weitere Anhaltspunkte für ein detaillierteres Modell der Öffnung der Framstraße geben.

6.5 NORDGRAV97 und NOGRAM98, Schwerefeldmessung über der Framstraße

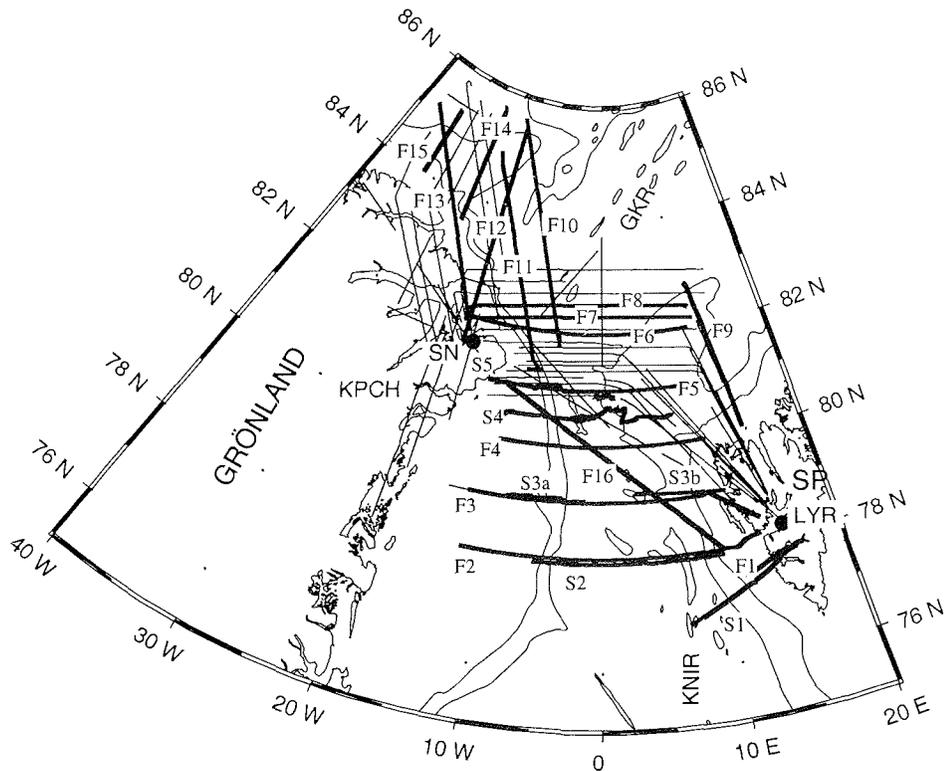


Abbildung 6.10: Profilplan aller ausgewerteten Schweremessungen der Flugkampagnen NORDGRAV97 und NOGRAM98 sowie der Schiffsmessungen der Expedition ARK-XIII/3 mit „FS POLARSTERN“. Die dick hervorgehobenen Linien zeigen die Profile, für die in dieser Arbeit Krustenmodelle erstellt wurden. Zur weiteren Diskussion werden nur die Profile S1, F4, F5, F7, F9, F12 und F15 vorgestellt. Die nicht diskutierten Profile beinhalten keine weiteren Informationen. Sie bestätigen die vorgestellten Modelle. S: Schiffprofil; F: Flugprofil. Weitere Abkürzungen sind Abb. 6.2 zu entnehmen.

Marin-geophysikalische Messungen wurden seit Mitte der achtziger Jahre unter anderem vom Alfred-Wegener-Institut im Bereich der Framstraße und des Eurasischen Beckens vorgenommen. Während dieser Expeditionen konnten gravimetrische und seismische Informationen gesammelt werden (Fütterer, 1992; Krause, 1998). Das Alfred-Wegener-Institut führt seit 1992 ergänzend zu diesen Schiffsexpeditionen magnetische Messungen über Nord- und Ostgrönland, der Framstraße und Spitsbergen mit dem Polarflugzeug POLAR2 durch (Schlindwein, 1998). Im Jahr 1996 konnte erstmalig ein Schwere- und Topographiemeßsystem in das

Polarflugzeug POLAR4 installiert und erfolgreich angewendet werden (Forsberg et al., 1996). Aufgrund dieses Erfolgs initiierte das Alfred-Wegener-Institut in Zusammenarbeit mit dem Kort Matrikelsen Institut (Kopenhagen, Dänemark), dem Statens Kartverk (Hønefoss, Norwegen) und der Universität Bergen (Bergen, Norwegen) das NORDGRAV97-Projekt (Meyer und Boebel, 1998). Während dieser Kampagne wurden in das Flugzeug POLAR2 zusätzlich zu dem bestehenden Magnetfeldmeßsystem das Schwerefeld- und Topographiemeßsystem installiert und erstmalig in der Arktis eingesetzt. Die geophysikalischen Messungen wurden im folgenden Jahr mit der NOGRAM98 Kampagne weitergeführt (Meyer et al., 1999). Wiederum wurden gleichzeitig Schwerefeld, Magnetfeld und Topographie gemessen. Die Flugprofile beider Kampagnen, die bei der Schwereauswertung dieser Arbeit berücksichtigt werden, sind in Abbildung 6.10 dargestellt.

Die operationellen Flughäfen und Bodenstationen der Kampagnen NORDGRAV97 und NOGRAM98 waren Longyearbyen (LYR, Spitsbergen, Abb. 6.10) und Station Nord (SN, Kronprins Christian Land, Abb. 6.10). Sieben von 15 Flügen führten bei NORDGRAV97 über die Framstraße. Die Framstraße wurde in Abständen von 1° überquert (Abb. 6.10). Diese Flüge ermöglichten das Anknüpfen der Flugdaten an die bestehenden Schwerefeldinformationen der Satelliten- und Schiffsmessungen. Um systemvergleichende Messungen mit dem in diesem Seegebiet operierenden „FS POLARSTERN“ zu erhalten, wurden die Profile entlang eines Breitenkreises geflogen. Zwei direkte Flüge zwischen Longyearbyen und Station Nord verbinden die Überflüge über die Framstraße. Der südlichste Schnitt über die Framstraße verläuft bei 79°N , der nördlichste bei 82°N . Die restlichen acht Profile führen von Station Nord nach Norden bis 85.5°N . Diese Flüge erfassen hauptsächlich den Morris Jesup Rise.

Das Ziel der NOGRAM98 Kampagne war die Schwerefeldmessung in der nördlichen Framstraße und dem westlichen Eurasischen Becken. Die 15 NOGRAM98 Profile erstrecken sich von 81°N bis 83°N . Bei 81.25°N endet die bisher von Laxon und McAdoo (1994) veröffentlichte, aus ERS1- und ERS2-Satellitenaltimetriedaten abgeleitete, marine Schwereinformation. Die flugzeuggestützten Messungen schließen an die Satellitenmessungen in der nördlichen Framstraße an. Durch diese flugzeuggestützten Messungen wurden hauptsächlich die Gebiete von Yermak Plateau, Lena Trog, Morris Jesup Rise und dem westlichen Ende des Gakkel Rücken kartiert.

6.6 Schwerefeld 75°N – 85.5°N

In diesem Kapitel wird die Beschreibung und Interpretation der Schwerefelddaten behandelt.

Die Auswertemethode der Flugdaten wurde in Kapitel 5 vorgestellt, so daß im folgenden Abschnitt nur eine kurze Zusammenfassung der weiteren Bearbeitungsschritte aufgeführt wird.

Die Beschreibung und Interpretation des Schwerefelds erfolgt in den weiteren Abschnitten. Hierzu wurde der gesamte, mit Flugzeugen vermessene Bereich aufgeteilt in den westlichen Schelfrand des Spitsbergen Archipels und das Yermak Plateau, die Framstraße, die Schelfregion des nördlichen Ostgrönlands, sowie den Schelfbereich Nördgrönlands und das Morris Jesup Rise. Die beobachteten Schwereanomalien des jeweiligen Meßgebiets werden beschrieben und exemplarische Krustenmodelle zur Unterstützung der Interpretation aufgeführt.

6.6.1 Schwereauswertung

Neben der in Kapitel 5 beschriebenen systemabhängigen Auswertung mußten die Daten zusätzlich an das Referenzschwerenetz angebunden, Kreuzungspunktfehler minimiert und eine Feldfortsetzung durchgeführt werden. Es ergeben sich daraus folgende Bearbeitungsschritte:

1. Systemkorrekturen, Zeitsynchronisation, Positionszuordnung (s. Kapitel 5)
2. Anschluß an das internationale Schwerenetz (Torge, 1989)
3. Normalschwerereduktion und Freiluftreduktion (s. Kapitel 5)
4. Feldfortsetzung (Magglio, 1998)
5. Lineare Minimierung der Kreuzungspunktfehler (Magglio, 1998)

Zur Interpretation wurden die Schweredaten der Kampagnen NORDGRAV97 und NOGRAM98 zusammen mit Schweredaten aus dem Greenland Aerogeophysical Project (Brozena, 1991), marinen Schweredaten (Satellitenmessungen, Laxon und McAdoo, 1994) und schiffsgravimetrischen Daten (Expeditionen ARK-VIII/3 (1991), ARK-XIII/3 (1997)) zu einer Karte der Freiluftschwere kompiliert (Abb. 6.11). Die flugzeuggestützten Daten sind auf die Ellipsoidhöhe des EGM96 Geoidmodells reduziert worden. Als Referenz wurde das Normalschweremodell GRS80 (Gleichung 2.5) zugrunde gelegt.

Aus Daten der Flugkampagnen NORDGRAV97 und NOGRAM98 resultiert in Abbildung 6.11 vor allem das detaillierte Schwerefeld von 80.5°N bis 85.0°N und von 40.0°W bis 15.0°E.

Zur Abschätzung der Kruste–Mantel–Diskontinuitätstiefe (Moho) und zur Stützung der Schwerefeldinterpretation wurden zweidimensionale Krustenmodelle an ausgewählten Profilen (dick markierte Linien Abb. 6.10) aus Freiluftschwere und Topographie berechnet. Die Modellierung der Krustenmodelle erfolgte mit Hilfe des LCTTM–Programmpakets (Magglio, 1998). Dieses Programm setzt ein aus Polygonflächen aufgebautes Dichtemodell, in ein Schweremodell um. Hierzu wird die zweidimensionale Methode nach Talwani et al. (1959) angewendet.

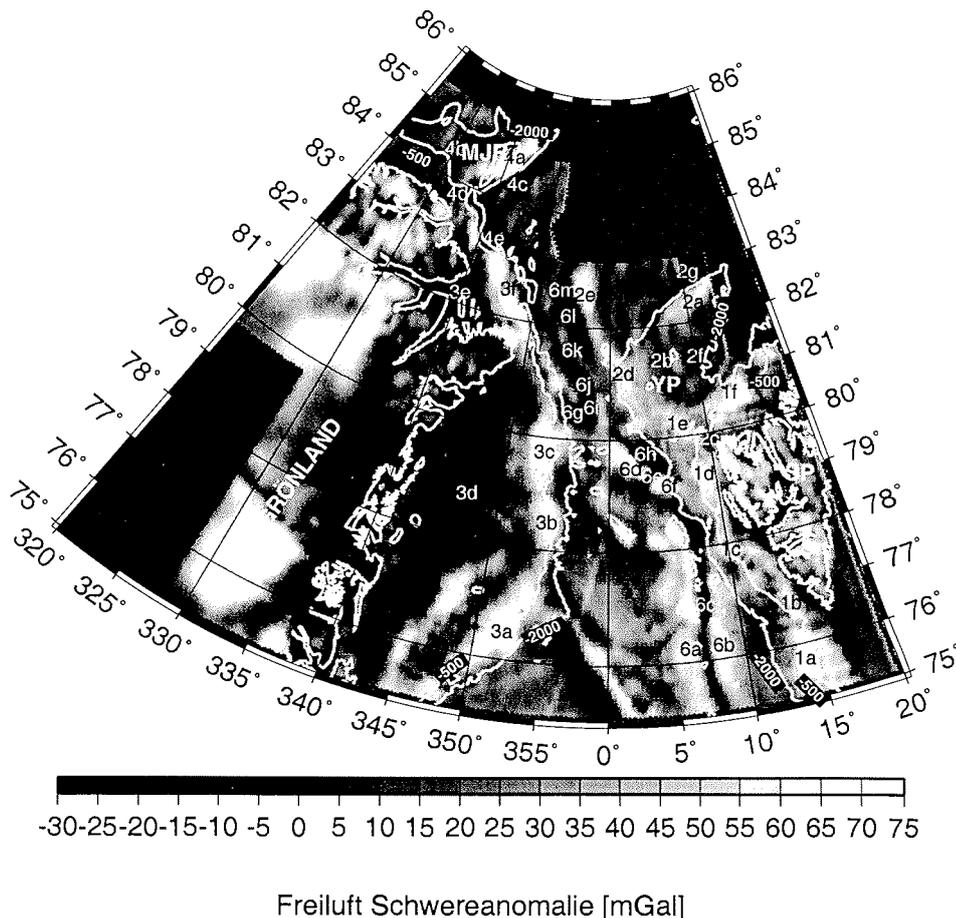


Abbildung 6.11: Karte der Freiluftanomalien über dem Meßgebiet der Framstraße. Die dargestellte Karte beinhaltet Daten folgender Schweremessungen: NORDGRAV97 und NOGRAM98 (Meyer und Boebel, 1998; Meyer et al., 1999), schiffsgravimetrische Messungen der Expeditionen ARK-VIII/3 (1991) (Fütterer, 1992) und ARK-XIII/3 (1997) (Krause, 1998), flugzeuggestützte Schweremessung des Greenland Aerogeophysical Project (Brozna, 1991), und marine Schweremessungen über Satellitenaltimetrie (Laxon und McAdoo, 1994). Die weißen Linien entsprechen dem Küsteverlauf Grönlands und Spitsbergens sowie der 500 m- und 2000 m-Tiefenlinie; die schwarze Linie zeigt die Plattengrenze zwischen der Nordamerikanischen und der Eurasischen Platte. Im Text diskutierte Schweremessungen tragen die in dieser Karte aufgeführten Bezeichnungen.

Für das Startmodell wurde eine durchschnittliche ozeanische Krustenmächtigkeit von $7 \text{ km} \pm 1 \text{ km}$ verwendet (Bown und White, 1994). Entsprechend der Studien am Mittelozeanischen Rücken wurde eine Dichte von 2.9 gcm^{-3} für die ozeanische Kruste

angenommen (Miller und Christensen, 1997). Die kontinentalen Krustenmächtigkeiten und Dichten sowie die Struktur der Sedimentbedeckung wurden veröffentlichten seismischen Untersuchungen entnommen. Die Dichte der Sedimente wurde entsprechend der Dichte-Geschwindigkeits-Beziehung von Nafe und Drake (1957) zugeordnet.

6.6.2 Spitsbergen Archipel, westlicher Schelfrand

Zwischen 75°N/80.5°N wird der Schelfbereich Spitsbergens durch eine Kette von sechs positiven Schwerefeldanomalien (≥ 70 mGal) geprägt (Anomalie 1a–1f, Abb. 6.11). Bei 80.5°N knickt diese Kette in östlicher Richtung ab und folgt der 500 m Tiefenlinie (Anomalie 1e, 1f, Abb. 6.12). Die Anomalien 1a–1d entsprechen den von Vogt et al. (1998) als *Arctic Margin Gravity Highs* (AMGH) bezeichneten Schwerefeldanomalien. Sie besitzen alle einen geringen, seewärtigen Gradienten, einen hohen, landwärtigen Gradienten und haben eine Ausdehnung von 80 bis 120 km. Hervorzuheben ist die Anomalie 1a, die von Vogt et al. (1998) als repräsentatives Beispiel eines AMGHs beschrieben wurde (Abb. 6.7). Das Vorhandensein von AMGHs entlang des Schelfrands läßt vermuten, daß sich die Schelfkante durch Sedimenteintrag nach Westen verlagerte.

Eine markante Struktur ist die Hornsund Fault Zone im Westen von Spitsbergen (in Abb. 6.12 gestrichelt eingezeichnet). Von der Hornsund Fault Zone wird angenommen, daß

sie die Grenze zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste darstellt, wobei sich die ozeanische Kruste im Westen und die kontinentale Kruste im Osten der Hornsund Fault Zone befindet. Faleide et al. (1991) konnten dies mit Hilfe tiefenseismischer Daten bestätigen. Das westlich an die Hornsund Fault Zone anschließende West-Spitsbergen-Orogen resultiert aus der transpressiven Kollision zwischen Spitsbergen und dem östlichen Nordgrönland (Kapitel 6.2).

Krustenmodell S1: Hornsund Fault Profil bei 77°N Der größte Teil des von West nach Ost verlaufenden Schwereprofils S1 (Abb. 6.12 und Abb. 6.13) befindet sich über dem

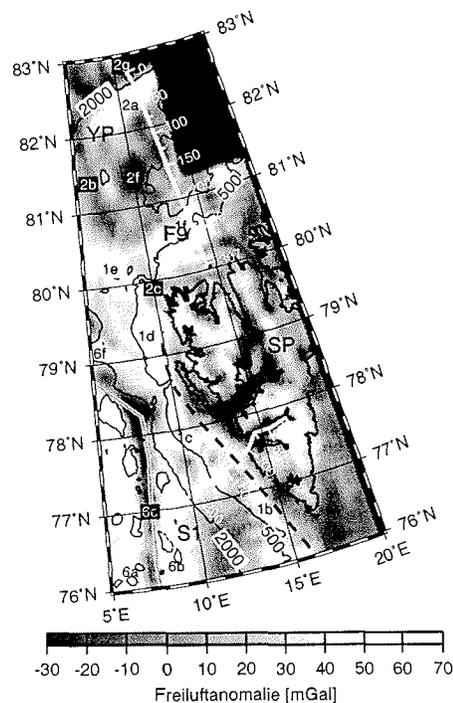


Abbildung 6.12: Profilplan westliches Spitsbergen. Weiß markiert: Profil S1 und Profil F9. Anomaliebezeichnung nach Abb. 6.11

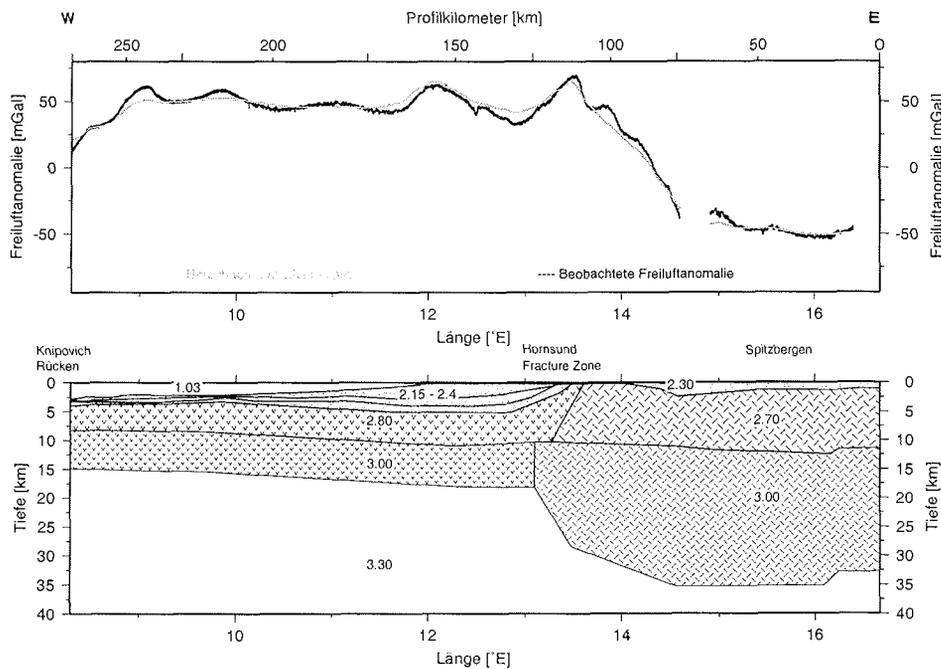


Abbildung 6.13: Das Profil S1 führt über den westlichen Schelfrand von Spitsbergen (Abb. 6.12). Schraffuren: gepunktet \equiv Sediment; gestrichelt \equiv kontinentale Kruste; Häkchen \equiv ozeanische Kruste. Die Dichten sind in gcm^{-3} angegeben.

Schelfgebiet (Profilkilometer 110–175). Es führt vom westlich des Profils liegenden Knipovich Rücken über die Hornsund Fault Zone (Profilkilometer 100–110) in den zentralen Bereich Spitzbergens (\leq Profilkilometer 100, Abb. 6.12 und 6.13).

Abweichend vom vereinfachten Startmodell einer homogenen ozeanischen Kruste mit einer Dichte von 2.9gcm^{-3} ist bei diesem Modell die ozeanische Kruste in eine Ober- und Unterkruste mit einer Dichte von 2.8gcm^{-3} bzw. 3.0gcm^{-3} unterteilt (Eiken, 1994). In dem dargestellten Modell erreicht die Kruste eine Mächtigkeit von 12 km.

Ein lokales Maximum (66 mGal) befindet sich bei 13.7°E . Der Übergang zwischen der ozeanischen und der kontinentalen Kruste an der Hornsund Fault Zone wird diesem Hoch bei Profilkilometer 120 zugeordnet (Abb. 6.13). Die entlang des passiven Kontinentalrands verlaufende Hornsund Fault Zone besitzt eine nach Westen abfallende Stufe im Übergang zwischen Sediment und kristalliner Kruste. Die teilweise bis zu 7 km mächtige Stufe wurde durch eine Sedimentsequenz gefüllt. Die Sedimentation begann vor Bildung der Störung und dauert bis heute an (Eiken, 1994). Der Schelfbereich zwischen $10^\circ\text{E}/13.4^\circ\text{E}$ (Abb. 6.13) ist mit einem tiefen Sedimentbecken aufgefüllt. Das nach Eiken (1994) hier bis zu 5 km mächtige Sedimentpaket erzeugt den größten Teil der Schwerefeldmodulation. Das vorgelagerte Sedimentbecken deutet an, daß der Schelf durch glazialen Eintrag in diesem Bereich zwischen

Profilkilometer 120 bis 250 ausgebaut wurde. Dies hätte für die tektonische Rekonstruktion eine Verringerung der kontinentalen Überlappung zur Folge.

In diesem Modell befindet sich der Kruste–Mantel–Übergang der ozeanischen Kruste in einer Tiefe von 15 km.

Die kontinentale Kruste unterteilt sich in eine Unter- und Oberkruste (Jokat und Ritzmann, 1997) mit einer Dichte von 2.7gcm^{-3} und 3.0gcm^{-3} . Die Krustenmächtigkeit der kontinentalen Kruste Spitsbergens (14°E – 16°E) beträgt bis zu 36 km (Eiken, 1994).

Yermak Plateau und nördlicher Schelfrand Spitsbergens Am nordöstlichen Hang des Yermak Plateaus verläuft die positive Anomalie 2a mit Amplituden von 50 mGal bis 75 mGal (Abb. 6.11). Die Anomalie 2a wird bei $82^\circ\text{N}/6^\circ\text{E}$ durch die in südsüdöstlicher Richtung streichende negative Anomalie 2b (0 bis -20 mGal) begrenzt. Diese negative Anomalie endet am Schelfrand Spitsbergens bei $80.7^\circ\text{N}/7^\circ\text{E}$. Abgeschwächt kann sie jedoch auch auf dem Schelf weiterverfolgt werden (Anomalie 2c, -10 mGal). Die Anomalie 2c trennt auf dem Schelf die beiden positiven Anomalien 1e und 1f (Abb. 6.11).

Am westlichen Rand des Yermak Plateaus verläuft eine Hochzone von 80°N bis zur östlichen Schulter des Gakkel Rückens. In Abbildung 6.11 sind Teile der Hochzone mit 2d und 2e bezeichnet. Eine östliche Begrenzung ist durch die bestehende Datenlücke nicht erkennbar. Auffällig ist eine nahezu kreisrunde, negative Anomalie 2f ($\geq 25\text{mGal}$), die das Yermak Plateau bei $81.4^\circ\text{N}/10^\circ\text{E}$ durchstößt.

Das Krustenprofil F9 über dem nördlichen Schelfrand Spitsbergens und dem Yermak Plateau wird in dem folgenden Abschnitt beschrieben.

Krustenmodell F9: Nördlicher Spitsbergen Schelf, westliches Eurasisches Becken und nordöstliches Yermak Plateau Das von Süd nach Nord verlaufende Profil F9 (Abb. 6.12 und Abb. 6.14) beginnt bei $80.1^\circ\text{N}/15^\circ\text{E}$ auf dem Spitsbergen Schelf. Es führt entlang des westlichen Rands des Nansen Beckens über den nordöstlichen Teil des Yermak Plateaus und endet bei $82.8^\circ\text{N}/6^\circ\text{E}$ wiederum im Nansen Becken (Profilverlauf in Abb. 6.12).

Eiken (1994) beschreibt für den nördlichen Schelfbereich Spitsbergens eine Sedimentschichtung mit Dichten von 2.0 – 2.4gcm^{-3} , sowie eine kontinentale Ober- (2.8gcm^{-3}) und Unterkruste (3.0gcm^{-3}). Das Modell (Abb. 6.14) besitzt bei diesen Dichten im Bereich des Schelfs, eine Krustenmächtigkeit von 25 km mit einer maximalen Sedimentmächtigkeit von 3.5 km. Die Krusten- und Sedimentmächtigkeit nimmt zum Schelfrand hin auf 17 km bzw. 1 km ab. Eine Grenze wie die Hornsund Fault Zone im westlichen Schelfbereich besteht entlang des nördlichen Schelfs nicht. Der Übergang von der kontinentalen Kruste zu der durch Mantelschmelzen intrudierten kontinentalen Kruste des Yermak Plateaus (Srivastava und Tapscott, 1986) konnte bei Profilkilometer 230 modelliert werden. Daher wurde dieser Krustenbereich von Profilkilometer 60 – 230 als ein Zwei-Schichtmodell mit Dichten von 2.8gcm^{-3} für die obere kontinentale Kruste und 2.9gcm^{-3} für die intrudierte Kruste modelliert. Die Krustenmächtigkeit liegt hier bei etwa 18–20 km, im nordöstlichen Bereich des Yermak Plateaus steigt sie auf über 21 km an, um bei Profilkilometer 0 auf die normal mächtige ozeanische Kruste des Nansen Beckens

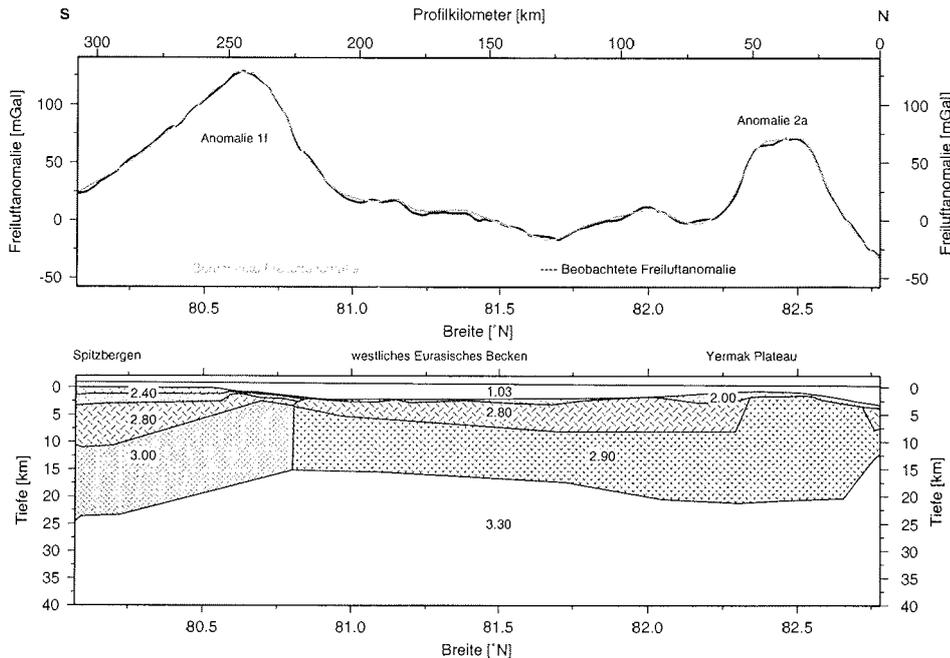


Abbildung 6.14: Das Profil F9 verläuft über dem nördlichen Spitzbergen Schelf zum nordöstlichen Yermak Plateau. Der Profilverlauf ist in Abbildung 6.12 dargestellt. Die Schraffuren entsprechen denen in Abbildung 6.13. Die dargestellten Dichten sind in gcm^{-3} angegeben.

abzufallen. Die 18–20 km Krustenmächtigkeit zwischen Profilkilometer 60 – 120 sind ein Anhaltspunkt dafür, daß es sich zumindest um anomale kontinentale oder ozeanische Kruste handelt. Für eine normale ozeanische Kruste ist diese Schicht zu mächtig. Die modellierten Dichten weisen nicht auf einen ozeanischen Ursprung hin, eher handelt es sich um ausgedünnte Kontinentale Kruste. Weiterhin weist auch das Fehlen von magnetischen Spreizungsanomalien (Abb. 6.5), wie sie weiter östlich im Nansen Becken vorkommen, auf einen kontinentalen Charakter hin. Die Schwerefeldanomalie 2a (Abb. 6.11) entspricht im Profil F9 einer positiven Anomalie von 75 mGal (Profilkilometer 20 – 70, Abb. 6.14). Die Modellierung dieser ausgeprägten Anomalie am nordöstlichen Yermak Plateau erfolgt über eine 21 km tiefgehende Kruste mit einer geringen Sedimentauflage von ≤ 1 km Mächtigkeit. Die Interpretation der Anomalie 2a ist durch die positive magnetische Anomalie von ≥ 400 nT (Abb. 6.5) gestützt. Darüber hinaus zeigen seismische Untersuchungen auf dem Yermak Plateau eine sehr dünne Sedimentbedeckung (Weigelt, 1998), sowie keine weiteren intrakrustalen Reflektoren (Kristofferson und Husebye, 1985). Die Messungen der Driftstation FRAM-IV (Duckworth und Baggeroer, 1985) zeigten, daß auch entlang des nordöstlichen Hangs des Yermak Plateaus die Sedimente generell etwa 0.5 s TWT umfassen, daß sie aber durch Hangrutschungen variieren können.

Die Krustenmächtigkeit im nördöstlichen Bereich bei Profilkilometer 0–70 weist im Gegensatz zum Übergangsbereich von Profilkilometer 70–230 auf eine unterschiedliche Entstehung hin.

6.6.3 Framstraße, westliches Eurasisches Becken

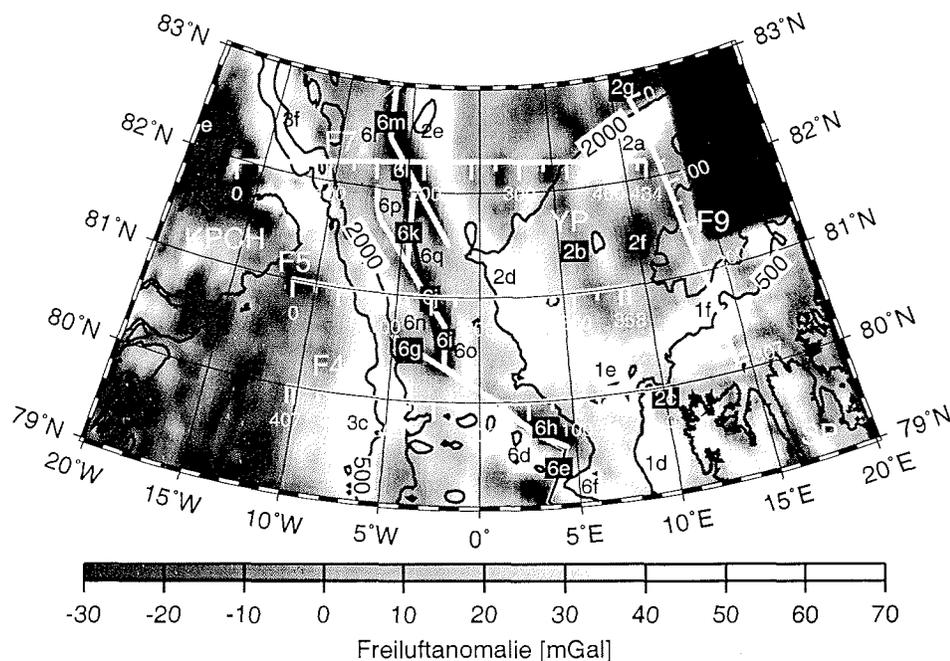


Abbildung 6.15: Profilplan der Framstraße. Profil F4 bei 80°N (Abb. 6.16), Profil F5 Lena Trog bei 81°N (Abb. 6.17), Profil F7 nördlicher Lena Trog (Abb. 6.18), Profil F9 nördliches Spitzbergen und Yermak Plateau (Abb. 6.14). Weiße Linie entspricht Plattengrenzen aufgrund der vorgestellten Schwerekartierung; schwarze Linie entspricht Plattengrenze nach Oakey et al. (1998).

Schwerefeld der Framstraße Das Mittelatlantische Rückensystem wird in der Framstraße durch den Knipovich Rücken nach Norden fortgesetzt. Die zentrale negative Anomalie 6c des Knipovich Rückens ist durch die symmetrisch verlaufenden positiven Anomalien der westlichen und östlichen Rückenschulter gekennzeichnet (Anomalien 6a und 6b, beide Amplituden ≥ 70 mGal, Abb. 6.11). Eine ähnliche positiv-negativ-positiv-Struktur ist ebenso längs des Molloy Rückens (6d, 6e, 6f, Abb. 6.11) zu erkennen (Extremamplituden von Westen nach Osten: ≥ 70 mGal, -10 mGal, ≥ 70 mGal).

Die Molloy Fracture Zone und Spitzbergen Fracture Zone sind durch eine einfachere Struktur der Schwereanomalie zu erkennen (Abb. 6.11). Die negative Anomalie der

Spitsbergen Fracture Zone setzt sich über das von Oakey et al. (1998) vermutete Ende bis $80.5^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{W}$ fort (Anomalie 6g, Abb. 6.11). Dies belegen auch die seismologischen Daten aus Abbildung 6.4 über die Herdflächenlösung der Beben 3, 6, 24, 25. Bei $80.5^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{W}$, in einer Entfernung von ca. 40 km vom Grönländischen Schelf, verläuft die negative Anomalie 6g wahrscheinlich nordöstlich der Bruchzone. Dies steht im Gegensatz zum östlichen Ende der Bruchzone bei $79.8^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{E}$, wo die negative Anomalie 6h (≤ -30 mGal) wahrscheinlich südöstlich der Bruchzone verläuft (Abb. 6.11). Aus dieser Interpretation würde, gegenüber dem bisher angenommenen Verlauf, eine um etwa 15° gegen den Uhrzeigersinn gedrehte Transform-Störung resultieren. Es ergibt sich somit eine neue Lage der Spitsbergen Fracture Zone.

Nördlich der Spitsbergen Fracture Zone schließt sich eine negative Anomalienkette von $80.3^{\circ}\text{N}/2^{\circ}\text{W}$ bis zum Gakkel Rücken bei $83^{\circ}\text{N}/7.5^{\circ}\text{W}$ (Abb. 6.11) an. Aufgrund dieser Anomalien wird ein neues Modell der Plattengrenze abgeleitet. Die sich immer wieder ändernde Streichrichtung der Schwereanomalien führt zur Unterteilung der Kette in die Anomalien 6i–6m (Abb. 6.11). In Abbildung 6.15 ist der Verlauf als Schema von fünf Segmenten weiß dargestellt. Zum Vergleich ist in derselben Abbildung der Rückenverlauf nach Oakey et al. (1998) schwarz unterlegt.

Das erste Segment 6i (Abb. 6.15) bildet der südliche Teil des Lena Trops. Bei diesem Segment wird vermutet, daß es sich um einen langsam spreizenden, ozeanischen Rücken handelt (Jokat, im Druck; Oakey et al., 1998). Die Spreizrichtung verläuft für das entwickelte Modell parallel zur Spitsbergen Fracture Zone. Die Anomalie 6i (≤ -35 mGal, Breite 30 km) streicht von $80.3^{\circ}\text{N}/2^{\circ}\text{W}$ bis etwa $80.8^{\circ}\text{N}/2^{\circ}\text{W}$ in nördliche Richtung. In der nordwestlichen und südöstlichen Spreizungsrichtung verlaufen beidseitig positive Anomalien (6n, 6o, Abb. 6.15). Die nordwestliche Anomalie 6n hat jedoch eine geringer ausgeprägte maximale Amplitude (45 mGal) als die südöstliche Anomalie 6o (70 mGal, Abb. 6.11). Die positiv–negativ–positiv–Symmetrie und die beiden magnetischen positiven Anomalien (≥ 50 nT) bei $80.3^{\circ}\text{N}/1^{\circ}\text{W}$ und $80.3^{\circ}\text{N}/4^{\circ}\text{W}$ (Abb. 6.5) unterstützen die Spreizungszentrentheorie. Ähnliche Anomalien finden sich am Knipovich Rücken, dessen tektonischer Aufbau bekannt ist (Eiken, 1994).

Nach einer Richtungsänderung um 40° bei $80.7^{\circ}\text{N}/2^{\circ}\text{W}$ schließt sich das zweite Segment bis $82^{\circ}\text{N}/8^{\circ}\text{W}$ an. Es wird durch die negative Anomalie 6j (≤ -40 mGal), (Abb. 6.15) repräsentiert. Die Amplitude des zweiten Segments wird bei $81.3^{\circ}\text{N}/5.0^{\circ}\text{W}$ deutlich schwächer (≈ -10 mGal, Abb. 6.11). Die Wärmeflußmessungen in der nördlichen Framstraße zeigen, daß am nördlichen Ende dieses zweiten Segments ein erhöhter Wärmefluß von 210 mW m^{-2} ($82.0^{\circ}\text{N}/7.5^{\circ}\text{W}$) herrscht (Abb. 6.6). Dieser Wert liegt in derselben Größenordnung wie ein zentral auf dem Molloy Rücken gemessener Wärmeflußwert. Die lateral zum Molloy Rücken durchgeführten Wärmeflußmessungen besitzen die Werte von West nach Ost: 131 mW m^{-2} , $178 \text{ mW/m}^2\text{m}^{-2}$, $234 \text{ mW/m}^2\text{m}^{-2}$, $175 \text{ mW/m}^2\text{m}^{-2}$ und $152 \text{ mW/m}^2\text{m}^{-2}$ (Abb. 6.6). Der erhöhte Wärmefluß ist ein Zeichen für einen aktiven Krustenbereich jüngeren Ursprungs. Das zweite Segment kann sowohl als Fracture Zone als auch als Rücken interpretiert werden. Nur der schief spreizende Rücken des ersten Segments spricht für eine horizontale Verschiebungszone. Magnetische wie seismologische Daten schränken die Mehrdeutigkeit für das zweite Segment nicht ein.

Bei $81.3^{\circ}\text{N}/5.0^{\circ}\text{W}$ schließt sich ein drittes Segment (Abb. 6.15) an das zweite Seg-

ment an (positive Anomalie 6p und 6q, negative Anomalie 6k, Abb. 6.11). Das dritte Segment ist durch ein nach Norden verlaufendes, geringer ausgeprägtes, symmetrisches Anomalienmuster gekennzeichnet. Die positive Amplitude beträgt im westlichen Bereich nur 30 mGal (6p) und im östlichen Teil nur 20 mGal (6q). Die minimale Amplitude liegt bei -15 mGal.

Das dritte Segment wird bei 82.1°N/4.5°W von dem vierten Segment (Abb. 6.15) begrenzt. Das parallel zum zweiten Segment nach Norden versetzte, verlaufende vierte Segment besitzt im Bereich von 81.5°N/2°W bis 82.5°N/7°W höhere Amplituden (≤ -50 mGal, Abb. 6.15).

Die Verbindung zwischen der Spitsbergen Fracture Zone und dem Gakkel Rücken wird mit einem wiederum in nördlicher Richtung verlaufenden fünften Segment (Abb. 6.15, negative Anomalie 6m) abgeschlossen. Das vierte und fünfte Segment sind nicht eindeutig voneinander zu trennen. Ihre Unterscheidung ist jedoch an der westlichen Anomalieflanke möglich. Die Westflanke der Anomalien 6m und 6l verläuft im Gegensatz zur Ostflanke nicht geradlinig, sondern streicht erst ab 82.3°N in nördliche Richtung. Aufgrund dieses Merkmals spiegeln die Anomalien 6m und 6l unterschiedliche Plattentektonische Elemente wider. 6l liegt im Bereich einer Transform-Störung, 6m repräsentiert die südliche Fortsetzung des Gakkel Rückens, d. h. ein aktives Spreizungszentrum. Das fünfte Segment besitzt von 82.3°N/8.5°W bis 82.8°N/8.0°W die positive Randanomalie 6r (Abb. 6.19) und an der östlichen Flanke die positive Anomalie 2e (≈ 45 mGal). Die Anomalien 6r, 6m und 2e bilden die für aktive Spreizungszonen typische negativ-positiv-negativ-Symmetrie.

Der durch Yermak Plateau und Morris Jesup Rise begrenzte Bereich des westlichen Eurasischen Beckens ist durch ein ruhigeres Anomalienmuster (± 10 mGal) gekennzeichnet.

Das Eurasische Becken wird von ozeanischer Kruste gebildet, die durch die Meeresbodenspreizung zwischen dem Lomonosov Rücken und der Eurasischen Platte am Gakkel Rücken entstand (Duckworth und Baggeroer, 1985).

Die Krustenmächtigkeit in der Tiefseeebene des Eurasischen Beckens ist nach Duckworth und Baggeroer (1985) dünner als eine mittlere ozeanische Kruste (ca. 7 km). Die Sedimentmächtigkeit entspricht westlich des Gakkel Rückens einer normalen Sedimentationsrate von 10–15 cm ka^{-1} (Jokat et al., 1995). Das zwischen dem Gakkel Rücken und dem Yermak Plateau verlaufende FRAM4 Profil zeigt eine rauhe Basement-Topographie (Duckworth und Baggeroer, 1985; Kristofferson und Husebye, 1985). Hier sind auch die Sedimentlagen mächtiger als es das vermutete Entstehungsalter der Kruste zuläßt. Kristofferson und Husebye (1985) führten dies auf einen erhöhten Sedimenteintrag über dem Barentseeschelf zurück. Das ruhige Anomalienmuster des Schwerefelds wird in diesem Bereich durch den Sedimentmächtigkeit modelliert.

Im westlichen Eurasischen Becken sind die zwei negativen Anomalien 2g und 4c am Fuß des Yermak Plateaus und des Morris Jesup Rises auffällig. Beide besitzen Amplituden von ≤ -30 mGal (Abb. 6.11).

Krustenmodell F4: Framstraße 80°N Die Anbindung dieses Profils erfolgt im westlichen Schelfbereich aufgrund der refraktionsseismischen Untersuchungen von

6 Messungen im Gebiet der Framstraße

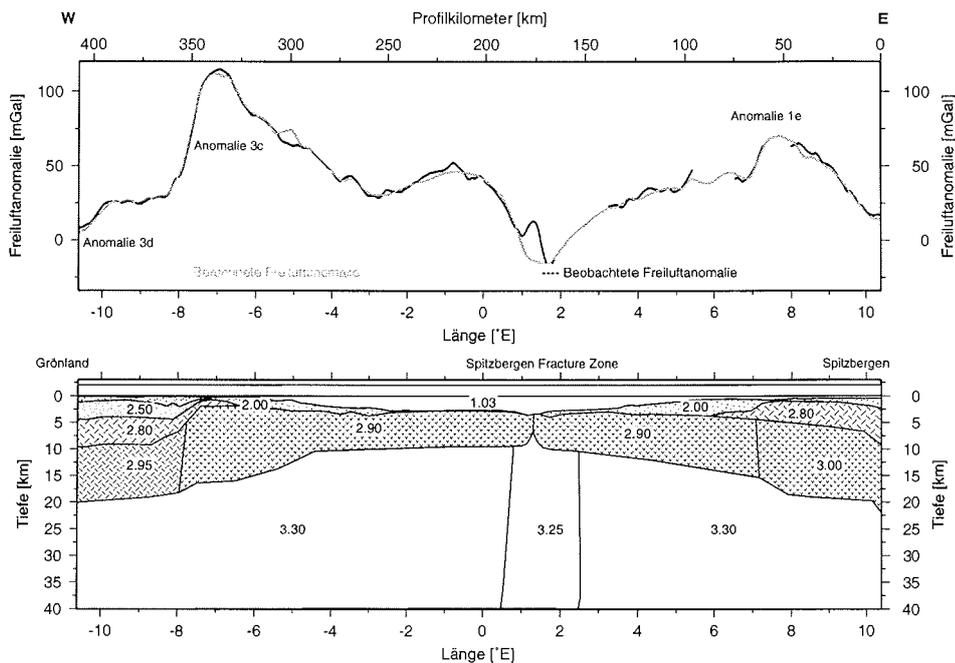


Abbildung 6.16: Krustenmodell F4 der Framstraße entlang 80°N (Abb. 6.15). Die Schraffuren entsprechen denen in Abbildung 6.13. Die dargestellten Dichten sind in gcm^{-3} angegeben.

Jokat (im Druck). Die seismischen Messungen zeigen bei 81.0°N ein etwa 8 km tiefes Sedimentbecken unter der Wandelsee. Es ergeben sich Sedimentdichten von 1.80 gcm^{-3} bis 2.5 gcm^{-3} .

Im Westen führt das Profil F4 über den grönländischen Schelf (Abb. 6.16) von Profilkilometer 300 km bis 405 km, auf 4.5°W wird die 2000 m Isobathe erreicht. Im Bereich des Übergangs, zwischen der kontinentalen und der ozeanischen Kruste, befindet sich ein von Vogt et al. (1998) klassifiziertes asymmetrisches Schwererhoch von 120 mGal. Die 2000 m Isobathe verschob sich somit wahrscheinlich durch die Sedimenteintrag der Gletscher um etwa 50 km nach Westen. Die ozeanische Kruste besitzt eine normale Mächtigkeit von 7 km. Das Schwereminimum des Profils F4 wird an der Spitzbergen Fracture Zone erreicht (1.5°E – 2.0°E, -20 mGal). Der Einfluß der Bruchzone ist im Modell durch dünnere Kruste, einem Dichteminimum (3.25 gcm^{-3}) im Mantel berücksichtigt worden. Erhöhte Temperaturen des Mantels könnten das Dichteminimum erklären.

Das Schwereminimum der Spitzbergen Fracture Zone besitzt weiterhin ein lokales Hoch von 20 mGal mit einer Anomaliebreite von 7 km. Dieses lokale Hoch ist in allen Profilen zu sehen, die über das Rückensystem der Framstraße führen (siehe F5, Abb. 6.17; F7, Abb. 6.18). Die Anomalie kann in den Profilen F5 und F7 durch Mantelaufwölbung modelliert werden, an der Position der Aufwölbung ist die Kruste

nur 3 km mächtig. Um im Profil F4 die Anomalie wiederzugeben, müßte das Mantelmaterial weit über den Meeresboden reichen, dies läßt keine sinnvolle Interpretation zu.

Auf dem südlichen Teil des Yermak Plateaus erstreckt sich ozeanische Kruste bis etwa 7°E (Profilkilometer 70). Nach Osten schließt sich in diesem Modell eine 20 km mächtige Kruste an, die nach Srivastava und Tapscott (1986) als gedehnte Kruste interpretiert wird. Es bestehen in diesem Bereich Datenlücken, so daß der anschließende Übergang zu Spitsbergen nicht kartiert ist.

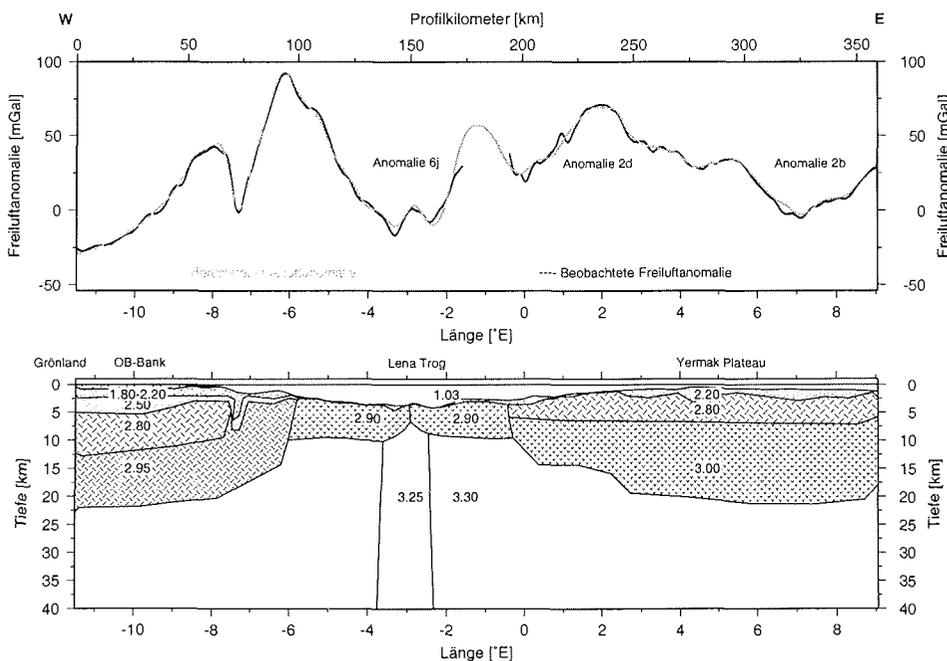


Abbildung 6.17: Krustenmodell F5 entlang 81°N (Abb. 6.15). Die Schraffuren entsprechen denen in Abbildung 6.13. Die dargestellten Dichten sind in gcm^{-3} angegeben.

Krustenmodell F5: Framstraße bei 81°N Das bei 81°N auf der Ob-Bank beginnende Profil F5 (Abb. 6.17) besitzt im Westen eine 100 bis 130 km breite und 100 mGal betragende Anomalie (AMGH). Refraktionsseismische Daten von der Ob-Bank, die eine mittlere Geschwindigkeit von 2.2 km/s, 3.5 km/s und 5.1 km/s zeigen, stützen das Modell F5 (Jokat, im Druck; Eldholm et al., 1984a). Auffällig ist jedoch, daß in diese positive Anomalie eine weitere Struktur einschneidet. Dieser Einschnitt besitzt eine Amplitude von 60 mGal und ist bei 81°N 20 Kilometer breit. Sie wurde als 10 km breite Störungszone interpretiert (Abb. 6.17).

Bei etwa 3°W wird der Lena Trog gekreuzt. In diesem Modell ist der Lena Trog als Spreizungszone dargestellt. Der Spreizungszone ist ein Mantel-Dichteminimum un-

terlagert. Im zentralen Bereich befindet sich wie in den Abbildungen 6.16 und 6.18 gezeigt, eine lokale positive Anomalie von etwa 15 mGal und 10 km Breite. Nahezu symmetrisch zu dieser Anomalie ist die ozeanische Kruste aufgebaut. Sie reicht von 6°W bis etwa 0° mit einer Mächtigkeit von 7 km.

Östlich der ozeanischen Kruste des Lena Trops schließt sich die von Srivastava und Tapscott (1986) als gedehnt und intrudiert interpretierte Kruste des westlichen Yermak Plateaus an (Abb. 6.17; Profilkilometer 200 – 350). Östlich von 2°E zeigte die Kruste-Mantel-Grenze unterhalb des Yermak Plateaus keine großen Variationen im Tiefenverlauf und besitzt eine Tiefe von 21 km.

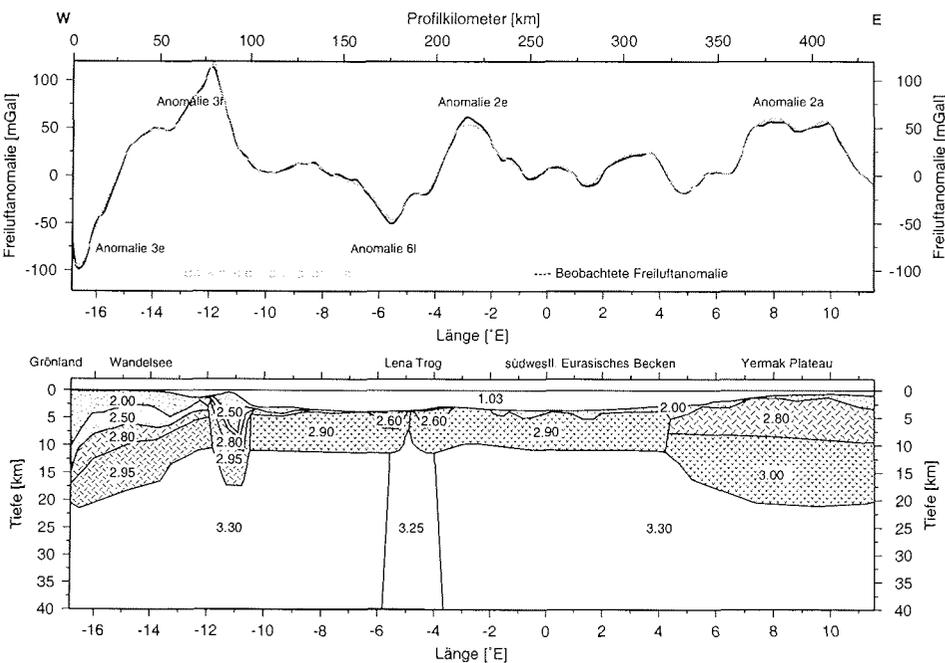


Abbildung 6.18: Krustenmodell F7 nördlicher Lena Trog (Abb. 6.15). Schraffuren und Einheiten wie in Abbildung 6.13. Die Schraffuren entsprechen denen in Abbildung 6.13. Die dargestellten Dichten sind in gcm^{-3} angegeben.

Krustenmodell F7: nördlicher Lena Trog Die nördliche Querung des Lena Trops (F7, Abb. 6.18) beginnt im Westen in der Wandelsee. Eine Anbindung erfolgt hier über refraktionsseismische Messungen. Der Wandelsee ist ein bis zu 8 km mächtiges Sedimentbecken mit Dichten von 2.0–2.5 gcm^{-3} unterlagert (Jokat, im Druck). Die daraus resultierende Anomalie besitzt ihr Minimum bei 16.5°W. Weiter östlich schließt sich bei 12°W die positive Hanganomalie an. Die Form dieser Anomalie (Profilkilometer 25 – 110, Abb. 6.18) hat sich gegenüber Profil F4 (Abb. 6.16) deutlich geändert. Nun befindet sich der größere Gradient

seewärts. Um die Anomalie zu modellieren, ist eine Störung, die auch im Profil F5 (Abb. 6.17) zu beobachten ist, fortgesetzt worden. Dazu wurde eine etwa 30 km breite Struktur (Profilkilometer 80 – 110), mit 5 km mächtiger Sedimentlage ($2.0\text{--}2.5\text{ gcm}^{-3}$) und unterlagerter verdickter Kruste, eingefügt. Eine solche Struktur würde eine Mächtigkeit von über 18 km besitzen. Unter Berücksichtigung der tektonischen Entwicklung (Strike-Slip-Bewegung zwischen Grönland und Spitsbergen) (Abschnitt 6.2) ist das wahrscheinliche tektonische Gegenstück zu dieser Struktur, die kontinentale Kruste östlich der Hornsund Fault Zone. Der Aufbau an der Hornsund Fault Zone wurde deshalb auf den Krustenblock nordwestlich der Wandelsee übertragen (6.18).

An diesen Krustenblock schließt sich ab 10.5°W die ozeanische Kruste bis etwa 4°E an (2.9 gcm^{-3} und 6–7 km mächtig). Bei 6.5°W – 4°W befindet sich das Zentrum der Spreizungszone. Diesem Minimum ist ein lokales Hoch überlagert (Profilkilometer 180). Das lokale Hoch ist in diesem Profil nicht so ausgeprägt wie bei den südlichen Profilen F4 (Abb. 6.16) und F5 (Abb. 6.17).

Östlich schließt sich die Schwereanomalie 2e mit einem Maximum von 60 mGal bei 2.8°W an. Die Anomalie 2e kann bei der Modellierung mit einer konstanten ozeanischen Krustendichte nur durch eine um 2 km höherliegende Kruste-Mantel-Grenze kompensiert werden. Eine Sedimentauflage besteht hier nicht mehr, da die obere Kruste bis an den Ozeanboden ansteht. Die Krustenmächtigkeit beträgt in diesem Modell 5.5 km, so daß eine geringfügig ausgedünnte Krustenstruktur vorliegt. Würde in dem Modell die Krustenmächtigkeit weiter verringert, wie es von Kristofferson (1990) längs des Gakkel Rückens aus Schwere- und refraktionsseismischen Messungen abgeleitet wurde, dann könnte wiederum eine Sedimentschicht eingeführt werden. Diese Mehrdeutigkeit kann nur durch zusätzliche seismische Messungen eingeschränkt werden.

Bei dem sich anschließenden westlichen Ende des Nansen Beckens (von 2°W – 7°E) wird die Modulation der Schwere allein durch Sedimentbecken mit 1–1.5 km Mächtigkeit und einer Dichte von 2.0 gcm^{-3} erzeugt. Am östlichen Ende des Profils befindet sich das Yermak Plateau. Eine am nordöstlichen Rand fehlende Sedimentauflage erzeugt die 60 mGal-Anomalie. Die Kruste des Yermak Plateaus besitzt hier eine Mächtigkeit von 21 km. Bei 10°E läuft das Yermak Plateaus aus und wird durch 1.5 km mächtige Sedimente überlagert.

Bei den über die Framstraße verlaufenden Profilen F4, F5 und F7 (Abb. 6.16 bis Abb. 6.18) muß unterhalb der Spitsbergen Fracture Zone und dem zweiten und dritten Segment eine verdünnte Kruste modelliert werden. Die Beträge der negativen Anomalien 6i–6m sind so groß, daß zusätzlich in das Krustenmodell ein Manteldichteminimum (wärmeres Mantelmaterial) eingeführt werden muß. Dies entspricht den Beobachtungen an Störungs-Zonen des Mittelozeanischen Rückensystems des Nordatlantiks (Detrick et al., 1993).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die magnetischen Anomalien (Abb. 6.5), die seismologischen Betrachtungen (Abb. 6.6), die beobachteten Freiluft-Anomalien (Abb. 6.11) und die Krustenmodelle F4 (Abb. 6.16), F5 (Abb. 6.17) und F7 (Abb. 6.18) zu dem Schluß führen, daß sich zwischen dem Lena Trog und dem Gak-

kel Rücken eine zergliederte Plattengrenze befindet. Sie besteht wahrscheinlich aus mindestens zwei Transform-Störungen und mindestens drei Spreizungszentren. Dieses Modell steht im Gegensatz zu dem von Oakey et al. (1998), der nur zwei Segmente mit unterschiedlicher Streichrichtung aufführt. Darüber hinaus ist das abgeleitete Modell nicht konform mit den bereits bestehenden Modellen der Abbildungen 6.8 und 6.9.

6.6.4 Schwerefeld nördliches Ostgrönland

Entlang des ostgrönländischen Schelfrands erstrecken sich von 76.0°N bis 80.5°N eine Reihe von ausgeprägten gravimetrischen Hochs (Abb. 6.11, 3a – 3c). Diese können aufgrund ihrer asymmetrischen Profile ebenfalls als Arctic Margin Gravity Highs bezeichnet werden. Die Anomalien 3a – 3c besitzen eine Amplitude von ≥ 100 mGal. Die auf dem Schelf ausgeprägte negative Anomalie 3d (≤ -50 mGal) erstreckt sich von 76.0°N bis 81.2°N und 18.0°W bis 10.0°W entlang der grönländischen Küste. Sie wird auf der Ob-Bank bei 81.1°N/11°W durch eine NW-SE streichende Struktur begrenzt (Abb. 6.11). Entlang der Schelfkante, bei etwa 82.2°N/12°W, verläuft die positive Hanganomalie 3f. Sie besitzt eine Amplitude von 120 mGal. Die Kette der positiven Hanganomalien 3a – 3c wird auf der Ob-Bank zwischen 81.1°N bis 81.8°N unterbrochen und durch die Hanganomalie 3f in der Wandelsee weitergeführt (Abb. 6.11).

Die asymmetrische Struktur der Anomalien 3a – 3c kehrt sich bei Anomalie 3f jedoch um, so daß der steilere Gradient seewärts verläuft und der flachere landwärts. Die Änderung der Anomaliegradienten kann in den Profilen F4 (Profilkilometer 250 – 375, Abb. 6.16), F5 (Profilkilometer 25 – 140, Abb. 6.17) und F7 (Profilkilometer 25 – 150, Abb. 6.18) verglichen werden. Diese Änderung läßt für den Schelfrand vermuten, daß eine tektonische Störung (wahrscheinlich Strike-Slip) die Entwicklung zu einem Arctic Margin Gravity High überprägt hat. Die Störung ist in dem Krustenmodell durch einen bis zu 17 km tief reichenden Block mit Dichten von 2.2 – 2.5 gcm⁻³ für die Sedimentschicht und 2.8 – 2.95 gcm⁻³ für die Kruste modelliert worden. Diese Störung beginnt durch den Einschnitt des Randhochs bei 7.3°W im Profil F5. Die Entwicklung dieses Störungsblocks könnte sich ereignet haben, als die Plattengrenze zwischen der Grönländischen und der Eurasischen Platte durch einen Sprung nach Osten von der Trolle Land Fault Zone zur Hornsund Fault Zone verschoben wurde (Abb. 6.3a und b; Müller und Spielhagen, 1990). Dies würde einer ähnlichen Entwicklung zu der des Hovgaard Rückens entsprechen. Die Struktur konnte in weiteren, hier nicht abgebildeten Profilen von 81.8°N/7.2°W bis etwa 83.2°N/13°W verfolgt werden. Nördlich von 82°N hebt sie sich zusätzlich durch ein topographisches Hoch von dem restlichen, südwestlichen Bereich des Eurasischen Beckens ab (Abb. 6.2).

Ostenson und Pew (1968) beobachteten in einem reflexionsseismischen Profil, daß etwa 85 km nordwestlich des Kronprins Christian Lands eine tiefe Störung angrenzt. Sie interpretierten diese als seewärtige Verlängerung der Kaledoniden. Jedoch suggerieren sowohl die magnetischen als auch die gravimetrischen Datensätze, daß die kaledonische Struktur durch den NW – SE verlaufenden Mobile Belt auf der Ob-Bank abgesichert wurde (Schlindwein, 1998, Abb. 6.5). Ebenso kann dieser von

Ostenso und Pew (1968) gesehene Einfluß dem oben beschriebenen Störungsblock zugeordnet werden.

6.6.5 Schelfbereich Nordgrönland, Morris Jesup Rise

Nördlich von Peary Land und der Wandelsee befindet sich der Morris Jesup Rise. Nahe des Morris Jesup Rises zeigte das FRAM2 Experiment eine Krustenverdickung, aber auch die Fortführung ozeanischer Kruste (Jackson et al., 1982). Dies wurde auch von Weigelt (1998) bestätigt. Auf dem Morris Jesup Rise wie auch auf dem nordöstlichen Yermak Plateau wird eine geringe Sedimentdecke festgestellt (Weigelt, 1998).

Das Schwerefeld des Morris Jesup Rise kann in zwei grundlegende Bereiche unterteilt werden. Eine Region mit der ausgeprägten positiven Schwereanomalie 4a (≥ 70 mGal, Abb. 6.11) entlang der südöstlichen Flanke des Morris Jesup Rises und einer ruhigeren Region 4b. Die letztere erstreckt sich vom nördlichen Peary Land (83.8°N) bis zum Amundsen Becken (85.1°N) mit Amplituden von -10 mGal bis +20 mGal (Abb. 6.11).

Nahezu parallel zur positiven Anomalie 4a verläuft eine negative Anomalie 4c (≥ 70 mGal, Abb. 6.11). Sie befindet sich am Fuß des Steilhangs (Abb. 6.2), an der dem Gakkel Rücken zugewandten Seite des Amundsen Beckens. Die Anomalie 4c endet an der 2000 m Tiefenlinie des Grönländischen Schelfs. Diese negative Anomalie verbreitet und verzweigt sich schließlich unterhalb des Nordgrönländischen Schelfs. Nördlich des Peary Lands setzt ein schwacher Ausläufer 4d die Anomalie 4c in westlicher Richtung fort. Eine in südöstlicher Richtung weiterführende Anomalie 4e endet an einem dem Schelf vorgelagerten topographischen Hoch bei 84°N/19°W. Die Amplitude (-50 mGal) ist höher als die des Ausläufers 4d. Die dreieckige Anordnung der Anomalien 4c – 4e läßt die ehemalige Lokation einer *Triple Junction* vermuten. Diese besaß wahrscheinlich einen Spreizungsrücken in Richtung Nordost (4c), eine Transformstörung in Richtung Südost (4e) sowie eine Grabenstruktur in westlicher Richtung (4d) nördlich von Peary Land (Abb. 6.11). Heute überdecken Sedimente die Bruchzonen. Die große Sedimentbedeckung entlang des Schelfs und des Hangs des Morris Jesup Rises erklärt auch das Ausbilden einer magnetischen Low-Zone, wie in Abbildung 6.5 dargestellt. Nach den Modellen F12 (Abb. 6.20) und F15 (Abb. 6.21) hat sich dort ein 3 – 4 km tiefes Sedimentbecken ausgebildet.

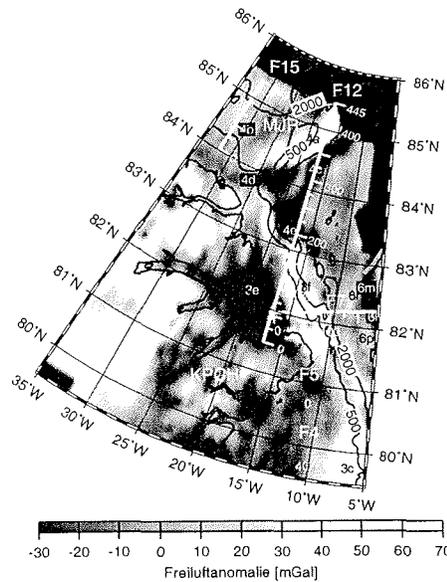


Abbildung 6.19: Profilplan des Morris Jesup Rise und nördliches Peary Land, Profil F12 über dem Morris Jesup Rise (Abb. 6.20) und Profil F15 über dem nördlichen Peary Land (Abb. 6.21).

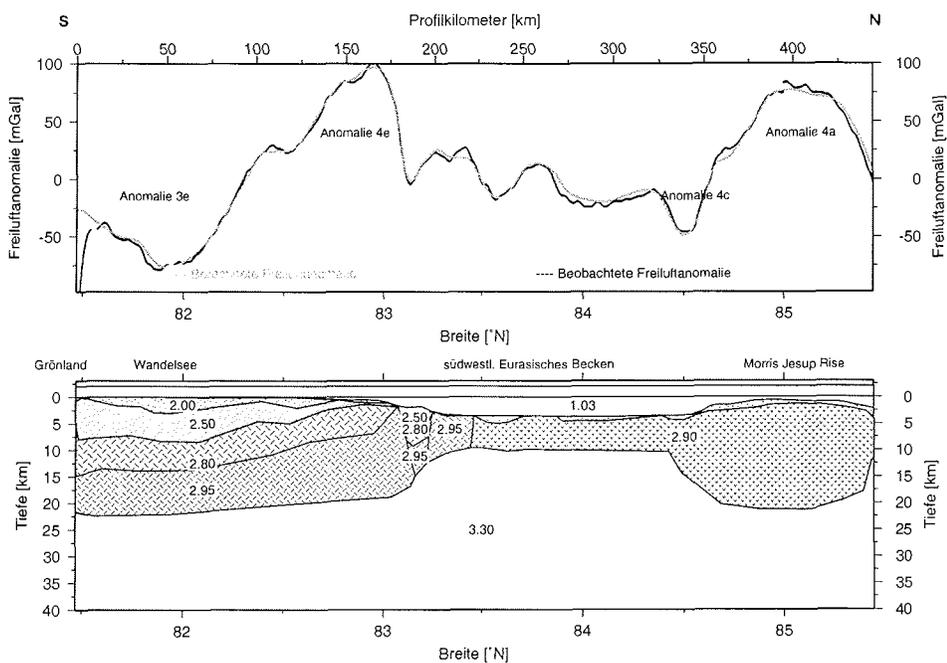


Abbildung 6.20: Krustenmodell F12: Wandelsee und Morris Jesup Rise. Die Schraffuren entsprechen denen in Abbildung 6.13. Die dargestellten Dichten sind in gcm^{-3} angegeben.

Krustenmodell F12: Wandelsee und Morris Jesup Rise Das Profil F12 (Abb. 6.19 Abb. 6.20) führt in nördliche Richtung von der Wandelsee zum nördlichen Teil des Morris Jesup Rises. Für dieses Modell besteht eine Anbindung an die refraktionsseismischen Messungen im Bereich der Wandelsee durch Jokat (im Druck) und im nordöstlichen Teil des Morris Jesup Rises durch Weigelt (1998). Das Schwerprofil besitzt zwischen Profilkilometer 0 – 75 (Abb. 6.20) wiederum die charakteristische negative Anomalie des Wandelseebeckens. Bei 82.9°N (Profilkilometer 165, Abb. 6.20) ist das Hoch der Hanganomalie erreicht. Die steil abfallende seewärtige Flanke läßt vermuten, daß auch noch in diesem nördlichen Bereich die Entwicklung des passiven Kontinentalrands gestört wurde (siehe vorangegangenen Abschnitt). Die Krustenmächtigkeit nimmt zwischen Profilkilometer 0–175 von 22 km auf 18 km ab, um anschließend sprunghaft, innerhalb von 30 km, auf eine normale ozeanische Krustenmächtigkeit von 7 km abzunehmen. Der sich anschließende südwestliche Teil des Amundsen Beckens besitzt nur kleinere Schwerevariationen, die allein durch Sedimentablagerungen von maximal 1.5 km Mächtigkeit modelliert werden können. Bei 85.5°N schneidet das Profil die negative Anomalie 4c, die in Abbildung 6.11 parallel zur positiven Morris Jesup Rise –Anomalie 4a verläuft. Die Moho-Tiefe nimmt

mit der negativen Anomalie 4c zu und erreicht 21 km unter dem Morris Jesup Rise. Das Profil F12 trifft bei 84.8°N auf den Hang des Morris Jesup Rises. Der Rise besitzt eine geringe Sedimentdecke, die zum nördlichen Ende des Morris Jesup Rises ausdünn. Über dem Amundsen Becken endet das Profil bei 85.5°N/18.0°W. Die Krusten und die Sedimentdecke besitzen beim Morris Jesup Rise dieselben Mächtigkeiten wie beim Yermak Plateau (Abb.6.14): 21 km bzw. 1 km. Diese Modelle führen also zu keinem Widerspruch hinsichtlich der These, daß der Morris Jesup Rise und das Yermak Plateau ehemals verbunden waren.

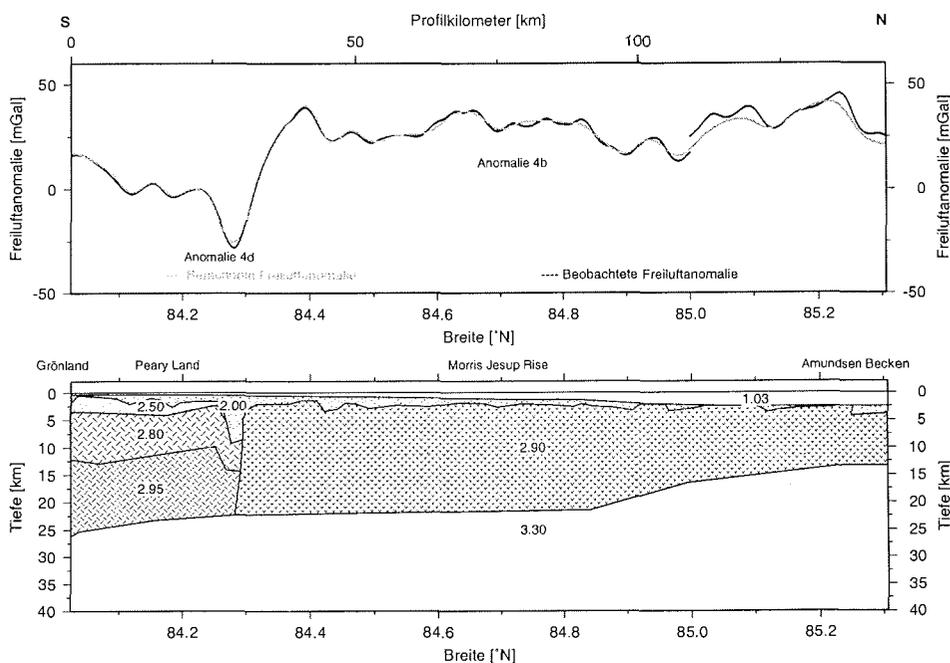


Abbildung 6.21: Krustenmodell F15: Peary Land, Morris Jesup Rise und Amundsen Becken. Die Schraffuren entsprechen denen in Abbildung 6.13. Die dargestellten Dichten sind in gcm^{-3} angegeben.

Krustenmodell F15: Peary Land, Morris Jesup Rise und Amundsen Becken Das Profil F15 (Abb. 6.19 und Abb. 6.21) führt vom Schelfrand des nördlichen Peary Lands über den Morris Jesup Rise in das Amundsen Becken. Es beginnt bei 84.0°N/32.0°W und endet bei 85.3°N/32.0°W. Dieses Modell besitzt bisher keinerlei Einbindung über seismische Messungen, so daß die Krustenmächtigkeiten nur abgeschätzt werden konnten. Als Initialmodell wurden die Dichten und Mächtigkeiten aus dem Modell in Abbildung 6.20 übernommen.

Das nordwestliche Morris Jesup Rise ist durch eine Sedimentdecke von 2.5 km Mächtigkeit und einer bis zu 22 km mächtigen Kruste gekennzeichnet. Ein seicht ins

Amundsen Becken fallender Meeresboden (Profilkilometer 50 – 175), der mit Sedimentschichten bedeckt ist, erzeugt die kleineren Modulationen des Schwereprofils. Die Tiefseeebene des Amundsen Beckens wird von diesem Profil nicht ganz erreicht. Am Profilende (Profilkilometer 180, Abb. 6.21) besitzt die Kruste eine für ozeanische Kruste leicht verdickte Mächtigkeit von 10 km. Im Vergleich zu dem vom Spitsbergen Schelf nach Norden verlaufenden Profil F9 (Abb. 6.14) besitzt das Profil F15 eine Grabenstruktur bzw. eine Störung, die die kontinentale Kruste des Peary Lands deutlich von der Kruste des Morris Jesup Rises abtrennt (Gabenstruktur bei 85.3°N/32.0°W). Das langsame Ausdünnen zum Amundsen Becken könnte wiederum als gedehnte, kontinentale Kruste interpretiert werden. Es besteht zwischen der ozeanischen Kruste des Amundsen Beckens und dem Plateau keine weitere eindeutige Grenze.

6.7 Modifiziertes tektonisches Entstehungsmodell

Aus der Interpretation der flugzeuggestützten Schweremessung in Abschnitt 6.6 können ein detailliertes tektonisches Entwicklungsmodell und der Öffnungsverlauf der nördlichen Framstraße abgeleitet werden.

Durch eine Simulation der tektonischen Bewegungen soll geprüft werden, welche Anomalien aus der Bewegung zwischen Grönland und Spitsbergen resultieren. Zur Simulation der Plattenbewegung wurde das Softwarepaket ATLAS™ (Cambridge Paleomap, 1999) genutzt. Folgende Randbedingungen sind in das Rekonstruktionsmodell eingegangen:

- Die Eulerrotationspole entsprechen denen von Phillips (unveröffentlicht) und Srivastava und Tapscott (1986).
- Die Küstenlinien und 2000 m Isobathen entsprechend denen in Abbildung 6.2.
- Der Kontinent–Ozean–Übergang Spitsbergens vor Chron 13 verläuft entlang der Hornsund Fault Zone am westlichen Schelfrand Spitsbergens und entlang der negativen Schwereanomalie 2b (Abb 6.11) auf dem Yermak Plateau.
- Der Kontinent–Ozean–Übergang Grönlands vor Chron 13 verläuft entlang des heutigen Schelfrands.
- In das Modell wird gedehnte kontinentale Kruste entlang des südwestlichen/nordwestlichen Bereichs des Yermak Plateaus einbezogen (Abschnitt 6.6.2 und 6.6.3)
- Yermak Plateau und Morris Jesup Rise sind am südwestlichen Ende des Gakkel Rückens entstanden (Abschnitt 6.6.5).
- Der Verlauf der Spitsbergen Fracture Zone verlängert sich bis zum Grönländischen Schelf.

6.7 Modifiziertes tektonisches Entstehungsmodell

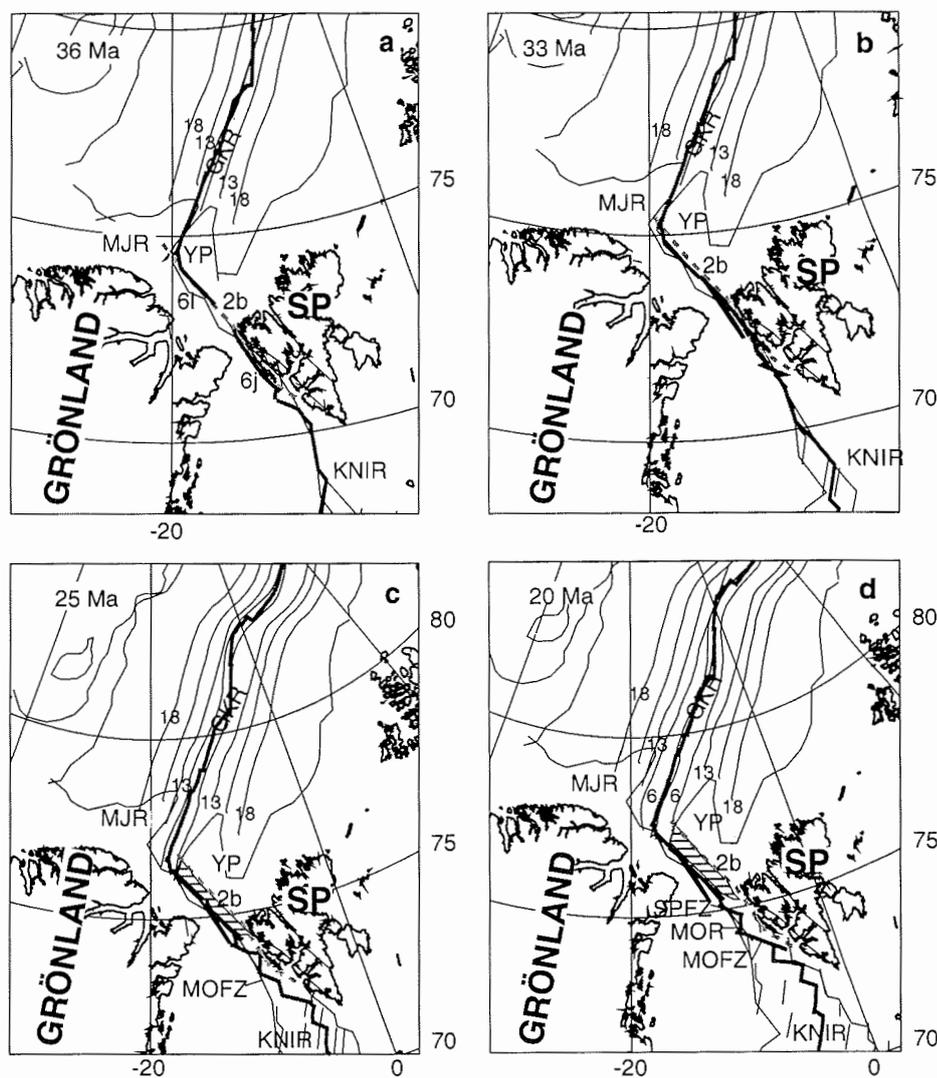


Abbildung 6.22: Modell der tektonischen Entwicklung vor 36 Ma, 33 Ma, 25 Ma und 20 Ma Jahren. Die negativen Schwerefeldanomalien 6a –6f der Plattengrenze sind als Schema nach Abbildung 6.11 als graue Linie eingezeichnet, die negative Schwereanomalie auf dem Yermak Plateau 2b als gestrichelte Linie. Magnetische Anomalien sind entsprechend Abbildung 6.5 mit Indizes bezeichnete dünne, schwarze Linien im Eurasischen Becken, in der südlichen Framstraße mußten diese der Übersicht wegen weggelassen werden. Der schraffierte Bereich kennzeichnet den Bereich gedehnter kontinentaler Kruste auf dem Yermak Plateau. Abkürzung der bekannten tektonischen Strukturen sind Abbildung 6.2 entnommen.

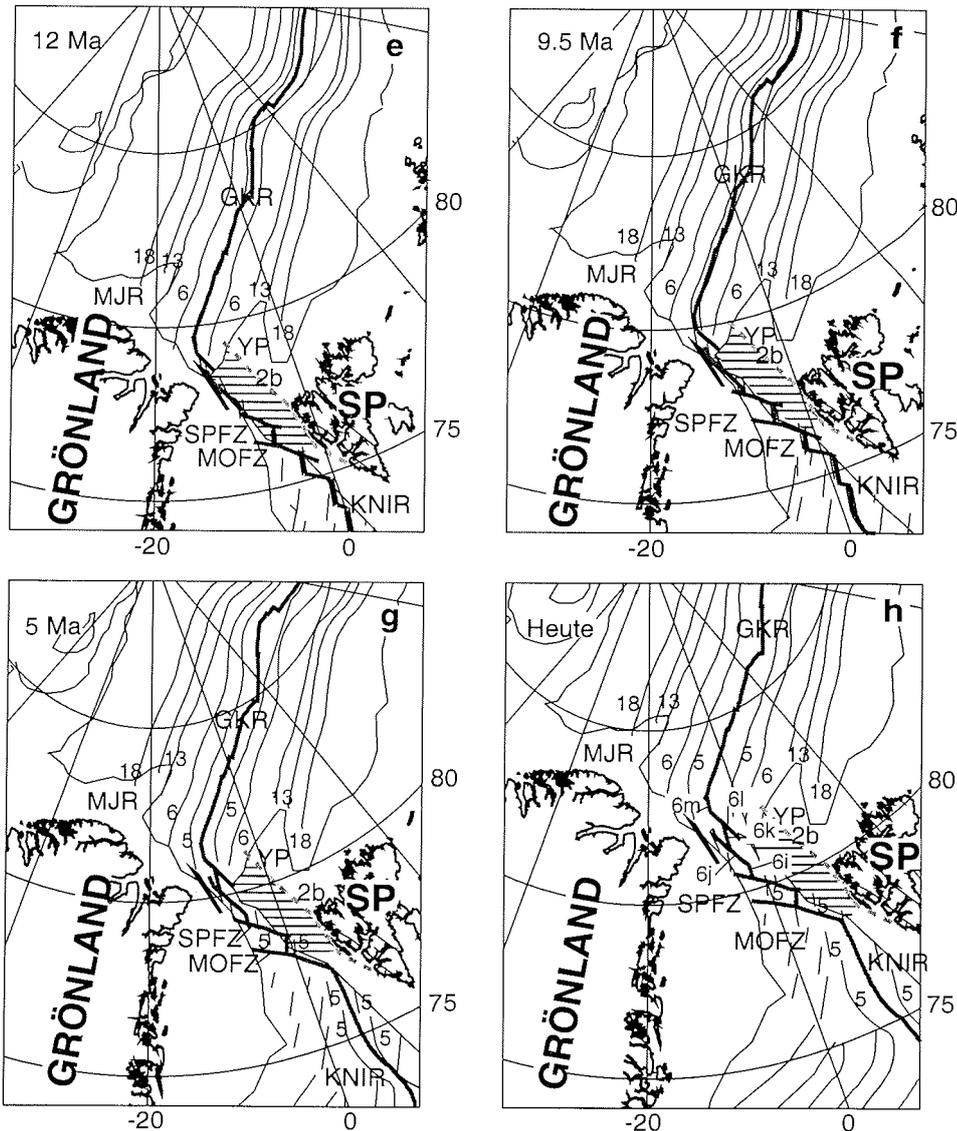


Abbildung 6.23: Modell der tektonischen Entwicklung vor 12 Ma, 9.5 Ma, 5 Ma und heute. Bedeutung der Linien wie in Abbildung 6.22.

Aus der Simulation wird ersichtlich, daß die aus den magnetischen Spreizungsanomalien der Labrador- und Grönlandsee sowie des Eurasischen Beckens abgeleiteten Rotationspole auch die Entstehung der in Abschnitt 6.6 beschriebenen Plattengrenze unterstützen.

Der simulierte Öffnungsverlauf ist in den Abbildungen 6.22 und 6.23 dargestellt.

Vor Chron 13 (36 Ma) hatten sich entlang des Gakkel Rückens das Yermak Plateau und der Morris Jesup Rise gebildet (Abschnitt 6.2). Die Transcurrent–Strike–Slip–Bewegung Spitsbergens gegenüber Grönland verlief entlang der Hornsund Fault Zone und auf dem Yermak Plateau entlang der negativen Anomalie 2b (Abb. 6.22 und 6.23, grau gestrichelte Linie). Auf der grönländischen Seite befand sich die Plattengrenze am heutigen Schelfrand. Die zwischen Eurasischer und Grönländischer Platte zusammenhängenden Anomalien 6j und 6l bildeten die Plattengrenzen (Abb. 6.22a). Im südlichen Teil der Framstraße wird ozeanische Kruste entlang des in einzelnen Spreizungszonen gegliederten Knipovich Rückens generiert. Durch die sich an Chron 13 (33 Ma) anschließende Transtensions–Strike–Slip–Bewegung wird die Kruste auf der westlichen Seite der Anomalien 6j und 6l des Yermak Plateaus östlich der Anomalie 2b gedehnt und wahrscheinlich intrudiert (Abb. 6.22b und 6.22c). Der Knipovich Rücken besteht weiterhin aus mehreren kleineren Transform–Störungen und aktiven Spreizungssegmenten. Der Gakkel Rücken verlängert seine Zone der aktiven Spreizung Richtung Süden. Diese Verlängerung des Gakkel Rückens bildet die heutige Anomalie 6m.

Die andauernde Transtensions–Tektonik zwischen Nordgrönland und Spitsbergen bewirkt, daß die Öffnung der Framstraße weiter nach Norden fortschreitet, so daß sich der Knipovich Rücken in Segmenten bis zur Molloy Fracture Zone fortsetzt (Abb. 6.22c; 25 Ma). Die östlich des Knipovich Rückens neu generierte ozeanische Kruste wird aufgrund des glazialen Eintrags westlich der Hornsund Fault Zone mit Sedimenten zugedeckt (vgl. Profil S1, Abb. 6.13). Nördlich der Molloy Fracture Zone besteht noch keine Tiefenwasserverbindung von der jungen Grönlandsee zum Eurasischen Becken. Die horizontale Scherzone verläuft weiterhin entlang den Anomalien 6j und 6l (Abb. 6.22a). Die Krustendehnung auf dem südöstlichen Yermak Plateau dauert weiter an.

Vor etwa 20 Ma (Abb. 6.22d) begann die Bildung von ozeanischer Kruste am Molloy Rücken. Gleichzeitig begann die dextrale Transcurrent–Strike–Slip–Bewegung entlang der heutigen Position der Spitsbergen Fracture Zone.

Vor etwa 12 Ma (Abb. 6.23e) konnte die Bewegung zwischen Spitsbergen und Grönland nördlich der Spitsbergen Fracture Zone nicht mehr allein durch die Krustendehnung des westlichen Yermak Plateaus ausgeglichen werden. Nach diesem Modell beginnt nun die Bildung eines Tiefenseebeckens zwischen Yermak Plateau und Grönland. Damit beginnt auch die Öffnung der Tiefenwasserverbindung zwischen dem Eurasischen Becken und der Grönlandsee. Ozeanische Kruste bildete sich im Lena Trog (Anomalie 6i) und am nördlichen Ende der Anomalie 6j. Diese Spreizung führte zur Trennung der Anomalien 6j und 6l. Die Krustendehnung des südöstlichen Yermak Plateaus war vor ca. 12 Ma abgeschlossen.

Dies hatte zur Folge, daß ab Chron 5 (9,5 Ma) allein die Generierung von ozeanischer Kruste entlang des gesamten Rückensystems die dextrale Transtensionsbewegung ausgleicht. Nach diesem Modell hatten sich zwei Spreizungszentren nördlich der Spitsbergen Fracture Zone gebildet. Das erste Zentrum verlief entlang des Lena Trogs (Anomalie 6i), während sich das zweite Spreizungszentrum bei Anomalie 6k befand.

Ob im südlichen Bereich der Anomalie 6j und im nördlichen Bereich der Anomalie 6l, wo beide Anomalien eine höhere Amplitude besitzen, heute ebenfalls ein

Spreizungszentrum vorliegt, oder aber weitere Transformstörungen, kann weder aus den gravimetrischen Daten noch aus der plattentektonischen Rekonstruktion geschlossen werden. Bis heute sind diese wahrscheinlich schiefspreizenden Rücken aktiv. Ein zusätzliches Argument für die Bildung von ozeanischer Kruste an Anomalie 6k ist die aufgrund Beben 23 (Abb. 6.4) beobachtete lokale sinistrale Verschiebung. Die sich nach Osten ausbreitende, ozeanische Kruste vollzieht lokal eine Relativbewegung im Rahmen der ansonsten dextralen Hauptkomponente der Plattenbewegung. Im weiteren sprechen die zwei positiven magnetischen Anomalien (≥ 100 nT) bei $80.6^\circ\text{N}/2.0^\circ\text{W}$ und $80.6^\circ\text{N}/4.5^\circ\text{W}$ für eine Spreizung an der Schwereanomalie 6i und die zwei magnetischen Anomalien bei $81.7^\circ\text{N}/3.0^\circ\text{W}$ und $81.8^\circ\text{N}/6.5^\circ\text{W}$ für eine Spreizung an der Schwereanomalie 6k. Die Spreizungsrichtung entspricht der des Molloy Rückens.

Nördlich der Spitsbergen Fracture Zone befinden sich nach dieser Rekonstruktion unter Berücksichtigung der gravimetrischen Daten drei schiefspreizende Rücken (Anomalie 6i, 6k und 6m) und wahrscheinlich zwei Transformstörungen (Anomalien 6j und 6l). Dieses Modell steht im Gegensatz zu der momentan allgemein vertretenen Vorstellung eines einzelnen Rückensegments, der von der Spitsbergen Fracture Zone bis zum Gakkel Rücken verläuft (Sundvor und Austegard, 1990). Die in den Abbildungen 6.8 und 6.9 dargestellten Vorstellungen zum Verlauf der Plattengrenze zwischen der Eurasischen und der Nordamerikanischen/Grönländischen Platte im Bereich der Framstraße werden so um ein neues Modell (Abb. 6.23h) ergänzt. Grundlage dieses neuen Modells sind die Daten der flugzeuggestützten Schweremessung. Im Gegensatz zu den bisherigen Modellen steht dieses nicht im Widerspruch zu den bekannten Wärmeflußdaten und den magnetischen sowie seismologischen Daten.

7 Schlußfolgerungen und Ausblick

Flugzeuggestützte Schwere- und Altimetriemessungen Das Gebiet der Framstraße besitzt eine Schlüsselstellung in der Klimaentwicklung. Die Framstraße ist die einzige Verbindung zwischen dem Zentralen Arktischen Ozean und der Grönlandsee, bei der die tiefreichende Wasserzirkulation nicht durch Schwellen behindert wird. Südlich der Framstraße, in der Grönlandsee, werden durch thermohaline Zirkulation neue Wassermassen gebildet (Schmitz, 1995). Dies ist eine treibende Kraft der globalen ozeanischen Zirkulation (Broecker, 1991). Wassermassen, die die Framstraße in Richtung Süden passieren, werden in der Grönlandsee in die globale Zirkulation eingebunden.

Tektonische Bewegungen zwischen Spitsbergen und Grönland öffneten erst vor etwa 13 Ma den arktischen Tiefenwasserzugang (Lawver et al., 1990). Diese Öffnung ist im Detail noch nicht vollständig verstanden. Eine ganzjährig andauernde Eisbedeckung der Framstraße behindert die Untersuchung dieses plattentektonisch komplexen Gebiets. Der Öffnungsverlauf und die Entwicklung der Lithosphäre unterhalb der Framstraße, sowie der Aufbau und die Entwicklung der angrenzenden Kontinentalränder konnten bisher nicht detailliert beschrieben werden.

Um die tektonische Entwicklung dieses Gebiets erfassen zu können, wurden die bislang gesammelten geophysikalischen Daten durch flugzeuggestützte Schweremessungen erweitert. Flugzeuggestützte Messungen sind in Gebieten wie der nördlichen Framstraße besonders geeignet, da innerhalb kurzer Zeiträume die Möglichkeit besteht, regional hochauflösende Daten zu sammeln.

Eine Weiterentwicklung ist die Kombination eines solchen Meßsystems mit einem Topographiemesssystems.

Ein Meer in Ruhe besitzt eine Meeresoberfläche, die einer Äquipotentialfläche des Schwerfelds entspricht. Durch Meereströmungen weicht die tatsächliche Meeresoberfläche von der Äquipotentialfläche ab. Aus der Differenz zwischen der gemessenen Höhe der Meeresoberfläche und der Äquipotentialfläche können über einem offenen, stationären und reibungsfreien Ozean Meereströmungen erfaßt werden.

Mit diesem kombinierten Meßsystem kann sowohl die tektonische Entwicklung, als auch die momentane Strömungsbedingung abgeleitet werden.

Ein Systemtest zur flugzeuggestützten Altimetrie wurde im Jahr 1996 über dem Skagerrak durchgeführt. Die Testdaten wurden mit GPS-Bodenwerten, CTD/ADCP-Schiffsmessungen, TOPEX/POSSEIDON-, ERS2-Satellitenaltimetermessungen, Gezeitenpegel sowie einem hydrographischen Modell des DNMI verglichen.

Als ein Ergebnis der Topographiemessungen wird festgehalten, daß der Fehler der berechneten Flugbahn der entscheidende Faktor für die Güte der gemessenen Daten ist. Der Gesamtfehler der Altimeterlösung resultiert somit aus der Qualität der GPS-Lösung. Topographische Fehler können durch schwer erkennbare Driften, als auch durch schnelle Sprünge auftreten. Über dem offenen Ozean sind diese Sprünge von ± 2 m aufgrund der stetigen Meeresoberfläche zu erkennen. Über dem Land liegen diese Sprünge in derselben Größenordnung wie die Rauigkeit der Topographie. Daher sind sie meist nicht erfassbar.

Es bestand bisher die Auffassung, daß sich vertikale Fehler in den Koordinaten

der DGPS-Bodenstationen als lineare Differenz in der kinematischen GPS-Lösung widerspiegeln. Der Vergleich zwischen der satellitengestützten und der flugzeuggestützten Altimetrie zeigt, daß Koordinatenfehler nach der Rücktransformation in ein ellipsoides Koordinatensystem eine scheinbare zeitliche Drift erzeugen. Zur Ableitung der Meeresströmung sind diese Driftfehler eine entscheidende Größe. Um trotzdem akzeptable Meßwerte zu gewinnen, müssen die Koordinaten der Bodenstationen bis auf wenige Zentimeter genau bestimmt sein. Es wurde gezeigt, daß trotzdem die Topographielösung mit einer Genauigkeit von 0.1 m erfolgen kann. Das Strömungsmuster des Skagerraks wurde aus TOPEX/POSEIDON-Meerestopographiedaten und aus den Messungen des flugzeuggestützten Systems abgeleitet. Es ist auffällig, daß die berechneten Strömungsgeschwindigkeiten sehr hohe Werte von bis zu 1.5 ms^{-1} erreichen. Diese Werte sind im offenen Ozean nur innerhalb der westlichen Randströme oder bei Gezeitenströmen in Meeresengen oder Estuaren zu beobachten. Abschließend konnte nicht geklärt werden, warum die Strömungsgeschwindigkeiten im Skagerrak zu hoch liegen. Es bleibt offen, ob möglicherweise die geostrophische Methode zur Ableitung der Strömung versagt hat.

Satelliten- und flugzeuggestützte Messungen liefern ähnliche Werte für Strömungsgeschwindigkeiten. Die Meßergebnisse beider Systeme weichen jedoch von den Referenzmessungen der aus ADCP/CTD abgeleiteten Strömungsgeschwindigkeiten ab. Flugzeuggestützte Messungen der Strömungsgeschwindigkeit sind also mindestens so genau wie satellitengestützte Verfahren. Aufgrund der beschriebenen Unsicherheiten der flugzeuggestützten Strömungsmessungen wurde diese Methode vorgestellt, aber nicht auf die Ableitung der ozeanographischen Zirkulation innerhalb der Framstraße angewandt.

Für die flugzeuggestützten Schweremessungen wurden die in der Schiffsgravimetrie eingesetzten Plattformsysteme verwendet. Dieses System mußte auf die Anwendbarkeit im Flugzeug überprüft werden. In die Berechnung der gravimetrischen Daten sind bisher sensorabhängige Korrekturen wie die Tiltfehlerkorrektur, die *Cross-Coupling*-Korrektur, der Einfluß der bewegten Meßplattform in einem Nicht-Inertialsystem (Eötvöskorrektur) und die vertikalen Beschleunigungskorrekturen berücksichtigt worden. Weiterhin wurden Standardverfahren zur Bearbeitung von Schweredaten auf die Messungen angewandt. Die erst genannten Korrekturgrößen werden mit Hilfe des DGPS und der bestimmten Flugzeugkinematik berechnet.

Bei der Betrachtung der Meßfehlerentwicklung des Plattformsystems im Bereich kürzerer (geologischer) Wellenlängen, wird deutlich, daß das System nur für Wellenlängen, die größer sind als die Plattformperiode, akzeptable Fehler liefert. Eine Filterentwicklung kann dazu dienen, diese Wellenlängen zu eliminieren.

Zur Fehlerabschätzung der Schweremessungen sind interne Systemvergleiche, Vergleiche zu marinen Satellitenschweremessungen sowie Schiffsmessungen durchgeführt worden. Bei der Verwendung eines FIR-Filters, der Schwereanomalien mit einer Wellenlänge von 7.0 km bei einer Fluggeschwindigkeit von 70 m/s zu 100% wiedergibt, liegt die Standardabweichung der internen Genauigkeit bei 1.8 mGal. Mittels Kreuzungspunktanalysen läßt sich zeigen, daß bei guter GPS-Geometrie ein mittlerer Kreuzungspunktfehler von nur ca. 2.0 mGal erreicht werden kann.

Vergleiche von flugzeuggestützten Schweremesswerten zu Werten mariner Satellitenmessungen ergaben eine konstante Differenz von 2.17mGal und eine Standardabweichung von 7.05mGal. Zu den auf „FS POLARSTERN“ durchgeführten Schweremessungen ergibt der Systemvergleich eine Standardabweichung von 4.6mGal. Der erhöhte Fehler kann aus einer unzureichenden Übereinstimmung zwischen der Flugbahn und dem Schiffskurs resultieren. Allein systembedingte Fehler können diese Abweichung nicht erklären.

Die erzielte Genauigkeit des gewonnenen gravimetrischen Datensatzes ist für eine geophysikalische Interpretation hinsichtlich der plattentektonischen Rekonstruktion des Bereichs der Framstraße ausreichend. Es steht also auch für schwer erreichbare Regionen, wie die Polarregionen, eine Methode zur Gewinnung flächendeckender Schweredaten zur Verfügung. Die Schweredaten können hier zum Schließen der bisherigen Interpretationslücken der Framstraße genutzt werden.

Der Verlauf der heutigen Plattengrenzen zwischen der Eurasischen und der Nordamerikanisch/Grönländischen Platte war bisher für den Bereich der Framstraße nördlich der Spitsbergen Fracture Zone nicht bekannt. Der Aufbau und Verlauf der Plattengrenze kann aufgrund der gewonnenen Schwereinformationen abgeleitet werden. Die Plattengrenze verläuft in der Framstraße wahrscheinlich entlang des Knipovich Rückens, der Molloy Fracture Zone, des Molloy Rückens und der Spitsbergen Fracture Zone. Die plattentektonische Rekonstruktion belegt den Verlauf der Plattengrenze entlang der beobachteten Schwereanomalien 6i, 6j, 6k, 6l und 6m (Siehe Karte der Freiluftanomalie Abb.6.11). Im nördlich anschließenden Eurasischen Becken verläuft die Plattengrenze entlang des Gakkel Rückens.

Der Morris Jesup Rise (4a) und der nordöstliche Bereich des Yermak Plateaus (2a) entstanden während der Öffnung vor Chron 13 am Gakkel Rücken (Abb.6.11). Die Kruste des östlichen Bereichs des Yermak Plateaus entstand nach Chron 13 durch Transtension–Strike–Slip–Bewegungen zwischen Spitsbergen und Grönland. Die Anomalie 2b trennt diese beiden Bereiche voneinander.

Die Anordnung der Anomalien 2g, 4c, 4d, 4e weist auf eine Triple Junction vor Chron 13 hin. Erhöhter Magmatismus könnte eine Folge gewesen sein und die Bildung des Morris Jesup Rises und Yermak Plateaus erklären. Die negative magnetische Anomalie entlang des nördlichen Peary Lands und die magnetisch ruhige Zone des eurasischen Beckens (*Low Zone*) repräsentieren die durch Sedimentauflage überprägte Zone der ehemaligen Triple Junction.

Durch die gewonnenen Schweredaten ist die Möglichkeit geschaffen worden, logistisch und finanziell aufwendige geophysikalische Forschungsvorhaben in der Region der Framstraße gezielter zu planen. Um die tektonischen Vorstellungen zur Entwicklung dieser Region noch weiter zu verbessern, sollten weitere bathymetrische Vermessungen und geologische Beprobungen entlang der vermuteten Rückensegmente erfolgen. Petrologische Daten über die Zusammensetzung der angrenzenden Plateaus würden zusätzlich das Verständnis der Evolution der Framstraße fördern. Weiterhin könnten reflexionsseismische Profile über dem nördlichen Teil der Framstraße und quer zur Anomalie 2b des Yermak Plateaus helfen, den strukturellen Aufbau der Kruste zu verstehen.

Flugzeuggestützte Systeme zur Topographie- und Schweremessung: Ein Ausblick Die verwendeten Gravimeterplattformsysteme besitzen den Nachteil, daß nach Störungen wie z.B. Kurskorrektur, Kurvenflug oder Höhenänderung die Schweremessung unterbrochen ist. Erst mit der neuen Ausrichtung der Plattform kann die Messung weitergeführt werden. Der größte Vorteil liegt jedoch in der ausgezeichneten Langzeitstabilität dieser Meßsysteme. Das größte Entwicklungspotential für flugzeuggestützte Schweremeßsysteme liegt deshalb bei Strapdown-Gravimetersystemen (Wei und Schwarz, 1998). Diese Systeme haben den Vorteil das sie nach den oben beschriebenen Störungen sofort wieder meßbereit sind. Sie zeigen jedoch Driften die von der Materialcharakteristik des benutzten Beschleunigungssensor abhängen. Solang keine Methode entwickelt wird, bei Strapdown-Systemen die Langzeitstabilität zu gewährleisten, kann eine Kombination von Plattform- und Strapdown-System genutzt werden. Hier würde das Problem der Driften nicht bestehen. Die Systemkombination würde auf das Plattformsystem zugreifen und den operationellen Betrieb demnach nicht verbessern. Ein entscheidender Vorteil wäre jedoch die verbesserte Auflösung, wonach auch kurzweilige Schwereanomalien bis zu 1 km aufgelöst werden könnten (Schwarz und Glennie, 1998).

Flugzeuggestützte Strömungsmessungen sollten über dem offenen Ozean wiederholt werden. Gleichzeitig sollte dieselbe Region mit Hilfe von satellitengestützten Verfahren vermessen werden, um miteinander verglichen werden zu können. Zur Kalibrierung und Eliminierung von Driftfehlern der flugzeuggestützten Messungen könnten im offenen Ozean stationäre GPS-Empfänger genutzt werden. So müßte das Altimetersystem im Flugzeug nur die relative Veränderung der Meeresoberfläche zwischen den Stationen messen. An den GPS-Stationen besteht weiterhin die Möglichkeit, durch CTD-JoJo-Sonden über einen längeren Zeitraum hydrographische Daten zu erfassen. Die lokalen Vermessungen könnten zusammen mit Salinitäts- und Temperatur-Messungen an der Oberfläche verbunden werden. Damit wäre ein System geschaffen, um ein effizientes Monitoring der Randmeere durchzuführen.

Die Weiterentwicklung eines Oberflächen-Salinitätsmeßsystem wurde von Miller et al. (1998) bereits vorgestellt. Die erreichten Genauigkeiten im Salzgehalt sind noch sehr gering. Bei Vergleichen mit in situ Salzgehaltsdaten ergab sich eine Standardabweichung von 2.4 PSU. Die Temperatur der Meeresoberfläche kann schon seit langem über Satelliten- und Flugzeugmessungen bestimmt werden.

Eine weitere Entwicklung flugzeuggestützter Meßsysteme wäre die Messung der Wassertiefe in flachen Tidengewässern (LADS Corporation, 1999). Dieses System kann Wassertiefen von bis zu 50 m mit einer Genauigkeit von wenigen Dezimetern messen und könnte bei der Überwachung der Veränderung von Tidengewässern (aktiver Küstenschutz) zum Einsatz kommen.

Literaturverzeichnis

- AVI-NT-011-311-CN (1998). *AVISO User Handbook, Corrected Sea Surface Heights*. AVISO, Altimetry Center, Toulouse, Version 1, 3. Ausgabe, 18 pp.
- Azizi, S. A. (1990). *Entwurf und Realisierung digitaler Filter*. Oldenbourg-Verlag, München, 5. Ausgabe, 315 pp.
- Bearman, G., Editor (1989). *Ocean Circulation*. Open University Course. Pergamon Press, Oxford, 238 pp.
- Bell, R. E., B. J. Coakley, D. D. Blankenship, S. M. Hodge, J. Brozena und J. Jarvis (1992). Airborne gravity from a light aircraft: CASERTZ 1990–1991. In Yoshida et al., Y., Editor, *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 571–577.
- Boström, K. und J. Thiede (1984). YMER–80, Swedish Arctic expedition, Cruise Report for marine Geology and Geophysics. Bericht 260, Department of Geology Stockholm University, Stockholm, 124 pp.
- Bown, J. W. und R. S. White (1994). Variations of spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**:435–449.
- Broecker, W. S. (1991). The great ocean conveyor. *Oceanography*, **4**(2):79–88.
- Brozena, J. (1991). Airborne gravity, topographic and magnetic mapping of an entire continent. In Colombo, O. L., Editor, *From Mars to Greenland Charting Gravity with Space and Airborne Instruments*, Band **110** der *IAG Symposium Series*. Springer, Berlin, 203–214.
- Brozena, J. M. und M. F. Peters (1988). An airborne gravity study of eastern North Carolina. *Geophysics*, **52**:245–252.
- Budéus, G., W. Schneider und G. Krause (1999). Winter convective events and bottom water warming in the Greenland Sea. *J. of Geophys. Res.*, **103**(C9):18513–18527.
- Cambridge Paleomap (1999). *ATLAS™*. Cambridge Paleomap Services Ltd., Cambridge, 3. Ausgabe.
- Childers, V. A., M. F. Peters und J. M. Brozena (1997). Error analysis of the NRL airborne gravimetry system. In *Geomatics and Navigation*, Internat. Symp. on Kinematic Systems in Geodesy. 625–632.
- Cunha R. S. (1996), The AGMASCO Page of Porto University, Internet, <http://alf.fe.up.pt/~sergio/agmasco>.
- Crane, K., O. Eldholm, A. M. Myre und E. Sundvor (1982). Thermal implications for the evolution of the Spitzbergen Transform Fault. *Tectonophysics*, **89**:1–32.

- Crane, K., E. Sundvor, J. P. Foucher, M. Hobart, A. M. Myhre und S. LeDouaran (1988). Thermal Evolution of the western Svalbard margin. *Mar. Geophys. Res.*, **9**:165-194.
- Detrick, R. S., R. S. White und G. M. Purdy (1993). Crustal structure of North Atlantic fractures. *Rev. of Geophys.*, **31**(4):439-458.
- Dietrich, G., K. Kalle, W. Krauss und G. Siedler (1975). *Allgemeine Meereskunde, eine Einführung in die Ozeanographie*. Gebr. Borntraeger, Berlin, 3. Ausgabe, 593 pp.
- Duckworth, G. L. und A. B. Baggeroer (1985). Inversion of refraction data from the Fram and Nansen Basins of the Arctic Ocean. *Tectonophysics*, **114**:55-101.
- Eiken, O., Editor (1994). *Seismic atlas of western Svalbard*, Band **130** der *Meddeler*. Norsk Polarinstitut, Oslo, 65 pp.
- Eldholm, O., A. M. Karasik und P. A. Reksnes (1990). The North American plate boundary. In Grantz, A., L. Johnson und J. F. Sweeney, Editoren, *The Arctic Ocean Region*, Band **L** der *The Geology of North America*. The Geological Society of America, Boulder, 171-184.
- Eldholm, O., E. Sundvor und K. Crane (1984a). *Sonobuoy measurements during the YMER Expedition*, Band **180** der *Skifter*. Norsk Polarinstitut, Oslo, 124 pp.
- Eldholm, O., E. Sundvor, A. M. Myhre und J. I. Faleide (1984b). Cenozoic evolution of the continental margin of Norway and western Svalbard. In Spencer, A. M., Editor, *Petroleum Geology of the North European Margin*. Norwegian Petroleum Society/Graham & Trotman, Oslo, 3-18.
- Faleide, J. I., S. T. Gudlaudsson, O. Eldholm, A. M. Myhre und H. R. Jackson (1991). Deep seismic transects across the sheared western Barents Sea-Svalbard continental margin. *Tectonophysics*, **189**:71-89.
- Feden, R. H., P. R. Vogt und H. S. Flemming (1979). Magnetic and bathymetric evidence for the Yermak hot spot of Svalbard in the Arctic Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**:18-38.
- Forsberg, R., K. Hehl, U. Meyer, A. Gidskehaug und L. Bastos (1996). Development of an airborne geoid mapping system for coastal oceanography-AGMASCO. In *Geoid and Marine Geodesy*, Band **117** der *IAG Symp. Series*. 163-170.
- Forßell, B. (1991). *Radionavigation Systems*. Prentice Hall, New Jersey, 384 pp.
- Fütterer, D. K. (1992). *ARCTIC'91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS POLARSTERN 1991*, Band **107** der *Berichte zur Polarforschung*. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 127 pp.
- Gaspar, P., O. Françoise, P. Y. Traon und O. Z. Zanife (1994). Estimating the sea state bias of the TOPEX and POSEIDON altimeters from crossover differences. *J. Geophys. Res.*, **99**(C12):24981-24994.

- Gaspar, P. und R. M. Ponte (1997). Relation between sea level and barometric pressure determined from altimeter data and model simulation. *J. Geophys. Res.*, **102**(C1):961–971.
- Gerthsen, C., H. O. Kneser und H. Vogel (1989). *Physik*. Springer Verlag Berlin, 16. Ausgabe, 918 pp.
- Håkansson, E. und S. A. S. Pedersen (1982). Late Paleozoic to Tertiary tectonic evolution of the continental margin in North Greenland. In Embry, A. F. und H. R. Balkwin, Editoren, *Arctic Geology and Geophysics*. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 8, 331–348.
- Harland, W. B. (1997). *The Geology of Svalbard*. Geological Society Memoir 17. The Geological Society, London, 521 pp.
- Harrison, J. C., J. D. MacQueen, A. C. Rauhut und J. Y. Cruz (1995). The LCT airborne gravity system. In *Geomagnetic and Navigation*, Int. Symp. on Kinematic Systems in Geodesy. 163–169.
- Hehl, K. (1992). *Bestimmung von Beschleunigungen auf einem bewegten Träger durch GPS und Digitale Filterung*. Dissertation, Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen, Universität der Bundeswehr, Neubiberg, 202 pp.
- Heidland, C., O. Böhne und B. Dallmeier-Tießen (1998). *The Expedition ARKTIS XIII/3 of RV POLARSTERN in 1997*, Band **262** der *Berichte zur Polarforschung*, 15 – 16. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 15 – 16.
- Harvard Seismology (1999), CMT Catalog Search, Internet, <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>.
- Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger und J. Collins (1997). *GPS theory and practice*. Springer, Berlin, 4. Ausgabe, 389 pp.
- Honeywell (1995). *Installation Manual, LASERNAV INS, YG1761B*, 128–138.
- Jackson, H. R., I. Reid und R. K. H. Falconer (1982). Crustal Structure Near the Arctic Mid-Ocean Ridge. *J. Geophys. Res.*, **87**(B3):1773–1783.
- Johnson, G. und B. C. Heezen (1967). Morphology and evolution of the Norwegian-Greenland Sea. *Deep-Sea Research*, **14**:755–771.
- Johnson, G. L., D. Monahan, G. Grønlie und L. Sobzak (1979), General bathymetric chart of the oceans, Can. Hydrographic Chart Office.
- Jokat, W. (2000). The sediment distribution below the North Greenland continental margin and the adjacent Lena Trough. In *Proceedings, Polar Forschung*. ICAM.
- Jokat, W. und O. Ritzmann (1997), The deep crustal structure of the continental margin of Van Mijenfjord, West Svalbard: Preliminary results, Abstracts of the International Lithosphere Program Workshop Volcanic Margins, GFZ Potsdam.

- Jokat, W., G. Uenzelmann-Neben, Y. Kristoffersen und T. M. Rasmussen (1992). Lomonosov Ridge – A double-sided continental margin. *Geology*, **20**:887–890.
- Jokat, W., E. Weigelt, Y. Kristoffersen, T. M. Rasmussen und T. Schöne (1995). New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin. *Geophys. J. Int.*, **122**:378–392.
- Kälberer, U. (1997). *Untersuchung zur Flugzeuggetragenen Radaraltimetrie*. Dissertation, Institut für Navigation der Universität Stuttgart, Stuttgart, 147 pp.
- Kearsley, A. H. W., R. Forsberg, A. Olesen, L. Bastos, K. Hehl, U. Meyer und A. Gidskehaug (1997). Airborne gravimetry uses in precise geoid computations by ring integration. *J. Geodesy*, **72**:600–605.
- Kim, Y. H. (1989). A K_u -Band solid state radar altimeter for topographic mapping. In Linkwitz, K. und U. Hangleiter, Editoren, *High Precision Navigation*, Proceedings of an International Workshop on High Precision Navigation. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Sonderforschungsbereich 228, Springer Verlag, Berlin, 261–285.
- Kindel, W. (1992). Flightmechanical aspects of airborne gravimetry. In Montag, C. Reigber, H., Editor, *Geodetic Contributions to Geodynamics*, Nummer 112 in Geodesy and Physics of the Earth. Springer-Verlag, Berlin, 167–170.
- Krause, G., Editor (1998). *The Expedition ARKTIS XIII/3 of RV POLARSTERN in 1997*, Band **262** der *Berichte zur Polarforschung*. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 93 pp.
- Krauss, W. (1973). *Methods and results of theoretical oceanography*, Band **1**. Dynamic of the homogeneous and the quasihomogenous ocean. Gebr. Borntraeger, Berlin, 299 pp.
- Kristofferson, Y. (1990). Eurasian Basin. In Grantz, A., L. Johnson und J. F. Sweeney, Editoren, *The Arctic Ocean Region*, Band **L** der *The Geology of North America*. The Geological Society of America, Boulder, 365–379.
- Kristofferson, Y. und H. S. Husebye (1985). Multi-channel seismic reflection measurements in the Eurasian Basin, Arctic Ocean, from U. S. ice station FRAM-IV. *Tectonophysics*, **114**:103–115.
- LaCoste, L. J. B. (1967). Measurement of Gravity at Sea and in the Air. *Rev. of Geophys.*, **5**(4):477–526.
- LaCoste, L. J. B., N. Clarkson und G. Hamilton (1967). LaCoste&Romberg stabilized platform shipboard gravity meter. *Geophysics*, **32**:99–109.
- LaCoste, L. J. B., J. Ford, R. Bowles und K. Archer (1982). Gravity measurements in an airplane using state of the art navigation and altimetry. *Geophysics*, **47**(5):832–838.

- LADS Corporation (1999), Laser Airborne Depth Sounder (LADS), Internet; <http://www.usl.com.au/lads/main/index.html>.
- Lawver, L. A., R. D. Müller, S. P. Srivastava und W. Roest (1990). The opening of the Arctic Ocean. In Bleil, U. und J. Thiede, Editoren, *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, Band 308 der *NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences*. Kluwer Academic Publishers, London, 29–62.
- Laxon, S. und D. McAdoo (1994), Marine gravity data field in the Arctic from ERS2, Internet, <http://www.wcp.mssl.ucl.ac.uk/people/swl>, London.
- Lemke, P. (1993). Meereseis und Schelfeis, Vorlesungsskript. Alfred–Wegener–Institut, Bremerhaven, 293 pp.
- Lemoine, F. G. und E. C. Pavlis (1998), EGM96 The NASA GSFC and NIMA Joint Geopotential Model, Internet, <http://cddisa.gsfc.nasa.gov/926/egm96/egm96.html>.
- Lindenberger, J. (1993). *Laser-Profilmessungen zur topographischen Geländeaufnahme*. Dissertation, Fakultät für Bauingenieur– und Vermessungswesen der Universität Stuttgart, Stuttgart, 130 pp.
- Lowell, J. D. (1972). Spitzbergen Tertiary Orogenic Belt and the Spitzbergen Fracture Zone. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, **83**:573–588.
- Maglio, P. (1998). *LCT™ Online Documentation*. LCT™ Software Inc., Houston, Version 6, 3. Ausgabe.
- Malys, S. und J. Slater (1994). Maintenance and enhancement of the World Geodetic System 1984. In *Proceedings of ION GPS-94*. 7th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation, Utah, 17 – 24.
- Marini, J. W. und C. W. J. Murray (1973). Correction of laser range tracking data for atmospheric refraction at elevation angles above 10 degrees. Bericht X-591-73-351, Goddard Space Flight Center, Washington, 61 pp.
- Meyer, U. und T. Boebel (1998). Fieldreport–NORDGRAV97. Bericht, Alfred–Wegener–Institut, Bremerhaven, 20 pp.
- Meyer, U., D. Steinhage und U. Nixdorf (1999). Fieldreport–NOGRAM98. Bericht, Alfred–Wegener–Institut, Bremerhaven, 24 pp.
- Miller, D. J. und N. I. Christensen (1997). Seismic velocity of lower crustal and upper mantle rocks from the slow–spreading Mid–Atlantic Ridge, south of the Kane Fracture Zone (MARK). In Karson, J. A., M. Camat, D. J. Miller und D. Elton, Editoren, *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Band 153 der *Proc. ODP, Scientific Results*. 437–454.
- Miller, J. L., M. A. Goodberlet und J. B. Zaitzeff (1998). Airborne salinity mapper makes debut in coastal zone. *EOS, Transactions*, **79**(14):173 – 175.

- Moritz, H. (1984). Geodetic reference system 1980. *Bull. Geodesy*, 388–398.
- Müller, R. D. und R. F. Spielhagen (1990). Evolution of the central Tertiary Basin of Spitzbergen: towards a synthesis of sediment and plate tectonic history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **80**:153–172.
- Myhre, A. M. und O. Eldholm (1988). The western Svalbard margin (74°N–80°N). *Mar. Pet. Geol.*, **5**:134–156.
- Myhre, A. M., O. Eldholm und E. Sundvor (1982). The margin between Senja and Spitzbergen Fracture Zones; Implications from plate tectonics. *Tectonophysics*, **89**:1–32.
- Nafe, J. E. und C. L. Drake (1957). Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocity of compressional and shear waves. *Geophysics*, **22**:523–552.
- Nansen, F. (1902). The oceanography of the North Polar Basin, Norwegian North Polar Expedition, 1893–1896. Scientific Research, 427 pp.
- Nettleton, L. L., L. J. B. LaCoste und J. C. Harrison (1960). Tests of an airborne gravity meter. *Geophysics*, **25**:181–202.
- Neumann, G. (1954). Zur Charakteristik des Seegangs. *Arch. Meteorol. Geophysic. Bioklimatol.*, **7**(A):50–67.
- NOAA–ST76-1562 (1976). *US–Standard Atmosphere 1976*. NOAA, US Government Printing Office, Washington, 277 pp.
- Oakey, G. N., R. A. Scott, H. R. Jackson und R. Macnab (1998). Circum–Arctic Magnetic Anomaly Map with Tectonic Overlay Polar Stereographic Projection, scale 1:6000000 at 75° N Latitude, Geological Survey of Canada Open File.
- Olesen, A. V. und R. Forsberg (1997). Airborne gravimetry using the LaCoste&Romberg gravimeter– An error analysis. In *Geomatics and Navigation*, Internat. Symp. on Kinematic Systems in Geodesy. 613–617.
- Optech (1987). *Model 501SX Rangefinder Operation Manual*. Optech, Ontario, 1. Ausgabe, 24 pp.
- Ostenson, N. A. und J. A. Pew (1968). Sub–bottom seismic profile off east coast of Greenland. In Slater, J. E., Editor, *Arctic drift stations*. The Arctic Institute of North America, Washington D. C., 345–363.
- Rassokho, A. L. (1967). Submarine Mid–Oceanic Arctic Ridge and its place in the system of Arctic Ocean ridges. *Doklady Akademia Nauk SSSR*, **172**:659–662.
- Roest, W. R. und S. P. Srivastava (1989). Seafloor spreading in the Labrador Sea: A new reconstruction. *Geology*, **17**:1000–1004.

- Roots, W. D. und S. P. Srivastava (1984). Origin of the marine magnetic quiet zones in the Labrador and Greenland Zone Seas. *Mar. Geophys Res.*, **6**:395–408.
- Royden, L., J. G. Sclater und R. P. Herzen (1980). Continental margin subsidence and heat flow, important parameters in formation of petroleum hydrocarbons. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **64**(2):173–187.
- Savitzky, A. und M. J. E. Golay (1964). Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures. *Analytical Chemistry*, **36**:1627–1639.
- Savostin, L. A. und A. M. Karasik (1981). Recent plate tectonics of the Arctic Basin and of northeastern Asia. *Tectonophysics*, **74**:111–145.
- Schlundwein, V. (1998). *Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies*, Band **270** der *Berichte zur Polarforschung*. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 148 pp.
- Schmitz, W. J. (1995). On the interbasin-scale thermohaline circulation. *Rev. of Geophys.*, **33**(2):151–173.
- Schwarz, K. P. und C. Glennie (1998). Improving accuracy and reliability of airborne gravimetry by multiple sensor configurations. In Forsberg, R., M. Feissel und R. Dietrich, Editoren, *Geodesy on the Move*, Band **119** der *International Association of Geodesy Symposia*. IAG, Rio de Janeiro, 11 – 17.
- Siemer, A. H. (1996). *Flugphysikalische und meßtechnische Aspekte flugzeuggestützter meteorologischer Messungen turbulenter Flüsse*. Dissertation, Universität Hannover, Hannover, 222 pp.
- Skolnik, M. I. (1980). *Introduction to Radar Systems*. McGraw-Hill Book Company, New York, 2. Ausgabe, 1563 pp.
- Srivastava, S. P. (1978). Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic. *Geophys. J. Royal Astr. Soc.*, **52**:313–357.
- Srivastava, S. P. und C. R. Tapscott (1986). Plate kinematics of the North Atlantic. In Tucholke, B. E. und P. R. Vogt, Editoren, *The Western Atlantic Region*, Band **M** der *The Geology of North America*. The Geological Society of America, Boulder, 379–404.
- Srivastava, S. P. (1985). Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait. *Tectonophysics*, **114**:29–53.
- Steel, R. J., J. Gjelberg, W. H. Hansen, K. Kleinspehn, A. Nøttvedt und M. Rye-Larsen (1985). The Tertiary strike-slip basins and orogenic belt of Spitzbergen. In Bridgman, K. T. und N. Christie-Blick, Editoren, *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*, Band **37**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 339–359.

- Sundvor, E. und A. Austegard (1990). The evolution of the Svalbard Margins: synthesis and new results. In Bleil, U. und J. Thiede, Editoren, *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, Band 308 der NATO ASI Series C: *Mathematical and Physical Sciences*. Kluwer Academic Publishers, 63–76.
- Sundvor, E. und O. Eldholm (1979). The western and northern margin of Svalbard. *Tectonophysics*, 59:239–250.
- Swain, C. J. (1996). Horizontal acceleration corrections in airborne gravimetry. *Geophysics*, 61(1):273–276.
- Talwani, M. und O. Eldholm (1977). Evolution of the Norwegian–Greenland Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88:969–999.
- Talwani, M., J. L. Worzel und M. Landisman (1959). Rapid gravity computations for two dimensional bodies with applications to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *J. Geophys. Res.*, 64:49–59.
- Timmen, L., R. Forsberg, K. Hehl, U. Meyer, A. Gidskehaug und L. Bastos (1999). Development of an Airborne Geoid Mapping System for Coastal Oceanography. Bericht, GeoForschungsZentrum, Potsdam, 267 pp.
- Tomczak, M. und J. S. Godfrey (1994). *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon, Elsevier Science, London, 1. Ausgabe, 422 pp.
- Torge, W. (1989). *Gravimetry*. Walter de Gruyter, Berlin, 465 pp.
- Torge, W. (1991). *Geodesy*. Walter de Gruyter, Berlin, 2. Ausgabe, 264 pp.
- Ulstad, C. und H. Engdahl (1997). *AGMASCO: Airborne Geoid Mapping System for Coastal Oceanography*. DNMI, Det norske meteorologiske institutt, Oslo, 39 pp.
- United States Geological Survey, USGS (1999), Earthquake Search, Internet, <http://wwwneic.cr.usgs.gov/neis/epic/epic.html>.
- Valliant, H. D. (1983). Field trials with the LaCoste&Romberg strait–line gravimeter. *Geophysics*, 48(5):611–617.
- Valliant, H. D. (1992). The LaCoste & Romberg Air/Sea Gravity Meter: an overview. In *Hydrocarbons*, Band 1. CRC Press, Inc.
- Vogt, P. R., W. Y. Jung und J. Brozena (1998). A retic margin gravity highs–remaining puzzling. *EOS, Transactions, AGU*, 79(49):601, 605–606.
- Vogt, P. R., P. T. Taylor, L. C. Kovas und G. L. Johnson (1979). Detailed aeromagnetic investigations of the Arctic Basin. *J. Geophys. Res.*, 84:1071–1089.
- Wei, M. und K. P. Schwarz (1998). Flight test results from a strapdown airborne gravity system. *J. Geodesy*, 72(6):323–332.

- Weigelt, E. (1998). *Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen*, Band 261 der *Berichte zur Polarforschung*. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 127 pp.
- Xu, G., K. Hehl und D. Angermann (1994). GPS Software Development for use in aerogravimetry: strategy, realization, and first results. In *Proceedings of ION GPS-94*. 7th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation, Utah, 1637 – 1642.
- Xu, G., L. Timmen und L. Bastos (1997). GPS kinematic Positioning in AGMASCO campaigns – strategic Goals and Numerical Results. In *Proceedings of ION GPS-97*. 10th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation, Kansas, 1173 – 1183.

A Einbaukoordinaten der Meßgeräte im Flugzeugapparatusystem

Instrument	x-Coord. [m]	y-Coord. [m]	z-Coord. [m]
GPS-Antenne 1	5.98	-0.40	-1.71
GPS-Antenne 2	10.47	-0.16	-1.63
S56 Sensor	8.10	-0.27	-0.37
Radar Altimeter Sendean- tenne	11.75	-0.45	-0.10
Radar Altimeter Emp- fangsantenne	5.1	0.2	0.0
Optech Laser	12.16	-0.38	-0.27

Tabelle A.1: Einbaukoordinaten der meßtechnischen Ausrüstung. Die Einbauposition der Meßgeräte wird bezüglich des flugzeugfesten Koordinatensystems ermittelt. Das Referenzsystem wird so gewählt, daß sich der Nullpunkt auf der Mittelachse zwei Meter vor dem Flugzeug befindet; in Anlehnung an das von Dornier eingeführte Koordinatensystem.

B Drehmatritzen

$$\underline{R}(\Omega) = R_3(\alpha) \cdot R_2(\beta) \cdot R_1(\gamma) \quad (\text{B.1})$$

$$= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \alpha & \sin \alpha \\ 0 & -\sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \cos \beta & 0 & -\sin \beta \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin \beta & 0 & \cos \beta \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \cos \gamma & \sin \gamma & 0 \\ -\sin \gamma & \cos \gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (\text{B.2})$$

$$\underline{C}_n^e = \begin{bmatrix} -\sin \varphi \cos(\lambda) & -\sin(\lambda) & -\cos(\varphi) \cos(\lambda) \\ -\sin(\varphi) \sin(\lambda) & \cos(\lambda) & -\cos(\varphi) \sin(\lambda) \\ \cos(\varphi) & 0 & -\sin(\varphi) \end{bmatrix} \quad (\text{B.3})$$

und für die entsprechende Matrix C_e^i ergibt sich:

$$C_e^i(\omega) = \begin{bmatrix} \cos(\omega_{ie}) & -\sin(\omega_{ie}) & 0 \\ \sin(\omega_{ie}) & \cos(\omega_{ie}) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (\text{B.4})$$

C Gravimeter – S56

Die in die Echtzeitberechnung eingehenden Cross-Coupling-Parameterwerte sind in der folgenden Tabelle für das Gravimeter dargestellt.

Parameter	Wert vom 20.5.1997	Wert vom 5.10.98
V_{CC}	$4.01 \cdot 10^{-2}$	$4.04 \cdot 10^{-2}$
A_L	$-1.93 \cdot 10^{-2}$	$-1.887 \cdot 10^{-2}$
A_X	$-1.26 \cdot 10^{-2}$	$-0.845 \cdot 10^{-2}$
V_E	$1.61 \cdot 10^{-2}$	$0.28 \cdot 10^{-2}$
A_{X^2}	0.0	0.0
X_{ACC^2}	0.0	0.0
L_{ACC^2}	0.0	0.0
$V_{CCPhase}$	$2.25 \cdot 10^{-1}$	$2.15 \cdot 10^{-1}$
A_{XPhase}	$1.83 \cdot 10^{-1}$	$1.84 \cdot 10^{-1}$
A_{LPhase}	$1.82 \cdot 10^{-1}$	$1.85 \cdot 10^{-1}$

Tabelle C.2: Cross-Coupling Parameter. Erstellt über Labormessungen der ZLS Coporation zur Systemauslieferung am 20.05.1997 und 5.10.98 bei einem Systemcheck.

Parameter	Wert vom 20.5.1997
Meter Skalen Faktor	0.99947
Beam Skalen Faktor	-2.0801

D ITRF96 Koordinaten der Basistationen

Zur Berechnung der kinematischen GPS-Daten wurden statische GPS-Referenzmessungen durchgeführt. In der folgenden Tabelle sind die Koordinaten bezüglich des ITRF96 angegeben.

Stationsname	Meßgröße	x	y	z
IGS-Station Tromsø	Markerposition [m]	2102940.3479	721569.3862	5958192.1035
	Geschwindigkeit [m a ⁻¹]	-0.018	0.0074	0.0047
	Antennenposition [m]	2.5514	0.0	0.0
IGS-Station Ny Ålesund	Markerposition [m]	1202430.6526	252626.6555	6237767.5154
	Geschwindigkeit [m a ⁻¹]	-0.016	0.0076	0.0009
	Antennenposition [m]	5.2940	0.0	0.0
Station Nord (TRIM97)	Antennenposition [m]	895901.475	-268034.119	6288125.891
Station Nord (TRIM98, 1. Pos.)	Antennenposition [m]	895901.475	-268034.119	6288125.891
Station Nord (TRIM98, 2. Pos.)	Antennenposition [m]	895901.754	-268035.856	6288125.480
Longyearbyen (TRIM97)	Antennenposition [m]	1256041.4785	348118.303	6222673.161
Midgardsor- men (ASHT97)	Antennenposition [m]	1071445.894	-412931.018	6252925.847

Tabelle D.3: ITRF96-Koordinaten der GPS-Basisstation.

E Physikalische Parameter der DO-228

Abmessungen:	
Länge	15.04 m
Höhe	4.86 m
Spannweite	16.97 m
aerodynamische Grundgrößen:	
effektive Flügelfläche	32.00 m ²
mittlere Flügeltiefe	2.05 m
Masse und Trägheitsmomente	
Masse	5 500 kg
Hauptträgheitsmoment der Rollbewegung	23.885 kg m ²
Hauptträgheitsmoment der Nickbewegung	37.100 kg m ²
Hauptträgheitsmoment der Gierbewegung	55.438 kg m ²
aerodynamische Beiwerte der Längsbewegung	
Auftriebsbeiwert	$C_L(\alpha) = 0.30 + 5.20 \alpha$
Widerstandsbeiwert	$C_D(\alpha) = 0.0256 + 2.02 \alpha^2$
Nickmoment	$C_m(\alpha, q) = -0.04 + -1.55 \alpha - 4.10 \dot{\alpha} - 12.07q$
Abgeleitete Kraft und Momentderivate	
	$X_u = -0.0151 \text{ s}^{-1}$
	$X_w = 0.0867 \text{ s}^{-1}$
	$X_\alpha = 6.0658 \text{ m/s}^2$
	$X_{\delta_{EI}} = 0.0000 \text{ m/s}^2$
	$Z_u = -0.2802 \text{ s}^{-1}$
	$Z_w = -1.2436 \text{ s}^{-1}$
	$Z_\alpha = -87.0531 \text{ m/s}^2$
	$Z_{\delta_{EI}} = -5.9069 \text{ m/s}^2$
	$M_u = 0.0000 \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$
	$M_w = -0.1118 \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$
	$M_\alpha = -7.8228 \text{ s}^{-1}$
	$M_q = -0.8937 \text{ s}^{-1}$
	$M_{\dot{w}} = -0.0043 \text{ m}^{-1}$
	$M_{\dot{\alpha}} = -0.3036 \text{ s}^{-1}$
	$M_{\delta_{EI}} = -4.6674 \text{ m}^{-2}$

Tabelle E.4: Grundgrößen für das mathematische Modell einer DO-228, nach Siemer (1996).

Die eingesetzten Meßflugzeuge Polar2 und Polar4 sind vom Typ DORNIER DO-228. Sie sind von mittlerer Größe und werden vom Alfred-Wegener-Institut als

Meß- und Logistikflugzeuge seit 1984 betrieben. In der folgenden Tabelle E.4 werden die Grundgrößen dieses Flugzeugtyps nach Siemer (1996) aufgelistet. Die Masse und die Trägheitsmomente sind abhängig von der Zuladung und der eingebauten Meßtechnik. Zudem nimmt die Masse während des Meßflugs aufgrund von Treibstoffverbrauch stetig ab. Der Schwerpunkt verlagert sich aus der Flügelmitte weiter nach unten und in Richtung Heck. Für die Rechnung der Flugparameter wurden jedoch die Masse und die Trägheitsmomente als konstant angenommen. Hier werden die mittleren Größen angegeben. Die wichtigsten aerodynamischen Beiwerte für die Längsbewegung können nur in Abhängigkeit vom Anstellwinkel α angegeben werden. Diese Werte gelten für kleine Winkel von $\alpha \leq 10^\circ$. Für die Kraft und Momentderivate ergeben sich bei einem stationären horizontalen Flug mit einer Geschwindigkeit von 70 m/s und einem Anstellwinkel von etwa 3° die in Tabelle E.4 aufgeführten Werte.

Danksagung

Die zutreffendste Beschreibung für wissenschaftliches Arbeiten mit undefiniertem Ausgang wurde von Andrew Wiles (Singh (1998)) als ein Gang durch ein dunkles Haus markant beschrieben.

„Man betritt den ersten Raum, und er ist dunkel. Vollkommen dunkel. Man stolpert herum und stößt gegen die Möbel, doch allmählich wird klar, was wo steht. Endlich, nach vielleicht einem halben Jahr, findet man den Lichtschalter, und plötzlich liegt alles im Hellen. Man kann genau sehen, wo man ist. Dann geht man in den nächsten Raum und verbringt wieder ein halbes Jahr im Dunkeln. Diese Durchbrüche, für die man manchmal nur einen Augenblick braucht, ein andermal ein oder zwei Tage, sind allesamt Errungenschaften der vielen Monate Herumstolperns im Dunkeln, ohne die es sie nicht geben würde.“

Mein Dank gilt den Personen, die mir dazu verholfen haben, diese Zimmer zu betreten und die Lichtschalter zu finden.

Hier möchte ich besonders Herrn Professor Miller für seine Betreuung und Unterstützung dieser Arbeit danken. Er ermöglichte mir, dieses Thema mit den Mitteln des Alfred-Wegener-Instituts zu bearbeiten.

Des weiteren danke ich Herrn Professor Bleil für die Übernahme des Korreferats.

Das AGMASCO Projekt wurde von der Europäischen Union gefördert. Der Europäischen Union wird für die Förderung des Kontrakts Nr.: EU MAST-III:MAS3-CT95-0014 gedankt. Ich bedanke mich bei den Teilnehmern der Flugkampagnen NORDGRAV97 und NOGRAM98, ohne die keine Daten vorliegen würden.

Der gesamten geophysikalischen Arbeitsgruppe, insbesondere Uwe Meyer, Wilfried Jokat, Gabriele Uenzelmann-Neben, und allen anderen, die zu der Arbeit beigetragen haben, gilt mein herzlicher Dank.

Nicht zuletzt möchte ich mich ganz besonders herzlich bei meinen Eltern und Jessica Thiele bedanken, ohne deren Unterstützung das Anfertigen dieser Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- * **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- * **Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS „Meteor““
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
zusammengestellt von Norbert Klages
- * **Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes „Meteor““ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT II), von Bodo Morgenstern
- * **Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- * **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“
by G. Hempel and R. B. Heywood
- * **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- * **Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polar-
sirkel‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
- * **Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- * **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- * **Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung
- * **Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- * **Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschieppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 –
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- * **Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- * **Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar
and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12. - 16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- * **Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ –
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- * **Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- * **Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- * **Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- * **Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- * **Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
- * **Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘
und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- * **Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton from the vicinity of the Antarctic Peninsula,
February 1982“ by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski
- * **Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of
the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
- * **Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven
des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“ von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick
- * **Heft Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.
- * **Heft Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
- * **Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985 mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- * **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammengestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“ by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- * **Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann
- * **Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3-4“ von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischen Makroplankton“ von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
- Heft-Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)“ 1986 by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lenhardt.
- Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“ by M. Gube-Lenhardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1-3)“ herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 - September 10, 1986“ by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“ by Werner Beckmann
- * **Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“ Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- * **Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV ‚Polarstern‘ Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“ by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“ by Eberhard Fahrbach
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl
- * **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen
- * **Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg
- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekau
- Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
- * **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
- Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
- Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant. V/3)“ by Elke Mizdalski
- Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“ by G. Krause, J. Meinke und J. Thiede

- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“
Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5 von H. Müller und H. Oerter
- * **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“
von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“
von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“
von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
- **Heft Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV ‚Polarstern‘ in 1988/89“, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“ by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
- Heft Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“, edited by Adolf Kellermann
- Heft Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‚Polarstern‘ in 1989“, edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- **Heft Nr. 70/1990** – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
- Heft Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
- Heft Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“
von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft Nr. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
- Heft Nr. 77/1990** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft Nr. 81/1991** – „Paläoglaziologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereseigenschaften: Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken.
- Heft Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeisen - numerische Simulationen mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study der Forschungsschiffe ‚Polarstern‘ und ‚Akademik Fedorov‘“, von Ernst Augstein, Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
- **Heft Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-VIII/5“, von Heinz Müller und Hans Oerter
- Heft Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI/1-4 of RV ‚Polarstern‘ in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel

- Heft Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm
- Heft Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS ‚Polarstern‘, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte von Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- * **Heft Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
- * **Heft Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1990/91“ herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- * **Heft Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft Nr. 104/1992** – „Mehrkanaelige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
- Heft Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- * **Heft Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, von Dieter K. Fütterer
- Heft Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer-Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
- * **Heft Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
- * **Heft Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des norwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
- Heft Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälchen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger.
- Heft Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner.
- * **Heft Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865 - 1875“, von Reinhard A. Krause.
- Heft Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV ‚Polarstern‘ (EPOS II)“, by Eike Rachor.
- Heft Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo.
- Heft Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze.
- Heft Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten.
- * **Heft Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P. A. Wöhrmann.
- * **Heft Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarloos and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV ‚Dalnie Zelentsy‘“, by D. Nürnberg and E. Groth.

- * **Heft Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek.
- * **Heft Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland.
- Heft Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve.
- Heft Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dorrien.
- Heft Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartier anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- * **Heft Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg.
- Heft Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV ‚Polarstern‘: CTD-Report“, von Marek Zwierz.
- Heft Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogenierter Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- * **Heft Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- * **Heft Nr. 137/1994** – „Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)“, von Georg Beyerle
- Heft Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler.
- Heft Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV ‚Polarstern‘ Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG ‚Polar Bear‘ cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidmarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov and Rüdiger Stein
- * **Heft Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV ‚Polarstern‘ Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982 - 1992“, by Torsten Schmidt and Gerd König-Langlo.
- Heft Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell-See / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- * **Heft Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- ** **Heft Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrabschnitt ARK-IX/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidmarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy.
- Heft Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS ‚Polarstern‘ 1992. Bericht von den Fahrabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft Nr. 154/1994** – „Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter.

- Heft Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft Nr. 156/1995** – „An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients“, by Reiner Schlitzer.
- Heft Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl.
- ** **Heft Nr. 158/1995** – „Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke.
- * **Heft Nr. 159/1995** – „The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters“, by Dorothea Bauch.
- * **Heft Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl.
- Heft Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros sp.* und *Navicula sp.* unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel.
- Heft Nr. 162/1995** – „Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig.
- Heft Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs.
- Heft Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke.
- Heft Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer.
- * **Heft Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler
- Heft Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften -- Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer.
- Heft Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler.
- Heft Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer.
- Heft Nr. 174/1995** – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten
- Heft Nr. 175/1995** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Chrisline Siegert and Gmitry Bolshiyarov.
- * **Heft Nr. 176/1995** – „Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert
- Heft Nr. 178/1995** – „Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam.
- Heft Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft Nr. 180/1995** – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn.
- Heft Nr. 181/1995** – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 182/1995** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 183/1996** – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann.
- Heft Nr. 184/1996** – „Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by Maria Dolores Andrés Hernández.
- Heft Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditen und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller.
- Heft Nr. 186/1996** – „Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Martin Frank.
- Heft Nr. 187/1996** – „The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft Nr. 188/1996** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft Nr. 189/1996** – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe

- Heft Nr. 190/1996** – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft Nr. 191/1996** – „Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen“, von Frank Wilhelms.
- Heft Nr. 192/1996** – „Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam.
- Heft Nr. 193/1996** – „Heterogene Reaktionen von N₂O₅ und Hbr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel.
- Heft Nr. 194/1996** – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm.
- Heft Nr. 195/1996** – „Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich.
- Heft Nr. 196/1996** – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese
- Heft Nr. 197/1996** – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of 'Polarstern' in 1995", edited by Gunther Krause.
- Heft Nr. 198/1996** – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker.
- Heft Nr. 199/1996** – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by Gerion Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft Nr. 200/1996** – "Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models", by Gerrit Lohmann.
- Heft Nr. 201/1996** – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken.
- Heft Nr. 202/1996** – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid.
- **Heft Nr. 203/1996** – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder.
- Heft Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf.
- Heft Nr. 205/1996** – "Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation", by Thorsteinn Thorsteinsson.
- Heft Nr. 206/1996** – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg.
- Heft Nr. 207/1996** – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz.
- Heft Nr. 208/1996** – „Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke.
- Heft Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereiserkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert.
- Heft Nr. 210/1996** – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann.
- Heft Nr. 211/1996** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995", by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten.
- Heft Nr. 212/1996** – "Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin", by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 213/1996** – „Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente“, von Barbara Niehoff
- Heft Nr. 214/1996** – „Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf“, von Christoph Mayer.
- Heft Nr. 215/1996** – „Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95“, herausgegeben von Ulrich Wand.
- Heft Nr. 216/1996** – „Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien“, von Uta Brathauer.
- Heft Nr. 217/1996** – „Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung“, von Jörn Behrens.
- Heft Nr. 218/1997** – "Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)", by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.
- Heft Nr. 219/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft Nr. 220/1997** – „Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1“, von Tilo Schöne.
- Heft Nr. 221/1997** – „Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lukas und Victor Smetacek.
- Heft Nr. 222/1997** – "Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data", by László Oszkó.

- Heft Nr. 223/1997** – „Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren“, von Christian Haas.
- Heft Nr. 224/1997** – „Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen“, von Silke Wessel.
- Heft Nr. 225/1997** – „Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises“, von Michael Poltermann.
- Heft Nr. 226/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV ‘Polarstern’ in 1995“, edited by Eike Rachor.
- Heft Nr. 227/1997** – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arcta* (Chlorophyta) der Arktis“, von Katharina Kück.
- Heft Nr. 228/1997** – „Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal“, von Katrin Linse.
- Heft Nr. 229/1997** – „Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer“, von Hinrich Hanssen.
- Heft Nr. 230/1997** – „Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung“, von Lutz-Peter Kurdelski
- Heft Nr. 231/1997** – „Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten“, von Christopher Zimmermann
- Heft Nr. 232/1997** – „Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen“, von Stephan Zimmermann
- Heft Nr. 233/1997** – „Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*“, von Doris Meyerdieks.
- Heft Nr. 234/1997** – „Die Expedition ARCTIC ‘96 des FS ‚Polarstern‘ (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)“, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern.
- Heft Nr. 235/1997** – „Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres“, von Jana Friedrich
- Heft Nr. 236/1997** – “Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic“, by Arndt Meier.
- Heft Nr. 237/1997** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR/SEVERNAYA ZEMLYA 1996“, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov
- Heft Nr. 238/1997** – “Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae“, by Iván M. Gómez.
- Heft Nr. 239/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1996“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft Nr. 240/1997** – „Untersuchungen zur Chrom-Speziation in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis“, von Heide Giese.
- Heft Nr. 241/1997** – “Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris“, by Seung-II Nam.
- Heft Nr. 242/1997** – “Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia“, by Julia Boike.
- Heft Nr. 243/1997** – „Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen“, von Andreas Mackensen.
- Heft Nr. 244/1997** – “The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica, Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996“, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Graw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft Nr. 245/1997** – „Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft Nr. 246/1997** – „Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises“, von Christine Friedrich.
- Heft Nr. 247/1997** – „Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchhoff.
- Heft Nr. 248/1997** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1995“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 249/1997** – “The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‘Polarstern’ to the eastern Weddell Sea in 1996“, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 250/1997** – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Adreas Starmans.
- Heft Nr. 251/1997** – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel“, von Christoph Vogt.
- Heft Nr. 252/1997** – „Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik“, von Stephan Kühne.
- Heft Nr. 253/1997** – “Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean“, by Christine Klaas.
- Heft Nr. 254/1997** – „Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunge-Oase, Ostantarktis“, von Thomas Kulbe

- Heft Nr. 255/1997** – "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV 'Polarstern' in 1997", edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 256/1998** – „Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer“, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft Nr. 257/1998** – „Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis“, von Christoph Kleefeld.
- Heft Nr. 258/1998** – „Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells“, von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft Nr. 259/1998** – "The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV 'Polarstern' in 1997", by Dieter K. Fütterer.
- * **Heft Nr. 260/1998** – „Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung“, von Holger Cremer
- Heft Nr. 261/1998** – „Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen“, von Estella Weigelt.
- Heft Nr. 262/1998** – "The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV 'Polarstern' in 1997", by Gunther Krause.
- Heft Nr. 263/1998** – „Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen“, von Thorsten Schäfer.
- Heft Nr. 264/1998** – „Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie“, von Joachim Urban.
- Heft Nr. 265/1998** – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.
- Heft Nr. 266/1998** – "Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV 'Akademic Boris Petrov' in 1997", edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.
- Heft Nr. 267/1998** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‚Polarstern‘ 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft Nr. 268/1998** – „Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone“, von Gerit Birnbaum.
- Heft Nr. 269/1998** – "Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)", by Günther Heinemann.
- Heft Nr. 270/1998** – "Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies", by Vera Schindwein.
- Heft Nr. 271/1998** – "Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice", by Dirk Dethleff, Per Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.
- Heft Nr. 272/1998** – „FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre“, von Edo Becker.
- Heft Nr. 273/1998** – „Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas Rückens und des Agulhas Plateaus („SETA-RAP“)“, von Gabriele Uenzelmann-Neben.
- Heft Nr. 274/1998** – "The Expedition ANTARKTIS XIV/2", by Gerhard Kattner.
- Heft Nr. 275/1998** – „Die Auswirkung der 'NorthEastWater'-Polynya auf die Sedimentation von NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.
- Heft Nr. 276/1998** – „Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Studinger.
- Heft Nr. 277/1998** – „Koordiniertes Programm Antarktisforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms „Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft Nr. 278/1998** – „Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.
- Heft Nr. 279/1998** – "Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A New Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)", edited by Ruediger Stein.
- Heft Nr. 280/1998** – „Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“ von Friedrich Jung-Rothenhäusler.
- Heft Nr. 281/1998** – „Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirrung.
- Heft Nr. 282/1998** – "Scavenging of ²³¹Pa and ²³⁰Th in the South Atlantic: Implications for the use of the ²³¹Pa/²³⁰Th ratio as a paleoproductivity proxy", by Hans-Jürgen Walter.
- Heft Nr. 283/1998** – „Sedimente im arktischen Meereis - Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.
- Heft Nr. 294/1998** – „Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten“, von Christian H. Thomas.
- Heft Nr. 285/1998** – „Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)“, von Angela Sommer.
- Heft Nr. 286/1998** – „Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Jens Kowalke.
- Heft Nr. 287/1998** – "Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea", edited by Eike Rachor.

- Heft Nr. 288/1998** – „Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft Nr. 289/1998** – „Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Miao.
- Heft Nr. 290/1998** – „Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft Nr. 291/1998** – „Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.
- Heft Nr. 292/1998** – „Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean, Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Utschakowski.
- Heft Nr. 293/1998** – „Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.
- Heft Nr. 294/1998** – „Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentalhang“, von Klaus Schnack.
- Heft Nr. 295/1998** – „Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre“, von Harald Hommers.
- Heft Nr. 296/1998** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV 'Polarstern' in 1997“, edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.
- Heft Nr. 297/1998** – „Radiometrische Messungen im arktischen Ozean - Vergleich von Theorie und Experiment“, von Klaus-Peter Johnsen.
- Heft Nr. 298/1998** – „Patterns and Controls of CO₂ Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia - the Contribution of Soils and Mosses“, by Martin Sommerkorn.
- Heft Nr. 299/1998** – „The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica. Synopsis of research performed within the frame of the Argentinean-German Cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station (King George Island, Antarctica, 1991 - 1997)“, by Christian Wiencke, Gustavo Ferreyra, Wolf Arntz & Carlos Rinaldi.
- Heft Nr. 300/1999** – „The Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' 1997: First Results of a Joint Russian-German Pilot Study“, edited by Jens Matthiessen, Oleg V. Stepanets, Ruediger Stein, Dieter K. Fütterer, and Eric M. Galimov.
- Heft Nr. 301/1999** – „The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)“, edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 302/1999** – „Sterole im herbstlichen Weddellmeer (Antarktis): Großräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz“, von Anneke Mühlebach.
- Heft Nr. 303/1999** – „Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung“, von Jens Biele.
- Heft Nr. 304/1999** – „Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse“, von Jochen Knies.
- Heft Nr. 305/1999** – „Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST)“, by Jörg Hartmann, Frank Albers, Stefania Argentini, Axel Bochert, Ubaldo Bonafé, Wolfgang Cohrs, Alessandro Conidi, Dietmar Freese, Teodoro Georgiadis, Alessandro Ippoliti, Lars Kaleschke, Christof Lüpkes, Uwe Maixner, Giangiuseppe Mastrantonio, Fabrizio Ravegnani, Andreas Reuter, Giuliano Trivellone and Angelo Viola.
- Heft Nr. 306/1999** – „German-Russian Cooperation: Biogeographic and biostratigraphic investigations on selected sediment cores from the Eurasian continental margin and marginal seas to analyze the Late Quaternary climatic variability“, edited by Robert R. Spielhagen, Max S. Barash, Gennady I. Ivanov, and Jörn Thiede.
- Heft Nr. 307/1999** – „Struktur und Kohlenstoffbedarf des Makrobenthos am Kontinentalhang Ostgrönlands“, von Dan Seiler.
- Heft Nr. 308/1999** – „ARCTIC '98: The Expedition ARK-XIV/1a of RV 'Polarstern' in 1998“, edited by Wilfried Jokat.
- Heft Nr. 309/1999** – „Variabilität der arktischen Ozonschicht: Analyse und Interpretation bodengebundener Millimeterwellenmessungen“, von Björn-Martin Sinnhuber.
- Heft Nr. 310/1999** – „Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans“, von Marion Behrends.
- Heft Nr. 311/1999** – „Parameterisierung atmosphärischer Grenzschichtprozesse in einem regionalen Klimamodell der Arktis“, von Christoph Abegg.
- Heft Nr. 312/1999** – „Solare und terrestrische Strahlungswechselwirkung zwischen arktischen Eisflächen und Wolken“, von Dietmar Freese.
- Heft Nr. 313/1999** – „Snow accumulation on Ekströmsen, Antarctica“, by Elisabeth Schlosser, Hans Oerter and Wolfgang Graf.
- Heft Nr. 314/1999** – „Die Expedition ANTARKTIS XV/4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1998“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 315/1999** – „Expeditions in Siberia in 1998“, edited by Volker Rachold.
- Heft Nr. 316/1999** – „Die postglaziale Sedimentationsgeschichte der Laptevsee: schwermineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen“, von Bernhard Peregovich.
- Heft-Nr. 317/1999** – „Adaption an niedrige Temperaturen: Lipide in Eisdiatomeen“, von Heidi Lehmal.
- Heft-Nr. 318/1999** – „Effiziente parallele Lösungsverfahren für elliptische partielle Differentialgleichungen in der numerischen Ozeanmodellierung“, von Natalja Rakowsky.

- Heft-Nr. 319/1999** – “The Ecology of Arctic Deep-Sea Copepods (Euchaetidae and Aetideidae). Aspects of their Distribution, Trophodynamics and Effect on the Carbon Flux”, by Holger Auel.
- Heft-Nr. 320/1999** – “Modellstudien zur arktischen stratosphärischen Chemie im Vergleich mit Meßdaten”, von Veronika Eyring.
- Heft-Nr. 321/1999** – “Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols”, von Dagmar Nagel.
- Heft-Nr. 322/1999** – “Messungen des arktischen stratosphärischen Ozons: Vergleich der Ozonmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen, 1997 und 1998”, von Jens Langer.
- Heft-Nr. 323/1999** – “Untersuchung struktureller Elemente des südöstlichen Weddellmeeres / Antarktis auf der Basis mariner Potentialfelddaten”, von Uwe F. Meyer.
- Heft-Nr. 324/1999** – “Geochemische Verwitterungstrends eines basaltischen Ausgangsgesteins nach dem spätpleistozänen Gletscherrückzug auf der Taimyrhalbinsel (Zentralsibirien) - Rekonstruktion an einer sedimentären Abfolge des Lama Sees”, von Stefanie K. Harwart.
- Heft-Nr. 325/1999** – “Untersuchungen zur Hydrologie des arktischen Meereises - Konsequenzen für den kleinskaligen Stofftransport”, von Johannes Freitag.
- Heft-Nr. 326/1999** – “Die Expedition ANTARKTIS XIV/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1998”, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 327/1999** – “Gemeinschaftsanalytische Untersuchungen der Harpacticoidenfauna der Magellanregion, sowie erste similaritätsanalytische Vergleiche mit Assoziationen aus der Antarktis”, von Kai Horst George.
- Heft-Nr. 328/1999** – “Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen”, von Claudia Müller.
- Heft-Nr. 329/1999** – “Räumliche und zeitliche Variationen atmosphärischer Spurengase aus bodengebundenen Messungen mit Hilfe eines Michelson interferometers”, von Justus Notholt.
- Heft-Nr. 330/1999** – “The 1998 Danish-German Excursion to Disko Island, West Greenland”, edited by Angelika Brandt, Helge A. Thomsen, Henning Heide-Jørgensen, Reinhard M. Kristensen and Hilke Ruhberg.
- Heft-Nr. 331/1999** – “Poseidon” Cruise No. 243 (Reykjavik - Greenland - Reykjavik, 24 August - 11 September 1998): Climate change and the Viking-age fjord environment of the Eastern Settlement, sw Greenland”, by Gerd Hoffmann, Antoon Kuijpers, and Jörn Thiede.
- Heft-Nr. 332/1999** – “Modeling of marine biogeochemical cycles with an emphasis on vertical particle fluxes”, by Regina Usbeck.
- Heft-Nr. 333/1999** – “Die Tanaidaceenfauna des Beagle-Kanals und ihre Beziehungen zur Fauna des antarktischen Festlandssockels”, von Anja Schmidt.
- Heft-Nr. 334/1999** – “D-Aminosäuren als Tracer für biogeochemische Prozesse im Fluß-Schelf-Ozean-System der Arktis”, von Hans Peter Fitznar.
- Heft-Nr. 335/1999** – “Ökophysiologische Ursachen der limitierten Verbreitung reptanter decapoder Krebse in der Antarktis”, von Markus Frederich.
- Heft-Nr. 336/1999** – “Ergebnisse der Untersuchung des grönländischen Inlandeises mit dem elektromagnetischen Reflexionsverfahren in der Umgebung von NGRIP”, von Fidan Göktas.
- Heft-Nr. 337/1999** – “Paleozoic and mesozoic tectono-thermal history of central Dronning Maud Land, East Antarctica, - evidence from fission-track thermochronology”, by Stefanie Meier.
- Heft-Nr. 338/1999** – “Probleme hoher Stoffwechselraten bei Cephalopoden aus verschiedenen geographischen Breiten”, von Susanne Ziellinski.
- Heft-Nr. 339/1999** – “The Expedition ARKTIS XV/1”, edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 340/1999** – “Microbial Properties and Habitats of Permafrost Soils on Taimyr Peninsula, Central Siberia”, by Nicolé Schmidt.
- Heft-Nr. 341/1999** – “Photoacclimation of phytoplankton in different biogeochemical provinces of the Southern Ocean and its significance for estimating primary production”, by Astrid Bracher.
- Heft-Nr. 342/1999** – “Modern and Late Quaternary Depositional Environment of the St. Anna Trough Area, Northern Kara Sea”, edited by Ruediger Stein, Kirsten Fahl, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 343/1999** – “ESF-IMPACT Workshop/Oceanic impacts: mechanisms and environmental perturbations, 15-17 April 1999 in Bremerhaven”, edited by Rainer Gersonde and Alexander Deutsch.
- Heft-Nr. 344/1999** – “Die Klimageschichte der hohen nördlichen Breiten seit dem mittleren Miozän: Hinweise aus sedimentologischen-tonmineralogischen Analysen (ODP Leg 151, zentrale Framstraße)”, von Amelie Winkler.
- Heft-Nr. 345/1999** – “Kurzfristige Klimaschwankungen im Scotiamer und Ergebnisse zur Kalbungsgeschichte der Antarktis während der letzten 200 000 Jahre”, von Annette Hofmann.
- Heft-Nr. 346/2000** – “Glazialmarine Sedimentationsentwicklung am westantarktischen Kontinentalrand im Amundsen- und Bellingshausenmeer - Hinweise auf Paläoumweltveränderungen während der quartären Klimazyklen”, von Claus-Dieter Hillenbrand.
- Heft-Nr. 347/2000** – “Zur Ökologie des Phytoplanktons im arktischen Laptevmeer - ein jahreszeitlicher Vergleich”, von Kirsten Tuschling.
- Heft-Nr. 348/2000** – “Untersuchungen zum Fettstoffwechsel des Südlichen See-Elefanten (*Mirounga leonina* L.) in der Antarktis”, von Sven Ramdohr.
- Heft-Nr. 349/2000** – “Licht- und Temperatureinfluß auf den enzymatischen Oxidationsschutz der antarktischen Eisdiatomee *Entomoneis kufferathii* Manguin”, von Raimund Schriek.

- Heft-Nr. 350/2000** – “Die Expedition ARKTIS XV/3 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1999”, herausgegeben von Ursula Schauer.
- Heft-Nr. 351/2000** – “Dissolution kinetics of biogenic silica in marine environments”, by Dirk Rickert.
- Heft-Nr. 352/2000** – “Geometrie und Kinematik des tertiären Deckenbaus im West Spitzbergen Falten- und Überschiebungsgürtel, Brøggerhalvøya, Svalbard”, von Kerstin Saalmann.
- Heft-Nr. 353/2000** – “Zur Ökologie der Benthos-Foraminiferen der Potter Cove (King George Island, Antarktis)”, von Michaela Mayer.
- Heft-Nr. 354/2000** – “Expeditions in Siberia in 1999”, edited by Volker Rachold.
- Heft-Nr. 355/2000** – “Temperaturrekonstruktion im Tropischen Atlantik für das Letzte Glaziale Maximum: CLIMAP neu betrachtet”, von Carsten Porthun.
- Heft-Nr. 356/2000** – “Niederfrequente Variabilität großräumiger atmosphärischer Zirkulationsstrukturen in spektralen Modellen niederer Ordnung”, von Antje Weisheimer.
- Heft-Nr. 357/2000** – “Late Quaternary paleoclimatic reconstructions along the Eurasian continental margin”, by Hans Peter Kleiber.
- Heft-Nr. 358/2000** – “Holocene environmental history of East Greenland - evidence from lake sediments”, by Bernd Wagner.
- Heft-Nr. 359/2000** – “Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Ecology of the White Sea with Emphasis on its Deep Basin”, edited by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 360/2000** – “Scientific Cruise Report of the Joint Russian-German Kara-Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' in 1999”, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 361/2000** – “Planktic foraminifer ecology and stable isotope geochemistry in the Arctic Ocean: implications from water column and sediment surface studies for quantitative reconstructions of oceanic parameters.”, by Renate Volkmann.
- Heft-Nr. 362/2000** – “Eisbohrkernuntersuchungen zur räumlichen und zeitlichen Variabilität von Temperatur und Niederschlagsrate im Spätholozän in Nordgrönland”, von Matthias Schwager.
- Heft-Nr. 363/2000** – “Benthische Peracarida (Crustacea, Malacostraca) des arktischen Mellemfjordes, West-Grönland”, von Anne-Nina Lörz.
- Heft-Nr. 364/2000** – “Die Expeditionen ANTARKTIS XVI/3-4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1999”, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek und Manfred Reinke.
- Heft-Nr. 365/2000** – “Organic carbon in Late Quaternary sediments: Responses to paleoenvironmental changes in the Laptev and Kara seas (Arctic Ocean)”, by Bettina Boucsein.
- Heft-Nr. 366/2000** – “Flugzeuggestützte Topographie- und Schweremessung: Meßsystem und Anwendung auf die Region Framstraße, Spitsbergen und Nordostgrönland”, von Tobias Boebel.

* vergriffen / out of print.

** nur noch beim Autor / only from the author.